



ΑΡΙΣΤΟΤΕΛΕΙΟ ΠΑΝΕΠΙΣΤΗΜΙΟ ΘΕΣΣΑΛΟΝΙΚΗΣ

ΤΜΗΜΑ ΓΕΩΛΟΓΙΑΣ

ΤΟΜΕΑΣ ΓΕΩΦΥΣΙΚΗΣ

ΣΕΙΣΜΟΛΟΓΙΚΗ ΜΕΛΕΤΗ ΤΟΥ ΗΦΑΙΣΤΕΙΟΥ ΤΗΣ ΣΑΝΤΟΡΙΝΗΣ



Επιβλ. καθηγητές: Δ.Παναγιωτόπουλος
Ε.Σκορδύλης

Στανημέρου Βασιλική

ΘΕΣΣΑΛΟΝΙΚΗ 2009





Πρόλογος

Η εργασία αυτή πραγματοποιήθηκε στα πλαίσια του υποχρεωτικού μαθήματος της διπλωματικής εργασίας του προγράμματος σπουδών του Τμήματος Γεωλογίας του Αριστοτελείου Πανεπιστημίου Θεσσαλονίκης. Η επίβλεψη του θέματος έγινε από τον Καθηγητή κ. Δημήτρη Παναγιωτόπουλο και τον Αναπληρωτή Καθηγητή κ. Μανώλη Σκορδύλη του Τομέα Γεωφυσικής. Σκοπός αυτής της εργασίας είναι η κατανόηση των μηχανισμών που προηγούνται και οδηγούν στις εκρήξεις των ηφαιστείων, στους τρόπους μελέτης και παρακολούθησης αυτών και ειδικότερα επικεντρώνεται στην μελέτη της σεισμικής συμπεριφοράς της περιοχής του ηφαιστείου της Σαντορίνης.

Πιο συγκεκριμένα η εργασία χωρίζεται σε πέντε κεφάλαια: Στο πρώτο κεφάλαιο γίνεται εισαγωγή στις έννοιες των πρόδρομων δεικτών της ηφαιστειακής έκτασης, αναπτύσσονται τα είδη των ηφαιστείων και η κατανομή τους επάνω στην επιφάνεια της γης και ακόμη γίνεται μια αναφορά στην ιστορική ηφαιστειακή δραστηριότητα της Σαντορίνης. Στο δεύτερο και τρίτο κεφάλαιο αναπτύσσονται οι κυριότερες μέθοδοι της παρακολούθησης των ηφαιστείων δηλαδή η σεισμολογική μελέτη και η παρατήρηση της εδαφικής παραμόρφωσης. Στο τέταρτο κεφάλαιο αναπτύσσονται και άλλες μέθοδοι που χρησιμοποιούνται για την μελέτη των ηφαιστείων. Στο πέμπτο κεφάλαιο αναπτύσσεται η σεισμικότητα της Σαντορίνης.

Τέλος θα ήθελα να ευχαριστήσω τον Καθηγητή κ. Δημήτρη Παναγιωτόπουλο και τον Αναπληρωτή Καθηγητή κ. Μανώλη Σκορδύλη για την συμβολή τους στην ολοκλήρωση της παρούσας εργασίας.

ΠΕΡΙΕΧΟΜΕΝΑ

Κεφάλαιο 1 ΕΙΣΑΓΩΓΗ

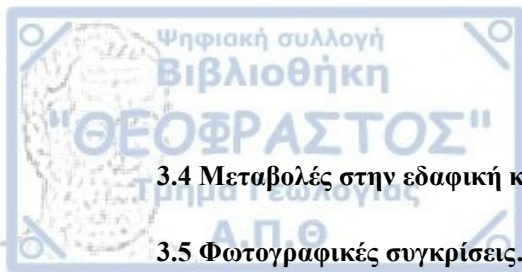
1.1 Γενικά.....	6
1.2 Ηφαιστειακή δραστηριότητα Σαντορίνης στο παρελθόν.....	9
1.3 Πρόδρομα φαινόμενα ηφαιστειακής έκτασης.....	11

Κεφάλαιο 2 ΣΕΙΣΜΟΛΟΓΙΚΗ ΜΕΛΕΤΗ ΗΦΑΙΣΤΕΙΩΝ

2.1 Εισαγωγή.....	14
2.2 Ταξινόμηση ηφαιστειακών σεισμών.....	15
2.3 Εντοπισμός σεισμικών γεγονότων.....	18
2.4 Σεισμική πηγή	23
2.4.1 Διατμητική διάρρηξη και πρότυπα διπλού ζεύγους.....	23
2.4.2 Εφελκυστική διάρρηξη και μηχανισμοί μονού ζεύγους δυνάμεων.....	27
2.4.3 Χαμηλής συχνότητας σεισμοί και ηφαιστειακοί σεισμικοί θόρυβοι.....	29
2.5 Ενόργανη επιστήμη –Ο ρόλος της στην σεισμολογική έρευνα.....	32
2.6 Χρήση σεισμολογικών δεδομένων στην ηφαιστειακή παρατήρηση.....	36

Κεφάλαιο 3 ΠΑΡΑΤΗΡΗΣΗ ΤΗΣ ΕΛΑΦΙΚΗΣ ΠΑΡΑΜΟΡΦΩΣΗΣ

3.1 Εισαγωγή.....	38
3.2 Κατακόρυφες μετατοπίσεις.....	38
3.3 Οριζόντιες μετατοπίσεις.....	43



3.4 Μεταβολές στην εδαφική κλίση.....	47
3.5 Φωτογραφικές συγκρίσεις.....	50

Κεφάλαιο 4 ΆΛΛΕΣ ΜΕΘΟΔΟΙ ΠΑΡΑΚΟΛΟΥΘΗΣΗΣ ΗΦΑΙΣΤΕΙΩΝ

4.1 Ηλεκτρικές μέθοδοι.....	51
4.2 Ηλεκτρομαγνητικές μέθοδοι.....	54
4.3 Έλεγχος εδαφικής παραμόρφωσης με δορυφόρο(GPS)	55
4.4 Θερμικός έλεγχος	58

Κεφάλαιο 5 ΣΕΙΣΜΙΚΟΤΗΤΑ ΠΕΡΙΟΧΗΣ ΣΑΝΤΟΡΙΝΗΣ

5.1 Γεωτεκτονικό περιβάλλον Σαντορίνης.....	61
5.2 Δεδομένα περιοχής.....	69
5.3 Χωρική κατανομή.....	82
5.4 Κατά μέγεθος κατανομή.....	88
5.5 Συμπεράσματα.....	91

<i>Βιβλιογραφία.....</i>	<i>93</i>
--------------------------	-----------

ΕΙΣΑΓΩΓΗ

1.1 Γενικά

Αναμφισβήτητα τα ηφαίστεια έχουν τραβήξει τόσο τα βλέμματα των επιστημόνων, οι οποίοι επιδιώκουν να ερμηνεύσουν την λειτουργία τους, τον σχηματισμό τους, την μορφολογία τους, τις επιπτώσεις των εκρήξεων στους ανθρώπους και στο περιβάλλον ακόμη και να προσδιορίσουν κατά προσέγγιση τον χρόνο της έκρηξης τους, όσο και των χιλιάδων ανθρώπων που τα επισκέπτονται για να τα θαυμάσουν από κοντά.

Οι επιστήμονες που τα μελέτησαν προσπάθησαν να δώσουν έναν ορισμό για τα ηφαίστεια έτσι “Ηφαίστειο είναι ένας κωνικός ή θολωτός σχηματισμός του φλοιού της Γης ο οποίος δημιουργείται με την εκροή λάβας και την ελευθέρωση των αερίων που αυτή περιέχει μέσα από μια περιορισμένη δίοδο στην επιφάνεια της Γης” (Βουβαλίδης 2005).

Το μάγμα είναι συγκεντρωμένο σε αρκετό βάθος κάτω από τον κρατήρα του ηφαιστείου και ανεβαίνει στην επιφάνεια του εδάφους μέσω στενών διανοίξεων του στερεού φλοιού τεκτονικής συνήθως προέλευσης. Όταν φτάσει στην επιφάνεια αρχίζει να ρέει με την μορφή λάβας ενώ ταυτόχρονα μπορεί να λαμβάνει χώρα εκτίναξη τμημάτων μάγματος λόγω της μεγάλης πίεσης των αερίων. Τα τμήματα αυτά του μάγματος που εκτινάσσονται αποτελούν την ηφαιστειακή τέφρα και το μέγεθος τους ποικίλει από λεπτόκοκκα υλικά με την μορφή στάχτης έως αδρόκοκκα υλικά διαμέτρου κροκάλας ή και μεγάλων τεμαχών λάβας τις καλούμενες "βολίδες".

Τα ηφαίστεια δεν βρίσκονται σε τυχαία σημεία στην επιφάνεια της γης αλλά παρατηρείται συγκέντρωση αυτών σε συγκεκριμένες θέσεις που ερμηνεύονται με την θεωρία των λιθοσφαιρικών πλακών. Όταν οι λιθοσφαιρικές πλάκες απομακρύνονται

η μια από την άλλη, στα σημεία απομάκρυνσής τους δηλαδή κατά μήκος των μεσο-ωκεάνιων ράχων, δημιουργούνται υποθαλάσσια ηφαίστεια. Η λάβα που προέρχεται από αυτά καλύπτει τα ίχνη που υποδηλώνουν την απομάκρυνση των πλακών και δημιουργεί νέο ωκεάνιο φλοιό κατά μήκος των μεσο-ωκεάνιων ράχων.

Στις περιοχές σύγκλισης των λιθοσφαιρικών πλακών δημιουργούνται ηφαίστεια με πολύ υψηλές κορυφές που βρίσκονται πάνω από την επιφάνεια της θάλασσας. Τα ηφαίστεια αυτά δεν σχηματίζονται ακριβώς στο σημείο σύγκλισης των λιθοσφαιρικών πλακών, όπου η ωκεάνια πλάκα λόγω μεγαλύτερης πυκνότητας βυθίζεται κάτω από την ηπειρωτική, αλλά σε απόσταση περίπου 200 km από το σημείο σύγκλισης, σε μια περιοχή της ηπειρωτικής πλάκας κάτω από την οποία η καταβυθιζόμενη πλάκα έχει φτάσει σε βάθος 100 km. Στο βάθος αυτό, οι υψηλές θερμοκρασίες, τα χαμηλά σημεία τήξης των πετρωμάτων που βυθίστηκαν και η προσθήκη νερού και διοξειδίου του άνθρακα από τα ιζήματα του θαλάσσιου πυθμένα που συμπαρασύρθηκαν από την καταβυθιζόμενη πλάκα, δημιουργούν ιδανικές συνθήκες για τον σχηματισμό μεγάλων ποσοτήτων μάγματος. Τέλος υπάρχουν και ηφαίστεια που δεν βρίσκονται κοντά στα όρια των λιθοσφαιρικών πλακών όπως αυτά της Χαβάης που βρίσκονται στην Ειρηνική πλάκα και απέχουν 4000 km από το κοντινότερο όριο πλάκας. Για την ερμηνεία αυτών των περιπτώσεων αναπτύχθηκε η θεωρία των hot-spot ηφαιστείων. Μια στήλη μάγματος υψηλής θερμοκρασίας με αρχικό σημείο το όριο μανδύα-πυρήνα, βρίσκεται κάτω από τις κινούμενες πλάκες λόγω της μικρότερης πυκνότητας της από τα πετρώματα που την περιβάλλουν και ανέρχεται εύκολα προς τα πάνω. Η στήλη αυτή διεισδύοντας μέσα στα πετρώματα έρχεται σε επαφή με τον στερεό φλοιό τον οποίο λιώνει και δημιουργεί τα hot-spot ηφαίστεια (θερμές κηλίδες). Καθώς η πλάκα κινείται και περνά από τα σημεία hot-spot σχηματίζονται νέα ηφαίστεια όμοια με τα παλαιότερα που είχαν δημιουργηθεί στις ίδιες ακριβώς γεωγραφικές θέσεις. Τα παλιά αυτά ηφαίστεια ακολουθούν την κίνηση της πλάκας και απομακρύνονται από την αρχική τους θέση, δημιουργώντας έτσι μια σειρά ενεργών και ανενεργών ηφαιστείων,

αποτελώντας και μια απόδειξη της κίνησης των λιθοσφαιρικών πλακών στην συγκεκριμένη περιοχή.

Τα ηφαίστεια χωρίζονται σε δύο κατηγορίες ανάλογα με την σύσταση του μάγματος τους: στα στρωματοηφαίστεια και στα ασπιδοειδή ηφαίστεια. Στα στρωματοηφαίστεια το μάγμα είναι ρυολιθικής και ανδεσιτικής σύστασης. Έχει μεγάλο ιξώδες γι' αυτό είναι παχύρευστο και δεν ρέει εύκολα, επίσης έχει μεγάλες ποσότητες αερίων πολύ υψηλής πίεσης με αποτέλεσμα η έκρηξη του ηφαιστείου να είναι πολύ ισχυρή. Όταν το ηφαίστειο εκρήγνυται έχουμε ροή λάβας σε μικρή απόσταση από τον κρατήρα καθώς και απόθεση εκτινασσύμενης τέφρας. Τα χονδρόκοκκα κλάσματα του εκτινασσύμενου μάγματος μεγέθους κροκάλας πέφτουν σε μικρή απόσταση από τον κρατήρα ενώ ταυτόχρονα σχηματίζεται ένα θερμό σύννεφο από αέρια και στάχτη το οποίο εξαιτίας της πυκνότητας του ρέει με μεγάλη ταχύτητα προς τα κατόντη, στις πλαγιές του ηφαιστειακού κώνου, καταστρέφοντας ότι συναντήσει στο πέρασμά του και αποθέτοντας στρώσεις πυροκλαστικού υλικού. Συνεπώς ένα στρωματοηφαίστειο αποτελείται από στρώσεις λάβας και τέφρας. Τα μορφολογικά χαρακτηριστικά ενός στρωματοηφαιστείου είναι ο πολύ υψηλός κώνος του που έχει απότομες πλαγιές και γίνεται όλο και πιο απόκρημνος προς την κορυφή του όπου υπάρχει η καλδέρα.

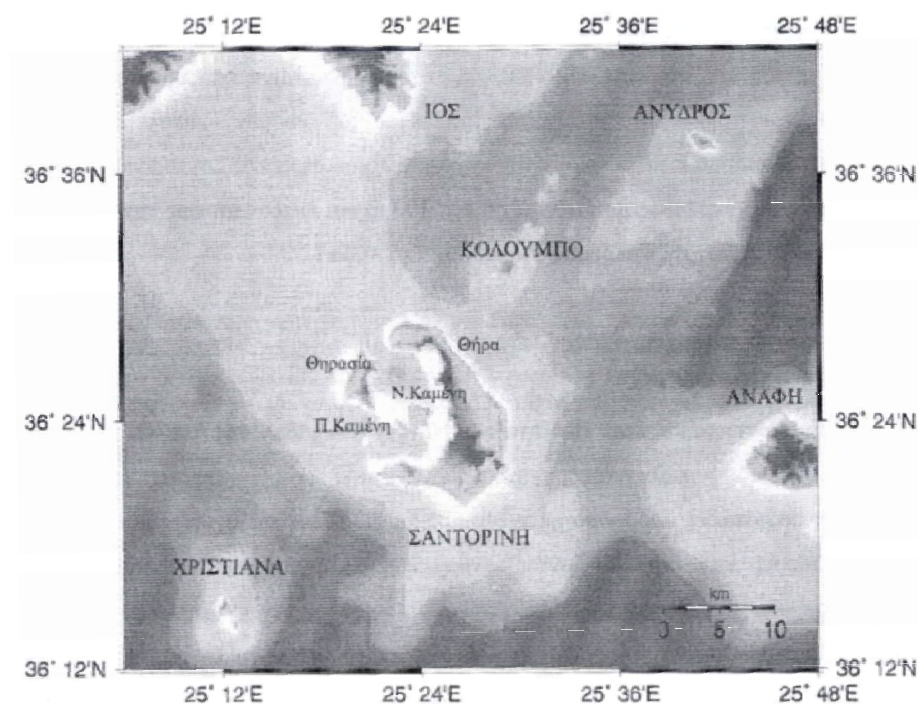
Στα ασπιδοειδή ηφαίστεια το μάγμα είναι βασαλτικής σύστασης, έχει χαμηλό ιξώδες άρα ρέει εύκολα και περιέχει λίγα αέρια. Για αυτό οι εκρήξεις βασαλτικού μάγματος δεν είναι ισχυρές και η λάβα που εκχύνεται μπορεί να κινηθεί σε μεγάλες αποστάσεις σχηματίζοντας λεπτά στρώματα. Από μορφολογική άποψη τα ηφαίστεια αυτά αποτελούν πλατιούς κυκλικούς δόμους με ομαλές πλαγιές. Έχουν μια αρκετά πλατιά και βαθειά κεντρική κοιλότητα με απόκρημνα τοιχώματα που μοιάζει με καλδέρα που έχει καταρρεύσει.

Το ενεργό ηφαιστειακό τόξο στο Νότιο Αιγαίο του ελλαδικού χώρου χαρακτηρίζεται από στρωματοηφαίστεια. Στην περιοχή αυτή η Αφρικανική πλάκα

βυθίζεται κάτω από την Ευρασιατική, γεγονός που εξηγεί την ύπαρξη των στρωματοηφαιστειών. Το γνωστότερο ηφαίστειο αυτού του τόξου είναι το ηφαίστειο της Σαντορίνης.

1.2 Ηφαιστειακή δραστηριότητα της Σαντορίνης στο παρελθόν

Το ηφαιστειακό κέντρο της Σαντορίνης αποτελείται από ένα σύμπλεγμα νησιών τα οποία ανήκουν στις Κυκλάδες και βρίσκονται στο νότιο Αιγαίο Πέλαγος. Τα νησιά που αποτελούν την Σαντορίνη είναι τα εξής: η Θήρα, η Θηρασία, το Ασπρονήσι, η Παλαιά Καμένη και η Νέα Καμένη. Τα δύο τελευταία νησιά έχουν δημιουργηθεί από ηφαιστειακές εκρήξεις κατά το παρελθόν.



Σχήμα 1.1: Γεωγραφικός χάρτης της ευρύτερης περιοχής του ηφαιστειακού κέντρου της Σαντορίνης (Δημητριάδης 2008).

Η Σαντορίνη αρχικά ήταν ένα σχεδόν κυκλικό ηφαιστειακό νησί που είχε δημιουργηθεί πάνω σε ένα προϋπάρχουν νησί μη ηφαιστειακής προέλευσής και λόγω αυτού του σχήματος ονομάστηκε στην αρχαιότητα Στρογγυλή. Κατά την εποχή του Χαλκού όμως μια μεγάλη ηφαιστειακή έκρηξη κατέστρεψε το νησί με αποτέλεσμα να δημιουργηθεί μια κεντρική καλδέρα, η οποία θεωρείται μια από τις μεγαλύτερες στον κόσμο. Από την έκρηξη αυτή σχηματίστηκε το σύμπλεγμα των νησιών που συμπληρώνουν την καλδέρα.

Το 197 π.Χ άρχισε ηφαιστειακή δραστηριότητα με τον σχηματισμό ενός ηφαιστειακού κώνου από πυροκλαστικά υλικά που ονομάστηκε Ιερά (Fytikas et al 1990). 200 χρόνια αργότερα, γύρω στο 46 μ.Χ, το ηφαίστειο επαναδραστηριοποιείται με μια εκχυτική δραστηριότητα που σχηματίζει το νησί Θεία που θεωρείται ότι συμπίπτει με την Παλαιά Καμένη. Στην συνέχεια ακολουθεί μια ύφεση της ηφαιστειακής δραστηριότητας για περίπου επτά αιώνες η οποία διακόπτεται το 726 με μια εκρηκτική δραστηριότητα που συνοδεύεται από έκχυση λάβας και σχηματίζει τις λάβες του Αγίου Νικολάου. Το 1570-1573 η ηφαιστειακή δραστηριότητα μετακινείται προς τα βορειοανατολικά και με εξωθητικό- εκρηκτικό χαρακτήρα σχηματίζει ένα νησάκι που ονομάστηκε Μικρή Καμένη. Η έκρηξη του 1707 ξεκίνησε δυτικά της Μικρής Καμένης με αργή έκχυση λάβας. Εναλλασσόμενη εξωθητική, εκχυτική και εκρηκτική δραστηριότητα σχηματίζει στα επόμενα τέσσερα χρόνια την Νέα Καμένη. Η επόμενη έκρηξη του ηφαιστείου έγινε το 1866 και η ηφαιστειακή δραστηριότητα συνεχίστηκε έως το 1870 με εξωθητικό και εκχυτικό χαρακτήρα. Αυτή εμφανίστηκε κυρίως σε τρία κέντρα στον όρμο του Αγίου Γεωργίου: στην Αφροέσσα και στις δύο νησίδες του Μάη που αναδύθηκαν μεταξύ Νέας και Παλαιάς Καμένης τον Μάιο του 1866. Ακολούθησαν 55 χρόνια ηρεμίας και στις 28 Ιουλίου το 1925 σμήνος ασθενών σεισμικών δονήσεων προαναγγέλλουν την επαναδραστηριοποίηση του ηφαιστείου. Η έκρηξη ξεκινά στις 11 Αυγούστου του 1925 με εμφάνιση πιδάκων νερού και ατμού, οι οποίες μετατράπηκαν σε εκρηκτικές

στήλες και εκτίναξαν στον αέρα λάβα και ηφαιστειακή στάχτη. Στην συνέχεια έλαβαν χώρα δύο ακόμα ηφαιστειακές δραστηριότητες, μια στις 20 Αυγούστου 1939 με μια υποθαλάσσια έκρηξη και μια στις αρχές Ιανουαρίου του 1950.

Η εξωκαλδερική ηφαιστειότητα σχετίζεται με το ηφαιστειακό κέντρο του Κολούμπο, το οποίο είναι ένα υποθαλάσσιο ηφαίστειο βορειοανατολικά του ακρωτηρίου Κολούμπο της Θήρας. Η μοναδική δραστηριότητα του ηφαιστειακού κέντρου του Κολούμπο σημειώθηκε στις 27 Αυγούστου 1650, η οποία δημιούργησε και το ηφαιστειακό του οικοδόμημα. Κατά την έκρηξη αυτή 70 άνθρωποι έχασαν την ζωή τους από τα δηλητηριώδη αέρια που απελευθερώθηκαν μαζί με τα ηφαιστειακά υλικά καθώς και από το θαλάσσιο κύμα βαρύτητας που σάρωσε τις ανατολικές ακτές της Θήρας. Η ηφαιστειακή δραστηριότητα συνεχίστηκε μέχρι τις αρχές του Δεκεμβρίου το 1650 και ο ηφαιστειακός κώνος που αναδύθηκε λίγα μέτρα πάνω από την επιφάνεια της θάλασσας διαβρώθηκε από τα κύματα δημιουργώντας τον σημερινό ύφαλο (Francalanci et al.2005).

1.3 Πρόδρομα φαινόμενα ηφαιστειακής έξαρσης

Η ηφαιστειακή έξαρση συνδέεται, άμεσα ή έμμεσα, με μεταβολές στην χημική ή φυσική κατάσταση του ηφαιστείου. Τα σημάδια της ηφαιστειακής έξαρσης δεν καταλήγουν πάντα σε έκρηξη αυτό όμως δεν σημαίνει ότι δεν πρέπει να λαμβάνονται υπόψη. Μερικές μεταβολές γίνονται αντιληπτές μόνο από την χρήση οργάνων ενώ άλλες και από τους κατοίκους της ευρύτερης περιοχής.

Οι μεταβολές που γίνονται αντιληπτές από το ανθρώπινο αισθητήριο σύστημα είναι η ακόλουθη:

- Έντονη σεισμική δραστηριότητα και εμφάνιση υπόγειων θορύβων.

- Παραμορφώσεις εδάφους όπως η διερεύνηση εδαφικών ρωγμών ή η επώθηση του εδάφους και άλλων επιφανειακών αποθέσεων.
- Έντονη οσμή των εκπομπών από αγωγούς ατμίδων, φουμαρόλων και πηγών
- Ασυνήθιστη αποχρωμάτιση ή ακόμα και καταστροφή στην βλάστηση.
- Μεταβολές στο χρώμα, στη θερμοκρασία ή και στο ιζηματογενές περιεχόμενο των υδάτινων οριζόντων.
- Ασυνήθιστες διακυμάνσεις στο επίπεδο του νερού των φρεάτων.

Οι περισσότεροι όμως δείκτες της ηφαιστειακής έξαρσης τουλάχιστον αρχικά είναι πολύ ανεπαίσθητοι για να γίνουν αντιληπτοί από τους ανθρώπους και μπορούν να εντοπιστούν μόνο με την ενόργανη παρατήρηση που πραγματοποιείται με ευαίσθητα όργανα και τεχνικές ακριβούς μέτρησης. Αυτοί οι πρόδρομοι δείκτες μπορεί να έχουν ξεκινήσει να εμφανίζονται για μεγάλο χρονικό διάστημα πριν από την αρχή των μεγαλύτερης κλίμακας μεταβολών που εντοπίζονται από το ανθρώπινο αισθητήριο σύστημα και είναι οι ακόλουθοι:

Έντονη ηφαιστειακή σεισμικότητα: Εδαφικές δονήσεις προκαλούνται από την θραύση πετρωμάτων που είναι παρακείμενα σε μετακινούμενο μάγμα ή ακόμα και από την ίδια την μετακίνηση του μάγματος. Επίσης μπορεί να δημιουργηθούν από την απελευθέρωση των ηφαιστειακών αερίων ή από τις μεταβολές στην πίεση που σχετίζονται με την θερμότητα των πετρωμάτων του τοιχώματος, του νερού ή των αερίων στο ηφαιστειακό σύστημα. Η πλειοψηφία τέτοιων σεισμικών σημάτων είναι χαμηλής ενέργειας και μπορούν να εντοπιστούν μόνο από σεισμόμετρα και να καταγραφούν με σειсмоγράφους σε ηλεκτρονικούς υπολογιστές. Ορισμένα βέβαια γεγονότα υψηλότερης ενέργειας μπορεί να καταλήξουν σε σεισμούς που να είναι αισθητοί από τους ανθρώπους. Στην μελέτη της ηφαιστειακής δραστηριότητας είναι

σημαντικό να είναι γνωστά τα μεγέθη και οι θέσεις όλων των σεισμών, αισθητών και μη και αυτό επιτυγχάνεται με την ενόργανη παρατήρηση.

