

ΑΡΙΣΤΟΤΕΛΕΙΟ ΠΑΝΕΠΙΣΤΗΜΙΟ ΘΕΣΣΑΛΟΝΙΚΗΣ
ΣΧΟΛΗ ΘΕΤΙΚΩΝ ΕΠΙΣΤΗΜΩΝ – ΤΜΗΜΑ ΓΕΩΛΟΓΙΑΣ
ΤΟΜΕΑΣ ΓΕΩΦΥΣΙΚΗΣ

ΔΗΜΗΤΡΙΑΔΗΣ ΙΟΡΔΑΝΗΣ

Γεωλόγος

**ΣΕΙΣΜΟΤΕΚΤΟΝΙΚΑ ΧΑΡΑΚΤΗΡΙΣΤΙΚΑ ΤΟΥ
ΗΦΑΙΣΤΕΙΑΚΟΥ ΚΕΝΤΡΟΥ ΤΗΣ ΣΑΝΤΟΡΙΝΗΣ**

ΔΙΑΤΡΙΒΗ ΕΙΔΙΚΕΥΣΗΣ

ΠΡΟΓΡΑΜΜΑ ΜΕΤΑΠΤΥΧΙΑΚΩΝ ΣΠΟΥΔΩΝ
ΤΜΗΜΑΤΟΣ ΓΕΩΛΟΓΙΑΣ

Ειδίκευση: *Γεωφυσική*

ΘΕΣΣΑΛΟΝΙΚΗ 2004

ΔΙΑΤΡΙΒΗ ΕΙΔΙΚΕΥΣΗΣ

**ΣΕΙΣΜΟΤΕΚΤΟΝΙΚΑ ΧΑΡΑΚΤΗΡΙΣΤΙΚΑ ΤΟΥ
ΗΦΑΙΣΤΕΙΑΚΟΥ ΚΕΝΤΡΟΥ ΤΗΣ ΣΑΝΤΟΡΙΝΗΣ**

ΔΗΜΗΤΡΙΑΔΗΣ ΙΟΡΔΑΝΗΣ

Γεωλόγος

ΤΡΙΜΕΛΗΣ ΣΥΜΒΟΥΛΕΥΤΙΚΗ ΚΑΙ ΕΞΕΤΑΣΤΙΚΗ ΕΠΙΤΡΟΠΗ

Επιβλέπων: Αναπλ. Καθηγητής Δημήτρης Παναγιωτόπουλος

Μέλος: Καθηγητής Παναγιώτης Χατζηδημητρίου

Μέλος: Επίκ. Καθηγητής Κωνσταντίνος Παπαζάχος

ΠΙΝΑΚΑΣ ΠΕΡΙΕΧΟΜΕΝΩΝ

ΠΡΟΛΟΓΟΣ	5
 Κεφάλαιο 1ο	
ΕΙΣΑΓΩΓΗ	
1.1 Γεωμορφολογικά χαρακτηριστικά του Νοτίου Αιγαίου	8
1.2 Γεωγραφικά και γεωτεκτονικά χαρακτηριστικά του ηφαιστειακού κέντρου της Σαντορίνης	11
1.3 Η ηφαιστειακή δράση στη Σαντορίνη	14
 Κεφάλαιο 2ο	
ΓΕΩΛΟΓΙΚΑ ΚΑΙ ΤΕΚΤΟΝΙΚΑ ΣΤΟΙΧΕΙΑ ΤΗΣ ΣΑΝΤΟΡΙΝΗΣ	
2.1 Το προ-ηφαιστειακό υπόβαθρο	15
2.2 Η δραστηριότητα και η εξέλιξη του ηφαιστειακού κέντρου της Σαντορίνης	17
2.2.1 Σχηματισμοί Προ-Μινωικής ηφαιστειακής δραστηριότητας	17
2.2.2 Σχηματισμοί Μετά-Μινωικής ηφαιστειακής δραστηριότητας	23
2.3 Τεκτονικά στοιχεία της Σαντορίνης	26
 Κεφάλαιο 3ο	
ΠΑΡΑΚΟΛΟΥΘΗΣΗ ΤΟΥ ΗΦΑΙΣΤΕΙΟΥ ΤΗΣ ΣΑΝΤΟΡΙΝΗΣ	
3.1 Ηφαιστειακός κίνδυνος στη Σαντορίνη	28
3.2 Αναμενόμενη ηφαιστειακή δραστηριότητα και πιθανή εξέλιξη του ηφαιστείου της Σαντορίνης	29
3.3 Πιθανότητες πρόγνωσης μελλοντικών ηφαιστειακών εκρήξεων στη Σαντορίνη	32
3.4 Μέθοδοι παρακολούθησης ενεργών ηφαιστείων	35
3.5 Δίκτυα παρακολούθησης του ηφαιστείου της Σαντορίνης	37

Κεφάλαιο 4ο

ΕΠΕΞΕΡΓΑΣΙΑ ΤΩΝ ΣΕΙΣΜΟΛΟΓΙΚΩΝ ΔΕΔΟΜΕΝΩΝ

4.1 Εισαγωγή	42
4.2 Προσδιορισμός των εστιακών παραμέτρων των σεισμών	44
4.2.1 Αρχικός προσδιορισμός των εστιακών παραμέτρων	44
4.2.2 Προσδιορισμός των εστιακών παραμέτρων αυξημένης ακρίβειας	48
4.3 Καθορισμός του μεγέθους των σεισμών του τοπικού δικτύου	55
4.3.1 Εισαγωγή	55
4.3.2 Βαθμονόμηση μεγεθών τοπικού δικτύου	56
4.3.3 Υπολογισμός μεγεθών	61

Κεφάλαιο 5ο

ΠΡΟΣΔΙΟΡΙΣΜΟΣ ΜΟΝΟΔΙΑΣΤΑΤΟΥ ΜΟΝΤΕΛΟΥ ΤΑΧΥΤΗΤΩΝ

5.1 Εισαγωγή	63
5.2 Γενικά στοιχεία για την θεωρία της αντιστροφής	64
5.3 Η μέθοδος της αντιστροφής των χρόνων διαδρομής τοπικών σεισμών	67
5.4 Περιγραφή της λειτουργίας του προγράμματος VELEST	70
5.5 Διαδικασία εύρεσης του μονοδιάστατου μοντέλου ταχυτήτων	72
5.6 Επαναπροσδιορισμός των εστιακών παραμέτρων των σεισμών	82

Κεφάλαιο 6ο

ΣΥΜΠΕΡΑΣΜΑΤΑ	88
---------------------	----

ΒΙΒΛΙΟΓΡΑΦΙΑ	90
---------------------	----

ΠΑΡΑΡΤΗΜΑ Α	99
--------------------	----

ΠΑΡΑΡΤΗΜΑ Β	103
--------------------	-----

ΠΑΡΑΡΤΗΜΑ Γ	105
--------------------	-----

ΠΡΟΛΟΓΟΣ

Η παρούσα διατριβή ειδίκευσης πραγματοποιήθηκε στα πλαίσια του Μεταπτυχιακού Προγράμματος Σπουδών του Τομέα Γεωφυσικής του Τμήματος Γεωλογίας του Αριστοτέλειου Πανεπιστημίου Θεσσαλονίκης. Σκοπός της εργασίας αυτής είναι η μελέτη των σεισμοτεκτονικών χαρακτηριστικών του ηφαιστειακού κέντρου της Σαντορίνης. Για τον σκοπό αυτό, χρησιμοποιήθηκαν σεισμολογικά δεδομένα που συλλέχθηκαν κατά την περίοδο 1994 – 2002 από το μόνιμο σεισμολογικό δίκτυο παρακολούθησης του ηφαιστείου της Σαντορίνης. Αξιοποιώντας τα διαθέσιμα σεισμολογικά δεδομένα έγινε προσπάθεια να κατανοηθεί το σεισμοτεκτονικό καθεστώς που επικρατεί στην ευρύτερη περιοχή της Σαντορίνης με απώτερο στόχο την καλύτερη αντιμετώπιση του ηφαιστειακού κινδύνου και την ελαχιστοποίηση των συνεπειών στην τοπική κοινωνία και στο ευρύτερο περιβάλλον μιας μελλοντικής ηφαιστειακής δραστηριότητας.

Η εργασία χωρίζεται σε έξι κεφάλαια. Στο πρώτο κεφάλαιο γίνεται μια γενική περιγραφή των γεωτεκτονικών χαρακτηριστικών του νοτίου Αιγαίου, δίνονται γενικά στοιχεία για την γεωγραφική και τεκτονική τοποθέτηση του ηφαιστειακού κέντρου της Σαντορίνης στον ευρύτερο χώρο του Αιγαίου και γίνεται επίσης μια συνοπτική αναφορά στην εξέλιξη της ηφαιστειακής δραστηριότητας, τόσο στην περιοχή της Σαντορίνης όσο και γενικότερα στον ελληνικό χώρο. Στο δεύτερο κεφάλαιο αναλύεται η γεωλογική δομή του ηφαιστείου της Σαντορίνης και συγχρόνως παρατίθεται μια σύντομη περιγραφή της εξέλιξης του ηφαιστειακού κέντρου από την στιγμή της δημιουργίας του έως και σήμερα. Επίσης δίνονται τα βασικά τεκτονικά στοιχεία για την περιοχή μελέτης. Στο τρίτο κεφάλαιο γίνεται μια προσπάθεια εκτίμησης του ηφαιστειακού κινδύνου και μια πρώτη προσέγγιση της πιθανής εξέλιξης του ηφαιστειακού κέντρου με την αναμενόμενη ηφαιστειακή δραστηριότητα που προβλέπεται να έχει. Επίσης γίνεται μια σύντομη αναφορά σε προηγούμενες εργασίες που έγιναν με σκοπό την πρόγνωση ηφαιστειακών εκρήξεων, καθώς επίσης αναφέρονται και οι βασικές μέθοδοι παρακολούθησης ενεργών ηφαιστειών. Στη συνέχεια περιγράφονται τα δίκτυα παρακολούθησης του ηφαιστείου της Σαντορίνης που είναι σε συνεχή λειτουργία, δίνοντας ιδιαίτερη έμφαση στο σεισμολογικό δίκτυο. Στο τέταρτο κεφάλαιο, γίνεται η επεξεργασία των σεισμολογικών δεδομένων, κατά

την οποία προσδιορίστηκαν οι εστιακές παράμετροι των τοπικών σεισμών που καταγράφηκαν την περίοδο 1994 – 2002 και έγινε ο καθορισμός των μεγεθών αυτών των σεισμών. Στο πέμπτο κεφάλαιο προσδιορίστηκε ένα μονοδιάστατο μοντέλο ταχυτήτων με την διαδικασία της αντιστροφής των χρόνων διαδρομής. Για αυτόν τον λόγο δίνονται κάποια γενικά στοιχεία για την θεωρία της αντιστροφής αλλά και κάποια ειδικά στοιχεία για την μεθοδολογία της αντιστροφής που ακολουθήθηκε. Επίσης, γίνεται επαναπροσδιορισμός των εστιακών παραμέτρων των τοπικών σεισμών και μια βελτιωμένη συσχέτισή τους με το ενεργό τεκτονικό καθεστώς της ευρύτερης περιοχής. Τέλος, στο έκτο κεφάλαιο, παρουσιάζονται συνοπτικά τα αποτελέσματα που προέκυψαν από αυτήν την διατριβή.

Η παρούσα διατριβή ειδίκευσης δεν θα μπορούσε να ολοκληρωθεί αν δεν υπήρχαν κάποιοι άνθρωποι που με βοήθησαν ουσιαστικά κατά την εκπόνησή της και θα ήθελα να τους ευχαριστήσω στη συνέχεια.

Πρωταρχικά, θα ήθελα να ευχαριστήσω τα μέλη της τριμελούς συμβουλευτικής επιτροπής μου. Συγκεκριμένα, θέλω να εκφράσω τις βαθύτερες ευχαριστίες μου στον αναπληρωτή καθηγητή του Τμήματος Γεωλογίας του Α.Π.Θ. κ. Δημήτρη Παναγιωτόπουλο, κύριο επιβλέποντα της διατριβής, ο οποίος με την συνεχή καθοδήγησή του καθ' όλη την διάρκεια της, αλλά και με την γενικότερη ηθική συμπαράστασή του, συνέβαλε στην ολοκλήρωση αυτής της εργασίας. Στην συνέχεια θα ήθελα να ευχαριστήσω τον επίκουρο καθηγητή του Τμήματος Γεωλογίας του Α.Π.Θ. κ. Κωνσταντίνο Παπαζάχο για την αμέριστη βοήθειά του που μου πρόσφερε τόσο σε θέματα χρήσης της γλώσσας προγραμματισμού FORTRAN, όσο και στο θέμα της αντιστροφής των χρόνων διαδρομής, καθώς και για τις ουσιαστικές επισημάνσεις του που με βοήθησαν στην εκπόνηση αυτής της διατριβής. Τέλος, ευχαριστώ τον καθηγητή του Τμήματος Γεωλογίας του Α.Π.Θ. κ. Παναγιώτη Χατζηδημητρίου για τις χρήσιμες υποδείξεις του και τις εποικοδομητικές συζητήσεις που είχαμε κατά την διάρκεια της εκπόνησης της διατριβής ειδίκευσης.

Θα ήταν παράλειψη να μην ευχαριστήσω όλα τα μέλη του Τομέα Γεωφυσικής του Τμήματος Γεωλογίας του Α.Π.Θ. που με βοήθησαν ο καθένας με τον τρόπο του κατά την διάρκεια της φοίτησής μου στο μεταπτυχιακό κύκλο σπουδών. Θέλω, όμως, ιδιαίτερα να ευχαριστήσω την διδάκτορα του Τομέα Γεωφυσικής του Τμήματος Γεωλογίας του Α.Π.Θ. κ. Ελένη Καραγιάννη, η οποία με βοήθησε σημαντικά στην ανάλυση και στην επεξεργασία των σεισμολογικών δεδομένων, αλλά και για την

γενικότερη βοήθεια και στήριξη της πάνω σε θέματα σχετικά με το αντικείμενο της διατριβής ειδίκευσης.

Η παρούσα εργασία πραγματοποιήθηκε μέσα στα πλαίσια του ερευνητικού προγράμματος: “Σύστημα σεισμικής παρακολούθησης για πρόγνωση ηφαιστειακής έκρηξης και διαχείριση κινδύνου με δορυφορική επικοινωνία και χρήση internet (e-RUPTION PROJECT)” με επιστημονικό υπεύθυνο τον κ. Δημήτρη Παναγιωτόπουλο, το οποίο χρηματοδοτείται από την Ευρωπαϊκή Ένωση (EVR1-2001-00024).

Θα ήθελα, επίσης, να ευχαριστήσω το Ινστιτούτο Μελέτης και Παρακολούθησης του Ηφαιστείου της Σαντορίνης (Ι.Μ.Π.Η.Σ.) για την παραχώρηση των σεισμολογικών δεδομένων από το τοπικό σεισμολογικό δίκτυο της Σαντορίνης, τα οποία χρησιμοποιήθηκαν στην εκπόνηση αυτής της εργασίας. Θα πρέπει να αναφερθεί ότι οι περισσότεροι χάρτες που παρουσιάζονται στην παρούσα διατριβή ειδίκευσης έγιναν με το πρόγραμμα GMT (Wessel and Smith 1995).

Σημαντική υπήρξε και η βοήθεια, ηθική και επιστημονική, από όλους τους φίλους και συναδέλφους μου από τον Τομέα Γεωφυσικής, αλλά και από τους άλλους τομείς του Τμήματος Γεωλογίας του Α.Π.Θ. που μου την πρόσφεραν με τον έναν ή τον άλλο τρόπο.

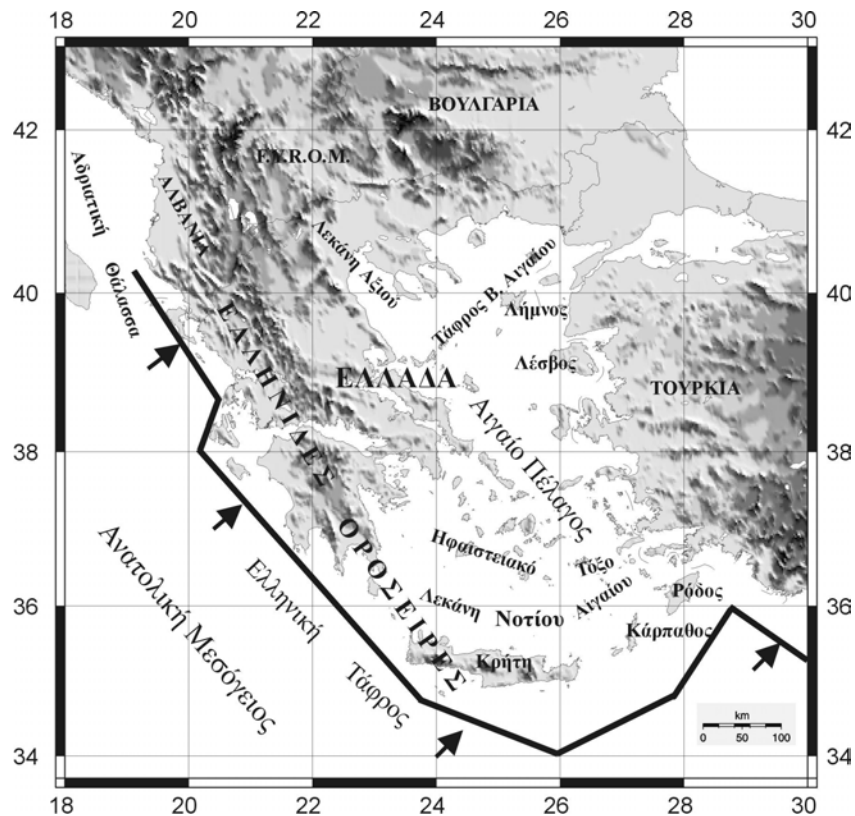
Τέλος, ευχαριστώ θερμά την οικογένειά μου για την αμέριστη ηθική και υλική υποστήριξή της σε όλη την διάρκεια των μεταπτυχιακών σπουδών μου και όχι μόνο. Θα ήθελα, επίσης, να τους ευχαριστήσω γενικότερα για όλες τις προσπάθειές τους και την υπομονή τους.

Κεφάλαιο 1ο

Εισαγωγή

1.1 Γεωμορφολογικά Χαρακτηριστικά του Νοτίου Αιγαίου

Ο Ελληνικός χώρος βρίσκεται στη Μεσογειακή-Μελανησιακή ζώνη του ηπειρωτικού συστήματος διάρρηξης. Η ενεργός τεκτονική δράση στον χώρο αυτό είναι έντονη. Μαρτυρία αυτού αποτελούν η υψηλή σεισμικότητα, η έντονη διάρρηξη και πτύχωση πετρωμάτων, τα ηφαιστειακά και γεωθερμικά φαινόμενα, καθώς και οι κλασικές γεωφυσικές ανωμαλίες των δυναμικών πεδίων που συναντώνται στα τόξα καταβύθισης λιθοσφαιρικών πλακών.



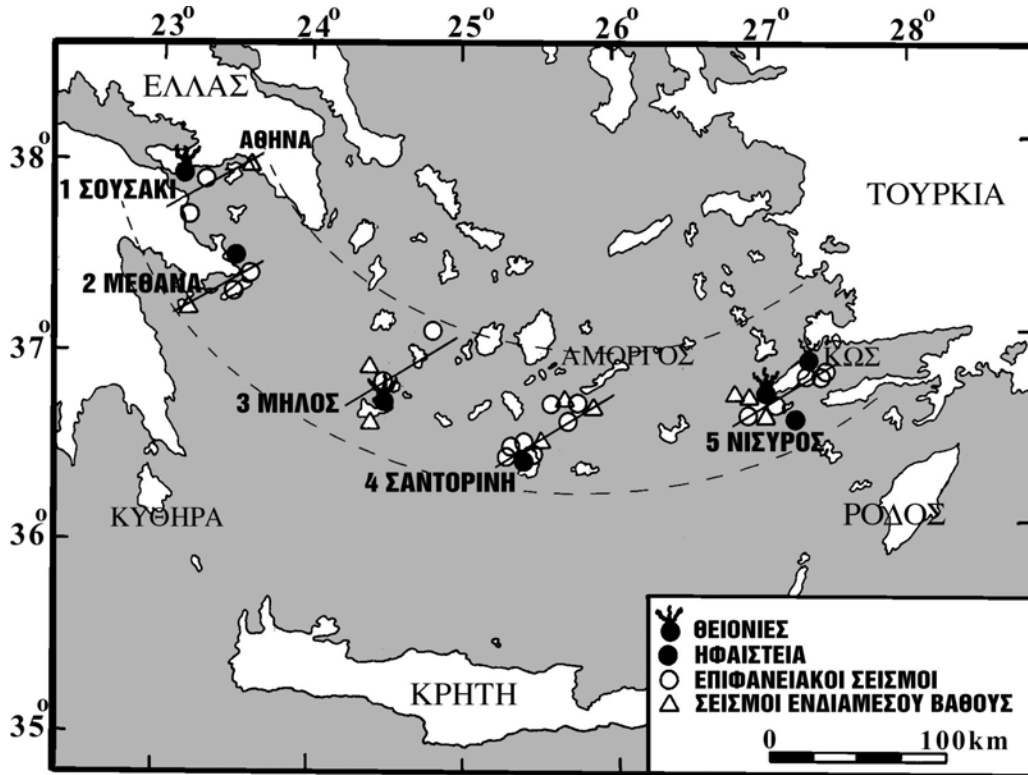
Σχήμα 1.1 Τα κύρια μορφολογικά στοιχεία στον ευρύτερο χώρο του Αιγαίου (τροποποιημένο από τους Papazachos and Papazachou, 1997).

Ένα από τα πιο βασικά τεκτονικά γνωρίσματα του Ελληνικού χώρου είναι το Ελληνικό τόξο, το οποίο διαχωρίζει το Αιγαίο Πέλαγος από την υπόλοιπη Μεσόγειο Θάλασσα και έχει τις τυπικές ιδιότητες ενός νησιωτικού τόξου (Papazachos and Comninakis 1971, McKenzie 1978, Le Pichon and Angelier 1979, 1981). Το σχήμα (1.1) δείχνει χάρτη του Ελληνικού χώρου και των γύρω περιοχών στον οποίο φαίνεται η θέση του Ελληνικού τόξου, καθώς επίσης και οι άξονες των δύο λεκανών του νοτίου και βορείου Αιγαίου και ο άξονας της Ελληνικής τάφρου.

Το Ελληνικό τόξο αποτελείται από ένα εξωτερικό ιζηματογενές τόξο (νότιο τμήμα του τόξου) και από ένα εσωτερικό ηφαιστειακό τόξο (βόρειο τμήμα του τόξου). Το ιζηματογενές τόξο αποτελεί τμήμα της Αλπικής πτύχωσης και ακολουθεί την γραμμή: Ελληνίδες Οροσειρές – Κύθηρα – Κρήτη – Κάρπαθος – Ρόδος και ενώνεται με τις Ταυρίδες οροσειρές της Τουρκίας. Το ηφαιστειακό τόξο έχει μήκος 500 km, πλάτος 40 km περίπου, ξεκινάει από την ηπειρωτική Ελλάδα και μέσω των νησιών Αίγινα, Μέθανα, Πόρος, Μήλος, Σαντορίνη, Κως, Γυαλί, Νίσυρος καταλήγει στη χερσόνησο του Μποντρούμ στην Τουρκία. Μεταξύ του ιζηματογενούς και του ηφαιστειακού τόξου υπάρχει η λεκάνη του Νοτίου Αιγαίου (Κρητικό Πέλαγος), με μέγιστο βάθος 2 km. Στο κυρτό μέρος του τόξου (ανατολική Μεσόγειος) υπάρχει ένα σύστημα τάφρων που αναφέρεται ως Ελληνική τάφρος και έχει μέγιστο βάθος 5 km.

Οι Papazachos και Comninakis (1969, 1971) διαπίστωσαν πρώτοι την ύπαρξη της σεισμικής ζώνης Benioff στο νότιο Αιγαίο με τη μελέτη της χωρικής κατανομής των εστιών των σεισμών ενδιαμέσου βάθους ($60 \text{ km} \leq h \leq 180 \text{ km}$). Η ζώνη αυτή καθορίζει το όριο μεταξύ της Αφρικανικής και της Ευρασιατικής λιθόσφαιρικής πλάκας στην περιοχή αυτή. Συγκεκριμένα, πιστοποιεί την κατάδυση (υποβύθιση) της λιθόσφαιρας της ανατολικής Μεσογείου (μπροστινό μέρος της Αφρικανικής πλάκας) κάτω από τη λιθόσφαιρα του νοτίου Αιγαίου (μπροστινό μέρος της Ευρασιατικής πλάκας). Αυτή η κατάδυση επιβεβαιώνεται από τις λύσεις των μηχανισμών γένεσης των ισχυρών σεισμών στο κυρτό μέρος του Ελληνικού τόξου (Papazachos and Delibasis 1969, McKenzie 1970, 1972), την ισχυρή απόσβεση των σεισμικών κυμάτων στο κοίλο μέρος του τόξου (Papazachos and Comninakis 1971) και τη δομή του φλοιού και του πάνω μανδύα της περιοχής, όπως αυτή έχει καθοριστεί με τομογραφικές μεθόδους (Spakman 1986, Papazachos et al. 1995, Papazachos and Nolet 1997). Η σύγκλιση των δύο πλακών πραγματοποιείται πάνω σε μια αμφιθεατρική επιφάνεια η οποία χωρίζει το επιφανειακό μέρος ($< 100 \text{ km}$) της καταδυόμενης λιθόσφαιρας της ανατολικής Μεσογείου από την λιθόσφαιρα του

Αιγαίου. Σε μεγαλύτερα βάθη ($100 \text{ km} > h > 180 \text{ km}$) αυτή η ωκεάνια λιθόσφαιρα βυθίζεται ελεύθερα μέσα στο μανδύα κάτω από το ηφαιστειακό τόξο του νοτίου Αιγαίου (Papazachos 1990, Kiratzi and Papazachos 1995, Papazachos et al. 2000).



Σχήμα 1.2 Τα πέντε σεισμο-ηφαιστειακά κέντρα του Νοτίου Αιγαίου (τροποποιημένο από τους Papazachos and Panagiotopoulos, 1993).

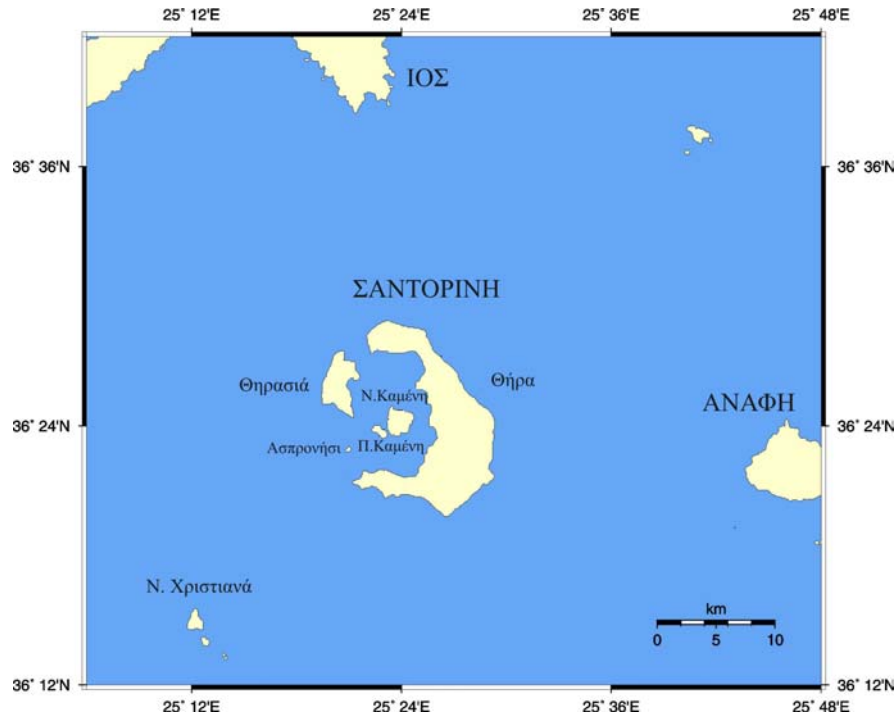
Το ηφαιστειακό κέντρο της Σαντορίνης είναι ένα από τα πέντε ηφαιστειακά κέντρα που σχηματίζουν το Ενεργό Ηφαιστειακό Τόξο του Νοτίου Αιγαίου (Southern Aegean Active Volcanic Arc ή πιο σύντομα SAAVA). Αυτά τα ηφαιστειακά κέντρα περιλαμβάνουν τρία Τεταρτογενή ηφαίστεια (Μέθανα, Νίσυρος και Σαντορίνη) καθώς και περιοχές ατμίδων και θειονιών (Σουσάκι, Μήλος και Κως) (Georgalas 1962, Fytikas et al. 1985). Τα ηφαιστειακά κέντρα, τα επίκεντρα των ισχυρών επιφανειακών σεισμών καθώς και τα επίκεντρα των ενδιάμεσου βάθους σεισμών στην περιοχή του νοτίου Αιγαίου σχηματίζουν πέντε σεισμο-ηφαιστειακά κέντρα (Σουσάκι, Μέθανα, Μήλος, Σαντορίνη και Νίσυρος) (Papazachos and Panagiotopoulos 1993). Αυτά τα κέντρα σχετίζονται με τεκτονικές ζώνες καλά ορισμένες με διεύθυνση ΒΑ-ΝΔ (περίπου $B60^{\circ}A$). Σε συμφωνία με αυτές τις ζώνες

είναι και η μέση διεύθυνση των κυριότερων γεωμορφολογικών (βυθίσματα, νησιά), γεωφυσικών (ανωμαλίες Bouguer) και σεισμολογικών (μηχανισμοί γένεσης των σεισμών, τσουναμογόνοι χώροι) χαρακτηριστικών της περιοχής. Στο Σχήμα (1.2) δείχνονται τα πέντε αυτά σεισμο-ηφαιστειακά κέντρα και η μέση διεύθυνσή τους (Parazachos and Panagiotopoulos 1993). Στον ίδιο χάρτη έχουν χαρτογραφηθεί τα επίκεντρα όλων των γνωστών ισχυρών επιφανειακών σεισμών ($M_S \geq 6.0$) που έχουν γίνει στο ηφαιστειακό τόξο μαζί με τα επίκεντρα των σεισμών ενδιαμέσου βάθους με μεγέθη $M_S \geq 5.6$ που έγιναν κατά την περίοδο 1911 – 1991 στην ίδια περιοχή. Όπως φαίνεται στο σχήμα η σεισμική δράση στον χώρο του ηφαιστειακού τόξου κατανέμεται μόνο κατά μήκος αυτών των πέντε ομάδων. Επομένως, αφού η γένεση των σεισμών και η ύπαρξη ηφαιστειών απαιτεί την διάρρηξη του φλοιού της Γης, η δημιουργία αυτών των ζωνών οφείλεται στην ύπαρξη πέντε αντίστοιχων κανονικών ρηγμάτων, δηλαδή οι ζώνες αυτές είναι μεγάλες ζώνες διάρρηξης του φλοιού της Γης.

1.2 Γεωγραφικά και γεωτεκτονικά χαρακτηριστικά του ηφαιστειακού κέντρου της Σαντορίνης

Το σύστημα νησιών, που είναι γνωστό με την ονομασία Σαντορίνη, ανήκει στις Κυκλάδες και βρίσκεται στο Νότιο Αιγαίο Πέλαγος, περίπου 120 km βόρεια της Κρήτης. Η Σαντορίνη, αρχικά, ήταν ένα σχεδόν κυκλικό ηφαιστειακό νησί, το οποίο είχε δημιουργηθεί πάνω σε ένα προϋπάρχον νησί μη-ηφαιστειακής προέλευσης. Λόγω του ιδιαίτερου σχήματός της είχε ονομαστεί στην αρχαιότητα *Στρογγύλη*, όνομα που είχε διατηρηθεί ως τους ιστορικούς χρόνους (Galanopoulos and Bacon 1969). Στην Εποχή του Χαλκού μια μεγάλη ηφαιστειακή έκρηξη κατέστρεψε το νησί με αποτέλεσμα να έχει δημιουργηθεί μια κεντρική καλδέρα (με μέγεθος περίπου 8 x 10 km και βάθος περίπου 300-400 m), η οποία θεωρείται μία από τις πιο μεγάλες και πιο εντυπωσιακές καλδέρες του κόσμου (Bond and Sparks 1976, Heiken and McCoy 1984). Αυτή η τρομερή έκρηξη ονομάστηκε Μινωική έκρηξη, επειδή έχει συσχετιστεί με την καταστροφή του Μινωικού πολιτισμού. Από την έκρηξη αυτήν δημιουργήθηκε επίσης ένας όμιλος νησιών – υπολείμματα του αρχικού νησιού – που περικλείουν την καλδέρα. Αυτά τα νησιά είναι: η Θήρα (75,8 km², το κυρίως νησί), η Θηρασιά (9,3 km²) και το Ασπρονήσι (0,1 km²). Στο κέντρο της καλδέρας υπάρχουν άλλα δύο

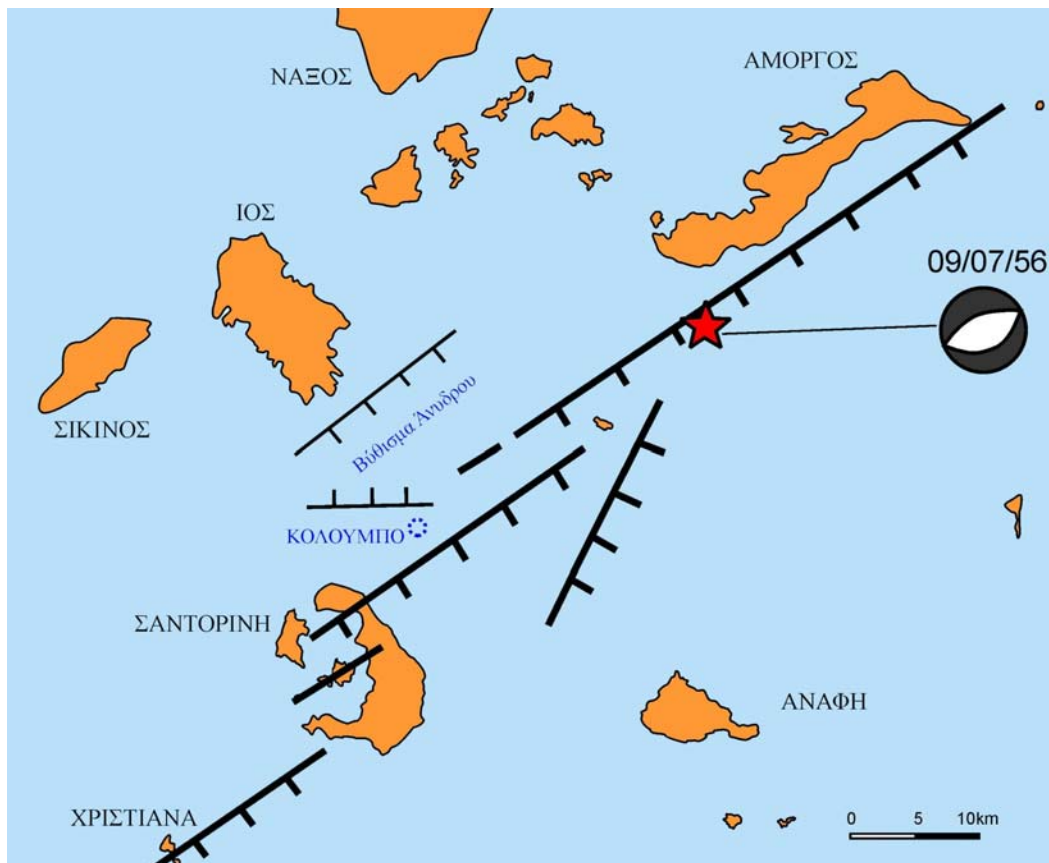
νεότερα ηφαιστειακά νησιά, τα οποία ονομάζονται Παλαιά Καμένη (0,5 km²) και Νέα Καμένη (3,4 km²) και έχουν δημιουργηθεί από ηφαιστειακές εκρήξεις κατά τους ιστορικούς χρόνους (Σχ.1.3).



Σχήμα 1.3 Γεωγραφικός χάρτης της περιοχής του ηφαιστειακού κέντρου της Σαντορίνης.

Η Σαντορίνη γενικά βρίσκεται σε μια περιοχή έντονης και σύνθετης τεκτονικής δράσης, η οποία οφείλεται στις συμπιεστικές δυνάμεις που ασκεί η λιθόσφαιρα της Ανατολικής Μεσογείου κατά την σχετική κίνησή της προς βόρεια – βορειοανατολική κατεύθυνση, στην προς τα δυτικά κίνηση της Τουρκικής λιθόσφαιρας και στις εφελκυστικές δυνάμεις που ασκούνται μέσα στην λιθόσφαιρα του Αιγαίου κατά την διεύθυνση βορρά-νότου (Παπαζάχος και Παπαζάχου 1989). Συγκεκριμένα βρίσκεται σε μια ζώνη διάρρηξης βορειοανατολικής-νοτιοδυτικής διεύθυνσης μήκους περίπου 70 km που εκτείνεται βορειοανατολικά της Σαντορίνης προς το νησί της Αμοργού και νοτιοδυτικά προς τα ηφαιστειακά νησιά των Χριστιανών (Papazachos and Panagiotopoulos 1993, Mountrakis et al. 1996). Αυτή η τεκτονική γραμμή μπορεί να θεωρηθεί ότι είναι η συνέχεια του ενεργού κανονικού ρήγματος της Αμοργού, το οποίο έδωσε τον μεγαλύτερο επιφανειακό σεισμό του τελευταίου αιώνα στον Ελληνικό χώρο στις 9 Ιουλίου του 1956 με μέγεθος Ms=7.5 (Shirokova 1972,

Papazachos et al. 2001, Papadopoulos and Pavlides 1992, Pavlides and Valkaniotis 2003). Ένα άλλο σημαντικό τεκτονικό γνώρισμα της ευρύτερης περιοχής είναι τα τεκτονικά βυθίσματα (graben) βορειοανατολικά του ηφαιστειακού κέντρου της Σαντορίνης και πιο συγκεκριμένα το τεκτονικό βύθισμα του Άνυδρου, του οποίου το νότιο όριο έχει διεύθυνση περίπου ΑΒΑ-ΝΔΝ (Perissoratis 1996, Perissoratis and Papadopoulos 1999) (Σχ.1.4).



Σχήμα 1.4 Τεκτονικός χάρτης της ευρύτερης περιοχής μελέτης. Οι μαύρες γραμμές αντιπροσωπεύουν ρήγματα, όπου υποδηλώνεται το πάνω τέμαχος. Με το κόκκινο αστέρι σημειώνεται το επίκεντρο του σεισμού της Αμοργού (τροποποιημένο από τους Pavlides and Valkaniotis 2003).

1.3 Η ηφαιστειακή δράση στη Σαντορίνη

Η ηφαιστειότητα στον Ελληνικό χώρο θεωρείται ότι έλαβε χώρα σε τέσσερις συνεχείς και διαδοχικές φάσεις από το Ολιγόκαινο έως σήμερα (Fytikas et al. 1985, Μουντράκης 1985). Η πρώτη και η δεύτερη φάση έλαβαν χώρα στην διάρκεια Ολιγόκαινου – Μέσου Μειόκαινου στον χώρο του Βορείου Αιγαίου και καθορίζονται από ασβεσταλκαλικές (calk-alkaline) ενδιάμεσες λάβες και πυροκλαστικά υλικά. Η τρίτη φάση έλαβε χώρα στο Άνω Μειόκαινο στον περιορισμένο χώρο του Ανατολικού Αιγαίου με λίγες εμφανίσεις (Σάμος, Πάτμος). Η τέταρτη και σπουδαιότερη φάση ηφαιστειότητας έλαβε χώρα κατά το Πλειόκαινο – Τεταρτογενές στην περιοχή του Νοτίου Αιγαίου με τον σχηματισμό του ηφαιστειακού τόξου (Pe-Piper et al. 1983, Fytikas et al. 1986). Τα ηφαιστειακά πετρώματα του Αιγαϊακού τόξου είναι ανδεσίτες, βασάλτες και ρυόλιθοι, τυπικού ασβεσταλκαλικού χημικού χαρακτήρα.

Η ηφαιστειακή δράση στην περιοχή της Σαντορίνης έχει ξεκινήσει περίπου πριν από 2 εκατομμύρια χρόνια (περίπου στο Κάτω Πλειόκαινο) και συνεχίζεται έως σήμερα με την πιο πρόσφατη έκρηξη του ηφαιστείου να σημειώνεται στο νησί της Νέας Καμένης το 1950 (Fytikas et al. 1990, Friedrich 1994). Παρόλο αυτά, η μεγαλύτερη ποσότητα ηφαιστειακών υλικών παράχθηκε τα τελευταία 200.000 χρόνια, οπότε ήταν ενεργά σχεδόν δώδεκα κέντρα εκχυτικής και εκρηκτικής δραστηριότητας (Friedrich 2000). Το ηφαιστειακό κέντρο της Σαντορίνης θεωρείται το πλέον ενεργό από τα ηφαιστειακά κέντρα του Νοτίου Αιγαίου, αφού έχει ενεργοποιηθεί τουλάχιστον εννιά φορές τα τελευταία 600 χρόνια (1457, 1508, 1573, 1650, 1707-1711, 1866-1870, 1925-1928, 1939-1941 και 1950) (Papazachos 1989). Σήμερα τα ενεργά κέντρα ηφαιστειακής δραστηριότητας στην Σαντορίνη είναι το νησί της Νέας Καμένης στο κέντρο της καλδέρας και το υποθαλάσσιο ηφαίστειο του Κολούμπου (περίπου 7 km βορειοανατολικά του ομώνυμου ακρωτηρίου).

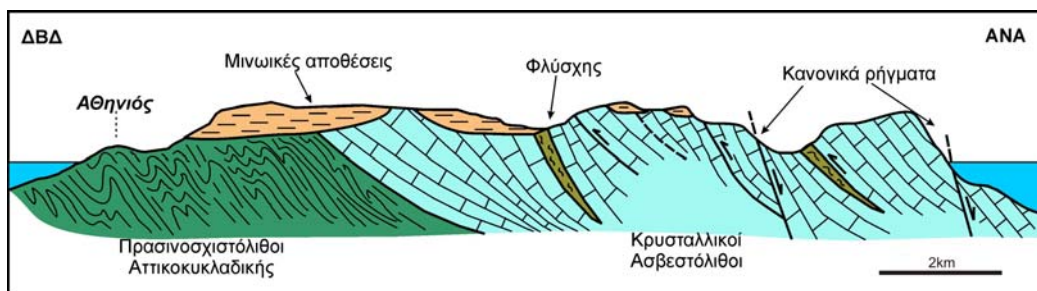
Κεφάλαιο 2ο

Γεωλογικά και Τεκτονικά Στοιχεία της Σαντορίνης

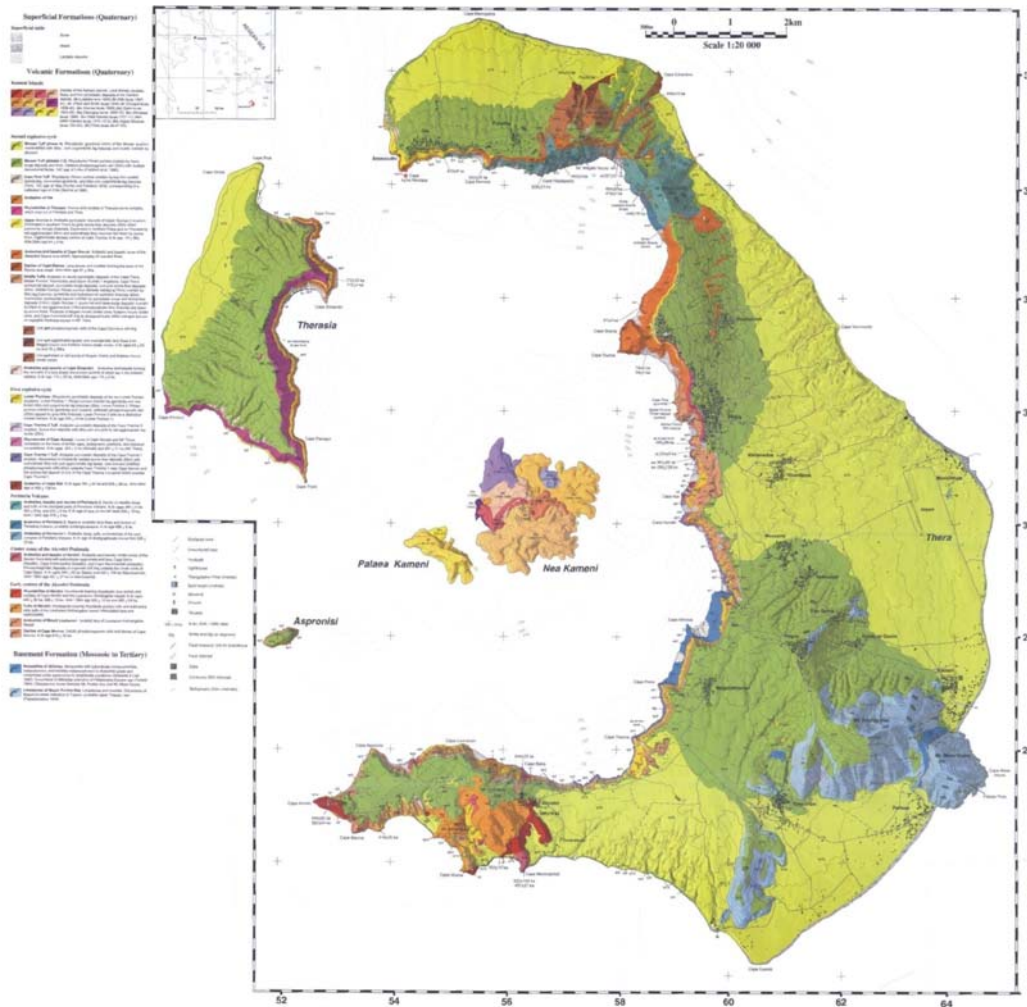
2.1 Το προ-ηφαιστειακό υπόβαθρο

Η Σαντορίνη ανήκει στην Ενότητα των Νοτίων Κυκλάδων της Αττικοκυκλαδικής Ζώνης. Κύριοι γεωλογικοί σχηματισμοί αυτής της ενότητας είναι το κρυσταλλοσχιστώδες υπόβαθρο με γενεύσιους, αμφιβολίτες και σχιστόλιθους ηλικίας Παλαιοζωικής και ένας ορίζοντας ανθρακικών μεταμορφωμένων πετρωμάτων (μάρμαρα και δολομίτες) ηλικίας Άνω Τριαδικού – Άνω Κρητιδικού. Κύριο χαρακτηριστικό αυτής της ενότητας είναι ότι τα πετρώματά της εμφανίζουν μεταμόρφωση πρσινοσχιστολιθικής έως αμφιβολιτικής φάσης (Μουντράκης 1985).

