



**ΕΘΝΙΚΟ ΚΑΙ ΚΑΠΟΔΙΣΤΡΙΑΚΟ ΠΑΝΕΠΙΣΤΗΜΙΟ ΑΘΗΝΩΝ**  
**ΣΧΟΛΗ ΘΕΤΙΚΩΝ ΕΠΙΣΤΗΜΩΝ**  
**ΤΜΗΜΑ ΓΕΩΛΟΓΙΑΣ ΚΑΙ ΓΕΩΠΕΡΙΒΑΛΛΟΝΤΟΣ**  
**ΤΟΜΕΑΣ ΓΕΩΦΥΣΙΚΗΣ - ΓΕΩΘΕΡΜΙΑΣ**

**ΠΜΣ ΕΠΙΣΤΗΜΕΣ ΓΗΣ ΚΑΙ ΠΕΡΙΒΑΛΛΟΝ**  
**ΕΙΔΙΚΕΥΣΗ ΕΦΑΡΜΟΣΜΕΝΗ ΓΕΩΛΟΓΙΑ - ΓΕΩΦΥΣΙΚΗ**

**ΜΕΤΑΠΤΥΧΙΑΚΗ ΔΙΠΛΩΜΑΤΙΚΗ ΕΡΓΑΣΙΑ**

**Εκτίμηση της Σεισμικής Επικινδυνότητας Κεφαλονιάς  
και Ιθάκης για το διάστημα 1630-2014**

**Assessment of the Seismic Hazard of Kefalonia and Ithaca  
for the period 1630-2014**

**Αντώνης Η. Μαρίνος**

**Γεωλόγος**

**Τριμελής Εξεταστική Επιτροπή**

**Βασιλική Κουσκουνά**  
**Ευθύμιος Λέκκας**  
**Γεώργιος Καβύρης**

**Καθηγήτρια (Επιβλέπουσα)**  
**Καθηγητής**  
**Αναπλ. Καθηγητής**

**ΑΘΗΝΑ**

**ΑΠΡΙΛΙΟΣ 2023**

## ΔΗΛΩΣΗ ΠΕΡΙ ΜΗ ΠΡΟΣΒΟΛΗΣ ΠΝΕΥΜΑΤΙΚΗΣ ΙΔΙΟΚΤΗΣΙΑΣ

---

Προσβολή πνευματικής ιδιοκτησίας θεωρείται η ολική ή η μερική αναπαραγωγή του έργου άλλου προσώπου ή η παρουσίαση του έργου κάποιου άλλου ως προσωπικού του γράφοντος. Το Τμήμα Γεωλογίας και Γεωπεριβάλλοντος λαμβάνει πολύ σοβαρά υπόψη και καταδικάζει την προσφυγή σε τέτοιου είδους πρακτικές από τους Μεταπτυχιακούς Φοιτητές. Σε περιπτώσεις πρόδηλης ή εκ προθέσεως προσβολής πνευματικής ιδιοκτησίας, τα αρμόδια όργανα του Τμήματος δύνανται να επιβάλουν ως κύρωση έως και την οριστική διαγραφή από το ΠΜΣ. Κατά την εκπόνηση, υποβολή, εξέταση και δημοσίευση της Διπλωματικής Εργασίας Ειδίκευσης οι Μεταπτυχιακοί Φοιτητές οφείλουν να τηρούν τις ακόλουθες κατευθυντήριες οδηγίες:

1. Η Διπλωματική Εργασία Ειδίκευσης πρέπει να αποτελεί έργο του υποβάλλοντος αυτήν φοιτητή.
2. Η αντιγραφή ή η παράφραση έργου τρίτου προσώπου αποτελεί προσβολή πνευματικής ιδιοκτησίας και συνιστά σοβαρό αδίκημα. Στο αδίκημα αυτό περιλαμβάνεται τόσο η προσβολή πνευματικής ιδιοκτησίας άλλου φοιτητή όσο και η αντιγραφή από δημοσιευμένες πηγές, όπως βιβλία, εισηγήσεις ή επιστημονικά άρθρα. Το υλικό που συνιστά αντικείμενο λογοκλοπής μπορεί να προέρχεται από οποιαδήποτε πηγή. Η αντιγραφή ή χρήση υλικού προερχόμενου από το διαδίκτυο ή από ηλεκτρονική εγκυκλοπαίδεια είναι εξίσου σοβαρή με τη χρήση υλικού προερχόμενου από τυπωμένη πηγή ή βάση δεδομένων.
3. Η χρήση αποσπασμάτων από το έργο τρίτων είναι αποδεκτή εφόσον, αναφέρεται η πηγή του σχετικού αποσπάσματος. Σε περίπτωση αυτολεξί μεταφοράς αποσπάσματος από το έργο άλλου, η χρήση εισαγωγικών ή σχετικής υποσημείωσης είναι απαραίτητη, ούτως ώστε η πηγή του αποσπάσματος να αναγνωρίζεται.
4. Η παράφραση κειμένου, αποτελεί προσβολή πνευματικής ιδιοκτησίας.
5. Οι πηγές των αποσπασμάτων που χρησιμοποιούνται θα πρέπει να καταγράφονται πλήρως σε πίνακα βιβλιογραφίας στο τέλος της εργασίας.
6. Η προσβολή πνευματικής ιδιοκτησίας επισύρει την επιβολή κυρώσεων. Κατά την απόφαση επί των ενδεδειγμένων κυρώσεων, τα αρμόδια όργανα του Τμήματος θα λαμβάνουν υπόψη παράγοντες όπως το εύρος και το μέγεθος του τμήματος της εργασίας που οφείλεται σε προσβολή πνευματικής ιδιοκτησίας. Οι κυρώσεις θα επιβάλλονται σύμφωνα με το Άρθρο 7 Παράγραφος 7 του Κανονισμού Σπουδών.

**Βεβαιώνω ότι η Διπλωματική Εργασία Ειδίκευσης, την οποία υποβάλλω, δεν περιλαμβάνει στοιχεία προσβολής πνευματικής ιδιοκτησίας, όπως αυτά προσδιορίζονται από την παραπάνω δήλωση, τους όρους της οποίας διάβασα και αποδέχομαι.**

**Παρέχω τη συναίνεσή μου, ώστε ένα ηλεκτρονικό αντίγραφο της διπλωματικής εργασίας μου να υποβληθεί σε ηλεκτρονικό έλεγχο για τον εντοπισμό τυχόν στοιχείων προσβολής πνευματικής ιδιοκτησίας.**

Ημερομηνία

7/4/2023

Υπογραφή Υποψηφίου



## ΠΕΡΙΛΗΨΗ

Στην παρούσα διπλωματική εργασία γίνεται προσπάθεια εκτίμησης της σεισμικής επικινδυνότητας των νήσων Κεφαλονιάς και Ιθάκης. Στα πλαίσια της εργασίας σχηματίστηκε μια ενιαία συγκεντρωτική βάση δεδομένων μακροσεισμικών εντάσεων, συγκεντρώνοντας όλες τις διαθέσιμες καταγραφές για την περιοχή ενδιαφέροντος καθώς και προσθέτοντας νέες, ο βαθμός έντασης των οποίων εκτιμήθηκε στα πλαίσια της εργασίας. Για τον υπολογισμό της σεισμικής επικινδυνότητας επιλέχθηκε η πιθανολογική προσέγγιση, κάνοντας χρήση του προγράμματος HAZAN, το οποίο εφαρμόζει την μέθοδο ακραίων τιμών του. Τα αποτελέσματα προβλήθηκαν σε χάρτες μέσω του λογισμικού QGIS, χρησιμοποιώντας ως τεχνική χωρικής παρεμβολής την Inverse Distance Weighted. Μερικά από τα συμπεράσματα που εξάγονται από τα αποτελέσματα, είναι ότι οι υψηλότερες τιμές μέγιστης αναμενόμενης έντασης εμφανίζονται στις ευρύτερες περιοχές του Ληξουρίου και στο μεγαλύτερο μέρος της χερσονήσου Παλικής, καθώς και του Αργοστολίου. Σημαντικές τιμές μέγιστης αναμενόμενης τιμής μακροσεισμικής έντασης εμφανίζονται επίσης και στα βόρεια τμήματα των νήσων Κεφαλονιάς και Ιθάκης, καθώς και στο νότιο και το νοτιοανατολικό άκρο της Κεφαλονιάς. Συγκρίνοντας τα αποτελέσματα των μεγίστων αναμενόμενων τιμών μακροσεισμικών εντάσεων που προέκυψαν από την ανάλυση σεισμικής επικινδυνότητας και των μεγίστων παρατηρούμενων εντάσεων με βάση τα μέχρι τώρα διαθέσιμα δεδομένα, φαίνεται πως σε κάποιες θέσεις προκύπτουν ιδιαίτερα υπερεκτιμημένες τιμές σεισμικής επικινδυνότητας. Το γεγονός αυτό φαίνεται να οφείλεται στην έλλειψη δεδομένων για κάποιους τόπους για σημαντικούς ιστορικούς σεισμούς.

**ΘΕΜΑΤΙΚΗ ΠΕΡΙΟΧΗ:** Σεισμολογία, Μακροσεισμική

**ΛΕΞΕΙΣ ΚΛΕΙΔΙΑ:** Μακροσεισμική Ένταση, Κεφαλονιά, Ιθάκη, HAZAN, Σεισμική Επικινδυνότητα

## **ABSTRACT**

In this thesis, an attempt is made to assess the seismic hazard of the islands of Kefalonia and Ithaca. Within the framework of the thesis, an aggregated database of macroseismic intensities was formed by collecting all the available recordings for the area of interest, as well as adding new ones, the degree of intensity of which was estimated as part of this thesis. To calculate the seismic hazard, the probabilistic approach was chosen, using the HAZAN program, which is based on the extreme value theory. The results were displayed on maps using QGIS software using the Inverse Distance Weighted interpolation technique. Some of the conclusions drawn from the results are that the highest values of maximum expected intensity appear in the wider areas of Lixouri and the greater part of Paliki peninsula, as well as in Argostoli. Significant values of maximum expected value of macroseismic intensity also appear in the northern parts of the islands of Kefalonia and Ithaca, as well as in the southern and southeastern part of Kefalonia. By comparing the results of the maximum expected values of macroseismic intensities obtained from the seismic hazard analysis and the maximum observed intensities based on the data available so far, it appears that in some places highly overestimated seismic hazard values result. This fact seems to be due to the lack of data for some places for significant historical earthquakes.

**SUBJECT AREA:** Seismology, Macroseismicity

**KEYWORDS:** Macroseismic Intensity, Cephalonia, Ithaca, HAZAN, Seismic Hazard

## **ΕΥΧΑΡΙΣΤΙΕΣ**

Για τη ολοκλήρωση της παρούσας μεταπτυχιακής διατριβής, θα ήθελα να ευχαριστήσω θερμά, την επιβλέπουσα Καθηγήτρια κα. Βασιλική Κουσκουνά για την βοήθεια και την καθοδήγηση που μου προσέφερε σε επιστημονικό επίπεδο καθ' όλη την διάρκεια εκπόνησης της εργασίας. Θα ήθελα επίσης να ευχαριστήσω για την άμεση βοήθεια τους στην αποσαφήνιση των προβλημάτων που προέκυψαν στα διάφορα στάδια της εκπόνησης της εργασίας τον Καθηγητή κ. Ευθύμιο Λέκκα και τον Αναπληρωτή Καθηγητή κ. Γεώργιο Καβύρη. Θα ήθελα να ευχαριστήσω θερμά τον Δρ. Γεώργιο Σακκά για την πολύτιμη βοήθεια και καθοδήγηση του σε θέματα πάνω στο λογισμικό HAZAN και τον Δρ. Νικόλαο Σακελλαρίου για την άμεση βοήθεια και καθοδήγηση του σε θέματα κατασκευής χαρτών. Τέλος, θα ήθελα να ευχαριστήσω την οικογένεια μου για την στήριξη και την συμπαράσταση που μου παρείχε σε όλα τα επίπεδα όλα αυτά τα χρόνια.

## ΠΕΡΙΕΧΟΜΕΝΑ

ΠΡΟΛΟΓΟΣ.....	7
1. ΣΕΙΣΜΙΚΟΤΗΤΑ ΤΟΥ ΕΛΛΑΔΙΚΟΥ ΧΩΡΟΥ.....	9
1.1 ΓΕΩΤΕΚΤΟΝΙΚΑ ΧΑΡΑΚΤΗΡΙΣΤΙΚΑ ΤΩΝ ΝΗΣΩΝ ΚΕΦΑΛΟΝΙΑΣ ΚΑΙ ΙΘΑΚΗΣ.....	13
1.2 ΣΕΙΣΜΙΚΟΤΗΤΑ ΤΩΝ ΝΗΣΩΝ ΚΕΦΑΛΟΝΙΑΣ ΚΑΙ ΙΘΑΚΗΣ.....	18
2. ΣΕΙΣΜΙΚΗ ΕΠΙΚΙΝΔΥΝΟΤΗΤΑ.....	25
2.1 ΘΕΩΡΙΑ ΑΚΡΑΙΩΝ ΤΙΜΩΝ.....	27
2.2 ΤΟ ΛΟΓΙΣΜΙΚΟ HAZAN.....	30
3. ΜΑΚΡΟΣΕΙΣΜΙΚΗ ΕΝΤΑΣΗ.....	34
3.1 ΙΣΟΣΕΙΣΤΕΣ.....	40
4. ΜΕΘΟΔΟΙ ΧΩΡΙΚΗΣ ΠΑΡΕΜΒΟΛΗΣ.....	42
5. ΔΕΔΟΜΕΝΑ.....	48
5.1 ΣΥΛΛΟΓΗ ΔΕΔΟΜΕΝΩΝ.....	48
5.2 ΕΠΕΞΕΡΓΑΣΙΑ ΔΕΔΟΜΕΝΩΝ.....	52
6. ΚΑΤΑΝΟΜΗ ΜΑΚΡΟΣΕΙΣΜΙΚΩΝ ΕΝΤΑΣΕΩΝ ΣΤΙΣ ΝΗΣΟΥΣ ΚΕΦΑΛΟΝΙΑ ΚΑΙ ΙΘΑΚΗ.....	58
7. ΣΕΙΣΜΙΚΗ ΕΠΙΚΥΝΔΥΝΟΤΗΤΑ ΤΩΝ ΝΗΣΩΝ ΚΕΦΑΛΟΝΙΑΣ ΚΑΙ ΙΘΑΚΗΣ ΜΕ ΒΑΣΗ ΤΗ ΜΕΓΙΣΤΗ ΑΝΑΜΕΝΟΜΕΝΗ ΜΑΚΡΟΣΕΙΣΜΙΚΗ ΕΝΤΑΣΗ.....	75
8. ΣΥΜΠΕΡΑΣΜΑΤΑ.....	84
ΑΝΑΦΟΡΕΣ.....	90
ΠΑΡΑΡΤΗΜΑ.....	99

## ΠΡΟΛΟΓΟΣ

Στην παρούσα εργασία γίνεται μελέτη της σεισμικής επικινδυνότητας του Ελληνικού χώρου για τις νήσους Κεφαλονιά και Ιθάκη, με την αξιοποίηση δεδομένων μακροσεισμικών εντάσεων και για το χρονικό διάστημα 1630-2014. Τα δεδομένα που χρησιμοποιήθηκαν ανήκουν σε μια συγκεντρωτική βάση μακροσεισμικών δεδομένων που δημιουργήθηκε για την περιοχή ενδιαφέροντος στα πλαίσια της εκπόνησης της εργασίας. Η βάση αυτή σχηματίστηκε συγκεντρώνοντας όλες τις διαθέσιμες καταγραφές από διάφορες πηγές καθώς και προσθέτοντας σημαντικό αριθμό νέων.

Για την περιοχή της Κεφαλονιάς και της Ιθάκης σχεδιάσθηκαν χάρτες που αποτυπώνουν την κατανομή της μέγιστης παρατηρηθείσας έντασης σε χρονικά πλαίσια 64 ετών για την περίοδο 1630-2014 καθώς και χάρτης κατανομής της μέγιστης παρατηρηθείσας έντασης για όλο το χρονικό εύρος ενδιαφέροντος.

Στην συνέχεια, διεξήχθη πιθανολογική ανάλυση της σεισμικής επικινδυνότητας με βάση τον αλγόριθμο HAZAN. Μέσω του λογισμικού αυτού υπολογίστηκε η μέγιστη αναμενόμενη ένταση με πιθανότητα μη υπέρβασης 90% για τα επόμενα 50 χρόνια. Τα αποτελέσματα αποτυπώθηκαν σε χάρτη μέγιστης αναμενόμενης έντασης χρησιμοποιώντας την τεχνική παρεμβολής Inverse Distance Weighted.

Στο πρώτο Κεφάλαιο της παρούσας εργασίας περιγράφεται η σεισμικότητα του Ελληνικού χώρου και δίνεται έμφαση στην σεισμικότητα και τα γεωτεκτονικά χαρακτηριστικά των νήσων Κεφαλονιάς και Ιθάκης.

Στο δεύτερο Κεφάλαιο αναλύεται η έννοια της σεισμικής επικινδυνότητας. Επίσης περιγράφεται και η λειτουργία του λογισμικού HAZAN με το οποίο γίνεται η εκτίμηση της σεισμικής επικινδυνότητας και η θεωρία ακραίων τιμών στην οποία έχει βασιστεί το πρόγραμμα αυτό.

Στο τρίτο Κεφάλαιο περιγράφεται η κλίμακα μακροσεισμικής έντασης και στο τέταρτο Κεφάλαιο περιγράφονται δύο διαφορετικές τεχνικές χωρικής παρεμβολής

και εξηγείται ο λόγος επιλογής της τεχνικής Inverse Distance Weighted για την παραγωγή χαρτών στα πλαίσια της παρούσας εργασίας.

Στο πέμπτο Κεφάλαιο αναλύεται η διαδικασία συλλογής και επεξεργασίας των μακροσειμικών δεδομένων και στο έκτο Κεφάλαιο παρουσιάζονται και σχολιάζονται οι χάρτες κατανομής της μέγιστης παρατηρηθείσας έντασης για την περιοχή ενδιαφέροντος.

Στο έβδομο Κεφάλαιο παρουσιάζονται τα αποτελέσματα εκτίμησης της σεισμικής επικινδυνότητας με βάση την αναμενόμενη μακροσεισμική ένταση και τέλος στο όγδοο Κεφάλαιο παρουσιάζονται τα συμπεράσματα της εργασίας.

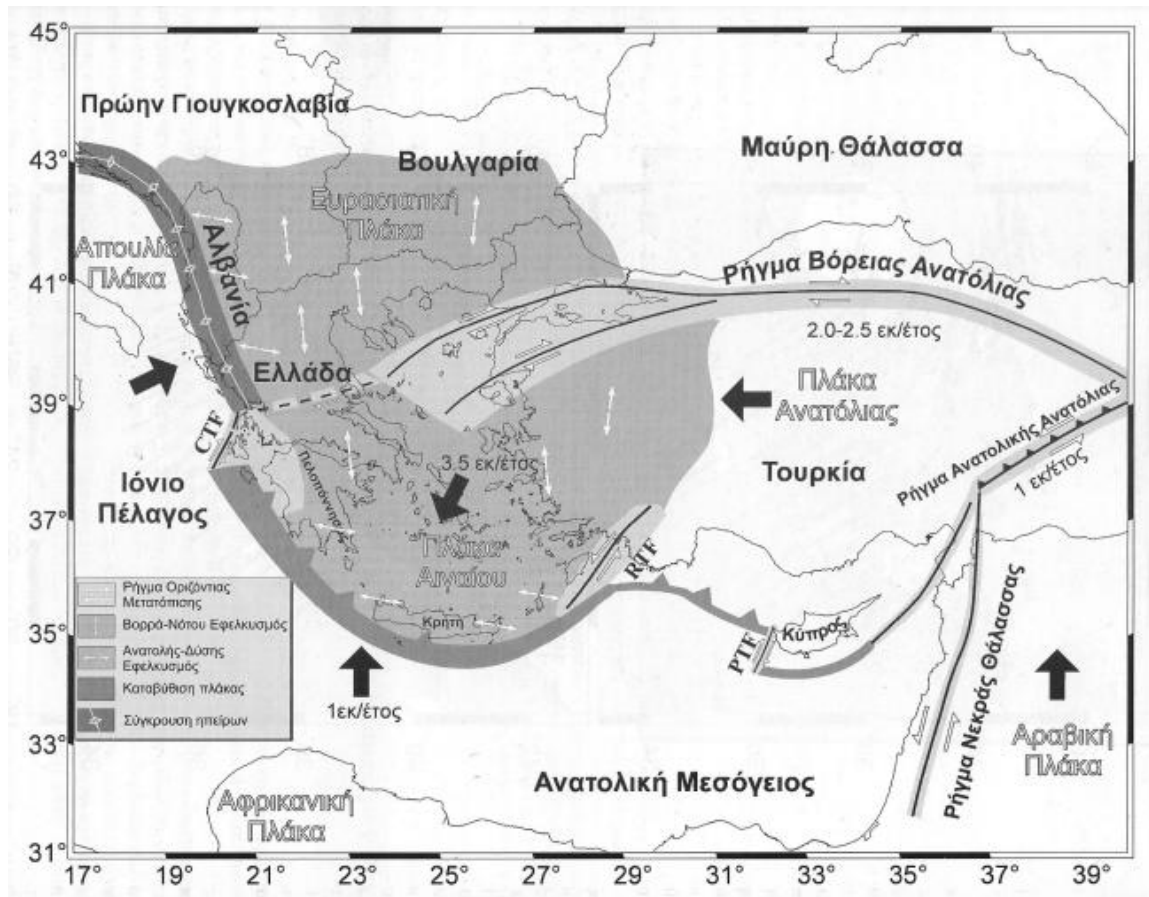


## 1. ΣΕΙΣΜΙΚΟΤΗΤΑ ΤΟΥ ΕΛΛΑΔΙΚΟΥ ΧΩΡΟΥ

Η Ελλάδα αποτελεί την πιο σεισμογενή περιοχή ολόκληρης της Ευρώπης. Περίπου η μισή από την συνολική σεισμική ενέργεια που εκλύεται στην Ευρώπη προέρχεται από την Ελληνική επικράτεια. Στην Ελλάδα στατιστικά λαμβάνει χώρα κάθε χρόνο τουλάχιστον ένας σεισμός μεγέθους  $M_s \geq 6.1$  (Makropoulos et al., 2012). Το μεγαλύτερο μέρος της σεισμικότητας που παρατηρείται στον Ελλαδικό χώρο παρατηρείται κατά μήκος του Ελληνικού τόξου, το οποίο ξεκινάει από την Κεφαλονιά, διασχίζει το νότιο Ιόνιο Πέλαγος δυτικά της Πελοποννήσου, περνάει νότια της Κρήτης και καταλήγει ανατολικά της Ρόδου. Ειδικότερα τα μεγαλύτερα επίπεδα σεισμικής δραστηριότητας στο Αιγαίο, αλλά και στην Ευρώπη, παρουσιάζονται στο δυτικό τμήμα του Ελληνικού Τόξου (Εικόνες 1 και 2).

Ο λόγος της αυξημένης αυτής σεισμικής δραστηριότητας είναι η σύγκρουση που πραγματοποιείται μεταξύ της μικροπλάκας του Αιγαίου και της Αφρικανικής λιθوسفαιρικής πλάκας. Η μικροπλάκα του Αιγαίου αποτελεί τμήμα της Ευρασιατικής πλάκας και βρίσκεται στο μέτωπο της σύγκρουσης. Η βύθιση που υφίσταται η Αφρικανική πλάκα κάτω από την μικροπλάκα του Αιγαίου θεωρείται «αμφιθεατρική» και στο γεγονός αυτό οφείλεται το «τοξοειδές» σχήμα του μετώπου.

Πιο συγκεκριμένα, η πλάκα της Αραβίας κινείται προς Βορρά προκαλώντας την αριστερόστροφη κίνηση της πλάκας της Ανατολίας σε σχέση με την Ευρασία με ταχύτητα 2-2.5 cm/yr. Η κίνηση αυτή αναγκάζει την μικροπλάκα του Αιγαίου να κινηθεί προς Νότο με ταχύτητα 3.5 cm/yr περίπου ενώ ταυτόχρονα η Αφρικανική πλάκα κινείται προς Βορρά με ταχύτητα 1 cm/yr (Εικόνα 1). Στα Δυτικά η μικροπλάκα της Απούλια συγκρούεται με την μικροπλάκα του Αιγαίου και νότια αυτής της σύγκρουσης παρατηρείται το δεξιόστροφο ρήγμα οριζόντιας ολίσθησης της Κεφαλονιάς (CFT), ενώ ανατολικά κυριαρχεί το αριστερόστροφο ρήγμα οριζόντιας ολίσθησης της Ρόδου (RTF) (Papazachos et al., 1998).

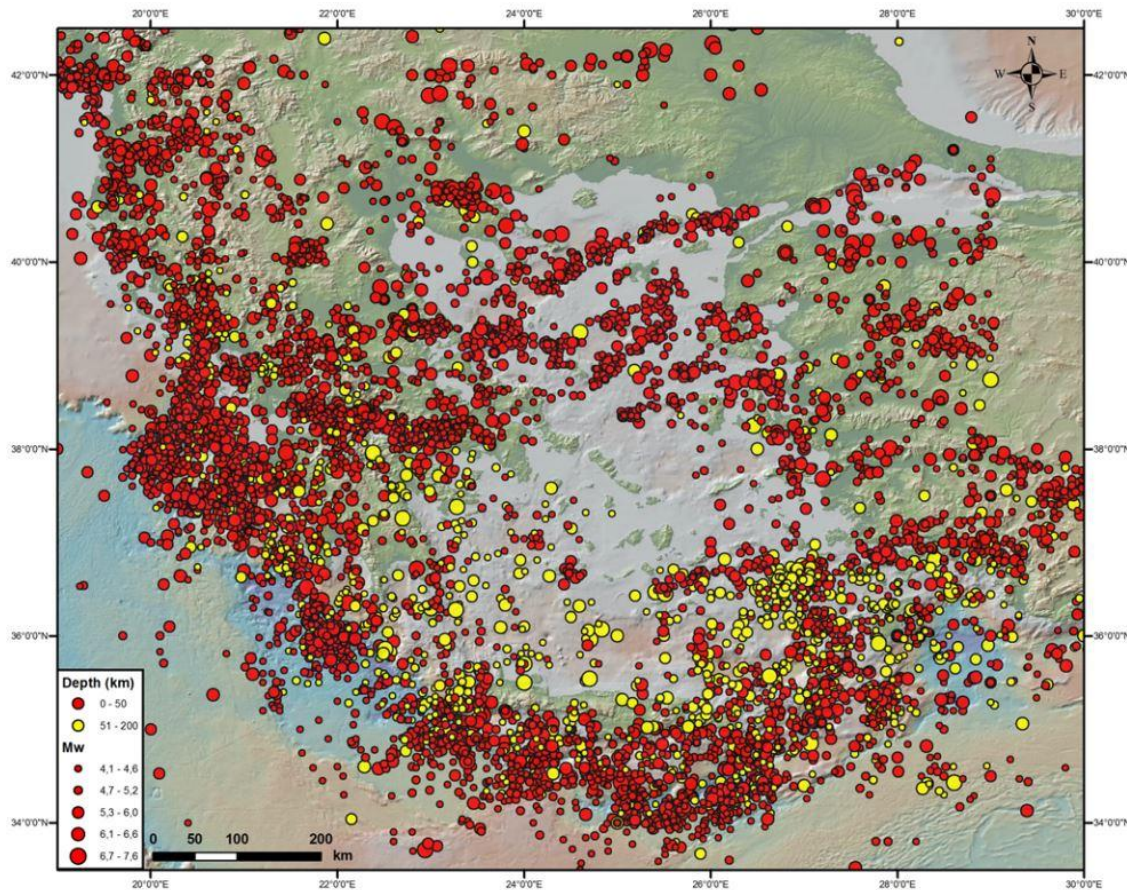


Εικόνα 1: Κινήσεις λιθοσφαιρικών πλακών που καθορίζουν την ενεργό τεκτονική στο Αιγαίο και τις γύρω περιοχές (Παπαζάχος Β. & Παπαζάχου Κ., 2003)

Όλες αυτές οι κινήσεις έχουν ως αποτέλεσμα το πολύπλοκο τεκτονικό καθεστώς της περιοχής του Ελλαδικού χώρου γενικότερα, αλλά και της κύριας δομής που είναι το σημερινό Ελληνικό ορογενετικό τόξο το οποίο αποτελείται από την τάφρο, το νησιωτικό τόξο, την οπισθοτάφρο και το ηφαιστειακό τόξο. Όπως φαίνεται στην Εικόνα 2, η έντονη σεισμικότητα της Ελλάδας εντοπίζεται α) κατά μήκος του Ελληνικού Τόξου, β) στην Κεντρική Ελλάδα, στον Κορινθιακό Κόλπο και την Θεσσαλία και γ) στην Βόρεια Ελλάδα κυρίως Θεσσαλονίκη και Βόρειο Αιγαίο.

Οι πλειοψηφία των επιφανειακών σεισμών λαμβάνει χώρα σε μια ζώνη παράλληλα του Ελληνικού τόξου που εκτείνεται από τα βορειοδυτικά στην Αλβανία διασχίζει τα Ιόνια νησιά, την νότια Πελοπόννησο, την νότια Κρήτη, την

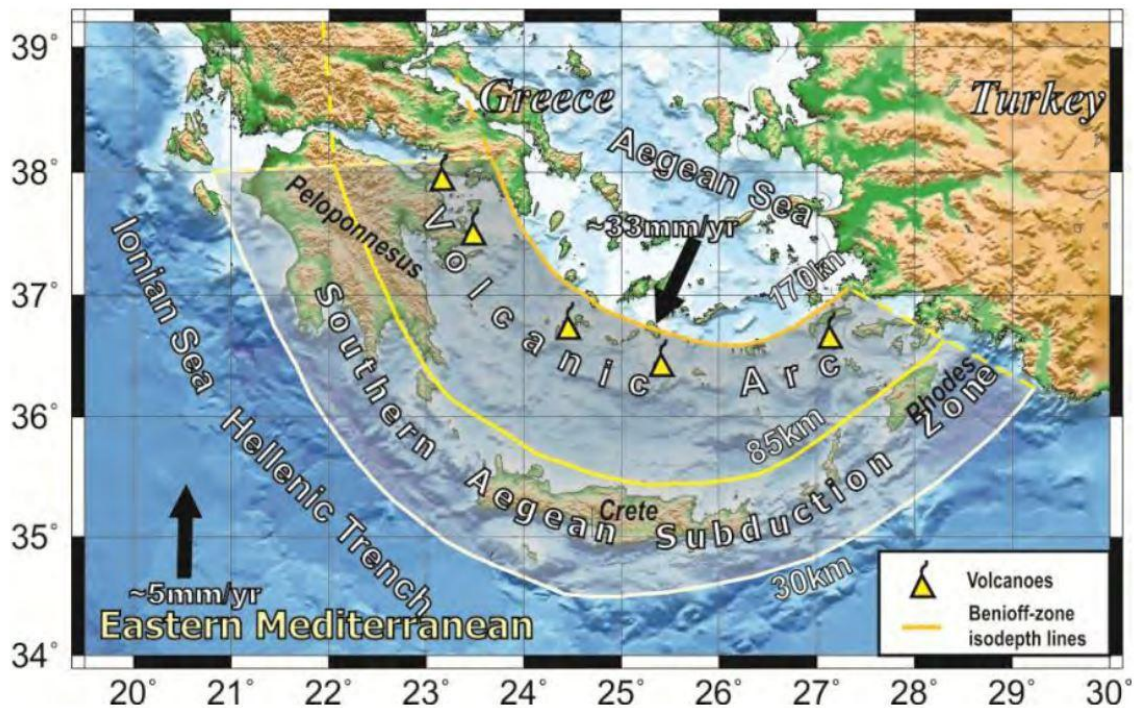
νότια Κάρπαθο, την Ρόδο και καταλήγει νοτιοανατολικά στις δυτικές ακτές της Τουρκίας. Επίσης επιφανειακοί σεισμοί παρατηρούνται κυρίως στο βόρειο Αιγαίο και την βορειοδυτική ζώνη της Ανατολίας. Σεισμοί ενδιάμεσου βάθους παρατηρούνται κυρίως στην περιοχή του οπισθοτόξου.



Εικόνα 2: Χωρική κατανομή των επικέντρων των σεισμών του ευρύτερου Ελλαδικού χώρου για το χρονικό διάστημα 1900-2009 (Makropoulos et al.,2012).

Οι σεισμοί ενδιάμεσου και μεγάλου βάθους λαμβάνουν χώρα κυρίως στην ζώνη Benioff (Εικόνα 3). Στην αναγνώριση της ζώνης αυτής συνέβαλαν διάφορες μελέτες όπως των Papazachos & Delibasis (1969), Makropoulos and Burton (1985), McClusky et al. (2000). Η ζώνη αυτή αναγνωρίστηκε πως αποτελεί το όριο μεταξύ των συγκρουόμενων λιθοσφαιρικών πλακών Ευρασιατικής και Αφρικανικής και χωρίζεται σε δύο τμήματα. Το ένα τμήμα είναι το εξωτερικό, που

παρουσιάζει μικρή γωνία κλίσης και σεισμικότητα με υψηλά μεγέθη (M έως 8.0) και εστιακού βάθους 70-100 km και το δεύτερο είναι το εσωτερικό που παρουσιάζει σεισμούς μεγίστου μεγέθους M 7.1 με εστιακά βάθη 100-180 km. Ανάλογα αποτελέσματα υπέδειξαν και οι Hatzfeld et al. (1989) που μελέτησαν την ζώνη υποβύθισης κάτω από την περιοχή της Πελοποννήσου, αναγνωρίζοντας μεταβολή στην κλίση της υποβυθιζόμενης πλάκας όσο εισέρχεται εσωτερικά του τόξου. Επίσης οι Vaněk et al. (1987), μελετώντας την γεωμετρία της κατανομής των σεισμών, συμπέραναν πως η Ελληνική ζώνη υποβύθισης αποτελείται από το δυτικό κομμάτι το οποίο παρουσιάζει βυθίσεις περίπου  $20^{\circ}$  –  $30^{\circ}$  προς τα βορειοανατολικά και το ανατολικό κομμάτι που παρουσιάζει βυθίσεις  $40^{\circ}$  προς τα βορειοδυτικά.



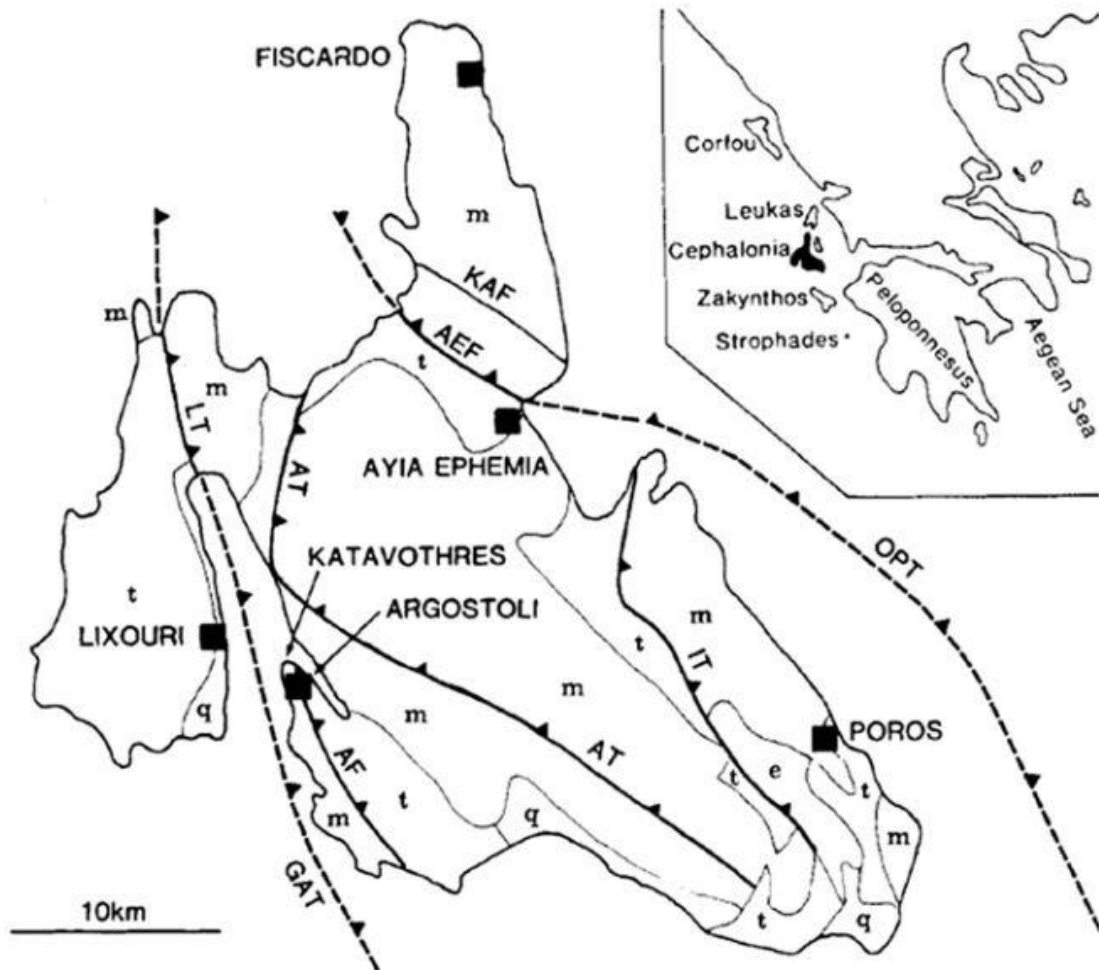
Εικόνα 3: Χάρτης στο οποίο απεικονίζεται η ζώνη Benioff καθώς και οι ισοβαθείς της καμπύλες (Kkallas et al, 2013).

## 1.1 ΓΕΩΤΕΚΤΟΝΙΚΑ ΧΑΡΑΚΤΗΡΙΣΤΙΚΑ ΤΩΝ ΝΗΣΩΝ ΚΕΦΑΛΟΝΙΑΣ ΚΑΙ ΙΘΑΚΗΣ

Τα νησιά της Κεφαλονιάς και της Ιθάκης ανήκουν στις εξωτερικές Ελληνίδες και δομούνται από δύο διαφορετικές γεωτεκτονικές ενότητες, την ενότητα των Παξών και την Ιόνια ενότητα η οποία είναι επωθημένη πάνω στην πρώτη. Στην γεωλογική δομή τους λαμβάνουν μέρος αλπικοί σχηματισμοί καθώς και νεότεροι πλειοτεταρτογενείς (μεταλπικοί) σχηματισμοί, οι οποίοι επικάθονται ασύμφωνα στους πρώτους (Λέκκας κ.ά., 2001). Το μεγαλύτερο μέρος της Κεφαλονιάς αποτελείται από πετρώματα της ενότητας Παξών, ενώ η Ιόνια ενότητα συναντάται στο ΝΑ τμήμα της νήσου. Η Ιθάκη αποτελείται εξ ολοκλήρου από πετρώματα της Ιόνιας ενότητας.