Εδαφική παραμόρφωση: Μεταβολές στην μορφή του ηφαιστείου συσχετίζονται με την ηφαιστειακή δραστηριότητα και αντανακλούν τις προσαρμογές των πετρωμάτων του ηφαιστειακού οικοδομήματος στην μετακίνηση του μάγματος μέσα ή έξω από το ηφαιστειακό οικοδόμημα. Η παραμόρφωση μπορεί ακόμα να σχετίζεται με μεταβολές στην πίεση ή στην ροή των ρευστών (ή και τα δύο) του γεωθερμικού συστήματος του ηφαιστείου. Όποια κι αν είναι η αιτία οι εδαφικές μετακινήσεις που σχετίζονται με την ηφαιστειακή παραμόρφωση εντοπίζονται από ακριβείς τεχνικές έρευνας (γίνεται εκτενέστερη αναφορά σε επόμενα κεφάλαια).

Αποκλίσεις στα τοπικά βαρυτικά, γεωμαγνητικά και γεωηλεκτρικά πεδία: Οι αποκλίσεις αυτές μπορεί να προκληθούν από μεταβολές στην θερμοκρασία ή στην ισορροπία των μαζών του νερού, αερίων και στερεών πετρωμάτων και μαγματικών συστατικών που συνθέτουν το ηφαιστειακό σύστημα. Αυτές μπορούν αν προσδιοριστούν ποσοτικά με γεωμαγνητικές μεθόδους, με την βαρυτομετρία κ.α

Γεωχημικές μεταβολές στο γεωθερμικό σύστημα του ηφαιστείου: Μετακίνηση ή εισροή του μάγματος μέσα σε ηφαιστειακό οικοδόμημα μπορεί να καταλήξει στην απελευθέρωση διακριτών αερίων στην ατμόσφαιρα ή των ρευστών στο γεωθερμικό σύστημα. Τέτοιες γεωχημικές μεταβολές όταν είναι πολύ μικρές και δεν γίνονται αντιληπτές από τους ανθρώπους είναι δυνατόν να μετρηθούν από τα όργανα στην ηφαιστειακή επιφάνεια όπως εκφράζονται με μεταβολές στη θερμοκρασία, σύσταση και ρυθμό εκπομπής των αερίων και υγρών που αποδεσμεύονται από επιφανειακούς αγωγούς, φουμαρόλες και πηγές νερού.

Σεισμολογική μελέτη ηφαιστειών

2.1 Εισαγωγή

Πριν από την ανάπτυξη την ενόργανης παρακολούθησης των ηφαιστειών, οι παρατηρήσεις των ανθρώπων που ζούσαν στην περιοχή γύρω από τα ηφαίστεια ήταν τα μόνα μέσα για τον εντοπισμό πρόδρομων φαινομένων πριν από την έκρηξη. Οι ηφαιστειακές εκρήξεις είναι από τα πιο καταστροφικά φυσικά φαινόμενα, που έχουν προκαλέσει χιλιάδες ανθρώπινες απώλειες ενώ πολλές πόλεις έχουν καταστραφεί οικονομικά και κοινωνικά. Για το λόγο αυτό ήταν επιτακτική ανάγκη η μελέτη και κατανόηση της συμπεριφοράς των ηφαιστειών. Οι επιστήμονες αρχικά επικεντρώθηκαν στις μεταβολές που γίνονταν αισθητές από τον άνθρωπο (σεισμοί, εδαφικές παραμορφώσεις, μεταβολές θερμοκρασίας, διακυμάνσεις στο επίπεδο του νερού των φρεάτων κ.α) και έχοντας αυτές ως βάση προσπάθησαν να τις καταγράψουν με την χρήση επιστημονικών οργάνων τα οποία γίνονται ακριβέστερα με την ανάπτυξη της τεχνολογίας και στην συνέχεια να τις εξηγήσουν.

Οι σεισμοί είναι από τα κυριότερα πρόδρομα φαινόμενα και έπειτα από μακροχρόνιες μελέτες διαπιστώθηκε ότι η σεισμικότητα σχεδόν πάντα προηγείται, συνοδεύει ή ακολουθεί την έξαρση σε κάθε είδος ηφαίστειου. Η σεισμική δραστηριότητα θεωρείται επομένως ότι είναι ο πιο εξαρτώμενος δείκτης και συχνά ένα αξιόπιστο πρόδρομο φαινόμενο για την βραχυπρόθεσμη ή μεσοπρόθεσμη (χρονικό διάστημα της τάξης λίγων ημερών ή και εβδομάδων) πρόγνωση του τύπου, της έντασης και της εξέλιξης της ηφαιστειακής δραστηριότητας. Η πρόδρομη σεισμικότητα μπορεί να προηγείται της έκρηξης από ένα χρόνο έως λίγες ώρες και διαφέρει από ηφαίστειο σε ηφαίστειο καθώς και στο ίδιο ηφαίστειο από έκρηξη σε έκρηξη.

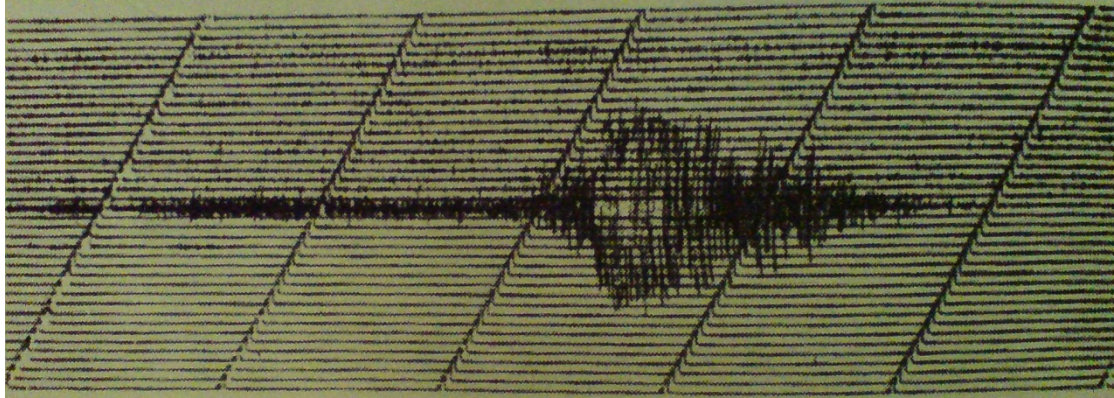
2.2 Ταξινόμηση ηφαιστειακών σεισμών

Έπειτα από παρατηρήσεις ηφαιστειακών σεισμών ο πρώτος διαχωρισμός τους προτάθηκε από τον Minakami (1960;1974),ο οποίος τους διαίρεσε σε τέσσερις τύπους σύμφωνα με την τοποθεσία της εστίας τους, την σχέση τους με τις εκρήξεις και τη φύση της σεισμικής κίνησης (σχήμα 2.2). Έτσι έχουμε τους εξής τύπους:

Α-τύπου: Οι σεισμοί αυτοί προέρχονται από την βάση των ηφαιστείων ή από βάθη 1-20 Km. Λαμβάνουν χώρα πριν ή κατά τα πρώτα στάδια της εκρηξιγενούς δραστηριότητας και απαντώνται σε σμήνος. Δεν ξεχωρίζουν εύκολα από τους τεκτονικούς σεισμούς οι οποίοι προκαλούνται από μη ηφαιστειακής προέλευσης θραύση πετρωμάτων. Χαρακτηρίζονται από υψηλής συχνότητας τυπικές καταγραφές με διακριτές φάσεις P και S σεισμικών κυμάτων. Οι σεισμοί αυτοί δημιουργούνται από την διάρρηξη του πετρώματος ως αντίδραση στην διείδυση και μετανάστευση του μάγματος ή στη διαστολή υψηλής πίεσεως γεωθερμικών ρευστών.

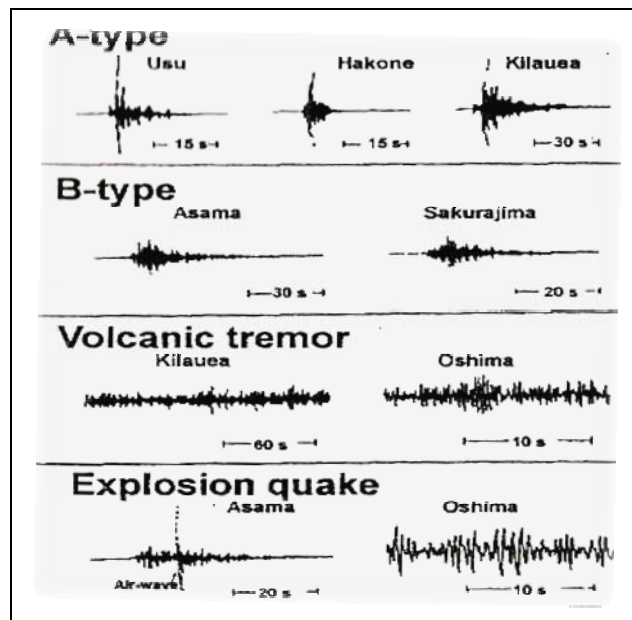
Β-τύπου: Εμφανίζονται σε βάθη 1km ή μικρότερα, έχουν ένα χαμηλότερο συχνοτικό περιεχόμενο από ότι τα γεγονότα Α-τύπου και έχουν πολύ δυσανάγνωστες φάσεις P και S κυμάτων. Θεωρείται ότι οφείλονται σε θραύση πετρωμάτων .

Σεισμοί από έκρηξη: Οι σεισμοί αυτοί συνοδεύουν από ηφαιστειακές εκρήξεις και το μέγεθος τους εξαρτάται από μέγεθος της έκρηξης. Έχουν μεγαλύτερο μήκος κύματος σε σύγκριση με του Α-τύπου. Στο σχήμα (2.1) φαίνεται ένας τέτοιου είδους σεισμός ο οποίος καταγράφηκε από δίκτυο σεισμογράφων κοντά στο ηφαίστειο Fuego κοντά στη Γουατεμάλα και παρουσιάζει ιδιαίτερο ενδιαφέρον διότι φαίνεται ξεκάθαρα η καθυστερημένη άφιξη του ωστικού κύματος του αέρα σε τυπικές καταγραφές.



Σχήμα 2.1 Σεισμός από έκρηξη που προηγείται χρονικά του αρμονικού σεισμικού θορύβου στο ηφαίστειο San Cristobal (από Δημητριάδης 2001).

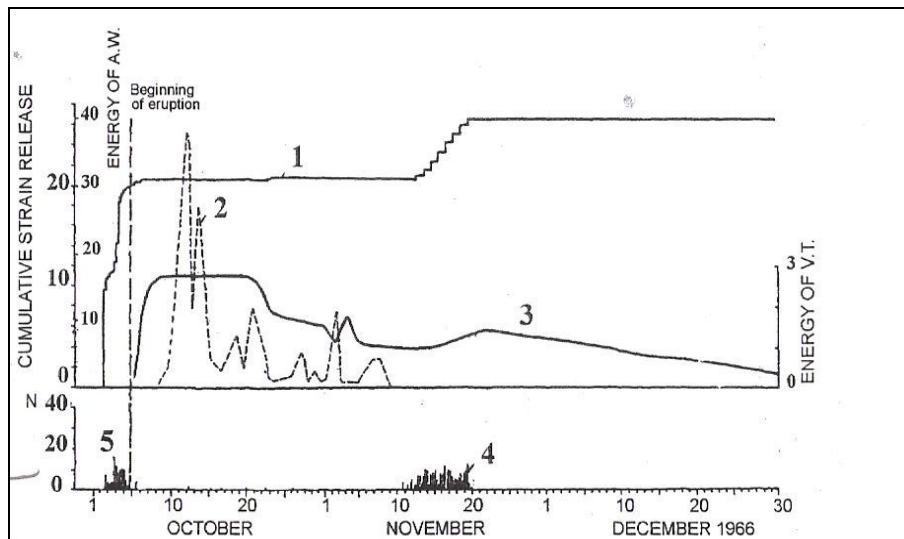
Συνεχείς ηφαιστειακοί μικροσεισμοί: Το μεγαλύτερο μέρος αυτών των δονήσεων προέρχεται από επιφανειακά κύματα.



Σχήμα 2.2 Καταγραφές διαφόρων τύπων ηφαιστειακών σεισμών σύμφωνα με τον

Minakami (1974).

Κατά την εκρηξιγενή δραστηριότητα μπορούν να λάβουν μέρος και οι τέσσερις τύποι ηφαιστειακών σεισμών. Στο σχήμα (2.3) επεξηγείται η σεισμική «ιστορία» του ηφαιστείου Klyuchevskoy, Kamchatka (Tokarev et al.1968).



Σχήμα 2.3 Σεισμική ιστορία του ηφαιστείου Klyuchevskoy(Tocarev et al.1968)

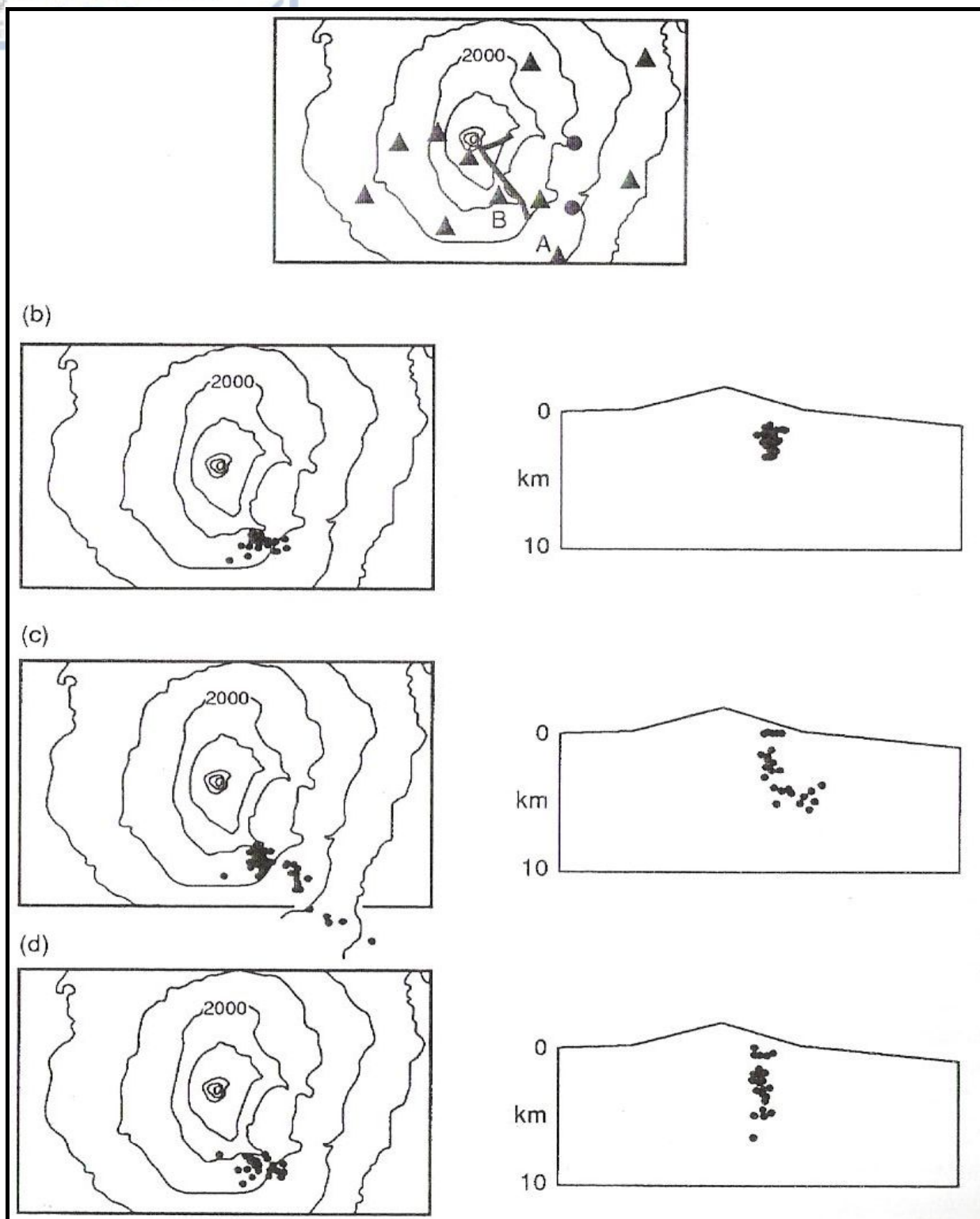
Πριν την έκρηξη οι ηφαιστειακοί σεισμοί που παρατηρήθηκαν ήταν Α και Β-τύπου. Μετά το τέλος της σεισμικής ακολουθίας άνοιξε μια εκρηξιγενή ρωγμή. Μόλις ξεκίνησε η έκρηξη οι ηφαιστειακοί μικροσεισμοί (καμπύλη 3, σχ.2.3) άρχισαν σχεδόν ταυτόχρονα με τους σεισμούς από έκρηξη (καμπύλη 2, σχ.2.3). Οι ηφαιστειακοί μικροσεισμοί σταμάτησαν λίγο πριν την εμφάνιση του δεύτερου σμήνους των σεισμών Β-τύπου (καμπύλη 4, σχ.2.3), ενώ οι σεισμοί από έκρηξη συνεχίστηκαν μέχρι και το τέλος της έκρηξης.

2.3 Εντοπισμός σεισμικών γεγονότων

Τα σεισμολογικά δίκτυα σχεδιάζονται με σκοπό τον εντοπισμό των σεισμών. Η αξιοπιστία των υπολογιζόμενων εστιακών παραμέτρων εξαρτάται από την γεωγραφική πυκνότητα των σταθμών, τις σχετικές θέσεις των πηγών και των σταθμών και τέλος από την προσέγγιση του μοντέλου της πραγματικής γεωφυσικής δομής (ταχύτητες διάδοσης σεισμικών κυμάτων) του μέσου. Με το πέρασμα του χρόνου τόσο ο αριθμός όσο και οι θέσεις των σεισμολογικών σταθμών μπορούν είτε να αυξάνουν είτε να υφίστανται μεταβολές λόγω τεχνικών προβλημάτων, αλλαγής της τοπογραφικής επιφάνειας εξαιτίας καταστροφικών γεγονότων (π.χ κατολισθήσεις, εκρήξεις) ή ακόμα λόγω μεταβολής των σεισμικών ενεργών ζωνών με το χρόνο. Τέτοιου είδους προβλήματα μπορούν να επηρεάσουν την κατανόηση των μεγάλων σεισμικών ακολουθιών που συμβαίνουν στο μάγμα και προμηνύουν εκρήξεις στο άμεσο μέλλον. Συνήθως επιλέγεται ένα κατάλληλο καταγραφικό δίκτυο για την εύκολη κατανόηση των συνεχόμενων προσωρινών μεταβολών των εστιακών θέσεων (είτε με βάση το βάθος είτε με βάση το επίκεντρο), χαρακτηριστικό που σχετίζεται με την διάδοση φλεβών και την διεύθυνση του μάγματος γενικότερα.

Συνήθως όταν η σεισμικότητα είναι επιφανειακή αυξάνονται οι πιθανότητες για μια επερχόμενη έκρηξη. Στην Αίτνα η σεισμικότητα που προηγήθηκε πριν από τα δυο εκρηξιγενή επεισόδια (1989 και 1991-1993) περιορίστηκε σε βάθη μεγαλύτερα των 5 Km κάτω από το επίπεδο της θάλασσας λίγους μήνες πριν την έκρηξη, ενώ μετατράπηκε σε ακόμη πιο επιφανειακή μόνο λίγες εβδομάδες πριν τις εκρήξεις. Αυτή η προς την επιφάνεια μετανάστευση των σεισμικών εστιών υποστηρίζει την ιδέα ότι η σεισμικότητα στα ενεργά ηφαίστεια σχετίζεται με το μάγμα ακόμα και αν τα τήγματα δεν συνεισφέρουν πάντοτε απευθείας στη σεισμική δόνηση. Η μελέτη της κατανομής των εστιακών βαθών κατά την διάρκεια της πρόσφατης δραστηριότητας στην Αίτνα έγινε με την χρήση δικτύων σταθμών τριών συνιστωσών.

Το πλεονέκτημα της χρήσης των τριών συνιστωσών έναντι των σταθμών μας συνιστώσας διαπιστώνεται με το ακόλουθο παράδειγμα. Σαράντα καλύτερα προσδιορισμένοι σεισμοί που καταγράφηκαν κατά την διάρκεια ενός επιφανειακού και έντονου σμήνους σεισμών στην Αίτνα το 1989 επαναπροσδιορίστηκαν λόγω της απουσίας μερικών απαραίτητων δεδομένων. Τα αποτελέσματα συγκρίνονται με ένα πλήρες σετ δεδομένων, το οποίο συλλέχθηκε από ψηφιακό δίκτυο (σχήμα 2.4α) το οποίο καταλαμβάνει έκταση 130 Km² και περιλαμβάνει 13 σταθμούς εκ των οποίων οι 11 είναι τύπου τριών συνιστωσών. Χρησιμοποιώντας όλα τα διαθέσιμα δεδομένα των P και S κυμάτων (σχήμα 2.4b) διαπιστώθηκε ότι η σεισμικότητα παρουσιάζει μια βορειοδυτική-νοτιοανατολική κατεύθυνση και περιορίζεται ανάμεσα στο επίπεδο της θάλασσας και σε βάθος 2Km. Έπειτα χρησιμοποιήθηκαν δεδομένα από λιγότερους σταθμούς πάνω από σεισμικά ενεργούς χώρους και διαπιστώθηκε πως παρόλη τη χρήση των ίδιων αξιόπιστων χρόνων άφιξης των P και S κυμάτων τα επίκεντρα «απλώνονται» προς τα νοτιοανατολικά (σχήμα 2.4c). Στο σχήμα 2.4d περιλαμβάνονται οι σταθμοί τριών συνιστωσών όμως χρησιμοποιούνται μόνο τα δεδομένα των P κυμάτων. Το αποτέλεσμα είναι μια ελάχιστη επίδραση στην κατανομή των επικέντρων. Παρολα αυτά και στις δύο περιπτώσεις τα εστιακά βάθη επηρεάζονται πολύ λίγο, αφού τονίζεται η διασπορά των βαθών των υποκέντρων σε ένα εύρος βαθούς διπλάσιο σε σχέση με το b (πλήρες σετ δεδομένων). Στην περίπτωση βαθύτερων σεισμικών ακολουθιών, τέτοιου είδους συνδυασμένες επιδράσεις της γεωμετρίας του δικτύου και των σεισμικών ακτίνων θα έχουν ως αποτέλεσμα ακόμα λιγότερο ερμηνεύσιμα εστιακά βάθη ιδιαίτερα όταν αξιόπιστοι χρόνοι άφιξης S κυμάτων δεν είναι διαθέσιμοι.

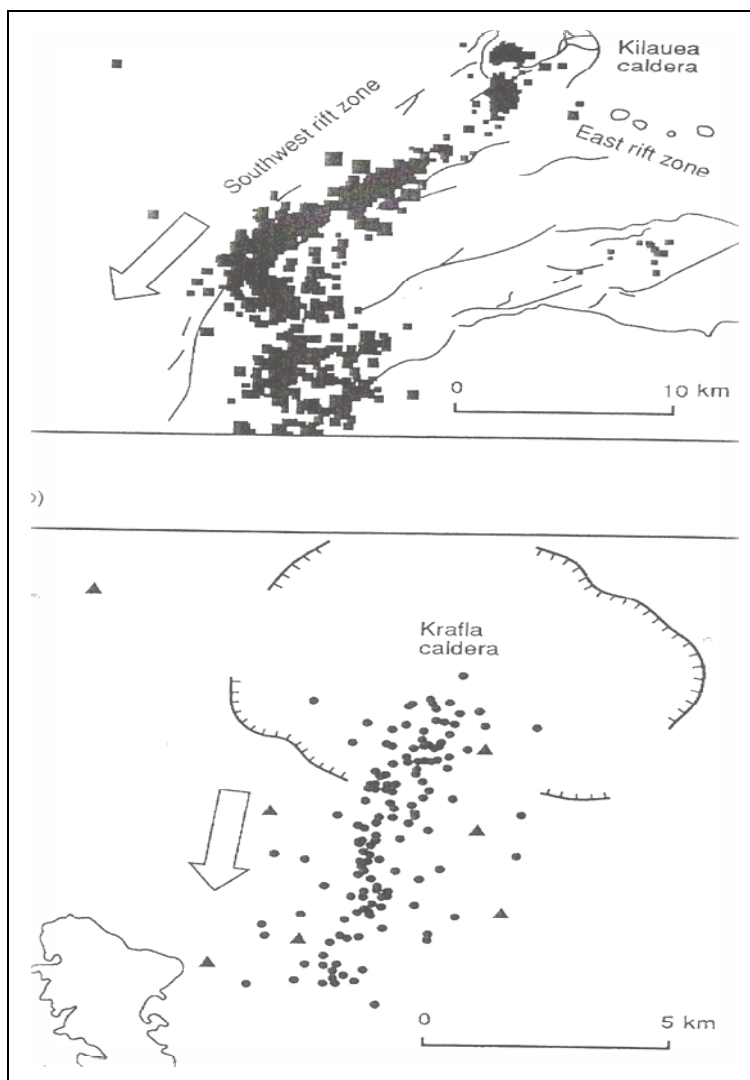


Σχήμα 2.4 Ο επαναπροσδιορισμός της θέσης των 40 πιο ισχυρών σεισμών που άνηκαν σε μία σηνοσειρά που καταγράφηκε στην Αίτνα κατά την διάρκεια της έκρηξης του 1989 (Δημητριάδης 2001).