Όλα τα νησιά της Σαντορίνης αποτελούνται αποκλειστικά από ηφαιστειακά πετρώματα εκτός από ένα σχετικά μικρό τμήμα της Θήρας. Συγκεκριμένα, το προ-ηφαιστειακό υπόβαθρο του νησιού εμφανίζεται στον Προφήτη Ηλία (το υψηλότερο σημείο του νησιού, 565 m), στο Μέσα Βουνό, στον Γαβρήλο και σε κάποια σημεία εσωτερικά της καλδέρας μεταξύ του Αθηνιού και της Πλάκας. Στα σημεία εσωτερικά της καλδέρας εμφανίζονται κυρίως σχιστόλιθοι και φυλλίτες πρσινοσχιστολιθικής φάσης, ενώ κρυσταλλικοί ασβεστόλιθοι ηλικίας Άνω Τριαδικού σχηματίζουν τους όγκους των Προφήτη Ηλία, Μέσα Βουνού και Γαβρήλου (Σχ.2.1 και Σχ.2.2). Στον Αθηνιό έχει βρεθεί μια γρανιτική διείσδυση ηλικίας Μειόκαινου (9,5 εκατομμύρια χρόνια) (Kiliyas et al. 1996, Druitt et al. 1999).



Σχήμα 2.1 Γεωλογική τομή διεύθυνσης ΔΒΔ-ΑΝΑ της Θήρας (από Pavlides and Valkaniotis 2003).



Σχήμα 2.2 Γεωλογικός χάρτης των νησιών της Σαντορίνης, τροποποιημένος από τους Druitt et al. (1999). Στο νοτιοανατολικό τμήμα της Θήρας εμφανίζεται το προηφαιστειακό υπόβαθρο (μπλε σκούρο και ανοιχτό), ενώ είναι εμφανές το στρώμα που αποτέθηκε από την Μινωική έκρηξη με τα πράσινα χρώματα (ανοιχτό και σκούρο). Επίσης μπορούν να διακριθούν τα παλαιότερα ηφαιστειακά πετρώματα στην περιοχή του Ακρωτηρίου, καθώς και τα νεότερα πετρώματα στα νησιά των Καμένων, που δημιουργήθηκαν από εκρήξεις κατά τους ιστορικούς χρόνους.

2.2 Η δραστηριότητα και η εξέλιξη του ηφαιστειακού κέντρου της Σαντορίνης

Η ηφαιστειακή δραστηριότητα στην περιοχή της Σαντορίνης ξεκίνησε πριν από 2 εκατομμύρια χρόνια με την έκχυση δακτιτικών λαβών από την περιοχή του Ακρωτηρίου και συνεχίστηκε με την παραγωγή διαφορετικών ειδών λάβας και πυροκλαστικών υλικών (Friedrich 1994). Παρόλο αυτά, το πιο χαρακτηριστικό γνώρισμα αυτής της δραστηριότητας είναι η κυκλική οικοδόμηση των ηφαιστειακών κέντρων με εναλλαγές μεγάλων εκρηκτικών και καταστροφικών γεγονότων σαν την Μινωική έκρηξη του 1600 π.Χ. περίπου. Η εξέλιξη της ηφαιστειακής δραστηριότητας στη Σαντορίνη μπορεί να διακριθεί σε έξι κύριες φάσεις (Druitt et al. 1989). Οι πέντε πρώτες ανήκουν στην Προ-Μινωική δραστηριότητα ενώ η τελευταία είναι η πρόσφατη Μετά-Μινωική δραστηριότητα της Σαντορίνης.

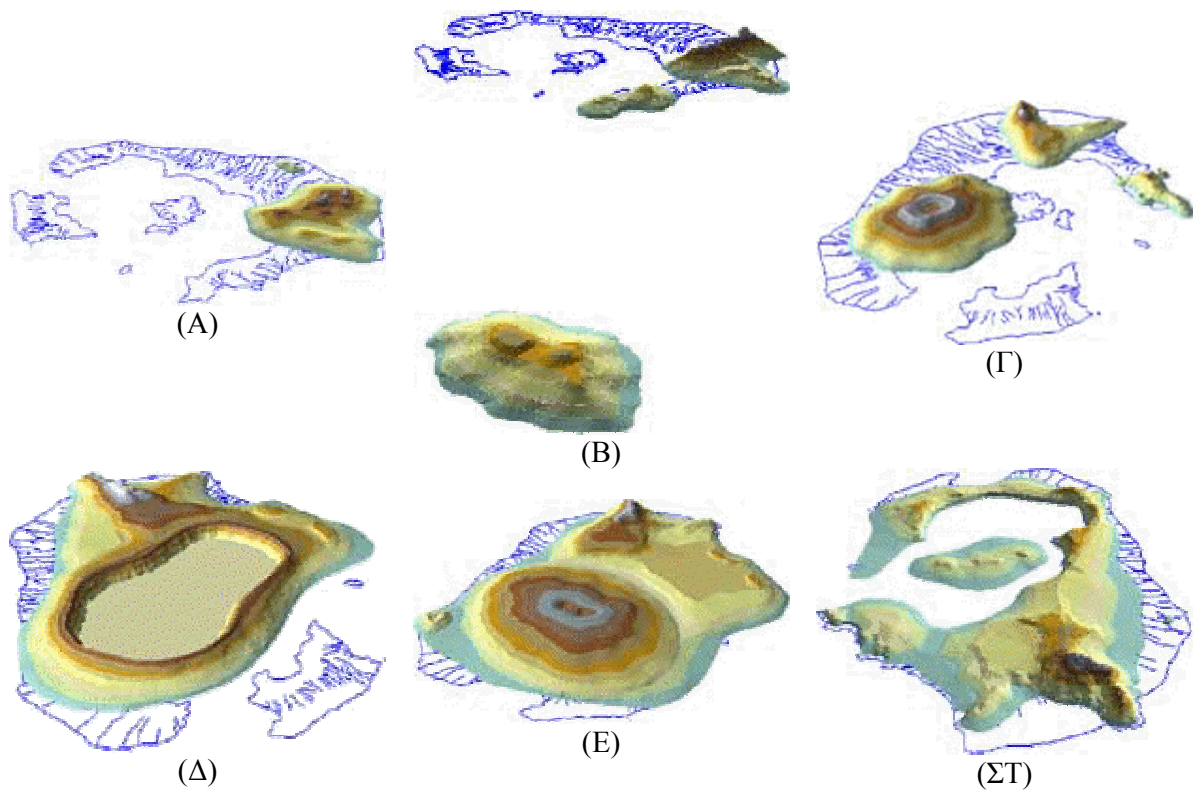
2.2.1 Σχηματισμοί Προ-Μινωικής ηφαιστειακής δραστηριότητας

Α) Το πρώτο ηφαιστειακό κέντρο του Ακρωτηρίου

Η πρώτη ηφαιστειακή δραστηριότητα εμφανίζεται στην περιοχή του Ακρωτηρίου και των νησιών Χριστιανών, όπου εμφανίζονται ακόμη και σήμερα τα παλαιότερα ηφαιστειακά πετρώματα (Σχ.2.2 και Σχ.2.3). Αυτά τα πετρώματα είναι κυρίως ανδεσιτικοί ηφαιστείτες (pillows λάβες και υαλοκλαστίτες), που έχουν αποτεθεί σε υποθαλάσσιο περιβάλλον με έντονη υδροθερμική δραστηριότητα. Επίσης εμφανίζονται δακτιτικοί θόλοι λάβας, ρεύματα λάβας, υποθαλάσσιοι τόφοι και τοφίτες. Από θαλάσσια απολιθώματα που βρέθηκαν στους τόφους, οι Seidenkrantz and Friedrich (1992) κατέληξαν στο συμπέρασμα ότι αυτά τα πετρώματα έχουν μια ηλικία τουλάχιστον 2 εκατομμυρίων χρόνων. Μετά από μια σχετικά μακρόχρονη παύση η ηφαιστειακή δραστηριότητα συνεχίστηκε με τον σχηματισμό πυροκλαστικών δακτυλίων σε υποθαλάσσιο περιβάλλον και με τον σχηματισμό κώνων σκωρίων στην ξηρά, ηλικίας περίπου 600.000-650.000 χρόνων (Ferrara et al. 1980, Huijsmans 1985, Druitt et al. 1998, 1999).

Β) Το ηφαιστειακό κέντρο των Περιστεριών

Η ηφαιστειακή δραστηριότητα στη συνέχεια (πριν από 530.000 χρόνια περίπου) μετατοπίστηκε προς τα βόρεια του Ακρωτηρίου και σχημάτισε ένα νέο ηφαιστειακό κέντρο, το οποίο ονομάστηκε Περιστέρια από τον Reck (1936) (Σχ.2.3). Υπολείμματα αυτού του κέντρου εμφανίζονται σήμερα στην βόρεια Θήρα, στο Μεγάλο Βουνό και στον Μικρό Προφήτη Ηλία (Σχ.2.2) (Druitt et al. 1998). Το ηφαιστειακό κέντρο των Περιστεριών είχε περίπου 4 km διάμετρο και βρισκόταν σε ένα υψόμετρο περίπου 350 m. Από αυτό το κέντρο παράχθηκαν τουλάχιστον 2 km³ ρεύματα ανδεσιτικής λάβας και ήταν ενεργό μέχρι και πριν από 430.000 χρόνια (Druitt et al. 1999).



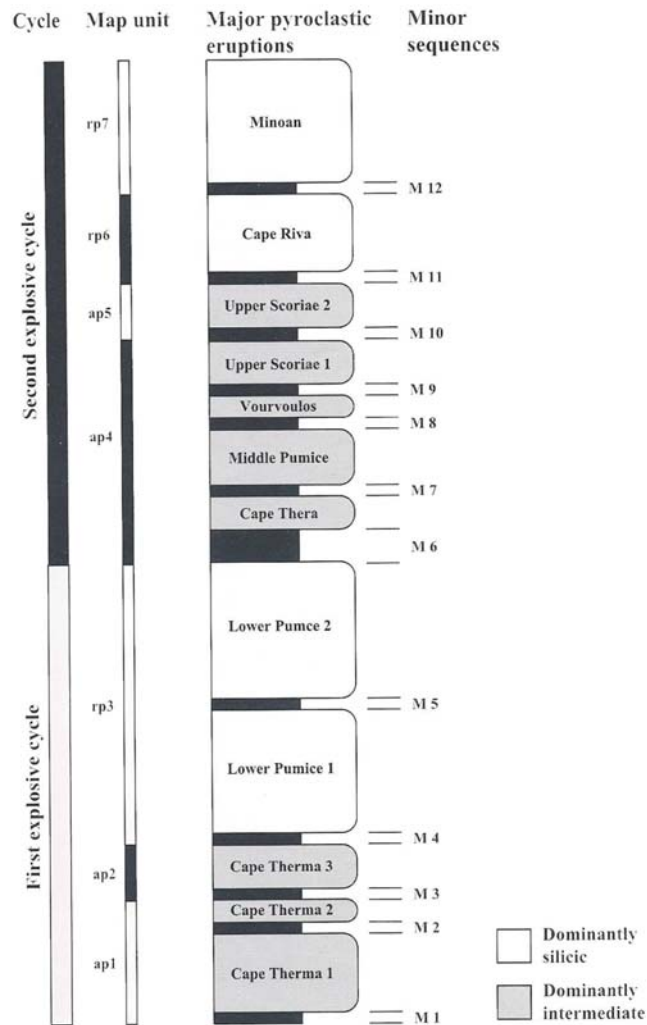
Σχήμα 2.3 Δημιουργία και εξέλιξη του ηφαιστείου της Σαντορίνης. (Α) Η προ-ηφαιστειακή Σαντορίνη (3 εκατομμύρια χρόνια πριν). (Β) Το ηφαιστειακό κέντρο Ακρωτηρίου – Χριστιανών (2 εκατομμύρια χρόνια πριν). (Γ) Τα ηφαιστειακά κέντρα των Περιστεριών και του Ακρωτηρίου (530.000-340.000 χρόνια πριν). (Δ) Η καλδέρα «Κατώτερης Κίσσηρης» (200.000 χρόνια πριν). (Ε) Το ηφαιστειακό κέντρο του Σκάρου (40.000 χρόνια πριν). (ΣΤ) Η Σαντορίνη πριν από τη Μινωική έκρηξη (Στρογγύλη). (Απεικόνιση: Ν. Ανδρουλακάκης - Γ. Βουγιουκαλάκης - ΙΓΜΕ)

Γ) Οι κώνοι σκωρίων στην περιοχή του Ακρωτηρίου

Η ηφαιστειακή δραστηριότητα συνεχίστηκε στην χερσόνησο του Ακρωτηρίου, όπου στρομπόλιες εκρήξεις σχημάτισαν κώνους σκωρίων στο Ακρωτήρι Μπαλός, στην Κοκκινόπετρα και στο Μαυροραχίδι (πριν από 450.000 χρόνια περίπου) (Druitt et al. 1999). Αυτά τα ηφαιστειακά προϊόντα υπερκείτονται των τόφφων και των λαβών του αρχικού ηφαιστειακού κέντρου αλλά υπόκεινται των υλικών του πρώτου εκρηκτικού κύκλου (Σχ.2.3).

Δ) Ο πρώτος εκρηκτικός κύκλος (περίπου 360.000 – 180.000 χρόνια)

Η εκρηκτική δραστηριότητα στην Σαντορίνη έγινε σε δύο κύκλους. Τα προϊόντα των 12 κύριων εκρήξεων φαίνονται στο Σχήμα (2.4). Πέντε μεγάλες εκρήξεις έλαβαν χώρα κατά την διάρκεια του πρώτου κύκλου. Η πρώτη μεγάλη έκρηξη που έγινε στην Σαντορίνη (Σειρά Θερμιών Ι) παρήγαγε τον ανδεσιτικό ιγκνιμβρίτη που εμφανίζεται ευρέως στη νότια και κεντρική Θήρα. Στη συνέχεια ακολούθησε η έκρηξη που απέθεσε την ρυοδακτιτική κίσσηρη, που εμφανίζεται με πάχος 2,4 m στον Αθηνιό και ονομάζεται έκρηξη της Σειράς Θερμιών ΙΙ. Η έκρηξη της Σειράς Θερμιών ΙΙΙ παρήγαγε ανδεσιτικά πυροκλαστικά ρεύματα λάβας που εμφανίζονται στη νότια Θήρα και συγκεκριμένα στην περιοχή του Ακρωτηρίου. Ο πρώτος εκρηκτικός κύκλος ολοκληρώνεται με ένα ζευγάρι ρυοδακτιτικών εκρήξεων, που ονομάζονται Κατώτερη Κίσσηρη Ι και Κατώτερη Κίσσηρη ΙΙ. Η Κατώτερη Κίσσηρη Ι εμφανίζεται σχεδόν συνεχόμενα στα τείχη της καλδέρας ως ένα στρώμα λευκής κίσσηρης 30 m πάχους, που εκτείνεται από το νότιο μέρος της (Ακρωτήρι) έως και στο Ακρωτήρι Τούρλος (Ημεροβίγλι). Στη συνέχεια αποτίθεται το στρώμα της Κατώτερης Κίσσηρης ΙΙ, το οποίο είναι ρυοδακτιτικής κυρίως σύστασης και εμφανίζεται σε ορισμένα σημεία της καλδέρας (Ακρωτήρι – Φηρά και Οία – Περίβολος). Η καλδέρα «Κατώτερης Κίσσηρης» (Σχ.2.3) σχηματίστηκε με την κένωση του μαγματικού θαλάμου και την ακόλουθη κατάρρευσή του. Αυτή η αρχική καλδέρα, στη συνέχεια, πληρώθηκε με τα προϊόντα των επόμενων εκρήξεων (Druitt et al. 1999, Friedrich 2000).



Σχήμα 2.4 Σχηματική στρωματογραφική στήλη των προϊόντων των 12 κύριων πυροκλαστικών εκρήξεων της Σαντορίνης. Αυτά διακρίνονται σε δύο κύκλους και σε δύο είδη υλικών (πυριτικά και ενδιάμεσα). Κάποιες μικρές ακολουθίες τέφρας βρίσκονται ανάμεσα από τα κύρια στρώματα (από Druitt et al. 1999).

Ε) Ο δεύτερος εκρηκτικός κύκλος (περίπου 180.000 – 3.600 χρόνια)

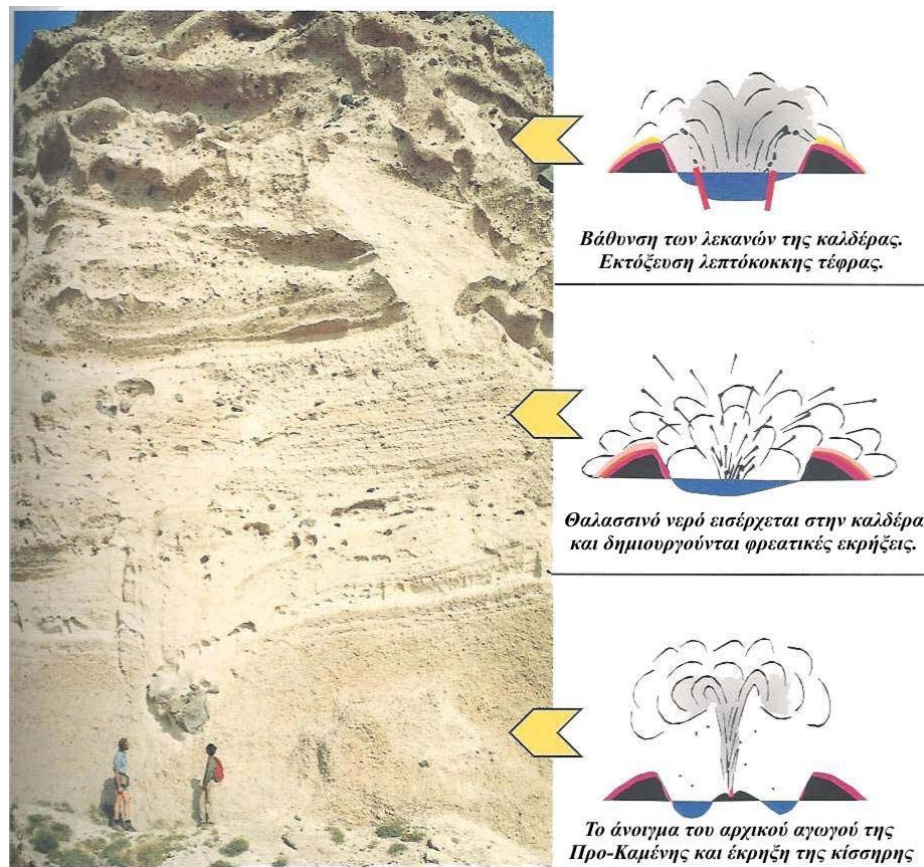
Μετά από μια παύση άγνωστης χρονικής περιόδου η ηφαιστειακή δραστηριότητα συνεχίστηκε με τον σχηματισμό της ανδεσιτικής ασπίδας λάβας του Σημαντηρίου, η οποία αναφέρεται και ως Σύμπλεγμα του Μεγάλου Βουνού (Druitt et al. 1998). Στο ηφαιστειακό κέντρο της Θήρας, η δραστηριότητα αρχίζει πριν από 170.000 χρόνια περίπου με μια ισχυρή έκρηξη που εναπόθεσε ανδεσιτικά pillows και ρεύματα λάβας, καθώς επίσης και ιγκνιμβρίτες (Σειρά Θήρας). Στη συνέχεια, το ηφαιστειακό κέντρο

της Θήρας εναποθέτει την Μεσαία Σειρά Κίσσηρης, ένας ορίζοντας πυροκλαστικών υλικών που εμφανίζεται σε ορισμένα σημεία της καλδέρας ως μαύρος τόφφος με στρώματα οξειδωσης (Sparks and Wright 1979). Η ηλικία αυτής της σειράς έχει χρονολογηθεί περίπου στα 60.000 χρόνια (Friedrich 1994). Στρωματογραφικά, η σειρά της Μεσαίας Κίσσηρης ακολουθείται από μια έκρηξη των κώνων σκωριών από τα κέντρα του Μεγάλου και Κόκκινου Βουνού (Druitt et al. 1998). Οι ανδεδιτικές λάβες από τις εκρήξεις του Βούρβουλου και των Ανώτερων Σκωριών Ι υπερκείνται αυτών των κώνων. Από την εναπόθεση των μελών της μεσαίας σειράς τόφφων προκαλείται καλδερικό βύθισμα (Καλδέρα του Σκάρου) και σχηματίζεται το ηφαιστειακό κέντρο του Σκάρου, με πολυάριθμα ρεύματα ανδεδιτικής λάβας που πλήρωσαν την καλδέρα (40.000 χρόνια πριν) (Σχ.2.3). Η εξέλιξη του κέντρου του Σκάρου οδήγησε σε μια νέα ισχυρή ανδεδιτική έκρηξη (Σειρά Ανώτερων Σκωριών ΙΙ) πριν από 37.000 χρόνια περίπου (Druitt et al. 1989). Παράλληλα επαναδραστηριοποιείται το Μεγάλο Βουνό σχηματίζοντας τους κώνους σκωριών του Μαύρου και του Κόκκινου Βουνού καθώς και ρεύματα ανδεδιτικής λάβας. Τα κέντρα της Θήρας και της Θηρασίας παράγουν δακτιτικούς θόλους και ρεύματα λάβας. Πριν από 21.000 χρόνια περίπου έλαβε χώρα μια ισχυρή έκρηξη που εναπόθεσε τον ιγκνιμβρίτη του Ακρωτηρίου Ρίβα, έναν μεγάλης έκτασης πυροκλαστικό σχηματισμό ρυοδακτιτικής κίσσηρης (Druitt and Sparks 1982, Druitt 1985). Μετά από την απόθεση του ιγκνιμβρίτη της Ρίβας κατέρρευσε το ηφαιστειακό κέντρο του Σκάρου και σχηματίστηκε η καλδέρα της Ρίβας ή κατά τους Eriksen et al. 1990 καλδέρα της Στρογγύλης (Σχ.2.3). Αυτό το γεγονός επιβεβαιώνεται από τις εμφανίσεις των Μινωικών αποθέσεων σε έξι σημεία της καλδέρας στην βόρεια Θήρα (Druitt and Francaviglia 1992). Επομένως, υπήρξε μια Προ-Μινωική καλδέρα πληρωμένη με νερό, στο κέντρο της οποίας υπήρχε πιθανότατα ένα νησάκι σαν την σημερινή Νέα Καμένη (Προ-Καμένη), όπως εξάλλου υποδηλώνει η παρουσία κομματιών δακτιτικής λάβας και υαλοκλαστίτη στις Μινωικές αποθέσεις (Eriksen et al. 1990, Druitt and Francaviglia 1992, Druitt et al. 1998, 1999, Friedrich 1994, 2000).

ΣΤ) Η Μινωική έκρηξη (περίπου 1600 π.Χ. – Εποχή του Χαλκού)

Η Μινωική έκρηξη και τα ρυοδακτιτικά της προϊόντα έχουν ευρέως μελετηθεί και περιγραφεί (Bond and Sparks 1976, Heiken and McCoy 1984, 1990, Sparks and Wilson 1990, Sigurdsson et al. 1990, Druitt and Francaviglia 1992). Αυτή έλαβε χώρα περίπου το 1600 π.Χ., προς τα τέλη της εποχής του Χαλκού. Ήταν μία από τις

μεγαλύτερες πλίνιες εκρήξεις στη νεότερη γεωλογική ιστορία. Το ύψος της στήλης της έκρηξης εκτιμάται ότι ήταν περίπου 36-39 km (Pyle 1990). Κατά την διάρκεια της έκρηξης παράχθηκαν 30-40 km³ ρυοδακτιτικής λάβας, που αποτέθηκαν σε όλη την Σαντορίνη με την μορφή στρωμάτων λευκής κίσηρης και τέφρας πάχους έως και 50 m (Σχ.2.2 και Σχ.2.4), ενώ λεπτόκοκκη τέφρα διασκορπίστηκε σε όλη την Ανατολική Μεσόγειο και ίσως ακόμα να επηρέασε και το παγκόσμιο κλίμα εκείνη την περίοδο (ορίζοντας μινωικής τέφρας σε παγόβουνο στην Γροιλανδία, από Clausen et al. 1997). Στη συνέχεια ακολούθησε η κένωση του μαγματικού θαλάμου, η οποία διαμόρφωσε την προϋπάρχουσα καλδέρα στη σημερινή μορφή της, σχηματίζοντας το τωρινό συγκρότημα των νησιών της Σαντορίνης (Θήρα, Θηρασιά και Ασπρονήσι).



Σχήμα 2.5 Οι τρεις διακριτές φάσεις της Μινωικής έκρηξης, όπως εμφανίζονται σε πολλά σημεία της Σαντορίνης. Πάνω από τους ανθρώπους φαίνεται μια ηφαιστειακή «οβίδα» της δεύτερης φάσης (τροποποιημένο από Friedrich 2000).

Σύμφωνα με τους περισσότερους ερευνητές της Μινωικής έκρηξης, αυτή πρέπει να έλαβε χώρα σε τρεις διακριτές φάσεις (Reck 1936, Pichler and Friedrich 1980, Heiken and McCoy 1984, 1990, Druitt et al. 1989, Pyle 1990, Friedrich 2000). Η πρώτη εκρηκτική φάση ήταν πολύ ισχυρή (πλίνια έκρηξη), ξεκίνησε με την άνοδο του μάγματος από έναν αγωγό στο νησί της Προ-Καμένης και σύμφωνα με τους Pichler and Friedrich (1980) πρέπει να διάρκεσε λίγες μόνο ώρες (Σχ.2.5). Αυτή η φάση εναπόθεσε λευκή κίσηρη πάχους σχεδόν 6 m. Η δεύτερη φάση ξεκίνησε με την εισροή θαλασσινού νερού στον ηφαιστειακό αγωγό με αποτέλεσμα να έχουμε φρεατομαγματικές βίαιες εκρήξεις, οι οποίες εναπόθεσαν λευκή κίσηρη πάχους έως και 12 m, μαζί με κομμάτια και ηφαιστειακές «οβίδες» μεγέθους μέχρι και 2 m (Σχ.2.5). Τέλος, η τρίτη φάση εμφανίζεται πολύ έντονα στους τοίχους της καλδέρας αφού ξεχωρίζει από τα άλλα στρώματα από τα πολυάριθμα σκουρόχρωμα κομμάτια τέφρας που περιέχει και από την χαοτική ταξινόμησή τους (Σχ.2.5). Το πάχος αυτού του στρώματος φτάνει έως και τα 50 m σε ορισμένες θέσεις (Pichler and Friedrich 1980).

2.2.2 Σχηματισμοί Μετά-Μινωικής ηφαιστειακής δραστηριότητας

Μετά τη Μινωική έκρηξη η ηφαιστειακή δραστηριότητα συνέχισε κατά κύριο λόγο στην ενδοκαλδερική περιοχή αλλά και στην περιοχή του Κολούμπου. Ιστορική ηφαιστειακή δραστηριότητα έχει σχηματίσει τα νησιά της Παλαιάς και Νέας Καμένης και πιο συγκεκριμένα εξωθητική, εκχυτική και ελαφρά εκρηκτική δραστηριότητα δημιούργησε τους δακίτες από τους οποίους αποτελούνται αυτά τα νησιά (Σχ.2.6). Αυτά είναι ουσιαστικά ένα τμήμα ενός ενδοκαλδερικού ηφαιστειακού κέντρου 3,5 km διαμέτρου του οποίου ο κρατήρας φτάνει σε ύψος 500 m από τον πυθμένα της καλδέρας (Druitt et al. 1999). Πιθανόν, η οικοδόμηση του ηφαιστειακού κέντρου να έχει αρχίσει λίγο μετά από τη Μινωική έκρηξη, αλλά η πρώτη εμφάνισή του στην επιφάνεια της θάλασσας έγινε το 197 π.Χ. με εκρηκτική και εξωθητική ηφαιστειακή δραστηριότητα. Σε μικρό χρονικό διάστημα σχηματίστηκε ένας ηφαιστειακός κώνος από πυροκλαστικά προϊόντα που ονομάστηκε Ιερά (Fytikas et al. 1990). Περίπου 200 χρόνια αργότερα, γύρω στα 46-47 μ.Χ. το ηφαίστειο επαναδραστηριοποιείται με μια εκχυτική δραστηριότητα που σχηματίζει το νησί Θεία, το οποίο θεωρείται ότι συμπίπτει με την Παλαιά Καμένη (Σχ.2.6).

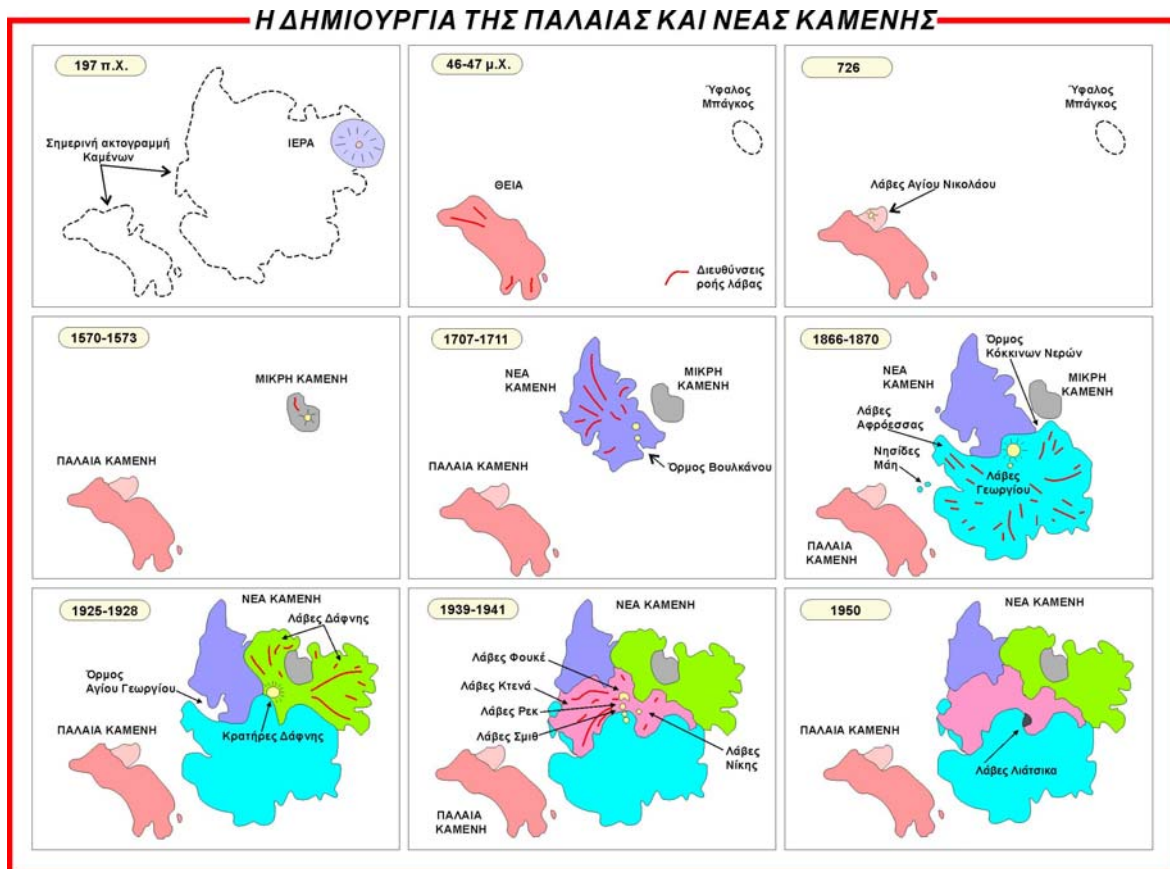
Ακολουθεί παύση της ηφαιστειακής δραστηριότητας για περίπου 7 αιώνες η οποία διακόπτεται, βίαια το 726 (Fouqué 1879, Fytikas et al. 1990). Παράγονται μεγάλες ποσότητες κίσηρης και τέφρας από ένα κέντρο βορειοανατολικά της Παλαιάς Καμένης. Η εκρηκτική δραστηριότητα ακολουθείται από έκχυση λάβας, που ενώνεται με την Παλαιά Καμένη και σχηματίζει τις λάβες του Αγίου Νικολάου (Σχ.2.6). Για πάνω από 800 χρόνια δεν καταγράφεται ηφαιστειακή δραστηριότητα. Το 1570-1573 μετακινείται προς τα βορειοανατολικά και με εξωθητικό και εκρηκτικό χαρακτήρα σχηματίζει ένα μικρό νησάκι σε σχήμα θόλου, στο οποίο δίνεται το όνομα Μικρή Καμένη (Fouqué 1879, Fytikas et al. 1990) (Σχ.2.6).

Εξωκαλδερική δραστηριότητα στη Σαντορίνη σημειώθηκε μόνο μία φορά, συγκεκριμένα στις 27 Αυγούστου του 1650 και εκδηλώθηκε 7 km βορειοανατολικά του ακρωτηρίου Κολούμπο. Μια αρχικά αργή και ήρεμη εξώθηση ακολουθήθηκε από δυνατές εκρήξεις που παρήγαγαν ποσότητες στάχτης και κίσηρης. Η ηφαιστειακή δραστηριότητα συνεχίζεται ως τις αρχές του Δεκέμβρη του 1650. Ο ηφαιστειακός κώνος που αναδύθηκε μερικά μέτρα πάνω από την επιφάνεια της θάλασσας διαβρώθηκε σύντομα από τα κύματα. Πρόσφατες έρευνες δείχνουν ότι ο υποθαλάσσιος κώνος έχει σχήμα οβάλ και μήκος 3 km, ενώ το βαθύτερο σημείο της καλδέρας είναι 512 m και η κορυφή της 18 m κάτω από την επιφάνεια της θάλασσας (Vougioukalakis et al. 1994).

Η έκρηξη του 1707 ξεκίνησε δυτικά της Μικρής Καμένης με αργή έκχυση λάβας. Εναλλασσόμενη εξωθητική, εκχυτική και εκρηκτική δραστηριότητα σχηματίζει στα επόμενα 4 χρόνια τη Νέα Καμένη (Fouqué 1879, Fytikas et al. 1990) (Σχ.2.6). Η επόμενη έκρηξη του ηφαιστείου έγινε στις 6 Φεβρουαρίου του 1866 μετά από μία περίοδο ηρεμίας διάρκειας 155 χρόνων. Πριν από την έκρηξη είχε παρατηρηθεί στις ανατολικές ακτές της Νέας Καμένης αύξηση της θερμοκρασίας των νερών και έντονος χρωματισμός της θάλασσας από διαλύματα, τα οποία προέρχονται από το μάγμα που έχει αρχίσει την άνοδό του. Επίσης είχε παρατηρηθεί και βύθιση των ακτών. Η ηφαιστειακή δραστηριότητα, που συνεχίστηκε έως το 1870 με εξωθητικό και εκχυτικό χαρακτήρα, εμφανίστηκε κυρίως σε τρία κέντρα: στον όρμο του Αγίου Γεωργίου, το οποίο ήταν συνέχεια ενεργό, στην Αφροέσσα, 400 m νοτιοδυτικά του όρμου του Γεωργίου, και στις δύο νησίδες του Μάη που αναδύθηκαν μεταξύ Παλαιάς και Νέας Καμένης τον Μάιο του 1866 (Fouqué 1879, Fytikas et al. 1990) (Σχ.2.6).

Ακολουθούν 55 χρόνια ηρεμίας και στις 28 Ιουλίου του 1925 μικρής έντασης σεισμικές δονήσεις προαναγγέλλουν την επαναδραστηριοποίηση του ηφαιστείου.

Στην περιοχή των Κόκκινων Νερών η θερμοκρασία της θάλασσας αυξάνει και το χρώμα της αλλάζει έντονα, ενώ παρατηρείται ξανά βύθιση των ανατολικών ακτών της Νέας Καμένης. Η έκρηξη ξεκινάει στις 11 Αυγούστου του 1925 με εμφάνιση πιδάκων νερού και ατμού στα Κόκκινα Νερά. Γρήγορα μετατρέπονται σε εκρηκτικές στήλες που τινάζουν στον αέρα λάβα και ηφαιστειακή στάχτη. Το κέντρο της ηφαιστειακής δραστηριότητας μετακινείται νοτιοδυτικά προς τους κώνους της Δάφνης. Η εκχυτική και εκρηκτική δραστηριότητα συνεχίστηκε ως τον Μάιο του 1926. Μια σύντομη επαναδραστηριοποίηση εκδηλώθηκε τους τρεις πρώτους μήνες του 1928 και δημιούργησε, ανατολικά των κρατήρων Δάφνης, ένα μικρό θόλο λάβας που ονομάστηκε Ναυτίλος που καλύφθηκε από τις λάβες της επόμενης έκρηξης (Γεωργαλάς και Λιάτσικας 1926, Washington, 1926, Reck 1936) (Σχ.2.6).



Σχήμα 2.6 Η Μετά-Μινωική ενδοκαλδερική ηφαιστειακή δραστηριότητα, που οδήγησε στον σχηματισμό της Παλαιάς και Νέας Καμένης (τροποποιημένο από τους Fytikas et al. 1990).

Μόλις 11 χρόνια μετά την προηγούμενη έκρηξη, στον όρμο του Αγίου Γεωργίου, παρατηρείται από τις αρχές του Μαΐου του 1939 αύξηση της θερμοκρασίας του νερού και καθίζηση των ακτών. Η ηφαιστειακή δραστηριότητα ξεκίνησε με μια υποθαλάσσια έκρηξη στις 20 Αυγούστου του 1939 και στην συνέχεια μετακινήθηκε προς στο κέντρο της Νέας Καμένης, όπου εκχυτική και ελαφρά εκρηκτική δραστηριότητα (φρεατικές εκρήξεις) παράγει τα ρεύματα λάβας και τους θόλους Κτενά, Φουκέ, Σμίθ-Ρεκ και Νίκης. Η ηφαιστειακή δράση διαρκεί ως τον Ιούλιο του 1941. Η τελευταία ηφαιστειακή έκρηξη στη Σαντορίνη εκδηλώθηκε στις αρχές του Ιανουαρίου του 1950. Μετά από μερικές φρεατικές εκρήξεις, εξωθητική και εκχυτική δραστηριότητα οικοδομεί τις λάβες Λιάτσικα (Fytikas et al. 1990) (Σχ.2.6).

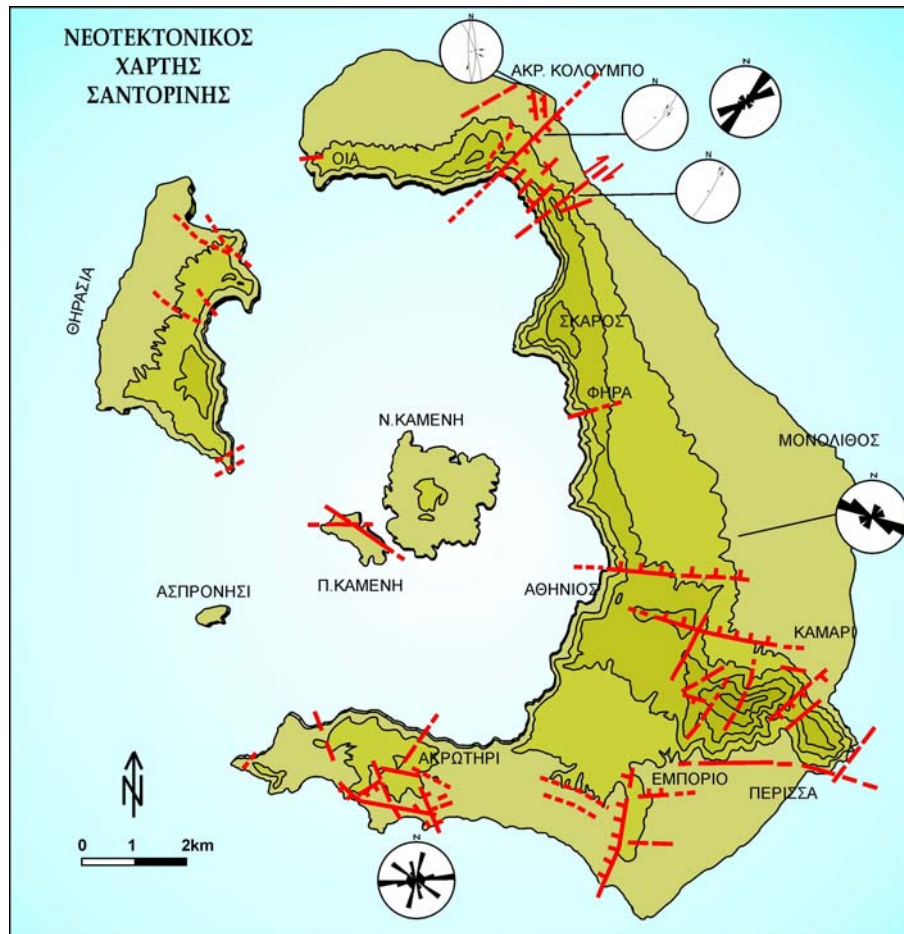
2.3 Τεκτονικά στοιχεία της Σαντορίνης

Το κύριο τεκτονικό χαρακτηριστικό του ηφαιστειακού κέντρου της Σαντορίνης είναι μία τεκτονική τάφρος με διεύθυνση BA-NΔ, η οποία έχει διαδραματίσει έναν καθοριστικό ρόλο στην μετατόπιση των διαφόρων ηφαιστειακών κέντρων και παράλληλα έχει επηρεάσει τις κυριότερες τεκτονικές διαρρήξεις που παρατηρούνται στην επιφάνεια του νησιού (ρήγματα και διακλάσεις) (Σχ.2.7).

Πιο συγκεκριμένα, τα ηφαιστειακά κέντρα της Μετά-Μινωικής ενδοκαλδερικής δραστηριότητας κατανέμονται σε μια ζώνη πλάτους 600 m και μήκους 4500 m με διεύθυνση B65⁰A, η οποία ονομάζεται *Γραμμή Καμένης*. Η χαρακτηριστική μετατόπιση των ηφαιστειακών κέντρων που παρατηρείται στη Νέα Καμένη κατά την διάρκεια της ηφαιστειακής δραστηριότητάς της, πραγματοποιείται στην ίδια διεύθυνση της ζώνης κατανομής των Μετά-Μινωικών ηφαιστειακών κέντρων. Μια δεύτερη τεκτονική γραμμή, διεύθυνσης BA-NΔ, ορίζεται από τους κώνους σκωρίων του Μεγάλου Βουνού (Μαύρο και Κόκκινο Βουνό) και από τον ηφαιστειακό κώνο του Κολούμπου (*Γραμμή Κολούμπου*) (Fytikas et al. 1990).

Η συμπεριφορά αυτή μπορεί να εξηγηθεί μόνο με την ύπαρξη ενός εφελκυστικού πεδίου τάσεων με διεύθυνση κάθετη στη ζώνη κατανομής των ηφαιστειακών κέντρων. Αυτή η εκτατική τάση επιτρέπει στις φλέβες τροφοδοσίας να αναπτυχθούν στην κάθετη στο $\sigma_{\min}$ διεύθυνση, δηλαδή, στην διεύθυνση B65⁰A (Nakamura, 1977). Η ύπαρξη μιας ενεργούς εφελκυστικής τάσης στην περιοχή του κεντρικού Αιγαίου,

με το $\sigma_{\min}$ προσανατολισμένο σε ΒΔ – ΝΑ διεύθυνση προτάθηκε για πρώτη φορά από τους McKenzie (1970, 1972, 1978) και Mercier (1979). Πρόσφατες έρευνες που βασίστηκαν κυρίως στις λύσεις των μηχανισμών γένεσης των ισχυρών επιφανειακών σεισμών ($M_s \geq 5.5$) που έγιναν στον Ελληνικό χώρο επιβεβαιώνουν την ύπαρξη αυτού του πεδίου (Kiritzi and Papazachos 1995, Papazachos et al. 1998, 2001).