Τεκτονικά η δομή των νήσων Κεφαλονιάς και Ιθάκης είναι αποτέλεσμα διαδοχικών φάσεων συμπίεσης και εφελκυσμού. Οι Λέκκας κ.ά. (2001) αναφέρουν πως οι κύριες τεκτονικές μορφές που δημιουργήθηκαν κατά την φάση της αλπικής παραμόρφωσης συνδέονται γενετικά με την τοποθέτηση του καλύμματος της Ιόνιας ενότητας πάνω στην ενότητα των Παξών κατά το Κατώτερο Πλειόκαινο και είναι: (i) ανάστροφα ρήγματα με διεύθυνση είτε ΒΔ-ΝΑ, είτε ΝΔ-ΒΑ, (ii) εφιππεύσεις και (iii) ρήγματα βαρύτητας με διευθύνσεις ΒΑ-ΝΔ και Α-Δ μέσα στην Ιόνια ενότητα. Οι νεοτεκτονικές μορφές την περιοχής μελέτης αφορούν μια μεγάλη ποικιλία ρηγμάτων τα οποία τέμνουν ή οριοθετούν όλους τους γεωλογικούς σχηματισμούς και τα ρηξιτεμάχη της νήσου και τα οποία εμφανίζουν άλματα από μερικά έως μερικές δεκάδες μέτρα και με ολίσθηση τόσο με κατακόρυφη όσο και με οριζόντια συνιστώσα.

Στην Εικόνα 4, παρουσιάζεται χάρτης στον οποίο έχουν προβληθεί τα κύρια ρήγματα της Κεφαλονιάς και απεικονίζει μια απλοποιημένη μορφή της τεκτονικής και της γεωλογίας της περιοχής ενώ στην Εικόνα 5 δίνεται ένας πληρέστερος νεοτεκτονικός χάρτης των νήσων Κεφαλονιάς και Ιθάκης.



Εικόνα 4: Στον χάρτη απεικονίζονται τα κύρια ρήγματα της Κεφαλονιάς όπου AF: είναι το ρήγμα του Αργοστολίου, AT: η επώθηση το όρους Αίνου, IT: η Ιόνια επώθηση, GAT: η επώθηση του κόλπου του Αργοστολίου, LT: η επώθηση του Λιβαδίου, AEF: το ρήγμα της Αγίας Ευφημίας, OPT: η υπεράκτια επώθηση του Πόρου, KAF: η επώθηση του όρους Κάλον. (after Stiros et al., 1994)

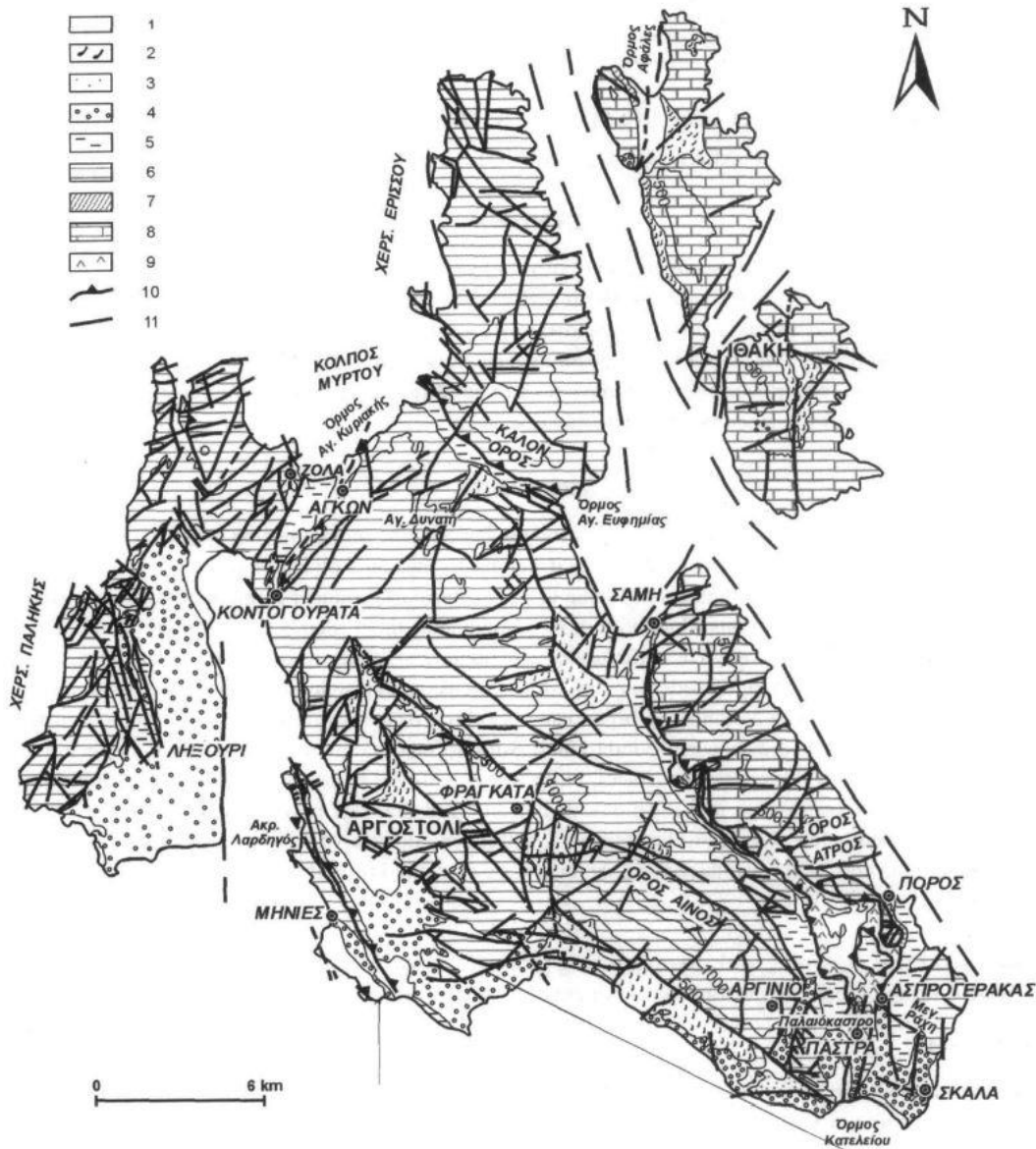
Σύμφωνα με τους Λέκκας κ.ά. (2001), με βάση τα γεωμετρικά και κινηματικά στοιχεία των ρηγμάτων είναι δυνατόν να διακριθούν πέντε ανεξάρτητα ρηξιτεμάχη (τεκτονικές ενότητες) στην νήσο Κεφαλονιά και τρία στην Ιθάκη. Τα ρηξιτεμάχη αυτά οριοθετούνται από μεγάλα ρήγματα ή ρηξιγενείς ζώνες. Όσον αφορά στην Κεφαλονιά αναγνωρίζεται:

- (i) η Ενότητα Αίνου και ανατολικής Κεφαλονιάς, η οποία οριοθετείται από τις ρηξιγενείς ζώνες του Αίνου προς τα ΝΔ, των Κοντογουράτων-

Αγκώνα προς τα ΒΔ, της Αγίας Ευφημίας προς τα ΝΑ και του Παλαιοκάστρου προς τα ΝΑ,

- (ii) η Ενότητα χερσονήσου Ερισσού στα βόρεια του νησιού οριοθετείται προς ΝΔ από τη ρηξιγενή ζώνη της Αγίας Ευφημίας,
- (iii) η Ενότητα χερσονήσου Παλικής οριοθετείται προς τα δυτικά από το σημαντικό υποθαλάσσιο ρήγμα του περιθωρίου Ζακύνθου – Κεφαλονιάς
- (iv) η Ενότητα χερσονήσου Αργοστολίου η οποία αποτελεί μια μικρή ενότητα μεταξύ του Αίνου και της Παλικής και τέλος
- (v) η Ενότητα ΝΑ Κεφαλονιάς που οριοθετείται προς τα δυτικά από τα ρήγματα Παλαιοκάστρου και Παλαιάς Σκάλας – Ασπρογέρακα.

Η Ιθάκη διακρίνεται στο (i) βόρειο τμήμα, (ii) το κεντρικό τμήμα και (iii) το νότιο τμήμα του νησιού.

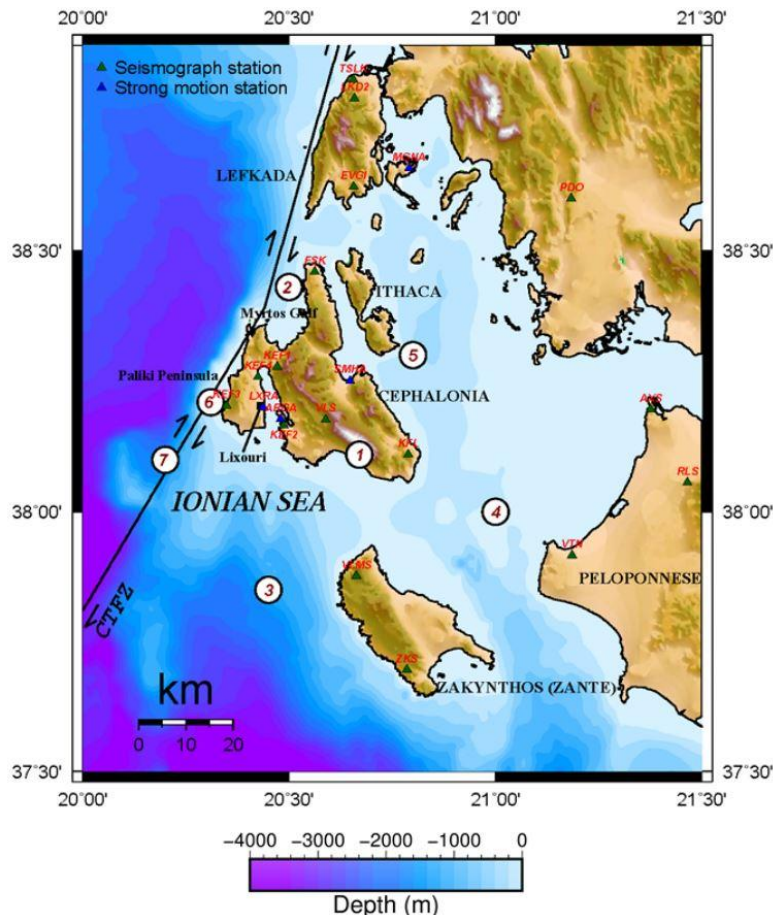


Εικόνα 5: Γεωλογικός - νεοτεκτονικός χάρτης νήσων Κεφαλονιάς και Ιθάκης (1. Σύγχρονοι αλλουβιακοί σχηματισμοί και μεσοπαγετώδεις αποθέσεις Μέσου Πλειστοκαίνου, 2. Κορήματα και λατυποπαγή κλιτύων Μέσου Πλειστοκαίνου, 3. Θαλάσσιοι ασβεσταρενίτες Μέσου Πλειστοκαίνου, 4. Ελαστικοί σχηματισμοί Πλειοκαλάβριας σειράς, 5. Αργιλοκλαστική σειρά Μέσου Μειόκαινου - Κατωτέρου Πλειόκαινου, 6. Ανθρακικά ιζήματα νηριτικά και κατά θέσεις πελαγικά Τριαδικού - Μέσου Μειόκαινου, 7. Φλύσχης Ιονίου ενότητας, 8. Παχυστρωματώδεις ασβεστόλιθοι και ερυθροί κονδυλώδεις ασβεστόλιθοι Ιουρασικού - Κρητιδικού, 9. Εβαποριτική σειρά Τριαδικού, 10. Επώθηση - Εφίπτευση, 11. Ρήγμα) (Λέκκας κ.ά., 2001)

Στην περιοχή των Κεντρικών Ιονίων Νήσων κυριαρχεί η κύρια τεκτονική δομή που φαίνεται στον χάρτη που ακολουθεί παρακάτω (Εικόνα 6) και πρόκειται για το Ρήγμα της Ζώνης Μετασχηματισμού της Κεφαλονιάς (CTFZ) του οποίου η



ύπαρξη προτάθηκε αρχικά από τους Scordilis et al. (1985). Το ρήγμα αυτό αποτελεί ένα φυσικό δεσμό που ενώνει την ζώνη υποβύθισης στα νότια με την ζώνη σύγκρουσης στα βόρεια. Είναι ένα δεξιόστροφο ρήγμα οριζόντιας ολίσθησης με ρηγή σεισμικότητα και ολισθαίνει με ρυθμό περίπου 2-3 cm/year (Kahle et al., 1993). Κατά μήκος της ζώνης ρήματος εντοπίζονται δύο τμήματα, το τμήμα της Κεφαλονιάς και το τμήμα της Λευκάδας. Το τμήμα της Κεφαλονιάς έχει μήκος ~90 km, διεύθυνση ΒΑ και βύθιση ΝΑ, ενώ το τμήμα της Λευκάδας έχει μήκος ~40 km Β-ΒΑ διεύθυνση και βύθιση Α-ΝΑ (Louvari et al. 1999). Τα τελευταία χρόνια το ρήγμα αυτό έχει δώσει σημαντικούς σεισμούς όπως εκείνους του 1983, 2003 και 2014 και σύμφωνα με τους Kassaras et al. (2017) η επικίνδυνη τεκτονική αυτή δομή είναι ικανή να παράγει σεισμούς μεγέθους  $M > 7$ .

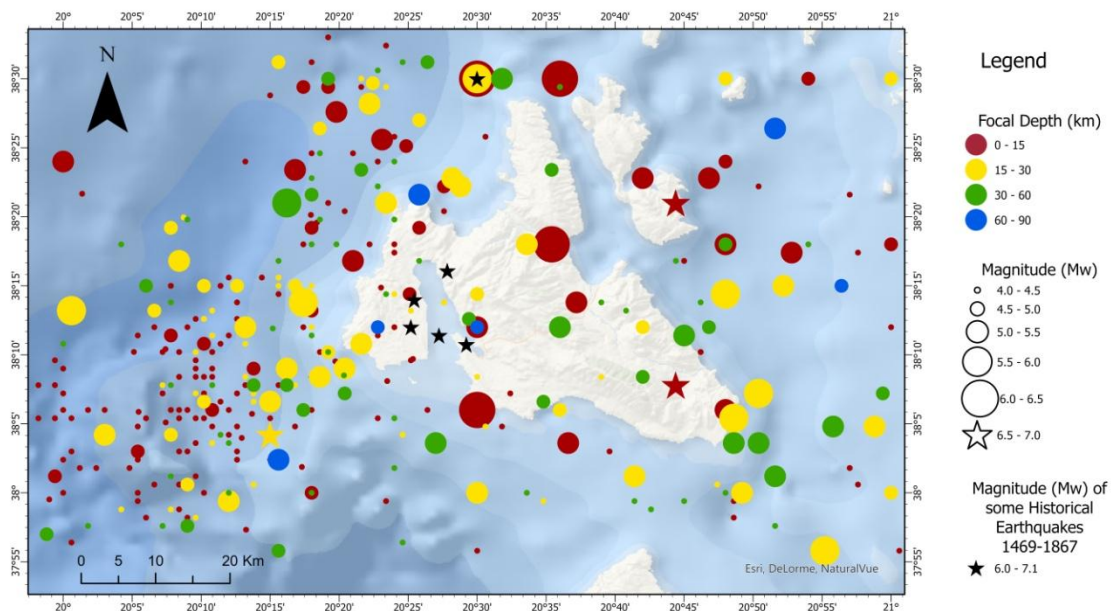


Εικόνα 6: Στον χάρτη απεικονίζεται το Ρήγμα Μετασχηματισμού της Κεφαλονιάς. Οι άσπροι κύκλοι 2,3,4 και 5 αποτελούν τα επίκεντρα των σεισμών του 1953. επίκεντρα των σεισμών του 1953. (2) 9 August 1953,  $M = 6.4$ ; (3) 11 August 1953,  $M = 6.8$ ; (4) 12 August 1953,  $M = 6.3$ ; (5) 12 August 1953,  $M = 7.2$  (Karastathis et al., 2015).

## 1.2 ΣΕΙΣΜΙΚΟΤΗΤΑ ΤΩΝ ΝΗΣΩΝ ΚΕΦΑΛΟΝΙΑΣ ΚΑΙ ΙΘΑΚΗΣ

Η περιοχή των νησιών του Ιονίου Πελάγους θεωρείται μια από τις πιο έντονα σεισμικά ενεργές περιοχές παγκοσμίως και η πιο επικίνδυνη σεισμικά περιοχή της Ελλάδας. Στην περιοχή αυτή έχουν σημειωθεί καταστροφικοί σεισμοί κατά την διάρκεια των χρόνων, που είχαν ως αποτέλεσμα την απώλεια πολλών ανθρώπινων ζώων, αλλά και σημαντικές οικονομικές επιπτώσεις. Όπως αναφέρει ο Ελληνικός Αντισεισμικός Κανονισμός (Ε.Α.Κ., 2003) όλες οι κτηριακές κατασκευές στην περιοχή αυτή σχεδιάζονται με βάση μια μέγιστη εδαφική επιτάχυνση (PGA) ίση με 0.36 g, η οποία αντιστοιχεί στην μέγιστη ζητούμενη αντοχή σε σεισμό στην Ελλάδα. Παρόλα αυτά στο σεισμό που έλαβε χώρα στις 3 Φεβρουαρίου του 2014 στην Κεφαλονιά ο επιταχυνσιογράφος CVH κατέγραψε μέγιστη εδαφική επιτάχυνση ~ 0.75 g, τιμή που υπερβαίνει κατά πολύ την προβλεπόμενη από τον Ε.Α.Κ. τιμή (0.36 g για μια περίοδο επαναφοράς 475-ετών) και καθιστώντας την, την υψηλότερη που έχει καταγραφεί ποτέ στην Ελλάδα (Karakostas et al., 2014b).

Στην περιοχή της Κεφαλονιάς και την Ιθάκης οι σεισμοί που παρατηρούνται είναι συχνοί, με ρηχά εστιακά βάθη μερικών χιλιομέτρων και έχοντας μεγέθη σεισμικής ροπής  $M_w$  έως 7.2 (Παπαζάχος & Παπαζάχου, 2003, Ambraseys, 2009). Οι Makropoulos & Kouskouna (1994), αναφέρουν πως το νησί της Κεφαλονιάς έχει ένα μόνιμα υψηλό επίπεδο σεισμικότητας και έχει βιώσει σεισμούς μεγέθους  $\geq 6.0$  περίπου κάθε 20 χρόνια και ότι η συχνότητα εμφάνισης τουλάχιστον ενός μεγάλου σεισμού με μέγεθος 5.5 – 6.0 είναι κάθε 10 χρόνια. Στην Εικόνα 7 παρακάτω δίνεται χάρτης στον οποίο παρουσιάζεται η σεισμικότητα της περιοχής Κεφαλονιάς και Ιθάκης με δεδομένα από τον κατάλογο των Makropoulos et al. (2012).



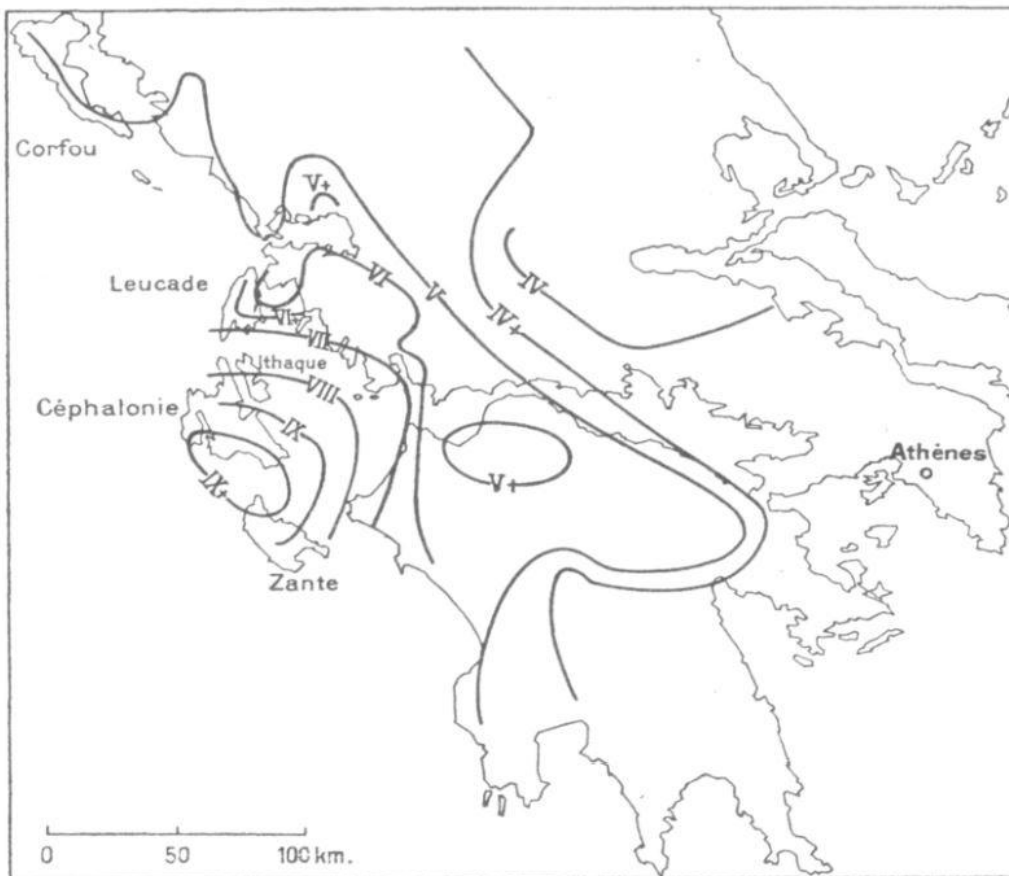
**Εικόνα 7: Χωρική κατανομή επικέντρων σεισμών στην ευρύτερη περιοχή των νήσων Κεφαλονιάς και Ιθάκης για το χρονικό διάστημα 1900 – 2009. Επίσης στον χάρτη έχουν προβληθεί ιστορικοί σεισμοί της περιοχής μεγέθους Mw 6 - 7.1.**

Σύμφωνα με μακροσεισμικές ιστορικές περιγραφές μεγάλα σεισμικά γεγονότα έλαβαν χώρα στην περιοχή το 1469,1636,1767,1867 και 1953 ενώ ενδιάμεσοι προς μεγάλοι έγιναν το 1658, 1723, 1742, 1759, 1766, 1862, 1912, 1915, 1925, 1932 και 1939 (Ambraseys, 2009) και πιο πρόσφατα οι σεισμοί του 1983 και 2014. Οι πιο καταστροφικοί σεισμοί σε αυτή την περιοχή ήταν εκείνοι του 1867 και 1953 με τον δεύτερον να είναι ο πιο καταστροφικός όλων.

Οι σεισμοί του Ιονίου το 1953 αποτελούν μια σεισμική ακολουθία από τρεις κύριους σεισμούς αυξανόμενης έντασης που κατέστρεψαν την Κεφαλονιά και την Ιθάκη. Ο πρώτος σεισμός συνέβη στις 9 Αυγούστου, προκάλεσε καταστροφές στην Ιθάκη και την πόλη της Σάμης στην Κεφαλονιά. Ο δεύτερος σεισμός συνέβη στις 11 Αυγούστου, είχε επίκεντρο ΒΔ της Ζακύνθου και ήταν ακόμη μεγαλύτερος και κατέστρεψε το Αργοστόλι, το Ληξούρι, την Αγία Ευφημία και τα Βαλσαμάτα της Κεφαλονιάς. Ο τρίτος και καταστροφικότερος σεισμός συνέβη στις 12 Αυγούστου, σύμφωνα με τον McKenzie (1972) είχε μέγεθος M 7.2, και μέγεθος

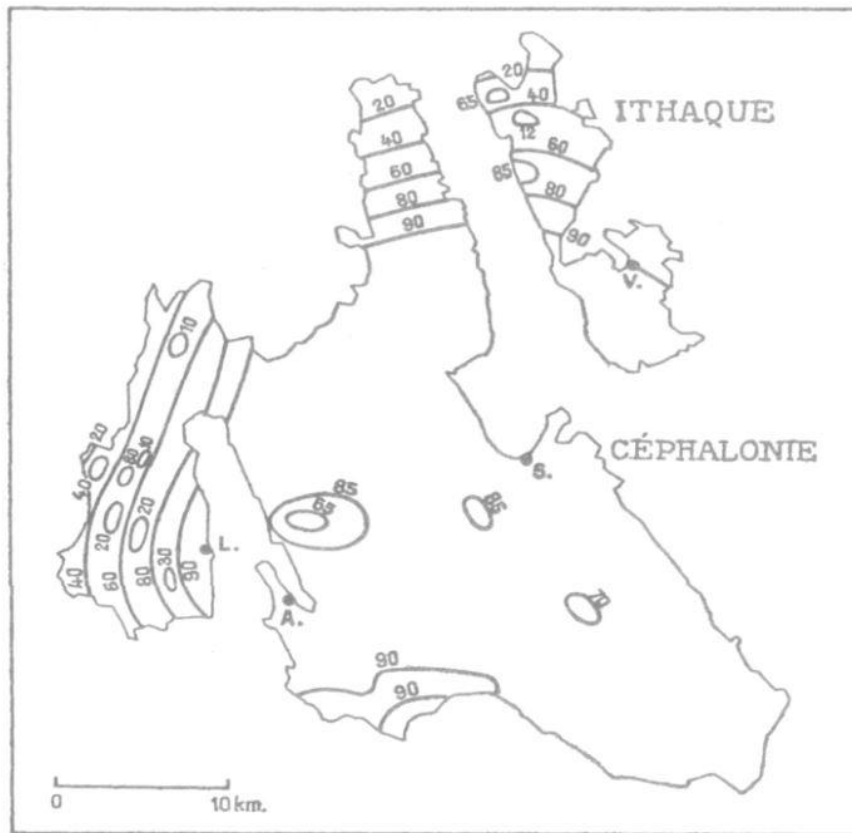
στην τροποποιημένη κλίμακα Modified Mercalli IX-X, ήταν δηλαδή «Εξαιρετικά Καταστροφικός». Ο σεισμός αυτός κατέστρεψε σχεδόν ολοσχερώς την Κεφαλονιά, την Ιθάκη και την Ζάκυνθο και το επίκεντρο του ήταν ΝΑ της Κεφαλονιάς και είχε ένα εστιακό μηχανισμό ανάστροφου ρήγματος (McKenzie, 1972). Στον χάρτη της Εικόνας 6 παραπάνω έχουν προβληθεί τα επίκεντρα των σεισμών από τους Karastathis et al. (2015) που δημιουργήθηκε με βάση τον σεισμικό κατάλογο των Papazachos et al. (2010).

Στην Εικόνα 8 παρουσιάζεται χάρτης ισόσειστων καμπυλών για τον σεισμό που έλαβε χώρα στις 11 Αυγούστου 1953, ενώ στην Εικόνα 9 δίνεται χάρτης ισότιμων καμπυλών του ποσοστού καταστροφής που υπέστησαν τα νησιά Κεφαλονιά και Ιθάκη στους σεισμούς του 1953. Οι χάρτες αυτοί κατασκευάστηκαν από τον Grandazzi (1954) με βάση τα σεισμολογικά δελτία του Εθνικού Αστεροσκοπείου Αθηνών.



Εικόνα 8: Ισόσειστες καμπύλες του σεισμού της 11ης Αυγούστου 1953 (Grandazzi, 1954)

Οι σεισμικές αυτές ακολουθίες του 1953 προκάλεσαν εξαιρετικά μεγάλες καταστροφές και κατέστρεψαν εντελώς το 91% των σπιτιών στην Κεφαλονιά και το 70% στην Ιθάκη (Grandazzi, 1954). Σύμφωνα με συγγραφέα, ο αριθμός των σπιτιών που υπέστησαν βλάβες στην Κεφαλονιά και την Ιθάκη ήταν 17.364 και 3.010 αντίστοιχα, ενώ τα 14.822 και 1.927 αντίστοιχα καταστράφηκαν ολοσχερώς. Ενδιαφέρον παρουσιάζει το γεγονός ότι στην Ιθάκη ο αριθμός των σπιτιών που παρέμεινε άθικτος ήταν μόλις 439 ενώ στην Κεφαλονιά ο αριθμός αυτός ήταν μηδαμινός.

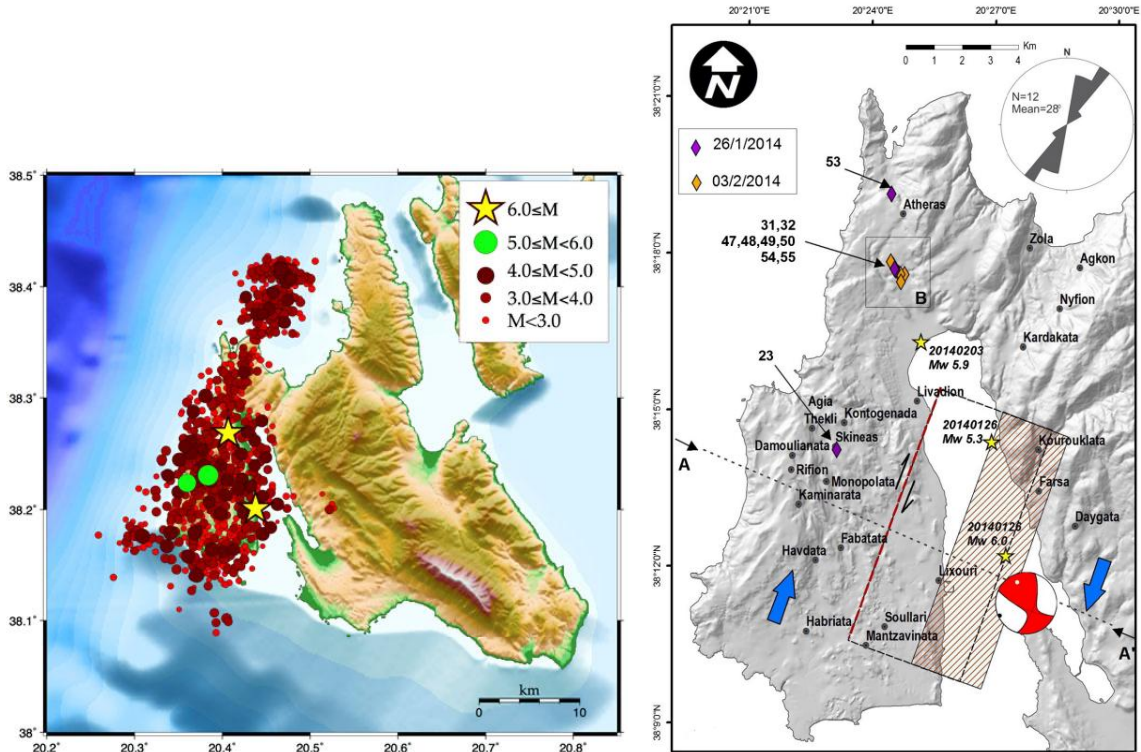


Εικόνα 9: Χάρτης ισότιμων καμπυλών του ποσοστού καταστροφής που υπέστησαν η Κεφαλονιά και η Ιθάκη στον σεισμό του Αυγούστου του 1953 (Grandazzi, 1954)

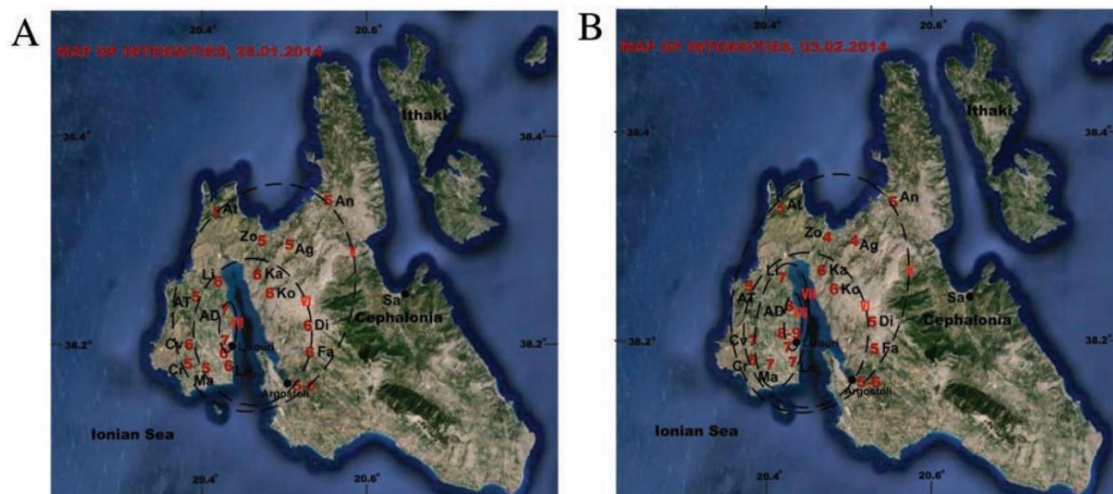
Σύμφωνα με επίσημα στατιστικά στοιχεία ο συνολικός αριθμός των θανάτων που προκλήθηκαν από τους τρεις σεισμούς σε Κεφαλονιά, Ιθάκη και Ζάκυνθο ανέρχεται σε 455, 21 αγνοουμένους, 912 βαριά τραυματισμένους (νοσηλεύτηκαν σε νοσοκομείο) και 1500 ελαφρά τραυματισμένους (Grandazzi, 1954).

Γενικά οι περίοδοι 1952-1955 και 1981-1985 αποτελούν τις πιο έντονες σεισμικά περιόδους του που αναγνωρίζονται στο χρονικό εύρος που καλύπτει ο σεισμολογικός κατάλογος των Makropoulos et al. (2012) και συνδέονται άμεσα με τον σεισμό  $M_w=7.0$  του 1953 (ενεργοποίηση του ρήγματος της Κεφαλονιάς) και τον σεισμό  $M_w=6.7$  του 1983 αντίστοιχα. Τέλος, μετά το 2009 η Κεφαλονιά και η Ιθάκη βίωσαν την πιο πρόσφατη περίοδο έντονης σεισμικότητας το 2014-2015 όπου σχετίζονται με τους σεισμούς της Κεφαλονιάς στις 26 Ιανουαρίου 2014 ( $M_w=6.0$ ) και 3 Φεβρουαρίου 2014 ( $M_w=5.9$ ) και της Λευκάδας στις 17 Νοεμβρίου 2015 ( $M_w=6.4$ ).

Οι δύο σεισμοί που έλαβαν χώρα στην Δυτική Κεφαλονιά το 2014 προκλήθηκαν από διαρρήξεις δύο ρηγμάτων οριζόντιας ολίσθησης μήκους  $>10$  km στη Ζώνη Μετασχηματισμού της Κεφαλονιάς (CTFZ ή αλλιώς κατά τους Karakostas et al. 2015 KTZF) (Karakostas et al., 2015) και προκάλεσαν πολλές ζημιές και αστοχίες εδάφους. Οι σεισμοί αυτοί ήταν επιφανειακοί με το υπόκεντρο του σεισμού του Ιανουαρίου να υπολογίζεται σε βάθος 16km και του Φεβρουαρίου στα 5km, γεγονός που έρχεται σε συμφωνία με τις μετρήσεις μέγιστης εδαφικής επιτάχυνσης που μετρήθηκαν ως  $PGA=0.56g$  για τον σεισμό του Ιανουαρίου και  $PGA=0.77g$  για τον σημαντικά ρηχότερο σεισμό του Φεβρουαρίου (Paradopoulos et al., 2014). Αποτελέσματα GPS παρατηρήσεων έδειξαν μεγάλες μετατοπίσεις τόσο στην οριζόντια (6-40cm) όσο και στην κατακόρυφη (8-15cm) συνιστώσα στην περιοχή της χερσονήσου της Παλικής (Ganas et al., 2015; Sakkas & Lagios, 2015). Στους χάρτες της Εικόνας 10 έχουν προβληθεί τα στοιχεία των κύριων σεισμικών γεγονότων του 2014 και η κατανομή των μετασεισμών τους.



Εικόνα 10: Αριστερά: Τα επίκεντρα των 2 κύριων σεισμών και η κατανομή των μετασεισμών τους στο διάστημα 26 Ιανουαρίου-16 Φεβρουαρίου 2014 (Karakostas et al., 2015). Δεξιά: Χάρτης της χερσονήσου της Παλικής στον οποίο ως κίτρινα αστέρια έχουν προβληθεί τα επίκεντρα των τριών κυριότερων σεισμών. Έχει προβληθεί επίσης το επίπεδο του ρήγματος του σεισμού που έγινε στις 26 Ιανουαρίου 2014 και ο μηχανισμός γένεσης (Valkaniotis et al., 2014).



Εικόνα 11: Χάρτες μακροσεισμικών εντάσεων (με αραβικούς αριθμούς) και ισόσειστων καμπυλών. Στον χάρτη A απεικονίζονται τα μακροσεισμικά αποτελέσματα του σεισμού στις 26/1/2014 και στο χάρτη B τα μακροσεισμικά αποτελέσματα του σεισμού της 3/2/2014 (Paradopoulos et al., 2014).

Και οι δύο σεισμοί είχαν μακροσεισμικό επίκεντρο στο Ληξούρι και τα γύρω χωριά με την μέγιστη σεισμική ένταση να φτάνει την τιμή VII για τον σεισμό του Ιανουαρίου και VIII+ για τον σεισμό του Φεβρουαρίου στην κλίμακα EMS-98. Όπως φαίνεται και στους χάρτες της Εικόνας 11 οι μέγιστες εντάσεις περιορίστηκαν σε μια σχετικά μικρή περιοχή που περιλαμβάνει το Ληξούρι και τα χωριά βόρεια αυτού που είναι ο Άγιος Δημήτριος και το Λιβάδι. Επίσης παρατηρείται ότι ο μεγάλος άξονας των ισόσειστων καμπυλών έχει μια διεύθυνση BBA-NNΔ, η οποία είναι και η διεύθυνση των επιπέδων των ρηγμάτων για τους δύο ισχυρούς σεισμούς. Και στα δύο σεισμικά γεγονότα παρατηρήθηκαν επίσης κατολισθήσεις, ρευστοποιήσεις εδαφών και βραχοπτώσεις. Ευτυχώς δεν καταγράφηκαν ανθρώπινες απώλειες, παρά μόνο λίγοι τραυματισμοί (Papadopoulos et al., 2014).