Εξίσου σημαντική είναι επίσης η δυνατότητα παρακολούθησης της μετανάστευσης των σεισμικών πηγών στο χρόνο. Μετανάστευση των εστιών κατά την διάρκεια ενός σεισμικού σμήνους μπορεί να δώσει στοιχεία για την εμπλοκή του μάγματος στην διαδικασία ρηγματώσεως, καθώς και να βοηθήσει στον καθορισμό των πιθανών διόδων εκχύσεως. Σε σεισμούς τύπου σμήνους η απελευθέρωση ενέργειας ελαστικής παραμόρφωσης είναι τυπική σε περιοχές που χαρακτηρίζονται από εξαιρετική ετερογένεια και αφού οι περιοχές διείδυσης περιέχουν πακέτα πληρωμένων με μάγμα φλεβών είναι τυπικό φαινόμενο των ηφαιστειακών περιοχών. Σαφή στοιχεία για την μετανάστευση μπορούμε να πάρουμε μόνο με την χρήση των δεδομένων που καταγράφηκαν από ζεύγη σταθμών τριών συνιστωσών τοποθετημένα κοντά και πάνω από την επικεντρική περιοχή.

Μελετώντας τα στοιχεία για μετανάστευση σεισμών που συνοδεύουν διείδυσεις που αναφέρονται συνήθως στην Χαβάη, το μήκος των φλεβών από την καλδέρα του Kilauea ως τις παρακείμενες ρηξιγενείς ζώνες αγγίζουν τα 20Km. Σεισμολογικά στοιχεία για την επανατοποθέτηση φλεβών επιβεβαιώνονται από την σύγχρονη παρουσία κυκλικών εδαφικών παραμορφώσεων και μεταγενέστερη μεταπτωτική ρηξιγενή δραστηριότητα (Klein et al.1987). Συγκρίσιμα στοιχεία για μεταπτωτική ρηξιγενή μετανάστευση φλεβών και σεισμών παρατηρήθηκαν κατά την διάρκεια της έκρηξης του 1977 στη Karfla (Brandsdottir και Einarsson 1979). Εδώ δεν είχαμε ακρίβεια στον εντοπισμό χρόνου άφιξης των σεισμικών κυμάτων λόγω του τύπου των οργάνων που χρησιμοποιήθηκαν, ενώ τα βάθη των σεισμικών πηγών ελάχιστα κατανοήθηκαν λόγω της έλλειψης οριζόντιων συνιστώσων. Παρόλα αυτά, η απόσταση μεταξύ των σταθμών (που ήταν συγκρίσιμο με το μέσο εστιακό βάθος και ήταν επίσης πολύ μικρότερο από το μήκος της επικεντρικής μεταναστευτικής διαδρομής), παρείχε αξιόπιστα στοιχεία για την μετακίνηση των εστιών από την καλδέρα έως την παρακείμενη ρηξιγενή ζώνη (σχήμα 2.5). Τέτοια ομαλή σεισμική συμπεριφορά σε ηφαιστειακές ρηξιγενείς ζώνες επέτρεψε τη καθιέρωση επακριβών μοντέλων για τη δυναμική των επιφανειακών συστημάτων τροφοδότησης και για τους μηχανισμούς διείδυσης φλεβών.

Τέτοια μοντέλα σπάνια έχουν εφαρμοστεί λόγω της πολυπλοκότητας της δομής και των εκρηξιγενών μηχανισμών των ηφαιστειών. Σε τέτοιες περιπτώσεις η παρουσία μεγάλων ρηξιγενών δομών κατά μήκος των οποίων το μάγμα ανέρχεται ή η παρουσία σημαντικών μορφολογικών φραγμάτων στις επιφανειακές διεισδύσεις φλεβών, μπορούν να περιορίσουν την διάδοση φλεβών σε μικρότερες αποστάσεις ή να έχουν ως αποτέλεσμα την συνοδεία φλεβών από ασυνεχή σεισμική συμπεριφορά με την πιθανότητα να υπακούουν σε διαφορετικούς μηχανισμούς διείσδυσης.



Σχήμα 2.5 Σεισμικότητα συγγενής με την δραστηριότητα φλεβών στις ρηξιγενείς ζώνες
(α) Στην Χαβάη 1983 και (β) Στην Ισλανδία 1979 (Brandsdottir and Einarson 1979)

Για να εντοπιστούν οι σεισμοί και να μελετηθεί η εξέλιξη τους στο χώρο και στο χρόνο πρέπει η γεωμετρία του δικτύου και ο τύπος του σεισμολογικού εξοπλισμού να ταιριάζουν όσο καλύτερα γίνεται στις τοποθεσίες και στην αναμενόμενη σεισμική και ηφαιστειακή δραστηριότητα .

2.4 Σεισμική πηγή

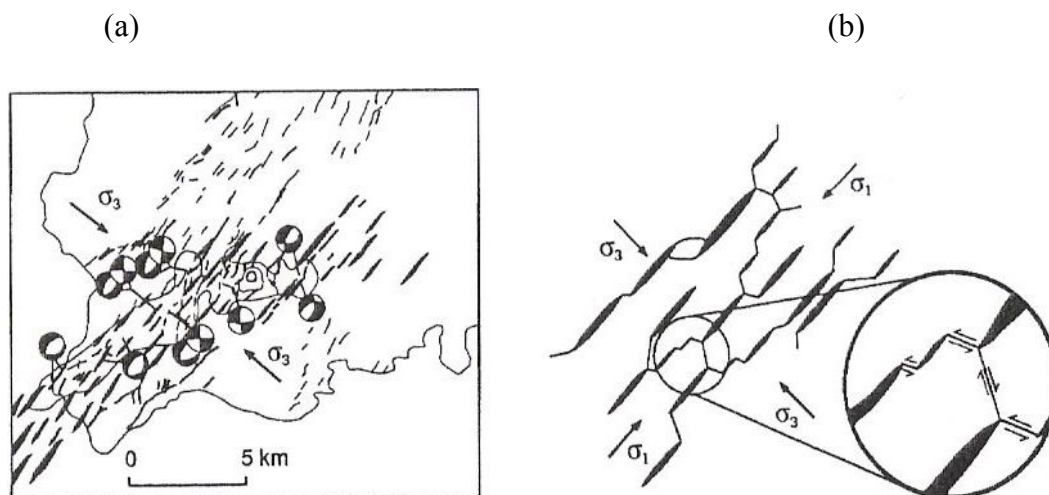
Μπορεί να θεωρηθεί λογικό ότι η σεισμική διάρρηξη στα ενεργά ηφαιστεια προέρχεται κυρίως από το πεδίο τάσεων λόγω μάγματος, όμως στοιχεία για την παρουσία μάγματος στην πηγή είναι σπάνια. Αυτό οδήγησε στη εξήγηση των περισσότερων σεισμών με βάση την διατμητική διάρρηξη που προκαλείται από ένα σύστημα διπλού ζεύγους δυνάμεων αποτέλεσμα της κατανομής των τάσεων στην περιοχή της πηγής. Επίσης πρέπει να ληφθεί υπόψη ότι: μια μόνο σεισμογόνος περιοχή μπορεί να υφίσταται συγχρόνως διατμητική και εφελκυστική διάρρηξη ως αποτέλεσμα επίδρασης διαφόρων ποσοτήτων υγρού που προκαλούν διαφορετικές πιέσεις κατά την διαδικασία ρηγματώσεως. Επίσης η εξαέρωση η οποία παρέχει στα μαγματικά σώματα την δυνατότητα με την απαραίτητη εφίππευση να φθάσουν στην ελεύθερη επιφάνεια, δημιουργεί ακόμα την διαρκή ταλάντωση του ηφαιστειακού σωλήνα και του μαγματικού σώματος τροφοδοσίας. Οι διάφοροι μηχανισμοί μεταφοράς του μάγματος συζητούνται παρακάτω ξεχωριστά παρά τις προσπάθειες για την κατασκευή ενός ενιαίου σεισμικού μοντέλου.

2.4.1 Διατμητική διάρρηξη και πρότυπα διπλού ζεύγους δυνάμεων

Δύο κύριες αβεβαιότητες επηρεάζουν την σημασία των εστιακών μηχανισμών σε ηφαιστειακές περιοχές και αμφισβητώντας την εφαρμοσιμότητα του μοντέλου του διπλού ζεύγους δυνάμεων. Η πρώτη σχετίζεται με το υψηλό επίπεδο ασυνέπειας των υπολογισμένων λύσεων του διπλού ζεύγους δυνάμεων για γεγονότα συσσωρευμένα

στο χώρο αλλά χωρισμένα στο χρόνο ή για γεγονότα που ανήκουν στις ίδιες προσωρινές ακολουθίες που διαφέρουν λίγο όμως στην τοποθεσία. Η δεύτερη σχετίζεται με το γεγονός ότι είναι απίθανο να ταιριάξουν τα παρατηρούμενα πρότυπα της πολικότητας της πρώτης κίνησης χρησιμοποιώντας απλά μοντέλα διπλού ζεύγους δυνάμεων. Τέτοιες δυσκολίες δείχνουν ότι η χρήση της κλασσικής ανάλυσης βασισμένη στην πολικότητα και στην ανάλυση των πρώτων κινήσεων δεν είναι πάντα αξιόπιστη για τον καθορισμό των εστιακών μηχανισμών σε ενεργά ηφαίστεια. Σε περιπτώσεις διατμητικής διάρρηξης οι σεισμικές ρηγματώσεις που εμφανίζουν σχεδόν οριζόντιες τη μέση (σ_2) την ελάχιστη (σ_3) κύρια συνιστώσα τάσης μπορούν να εξηγηθούν με βάση τις φλεβοειδείς διεισδύσεις όπου οι φλέβες είναι προσανατολισμένες κανονικά προς τη μέση διεύθυνση της σ_1 (μέγιστη κύρια συνιστώσα τάσης).

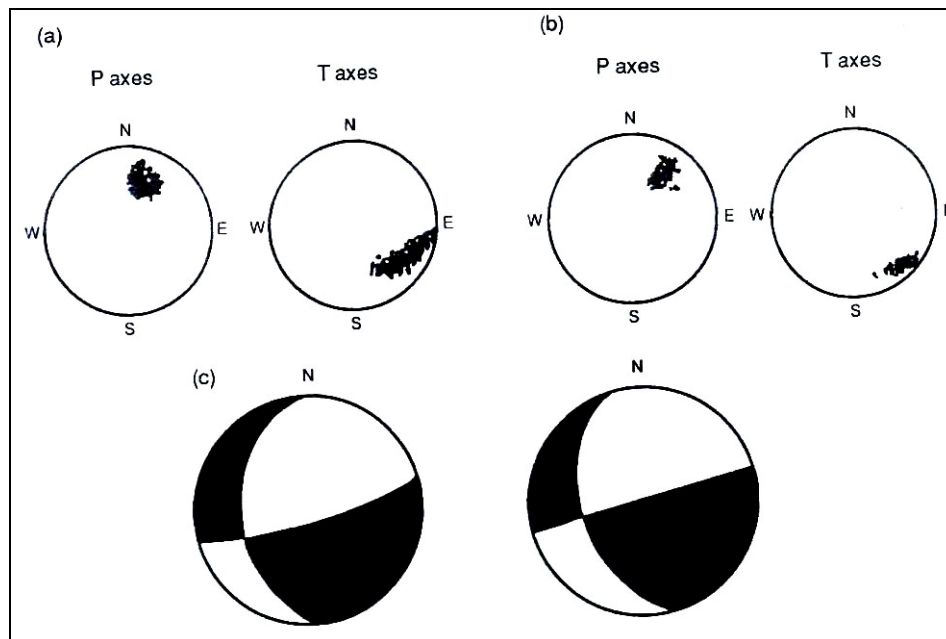
Τέτοιοι μηχανισμοί είναι τυπικοί λόγω των εφελκυστικών συστημάτων που χαρακτηρίζουν ρηξιγενείς ζώνες όπου οι σεισμογενείς ρηγματώσεις καθορίζονται κυρίως από τους προσανατολισμούς και των δύο κυρίων αξόνων και από την τιμή του υπολειμματικού πεδίου τάσεων (σχήμα 2.7).



Σχήμα 2.7 (α) Ο προσανατολισμός των ελάχιστων κύριων τάσεων μαζί με κάποιους μικροσεισμούς στην ρηξιγενή ζώνη Reykjanes είναι σύμφωνος με τις ηφαιστειακές και τεκτονικές γραμμώσεις της περιοχής. Οι μέγιστες κύριες τάσεις (σ_1) είναι κατακόρυφες στα κανονικά ρήγματα που περιορίζουν τη ζώνη διάρρηξης και οριζόντιες στο ρήγμα οριζόντιας μετατόπισης στο κέντρο. (β) Ιδανική αναπαράσταση της αλληλεπίδρασης των φλεβών σε ένα ομοιογενές μέσο που υπόκειται στις τάσεις σ_1 και σ_3 (Hill 1977)

Αντίθετα αν οι σχεδόν οριζόντιες κύριες συνιστώσες του τανυστή τάσης είναι η μέγιστη και η μέση τότε παρουσιάζονται σημαντικές αυξήσεις τάσης στο οριζόντιο επίπεδο ικανές να ξεπεράσουν την λιθοστατική πίεση και συμβατές με τους μηχανισμούς των ανάστροφων ρηγμάτων και των ρωγμών αναβαθμίδας των μαγματικών σωμάτων. Στην πραγματικότητα οι σ_1 , σ_2 και σ_3 συνιστώσες του τανυστή τάσης πιστεύεται ότι συμπίπτουν με το μέσο προσανατολισμό των P, N και T αξόνων αντίστοιχα (Rayleigh et al.1972, Gephart and Forsyth 1984). Αυτό ισχύει μόνο σε περιπτώσεις νεοσχηματισθέντων ρωγμών σε ένα ομοιογενές ισότροπο μέσο ή όπου οι μηχανισμοί ρηγματώσεως διαφέρουν από αυτούς που συμβαίνουν φυσιολογικά λόγω της υπολλειμματικής πίεσης που ασκείται στην περιοχή της πηγής. Παρόλα αυτά μεγάλες αμφιβολίες πηγάζουν από την έλλειψη κατανόησης της εστιακής θέσης ή από την μη πλήρη κάλυψη της εστιακής σφαίρας οι οποίες οφείλονται στην ακαταλληλότητα των παρατάξεων που χρησιμοποιήθηκαν και από την ανεπαρκή γνώση του μέσου διάδοσης. Η ακριβής επανασχεδιάση της γωνίας πρόσπτωσης της ακτίνας στην πηγή είναι πολύ σημαντική για τη σωστή χαρτογράφηση των ακτίνων στην εστιακή σφαίρα. Αυτό απαιτεί τον ακριβή καθορισμό της γωνίας πρόσπτωσης στην ελεύθερη επιφάνεια που εξαρτάται από την κατανομή της βαρύτητας στο μοντέλο της γης και από την έκταση της πλευρικής ετερογένειας στην πραγματική γη. Ο καθορισμός των μηχανισμών γένεσης των σεισμών μπορεί να γίνει εύκολα με τον συνδυασμό των πρώτων αποκλίσεων των P κυμάτων με τις πληροφορίες που μεταφέρονται από τις πολώσεις των S κυμάτων. Τα διαφορετικά πρότυπα ακτινοβολίας των S σε αντιστοίχιση με τα P κύματα βοηθούν στην σημαντική μείωση των αμφιβολιών για τον προσανατολισμό των P και T αξόνων αφού δείχνουν ότι η πόλωση των S κυμάτων δεν διαταράσσεται υπερβολικά από την ετερογένεια ή από την ανισοτροπία του μέσου. Αυτό αποδείχθηκε ότι ισχύει για λίγα χιλιόμετρα από την πηγή (Iannaccone and Deschamps 1989) και για αυτό είναι εφαρμόσιμο για δεδομένα από σεισμολογικά δίκτυα που λειτουργούν κοντά σε ηφαιστειακές περιοχές. Μια άλλη λύση για τέτοιες τάξεις δεδομένων κοντινών της

πηγής (Zollo and Bernard 1991) χρησιμοποιεί τις πληροφορίες της πολικότητας των P κυμάτων ως μια προκαταρκτική πιθανότητα στη μαθηματική διαδικασία και η πόλωση των S κυμάτων ορίζεται ως μια υποθετική πιθανότητα. Μετά υποθέτοντας ότι τα δεδομένα των P και S κυμάτων είναι ανεξάρτητα και ότι τα αναμενόμενα λάθη κατανέμονται κανονικά οι πιθανότερες λύσεις επανεκτιμούνται μετά από μια αναλυτική μελέτη. Η χρήση ακόμα και λίγων επιπρόσθετων διευθύνσεων πόλωσης των S κυμάτων μπορεί να αυξήσει σημαντικά την κατανόηση του σετ των παραμέτρων του ρήγματος αφού δίνεται έμφαση με την ακριβή ομαδοποίηση των λύσεων για τους P και T άξονες στην εστιακή σφαίρα.



Σχήμα 2.8 Μηχανισμός γένεσης αντιπροσωπευτικός των σεισμών του σμήνους που καταγράφηκε σε ένα δίκτυο από σταθμούς τριών συνιστωσών τον Απρίλιο του 1984 στην καλδέρα Campi Flegrei (Δημητριάδης 2001)

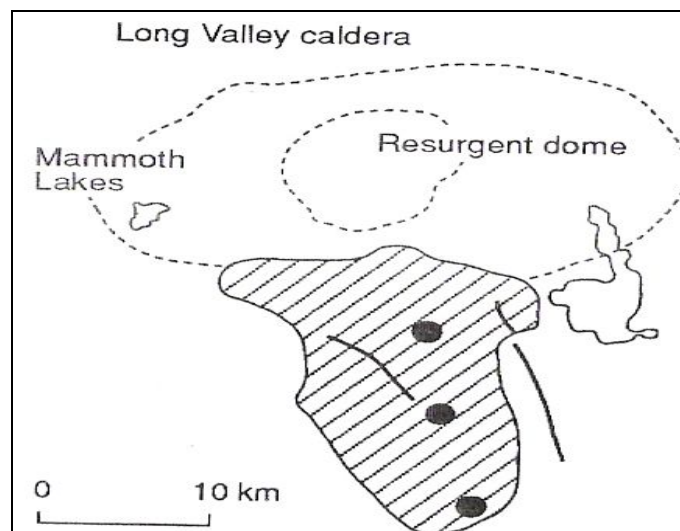
Στο σχήμα (2.8) ο σεισμός που απεικονίζεται είναι αντιπροσωπευτικός του σμήνους που καταγράφηκε σε δίκτυο από σταθμούς τριών συνιστωσών τον Απρίλιο του 1984 στην καλδέρα Campi Flegrei στην Ιταλία. Στο (α) προβάλλονται οι άξονες P και T χρησιμοποιώντας τις πολώσεις των S κυμάτων, στο (β) όμοια με το (α) χρησιμοποιώντας όμως και τις πολικότητες των P κυμάτων, στο (γ) παρουσιάζονται

μηχανισμοί ρηγματώσεως χρησιμοποιώντας μόνο δεδομένα των P κυμάτων (αριστερά) και δεδομένα των P και S κυμάτων (δεξιά).

Ουσιαστική χρήση των σειсмоγράφων τριών συνιστωσών βοήθησε στον εντοπισμό του 80% των εστιών με αμελητέα λάθη μέσα σε έναν όγκο περίπου 15 km^3 (Aster and Meyer 1988) που επικάλυπτε την αναφερόμενη κορυφή του μαγματικού θαλάμου (Dvorak and Berrino 1991, Ferrucci et al.1992) παρόλο που μερικά ισχυρότερα γεγονότα ($M_{\max}=4.0$) κατανέμονται τυχαία μέσα σε προσωρινές ομάδες.

2.4.2 Εφελκυστική διάρρηξη και μηχανισμοί μονού ζεύγους δυνάμεων

Η σεισμική έξαρση στο Long Valley άρχισε το 1978 με ένα σεισμό μεγέθους 5.8. Μεταξύ του 1979 και 1984 ένας εξογκωμένος μαγματικός δόμος ανυψώθηκε περίπου 50 cm συνοδευόμενος από συχνά σεισμικά σμήνη που περιείχαν χιλιάδες γεγονότα και από αρκετούς μεγάλου μεγέθους σεισμούς



Σχήμα 2.9 Οι θέσεις τριών σεισμών μεγέθους $M=6$ που έγιναν τον Μάιο του 1980 στην καλδέρα Long Valley. Η γραμμοσκιασμένη περιοχή δείχνει την σεισμικά ενεργή περιοχή (Δημητριάδης 2001).

Οι ισχυροί σεισμοί του Μαΐου του 1980 (τρεις εξ αυτών με $M=6.0$, σχήμα 2.9) δημιούργησαν διαφωνίες μεταξύ των σεισμολόγων για τον τύπο και την πολυπλοκότητα της πηγής. Οι συγκρίσεις για την καταλληλότητα των μικρής περιόδου δεδομένων με τα ευρέος φάσματος δεδομένα οδήγησαν στην λάθος αναγνώριση της κύριας κίνησης ως την αρχική και στην ασυνέπεια των συσσωρευμένων δεδομένων με το θεωρητικό πρότυπο ακτινοβολίας είτε των τυπικών διπλού ζεύγους δυνάμεων είτε του μονού ζεύγους δυνάμεων μηχανισμών αντιστάθμισης του γραμμικού διανύσματος του διπόλου (CLVD) (Knopoff and Randall 1970).

Προβλήματα στην ερμηνεία παρουσιάστηκαν πολύ γρήγορα αφού οι πρώτες σεισμολογικές μελέτες της ακολουθίας του Μαΐου του 1980 έδειξαν να συμβαίνουν οριζόντιες κινήσεις σε σχεδόν κατακόρυφα ρήγματα (Ryall 1981), ένας μηχανισμός που δεν υποστηρίζεται από τις επιφανειακές ρηγματώσεις. Στην πραγματικότητα τα μακράς περιόδου δεδομένα που καταγράφηκαν παρείχαν στοιχεία για ένα τανυστή ροπής που σχηματίστηκε με την συγχώνευση τριών ορθογωνίων δυναμικών διπόλων, ένα συμπέρασμα που είναι ασυνεπές με τα προηγούμενα μικρής περιόδου δεδομένα και συνεπές με τις μεγάλες, του μονού ζεύγους δυνάμεων, συνιστώσες στην ολική ροπή (Julian and Sipkin 1985). Αυτό δεν μπορεί να εξηγηθεί από ένα επαναλαμβανόμενο τυχαίο γεγονός της ταυτόχρονης διατμητικής ρηγματώσεως σε πολλαπλά ρήγματα αλλά μπορεί να συμφωνεί με μια εφελκυστική διάρρηξη υπό την πίεση υγρών (Julian 1983).

Ο διαχωρισμός του υπολειμματικού μέρους του τανυστή ροπής για διπλό ζεύγος δυνάμεων και CLVD συνιστώσες οδήγησε σε μια εναλλακτική άποψη για τον μηχανισμό ρηγματώσεως σύμφωνα με την σχεδόν κάθετη διείσδυση μιας φλέβας. Το μοντέλο του προτύπου ακτινοβολίας που θα παρατηρείται σε περίπτωση ξαφνικής διάδοσης μιας ρωγμής πληρωμένης με ρευστό προέβλεψε συμπιεστικές αρχικές κινήσεις ακτινοβολούμενες σε ολόκληρη την εστιακή σφαίρα (Chouet and Julian 1985), αυτό όμως είναι ασυνεπές με τις αραιώσεις της εστιακής σφαίρας των μικρής περιόδου δεδομένων και επίσης δεν συμφωνούσε με τα μακράς περιόδου δεδομένα τα

οποία σε αρκετούς σταθμούς έδειχναν αραιώσεις, εκεί που τα μικρής περιόδου δεδομένα ανέφεραν αντίστοιχα συμπίεσεις.