Σχήμα 2.7 Νεοτεκτονικός χάρτης των νησιών της Σαντορίνης. Οι κόκκινες γραμμές αντιπροσωπεύουν ρήγματα, όπου υποδηλώνεται το πάνω τέμαχος. Επίσης παρουσιάζονται οι στερεογραφικές προβολές κάποιων επιλεγμένων ρηγμάτων (από Pavlides and Valkaniotis 2003, τροποποιημένο από τους Mountrakis et al. 1996).

Κεφάλαιο 3ο

Παρακολούθηση του Ηφαιστείου της Σαντορίνης

3.1 Ηφαιστειακός κίνδυνος στη Σαντορίνη

Ο ηφαιστειακός κίνδυνος στον ελληνικό χώρο περιορίζεται κατά μήκος του ενεργού ηφαιστειακού τόξου του Νοτίου Αιγαίου. Σύμφωνα με τα διαθέσιμα στοιχεία, το μόνο ηφαίστειο το οποίο μπορεί να δημιουργήσει προβλήματα στους κατοίκους της περιοχής είναι αυτό της Σαντορίνης (Παπαδόπουλος 1985), ενώ το ηφαιστειακό κέντρο της Νισύρου μπορεί να θεωρηθεί ως ένα πιθανό ενεργό ηφαίστειο, αφού οι δύο τελευταίες καταστροφικές εκρήξεις του έγιναν πριν από 20.000 χρόνια περίπου (Fytikas and Vougioukalakis 1995). Οι γεωλογικές και ηφαιστειολογικές μελέτες που έγιναν μέχρι σήμερα στα πλαίσια της έρευνας του ηφαιστείου της Σαντορίνης είχαν σαν στόχο την λεπτομερή γνώση της πρόσφατης εκρηκτικής ιστορίας του. Το παρελθόν ενός ενεργού ηφαιστείου προσδιορίζει σε μεγάλο βαθμό το μέλλον του και επιτρέπει την κατασκευή πιθανών σεναρίων επαναδραστηριοποίησης του.

Τα διαθέσιμα στοιχεία για την Προ-Μινωική και Μετά-Μινωική ηφαιστειακή δραστηριότητα δεν επιτρέπουν την επεξεργασία ενός ποσοτικού στατιστικού μοντέλου που θα μπορούσε να χρησιμοποιηθεί για την εκτίμηση των πιθανοτήτων εμφάνισης και των χαρακτηριστικών μιας μελλοντικής επαναδραστηριοποίησης, δηλαδή ένα ποσοτικό προσδιορισμό του ηφαιστειακού κινδύνου στην περιοχή (Fytikas et al. 1990).

Η ποσοτική μοντελοποίηση της Προ-Μινωικής δραστηριότητας είναι αδύνατη. Αυτό οφείλεται, πρώτον στην ύπαρξη δραστηριότητας διαφορετικών ηφαιστειακών κέντρων που τροφοδοτούνται από διαφορετικούς μαγματικούς θαλάμους και δεύτερο στο μεγάλο αριθμό των εκρήξεων για μερικές από τις οποίες δεν υπάρχουν στοιχεία (Fytikas et al. 1990).

Για τη Μετά-Μινωική δραστηριότητα, η οποία θα μπορούσε να προσομοιωθεί με ένα πολύ απλό μοντέλο δύο καταστάσεων (ηρεμίας και δραστηριότητας), υπάρχει

ένας πολύ μικρός αριθμός εκρήξεων (μόνο 10 εκρήξεις). Είναι επίσης πιθανό μερικές εκρήξεις να μην έχουν παρατηρηθεί (όπως κάποιες υποθαλάσσιες εκρήξεις), ή να έχουν καταγραφεί σε πηγές που έχουν χαθεί ή παραμένουν άγνωστες (Fytikas et al. 1990).

3.2 Αναμενόμενη ηφαιστειακή δραστηριότητα και πιθανή εξέλιξη του ηφαιστείου της Σαντορίνης

Με τα υπάρχοντα δεδομένα δεν είναι εφικτή μια μακράς διάρκειας πρόβλεψη για την πιθανή εξέλιξη του ηφαιστείου. Γνωρίζοντας την παρούσα κατάστασή του, όμως, μπορεί να προβλεφθεί ο πιο πιθανός τύπος ηφαιστειακής δραστηριότητας που αναμένεται να εκδηλωθεί στην περιοχή.

Μέχρι σήμερα έχουν εφαρμοστεί πολλές μέθοδοι έρευνας για το ηφαιστειακό κέντρο της Σαντορίνης, όπως χαρτογραφήσεις, ραδιοχρονολογήσεις, λεπτομερείς πετρογραφικές, γεωχημικές και σεισμολογικές μελέτες, γεωφυσικές μετρήσεις της έντασης του γεωμαγνητικού και του βαρυτικού πεδίου, είτε σε ευρεία είτε σε περιορισμένη κλίμακα (Budetta et al. 1984, Barton and Huijsmans 1986, Delibasis et al. 1989, Lagios et al. 1989, Druitt et al. 1989, 1999). Τα διαθέσιμα δεδομένα από αυτές τις έρευνες οδηγούν στο συμπέρασμα ότι είναι απίθανο να έχουμε παύση της ηφαιστειακής δραστηριότητας στην περιοχή. Η πιο πιθανή εξέλιξη, σύμφωνα με το υπάρχον μαγματικό-τεκτονικό καθεστώς, είναι η εκδήλωση στο προσεχές μέλλον δραστηριότητας με τα ίδια χαρακτηριστικά αυτής των τελευταίων 500 χρόνων, δηλαδή μια «Μετά-Μινωικού τύπου» ηφαιστειακή δραστηριότητα.

Η παραγωγή μεγάλων ποσοτήτων αρχικού βασαλτικού μάγματος στην περιοχή της Σαντορίνης, που μπορεί να φτάσει στα ανώτερα λιθοσφαιρικά στρώματα και να τροφοδοτήσει μια ηφαιστειακή δραστηριότητα «βασικού τύπου», είναι ένα από τα πιο πιθανά σενάρια για την εξέλιξη της ηφαιστειακής δραστηριότητας στην περιοχή. Αυτό γιατί εξακολουθούν να υπάρχουν και να δρουν όλες οι πιθανές αιτίες και μηχανισμοί γένεσης πρωτογενούς βασαλτικού μάγματος που θεωρούνται στα διάφορα μοντέλα μαγματικής γένεσης για την περιοχή (ζώνη κατάδυσης

λιθοσφαιρικής πλάκας, άνοδος θερμού υλικού από τον μανδύα, ενεργό τεκτονικό περιβάλλον).

Η πιθανότητα μεγάλης καταστροφικής έκρηξης «Μινωικού τύπου» είναι πολύ μικρή για το προσεχές μέλλον. Απαιτεί την συσσώρευση μεγάλης ποσότητας μάγματος ρυοδακτιτικής σύστασης, γεγονός που προϋποθέτει την ύπαρξη ενός μεγάλου χρονικού διαστήματος παύσης της ηφαιστειακής δραστηριότητας για να υπάρξει η δυνατότητα διαφοροποίησης του μαγματικού υλικού. Η δημιουργία από εφελκυσμό μεγάλων ανοιχτών ρηγμάτων που θα μπορούσαν να επιτρέψουν την γοργή άνοδο του υπάρχοντος δακτιτικού μάγματος και την αλληλεπίδραση με θαλασσινό νερό δεν φαίνεται πιθανή. Είναι πιο πιθανή η σταδιακή απελευθέρωση της περιοχικής τεκτονικής τάσης στην ήδη «ασθενή» και ενεργώς τεκτονική περιοχή της Νέας Καμένης ή του Κολούμπου (Fytikas et al. 1990).

Στην περίπτωση εκδήλωσης ηφαιστειακής δραστηριότητας βασικού τύπου, η επικινδυνότητα από εκχύσεις λαβών είναι ανύπαρκτη τόσο σε περίπτωση υποθαλάσσιων κέντρων όσο και για κέντρα που θα εκδηλωθούν στις Καμένες (Fytikas et al. 1990).

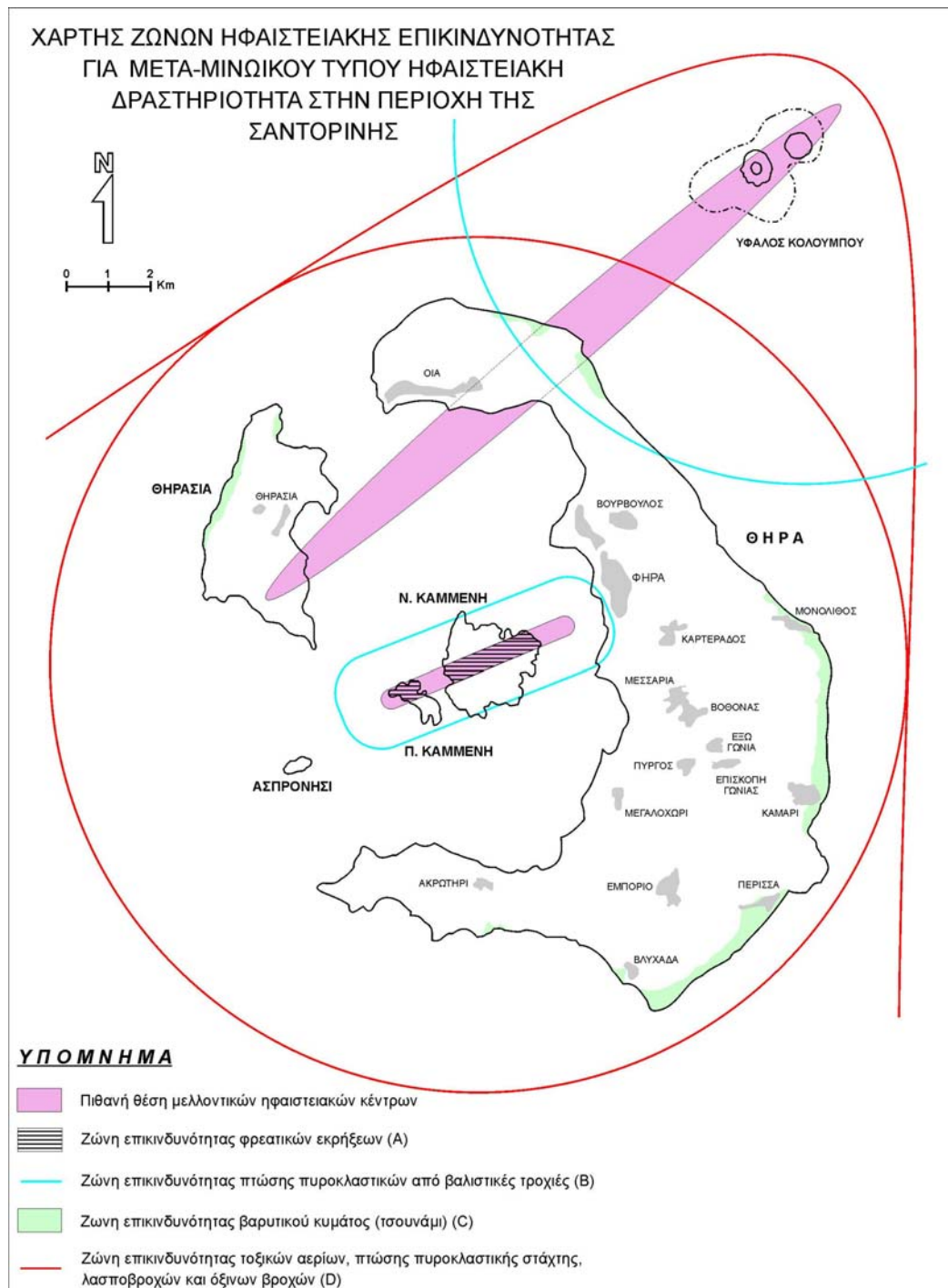
Με βάση τα διαθέσιμα δεδομένα σχεδιάστηκε από τους Fytikas et al. (1990) ένας χάρτης ζωνών ηφαιστειακής επικινδυνότητας, στον οποίον ορίστηκαν τέσσερις ζώνες επικινδυνότητας ανάλογα με το είδος της (Σχ.3.1).

Η ζώνη Α είναι η ζώνη της μέγιστης επικινδυνότητας. Οι φρεατικές εκρήξεις, όπως αυτές που έχουν καταγραφεί στην Νέα Καμένη όταν η θέση εξόδου του μάγματος βρεθεί κάτω από τις υπέργειες λάβες, αποτελούν σημαντικό κίνδυνο για τους επισκέπτες του νησιού.

Η ζώνη Β αφορά τις περιοχές που υπάρχει κίνδυνος πτώσης πυροκλαστικών υλικών από βαλλιστικές τροχιές. Κατά την διάρκεια των ιστορικών εκρήξεων, υπήρξαν περιπτώσεις που τα εκτοξευμένα κομμάτια λαβών βύθισαν βάρκες ή ακόμα που προκάλεσαν ζημιές σε σπίτια απέναντι από τις Καμένες.

Η ζώνη C περιέχει τους χώρους που θα προσβαλλόταν από ένα βαρυντικό θαλάσσιο κύμα (τσουνάμι) ίδιου μεγέθους με αυτού που προκλήθηκε με την έκρηξη του 1650. Η υψηλότερη επικινδυνότητα εντοπίζεται στις περιοχές μεταξύ Βλυχάδας – Περίσσας και μεταξύ Καμαριού – Μονόλιθου, όπου η ομαλή μορφολογία των ακτών επιτρέπει την εισβολή του θαλασσινού νερού σε απόσταση 200 m από την ακτή. Αυτές οι περιοχές είναι από τις πιο πυκνοκατοικημένες στο νησί. Η επικινδυνότητα είναι φυσικά χαμηλή, λόγω των μικρών πιθανοτήτων πρόκλησης βαρυντικού κύματος.

Είναι όμως ένα δεδομένο που πρέπει να ληφθεί υπόψη στην κατάρτιση σχεδίων πολιτικής άμυνας για την ηφαιστειακή επικινδυνότητα.



Σχήμα 3.1 Χάρτης ζωνών ηφαιστειακού κινδύνου από μια Μετά-Μινωικού τύπου ηφαιστειακή δραστηριότητα (από Fytikas et al. 1990).

Η ζώνη D είναι η ζώνη επικινδυνότητας λόγω τοξικών αερίων, πτώσης πυροκλαστικής στάχτης, λασποβροχών και όξινων βροχών. Αυτή η ζώνη καλύπτει όλη την περιοχή της Θήρας, αλλά για το ποιες περιοχές θα καλύψει τελικά αυτή η ζώνη εξαρτάται από τη διεύθυνση των ρευμάτων αέρα κατά τη διάρκεια της έκρηξης. Στο χάρτη, η ζώνη D που αντιστοιχεί στο κέντρο του Κολούμπου, σχεδιάστηκε υποθέτοντας ρεύματα αέρα βορειοανατολικής κατεύθυνσης.

Η επικινδυνότητα των τοξικών αερίων είναι οπωσδήποτε πολύ υψηλότερη από εκείνη της πτώσης πυροκλαστικής στάχτης, λασποβροχών και όξινων βροχών. Οι πτώσεις αυτές μπορούν να προσβάλλουν μόνο τη γεωργική παραγωγή και τη μελισσοκομία, ενώ τα τοξικά αέρια βάζουν σε κίνδυνο το σύνολο των έμβιων όντων. Τα αέρια από την έκρηξη του 1650 προκάλεσαν το θάνατο 50 ατόμων και πάνω από 1000 ζώων στη Θήρα.

3.3 Πιθανότητες πρόγνωσης μελλοντικών ηφαιστειακών εκρήξεων στη Σαντορίνη

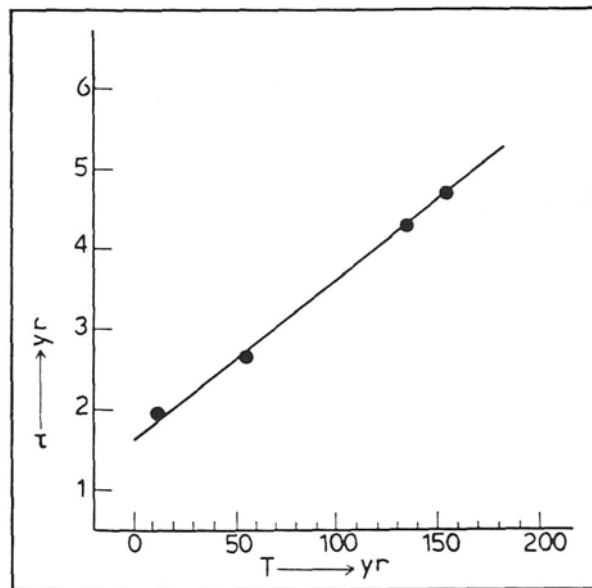
Πρόγνωση των ηφαιστειακών εκρήξεων σημαίνει ο καθορισμός του χώρου που θα γίνει η έκρηξη, του μεγέθους της και του χρόνου που θα εκδηλωθεί. Όσον αφορά τον χώρο, το πρόβλημα είναι σχετικά απλό στη συγκεκριμένη περίπτωση, γιατί όλα τα διαθέσιμα στοιχεία δείχνουν ότι η πιθανότητα να εκδηλωθεί κάποια έκρηξη σε άλλο μέρος του ηφαιστειακού κέντρου της Σαντορίνης εκτός από τις περιοχές της Νέας Καμένης και του Κολούμπου είναι μικρή.

Επειδή η δράση του ηφαιστείου της Σαντορίνης έχει περιοριστεί μέσα στην καλδέρα κατά τους τελευταίους τρεις αιώνες (από το 1650 και μετά) μπορεί να ορισθεί σαν μέτρο της «ηφαιστειακής ενέργειας», που βρίσκεται συγκεντρωμένη υπό δυναμική μορφή κάτω από την καλδέρα και μπορεί να εκδηλωθεί υπό την μορφή μιας ηφαιστειακής έκρηξης, η συνολική διάρκεια, τ , (σε χρόνια) της κάθε ιστορικής έκρηξης (Παπαζάχος και Παπαζάχου 1989). Δηλαδή, η διάρκεια, τ , κάθε εκρηκτικής φάσης αποτελεί μέτρο της δυναμικής ενέργειας που ήταν δεσμευμένη και εκδηλώθηκε με την μορφή εκρήξεων. Στον Πίνακα 3.1 δίνονται οι διάρκειες, τ , των φάσεων των ενδοκαλδερικών ηφαιστειακών εκρήξεων που έγιναν κατά τους

τελευταίους τρεις αιώνες, καθώς επίσης οι χρόνοι, T , ανάπαυσης που προηγήθηκαν αυτών των φάσεων.

Πίνακας 3.1 Ημερομηνίες ηφαιστειακών εκρήξεων στην καλδέρα της Σαντορίνης, διάρκεια, τ , της κάθε φάσης των εκρήξεων και περίοδος ηρεμίας, T , που προηγήθηκε της αντίστοιχης εκρηκτικής φάσης.

Ενδοκαλδερικές εκρήξεις	Αρχή και τέλος κάθε φάσης των ηφαιστειακών εκρήξεων	Διάρκεια εκρήξεων, τ (χρόνια)	Περίοδος ηρεμίας, T (χρόνια)
1707	23/05/1707 – 11/09/1711	4,3	134
1866	26/01/1866 – 15/10/1870	4,7	154
1925	11/08/1925 – 17/03/1928	2,6	55
1939	20/08/1939 – 15/07/1941	1,9	11



Σχήμα 3.2 Σχέση της διάρκειας, τ , κάθε εκρηκτικής φάσης στην καλδέρα της Σαντορίνης με τον χρόνο ανάπαυσης, T , δηλαδή, με τον χρόνο που πέρασε από την προηγούμενη έκρηξη (από Parazachos 1989).

Στο Σχήμα (3.2) έχει χαρτογραφηθεί η διάρκεια, τ , κάθε μιας φάσης από τις τέσσερις εκρήξεις του Πίνακα 3.1, σε συνάρτηση με το χρόνο ανάπαυσης, T , που προηγήθηκε κάθε φάσης. Η γραμμική συσχέτιση μεταξύ των δύο μεγεθών είναι σαφής. Η ευθεία γραμμή που φαίνεται στο σχήμα χαράχτηκε με την μέθοδο των ελαχίστων τετραγώνων και έχει εξίσωση (Parazachos 1989):

$$\tau = 1,61 + 0,02T \quad (3.1)$$

Η γραμμική ποσοτική εξάρτηση της διάρκειας, τ , από τον χρόνο ανάπαυσης, T , τον οποίο γνωρίζουμε, μας επιτρέπει να υπολογίσουμε την διάρκεια, τ , και συνεπώς να εκτιμήσουμε την «ηφαιστειακή δυναμικότητα» της περιοχής σε κάθε χρονική στιγμή.

Επομένως, το πρόβλημα του μεγέθους στην πρόγνωση των ηφαιστειακών εκρήξεων είναι απλό, γιατί όπως προκύπτει από όλα τα παραπάνω, η έκρηξη αυτή θα είναι της ίδιας τάξης με τις περισσότερες εκρήξεις που έγιναν κατά τα τελευταία πεντακόσια χρόνια στη Σαντορίνη και όσο πιο σύντομα εκδηλωθεί τόσο πιο μικρή θα είναι.

Η πρόγνωση του ακριβούς χρόνου που θα εκδηλωθεί μια ηφαιστειακή έκρηξη αποτελεί αρκετά δύσκολο πρόβλημα. Λαμβάνοντας υπόψη όλα τα πρόδρομα φαινόμενα που έλαβαν χώρα κατά τη διάρκεια της Μετά-Μινωικής δραστηριότητας (σεισμική δραστηριότητα, αλλαγή του τοπογραφικού ανάγλυφου, αύξηση της θερμοκρασίας, αλλαγή της χημικής σύστασης των ατμίδων και των θερμών πηγών, καθώς επίσης και γεωφυσικές μεταβολές), εκτιμάται ως εφικτή η δυνατότητα βραχυπρόθεσμης πρόβλεψης με την εγκατάσταση ενός ολοκληρωμένου και αποτελεσματικού δικτύου παρακολούθησης.

3.4 Μέθοδοι Παρακολούθησης Ενεργών Ηφαιστείων

Οι μέθοδοι παρακολούθησης των ηφαιστείων βασίζονται στην μελέτη των φαινομένων που συνοδεύουν την έναρξη της ηφαιστειακής δραστηριότητας στην επιφάνεια και προαναγγέλλουν την άνοδο του μάγματος. Τα συνηθισμένα πρόδρομα φαινόμενα που εντοπίζονται πριν από κάθε ηφαιστειακή δραστηριότητα και παρατηρούνται εύκολα από κάποιο μόνιμο δίκτυο παρακολούθησης περιγράφονται με συνομία παρακάτω.

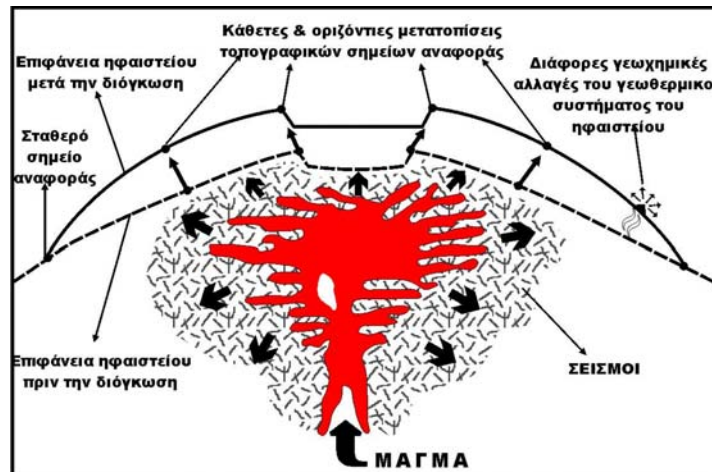
Ηφαιστειακή σεισμικότητα: Εδαφικές δονήσεις προκαλούνται από την θραύση των πετρωμάτων που είναι παρακείμενα σε μετακινούμενο ή αποθηκευμένο μάγμα (Σχ.3.3). Αυτές οι σεισμικές δονήσεις δημιουργούνται είτε από την ίδια μετακίνηση του μάγματος, είτε από τη μετακίνηση ή την απελευθέρωση ηφαιστειακών αερίων, είτε από τις μεταβολές της πίεσης και της θερμοκρασίας. Η συντριπτική πλειοψηφία τέτοιων σεισμών είναι χαμηλής ενέργειας και μπορούν να καταγραφούν με μεγάλη ακρίβεια από σειсмоγράφους ενός ειδικά εγκατεστημένου τοπικού δικτύου, αποτελούμενο από ικανό αριθμό σειсмоγράφων τοποθετημένων σε επιλεγμένα σημεία της περιοχής του ηφαιστείου. Ο ακριβής εντοπισμός των εστιών των ηφαιστειακών σεισμών και ο προσδιορισμός της πιθανής μετανάστευσης τους καθιστά δυνατό τον εντοπισμό της θέσης που βρίσκεται κάθε χρονική στιγμή το μάγμα στην ανοδική πορεία, την ταχύτητα ανόδου και την πιθανή θέση εξόδου, μεγάλο χρονικό διάστημα πριν συμβεί αυτό.

Παραμόρφωση του τοπογραφικού αναγλύφου: Το μάγμα κατά την άνοδό του προκαλεί κατακόρυφες και οριζόντιες μετατοπίσεις των υπερκείμενων πετρωμάτων (Σχ.3.3). Η παραμόρφωση του τοπογραφικού αναγλύφου μπορεί επίσης να σχετίζεται με τις διαφοροποιήσεις στην πίεση και στην κίνηση των ρευστών μαζών του ηφαιστειακού συστήματος. Όποιες και να είναι οι αιτίες τους, οι εδαφικές μετακινήσεις που συσχετίζονται με την ηφαιστειακή παραμόρφωση εντοπίζονται από διάφορες μεθόδους, όπως μέτρηση και καταγραφή της στάθμης της θάλασσας, μέτρηση των οριζόντιων μετατοπίσεων μέσω κλασικών γεωδαιτικών μεθόδων ακρίβειας και παρακολούθηση του ανάγλυφου μέσω δορυφορικών μετρήσεων υψίστης ακρίβειας γεωγραφικού μήκους και πλάτους καθώς και υψομέτρου (GPS).

Μεταβολές στη θερμοκρασία και χημική σύσταση των ηφαιστειακών αερίων: Η εισροή νέου μάγματος ή η μετακίνηση του ήδη υπάρχοντος μάγματος μέσα στο ηφαιστειακό σύστημα, μπορεί να οδηγήσει στην διαταραχή της θερμικής ισορροπίας

του ηφαιστειακού συστήματος και στην απελευθέρωση αερίων στην ατμόσφαιρα. Η θερμοκρασία είναι μία από τις φυσικές παραμέτρους που αυξάνεται με την επαναδραστηριοποίηση του ηφαιστειακού συστήματος. Επίσης, η αέρια φάση που περιέχεται στο μάγμα φτάνει ταχύτερα από αυτό στην επιφάνεια, μεταβάλλοντας συχνά δραματικά την χημική σύσταση των θερμών αερίων (ατμίδων) και πηγών. Τέτοια αποτελέσματα τελικά εμφανίζονται ως ορατές και μετρήσιμες με όργανα μεταβολές στην ηφαιστειακή επιφάνεια, όπως εκφράζονται με διαφοροποιήσεις στην θερμοκρασία, σύσταση, και ρυθμό εκπομπής των αερίων και των υγρών που αποδεσμεύονται από επιφανειακούς αγωγούς, ατμίδες, και πηγές νερού.

Γεωφυσικές μεταβολές: Μεταβολές στην θερμοκρασία ή στην ισορροπία των ρευστών μαζών του μάγματος και των μαγματικών συστατικών που συνθέτουν το ηφαιστειακό σύστημα μπορεί να έχουν ως αποτέλεσμα αποκλίσεις από το επίπεδο ηρεμίας στα τοπικά βαρυτικά, γεωμαγνητικά και γεωηλεκτρικά πεδία. Τέτοιες γεωφυσικές μεταβολές μπορούν να προσδιοριστούν ποσοτικά με διάφορες μεθόδους (π.χ., μέτρηση της έντασης του τοπικού πεδίου βαρύτητας, γεωμαγνητικές μέθοδοι, επαγόμενη πόλωση IP, αυτεπαγωγή SP) που χρησιμοποιούνται στην γεωφυσική έρευνα για την ανακάλυψη αποθεμάτων νερού και κοιτασμάτων.



Σχήμα 3.3 Σχηματική απεικόνιση μερικών πρόδρομων φαινομένων που μπορούν να μετρηθούν με την σεισμολογική παρατήρηση και με την παρατήρηση της εδαφικής παραμόρφωσης (τροποποιημένο από τους Tilling et al. 1987).

Οι μέθοδοι σεισμολογικής παρατήρησης και παρατήρησης της παραμόρφωσης εφαρμόζονται αρκετά στην συστηματική μέτρηση και στην διαγνωστική ερμηνεία των προτύπων συμπεριφοράς της ηφαιστειακής δραστηριότητας. Λόγω της μακροχρόνιας χρήσης τους και της τεχνολογικής ανάπτυξης, οι σεισμολογικές μελέτες και οι μελέτες της εδαφικής παραμόρφωσης είναι οι πιο ευρέως εφαρμόσιμες τεχνικές παρατήρησης μέχρι και σήμερα και έχουν δώσει την πρωταρχική βάση για πολλές επιτυχημένες προγνώσεις ηφαιστειακής έκρηξης. Η παρατήρηση των γεωχημικών και των γεωφυσικών μεταβολών έχει επίσης βοηθήσει στο να γίνουν επιτυχημένες προγνώσεις εκρηξιγενούς ηφαιστειακής δραστηριότητας.

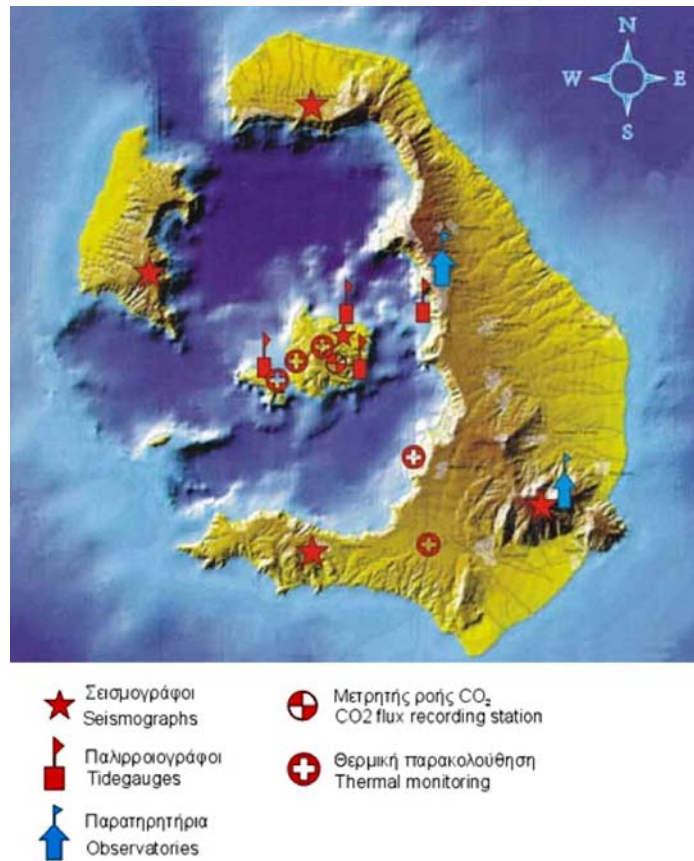
3.5 Δίκτυα Παρακολούθησης του Ηφαιστείου της Σαντορίνης

Σήμερα στην Σαντορίνη είναι σε λειτουργία τέσσερα δίκτυα παρακολούθησης του ηφαιστείου, που εγκαταστάθηκαν την περίοδο 1994-1995 στα πλαίσια ερευνητικού προγράμματος της Ευρωπαϊκής Ένωσης. Για τους σκοπούς της καλής λειτουργίας και συντήρησης αυτών των δικτύων ιδρύθηκε το καλοκαίρι του 1995 το Ινστιτούτο Μελέτης και Παρακολούθησης του Ηφαιστείου της Σαντορίνης (Ι.Μ.Π.Η.Σ.). Κύριος στόχος του ακόμη είναι η προώθηση της ηφαιστειολογικής έρευνας στο νησί, ειδικότερα στο να συνεισφέρει ουσιαστικά στην καλύτερη εκτίμηση του ηφαιστειακού κινδύνου και να βελτιώνει τις δυνατότητες πρόγνωσης μελλοντικών ηφαιστειακών εκρήξεων.

Με την εγκατάσταση των δικτύων παρακολούθησης και του Ινστιτούτου καλύπτεται το κενό που υπήρχε από την έλλειψη ενός αρμόδιου φορέα για την αντιμετώπιση του ηφαιστειακού κινδύνου. Έτσι, η Σαντορίνη έχει θωρακιστεί με ένα αξιόπιστο σύστημα, το οποίο είναι δυνατόν να βοηθήσει στην έγκαιρη προειδοποίηση του πληθυσμού για τυχόν επαναδραστηριοποίηση του ηφαιστείου, εφόσον αυτό βοηθηθεί επαρκώς από την πολιτεία στο πλαίσιο της συντήρησής του και της επέκτασής του.

Τα δίκτυα παρακολούθησης που λειτουργούν στην Σαντορίνη είναι σεισμικής παρακολούθησης, παρακολούθησης της παραμόρφωσης του τοπογραφικού αναγλύφου, θερμικής και χημικής παρακολούθησης (Σχ.3.4) και περιγράφονται με συντομία παρακάτω.

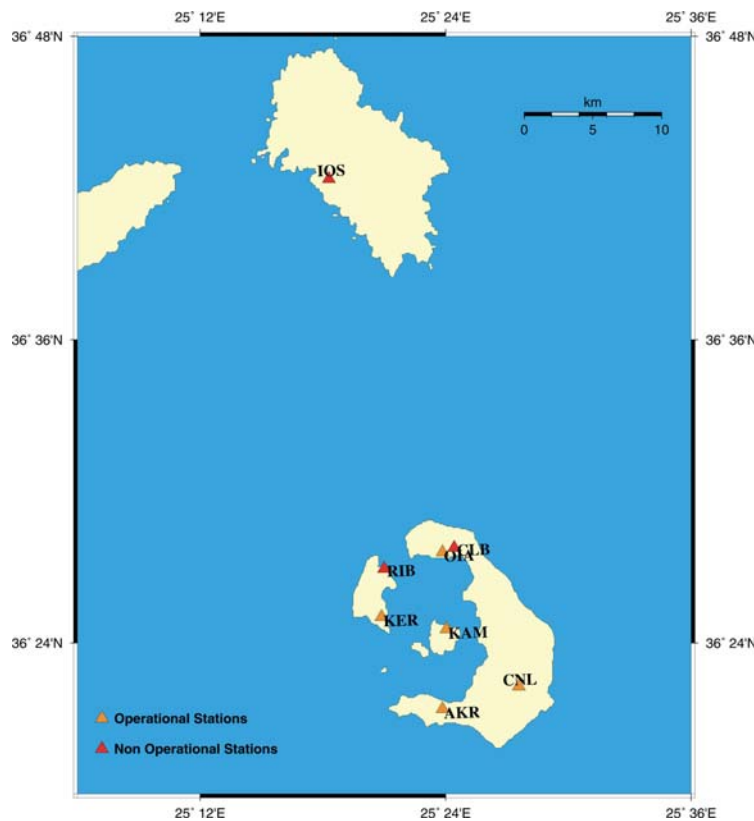
Δίκτυο σεισμικής παρακολούθησης: Για την παρακολούθηση της σεισμικής δράσης στην περιοχή του ηφαιστείου της Σαντορίνης, το Γεωδυναμικό Ινστιτούτο του Αστεροσκοπείου Αθηνών και τα Εργαστήρια Γεωφυσικής των Πανεπιστημίων Αθηνών και Θεσσαλονίκης στα πλαίσια ευρωπαϊκού προγράμματος εγκατέστησαν ένα δίκτυο οκτώ σεισμολογικών σταθμών στα νησιά της Σαντορίνης και της Ίου τον Μάιο του 1994 (Panagiotopoulos et al. 1996). Συγκεκριμένα, οι σταθμοί CLB, AKR, CNL και OIA εγκαταστάθηκαν στην Θήρα, οι σταθμοί RIB και KER στην Θηρασιά, ο σταθμός KAM στη Νέα Καμένη και ο σταθμός IOS στην Ίο (Σχ.3.5). Οι σταθμοί CLB, RIB και IOS λειτούργησαν κατά την περίοδο 1994 – 1996, ενώ οι υπόλοιποι πέντε σταθμοί (AKR, CNL, KER, KAM, OIA) λειτουργούν έως και σήμερα.



Σχήμα 3.4 Τα δίκτυα παρακολούθησης του ηφαιστείου της Σαντορίνης που λειτουργούν σήμερα (τροποποιημένο από την Έκθεση για την Παρακολούθηση του Ηφαιστείου της Σαντορίνης, Ι.Μ.Π.Η.Σ., 1998).

Όλοι οι σταθμοί είναι εξοπλισμένοι με βραχείας περιόδου (short-period) σεισμόμετρα κατακόρυφης συνιστώσας, τύπου Teledyne S13-1Hz, με εξαίρεση τον

σταθμό του Προφήτη Ηλία (CNL), ο οποίος έχει ένα σεισμόμετρο τριών συνιστωσών, τύπου Lennartz LE-3D-1Hz. Σε κάθε σταθμό βρίσκεται προσαρμοσμένο σύστημα τηλεμετρικής αναμετάδοσης του αναλογικού σεισμικού σήματος στον κεντρικό σεισμολογικό σταθμό, όπου και γίνεται η καταγραφή του σε θερμογραφικό χαρτί. Ο κεντρικός σταθμός βρίσκεται στο υψηλότερο σημείο της Θήρας, στον Προφήτη Ηλία (περίπου 500 m υψόμετρο) σε ένα μικρό οίκημα. Στην οροφή του βρίσκονται οι κεραίες λήψης των αναλογικών σημάτων από τους υπόλοιπους σταθμούς του δικτύου.



Σχήμα 3.5 Οι θέσεις των οκτώ σταθμών του τηλεμετρικού σεισμολογικού δικτύου της Σαντορίνης.

Στα πλαίσια ενός νέου ερευνητικού προγράμματος της Ευρωπαϊκής Ένωσης για την μελέτη και την αντιμετώπιση του ηφαιστειακού κινδύνου (e-RUPTION PROJECT), το υπάρχον σεισμολογικό δίκτυο της Σαντορίνης αναβαθμίστηκε με την προσθήκη κατάλληλων συστημάτων ψηφιοποίησης στον κεντρικό σεισμολογικό σταθμό. Συγκεκριμένα, έγινε η εγκατάσταση ενός συστήματος ψηφιοποίησης του αναλογικού σεισμικού σήματος (JANUS Communication Controller και 2 Trident 24-

bit Digitizers), καθώς και η εγκατάσταση ενός δορυφορικού συστήματος αναμετάδοσης σε πραγματικό χρόνο (από τις πρώτες σχετικές εφαρμογές στη Ελλάδα) του ψηφιακά επεξεργασμένου σεισμικού σήματος στον κεντρικό Σεισμολογικό Σταθμό του Τομέα Γεωφυσικής του Αριστοτελείου Πανεπιστημίου Θεσσαλονίκης, για περαιτέρω επιστημονική ανάλυση.

Δίκτυο παρακολούθησης παραμορφώσεων του αναγλύφου: Ένα από τα βασικότερα πρόδρομα φαινόμενα ηφαιστειακής επαναδραστηριοποίησης σε όλες τις ιστορικές εκρήξεις της Σαντορίνης ήταν η βύθιση των ακτών αρκετό χρονικό διάστημα πριν την εκδήλωση της έκρηξης. Για την ανίχνευση τέτοιων κινήσεων έχει εγκατασταθεί ένα δίκτυο από τέσσερις τηλεμετρικούς σταθμούς αυτόματης μέτρησης και καταγραφής της στάθμης της θάλασσας, δηλαδή των κινήσεων των ακτών (Σχ.3.4). Το τηλεμετρικό αυτό σύστημα παλιρροιογράφων, το οποίο ονομάζεται R.E.Mo.S. (Remote Environmental Monitoring System), σχεδιάστηκε, κατασκευάστηκε και εγκαταστάθηκε από τα Τμήματα Γεωλογίας και Φυσικής του Αριστοτελείου Πανεπιστημίου Θεσσαλονίκης. Ο κεντρικός σταθμός λήψης και αποθήκευσης των σημάτων βρίσκεται στην έδρα του Ηφαιστειολογικού Παρατηρητηρίου του Ι.Μ.Π.Η.Σ., στο Φηροστεφάνι.

Δίκτυο θερμικής παρακολούθησης: Στη Σαντορίνη η θερμική παρακολούθηση επιτυγχάνεται με συνεχή καταγραφή της θερμοκρασίας των ατμίδων της Νέας Καμένης και των θερμών πηγών της Παλαιάς Καμένης, ενώ περιοδικά καταγράφονται οι θερμοκρασίες των θερμών πηγών της Νέας Καμένης και της Θήρας (Πλάκα) καθώς και η θερμοκρασία μιας βαθιάς γεώτρησης του ΙΓΜΕ στη νότια Θήρα (Σχ.3.4).

Ειδικότερα, στη Νέα Καμένη έχει εγκατασταθεί θερμόμετρο το οποίο καταγράφει ανά 30 λεπτά την θερμοκρασία των ατμίδων στο σημείο που διαπιστώνεται η μέγιστη τιμή της, ενώ στην Παλαιά Καμένη έχει εγκατασταθεί επίσης ειδικό αισθητήριο συνεχούς μέτρησης της θερμοκρασίας του νερού σε μια ερευνητική γεώτρηση του ΙΓΜΕ.

Δίκτυο χημικής παρακολούθησης: Σε περίπτωση ενεργοποίησης του ηφαιστείου, η αέρια φάση που περιέχεται στο μάγμα φτάνει ταχύτερα από αυτό στην επιφάνεια, μεταβάλλοντας συχνά δραματικά την χημική σύσταση των θερμών αερίων (ατμίδων) και πηγών. Ένα από τα αέρια που παρουσιάζει σοβαρές ποσοτικές διακυμάνσεις σε τέτοιες περιπτώσεις είναι το διοξείδιο του άνθρακα (CO_2). Στη Νέα Καμένη, σε μια επιλεγμένη θέση όπου υπάρχει έντονη έξοδος αερίων έχει τοποθετηθεί ειδικός

χρωματογράφος που έχει την δυνατότητα αυτόματης μέτρησης της φυσικής ροής του CO₂ (Σχ.3.4). Διαθέτει παράλληλα αισθητήριο για την συνεχή μέτρηση της θερμοκρασίας του εδάφους. Οι μετρήσεις αυτές με την μορφή αναλογικού σήματος εκπέμπονται μέσω κεραίας στο Ηφαιστειολογικό Παρατηρητήριο του Ι.Μ.Π.Η.Σ., όπου καταγράφονται σε ένα κεντρικό σύστημα καταγραφής δεδομένων του ηφαιστειακού κέντρου.

Κεφάλαιο 4ο

Επεξεργασία των Σεισμολογικών Δεδομένων

4.1 Εισαγωγή

Ο κύριος σκοπός της παρούσας διατριβής ειδίκευσης είναι η μελέτη της σεισμικότητας της ευρύτερης περιοχής του ηφαιστειακού κέντρου της Σαντορίνης, καθώς και η συσχέτισή της με το τεκτονικό καθεστώς που επικρατεί στην περιοχή. Για το λόγο αυτό χρησιμοποιήθηκαν οι αναλογικές καταγραφές του μόνιμου τηλεμετρικού σεισμολογικού δικτύου (Σχήμα 3.5) από την περίοδο της εγκατάστασής του έως σήμερα. Τα σεισμικά σήματα του δικτύου καταγράφονται αναλογικά, δηλαδή σε σειсмоγράμματα. Αυτά συνέχεια αποστέλλονται από τον τοπικό παρατηρητή του Ι.Μ.Π.Η.Σ. στο Εργαστήριο Γεωφυσικής του Αριστοτέλειου Πανεπιστημίου Θεσσαλονίκης, όπου αναλύονται και αποθηκεύονται.

Στα πλαίσια της παρούσας διατριβής ειδίκευσης μετρήθηκαν 6.450 σειсмоγράμματα, δηλαδή καταγραφές πέντε σειсмоμέτρων μιας συνιστώσας για κάθε ημέρα, από το Μάιο του 1998 έως και τον Οκτώβριο του 2002. Αυτά τα σειсмоγράμματα συμπληρώθηκαν από τα ήδη αναλυμένα σειсмоγράμματα που αφορούν την περίοδο 1994 – 1998. Επομένως, τα σειсмоγράμματα που χρησιμοποιήθηκαν τελικά καλύπτουν μια χρονική περίοδο οκτώ ετών, από τον Ιούνιο του 1994 έως τον Οκτώβριο του 2002. Κατά την διάρκεια αυτής της περιόδου λειτούργησαν οι σταθμοί που εμφανίζονται στον Πίνακα (4.1). Οι σταθμοί CLB, RIB και IOS λειτούργησαν κατά την περίοδο 1994 – 1996, ενώ οι υπόλοιποι πέντε σταθμοί (AKR, CNL, KER, KAM, OIA) λειτουργούν έως και σήμερα.