## 2. ΣΕΙΣΜΙΚΗ ΕΠΙΚΙΝΔΥΝΟΤΗΤΑ

Η Σεισμική Επικινδυνότητα (seismic hazard) περιοχή εντός ορισμένου χρονικού  $T$  διαστήματος. Ουσιαστικά η έννοια αυτή περιγράφει το δυναμικό μιας περιοχής για την εκδήλωση επικίνδυνων φυσικών παραγόντων που σχετίζονται με την γένεση σεισμού. Η αυξημένη σεισμικότητα μιας περιοχής συνεπάγεται με αυξημένη σεισμική επικινδυνότητα. Η σεισμική επικινδυνότητα αποτελεί μια βασική έννοια η οποία χρησιμοποιείται συχνά στην τεχνική σεισμολογία και ορίζεται ως η πιθανότητα  $P$  μια ορισμένη εδαφική παράμετρος (π.χ. ένταση  $I$ , μέγεθος  $M$ , επιτάχυνση  $a$ , ταχύτητα  $V$ , μετατόπιση  $D$ ) να υπερβεί μια ορισμένη τιμή σε μια συγκεκριμένη χρονική περίοδο  $T$ .

Ως Σεισμικός Κίνδυνος (seismic risk) ορίζεται η εκτίμηση του πιθανού βαθμού των βλαβών (οικονομικών, κοινωνικών, τεχνολογικών καθώς και απώλειας ανθρώπινων ζωών) που αναμένεται να υποστεί μια περιοχή, εξαιτίας ενός επερχόμενου σεισμού.

Η Τρωτότητα (vulnerability) είναι χαρακτηριστική παράμετρος κάθε κατασκευής και εκφράζει την αναμενόμενη απόκριση της σε ενδεχόμενο σεισμό και εξαρτάται από την ποιότητα της και τις αντισεισμικές προδιαγραφές της.

Τέλος, η Διακινδυνευόμενη Αξία (value at risk) αποδίδει το πόσο σημαντικές κατασκευές ή υποδομές ή κινητές αξίες υπάρχουν σε μια περιοχή μελέτης, τόσο από οικονομικής όσο και κοινωνικής άποψης και επομένως βρίσκονται σε κίνδυνο να υποστούν σοβαρές βλάβες.

Αν και οι έννοιες σεισμικός κίνδυνος και σεισμική επικινδυνότητα συχνά μπορεί να χρησιμοποιούνται λανθασμένα ως ισοδύναμες, είναι θεμελιωδώς διαφορετικές (Wang, 2009b).

Δεδομένης της Σεισμικής Επικινδυνότητας ( $\Sigma.E.$ ) μιας περιοχής και δεδομένης της Τρωτότητας ( $T\rho$ ) και της Διακινδυνευομένης Αξίας ( $\Delta.A.$ ) των κατασκευών της περιοχής υπολογίζεται ο Σεισμικός Κίνδυνος μιας περιοχής ( $\Sigma.K.$ ), ως εξής:

$$\Sigma.K. = \Sigma.E.* T\rho * \Delta.A.$$

Η αξιόπιστη εκτίμηση των παραμέτρων σεισμικής επικινδυνότητας είναι σημαντική για τον αντισεισμικό σχεδιασμό μια περιοχής και τον μετριασμό του σεισμικού κινδύνου. Αυτό ουσιαστικά επιτυγχάνεται με την προσπάθεια ελάττωσης της τιμής μιας μόνο παραμέτρου, της τρωτότητας, καθώς εκείνη είναι η μόνη η οποία μπορεί να ελεγχθεί. Γίνεται εύκολα κατανοητό ότι η σεισμική επικινδυνότητα δεν είναι δυνατόν να τροποποιηθεί με τεχνητούς τρόπους διότι είναι χαρακτηριστική των σεισμοτεκτονικών συνθηκών μιας περιοχής. Συνεπώς, η θωράκιση των τεχνικών κατασκευών είναι το κλειδί για να την ελάττωση της τρωτότητας και κατά συνέπεια τη μείωση του σεισμικού κινδύνου (Τεχνική Έκθεση, Ο.Χ.Ε. 1.2.1.2, 2021).

Για τον υπολογισμό της σεισμικής επικινδυνότητας χρησιμοποιούνται διάφορες μέθοδοι, οι οποίες όμως διαφέρουν ως προς το είδος και τον τρόπο εισαγωγής των δεδομένων. Διακρίνονται οι εξής κατηγορίες:

- I. οι πιθανολογικές μέθοδοι (PSHA) οι οποίες χωρίζονται στις καθαρά στατιστικές και τις ημιστατιστικές. Οι καθαρά στατιστικές μέθοδοι βασίζονται στην επεξεργασία σεισμολογικών δεδομένων που προέρχονται από παραμετρικούς σεισμολογικούς καταλόγους ιστορικής και ενόργανης σεισμικότητας για την περιοχή μελέτης. Η μόνη διαφορά μεταξύ των στατιστικών μεθόδων έγκειται στους νόμους κατανομής που υιοθετούν. Οι ημιστατιστικές λαμβάνουν υπόψη τους και ένα σεισμοτεκτονικό μοντέλο όπου τα γεωμετρικά χαρακτηριστικά και η δυναμικότητα των σεισμικών πηγών (εστιών), συνθέτουν τη συμβολή κάθε μιας στην τελική διαμόρφωση της στάθμης επικινδυνότητας της θέσης μελέτης.
- II. οι αιτιοκρατικές μέθοδοι (DSHA), στις οποίες χρησιμοποιούνται διαθέσιμα γεωλογικά, τεκτονικά και σεισμολογικά δεδομένα για την εκτίμηση της μέγιστης αναμενόμενη τιμής της υπό μελέτη παραμέτρου (Moratto, 2007). Κατά την εφαρμογή αυτών των μεθόδων γίνεται προσομοίωση αναμενόμενων επιταχυνσιογραφημάτων στη θέση μελέτης για την

περίπτωση επανενεργοποίησης γνωστών σεισμικών πηγών, μέσω σεναρίων σεισμών.

Το μεγαλύτερο ποσοστό των μελετών σεισμικής επικινδυνότητας που έχουν πραγματοποιηθεί εστιάζουν στην σεισμική παράμετρο της μέγιστης αναμενόμενης εδαφικής επιτάχυνσης, καθώς αυτή αποτελεί βασική παράμετρο στα πλαίσια των κατασκευαστικών μελετών προκειμένου να εκτιμηθεί η απόκριση των κατασκευών σε επερχόμενη σεισμική δόνηση.

Στα πλαίσια της παρούσας εργασίας παρόλα αυτά, θα αξιοποιηθούν δεδομένα της σεισμικής παραμέτρου της μακροσεισμικής έντασης και θα γίνει χρήση της στατιστικής μεθόδου των ακραίων τιμών προκειμένου να μελετηθεί η σεισμική επικινδυνότητα των νήσων Κεφαλονιάς και Ιθάκης. Η μακροσεισμική ένταση έχει το πλεονέκτημα ότι υπάρχουν διαθέσιμα δεδομένα για μεγάλα χρονικά διαστήματα (αρκετών αιώνων), δεδομένου ότι αξιοποιούνται τόσο οι ενόργανοι, όσο και οι ιστορικοί σεισμοί. Επιπλέον, η ίδια η ένταση εξ ορισμού εμπεριέχει την έννοια της τρωτότητας, οπότε η ανάλυση σεισμικής επικινδυνότητας με μακροσεισμικά δεδομένα προσεγγίζει την εκτίμηση του σεισμικού κινδύνου. Για τον Ελλαδικό χώρο έχουν κατά καιρούς διεξαχθεί μελέτες σεισμικής επικινδυνότητας αξιοποιώντας μακροσεισμικές εντάσεις όπως εκείνες των Παπούλια (1988), Papoulia & Slejko (1997), Papaioannou, (1984), Papaioannou & Papazachos (2000), Sakkas et al. (2010) κ.α.

## **2.1 ΘΕΩΡΙΑ ΑΚΡΑΙΩΝ ΤΙΜΩΝ**

Όπως αναφέρθηκε και παραπάνω, η σεισμική επικινδυνότητα εκτιμάται με διάφορες προσεγγίσεις, εκ των οποίων οι πιο διαδεδομένες προσεγγίσεις είναι οι στατιστικές (πιθανολογικές) μέθοδοι. Υπάρχουν δύο τρόποι δημιουργίας στατιστικού μοντέλου που αξιοποιούν τις σεισμικές κατανομές στον χώρο και στον χρόνο, α) με την αξιοποίηση του συνόλου των δεδομένων όπως ο νόμος αθροιστικής συχνότητας των Gutenberg – Richter και β) με την αξιοποίηση

μέρους των δεδομένων όπως η θεωρία των ακραίων τιμών (Makropoulos & Burton 1986). Στην δημιουργία των μοντέλων αυτών λαμβάνονται υπόψη μόνο δεδομένα από τους σεισμολογικούς καταλόγους και όχι γεωλογικά ή τεκτονικά στοιχεία.

Σύμφωνα με τους Makropoulos & Burton (1986) έχει αποδειχθεί πως όσον αφορά στην αξιολόγηση της σεισμικής επικινδυνότητας που σχετίζεται με μεγάλους-καταστροφικούς σεισμούς, η δεύτερη από τις δύο κατηγορίες που αναφέρθηκαν φαίνεται να είναι καταλληλότερη, λαμβάνοντας υπόψη τα διαθέσιμα δεδομένα και τους σεισμολογικούς καταλόγους. Αυτό ισχύει καθώς υπάρχει μικρός όγκος διαθέσιμων δεδομένων λόγω του μικρού χρονικού διαστήματος ενόργανων καταγραφών, οδηγώντας σε σημαντικά προβλήματα πληρότητας των σεισμολογικών καταλόγων.

Με βάση την θεωρία των ακραίων τιμών μελετάται η κατανομή των μεγίστων ή ελαχίστων τιμών ενός δείγματος προκειμένου να εκτιμηθεί η αναμενόμενη τιμή μιας συγκεκριμένης παραμέτρου για δεδομένο χρονικό διάστημα και για δεδομένη πιθανότητα μη υπέρβασης. Η θεωρία αυτή, όπως γίνεται κατανοητό, ασχολείται με την στοχαστική συμπεριφορά των ακραίων τιμών (μεγίστων και ελαχίστων) των μεταβλητών και για αυτό τον λόγο κάθε πρόβλεψη συνοδεύεται πάντοτε από μια πιθανότητα εμφάνισης και κατά συνέπεια δεν πρέπει να θεωρείται βέβαιη. Η παράμετρος που γίνεται προσπάθεια να εκτιμηθεί μπορεί να είναι το μέγεθος, η ένταση κ.α. Στην σεισμολογία το ενδιαφέρον επικεντρώνεται πρωτίστως στις μέγιστες τιμές των παραμέτρων και όχι στις ελάχιστες, καθώς οι μεγάλες τιμές (π.χ. του μεγέθους ή της έντασης) είναι που προκαλούν σημαντικές καταστροφές και αξίζει να εκτιμηθούν προσεγγιστικά για ένα βάθος χρόνου. Φυσικά, εκτός από την σεισμολογία, η θεωρία ακραίων τιμών έχει εφαρμοστεί και σε άλλους τομείς όπως στην μετεωρολογία, την υδρογεωλογία, την αστρονομία αλλά και την οικονομική επιστήμη.

Όπως αναφέρουν οι Makropoulos & Burton (1986), ανεξάρτητα από την μητρική κατανομή, η κατανομή του δείγματος των ακραίων τιμών πρέπει να έχει την

μορφή μιας εκ των τριών ασυμπτωτικών κατανομών Gumbel *I*, *II* και *III* που δίνονται παρακάτω:

$$1) G^I(x) = \exp(-\exp(-a(x-u))), \quad a > 0$$

$$2) G^{II}(x) = \exp\left(-\left(\frac{x-\gamma}{u-\gamma}\right)^k\right), \quad k > 0, x \geq \gamma, u > \gamma \geq 0$$

$$3) G^{III}(x) = \exp\left(-\left(\frac{\omega-x}{\omega-u}\right)^k\right), \quad k > 0, x \leq \omega, u < \omega$$

όπου σε κάθε μια από τις τρεις συναρτήσεις,  $G(x)$  είναι η πιθανότητα το  $x$  (δηλαδή η υπό μελέτη παράμετρος, π.χ. μέγεθος, μακροσεισμική ένταση, εδαφική επιτάχυνση κ.α.) να είναι ετήσιο μέγιστο. Δηλαδή  $G(x)$  είναι η ετήσια πιθανότητα να μην ξεπεραστεί το  $x$ . Και στις τρεις παραπάνω περιπτώσεις, η παράμετρος  $u$  είναι η χαρακτηριστική τιμή της μεταβλητής  $x$  και έχει την πιθανότητα  $G(u) = 1/e$  να είναι ετήσιο μέγιστο (Makropoulos & Burton, 1986).

Η πρώτη (*I*) ασυμπτωτική κατανομή Gumbel δεν έχει άνω και κάτω όριο, η δεύτερη (*II*) ασυμπτωτική κατανομή έχει μόνο κάτω όριο  $x \geq \gamma$ . Η τρίτη ασυμπτωτική κατανομή (*III*) έχει άνω όριο  $x \leq \omega$ . Η παράμετρος  $\omega$  είναι χαρακτηριστική κάθε περιοχής και οι σεισμοί που λαμβάνουν χώρα δεν μπορούν να υπερβούν την παράμετρο αυτή, δηλαδή το  $\omega$  είναι το άνω όριο έτσι ώστε  $G(\omega) = 1$ . Οι εμπειρικές σχέσεις μεταξύ μέγιστης μακροσεισμικής έντασης και σεισμικού μεγέθους δείχνουν πως η παράμετρος  $\omega$  συνδέεται με τα δυναμικά χαρακτηριστικά και τα γεωμετρικά χαρακτηριστικά της εστίας αλλά και την μέγιστη σεισμική ροπή που μπορεί να εμφανιστεί στην περιοχή. Σχετίζεται γενικά με την κατάσταση των συσσωρευτικών τάσεων που επικρατούν στην περιοχή (Σακκάς, 2009).

Η παράμετρος  $k (= \frac{1}{\lambda})$  (Makropoulos & Burton, 1985a) η οποία συναντάται στις ασύμπτωτες Gumbel *II* και *III* σχετίζεται με την καμπυλότητα της κατανομής και καθώς το  $k$  αυξάνεται, οι ασύμπτωτες Gumbel *II* και *III* μειώνονται προς την γραμμική κατανομή Gumbel *I* (Makropoulos & Burton, 1986).

Η κατανομή Gumbel *I* χρησιμοποιείται στην εκτίμηση της μέγιστης εδαφικής επιτάχυνσης, ταχύτητας ή μετάθεσης. Η κατανομή Gumbel *III* χρησιμοποιείται για το μέγιστο μέγεθος λόγω της φυσικής καμπυλότητας που εμφανίζεται στις υψηλές τιμές των μεγεθών. Η κατανομή Gumbel *II* δεν είναι χρήσιμη στην σεισμολογία όπου ενδιαφέρον παρουσιάζουν οι μέγιστες τιμές των σεισμικών παραμέτρων καθώς όπως αναφέρθηκε παραπάνω, έχει μόνο κάτω όριο.

Οι Makropoulos & Burton (1985b) που μελέτησαν την σεισμική επικινδυνότητα της Ελλάδας υπό το πρίσμα της μέγιστης εδαφικής επιτάχυνσης, υποστηρίζοντας πως η ασύμπτωτη Gumbel *I* φαίνεται να ταιριάζει καλύτερα στα δεδομένα της συγκεκριμένης παραμέτρου σε σχέση με την ασύμπτωτη Gumbel *III*, καθώς η μέγιστη εδαφική επιτάχυνση δεν εξαρτάται μόνο από το μέγεθος αλλά και με την εστιακή απόσταση. Με βάση αυτό, Sakkas et al. (2010) αναφέρουν πως το ίδιο πρέπει να ισχύει και στα δεδομένα μακροσεισμικής έντασης.

## 2.2 ΤΟ ΛΟΓΙΣΜΙΚΟ HAZAN

Οι Makropoulos & Burton (1986) εφαρμόζοντας την πιθανολογική θεωρία ακραίων τιμών ανέπτυξαν το πρόγραμμα HAZAN για την ανάλυση της σεισμικής επικινδυνότητας. Η παράμετρος με βάση την οποία επιλέγεται να γίνει η ανάλυση της επικινδυνότητας μπορεί να είναι το σεισμικό μέγεθος ( $M$ ), η εδαφική επιτάχυνση ( $a$ ), η εδαφική ταχύτητα ( $v$ ) ή η μετατόπιση ( $d$ ). Το πρόγραμμα αυτό είναι κατασκευασμένο στην γλώσσα προγραμματισμού FORTRAN και υπολογίζει τις τιμές των παραμέτρων των ασυμπτωτικών κατανομών Gumbel *I* και *III*. Για

την περίπτωση της Gumbel *III* βασίζεται στη μέθοδο των μη γραμμικών ελαχίστων τετραγώνων που αναπτύχθηκε από τον Marquardt (1963).

Παρακάτω παρουσιάζεται συνοπτικά η υπολογιστική διαδικασία που εκτελείται στο πρόγραμμα Hazan κατά τους (Makropoulos & Burton, 1986):

Στο πρόγραμμα η υπολογιστική διαδικασία ξεκινάει με την δημιουργία ενός κανάβου, όπου το γεωγραφικό μήκος και το γεωγραφικό πλάτος έχουν χωρικό «βήμα» (STEP) για το οποίο θα γίνει η ανάλυση. Στη συνέχεια, ορίζονται κυκλικές περιοχές (ακτινική απόσταση = SIZE) με κέντρα τις κορυφές των κελιών του κανάβου και το πρόγραμμα εξάγει από τον χρονολογικά ταξινομημένο σεισμολογικό κατάλογο τις καταγραφές που αναφέρονται στην συγκεκριμένη περιοχή και έχουν ένταση πάνω από μια τιμή που έχει τεθεί ως κατώφλι και για συγκεκριμένο χρονικό διάστημα. Έπειτα δημιουργείται ένα υποσύνολο δεδομένων που εμπεριέχει την μέγιστη ανά έτος τιμή σε κάθε κελί για την υπό μελέτη μεταβλητή. Στην περίπτωση της συγκεκριμένης εργασίας η μεταβλητή που επιλέχθηκε είναι η μακροσεισμική ένταση καθώς σύμφωνα με τους Sakkas et al. (2010) τα δεδομένα μακροσεισμικών εντάσεων, όπως και εκείνα της μέγιστης εδαφικής επιτάχυνσης, ταιριάζουν με την ασυμπτωτική καμπύλη Gumbel *III* καθώς είναι συνάρτηση όχι μόνο του σεισμικού μεγέθους, αλλά και της εστιακής απόστασης.

Στις περιπτώσεις όπου η παράμετρος που επιλέχθηκε είναι η εδαφική επιτάχυνση, η ταχύτητα εδαφικής κίνησης, ή η μετατόπιση, πρέπει να εφαρμοστούν αρχικά νόμοι απόσβεσης της εδαφικής κίνησης προκειμένου να γίνει ο υπολογισμός της εδαφικής κίνησης στις κορυφές του κανάβου. Αφού γίνει αυτό, μπορεί να εκτελεστεί το προηγούμενο (τρίτο) βήμα, όπως στην απλή περίπτωση του μέγιστου μεγέθους. Με την ολοκλήρωση αυτού του σταδίου το πρόγραμμα του έχει ταξινομήσει τον σεισμολογικό κατάλογο και έχει διατηρήσει για κάθε κελί τις ακραίες τιμές της επιλεγμένης μεταβλητής. Στο επόμενο στάδιο γίνεται επεξεργασία των δεδομένων του κάθε μεμονωμένου κελιού. Αρχικά, οι παρατηρούμενες ακραίες τιμές κατατάσσονται σε σειρά αυξανόμενου μεγέθους

(υπορουτίνα RANK) και σε κάθε μια αποδίδεται μια πιθανότητα να είναι η ετήσια μέγιστη τιμή.

Πλέον μέχρι αυτό το στάδιο, το πρόγραμμα έχει εκτελέσει τις απαιτούμενες προπαρασκευαστικές εργασίες LINFIT ή CURFIT για να υπολογίσει είτε τις παραμέτρους  $\alpha$  και  $u$  της κατανομής Gumbel *I* χρησιμοποιώντας απλή γραμμική μέθοδο ελαχίστων τετραγώνων ή τις παραμέτρους  $\omega$ ,  $u$  και  $\lambda$  και τις αβεβαιότητες τους εφαρμόζοντας μη-γραμμική μέθοδο ελαχίστων τετραγώνων γραμμικοποιώντας τη συνάρτηση προσαρμογής Gumbel *III*. Και στις δύο περιπτώσεις το πρόγραμμα εμφανίζει τις παραμέτρους κατανομής και τις αβεβαιότητες τους. Στην περίπτωση της Gumbel *III* εμφανίζονται οι εκτός διαγώνιου συνδιακυμάνσεις του πίνακα σφάλματος (Makropoulos & Burton, 1986).

Τέλος, χρησιμοποιώντας τις παραμέτρους της επιλεγμένης κατανομής, το πρόγραμμα υπολογίζει τις παραμέτρους επικινδυνότητας, όπως την ετήσια επικρατούσα τιμή, την χρονική περίοδο  $T$  και την μέγιστη αναμενόμενη τιμή της μεταβλητής  $x$  (δηλαδή είτε σεισμικό μέγεθος, εδαφική επιτάχυνση κ.α.) μη υπέρβασης σε  $T$  έτη με καθορισμένο επίπεδο πιθανότητας. Για παράδειγμα, αν έχει επιλεγεί η κατανομή Gumbel *I*, τότε η τιμή επικινδυνότητας αντιπροσωπεύει την επικρατούσα τιμή για μια περίοδο  $T$  ετών με πιθανότητα  $P$  μη υπέρβασης  $x(T,P)$  που δίνεται από την παρακάτω σχέση:

$$x(T,P) = u - \frac{\ln(-\ln P)}{a} + \frac{\ln T}{a}$$

Πρέπει να σημειωθεί ότι το HAZAN υπολογίζει την  $x(T,P)$  χρησιμοποιώντας την Gumbel *I*, για συγκεκριμένες επιλογές περιόδων  $T$  (1, 25, 50, 100 και 250 χρόνια) ενώ η πιθανότητα  $P$  είναι δεδομένο που εισάγεται στο πρόγραμμα (δηλαδή ουσιαστικά η πιθανότητα υπέρβασης  $1-P$  είναι δεδομένο εισόδου).



Στην περίπτωση της κατανομής Gumbel *III*, η διαδικασία είναι λίγο διαφορετική κυρίως λόγω λοξότητας. Η τιμή  $x(T)$  για περίοδο  $T$  χρόνος δίνεται από την σχέση:

$$x(T) = \omega - (\omega - u) \left( \frac{1 - \lambda}{T} \right)^\lambda$$

και η τιμή της επικινδυνότητας με πιθανότητα  $P$  μη υπέρβασης σε  $T$  χρόνια  $x(T, P)$  δίνεται από την σχέση:

$$a(T, P) = \omega - (\omega - u) \left( -\frac{\ln P}{T} \right)^\lambda$$

Το πρόγραμμα υπολογίζει την  $x(T)$  για επιλογές περιόδου  $T$ , 1 ή 75 έτη ως προεπιλογή. Υπολογίζει επίσης το  $x(T, P)$  δίνοντας τις τιμές με πιθανότητα 90% μη υπέρβασης σε 75 χρόνια, δηλαδή η κατά 90% πιθανότητα η τιμή  $x$  να είναι η ακρότατη τιμή για τα 75 χρόνια.

Μέσω του προγράμματος προσφέρονται διάφορες τροποποιήσεις τις οποίες μπορεί να κάνει ο χρήστης ανάλογα με τις ανάγκες του τόσο σεισμολογικές, όσο και υπολογιστικής φύσης, όπως να ορίσει για την παραπάνω σχέση την περίοδο  $T$  στα 100 χρόνια αν το επιθυμεί. Μερικά παραδείγματα ακόμα είναι ότι μπορεί επίσης ο χρήστης να εισάγει τον επιθυμητό νόμο απόσβεσης για την περιοχή ενδιαφέροντος του. Επίσης για περιοχές με χαμηλή σεισμικότητα να ζητήσει εξαγωγή μεγίστων τιμών ανά διετία ή τριετία ή περισσότερο και τέλος να γίνουν τροποποιήσεις στον κানাβο ανάλογα με τις απαιτήσεις του χρήστη (Makrooulos & Burton, 1986).

Το πρόγραμμα Hazan αποτελεί ακόμα και σήμερα ένα πολύτιμο εργαλείο στην διεξαγωγή μελέτης εκτίμησης της σεισμικής επικινδυνότητας, και έχει χρησιμοποιηθεί κατά καιρούς σε διάφορες μελέτες όπως εκείνες των Ρανλιου et al. (2021), Mohammadi (2016), Sakkas et al. (2010), κ.α.

### 3. ΜΑΚΡΟΣΕΙΣΜΙΚΗ ΕΝΤΑΣΗ

Ως Μακροσεισμική Ένταση (I) ορίζεται το μέτρο αξιολόγησης της σεισμικής δόνησης με βάση τα μακροσεισμικά αποτελέσματα του σεισμού σε ένα τόπο. Μακροσεισμικά αποτελέσματα καλούνται οι μεταβολές στο έδαφος, στο επιφανειακό και υπόγειο νερό, στις τεχνικές κατασκευές καθώς και η επίδραση στους ανθρώπους και στα ζώα.

Η μακροσεισμική ένταση δεν αποτελεί μια φυσική παράμετρο (παρόλο που συνδέεται με τις φυσικές παραμέτρους της σεισμικής κίνησης), αλλά πρόκειται για μια περιγραφική κατάταξη και μοιάζει περισσότερο με την κλίμακα της ταχύτητας του ανέμου, την κλίμακα Beaufort.

Υπάρχουν διάφοροι παράγοντες που επηρεάζουν την τιμή της έντασης σε μια θέση: i) το σεισμικό μέγεθος, ii) τα χαρακτηριστικά της σεισμικής εστίας (επίκεντρο, μηχανισμός γένεσης, εστιακό βάθος, τρόπος διάρρηξης), iii) οι τοπικές εδαφικές συνθήκες στις θέσεις παρατήρησης iv) ο υδροφόρος ορίζοντας, και τέλος v) οι τύποι των κατασκευών και οι σεισμικές προδιαγραφές του όπως π.χ. η ιδιοπερίοδος ταλάντωσης (Κουσκουνά, 2019). Μια βασική διαφορά μεταξύ μακροσεισμικής έντασης και σεισμικού μεγέθους είναι ότι τιμή του μεγέθους ενός σεισμού είναι σταθερή για κάθε σεισμό, ενώ η ένταση διαφέρει κατά τόπους, ανάλογα με τις προαναφερθείσες παραμέτρους. Δηλαδή ένας σεισμός έχει ένα μόνο μέγεθος αλλά μπορεί να έχει πολλές εντάσεις.

Τα μακροσεισμικά αποτελέσματα οφείλονται στην ισχυρή εδαφική κίνηση, την οποία εκφράζει η σεισμική επιτάχυνση, ένα μέγεθος το οποίο θεωρείται πολύ σημαντικό στους κλάδους της Τεχνικής Σεισμολογίας και των κατασκευών. Οι Tselentis & Danciu (2008) παρουσιάζουν για τον Ελλαδικό χώρο εμπειρικές σχέσεις μεταξύ της μακροσεισμικής έντασης στην τροποποιημένη κλίμακα Mercalli και των διάφορων παραμέτρων εδαφικής κίνησης. Άλλα τέτοια παραδείγματα αποτελούν η προσπάθεια συσχέτισης της μέγιστης εδαφικής επιτάχυνσης με την τροποποιημένη κλίμακα Mercalli για την περιοχή της Costa Rica Linkimer (2008) καθώς επίσης και των Masi et al. (2020) που συσχετίζουν

την μακροσεισμική ένταση στις μακροσεισμικές κλίμακες EMS-98 και MCS με διάφορες παραμέτρους εδαφικής κίνησης όπως PGA, PGV (μέγιστη εδαφική επιτάχυνση και μέγιστη εδαφική ταχύτητα) και  $I_H$  (Ένταση Housner). Το γεγονός ότι οι μακροσεισμικές παρατηρήσεις δεν περιορίζονται στις θέσεις όπου υπάρχουν εγκατεστημένα σεισμολογικά όργανα, σε πολλές περιπτώσεις τις καθιστούν σημαντική πηγή πληροφοριών.

Καθώς τα μακροσεισμικά δεδομένα δεν προέρχονται από ενόργανες παρατηρήσεις, υπάρχει ο κίνδυνος της υποκειμενικότητας από παρατηρητή σε παρατηρητή. Παρόλα αυτά, η ένταση παρέχει πολύ σημαντικές πληροφορίες για τον μηχανισμό γένεσης και τον τρόπο διάρρηξης της εστίας, καθώς και για το μέσο που περιλαμβάνεται μεταξύ εστίας και τόπου παρατήρησης. Πριν γίνει δυνατή η ενόργανη παρατήρηση των σεισμών, ο μόνος τρόπος αξιολόγησης ενός σεισμού ήταν βάσει των επιπτώσεων που προκάλεσε. Συνεπώς, για τους ιστορικούς σεισμούς (πριν το 1900), τα μόνα διαθέσιμα δεδομένα είναι τα μακροσεισμικά.


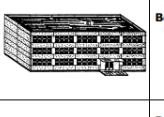





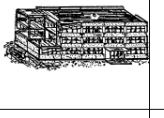

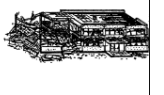
Για την συλλογή μακροσεισμικών δεδομένων χρησιμοποιούνται ερωτηματολόγια (είτε έντυπα είτε διαδικτυακά), και επιτόπιες έρευνες. Οι επιτόπιες έρευνες θα πρέπει να διενεργούνται τις αμέσως επόμενες ώρες ή ημέρες προκειμένου να καταγραφούν τα αποτελέσματα του σεισμού και να μην υπάρξει σύγχυση με τα επερχόμενα αποτελέσματα από μετασεισμούς. Σε πολλές ευρωπαϊκές χώρες, στις ΗΠΑ, την Κίνα και την Ιαπωνία συνηθίζεται η χρήση ερωτηματολογίων για εύρος εντάσεων II-VI, ενώ για εντάσεις  $\geq VII$  οι επιτόπιες έρευνες είναι απαραίτητες.

Υπάρχουν διάφορες μακροσεισμικές κλίμακες που έχουν προταθεί κατά καιρούς. Αν και έχουν αναγνωριστεί και παλαιότερα πιο απλοϊκές ποσοτικοποιήσεις των βλαβών, η πρώτη συστηματική προσπάθεια κατάταξης των σεισμών με βάση τα μακροσεισμικά τους αποτελέσματα πραγματοποιήθηκε το 1878 και επρόκειτο για δεκαβάθμια κλίμακα, την Rossi-Forel, η οποία όμως μειονεκτούσε, καθώς δεν λάμβανε υπόψη επιπτώσεις σε ψηλά κτήρια που υπάρχουν σήμερα, κινούμενα οχήματα και ειδικά κατασκευαστικά στοιχεία. Αργότερα, μέσα από τροποποιήσεις

των κλιμάκων ή εισαγωγές νέων στοιχείων, προέκυψαν διάφορες κλίμακες. Παρακάτω αναφέρονται χαρακτηριστικά κάποιες από αυτές, όπως η Mercalli, Mercalli-Cancani-Sieberg (MCS), η Modified Mercalli (MM) η οποία χρησιμοποιείται ευρέως μέχρι και σήμερα στις ΗΠΑ, η GEOFIAN που χρησιμοποιούνταν στην ΕΣΣΔ, η MSK, η PRC που χρησιμοποιείται στην Κίνα, η οκταβάθμια και αργότερα δωδεκαβάθμια JMA που χρησιμοποιείται στην Ιαπωνία και τέλος, η δωδεκαβάθμια Ευρωπαϊκή Μακροσεισμική Κλίμακα (EMS-98), η οποία εισήγαγε ένα νέο όρο, την τρωτότητα των κατασκευών, και διακρίνει διάφορους τύπους κατασκευών, (οπλισμένο σκυρόδεμα, ξύλινες κατασκευές, με φέρουσα τοιχοποιία, ασάλινες κατασκευές) και εκτιμά τον βαθμό βλάβης σε κάθε κατηγορία.

Παρακάτω παρουσιάζεται συνοπτικά η πορεία καθορισμού του βαθμού έντασης μιας περιοχής με βάση την μακροσεισμική κλίμακα EMS-98 (Grünthal, 1998).

Ξεκινώντας θα πρέπει να ταξινομηθούν οι βλάβες που παρατηρούνται στα κτήρια. Γενικά ως μια ευρεία ταξινόμηση μπορεί κανείς να ομαδοποιήσει τους τύπους κτηρίων σε α) τοιχοποιία και β) κτήρια από οπλισμένο σκυρόδεμα. Στην Εικόνα 13 δίνονται οι διαβαθμίσεις των βαθμών βλαβών στις δύο κατηγορίες κτηρίων.

Κατηγορίες βλαβών σε κτήρια από τοιχοποιία		Κατηγορίες αστοχιών σε κτήρια από οπλισμένο σκυρόδεμα	
	<b>Βαθμός 1:</b> <i>Αμελητέες έως ελαφρές βλάβες (καθόλου δομικές βλάβες, ελαφρές μη δομικές βλάβες)</i> Τριχοειδείς ρωγμές σε λίγους τοίχους. Πτώση μόνο μικρών κομματιών επιχρίσματος. Πτώση χαλαρών λίθων από τα ανώτερα τμήματα του κτηρίου σε πολύ λίγες περιπτώσεις.		<b>Βαθμός 1:</b> <i>Αμελητέες έως ελαφρές βλάβες (καθόλου δομικές βλάβες, ελαφρές μη δομικές βλάβες)</i> Λεπτές ρωγμές στο επιχρίσμα πάνω από στοιχεία του σκελετού ή σε τοίχους στη βάση. Λεπτές ρωγμές σε χωρίσματα και τοίχους πληρώσεως.
	<b>Βαθμός 2:</b> <i>Μέτριες βλάβες (ελαφρές δομικές βλάβες, μέτριες μη δομικές βλάβες)</i> Ρωγμές σε πολλούς τοίχους. Πτώση αρκετά μεγάλων κομματιών επιχρίσματος. Μερική κατάρρευση καπνοδόχων.		<b>Βαθμός 2:</b> <i>Μέτριες βλάβες (ελαφρές δομικές βλάβες, μέτριες μη δομικές βλάβες)</i> Ρωγμές σε υποστυλώματα και δοκούς του φέροντος σκελετού και σε δομικούς τοίχους. Ρωγμές σε χωρίσματα και τοίχους πληρώσεως. Πτώση ασθρών επενδύσεων και επιχρισμάτων. Πτώση κονιάματος από τους αρμούς των πανέλων τοιχοποιίας.
	<b>Βαθμός 3:</b> <i>Σημαντικές έως βαριές βλάβες (μέτριες δομικές βλάβες, βαριές μη δομικές βλάβες)</i> Μεγάλες και εκτεταμένες ρωγμές στους περισσότερους τοίχους. Αποκόλληση κεραμιδιών. Θραύση σε καπνοδόχους κατά μήκος της γραμμής της οροφής. Βλάβες σε μεμονωμένα μη δομικά στοιχεία (χωρίσματα, αετώματα).		<b>Βαθμός 3:</b> <i>Σημαντικές έως βαριές βλάβες (μέτριες δομικές βλάβες, βαριές μη δομικές βλάβες)</i> Ρωγμές στα υποστυλώματα και στους κόμβους δοκών και υποστυλωμάτων των σκελετών στη βάση και στους αρμούς συνδεδεμένων τοιχείων. Θρυμματισμός επικάλυψης οπλισμού, παραμόρφωση ράβδων οπλισμού. Μεγάλες ρωγμές σε χωρίσματα και τοίχους πληρώσεως, αστοχία ανεξάρτητων πανέλων πληρώσεως.
	<b>Βαθμός 4:</b> <i>Πολύ βαριές βλάβες (βαριές δομικές βλάβες, πολύ βαριές μη δομικές βλάβες)</i> Σοβαρές αστοχίες στους τοίχους. Μερική δομική αστοχία οροφών και δαπέδων.		<b>Βαθμός 4:</b> <i>Πολύ βαριές βλάβες (βαριές δομικές βλάβες, πολύ βαριές μη δομικές βλάβες)</i> Μεγάλες ρωγμές στα δομικά στοιχεία με αστοχία του σκυροδέματος σε θλίψη και θραύση των ράβδων οπλισμού. Αστοχία πρόσφυσης των οπλισμών των δοκών, κλίση υποστυλωμάτων. Κατάρρευση λίγων υποστυλωμάτων ή ενός μεμονωμένου ανώτερου ορόφου.
	<b>Βαθμός 5:</b> <i>Καταστροφή (πολύ βαριές δομικές βλάβες)</i> Ολική ή σχεδόν ολική κατάρρευση.		<b>Βαθμός 5:</b> <i>Καταστροφή (πολύ βαριές δομικές βλάβες)</i> Κατάρρευση ισόγειου ή μέρους (π.χ. πτέρυγας) κτηρίου.

**Εικόνα 13:** Παρουσιάζονται περιγραφικά οι βαθμοί βλαβών για τα κτήρια με τοιχοποιία (αριστερά) και από οπλισμένο σκυρόδεμα (δεξιά) (Grünthal 1998, μετάφραση Κουσκουνά & Καπαγιαννίδη 2010)

Στην συνέχεια αφού καθοριστεί ο βαθμός βλαβών, σύμφωνα με τον παρακάτω Πίνακα 1 και λαμβάνοντας υπόψη όλες τις διαθέσιμες πληροφορίες όπως α) τα αποτελέσματα στους ανθρώπους, β) τα αποτελέσματα στα αντικείμενα και τη φύση και γ) τις βλάβες των κτηρίων, καθορίζεται ο βαθμός της μακροσεισμικής έντασης.

Καθορισμός των βαθμών έντασης	
I. Μη αισθητός	α) Δεν γίνεται αισθητός, ακόμα και υπό τις ευνοϊκότερες συνθήκες. β) Κανένα αποτέλεσμα. γ) Απουσία βλαβών.
II. Ανεπαίσθητος	α) Η δόνηση είναι αισθητή μόνο σε μεμονωμένες περιπτώσεις (<1%) ατόμων που αναπαύονται και σε ειδικές θέσεις μέσα στα κτήρια. β) Κανένα αποτέλεσμα. γ) Απουσία βλαβών.
III. Ασθενής	α) Ο σεισμός είναι αισθητός μμέσα σε κτήρια από λίγους. Όσοι αναπαύονται αισθάνονται μια ταλάντωση ή ελαφρό τρέμουλο. β) Ανητημένα αντικείμενα αιωρούνται ελαφρά. γ) Απουσία βλαβών.