Ο Aki (1984) πρότεινε ότι τέτοια διάσπαρτη συμπεριφορά των μικρής περιόδου σε σύγκριση με τα μακράς περιόδου δεδομένα μπορεί να εξηγηθεί με το να διαχωριστούν οι αρχικές κινήσεις από τις κύριες κινήσεις. Έτσι αποδέχεται ότι τα μικρής περιόδου και τα μακράς περιόδου δεδομένα περιέχουν το καθένα πληροφορίες μόνο για ένα μέρος της μετατόπισης που πραγματοποιήθηκε λόγω μιας μη αυθόρμητης διαδικασίας διάρρηξης της πηγής. Στην άποψη αυτή η πίεση των ρευστών που αυξάνεται στην μια άκρη ενός συστήματος ρωγμών μπορεί να έχει ως αποτέλεσμα: α) το ξαφνικό άνοιγμα ενός στενού καναλιού που ενώνει τις πληρωμένες με νερό ρωγμές, β) τη μεταφορά της πίεσης στην άλλη άκρη του ρωγμοειδούς συστήματος γ) μια συνεχή πτώση της πίεσης του μάγματος και δ) το αναμενόμενο κλείσιμο της ανοιχτής άκρης. Σε ένα τέτοιο μηχανισμό της σεισμικής εστίας τα στάδια (α) και (β) περιέχουν μια μεταβολή του όγκου, την παρουσία μιας μεγάλης CLVD συνιστώσας στον γενικό τανυστή ροπής και ακτινοβολία υψηλών συχνοτήτων συμπίεστικών κινήσεων προς όλες τις διευθύνσεις. Αντίθετα η ηρεμία που συνοδεύει το τέλος της ροής του παχύρρευστου υγρού είναι υπεύθυνη για τις αραιώσεις που δημιουργούνται στα στάδια (γ) και (δ) οι καθυστερήσεις των οποίων σε αντιστοιχία με τις μικρής περιόδου πρώτες κινήσεις μπορούν να αυξηθούν ως μια άμεση συνάρτηση του μήκος της εστίας.

2.4.3 Χαμηλής συχνότητας σεισμοί και ηφαιστειακοί σεισμικοί θόρυβοι

Έπειτα από μελέτη των δεδομένων που μαζεύτηκαν από ηφαίστεια από όλο τον κόσμο μπορεί να αποδειχθεί ότι ο σεισμικός θόρυβος και οι χαμηλής συχνότητας σεισμοί προηγούνται ή/και συνοδεύουν εκρηξιγενή επεισόδια όλων των τύπων. Γενικά μπορεί να θεωρηθεί ότι μια αύξηση στον ρυθμό των γεγονότων χαμηλής συχνότητας αυξάνει την πιθανότητα γένεσης σεισμικού θορύβου, ενώ αυξανόμενα επίπεδα ενέργειας σεισμικού θορύβου συνιστούν μια αυξημένη πιθανότητα εκδήλωσης μιας έκρηξης στο άμεσο μέλλον.

Το μοντέλο του Aki (1984) για το Long Valley σχεδιάστηκε για να συνθέσει τα ιδιαίτερα χαρακτηριστικά της σεισμικότητας σε ηφαιστειακά περιβάλλοντα δηλαδή εφελκυστική διάρρηξη, την ακτινοβολία των χαμηλής συχνότητας σεισμικών κυμάτων και την διαρκή ταλάντωση του θαμμένου τήγματος και του περιβάλλοντος πετρώματος. Έπειτα από μελέτες στην περιοχή της καλδέρας των Mammoth Lakes δεν παρατηρήθηκαν ούτε χαμηλής συχνότητας γεγονότα ούτε ηφαιστειακοί σεισμικοί θόρυβοι και έτσι υποστηρίχθηκε ότι είτε το ιξώδες του μάγματος είτε η απώλεια της ακτινοβολίας του θαλάμου ήταν χαμηλή για να επιτρέψει την δημιουργία αρμονικών ταλαντώσεων του τήγματος που ακολουθούσαν μεγάλες πτώσεις τάσης.

Ο συσχετισμός των ηφαιστειακών σεισμικών θορύβων και των χαμηλής συχνότητας γεγονότων με τον μαγματισμό είναι ξεκάθαρος, με δεδομένο ότι τέτοια σήματα καταγράφονται σχεδόν σε όλα τα ηφαίστεια σε περιόδους που έχουν έντονη δραστηριότητα. Ακόμα σε πολλά ηφαίστεια συναντάμε εντυπωσιακά παρόμοια φασματικά πρότυπα, υποδηλώνοντας ότι ένας παρόμοιος μηχανισμός γένεσης ή ένας παρόμοιος συνδυασμός από ταυτόχρονους παράγοντες, περιλαμβανομένου του τύπου και του τρόπου της δόνησης της πηγής και παρόμοια εμπλοκή του μέσου, μπορεί να είναι υπεύθυνοι για τα δύο φαινόμενα. Με βάση τα ποσοτικά στοιχεία που συλλέχθηκαν οι περισσότεροι σεισμολόγοι πιστεύουν ότι ο ηφαιστειακός σεισμικός θόρυβος μπορεί απλά να είναι σμήνος από χαμηλής συχνότητας γεγονότα. Παραδείγματος χάρι ο Minamaki(1974) πρότεινε ότι τα χαμηλής συχνότητας χαρακτηριστικά είναι αποτέλεσμα κυρίως του μικρού βάθους της πηγής και απέδωσε τα αρμονικά χαρακτηριστικά στην διάδοση ακολουθίας όμοιων κυμάτων σε απορροφητικά επιφανειακά στρώματα χαρακτηριστικά των ηφαιστειακών οικοδομημάτων. Ο σεισμικός θόρυβος πρότεινε ότι είναι το αποτέλεσμα της συσσώρευσης μικρής διάρκειας γεγονότων χαμηλής συχνότητας. Σε αυτό το μοντέλο το αρμονικό περιεχόμενο και του σεισμικού θορύβου και των χαμηλής συχνότητας σειμών θα εξαρτάται μόνο οριακά από τον τύπο και την δυναμική της πηγής. Αν αποδεχθούμε αυτό το μοντέλο τότε ο αυξανόμενος αριθμός των χαμηλής συχνότητας γεγονότων μπορεί να κατανοηθεί ως συνάρτηση της αυξανόμενης δραστηριότητας στα ρηχά βάθη σε ένα ηφαιστειακό οικοδόμημα.

Παρόλα αυτά υπάρχει παράδειγμα στο Kilauea που ανατρέπει την παραπάνω άποψη διότι τα χαμηλής συχνότητας γεγονότα και οι σεισμικοί θόρυβοι προέρχονται από βαθιά πηγή (Aki and Koyanagi 1981, Shaw and Chouet 1991).

Σε αντίθεση με το παραπάνω μοντέλο πολλοί συγγραφείς πρότειναν ότι η δυναμική της πηγής είναι σημαντική στον καθορισμό των αρμονικών χαρακτηριστικών των χαμηλής συχνότητας γεγονότων. Μεταξύ των άλλων οι St.Lawrence και Qamar (1979), Siedl et al. (1981) και Ferrick et al. (1982) πρότειναν ότι τέτοια χαρακτηριστικά μπορεί να υπολογιστούν από τον συντονισμό των ηφαιστειακών αγωγών και ότι ο τύπος της ακτινοβολίας καθορίζεται από το μήκος των αγωγών και τις ρεολογικές ιδιότητες του υγρού και του φιλοξενούντος μέσου. Ο Siedl et al. (1981) πρότεινε ότι η συνεχής ροή υγρού μέσω των ηφαιστειακών αγωγών είναι υπεύθυνη για την πρόκληση του φαινομένου συντονισμού των αγωγών σε χαρακτηριστικές ιδιοσυχνότητες. Με βάση τέτοιες υποθέσεις που ισχύουν και κάνοντας την εικασία ότι ο σεισμικός θόρυβος είναι στάσιμος, τα σήματα του δειγματοληπτούνται σε τακτά διαστήματα και αναλύονται με βάση την συχνότητα και του σκοπούς της παρατήρησης.

Σε αντίθεση με τα παραπάνω, τα μοντέλα σεισμικού θορύβου που βασίζονται στην διέγερση συντονισμού των ρωγμών πληρωμένων με ιξώδες υγρό (Aki et al. 1977, Aki 1984, Chouet et al. 1987, Ferrazini and Aki 1987) υπολογίζουν καλύτερα την άνοδο του τήγματος ή την διάδοση του τήγματος μέσω του θραυστιγενούς άνω φλοιού μέσω φωλιών από ρωγμές. Ο Chouet (1985) πρότεινε ότι οι συχνότητες των κύριων φασματικών κορυφών επηρεάζονται από την δυσκαμψία των ρωγμών και ότι οι ενέργειες τους ελαττώνονται με την αύξηση του ιξώδους των διερχόμενων υγρών. Τα μοντέλα των πληρωμένων με ρευστό ρωγμών παρέχουν μια ποσοτική εξήγηση για τον αριθμό των δυναμικών χαρακτηριστικών που σχετίζονται με τα χαμηλής συχνότητας γεγονότα και τους σεισμικούς θορύβους, αλλά δεν μπορούν εύκολα να χρησιμοποιηθούν άμεσα σε μοντέλο σεισμικού θορύβου για τους σκοπούς της παρακολούθησης επειδή αυτά εμπλέκουν πολλές άγνωστες παραμέτρους και οι

ρωγμές ή οι φωλιές ρωγμών συνήθως υφίστανται μεγάλη εξέλιξη με τον χρόνο κατά την διάρκεια της διαδικασίας διείσδυσης.

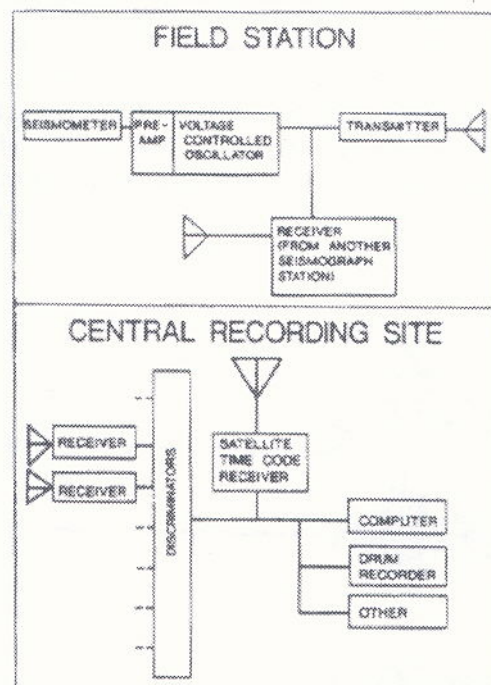
2.5 Ενόργανη επιστήμη –Ο ρόλος της στην σεισμολογική έρευνα

Ο τύπος των σεισμικών οργάνων, συστημάτων καταγραφής και τηλεμετρίας και της επεξεργασίας και ανάλυσης των δεδομένων που χρησιμοποιούνται στα ενεργά ηφαίστεια διαφέρει πολύ και εξαρτάται από τους συγκεκριμένους στόχους των σεισμολογικών μελετών. Τα πιο εξελιγμένα συστήματα χρησιμοποιούν ηλεκτρονικούς υπολογιστές, για την επεξεργασία σε πραγματικό χρόνο των σεισμικών σημάτων που λαμβάνονται σε μια κεντρική τοποθεσία για να καθορίσουν τις παραμέτρους των σεισμών (τα επίκεντρα, τα μεγέθη και τους χρόνους γένεσης των σεισμών).

Πριν από τις αρχές του 1970, τα αργά περιστρεφόμενα τύμπανα εξοπλισμένα με συστήματα μηχανικής και ηλεκτρομηχανικής καταγραφής, αποτελούσαν τον πυρήνα όλων των σεισμολογικών συστημάτων καταγραφής δεδομένων. Τα δεδομένα διαμορφώνονταν και διαβιβάζονταν με καλώδιο ή ραδιο-τηλεμετρία ή λαμβάνονταν τοπικά από μηχανήματα καταγραφής με αιθάλη, μετά από την μεγέθυνση του σήματος εξόδου του σεισμομέτρου. Σε τέτοιες καταγραφές το μήκος που αντιστοιχεί σε 1 λεπτό σεισμικού σήματος είναι συνήθως της τάξης των 6-12cm επιτρέποντας έτσι μεγαλύτερη ακρίβεια στον εντοπισμό χρόνου για μέτρηση της άφιξης του P κύματος της τάξης των 0.1-0.3 sec. Η αντικειμενική ακρίβεια στον καθορισμό του χρόνου και της πολικότητας του P κύματος ήταν μικρή και βασιζόταν στο πάχος της γραφίδας, στην ταχύτητα περιστροφής του τυμπάνου και στην καμπύλη απόκρισης των συχνοτήτων των σεισμομέτρων. Η ακρίβεια μπορεί να μειωθεί ακόμα περισσότερο για πολύ μικρά σήματα στο επίπεδο του θορύβου ή σε περιπτώσεις χαμηλών αναλογιών σήματος / θορύβου. Τέτοια μειονεκτήματα παρόλα αυτά οφείλονταν και στην χαμηλή διακριτική ικανότητα των αραιών σεισμολογικών

δικτύων του 1960 και 1970 και στη μικρή ακρίβεια που δίνονταν από τις μεθόδους τοποθέτησης οι οποίες βασίζονταν κυρίως σε απλές γεωμετρικές τεχνικές.

Οι πρώτες προσπάθειες για την βελτίωση της διακριτικής ικανότητας των μετρήσεων των χρόνων άφιξης των κυμάτων που έλαβαν χώρα στο Hawaiian Volcano Observatory με τη χρήση μιας κάμερας-καταγραφέα, η οποία αύξησε τη διακριτική ικανότητα εντοπισμού στο 0.1 sec αλλά δεν επέτρεψε την περαιτέρω επεξεργασία των καταγραμμένων σημάτων. Τέτοιου είδους φωτογραφικές συσκευές πολύ γρήγορα αντικαταστάθηκαν πρώτα από τους αναλογικούς καταγραφείς μαγνητοταινιών και έπειτα από ψηφιακούς καταγραφείς. Σχεδόν όλα τα ηφαιστειακά παρατηρητήρια χρησιμοποιούν ηλεκτρομαγνητικά σεισμόμετρα τα οποία μετατρέπουν τις εδαφικές δονήσεις σε μεταβαλλόμενες ηλεκτρικές τάσεις. Το σχήμα (2.10) απεικονίζει τα κύρια συστατικά των μοντέρνων συστημάτων της ενόργανης παρατήρησης που χρησιμοποιούνται σήμερα.



Σχήμα 2.10 Σχηματικό διάγραμμα των βασικών τμημάτων ενός ραδιοτηλεμετρικού δικτύου σεισμολογικής παρατήρησης (Δημητριάδης 2001)

Το σύστημα καταγραφής της υπαίθρου αποτελείται από ένα σεισμόμετρο, έναν ενισχυτή και μια μονάδα διαμόρφωσης της συχνότητας (VCO) μαζί με το σύστημα της τηλεμετρίας.

Τα σεισμόμετρα είναι ηλεκτρομαγνητικά και μεταφράζουν τις εδαφικές κινήσεις σε ηλεκτρικά ρεύματα τα οποία είναι ενισχυμένα και μετασχηματισμένα σε ένα σήμα διαμορφωμένης συχνότητας (FM) από έναν ταλαντωτή διαμόρφωσης τάσης (VCO). Σχεδόν όλα τα σύγχρονα δεδομένα συλλέγονται ή τουλάχιστον μετατρέπονται σε ψηφιακή μορφή επιτρέποντας έτσι την πλήρη επεξεργασία του σήματος και στην περιοχή του χρόνου και στην περιοχή της συχνότητας. Η μετατροπή από αναλογική σε ψηφιακή μορφή μπορεί να λαμβάνει χώρα είτε στους σταθμούς υπαίθρου, είτε σε μια κεντρική μονάδα καταγραφής μετά την μετάδοση των αναλογικών σημάτων στο κεντρικό σταθμό παρατήρησης του δικτύου.

Το κυριότερο πρόβλημα που δημιουργείται λόγω της χρήσης των ψηφιακών συστημάτων είναι «ο μεγάλος χώρος» που απαιτείται για την αποθήκευση των δεδομένων. Για το λόγο αυτό για να αποφευχθεί ο γρήγορος κορεσμός των μονάδων αποθήκευσης σχεδόν όλα τα συστήματα λειτουργούν με ένα μηχανισμό ενεργοποίησης ο οποίος βασίζεται στον εντοπισμό σεισμικών γεγονότων. Η ενεργοποίηση αυτή μπορεί να επιτευχθεί με διαφορετικούς τρόπους όπως μέσω ενός ορίου πλάτους το οποίο πρέπει να ξεπερνιέται ή με συνεχή σύγκριση του σήματος με το μέσο θόρυβο του υποβάθρου για να εντοπισθούν διακριτά γεγονότα. Όλες οι μέθοδοι απαιτούν την χρήση ενός τμήματος της μνήμης πριν από το γεγονός εφόσον χρησιμοποιείται ένας μηχανισμός για την σύγκριση του μέσου σήματος και του μέσου θορύβου για να αποφευχθούν λανθασμένοι συναγερμοί που οφείλονται στην ενεργοποίηση από σήματα που δεν είναι σεισμοί. Αυτός ο προσδιορισμός βασίζεται στον συνεχή προσδιορισμό του λόγου μεταξύ της ενέργειας που περιβάλλεται από μερικούς κύκλους του πρόσφατου σήματος (μέσος όρος βραχείας διάρκειας -STA)

και της ενέργειας που σχετίζεται με μερικούς κύκλους που προηγούνται πριν από αυτό (μέσος όρος μακράς διάρκειας –LTA). Ο λόγος είναι σχεδόν μονάδα όταν κανένα γεγονός δεν υπάρχει στο τμήμα της μνήμης πριν από το γεγονός. Όταν εντοπίζεται μια ξαφνική αύξηση στο STA, ένας μηχανισμός ενεργοποίησης ελέγχει αν η πρόσφατη τιμή STA/ LTA ισούται ή υπερβαίνει μια προκαθορισμένη τιμή. Τα παραπάνω κριτήρια εφαρμόζονται σε κάθε κανάλι σειсмоγράφου ξεχωριστά και συνήθως πολυκάναλα συστήματα επιτρέπεται να καταγράφουν μόνο όταν η ενεργοποίηση συμβαίνει ταυτόχρονα σε ένα καθορισμένο αριθμό καναλιών.

Η χρήση των αλγορίθμων ενεργοποίησης απαιτεί την καλή ρύθμιση των παραμέτρων για να αποφεύγονται καταγραφές μη σεισμικών γεγονότων (π.χ. θορύβων) όπως επίσης περιπτώσεις μη ανίχνευσης σεισμικών σημάτων.

Η αυτοματοποιημένη ανάλυση είναι μια λογική εξέλιξη των συστημάτων ενεργοποίησης και συμπεριλαμβάνει εκτίμηση χρόνου γένεσης και επικέντρων καθώς και αξιολόγηση μερικών παραμέτρων της πηγής χρησιμοποιώντας φασματικές μεθόδους. Οι αλγόριθμοι για τον εντοπισμό χρόνου άφιξης βασίζονται κυρίως στην πρωτότυπη δουλειά των Stewart (1977) και Allen (1982) και κάνουν χρήση των βραχείας διάρκειας STA (ενέργεια που περιβάλλεται από μερικές περιόδους του πρόσφατου σήματος) και μακράς διάρκειας μέσων όρων LTA (που προηγούνται αρκετά δέκατα του δευτερολέπτου πριν από το παράθυρο του STA).

Ωστόσο ο διαχωρισμός των πραγματικών γεγονότων από λανθασμένους συναγερμούς στις ηφαιστειακές περιοχές παραμένει ακόμα πρόβλημα αφού ο θόρυβος του υποβάθρου πολύ συχνά παρουσιάζει φασματικά χαρακτηριστικά τα οποία είναι ίδια ή παρόμοια με εκείνα των χαμηλής συχνότητας σεισμών. Η ενίσχυση της διακριτικής ικανότητας των αλγορίθμων εντοπισμού μπορεί να επιτευχθεί με την ενσωμάτωση φίλτρων πρόβλεψης σφαλμάτων παρόλο που και αυτά μπορεί να αποτύχουν στις περιπτώσεις μεγάλων ηφαιστειακών σμηνοσεισμών όταν δεκάδες γεγονότα συμβαίνουν σε μικρή απόσταση μεταξύ τους στο χώρο

και στο χρόνο και τα οποία παρουσιάζουν μικρή διαφορά στο μέγεθος και μπορεί να έχουν ως αποτέλεσμα την μεγέθυνση του συνεχόμενου σεισμικού θορύβου.

2.6 Χρήση σεισμολογικών δεδομένων στην ηφαιστειακή παρατήρηση

Το πρότυπο της ηφαιστειακής σεισμικότητας που προηγείται και συνοδεύει εκρήξεις μπορεί να είναι ιδιαίτερο σε ένα μεμονωμένο ηφαίστειο. Το ερώτημα ποιές είναι εκείνες οι σεισμικές παράμετροι που μπορούν να αποτελέσουν διάγνωση για την πρόγνωση έκρηξης, μπορεί μόνο να απαντηθεί με βάση την εμπειρία στην παρατήρηση και την εκρηξιγενή δραστηριότητα στο ηφαίστειο που μελετάται (δηλαδή απαιτείται γνώση της συμπεριφοράς του ηφαιστείου για μεγάλο χρονικό διάστημα του παρελθόντος ιδίως στην ενόργανη περίοδο). Παρακάτω αναλύονται κάποιες από τις περισσότερο χρησιμοποιούμενες μεθόδους

Απελευθέρωση ενέργειας: Όσο πιο μεγάλη είναι η απελευθέρωση της σεισμικής ενέργειας τόσο μεγαλύτερη είναι η πιθανότητα της εμφάνισης μιας έκρηξης ή διείσδυσης. Η πιο απλή έκφραση της απελευθέρωσης της ενέργειας είναι ο συνολικός αριθμός των σεισμών ή μικροεκρήξεων, ή και του ηφαιστειακού σεισμικού θορύβου που εμφανίζεται μέσα σε μια δεδομένη μονάδα χρόνου.

Μετανάστευση της σεισμικότητας : Με βάση παρατηρήσεις της μετανάστευσης της σεισμικότητας μπορούμε να γνωρίζουμε τη πιθανή θέση της μελλοντικής έκρηξης. Παραδείγματος χάριν χάρτες των epicέντρων των σεισμών για διαφορετικές χρονικές περιόδους μπορούν να υποδεικνύουν την μετανάστευση του μάγματος από τον ταμιευτήρα προς ένα άλλο μέρος του ηφαιστείου πριν από μία έκρηξη ή διείσδυση. Εγκάρσιες τομές των εστιών των σεισμών για διαδοχικές χρονικές περιόδους μπορούν να δείξουν την προς τα πάνω μετανάστευση της σεισμικότητας (μια κατάσταση που αυξάνει την πιθανότητα έκρηξης).

Σχέσεις μεταξύ των τύπων της σεισμικότητας: Ο Richter πρότεινε μια εμπειρική σχέση μεταξύ του μεγέθους και της συχνότητας της εμφάνισης των σεισμών :

$$\log N = a - bM$$

όπου N ο αριθμός των γεγονότων μεγέθους M ή μεγαλύτερου και a και b είναι σταθερές που βρίσκονται με την μέθοδο των ελάχιστων τετραγώνων. Η κλίση αυτής της εξίσωσης (το b δηλαδή) παίρνει συνήθως τιμές από 0.6-1,5 που παρατηρούνται για τεκτονικού τύπου ή υψηλής συχνότητας σεισμούς ενώ τιμές μεγαλύτερες από 1.5 σχετίζονται με τους χαμηλής συχνότητας ή ηφαιστειακού τύπου σεισμούς.

Παρατήρηση της εδαφικής παραμόρφωσης

3.1 Εισαγωγή

Η παραμόρφωση της επιφάνειας(υποδηλώνει την παραμόρφωση του δομού του ηφαιστείου) που συνοδεύει και μερικές φορές προηγείται των εκρήξεων έγινε αντιληπτή εδώ και πάρα πολύ καιρό. Κατά τις αρχές του εικοστού αιώνα όμως ξεκίνησαν να γίνονται ενόργανες μετρήσεις με σκοπό τη ακριβή μέτρηση της εδαφικής παραμόρφωσης που δεν μπορούσε να πραγματοποιηθεί με την ορατή παρατήρηση.

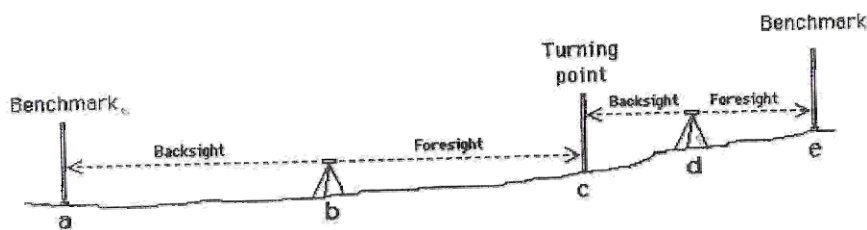
Οι πιο συχνά χρησιμοποιούμενες μέθοδοι παρατήρησης της εδαφικής παραμόρφωσης υπαγορεύθηκαν κυρίως από τον εξοπλισμό και τις τεχνικές που χρησιμοποιούνταν στη γεωδαισία. Οι σύγχρονες μέθοδοι (υψηλής ακρίβειας) είναι ικανές να εντοπίσουν μετακινήσεις του φλοιού της τάξης λίγων μερών ανά εκατομμύριο (ppm) ή και λιγότερο, ακόμα και αν οι εδαφικές μετατοπίσεις σε μερικά ηφαίστεια μπορεί να είναι τάξεις μεγέθους μεγαλύτερες.

3.2 Κατακόρυφες μετατοπίσεις

Μεταβολές στην κατακόρυφη μετατόπιση των τριγωνομετρικών σημείων ή άλλων σημείων αναφοράς ανάλογα με την σεισμική ή ηφαιστειακή δραστηριότητα αναγνωρίστηκαν και χρησιμοποιήθηκαν στο παρελθόν. Χαρακτηριστικό παράδειγμα αποτελεί ο καθορισμός από δεδομένα τριγωνισμού των κατακόρυφων μεταβολών που σχετίζονταν με την έκρηξη του ηφαιστείου Sakura-jima το 1914. Παρακάτω αναλύονται τεχνικές που μπορούν να μετρήσουν με ακρίβεια τις κατακόρυφες μετατοπίσεις, η γνώση των οποίων είναι απαραίτητη στην ηφαιστειακή παρατήρηση.