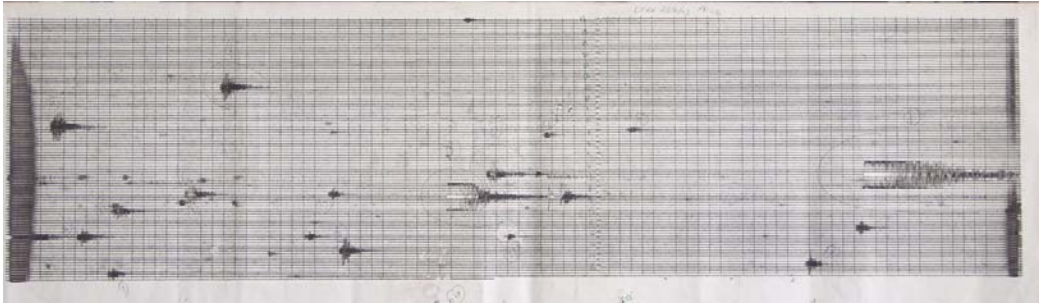
Λόγω της ιδιομορφίας της συγκεκριμένης περιοχής (σαθρό έδαφος, δύσκολες καιρικές συνθήκες ιδίως κατά την διάρκεια του χειμώνα, μεγάλο κόστος των ανταλλακτικών) η συντήρηση του δικτύου είναι αρκετά προβληματική με αποτέλεσμα να παρουσιάζονται πολλές φορές προβλήματα στους σταθμούς. Έτσι, είχαμε πολλές προβληματικές καταγραφές σεισμών (π.χ., καταγραφές σεισμών μόνο από έναν ή και δύο σταθμούς) ή μεγάλα χρονικά διαστήματα μη λειτουργίας του

δικτύου (π.χ., από τον Μάιο του 1999 έως τον Ιούνιο του 2000 δεν υπάρχουν καταγραφές λόγω εργασιών που έλαβαν χώρα στον κεντρικό σεισμολογικό σταθμό του Προφήτη Ηλία).

Πίνακας 4.1 Οι σεισμολογικοί σταθμοί που χρησιμοποιήθηκαν για την συλλογή των σεισμολογικών δεδομένων.

Σταθμός	Γεωγραφικό Πλάτος	Γεωγραφικό Μήκος	Υψόμετρο (m)
AKR	36 ⁰ 21' 22"	25 ⁰ 23' 51"	119
CNL	36 ⁰ 22' 16"	25 ⁰ 27' 35"	522
KAM	36 ⁰ 24' 33"	25 ⁰ 24' 03"	71
KER	36 ⁰ 25' 02"	25 ⁰ 20' 52"	180
OIA	36 ⁰ 27' 36"	25 ⁰ 23' 51"	220
CLB	36 ⁰ 27' 47"	25 ⁰ 24' 25"	280
RIB	36 ⁰ 26' 56"	25 ⁰ 21' 00"	80
IOS	36 ⁰ 42' 21"	25 ⁰ 18' 18"	180

Παρά τις προαναφερθείσες δυσκολίες που παρουσιάστηκαν κατά την ανάγνωση των σειсмоγραμμάτων, εντοπίστηκαν 1076 τοπικοί σεισμοί ηφαιστειακής και τεκτονικής προέλευσης. Ο εντοπισμός και η διάκριση των τοπικών σεισμών έγινε με βάση τον αριθμό των σταθμών στους οποίους καταγράφηκε ο σεισμός (σε τρεις σταθμούς τουλάχιστον) και με βάση την διαφορά των αφίξεων των P και S κυμάτων ($T_S - T_P < 10$ s, δηλαδή μικρότερη επικεντρική απόσταση από 80 km). Από τα σειсмоγράμματα μετρήθηκαν με αρκετά μεγάλη ακρίβεια οι χρόνοι άφιξης των P και S κυμάτων, καθώς και οι διάρκειες καταγραφής των σεισμών, T , από την άφιξη του P κύματος μέχρι το τέλος του σεισμού στην ουρά του με ελάχιστο πλάτος 2 mm, δηλαδή το σημείο που το μέγιστο πλάτος καταγραφής από κορυφή σε κορυφή (pick to pick) ήταν 2 mm. Μια χαρακτηριστική καταγραφή τοπικών σεισμών φαίνεται στο Σχήμα 4.1.



Σχήμα 4.1 Τοπικοί σεισμοί όπως καταγράφηκαν από τον σταθμό της Κέρας (KER).

4.2 Προσδιορισμός των εστιακών παραμέτρων των σεισμών

4.2.1 Αρχικός προσδιορισμός των εστιακών παραμέτρων

Ο προσδιορισμός της θέσης του υποκέντρου είναι ένα δύσκολο μη γραμμικό πρόβλημα, το οποίο μπορεί να λυθεί με την μέθοδο της αντιστροφής των χρόνων διαδρομής (Lee and Stewart 1981, Rabinowitz 1988, Virieux et al. 1988). Συγκεκριμένα, τα ευρέως διαθέσιμα προγράμματα προσδιορισμού σεισμών όπως είναι το HYPO71 (Lee and Lahr 1975) δίνουν εύρωστες λύσεις, γιατί χρησιμοποιούν μια μέθοδο αντιστροφής πολλαπλών βημάτων (regression method) (Draper and Smith 1966) η οποία προσπαθεί να προσαρμόσει τις καλύτερες εστιακές παραμέτρους για τον κάθε σεισμό ξεχωριστά.

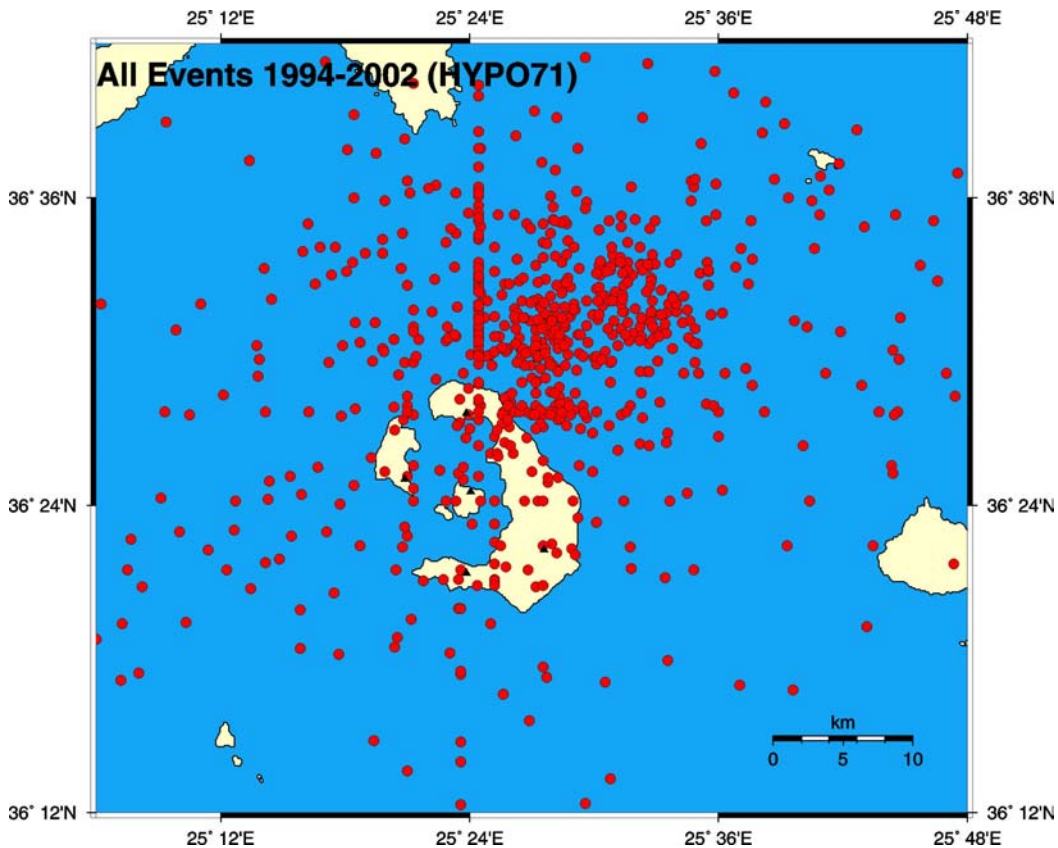
Για τον προσδιορισμό των βασικών παραμέτρων των εστιών των σεισμών χρησιμοποιήθηκε αρχικά το πρόγραμμα HYPO71 (Lee and Lahr 1975). Για να επιτευχθεί αυτός ο προσδιορισμός απαιτείται ένας ακριβής κατάλογος με τις συντεταγμένες των σταθμών (Πίνακας 4.1), ένα μονοδιάστατο μοντέλο ταχυτήτων, ο λόγος των ταχυτήτων των επιμήκων προς την ταχύτητα των εγκάρσιων κυμάτων (V_p/V_s), και ένας κατάλογος με τους χρόνους άφιξης των P και S κυμάτων σε κάθε σταθμό για κάθε σεισμό. Ο κατάλογος των χρόνων άφιξης των σεισμικών κυμάτων δημιουργήθηκε με τους χρόνους άφιξης που μετρήθηκαν από τα σειсмоγράμματα. Το μοντέλο ταχυτήτων που χρησιμοποιήθηκε παράχθηκε με βάση δύο μοντέλα προηγούμενων ερευνών που πραγματοποιήθηκαν για την ευρύτερη περιοχή του Νότιου Αιγαίου. Συγκεκριμένα, το πρώτο μοντέλο που θεωρήθηκε είναι αυτό που

καθορίστηκε από ένα σεισμικό προφίλ κατά μήκος της γραμμής Εύβοιας – Αμοργού (Makris 1978), ενώ το δεύτερο που θεωρήθηκε είναι ένα τρισδιάστατο μοντέλο ταχυτήτων της ευρύτερης περιοχής (Papazachos and Nolet 1997). Το μοντέλο ταχυτήτων που τελικά χρησιμοποιήθηκε για τον προσδιορισμό των σεισμών παρουσιάζεται στον Πίνακα 4.2. Από αυτό το μοντέλο καθορίστηκε επίσης ο λόγος V_p/V_s που χρησιμοποιήθηκε και βρέθηκε ίσος με 1,78.

Πίνακας 4.2 Το αρχικό μοντέλο ταχυτήτων που χρησιμοποιήθηκε για τον υπολογισμό των εστιακών παραμέτρων των σεισμών.

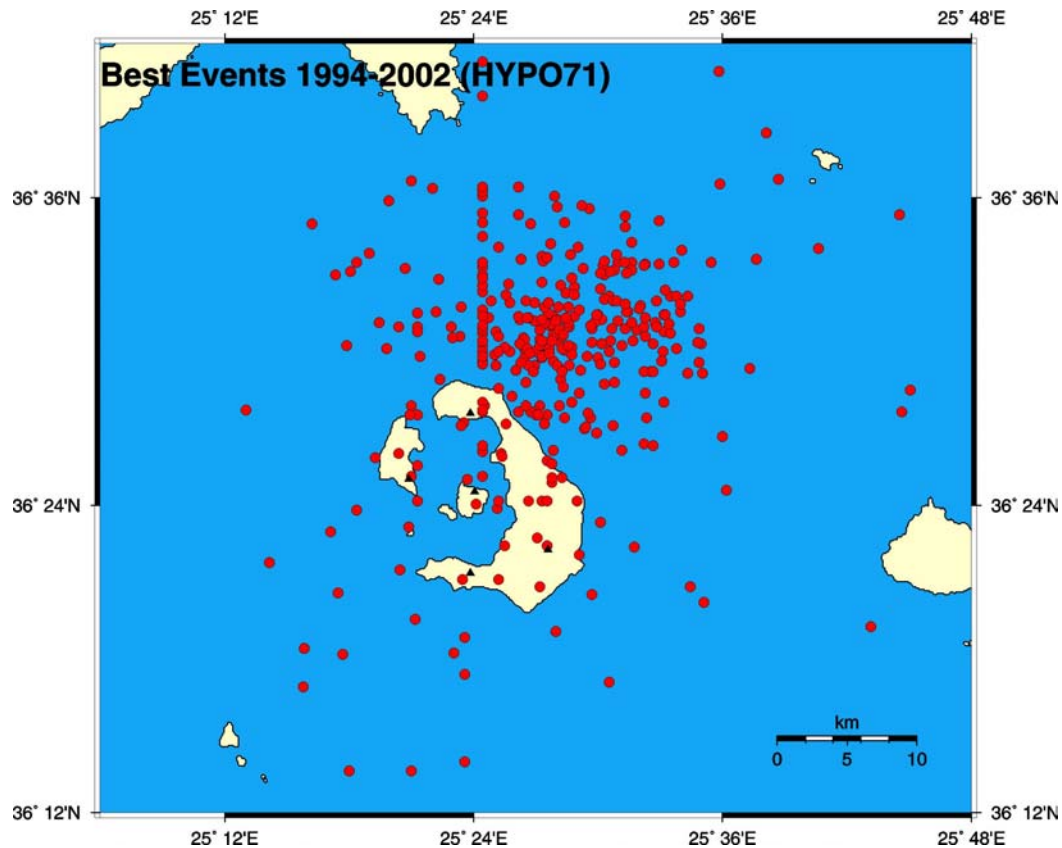
Βάθος (km)	V_p (km/s)	V_s (km/s)
0.0	4.00	2.25
1.0	6.00	3.37
24.0	6.60	3.71
32.0	7.70	4.33
40.0	8.10	4.55

Το πρόγραμμα HYPO71 προσδιορίζει τις γεωγραφικές συντεταγμένες και το εστιακό βάθος του σεισμού, τον χρόνο γένεσής του, την επικεντρική απόσταση του κοντινότερου σταθμού στον σεισμό (D_{min}) και το αζιμουθιακό κενό (GAP), που είναι η μεγαλύτερη γωνία μεταξύ δύο διαδοχικών σταθμών που χρησιμοποιήθηκαν για τον προσδιορισμό των εστιακών παραμέτρων. Επίσης γίνεται και ο υπολογισμός του τυπικού σφάλματος στο βάθος (ERZ), του τυπικού σφάλματος στην οριζόντια απόσταση (ERH), καθώς επίσης και του μέσου τετραγωνικού σφάλματος των χρόνων διαδρομής (RMS) για κάθε σεισμό.



Σχήμα 4.2 Η κατανομή των epicέντρων των σεισμών που καταγράφηκαν από το τοπικό σεισμολογικό δίκτυο κατά την περίοδο 1994 – 2002 στην ευρύτερη περιοχή του ηφαιστειακού κέντρου της Σαντορίνης υπολογισμένα με την χρήση του προγράμματος HYPO71 στο πρώτο στάδιο προσδιορισμού των εστιακών παραμέτρων.

Με αυτήν την διαδικασία υπολογίστηκαν τα epicέντρα όλων των σεισμών (1076 σεισμοί) (Σχ.4.2). Λόγω των λιγοστών διαθέσιμων σταθμών και της κακής ποιότητας των περισσότερων καταγραφών παρουσιάστηκαν αρκετά μεγάλα σφάλματα κατά τον προσδιορισμό των εστιακών παραμέτρων των σεισμών. Για αυτόν το λόγο χρησιμοποιήθηκε ένα σύνολο δεδομένων με τους καλύτερα υπολογισμένους σεισμούς. Το σύνολο αυτό αποτελείται από 366 σεισμούς και πληρεί τους εξής περιορισμούς: $RMS < 0.5 \text{ sec}$, $ERH < 15 \text{ km}$, $ERZ < 15 \text{ km}$, αριθμός των φάσεων που χρησιμοποιήθηκε για τον κάθε σεισμό ≥ 6 , αζιμουθιακό κενό $< 340^\circ$, και, τέλος, ελάχιστη επικεντρική απόσταση $< 30 \text{ km}$.



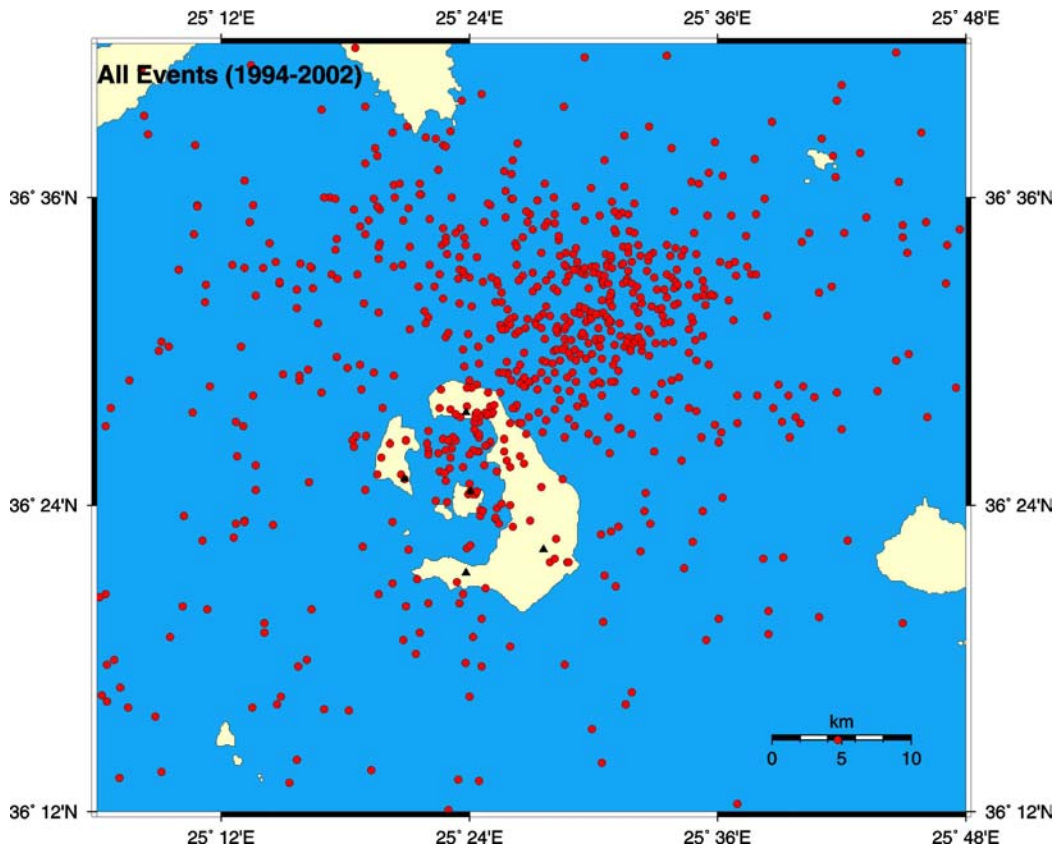
Σχήμα 4.3 Η κατανομή των επικέντρων των καλύτερα προσδιορισμένων σεισμών που καταγράφηκαν από το τοπικό σεισμολογικό δίκτυο κατά την περίοδο 1994 – 2002 υπολογισμένα με την χρήση του προγράμματος HYPO71 στο πρώτο στάδιο προσδιορισμού των εστιακών παραμέτρων.

Το Σχήμα 4.3 παρουσιάζει την κατανομή αυτών των σεισμών. Όπως φαίνεται στο σχήμα, παρουσιάστηκε μια τεχνητή ευθυγράμμιση των επικέντρων διεύθυνσης βορρά – νότου, η οποία οφείλεται σε λανθασμένο προσδιορισμό των γεωγραφικών συντεταγμένων λόγω της ανεπαρκούς σύγκλισης της επαναληπτικής διαδικασίας αντιστροφής. Αυτή η φαινόμενη κατανομή έχει παρατηρηθεί σε παρόμοιες περιπτώσεις κατά τον προσδιορισμό επιφανειακών σεισμών σε ηφαιστειακές και όχι μόνο περιοχές όπου τα δεδομένα δεν είναι καλά (π.χ. De Luca et al. 1997). Επομένως ήταν επιτακτική ανάγκη να χρησιμοποιηθεί ένα πιο σύγχρονο πρόγραμμα προσδιορισμού εστιακών παραμέτρων, που να δίνει περισσότερο εύρωστες λύσεις.

4.2.2 Προσδιορισμός των εστιακών παραμέτρων αυξημένης ακρίβειας

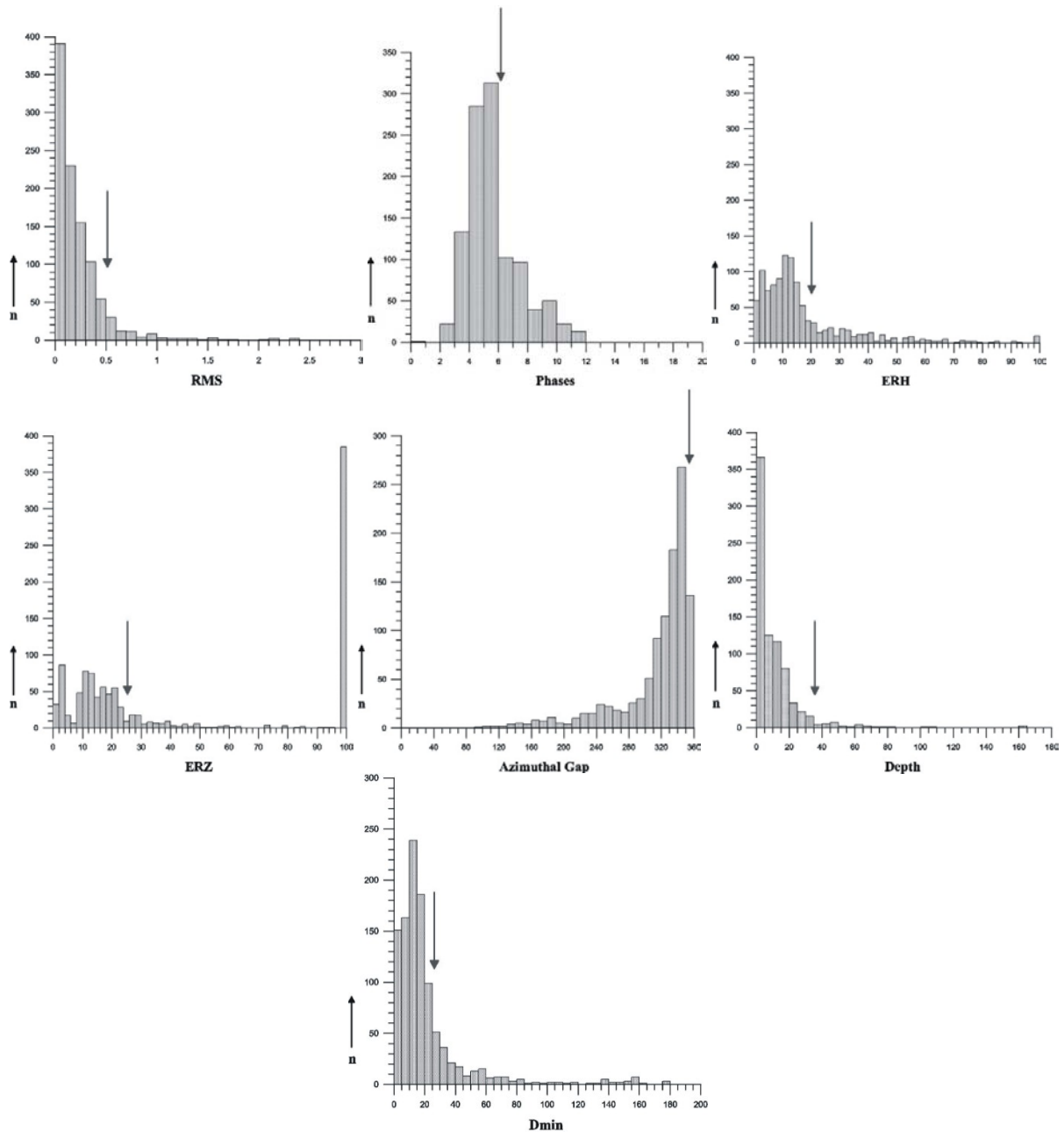
Για τον δεύτερο προσδιορισμό των εστιακών παραμέτρων των σεισμών χρησιμοποιήθηκε στην συνέχεια το πρόγραμμα HYPOELLIPSE (Lahr 1989). Το συγκεκριμένο πρόγραμμα αποτελεί μια εξέλιξη του προγράμματος HYPO71 (Lee and Lahr 1975) και αναπτύχθηκε ώστε να καλυφθούν οι ανάγκες του U.S.G.S. στον προσδιορισμό επιφανειακών σεισμών στην ευρύτερη περιοχή του ηφαιστείου Redoubt (Νότια Αλάσκα) χρησιμοποιώντας ένα αραιό σεισμολογικό δίκτυο. Το HYPOELLIPSE δίνει την δυνατότητα στον χρήστη να προσαρμόζει ένα μεγαλύτερο αριθμό παραμέτρων στις δικές του ανάγκες με τέτοιο τρόπο ώστε να επιτυγχάνονται τα καλύτερα δυνατά αποτελέσματα για την κάθε περίπτωση ξεχωριστά. Μια σημαντική προσθήκη, επίσης, είναι η δυνατότητα να εφαρμοστεί το πρόγραμμα σε περιοχές με σημαντικές τοπογραφικές ανωμαλίες. Στο πρόγραμμα HYPO71 (Lee and Lahr 1975), γινόταν η παραδοχή ότι όλοι οι σταθμοί βρίσκονται στο ίδιο υψόμετρο. Αυτή όμως η παραδοχή δεν ίσχυε σε περιοχές με μεγάλη τοπογραφική ανωμαλία και ειδικότερα στην περίπτωση πολύ επιφανειακών σεισμών (π.χ. ηφαιστειακών σεισμών). Το HYPOELLIPSE επιτρέπει στους σταθμούς να “ενσωματωθούν” στο μοντέλο ταχυτήτων και υπολογίζει τους σωστούς χρόνους διαδρομής ακόμα και για τους σταθμούς που βρίσκονται σε χαμηλότερο υψόμετρο από το βάθος των σεισμών.

Το HYPOELLIPSE βασικά προσδιορίζει τα υπόκεντρα τοπικών και περιοχικών σεισμών και υπολογίζει για τον κάθε σεισμό ένα ελλειψοειδές “εμπιστοσύνης”, δηλαδή μια ελλειψοειδή περιοχή μέσα στην οποία με πιθανότητα 68 % βρίσκεται το υπόκεντρο. Για τον προσδιορισμό των εστιακών παραμέτρων απαιτείται ένας ακριβής κατάλογος με τις συντεταγμένες και τα υψόμετρα των σταθμών (Πίνακας 4.1), ένα μονοδιάστατο μοντέλο ταχυτήτων (Πίνακας 4.2), ο λόγος των ταχυτήτων των επιμήκων προς την ταχύτητα των εγκαρσίων κυμάτων (V_p/V_s), και ένας κατάλογος με τους χρόνους άφιξης των P και S κυμάτων σε κάθε σταθμό για κάθε σεισμό. Επίσης μπορεί να χρησιμοποιηθεί η διαφορά των αφίξεων των P και S κυμάτων για τον προσδιορισμό της καλύτερης δυνατής λύσης, όπως και να οριστεί το βάρος της κάθε άφιξης ανάλογα με την καθαρότητα της καταγραφής, με την επικεντρική απόσταση από τον συγκεκριμένο σταθμό και με την τυπική απόκλιση του κάθε τυπικού σφάλματος από το μέσο τετραγωνικό σφάλμα (Lahr 1999).



Σχήμα 4.4 Η κατανομή των επικέντρων των σεισμών που καταγράφηκαν από το τοπικό σεισμολογικό δίκτυο κατά την περίοδο 1994 – 2002 στην ευρύτερη περιοχή του ηφαιστειακού κέντρου της Σαντορίνης χρησιμοποιώντας το πρόγραμμα HYPOELLIPSE.

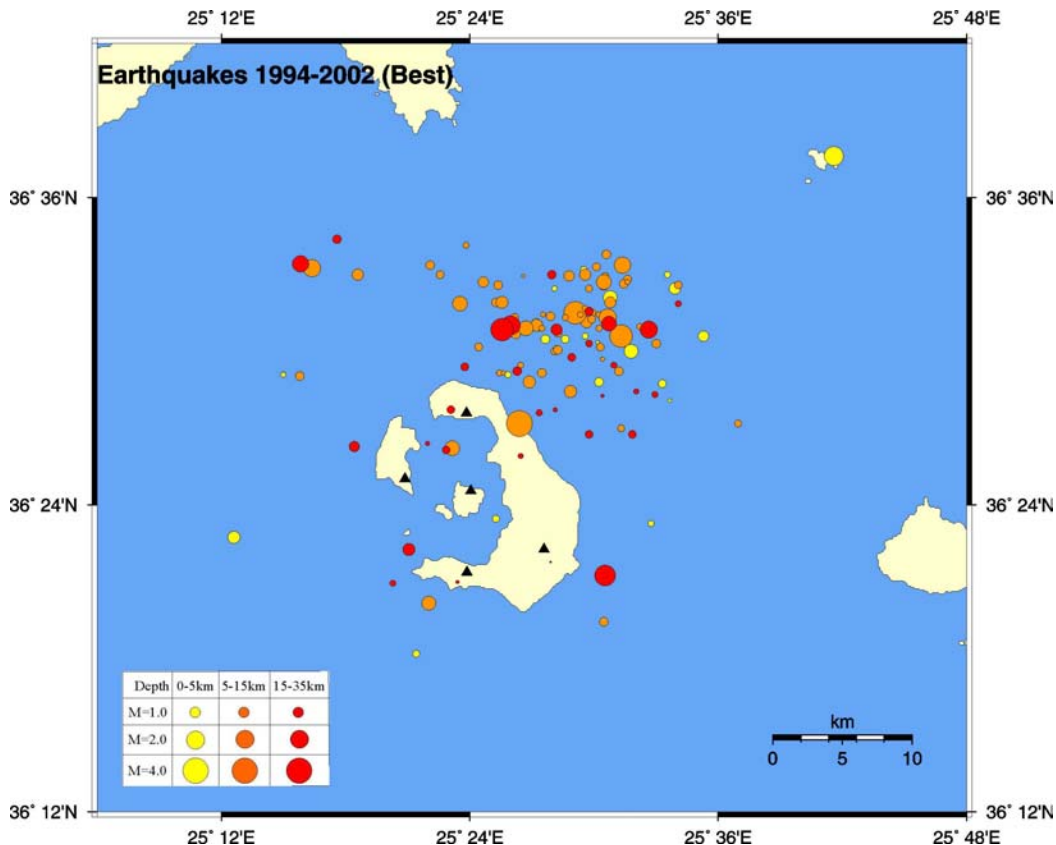
Επαναπροσδιορίστηκαν οι εστιακές παράμετροι των σεισμών που καταγράφηκαν κατά τη περίοδο 1994 – 2002 (1076 σεισμοί) χρησιμοποιώντας το HYPOELLIPSE με το ίδιο μοντέλο ταχυτήτων (Πίνακας 4.2) και τον ίδιο λόγο V_p/V_s (Σχ.4.4). Συγκριτικά με το Σχήμα 4.2, μπορεί να παρατηρήσει κανείς ότι έχει εξαφανιστεί η τεχνητή ευθυγράμμιση των επικέντρων και γίνονται πλέον διακριτές δύο ομάδες σεισμών. Μια μεγάλη ομάδα επικέντρων εντοπίζεται στα βορειοανατολικά του νησιού, στην ευρύτερη περιοχή του υφάλου του Κολούμπου, ενώ μια άλλη μικρότερη ομάδα μπορεί να εντοπιστεί στην καλδέρα του ηφαιστειακού κέντρου της Σαντορίνης.



Σχήμα 4.5 Ιστογράμματα σεισμικών παραμέτρων και τα αντίστοιχα όρια αποκοπής (μαύρα βέλη) που υιοθετήθηκαν για την επιλογή των καλύτερα προσδιορισμένων σεισμών.

Λόγω της αραιής διάταξης του σεισμολογικού δικτύου και του γενικευμένου μοντέλου δομής που χρησιμοποιήθηκε κατά τον προσδιορισμό των εστιακών παραμέτρων ήταν απαραίτητη η διάκριση των καλύτερα προσδιορισμένων σεισμών. Για να γίνει αυτή η διάκριση εφαρμόστηκαν οι εξής περιορισμοί: $RMS < 0.5$ sec, $ERH < 20$ km, $ERZ < 25$ km, αριθμός των φάσεων που χρησιμοποιήθηκε για τον κάθε σεισμό ≥ 6 , αζιμουθιακό κενό $< 340^\circ$, ελάχιστο εστιακό βάθος < 35 km, και,

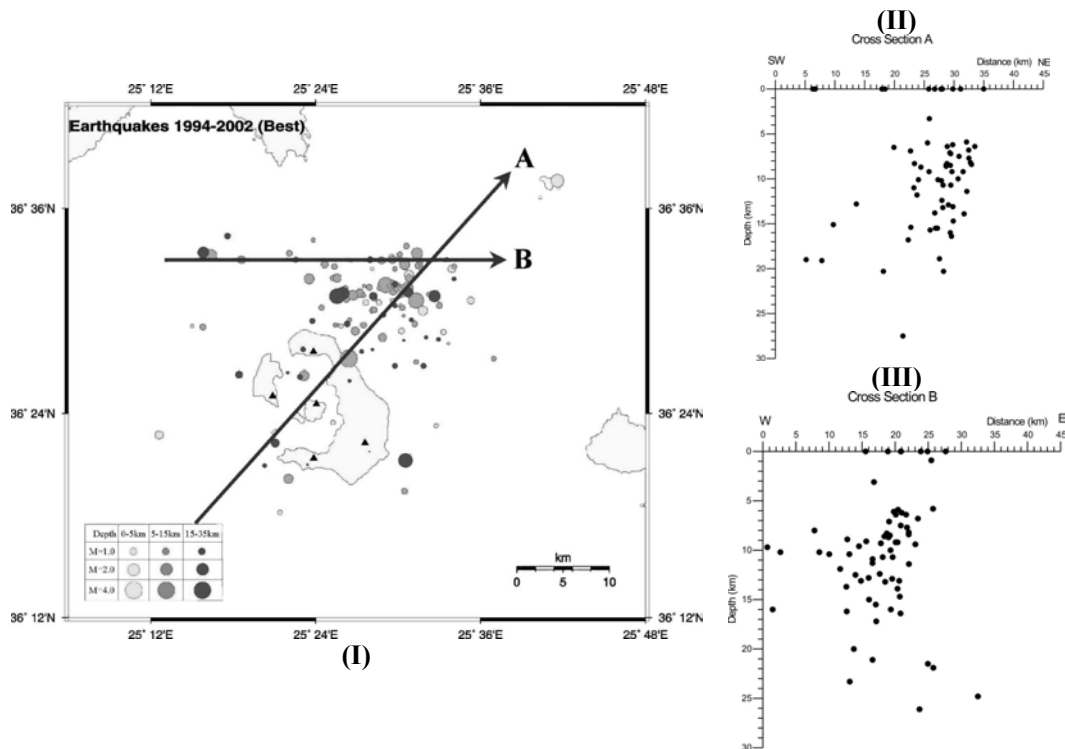
τέλος, ελάχιστη επικεντρική απόσταση < 30 km. Στο σχήμα 4.5 παρουσιάζονται ιστογράμματα των βασικών εστιακών παραμέτρων από το σύνολο των 1076 σεισμών και με τα μαύρα βέλη σημειώνονται τα παραπάνω κριτήρια αποκοπής, τα οποία χρησιμοποιήθηκαν για την επιλογή των σεισμών. Από αυτήν την διαδικασία επιλέχθηκαν 157 σεισμοί οι οποίοι παρουσιάζονται στο Σχήμα 4.6, καθώς και στο Παράρτημα Α.



Σχήμα 4.6 Η κατανομή των επικέντρων των καλύτερα προσδιορισμένων 157 σεισμών που καταγράφηκαν από το τοπικό σεισμολογικό δίκτυο κατά την περίοδο 1994 – 2002. Με την χρωματική κλίμακα παρουσιάζεται η κατανομή των εστιακών βαθών ενώ με την κλίμακα της διαμέτρου των κύκλων παρουσιάζεται το μέγεθος των σεισμών.

Είναι φανερό από το Σχήμα 4.6 ότι οι σεισμοί ακολουθούν μια κατανομή κατά μήκος δύο γραμμών, οι οποίες συμπίπτουν με τις δύο κύριες τεκτονικές γραμμές της περιοχής. Το κύριο πλήθος των σεισμών γίνεται στην τεκτονική γραμμή Αμοργού – Σαντορίνης και συγκεκριμένα στον ύφαλο του Κολούμπου. Αυτή η συσσώρευση σεισμικής δραστηριότητας στην συγκεκριμένη περιοχή θεωρείται ότι συνδέεται

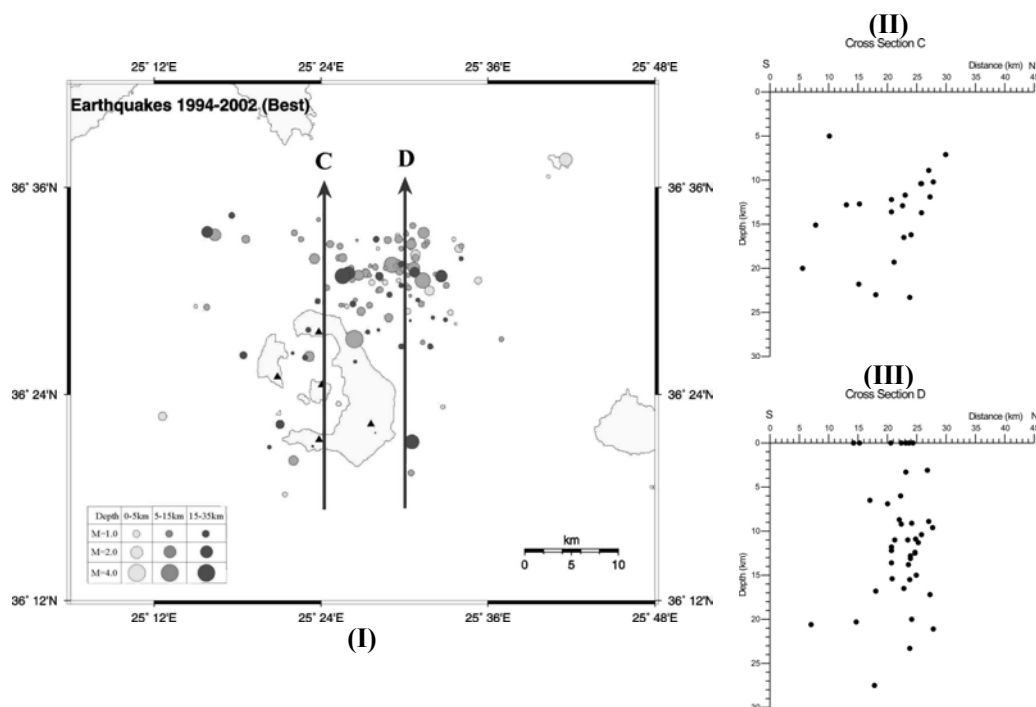
άμεσα με το μεγάλο ενεργό κανονικό ρήγμα της Αμοργού του οποίου το νοτιοδυτικό άκρο τέμνει το σύστημα των νησιών της Σαντορίνης (Σχήμα 1.4), καθώς επίσης και με την δραστηριότητα του υποθαλάσσιου ηφαιστείου. Επίσης μπορεί να παρατηρηθεί μια μικρή συσχέτιση της σεισμικότητας με το τεκτονικό βύθισμα (graben) του Άνδρου, βόρεια του ηφαιστειακού κέντρου της Σαντορίνης, του οποίου το νότιο όριο έχει διεύθυνση περίπου ανατολής-δύσης. Τέλος, εμφανής είναι η ελάχιστη σεισμική δραστηριότητα που λαμβάνει χώρα στην καλδέρα του ηφαιστειακού κέντρου κατά την περίοδο των τελευταίων οκτώ ετών.



Σχήμα 4.7: (I) Η κατανομή των επικέντρων των καλύτερα προσδιορισμένων σεισμών που καταγράφηκαν κατά την περίοδο 1994-2002 στην ευρύτερη περιοχή του ηφαιστειακού κέντρου της Σαντορίνης. (II) Κατακόρυφη τομή των εστιών των σεισμών κατά μήκος της γραμμής Α. (III) Κατακόρυφη τομή των εστιών των σεισμών κατά μήκος της γραμμής Β.

Η σεισμοτεκτονική μελέτη του ηφαιστειακού κέντρου της Σαντορίνης απαιτεί την γνώση της κατανομής με το βάθος των εστιών των σεισμών. Για αυτόν το λόγο έγιναν κατακόρυφες τομές κατά μήκος των τεκτονικών γραμμών, μία κατά μήκος της ζώνης διάρρηξης Αμοργού – Σαντορίνης διεύθυνσης νοτιοδυτικής-βορειοανατολικής και

μία κατά μήκος του νοτίου ορίου του τεκτονικού βυθίσματος βόρεια της Σαντορίνης διεύθυνσης ανατολής-δύσης. Τα σχήματα (4.7.II) και (4.7.III) δείχνουν τις κατακόρυφες τομές κατά μήκος των γραμμών Α και Β, αντίστοιχα (Σχ.4.7.I). Από αυτές μπορούμε να συμπεράνουμε ότι η κύρια σεισμική δραστηριότητα, η οποία συσχετίζεται όχι μόνο με τις ηφαιστειακές διεργασίες αλλά και με το τεκτονικό καθεστώς της ευρύτερης περιοχής της Σαντορίνης, λαμβάνει χώρα σε βάθη μεταξύ 5 και 20 km. Αυτό το συμπέρασμα βρίσκεται σε αρκετά καλή συμφωνία με τα αποτελέσματα προηγούμενων ερευνών που έγιναν στην ίδια περιοχή (Delibasis et al. 1989, Panagiotopoulos et al. 1996).



Σχήμα 4.8: (I) Η κατανομή των επικέντρων των καλύτερα προσδιορισμένων σεισμών που καταγράφηκαν κατά την περίοδο 1994-2002 στην ευρύτερη περιοχή του ηφαιστειακού κέντρου της Σαντορίνης. (II) Κατακόρυφη τομή των εστιών των σεισμών κατά μήκος της γραμμής C. (III) Κατακόρυφη τομή των εστιών των σεισμών κατά μήκος της γραμμής D.

Επιπλέον έγιναν άλλες δύο κατακόρυφες τομές, μία στο κέντρο της καλδέρας του ηφαιστειακού κέντρου διεύθυνσης βορρά-νότου και μία στο ηφαιστειακό κέντρο του Κολούμπου ίδιας διεύθυνσης. Τα σχήματα (4.8.II) και (4.8.III) δείχνουν τις κατακόρυφες τομές κατά μήκος των γραμμών C και D, αντίστοιχα (Σχ.4.8.I). Αυτές

δείχνουν ότι η μικρή σεισμική δραστηριότητα στην καλδέρα λαμβάνει χώρα σε σχετικά μεγάλα εστιακά βάθη μεταξύ 10 και 25 km. Η σεισμικότητα στον ύφαλο του Κολούμπου, τόσο στις τομές του σχήματος (4.7) όσο και στις τομές του σχήματος (4.8), απεικονίζει με σχετική ακρίβεια το υποθαλάσσιο ηφαιστειακό οικοδόμημα με τον μαγματικό θάλαμο και τον ηφαιστειακό αγωγό. Το υποθαλάσσιο ηφαιστειακό οικοδόμημα πρέπει να βρίσκεται σε επιφανειακά σχετικά βάθη (περίπου 0 – 10 km) αλλά λόγω της έλλειψης αρκετών δεδομένων και της χρήσης ενός απλοποιημένου μοντέλου δομής δεν παρουσιάζεται καθαρά στις τομές. Επίσης λόγω του ρήγματος που διέρχεται από την περιοχή του Κολούμπου είναι πολύ δύσκολο να γίνει η διάκριση των τεκτονικών σεισμών από τους ηφαιστειακούς με αποτέλεσμα να υπάρχει μια ασαφής εικόνα για το μοντέλο γένεσης των σεισμών που καταγράφηκαν στην συγκεκριμένη περιοχή.

Επομένως είναι αναγκαία η χρησιμοποίηση ενός καλύτερου μοντέλου δομής για την περιοχή του ηφαιστειακού κέντρου της Σαντορίνης, όπως επίσης είναι απαραίτητη η αναβάθμιση του τοπικού σεισμολογικού δικτύου με την εγκατάσταση τριών συνιστωσών σεισμομέτρων και με την εγκατάσταση νέων σταθμών με αποτέλεσμα μια πιο πυκνή διάταξη σεισμολογικών σταθμών συγκεκριμένης γεωμετρίας δικτύου σύμφωνα και με την διεθνή εμπειρία από ανάλογες περιοχές ηφαιστειακής δραστηριότητας (π.χ. Banks et al. 1989, Endo and Murray 1991, Tilling 1991, De Luca et al. 1997).

4.3 Καθορισμός του μεγέθους των σεισμών του τοπικού δικτύου

4.3.1 Εισαγωγή

Το μέγεθος του σεισμού αποτελεί το μέτρο της σεισμικής ενέργειας που εκλύεται στην εστία του σεισμού κατά την γένεσή του. Η πρώτη κλίμακα σεισμικού μεγέθους ορίστηκε από τον Richter (1935), η οποία ονομάζεται σήμερα κλίμακα τοπικού μεγέθους M_L .