IV. Ευρέως αισθητός	α) Ο σεισμός είναι αισθητός από πολλούς μέσα σε κτήρια και από πολύ λίγους έξω. Λίγοι ξυπνούν. Το επίπεδο της ταλάντωσης δεν προκαλεί φόβο. Η ταλάντωση είναι μέτρια. Οι παρατηρητές αισθάνονται ελαφρό τρέμουλο ή ταλάντωση του κτηρίου, δωματίου, κρεβατιού, καρέκλας κλπ. β) Πιατικά, ποτήρια, παράθυρα και πόρτες κροτούν. Ανηρητημένα αντικείμενα αιωρούνται. Σε ορισμένες περιπτώσεις ελαφρά έπιπλα δονούνται εμφανώς. Σε ορισμένες περιπτώσεις ξύλινες κατασκευές τρίζουν. γ) Απουσία βλαβών.
V. Ισχυρός	α) Ο σεισμός είναι αισθητός από τους περισσότερους μέσα στα κτήρια και από λίγους έξω. Λίγοι φοβούνται και τρέχουν έξω. Πολλοί ξυπνούν. Οι παρατηρητές αισθάνονται μια δυνατή ταλάντωση ή τράναγμα όλου του κτηρίου, δωματίου ή επίπλου. β) Ανηρητημένα αντικείμενα αιωρούνται αισθητά. Πιατικά, ποτήρια, παράθυρα και πόρτες χτυπούν μεταξύ τους. Μικρά ασταθή αντικείμενα μπορεί να μετακινηθούν ή να πέσουν. Πόρτες και παράθυρα ανοιγοκλείνουν. Υγρά ταλαντώνονται και μπορεί να χυθούν από γεμάτα δοχεία. Τα ζώα μέσα στο σπίτι μπορεί να είναι ανήσυχα. γ) Βλάβες βαθμού 1 σε λίγα κτήρια τρωτότητας Α και Β.
VI. Ελαφρά βλαβερός	α) Ο σεισμός είναι αισθητός από τους περισσότερους μέσα στα κτήρια και από πολλούς έξω. Λίγοι χάνουν την ισορροπία τους. Πολλοί φοβούνται και τρέχουν έξω. β) Μικρά αντικείμενα κανονικής σταθερότητας μπορεί να πέσουν και έπιπλα μπορεί να μετακινηθούν. Σε ορισμένες περιπτώσεις πιάτα και ποτήρια μπορεί να σπάσουν. Τα κατοικίδια ζώα (ακόμα και όταν είναι έξω) μπορεί να τρομάξουν. γ) Βλάβες βαθμού 1 σε πολλά κτήρια τρωτότητας Α και Β. Βλάβες βαθμού 2 σε λίγα κτήρια τρωτότητας Α και Β. Βλάβες βαθμού 1 σε λίγα κτήρια τρωτότητας C.
VII. Βλαβερός	α) Οι περισσότεροι φοβούνται και προσπαθούν να τρέξουν έξω. Πολλοί έχουν δυσκολία να σταθούν όρθιοι, κυρίως στους ανώτερους ορόφους. β) Έπιπλα μετακινούνται και ασταθή έπιπλα μπορεί να ανατραπούν. Μεγάλος αριθμός αντικειμένων πέφτουν από τα ράφια. Το νερό ξεχύνεται από δοχεία, δεξαμενές και λίμνες. γ) Βλάβες βαθμού 3 σε πολλά κτήρια τρωτότητας Α· σε λίγα βαθμού 4. Βλάβες βαθμού 2 σε πολλά κτήρια τρωτότητας Β· σε λίγα βαθμού 3. Βλάβες βαθμού 2 σε λίγα κτήρια τρωτότητας C. Βλάβες βαθμού 1 σε λίγα κτήρια τρωτότητας D
VIII. Βαριά βλαβερός	α) Πολλοί έχουν δυσκολία να σταθούν όρθιοι, ακόμα και έξω. β) Έπιπλα μπορεί να ανατραπούν. Αντικείμενα όπως τηλεοράσεις, γραφομηχανές κλπ. πέφτουν στο έδαφος. Ταφόπλακες ενίοτε μετακινούνται, περιστρέφονται ή ανατρέπονται. Σε πολύ χαλαρό έδαφος μπορεί να παρατηρηθεί κυματισμός. γ) Βλάβες βαθμού 4 σε πολλά κτήρια τρωτότητας Α· σε λίγα βαθμού 5. Βλάβες βαθμού 3 σε πολλά κτήρια τρωτότητας Β· σε λίγα βαθμού 4. Βλάβες βαθμού 2 σε πολλά κτήρια τρωτότητας C· σε λίγα βαθμού 3. Βλάβες βαθμού 2 σε λίγα κτήρια τρωτότητας D.
IX. Καταστρεπτι	α) Γενικός πανικός. Άνθρωποι μπορεί να πέσουν με βία στο έδαφος. β) Πολλά μνημεία και στύλοι ανατρέπονται ή περιστρέφονται. Παρατηρείται κυματισμός σε χαλαρό έδαφος. γ) Βλάβες βαθμού 5 σε πολλά κτήρια τρωτότητας Α. Βλάβες βαθμού 4 σε πολλά κτήρια

κός	τρωτότητας Β· σε λίγα βαθμού 5. Βλάβες βαθμού 3 σε πολλά κτήρια τρωτότητας C· σε λίγα βαθμού 4. Βλάβες βαθμού 2 σε πολλά κτήρια τρωτότητας D· σε λίγα βαθμού 3. Βλάβες βαθμού 2 σε λίγα κτήρια τρωτότητας E.
Χ. Πολύ καταστρεπτικός	γ) Βλάβες βαθμού 5 στα περισσότερα κτήρια τρωτότητας A. Βλάβες βαθμού 5 σε πολλά κτήρια τρωτότητας B. Βλάβες βαθμού 4 σε πολλά κτήρια τρωτότητας C· σε λίγα βαθμού 5. Βλάβες βαθμού 3 σε πολλά κτήρια τρωτότητας D· σε λίγα βαθμού 4. Βλάβες βαθμού 2 σε πολλά κτήρια τρωτότητας E· σε λίγα βαθμού 3. Βλάβες βαθμού 2 σε λίγα κτήρια τρωτότητας F.
ΧΙ. Συντριπτικός	γ) Βλάβες βαθμού 5 στα περισσότερα κτήρια τρωτότητας B. Βλάβες βαθμού 4 στα περισσότερα κτήρια τρωτότητας C· σε πολλά βαθμού 5. Βλάβες βαθμού 4 σε πολλά κτήρια τρωτότητας D· σε λίγα βαθμού 5. Βλάβες βαθμού 3 σε πολλά κτήρια τρωτότητας E· σε λίγα βαθμού 4. Βλάβες βαθμού 2 σε πολλά κτήρια τρωτότητας F· σε λίγα βαθμού 3.
ΧΙΙ. Ολοκληρωτικός	γ) Όλα τα κτήρια τρωτότητας A, B και σχεδόν όλα τρωτότητας C καταστρέφονται. Τα περισσότερα κτήρια τρωτότητας D, E και F καταστρέφονται. Τα αποτελέσματα του σεισμού έχουν προσεγγίσει τα μμέγιστα δυνατά αποτελέσματα.

Πίνακας 1: Σύμφωνα με όλες τις διαθέσιμες παρατηρήσεις καθορίζεται ο βαθμός της έντασης σε μια περιοχή με βάση τις περιγραφές. (Grünthal 1998, μετάφραση Κουσκουνά & Καπαγιαννίδη 2010)

Πλέον η Ευρωπαϊκή Μακροσεισμική Κλίμακα έχει γίνει ευρέως αποδεκτή στην Ευρώπη και αποτελεί κατά συνέπεια και την μακροσεισμική κλίμακα ενδιαφέροντος και στην παρούσα εργασία αφού σκοπός είναι τα αποτελέσματα της μελέτης να εξαχθούν σε αυτή την κλίμακα. Όπως και για τις ανάγκες της παρούσας εργασίας, πολλές φορές απαιτείται η μετατροπή δεδομένων από μια μακροσεισμική κλίμακα σε μια άλλη. Στον Πίνακα 2 δίνεται η σχέση μεταξύ των τιμών έντασης πέντε κύριων μακροσεισμικών κλιμάκων με την κλίμακα EMS-98. Με βάση τον πίνακα αυτόν μπορεί να γίνει η μετατροπή των τιμών από την μια κλίμακα στην άλλη.

RF	EMS-98	MCS	EMS-98	MMI 56	EMS-98	MSK	EMS-98	JMA-96	EMS-98
								0	1
1	1	1	1	1	1	1	1	1	2 or 3
2	2	2	2	2	2	2	2	2	4
3	3	3	3	3	3	3	3	3	4 or 5
4	4	4	4	4	4	4	4	4	5
5	5	5	5	5	5	5	5	5L	6
6	5	6	6	6	6	6	6	5U	7
7	6	7	7	7	7	7	7	6L	8
8	7 or 8	8	8	8	8	8	8	6U	9 or 10
9	9	9	9	9	9	9	9	7	11
10	– <sup>a</sup>	10	10	10	10	10	10		
		11	11	11	– <sup>a</sup>	11	11		
		12	– <sup>a</sup>	12	– <sup>a</sup>	12	– <sup>a</sup>		

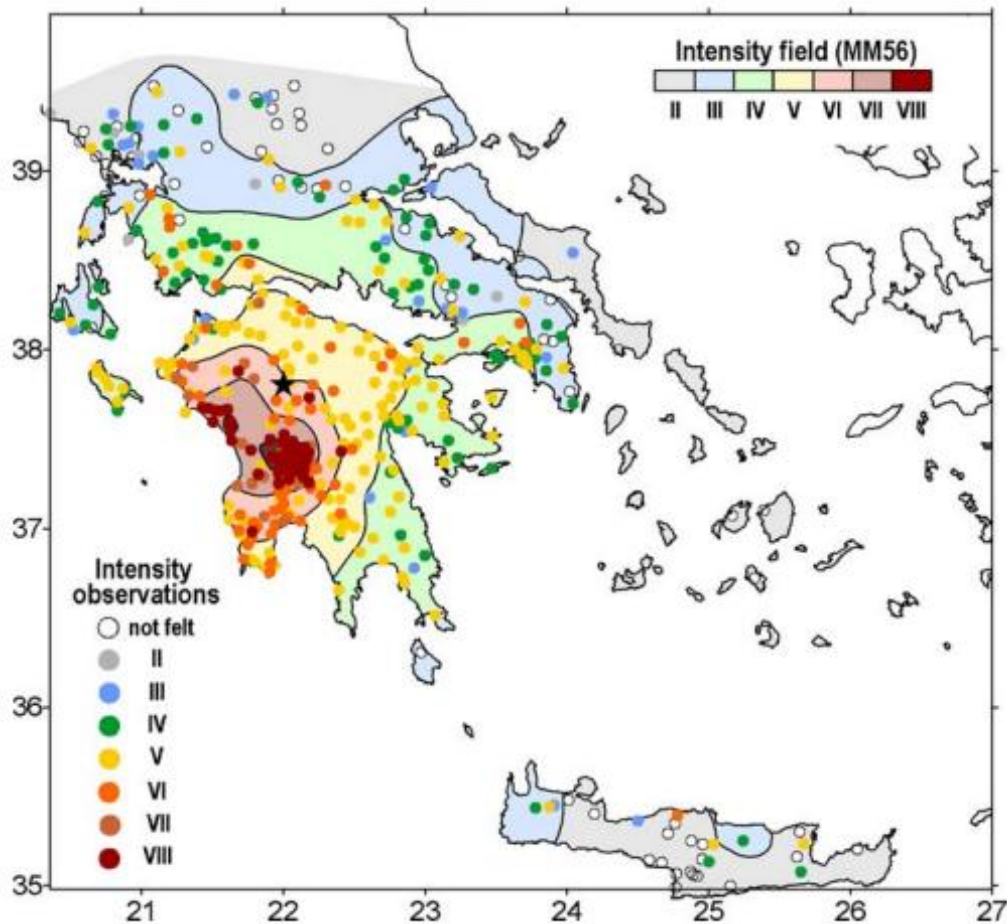
Πίνακας 2: Πίνακας στον οποίο περιγράφεται ο τρόπος μετατροπής πέντε κύριων κλιμάκων εντάσεων στην EMS-98 (Musson, 2009)

### 3.1 ΙΣΟΣΕΙΣΤΕΣ

Για την κατανομή των σεισμικών εντάσεων στην χώρα και την εξαγωγή συμπερασμάτων χρησιμοποιείται η μέθοδος των ισόσειστων καμπυλών. Συγκεντρώνοντας δηλαδή όλες τις διαθέσιμες μακροσεισμικές παρατηρήσεις, αυτές βαθμολογούνται σύμφωνα με μια μακροσεισμική κλίμακα (στην παρούσα εργασία έχει επιλεγεί η EMS-98) και στην συνέχεια παράγονται χάρτες πάνω στους οποίους αποτυπώνεται η κατανομή των εντάσεων αυτών και σχεδιάζονται οι ισότιμες καμπύλες έντασης (ισόσειστες καμπύλες). Οι καμπύλες αυτές ουσιαστικά οριοθετούν περιοχές με την ίδια ένταση. Η έκταση και η μορφή των καμπυλών αυτών εξαρτάται από τους παράγοντες που επηρεάζουν την τιμή της έντασης όπως αναφέρθηκαν παραπάνω. Συνεπώς, οι χάρτες ισόσειστων διαφορετικών σεισμών, δεν παρουσιάζουν ομοιομορφία, εκτός αν προέρχονται από την ίδια εστιακή περιοχή. Η περιοχή του χάρτη στην οποία αποδίδεται η μεγαλύτερη τιμή έντασης, δηλαδή εκεί όπου παρουσιάζονται τα πιο έντονα αποτελέσματα, ονομάζεται πλειόσειστη περιοχή, ενώ το κέντρο της πλειόσειστης περιοχής ονομάζεται μακροσεισμικό επίκεντρο και δεν ταυτίζεται πάντα με την προβολή του μικροσεισμικού υποκέντρου στην επιφάνεια. Η μέγιστη μακροσεισμική ένταση ( $I_0$ ) είναι μια θεωρητική τιμή έντασης στη θέση του επικέντρου, η οποία σε πολλές περιπτώσεις όταν το μικροσεισμικό επίκεντρο



είναι στην ξηρά μπορεί να συμπίπτει με την μέγιστη παρατηρηθείσα ένταση  $I_{max}$ . Πέρα από το μακροσεισμικό επίκεντρο, μέσα από τους παραγόμενους χάρτες ισόσειστων καμπυλών, η μορφή που παρουσιάζουν αυτές μπορεί να συνεισφέρει στον υπολογισμό άλλων σεισμικών παραμέτρων, όπως ο μηχανισμός γένεσης, το βάθος και το μέγεθος της εστίας. Για παράδειγμα η χωρική κατανομή των ισόσειστων τείνει να είναι μικρότερη στους επιφανειακούς σεισμούς σε σχέση με τους σεισμούς βάθους. Ένα παράδειγμα χάρτη ισόσειστων καμπυλών αποτελεί ο χάρτης της Εικόνας 14 (Schenková et al., 2007) για τον ισχυρό σεισμό που έλαβε χώρα στις 5 Απριλίου του 1965. Επίσης στην Εικόνα 8 παραπάνω έχει δοθεί χάρτης ισόσειστων και αφορά στην κατανομή των εντάσεων για τον σεισμό που έλαβε χώρα στις 11 Αυγούστου του 1953 στην Κεφαλονιά.



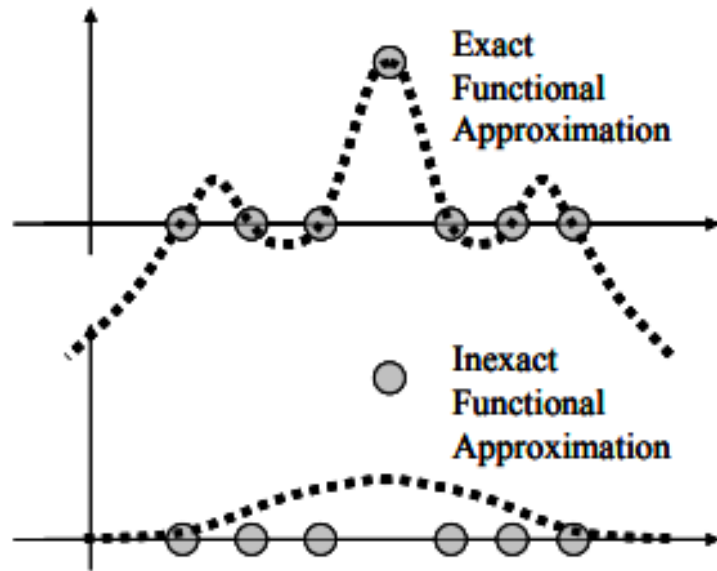
Εικόνα 14: Χάρτης ισόσειστων καμπυλών από τον σεισμό της Πελοποννήσου το 1965 στην κλίμακα Modified Mercalli (Schenková et al., 2007)

#### 4. ΜΕΘΟΔΟΙ ΧΩΡΙΚΗΣ ΠΑΡΕΜΒΟΛΗΣ

Οι καταγραφές των σεισμικών εντάσεων που συλλέγονται αναφέρονται σε τόπους με συγκεκριμένες γεωγραφικές συντεταγμένες στις οποίες παρατηρούνται επιπτώσεις του σεισμού. Προκειμένου να υπάρχει μια καλύτερη εικόνα των επιπτώσεων και να διευκολυνθεί η διαδικασία εξαγωγής συμπερασμάτων, αναγνωρίζεται η ανάγκη αυτοματοποιημένου σχηματισμού ισόσειστων καμπυλών και η μετατροπή των σημειακών παρατηρήσεων σε συνεχή επιφάνεια. Η μετατροπή αυτή γίνεται μέσω μεθόδων παρεμβολής όπου, αξιοποιώντας τα γνωστά σημεία δειγματοληψίας, υπολογίζεται η τιμή της έντασης και σε σημεία όπου δεν έγινε δειγματοληψία.

Γενικά έχουν προταθεί αρκετοί διαφορετικοί τρόποι σχεδίασης ισόσειστων καμπυλών σε υπολογιστή. Η επιλογή της κατάλληλης μεθόδου θεωρείται ως ένα βαθμό υποκειμενική, αλλά στην επιλογή αυτή, σημαντικός παράγοντας είναι ο σκοπός για τον οποίο θα παραχθεί ο χάρτης. Εάν η χρήση για την οποία προορίζεται είναι ο προσδιορισμός των σεισμικών παραμέτρων και των ιδιοτήτων του μέσου, τεκτονικές μελέτες κ.ά., τότε χρησιμότερη θα είναι μια μέθοδος που εφαρμόζει μεγάλο βαθμό εξομάλυνσης στις καμπύλες και αποδίδει την γενική τάση της ακτινοβολίας της σεισμικής ενέργειας, ενώ σε περίπτωση που ο σκοπός είναι ο τοπικής κλίμακας προσδιορισμός εδαφοτεχνικών συνθηκών, τότε καταλληλότερη θεωρείται η δημιουργία αναλυτικών και λεπτομερών ισόσειστων με μικρότερο βαθμό εξομάλυνσης.

Οι διάφορες μέθοδοι μπορούν να διακριθούν σε ακριβείς και μη ακριβείς ανάλογα με το αν η παραγόμενη επιφάνεια παρεμβολής περνάει ή όχι από τα σημεία δειγματοληψίας αντίστοιχα (Dudziak, 2007) (Εικόνα 15).

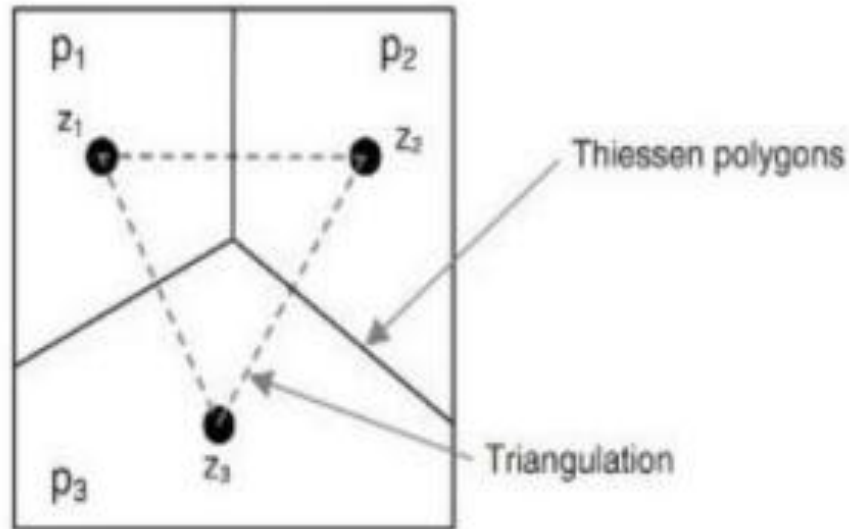


Εικόνα 15: Πάνω δίνεται παράδειγμα ακριβής μεθόδου παρεμβολής (exact interpolation) και κάτω μη ακριβής μεθόδου (inexact interpolation). (Πηγή: *Dudziak, 2007*)

Παρακάτω περιγράφονται οι δύο μέθοδοι παρεμβολής που θα χρησιμοποιηθούν σε επόμενο κεφάλαιο για την παραγωγή χαρτών κατανομής μέγιστης παρατηρηθείσας έντασης προκειμένου να περιγραφεί η σεισμικότητα της περιοχής ενδιαφέροντος από την οπτική της έντασης. Πρόκειται για την μέθοδο Πλησιέστερου Γείτονα (Nearest Neighbor-NN) και την μέθοδο Στάθμισης Αντίστροφης Απόστασης (Inverse Distance Weighting-IDW). Και οι δύο αυτές περιπτώσεις ανήκουν στις τοπικές μεθόδους, δηλαδή καθορίζουν την τιμή της ιδιότητας ενός σημείου από περιορισμένο αριθμό άλλων σημείων, γειτονικών ως προς αυτό.

Η μέθοδος Nearest Neighbor είναι μια ακριβής μέθοδος παρεμβολής. Η υπό μελέτη περιοχή χωρίζεται σε πολύγωνα (γνωστά και ως πολύγωνα Thiessen ή διαγράμματα Voronoi), έτσι ώστε σε κάθε ένα από αυτά να περιέχεται και ένα σημείο για το οποίο υπάρχει δείγμα. Τα όρια του πολυγώνου κατασκευάζονται ενώνοντας τις μεσοκαθέτους των ευθύγραμμων τμημάτων που ενώνουν τα γνωστά σημεία παρατήρησης όπως φαίνεται στην Εικόνα 16. Έτσι, μέσα στο κάθε πολύγωνο που σχηματίζεται, κάθε (παρεμβαλλόμενο) σημείο, βρίσκεται

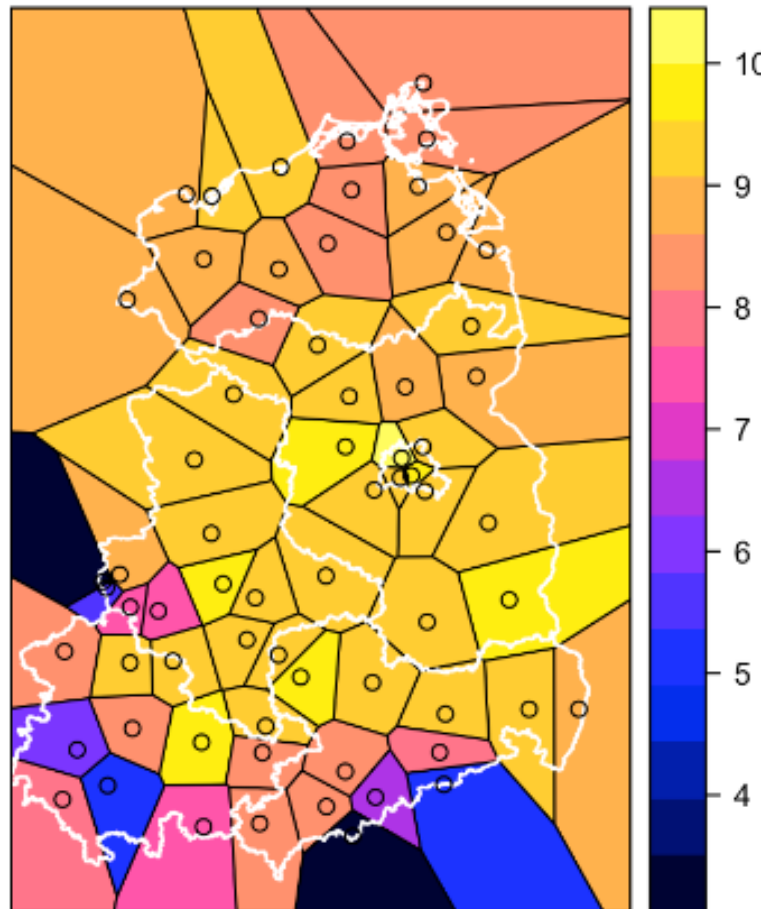
πλησιέστερα στο σημείο του κέντρου του πολυγώνου για το οποίο υπάρχει παρατήρηση (δείγμα) (Dudziak, 2007).



Εικόνα 16: Πολύγωνα Thiessen (Πηγή: Musashi et al., 2018)

Το αποτέλεσμα της παραπάνω μεθόδου παρεμβολής είναι οι εκτιμώμενες τιμές να απαρτίζουν μια ασυνεχή επιφάνεια με “μπαλώματα” από ένα ακανόνιστο δίκτυο πολυγώνων όπως φαίνεται στην Εικόνα 16. Όπως γίνεται κατανοητό, στην περίπτωση που τα δείγματα είναι συμμετρικά κατανεμημένα στον χώρο, τα πολύγωνα θα είναι όμοια μεταξύ τους. Η Εικόνα 17 αποτελεί παράδειγμα της εφαρμογής της μεθόδου αυτής σε μετεωρολογικά δεδομένα. Όπως φαίνεται, ανάλογα με την τιμή σε κάθε θέση παρατήρησης, έχουν δημιουργηθεί πολύγωνα σύμφωνα με την προαναφερθείσα διαδικασία. Ο παραγόμενος χάρτης έχει το πλεονέκτημα ότι οι τιμές των δεδομένων δεν έχουν μεταβληθεί καθόλου διατηρώντας τα μέγιστα και τα ελάχιστα των τιμών, αλλά η ποιοτική εικόνα της μεταβολής της έντασης δεν είναι ομαλή.

## Mean annual temperature [°C]



Εικόνα 17: Παράδειγμα εφαρμογής της μεθόδου παρεμβολής nearest neighbor σε μετεωρολογικά δεδομένα (Hartmann et al., 2018)

Πλέον αυτή η μέθοδος βρίσκει εφαρμογή στα Γεωγραφικά Συστήματα Πληροφοριών, τις Γεωεπιστήμες, την ρομποτική, την διοίκηση επιχειρήσεων και άλλους τομείς.

Η μέθοδο Inverse Distance Weighting είναι και αυτή μια ακριβής μέθοδος παρεμβολής, καθώς η παραγόμενη επιφάνεια περνάει από τα σημεία δειγματοληψίας. Στην τεχνική αυτή, προκειμένου να υπολογιστεί η τιμή της παραμέτρου σε κάθε άγνωστο σημείο, αποδίδονται βάρη στα γειτονικά γνωστά σημεία του. Έτσι, η τιμή που προκύπτει είναι ο σταθμισμένος μέσος όρος των  $m$  κοντινότερων γνωστών σημείων σε αυτό (Σιοζόπουλος, 2016).

Τα βάρη που αποδίδονται στα γνωστά σημεία υπολογίζονται από την παρακάτω σχέση:

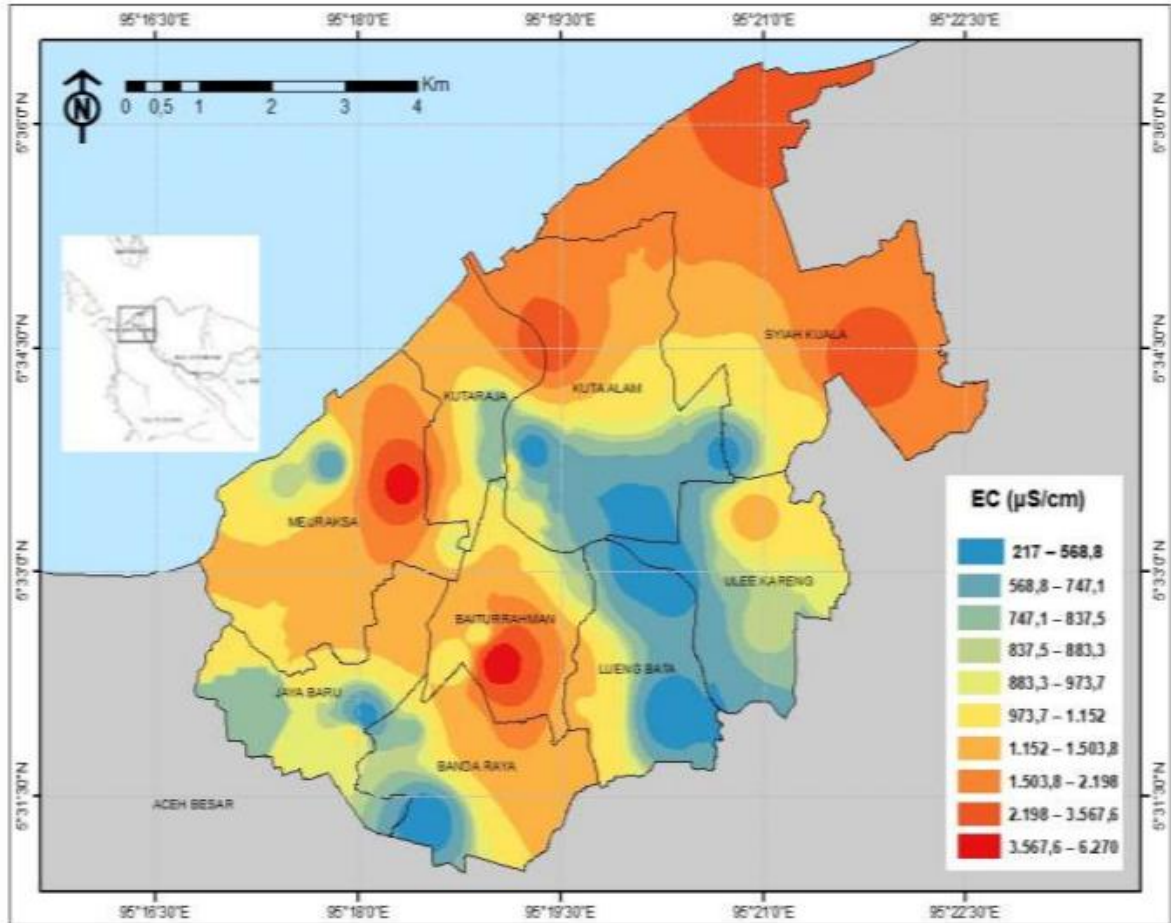
$$w_i = \frac{\frac{1}{d_i^p}}{\sum_{n=1}^N \frac{1}{d_n^p}}$$

Όπου  $d_i$  η απόσταση μεταξύ γνωστού και άγνωστου σημείου,  $N$  ο αριθμός των γνωστών σημείων που χρησιμοποιούνται και  $p$  η δύναμη στην οποία γίνεται η ύψωση της απόστασης.

Η τιμή του  $p$  αποτελεί τον κυριότερο παράγοντα στην ακρίβεια της εκτίμησης (Li et al., 2008). Όταν το  $p \rightarrow 0$ , τότε τα βάρη ομογενοποιούνται και η εκτιμώμενη τιμή τείνει στο μέσο όρο των  $N$  μετρήσεων, ενώ όταν  $p \rightarrow +\infty$ , τότε το πλησιέστερο γνωστό σημείο λαμβάνει το μεγαλύτερο βάρος και η εκτιμώμενη τιμή τείνει προς την τιμή του πλησιέστερου, δηλαδή το αποτέλεσμα παίρνουν μια μορφή πολυγώνων Thiessen (Abedini & Nasser, 2008).

Η ομαλότητα της επιφάνειας πρόβλεψης που προκύπτει μειώνεται όσο αυξάνεται η τιμή της δύναμης  $p$ . Αν και συνήθως η τιμή που χρησιμοποιείται είναι  $p = 2$ , η τιμή της δύναμης αυτής αλλά και η επιλογή της ακτίνας της περιοχής γύρω από κάθε άγνωστο σημείο μέσα στην οποία θα περιλαμβάνονται τα γνωστά σημεία με βάση τις τιμές των οποίων θα γίνεται η εκτίμηση. Η τιμή του  $p$  βασίζεται στην κρίση του χρήστη, ο οποίος έπειτα από δοκιμές θα επιλέξει ποιος συνδυασμός προσεγγίζει καλύτερα την πραγματικότητα (Johnston et al., 2003).

Στην Εικόνα 18 παρακάτω δίνεται παράδειγμα εφαρμογής της μεθόδου παρεμβολής IDW σε δεδομένα ηλεκτρικής αγωγιμότητας. Φαίνεται ότι η μέθοδος αυτή αποδίδει πιο ομαλά την μεταβολή των τιμών της παραμέτρου. Κατά την εφαρμογή της τεχνικής αυτής οι μέγιστες και οι ελάχιστες τιμές τροποποιούνται προκειμένου να επιτευχθεί αυτή ομαλότητα στην παραγόμενη επιφάνεια, ανάλογα με την επιλογή της τιμής της παραμέτρου  $p$ .



Εικόνα 18: Παράδειγμα παρεμβολής δεδομένων ηλεκτρικής αγωγιμότητας με την μέθοδο Inverse Distance Weighting (Tanjung et al, 2021)

## 5. ΔΕΔΟΜΕΝΑ

### 5.1 ΣΥΛΛΟΓΗ ΔΕΔΟΜΕΝΩΝ

Στην Ελλάδα τα μακροσεισμικά δεδομένα ξεκίνησαν να συλλέγονται συστηματικά το 1858, όταν το Γεωδυναμικό Ινστιτούτο του Εθνικού Αστεροσκοπείου Αθηνών (ΓΙ-ΕΑΑ) οργάνωσε ένα πυκνό δίκτυο παρατηρητών σε ολόκληρη την τότε Ελλάδα. Μέχρι και το 1936 τα δελτία που εκδίδονταν εμπειρείχαν μακροσεισμικές παρατηρήσεις και χρήσιμες μικροσεισμικές μετρήσεις όπως χρόνους άφιξης, πλάτη κυμάτων κλπ. Η μακροσεισμική κλίμακα που χρησιμοποιούνταν εκείνη την εποχή ήταν η Rossi Forel (RF).

Για το διάστημα 1937 – 1949 δεν υπάρχει συστηματική συλλογή μακροσεισμικών παρατηρήσεων από το ΓΙ-ΕΑΑ λόγω του 2<sup>ου</sup> Παγκοσμίου Πολέμου και στην συνέχεια του Εμφυλίου. Από το 1950 και έπειτα το Γεωδυναμικό Ινστιτούτο εκδίδει και πάλι συστηματικά δελτία με τις καταγεγραμμένες μακροσεισμικές εντάσεις, πλέον όμως στην κλίμακα Modified Mercalli (MM). Από το 1994 τα δελτία δημοσιεύονται πέρα από έντυπη μορφή και σε ηλεκτρονική μορφή αλλά και στο δελτίο του ISC (International Seismological Center) (Κουσκουνά, 2019)

Στην παρούσα εργασία αξιοποιήθηκαν δεδομένα μακροσεισμικών εντάσεων για την περιοχή μελέτης που είναι η Κεφαλονιά και η Ιθάκη και για την χρονική περίοδο 1630-2014. Όπως αναφέρθηκε προηγουμένως, το σύνολο των δεδομένων μακροσεισμικής έντασης, δεν προέρχεται από την ίδια πηγή αλλά για διαφορετικά χρονικά διαστήματα αξιοποιήθηκαν διαφορετικές πηγές.

- Τα δεδομένα εντάσεων για την περίοδο 1469 - 1899 προέρχονται από τις εξής πηγές:
  - Για τις εντάσεις  $I > 6$  από την μελέτη Kouskouna (2021), στην οποία παρατίθεται κατάλογος όλων των εντάσεων  $I > 6$  στην Ελληνικό χώρο.
  - Για τις εντάσεις  $I \leq 6$  έγινε στην παρούσα εργασία διεξοδική μελέτη και εκτιμήθηκαν οι εντάσεις από τα κείμενα που περιγράφουν τα



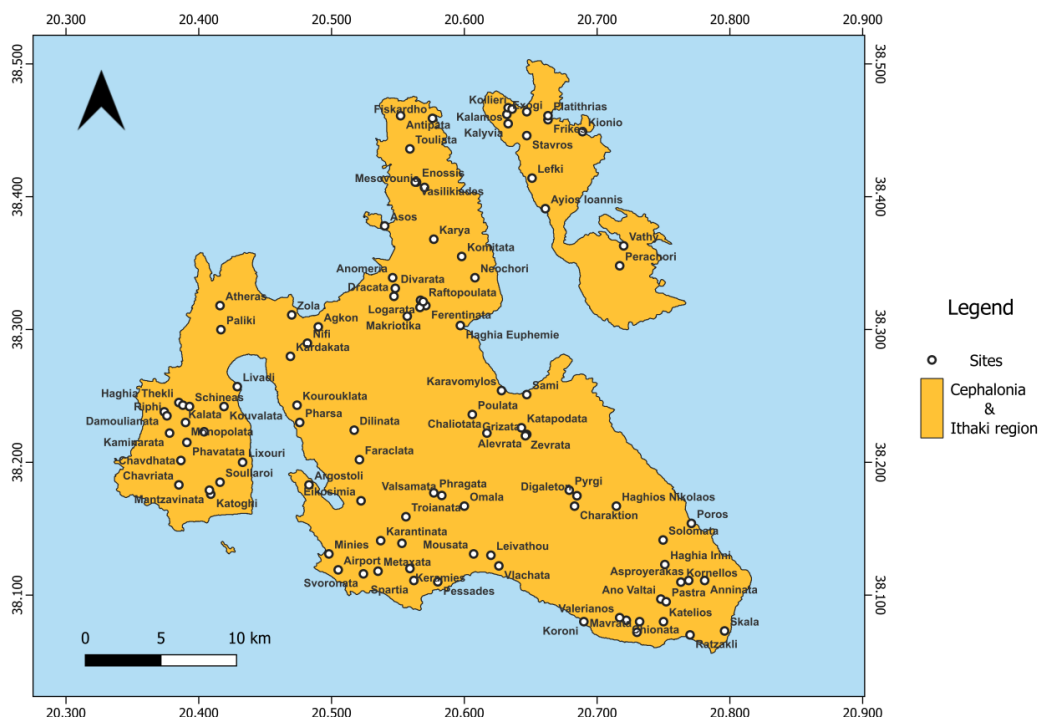
αποτελέσματα των σεισμών σε αριθμό πηγών όπως: Schmidt (1879), Galanopoulos (1953, 1960, 1961), Kárnik (1969), Παπαζάχος Β & Παπαζάχου Κ., (2003), Ambraseys (2009), Kouskouna & Sakkas (2013), Locati et al. (2014).