Ακριβής μέτρηση διαφοράς επιπέδων

Είναι η πιο γνωστή μέθοδος ηφαιστειακής παρατήρησης για την μέτρηση κατακόρυφων μετατοπίσεων, στην οποία οι μεταβολές στις ανυψώσεις των τριγωνομετρικών σημείων αναφέρονται σε σχέση με κάποιο αυθαίρετο σημείο αναφοράς συνήθως σχετικό με το επίπεδο της θάλασσας ή με ένα απομακρυσμένο σταθερό τριγωνομετρικό σημείο.



Σχήμα 3.1 Βασική μέτρηση των υψομετρικών μεταβολών των τριγωνομετρικών σημείων στην μέτρηση διαφοράς δεδομένων

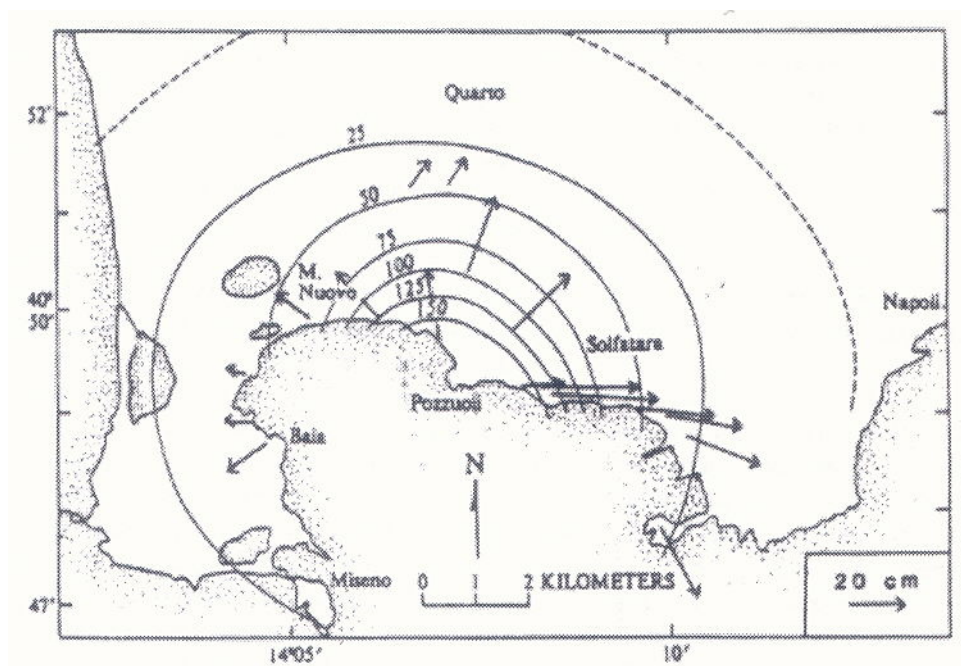
Αν και η τεχνική αυτή δεν είναι καινούργια, έχει ακόμα την καλύτερη επίδοση στον εντοπισμό ανυψωτικών μεταβολών. Μετρημένες κατακόρυφες μετατοπίσεις σε μεγάλα ηφαιστειακά κέντρα είναι της τάξης των δέκα εκατοστών μέχρι μερικών μέτρων ανά χιλιόμετρο, ενώ στα μικρά στρωματοηφαίστεια αυτές περιορίζονται στα μερικά εκατοστά ανά χιλιόμετρο.

Ένα «ιδανικό» δίκτυο μέτρησης διαφόρων επιπέδων πρέπει να συμπεριλαμβάνει ορισμένες γραμμές που να τοποθετούνται μακριά από την κορυφή του ηφαιστείου και άλλες που να την προσεγγίζουν. Σε ορισμένα ηφαίστεια μπορεί ακόμα να χρειάζονται ειδικές γραμμές που να διασχίζουν ενεργές ρηξιγενείς ζώνες. Στην πραγματικότητα όμως χρησιμοποιούν τους ήδη προυπάρχοντες δρόμους και μονοπάτια.

Τα κύρια πλεονεκτήματα αυτής της τεχνικής είναι τα εξής:

- Η μεγάλη ακρίβεια και η διαθεσιμότητα του εξοπλισμού ακόμα και σε αναπτυσσόμενες χώρες
- Η ανύψωση ή η υποχώρηση μπορεί να απεικονιστεί ως χάρτης που δείχνει ισουψείς γραμμές ίσων μετατοπίσεων.
- Τα δεδομένα παρέχουν την καλύτερη βάση για την μοντελοποίηση του όγκου και του βάθους του διεισδύοντος μάγματος.

Αν το δίκτυο μέτρησης διαφοράς υψομέτρου είναι αρκετά πυκνό είναι πολύ πιθανό να αναγνωριστούν οι μεταβολές της μέγιστης μεταβολής (σχήμα 3.2).



Σχήμα 3.2 Ισουψείς της ανύψωσης όπως καθορίστηκαν από την ακριβή μέτρηση διαφοράς υψομέτρου από τον Ιανουάριο 1982 μέχρι τον Ιανουάριο 1985 στην καλδέρα Campi Flegrie. Τα βέλη είναι διανύσματα της οριζόντιας μετατόπισης όπως καθορίστηκαν από μετρήσεις EDM για την περίοδο 1980-1981 (Δημητριάδης 2001)

Αντίθετα κάποια μειονεκτήματα της τεχνικής αυτής είναι τα ακόλουθα:

- Είναι μια ακριβή και πολύ κοπιαστική τεχνική.
- Στις απότομες κλιτύες των στρωματοηφαιστείων είναι δύσκολο να εφαρμοστεί λόγω των απαιτούμενων ρυθμίσεων των οργάνων.
- Σε ορισμένα ηφαιστεία είναι δύσκολο να επαναληφθούν οι γραμμές των επιπέδων τον χειμώνα επειδή καλύπτονται από χιόνι τα τριγωνομετρικά σημεία .

Συγκεκριμένες θέσεις τριγωνομετρικών σημείων και ράβδοι ανεπηρέαστοι από μεταβολές της θερμοκρασίας επιτρέπουν ακρίβεια πρώτου επιπέδου σε μέτρηση διαφοράς στάθμης με λάθος μέτρησης περίπου 1mm στο 1 Km. Εντούτοις για ηφαιστεία που οι κατακόρυφες μετατοπίσεις είναι ουσιαστικά μεγαλύτερες από το σφάλμα μέτρησης, η μέτρηση διαφοράς στάθμης με διπλάσια ακρίβεια αρκεί. Οι στρατηγικές στην ακριβή μέτρηση διαφοράς επιπέδων εξαρτάται από το μέγεθος των αναμενόμενων μεταβολών στην ανύψωση και από το ρυθμό της μεταβολής.

Μεταβολές στο επίπεδο του νερού

Το επίπεδο ενός υδάτινου σώματος μπορεί να συσχετιστεί για την αναγνώριση και την μέτρηση των κατακόρυφων μετατοπίσεων καθοδηγητικών σημείων ή οριζόντων της παρακείμενης χερσαίας μάζας. Οι ανυψωτικές μεταβολές σε σχέση με το επίπεδο της θάλασσας δίνουν πολλές πληροφορίες στην παρατήρηση νησιωτικών ηφαιστείων ή ηφαιστειακών συστημάτων σε παραλιακές περιοχές και μπορεί να θεωρηθούν «απόλυτες» αφού γίνουν πρώτα διορθώσεις στην απλοποίηση των δεδομένων για τις ευστατικές μεταβολές του επιπέδου της θάλασσας και για τις εμφανιζόμενες επιδράσεις από τις παλίρροιες ή από τα αδρανή κύματα. Αν οι μεταβολές στο επίπεδο του νερού είναι αρκετά μεγάλες και

γρήγορες τότε η ανύψωση ή η υποχώρηση μπορεί να αναγνωρίζεται οπτικά από αλλαγές στην ακτογραμμή ή κοντά την επιφάνεια παραδείγματος χάριν με την ανάδυση ή την κατάδυση αρχαιολογικών μνημείων ή προϊστορικών γεωλογικών ή μορφολογικών χαρακτηριστικών (αναβαθμίδες, κυματοθραυστικές πλατφόρμες λάβας κ.α) .

Γενικά οι μεταβολές στο επίπεδο του νερού σε σχέση με την εδαφική παραμόρφωση είναι πάρα πολύ μικρές και βαθμιαίες ώστε να παρατηρηθούν οπτικά. Εντούτοις τέτοιες μεταβολές μετρούνται με ακρίβεια από παλιρροιογράφους. Οι παλιρροιογράφοι (πρώτης γενιάς) ήταν όργανα που περιέχουν έναν πλωτήρα συνδεδεμένο με ένα καλώδιο που αυτό με τη σειρά του οδηγεί σε έναν καταγραφέα. Τα δεδομένα των παλιρροιογράφων μπορούν να καταγράφονται συνεχόμενα ώστε να καλύπτουν κενά μεταξύ χρονικά αραιών μετρήσεων διαφοράς επιπέδων και να εξασφαλίζουν ένα πλήρες ιστορικό της ανύψωσης ή της υποχώρησης. Επίσης πολύ ακριβής και συνεχής παρατήρηση του επιπέδου της θάλασσας μπορεί να γίνει με μετρητή πίεσης (παλιρροιογράφοι τελευταίας γενιάς) προσαρμοσμένο στον βυθό της θάλασσας ή της λίμνης ή σε μια γεώτρηση με σταθερή στάθμη νερού κοντά στην ακτή.

Μπορούμε να εξασφαλίσουμε πληροφορίες για τις μεταβολές του επιπέδου του νερού ακόμη και χωρίς παλιρροιογράφους ή αλλά όργανα συνεχούς καταγραφής. Αυτό επιτυγχάνεται με περιοδικές μετρήσεις σε κατασκευασμένα από τον άνθρωπο είτε σε φυσικά τριγωνομετρικά σημεία, χρησιμοποιώντας ράβδους αναφοράς, ατσαλένιες ταινίες, βαρίδια είτε ειδικά προσαρμοσμένα συστήματα μέτρησης. Από τις παροδικές μετρήσεις του επιπέδου του νερού μπορούμε να εξάγουμε χρήσιμα δεδομένα για την ηφαιστειακή παρατήρηση μόνο αν οι παρατηρούμενες διαφοροποιήσεις είναι αρκετά μεγαλύτερες από εκείνες που σχετίζονται με τις παροδικές διαταραχές μη ηφαιστειακής προέλευσης.

3.3 Οριζόντιες μετατοπίσεις

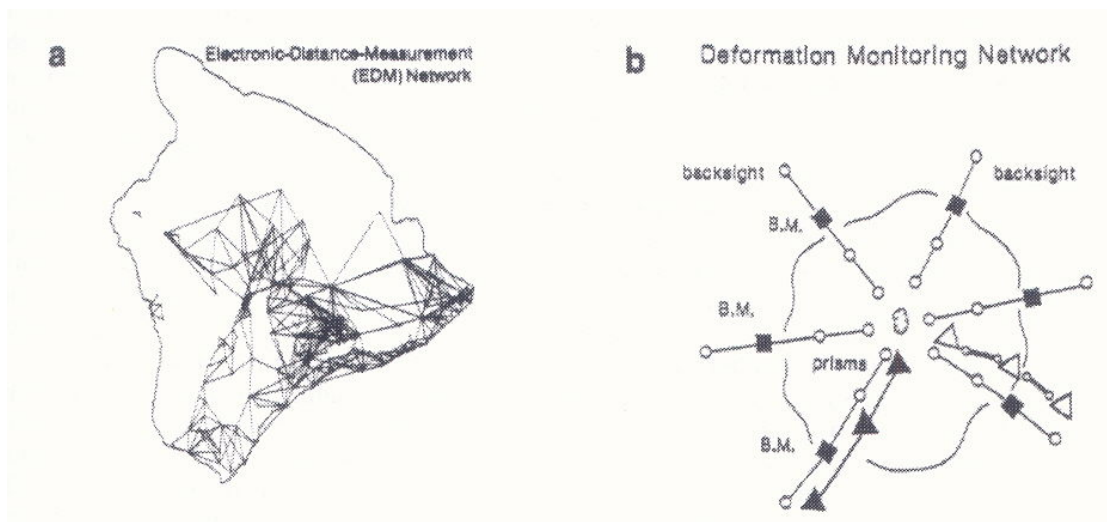
Η διόγκωση πριν από την έκρηξη ή το «ξεφούσκωμα» ενός ηφαιστείου μπορεί να προκαλέσει τόσο οριζόντια μετατόπιση όσο και κατακόρυφη. Η οριζόντια συνιστώσα της εδαφικής παραμόρφωσης μπορεί να παρατηρηθεί από μετρήσεις θεοδολίχου, όργανα ηλεκτρονικής μέτρησης της απόστασης (EDM), παραμορφωσιόμετρα και γραμμές ρωγμών.

Ηλεκτρονική μέτρηση της απόστασης(EDM)

Η μέθοδος αυτή χρησιμοποιεί τη συνεχή εκπομπή μιας ακτίνας laser από το όργανο που βρίσκεται πάνω σε ένα τριγωνομετρικό σημείο σε έναν ανακλαστήρα πάνω σε ένα άλλο τριγωνομετρικό σημείο. Η μετατόπιση των φάσεων που συμβαίνει κατά την διάρκεια του χρόνου που χρειάζεται για να ταξιδέψει το φως στον ανακλαστήρα και ξανά πίσω στο όργανο της εκπομπής είναι ανάλογη με την απόσταση μεταξύ των τριγωνομετρικών σημείων. Η μέγιστη απόσταση που μπορεί να μετρηθεί από ένα EDM όργανο εξαρτάται από τους ακόλουθους παράγοντες :τον τύπο του στόχου ανακλαστήρα, την ισχύ του οργάνου και τις ατμοσφαιρικές συνθήκες.

Η ένταση του σήματος εξαρτάται από την ηλεκτρική ισχύ που μεταφέρεται στην γεννήτρια laser, το μήκος κύματος της ακτίνας laser που παράγεται και από την ευαισθησία των ηλεκτρονικών του δέκτη. Ο στόχος πρέπει να αποτελείται από υλικό που μπορεί να αντανακλά την ακτίνα laser πίσω στο όργανο με αρκετή ένταση ώστε να λαμβάνεται και να είναι επεξεργάσιμη από το οπτικό-ηλεκτρονικό σύστημα του οργάνου.

Ένα δίκτυο EDM πρέπει να αποτελείται από σταθερά βασικά και διασυνδεδεμένα τριγωνομετρικά δίκτυα που πολλές φορές ονομάζεται δίκτυο τριών πλευρών (σχήμα 3.3). Πολλά όμως στρωματοηφαίστεια είναι πολύ απότομα ή απομακρυσμένα για να επιτρέπουν πρακτικά και με ασφάλεια τις τακτικά προγραμματισμένες επαναμετρήσεις των τριγωνομετρικών σημείων σε μια παράταξη τριών πλευρών. Σε αυτές τις περιπτώσεις επαναλαμβανόμενες μετρήσεις απλών γραμμικών παρατάξεων από μόνιμα τοποθετημένους ανακλαστήρες μπορεί να δίνουν περισσότερες από τις πληροφορίες που μπορούν να εξασφαλιστούν με την επαναμέτρηση ενός πλήρους δικτύου τριών πλευρών. Αυτού του είδους οι ακτινωτές παρατάξεις έχουν εγκατασταθεί σε αρκετά ηφαίστεια (Φιλλιπίνες, ηφαίστειο Pagan κ.α). Τέτοιες παρατάξεις επιτρέπουν ημερήσια μέτρηση από 10 ή και περισσότερους σταθμούς σε αρκετές τμηματοποιημένες γραμμές από 3 ή και περισσότερους σταθμούς οργάνων γύρω από τη βάση του ηφαιστείου, χρησιμοποιώντας υπάρχοντες δρόμους ή μονοπάτια για να μετακινούνται μόνο τα όργανα.



Σχήμα 3.3 Το δίκτυο EDM που χρησιμοποιείται από το ΗΒΟ για την παρατήρηση της οριζόντιας παραμόρφωσης στα ηφαίστεια Kilauea and Mauna Loa. Κάθε γραμμή αντιπροσωπεύει μια μέτρηση EDM. Β. Ένα δίκτυο παρατήρησης από ακτινικές παρατάξεις τμηματοποιημένων γραμμών EDM, θέσεων μέτρησης της κλίσης και από γραμμές μέτρησης της κλίσης (Δημητριάδης 2001).

Οι μετρήσεις συνήθως εκφράζονται ως απόσταση κλιτύων ή πραγματική απόσταση μεταξύ των τριγωνομετρικών σημείων. Απλοί γεωμετρικοί υπολογισμοί μπορούν να χρησιμοποιηθούν για την μέτρηση της οριζόντιας απόστασης. Για σχετικά επίπεδες γραμμές, μείωση των μετρημένων αποστάσεων μεταξύ των τριγωνομετρικών σημείων πάνω στο ηφαίστειο και βασικών τριγωνομετρικών σημείων σε απομακρυσμένες σταθερές θέσεις υποδηλώνει διόγκωση του ηφαιστειακού οικοδομήματος. Επίσης διόγκωση μπορεί να υποδηλώνει η επέκταση εφαπτομενικών και κεκλιμένων ακτινικών γραμμών μεταξύ τριγωνομετρικών σημείων πάνω στο οικοδόμημα. Αν ένα τριγωνομετρικό σημείο είναι κοινό σε δύο ή και περισσότερες διασταυρούμενες γραμμές τότε οι μετρημένες μετατοπίσεις μπορούν να καθορίσουν την συμπεριφορά καθώς και το ποσό της οριζόντιας μετακίνησης αυτού του τριγωνομετρικού σημείου μεταξύ δύο σετ μετρήσεων,

Ορισμένα όργανα μπορούν να πετύχουν ακρίβεια του 0.1 microstrain αν οι γραμμές μέτρησης είναι ανυψωμένες, στην πράξη όμως οι αβεβαιότητες είναι της τάξης των 3-8 ppm επειδή τα μήκη των γραμμών είναι γενικά μακρύτερα από 1km. Αν και δεν μπορούν να πραγματοποιηθούν συνήθως πλήρεις ατμοσφαιρικές διορθώσεις, παρόλα αυτά το επίπεδο ακρίβειας είναι αρκετό για τον εντοπισμό οριζόντιων παραμορφώσεων.

Τα πλεονεκτήματα αυτής της μεθόδου είναι τα εξής:

- Μεγαλύτερη ταχύτητα μετρήσεων από τις άλλες τεχνικές μετρήσεων.
- Λιγότερο ανθρώπινο δυναμικό.
- Καλύτερος εντοπισμός βαθιάς διεύθυνσης μάγματος από τις άλλες μεθόδους.
- Είναι τα μόνα φορητά δίκτυα για την απόκτηση δεδομένων οριζόντιας μετατόπισης στην ηφαιστειακή παρατήρηση.

Αντίθετα τα μειονεκτήματα της είναι τα ακόλουθα:

- Ο εξοπλισμός είναι ακριβός
- Η οπτική επαφή είναι απαραίτητη μεταξύ των τριγωνομετρικών σημείων
- Απαιτούνται καλές ατμοσφαιρικές συνθήκες
- Πρόβλημα επικάλυψης τριγωνομετρικών σημείων από χιόνι .

Παραμορφοσιόμετρα

Αναπτύχθηκαν κυρίως για μηχανικές εφαρμογές και έχουν ευρεία ποικιλία στον σχεδιασμό και το σκοπό. Γενικά η χρήση των παραμορφοσιόμετρων στην ηφαιστειακή παρατήρηση περιορίζεται στην μέτρηση συρρικνώσεων ή επεκτάσεων μέσω αναγνωρίσιμων περιοχών της μετακίνησης (σχισμές, ρήγματα κ.τ.λ). Μια κύρια δυσκολία στην χρήση των παραμορφωσιωμέτρων για τις τεκτονικές μελέτες ήταν η σταθερή σύνδεση του οργάνου στο έδαφος για την εξάλειψη ανεπιθύμητων σημμάτων.

Τα περισσότερα γεωφυσικά παραμορφοσιόμετρα μπορούν να εντοπίσουν οριζόντιες μετατοπίσεις της τάξης των 0.1 mm ή και λιγότερο. Αν και τα παραμορφοσιόμετρα παρέχουν τα μόνα σύγχρονα μέσα για την συνεχή μέτρηση των οριζοντίων μετατοπίσεων, έχουν χρησιμοποιηθεί πολύ λίγο στην ηφαιστειακή παρατήρηση γιατί:

- Τα περισσότερα όργανα είναι πολύ ακριβά για να εγκατασταθούν, να λειτουργήσουν και να συντηρηθούν ενώ δεν είναι φορητά.
- Τα δεδομένα εξαρτώνται από τη θέση και εφαρμόζονται μόνο σε μικρό τμήμα του ηφαιστείου.

Γραμμές ρωγμών

Μια απλή και άμεση μέθοδος παρατήρησης των οριζόντιων μετατοπίσεων είναι η περιοδική μέτρηση με μια πρότυπη ατσαλένια ταινία των αποστάσεων μεταξύ σημείων αναφοράς σε μια γραμμική παράταξη μέσω μιας ή και περισσότερων ακτινωτών ρωγμών, σχισμών εφιππευτικών ρηγμάτων και άλλων επιφανειακών ρηξιγενών δομών. Μετρήσεις ατσαλένιας ταινίας του ρυθμού μετακίνησης μικρών εφφιπεύσεων και ακτινωτών ρωγμών στην βάση του αυξανόμενου δομού λάβας έχουν δώσει μια αξιοσημείωτα πετυχημένη χαμηλής τεχνολογίας τεχνική για την πρόβλεψη εκρήξεων ηφαιστειογενούς δομού στο Mount St.Helens. Το μειονέκτημα της μεθόδου αυτής είναι ότι είναι λιγότερο ακριβής σε σχέση με τις υπόλοιπες μεθόδους.

3.4 Μεταβολές στην εδαφική κλίση

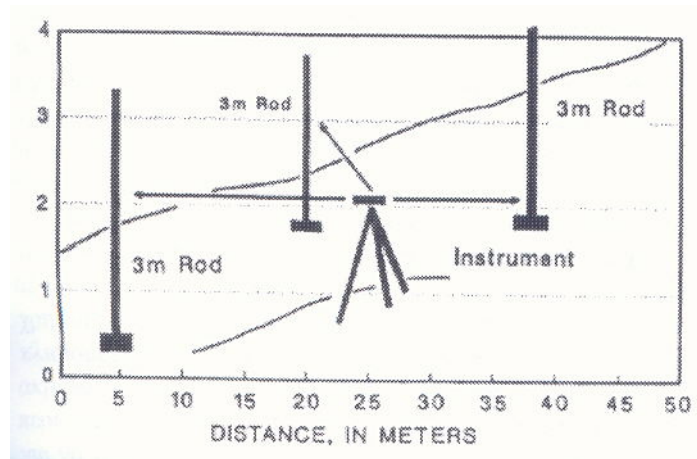
Μεταβολές στην ηφαιστειακή κλιτύ

Ο συσχετισμός των μεταβολών στην κλίση της επιφάνειας του εδάφους με την σεισμική και ηφαιστειακή δραστηριότητα αναγνωρίστηκε στην Ιαπωνία και στην Χαβάη στις αρχές του εικοστού αιώνα από τις καταγραφές των οριζόντιων σεισμομέτρων. Από τότε η ακριβής μέτρηση της κλίσης τόσο περιοδικά όσο και συνεχόμενα έχει μετατραπεί σε ένα εργαλείο για την μοντέρνα ηφαιστειακή παρατήρηση. Παρακάτω αναλύονται τεχνικές που πραγματοποιούν τέτοιου είδους μετρήσεις. Στις τεχνικές αυτές οι μεταβολές της κλίσης μπορούν να μετρηθούν με ακρίβεια της τάξης μερικών μικροακτινίων (ένα μικροακτίνιο είναι ισοδύναμο με την γωνία στροφής μιας σανίδας μήκους 1km αν η μια άκρη της ανυψώνεται για 1mm).

Παρατάξεις μέτρησης κλίσης: Τα πρώτα συστήματα μέτρησης κλίσης χρησιμοποιούσαν την αρχή της ελεύθερης επιφάνειας υγρού, συνήθως του νερού και είναι γνωστές ως μετρήσεις υγρής κλίσης. Τα συστήματα υγρής κλίσης

εμπλέκουν την οπτική μέτρηση των μεταβολών του επιπέδου του νερού σε δύο ή περισσότερα δοχεία συνδεδεμένα με σωλήνες νερού και αέρα. Με την χρήση συνδεδεμένων σημείων της μέτρησης σε μια ορθογώνια ή τριγωνική διάταξη, ένα σύστημα υγρής κλίσης εξασφαλίζει τόσο το μέτρο, όσο και την διεύθυνση της μεταβολής της κλίσης μεταξύ δύο συνόλων ενδείξεων. Εμπειρικά με την μέθοδο αυτή μπορούν να μετρηθούν κλίσεις της τάξης των 4-10 μικροακτινίων. Μετρήσεις κλίσης από σωλήνα νερού μπορούν να πραγματοποιηθούν σε μόνιμους σταθμούς εγκατεστημένους σε ένα κτίσμα ή καλύτερα σε έναν υπόγειο θόλο για να ελαχιστοποιηθούν διαφοροποιήσεις σχετικές με την θερμοκρασία όπως έγινε για πρώτη φορά στο ηφαίστειο Sakura-jima.