Η πρώτη αξιόλογη προσπάθεια για τον υπολογισμό μεγεθών από αναγραφές σειсмоγράφων στην Ελλάδα έγινε από τους Papazachos and Vasilicou (1967), οι οποίοι χρησιμοποίησαν το μέσο όρο των μέγιστων πλατών καταγραφής των σειсмоγράφων Wiechert και Mainka που είναι εγκατεστημένοι στο σεισμολογικό σταθμό της Αθήνας.

Για τον προσδιορισμό του μεγέθους από την διάρκεια καταγραφής, T , των σεισμών στους σεισμολογικούς σταθμούς του δικτύου σειсмоγράφων του Εργαστηρίου Γεωφυσικής του Αριστοτέλειου Πανεπιστημίου Θεσσαλονίκης προσδιορίστηκε η ακόλουθη σχέση:

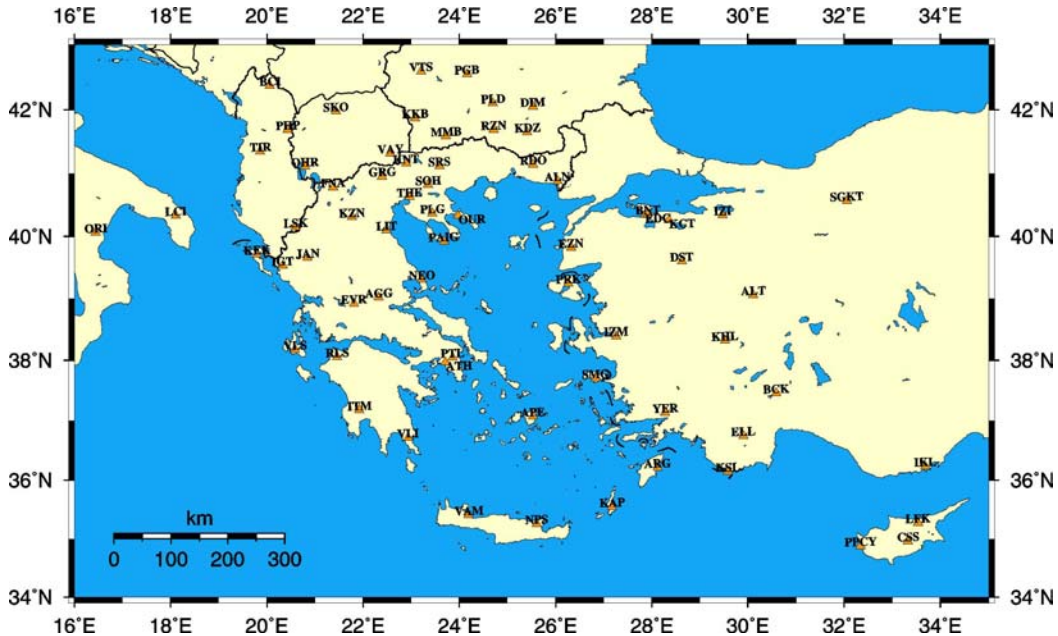
$$M_D = c_1 \log T + c_2 \log D + c_3 \quad (4.1)$$

όπου, M_D , είναι το τοπικό μέγεθος (διάρκειας), D , η επικεντρική απόσταση του σταθμού (σε km), T , η διάρκεια καταγραφής (σε sec) από την είσοδο των P κυμάτων μέχρι το σημείο όπου το πλάτος καταγραφής γίνεται 2 mm από κορυφή σε κορυφή και c_1 , c_2 , c_3 , σταθερές. Οι σταθερές, c_1 και c_2 , παίρνουν τιμές ανάλογα με την επικεντρική απόσταση. Έτσι, για $D > 100$ km οι σταθερές παίρνουν τις τιμές 1,97 και 0,0012, αντίστοιχα, ενώ για $D \leq 100$ km οι σταθερές γίνονται 2,14 και 0,0012, αντίστοιχα. Η σταθερά, c_3 , είναι η σταθερά διόρθωσης για κάθε σταθμό (Kiritzi 1984, Σκορδύλης 1985, Kiritzi and Papazachos 1985).

4.3.2 Βαθμονόμηση μεγεθών τοπικού δικτύου

Για τον προσδιορισμό του μεγέθους των τοπικών σεισμών που καταγράφηκαν από το σεισμολογικό δίκτυο της Σαντορίνης ακολουθήθηκε η μέθοδος υπολογισμού από την διάρκεια του σεισμικού σήματος, αφού τα μόνα αξιόπιστα δεδομένα ήταν οι διάρκειες καταγραφών και οι επικεντρικές αποστάσεις. Χρησιμοποιήθηκε η σχέση (4.1) και έγιναν αποδεκτές οι τιμές 1,97 και 0,0012 για τις σταθερές c_1 και c_2 , αντιστοίχως, αναφορικά για τον χώρο του Νοτίου Αιγαίου (Kiritzi 1984, Kiritzi and Papazachos 1985). Ωστόσο, η τιμή της σταθεράς διόρθωσης, c_3 , για κάθε σταθμό του τοπικού σεισμολογικού δικτύου της Σαντορίνης ήταν άγνωστη. Άρα έπρεπε να γίνει πρώτα ο καθορισμός της τιμής της σταθεράς, c_3 , για κάθε σταθμό ώστε στην συνέχεια να γίνει και ο υπολογισμός των μεγεθών.

Για να επιτευχθεί ο καθορισμός της σταθεράς, c_3 , χρησιμοποιήθηκαν οι καταγραφές ισχυρών σεισμών που έγιναν στην περιοχή του ηφαιστειακού κέντρου της Σαντορίνης τόσο από το Εθνικό Σεισμολογικό Δίκτυο όσο και από αντίστοιχα σεισμολογικά δίκτυα γειτονικών χωρών (Σχήμα 4.9).



Σχήμα 4.9 Χάρτης των σεισμολογικών σταθμών που χρησιμοποιήθηκαν για τον καθορισμό της τιμής της σταθεράς, c_3 , της σχέσης υπολογισμού του μεγέθους.

Αρχικά χρησιμοποιήθηκε ο κατάλογος του Σεισμολογικού Σταθμού του Εργαστηρίου Γεωφυσικής του Αριστοτελείου Πανεπιστημίου Θεσσαλονίκης, οποίος περιέχει τους χρόνους γένεσης, τις γεωγραφικές συντεταγμένες, τα εστιακά βάθη και τα μεγέθη όλων των ισχυρών σεισμών που έγιναν στον Ελληνικό χώρο από το 550 π.Χ. μέχρι το 2002. Σαν πρώτο βήμα εντοπίστηκαν από αυτόν τον κατάλογο όλοι οι σεισμοί που έγιναν στην ευρύτερη περιοχή του ηφαιστειακού κέντρου της Σαντορίνης κατά την περίοδο 1994 – 2002 με σχετικά μεγάλα μεγέθη ($M_w > 4.2$). Από τους συνολικά 86 σεισμούς που εντοπίστηκαν για την συγκεκριμένη χρονική περίοδο μόνο οι 18 είχαν καταγραφεί από το τοπικό μόνιμο σεισμολογικό δίκτυο της Σαντορίνης, αφού οι υπόλοιποι δεν είχαν καταγραφεί λόγω κακής λειτουργίας του δικτύου. Χρησιμοποιώντας σεισμούς με μεγαλύτερα μεγέθη ($M_w > 5.0$) ο αριθμός των σεισμών που εντοπίζονταν για την συγκεκριμένη περιοχή ήταν ελάχιστος ενώ οι σεισμοί με μικρότερα μεγέθη ($M_w < 4.2$) δεν είχαν καταγραφεί από το τοπικό σεισμολογικό δίκτυο.

Στην συνέχεια αναζητήθηκαν φάσεις P και S κυμάτων των παραπάνω σεισμών που είχαν καταγραφεί είτε από το Εθνικό Σεισμολογικό Δίκτυο είτε από σεισμολογικά δίκτυα γειτονικών χωρών στα ετήσια δελτία του Διεθνούς Σεισμολογικού Κέντρου (International Seismological Centre, 2001). Χρησιμοποιώντας αυτές τις φάσεις και σε συνδυασμό με τις ήδη διαθέσιμες φάσεις από τα αναλογικά σειсмоγράμματα του τοπικού σεισμολογικού δικτύου επαναπροσδιορίστηκαν τα επίκεντρα των 18 σεισμών με την βοήθεια του προγράμματος HYPOELLIPSE (Lahr 1989).

Για τον προσδιορισμό αυτό απαιτήθηκε ένας ακριβής κατάλογος με τις συντεταγμένες και τα υψόμετρα όλων των σταθμών (βλέπε Σχήμα 4.9 και Παράρτημα Β), ένα νέο μονοδιάστατο μοντέλο ταχυτήτων για την ευρύτερη περιοχή του Νοτίου Αιγαίου (Πίνακας 4.3), ο λόγος των ταχυτήτων των επιμήκων προς την ταχύτητα των εγκαρσίων κυμάτων (V_p/V_s), και ένας κατάλογος με τους χρόνους άφιξης των P και S κυμάτων σε κάθε σταθμό για κάθε σεισμό.

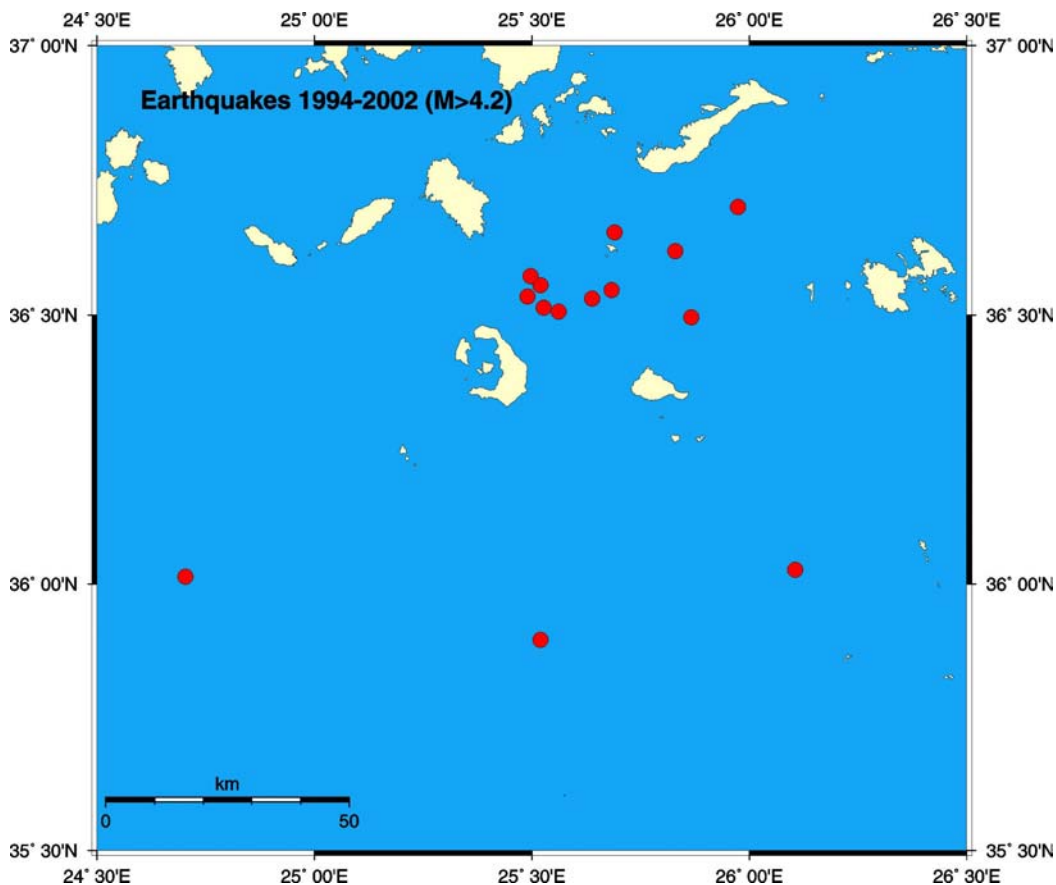
Πίνακας 4.3 Το μοντέλο ταχυτήτων που χρησιμοποιήθηκε για τον υπολογισμό των εστιακών παραμέτρων των 18 σεισμών που έγιναν στην ευρύτερη περιοχή του Νοτίου Αιγαίου (από Papazachos and Nolet, 1997).

Βάθος (km)	V _P (km/s)	V _S (km/s)
0.0	4.00	2.25
1.0	6.00	3.37
18.5	6.60	3.71
31.0	7.90	4.44
40.0	8.00	4.49

Πίνακας 4.4 Οι εστιακές παράμετροι των 18 σεισμών που έγιναν στην ευρύτερη περιοχή του Νοτίου Αιγαίου κατά την περίοδο 1994 – 2002 και χρησιμοποιήθηκαν για τον καθορισμό της τιμής της σταθεράς, c_3 , της σχέσης υπολογισμού του μεγέθους.

α/α	Ημερομηνία	Χρόνος γένεσης	Εστ. Συντεταγμένες		Εστιακό Βάθος (km)	M	RMS (sec)	ERH (km)	ERZ (km)	
			φ (°N)	λ (°E)						
1	96/05/27	14:25	35.17	36.535	25.490	13.6	4.6	0.69	1.17	2.96
2	96/05/27	16:51	53.47	36.556	25.520	18.7	4.4	0.86	1.31	5.06
3	96/05/27	19:16	37.68	36.547	25.683	0.0	4.2	0.37	1.61	10.46
4	96/11/09	07:53	56.72	36.018	24.704	91.9	4.3	0.53	1.70	8.51
5	96/11/09	21:07	21.87	36.068	25.691	15.0	4.2	0.00	2.43	99.00
6	97/01/12	20:46	9.20	36.573	25.497	0.0	4.2	1.35	1.59	11.55
7	97/08/09	17:03	58.07	36.461	25.750	40.0	4.6	0.54	5.78	99.00
8	98/01/21	13:58	15.54	36.493	25.867	143.8	4.2	0.65	1.72	9.04
9	98/03/10	04:30	35.17	36.026	26.106	134.9	4.8	0.47	1.56	6.09
10	98/03/22	22:22	11.87	36.619	25.830	42.1	4.3	0.77	1.68	99.00
11	98/06/21	01:48	26.06	35.896	25.520	13.0	4.3	0.44	1.52	4.97
12	00/08/05	00:04	14.16	36.793	25.996	25.9	4.5	0.89	1.40	3.26
13	00/10/19	06:35	9.85	36.507	25.562	0.0	4.2	1.00	1.84	11.25
14	00/12/10	09:10	45.85	36.514	25.527	8.9	4.2	0.68	1.51	3.74
15	01/02/14	12:25	50.70	36.531	25.639	7.1	4.2	1.24	1.76	5.09
16	01/03/08	06:03	17.74	35.927	25.701	15.0	4.2	0.00	14.66	2.59
17	01/06/17	07:20	8.35	36.654	25.690	41.0	4.7	0.50	1.38	7.38
18	01/11/17	07:56	13.85	36.699	25.974	128.9	4.2	0.53	2.44	26.75

Χρησιμοποιήθηκε νέο μοντέλο ταχυτήτων αφού το προηγούμενο μοντέλο που χρησιμοποιήθηκε (Πίνακας 4.2) είχε προσδιοριστεί συγκεκριμένα για την περιοχή της Σαντορίνης και όχι για την ευρύτερη περιοχή του Νοτίου Αιγαίου. Εφόσον οι 18 σεισμοί που προσδιορίστηκαν έγιναν σε μια μεγαλύτερη περιοχή, το αρχικό μοντέλο δεν θα ήταν αξιόπιστο. Επομένως, ως μοντέλο δομής χρησιμοποιήθηκε το μοντέλο που προτάθηκε από τους Papazachos and Nolet (1997) καθώς και ο λόγος $V_p/V_s = 1,78$. Για να επιτευχθεί η καλύτερη δυνατή λύση, οι φάσεις από το σεισμολογικό δίκτυο της Σαντορίνης δεν λήφθηκαν υπόψη στον προσδιορισμό των εστιακών παραμέτρων λόγω της μη καθαρής τους καταγραφής. Αντίθετα, υπολογίστηκαν οι επικεντρικές αποστάσεις του κάθε σεισμού από τον κάθε σταθμό του τοπικού δικτύου, ώστε στην συνέχεια να χρησιμοποιηθούν στον καθορισμό της σταθεράς, c_3 . Οι εστιακές παράμετροι των 18 σεισμών δίνονται στον Πίνακα (4.4).



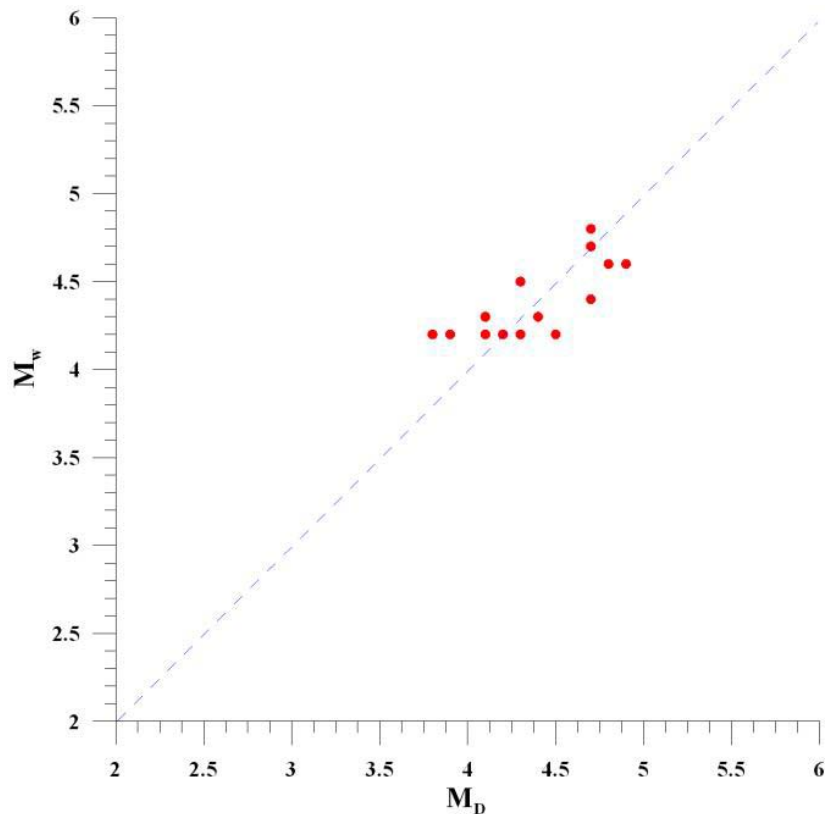
Σχήμα 4.10 Η κατανομή των επικέντρων των 18 σεισμών ($M > 4.2$) που έγιναν στην ευρύτερη περιοχή του ηφαιστειακού κέντρου της Σαντορίνης κατά την περίοδο 1994 – 2002.

Οι 18 αυτοί σεισμοί, όπως φαίνεται και στο Σχήμα 4.10, έχουν γίνει κατά κύριο λόγο πάνω στην τεκτονική γραμμή Αμοργού – Σαντορίνης, γεγονός που επιβεβαιώνει το ενεργό καθεστώς της συγκεκριμένης περιοχής.

Με δεδομένα τις επικεντρικές αποστάσεις και τις διάρκειες καταγραφής για κάθε σεισμό σε κάθε σταθμό του τοπικού δικτύου, υπολογίστηκε η τιμή της σταθεράς, c_3 , από την σχέση (4.1) για κάθε ένα σεισμολογικό σταθμό του τοπικού δικτύου της Σαντορίνης (Πίνακας 4.5). Στον τελικό υπολογισμό της σταθεράς αυτής θεωρήθηκε ότι το μέγεθος ροπής είναι ίσο με το τοπικό μέγεθος ($M_w \approx M_D$), αφού κατά τον προσδιορισμό της σταθεράς, c_3 , χρησιμοποιήθηκε το μέγεθος ροπής. Για να γίνει ο έλεγχος της αξιοπιστίας των σταθερών που προσδιορίστηκαν, υπολογίστηκαν τα μεγέθη των 18 σεισμών με βάση την σχέση (4.1). Στη συνέχεια χαρτογραφήθηκαν τα μεγέθη αυτά σε συνάρτηση με τα ήδη γνωστά μεγέθη ροπής για τον κάθε σεισμό (Σχήμα 4.11). Παρατηρείται ότι τα μεγέθη παρουσιάζουν μια γραμμική κατανομή αρκετά ικανοποιητική με αποτέλεσμα να θεωρηθούν αποδεκτές οι τιμές των σταθερών, c_3 , που προσδιορίστηκαν.

Πίνακας 4.5 Οι σεισμολογικοί σταθμοί και οι αντίστοιχες τιμές της σταθεράς, c_3 , μαζί με την τυπική απόκλιση και τον αριθμό των παρατηρήσεων που έγιναν για τον κάθε σταθμό του τοπικού δικτύου της Σαντορίνης.

Σταθμός	C_3	Τυπική Απόκλιση	Αριθμός Παρατηρ.
AKR	0.562	0.210	11
KAM	0.643	0.253	16
KER	0.552	0.241	10
OIA	0.633	0.220	12
RIB	0.479	0.209	7

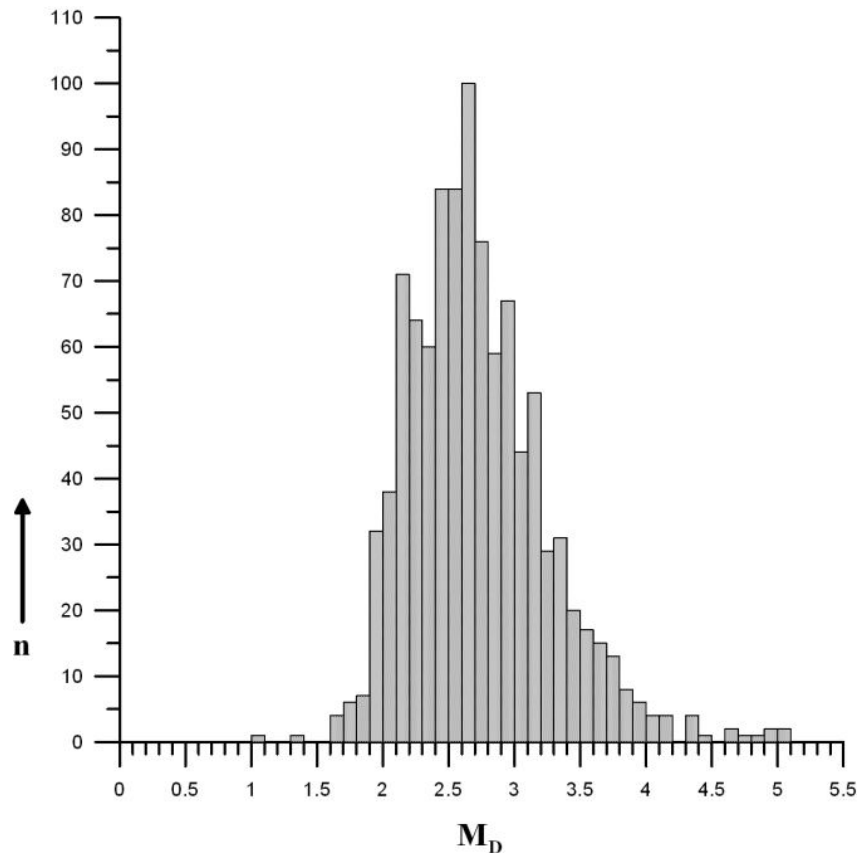


Σχήμα 4.11 Γραφική παράσταση των μεγεθών, M_w , των 18 σεισμών σε συνάρτηση με τα μεγέθη, M_D , για αυτούς τους σεισμούς όπως υπολογίστηκαν από την σχέση 4.1.

4.3.3 Υπολογισμός μεγεθών

Για τον προσδιορισμό των μεγεθών των τοπικών σεισμών που καταγράφηκαν από το σεισμολογικό δίκτυο της Σαντορίνης χρησιμοποιήθηκε, όπως έχει ήδη προαναφερθεί, η σχέση (4.1). Δημιουργήθηκε πρόγραμμα υπολογισμού του μεγέθους, M_D , για κάθε σεισμό που καταγράφηκε από κάθε έναν σταθμό του τοπικού σεισμολογικού δικτύου για τον οποίο είχε υπολογιστεί η τιμή της σταθεράς, c_3 , με βάση την σχέση (4.1) και αρχικά δεδομένα τις επικεντρικές αποστάσεις και τις διάρκειες καταγραφής των κυματομορφών των συγκεκριμένων σεισμών. Σαν τελική τιμή του μεγέθους θεωρήθηκε το μέσο μέγεθος του σεισμού από τα μεγέθη που είχαν ήδη υπολογιστεί για κάθε σταθμό του συγκεκριμένου σεισμού.

Με την παραπάνω διαδικασία προσδιορίστηκαν τα μεγέθη για το σύνολο των σεισμών που καταγράφηκαν κατά την περίοδο 1994 – 2002. Στο σχήμα 4.12 δίνεται το ιστόγραμμα συχνότητας των τιμών του μεγέθους, M_D , του συνόλου των σεισμών που καταγράφηκαν κατά την περίοδο 1994 – 2002. Ο μέσος όρος των τιμών των μεγεθών είναι 2.7, λίγοι σεισμοί υπάρχουν με μέγεθος πάνω από 4.0, ενώ οι περισσότεροι κυμαίνονται μεταξύ του διαστήματος από 2.0 έως 3.4.



Σχήμα 4.12 Ιστόγραμμα συχνότητας των τιμών του μεγέθους, M_D , όλων των σεισμών που καταγράφηκαν από το τοπικό δίκτυο της Σαντορίνης κατά την περίοδο 1994 – 2002.

Κεφάλαιο 5ο

Προσδιορισμός Μονοδιάστατου Μοντέλου Ταχυτήτων

5.1 Εισαγωγή

Στα πλαίσια της παρούσας διατριβής ειδίκευσης έγινε επιπρόσθετα μια προσπάθεια καθορισμού ενός νέου μοντέλου δομής ταχυτήτων για τα επιφανειακά στρώματα του ηφαιστειακού κέντρου της Σαντορίνης με σκοπό την διερεύνηση των μαγματικών διαδικασιών και τον επακριβή επαναπροσδιορισμό των υπόκέντρων των επιφανειακών σεισμών. Ο επαναπροσδιορισμός των υποκέντρων, όπως δείχθηκε και στο προηγούμενο κεφάλαιο, ήταν αναγκαίος λόγω: (α) της μεγάλης διασποράς τους σε ένα ευρύ φάσμα βαθών, (β) του μικρού αριθμού των σταθμών του τοπικού δικτύου και (γ) της γεωμετρίας του συγκεκριμένου δικτύου σε σχέση με την χωρική κατανομή των επικέντρων και των εστιακών βαθών. Η διασπορά αυτή πιθανότατα μπορεί να οφείλεται επίσης στην χρήση ενός απλοποιημένου μοντέλου δομής κατά τον προσδιορισμό των εστιακών παραμέτρων των σεισμών.

Στο κεφάλαιο αυτό γίνεται η περιγραφή της διαδικασίας προσδιορισμού του μονοδιάστατου μοντέλου ταχυτήτων που χρησιμοποιήθηκε για τον επαναπροσδιορισμό των υποκέντρων. Αρχικά, δίνονται κάποια γενικά στοιχεία για την θεωρία της αντιστροφής καθώς και για τη μεθοδολογία της αντιστροφής των χρόνων διαδρομής στην οποία βασίζεται το πρόγραμμα VELEST (Kissling et al. 1994, 1995) που χρησιμοποιήθηκε και για το οποίο γίνεται μια σύντομη περιγραφή της λειτουργίας του. Στη συνέχεια, περιγράφεται η διαδικασία που ακολουθήθηκε για την εύρεση του βέλτιστου δυνατού μοντέλου ταχυτήτων για την περιοχή μελέτης. Με αυτό το νέο μοντέλο δομής έγινε ο επαναπροσδιορισμός των εστιακών παραμέτρων όλων των καταγεγραμμένων σεισμών και επιχειρήθηκε μια σύγκριση αυτών των αποτελεσμάτων με τα αποτελέσματα που προέκυψαν με την χρήση του αρχικού μοντέλου.

5.2 Γενικά στοιχεία για την θεωρία της αντιστροφής

Η μελέτη ενός φυσικού συστήματος μπορεί να χωριστεί σε τρεις κύριες διαδικασίες: (α) στην παραμετροποίηση του συστήματος, δηλαδή στον καθορισμό ενός βασικού συνόλου φυσικών μεγεθών που περιγράφουν το σύστημα αυτό, (β) στην επίλυση του ευθέως προβλήματος, δηλαδή στην ανακάλυψη ενός συνόλου φυσικών νόμων οι οποίοι για ένα συγκεκριμένο σύνολο παραμέτρων του μοντέλου προβλέπουν τα αποτελέσματα μετρήσεων άλλων φυσικών μεγεθών (π.χ., δεδομένων παρατήρησης) και τέλος, (γ) στην επίλυση του αντιστρόφου προβλήματος, δηλαδή στην χρησιμοποίηση κάποιου συγκεκριμένου συνόλου μετρήσεων για τον καθορισμό των τιμών των παραμέτρων του μοντέλου. Η θεωρία της αντιστροφής (inversion theory) είναι ένα καλά οργανωμένο σύνολο μαθηματικών μεθόδων που έχει ως σκοπό την επίλυση του αντιστρόφου προβλήματος (Menke 1984).

Έστω ότι έχουμε ένα φυσικό σύστημα το οποίο περιγράφεται από το μοντέλο, x , το οποίο είναι ένα σύνολο συνεχών συναρτήσεων κάποιων παραμέτρων του μοντέλου, και έστω ότι έχουμε, m , παρατηρήσεις (δεδομένα), y_i , (όπου $i = 1, N$) που σχετίζονται με το μοντέλο με μια εξίσωση της μορφής:

$$y_i = A_i(x) \quad (5.1a)$$

ή πιο απλά:

$$y = A \cdot x \quad (5.1b)$$

Το, A , είναι ένας πίνακας που απεικονίζει συναρτήσεις σε αριθμούς, δηλαδή ένα συναρτησιοειδές (functional). Το πρόβλημα θεωρείται γραμμικό ή γραμμικοποιείται γύρω από ένα αρχικό μοντέλο, x_0 , οπότε το, y , είναι πλέον η διαφορά μεταξύ πειραματικών και θεωρητικών δεδομένων τα οποία έχουν υπολογιστεί για το αρχικό μοντέλο, x_0 . Το διάνυσμα, x , αποτελείται από τις μεταβολές των παραμέτρων οι οποίες πρέπει να υπολογιστούν και να προστεθούν στο αρχικό μοντέλο, x_0 , με σκοπό το διάνυσμα, y , δηλαδή η διαφορά πειραματικών και θεωρητικών δεδομένων, να ελαχιστοποιηθεί. Ο πίνακας, A , αποτελείται από τις μερικές παραγώγους οι οποίες είναι το ανάπτυγμα πρώτης τάξεως της σειράς Taylor των μη γραμμικών συναρτησιοειδών γύρω από το αρχικό μοντέλο, x_0 .

Να σημειωθεί ότι κάθε γραμμή του πίνακα, A , αντιστοιχεί σε μία συγκεκριμένη παρατήρηση, ενώ κάθε στήλη του πίνακα, A , αντιστοιχεί σε μία συγκεκριμένη παράμετρο. Γενικά όμως, ο πίνακας, A , είναι μη τετραγωνικός και τα περισσότερα προβλήματα στην Γεωφυσική είναι υπέρ-καθορισμένα, δηλαδή ο αριθμός των παρατηρήσεων είναι μεγαλύτερος από τον αριθμό των παραμέτρων του μοντέλου ($m > n$). Έτσι αναζητούμε μία λύση, δηλαδή ένα μοντέλο, x , το οποίο να προέρχεται από την εξίσωση (5.1β). Χρησιμοποιώντας την ανάλυση ιδιζόντων τιμών (Singular Value Decomposition – SVD) ο πίνακας, A , γράφεται ως εξής:

$$A = U\Lambda V^T \quad (5.2)$$

όπου, U , είναι ένας ορθογώνιος πίνακας ($m \times m$) των ιδιοδιανυσμάτων και ο οποίος καλύπτει τον χώρο των δεδομένων, V είναι ένας ορθογώνιος πίνακας ($n \times n$) των ιδιοδιανυσμάτων ο οποίος καλύπτει τον χώρο των παραμέτρων του μοντέλου και Λ είναι ένας διαγώνιος πίνακας ($m \times n$) τα στοιχεία της διαγωνίου του οποίου είναι οι ιδιάζουσες τιμές (singular values) του πίνακα A . Αυτοί οι πίνακες προσδιορίζονται από τους πίνακες, $A^T A$ και AA^T . Συγκεκριμένα οι στήλες του πίνακα, U , είναι τα ιδιοδιανύσματα του πίνακα, AA^T και οι στήλες του πίνακα, V , είναι τα ιδιοδιανύσματα του πίνακα, $A^T A$. Άρα ο πίνακας, G , οποίος ονομάζεται γενικευμένος αντίστροφος του πίνακα, A , γράφεται ως εξής:

$$G = V\Lambda^{-1}U^T \quad (5.3)$$

όπου, Λ^{-1} , είναι ο διαγώνιος πίνακας του οποίου τα στοιχεία της διαγωνίου του είναι τα αντίστροφα των ιδιζόντων τιμών του πίνακα, A .

Στην περίπτωση όπου $m > n$ (m = αριθμός των παρατηρήσεων, n = αριθμός των παραμέτρων) ο γενικευμένος αντίστροφος πίνακας, G , είναι ισοδύναμος με τον αντίστροφο που δίνει η μέθοδος ελαχίστων τετραγώνων (least-squares) και είναι:

$$G = (A^T A)^{-1} A^T \quad (5.4)$$

ενώ η λύση της είναι:

$$x_{LSQ} = (A^T A)^{-1} A^T y \quad (5.5)$$

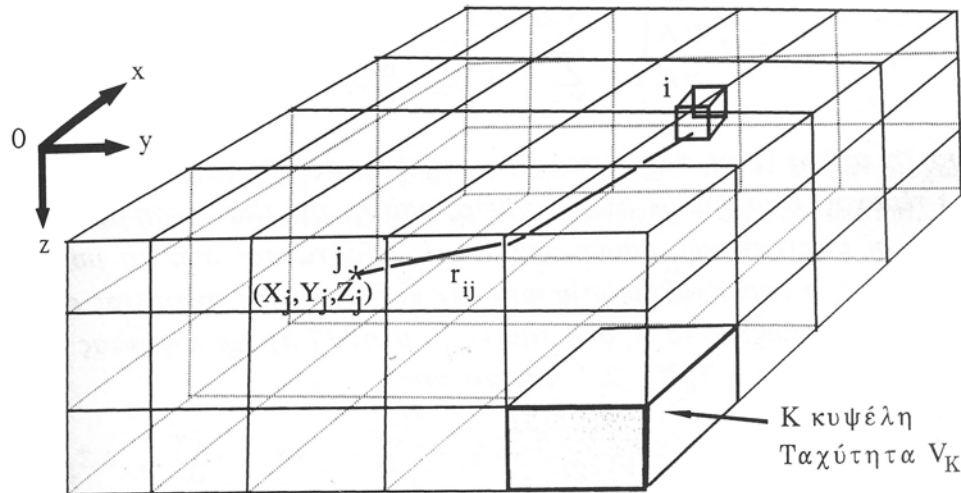
Η λύση ελαχίστων τετραγώνων που δόθηκε παραπάνω μπορεί να τροποποιηθεί αν τα δεδομένα έχουν διαφορετικά σφάλματα και γνωρίζουμε τον πίνακα συμεταβλητότητάς τους (data covariance matrix), C_d , ο οποίος τα περιγράφει, με αποτέλεσμα η σχέση (5.5) να μετασχηματίζεται στην:

$$x_{LSQ} = (A^T C_d^{-1} A)^{-1} A^T C_d^{-1} y \quad (5.6)$$

Συχνά εμφανίζεται η περίπτωση όπου όλες οι παράμετροι του μοντέλου, x , και τα δεδομένα, y , να έχουν το ίδιο σφάλμα, σ_x και σ_y , αντίστοιχα. Σε αυτήν την περίπτωση η σχέση (5.5) μπορεί να γραφεί ως εξής:

$$x_{DLSQ} = A^T (A A^T + \varepsilon^2 I)^{-1} y \quad (5.7)$$

όπου $\varepsilon^2 = \sigma_y^2 / \sigma_x^2$. Η λύση αυτή είναι γνωστή και ως λύση ελαχίστων τετραγώνων με απόσβεση (damped least squares).



Σχήμα 5.1 Σύστημα αναφοράς και τρισδιάστατο σύστημα κυψελών το οποίο χρησιμοποιείται στη σεισμική τομογραφία (Παπαζάχος, 1994).

5.3 Η μέθοδος της αντιστροφής των χρόνων διαδρομής τοπικών σεισμών

Για τον προσδιορισμό του μονοδιάστατου μοντέλου ταχυτήτων χρησιμοποιήθηκε η μέθοδος της αντιστροφής των χρόνων διαδρομής με την χρήση δεδομένων τοπικών σεισμών. Ουσιαστικά, η μεθοδολογία αυτή στηρίζεται στις αρχές που περιγράφονται στην πρωτότυπη εργασία των Aki and Lee (1976), η οποία έχει αναπτυχθεί για ένα καρτεσιανό σύστημα αναφοράς.

Έστω ότι έχουμε ένα καρτεσιανό σύστημα αναφοράς. Και ο χώρος, ο οποίος θεωρείται επίπεδος, χωρίζεται σε ένα σύνολο από κυψέλες με πλευρές παράλληλες με τους άξονες του συστήματος ενώ η ταχύτητα των σεισμικών κυμάτων θεωρείται σταθερή σε κάθε κυψέλη. Η τιμή της ταχύτητας για κάθε στρώμα, στο μονοδιάστατο μοντέλο ταχύτητας, ισούται με το μέσο όρο των τιμών ταχυτήτων των κυψελών που βρίσκονται στο ίδιο στρώμα. Μέσα στο χώρο αυτό είναι κατανεμημένο το σύνολο των εστιών των σεισμών και στην επιφάνεια έχουμε το σεισμολογικό δίκτυο των σταθμών καταγραφής. Είναι προφανές ότι οι σεισμικές ακτίνες από ένα σεισμό θα διατρέξουν διάφορες κυψέλες και θα καταγραφούν σε διάφορους σταθμούς (Σχ.5.1).

Έστω τώρα ότι έχουμε ένα σύνολο από m , σεισμούς και ο j , σεισμός είναι καταγεγραμμένος σε n , σταθμούς του δικτύου μας. Σύμφωνα με την θεωρία της αντιστροφής, το σύνολο των εξισώσεων που σχηματίζονται για κάθε μία παρατήρηση μπορεί να εκφραστεί από το ακόλουθο γραμμικό σύστημα:

$$r = B \ h + C \ v \quad (5.8)$$

όπου οι πίνακες, B και C , αντιστοιχούν στους πίνακες των μερικών παραγώγων των χρόνων διαδρομής ως προς τις υποκεντρικές παραμέτρους των σεισμών και τις διορθώσεις του μοντέλου ταχύτητας, αντίστοιχα. Τα διανύσματα h , v και r , περιέχουν τις διορθώσεις στις υποκεντρικές παραμέτρους των σεισμών, τις διορθώσεις του μοντέλου ταχύτητας και τα χρονικά υπόλοιπα (residuals) των χρόνων διαδρομής αντίστοιχα (Pavlis and Booker 1980, Roecker 1982, Παπαζάχος, 1994).

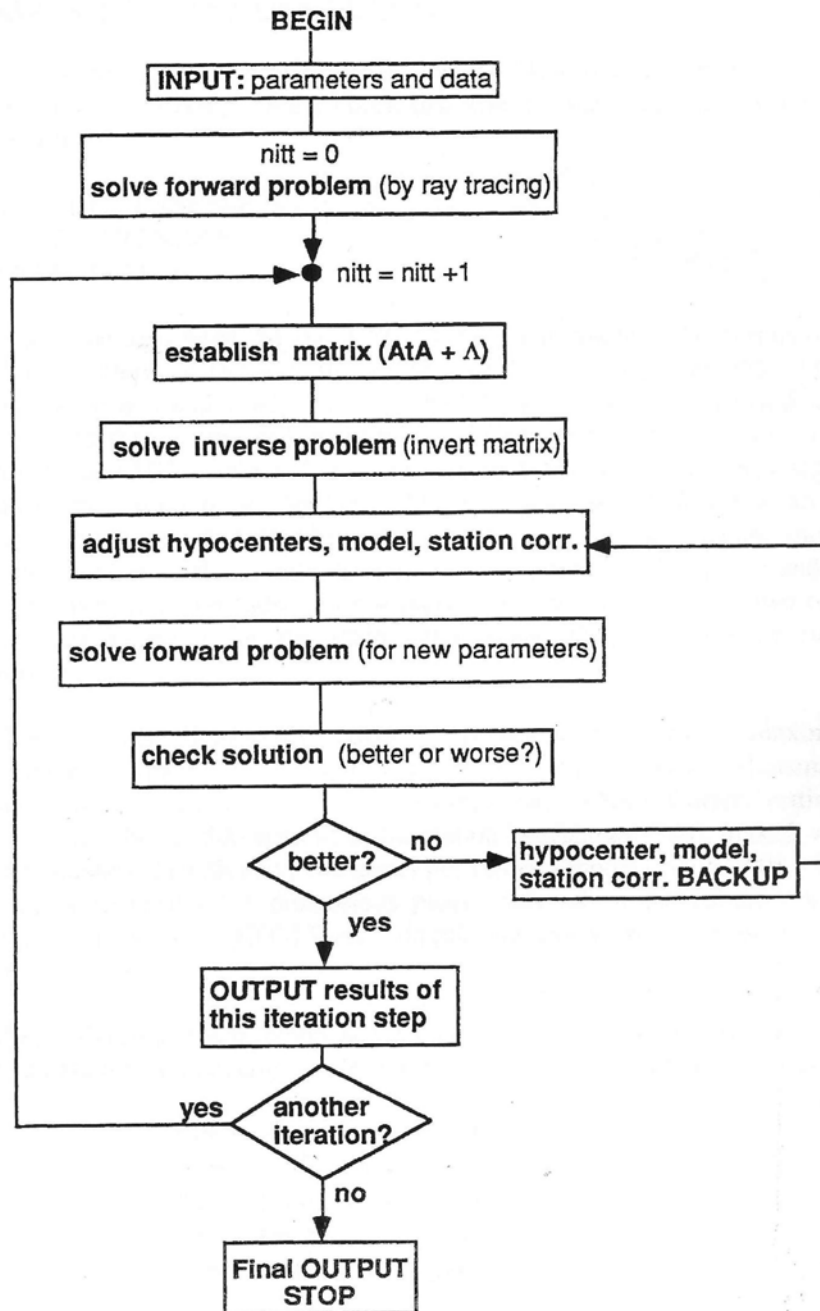
Η εξίσωση (5.8) μπορεί να γραφεί πιο συνοπτικά σε ένα ενοποιημένο γραμμικό σύστημα:

$$r = A \cdot x \quad (5.9)$$

όπου ο πίνακας, A , θα είναι ο σύνθετος πίνακας των μερικών παραγώγων των χρόνων διαδρομής ως προς τις υποκεντρικές παραμέτρους των σεισμών και τις διορθώσεις του μοντέλου ταχύτητας, το, x , είναι το διάνυσμα στήλης που περιέχει τις συνολικές διορθώσεις των υποκεντρικών παραμέτρων και του μοντέλου ταχύτητας, και, r , είναι το διάνυσμα στήλης με τα χρονικά υπόλοιπα των χρόνων διαδρομής (Crosson 1976, Thurber 1983, Papazachos and Nolet 1997).

Η εξίσωση (5.9) είναι το τελικό γραμμικό σύστημα το οποίο θέλουμε να επιλύσουμε. Η διαδικασία επίλυσης που χρησιμοποιείται είναι η μέθοδος των ελαχίστων τετραγώνων με απόσβεση, όπως υπολογίζεται από την σχέση (5.7). Επειδή το αντίστροφο πρόβλημα είναι μη γραμμικό, η λύση του επιτυγχάνεται με πολλές επαναλήψεις (iterations), κατά τις οποίες η κάθε μία επιλύει ταυτόχρονα τόσο το ευθύ όσο και το αντίστροφο πρόβλημα. Επομένως, απαιτείται η χρήση ενός επαναληπτικού αλγορίθμου, ο οποίος περιγράφεται συνοπτικά παρακάτω (Σχ.5.2):

1. Από τις διαθέσιμες πληροφορίες για την γεωλογική δομή της περιοχής μελέτης (ταχύτητες και πάχη στρωμάτων, κλπ.) υιοθετείται ένα αρχικό μοντέλο ταχυτήτων.
2. Για κάθε ένα τοπικό σεισμό, προσδιορίζονται μέσα σε αυτό το μοντέλο οι υποκεντρικές συντεταγμένες του και ο χρόνος γένεσης, δηλαδή λύνεται το ευθύ πρόβλημα με τον προσεγγιστικό καθορισμό της σεισμικής ακτίνας (ray tracing) από την πηγή στον δέκτη.
3. Με βάση τα υπολογισμένα υπόκεντρα, καθορίζεται ο πίνακας, A , της εξίσωσης (5.9) και λύνεται το αντίστροφο πρόβλημα με την μέθοδο των ελαχίστων τετραγώνων με απόσβεση (Σχέση 5.7). Με αυτό τον τρόπο υπολογίζονται οι διορθώσεις στα χρονικά υπόλοιπα των ταχυτήτων διαδρομής και συνεπώς οι διορθώσεις στο μοντέλο ταχυτήτων.
4. Στη συνέχεια επαναλαμβάνονται τα βήματα, 2 και 3, μέχρι το μέσο τετραγωνικό σφάλμα (RMS) των χρονικών υπολοίπων να μη μεταβάλλεται σημαντικά, γεγονός που μπορεί να ελεγχθεί με μια F-δοκιμή, η οποία είναι ένας στατιστικός έλεγχος (test) της διασποράς πληθυσμών που ακολουθούν F-κατανομή.