- Για την χρονική περίοδο 1900-1936, τα δεδομένα προέρχονται από τα δελτία του Αστεροσκοπείου Αθηνών, ένα μέρος των οποίων είχαν ψηφιοποιηθεί από την Πολυχρόνη (2011). ενώ αρκετά ψηφιοποιήθηκαν κατά την παρούσα εργασία.
- Όπως αναφέρθηκε και παραπάνω για την περίοδο 1937 – 1949 το Αστεροσκοπείο δεν συνέλλεγε μακροσεισμικά δεδομένα. Για τις ανάγκες της παρούσας εργασίας τα δεδομένα που χρησιμοποιήθηκαν για την συγκεκριμένη περίοδο προέρχονται από εφημερίδες της εποχής, στις οποίες έγινε έρευνα και εντοπίστηκαν τα κείμενα που περιγράφουν τα αποτελέσματα των σεισμών με βάση τα οποία έγινε πρωτογενής εκτίμηση της μακροσεισμικής έντασης.
- Τα δεδομένα για την περίοδο 1950-2006, προέρχονται από τα μηνιαία δελτία του ΓΙ-ΕΑΑ, όπου οι εντάσεις δίνονται στην κλίμακα MM.
- Τέλος για την περίοδο 2007 – 2014 τα δεδομένα προέρχονται από μεμονωμένη εργασία (Κουσκουνά κ.ά. 2021) και τη βάση μακροσεισμικών δεδομένων του Ευρωμεσογειακού Σεισμολογικού Κέντρου (EMSC, στην κλίμακα EMS-98).

Κατά την εκπόνηση της παρούσας διπλωματικής εργασίας έγινε έλεγχος ορθής ψηφιοποίησης και πληρότητας των δεδομένων από τα δελτία του ΓΙ-ΕΑΑ για την περιοχή της Κεφαλονιάς και της Ιθάκης και για όλο το χρονικό εύρος ενδιαφέροντος για το οποίο ήταν διαθέσιμα. Επίσης, κατά τον έλεγχο πληρότητας, όπου χρειάστηκε, έγινε συμπλήρωση των δεδομένων που δεν είχαν περαστεί από τα δελτία στις βάσεις μακροσεισμικών δεδομένων, προκειμένου να δημιουργηθεί μια πληρέστερη και ενοποιημένη βάση μακροσεισμικών δεδομένων. Σε πολλές περιπτώσεις, όπου κρίθηκε αναγκαίο, έγινε επαναπροσδιορισμός του

βαθμού έντασης των σεισμικών συμβάντων σε κλίμακα EMS-98 αξιοποιώντας όλες τις διαθέσιμες καταγραφές.

Συμπληρώνοντας στοιχεία στον κατάλογο μακροσεισμικών δεδομένων προστέθηκαν και καταγραφές για τόπους που δεν είχαν περαστεί δεδομένα μέχρι τώρα. Έτσι, για τις θέσεις αυτές έπρεπε να προσδιοριστούν οι γεωγραφικές συντεταγμένες, και σε ορισμένες περιπτώσεις χρειάστηκε να βρεθεί η σύγχρονη ονομασία των θέσεων αυτών καθώς κάποια τοπωνύμια έχουν αλλάξει. Για την διαδικασία αυτή χρησιμοποιήθηκαν στοιχεία των απογραφών της ΕΛ.ΣΤΑΤ., κυρίως για την εποχή από το 1630 μέχρι το 1950, καθώς και το ελεύθερο λογισμικό Google Earth Pro μέσω του οποίου προσδιορίστηκαν οι θέσεις αλλά και ελέγχθηκαν οι συντεταγμένες όλων των θέσεων που αναφέρονται στις βάσεις δεδομένων που χρησιμοποιήθηκαν και όπου κρίθηκε αναγκαίο, διορθώθηκαν. Παρακάτω δίνεται χάρτης στο οποίο έχουν προβληθεί οι θέσεις για τις οποίες υπάρχουν μακροσεισμικές εντάσεις και με βάση τις οποίες έγινε η ανάλυση.



Εικόνα 19: Χάρτης στον οποίο απεικονίζεται η χωρική κατανομή όλων των τόπων για τους οποίους υπάρχουν μακροσεισμικές καταγραφές στην συγκεντρωτική βάση μακροσεισμικών δεδομένων που δημιουργήθηκε.

Στον παραπάνω χάρτη αναγνωρίζονται 105 τόποι στην περιοχή της Κεφαλονιάς και Ιθάκης (συγκεκριμένα 92 στην Κεφαλονιά και 13 στην Ιθάκη). Όπως φαίνεται και στον χάρτη, οι θέσεις καλύπτουν το μεγαλύτερο μέρος της έκτασης της Κεφαλονιάς και ένα ικανοποιητικό μέρος της Ιθάκης με ένα σχετικά ομογενή τρόπο, λαμβάνοντας υπόψη και την τοπογραφία των νησιών και την υπάρχουσα κατανομή των οικισμών. Εκ των πραγμάτων, η κατανομή των διαθέσιμων μακροσεισμικών παρατηρήσεων δεν είναι ομογενής στον χρόνο, αλλά επιπλέον δεν υπάρχουν μακροσεισμικές παρατηρήσεις για κάθε σεισμικό γεγονός σε όλους τους τόπους. Υπάρχουν θέσεις όπως το Αργοστόλι στην Κεφαλονιά και το Βαθύ στην Ιθάκη που αναφέρονται συχνά στις διάφορες πηγές καθώς είναι οι πρωτεύουσες των νησιών και αποτελούσαν προτεραιότητα στην καταγραφή των διάφορων επιπτώσεων των σεισμών, κάποιες θέσεις αναφέρονται σπάνια, όπως είναι κάποια μικρά χωριά και κάποια χωριά έχουν εγκαταλειφθεί ή καταστραφεί από σεισμό και δεν εμφανίζονται από μια χρονολογία και μετά. Αυτό σημαίνει πως δεν συνυπάρχουν χρονικά διαθέσιμα δεδομένα για κάθε μια από τις θέσεις αυτές, αλλά έγινε προσπάθεια να συγκεντρωθούν όσο τον δυνατόν περισσότερες καταγραφές που ήταν διαθέσιμες.

Όπως γίνεται αντιληπτό, όσο πιο σύγχρονο είναι το σεισμικό γεγονός τόσο πιο πολλές θα είναι οι διαθέσιμες παρατηρήσεις για αυτό και για πιο πολλές περιοχές, σε αντίθεση με τους ιστορικούς σεισμούς, που όσο πιο παλιά έλαβε χώρα το σεισμικό γεγονός, τόσο λιγότερες καταγραφές έγιναν και ακόμα λιγότερες πηγές διασώθηκαν.

## 5.2 ΕΠΕΞΕΡΓΑΣΙΑ ΔΕΔΟΜΕΝΩΝ

Η ενοποιημένη βάση μακροσεισμικών δεδομένων που συντάχθηκε στην παρούσα εργασία προέρχεται από την εκτίμηση σημαντικού αριθμού εντάσεων και την ενοποίηση διαφορετικών βάσεων δεδομένων, ώστε να καλύπτεται το χρονικό εύρος 1469 - 2014. Ο σκοπός της βάσης αυτής είναι η μελέτη της σεισμικής επικινδυνότητας των νήσων Κεφαλονιάς και Ιθάκης με βάση την μακροσεισμική ένταση.

Η παρούσα εργασία διαχειρίζεται την μακροσεισμική ένταση με βάση την κλίμακα εντάσεων EMS-98 και τα αποτελέσματα που θα εξαχθούν, θα είναι με βάση αυτή την κλίμακα. Παρόλα αυτά, για την περίοδο 1896-1936 οι τιμές έντασης που είχαν αποδοθεί στα δελτία του Αστεροσκοπείου Αθηνών ήταν με βάση την κλίμακα εντάσεων RF (Rossi-Forel) καθώς την εποχή που εκδίδονταν τα αντίστοιχα δελτία αυτή η κλίμακα χρησιμοποιούνταν. Αντίστοιχα, στα δελτία για την περίοδο 1950-2006 οι εντάσεις αναφέρονται στην κλίμακα εντάσεων MM (Modified Mercalli). Έτσι, και για τις δύο αυτές περιπτώσεις έπρεπε να γίνει η κατάλληλη μετατροπή των τιμών στην κλίμακα EMS98. Η διαδικασία αυτή πραγματοποιήθηκε με βάση τους πίνακες και τις πληροφορίες που δίνονται στην εργασία των Musson et al. (2010) σχετικά με την αντιστοίχιση των βαθμών των διαφόρων κλιμάκων.

Επίσης, σε κάποιες περιπτώσεις όπου υπήρχαν επιπρόσθετα περιγραφικά στοιχεία και κρίθηκε αναγκαίο, έγινε επανεκτίμηση του βαθμού έντασης των σεισμικών συμβάντων απευθείας σε κλίμακα EMS-98 αξιοποιώντας όλες τις διαθέσιμες μακροσεισμικές παρατηρήσεις και αποδόθηκαν εκ νέου τιμές έντασης.

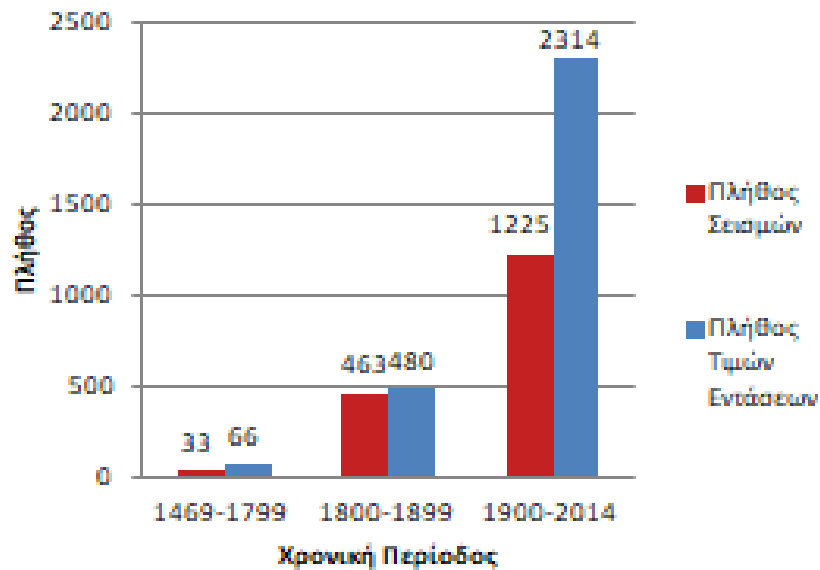
Όπως έχει περιγραφεί και παραπάνω, η σεισμική επικινδυνότητα μπορεί να υπολογιστεί με στατιστικές, ημιστατιστικές και αιτιοκρατικές μεθόδους. Στα πλαίσια της εργασίας λήφθηκε υπόψη μόνο η παράμετρος της μακροσεισμικής έντασης και όχι γεωλογικά και τεκτονικά στοιχεία και για το λόγο αυτό η προσέγγιση της παρούσας μελέτης θεωρείται στατιστική. Συγκεκριμένα η μελέτη

βασίζεται στην στατιστική θεωρία ακραίων τιμών και για τον λόγο αυτόν, δεν κρίθηκε αναγκαίος ο χαρακτηρισμός κάθε σεισμού ως κύριος ή ως μετασεισμός.

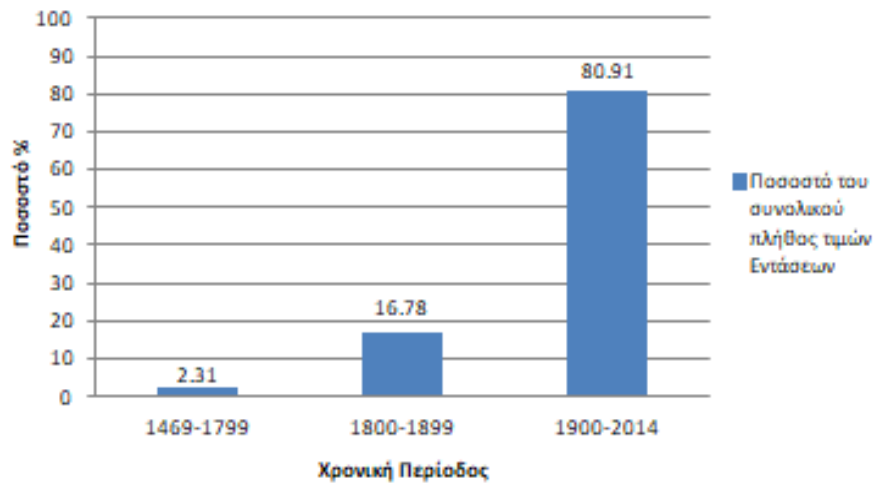
Η ενοποιημένη βάση μακροσεισμικών δεδομένων συντάχθηκε σε αρχείο .xlsx και στην τελική της μορφή περιέχει τις εξής πληροφορίες (τα λατινικά γράμματα αναφέρονται στις στήλες του αρχείου Excel):

- A.** Αύξων Αριθμός Σεισμικού Γεγονότος
- B.** Έτος
- C.** Μήνας
- D.** Ημέρα
- E.** Ωρα
- F.** Λεπτά
- G.** Δευτερόλεπτα
- H.** Τόπος (Λατινικοί Χαρακτήρες)
- I.** Τόπος (Ελληνικοί Χαρακτήρες)
- J.** Γεωγραφικό Πλάτος
- K.** Γεωγραφικό Μήκος
- L.** Νησί
- M.** Ένταση (Όπως αναφέρεται στην πηγή)
- N.** Ένταση (Όπως εκτιμήθηκε στην κλίμακα EMS-98 είτε μέσω της μετατροπής κλίμακας είτε διατηρώντας την τιμή της στήλης M, είτε από την εκ νέου απόδοση τιμής όπου κρίθηκε αναγκαίο είτε από την εισαγωγή καινούργιων δεδομένων που προήλθαν από πρωτογενής εκτίμηση εντάσεων)
- O.** Διάρκεια (Διάρκεια σεισμικής δόνησης όπου αυτή αναφέρεται στις πηγές)
- P.** Διεύθυνση (Διεύθυνση σεισμικής δόνησης όπου αυτή αναφέρεται στις πηγές)
- Q.** Παρατηρήσεις (Οποιαδήποτε επιπρόσθετη παρατήρηση αναφέρεται στις πηγές καθώς και σε κάποιες περιπτώσεις η πηγή από την οποία συλλέχθηκαν τα δεδομένα)

Συνολικά, ο αριθμός των δεδομένων εντάσεων (intensity data points - IDPs) που συγκεντρώθηκαν στην παρούσα εργασία είναι 2860 και αναφέρονται σε 1722 σεισμούς. Ένα στιγμιότυπο της συγκεντρωτικής βάσης μακροσεισμικών δεδομένων που συντάχθηκε δίνεται στο Παράρτημα.

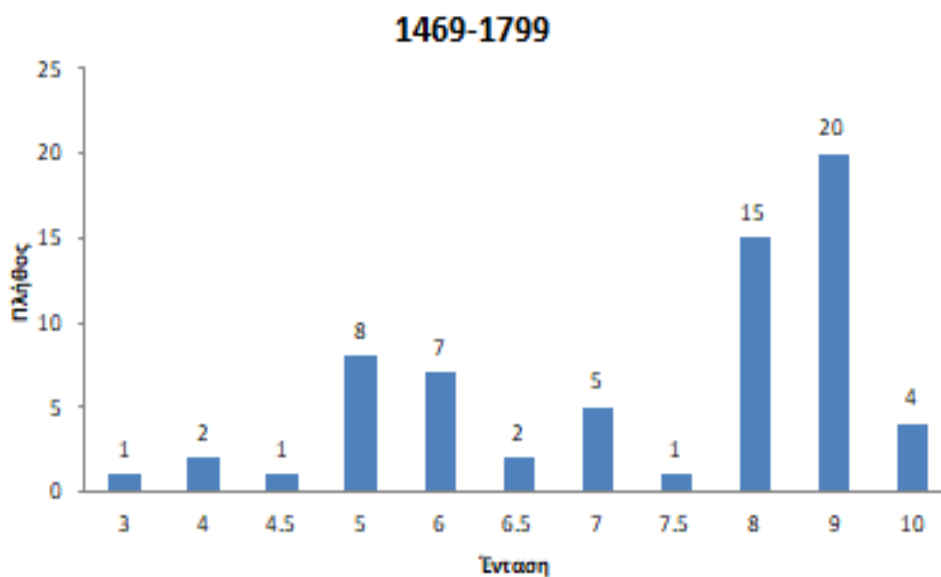


Εικόνα 20: Ραβδόγραμμα που απεικονίζει το πλήθος των τιμών εντάσεων και του αντίστοιχου πλήθους σεισμών για τις διάφορες χρονικές περιόδους.



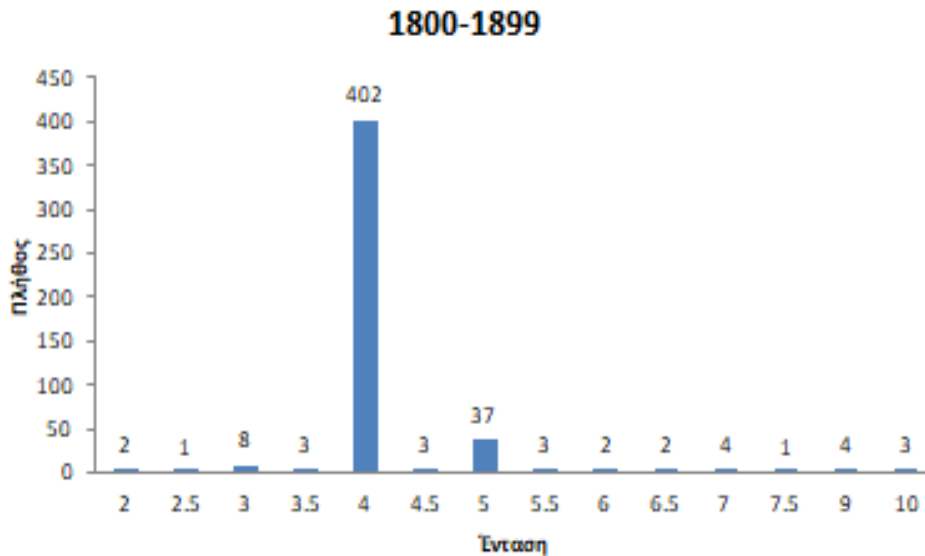
Εικόνα 21: Ποσοστά του συνολικού πλήθους εντάσεων συναρτήσει των διαφορετικών χρονικών περιόδων.

Διεξάγοντας διερευνητική ανάλυση των δεδομένων της βάσης προκύπτουν τα παρακάτω στατιστικά στοιχεία (Εικόνες 20 και 21). Όπως θα ήταν αναμενόμενο, παρατηρείται μια ανισοκατανομή του πλήθους των δεδομένων ως προς την χρονική περίοδο. Πιο συγκεκριμένα τα δεδομένα της περιόδου 1469-1799 αποτελούν μόλις το 2.31% των συνολικών δεδομένων της βάσης. Για την περίοδο αυτή υπάρχουν μόλις 66 τιμές έντασης που αντιστοιχούν σε 33 σεισμικά γεγονότα ενώ αξίζει να αναφερθεί πως αποτελούνται στην πλειοψηφία τους από μεγάλες τιμές εντάσεων (Εικόνα 22). Αυτό συμβαίνει καθώς για πολύ παλιές χρονικές περιόδους είναι διαθέσιμες πληροφορίες μόνο για πολύ ισχυρά σεισμικά γεγονότα.



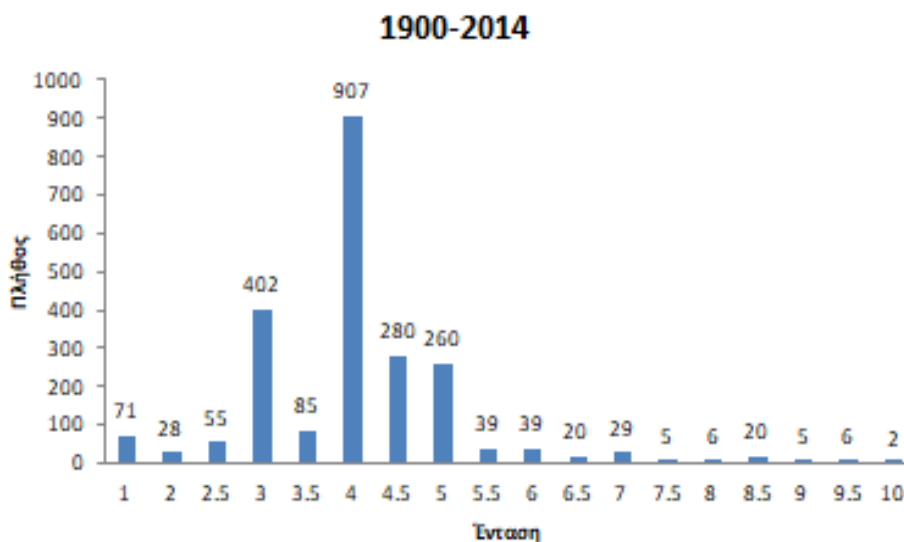
Εικόνα 22: Πλήθος διαφορετικών τιμών έντασης για την περίοδο 1469-1799.

Για την περίοδο 1880 – 1899 συνολικά συγκεντρώθηκαν 480 τιμές έντασης που προέρχονται από 463 σεισμικά συμβάντα και αποτελούν το 16.78% της συνολικής βάσης δεδομένων. Στην περίπτωση αυτή φαίνεται πως η συντριπτική πλειοψηφία των διαθέσιμων δεδομένων αποτελείται από τιμές έντασης IV (Εικόνα 23).



Εικόνα 23: Πλήθος διαφορετικών τιμών έντασης για την περίοδο 1800-1899.

Τέλος στην περίοδο 1900 – 2014 ανήκει η συντριπτική πλειοψηφία των δεδομένων που απαρτίζουν την βάση καθώς υπάρχουν 2.314 τιμές εντάσεων για 1.225 σεισμούς και αποτελούν το 80.9% των συνολικών δεδομένων (Εικόνα 24).



Εικόνα 24: Πλήθος διαφορετικών τιμών έντασης για την περίοδο 1900-2014.



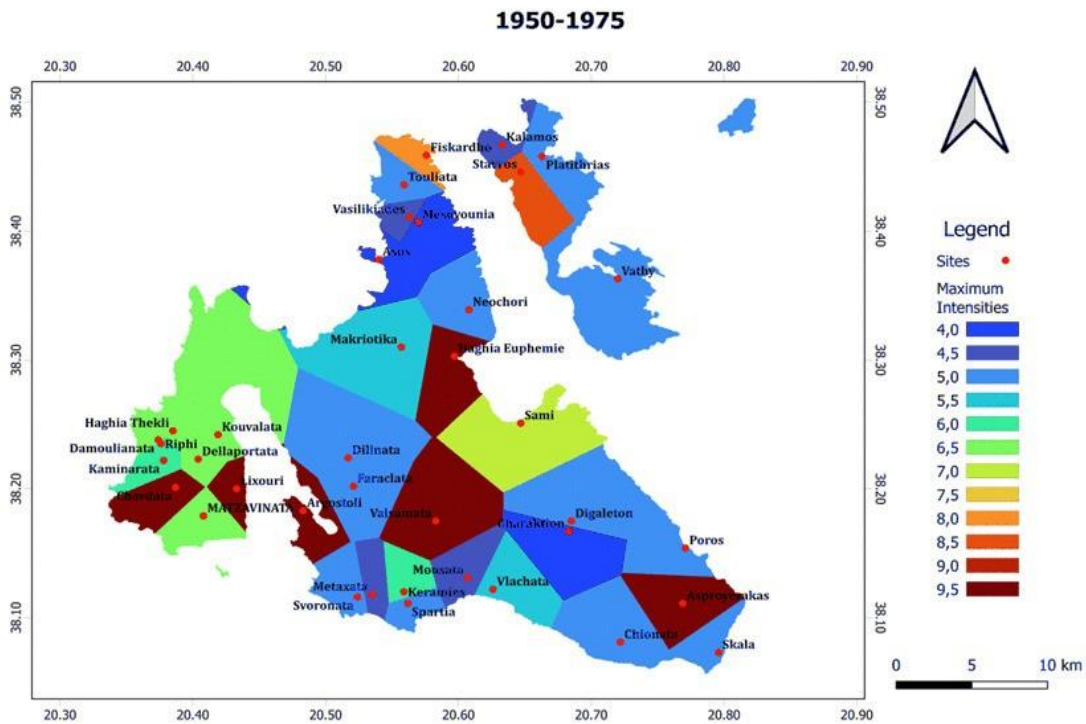
Να σημειωθεί ότι η συγκεντρωτική βάση περιέχει όλα τα διαθέσιμα μακροσεισμικά δεδομένα που κατέστη δυνατό να συλλεχθούν για τις περιοχές Κεφαλονιά και Ιθάκη, για την χρονική περίοδο 1469-2014. Παρόλα αυτά για τις ανάγκες της παρούσας εργασίας χρησιμοποιήθηκαν στην ανάλυση μόνο τα δεδομένα από το 1630 και μετά διότι τα διαθέσιμα δεδομένα για την περίοδο 1469-1629 είναι πάρα πολύ λίγα.

## 6. ΚΑΤΑΝΟΜΗ ΜΑΚΡΟΣΕΙΣΜΙΚΩΝ ΕΝΤΑΣΕΩΝ ΣΤΙΣ ΝΗΣΟΥΣ ΚΕΦΑΛΟΝΙΑ ΚΑΙ ΙΘΑΚΗ

Όπως αναφέρθηκε και παραπάνω η συγκεντρωτική βάση που σχηματίστηκε διαθέτει όλα τα διαθέσιμα μακροσεισμικά δεδομένα για την περίοδο 1469-2014, αλλά προκειμένου να γίνει η εκτίμηση της σεισμικής επικινδυνότητας για την περιοχή μελέτης αξιοποιούνται τα δεδομένα από το 1630 και έπειτα. Με τα δεδομένα αυτά, κατασκευάστηκαν χάρτες που παρουσιάζουν την κατανομή των μεγίστων μακροσεισμικών εντάσεων με  $I \geq 4$  για όλες τις διαθέσιμες θέσεις που υπάρχουν στην βάση δεδομένων της παρούσας εργασίας. Για την κατασκευή αυτών των χαρτών ελέχθησαν δύο διαφορετικές μέθοδοι χωρικής παρεμβολής, η μέθοδος Nearest Neighbor και η μέθοδος Inverse Distance Weighting και επιλέχθηκε η καταλληλότερη για τα δεδομένα του συγκεκριμένου τύπου που διαχειρίζεται η παρούσα εργασία.

Αξιοποιώντας ένα μέρος των μακροσεισμικών δεδομένων, παρήχθησαν δύο χάρτες με τις δύο παραπάνω μεθόδους. Παρακάτω παρουσιάζονται οι δύο χάρτες προκειμένου να εξηγηθεί ο λόγος για τον οποίο μια από αυτές επιλέχθηκε ως καταλληλότερη για την παραγωγή των χαρτών κατανομής της μέγιστης μακροσεισμικής έντασης.

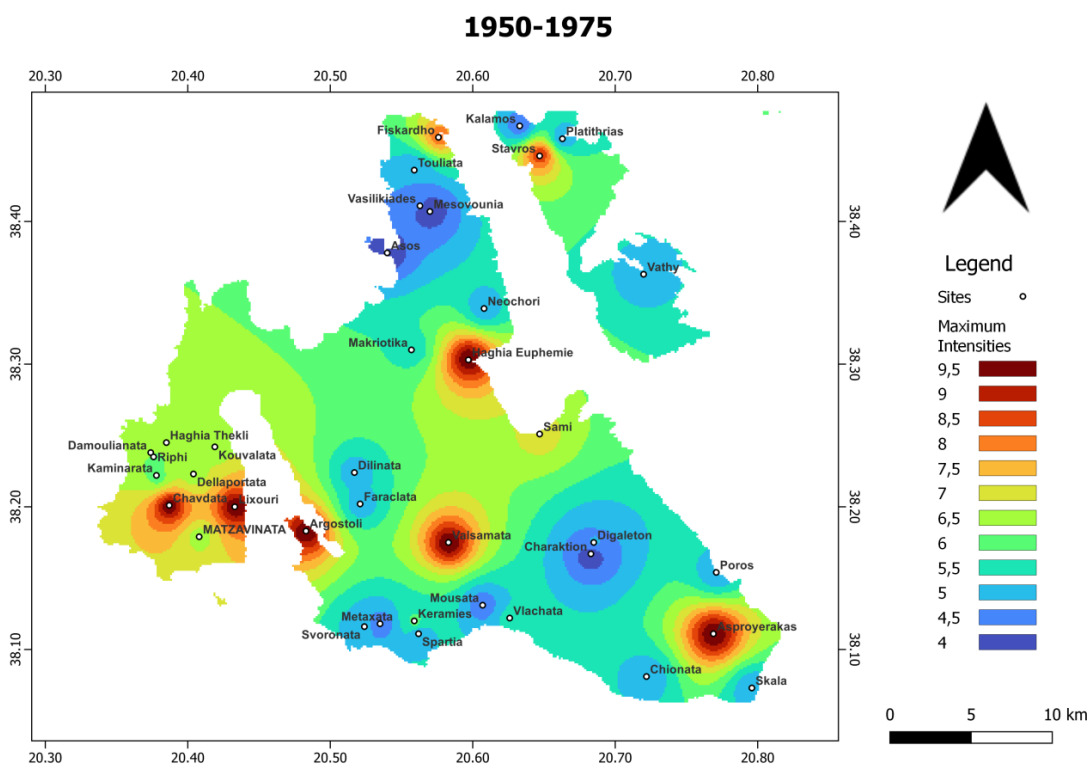
Στον παρακάτω χάρτη της Εικόνας 25, απεικονίζεται η χωρική κατανομή των μεγίστων παρατηρούμενων εντάσεων για τις περιοχές των Νήσων Κεφαλονιάς και Ιθάκης για την περίοδο 1950-1975 με την τεχνική Nearest Neighbor.



Εικόνα 25: Χάρτης μεγίστων εντάσεων κατασκευασμένος με την τεχνική Nearest Neighbor για τις περιοχές των Νήσων Κεφαλονιάς και Ιθάκης για την περίοδο 1950-1975.

Όπως ήταν αναμενόμενο, η μορφή του παραγόμενου χάρτη αποτελείται από ευδιάκριτα οριοθετημένα πολύγωνα, μέσα στα οποία οποιοδήποτε τυχαίο σημείο βρίσκεται πλησιέστερα στην θέση για την οποία υπάρχει παρατήρηση και η οποία δίνει την τιμή της σε όλο το πολύγωνο. Το πλεονέκτημα στην συγκεκριμένη περίπτωση είναι ότι οι τιμές των δεδομένων δεν μεταβλήθηκαν καθόλου ενώ το ποιοτικό αποτέλεσμα είναι το μειονέκτημα της μεθόδου. Όπως γίνεται εύκολα κατανοητό, η τόσο απότομη αλλαγή της έντασης δεν είναι αντιπροσωπευτική της πραγματικότητας. Φυσικά αυτό σε ένα βαθμό οφείλεται και στην διαθεσιμότητα των δεδομένων καθώς ίσως μια τέλεια από άποψη πληρότητας βάση δεδομένων θα έδινε μια βελτιωμένη εικόνα. Παρόλα αυτά, βάσει θεωρίας της συγκεκριμένης μεθόδου στα αποτελέσματα δεν θα ήταν εύκολο να αποτυπωθεί μια ομαλή εξασθένηση της έντασης.

Στον χάρτη της Εικόνας 26 παρουσιάζεται το αποτέλεσμα της μεθόδου Inverse Distance Weighting χρησιμοποιώντας τα ίδια δεδομένα.



**Εικόνα 26:** Χάρτης μεγίστων εντάσεων με μέθοδο παρεμβολής IDW και τιμή  $p=3$  για τις περιοχές των Νήσων Κεφαλονιάς και Ιθάκης για την περίοδο 1950-1975.

Όπως φαίνεται στο χάρτη, η μέθοδος αυτή αποδίδει πιο ομαλά την εξασθένηση της έντασης. Κατά την εφαρμογή της τεχνικής αυτής οι τιμές από τις οποίες απαρτίζεται η παραγόμενη επιφάνεια παρεμβολής μπορεί να αποτελείται από μέγιστες και ελάχιστες τιμές που ξεπερνούν εκείνες των γνωστών σημείων. Η επιλογή της τιμής της παραμέτρου  $p$  ελέγχει την ομαλότητα της παραγόμενης επιφάνειας παρεμβολής και η τιμή της καθορίζεται σύμφωνα με την κρίση του χρήστη. Στην συγκεκριμένη περίπτωση η τιμή που επιλέχθηκε ήταν  $p=3$  που μετέβαλε τις τιμές των μεγίστων και ελαχίστων σε αρκετά μικρό βαθμό ώστε να μην επηρεαστεί το αποτέλεσμα και να μην προκύψουν τιμές που να ξεπερνούν τις μέγιστες ή ελάχιστες του συνόλου δεδομένων. Φυσικά για κάθε διαφορετικό

πακέτο δεδομένων, η καταλληλότερη τιμή της παραμέτρου  $p$  διαφέρει και πρέπει να εξετάζεται ξεχωριστά.

Στον Πίνακα 3, δίνονται οι τιμές των πραγματικών μεγίστων και ελαχίστων εντάσεων (τελευταία σειρά) και οι τιμές μεγίστων και ελαχίστων εντάσεων όπως εκείνες προέκυψαν ανάλογα με την επιλεγμένη τιμή  $p$ . Γενικά οι τιμές της έντασης συνηθίζεται να δίνονται με λατινικούς αριθμούς, όμως για υπολογιστικούς λόγους, οι τιμές της έντασης έχουν μετατραπεί σε αραβικούς αριθμούς με ακρίβεια στο πρώτο δεκαδικό ψηφίο (δηλαδή η τιμή έντασης που έχει αποδοθεί ως IX-X για υπολογιστικούς λόγους γίνεται 9.5).

Έτσι συνεπάγεται ότι τα δεδομένα των εντάσεων θα αποτελούνται είτε από ακέραιους αριθμούς, είτε από δεκαδικούς αριθμούς με 2 σημαντικά ψηφία. Έτσι, παρατηρώντας τις τιμές του Πίνακα 2, φαίνεται πως όταν στη παράμετρο  $p$  δίνεται τιμή από τρία και πάνω, η μεταβολή των τιμών της έντασης γίνεται στο τρίτο δεκαδικό ψηφίο, οπότε λόγω στρογγυλοποίησης δεν επηρεάζει τα αποτελέσματα.

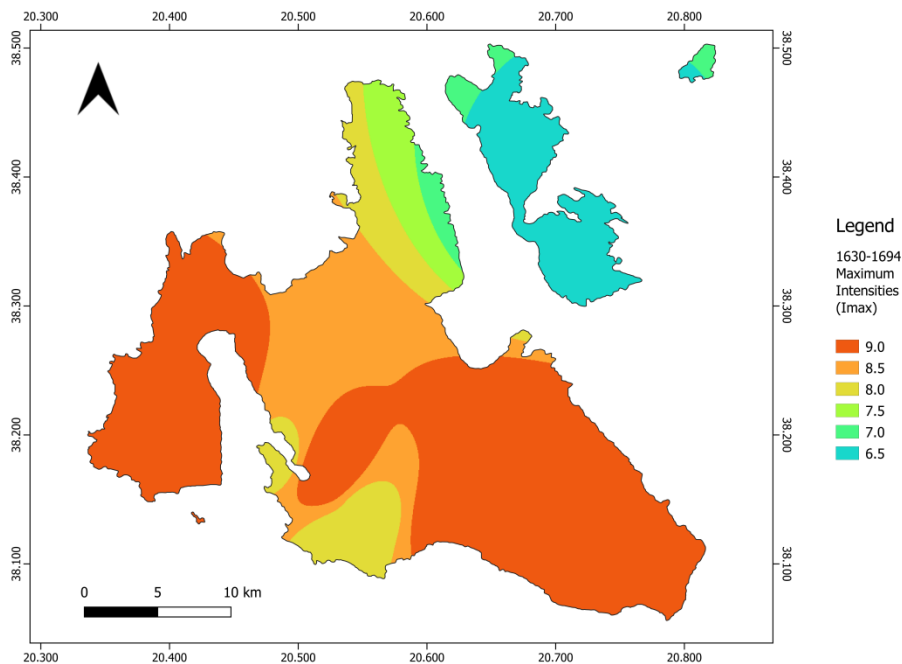
$p$	Minimum Intensity value	Maximum Intensity Value
1	4.70295	8.893833
2	4.106195	9.492379
3	4.00709	9.499886
4	4.000605	9.499998
True Values	4.0	9.5

Πίνακας 3: Πίνακας ο οποίος δείχνει πως μεταβάλλονται οι τιμές των μεγίστων και ελαχίστων τιμών ανάλογα με την επιλογή της τιμής της παραμέτρου  $p$ .

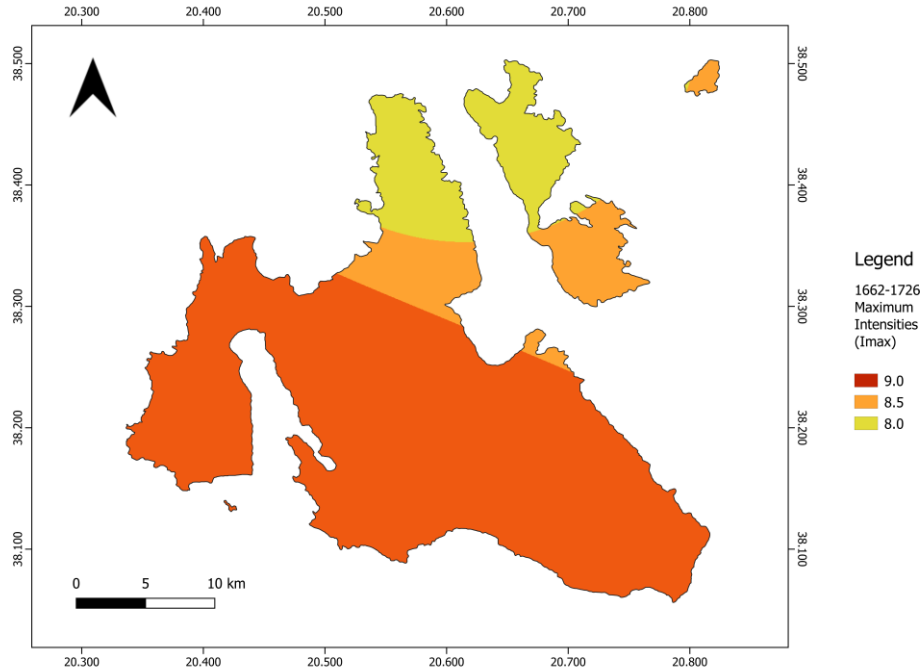
Έπειτα από την παρατήρηση των αποτελεσμάτων και με τις δύο μεθόδους κρίθηκε πως η τεχνική Inverse Distance Weighting αποδίδει ποιοτικά αρκετά καλύτερα την εξασθένιση της έντασης γύρω από τα σημεία παρατήρησης και με

την κατάλληλη επιλογή της τιμής της παραμέτρου  $p$  μπορεί να επιτευχθεί πολύ μικρή μεταβολή των μεγίστων και ελαχίστων τιμών ώστε να μην επηρεάζονται τα αποτελέσματα. Έτσι επιλέχθηκε η μέθοδος IDW προκειμένου να παραχθούν οι επιθυμητοί χάρτες μέγιστης παρατηρηθείσας έντασης.