Η μέθοδος υγρής κλίσης στα τέλη του 1960 αντικαταστάθηκε από την μέθοδο ξηρής κλίσης. Τα συστήματα ξηρής κλίσης (σχήμα 3.4) χρησιμοποιούν ένα οπτικό επίπεδο ακρίβειας τοποθετημένο στο κέντρο από μια διάταξης τριών ή περισσότερων τριγωνομετρικών σημείων για να μετρούν διαφορικές υψομετρικές μεταβολές της τοπογραφικής ράβδου με βάση τα μόνιμα τοπογραφικά σημεία (Kinoshita et al 1974, Yamashita et al.1981,Sylvester 1984,1986, Otway et al;1984, Otway 1986). Οι μετρήσεις ξηρής κλίσης είναι σχεδόν το ίδιο ακριβείς με τις μετρήσεις υγρής κλίσης.



Σχήμα 3.4 Τυπική τριγωνική παράταξη μέτρησης ξηρής κλίσης (Δημητριάδης 2001).

Τα πλεονεκτήματα της μεθόδου αυτής είναι:

- Μπορεί να χρησιμοποιηθεί σε ελαφρώς πιο απότομο έδαφος.
- Η μέτρηση είναι απλή και γρήγορη.
- Ο εξοπλισμός είναι εύκολος στην μεταφορά.

Οι τριγωνικές παρατάξεις ξηρής κλίσης είναι επιρρεπείς σε λάθη που σχετίζονται με την αστάθεια των τριγωνομετρικών σημείων λόγω της σχετικά μικρής τους βάσης, αυτό το πρόβλημα όμως μπορεί να αντιμετωπιστεί με την χρήση μιας παράταξης από συνδεδεμένες μικρές γραμμές επιπέδων που περιέχουν επιπλέον τριγωνομετρικά σημεία ώστε να επιτρέπουν την απομόνωση περιοχών με αστάθεια θέσης.

Ηλεκτρονικά κλισίμετρα: Τα ηλεκτρονικά κλισίμετρα μετρούν μεταβολές της κλίσης σε συνεχή βάση όλο το εικοσιτετράωρο ανεξάρτητα από τις καιρικές συνθήκες, έτσι μπορούν να εντοπίσουν γρήγορα πρόδρομους εξελισσόμενους δείκτες που δεν θα μας παρείχε η περιοδική παρατήρηση. Ακόμα:

- μπορούν να εντοπίσουν κλίσεις πολύ μικρότερες από εκείνες που θα λαμβάναμε από άλλες τεχνικές.
- Έχουν υψηλή και ευκανόνιστη κλίμακα δυναμικής ενίσχυσης
- Οι συνεχόμενες καταγραφόμενες διαφοροποιήσεις της κλίσης μπορούν να λειτουργήσουν ως ένας οδηγός στον προγραμματισμό της επαναμέτρησης διαστημάτων σε δίκτυα υπαίθριων παρατάξεων για να αυξηθεί η πιθανότητα για την καταγραφή βραχείας διάρκειας μεταβολών κλίσης.
- Παρέχουν τηλεμετρικά δεδομένα κλίσης απομακρυσμένων περιοχών με ασφάλεια για τον παρατηρητή.

Έχουν όμως και αρκετά μειονεκτήματα όπως: είναι πολύ ακριβά σε σχέση με τις προηγούμενες μεθόδους, τα ηλεκτρονικά και τα μεταλλικά τους μέρη είναι ευαίσθητα στις μεταβολές της θερμοκρασίας του περιβάλλοντος και τέλος μετά από την αρχική εγκατάσταση τους απαιτούν περίοδο προσαρμογής αρκετών εβδομάδων για την παραγωγή αξιόπιστων δεδομένων

3.5 Φωτογραφικές συγκρίσεις

Η σύγκριση φωτογραφιών μπορεί να δώσει αρκετά χρήσιμες πληροφορίες για τον εντοπισμό παραμορφώσεων που προκαλούνται από ηφαιστειακές διεργασίες. Η σύγκριση μπορεί να είναι είτε ποιοτική είτε ημιποσοτική. Στην ποιοτική σύγκριση εντοπίζονται νέες ρωγμές και κυρτώματα με φωτογραφίες που λήφθηκαν πριν και μετά από την δραστηριότητα. Κατά την ημιποσοτική παρατήρηση για να εξαχθούν αξιόπιστα δεδομένα θα πρέπει οι φωτογραφίες που συγκρίνονται να έχουν ληφθεί από την ίδια θέση, υψόμετρο και γωνία με το ίδιο σύστημα φωτογραφικών φακών καθώς και όσο το δυνατόν με την ίδια κλίμακα.

Άλλες μέθοδοι παρακολούθησης ηφαιστείων

4.1 Ηλεκτρικές μέθοδοι

Οι ηλεκτρικές μέθοδοι έχουν χρησιμοποιηθεί για τη μελέτη της δομής των ηφαιστείων. Παρέχουν την εικόνα του εσωτερικού της γης με την ερμηνεία της κατανομής της ειδικής ηλεκτρικής αντίστασης. Είναι γνωστό πως κάθε πέτρωμα χαρακτηρίζεται από μια τιμή της ειδικής ηλεκτρικής αντίστασης, η οποία ορίζεται από την σχέση:

$$\rho = (\Delta V/I)2\pi k$$

και μετριέται σύμφωνα με το SI σε $\Omega \text{ m}$.

Η ειδική ηλεκτρική αντίσταση εξαρτάται από τα ορυκτά τα οποία υπάρχουν στο πέτρωμα, από το πορώδες του πετρώματος, το περιεχόμενο του πορώδους και από την γεωλογική ηλικία του σχηματισμού.

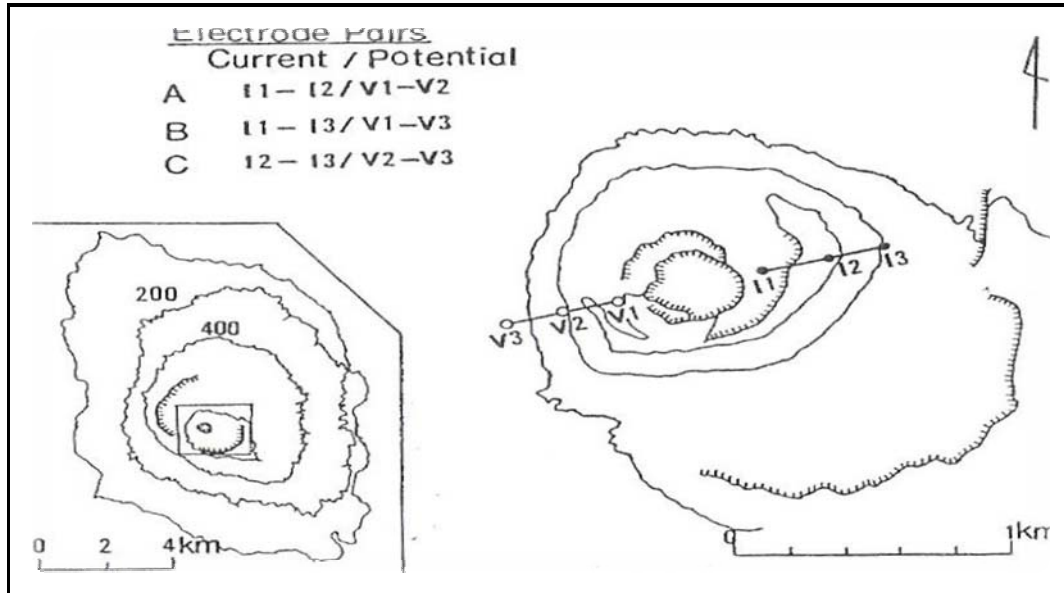
Επειδή δεν είναι εύκολος ο άμεσος υπολογισμός της ειδικής ηλεκτρικής αντίστασης ρ , στο υπέδαφος από τις ηλεκτρικές μετρήσεις στην επιφάνεια της γης για αυτό το λόγο υπολογίζεται συνήθως μια φυσικώς ανύπαρκτη ποσότητα η οποία ονομάζεται φαινόμενη ειδική αντίσταση, η οποία χρησιμοποιείται για τον καθορισμό της πραγματικής ειδικής αντίστασης στους διάφορους σχηματισμούς του υπεδάφους. Η φαινόμενη ειδική αντίσταση του εδάφους μετριέται με την βοήθεια της διάταξης τεσσάρων ηλεκτροδίων. Συνεχές ρεύμα εισάγεται στο έδαφος από ένα ζεύγος ηλεκτροδίων (ηλεκτρόδια ρεύματος), δημιουργώντας έτσι ένα σταθερό ηλεκτρικό πεδίο. Για την μέτρηση της διαφοράς δυναμικού χρησιμοποιείται ένα δεύτερο ζεύγος ηλεκτροδίων που καλούνται ηλεκτρόδια δυναμικού.

Δύο τρόποι χρησιμοποιούνται για την μέτρηση της ειδικής αντίστασης: είτε με περιοδικώς επαναλαμβανόμενες έρευνες είτε με διαρκώς εγκατεστημένα δίκτυα που τα δεδομένα τους στέλνονται σε σταθμό βάσης που τα καταγράφει. Και στις δύο περιπτώσεις ο απαραίτητος εξοπλισμός είναι βασικά ο ίδιος και αποτελείται από μια πηγή συνεχούς ρεύματος, ηλεκτρικά καλώδια και συσκευές που μετράνε το ΔV ή I ή το λόγο τους. Επαναλαμβανόμενες έρευνες στην εξεταζόμενη περιοχή θα παρέχουν περισσότερα δεδομένα από την χρήση ενός συνεχώς εγκατεστημένου δικτύου που κυρίως για οικονομικούς λόγους ο αριθμός των ηλεκτροδίων του είναι περιορισμένος. Από την άλλη πλευρά όμως και η περιοδική έρευνα απαιτεί περισσότερα άτομα καθώς και περισσότερο χρόνο.

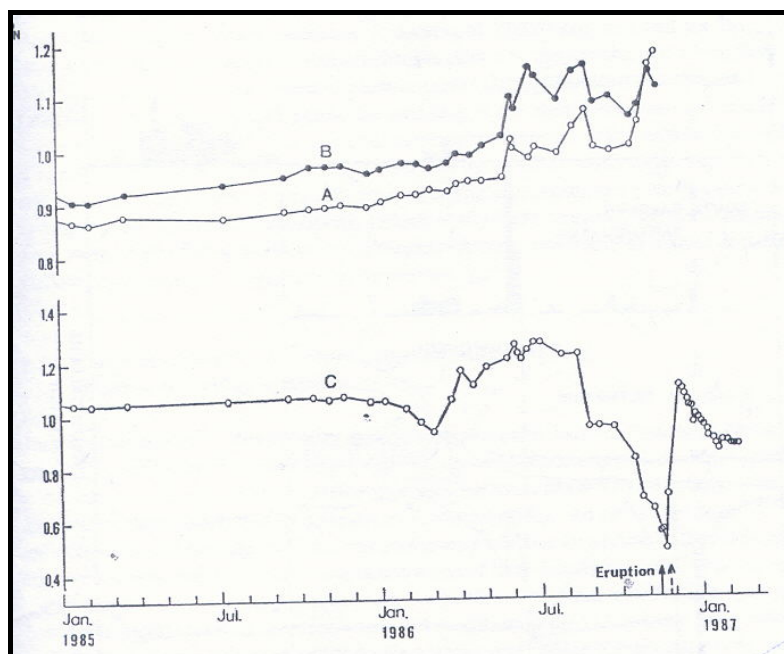
Παρακολούθηση φαινόμενης ειδικής αντίστασης εφαρμόστηκε στο Izu-Oshima, ηφαίστειο βασαλτικής συστάσεως, χρησιμοποιώντας διάταξη διπόλου - διπόλου. Σε αυτή την διάταξη τα δύο ηλεκτρόδια ρεύματος βρίσκονται σε μικρή απόσταση μεταξύ τους, αλλά είναι απομακρυσμένα από τα ηλεκτρόδια δυναμικού, τα οποία όπως και τα ηλεκτρόδια ρεύματος βρίσκονται σε μικρή απόσταση μεταξύ τους. Η φαινόμενη αντίσταση σε αυτή την διάταξη δίνεται από την ακόλουθη σχέση:

$$\rho = 2\pi n(n+1)(n+2)l\Delta V/i,$$

όπου ΔV η διαφορά τάσης, i η ένταση του ρεύματος, n το βήμα και l η απόσταση ηλεκτροδίων. Όπως φαίνεται και στην εικόνα τα ηλεκτρόδια αναπτύσσονται σε γραμμή κατά μήκος του κρατήρα. Τα ηλεκτρόδια ρεύματος τοποθετούνται στην μια πλευρά και τα ηλεκτρόδια δυναμικού στην άλλη, με σκοπό να εξετάσουν την φαινόμενη ειδική αντίσταση κάτω από τον κρατήρα. Κάτω από τον κεντρικό κώνο στρώμα ειδικής αντίστασης περίπου $200\Omega m$ σε βάθος $120m$ καλύπτεται από στρώμα μεγαλύτερης ειδικής αντίστασης ($1100-15000\Omega m$). Σύμφωνα με κάποιες θεωρητικές προσεγγίσεις (Yukutake et al.1983) προτάθηκε ότι αν το μάγμα διεισδύει κάτω από τον κρατήρα, η φαινόμενη αντίσταση θα μειωθεί τουλάχιστον για την μακρύτερη διάταξη C (σχήμα 4.1), επειδή η θερμοκρασία αυξάνεται. Αν ο όγκος του κρατήρα μειωθεί εξαιτίας της ανύψωσης του καινούργιου μάγματος, η φαινόμενη αντίσταση για την διάταξη A και σε λιγότερο βαθμό για την διάταξη B, θα αυξηθεί.



Σχήμα 4.1 Παρακολούθηση φαινόμενης ειδικής αντίστασης που εφαρμόστηκε στο Izu-Oshima, ηφαίστειο βασαλτικής συστάσεως, χρησιμοποιώντας διάταξη διπόλου -διπόλου (Yukutake et al.1983).



Σχήμα 4.2 Χρονική μεταβολή της ειδικής ηλεκτρικής αντίστασης στο ηφαίστειο Izu-Oshima (Yukutake et al.1983)

4.2 Ηλεκτρομαγνητική μέθοδος

Τα χαμηλής συχνότητας ηλεκτρομαγνητικά κύματα που παράγονται με φυσικό ή τεχνητό τρόπο κοντά στην επιφάνεια της γης επάγουν στο φλοιό της εναλλασσόμενα ηλεκτρικά ρεύματα τα οποία παράγουν δευτερογενή ηλεκτρομαγνητικά κύματα. Τα δευτερογενή αυτά κύματα έχουν την ίδια συχνότητα με τα αρχικά αλλά όλες οι άλλες ιδιότητες τους είναι διαφορετικές διότι αυτές εξαρτώνται από την κατανομή της ειδικής αντίστασης των παραπάνω κυρίως στρωμάτων. Η αρχή των ηλεκτρομαγνητικών μεθόδων βασίζεται στην κατανομή της ειδικής αντίστασης στα επιφανειακά στρώματα του φλοιού με βάση τις ιδιότητες του δευτερογενούς ηλεκτρομαγνητικού πεδίου που παράγεται μέσα στα στρώματα αυτά σε σχέση με τις ιδιότητες του αρχικού πεδίου τις οποίες τις γνωρίζουμε είτε όταν παράγεται με τεχνητό είτε με φυσικό τρόπο. Οι μέθοδοι αυτοί έχουν το πλεονέκτημα σε σχέση με τις ηλεκτρικές, ότι αυτές μπορούν να εφαρμοστούν και σε περιπτώσεις που δεν είναι δυνατή η ηλεκτρική σύνδεση με το έδαφος επειδή αυτό έχει μεγάλη ηλεκτρική αντίσταση, οπότε οι ηλεκτρικές μέθοδοι δεν μπορούν να εφαρμοστούν. Επίσης μπορεί να γίνει διασκόπηση σε μεγαλύτερα βάθη σε σχέση με τις ηλεκτρικές.

Το βάθος της διείσδυσης του ηλεκτρομαγνητικού πεδίου σχετίζεται με την συχνότητα και την ειδική αντίσταση του εδάφους και αυξάνει όταν η συχνότητα μειώνεται. Μια μέθοδος ιδιαίτερα εύχρηστη αυτής της κατηγορίας είναι η VLF. Ο δέκτης VLF είναι ένα μικρών διαστάσεων όργανο που αποτελείται από δύο πηνία κάθετα μεταξύ τους τα οποία συντονίζονται στις συχνότητες των πομπών. Οι μετρήσεις πραγματοποιούνται με την ακόλουθη διαδικασία: το ένα πηνίο τοποθετείται αρχικά με τον άξονα του σε οριζόντια θέση και περιστρέφεται γύρω από τον κατακόρυφο άξονα μέχρι να ελαχιστοποιηθεί το σήμα του, οπότε στη θέση αυτή καθορίζει την θέση του πομπού. Στην συνέχεια χαράσσονται τομές στην υπό μελέτη περιοχή κάθετες προς την διεύθυνση διάδοσης των ηλεκτρομαγνητικών κυμάτων και πραγματοποιούνται μετρήσεις της γωνίας κλίσης σε διάφορα σημεία κάθε τομής.

Διάφοροι οργανισμοί επικοινωνιών και ναυσιπλοΐας χρησιμοποιούν ισχυρούς πομπούς οι οποίοι εκπέμπουν ηλεκτρομαγνητικά κύματα στην περιοχή χαμηλών συχνοτήτων (15-25KHz) τα οποία παριστάνονται με το σύμβολο VLF(Very Low Frequency). Υπάρχουν πολλοί τέτοιοι σταθμοί που εκπέμπουν συνεχώς τέτοια κύματα τα οποία συλλαμβάνονται από δέκτες σε αποστάσεις αρκετών χιλιάδων χιλιομέτρων και χρησιμοποιούνται στην ηλεκτρομαγνητική διασκόπηση.

Για τη ανίχνευση ενεργών αγωγών λάβας, λόγω της διαφοράς της ειδικής αντίστασης που υπάρχει ανάμεσα στην ψυχρή και την λιωμένη λάβα που ρέει στους αγωγούς η μέθοδος VLF κρίνεται ως η καταλληλότερη.

4.3 Παρακολούθηση της παραμόρφωσης των ηφαιστείων με την χρήση GPS

Το Παγκόσμιο Σύστημα Εντοπισμού θέσεων (GPS) είναι βασισμένο σε δίκτυο δορυφόρων και αναπτύχθηκε από το Υπουργείο Άμυνας των Η.Π.Α από το 1976 για την διευκόλυνση του ακριβούς εντοπισμού αντικειμένων στη επιφάνεια της Γής. Για την παρακολούθηση της παραμόρφωσης των ηφαιστείων το GPS (υψηλής ακρίβειας) αποτελεί μια νέα τεχνική η οποία δεν επηρεάζεται από τα μειονεκτήματα που σχετίζονται με τις βασισμένες στο έδαφος τεχνικές όπως είναι η ηλεκτρονική μέτρηση αποστάσεως (EDM), ο τριγωνισμός και η ακριβής χωροστάθμηση.

Η παρακολούθηση της επιφανειακής παραμόρφωσης χρησιμοποιώντας GPS (υψηλής ακρίβειας) θέτει ορισμένους περιορισμούς στον τρόπο εγκατάστασης του δικτύου όπως:

- Τα τοπογραφικά σημεία αναφοράς πρέπει να εγκαθίστανται πάνω σε κορυφή λόφων έτσι ώστε να επιτρέπεται η οπτική επαφή μεταξύ των σταθμών. Αυτό τα κάνει πολλές φορές μη προσιτά.
- Οι αποστάσεις μεταξύ των τοπογραφικών σημείων αναφοράς οριοθετούνται μέσα σε λίγα Km ενώ απαιτείται μεγάλος αριθμός από σημείων για να καλυφθεί η ενδιαφερόμενη περιοχή.
- Οι καιρικές συνθήκες πρέπει να είναι καλές.

Κατά την διάρκεια των τελευταίων χρόνων το GPS (υψηλής ακρίβειας) εκτός της πλοήγησης έχει ευρέως χρησιμοποιηθεί και για γεωδαιτικούς σκοπούς αφού έχει βελτιωθεί σημαντικά. Έχει πολλά πλεονεκτήματα που το κάνουν ιδιαίτερα εύχρηστο όπως η δυνατότητα λειτουργίας σε όλες τις καιρικές συνθήκες, το ότι είναι φορητό, δεν απαιτεί οπτική επαφή μεταξύ των σταθμών και τέλος τη μεγάλη του ακρίβεια σε σχέση με άλλα συστήματα. Η πρώτη έρευνα με GPS πραγματοποιήθηκε στην Ισλανδία το 1986.

Ο εξοπλισμός που απαιτείται για την έρευνα με GPS (σχήμα 4.3) περιλαμβάνει δέκτες, κεραίες, τρίποδες για την στήριξη των κεραιών και τροφοδότες ενέργειας.



Σχήμα 4.3 Εξοπλισμός που απαιτείται για την έρευνα με GPS περιλαμβάνει δέκτες, κεραίες, τρίποδες για την στήριξη των κεραιών και τροφοδότες ενέργειας.

Ιδιαίτερη προσοχή πρέπει να δίνεται στην διατήρηση του προσανατολισμού των κεραιών ώστε να διατηρείται ίδιος ανάμεσα στις διαφορετικές εργασίες μετρήσεων. Επίσης η επιλογή της θέσης είναι πολύ σημαντική καθώς τα σήματα του GPS δεν διαπερνάνε εμπόδια. Ακόμα οι κεραίες πρέπει να τοποθετούνται με τέτοιο τρόπο ώστε να εξασφαλίζεται το μέγιστο δυνατό οπτικό πεδίο του ουρανού, ώστε να λαμβάνεται σήμα από το μέγιστο δυνατό αριθμό δορυφόρων του συστήματος των GPS που είναι ορατά στην περιοχή μετρήσεων.

Επιθυμητά χαρακτηριστικά θέσεων GPS παρατίθενται παρακάτω:

- Πρέπει να εξασφαλίζεται η μέγιστη δυνατή εικόνα του ουρανού.
- Τα τοπογραφικά σημεία αναφοράς πρέπει να τοποθετούνται μακριά από επιφάνειες αντανάκλασης.
- Τα οχήματα να μπορούν να προσεγγίσουν την περιοχή ώστε να διευκολύνουν την μεταφορά του εξοπλισμού.

Μετά την επιλογή των θέσεων που βασίστηκε σε πληροφορίες που αντλήθηκαν από χάρτη της περιοχής, η τοπογραφική μελέτη είναι απαραίτητη για να διαπιστωθεί αν τα επιλεγμένα σημεία πληρούν τις παραπάνω προϋποθέσεις.

Με τις συνεχείς μετρήσεις της παραμόρφωσης του εδάφους μπορούμε να μετριάσουμε τα αποτελέσματα των φυσικών κινδύνων ιδιαίτερα των ηφαιστειακών εκρήξεων. Και όπως είναι γνωστό οι παραδοσιακές γεωδαιτικές τεχνικές δεν ενδείκνυνται για συνεχείς παρατηρήσεις σε αντίθεση με το GPS που χρησιμοποιεί μόνιμα τοποθετημένους δέκτες που έχουν την δυνατότητα να ανιχνεύουν δορυφόρους ,να καταγράφουν τα δεδομένα τα οποία μεταφέρονται σε ένα κεντρικό σταθμό όπου και αποθηκεύονται για περαιτέρω ανάλυση και στην συνέχεια στέλνονται στους ενδιαφερόμενους χρήστες,

4.4 Θερμικός έλεγχος

Η ηφαιστειακή δραστηριότητα συνδέεται σχεδόν πάντα με την παραγωγή θερμότητας και οι θερμικές μετρήσεις είναι αυτές που συνήθως μας πληροφορούν για την συνολική ποσότητα της μάζας που απελευθερώθηκε (e.g Brown et al.1991). Έχει

προταθεί ότι αλλαγές στην μετρούμενη θερμοκρασία του ηφαιστείου με τηλεσκοπικές μεθόδους (Glaze et al.1989a) ή απλά αλλαγές στην επιφανειακή θερμοκρασία (Bonneville& Gouze 1992) μπορεί να αποτελέσουν πρόδρομα σημάδια έκρηξης.

Μετρήσεις της θερμοκρασίας με τηλεπισκόπηση είτε από αεροπλάνο είτε από δορυφόρο, παρέχει την δυνατότητα να συλλεχθούν στοιχεία σχεδόν άμεσα για το ηφαίστειο, χωρίς φυσική παρουσία. Οι εικόνες που παράγονται σχεδόν πάντα καταγράφονται σε ψηφιακή μορφή και αποτελούνται από σειρά φωτογραφικών στοιχείων γνωστά και σαν pixels που στην ουσία κάθε ένα από αυτά αντιπροσωπεύει κατά προσέγγιση ένα μικρό τμήμα του εδάφους. Η πληροφορία καταγράφεται ως ακέραιος αριθμός για κάθε pixel (κυμαίνεται από 0-255) και αναφέρεται συνήθως ως ψηφιακός αριθμός που στην ουσία κάθε ένα από αυτά αντιπροσωπεύει κατά προσέγγιση ένα μικρό τμήμα του εδάφους.