Σχήμα 5.2 Συνοπτική εικόνα της επαναληπτικής διαδικασίας του προγράμματος VELEST (από Kissling et al., 1995).

5.4 Περιγραφή της λειτουργίας του προγράμματος VELEST

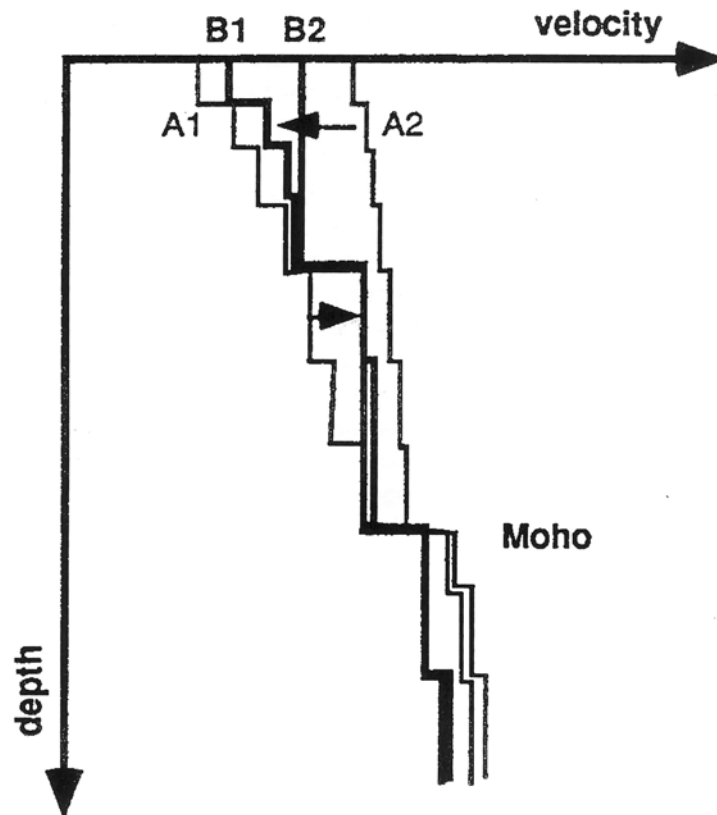
Το πρόγραμμα, VELEST, είναι ένας κώδικας σε γλώσσα προγραμματισμού FORTRAN που σχεδιάστηκε με σκοπό τον προσδιορισμό μονοδιάστατων μοντέλων ταχυτήτων που μπορούν να χρησιμοποιηθούν είτε στην διαδικασία καθορισμού των εστιακών παραμέτρων τοπικών σεισμών είτε ως αρχικά μοντέλα αναφοράς στην τρισδιάστατη σεισμική τομογραφία (Kissling 1988, Kissling et al. 1994) και βασίζεται στις αρχές της αντιστροφής των χρόνων διαδρομής, όπως αυτές περιγράφηκαν από τους Crosson (1976), Ellsworth (1977), και Thurber (1981, 1983) και αναφέρθηκαν σε γενικές γραμμές προηγουμένως.

Το πρόγραμμα αυτό είναι ένας επαναληπτικός αλγόριθμος, ο οποίος προσπαθεί να επιλύσει το ενοποιημένο πρόβλημα των υποκέντρων και του μοντέλου ταχυτήτων με τον προσδιορισμό του “ελάχιστου” μονοδιάστατου μοντέλου ταχυτήτων (minimum 1-D model), των υποκεντρικών συντεταγμένων και των κατάλληλων διορθώσεων των σταθμών που χρησιμοποιήθηκαν (Σχ.5.2). Κάθε τέτοια λύση μπορεί να αξιολογηθεί με την σύγκριση των αντίστοιχων θεωρητικών χρόνων διαδρομής με τους παρατηρούμενους χρόνους διαδρομής. Οι διαφορές αυτές των χρόνων διαδρομής ονομάζονται χρονικά υπόλοιπα (residuals) και μπορούμε να μετρήσουμε την συνολική απόκλιση της κάθε λύσης χρησιμοποιώντας το μέσο τετραγωνικό σφάλμα (RMS). Επομένως, πρέπει να βρεθούν διαφορετικές λύσεις με τα ελάχιστα δυνατά σφάλματα (RMS) διαφοροποιώντας τα αρχικά χρησιμοποιούμενα μοντέλα ταχυτήτων μέσα σε λογικά αλλά μεγάλα όρια. Άρα, ο προσδιορισμός του “ελάχιστου” μονοδιάστατου μοντέλου ταχυτήτων περιλαμβάνει μια διαδικασία δοκιμής – σφάλματος (trial and error method) για τα αρχικά μοντέλα δομής και μια μη γραμμική επαναληπτική μέθοδο αντιστροφής που εκτελείται από το VELEST (Kissling et al. 1995).

Τα βήματα της διαδικασίας προσδιορισμού του μονοδιάστατου μοντέλου ταχυτήτων περιγράφονται παρακάτω:

1. Εύρεση ενός κατάλληλου αρχικού μοντέλου ταχυτήτων, λαμβάνοντας υπόψη την γεωλογική δομή της περιοχής μελέτης και τις διαθέσιμες πληροφορίες από τυχόν προηγούμενες τεχνικές προσδιορισμού της δομής για την ίδια περιοχή (π.χ. ανάκλαση και διάθλαση σεισμικών κυμάτων).

2. Στη συνέχεια ορίζονται οι κατάλληλες παράμετροι για την απόσβεση των ταχυτήτων και για τον καλύτερο έλεγχο της λειτουργίας του προγράμματος, δηλαδή εφαρμόζονται οι ανάλογοι περιορισμοί, για παράδειγμα, αν θα υπάρχουν στρώματα χαμηλών ταχυτήτων στο μοντέλο, όπως επίσης και ο αριθμός των επαναλήψεων που θα χρειαστεί να εκτελέσει το VELEST για να συγκλίνει στο “ελάχιστο” μοντέλο. Επιπρόσθετα, ορίζονται και οι αρχικές διορθώσεις των σταθμών.



Σχήμα 5.3 Τελικά μοντέλα ταχυτήτων (B1 και B2) που προέκυψαν από δύο πανομοιότυπες διαδικασίες αντιστροφής διαφορετικών αρχικών μοντέλων (A1 και A2) με την χρήση των ίδιων αρχικών δεδομένων (από Kissling et al., 1995).

3. Χρησιμοποιώντας έναν μεγάλο αριθμό αρχικών μοντέλων γίνεται η προσέγγιση του βέλτιστου τελικού μοντέλου, το οποίο πρέπει να είναι όσο το δυνατό πιο ανεξάρτητο από τα αρχικά μοντέλα που χρησιμοποιήθηκαν. Επομένως, όταν βρεθεί μια λύση με το ελάχιστο μέσο τετραγωνικό σφάλμα (RMS) τότε το

μοντέλο ταχυτήτων πρέπει να είναι παρόμοιο με αυτά που απεικονίζονται στο παράδειγμα του σχήματος (5.3), όπου τα τελικά μοντέλα (B1 και B2) μέσα σε ένα καλά ορισμένο βάθος είναι σχεδόν πανομοιότυπα για διαφορετικά αρχικά μοντέλα (A1 και A2).

Ακολουθώντας την παραπάνω διαδικασία γίνεται ο προσδιορισμός του “ελάχιστου” μονοδιάστατου μοντέλου ταχυτήτων. Αυτό το μοντέλο μπορεί επίσης να χρησιμοποιηθεί ως αρχικό μοντέλο και να εκτελεστεί ξανά το VELEST ώστε να ελεγχθεί η αξιοπιστία της λύσης. Επίσης μπορεί να γίνει σύγκριση των αρχικών υποκεντρικών θέσεων με τις τελικές όπως αυτές υπολογίστηκαν με την διαδικασία της αντιστροφής.

5.5 Διαδικασία εύρεσης του μονοδιάστατου μοντέλου ταχυτήτων

Όπως προαναφέρθηκε, για τον προσδιορισμό του μονοδιάστατου μοντέλου ταχυτήτων για την περιοχή μελέτης χρησιμοποιήθηκε το πρόγραμμα VELEST (Kissling et al. 1995). Για να επιτευχθεί αυτός ο προσδιορισμός απαιτείται ένας κατάλογος με τις εστιακές παραμέτρους (χρόνος γένεσης, συντεταγμένες εστίας και εστιακό βάθος) και με τους χρόνους άφιξης των, P και S, κυμάτων σε κάθε σταθμό των καλύτερα προσδιορισμένων σεισμών. Επίσης απαιτείται ένας ακριβής κατάλογος με τις συντεταγμένες και τα υψόμετρα των σεισμολογικών σταθμών, μαζί με ένα αρχικό μονοδιάστατο μοντέλο ταχυτήτων των, P και S, κυμάτων για την συγκεκριμένη περιοχή καθώς και ένα αρχείο ελέγχου των παραμέτρων του προγράμματος. Σε αυτό το αρχείο ορίζονται τα όρια της περιοχής μελέτης, η μετατόπιση των υποκέντρων ανάλογα με το μέσο όρο των υψομέτρων των σταθμών, ο αριθμός των σεισμών που θα χρησιμοποιηθούν για την αντιστροφή, η ύπαρξη στρωμάτων χαμηλών ταχυτήτων, ο λόγος των ταχυτήτων των επιμήκων προς την ταχύτητα των εγκαρσίων κυμάτων (V_p/V_s), ο αριθμός των επαναλήψεων που θα εκτελέσει το VELEST, και κάποιες άλλες δευτερεύουσες παράμετροι.

Για τον καθορισμό του βέλτιστου δυνατού μοντέλου ταχυτήτων απαιτείται η χρήση των καλύτερα προσδιορισμένων σεισμών από το σύνολο των σεισμών που έχουν καταγραφεί για την περιοχή του ηφαιστειακού κέντρου της Σαντορίνης κατά την περίοδο 1994 – 2002. Για τον σκοπό αυτό χρησιμοποιήθηκαν οι 157 σεισμοί που

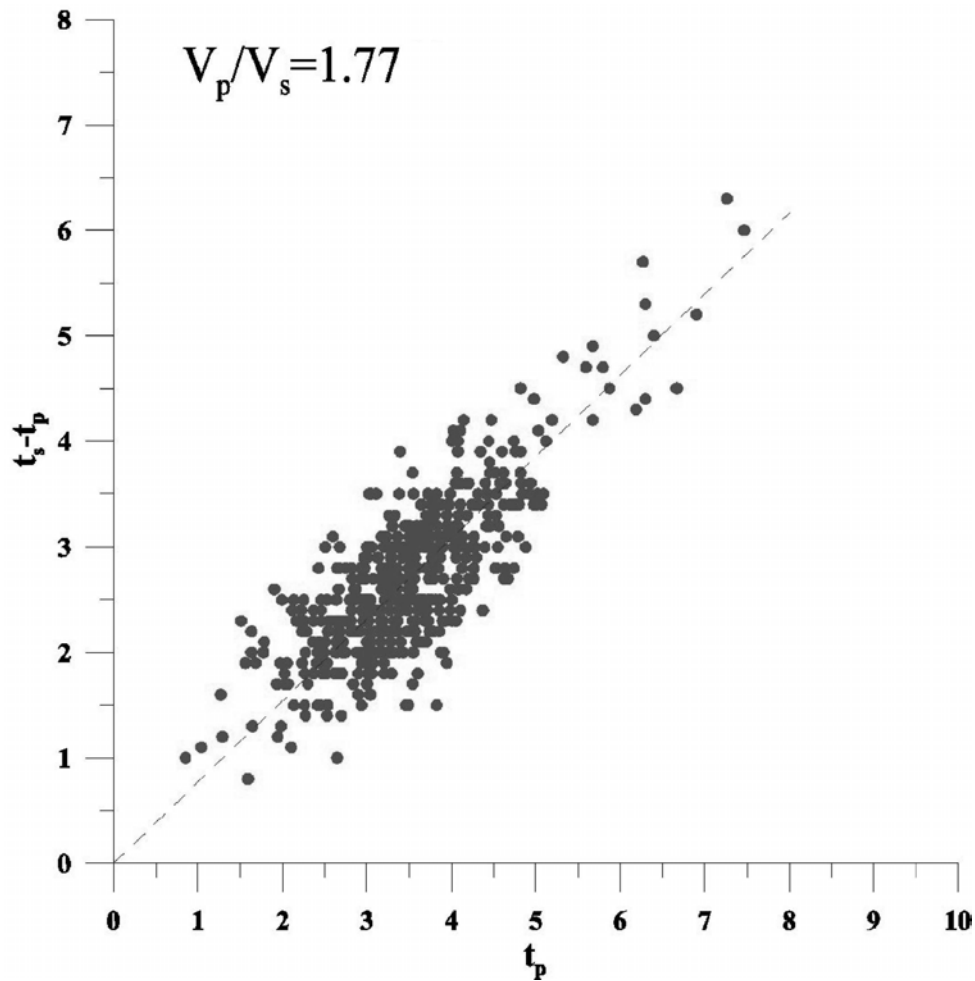
επιλέχθηκαν με βάση τα κριτήρια αποκοπής, που απεικονίζονται στο σχήμα (4.5) και δημιουργήθηκε ένα αρχείο με τις εστιακές παραμέτρους και τις φάσεις των σεισμών που χρησιμοποιήθηκε ως αρχείο εισόδου στο πρόγραμμα VELEST. Τελικά, χρησιμοποιήθηκαν 675, P, φάσεις και 523, S, φάσεις για την αντιστροφή των χρόνων διαδρομής.

Για τον προσδιορισμό του λόγου της ταχύτητας των επιμήκων προς την ταχύτητα των εγκάρσιων κυμάτων (V_p/V_s) χρησιμοποιήθηκε το διάγραμμα Wadati. Για το σκοπό αυτό, έγινε η χαρτογράφηση των διαφορών, $t_s - t_p$, των χρόνων άφιξης των, S και P, κυμάτων σε συνάρτηση με τους χρόνους άφιξης, t_p , των P κυμάτων χρησιμοποιώντας τους καλύτερα προσδιορισμένους σεισμούς (Σχ.5.4). Τα σημεία της χαρτογράφησης που ορίζονται με αυτόν τον τρόπο υπακούουν σε νόμο πρώτου βαθμού, δηλαδή ευθεία γραμμή, της οποίας η εξίσωση είναι:

$$t_s - t_p = (k - 1) (t_p - H) \quad (5.10)$$

όπου, k , είναι ο λόγος V_p/V_s και H , είναι ο χρόνος γένεσης του σεισμού. Από την σχέση (5.10) προκύπτει ότι η τομή της ευθείας με τον άξονα των χρόνων άφιξης (των τετμημένων) ορίζει τον χρόνο γένεσης, ενώ η κλίση της ευθείας παριστάνει την ποσότητα, $(k - 1)$, δηλαδή μπορεί να υπολογιστεί εύκολα ο λόγος, V_p/V_s . Επομένως, από το διάγραμμα Wadati προσδιορίστηκε ένας λόγος V_p/V_s ίσος με 1.77, ο οποίος και υιοθετήθηκε για την αντιστροφή. Σημειώνεται ότι το διάγραμμα Wadati φανέρωνε μία σχετική σταθερότητα του λόγου αυτού σχεδόν σε όλο το εύρος των εξεταζόμενων χρόνων διαδρομής (Σχ.5.4).

Ο κατάλογος με τις γεωγραφικές συντεταγμένες μαζί με τα υψόμετρα για τον κάθε σταθμό που χρησιμοποιήθηκε στην διαδικασία της αντιστροφής δημιουργήθηκε από τον Πίνακα 4.1. Με βάση τα υψόμετρα των σταθμών υπολογίστηκε η μετατόπιση που πρέπει να γίνει στα υπόκεντρα ώστε να υπολογιστούν σωστά με βάση το τοπογραφικό ανάγλυφο της περιοχής. Αυτή υπολογίστηκε ίση με 190 m. Επίσης ορίστηκε ο αριθμός των επαναλήψεων σε 5, ενώ λήφθηκε υπόψη η πιθανότητα παρουσίας στρωμάτων χαμηλών ταχυτήτων, γεγονός πολύ συνηθισμένο σε περιοχές ηφαιστειακών κέντρων λόγω της μεγάλης ανομοιογένειας που παρουσιάζεται με την ύπαρξη μαγματικών θαλάμων και ηφαιστειακών αγωγών.

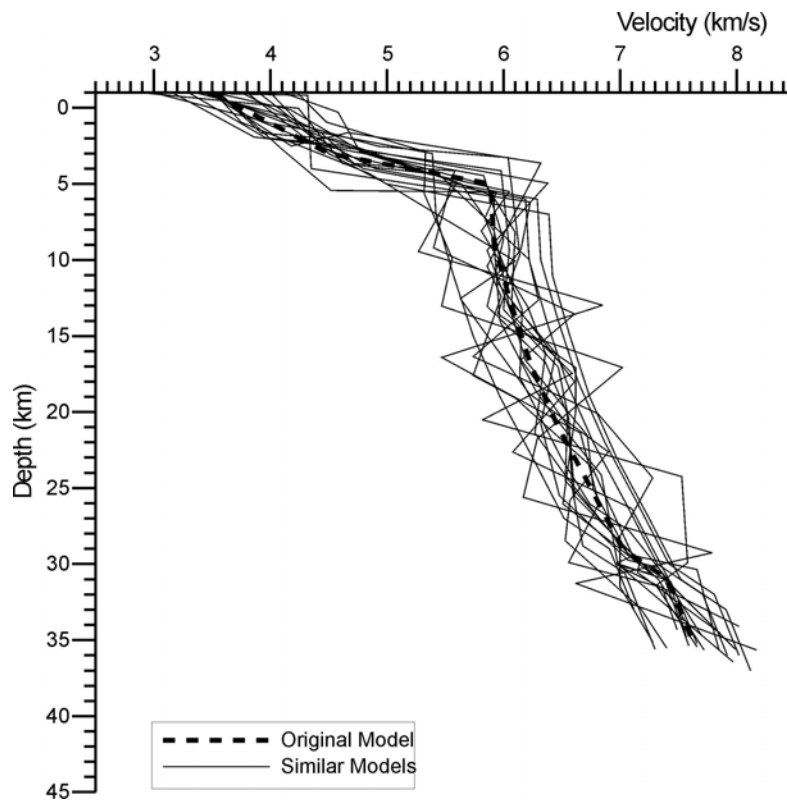


Σχήμα 5.4 Διάγραμμα Wadati για την περιοχή μελέτης χρησιμοποιώντας τους καλύτερα προσδιορισμένους σεισμούς.

Ως αρχικό μονοδιάστατο μοντέλο ταχυτήτων χρησιμοποιήθηκε ένας μεγάλος αριθμός μοντέλων ώστε να εξασφαλιστεί η ανεξαρτησία του τελικού μοντέλου από οποιοδήποτε αρχικό. Αρχικά χρησιμοποιήθηκε το αρχικό μοντέλο που ήδη έχει χρησιμοποιηθεί κατά τον προσδιορισμό των υποκέντρων (βλέπε στο 4^ο Κεφάλαιο, Πίνακας 4.2). Για να επιτευχθεί η μέγιστη δυνατή ακρίβεια για τα στρώματα του φλοιού προστέθηκαν μερικά επιπλέον που λήφθηκαν από το μοντέλο που προτάθηκε από τους Papazachos και Nolet (1997) για την ευρύτερη περιοχή του Νοτίου Αιγαίου. Επίσης λήφθηκε υπόψη η υψομετρική θέση των σταθμών στο αρχικό μοντέλο με αποτέλεσμα να θεωρηθεί ως αρχή των βαθών τα -1.0 km (Πίνακας 5.1).

Πίνακας 5.1 Το μονοδιάστατο μοντέλο ταχυτήτων που χρησιμοποιήθηκε ως αρχικό για τον προσδιορισμό του “ελάχιστου” μοντέλου και ως βάση για την δημιουργία παρόμοιων αρχικών μοντέλων.

Βάθος (km)	V_P (km/s)	V_S (km/s)
-1.0	3.50	2.00
1.0	4.00	2.29
3.0	4.50	2.58
5.0	5.89	3.36
9.0	5.92	3.40
13.0	6.07	3.49
17.0	6.24	3.58
21.0	6.47	3.70
25.0	6.75	3.82
29.0	7.02	3.95
31.0	7.41	4.18
35.0	7.62	4.40



Σχήμα 5.5 Το σύνολο των αρχικών μοντέλων που παράχθηκαν από το μοντέλο του πίνακα (5.1) και χρησιμοποιήθηκαν ως αρχικά για τον προσδιορισμό του τελικού μοντέλου δομής.

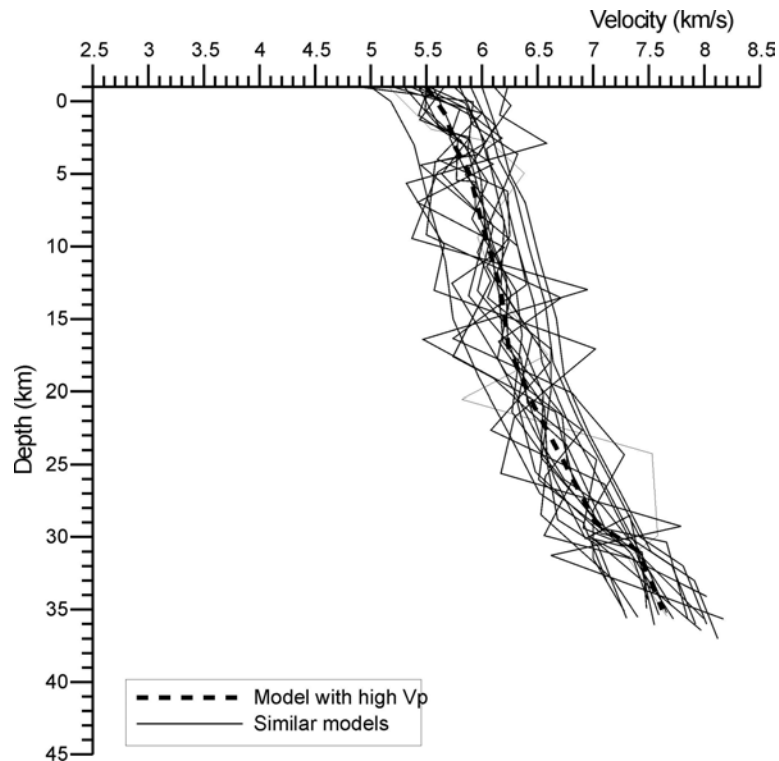
Με βάση αυτό το μοντέλο παράχθηκαν είκοσι (20) παρόμοια μοντέλα με την χρήση ενός αλγορίθμου σε γλώσσα προγραμματισμού FORTRAN. Ο συγκεκριμένος αλγόριθμος δημιουργούσε κάθε φορά ένα μοντέλο με τον ίδιο αριθμό στρωμάτων με το αρχικό, αλλά με διαφορετικές ταχύτητες και διαφορετικά πάχη στρωμάτων. Αυτό επιτυγχάνονταν με την εισαγωγή τυχαίων αλλά και συστηματικών διαταραχών στις ταχύτητες από 0.1 έως 1.0 km/s και στα πάχη από 1.0 έως 2.5 km. Το σύνολο των μοντέλων που δημιουργήθηκαν από αυτήν την διαδικασία απεικονίζεται στο σχήμα (5.5).

Σύμφωνα με τους Kissling et al. (1994, 1995), για να δοκιμαστεί η ανεξαρτησία της τελικής λύσης από το αρχικό μοντέλο πρέπει να χρησιμοποιηθούν ως αρχικά μοντέλα τουλάχιστον τρία με τις εξής ιδιότητες: ένα που να προσομοιάζει αρκετά καλά την γεωλογική δομή της περιοχής μελέτης, ένα με αρκετά υψηλές ταχύτητες επιφανειακών στρωμάτων και ένα που να ακολουθεί μια βαθμιαία μεταβολή της ταχύτητας διάδοσης των κυμάτων σε σχέση με το βάθος. Επομένως, με βάση το μοντέλο του πίνακα (5.1) ορίστηκε ένα μοντέλο με υψηλές ταχύτητες επιφανειακών στρωμάτων (Πίνακας 5.2) και ένα μοντέλο που ακολουθούσε μια γραμμική σχέση βάθους – ταχύτητας (Πίνακας 5.3). Από αυτά τα δύο αρχικά μοντέλα παράχθηκαν είκοσι (20) μοντέλα για την κάθε μια περίπτωση ακολουθώντας την διαδικασία που περιγράφηκε προηγουμένως. Τα σύνολα των παραγόμενων μοντέλων παρουσιάζονται στα σχήματα (5.6) και (5.7) που αντιστοιχούν για την κάθε περίπτωση.

Τελικά, καταλήξαμε σε ένα σύνολο από εξήντα (60) μονοδιάστατα μοντέλα ταχυτήτων (Σχ.5.8) από τα οποία κάθε φορά επιλέγαμε και ένα διαφορετικό ως αρχικό μοντέλο για να εκτελεστεί το πρόγραμμα VELEST. Με αυτόν τον τρόπο προσδιορίστηκαν από το πρόγραμμα εξήντα αντίστοιχα τελικά μοντέλα, είκοσι με βάση το μοντέλο του πίνακα (5.1), είκοσι με βάση το μοντέλο του πίνακα (5.2) και είκοσι με βάση το μοντέλο του πίνακα (5.3). Με βάση την παραπάνω διάκριση, υπολογίστηκε ένα μέσο τελικό μοντέλο ανά κατηγορία αρχικού μοντέλου χρησιμοποιώντας κατάλληλο κώδικα σε γλώσσα προγραμματισμού FORTRAN. Τα τρία μέσα τελικά μοντέλα παρουσιάζονται στο σχήμα (5.9), όπου το μοντέλο, B, το οποίο αντιστοιχεί στο μέσο μοντέλο που προέκυψε από το μοντέλο του πίνακα (5.2), παρουσιάζει το ελάχιστο μέσο τετραγωνικό σφάλμα (RMS). Άρα ως βέλτιστο “ελάχιστο” μονοδιάστατο μοντέλο ταχυτήτων που προσδιορίστηκε από το πρόγραμμα VELEST θεωρήθηκε το συγκεκριμένο μοντέλο.

Πίνακας 5.2 Το μονοδιάστατο μοντέλο με τις υψηλές ταχύτητες για τα επιφανειακά στρώματα που χρησιμοποιήθηκε ως αρχικό για τον προσδιορισμό του “ελάχιστου” μοντέλου και ως βάση για την δημιουργία παρόμοιων τέτοιων μοντέλων.

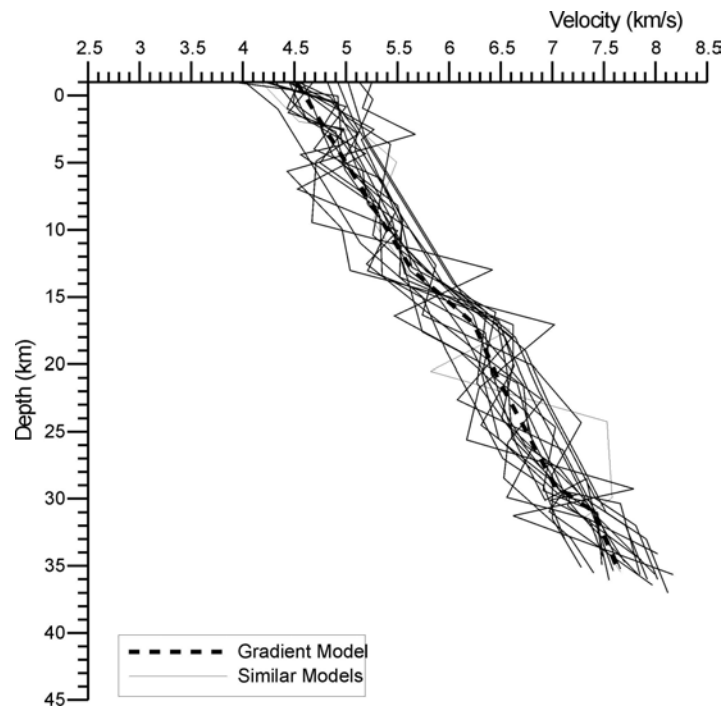
Βάθος (km)	V_p (km/s)	V_s (km/s)
-1.0	5.50	3.15
1.0	5.68	3.25
3.0	5.75	3.29
5.0	5.89	3.40
9.0	6.02	3.49
13.0	6.17	3.53
17.0	6.24	3.58
21.0	6.47	3.70
25.0	6.75	3.82
29.0	7.02	3.95
31.0	7.41	4.18
35.0	7.62	4.40



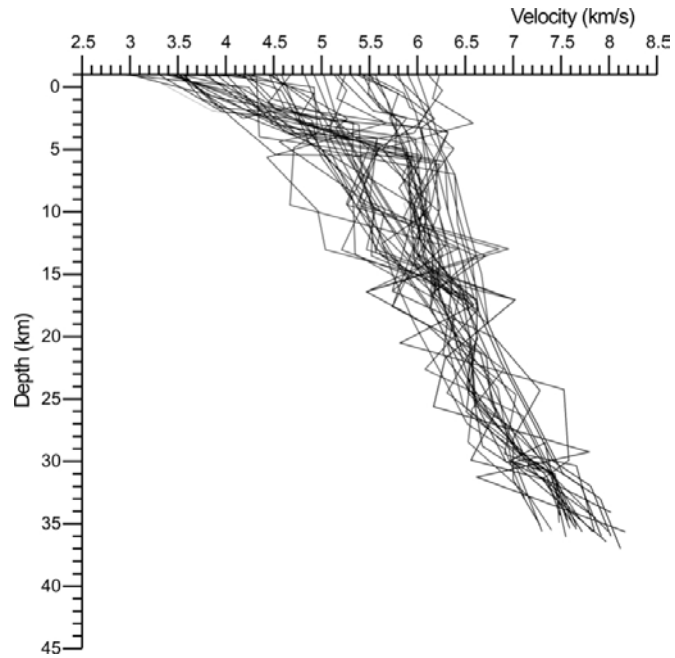
Σχήμα 5.6 Το σύνολο των αρχικών μοντέλων που παράχθηκαν από το μοντέλο του πίνακα (5.2) και χρησιμοποιήθηκαν ως αρχικά για τον προσδιορισμό του τελικού μοντέλου δομής.

Πίνακας 5.3 Το μονοδιάστατο μοντέλο με την βαθμιαία μετάβαση των ταχυτήτων που χρησιμοποιήθηκε ως αρχικό για τον προσδιορισμό του “ελάχιστου” μοντέλου και ως βάση για την δημιουργία παρόμοιων τέτοιων μοντέλων.

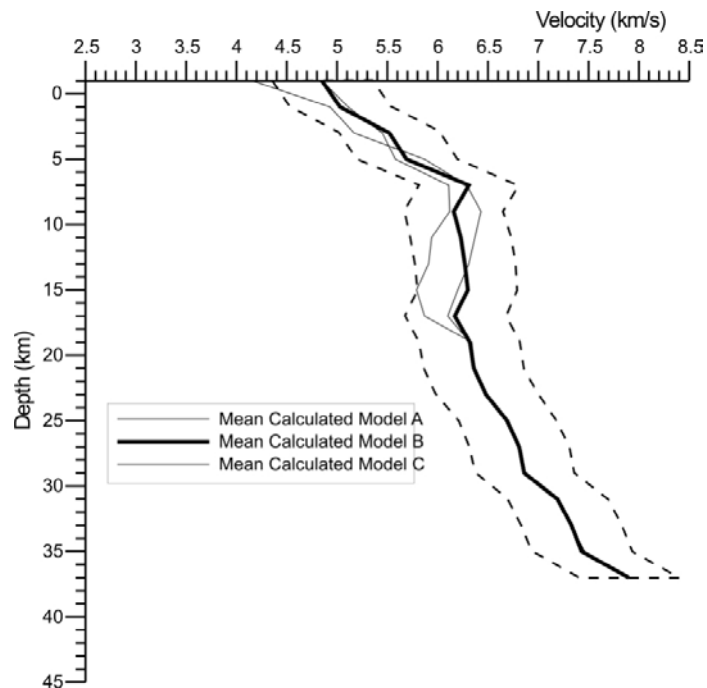
Βάθος (km)	V_P (km/s)	V_S (km/s)
-1.0	4.52	2.59
1.0	4.68	2.68
3.0	4.84	2.77
5.0	5.00	2.86
9.0	5.32	3.05
13.0	5.64	3.23
17.0	6.24	3.58
21.0	6.47	3.70
25.0	6.75	3.82
29.0	7.02	3.95
31.0	7.41	4.18
35.0	7.62	4.40



Σχήμα 5.7 Το σύνολο των αρχικών μοντέλων που παράχθηκαν από το μοντέλο του πίνακα (5.3) και χρησιμοποιήθηκαν ως αρχικά για τον προσδιορισμό του τελικού μοντέλου δομής.

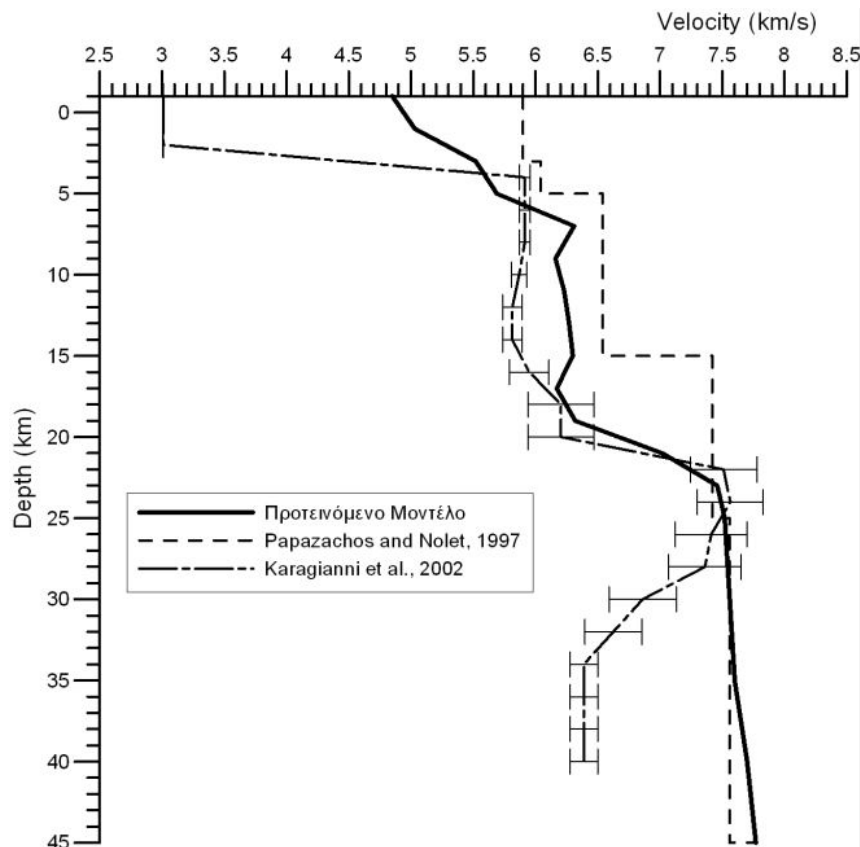


Σχήμα 5.8 Το σύνολο των μονοδιάστατων μοντέλων ταχυτήτων που χρησιμοποιήθηκαν ως αρχικά για τον προσδιορισμό του τελικού μοντέλου δομής.



Σχήμα 5.9 Τα τρία μέσα τελικά μοντέλα (A, B, C) όπως υπολογίστηκαν από το VELEST με βάση τα αρχικά μοντέλα των πινάκων (5.1), (5.2), (5.3), αντιστοίχως. Με τις διακεκομμένες γραμμές παρουσιάζεται η περιοχή του μέσου τετραγωνικού σφάλματος (RMS) για το μοντέλο B.

Από το σχήμα (5.9), παρατηρείται ότι όλα τα μέσα μοντέλα που υπολογίστηκαν παρουσιάζουν την ίδια συμπεριφορά για βάθη μεγαλύτερα από περίπου 20 km. Αυτό το γεγονός πιθανότατα οφείλεται στην έλλειψη σεισμικών δεδομένων από σεισμούς σε αυτά τα βάθη. Σύμφωνα με πρόσφατες εργασίες για την δομή του φλοιού και του άνω μανδύα στην ευρύτερη περιοχή του ηφαιστειακού κέντρου της Σαντορίνης βρέθηκε ότι το όριο φλοιού και μανδύα (ασυνέχεια Mohorovicic) βρίσκεται περίπου στα 22 km (Karagianni et al. 2002). Επομένως, για να θεωρηθεί ένα καλύτερο μοντέλο δομής για αυτά τα βάθη ήταν αναγκαίο να ληφθούν υπόψη κάποια μοντέλα ταχυτήτων που προτάθηκαν για την συγκεκριμένη περιοχή από διάφορους ερευνητές. Συγκεκριμένα, το πρώτο μοντέλο προτάθηκε από τους Karagianni et al. (2002) και βασίστηκε στην αντιστροφή των επιφανειακών κυμάτων, ενώ το δεύτερο μοντέλο προτάθηκε από τους Papazachos and Nolet (1997), το οποίο βασίστηκε στην αντιστροφή των χρόνων διαδρομής των επιμήκων κυμάτων (Σχ.5.10).



Σχήμα 5.10 Τα μοντέλα που θεωρήθηκαν για τον προσδιορισμό του βέλτιστου δυνατού μοντέλου για βάθη κάτω από τα 20 km. Με την συνεχή γραμμή απεικονίζεται το τελικό μοντέλο που προσδιορίστηκε για την περιοχή μελέτης.

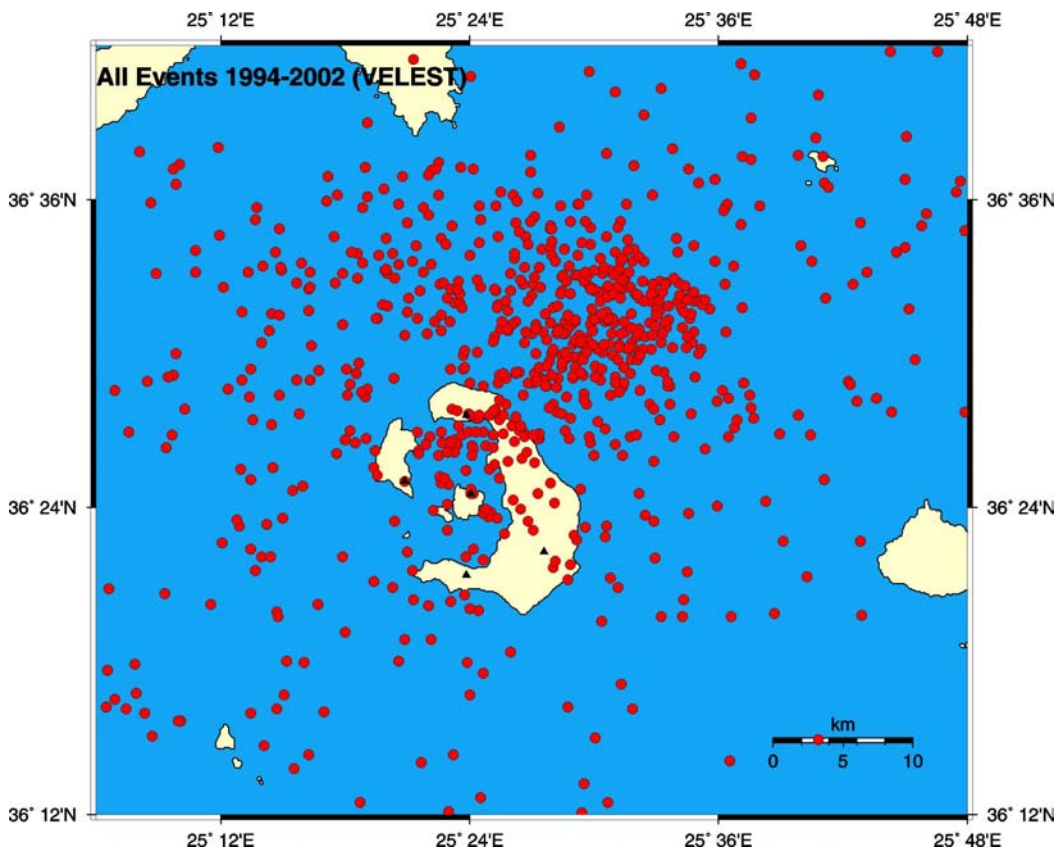
Πίνακας 5.4 Το τελικό μονοδιάστατο μοντέλο ταχυτήτων που χρησιμοποιήθηκε για τον επαναπροσδιορισμό των εστιακών παραμέτρων όλων των σεισμών που καταγράφηκαν για την περίοδο 1994 – 2002.

Βάθος (km)	V_P (km/s)	V_S (km/s)
0.0	4.85	2.74
1.0	5.03	2.84
3.0	5.52	3.12
5.0	5.69	3.21
7.0	6.31	3.56
9.0	6.16	3.48
11.0	6.23	3.52
13.0	6.27	3.54
15.0	6.30	3.56
17.0	6.17	3.48
19.0	6.32	3.57
21.0	7.02	3.96
23.0	7.46	4.21
25.0	7.52	4.25
30.0	7.56	4.27
35.0	7.60	4.29
40.0	7.70	4.35
45.0	7.77	4.39

Για τον προσδιορισμό του τελικού μοντέλου υιοθετήθηκε το μοντέλο που προτάθηκε από τους Papazachos and Nolet (1997), εφόσον τα σεισμικά δεδομένα που χρησιμοποιήθηκαν ήταν κυρίως χρόνοι διαδρομής P κυμάτων, δηλαδή ακολουθήθηκε παρόμοια διαδικασία. Με βάση αυτό το μοντέλο καθορίστηκαν οι ταχύτητες των στρωμάτων για βάθη μεγαλύτερα από 20 km και η τελική μορφή του μοντέλου ταχυτήτων παρουσιάζεται με την συνεχή μαύρη γραμμή στο σχήμα (5.10), καθώς επίσης και στον πίνακα (5.4). Το μοντέλο χρησιμοποιήθηκε στην συνέχεια στον επαναπροσδιορισμό των εστιακών παραμέτρων όλων των σεισμών που καταγράφηκαν κατά την διάρκεια της περιόδου 1994 – 2002.

5.6 Επαναπροσδιορισμός των εστιακών παραμέτρων των σεισμών

Για τον επαναπροσδιορισμό των εστιακών παραμέτρων των τοπικών σεισμών χρησιμοποιήθηκε ξανά, όπως και στο 4^ο Κεφάλαιο, το πρόγραμμα HYPOELLIPSE (Lahr 1989). Χρησιμοποιήθηκε ο ίδιος κατάλογος με τις συντεταγμένες και τα υψόμετρα των σταθμών (Πίνακας 4.1), ο ίδιος κατάλογος με τους χρόνους άφιξης των P και S κυμάτων σε κάθε σταθμό για τον κάθε σεισμό και το προτεινόμενο μονοδιάστατο μοντέλο ταχυτήτων για την περιοχή μελέτης (Πίνακας 5.4). Ο λόγος των ταχυτήτων των επιμήκων προς τις ταχύτητες των εγκάρσιων κυμάτων (V_p/V_s), οποίος απαιτείται κατά τον προσδιορισμό των υπόκεντρων, λήφθηκε από το διάγραμμα Wadati (Σχ.5.4).