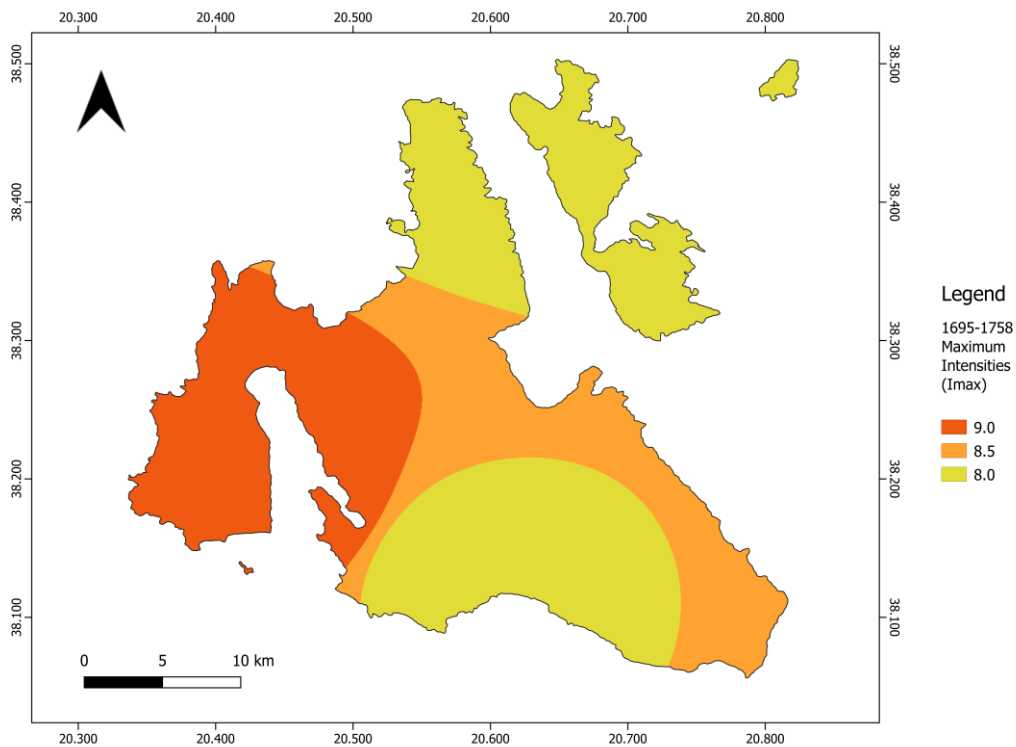
Τα δεδομένα χωρίστηκαν σε χρονικές περιόδους 64 χρόνων παρατήρησης και με κυλιόμενο παράθυρο 32 χρόνων προκειμένου να αναδειχθούν οι μεταβολές των μεγίστων παρατηρούμενων εντάσεων από τους σεισμούς συναρτήσει του χρόνου. Τα χρονικά πακέτα που ορίστηκαν είναι τα εξής: 1630-1694, 1662-1726, 1695-1758, 1727-1790, 1759-1822, 1791-1854, 1823-1886, 1855-1918, 1887-1950, 1919-1982 και 1951-2014. Η κατασκευή των χαρτών πραγματοποιήθηκε με την χρήση του ελεύθερου λογισμικού QGIS το οποίο παρέχει τα κατάλληλα εργαλεία για την χρήση των μεθόδων αυτών.



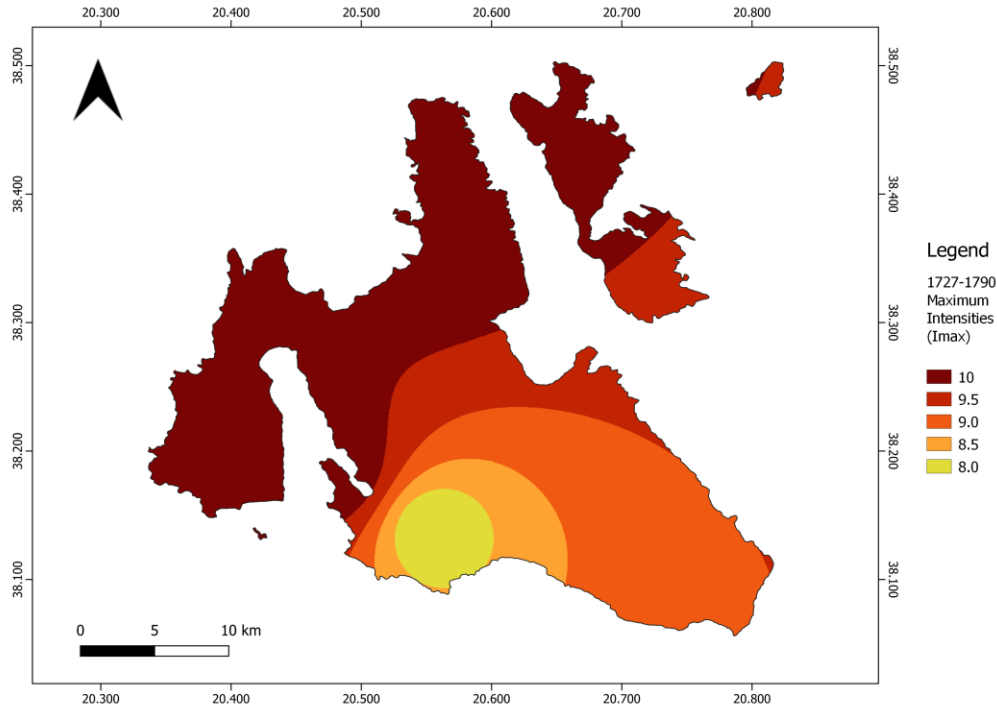
**Εικόνα 27:** Χάρτης μεγίστων εντάσεων για τις περιοχές των Νήσων Κεφαλονιάς και Ιθάκης για την χρονική περίοδο 1630-1694.



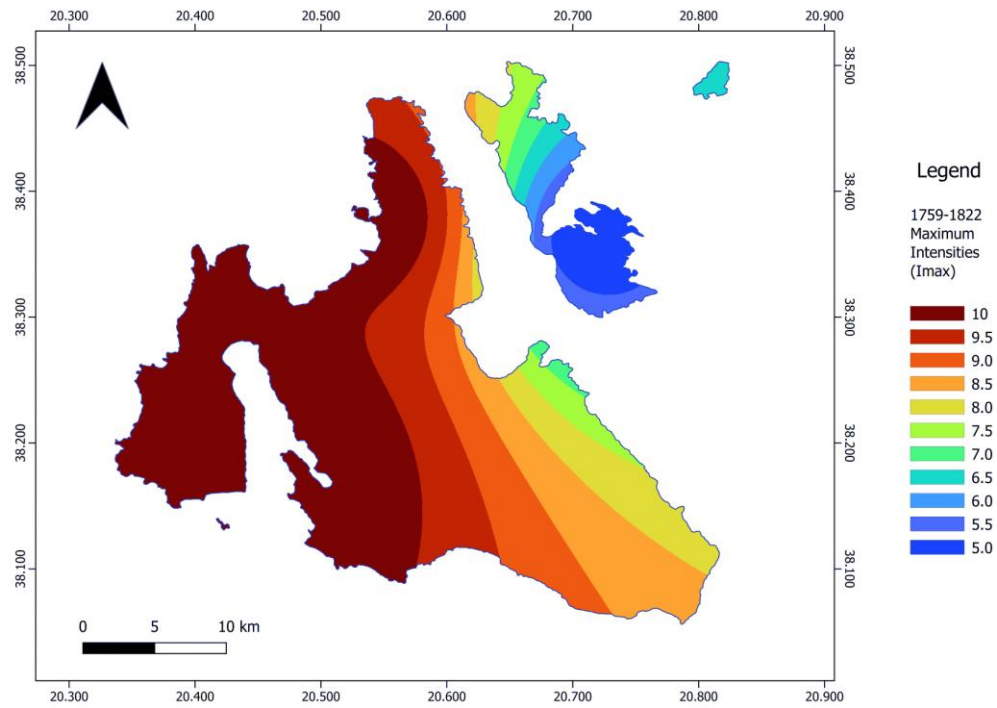
Εικόνα 28: Χάρτης μεγίστων εντάσεων για τις περιοχές των Νήσων Κεφαλονιάς και Ιθάκης για την χρονική περίοδο 1662-1726.



Εικόνα 29: Χάρτης μεγίστων εντάσεων για τις περιοχές των Νήσων Κεφαλονιάς και Ιθάκης για την χρονική περίοδο 1695-1758.

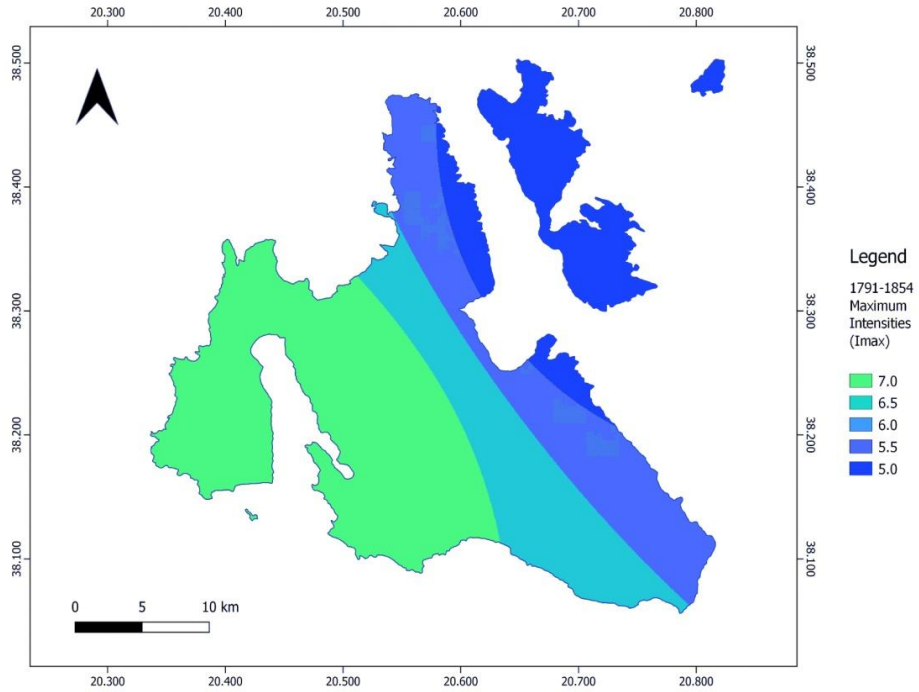


Εικόνα 30: Χάρτης μεγίστων εντάσεων για τις περιοχές των Νήσων Κεφαλονιάς και Ιθάκης για την χρονική περίοδο 1727-1790.

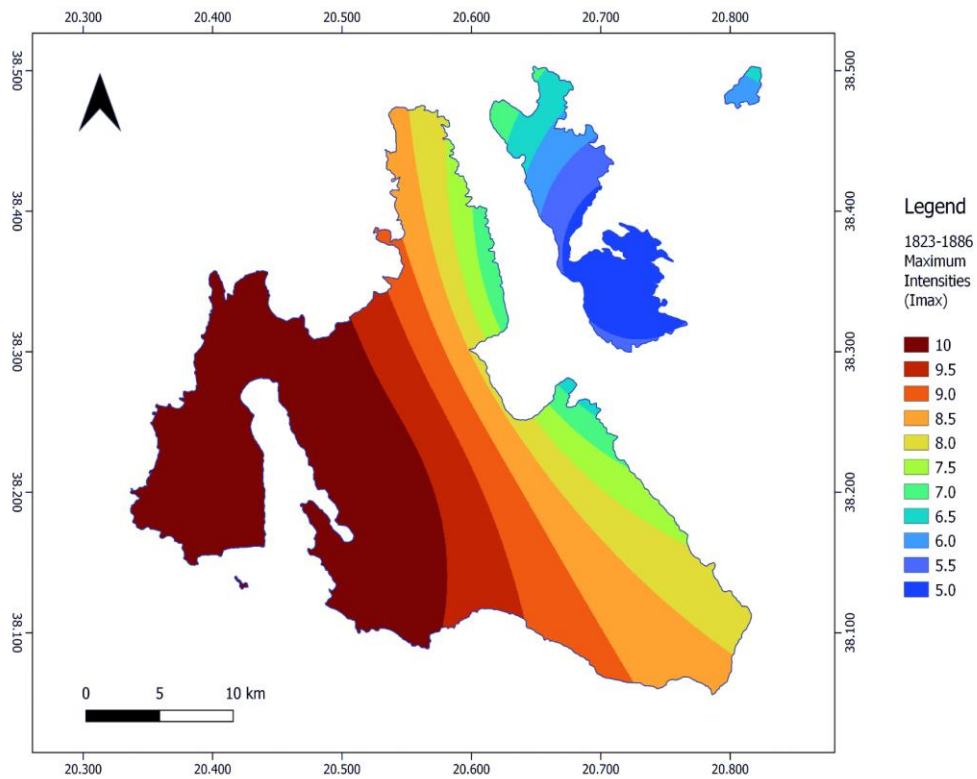


Εικόνα 31: Χάρτης μεγίστων εντάσεων για τις περιοχές των Νήσων Κεφαλονιάς και Ιθάκης για την χρονική περίοδο 1759-1822.

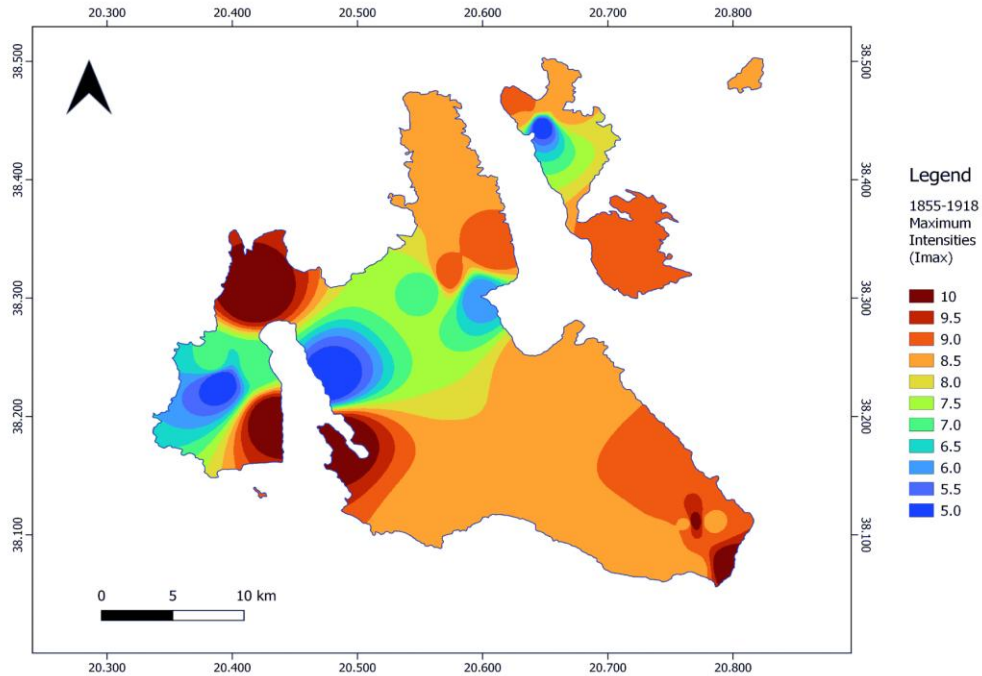




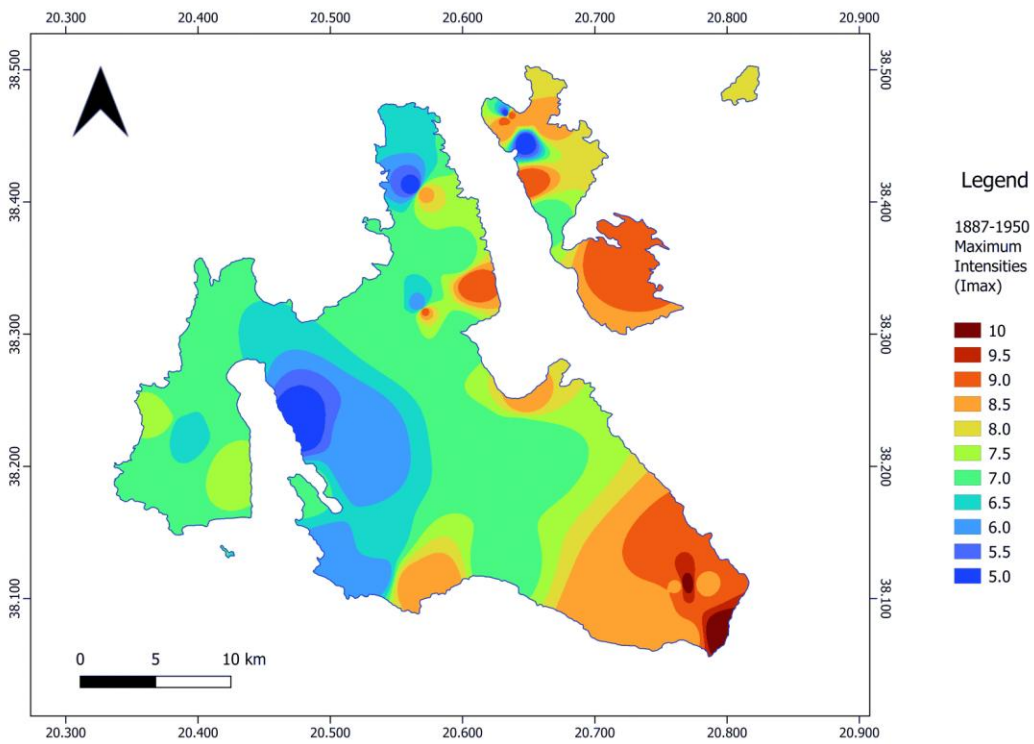
Εικόνα 32: Χάρτης μεγίστων εντάσεων για τις περιοχές των Νήσων Κεφαλονιάς και Ιθάκης για την χρονική περίοδο 1791-1854.



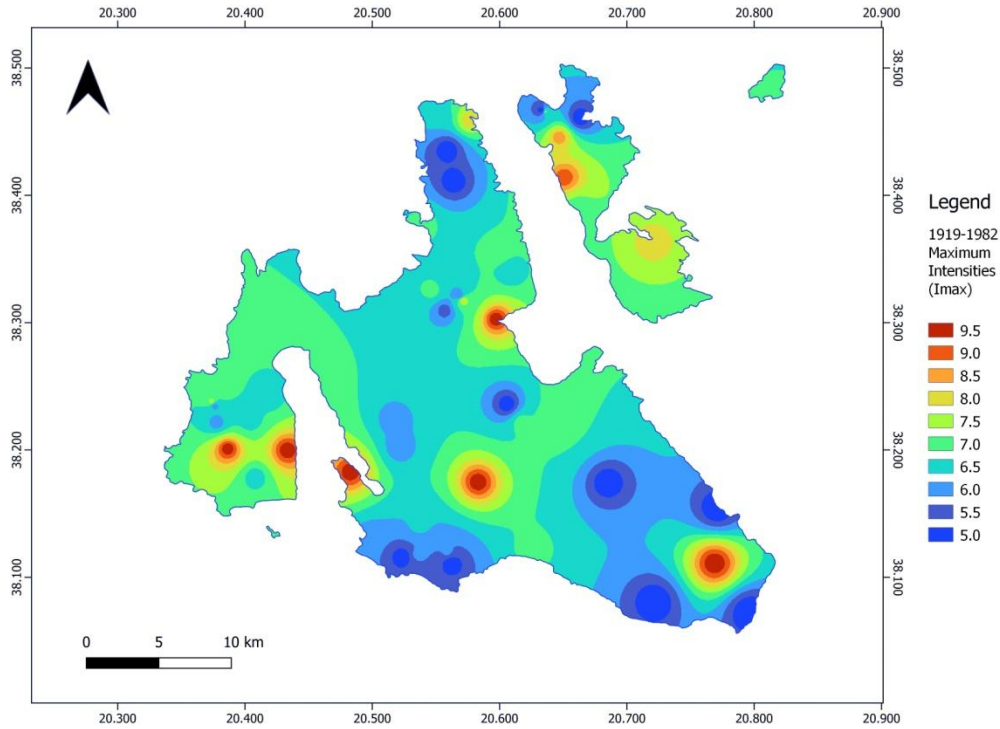
Εικόνα 33: Χάρτης μεγίστων εντάσεων για τις περιοχές των Νήσων Κεφαλονιάς και Ιθάκης για την χρονική περίοδο 1823-1886.



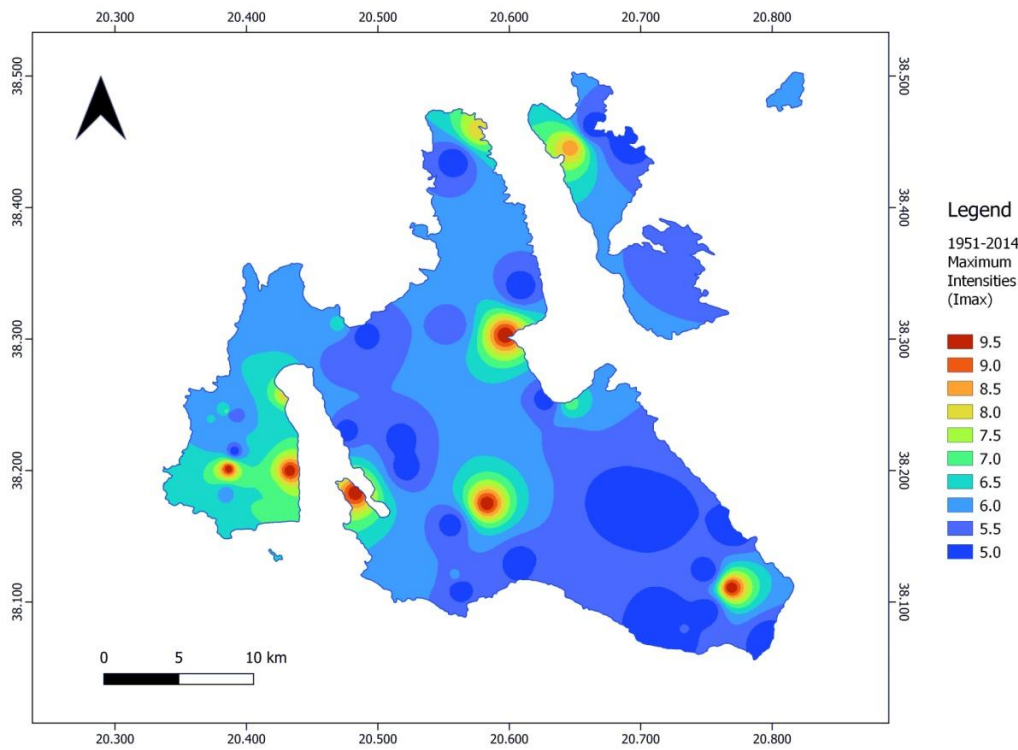
Εικόνα 34: Χάρτης μεγίστων εντάσεων για τις περιοχές των Νήσων Κεφαλονιάς και Ιθάκης για την χρονική περίοδο 1855-1918.



Εικόνα 35: Χάρτης μεγίστων εντάσεων για τις περιοχές των Νήσων Κεφαλονιάς και Ιθάκης για την χρονική περίοδο 1887-1950.



Εικόνα 36: Χάρτης μεγίστων εντάσεων για τις περιοχές των Νήσων Κεφαλονιάς και Ιθάκης για την χρονική περίοδο 1919-1982.



Εικόνα 37: Χάρτης μεγίστων εντάσεων για τις περιοχές των Νήσων Κεφαλονιάς και Ιθάκης για την χρονική περίοδο 1951-2014.

Για την χρονική περίοδο 1630-1694 η μέγιστη παρατηρηθείσα ένταση ισούται με  $I_{\max} = 9$  και παρατηρήθηκε στο νοτιοανατολικό και δυτικό μέρος της Κεφαλονιάς. Συγκεκριμένα μερικές από τις περιοχές στις οποίες παρατηρήθηκαν οι μέγιστες εντάσεις είναι οι Λειβαθού, Μαρκόπουλο, Πυργί, Άνω Βάλτες και Ληξούρι. Στο Αργοστόλι η μέγιστη παρατηρηθείσα ένταση έφτασε την τιμή  $I_{\max} = 8$ , ενώ στο Βαθύ της Ιθάκης η μέγιστη ένταση ήταν  $I_{\max} = 8$ .

Την περίοδο 1695-1758 η μέγιστη παρατηρηθείσα ένταση ήταν  $I_{\max} = 9$  και παρατηρήθηκε στο δυτικό μέρος της Κεφαλονιάς και συγκεκριμένα σε περιοχές όπως το Αργοστόλι και το Ληξούρι. Στις περιοχές της Κεφαλονιάς όπως Άγιος Γεώργιος και Φισκάρδο η μέγιστη ένταση έφτασε την τιμή 8. Για την συγκεκριμένη χρονική περίοδο δεν υπάρχουν δεδομένα για την περιοχή της Ιθάκης.

Την περίοδο 1759-1822 η μέγιστη παρατηρηθείσα ένταση είναι  $I_{\max} = 10$  βρίσκεται και πάλι στο δυτικό άκρο της Κεφαλονιάς. Η μέγιστη αυτή τιμή της έντασης παρατηρείται στις περιοχές όπως το Αργοστόλι, Άσος και Ληξούρι ενώ η μέγιστη διαθέσιμη παρατηρηθείσα τιμή για την Ιθάκη ήταν στο Βαθύ και είχε τιμή  $I_{\max} = 5$ . Παρόμοια εικόνα εμφανίζει και η περίοδος 1823-1886 όπου πάλι η μέγιστη παρατηρηθείσα τιμή της έντασης είναι  $I_{\max} = 10$  και παρατηρείται σε περιοχές όπως το Αργοστόλι, το Ληξούρι και η Παλική ενώ στο Βαθύ της Ιθάκης η μέγιστη τιμή ήταν  $I_{\max} = 5$ .

Για την περίοδο 1887-1950 η μέγιστη παρατηρηθείσα ένταση είναι  $I_{\max} = 10$  και παρατηρήθηκε στις περιοχές Ασπρογέρακας και Σκάλα που βρίσκονται στο νοτιοανατολικό άκρο της Κεφαλονιάς. Επίσης μεγάλες τιμές έντασης όπως  $I_{\max} = 9$  παρατηρήθηκαν στο βορειοανατολικό και νότιο κομμάτι του χάρτη όπως στις περιοχές Νεοχώρι, Βαθύ, Κολιερή, Φερεντινάτα, Λεύκη και Εξωγή.

Τέλος για την περίοδο 1951-2014 οι μέγιστη παρατηρούμενη ένταση είναι  $I_{\max} = 9.5$  (IX-X) και παρατηρείται σε περιοχές όπως το Αργοστόλι, Ασπρογέρακας, Χαβδάτα, Αγία Ειρήνη, Ληξούρι και Βαλσαμάτα.

Παρατηρώντας του παραγόμενους χάρτες αυτό που γίνεται αντιληπτό είναι ότι με βάση τα μέχρι τώρα διαθέσιμα μακροσεισμικά δεδομένα για την περίοδο 1630-2014 οι μεγαλύτερες τιμές των εντάσεων τα πρώτα 250 χρόνια του χρονικού εύρους ενδιαφέροντος (δηλαδή από το 1630 έως το 1886 περίπου) τείνουν να εμφανίζονται στην δυτική πλευρά της Κεφαλονιάς, εμφανίζοντας έτσι μια συστηματικότητα. Επίσης, το νοτιοανατολικό τμήμα της εμφανίζει σε όλες τις περιπτώσεις τιμές 8 έως 9 ενώ το βόρειοανατολικό τμήμα της, και η Ιθάκη σε όλες τις περιπτώσεις εμφανίζουν τις μικρότερες τιμές μεγίστων εντάσεων με αυτές να κυμαίνονται από 5 έως 8. Εδώ πρέπει να σημειωθεί ότι για την περίοδο 1695-1758 όπου στην Ιθάκη παρατηρείται η τιμή έντασης 8, δεν είναι πραγματική αλλά αποτέλεσμα της παρεμβολής καθώς για την συγκεκριμένη χρονική περίοδο δεν υπάρχουν μακροσεισμικές παρατηρήσεις για την περιοχή της Ιθάκης.

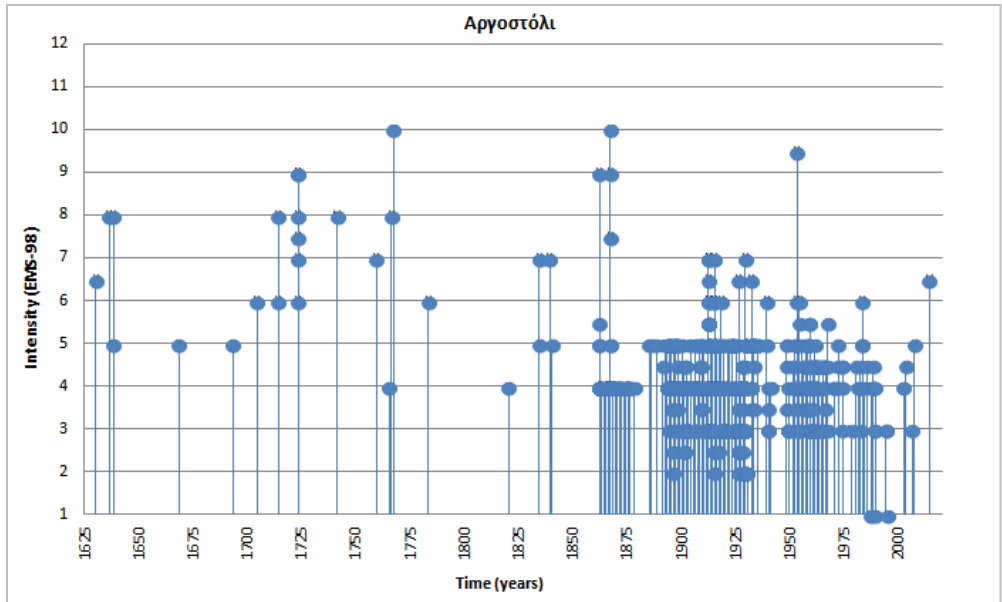
Τα επόμενα 127 χρόνια (1887-2014) η κατανομή των μεγίστων παρατηρούμενων εντάσεων εμφανίζει διαφορετική μορφή, αφού θέσεις μεγίστων εντάσεων εμφανίζουν μια πιο ρεαλιστική διασπορά στον χάρτη. Αυτό οφείλεται καθώς αυτή η περίοδος αποτελεί το χρονικό διάστημα με τα πιο πλήρη δεδομένα στην βάση όπως δείχθηκε και παραπάνω και συνεπώς η εικόνα που προκύπτει θεωρείται πως αντιπροσωπεύει καλύτερα την πραγματικότητα. Η περιοχή Ασπρογέρακας αποτελεί θέση εμφάνισης μέγιστης έντασης και στις δύο περιόδους ( $I_{\max} = 10$  και  $I_{\max} = 9-10$  για το 1887-1950 και 1951-2014 αντίστοιχα). Το Αργοστόλι, τα Βαλσαμάτα, το Ληξούρι, η Αγία Ευφημία και τα Χαβδάτα εμφανίζουν στις δύο διαφορετικές αυτές χρονικές περιόδους μια "συνεπή" εικόνα καθώς και τα πέντε αυτά σημεία παρατήρησης, την περίοδο 1887-1950 είχαν τιμή έντασης 7.5 (VII-VIII) ενώ την περίοδο 1951-2014 τιμή 9.5 (IX-X).

Αξίζει να προστεθεί πως για τις παλαιότερες χρονικές περιόδους, κυρίως για την περίοδο 1630-1860 περίπου, τα διαθέσιμα δεδομένα είναι όλο και λιγότερο όσο πηγαίνουμε προς τα πίσω στον χρόνο καθώς μόλις το 1858 είναι που ξεκινάει η συστηματική καταγραφή μακροσεισμικών δεδομένων από το Γεωδυναμικό Ινστιτούτο του Εθνικού Αστεροσκοπείου Αθηνών. Επίσης, ο περιορισμένος σε αριθμό διαθέσιμος όγκος παρατηρήσεων (λίγες θέσεις δείγματος) αποτελείται

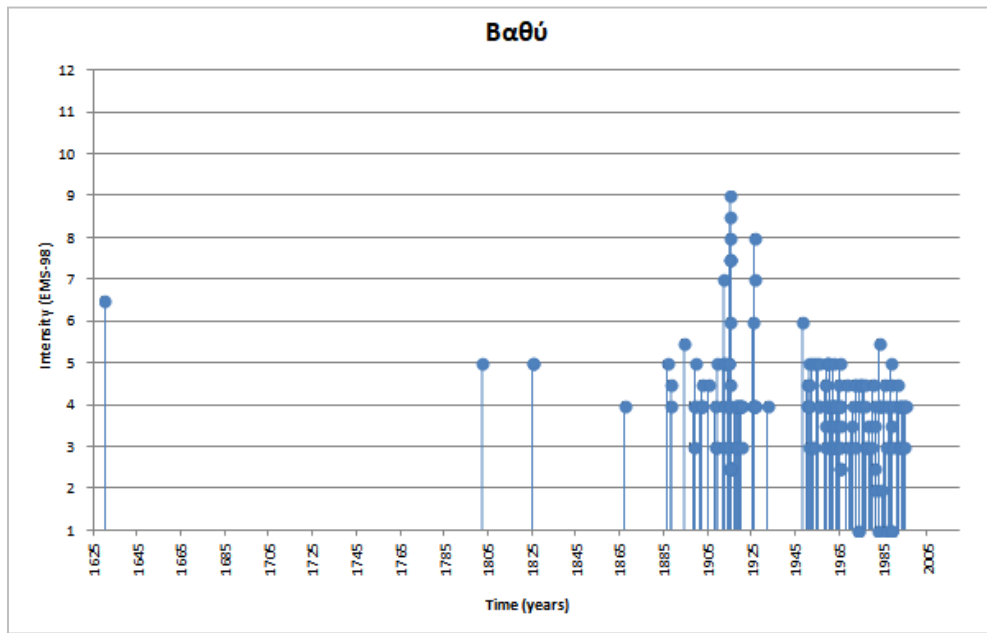
εξολοκλήρου από μεγάλες τιμές εντάσεων καθώς όπως φαίνεται και στους χάρτες για τις πρώτες χρονικές περιόδους οι τιμές κυμαίνονται κυρίως από 8 έως 9, κάτι το οποίο είναι λογικό καθώς εκείνη την περίοδο γίνονταν γνωστά μόνο συμβάντα με σημαντικές επιπτώσεις καθώς επίσης οι διαθέσιμες πηγές που διασώθηκαν κατά την πάροδο του χρόνου είναι ελάχιστες.

Αντίθετα, για τις χρονικές περιόδους μετά το 1860 οι διαθέσιμες καταγραφές είναι όλο και περισσότερες και αναφέρονται σε πολύ περισσότερες θέσεις οπότε και δίνεται μια πιο σωστή εικόνα της χωρικής κατανομής των εντάσεων. Συνεπώς η διαφορετική εικόνα που εμφανίζεται μεταξύ της περιόδου 1630-1886 και 1887-2014 αφενός ίσως οφείλεται σε διάφορους παράγοντες όπως α) την μικρή διαθεσιμότητα καταγραφών που οδηγεί σε λιγότερο ασφαλή συμπεράσματα, β) την σεισμική δραστηριότητα των συγκεκριμένων περιόδων, κάτι που δεν εξετάζεται στην παρούσα εργασία και γ) τις αντισεισμικά καλύτερες σύγχρονες κατασκευές που υπακούν στις οδηγίες του Αντισεισμικού Κανονισμού. Τα παραπάνω δικαιολογούν και την ύπαρξη εντάσεων έως και  $I_{max} = 10$ , επειδή οι κατασκευές της εποχής ήταν υψηλής τρωτότητας. Η εμπειρία των συχνών μεγάλων σεισμών οδήγησε σε πιο προσεγμένες κατασκευές, με βάση τοπικές εμπειρικές μεθόδους δόμησης.

Αυτό που είναι ασφαλές να ειπωθεί είναι ότι η περίοδος 1951-2014 αποτελεί το χρονικό διάστημα εκείνο με τα πιο πλήρη δεδομένα σε σχέση τα υπόλοιπα χρονικά διαστήματα παρατηρήσεων. Αυτό φαίνεται και από τα διαγράμματα σεισμικής ιστορίας, της κατανομής, δηλαδή, της μακροσεισμικής έντασης με το χρόνο, μέσα από τα οποία εκφράζεται η διαθέσιμη μακροσεισμική πληροφορία που είναι διαθέσιμη για την περίοδο ενδιαφέροντος. Παρακάτω δίνονται ενδεικτικά τα διαγράμματα σεισμικής ιστορίας για τις πέντε θέσεις παρατήρησης για τις οποίες υπάρχουν οι περισσότερες μακροσεισμικές καταγραφές. Συνολικά για την περιοχή του Αργοστολίου υπάρχουν 1182 καταγραφές, 269 για την περιοχή του Ληξουρίου, 206 για την περιοχή Βαθύ, 139 για την περιοχή Βαλσαμάτα και 98 για την Σάμη.