Διάκριση μεταξύ περιοχών των ανωμαλιών χαμηλών και υψηλών θερμοκρασιών είναι απαραίτητη. Με τον όρο "υψηλή θερμοκρασία" εννοούμε οτιδήποτε σχετίζεται με επιφανειακό μαγματισμό ή φουμαρόλες που η θερμοκρασία τους ξεπερνά τους 300° C επειδή ο όρος χαμηλή θερμοκρασία χρησιμοποιείται για ανωμαλίες μόνο λίγων βαθμών ή λίγων δεκάδων βαθμών πάνω από την θερμοκρασία του περιβάλλοντος χώρου. Η εξέλιξη αυτής της ανωμαλίας με το χρόνο παρέχει καλή αναγνώριση των κινήσεων του μάγματος κάτω από την επιφάνεια (κυμαίνονται από μερικές μονάδες μέχρι δεκάδες μονάδες περισσότερο από την θερμοκρασία του περιβάλλοντος).

Είναι αρκετά δύσκολο να αναγνωριστεί με ασφάλεια η φύση των ηφαιστειακών φαινομένων που είναι υπεύθυνα για τις θερμικές ανωμαλίες, για αυτό το λόγο όταν μελετούνται για να γίνει σωστά η διάκριση τους θα πρέπει να λαμβάνονται υπόψη κάποια κριτήρια.

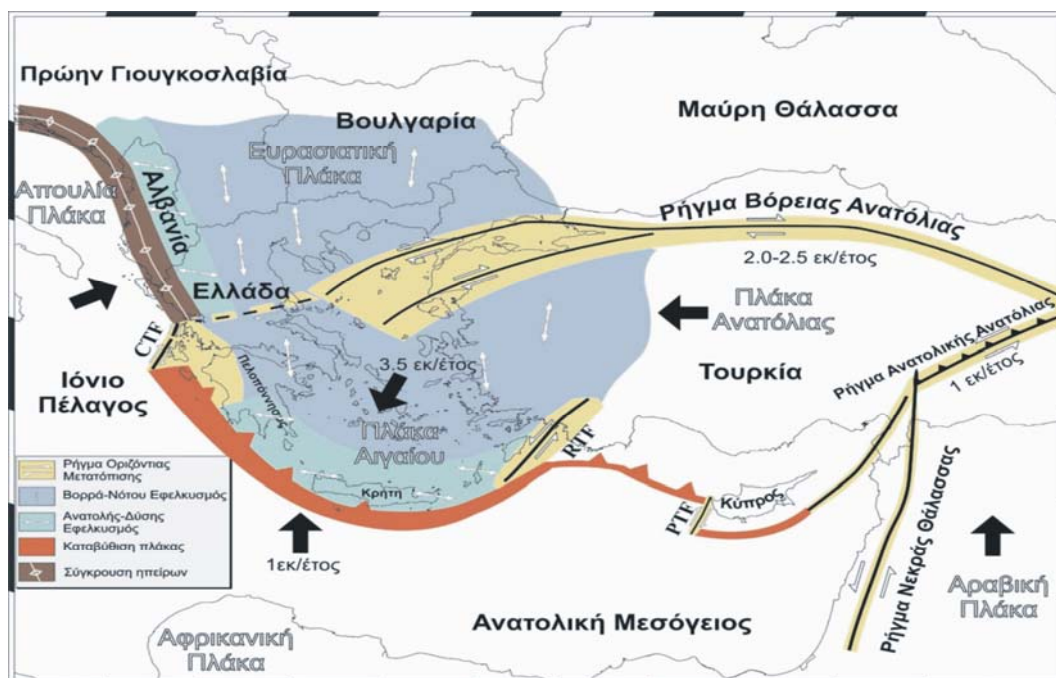
- Το μέγεθος, το σχήμα, και η κατανομή των θερμικών ανωμαλιών αντανακλούν την διάταξη των θερμών σημείων του εδάφους

- Καθημερινές εικόνες παρέχουν την δυνατότητα υπολογισμού της ανωμαλίας.
- Φασματικά χαρακτηριστικά.

Σεισμικότητα περιοχής Σαντορίνης

5.1 Γεωτεκτονικό περιβάλλον Σαντορίνης

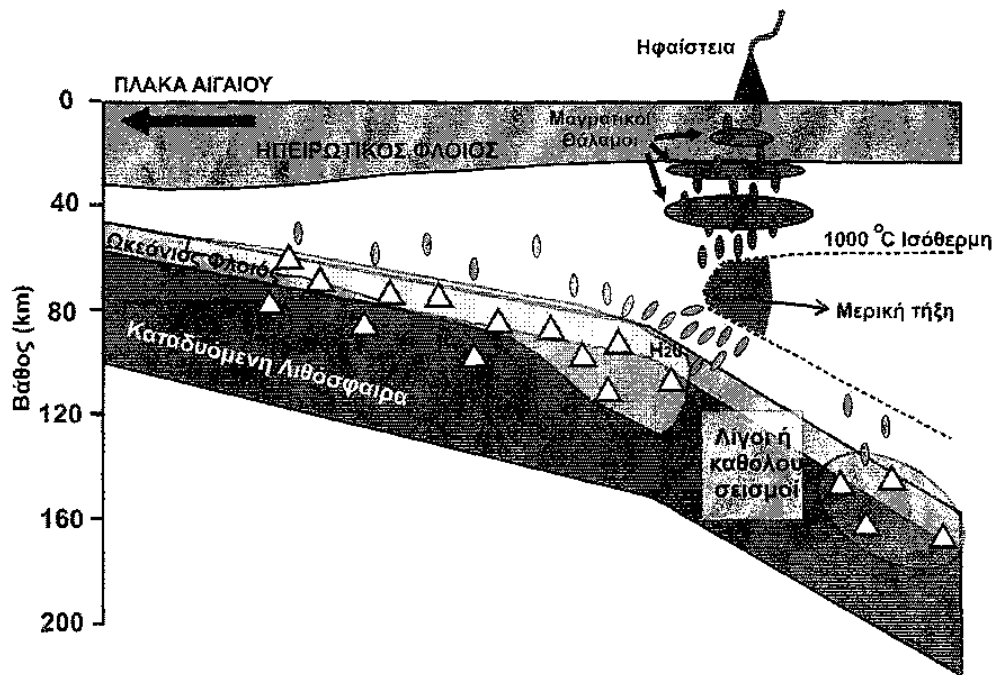
Ο ευρύτερος χώρος του Αιγαίου που περιλαμβάνει την περιοχή της Σαντορίνης παρουσιάζει την πιο έντονη ενεργή παραμόρφωση κατά μήκος ολόκληρης της Μεσογειακής ζώνης του ηπειρωτικού συστήματος διάρρηξης. Η παραμόρφωση αυτή οφείλεται στις κινήσεις της Ευρασιατικής πλάκας, της Αφρικανικής πλάκας και της πλάκας της Ανατολίας. Πιο συγκεκριμένα η Αφρικανική λιθοσφαιρική πλάκα κινείται κατά την διεύθυνση βορρά-νότου προς την πλάκα της Ευρασίας με αποτέλεσμα την σύγκλιση των δύο πλακών και την κατάδυση της ωκεάνιας λιθοσφαιρικής μικροπλάκας της Ανατολικής Μεσογείου κάτω από την ηπειρωτική μικροπλάκα του Αιγαίου (Papazachos and Comninakis, 1971; Dewey et al., 1973; Minister and Jordan, 1978; Le Pichon and Angelier, 1979, 1981). Συγχρόνως, λόγω της κίνησης της Αραβικής πλάκας προς βορρά, η πλάκα της Ανατολίας κινείται προς τα δυτικά δηλαδή προς το Αιγαίο ενώ περιστρέφεται σε σχέση με την Ευρασία αριστερόστροφα γύρω από έναν πόλο που βρίσκεται στην χερσόνησο του Σινά (Oral et al., 1995; Reilinger et al., 1997; Papazachos C. 1999). Οι παραπάνω κινήσεις δημιουργούν ένα πολύπλοκο γεωδυναμικό καθεστώς (σχήμα 5.1) στον ευρύτερο χώρο του Αιγαίου που περιλαμβάνει ισχυρή σεισμικότητα ιδιαίτερα στα όρια των λιθοσφαιρικών πλακών, έντονη τεκτονική διάρρηξη ηφαιστειακά και γεωθερμικά φαινόμενα καθώς και πτύχωση πετρωμάτων.



Σχήμα5. 1 Κινήσεις λιθοσφαιρικών πλακών που καθορίζουν τα γεωδυναμικά και γεωφυσικά χαρακτηριστικά της περιοχής του Αιγαίου και των γειτονικών περιοχών (Παπαζάχος και Παπαζάχου,2003; Papazachos et.al., 1998).

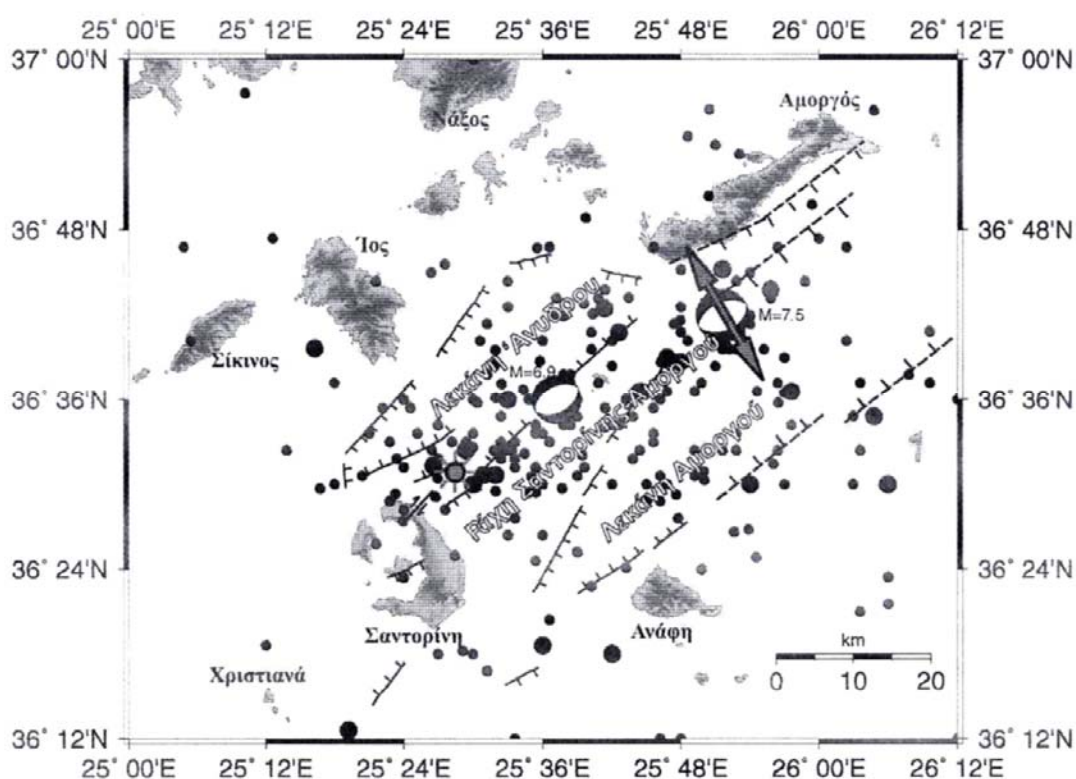
Το κυριότερο χαρακτηριστικό του ευρύτερου χώρου του Αιγαίου είναι το Ελληνικό τόξο, το οποίο διαχωρίζει το Αιγαίο Πέλαγος από την υπόλοιπη Μεσόγειο θάλασσα και αποτελείται από το εξωτερικό ιζηματογενές τόξο, το οποίο είναι το νότιο τμήμα του τόξου και από το εσωτερικό ηφαιστειακό τόξο το οποίο είναι παράλληλο με το ιζηματογενές τόξο και βρίσκεται σε μια μέση απόσταση 200 Km από αυτό. Το ιζηματογενές τόξο 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, Κώς, Γυαλί, Νίσυρος καταλήγει στην χερσόνησο του Μπόντρουμ της Τουρκίας.

Μεταξύ του ιζηματογενούς και του ηφαιστειακού τόξου υπάρχει η λεκάνη του νότιου Αιγαίου (Κρητικό Πέλαγος) με μέγιστο βάθος 2000m. Στο κυρτό μέρος του τόξου βρίσκεται παράλληλα προς αυτό η Ελληνική τάφρος με μέγιστο βάθος 5000m (Παπαζάχος και Παπαζάχου, 2003). Η δημιουργία του ηφαιστειακού τόξου στο Νότιο Αιγαίο είναι αποτέλεσμα της κατάδυσης του μπροστινού τμήματος της λιθοσφαιρικής πλάκας της Αφρικής που αποτελείται από την ωκεάνια λιθοσφαιρική μικροπλάκα της Ανατολικής Μεσογείου κάτω από την μικροπλάκα του Αιγαίου (σχήμα 5.2). Ως κύρια περιοχή της δημιουργίας του μάγματος παρουσιάζεται στο σχήμα το σημείο εκείνο της ασθενόσφαιρας μεταξύ του καταδυόμενου ωκεάνιου φλοιού της πλάκας της Ανατολικής Μεσογείου και της υπερκείμενης πλάκας του Αιγαίου. Στο βάθος περίπου των 100-110 Km (πίεση~28kbar) το νερό που απελευθερώνεται εισέρχεται στην ισόθερμη των 1000°C (περίπου το σημείο τήξης του ένυδρου λερζολιθικού μανδύα) και προκαλεί την μερική τήξη του, δίνοντας το μάγμα το οποίο τελικά εμφανίζεται στο ηφαιστειακό τόξο.



Σχήμα 5.2 Συνθετικό μοντέλο της καταδυόμενης λιθόσφαιρας της ανατολικής Μεσογείου κάτω από την πλάκα του Αιγαίου (Papazachos et. al., 2005; τροποποιημένο από Δημητριάδης, 2008)

Το κεντρικό τμήμα του Ελληνικού ηφαιστειακού τόξου κυριαρχείται από ένα εφελκυστικό πεδίο τάσεων διεύθυνσης ΒΒΔ-ΝΝΑ έως ΒΔ-ΝΑ το οποίο δημιουργεί κανονικά ρήγματα με παρατάξεις διεύθυνσης ΑΒΑ-ΔΝΔ με ΒΑ-ΝΔ (Kiritzi and Papazachos, 1995; Papazachos et al. 2001; Benetatos et al. 2004). Η παραπάνω περιοχή θεωρείται τεκτονικά ενεργή από το τέλος του Μειοκαίνου έως και σήμερα (Perissoratis, 1990, 1995; Piper and Perissoratis, 2003; Piper et al. 2004).

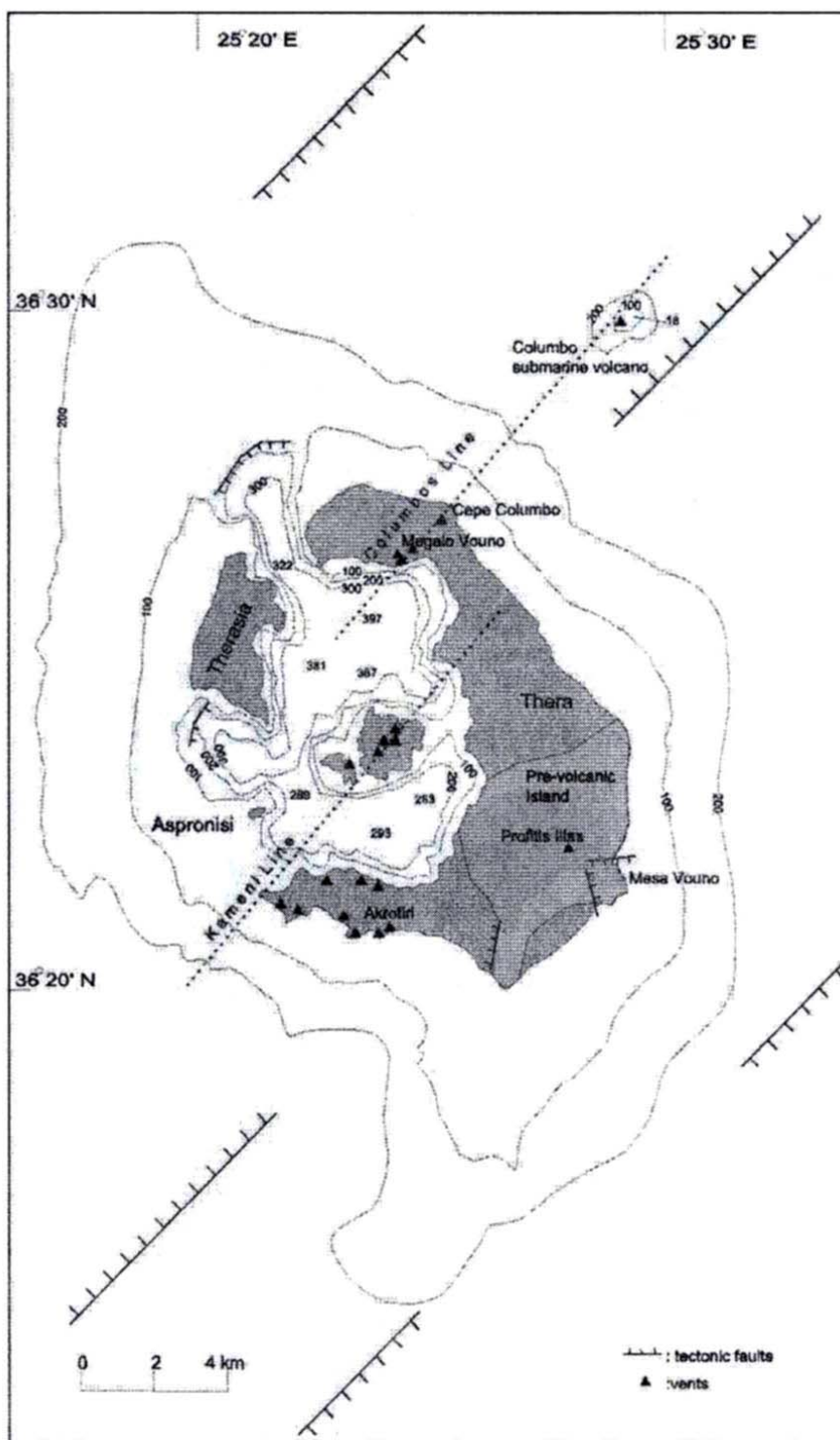


Σχήμα 5.3 Τεκτονικός χάρτης της ευρύτερης περιοχής μελέτης. Οι συνεχείς γραμμές αντιπροσωπεύουν γνωστά ρήγματα ενώ οι διακεκομμένες πιθανά ρήγματα (Δημητριάδης 2008).

Το κυριότερο τεκτονικό χαρακτηριστικό της ευρύτερης περιοχής του ηφαιστειακού κέντρου της Σαντορίνης είναι μια τεκτονική ζώνη διάρρηξης με διεύθυνση ΒΑ-ΝΔ (σχήμα 5.3) η οποία παίζει αποφασιστικό ρόλο στην εμφάνιση και μετατόπιση των διαφόρων ηφαιστειακών κέντρων ενώ συγχρόνως έχει επηρεάσει τις κυριότερες τεκτονικές διαρρήξεις (ρήγματα και διακλάσεις) που παρατηρούνται στην επιφάνεια του νησιού. Η ζώνη αυτή έχει μήκος περίπου 70 Km και εκτείνεται βορειοανατολικά της Σαντορίνης προς την Αμοργό και νοτιοδυτικά προς τα ηφαιστειακά νησιά των Χριστιανών (Papazachos and Panagiotopoulos, 1993; Mountrakis et al., 1996).

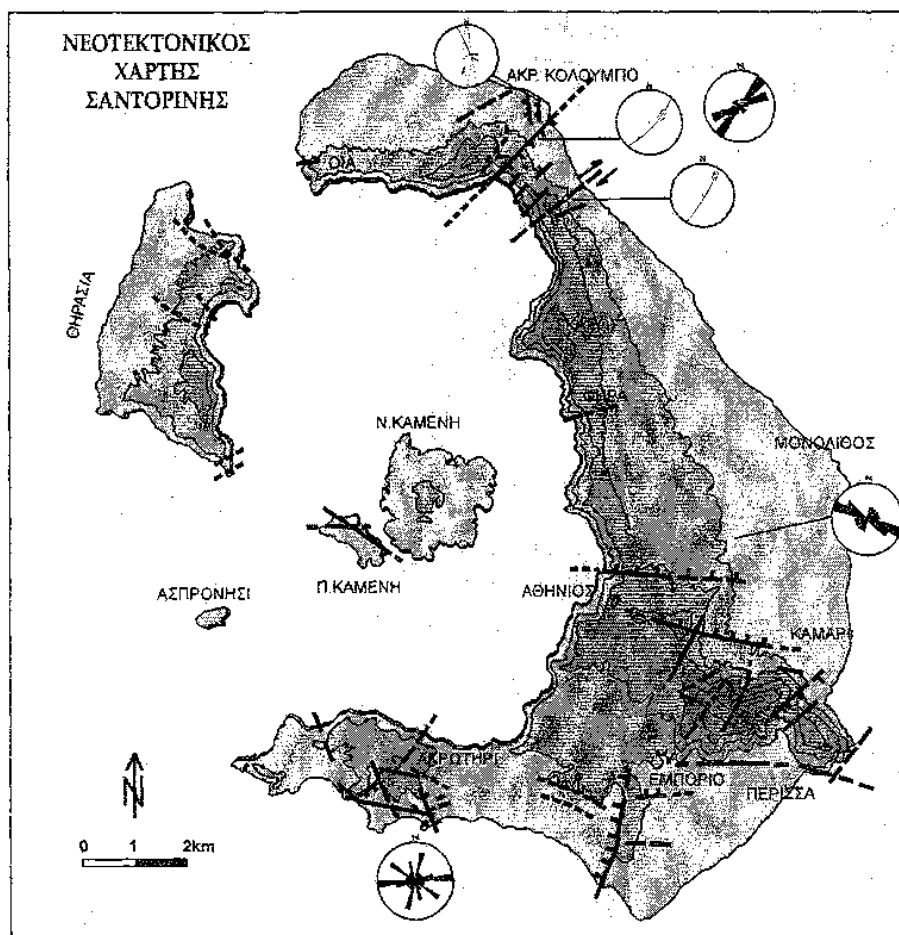
Το ηφαιστειακό κέντρο της Σαντορίνης κυριαρχείται από ένα εφελκυστικό πεδίο τάσεων διεύθυνσης ΒΒΔ-ΝΝΑ το οποίο δημιουργεί μια τεκτονική ζώνη διάρρηξης με διεύθυνση ΑΒΑ-ΔΝΔ (Fytikas et al., 1990; Vougioukalakis et al., 1995; Mountrakis et al. 1996). Συγκεκριμένα τα ηφαιστειακά κέντρα της μετά-Μινωικής ενδοκαλδερικής δραστηριότητας κατανέμονται σε μία ζώνη η οποία ονομάζεται Τεκτονική Γραμμή Καμένης και έχει πλάτος 600m, μήκος 4500 m και διεύθυνση Β 65° Α.

Η χαρακτηριστική μετατόπιση των ηφαιστειακών κέντρων που παρατηρείται στην Νέα Καμένη κατά την ηφαιστειακή δραστηριότητα λαμβάνει χώρα στην ίδια διεύθυνση της ζώνης κατανομής των μετά-Μινωικών ηφαιστειακών κέντρων (σχήμα 5.4). Η δεύτερη τεκτονική γραμμή η οποία τοποθετείται σε σχηματισμό en echelon σε σχέση με την Τεκτονική Γραμμή Καμένης και διεύθυνσης ΒΑ-ΝΔ, καθορίζεται από τους κώνους σκωριών του Μεγάλου Βουνού, στην βορειοδυτική πλευρά της Θήρας και από το ηφαιστειακό κέντρο του Κολούμπο και ονομάζεται Τεκτονική Γραμμή Κολούμπο.



Σχήμα 5.4 τεκτονικός χάρτης του ηφαιστειακού κέντρου της Σαντορίνης. Οι συνεχείς γραμμές αντιπροσωπεύουν γνωστά ρήγματα ενώ οι διακεκομμένες γραμμές δείχνουν δύο τεκτονικές γραμμές, την τεκτονική γραμμή της Καμένης και την τεκτονική γραμμή του Κολούμπο. Με τα τρίγωνα παρουσιάζονται οι θέσεις των ηφαιστειακών κέντρων (Heiken and McCoy, 1984).

Μελέτες που πραγματοποιήθηκαν στο σύμπλεγμα των νησιών της Σαντορίνης επιβεβαίωσαν την ύπαρξη των παραπάνω δύο τεκτονικών γραμμών και συγκεκριμένα διαπιστώθηκαν θέσεις ρηγμάτων στην περιοχή Μικρός Προφήτης Ηλίας τα οποία ανήκουν σε μια τεκτονική ζώνη διάρρηξης διεύθυνσης BA-ND,. Ένα κύριο δεξιόστροφο ρήγμα οριζόντιας μετατόπισης διεύθυνσης 30° - 40° καθορίζει την ζώνη παραμόρφωσης στα νότια της περιοχή Μικρός Προφήτης Ηλίας, ενώ μικρότερα κανονικά ρήγματα διεύθυνσης BA-ND, καθορίζουν το βόρειο όριο αυτής της ζώνης στην συγκεκριμένη περιοχή. Στο ακρωτήριο του Κολούμπο, η συνέχεια αυτής της τεκτονικής ζώνης είναι ορατή με την μορφή μικρών κανονικών ρηγμάτων διεύθυνσης BBA-NNΔ (σχήμα 5.5). Η περιοχή Ακρωτηρίου (νότιο-ανατολικό τμήμα της Θήρας) κυριαρχείται από κανονικά ρήγματα διεύθυνσης 100° - 170° όπως φαίνεται και στο σχήμα (5.5). Οι μαγματικές φλέβες κατά μήκος των βόρειο-ανατολικών τοιχωμάτων της καλδέρας της Σαντορίνης διαπιστώνεται ότι είναι τεκτονικής προέλευσης και μάλιστα ανήκουν στην ίδια τεκτονική ζώνη με τα ρήγματα στην περιοχή του Μικρού Προφήτη Ηλία. Αυτό μπορεί να εξηγηθεί μόνο με την ύπαρξη ενός εφελκυστικού πεδίου τάσεων με διεύθυνση κάθετη στη ζώνη κατανομής των ηφαιστειακών κέντρων. Η εφελκυστική αυτή τάση επιτρέπει στις φλέβες τροφοδοσίας να αναπτυχθούν κατά BA-ND διεύθυνση.