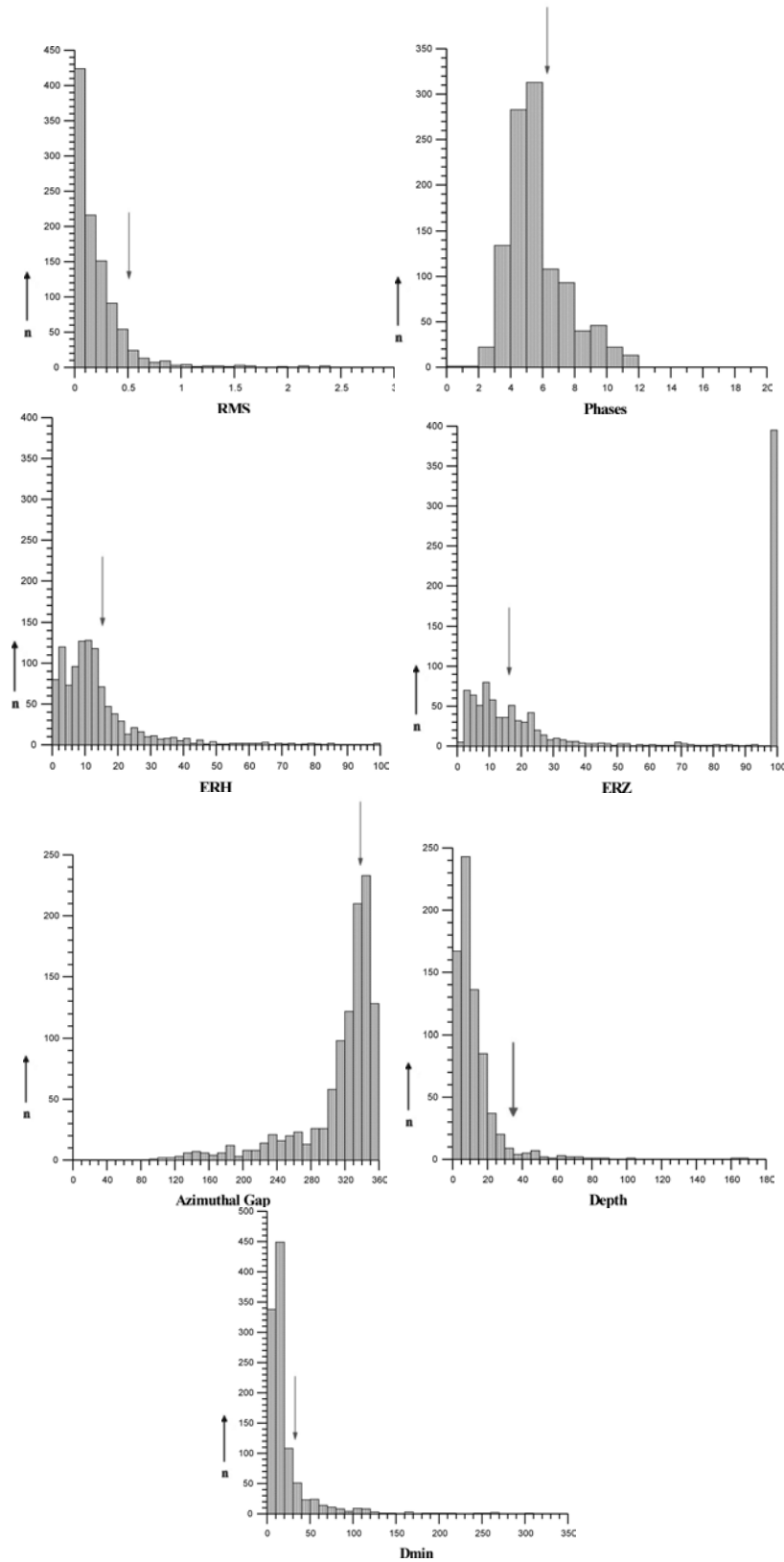


Σχήμα 5.11 Η κατανομή των επικέντρων των επαναπροσδιορισμένων σεισμών που καταγράφηκαν κατά την περίοδο 1994 – 2002 στην ευρύτερη περιοχή του ηφαιστειακού κέντρου της Σαντορίνης χρησιμοποιώντας το προτεινόμενο μοντέλο ταχυτήτων για την περιοχή μελέτης.

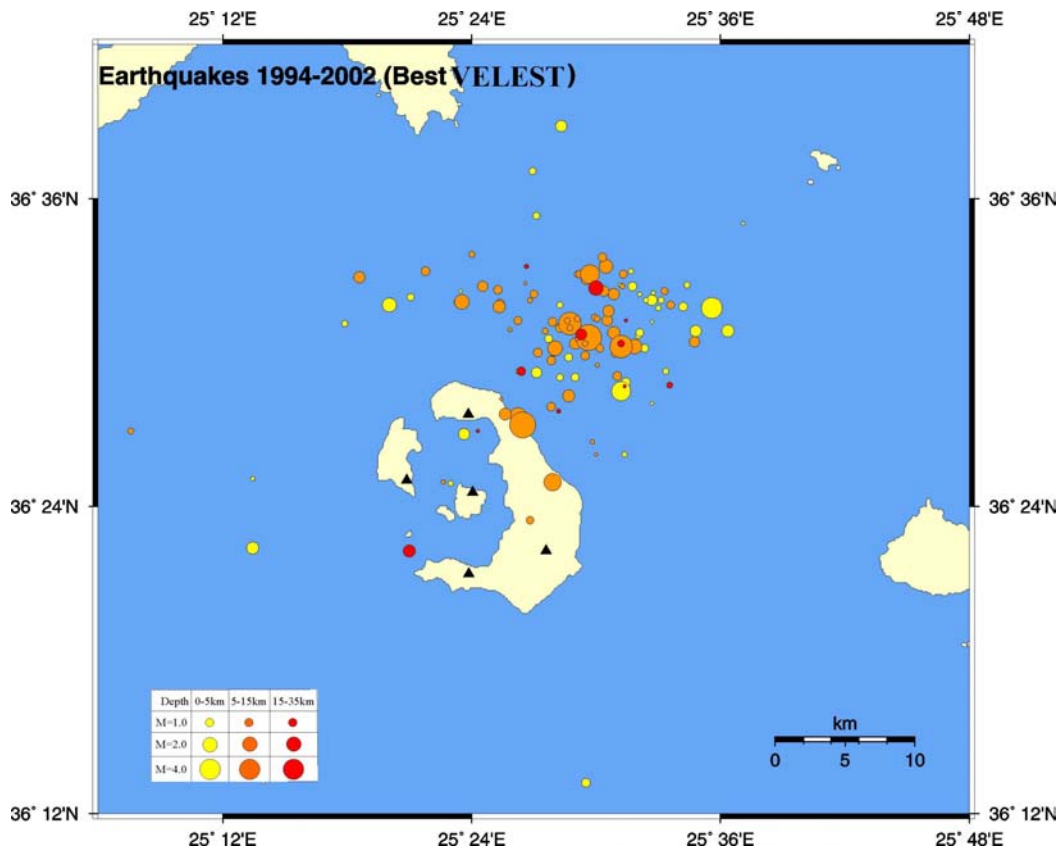
Με αυτόν τον τρόπο επαναπροσδιορίστηκαν οι εστιακές παράμετροι των σεισμών που καταγράφηκαν κατά τη περίοδο 1994 – 2002 (1076 σεισμοί), των οποίων η κατανομή των επικέντρων παρουσιάζεται στο σχήμα (5.11). Συγκριτικά με το σχήμα (4.4), μπορεί να παρατηρήσει κανείς ότι έχουν γίνει πολύ διακριτές οι δύο ομάδες των επικέντρων που εμφανίζονται στην ευρύτερη περιοχή της Σαντορίνης. Συγκεκριμένα, διακρίνεται πολύ καθαρά η μεγάλη ομάδα επικέντρων που εντοπίζεται στα βορειοανατολικά του νησιού, στον ύφαλο του Κολούμπου, όπως επίσης και η άλλη μικρότερη ομάδα που εντοπίζεται στην καλδέρα του ηφαιστειακού κέντρου.

Στη συνέχεια έγινε η διάκριση των καλύτερα προσδιορισμένων σεισμών ακολουθώντας παρόμοια διαδικασία με εκείνη που εφαρμόστηκε και προηγουμένως. Για να γίνει αυτή η διάκριση εφαρμόστηκαν οι εξής περιορισμοί: $RMS < 0.5 \text{ sec}$, $ERH < 15 \text{ km}$, $ERZ < 15 \text{ km}$, αριθμός των φάσεων που χρησιμοποιήθηκε για τον κάθε σεισμό ≥ 6 , αζιμουθιακό κενό $< 340^\circ$, ελάχιστο εστιακό βάθος $< 35 \text{ km}$, και, τέλος, ελάχιστη επικεντρική απόσταση $< 30 \text{ km}$. Στο σχήμα (5.12) παρουσιάζονται τα ιστογράμματα των βασικών εστιακών παραμέτρων από το σύνολο των 1076 σεισμών και με τα μαύρα βέλη σημειώνονται τα παραπάνω κριτήρια αποκοπής, τα οποία χρησιμοποιήθηκαν για την επιλογή των σεισμών. Από αυτήν την διαδικασία επιλέχθηκαν 165 σεισμοί οι οποίοι παρουσιάζονται στο Παράρτημα Γ.

Συγκρίνοντας το μέσο τετραγωνικό σφάλμα του συνόλου των σεισμών που προσδιορίστηκαν με το αρχικό μοντέλο ($RMS = 0.31$) με το μέσο τετραγωνικό σφάλμα των σεισμών που προσδιορίστηκαν με το προτεινόμενο μοντέλο ($RMS = 0.29$), παρατηρείται μια μικρή βελτίωση στην ποιότητα της εστιακών λύσεων των σεισμών. Αυτή η βελτίωση μπορεί να παρατηρηθεί καλύτερα στο σχήμα (5.13), στο οποίο παρουσιάζεται η κατανομή των επικέντρων των καλύτερα προσδιορισμένων σεισμών ανάλογα με το μέγεθος και το εστιακό βάθος. Συγκεκριμένα, παρατηρούνται ορισμένες αξιοσημείωτες διαφορές στα υποκεντρικά βάθη, αφού με την χρήση του νέου μοντέλου ο αριθμός των σεισμών με εστιακά βάθη από 15 έως και 35 km έχει ελαττωθεί αισθητά συγκριτικά με την χρήση του αρχικού μοντέλου.



Σχήμα 5.12 Ιστογράμματα σεισμικών παραμέτρων και τα αντίστοιχα όρια αποκοπής (μαύρα βέλη) που υιοθετήθηκαν για την επιλογή των καλύτερα επαναπροσδιορισμένων σεισμών.

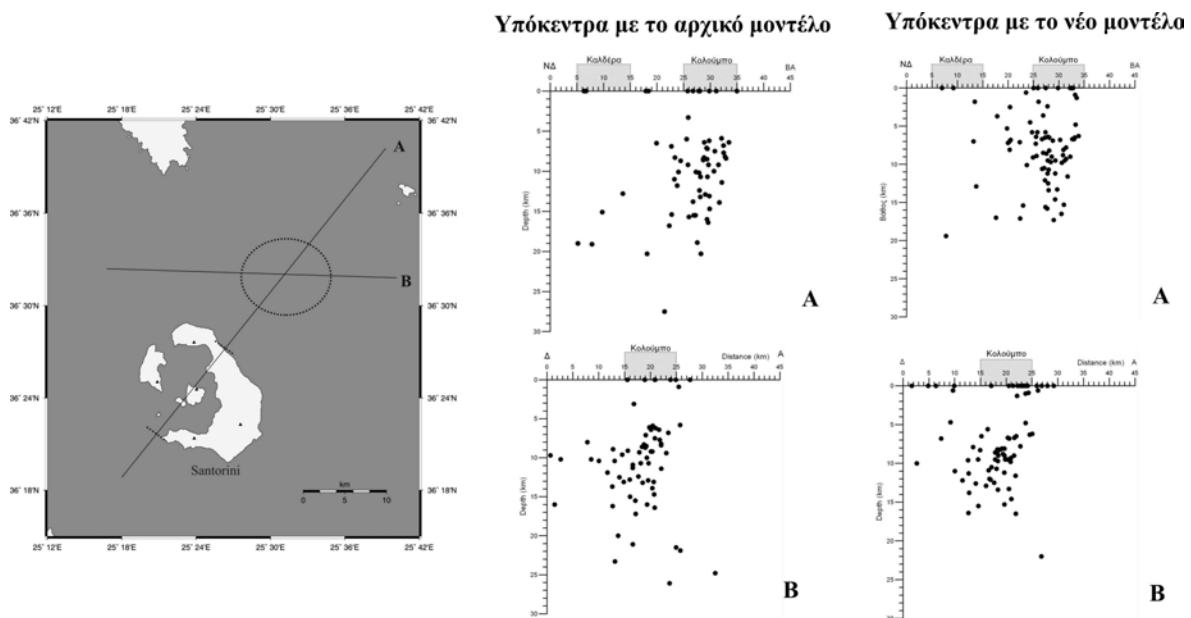


Σχήμα 5.13 Η κατανομή των επικέντρων των καλύτερα επαναπροσδιορισμένων σεισμών που καταγράφηκαν κατά την περίοδο 1994 – 2002 χρησιμοποιώντας το προτεινόμενο μοντέλο ταχυτήτων για την περιοχή μελέτης. Με την χρωματική κλίμακα παρουσιάζεται η κατανομή των εστιακών βαθών ενώ με την κλίμακα της διαμέτρου των κύκλων παρουσιάζεται το μέγεθος των σεισμών.

Για να γίνει καλύτερη σύγκριση της κατανομής των εστιακών βαθών των επαναπροσδιορισμένων σεισμών έγιναν κατακόρυφες τομές παρόμοιες με εκείνες που έγιναν στο 4^ο Κεφάλαιο. Ειδικότερα έγιναν δύο κατακόρυφες τομές κατά μήκος των τεκτονικών γραμμών, μία κατά μήκος της ζώνης διάρρηξης Αμοργού – Σαντορίνης με διεύθυνση νοτιοδυτική-βορειοανατολική και μία κατά μήκος του νότιου ορίου του τεκτονικού βυθίσματος βόρεια της Σαντορίνης με διεύθυνση ανατολική-δυτική περίπου. Αυτές οι τομές παρουσιάζονται στο σχήμα (5.14) όπου οι κατακόρυφες τομές, Α και Β, έχουν γίνει κατά μήκος των γραμμών, Α και Β, αντίστοιχα. Επίσης, έγιναν άλλες δύο κατακόρυφες τομές, μία στην καλδέρα του ηφαιστειακού κέντρου με διεύθυνση βορρά-νότου και μία στον ύφαλο του Κολούμπου ίδιας διεύθυνσης.

Αυτές οι τομές παρουσιάζονται στο σχήμα (5.15) όπου οι κατακόρυφες τομές, C και D, έχουν γίνει κατά μήκος των γραμμών, C και D, αντίστοιχα.

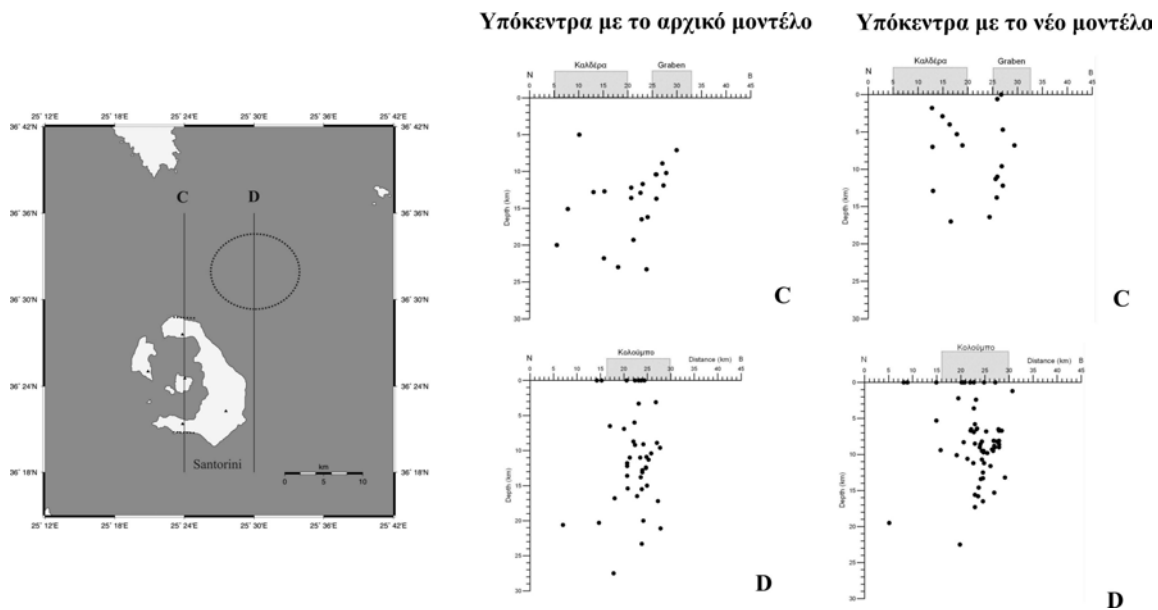
Από αυτές μπορούμε να συμπεράνουμε, ότι η κατανομή των υποκέντρων έχει βελτιωθεί με την χρήση του νέου μοντέλου ταχυτήτων. Συγκεκριμένα, τα νέα εστιακά βάθη κατανέμονται σε μικρότερο εύρος βαθών (0 – 15 km) σε σύγκριση με εκείνα που προσδιορίστηκαν με το προηγούμενο μοντέλο που βρίσκονται διασκορπισμένα σε ένα μεγαλύτερο εύρος (0 – 25 km). Επιπρόσθετα, λόγω της χρήσης μοντέλου με περισσότερα επιφανειακά στρώματα έχει γίνει πληρέστερη κάλυψη των εστιακών βαθών μεταξύ 0 και 5 km.



Σχήμα 5.14 Κατακόρυφες τομές των εστιών των καλύτερα προσδιορισμένων σεισμών κατά μήκος των γραμμών, A και B, που καθορίστηκαν χρησιμοποιώντας το αρχικό μονοδιάστατο μοντέλο ταχυτήτων (αριστερά) και το προτεινόμενο μοντέλο ταχυτήτων για την περιοχή μελέτης (δεξιά).

Η κύρια σεισμική δραστηριότητα συσχετίζεται κυρίως με τις ηφαιστειακές διεργασίες, αλλά και με το τεκτονικό καθεστώς της ευρύτερης περιοχής της Σαντορίνης, όπως φαίνεται εξάλλου και από τα σχήματα (5.14) και (5.15). Έτσι, παρατηρείται το γεγονός της ύπαρξης μικρής έως και ελάχιστης σεισμικής δραστηριότητας στην καλδέρα, που λαμβάνει χώρα σε σχετικά μεγάλα εστιακά βάθη (15 – 25 km). Αντίθετα, παρουσιάζεται αυξημένη σεισμικότητα στον ύφαλο του

Κολούμπου, τόσο στις τομές, Α και Β, του σχήματος (5.14) όσο και στην τομή, D, του σχήματος (5.15), η οποία συνδέεται άμεσα με το ενεργό κανονικό ρήγμα της Αμοργού αλλά και στην ηφαιστειακή δραστηριότητα της συγκεκριμένης περιοχής. Αυτή η σεισμικότητα συγκεντρώνεται σε ένα εύρος βαθών μεταξύ 0 και 15 km, όπου πιθανότατα να βρίσκεται το υποθαλάσσιο ηφαιστειακό οικοδόμημα του Κολούμπου, δηλαδή ο μαγματικός θάλαμος και ο ηφαιστειακός αγωγός. Η σχεδόν γραμμική κατανομή των υποκέντρων κάτω από την καλδέρα στην τομή, C, του σχήματος (5.15) πρέπει να θεωρηθεί τυχαία, αφού οι υπόλοιπες τομές δεν δείχνουν παρόμοιες κατανομές.



Σχήμα 5.15 Κατακόρυφες τομές των εστιών των καλύτερα προσδιορισμένων σεισμών κατά μήκος των γραμμών, C και D, που καθορίστηκαν χρησιμοποιώντας το αρχικό μονοδιάστατο μοντέλο ταχυτήτων (αριστερά) και το προτεινόμενο μοντέλο ταχυτήτων για την περιοχή μελέτης (δεξιά).

Κεφάλαιο 6ο

Συμπεράσματα

Η παρούσα διατριβή ειδίκευσης είχε ως βασικό στόχο την πληρέστερη κατανόηση των γεωλογικών διαδικασιών τόσο για την σεισμικότητα όσο και για το τεκτονικό-ηφαιστειακό καθεστώς του ηφαιστειακού κέντρου της Σαντορίνης. Παρατηρήθηκε σχετικά μικρή σεισμική δραστηριότητα στην ευρύτερη περιοχή του ηφαιστείου της Σαντορίνης. Συγκεκριμένα, καταγράφηκαν περίπου 1000 σεισμοί από το τοπικό σεισμολογικό δίκτυο σε περίοδο οκτώ ετών (Ιούνιος 1994 – Οκτώβριος 2002), με μεγέθη έως και 5.0 και εστιακά βάθη μέχρι και 35 km. Η σεισμική δραστηριότητα εντοπίζεται στην τεκτονική γραμμή Αμοργού – Σαντορίνης σε δύο κυρίως ομάδες επικέντρων: η πρώτη και μικρότερη ομάδα εντοπίζεται στην καλδέρα του ηφαιστείου και πιθανόν να συσχετίζεται με τις ηφαιστειακές διεργασίες που λαμβάνουν χώρα κάτω από αυτήν, ενώ η δεύτερη και αρκετά μεγαλύτερη ομάδα βρίσκεται στον ύφαλο του Κολούμπου, η οποία συνδέεται άμεσα με το μεγάλο ενεργό κανονικό ρήγμα της Αμοργού, καθώς επίσης και με την δραστηριότητα του υποθαλάσσιου ηφαιστείου. Επίσης παρατηρείται μια μικρή συσχέτιση της σεισμικότητας με το τεκτονικό βύθισμα (graben) βόρεια του ηφαιστειακού κέντρου της Σαντορίνης, του οποίου το νότιο όριο έχει διεύθυνση περίπου ABA-NΔN.

Είναι φανερό ότι οι δύο τεκτονικές γραμμές, η συνέχεια του ενεργού ρήγματος της Αμοργού και το τεκτονικό βύθισμα του Άνυδρου, καθώς και η τομή τους στον ύφαλο του Κολούμπου συσχετίζονται με την ηφαιστειακή δραστηριότητα της ευρύτερης περιοχής, αλλά τα διαθέσιμα δεδομένα και η ακρίβειά τους δεν είναι αρκετά για ασφαλή συμπεράσματα.

Χρησιμοποιώντας ένα σύνολο δεδομένων από τους καλύτερα προσδιορισμένους σεισμούς έγινε ο καθορισμός ενός νέου μοντέλου δομής ταχυτήτων για τα επιφανειακά στρώματα του ηφαιστειακού κέντρου της Σαντορίνης με σκοπό τον ακριβή επαναπροσδιορισμό των υποκέντρων των επιφανειακών σεισμών. Ο επαναπροσδιορισμός των υποκέντρων με την χρήση του προτεινόμενου μοντέλου για

την περιοχή μελέτης έδειξε μια πιο καθαρή εικόνα για το εύρος των εστιακών βαθών των επιφανειακών σεισμών.

Με βάση την κατανομή των εστιών των σεισμών στον χώρο και τον χρόνο κατά την περίοδο 1994 – 2002, μπορεί να θεωρηθεί η δραστηριότητα αυτή ως φυσιολογική τεκτονική δραστηριότητα της ευρύτερης περιοχής της Σαντορίνης. Επομένως τα έως τώρα διαθέσιμα σεισμολογικά δεδομένα δεν υποδηλώνουν κάποια μορφή επαναδραστηριοποίησης των ηφαιστειακών κέντρων της Νέας Καμένης και του Κολούμπου. Η ύπαρξη όμως αυτών των δύο ενεργών τεκτονο-ηφαιστειακών κέντρων επιβάλλει την συνέχιση της σεισμολογικής παρακολούθησης του ηφαιστείου της Σαντορίνης με πιο σύγχρονα μέσα. Άρα είναι απαραίτητη η αναβάθμιση του τοπικού σεισμολογικού δικτύου με την εγκατάσταση σεισμομέτρων τριών συνιστωσών και την εγκατάσταση νέων σταθμών σε μόνιμη βάση για να πυκνώσει η υπάρχουσα αραιή διάταξη του δικτύου. Μια πιο συστηματική μελέτη της ευρύτερης περιοχής της Σαντορίνης θα μπορέσει να καθορίσει τις πραγματικές διαστάσεις του υποθαλάσσιου ηφαιστειακού κέντρου του Κολούμπου με μεγαλύτερη ακρίβεια.

ΒΙΒΛΙΟΓΡΑΦΙΑ

- Aki, K. and Lee, W.H.K., 1976. Determination of three-dimensional velocity anomalies under a seismic array using first P arrival times from local earthquakes: A homogeneous initial model. *Journal of Geophysical Research* 81, pp. 4381-4399.
- Banks, N.G., Tilling, R.I., Harlow, D.D. and Ewert, J.W., 1989. Volcano monitoring and short-term forecasts. In: Tilling, R.I. (Editor) *Short courses in Geology, Vol. 1: Volcanic hazards, 51-80*, American Geophysical Union, Washington, D.C.
- Barton, M. and Huijsmans, J.P.P., 1986. Post-caldera dacites from the Santorini volcanic complex, Aegean Sea, Greece: an example of the eruption of lavas of near constant composition over a 2200-year period. *Mineralogy and Petrology* 94, pp. 472-495.
- Bond, A. and Sparks, R.S.J., 1976. The Minoan eruption of Santorini, Greece. *Journal of the Geological Society of London*, 132, pp. 1-16.
- Budetta, G., Condarelli, D., Fytikas, M., Kolios, N., Pascare, G., Rapolla, A. and Pinna, E., 1984. Geophysical Prospecting on the Santorini Islands. *Bull. Volcanol., Vol. 47*, pp. 447-466.
- Clausen, H.B., Hammer, C.U., Hvidberg, C.S., Dahl-Jensen, D., Steffensen, J.P., Kipfstuhl, J. and Legrand, M., 1997. A comparison of the volcanic records over the past 4000 years from the Greenland Ice Core Project and DYE 3 Greenland ice cores. *Journal of Geophysical Research* 102, pp. 26'707-26'723.
- Crosson, R.S., 1976. Crustal Structure Modeling of Earthquake Data, 1, Simultaneous Least Squares Estimation of Hypocenter and Velocity Parameters. *Journal of Geophysical Research* 81, pp. 3036-3046.
- De Luca, G., Filippi, L., Patanè, G., Scarpa, R. and Vinciguerra, S., 1997. Three-dimensional velocity structure and seismicity of Mt. Etna volcano, Italy. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 79, pp. 123-138.
- Delibasis, N., Chailas, S., Lagios, E. and Drakopoulos, J., 1989. Surveillance of Thera Volcano (Greece) – Microseismicity Monitoring. In: Proceedings of 3rd International Congress "Thera and the Aegean World III", *Volume 2*, September 4-8 1989, Santorini, Greece, pp. 55-60.

- Δημητριάδης, Ι.Μ., 2001. Σεισμολογική Παρατήρηση Ηφαιστείων: Η Περίπτωση του Mauna Loa στην Χαβάη. Διπλωματική Εργασία, Τομέας Γεωφυσικής, Τμήμα Γεωλογίας, Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης.
- Draper, N.R. and Smith, H., 1966. Applied Regression Analysis. John Wiley & Sons, New York, pp. 407.
- Druitt, T.H. and Sparks, R.S.J., 1982. A proximal ignimbrite breccia facies on Santorini, Greece. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 13, pp. 147-171.
- Druitt, T.H., 1985. Vent evolution and lag breccia formation during the Cape Riva eruption of Santorini, Greece. *Journal of Geology*, 93, pp. 439-454.
- Druitt, T.H., Mellors, R.A., Pyle, D.M. and Sparks, R.S.J., 1989. Explosive volcanism on Santorini, Greece. *Geophysical Magazine* 126, pp. 95-126.
- Druitt, T.H. and Francaviglia, V., 1992. Caldera formation on Santorini and the physiography of the islands in the late Bronze Age. *Bulletin of Volcanology* 54, No. 6, pp. 484-493.
- Druitt T.H., Edwards, L., Lanphere, M., Sparks, R.S.J. and Davies, M.S., 1998. Volcanic development of Santorini revealed by field, radiometric, chemical, and isotopic studies. In: Casale, R., Fytikas, M., Sigvaldason, G. and Vougioukalakis, G., (Editors), *The European Laboratory Volcanoes*. European Commission, Luxemburg.
- Druitt T.H., Davies, M.S., Edwards, L., Sparks, R.S.J., Mellors, R.M., Pyle, D.M., Lanphere, M. and Barreirio, B., 1999. The Santorini Volcano. *Geological Society Special Memoir*, 19, Geological Society Pub House, London.
- Ellsworth, W.L., 1977. Three-dimensional structure of the crust and mantle beneath the island of Hawaii. Ph.D. Thesis, Massachusetts Institute of Technology, Cambridge, p. 327.
- Endo, E.T. and Murray, T.L., 1991. Real-time seismic amplitude measurement (RSAM): A volcano monitoring and prediction tool, *Bulletin of Volcanology* 53, pp 533-545.
- Eriksen, U., Friedrich, W.L., Buchard, T.B., Tauber, H. and Thomsen, M.S., 1990. The Stronghyle caldera: geological, paleontological and stable isotope evidence from radiocarbon dated stromatolites from Santorini. In: Hardy, D.A., (Editor), *Thera and the Aegean World III*, 2. The Thera Foundation, London, pp. 362-370.
- Ferrara, G., Fytikas, M., Guiliani, O. and Marinelli, G., 1980. Age of the formation of the Aegean active volcanic arc. In: Doumas, C., (Editor), *Thera and the Aegean World II*. The Thera Foundation, London, pp. 37-41.
- Fouqué, F., 1879. Santorin et ses Éruptions. Masson et Cie, Paris.

- Friedrich, W.L., 1994. Feuer im Meer. Spektrum Akademischer Verlag, Heidelberg, Berlin.
- Friedrich, W.L., 2000. Fire in the Sea: Volcanism and the Natural History of Santorini. Cambridge University Pr., Cambridge.
- Fytikas, M., Innocenti, F., Manetti, P., Mazzuoli, R., Peccerillo, A. and Villari, L., 1985. Tertiary to Quaternary evolution of volcanism in the Aegean region. In: *The Geological Evolution of the Eastern Mediterranean, Special Publ. Geol. Soc.*, 17, pp. 687-699.
- Fytikas, M., Innocenti, F., Kolios, N., Manetti, P., Mazzuoli, R., Poli, G., Rita, F. and Villari, L., 1986. Volcanology and petrology of volcanic products from the island of Milos and neighbouring islets. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 28, pp. 297-317.
- Fytikas, M., Kolios, N. and Vougioukalakis, G., 1990. Post-Minoan Volcanic Activity of the Santorini Volcano. Volcanic hazard and risk, forecasting possibilities. In: Hardy, D.A., (Editor), *Thera and the Aegean World III*, 2. The Thera Foundation, London, pp. 183-198.
- Fytikas, M. and Vougioukalakis, G., 1995. Volcanic hazards in the Aegean Islands. In: Horlick-Jones, T., Amendola, A. and Casale, R. (Editors), *Natural Risk and Civil Protection*, 13, pp. 117-130.
- Galanopoulos, A.G. and Bacon, E., 1969. Atlantis. The Truth Behind the Legend. Nelson, London.
- Γεωργαλάς, Γ. και Λιάτσικας, Ν. 1926. Η έκρηξη του 1925 του ηφαιστείου της Θήρας. *Έργα Α-17*, 15/2/1926.
- Georgalas, G.C., 1962. Catalogue of the Active Volcanoes of the World including solfataras fields, Greece.
- Heiken, G. and McCoy, F., 1984. Caldera Development During the Minoan Eruption, Thera, Cyclades, Greece. *Journal of Geophysical Research* 89, pp. 8441-8462.
- Heiken, G. and McCoy, F., 1990. Precursory activity to the Minoan Eruption, Thera. In: Hardy, D.A., (Editor), *Thera and the Aegean World III*, 2. The Thera Foundation, London, pp. 79-88.
- Huijsmans, J.P.P., 1985. Calcalkaline lavas from the volcanic complex of Santorini, Aegean Sea, Greece. *Geologica Ultraiectina*, 41, pp. 1-316.
- International Seismological Centre, 2001. *On-line Bulletin*, <http://www.isc.ac.uk/Bull>, International Seismological Centre, Thatcham, United Kingdom.

- Ινστιτούτο Μελέτης και Παρακολούθησης του Ηφαιστείου της Σαντορίνης, Έκθεση για την παρακολούθηση του ηφαιστείου της Σαντορίνης το 1998. Θήρα, Απρίλιος 1999.
- Καραγιάννη, Ε.Ε., 1997. Συμβολή στη μελέτη της διάδοσης των επιφανειακών κυμάτων στον ανώτερο φλοιό με τη μέθοδο της αντιστροφής. *Διατριβή Ειδίκευσης, Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης*.
- Karagianni, E.E., Panagiotopoulos, D.G., Panza, G.F., Suhadolc, P., Papazachos, C.B., Papazachos, B.C., Kiratzi, A., Hatzfeld, D., Makropoulos, K., Priestley, K. and Vuan, A., 2002. Rayleigh wave group velocity tomography in the Aegean area. *Tectonophysics* 358, pp. 187-209.
- Kilias, A.A., Mountrakis, D.M., Tranos, M.D. and Pavlides, S.B., 1996. The prevolcanic metamorphic rocks of Santorini island: structural evolution and kinematics during the Tertiary (South Aegean, Greece). Proceedings of 2nd Workshop on European Laboratory Volcanoes, May 2-4 1996, Santorini, Greece, pp. 23-36.
- Kiratzi, A., 1984. Magnitude scales for earthquakes in the broader Aegean area. Ph.D. Thesis (in Greek), University of Thessaloniki, Greece, p. 189.
- Kiratzi, A.A. and Papazachos, B.C., 1985. Local Richter magnitude and total signal duration in Greece. *Annales Geophysicae*, 3, pp. 531-538.
- Kiratzi, A.A. and Papazachos, C.B., 1995. Active seismic deformation in the southern Aegean Benioff zone. *Journal of Geodynamics*, 19, pp. 65-78.
- Kissling, E., 1988. Geotomography with local earthquake data. *Rev. Geophys.*, 26, pp. 659-698.
- Kissling, E., Ellsworth, W.L., Eberhart-Phillips, D. and Kradolfer, U., 1994. Initial reference models in local earthquake tomography. *Journal of Geophysical Research* 99, pp. 19'635-19'646.
- Kissling, E., Kradolfer, U. and Maurer, H., 1995. VELEST User's Guide (Version 3.1). Institute of Geophysics, ETH Zurich.
- Lagios, E., Tzanis, A., Chailas S. and Wyss, M., 1989. Surveillance of Thera Volcano (Greece) – Monitoring of the geomagnetic field. In: Proceedings of 3rd International Congress "Thera and the Aegean World III", Volume 2, September 4-8 1989, Santorini, Greece, pp. 97-108.
- Lahr, J.C., 1989. HYPOELLIPSE/Version 2.0: A computer program for determining local earthquakes hypocentral parameters, magnitude, and first-motion pattern. U.S. Geological Survey Open-File Report 89-116, p. 92.

- Lahr, J.C., 1999. HYPOELLIPSE/Version 1.0: A computer program for determining local earthquake hypocentral parameters, magnitude, and first-motion pattern (Y2K Compliant Version). U.S. Geological Survey Open-File Report 99-23.
- Lee, W.H.K. and Lahr, J.C., 1975. HYPO71: A computer program for determining hypocenter, magnitude, and first-motion pattern of local earthquakes. U.S. Geological Survey Open-File Report 75-311.
- Lee, W.H.K. and Stewart, S.W., 1981. Principles and Applications of Micro-earthquake Networks. Academic Press, New York, pp. 293.
- Le Pichon, X. and Angelier, J., 1979. The Hellenic arc and trench system: a key to the Neotectonic evolution of the eastern Mediterranean area. *Tectonophysics* 60, pp. 1-42.
- Le Pichon, X. and Angelier, J., 1981. The Aegean Sea. *Phil. Trans. R. Soc., London*, 300, pp. 357-372.
- Makris, J., 1978. The crust and upper mantle of the Aegean region obtained from deep seismic soundings. *Tectonophysics* 46, pp. 269-284.
- McKenzie, D.P., 1970. The plate tectonics of the Mediterranean region. *Nature*, 226, pp. 239-243.
- McKenzie, D.P., 1972. Active tectonics of the Mediterranean region. *Geophysical. J. R. astr. Soc.*, 30, pp. 109-185.
- McKenzie, D.P., 1978. Active tectonics of the Alpine-Himalayan belt: the Aegean Sea and surrounding regions. *Geophysical. J. R. astr. Soc.*, 55, pp. 217-254.
- Menke, W., 1984. Geophysical data analysis: Discrete Inverse Theory. Academic Press, New York.
- Mercier, J.L., 1979. Signification neotectonique de l' Arc Egeen. Une revue des idees. *Revue de Geologie Dynamique et de Geographie Physique*, Vol. 21-1.
- Μουντράκης, Δ.Μ., 1985. Γεωλογία της Ελλάδας. *University Studio Press*, pp. 204-205.
- Mountrakis, D.M., Pavlides, S.B., Chatzipetros, A., Meletlidis, S., Tranos, M.D., Vougioukalakis, G. and Kiliass, A.A., 1996. Active deformation of Santorini. Proceedings of 2nd Workshop on European Laboratory Volcanoes, May 2-4 1996, Santorini, Greece, pp. 13-22.
- Nakamura, K., 1977. Volcanoes as possible indicators of tectonic stress orientation – Principle and Proposal. *J. Volcanol. Geoth. Res.*, Vol. 2, pp. 1-16.
- Panagiotopoulos, D.G., Stavrakakis, G., Makropoulos, K., Papanastasiou, D., Papazachos, C.B., Savvaidis, A.S. and Karagianni, E.E., 1996. Seismic monitoring at the Santorini

- volcano. Proceedings of 2nd Workshop on European Laboratory Volcanoes, May 2-4 1996, Santorini, Greece, pp. 311-324.
- Παπαδόπουλος, Γ., 1985. Ο ηφαιστειακός κίνδυνος στην Ελλάδα. *Δελτίο Ελληνικής Γεωλογικής Εταιρείας* 17, 316-323.
- Papadopoulos, G.A. and Pavlides, S.B., 1992. The large 1956 earthquake in the South Aegean: Macroseismic field configuration, faulting, and neotectonics of Amorgos Island, *Earth and Planetary Science Letters*, Volume 113, Issue 3, pp. 383-396.
- Papazachos, B.C. and Vasilicou, A., 1967. Studies on the magnitudes of earthquakes. *Progress Report in Seismology and Physics of the Earth's Interior, 1964-1966*, p. 17-18.
- Papazachos, B.C. and Comninakis, P.E., 1969. Geophysical features of the Greek island arc and eastern Mediterranean ridge. Proceedings of the C.R. des Séances de la Conference Reunite a Madrid, 16, pp. 74-75.
- Papazachos, B.C. and Delibasis, N.D., 1969. Tectonic stress field and seismic faulting in the area of Greece. *Tectonophysics* 7, pp. 231-255.
- Papazachos, B.C. and Comninakis, P.E., 1971. Geophysical and tectonic features of the Aegean arc. *Journal of Geophysical Research* 76, pp. 8517-8533.
- Papazachos, B.C., 1989. Long and short term prediction of the volcanic eruptions in Santorini. In: Proceedings of 3rd International Congress "Thera and the Aegean World III", Volume 2, September 4-8 1989, Santorini, Greece, pp. 125-129.
- Παπαζάχος, Β.Κ. και Παπαζάχου, Κ., 1989. Οι Σεισμοί της Ελλάδας. *Εκδόσεις Ζήτη*, Θεσσαλονίκη, Ελλάδα.
- Papazachos, B.C., 1990. Seismicity of the Aegean and surrounding area. *Tectonophysics* 178, pp. 287-308.
- Papazachos, B.C. and Panagiotopoulos, D.G., 1993. Normal faults associated with volcanic activity and deep rupture zones in the southern Aegean volcanic arc. *Tectonophysics* 220, pp. 301-308.
- Papazachos, B.C. and Papazachou, C.B., 1997. The Earthquakes of Greece. *Ziti Publications*, Thessaloniki, Greece.
- Papazachos, B.C., Karakostas, B.G., Papazachos C.B., and Scordilis, E.M., 2000. The geometry of the Wadati – Benioff zone and lithospheric kinematics in the Hellenic arc. *Tectonophysics* 319, pp. 275-300.
- Papazachos, B.C., Mountrakis, D.M., Papazachos C.B., Tranos, M.D., Karakaisis, G.F. and Savvaidis, A.S., 2001. The faults which have caused the known major earthquakes in

- Greece and surrounding region between the 5th century BC and today. Proceedings of 2nd National Conference Anti-Seismic Engineering and Technical Seismology, November 28-30 2001, Thessaloniki, Greece, pp. 17-26.
- Papazachos, C.B., Hatzidimitriou, P.M., Panagiotopoulos, D.G. and Tsokas, G.N., 1995. Tomography of the crust and upper mantle in southeast Europe. *Journal of Geophysical Research* 100, pp. 12405-12422.
- Papazachos, C.B. and Nolet, G., 1997. P and S deep structure of the Hellenic area obtained by robust nonlinear inversion of travel times. *Journal of Geophysical Research* 102, pp. 8349-8367.
- Παπαζάχος, Κ.Β., 1994. Συμβολή στη μελέτη της δομής του φλοιού και του πάνω μανδύα στη νοτιοανατολική Ευρώπη με αντιστροφή σεισμικών και βαρυτικών δεδομένων. *Διδακτορική Διατριβή, Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης*.
- Παπαζάχος, Κ.Β. και Χατζηδημητρίου, Π.Μ., 1995. Μαθηματικά για Γεωφυσικούς, Σημειώσεις μεταπτυχιακού τμήματος του Εργαστηρίου Γεωφυσικής του ΑΠΘ, σελ. 95.
- Παπαζάχος, Κ.Β., Κυρατζή, Α. και Κοντοπούλου, Δ., 1998. Ενεργός Τεκτονική στο Αιγαίο και τη γειτονική περιοχή, Βασικά Αποτελέσματα της Σεισμολογικής Έρευνας στην Ελλάδα, *Εκδόσεις Ζήτη, Θεσσαλονίκη, Ελλάδα*.
- Pavlidis, S.B. and Valkaniotis, S., 2003. Tectonic regime of Santorini-Amorgos area, Proceedings of International Conference "The South Aegean Active Volcanic Arc: Present Knowledge and Future Perspectives", September 17-20 2003, Milos Island, Greece. *Book of abstracts*, p. 76.
- Pavlis, G.L. and Booker, J.R., 1980. The Mixed Discrete-Continuous Inverse Problem: Application to the Simultaneous Determination of Earthquake Hypocenters and Velocity Structure. *Journal of Geophysical Research* 85, pp. 4801-4810.
- Pe-Piper, G.G., Piper, D.J.W. and Reynolds, P.H., 1983. Paleomagnetic stratigraphy and radiometric dating of the Pliocene rocks of Aegina, Greece. *Bulletin of Volcanology*, 46-1, pp. 1-7.
- Perissoratis, C., 1996. The Santorini volcanic complex and its relation to the stratigraphy and structure of the Aegean arc, Greece. *Marine Geology*, 128, pp. 37-58.
- Perissoratis, C. and Papadopoulos, G. 1999. Sediment instability and slumping in the southern Aegean Sea and the case history of the 1956 tsunami. *Marine Geology*, 161, pp. 287-305.

- Pichler, H. and Friedrich, W.L., 1980. Mechanism of Minoan eruption of Santorini. In: Doumas, C., (Editor), *Thera and the Aegean World II*. The Thera Foundation, London, pp. 15-30.
- Pyle, D.M., 1990. New estimates for the volume of the Minoan eruption. In: Hardy, D.A., (Editor), *Thera and the Aegean World III*, 2. The Thera Foundation, London, pp. 113-121.
- Rabinowitz, N., 1988. Micro earthquake location by means of non-linear simplex procedure. *Bulletin of the Seismological Society of America* 78, p. 380-384.
- Reck, H., 1936. *Santorini: Der Werdegang eines Inselvulcans und sein Ausbruch 1925-1928*. Verlag Von Dietrich Reimer, Berlin, (3 volumes).
- Richter, C., 1935. An instrumental earthquake magnitude scale. *Bulletin of the Seismological Society of America* 25, p. 1-32.
- Roecker, S.W., 1982. Velocity Structure of the Pamir-Hindu Kush Region: Possible evidence of subducted crust. *Journal of Geophysical Research* 87, pp. 945-959.
- Σκορδύλης, Ε.Μ., 1985. Μικροσεισμική μελέτη της Σερβομακεδονικής ζώνης και των γύρω περιοχών. *Διδακτορική Διατριβή, Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης*, σελ. 250.
- Σκορδύλης, Ε.Μ., Καρακώστας, Β.Γ. και Δημητρίου Π.Π., 1998. Σεισμικότητα της Ελλάδας, Βασικά Αποτελέσματα της Σεισμολογικής Έρευνας στην Ελλάδα. *Εκδόσεις Ζήτη, Θεσσαλονίκη, Ελλάδα*.
- Seidenkrantz, M.S. and Friedrich, W.L., 1992. Santorini, Part of The Hellenic Arc: Age Relationship of Its Earliest Volcanism. In: Seidenkrantz, M.S. (Editor), *Foraminiferal Analyses of Shelf Areas. Stratigraphy, Ecology and Taxonomy*. Ph.D. Dissertation, University of Aarhus, pp. 41-65.
- Shirokova, E.I., 1972. Stress pattern and probable motion in the earthquake foci of the Asia-Mediterranean seismic belt. In: L.M. Balakina et al. (Editors), *Elastic Strain Field of the Earth and Mechanisms of Earthquake Sources*. Nauka, Moscow, p. 8.
- Sigurdsson, H., Carey, S. and Devine, J.D., 1990. Assessment of the mass, dynamics, and environmental effects of the Minoan eruption of Santorini Volcano. In: Hardy, D.A., (Editor), *Thera and the Aegean World III*, 2. The Thera Foundation, London, pp. 100-112.
- Spakman, W., 1986. Subduction beneath Eurasia in connection with Mesozoic Tethys. *Geol. Mijnb.*, 65, pp. 145-153.