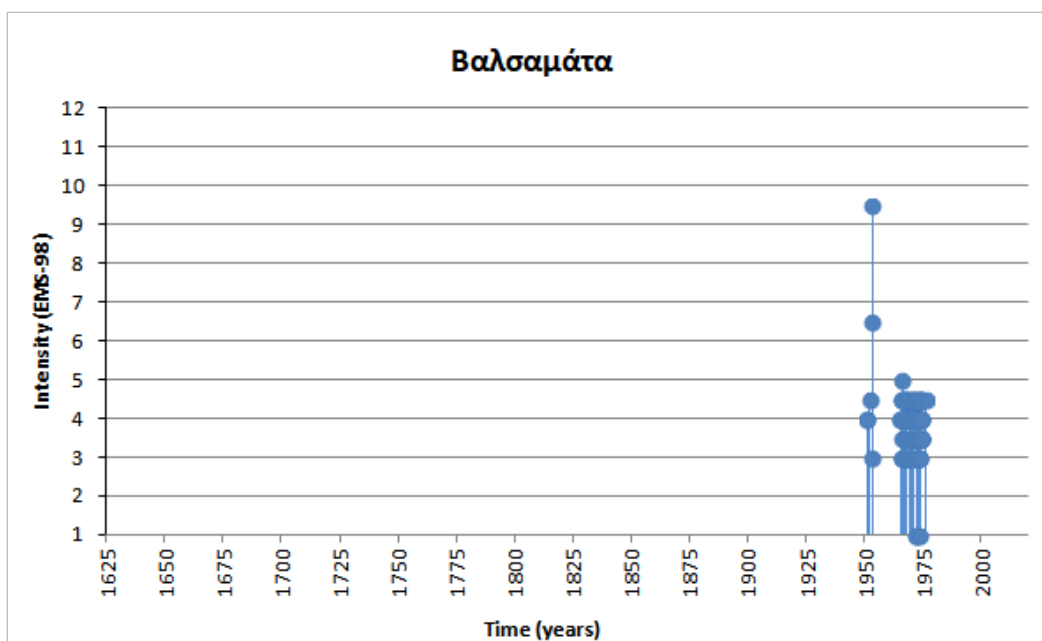
Εικόνα 38: Σεισμική Ιστορία στο Αργοστόλι για την περίοδο 1630-2014



Εικόνα 39: Σεισμική Ιστορία στο Βαθύ για την περίοδο 1630-2014

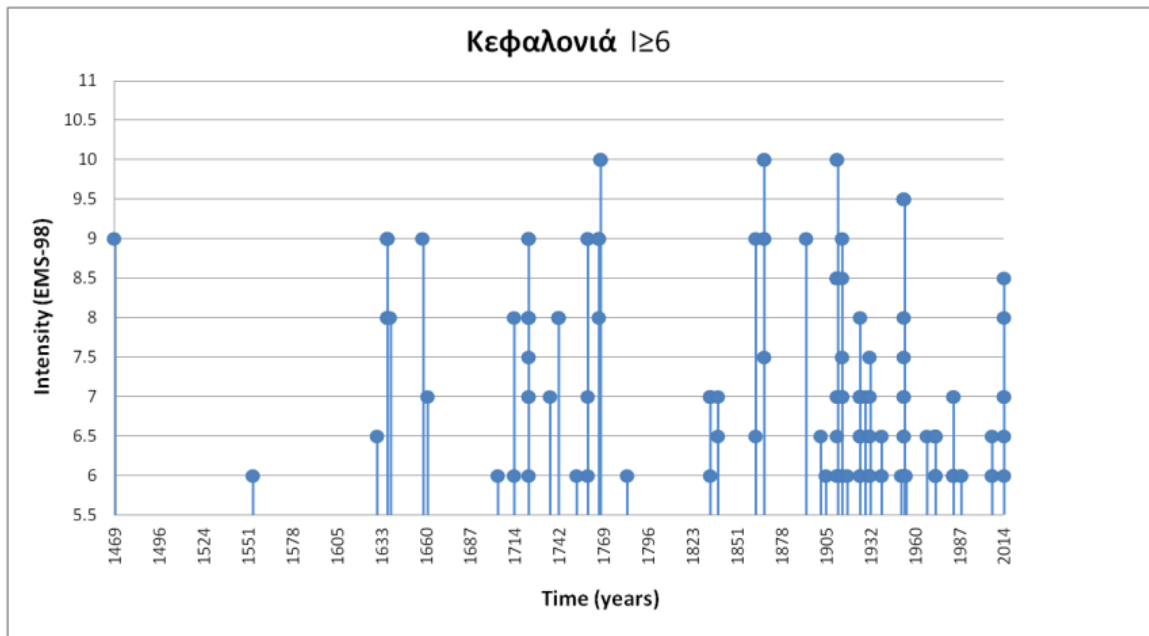






Εικόνα 42: Σεισμική Ιστορία στα Βαλσαμάτα για την περίοδο 1630-2014

Όπως φαίνεται και από τα παραπάνω διαγράμματα τα περισσότερα δεδομένα που είναι διαθέσιμα είναι για την χρονική περίοδο μετά το 1900 και κυρίως μετά το 1950. Συνεπώς, η πληροφορία που εξάγεται για τις χρονικές περιόδους από το 1900 και μετά αποτελούν καλύτερο παράδειγμα της πραγματικότητας σε σχέση με τις περιόδους πριν το 1900 που εμφανίζουν μικρή πληρότητα δεδομένων. Φαίνεται πως οι κατανομές των εντάσεων στα διαγράμματα των περιοχών Αργοστολίου και Ληξουρίου, παρουσιάζουν ποιοτικά μια περιοδικότητα στην εμφάνιση εντάσεων  $I > VIII$  για χρόνο επανάληψης περίπου 100 χρόνων.



Εικόνα 43: Σεισμική Ιστορία για την περιοχή της Κεφαλονιάς για την περίοδο 1469-2014 για εντάσεις  $\geq 6$ .

Τέλος, όπως φαίνεται και από το διάγραμμα της Εικόνας 43 οπου δίνεται η σεισμική ιστορία συνολικά για την νήσο Κεφαλονιά, η πλειοψηφία των δεδομένων για εντάσεις  $\geq 6$  είναι από το 1630 και έπειτα και αυτό είναι και ο λόγος που επιλέχθηκε να αναλυθούν τα δεδομένα από το 1630 και μετά καθώς για εντάσεις από 6 και πάνω είναι που υπάρχουν σημαντικές δομικές βλάβες.

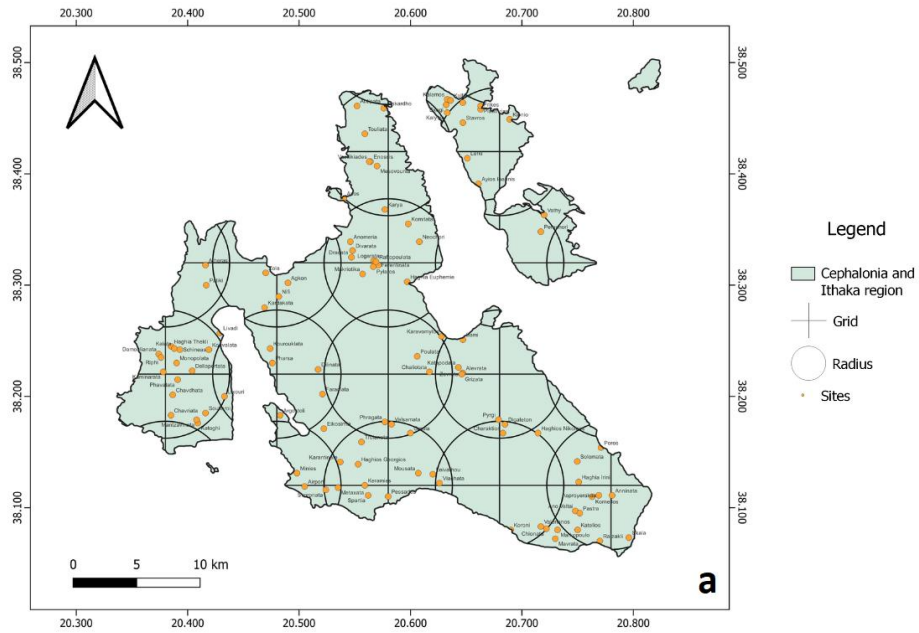
## **7. ΣΕΙΣΜΙΚΗ ΕΠΙΚΥΝΔΥΝΟΤΗΤΑ ΤΩΝ ΝΗΣΩΝ ΚΕΦΑΛΟΝΙΑΣ ΚΑΙ ΙΘΑΚΗΣ ΜΕ ΒΑΣΗ ΤΗ ΜΕΓΙΣΤΗ ΑΝΑΜΕΝΟΜΕΝΗ ΜΑΚΡΟΣΕΙΣΜΙΚΗ ΕΝΤΑΣΗ**

Στο παρόν κεφάλαιο επιχειρείται να γίνει εκτίμηση της σεισμικής επικινδυνότητας στις Νήσους Κεφαλονιά και Ιθάκη, ως προς την μέγιστη αναμενόμενη ένταση στην κλίμακα EMS-98 για τα επόμενα 50 χρόνια. Προκειμένου να γίνει η εκτίμηση αυτή χρησιμοποιήθηκε το λογισμικό HAZAN και αξιοποιήθηκαν τα δεδομένα της συγκεντρωτικής μακροσεισμικής βάσης που συντάχθηκε στα πλαίσια της παρούσας εργασίας. Το χρονικό εύρος που καλύπτεται από τα μακροσεισμικά δεδομένα είναι από το 1630 έως το 2014 και η προβλεπόμενες μέγιστες τιμές έντασης που θα υπολογιστούν αφορούν στα επόμενα 50 χρόνια, δηλαδή μέχρι το 2064 με μια πιθανότητα μη υπέρβασης αυτών κατά 90%.

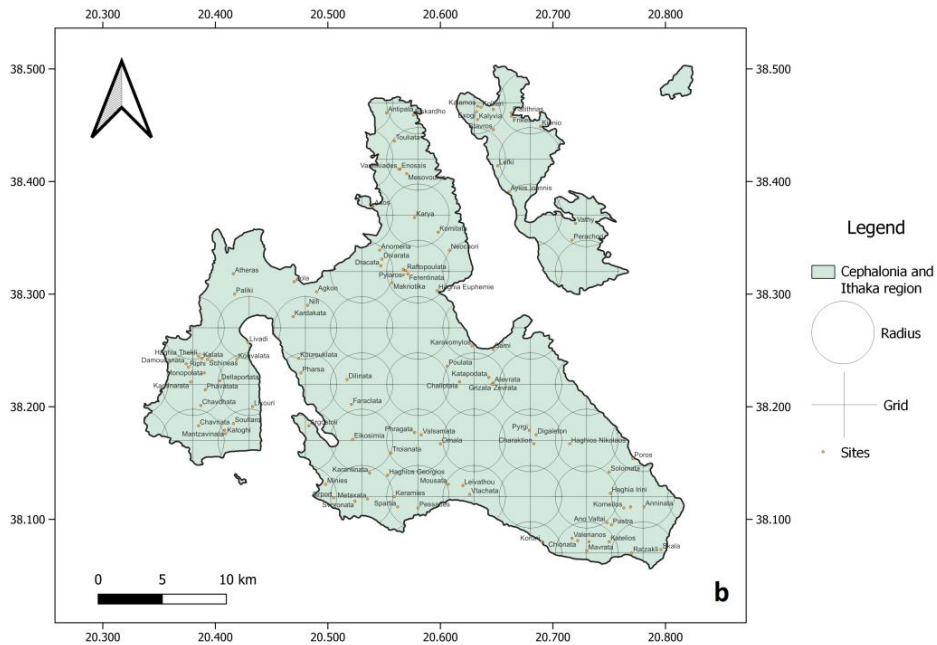
Κατά την είσοδο των μακροσεισμικών δεδομένων στο λογισμικό HAZAN, δημιουργείται από τον χρήστη ένας κανάβος. Γύρω από κάθε κόμβο του κανάβου ορίζεται μια ακτίνα, σύμφωνα με την οποία θα κατασκευαστούν τα κελιά γύρω από κάθε κόμβο. Τα κελιά που σχηματίζονται αποτελούν κυκλικές περιοχές μέσα από τις οποίες το λογισμικό επιλέγει τις εντάσεις με γεωγραφικό μήκος και πλάτους τέτοιο ώστε να ανήκει μέσα στην περιοχή. Έπειτα με βάση τη κατώτατη τιμή έντασης που έχει οριστεί από τον χρήστη και την μέγιστη ένταση, τις ταξινομεί χρονολογικά και κατά τιμή έντασης ανά έτος. Στη παρούσα εργασία, ως ελάχιστη τιμή έντασης ορίστηκε η τιμή 2 (II), ενώ ως μέγιστη είναι η μέγιστη διαθέσιμη, δηλαδή 10 (X). Τέλος, το πρόγραμμα υπολογίζει την μέγιστη αναμενόμενη μακροσεισμική ένταση με βάση την πιθανότητα μη υπέρβασης που έχει ζητηθεί από τον χρήστη. Στην παρούσα εργασία η πιθανότητα μη υπέρβασης έχει τεθεί ίση με 90%.

Προκειμένου να επιλεγεί το κατάλληλο βήμα κανάβου και τιμή ακτίνας έγιναν διάφορες δοκιμές. Οι συνδυασμοί βήματος κανάβου και ακτίνας που ελέγχθηκαν ήταν οι εξής, όπως φαίνεται και παρακάτω: α) βήμα κανάβου 0.1 μίρες και

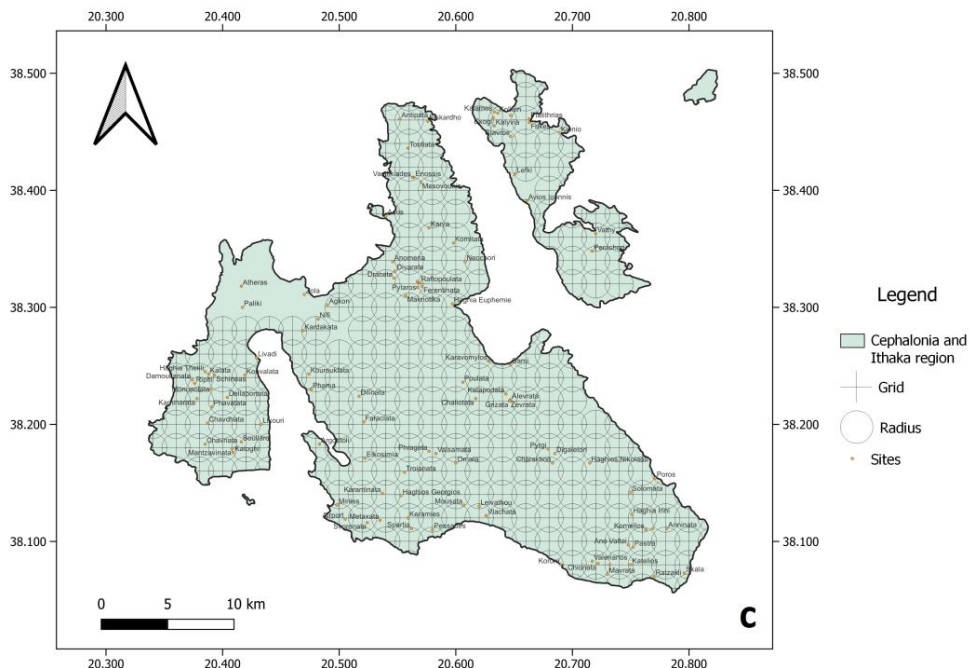
ακτίνα ελέγχου 0.12 μοίρες, b) βήμα κανάβου 0.05 μοίρες και ακτίνα ελέγχου 0.06 μοίρες, c) βήμα κανάβου 0.02 μοίρες και ακτίνα ελέγχου 0.03 μοίρες.



**Εικόνα 44: Κανάβος του HAZAN με βήμα 0.1 μοίρες και ακτίνα ελέγχου 0.12 μοίρες. Οι τόποι έχουν προβληθεί με πορτοκαλί χρώμα.**



**Εικόνα 45: Κανάβος του HAZAN με βήμα 0.05 μοίρες και ακτίνα ελέγχου 0.06 μοίρες. Οι τόποι έχουν προβληθεί με πορτοκαλί χρώμα.**



**Εικόνα 46: Κανάβος του HAZAN με βήμα 0.02 μοίρες και ακτίνα ελέγχου 0.03 μοίρες. Οι τόποι έχουν προβληθεί με πορτοκαλί χρώμα.**

Από τις παραπάνω τρεις δοκιμές επιλέχθηκε η δομική c, με βήμα κανάβου 0.02 μοίρες και ακτίνα ελέγχου 0.03 μοίρες, καθώς θεωρήθηκε ότι διαθέτει ένα καλύτερο πλέγμα κανάβου σε σχέση με τις άλλες περιπτώσεις, καθώς είναι αρκετά πυκνό. Επιπρόσθετα, ως συνέπεια του πυκνότερου κανάβου είναι ότι τα κελιά που δημιουργούνται δεν αφήνουν εκτός των ορίων τους σημεία-τόπους αλλά χωρίς να υπάρχει μεγάλη αλληλοεπικάλυψη, και συνεπώς οι παραγόμενη πληροφορία θεωρείται πως είναι η βέλτιστη από τις τρεις περιπτώσεις.

Στην συνέχεια τα αποτελέσματα της εκτίμησης της σεισμικής επικινδυνότητας που εξήγαγε το λογισμικό HAZAN προβλήθηκαν σε χάρτη χρησιμοποιώντας το πρόγραμμα QGIS προκειμένου να παραχθεί ο χάρτης της Εικόνας 47. Η μέθοδος παρεμβολής που χρησιμοποιήθηκε για την κατασκευή του χάρτη είναι η τεχνική IDW και η τιμή της παραμέτρου  $p$  που επιλέχθηκε έπειτα από διάφορες δοκιμές ήταν  $p = 4$ . Ο χάρτης της εικόνας αυτής, αποτελεί τα αποτελέσματα εκτίμησης της σεισμικής επικινδυνότητας, δηλαδή αποτελεί της μέγιστες

αναμενόμενες τιμές μακροσεισμικής έντασης, για τα επόμενα 50 χρόνια, με πιθανότητα μη υπέρβασης 90%.

Όπως φαίνεται από την Εικόνα 45 το δυτικό τμήμα της περιοχής ενδιαφέροντος παρουσιάζει αυξημένη σεισμική επικινδυνότητα σε σχέση με το ανατολικό. Αντίστοιχη διάκριση μεταξύ του δυτικού και ανατολικού μέρους της Κεφαλονιάς παρατηρήθηκε στα αποτελέσματα εκτίμησης της σεισμικής επικινδυνότητας των Sakkas et al. (2010), οι οποίοι χρησιμοποίησαν μακροσεισμικά δεδομένα της περιόδου 1950-2007 προκειμένου να εκτιμήσουν την σεισμική επικινδυνότητα των Ιόνιων Νήσων για τα επόμενα 25 χρόνια. Φαίνεται λοιπόν, πως οι θέσεις για τις οποίες εκτιμούνται οι μέγιστες εντάσεις στην παρούσα εργασία έρχονται σε συμφωνία με τις θέσεις μεγίστων εντάσεων των αποτελεσμάτων των Sakkas et al. (2010). Φυσικά υπάρχουν και διαφοροποιήσεις λόγω των διαφορετικών δεδομένων εισόδου, όπως είναι το βόρειο τμήμα της Κεφαλονιάς στο οποίο η παρούσα εργασία εκτιμά αναλογικά μεγαλύτερες εντάσεις σε σχέση με εκείνες της προαναφερθείσας εργασίας

Η διαφορά μεταξύ των μεγίστων αναμενόμενων εντάσεων στην περιοχή ενδιαφέροντος είναι ίση με 6.3 βαθμούς έντασης. Οι υψηλότερες μέγιστες αναμενόμενες εντάσεις παρουσιάζονται στην ευρύτερη περιοχή γύρω από το Ληξούρι, καλύπτοντας περιοχές όπως το Αργοστόλι, τα Κουβαλάτα, τα Μονοπολάτα, τα Δελλαπορτάτα, το Κατώγι κ.α., φτάνοντας τις μέγιστες τιμές έντασης  $I_{50}=11.0 - 11.7$ .

Οι περιοχές στις οποίες παρουσιάζονται οι αμέσως χαμηλότερες μέγιστες αναμενόμενες εντάσεις είναι εκείνες που βρίσκονται ανατολικά του Αργοστολίου όπως τα Διλινάτα, τα Φαρακλάτα και τα Μήνια, δίνοντας τιμές αναμενόμενης έντασης ίσες με  $I_{50}=10.2 - 10.9$ .

Στην ευρύτερη περιοχή της βόρειας Κεφαλονιάς παρατηρούνται οι αμέσως χαμηλότερες τιμές μέγιστης αναμενόμενης καθώς στο βόρειο τμήμα της Παλικής. Σε αυτές τις περιοχές οι μέγιστες αναμενόμενες εντάσεις φτάνουν τις τιμές  $I_{50}=9.4-10.1$ .

Στην ευρύτερη περιοχή Ελειού-Πρόννων παρατηρούνται τιμές μέγιστης αναμενόμενης έντασης  $I_{50}= 8.6 - 9.3$ . Επίσης οι ίδιες τιμές παρατηρούνται στην ευρύτερη περιοχή της Λειβαθούς, στο ανατολικότερο τμήμα της Παλικής, στην Βόρεια Ιθάκη και σε ένα μεγάλο τμήμα της βόρεια Κεφαλονιάς.

Σε αντίθεση με το βόρειο τμήμα της νήσου Ιθάκης, το νότιο τμήμα παρουσιάζει τιμές μέγιστης αναμενόμενης έντασης  $I_{50}=7.8 - 8.5$ . Το ίδιο εύρος τιμών παρατηρείται και στο μεγαλύτερο μέρος της κεντρικής Κεφαλονιάς. Η ευρύτερη περιοχή του Όρους Αίνου χαρακτηρίζεται από τιμές μέγιστης αναμενόμενης έντασης  $I_{50}=7.1 - 7.7$ .

Τέλος, στον χάρτη αναγνωρίζονται δύο περιοχές στις οποίες εμφανίζονται οι χαμηλότερες μέγιστες αναμενόμενες εντάσεις με τιμές  $I_{50}=5.4 - 6.2$ , που βρίσκονται η μια στην περιοχή βόρεια του Πόρου και η δεύτερη και πιο εκτεταμένη στο κεντρικό τμήμα της Κεφαλονιάς βορειοανατολικά του Αργοστολίου.

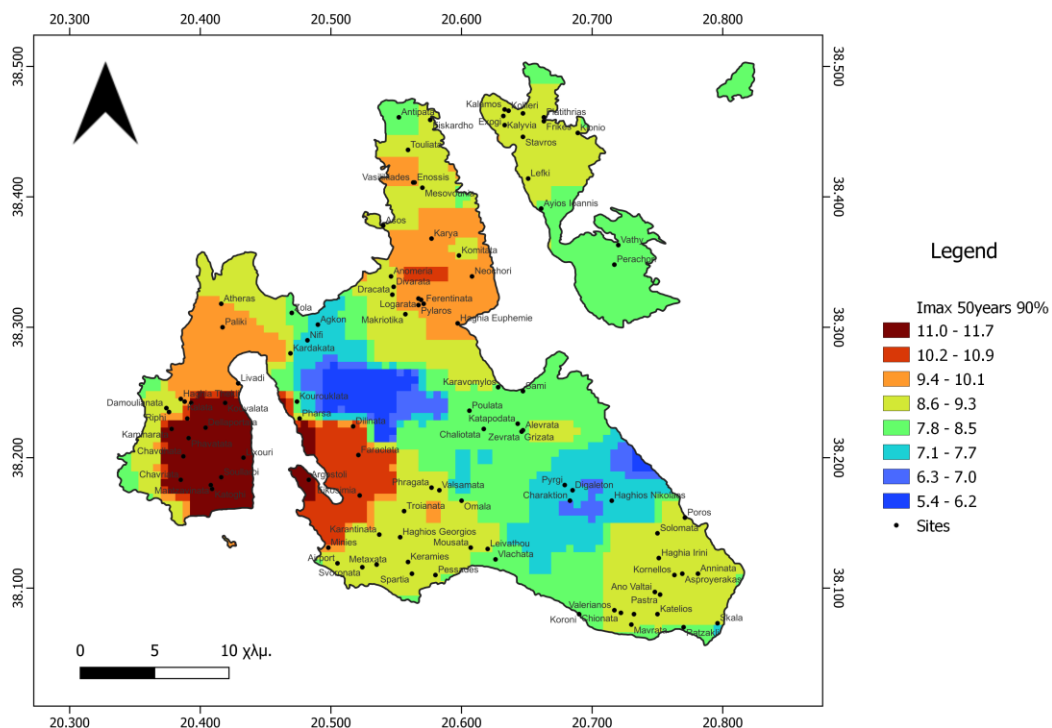
Στον χάρτη της Εικόνας 48 έχει αποτυπωθεί η κατανομή των μεγίστων παρατηρούμενων μακροσεισμικών εντάσεων για όλη την περίοδο μελέτης 1630-2014. Για την κατασκευή του χάρτη τέθηκε ως όριο ελάχιστης μακροσεισμικής έντασης η τιμή 3 (III). Η εικόνα του χάρτη που προκύπτει μοιάζει περισσότερο με εκείνη των τελευταίων 127 χρόνων της περιόδου μελέτης όπου τα μέγιστα των εντάσεων είναι διάσπαρτα στην περιοχή μελέτης και δεν αναγνωρίζεται κάποια ξεκάθαρη διάκριση μεταξύ του δυτικού από το ανατολικό τμήμα του χάρτη.

Όπως φαίνεται, οι μέγιστες εντάσεις παρατηρούνται στην περιοχή του Αργοστολίου, του Ληξουρίου, στην περιοχή Σκάλα και τον Ασπρογέρακα στο νοτιοανατολικό άκρο της Κεφαλονιάς, στο βόρειο μέρος της Παλικής, τα Χαβδάτα, στην περιοχή Άσος, στο βόρειο μέρος της Κεφαλονιάς, καθώς και στην περιοχή Αγίας Ευφημίας. Στις προαναφερθείσες περιοχές ή τιμή της μέγιστης παρατηρούμενης έντασης έφτασε τιμές  $I_{max}= 9.5 - 10$ .

Οι αμέσως χαμηλότερες μέγιστες παρατηρούμενες εντάσεις με τιμές που κυμαίνονται από  $I_{max} = 8.0 - 9.0$  είναι οι περιοχές όπως η περιοχή Βαθύ και το

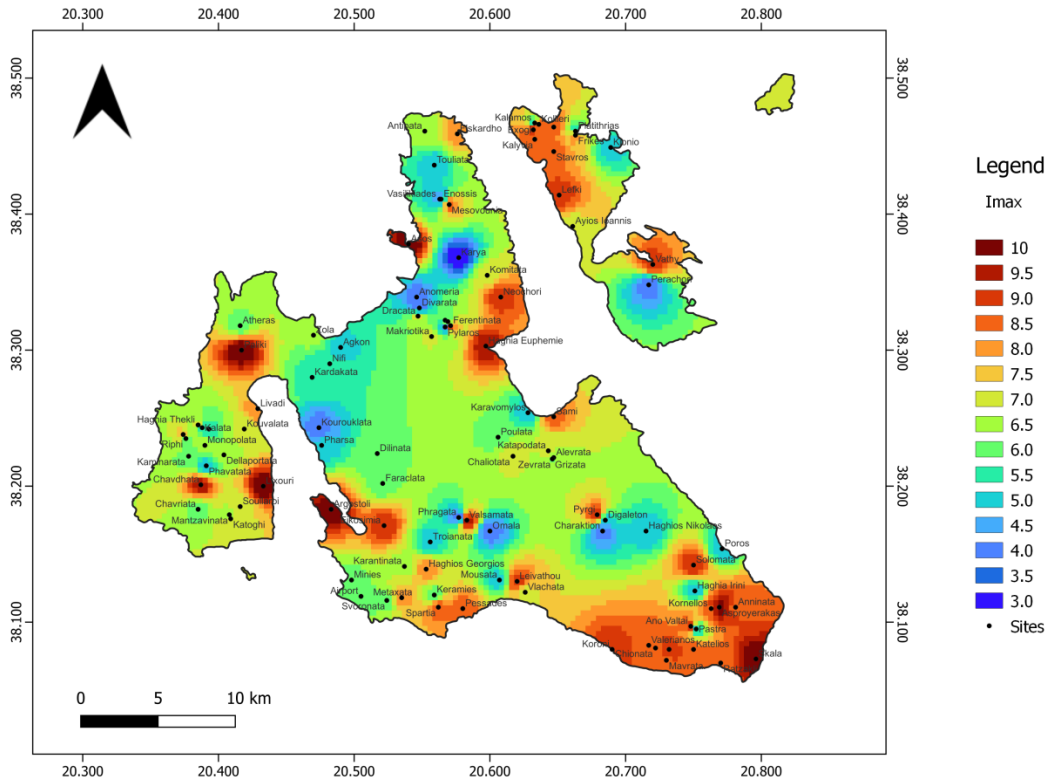
βόρειο τμήμα της Ιθάκης, ένα μεγάλο μέρος του νοτιοανατολικού άκρου της Κεφαλονιάς με περιοχές όπως τα Σολομάτα, ο Βαλεριανός, τα Χιονάτα, τα Αννινάτα και Κορώνη. Επίσης αυτό το εύρος των τιμών έντασης εμφανίζεται ανατολικά του Αργοστολίου, τα Βαλσαμάτα, την περιοχή Λειβαθούς και Πεσσάδες (νότιο άκρο της Κεφαλονιάς), τις περιοχές Πυργί και Σάμη καθώς και τέλος στις περιοχές Νεοχώρι, Μεσοβούνια και Φισκάρδο στην βόρεια Κεφαλονιά.

Οι ελάχιστες τιμές μέγιστης παρατηρούμενης μακροσεισμικής έντασης με εύρος  $I_{max} = 3.0 - 5.0$  παρατηρούνται στις περιοχές Καρυά και Διβαρατά στην βόρεια Κεφαλονιά, στην περιοχή Κουρουκλάτα, Καραβόμυλος και Αγκώνας στην Κεντρική Κεφαλονιά καθώς και στις περιοχές Χαράκτιον, Φαρακλάτα, Μουσάτα, Ομαλά, Άγιος Νικόλαος, Πόρος, Αγία Ειρήνη και Πάστρα στο νότιο μέρος της Κεφαλονιάς. Τέτοιες τιμές επίσης αναγνωρίζονται και στις περιοχές Κίوني και Περαχώρι της Ιθάκης. Οι υπόλοιποι τόποι στην περιοχή ενδιαφέροντος εμφανίζουν τιμές μέγιστης παρατηρούμενης έντασης από  $I_{max} = 5.5 - 7.5$ .



**Εικόνα 47:** Χάρτης μεγίστων αναμενόμενων τιμών μακροσεισμικής έντασης για τις νήσους Κεφαλονιά και Ιθάκη, για τα επόμενα 50 χρόνια, με πιθανότητα μη υπέρβασης 90%.





**Εικόνα 48:** Χάρτης μεγίστων παρατηρούμενων μακροσεισμικών εντάσεων ( $I_{max}$ ) με δεδομένα για το χρονικό εύρος 1630-2014 για τις νήσους Κεφαλονιά και Ιθάκη.

Συγκρίνοντας ποιοτικά τους δύο χάρτες των Εικόνων 47 και 48, παρατηρείται μια αναλογική εικόνα, καθώς στους τόπους που εμφανίζονται οι μεγαλύτερες παρατηρούμενες εντάσεις προβλέπονται και οι υψηλότερες μέγιστες αναμενόμενες τιμές έντασης. Μια αντίστοιχη αναλογική εικόνα εμφανίζεται και σε περιοχές, όπως είναι το νοτιοανατολικό άκρο της Κεφαλονιάς, το νότιο άκρο της Κεφαλονιάς, το βόρειο τμήμα της Κεφαλονιάς και η Ιθάκη. Γενικά, τα αποτελέσματα των μεγίστων προβλεπόμενων τιμών μακροσεισμικών εντάσεων έρχονται σχεδόν σε πλήρη αναλογική συμφωνία με της μέγιστες παρατηρηθείσες τιμές μακροσεισμικής έντασης.

Είναι προφανές ότι η συμφωνία αυτή προέρχεται από το γεγονός ότι τα δεδομένα εισόδου μακροσεισμικής έντασης στην ανάλυση για την σεισμική επικινδυνότητα

είναι οι μέγιστες παρατηρηθείσες εντάσεις. Παρόλα αυτά, οι διαφοροποιήσεις στη χωρική κατανομή των μακροσεισμικών σημείων έντασης, αλλά και η ίδια η μέθοδος χωρικής παρεμβολής έχουν ως αποτέλεσμα την υπερεκτίμηση ή υποεκτίμηση της αναμενόμενης μακροσεισμικής έντασης σε ορισμένες περιοχές, όπως π.χ. στην κεντρική και νότια χερσόνησο της Παλικής και στην ΝΑ Κεφαλονιά.

Προκειμένου να αναδειχθούν αυτές οι διαφοροποιήσεις, υιοθετήθηκε η τεχνική των διαφορών που προτείνουν οι Salditch et al. (2020), βασιζόμενοι στις σχετικές παρατηρήσεις που είχαν εντοπίσει οι Stein et al. (2015) για σεισμούς της Καλιφόρνιας κατά την περίοδο 1857-2019. Με την τεχνική αυτή έχει σκοπό να ελεγχθεί το κατά πόσο τα αποτελέσματα της σεισμικής επικινδυνότητας συνάδουν με τα μέχρι τώρα παρατηρούμενα μέγιστα.

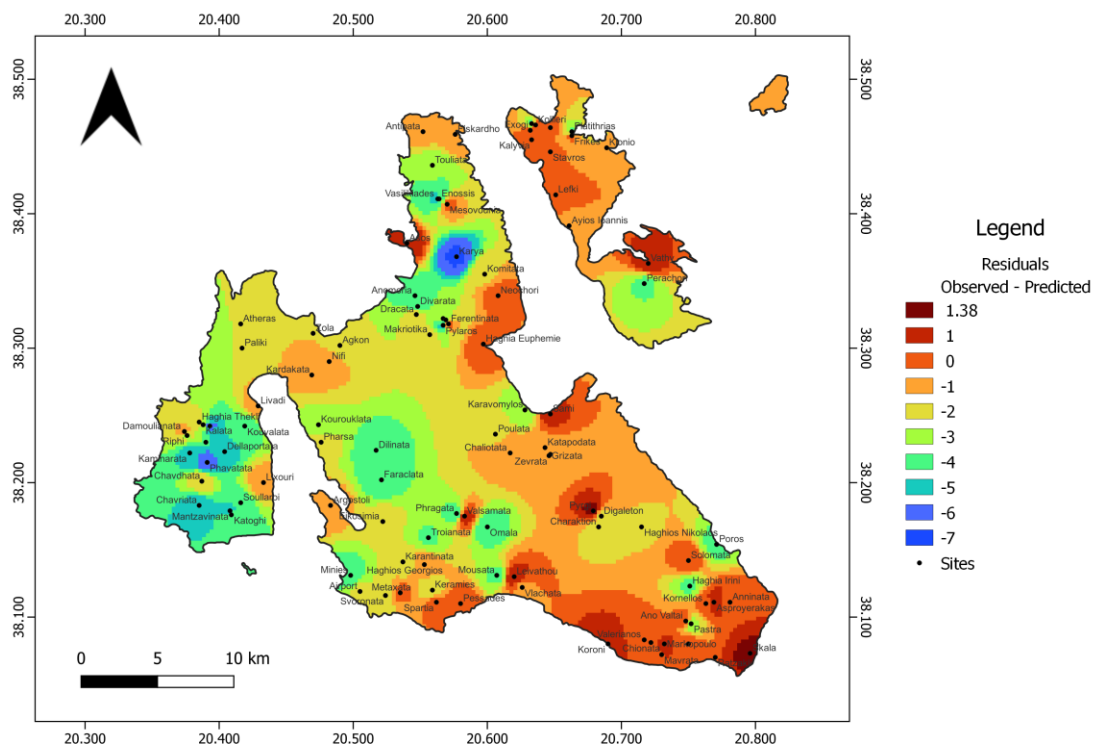
Στις δύο αυτές εργασίες αναπτύσσονται οι λόγοι για τους οποίους τα μακροσεισμικά δεδομένα θεωρείται πως χρήζουν ιδιαίτερης προσοχής για την αξιοποίηση τους ώστε τα αποτελέσματα να είναι όσο τον δυνατόν απαλλαγμένα από τον «υποκειμενικό» χαρακτήρα της ίδιας της έντασης.

Ο χάρτης της Εικόνας 49 που προκύπτει, δείχνει πως στην πλειοψηφία τους οι διαφορές είναι αρνητικές, δηλαδή σε αρκετές θέσεις φαίνεται πως με βάση τις μέχρι τώρα παρατηρήσεις, οι τιμές των αναμενόμενων εντάσεων που προκύπτουν είναι ιδιαίτερα υπερεκτιμημένες, όπως είναι εκείνες στο νότιο τμήμα της χερσονήσου Παλικής, η περιοχή Καρυά στο βόρειο τμήμα της Κεφαλονιάς, περιοχές στην κεντρική Κεφαλονιά όπως τα Διλινάτα, τα Φαρακλάτα, οι Μηνιές κ.α., ο Πόρος και η Αγία Ειρήνη στο νοτιοανατολικό άκρο της Κεφαλονιάς καθώς και το Περαχώρι της Ιθάκης.

Στον χάρτη φαίνεται μια διάκριση μεταξύ του δυτικού με του ανατολικού τμήματος του χάρτη με τις μέγιστες αρνητικές τιμές να αναγνωρίζονται κυρίως στο δυτικό τμήμα και να φτάνουν έως τις -7 μονάδες στα βόρεια και την πλειοψηφία να είναι μεταξύ του -2 και -5 μονάδων.

Στο ανατολικό κομμάτι της περιοχής μελέτης οι τιμές δεν δείχνουν μεγάλα επίπεδα υπερεκτίμησης με την πλειοψηφία των διαφορών να είναι -1 έως 1 που ουσιαστικά είναι μέσα στα όρια του σφάλματος, ενώ σε λίγες θέσεις όπως στο Νοτιοανατολικό άκρο της Κεφαλονιάς (περιοχή Σκάλα) έχουμε μια μικρή υποεκτίμηση της τάξης το 1.38.

Οι σημαντικά αρνητικές αυτές διαφορές, θεωρείται πως οφείλονται στο γεγονός ότι υπάρχει έλλειψη δεδομένων σε αρκετές θέσεις-χωριά για ιστορικούς σεισμούς. Για παράδειγμα, στο νότιο τμήμα της Παλικής υπάρχει έλλειψη δεδομένων και σε συνδυασμό με το μεγάλο όγκο υψηλών τιμών εντάσεων που έχουμε για το Ληξούρι φαίνεται αυτό να επιδρά σημαντικά στην ανάλυση και οι αναμενόμενες τιμές έντασης που προκύπτουν να είναι μεγαλύτερες σε σχέση με αυτές που μέχρι τώρα έχουν παρατηρηθεί.