- Pichler, H. and Friedrich, W.L., 1980. Mechanism of Minoan eruption of Santorini. In: Doumas, C., (Editor), *Thera and the Aegean World II*. The Thera Foundation, London, pp. 15-30.
- Pyle, D.M., 1990. New estimates for the volume of the Minoan eruption. In: Hardy, D.A., (Editor), *Thera and the Aegean World III*, 2. The Thera Foundation, London, pp. 113-121.
- Rabinowitz, N., 1988. Micro earthquake location by means of non-linear simplex procedure. *Bulletin of the Seismological Society of America* 78, p. 380-384.
- Reck, H., 1936. *Santorini: Der Werdegang eines Inselvulcans und sein Ausbruch 1925-1928*. Verlag Von Dietrich Reimer, Berlin, (3 volumes).
- Richter, C., 1935. An instrumental earthquake magnitude scale. *Bulletin of the Seismological Society of America* 25, p. 1-32.
- Roecker, S.W., 1982. Velocity Structure of the Pamir-Hindu Kush Region: Possible evidence of subducted crust. *Journal of Geophysical Research* 87, pp. 945-959.
- Σκορδύλης, Ε.Μ., 1985. Μικροσεισμική μελέτη της Σερβομακεδονικής ζώνης και των γύρω περιοχών. *Διδακτορική Διατριβή, Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης*, σελ. 250.
- Σκορδύλης, Ε.Μ., Καρακώστας, Β.Γ. και Δημητρίου Π.Π., 1998. Σεισμικότητα της Ελλάδας, Βασικά Αποτελέσματα της Σεισμολογικής Έρευνας στην Ελλάδα. *Εκδόσεις Ζήτη, Θεσσαλονίκη, Ελλάδα*.
- Seidenkrantz, M.S. and Friedrich, W.L., 1992. Santorini, Part of The Hellenic Arc: Age Relationship of Its Earliest Volcanism. In: Seidenkrantz, M.S. (Editor), *Foraminiferal Analyses of Shelf Areas. Stratigraphy, Ecology and Taxonomy*. Ph.D. Dissertation, University of Aarhus, pp. 41-65.
- Shirokova, E.I., 1972. Stress pattern and probable motion in the earthquake foci of the Asia-Mediterranean seismic belt. In: L.M. Balakina et al. (Editors), *Elastic Strain Field of the Earth and Mechanisms of Earthquake Sources*. Nauka, Moscow, p. 8.
- Sigurdsson, H., Carey, S. and Devine, J.D., 1990. Assessment of the mass, dynamics, and environmental effects of the Minoan eruption of Santorini Volcano. In: Hardy, D.A., (Editor), *Thera and the Aegean World III*, 2. The Thera Foundation, London, pp. 100-112.
- Spakman, W., 1986. Subduction beneath Eurasia in connection with Mesozoic Tethys. *Geol. Mijnb.*, 65, pp. 145-153.

- Sparks, R.S.J. and Wright, J.V., 1979. Welded air-fall tuffs. In: Chapin, C.E. and Elston, W.E. (Editors), *Ash-Flow tuffs*. Geological Society of America, Special Papers, 180, pp. 155-166.
- Sparks, R.S.J. and Wilson, C.J.N., 1990. The Minoan deposits: a review of their characteristics and interpretation. In: Hardy, D.A., (Editor), *Thera and the Aegean World III*, 2. The Thera Foundation, London, pp. 89-99.
- Thurber, C.H., 1981. Earth structure and earthquake locations in the Coyote Lake area, Central California. Ph.D. Thesis, Massachusetts Institute of Technology, Cambridge.
- Thurber, C.H., 1983. Earthquake Locations and Three-Dimensional Crustal Structure in the Coyote Lake Area, Central California. *Journal of Geophysical Research* 88, pp. 8226-8236.
- Tilling, R.I., Heliker, C. and Wright, T.L., 1987. Eruptions of Hawaiian volcanoes: Past, present, and future. *US Geological Survey General-Interest Publications Series*, p 54.
- Tilling, R.I., 1991. Monitoring active volcanoes: Reston, Virginia, *U.S. Geological Survey General-Interest Publications Series*, p 13.
- Virieux, J., Farra, V. and Madariaga, R., 1988. Ray Tracing for earthquake location in laterally heterogeneous media. *Journal of Geophysical Research* 93, pp. 6585-6599.
- Vougioukalakis, G., Francalanchi, L. Serana, A. and Mitropoulos, D., 1994. The 1649-1650 Kolumbo submarine volcano activity, Santorini, Greece. *International Workshop On European Laboratory Volcanoes, Aci Castello (Catania), Italy. Workshop Proceedings*, pp. 189-192.
- Washington, H.S., 1926. The Santorini eruption of 1925. *Bulletin of the Geological Society of America* 37, pp. 349-384.
- Wessel, P. and Smith, W., 1995. New version of the Generic Mapping Tools. *Eos. Trans. Am. Geophys. Union* 76, p. 329.

<http://www.santorini.net/> (N. Ανδρουλακάκης - Γ. Βουγιουκαλάκης - ΙΓΜΕ)

- Sparks, R.S.J. and Wright, J.V., 1979. Welded air-fall tuffs. In: Chapin, C.E. and Elston, W.E. (Editors), *Ash-Flow tuffs*. Geological Society of America, Special Papers, 180, pp. 155-166.
- Sparks, R.S.J. and Wilson, C.J.N., 1990. The Minoan deposits: a review of their characteristics and interpretation. In: Hardy, D.A., (Editor), *Thera and the Aegean World III*, 2. The Thera Foundation, London, pp. 89-99.
- Thurber, C.H., 1981. Earth structure and earthquake locations in the Coyote Lake area, Central California. Ph.D. Thesis, Massachusetts Institute of Technology, Cambridge.
- Thurber, C.H., 1983. Earthquake Locations and Three-Dimensional Crustal Structure in the Coyote Lake Area, Central California. *Journal of Geophysical Research* 88, pp. 8226-8236.
- Tilling, R.I., Heliker, C. and Wright, T.L., 1987. Eruptions of Hawaiian volcanoes: Past, present, and future. *US Geological Survey General-Interest Publications Series*, p 54.
- Tilling, R.I., 1991. Monitoring active volcanoes: Reston, Virginia, *U.S. Geological Survey General-Interest Publications Series*, p 13.
- Virieux, J., Farra, V. and Madariaga, R., 1988. Ray Tracing for earthquake location in laterally heterogeneous media. *Journal of Geophysical Research* 93, pp. 6585-6599.
- Vougioukalakis, G., Francalanchi, L. Serana, A. and Mitropoulos, D., 1994. The 1649-1650 Kolumbo submarine volcano activity, Santorini, Greece. *International Workshop On European Laboratory Volcanoes, Aci Castello (Catania), Italy. Workshop Proceedings*, pp. 189-192.
- Washington, H.S., 1926. The Santorini eruption of 1925. *Bulletin of the Geological Society of America* 37, pp. 349-384.
- Wessel, P. and Smith, W., 1995. New version of the Generic Mapping Tools. *Eos. Trans. Am. Geophys. Union* 76, p. 329.

<http://www.santorini.net/> (N. Ανδρουλακάκης - Γ. Βουγιουκαλάκης - IFME)

Παράρτημα Α

Πίνακας με τους καλύτερα προσδιορισμένους σεισμούς που καταγράφηκαν από το τοπικό σεισμολογικό δίκτυο της Σαντορίνης κατά την περίοδο 1994 – 2002

α/α	Ημερομηνία	Χρόνος γένεσης	Εστ. Συντεταγμένες		Εστιακό	M _D	RMS	ERH	ERZ	
			φ (°N)	λ (°E)	Βάθος (km)		(sec)	(km)	(km)	
1	94/06/05	04:00	25.10	36.439	25.538	0.0	2.5	0.39	3.05	13.42
2	94/08/10	09:47	46.24	36.519	25.494	8.5	3.0	0.06	7.44	12.27
3	94/11/18	13:45	34.75	36.547	25.527	8.4	2.6	0.07	8.75	19.85
4	94/11/23	17:42	22.50	36.535	25.513	0.0	3.0	0.07	3.62	18.49
5	94/11/23	17:51	30.39	36.563	25.510	12.7	2.7	0.01	12.24	15.37
6	94/12/01	21:53	21.02	36.516	25.537	9.4	2.4	0.08	4.02	17.08
7	94/12/05	04:02	54.67	36.502	25.531	0.0	2.7	0.15	13.48	11.31
8	94/12/07	08:00	25.43	36.449	25.235	14.3	2.6	0.08	10.42	12.07
9	94/12/07	20:16	51.97	36.506	25.503	0.0	2.1	0.14	17.44	11.21
10	94/12/09	20:44	44.64	36.500	25.468	6.0	2.5	0.15	3.00	9.70
11	95/03/12	06:54	0.73	36.526	25.496	16.0	2.7	0.05	7.62	17.27
12	95/04/08	13:01	44.48	36.538	25.527	11.4	2.7	0.07	8.22	13.48
13	95/04/16	10:29	29.50	36.550	25.493	8.7	2.9	0.04	5.17	17.37
14	95/05/06	15:03	55.38	36.527	25.465	11.3	3.0	0.08	4.54	14.94
15	95/05/07	03:27	19.77	36.503	25.407	12.9	2.5	0.12	8.87	14.92
16	95/05/20	07:29	9.51	36.535	25.559	21.5	0.0	0.06	8.94	14.83
17	95/05/21	01:54	46.49	36.450	25.522	8.1	2.5	0.08	10.55	20.67
18	95/05/23	22:01	31.22	36.467	25.480	8.3	3.3	0.06	9.27	17.07
19	95/05/27	12:51	7.46	36.550	25.376	10.2	2.7	0.03	12.10	16.88
20	95/06/02	22:37	56.29	36.522	25.510	13.1	2.8	0.13	9.03	14.16
21	95/06/04	10:42	39.58	36.486	25.458	11.8	2.7	0.05	5.33	14.85
22	95/06/04	10:44	50.42	36.544	25.524	7.7	2.7	0.09	8.03	21.64
23	95/06/04	10:59	17.76	36.525	25.499	10.7	2.5	0.07	8.33	13.49
24	95/06/04	11:19	34.60	36.512	25.471	13.8	2.7	0.03	5.93	14.83
25	95/06/09	03:51	56.45	36.543	25.508	9.2	2.9	0.20	7.21	14.36
26	95/06/24	13:40	50.75	36.500	25.530	0.0	3.1	0.06	19.83	11.23
27	95/06/24	17:57	16.82	36.462	25.469	16.8	2.2	0.11	5.87	12.89
28	95/06/24	17:57	31.20	36.505	25.550	10.2	2.7	0.11	7.37	17.16
29	95/06/25	20:39	19.47	36.556	25.523	6.4	3.3	0.13	3.07	23.15
30	95/07/02	23:33	12.56	36.391	25.421	5.0	2.5	0.02	11.08	4.76
31	95/07/04	07:46	8.46	36.523	25.465	10.9	2.7	0.03	11.53	14.85
32	95/08/15	05:56	59.65	36.487	25.520	8.7	2.7	0.25	1.80	8.81
33	95/08/24	05:48	11.58	36.519	25.453	0.0	2.6	0.14	12.67	1.59
34	95/08/30	21:32	33.73	36.532	25.421	13.7	2.7	0.12	5.47	5.86
35	95/09/07	11:13	49.04	36.508	25.477	0.0	2.6	0.27	7.75	1.38
36	95/09/07	11:18	43.22	36.553	25.492	0.0	2.5	0.17	16.77	1.58
37	95/09/09	22:11	45.78	36.517	25.454	9.1	3.0	0.08	2.79	19.88
38	95/09/28	03:49	38.19	36.487	25.438	15.4	2.8	0.04	5.66	2.41
39	95/10/06	12:27	9.57	36.519	25.514	6.2	2.4	0.24	1.16	9.38
40	95/10/14	00:49	27.18	36.541	25.468	3.1	2.3	0.31	1.21	19.05
41	95/10/17	23:35	0.53	36.545	25.527	8.2	2.3	0.40	1.37	11.44
42	95/10/20	20:19	13.51	36.532	25.426	10.4	3.0	0.29	1.64	2.23
43	95/10/20	20:24	51.06	36.555	25.502	6.1	2.7	0.38	1.29	9.33

44	95/10/22	22:00	34.40	36.521	25.482	10.7	2.5	0.25	1.34	8.24
45	95/12/02	00:33	34.48	36.471	25.507	22.5	2.0	0.34	7.33	2.24
46	95/12/02	17:40	12.73	36.525	25.485	8.6	3.8	0.24	1.81	7.97
47	95/12/02	17:43	27.00	36.549	25.509	5.9	2.5	0.36	1.83	10.62
48	95/12/02	18:11	14.32	36.541	25.565	0.9	2.9	0.22	9.37	1.17
49	95/12/02	22:41	53.29	36.371	25.351	19.1	3.0	0.24	3.24	2.12
50	95/12/02	23:21	33.08	36.532	25.513	7.5	2.9	0.28	1.85	10.97
51	95/12/03	02:08	7.06	36.518	25.486	13.2	2.6	0.36	2.00	4.81
52	95/12/11	09:58	53.93	36.510	25.588	0.0	2.8	0.23	12.96	1.37
53	95/12/13	11:43	8.93	36.545	25.508	13.9	3.2	0.33	1.32	5.56
54	95/12/16	19:23	52.80	36.545	25.411	11.9	2.8	0.26	9.06	2.35
55	95/12/18	11:06	54.56	36.417	25.383	12.8	2.5	0.49	3.14	2.27
56	95/12/19	01:56	9.85	36.474	25.481	10.1	3.0	0.29	2.77	2.33
57	95/12/22	16:58	42.36	36.543	25.568	5.8	2.7	0.13	2.07	15.78
58	95/12/23	06:37	41.76	36.550	25.559	0.0	2.4	0.25	10.36	1.25
59	95/12/23	18:08	0.77	36.532	25.542	6.8	2.6	0.27	1.81	10.43
60	95/12/23	19:17	53.62	36.468	25.561	0.0	1.9	0.32	8.95	1.42
61	95/12/23	19:18	8.32	36.512	25.546	0.0	2.1	0.18	10.05	1.37
62	95/12/25	03:11	10.14	36.495	25.507	10.1	2.1	0.32	1.91	5.99
63	95/12/25	05:09	11.96	36.527	25.493	7.1	2.2	0.25	2.27	8.73
64	95/12/25	06:26	1.77	36.522	25.477	12.4	2.3	0.19	1.93	5.64
65	96/01/06	08:04	16.39	36.505	25.490	15.5	2.8	0.30	2.04	6.41
66	96/03/26	07:34	17.41	36.496	25.482	15.7	2.7	0.26	5.81	14.36
67	96/03/30	00:17	27.47	36.515	25.504	6.4	2.4	0.19	8.82	21.08
68	96/03/30	01:08	48.11	36.498	25.451	8.7	2.2	0.08	9.12	9.77
69	96/04/03	19:06	34.44	36.516	25.421	16.2	2.5	0.06	5.80	13.04
70	96/04/03	19:08	12.37	36.437	25.438	0.0	2.2	0.16	3.14	2.89
71	96/04/04	14:40	8.07	36.543	25.423	8.9	2.7	0.16	7.65	9.07
72	96/04/16	22:46	12.99	36.350	25.390	20.0	2.0	0.13	5.40	2.40
73	96/04/21	04:15	48.64	36.474	25.534	18.3	2.2	0.20	6.77	16.52
74	96/04/29	09:09	1.03	36.405	25.292	23.0	0.0	0.13	8.73	20.86
75	96/05/21	09:16	16.14	36.522	25.436	12.5	2.7	0.07	6.74	13.06
76	96/05/27	09:27	37.35	36.485	25.431	0.0	2.3	0.14	6.97	2.01
77	96/05/27	12:39	10.35	36.486	25.424	13.6	2.3	0.04	6.52	17.00
78	96/05/27	12:42	32.74	36.486	25.427	12.2	2.1	0.09	6.17	16.61
79	96/05/27	12:46	11.74	36.508	25.461	3.3	2.7	0.01	7.96	21.45
80	96/05/27	12:54	44.17	36.501	25.470	0.0	2.8	0.06	14.37	13.65
81	96/05/27	12:55	47.04	36.528	25.493	8.5	2.3	0.07	10.60	16.51
82	96/05/27	12:56	27.62	36.460	25.456	27.5	2.4	0.13	11.43	18.42
83	96/05/27	13:12	36.94	36.549	25.480	9.3	2.8	0.07	11.26	17.00
84	96/05/27	13:14	56.13	36.524	25.489	8.3	2.4	0.07	10.44	15.84
85	96/05/27	13:52	16.53	36.510	25.493	0.0	2.3	0.03	17.06	11.11
86	96/05/27	15:08	42.07	36.482	25.371	10.6	2.1	0.09	5.25	16.71
87	96/05/27	20:59	20.63	36.569	25.397	7.1	2.4	0.16	12.93	13.49
88	96/05/27	21:56	29.37	36.491	25.441	11.0	2.3	0.08	6.20	17.06
89	96/05/28	18:57	17.47	36.511	25.437	11.0	2.8	0.17	6.94	16.92
90	96/05/29	04:30	17.66	36.515	25.458	12.8	2.4	0.11	9.43	11.94
91	96/06/03	12:50	34.95	36.480	25.504	0.0	2.7	0.11	13.78	11.21
92	96/07/22	06:55	47.85	36.518	25.512	16.4	3.2	0.10	8.96	16.79
93	96/07/23	00:29	24.45	36.501	25.471	9.2	2.8	0.15	7.89	9.42
94	96/08/05	11:11	37.90	36.627	25.693	0.0	3.5	0.06	4.66	12.63

95	96/08/26	03:16	31.28	36.453	25.616	9.9	2.5	0.23	9.64	22.44
96	96/08/31	11:47	50.51	36.480	25.448	6.9	3.1	0.08	8.64	6.86
97	96/08/31	21:26	55.95	36.549	25.443	9.6	1.9	0.26	8.86	10.56
98	96/09/02	05:10	6.37	36.524	25.504	9.2	2.4	0.07	6.67	13.81
99	96/09/05	19:16	43.24	36.446	25.531	19.8	2.6	0.07	10.31	20.03
100	96/09/10	05:12	21.35	36.472	25.549	21.8	2.3	0.26	8.65	13.90
101	96/09/15	16:50	45.03	36.503	25.505	10.2	2.7	0.08	5.90	14.22
102	96/10/20	22:30	34.80	36.513	25.440	0.0	2.1	0.30	16.53	13.80
103	96/10/21	13:37	27.61	36.484	25.263	13.0	2.8	0.00	9.61	20.36
104	96/10/21	13:55	18.56	36.491	25.516	19.7	2.4	0.17	11.53	24.40
105	96/10/27	10:57	27.31	36.440	25.366	20.2	2.1	0.10	7.66	19.39
106	96/11/13	23:23	35.54	36.713	25.694	0.0	2.3	0.05	5.03	14.76
107	97/01/07	16:34	15.45	36.462	25.385	23.0	2.6	0.00	14.68	16.78
108	97/01/10	10:56	4.20	36.349	25.338	19.0	2.3	0.22	10.38	20.83
109	97/01/10	12:29	49.00	36.541	25.496	10.0	2.5	0.22	11.24	14.95
110	97/01/14	21:30	11.32	36.522	25.511	14.7	3.5	0.07	11.43	20.77
111	97/01/14	22:28	36.24	36.514	25.470	15.5	2.9	0.05	9.82	14.64
112	97/01/17	15:48	11.53	36.324	25.508	8.9	2.8	0.06	13.46	18.33
113	97/01/20	12:12	28.50	36.517	25.433	20.0	3.5	0.07	10.67	14.62
114	97/03/19	10:38	35.46	36.432	25.441	20.3	2.2	0.02	13.63	16.74
115	97/03/19	10:39	14.50	36.524	25.459	15.0	2.2	0.01	12.26	23.78
116	97/04/19	03:13	29.40	36.520	25.513	0.0	2.6	0.12	10.94	7.86
117	97/04/25	09:03	14.37	36.509	25.502	20.3	3.0	0.29	10.81	19.55
118	97/04/27	19:11	6.88	36.531	25.568	21.9	2.4	0.16	10.06	21.41
119	97/05/02	00:00	1.50	36.507	25.414	11.7	2.2	0.17	6.23	14.72
120	97/05/22	11:08	51.22	36.375	25.483	0.0	2.8	0.20	8.21	1.92
121	97/05/27	05:09	27.79	36.370	25.387	15.1	2.7	0.01	12.63	16.02
122	97/06/05	06:07	44.33	36.521	25.643	24.8	2.9	0.22	10.69	16.33
123	97/06/07	17:52	38.17	36.336	25.367	14.9	3.2	0.03	6.68	14.46
124	97/06/08	23:17	45.25	36.479	25.555	0.0	2.6	0.15	12.31	8.63
125	97/06/20	22:16	30.70	36.521	25.498	12.9	2.7	0.10	7.27	16.18
126	97/07/21	16:51	39.24	36.363	25.465	20.6	1.7	0.18	6.56	14.76
127	97/08/05	21:10	42.81	36.453	25.440	6.5	4.0	0.02	3.85	10.48
128	97/08/31	14:07	3.59	36.366	25.339	0.0	0.0	0.10	4.75	18.67
129	97/09/03	21:22	51.23	36.303	25.357	0.0	2.5	0.06	11.76	11.10
130	97/10/12	15:20	58.58	36.275	25.248	0.0	2.2	0.03	19.59	11.19
131	97/10/13	22:40	46.83	36.379	25.210	0.0	3.0	0.08	18.13	11.21
132	97/12/26	03:26	49.53	36.437	25.386	12.7	3.2	0.03	7.03	18.99
133	98/01/07	17:42	16.53	36.531	25.392	10.4	3.2	0.16	12.42	7.11
134	98/03/13	18:24	50.51	36.446	25.496	16.0	2.6	0.03	11.52	16.95
135	98/05/11	12:16	34.16	36.354	25.509	24.2	3.7	0.04	11.12	19.43
136	98/07/20	15:36	45.18	36.485	25.250	0.0	2.2	0.15	19.69	11.20
137	00/07/16	21:17	27.41	36.514	25.544	26.1	3.4	0.07	13.63	15.99
138	00/07/17	19:25	6.33	36.505	25.496	18.9	2.6	0.03	14.32	16.85
139	00/10/06	22:55	53.16	36.550	25.466	21.1	2.7	0.10	12.06	20.41
140	00/11/11	05:05	59.61	36.505	25.425	16.5	2.2	0.01	11.40	16.93
141	01/02/26	00:00	41.74	36.545	25.472	17.2	3.0	0.02	16.84	16.79
142	01/04/08	16:56	2.46	36.381	25.506	13.5	0.0	0.10	8.18	19.20
143	01/04/21	16:33	9.76	36.484	25.339	16.1	0.0	0.02	10.41	17.03
144	01/04/27	23:24	51.91	36.554	25.273	9.7	3.4	0.25	11.41	18.34
145	01/06/01	17:53	45.62	36.510	25.522	7.2	3.8	0.06	10.71	23.52

146	01/06/15	23:03	12.23	36.434	25.328	17.8	2.9	0.04	10.60	16.98
147	01/09/05	18:11	44.38	36.438	25.307	25.8	2.8	0.01	15.25	18.45
148	01/09/14	05:47	27.80	36.573	25.293	15.9	2.7	0.18	11.70	16.17
149	01/09/15	02:41	35.24	36.436	25.381	21.8	2.7	0.03	12.32	16.91
150	01/10/03	00:49	59.17	36.557	25.264	16.0	3.4	0.06	11.29	16.98
151	01/10/03	15:33	17.69	36.515	25.445	13.1	3.3	0.13	8.41	16.67
152	01/10/03	22:58	9.33	36.556	25.368	8.0	2.7	0.31	11.36	11.81
153	01/10/15	00:27	40.13	36.550	25.310	10.2	3.0	0.23	11.32	14.12
154	01/11/06	10:00	23.93	36.428	25.443	0.0	2.7	0.04	3.47	2.36
155	01/11/17	03:28	47.35	36.490	25.396	19.3	2.7	0.03	11.91	16.92
156	02/01/22	18:57	28.99	36.388	25.546	0.0	2.2	0.08	13.76	11.13
157	02/06/16	17:36	2.78	36.514	25.426	23.3	3.8	0.01	9.49	17.09

Παράρτημα Β

Πίνακας με τους σεισμολογικούς σταθμούς που χρησιμοποιήθηκαν για τον καθορισμό της τιμής της σταθεράς, c_3 .

Σταθμός	Γεωγραφικό Πλάτος	Γεωγραφικό Μήκος	Υψόμετρο (m)
AGG	39.0222	22.3303	540
ALN	40.8847	26.0462	110
ALT	39.0552	30.1103	1060
APE	37.0688	25.5305	620
ARG	36.2162	28.1262	170
ATH	37.9722	23.7167	70
BCI	42.3667	20.0675	0
BCK	37.4608	30.5890	860
BNT	40.3562	27.9200	354
BRT	40.8778	17.2037	333
CIN	37.6000	28.0867	120
CSS	34.9622	33.3305	396
DIM	42.0500	25.5333	160
DST	39.6055	28.6280	685
EDC	40.3468	27.8635	270
ELL	36.7483	29.9085	1230
EVR	38.9167	21.8087	1050
EZN	39.8258	26.3253	50
FNA	40.7842	21.3825	750
GRG	40.9567	22.4013	560
IGT	39.5325	20.3325	320
IKL	36.2387	33.6853	120
ITM	37.1797	21.9267	400
IZI	40.3368	29.4728	910
IZM	38.3978	27.2625	632
JAN	39.6567	20.8508	540
KAP	35.5508	27.1747	250
KBN	40.6237	20.8142	0
KCT	40.2655	28.3567	451
KDZ	41.6500	25.4167	409
KEK	39.7130	19.7987	280
KHL	38.3232	29.5232	940
KKB	41.8667	23.0833	434
KNT	41.1620	22.8980	380
KSL	36.1500	29.5833	100

KZN	40.3067	21.7708	900
LCI	40.3338	18.1122	49
LFK	35.2792	33.5325	690
LIT	40.1008	22.4900	480
LSK	40.1500	20.6000	780
MBH	29.7700	34.8800	0
MMB	41.5892	23.7278	606
NEO	39.3067	23.2235	500
NPS	35.2625	25.6125	370
OHR	41.1113	20.7988	739
ORI	40.0635	16.4492	375
OUR	40.3340	23.9790	60
PAIG	39.9272	23.6797	140
PGB	42.5500	24.1667	775
PHP	41.6880	20.4408	0
PLD	42.1048	24.7032	176
PLG	40.3738	23.4455	580
PPCY	34.8847	32.3450	60
PRK	39.2462	26.2717	100
PRNI	30.3370	34.9980	500
PTL	38.0488	23.8647	500
RDO	41.1462	25.5375	100
RLS	38.0578	21.4667	100
RZN	41.6880	24.7160	1730
SAGI	30.2200	34.6600	560
SGKT	40.5738	32.0558	1890
SKO	41.9722	21.4397	346
SMG	37.7087	26.8370	0
SOH	40.8217	23.3538	670
SOI	28.0720	16.0550	0
SRN	39.8800	20.0005	0
SRS	41.1172	23.5922	400
THE	40.6322	22.9650	70
TIR	41.3477	19.8650	197
ULC	41.9633	19.2497	465
VAM	35.4070	24.1997	225
VAY	41.3210	22.5700	168
VLI	36.7182	22.9370	220
VLS	38.1772	20.5897	375
VTs	42.5917	23.2083	1490
YER	37.1347	28.2828	730

Παράρτημα Γ

Πίνακας με τους καλύτερα προσδιορισμένους σεισμούς που καταγράφηκαν από το τοπικό σεισμολογικό δίκτυο της Σαντορίνης κατά την περίοδο 1994 – 2002 με την χρήση του προτεινόμενου μοντέλου για την περιοχή μελέτης (Πίνακας 5.4)

α/α	Ημερομηνία	Χρόνος γένεσης	Εστ. Συντεταγμένες		Εστιακό Βάθος (km)	M _D	RMS (sec)	ERH (km)	ERZ (km)	
			φ (°N)	λ (°E)						
1	94/06/04	17:41	54.07	36.519	25.482	10.7	2.9	0.16	2.79	9.07
2	94/06/04	17:43	4.02	36.513	25.514	14.6	3.0	0.17	3.41	10.45
3	94/06/04	17:44	47.59	36.543	25.529	0.0	2.6	0.21	2.25	6.96
4	94/06/04	17:45	55.12	36.516	25.471	10.5	2.7	0.06	2.72	8.20
5	94/06/04	17:47	5.11	36.538	25.514	9.3	2.9	0.05	3.09	14.71
6	94/06/05	04:00	24.48	36.452	25.559	0.0	2.5	0.37	2.54	6.41
7	94/06/19	03:38	15.05	36.514	25.580	0.0	2.9	0.16	2.87	10.07
8	94/08/10	09:47	46.36	36.506	25.483	8.5	3.0	0.05	7.24	8.32
9	94/11/23	12:39	45.68	36.556	25.508	6.7	3.1	0.09	3.58	2.42
10	94/11/23	15:01	35.69	36.523	25.509	0.0	3.1	0.09	8.46	8.05
11	94/11/23	17:51	30.34	36.562	25.505	13.2	2.7	0.01	12.44	13.76
12	94/12/05	04:02	54.82	36.487	25.514	0.0	2.7	0.10	5.63	7.78
13	94/12/07	08:00	25.42	36.448	25.235	14.1	2.6	0.08	10.60	11.59
14	94/12/09	20:44	44.42	36.500	25.466	7.3	2.5	0.15	3.34	4.51
15	94/12/17	20:49	54.57	36.538	25.450	6.5	2.7	0.05	3.62	2.83
16	95/03/09	19:20	29.99	36.647	25.472	0.0	2.9	0.24	3.78	7.15
17	95/04/08	13:01	17.79	36.529	25.513	9.8	2.7	0.11	8.58	13.79
18	95/04/08	13:01	44.45	36.535	25.524	11.6	2.7	0.07	8.32	12.00
19	95/04/08	15:37	54.47	36.540	25.555	6.3	2.6	0.06	9.34	3.37
20	95/04/10	20:46	17.75	36.544	25.573	0.6	2.4	0.43	5.11	8.26
21	95/04/16	10:33	24.95	36.512	25.488	15.8	2.9	0.08	6.11	11.57
22	95/05/02	13:31	41.57	36.551	25.522	6.7	2.6	0.02	6.69	4.48
23	95/05/06	15:03	55.24	36.526	25.467	12.0	3.0	0.08	5.45	10.17
24	95/05/20	07:29	9.34	36.534	25.580	22.0	0.0	0.06	9.79	13.90
25	95/06/02	22:37	56.24	36.521	25.509	13.3	2.8	0.13	8.84	14.18
26	95/06/04	10:59	17.65	36.523	25.499	11.2	2.5	0.07	8.46	11.87
27	95/06/09	03:51	56.38	36.540	25.506	9.5	2.9	0.19	7.24	14.37
28	95/06/16	11:56	42.39	36.176	25.627	3.3	3.4	0.16	11.78	3.00
29	95/06/24	06:28	54.89	36.584	25.618	0.0	2.0	0.34	7.19	9.93
30	95/06/24	17:57	16.77	36.462	25.470	17.1	2.2	0.11	5.94	13.39
31	95/07/04	07:46	8.42	36.520	25.465	10.9	2.7	0.03	11.53	13.79
32	95/07/12	10:47	22.82	36.442	25.497	9.4	2.2	0.03	10.50	12.68
33	95/08/15	05:56	59.61	36.485	25.517	8.3	2.7	0.25	1.81	8.26
34	95/08/17	07:27	44.16	36.484	25.483	0.0	2.7	0.15	2.62	8.22
35	95/08/24	05:48	11.52	36.509	25.462	1.8	2.6	0.11	1.81	3.39
36	95/08/30	21:32	33.68	36.532	25.423	13.8	2.7	0.12	5.51	5.72
37	95/09/07	11:13	49.01	36.497	25.478	0.0	2.6	0.25	1.62	5.56
38	95/09/09	22:17	55.77	36.498	25.491	6.7	2.8	0.07	2.13	13.84
39	95/09/28	03:49	38.14	36.488	25.440	15.4	2.8	0.04	5.53	2.64
40	95/10/06	12:27	9.40	36.515	25.499	9.0	2.4	0.27	1.19	6.41
41	95/10/14	00:49	26.91	36.534	25.447	8.3	2.3	0.34	1.24	6.21
42	95/10/17	23:35	0.42	36.543	25.521	9.0	2.3	0.40	1.39	11.85

43	95/10/20	20:18	28.05	36.551	25.485	8.6	2.3	0.23	1.80	10.92
44	95/10/20	20:19	13.36	36.530	25.422	11.3	3.0	0.30	1.62	2.29
45	95/10/20	20:24	50.90	36.551	25.487	9.0	2.7	0.38	1.32	6.75
46	95/10/20	22:46	16.12	36.547	25.492	8.2	2.7	0.15	1.44	11.30
47	95/10/22	22:00	34.30	36.519	25.469	12.1	2.5	0.25	1.37	7.17
48	95/10/29	00:58	28.72	36.556	25.444	15.5	2.1	0.31	5.14	2.90
49	95/12/01	23:44	56.80	36.529	25.593	0.0	3.6	0.22	1.75	4.41
50	95/12/02	00:33	34.42	36.478	25.523	22.5	2.0	0.34	7.47	2.67
51	95/12/02	17:40	12.68	36.519	25.479	9.5	3.8	0.25	1.82	6.94
52	95/12/02	17:43	26.92	36.541	25.500	8.1	2.5	0.36	1.86	6.70
53	95/12/02	22:41	53.24	36.371	25.350	19.4	3.0	0.24	3.31	2.27
54	95/12/02	23:21	13.22	36.534	25.545	0.0	2.9	0.24	1.78	4.80
55	95/12/02	23:21	32.98	36.527	25.510	6.8	2.9	0.27	2.51	1.16
56	95/12/03	01:40	59.20	36.510	25.494	6.4	4.0	0.18	2.51	8.63
57	95/12/03	02:08	7.02	36.517	25.485	13.4	2.6	0.36	2.05	4.58
58	95/12/03	06:21	13.52	36.504	25.531	12.4	3.2	0.41	1.94	7.33
59	95/12/11	07:17	45.73	36.481	25.524	0.0	2.7	0.27	1.68	4.37
60	95/12/11	09:58	53.88	36.507	25.579	6.3	2.8	0.23	2.63	1.71
61	95/12/13	11:26	19.83	36.551	25.495	8.1	3.4	0.36	1.39	13.37
62	95/12/13	11:43	8.84	36.542	25.500	15.3	3.2	0.32	1.37	5.44
63	95/12/16	13:49	30.84	36.499	25.515	6.5	2.3	0.41	1.59	5.67
64	95/12/16	19:23	52.75	36.543	25.409	12.2	2.8	0.26	8.66	2.44
65	95/12/18	11:06	54.50	36.417	25.385	12.9	2.5	0.49	3.15	2.36
66	95/12/19	01:56	9.81	36.472	25.478	10.1	3.0	0.29	2.05	3.94
67	95/12/19	06:20	53.73	36.488	25.556	1.2	2.2	0.28	2.06	2.77
68	95/12/21	13:07	30.19	36.504	25.486	3.6	2.1	0.13	1.60	10.91
69	95/12/22	00:08	42.46	36.346	25.509	19.5	2.8	0.38	3.57	1.89
70	95/12/22	16:58	42.29	36.531	25.560	6.2	2.7	0.14	1.97	1.53
71	95/12/22	16:59	39.65	36.529	25.550	0.0	2.2	0.19	2.19	5.10
72	95/12/23	06:37	41.70	36.534	25.552	0.9	2.4	0.23	1.71	3.96
73	95/12/23	18:08	0.72	36.525	25.534	7.8	2.6	0.27	1.83	9.13
74	95/12/23	19:17	53.60	36.467	25.545	0.0	1.9	0.27	1.92	3.92
75	95/12/25	03:11	10.08	36.492	25.501	10.6	2.1	0.33	1.93	5.29
76	95/12/25	05:09	11.91	36.519	25.484	8.2	2.2	0.25	2.25	6.53
77	95/12/25	06:26	1.72	36.521	25.477	12.5	2.3	0.19	1.97	5.40
78	96/01/04	09:45	25.65	36.503	25.539	0.0	2.6	0.14	1.54	4.45
79	96/01/06	08:04	16.34	36.506	25.491	15.6	2.8	0.30	2.11	6.39
80	96/03/26	07:49	0.33	36.544	25.519	0.0	1.9	0.22	5.66	7.66
81	96/03/30	01:08	47.85	36.503	25.464	8.9	2.2	0.08	9.35	9.66
82	96/04/03	19:00	24.76	36.613	25.473	0.0	2.0	0.43	8.67	13.76
83	96/04/03	19:06	34.38	36.519	25.421	16.4	2.5	0.05	5.84	13.82
84	96/04/03	19:14	7.28	36.487	25.452	0.6	2.8	0.49	3.69	5.36
85	96/04/03	19:24	39.24	36.418	25.224	1.8	2.0	0.34	12.69	3.16
86	96/04/04	14:40	7.96	36.541	25.421	9.6	2.7	0.16	7.70	8.14
87	96/04/11	11:51	53.41	36.459	25.437	7.0	3.4	0.13	4.66	4.47
88	96/04/20	06:11	12.10	36.415	25.383	1.8	2.2	0.04	1.35	4.62
89	96/05/08	11:46	5.35	36.391	25.447	13.4	2.6	0.22	5.19	13.05
90	96/05/21	09:16	16.09	36.521	25.437	12.6	2.7	0.06	6.52	13.71
91	96/05/27	09:25	32.39	36.503	25.467	5.8	3.2	0.07	8.51	9.73
92	96/05/27	12:39	20.22	36.484	25.471	4.5	2.6	0.09	7.01	10.04
93	96/05/27	12:41	54.56	36.539	25.546	4.8	2.1	0.15	9.44	11.15

94	96/05/27	12:46	11.60	36.500	25.453	5.8	2.7	0.02	7.52	8.11
95	96/05/27	12:54	43.70	36.508	25.495	2.4	2.8	0.05	9.14	3.11
96	96/05/27	12:55	46.99	36.522	25.485	9.7	2.3	0.07	10.42	13.59
97	96/05/27	13:14	56.17	36.516	25.479	8.6	2.4	0.07	10.00	11.43
98	96/05/27	13:52	16.45	36.506	25.491	5.8	2.3	0.03	8.22	12.13
99	96/05/27	14:53	53.39	36.504	25.495	0.0	2.0	0.11	7.79	10.59
100	96/05/27	15:02	59.42	36.502	25.464	6.4	2.5	0.07	8.54	9.30
101	96/05/27	15:08	4.11	36.434	25.375	2.9	2.1	0.10	1.67	3.62
102	96/05/27	16:59	35.67	36.540	25.391	0.0	2.0	0.16	8.99	8.02
103	96/05/27	17:03	59.23	36.548	25.464	5.6	2.4	0.02	10.46	14.55
104	96/05/27	20:59	20.53	36.564	25.400	6.8	2.4	0.16	13.66	2.51
105	96/05/27	22:46	32.07	36.509	25.485	6.5	2.2	0.05	8.31	11.83
106	96/05/28	11:40	36.23	36.470	25.424	6.8	2.0	0.07	3.75	14.89
107	96/05/29	02:04	16.46	36.280	25.215	0.0	2.7	0.05	8.06	9.71
108	96/05/29	04:30	17.60	36.514	25.459	12.9	2.4	0.11	9.52	11.53
109	96/05/29	08:00	31.10	36.543	25.383	4.7	2.3	0.06	10.67	10.95
110	96/07/23	00:29	24.49	36.495	25.464	9.1	2.8	0.15	7.62	7.94
111	96/07/23	00:44	52.25	36.416	25.465	7.2	3.4	0.09	5.19	5.61
112	96/07/23	02:20	23.92	36.475	25.520	2.2	3.5	0.07	7.50	2.88
113	96/07/27	13:40	8.66	36.447	25.394	4.0	2.9	0.31	1.91	8.07
114	96/08/27	06:45	31.85	36.465	25.464	7.1	2.8	0.14	5.95	5.17
115	96/08/31	11:47	50.89	36.460	25.427	5.3	3.1	0.06	2.92	12.86
116	96/08/31	21:26	55.93	36.545	25.443	9.5	1.9	0.25	8.85	9.67
117	96/09/01	21:46	24.07	36.506	25.520	17.3	2.5	0.08	6.93	13.54
118	96/09/02	05:10	6.29	36.522	25.501	9.5	2.4	0.07	7.09	11.45
119	96/09/10	05:12	21.30	36.479	25.559	21.7	2.3	0.26	9.55	13.85
120	96/09/14	01:31	11.33	36.533	25.388	0.6	2.2	0.06	7.55	5.34
121	96/09/14	01:46	28.70	36.515	25.431	7.9	2.1	0.16	10.27	6.70
122	96/09/15	16:50	44.87	36.503	25.503	11.2	2.7	0.08	7.11	9.27
123	96/09/15	16:51	14.10	36.434	25.500	5.3	2.0	0.18	4.50	13.95
124	96/09/20	06:35	45.15	36.618	25.449	0.0	2.5	0.31	7.71	7.70
125	96/10/06	01:34	22.55	36.530	25.570	0.0	2.7	0.12	6.57	10.07
126	96/10/09	05:31	21.18	36.534	25.540	0.0	2.2	0.18	8.21	9.58
127	96/10/20	22:30	35.13	36.488	25.437	0.0	2.1	0.23	6.55	9.11
128	96/10/21	06:58	1.16	36.449	25.126	5.6	2.4	0.18	13.34	3.67
129	96/10/21	11:55	10.90	36.416	25.377	7.0	2.1	0.17	3.27	8.59
130	97/01/10	12:29	48.97	36.542	25.497	8.8	2.5	0.22	11.35	13.84
131	97/01/10	15:51	27.10	36.553	25.528	1.3	2.2	0.13	10.38	4.86
132	97/03/18	20:01	16.03	36.478	25.259	0.0	2.7	0.44	8.90	8.42
133	97/04/24	18:03	54.91	36.576	25.485	1.2	2.2	0.41	8.11	8.19
134	97/04/24	23:44	36.23	36.504	25.528	1.9	3.0	0.05	5.79	3.49
135	97/04/27	01:39	2.62	36.514	25.606	0.0	3.0	0.24	6.47	7.32
136	97/04/29	20:46	8.84	36.589	25.452	1.0	2.6	0.31	6.63	8.32
137	97/05/10	01:20	33.78	36.434	25.523	0.0	2.2	0.07	7.89	6.77
138	97/05/22	11:08	50.59	36.373	25.520	0.0	2.8	0.13	8.23	9.26
139	97/06/02	21:20	4.32	36.520	25.545	1.0	2.0	0.21	6.54	5.55
140	97/06/14	12:50	30.37	36.511	25.534	1.3	2.4	0.32	5.71	3.85
141	97/06/14	13:43	20.67	36.531	25.471	0.0	2.5	0.27	6.61	9.39
142	97/06/22	23:14	39.58	36.538	25.535	0.0	2.1	0.23	6.40	6.19
143	97/07/28	04:47	13.09	36.220	25.492	0.0	2.7	0.12	8.58	11.03
144	97/08/05	21:10	42.62	36.453	25.441	7.2	4.0	0.03	3.66	9.07

145	97/09/11	02:07	48.07	36.480	25.560	2.0	3.2	0.05	7.37	11.08
146	97/10/13	22:40	46.74	36.373	25.224	1.6	3.0	0.07	6.84	4.95
147	97/11/20	16:00	51.01	36.390	25.287	0.0	3.0	0.19	5.17	8.24
148	98/01/07	17:42	16.38	36.533	25.392	11.0	3.2	0.16	12.53	6.87
149	98/01/08	14:01	44.46	36.464	25.430	8.1	3.6	0.29	3.33	11.74
150	98/01/11	05:40	28.57	36.513	25.535	0.0	2.6	0.11	6.73	10.00
151	98/01/11	05:41	15.12	36.448	25.456	2.5	0.0	0.17	2.55	12.84
152	98/01/16	01:09	29.02	36.252	25.608	0.0	2.7	0.22	8.50	9.80
153	98/01/17	04:35	8.25	36.449	25.405	17.0	2.0	0.26	5.25	13.78
154	98/01/17	04:35	20.52	36.521	25.524	16.5	2.0	0.26	7.93	14.05
155	00/09/08	19:44	20.59	36.536	25.351	0.0	2.5	0.27	8.56	8.52
156	00/11/03	23:01	6.41	36.550	25.526	6.5	2.2	0.26	10.90	3.12
157	01/04/25	22:43	50.34	36.531	25.334	0.0	3.1	0.29	8.29	8.33
158	01/05/11	19:06	42.35	36.268	25.247	0.0	3.3	0.05	8.68	10.12
159	01/05/11	19:07	16.91	36.239	25.252	0.0	3.4	0.03	9.40	10.11
160	01/05/24	20:54	56.72	36.519	25.298	0.0	2.4	0.31	8.10	8.23
161	01/06/01	17:53	45.53	36.504	25.520	6.9	3.8	0.06	11.05	2.57
162	01/10/03	22:58	9.24	36.553	25.363	6.8	2.7	0.30	11.23	2.56
163	01/10/15	00:27	40.07	36.549	25.310	10.0	3.0	0.23	11.40	14.45
164	01/10/28	03:03	17.01	36.244	25.301	0.0	3.0	0.33	9.56	10.07
165	01/11/06	10:00	23.91	36.428	25.442	3.7	2.7	0.04	3.30	7.39