**Εικόνα 49: Κατανομή διαφορών έντασης  $I_{obs}-I_{pred}$  για το χρονικό εύρος 1630-2014 για τις νήσους Κεφαλονιά και Ιθάκη.**

## 8. ΣΥΜΠΕΡΑΣΜΑΤΑ

Η Ελλάδα αποτελεί την πιο σεισμογενή περιοχή ολόκληρης της Ευρώπης. Περίπου η μισή από την συνολική σεισμική ενέργεια που εκλύεται στην Ευρώπη προέρχεται από την Ελληνική επικράτεια. Το μεγαλύτερο μέρος της σεισμικότητας που παρατηρείται στον Ελλαδικό χώρο παρατηρείται κατά μήκος του Ελληνικού τόξου, το οποίο ξεκινάει από την Κεφαλονιά με την παρουσία δεξιόστροφων ρηγμάτων μετασχηματισμού, διασχίζει το νότιο Ιόνιο Πέλαγος δυτικά της Πελοποννήσου, περνάει νότια της Κρήτης και καταλήγει ανατολικά της Ρόδου. Ο λόγος της αυξημένης αυτής σεισμικής δραστηριότητας και της δημιουργίας του Ελληνικού τόξου είναι η σύγκρουση που πραγματοποιείται μεταξύ της μικροπλάκας του Αιγαίου και της Αφρικανικής λιθοσφαιρικής πλάκας που οδηγεί στην βύθιση της δεύτερης κάτω από την πρώτη.

Οι πλειοψηφία των σεισμών λαμβάνει χώρα στην Ελληνική επικράτεια είναι επιφανειακοί, ενώ σεισμοί ενδιάμεσου βάθους παρατηρούνται κυρίως στην περιοχή του οπισθοτόξου του Ελληνικού τόξου.

Στο δυτικό τμήμα του Ελληνικού τόξου παράλληλα λαμβάνει χώρα η σύγκρουση της Απούλιας μικροπλάκας με την μικροπλάκα του Αιγαίου και νότια αυτής της σύγκρουσης παρατηρείται το δεξιόστροφο ρήγμα οριζόντιας ολίσθησης της Κεφαλονιάς. Η περιοχή των νησιών του Ιονίου Πελάγους θεωρείται μια από τις πιο έντονα σεισμικά ενεργές περιοχές παγκοσμίως και η πιο επικίνδυνη σεισμικά περιοχή της Ελλάδας. Στην περιοχή αυτή έχουν σημειωθεί καταστροφικοί σεισμοί κατά την διάρκεια των χρόνων, που είχαν ως αποτέλεσμα την απώλεια πολλών ανθρώπινων ζωών, αλλά και σημαντικές οικονομικές επιπτώσεις. Στην περιοχή της Κεφαλονιάς και της Ιθάκης οι σεισμοί που παρατηρούνται είναι συχνοί, με ρηγά εστιακά βάθη.

Για τους παραπάνω λόγους, ο Ελληνικός Αντισεισμικός Κανονισμός απαιτεί όλες οι κτηριακές κατασκευές στην περιοχή αυτή να σχεδιάζονται με βάση μια μέγιστη

εδαφική επιτάχυνση (PGA) ίση με 0.36 g, η οποία αντιστοιχεί στην μέγιστη ζητούμενη αντοχή σε σεισμό στην Ελλάδα.

Μελέτες σεισμικής επικινδυνότητας που διεξάγονται προκειμένου να συνταχθούν οι αντισεισμικοί κανονισμοί, εκτιμούν την μέγιστη αναμενόμενη τιμή μιας σεισμικής παραμέτρου, όπως το σεισμικό μέγεθος ή η μακροσεισμική ένταση μιας περιοχής. Λαμβάνοντας επίσης υπόψη την τρωτότητα των κατασκευών της περιοχής και τις πιθανές οικονομικές επιπτώσεις κάποιου ισχυρού επερχόμενου σεισμού, εκτιμάται ο σεισμικός κίνδυνος της περιοχής αυτής.

Στην παρούσα εργασία συγκεντρώθηκαν σε μια ενοποιημένη μακροσεισμική βάση όλα τα διαθέσιμα μακροσεισμικά δεδομένα από διάφορες πηγές, για την περιοχή ενδιαφέροντος που είναι η νήσοι Κεφαλονιά και Ιθάκη. Επίσης μέσα από έρευνα στα αρχεία των διαθέσιμων δελτίων του ΓΙ-ΕΑΑ και παλιές εφημερίδες διασταυρώθηκαν και προστέθηκαν καινούργιες παρατηρήσεις στην συγκεντρωτική αυτή μακροσεισμική βάση. Επιπρόσθετα, όπου κρίθηκε αναγκαίο έγινε επαναπροσδιορισμός του βαθμού έντασης των σεισμικών συμβάντων σε κλίμακα EMS-98 αξιοποιώντας όλες τις διαθέσιμες πληροφορίες καθώς και εκτιμήθηκε ο βαθμός έντασης για τις καινούργιες καταγραφές.

Η συγκεντρωτική αυτή βάση που κατασκευάστηκε περιέχει όλες τις διαθέσιμες μακροσεισμικές παρατηρήσεις για την περίοδο 1430-2014 ενώ για την εκτίμηση της σεισμικής επικινδυνότητας της περιοχής ενδιαφέροντος αξιοποιήθηκαν μόνο τα δεδομένα για την περίοδο 1630-2014.

Σε πρώτο στάδιο, τα μακροσεισμικά δεδομένα χωρίστηκαν σε χρονικές περιόδους 64 ετών παρατήρησης και με κυλιόμενο παράθυρο 32 ετών και παρήχθησαν χάρτες μέγιστης παρατηρούμενης έντασης, προκειμένου να αξιολογηθεί η μεταβολή των μεγίστων μακροσεισμικών εντάσεων που προκάλεσε η σεισμικότητα των παραπάνω χρόνων.

Οι παρατήρηση της κατανομής των εντάσεων στους παραγόμενους χάρτες έδειξε πως γενικά στο δυτικό τμήμα της περιοχής ενδιαφέροντος για την περίοδο 1630-1885 τείνουν να εμφανίζονται μεγαλύτερες τιμές μακροσεισμικής έντασης σε

σχέση με το ανατομικό τμήμα του χάρτη, εμφανίζοντας έτσι μια συστηματικότητα. Για την περίοδο από το 1886-2014 η κατανομή που παρατηρείται είναι πιο ομοιόμορφη, με τις μέγιστες παρατηρούμενες εντάσεις να εμφανίζονται πιο διάσπαρτες στους χάρτες.

Η διαφορά που παρατηρείται μεταξύ αυτών των δύο χρονικών διαστημάτων 1630-1885 και 1886-2014 πιθανότατα οφείλεται, πέραν της σεισμικής δραστηριότητας της κάθε περιόδου και τις αντισεισμικά καλύτερες σύγχρονες κατασκευές, κατά κύριο λόγο στην διαθεσιμότητα των δεδομένων. Για τις παλαιότερες χρονικές περιόδους, τα διαθέσιμα δεδομένα είναι όλο και λιγότερα όσο πηγαίνουμε προς τα πίσω στον χρόνο, καθώς μόλις το 1858 είναι που ξεκινάει η συστηματική καταγραφή μακροσεισμικών δεδομένων από το Γεωδυναμικό Ινστιτούτο του Εθνικού Αστεροσκοπείου Αθηνών. Επίσης, ο περιορισμένος σε αριθμό διαθέσιμος όγκος παρατηρήσεων (λίγες θέσεις δείγματος) αποτελείται εξ'ολοκλήρου από μεγάλες τιμές εντάσεων, καθώς όπως φαίνεται και στους χάρτες για τις πρώτες χρονικές περιόδους οι τιμές κυμαίνονται κυρίως από 8 έως 9, κάτι το οποίο είναι λογικό επειδή εκείνη την περίοδο γίνονταν γνωστά μόνο συμβάντα με σημαντικές επιπτώσεις, καθώς οι διαθέσιμες πηγές που διασώθηκαν κατά την πάροδο του χρόνου είναι ελάχιστες.

Αντίθετα για τις χρονικές περιόδους μετά το 1860 οι διαθέσιμες καταγραφές είναι όλο και περισσότερες και αναφέρονται σε πολύ περισσότερες θέσεις, οπότε και δίνεται μια πιο σωστή εικόνα της χωρικής κατανομής των εντάσεων. Είναι λοιπόν ασφαλές να ειπωθεί, ότι η περίοδος 1951-2014 αποτελεί το χρονικό διάστημα εκείνο με τα πιο πλήρη δεδομένα σε σχέση τα υπόλοιπα χρονικά διαστήματα παρατηρήσεων. Αυτό φαίνεται και από τα διαγράμματα σεισμικής ιστορίας, που παρήχθησαν για κάποιους τόπους όπως το Αργοστόλι, το Ληξούρι, η Σάμη και τα Βαλσαμάτα της Κεφαλονιάς και το Βαθύ της Ιθάκης.

Όλα τα διαθέσιμα δεδομένα για την περίοδο 1630-2014 με  $I \geq 2$  αξιοποιήθηκαν για την μελέτη σεισμικής επικινδυνότητας των νήσων Κεφαλονιάς και Ιθάκης. Έτσι εκτιμήθηκε η μέγιστη αναμενόμενη μακροσεισμική ένταση με πιθανότητα μη υπέρβασης 90% για τα επόμενα 50 χρόνια με τη χρήση του αλγορίθμου HAZAN

και της 1<sup>ης</sup> ασυμπτωτικής κατανομής Gumbel. Προκειμένου να επιλεγεί το κατάλληλο βήμα κανάβου και ακτίνας ελέγχου έγιναν διάφορες δοκιμές και επιλέχθηκε εκείνη με το πιο πυκνό πλέγμα που δεν αφήνει σημαντικό αριθμό τόπων εκτός των ακτινών ελέγχου. Η περίπτωση που επιλέχθηκε ήταν εκείνη με βήμα κανάβου 0.02 μοίρες και ακτίνα ελέγχου 0.03 μοίρες.

Στα αποτελέσματα που εξήχθησαν από το HAZAN ως προς τις μέγιστες αναμενόμενες τιμές μακροσεισμικής έντασης με πιθανότητα μη υπέρβασης 90% φαίνεται οι μεγαλύτερες τιμές να εμφανίζονται στο δυτικό τμήμα της Κεφαλονιάς, κυρίως στην χερσόνησο της Παλικής και σε μια ευρεία περιοχή γύρω από το Αργοστόλι ( $I_{50}=11.0-11.7$ ). Επίσης χαμηλότερες αλλά σημαντικά υψηλές τιμές εμφανίζονται στο βόρειο τμήμα της Κεφαλονιάς και της Ιθάκης ( $I_{50}=8.6-10.1$ ) καθώς και στο νότιο και νοτιοανατολικό άκρο της Κεφαλονιάς ( $I_{50}=8.6-9.3$ ). Το κεντρικό τμήμα της Κεφαλονιάς και το νότιο τμήμα της Ιθάκης εμφανίζουν τιμές  $I_{50}=7.1-8.5$  ενώ στην ορεινή περιοχή βορειοανατολικά από τα Διλινάτα και στην περιοχή Πόρος εμφανίζονται οι χαμηλότερες τιμές ( $I_{50}=5.4-7.0$ ).

Συγκρίνοντας τον χάρτη μεγίστων αναμενόμενων τιμών μακροσεισμικών εντάσεων και των μεγίστων παρατηρούμενων τιμών μακροσεισμικών εντάσεων παρατηρείται μια σχεδόν πλήρης αναλογική εικόνα, καθώς στους τόπους που εμφανίζονται οι μεγαλύτερες παρατηρούμενες εντάσεις προβλέπονται και οι υψηλότερες μέγιστες αναμενόμενες τιμές έντασης με πιθανότητα μη υπέρβασης 90%. Οι παρατηρήσεις αυτές, συμφωνούν και με τα αποτελέσματα των Sakkas et al. (2010) που υπολόγισαν την σεισμική επικινδυνότητα στα Ιόνια Νησιά με βάση μακροσεισμικές καταγραφές τις περιόδου 1950-2007 και παράγαγαν χάρτες μεγίστων αναμενόμενων εντάσεων για τα επόμενα 25 χρόνια.

Όσον αφορά στην επιλογή της μεθόδου παρεμβολής που χρησιμοποιήθηκε για την κατασκευή όλων των χαρτών, επιλέχθηκε η τεχνική IDW καθώς αποδίδει πιο ομαλά την εξασθένηση της έντασης και με τη επιλογή της κατάλληλης τιμές της παραμέτρου  $p$ , οι μετέβαλες των μεγίστων και ελαχίστων τιμών περιορίζονται σε αρκετά μικρό βαθμό ώστε να μην επηρεαστεί το αποτέλεσμα.

Η κατανομή των διαφορών μέγιστης παρατηρηθείσας και μέγιστης αναμενόμενης έντασης έδειξε ότι σε ορισμένες περιοχές όπως το νότιο τμήμα της χερσονήσου Παλικής, στην περιοχή Καρυά στο βόρειο τμήμα της Κεφαλονιάς, σε κάποιες διάσπαρτες περιοχές στο κεντρικό και νοτιοανατολικό τμήμα της Κεφαλονιάς όπως τα Διλινάτα, τα Φαρακλάτα, ο Πόρος, η Αγίας Ειρήνη κ.α., η σεισμική επικινδυνότητα είναι υπερεκτιμημένη με τις μέγιστες αρνητικές τιμές να αναγνωρίζονται κυρίως στο δυτικό τμήμα και να φτάνουν έως τις -7 μονάδες στα βόρεια και την πλειοψηφία να είναι μεταξύ του -2 και -5 μονάδων. Παρατηρείται επίσης και μια μικρή υποεκτίμηση της μέγιστης αναμενόμενης έντασης στην περιοχή Σκάλα της τάξης του 1.38. Στο ανατολικό κομμάτι οι τιμές στην πλειοψηφία τους είναι της τάξης του -1 έως 1 που ουσιαστικά είναι μέσα στα όρια του σφάλματος.

Συμπερασματικά φαίνεται πως:

- Η επιλογή της παραμέτρου της μακροσεισμικής έντασης για την εκτίμηση της σεισμικής επικινδυνότητας, αποτελεί πλεονέκτημα, λόγω της ίδιας της φύσης της έντασης, η οποία, σε αντίθεση με την ισχυρή κίνηση, παρέχει πληροφορία για αναμενόμενες βλάβες σε ένα περιορισμένης έκτασης αστικό κέντρο ή ένα χωριό, και όχι για ένα σημείο.
- Η συμπλήρωση της βάσης δεδομένων μακροσεισμικής έντασης που πραγματοποιήθηκε παρέχει την δυνατότητα επέκτασης του χρονικού διαστήματος μελέτης σε 384 έτη για την εκτίμησης της σεισμικής επικινδυνότητας.
- Τα αποτελέσματα των αναμενόμενων εντάσεων είναι σε συμφωνία με τις υπάρχουσες εργασίες για τα επόμενα 25 έτη (Sakkas et al. 2010). Στην παρούσα εργασία εκτιμήθηκαν οι αναμενόμενες εντάσεις με πιθανότητα μη υπέρβασης 90% για τα επόμενα 50 χρόνια.
- Η επικαιροποιημένη βάση που δημιουργήθηκε θα μπορούσε να ενσωματωθεί στις ήδη υπάρχουσες όπως π.χ. την Ελληνική Μακροσεισμική Βάση Δεδομένων και την Ευρωπαϊκή Βάση Μακροσεισμικών Δεδομένων



- Γίνεται εμφανής η ανάγκη για περαιτέρω μελλοντική μελέτη των ιστορικών σεισμών με μεγαλύτερη λεπτομέρεια και προσπάθεια συμπλήρωσης των δεδομένων όπου αυτό καθίσταται δυνατό.

## ΑΝΑΦΟΡΕΣ

- [1] Abedini, M., Nasser, M. (2008). Inverse Distance Weighted Revisited. In Proceedings of the 4th APHW Conference, Beijing, China, 4 November.
- [2] Ambraseys, N. (2009). In Earthquakes in the Mediterranean and Middle East: A Multidisciplinary Study of Seismicity up to 1900 (pp. iv). Cambridge: Cambridge University Press.
- [3] Galanopoulos, A. G., (1953). Katalog der Erdbeben in Griechenland fuer die Zeit von 1879 bis 1892, Annls Geol. Pays hell., 5, 114-229.
- [4] Galanopoulos A. (1960). A catalogue of shocks with  $I_0 \geq VI$  or  $M \geq 5$  for the years 1801–1958. Athens, 119pp.
- [5] Galanopoulos, A. G., (1960). A Catalogue of shocks with  $I_0 \geq VI$  or  $M \geq 5$  for the years 1801-1958, Seismological Laboratory, Laboratory, Athens University, University, 119 pp.
- [6] Ganas A., Cannavo F., Chousianitis K., Kassaras I., Drakatos G. (2015). Displacements recorded on continuous GPS stations following the 2014 M6 cephalonia (Greece) earthquakes: dynamic characteristics and kinematic implications. Acta Geodyn Geomater 12(1):177.
- [7] Grandazzi, M. (1953). Le tremblement de terre des Iles Ioniennes In: Annales de Géographie, t. 63, n340, 1954. pp. 431-453.
- [8] Grünthal, G. (1998). European macroseismic scale 1998 (EMS-98), Cahiers du Centre Européen de Géodynamique et de Séismologie 15. Centre Européen de Géodynamique et de Séismologie, Luxembourg.
- [9] Hartmann, K., Krois, J., Waske, B. (2018). E-Learning Project SOGA: Statistics and Geospatial Data Analysis. Department of Earth Sciences, Freie Universitaet Berlin.

- [10] Hatzfeld D., Pedotti G., Hatzidimitriou P., Panagiotopoulos D., Scordilis M., Drakopoulos I., Makropoulos K., Delibasis N., Latousakis I., Baskoutas J. and Frigneux M., (1989). The Hellenic subduction beneath the Peloponnesus: first results of a microearthquake study. *Earth and Planetary Science Letters* 93, 283-291.
- [11] Johnston, K., Jay, M., Hoef, V., Krivoruchko, K. and Lucas, N. (2003). *Using ArcGIS Geostatistical Analyst*, ESRI Publications, USA.
- [12] Kahle, H.-G., Müller, M. V., Mueller, S., & Veis, G. (1993). The Kefalonia Transform Fault and the rotation of the Apulian Platform: Evidence from satellite geodesy. *Geophysical Research Letters*, 20(8), 651–654.
- [13] Karakostas Ch., Lekidis V., Makra K., Margaris B., Morfidis K., Papaioannou Ch., Rovithis M., Salonikios T., Savvaidis A., Theodoulidis N. (2014b). Strong ground motion of the February 3, 2014 (M6.0) Cephalonia earthquake: effect on soil and built environment in combination with the January 26, 2014 (M6.1) event. Report, Earthquake Planning and Protection Organization - Institute of Engineering Seismology and Earthquake Engineering. Thessaloniki, Greece.
- [14] Karakostas, V., Papadimitriou, E., Mesimeri, M., Gkarlaouni, C., & Paradisopoulou, P. (2015). The 2014 Kefalonia Doublet (MW6.1 and MW6.0), Central Ionian Islands, Greece: Seismotectonic Implications along the Kefalonia Transform Fault Zone. *Acta Geophysica*, 63(1), 1–16.
- [15] Karastathis, V. K., Mouzakiotis, E., Ganas, A., and Papadopoulos, G. A. (2015). High-precision relocation of seismic sequences above a dipping Moho: the case of the January–February 2014 seismic sequence on Cephalonia island (Greece), *Solid Earth*, 6, 173–184.

- [16] Kárník, V. (1969). Seismicity of the European area, Part 1. D. Reidel, Dordrecht. Vol. 1, 1969, pp. 64-82.
- [17] Kassaras, I., Papadimitriou, P., Kapetanidis, V., & Voulgaris, N. (2017). Seismic site characterization at the western Cephalonia Island in the aftermath of the 2014 earthquake series. *International Journal of Geo-Engineering*, 8(1).
- [18] Kkallas, C., Papazachos, C., Scordilis, E., & Margaris, B. (2013). Re-examining the stress field of the broader southern Aegean subduction area using an updated focal mechanism database. *Bulletin of the Geological Society of Greece*, 47(2), 563–573.
- [19] Kouskouna, V. (2021). Updating the macroseismic intensity database of 19th century damaging earthquakes in Greece: a case study in Samos Island. *Acta Geophysica*.
- [20] Kouskouna, V., & Sakkas, G. (2013). The University of Athens Hellenic Macroseismic Database (HMDB.UoA): historical earthquakes. *Journal of Seismology*, 17(4), 1253–1280.
- [21] Li, J. & Heap, A.D., (2008). A Review of Spatial Interpolation Methods for Environmental Scientists. *Geoscience Australia, Record 2008/23*, 137 pp.
- [22] Linkimer, L. (2008). Relationship Between Peak Ground Acceleration and Modified Mercalli Intensity in Costa Rica. *Revista Geológica De América Central*, (38), 81-94.
- [23] Locati, M., Rovida, A., Albini, P., & Stucchi, M. (2014). The AHEAD Portal: A Gateway to European Historical Earthquake Data. *Seismological Research Letters*, 85(3), 727–734.
- [24] Louvari, E., Kiratzi, A. ., & Papazachos, B. (1999). The Cephalonia Transform Fault and its extension to western Lefkada Island (Greece). *Tectonophysics*, 308(1-2), 223–236.
- [25] Makropoulos, K. C., & Burton, P. W. (1986). Hazan: a FORTRAN program to evaluate seismic-hazard parameters using Gumbel's

- theory of extreme value statistics. *Computers & Geosciences*, 12(1), 29–46.
- [26] Makropoulos, K. C., Burton, P. W. (1985). Seismic Hazard in Greece II. Ground Acceleration, *Tectonophysics*, 117, 259-294.
- [27] Makropoulos, K., Kaviris, G., & Kouskouna, V. (2012). An updated and extended earthquake catalogue for Greece and adjacent areas since 1900. *Natural Hazards and Earth System Sciences*, 12(5), 1425–1430.
- [28] Makropoulos, K.C. & Kouskouna, V. (1994). The Ionian Islands earthquakes of 1767 and 1769: seismological aspects. Contribution of historical information to a realistic seismicity and hazard assessment of an area. Materials of the CEC project ‘Review of historical Seismicity in Europe’, Vol. 2, CNR, P. Albini & A. Moroni (Eds), Milano, 27-36.
- [29] Marquardt, D. W. (1963) An algorithm for least-squares estimation of nonlinear parameters: *Jour. Soc. Indust. App. Maths.*, v. 11, p. 431-441.
- [30] Masi, A., Chiauzzi, L., Nicodemo, G., & Manfredi, V. (2020). Correlations between macroseismic intensity estimations and ground motion measures of seismic events. *Bulletin of Earthquake Engineering*.
- [31] McClusky, S., Balassanian, S., Barka, A., Demir, C., Ergintav, S., Georgiev, I., Gurkan O., Hamburger M., Hurst K., Kahle H., Kastens, K., Kekelidze G., King R., Kotzev V., Lenk O., Mahmoud S., Mishin A., Nadariya M., Ouzounis A., Paradissis D., Peter Y., Prilepin M., Reilinger R., Sanli I., Seeger H., Tealeb A., Toksoz M.N. and Vice G. (2000). Global Positioning System constraints on plate kinematics and dynamics in the eastern Mediterranean and Caucasus. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 105(B3), 5695-5719.

- [32] McKenzie, D. (1972). Active Tectonics of the Mediterranean Region. *Geophysical Journal International*, 30(2), 109–185.
- [33] Mohammadi, H., & Bayrak, Y. (2016). Regional Variations of the  $\omega$ -upper Bound Magnitude of GIII Distribution in the Iranian Plateau. *Acta Geophysica*, 64(4), 1004–1033.
- [34] Moratto, L., Orlecka-Sikora, B., Costa, G., Suhadolc, P., Papaioannou, C., & Papazachos, C. B. (2007). A deterministic seismic hazard analysis for shallow earthquakes in Greece. *Tectonophysics*, 442(1-4), 66–82.
- [35] Musashi, J.P., Pramoedyo, H., & Fitriani, R. (2018). Comparison of Inverse Distance Weighted and Natural Neighbor Interpolation Method at Air Temperature Data in Malang Region. *Cauchy*, 5, 48-54.
- [36] Musson, R. M. W., Grünthal, G., & Stucchi, M. (2009). The comparison of macroseismic intensity scales. *Journal of Seismology*, 14(2), 413–428.
- [37] Papadopoulos, G. A., Karastathis, V. K., Koukouvelas, I., Sachpazi, M., Baskoutas, I., Chouliaras, G., Triantafyllou, I. (2014). The Cephalonia, Ionian Sea (Greece), sequence of strong earthquakes of January-February 2014: a first report. *Research in Geophysics*, 3(1).
- [38] Papagiannopoulos, G. A., Hatzigeorgiou, G. D., & Beskos, D. E. (2012). An assessment of seismic hazard and risk in the islands of Cephalonia and Ithaca, Greece. *Soil Dynamics and Earthquake Engineering*, 32(1), 15–25.
- [39] Papaioannou, Ch.A., (1984). Attenuation of seismic intensities and seismic hazard in the area of Greece, PhD. Thesis, Univ. Thessaloniki, 200 pp.
- [40] Papaioannou, Ch.A., Papazachos, B.C., (2000). Time-independent and time-dependent seismic hazard in Greece based on seismogenic sources. *Bull. Seismol. Soc. Am.* 90, 22–33.

- [41] Papazachos, B. C., & Delibasis, N. D. (1969). Tectonic stress field and seismic faulting in the area of Greece. *Tectonophysics*, 7(3), 231–255.
- [42] Papazachos, B. C., Papadimitriou, E., Kiratzi, A., Papazachos, C. B., & Louvari, E. (1998). Fault plane solutions in the Aegean sea and the surrounding area and their tectonic implication. *Bolletino Di Geofisica Teorica Ed Applicata*, 39(3), 199–218.
- [43] Papazachos, B.C., Comninakis, P.E., Scordilis, E.M., Karakaisis, G.F. and C.B. Papazachos (2010). A catalogue of earthquakes in the Mediterranean and surrounding area for the period 1901 - 2010, Publ. Geophys. Laboratory, University of Thessaloniki.
- [44] Papoulia, J. E. , Slejko, D. (1997). Seismic Hazard Assessment in the Ionian Islands Based on Observed Macroseismic Intensities, *Natural Hazards* 14, 179-187.
- [45] Pavlou, K., Kaviris, G., Kouskouna, V., Sakkas, G., Zymvragakis, A., Sakkas, V., Drakatos, G. (2021). Minor seismic hazard changes in the broader area of Pournari artificial lake after the first filling (W. Greece)., *Results in Geophysical Sciences*.
- [46] Sakkas, G., Kouskouna, V. Makropoulos, K. (2010). Seismic hazard analysis in the Ionian Islands using macroseismic intensities, *AGPH*, vol. 45:239-247.
- [47] Sakkas V., Lagios E. (2015) Fault modelling of the early-2014 ~ M6 earthquakes in Cephalonia Island (W. Greece) based on GPS measurements. *Tectonophysics*.
- [48] Schenková, Z., Schenk, V., Kalogeras, I., Pichl, R., Kottnauer, P., Papatsimba, C., & Panopoulou, G. (2007). Iseismal maps drawing by the kriging method. *Journal of Seismology*, 11(3), 345–353.
- [49] Scordilis, E. M., Karakaisis, G. F., Karacostas, B. G., Panagiotopoulos, D. G., Comninakis, P. E., & Papazachos, B. C. (1985). Evidence for transform faulting in the Ionian sea: The

- Cephalonia island earthquake sequence of 1983. *Pure and Applied Geophysics PAGEOPH*, 123(3), 388–397.
- [50] Salditch, L., Gallahue, M. M., Lucas, M. C., Neely, J. S., Hough, S. E., &
- [51] Stein, S. (2020). California Historical Intensity Mapping Project (CHIMP):
- [52] a consistently reinterpreted dataset of seismic intensities for the past
- [53] 162 yr and implications for seismic hazard maps. *Seismological Research Letters*, 91(5), 2631-2650.
- [54] Schmidt, J.F.J. (1879). *Studien über Erdbeben*, Leipzig, pp. 360.
- [55] Stein, S., Spencer, B. D., & Brooks, E. M. (2015). Metrics for assessing
- [56] earthquake-hazard map performance. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 105(4), 2160-2173.
- [57] Stiros, S. C., Pirazzoli, P. A., Laborel, J., & Laborel-Deguen, F. (1994). The 1953 earthquake in Cephalonia (Western Hellenic Arc): coastal uplift and halotectonic faulting. *Geophysical Journal International*, 117(3), 834–849.
- [58] Tanjung, M. Syahreza, S. Rusdiand, M. Yusibani, E. (2021). Seawater intrusion analysis in the coastal region of Banda Aceh by using Geographic Information System (GIS), *Journal of Physics: Conference Series*, Volume 1882, The 1st South East Asia Science, Technology, Engineering and Mathematics International Conference, Indonesia.
- [59] Valkaniotis, S., Ganas, A., Papathanassiou, G., & Papanikolaou, M. (2014). Field observations of geological effects triggered by the January–February 2014 Cephalonia (Ionian Sea, Greece) earthquakes. *Tectonophysics*, 630, 150–157.
- [60] Vaněk, J., Hanuš, V., Christova, C., & Simeonova, S. (1987). Morphology of the wadati-benioff zone in the hellenic arc. *Journal of Geodynamics*, 8(1), 79–93.
- [61]



- [62] Wang, Z. (2009b). Seismic hazard vs. seismic risk, *Seismol Res Lett* 80, 673–674.
- [63] William, D. (2007). Presentation and analysis of a multi-dimensional interpolation function for non-uniform data: Microsphere projection, Master Thesis, University of Akron.
- [64] E.A.K. 2000. Ελληνικός Αντισεισμικός Κανονισμός (2003) Οργανισμός Αντισεισμικού Σχεδιασμού και Προστασίας (ΟΑΣΠ) & Σύλλογος Πολιτικών Μηχανικών Ελλάδος, Αθήνα.
- [65] Κουσκουνά, Β. (2019). Μακροσεισμική, Ηλεκτρονικό Βοήθημα / Σημειώσεις Εθνικό Καποδιστριακό Πανεπιστήμιο Αθηνών, Κωδικός Βιβλίου στον Εύδοξο: 86378564.
- [66] Κουσκουνά, Β., Βαλλιανάτος, Φ., Καβύρης, Γ., Παύλου, Κ., Σακελλαρίου, Ν., Ραλλάτου, Α., Γαλανός, Ν., Γουσγούνη Μ. (2021). Τεχνική Έκθεση, Ανάπτυξη δικτύων γνώσης αντιμετώπισης κινδύνων σεισμικών καταστροφών, Ο.Χ.Ε. 1.2.1.2, 173 σελ.
- [67] Κουσκουνά, Β., Καπαγιαννίδη, Α. (2010). Ευρωπαϊκή Μακροσεισμική Κλίμακα 1998. Πανεπιστήμιο Αθηνών, 101 σελ.
- [68] Λέκκας, Ε., Δανάμος Γ., & Μαυρίκας, Γ. (2001). Geological Structure and Evolution of Kefallonia and Ithaki islands. *Bulletin of the Geological Society of Greece*, 34(1), 11–17.
- [69] Παπαζάχος, Β. & Παπαζάχου, Κ. (2003). Οι σεισμοί της Ελλάδας. Εκδόσεις Ζήτη, Θεσσαλονίκη, σελ. 286.
- [70] Παπούλια, Ε.(1988), Στατιστικά και Σεισμοτεκτονικά Μοντέλα Εκτίμησης του Σεισμικού Κινδύνου με Παράμετρο τη Μακροσεισμική Ένταση. (Διδακτορική Διατριβή).
- [71] Πολυχρόνη, Ηλιάνα. (2011). «Επεξεργασία Μακροσεισμικών Δεδομένων Σεισμών του Ελληνικού Χώρου για την περίοδο 1893-1936», Πτυχιακή Εργασία, Τμήμα Γεωλογίας και Γεωπεριβάλλοντος, Εθνικό και Καποδιστριακό Πανεπιστήμιο Αθηνών.

- [72] Σακελλαρίου, Ν. (2019). «Προσδιορισμός Καταστροφικής Έντασης Μέσω Ενόργανων Καταγραφών Και Συσχέτιση Με Τη Μακροσεισμική Ένταση», Διδακτορική Διατριβή, Τμήμα Γεωλογίας και Γεωπεριβάλλοντος, Εθνικό και Καποδιστριακό Πανεπιστήμιο Αθηνών, Αθήνα.
- [73] Σακκάς Γ., (2009). «Σεισμικές Παράμετροι και Κατανομή Μακροσεισμικών Εντάσεων Με Τη Μέθοδο Διακριτοποίησης Επιπέδου», Μεταπτυχιακή Διπλωματική Εργασία, Τμήμα Γεωλογίας και Γεωπεριβάλλοντος, Εθνικό και Καποδιστριακό Πανεπιστήμιο Αθηνών.

## ΠΑΡΑΡΤΗΜΑ

Earthquake Event's/N	YEAR	MONTH	DATE	HOUR	MINUTE	SECONDS	SITE	Site (Ελληνικά)	LAT	LONG	ISLAND	INTENSITY (AS REPORTED IN THE SOURCE)	INTENSITY EMS-98 (AFTER THE NECESSARY CONVERSIONS OR REDEFINITIONS OR ASSESSMENTS OF NEW ENTRY RECORDS)	DURATION	DIRECTION	REMARKS
548	1902	2	24	5	25		Argostoli	Αργοστόλι	38.183	20.483	CEPHALONIA (ISL)	faible (N° 4)	4	4-5	e-w	
548	1902	2	24	5	40		Lixouri	Λίξουρι	38.200	20.433	CEPHALONIA (ISL)	faible (N° 4)	4	3	e-w	
548	1902	2	24	5	28		Pharasa	Φάρασα	38.230	20.476	CEPHALONIA (ISL)	très faible (N° 3)	3	3		secousse très faible
549	1902	3	4	16	7		Lixouri	Λίξουρι	38.200	20.433	CEPHALONIA (ISL)	très faible (N° 3)	3	3	S-N	secousse très faible
550	1902	4	7	7	37		Stavros	Σταυρός	38.446	20.647	ITHAKI (ISL)	très faible (N° 3)	3	3		secousse très faible
551	1902	4	24	13	26		Stavros	Σταυρός	38.446	20.647	ITHAKI (ISL)	très faible (N° 3)	3	3	E-W	secousse très faible
552	1902	5	15	22	45		Argostoli	Αργοστόλι	38.183	20.483	CEPHALONIA (ISL)	faible (N° 4)	4	4	SE-NW	
552	1902	5	15	22	45		Higiaia Euphémie	Άγια Ευφημία	38.303	20.597	CEPHALONIA (ISL)	très faible (N° 4)	4	2	nw-se	
552	1902	5	15	22	45		Pharasa	Φάρασα	38.230	20.476	CEPHALONIA (ISL)	très faible (N° 3)	3	5		
553	1902	5	15	23			Vathy	Βάθυ	38.363	20.720	ITHAKI (ISL)	forte (?)	4,5	instantanée		
553	1902	5	15	23	2		Stavros	Σταυρός	38.446	20.647	ITHAKI (ISL)	très faible (N° 3)	3	1	W-e	
554	1902	5	26	12	7		Stavros	Σταυρός	38.446	20.647	ITHAKI (ISL)	faible (N° 4)	4	4	W-e	faible secousse (N° 4)
554	1902	5	26	12	40		Monopoliata	Μονοπολιτά	38.230	20.390	CEPHALONIA (ISL)	faible (N° 4)	4	5	SE-NW	
554	1902	5	26	12	45		Argostoli	Αργοστόλι	38.183	20.483	CEPHALONIA (ISL)	faible (N° 4)	4	6	S-n	
554	1902	5	26	12	45		Lixouri	Λίξουρι	38.200	20.433	CEPHALONIA (ISL)	faible (N° 4)	4	6	E-W	
555	1902	5	26	13	5		Lixouri	Λίξουρι	38.200	20.433	CEPHALONIA (ISL)	faible (N° 4)	4	10	E-W	secousse très faible
556	1902	5	27	19	7		Argostoli	Αργοστόλι	38.183	20.483	CEPHALONIA (ISL)	très faible (N° 3)	3	5	NE-SW	faible secousse
557	1902	5	27	20	10		Argostoli	Αργοστόλι	38.183	20.483	CEPHALONIA (ISL)	très faible (N° 3)	3	3		secousse très faible
558	1902	5	30	0			Lixouri	Λίξουρι	38.200	20.433	CEPHALONIA (ISL)	très faible (N° 3)	3	3		secousse très faible
559	1902	5	30	0			Lixouri	Λίξουρι	38.200	20.433	CEPHALONIA (ISL)	très faible (N° 3)	3	4		secousse très faible
560	1902	5	31	3	40		Vathy	Βάθυ	38.363	20.720	ITHAKI (ISL)	très faible (N° 3)	3	4	N-S	faible secousse
561	1902	6	22	12	55		Monopoliata	Μονοπολιτά	38.230	20.390	CEPHALONIA (ISL)	faible (N° 4)	4	5	E-W	faible secousse (N° 4)
561	1902	6	22	13			Lixouri	Λίξουρι	38.200	20.433	CEPHALONIA (ISL)	très faible (N° 3)	3	2	SW-SE	secousse très faible
561	1902	6	22	13	45		Monopoliata	Μονοπολιτά	38.230	20.390	CEPHALONIA (ISL)	très faible (N° 3)	3	2	E-W	secousse très faible
565	1902	10	16	6	15		Argostoli	Αργοστόλι	38.183	20.483	CEPHALONIA (ISL)	très faible (N° 4)	4	3-4		faible secousse (N° 4)
565	1902	10	16	6	15		Lixouri	Λίξουρι	38.200	20.433	CEPHALONIA (ISL)	très faible (N° 4)	4	3-4	NW-SE	secousse très faible
564	1902	11	5	2	7		Monopoliata	Μονοπολιτά	38.230	20.390	CEPHALONIA (ISL)	forte (N° 6)	5	2		secousse forte (N° 6)
565	1902	11	5	23	10		Argostoli	Αργοστόλι	38.183	20.483	CEPHALONIA (ISL)	très faible (N° 3)	3	3		secousse très faible
566	1902	11	5	23	30		Monopoliata	Μονοπολιτά	38.230	20.390	CEPHALONIA (ISL)	très faible (N° 3)	3	2		secousse très faible
567	1902	11	6	0	28		Stavros	Σταυρός	38.446	20.647	ITHAKI (ISL)	faible (N° 4)	4	3	E-W	secousse très faible
568	1902	11	6	1	50		Lixouri	Λίξουρι	38.200	20.433	CEPHALONIA (ISL)	forte (N° 5)	5	3	W-E	faible secousse (N° 5)
568	1902	11	6	1	40		Argostoli	Αργοστόλι	38.183	20.483	CEPHALONIA (ISL)	faible (N° 4)	4	6,5		Lixouri: pré-séisme
569	1902	11	6	2	2		Pharasa	Φάρασα	38.230	20.476	CEPHALONIA (ISL)	faible (N° 4)	4	4	SE-NW	

Εικόνα 50: Τμήμα της συγκεντρωτικής βάσης μακροσεισμικών δεδομένων που δίνεται ως παράδειγμα.