Σχήμα 5.5 Νεοτεκτονικός χάρτης των νησιών της Σαντορίνης. Παρουσιάζονται οι στερεογραφικές προβολές κάποιων επιλεγμένων ρηγμάτων μαζί με τα αντίστοιχα ροδοδιαγράμματα (Pavlidis and Valkaniotis, 2003 τροποποιημένο από τους Mountrakis et al., 1996)

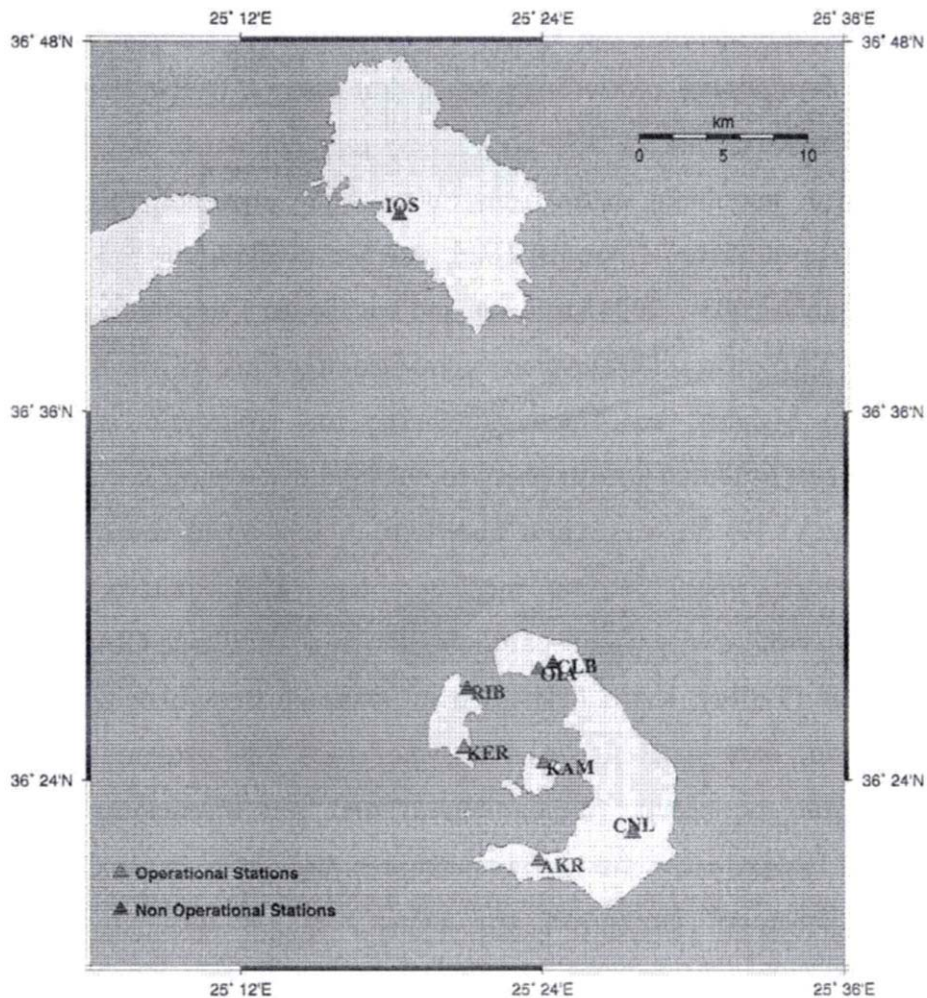
Έπειτα από πετρολογικές μελέτες στα νησιά της Σαντορίνης αποδείχτηκε ότι αποτελούνται αποκλειστικά από ηφαιστειακά πετρώματα τα οποία σχηματίστηκαν από μια διαδικασία έξι κύριων φάσεων οι οποίες χωρίζονται με βάση την Μινωική ηφαιστειακή έκρηξη σε προ- και μετά- Μινωικές. Μόνο ένα σχετικά μικρό τμήμα της Θήρας δεν αποτελείται από ηφαιστειακά πετρώματα. Συγκεκριμένα, το προηφαιστειακό υπόβαθρο του νησιού εμφανίζεται στον Προφήτη Ηλία, στο Μέσα Βουνό και στον Γαβρήλο με κρυσταλλικούς ασβεστόλιθους Άνω Τριαδικού και σε

κάποια σημεία εσωτερικά της καλδέρας με σχιστόλιθους και φυλλίτες πρασινοσχιστολιθικής φάσης.

5.2 Δεδομένα παρατήρησης

Τα τελευταία χρόνια έχει πραγματοποιηθεί ένας μεγάλος αριθμός σεισμολογικών μελετών στην περιοχή της Σαντορίνης είτε με την χρήση των δεδομένων του τοπικού μόνιμου σεισμολογικού δικτύου (Panagiotopoulos et al., 1996; Dimitriadis, 2004; Dimitriadis et al., 2005) είτε με την χρήση δεδομένων από φορητά σεισμολογικά δίκτυα περιορισμένης διάρκειας (Bohnoff et al. 2006).

Τον Μάιο του 1994 το Γεωδυναμικό Ινστιτούτο του Εθνικού Αστεροσκοπείου των Αθηνών και οι Τομείς Γεωφυσικής των Τμημάτων Γεωλογίας των Πανεπιστημίων Θεσσαλονίκης και Αθηνών στα πλαίσια ενός ευρωπαϊκού επιστημονικού προγράμματος εγκατέστησαν ένα δίκτυο οκτώ σεισμολογικών σταθμών (σχήμα 5.6) στα νησιά της Σαντορίνης και της Ίου με σκοπό την συνεχή παρακολούθηση, καταγραφή και ανάλυση της σεισμικής δραστηριότητας του ηφαιστειακού κέντρου της Σαντορίνης και της ευρύτερης περιοχής (Panagiotopoulos et al., 1996). Εκ των οκτώ οι πέντε (AKR, CNL, KER, KAM και OIA) λειτουργούν έως και σήμερα. Οι σταθμοί είναι εφοδιασμένοι με βραχείας περιόδου σεισμόμετρα κατακόρυφης συνιστώσας, τύπου Teledyne S13-1Hz, με εξαίρεση τον σταθμό του Προφήτη Ηλία (CNL) που έχει ένα σεισμόμετρο τριών συνιστωσών τύπου Lennartz LE-3D-1Hz.



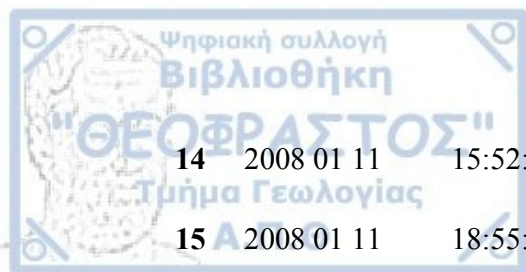
Σχήμα 5.6 Οι θέσεις των σεισμολογικών σταθμών του τηλεμετρικού σεισμολογικού δικτύου του ηφαιστειακού κέντρου της Σαντορίνης (Dimitriadis, 2004 and Dimitriadis et al., 2005).

Στα πλαίσια της παρούσας διπλωματικής εργασίας για την σεισμολογική μελέτη του ηφαιστείου της Σαντορίνης επιλέχθηκε ένας κατάλογος σεισμών οι οποίοι συνέβησαν κατά την χρονική περίοδο 01/01/2008 έως και 31/01/2009 καταγράφηκαν από το δίκτυο σεισμολογικών σταθμών του ΑΠΘ που έχει ενσωματώσει τους σταθμούς του συμπλέγματος της Σαντορίνης και στην συνέχεια αναλύθηκαν με την

βοήθεια του λογισμικού Atlas Seismic Data Analysis Tool της Nanometrics στον κεντρικό Σεισμολογικό σταθμό του ΑΠΘ.

Πίνακας 1 :Εστιακές παράμετροι των σεισμών που έγιναν στην ευρύτερη περιοχή μελέτης κατά το χρονικό διάστημα 01/01/2008 έως 31/01/2009

A/A	Ημερομηνία	Χρόνος γένεσης	Βόρειο Γεωγραφικό πλάτος	Ανατολικό Γεωγραφικό μήκος	Εστιακό Βάθος (Km)	Μέγεθος
1	2008 01 01	13:23:14.1	36.069	25.563	7.10	0.8
2	2008 01 03	04:00:31.1	36.466	25.500	12.20	0.5
3	2008 01 04	00:02:27.3	36.477	25.459	9.20	0.0
4	2008 01 05	12:18:30.5	36.128	25.299	12.60	0.0
5	2008 01 07	11:10:53.3	36.284	25.168	3.50	0.0
6	2008 01 07	17:28:11.3	36.510	25.541	4.00	0.0
7	2008 01 07	19:04:50.5	36.493	25.487	6.40	1.2
8	2008 01 08	07:32:28.0	36.327	25.646	3.30	0.3
9	2008 01 10	00:33:57.1	36.653	25.500	3.40	0.0
10	2008 01 10	18:08:10.1	36.507	25.581	14.20	1.5
11	2008 01 10	18:10:31.6	36.532	25.564	0.00	1.1
12	2008 01 10	19:19:48.2	36.512	25.591	12.50	0.4
13	2008 01 10	19:27:56.5	36.497	25.567	19.40	0.6



14	2008 01 11	15:52:59.5	36.502	25.505	6.50	0.0
15	2008 01 11	18:55:39.3	36.284	25.541	14.30	0.0
16	2008 01 11	19:54:49.3	36.517	25.495	1.00	0.0
17	2008 01 12	10:41: 47.9	36.486	25.519	9.90	0.0
18	2008 01 12	19:18:13.5	36.543	25.541	5.50	1.3
19	2008 01 13	03:24:40.6	36.523	25.519	1.00	0.9
20	2008 01 13	06:50:51.9	36.226	25.138	4.60	0.7
21	2008 01 13	08:01:52.9	36.229	25.193	0.90	0.6
22	2008 01 13	08:46:42.4	36.253	25.225	14.60	0.5
23	2008 01 13	10:27:46.8	36.301	25.861	1.40	0.8
24	2008 01 13	10:44:32.0	36.261	25.787	0.30	0.0
25	2008 01 13	11:22:32.3	36.309	25.828	12.40	0.0
26	2008 01 13	14:12:58.7	36.423	25.802	2.50	0.0
27	2008 01 13	14:50:56.5	36.444	25.823	0.00	0.0
28	2008 01 14	10:11:47.1	36.612	25.590	14.10	0.0
29	2008 01 15	22:03:56.6	36.511	25.474	10.40	0.8
30	2008 01 17	10:10:38.9	36.385	25.523	0.00	1.8
31	2008 01 18	01:00:42.3	36.577	25.634	3.50	1.6
32	2008 01 18	12:57:22.8	36.494	25.589	20.50	0.6
33	2008 01 22	05:48:36.7	36.617	25.486	0.00	1.3
34	2008 01 22	14:59:28.1	36.671	25.690	1.80	1.6
35	2008 01 23	09:10:55.1	36.719	25.836	11.40	3.9
36	2008 01 23	13:19:28.0	36.523	25.481	3.30	1.5

37	2008 01 24	15:58:48.5	36.527	25.529	5.30	1.5
38	2008 01 31	19:15:31.0	36.649	25.643	6.70	0.8
39	2008 02 01	21:48:35.4	36.551	25.534	1.40	0.9
40	2008 02 02	20:43:36.1	36.498	25.512	1.70	0.2
41	2008 02 02	20:45:34.4	36.524	25.504	8.50	0.0
42	2008 02 02	21:33:34.5	36.544	25.530	0.60	0.4
43	2008 02 02	21 44 24.4	36.545	25.534	8.30	0.4
44	2008 02 03	01:59:15.5	36.498	25.515	0.20	0.2
45	2008 02 03	02:02:38.4	36.492	25.454	6.30	0.0
46	2008 02 03	22:23:43.5	36.506	25.481	7.80	0.0
47	2008 02 04	01:16:38.7	36.492	25.509	0.00	0.0
48	2008 02 04	10:44:53.3	36.364	25.512	0.00	1.5
49	2008 02 04	16:25:18.2	36.550	25.514	4.10	1.0
50	2008 02 05	08:35:52.7	36.372	25.483	0.10	1.2
51	2008 02 06	00:59:53.3	36.508	25.480	9.10	0.5
52	2008 02 07	01:44:12.4	36.530	25.506	1.80	0.3
53	2008 02 07	02:20:26.0	36.513	25.523	3.00	0.0
54	2008 02 10	13:24:50.6	36.398	25.423	12.20	0.0
55	2008 02 14	00:11:24.0	36.526	25.518	6.80	0.0
56	2008 02 15	16:03:10.2	36.546	25.571	2.40	0.9
57	2008 02 15	16:05:59.0	36.487	25.433	9.90	0.9
58	2008 02 15	16:20:29.7	36.583	25.551	4.70	1.3
59	2008 02 15	17:06:56.8	36.530	25.522	9.90	1.2



60	2008 02 17	01:46:56.5	36.524	25.555	3.40	0.0
61	2008 03 23	13:48:21.8	36.439	25.413	7.60	0.0
62	2008 03 23	14:02:35.4	36.639	25.015	0.50	0.0
63	2008 04 14	03:22:49.1	36.493	25.560	7.90	3.8
64	2008 04 18	16:59:37.9	36.525	25.560	3.80	0.0
65	2008 04 24	03:38:17.9	36.499	25.516	2.60	0.0
66	2008 04 24	03:41:57.5	36.512	25.498	4.50	0.0
67	2008 05 06	02:19:56.0	36.686	25.714	4.10	3.7
68	2008 06 08	23:58:53.1	36.463	25.492	1.65	0.0
69	2008 06 09	22:53:54.0	36.318	25.524	25.39	0.0
70	2008 06 10	02:37:09.0	36.209	25.431	15.75	0.0
71	2008 06 11	02:22:46.0	36.480	25.455	6.45	0.0
72	2008 06 11	10:06:34.0	36.153	25.505	8.28	0.0
73	2008 06 15	01:33:37.7	36.172	25.544	3.80	1.7
74	2008 06 15	07:59:25.8	36.172	25.511	11.30	2.1
75	2008 06 15	09:28:38.5	36.158	25.527	6.20	2.7
76	2008 06 19	04:08:36.4	36.562	25.527	3.20	0.0
77	2008 06 20	01:16:15.0	36.651	25.866	0.40	3.3
78	2008 06 20	19:19:00.0	36.545	25.481	1.08	0.0
79	2008 06 20	19:27:04.0	36.545	25.496	3.63	0.0
80	2008 06 20	19:39:35.0	36.560	25.427	2.26	0.0
81	2008 06 21	03:24:51.5	36.545	25.544	3.90	1.8
82	2008 06 21	19:08:02.0	36.503	25.584	1.70	0.0



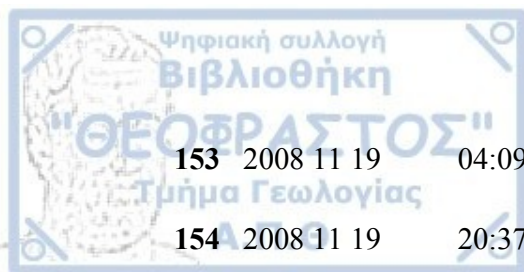
83	2008 06 25	17:56:14.0	36.512	25.497	1.51	0.0
84	2008 06 25	17:56:14.6	36.441	25.487	15.55	0.0
85	2008 06 27	08:02:06.0	36.136	25.461	4.17	0.0
86	2008 06 27	16:46:45.2	36.527	25.527	4.90	0.0
87	2008 06 28	06:51:56.0	36.512	25.534	7.94	0.0
88	2008 06 29	05:25:53.0	36.525	25.479	7.06	0.0
89	2008 06 29	17:07:05.0	36.170	25.441	8.88	0.0
90	2008 07 03	12:08:41.8	36.132	25.491	7.70	2.8
91	2008 07 06	07:06:12.6	36.366	25.753	7.30	2.1
92	2008 07 11	16:43:16.3	36.697	25.577	9.60	2.6
93	2008 07 15	20:53:19.3	36.540	25.480	7.20	1.5
94	2008 07 21	05:36:27.9	36.464	25.465	20.00	3.0
95	2008 07 22	20:52:34.0	36.659	25.788	1.30	3.4
96	2008 07 23	00:44:06.0	36.707	25.645	12.05	0.0
97	2008 07 30	16:33:19.6	36.478	25.438	13.90	2.0
98	2008 08 01	04:44:17.50	36.245	25.348	19.10	0.0
99	2008 08 15	19:30:31.5	36.522	25.503	8.50	0.7
100	2008 09 06	15:57:06.0	36.724	25.831	16.48	0.0
101	2008 09 07	14:36:48.7	36.534	25.535	7.00	0.0
102	2008 09 08	18:02:56.0	36.503	25.526	0.01	0.0
103	2008 09 09	20:44:30.0	36.539	25.539	9.33	0.0
104	2008 09 12	03:22:30.9	36.460	25.472	12.20	0.9
105	2008 09 12	03:22:31.1	36.434	25.586	6.80	0.9



106	2008 09 12	05:40:26.0	36.403	25.409	6.80	0.6
107	2008 09 13	10:34:25.2	36.538	25.513	8.10	1.6
109	2008 09 19	18:04:04.0	36.513	25.497	7.06	0.0
110	2008 09 19	18:04:53.2	36.539	25.515	1.00	0.4
111	2008 09 19	21:04:39.2	36.524	25.768	3.20	2.3
112	2008 09 19	22:31:44.8	36.512	25.809	5.80	1.6
113	2008 09 20	00:31:47.8	36.529	25.540	0.50	0.7
114	2008 09 20	00:48:33.3	36.191	25.278	9.60	1.1
115	2008 09 20	00:58: 40.3	36.510	25.787	6.00	2.9
116	2008 09 20	22:21:28.0	36.444	25.490	2.55	0.0
117	2008 09 20	23:34:35.0	36.438	25.509	8.63	0.0
118	2008 09 24	13:50:02.0	36.503	25.509	3.17	0.0
119	2008 09 24	13:52:52.4	36.529	25.478	5.50	0.0
120	2008 09 25	12:24:06.1	36.134	25.443	2.39	0.0
121	2008 09 26	18:55:58.0	36.479	25.480	9.94	0.0
122	2008 09 27	22:21:28.1	36.449	25.485	2.91	0.0
123	2008 09 30	12:12:56.7	36.486	25.520	1.30	1.4
124	2008 09 30	12:15:07.3	36.483	25.484	6.66	0.0
125	2008 10 05	09:33:16.9	36.742	25.901	0.40	0.0
126	2008 10 06	15:50:41.4	36.510	25.477	0.10	2.9
127	2008 10 13	20:54:33.2	36.471	25.490	5.33	0.0
128	2008 10 15	09:07:15.5	36.553	25.523	4.00	0.0
129	2008 10 16	16:48:29.1	36.760	25.620	0.00	1.5



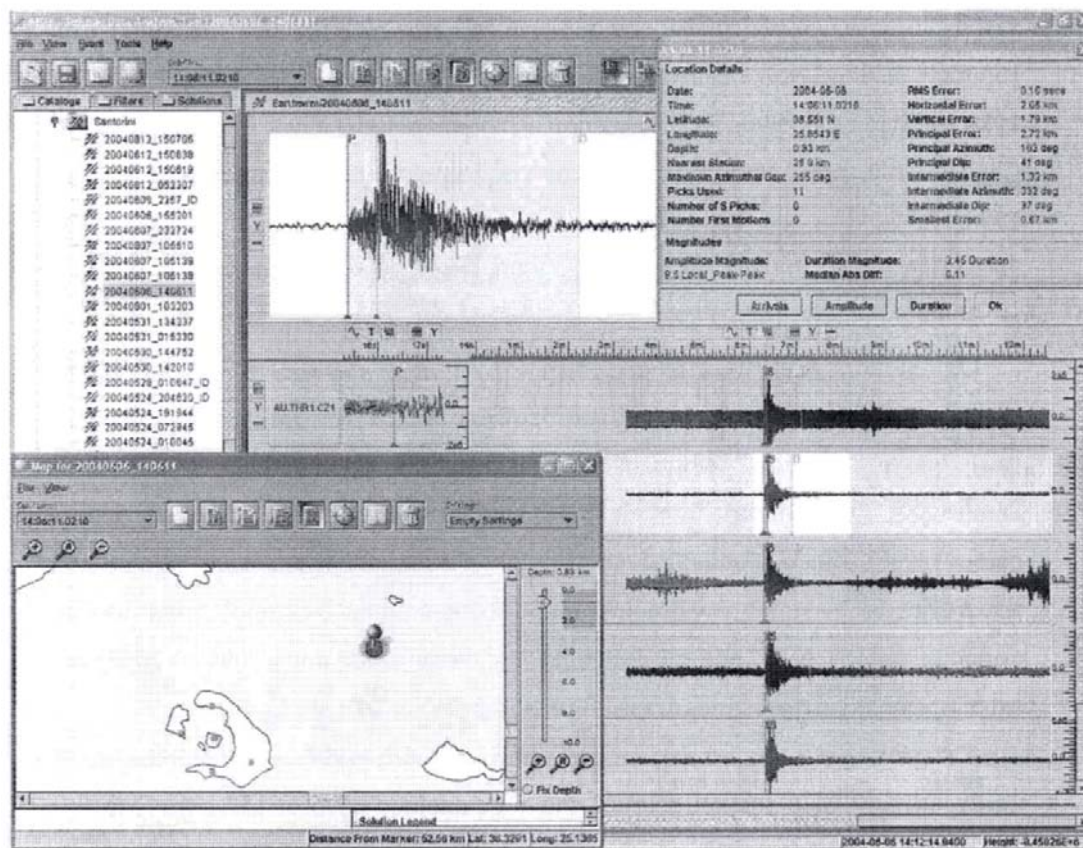
130	2008 10 16	19:15:59.0	36.754	25.533	6.59	0.0
131	2008 10 19	17:21:16.4	36.564	25.611	20.27	0.0
132	2008 10 21	02:17 :01.5	36.436	25.467	9.81	0.0
133	2008 10 22	01:51:20.2	36.422	25.439	1.30	0.0
134	2008 10 28	10:29:14.3	36.542	25.499	0.19	0.0
135	2008 10 28	13:11:05.7	36.538	25.507	10.45	0.0
136	2008 10 28	19:34:39.4	36.089	25.127	5.03	0.0
137	2008 10 30	15:20:39.0	36.539	25.587	7.30	0.0
138	2008 10 30	15:59:14.0	36.553	25.563	5.00	0.0
139	2008 11 02	22:08:53.3	36.444	25.427	17.99	0.0
140	2008 11 02	22:18:16.9	36.506	25.498	6.26	0.0
141	2008 11 03	16:12:18.1	36.476	25.455	6.30	0.0
142	2008 11 03	16:13:24.8	36.528	25.479	3.00	1.4
143	2008 11 03	16:16:24.0	36.476	25.439	6.80	0.0
144	2008 11 06	16:44:56.8	36.487	25.484	0.60	0.0
145	2008 11 07	13:54:31.3	36.466	25.483	0.00	3.0
146	2008 11 07	21:11:05.6	36.472	25.547	3.70	0.0
147	2008 11 13	04:49:02.7	36.526	25.507	12.33	0.0
148	2008 11 14	03:01:40.7	36.507	25.542	1.10	0.0
149	2008 11 14	10:55:09.4	36.510	25.577	0.00	0.0
150	2008 11 17	03:01:06.0	36.493	25.562	16.34	0.0
151	2008 11 17	03:01:44.4	36.462	25.789	8.10	2.0
152	2008 11 17	03:01:46.1	36.537	25.556	10.61	0.0



153	2008 11 19	04:09:35.1	36.648	25.796	10.70	1.7
154	2008 11 19	20:37:14.1	36.529	25.505	5.10	1.0
155	2008 11 20	06:53:50.2	36.528	25.442	6.80	1.5
156	2008 11 20	21:58:15.2	36.590	25.519	5.60	0.0
157	2008 11 29	21:40:16.0	36.520	25.510	6.20	0.0
158	2008 11 30	18:57:45.0	36.554	25.508	12.05	0.0
159	2008 11 30	20:42:37.0	36.507	25.533	8.97	0.0
160	2008 12 09	14:31:24.8	36.532	25.515	9.50	0.0
161	2008 12 11	06:46:28.6	36.522	25.534	6.20	1.9
162	2008 12 12	19:24:02.3	36.513	25.502	4.44	0.0
163	2008 12 13	04:24:53.9	36.505	25.566	2.90	0.0
164	2008 12 16	15:41:34.1	36.697	25.537	12.85	0.0
165	2008 12 21	13:05:29.5	36.697	25.646	5.60	2.2
166	2008 12 21	13:14:09.2	36.699	25.599	6.76	0.0
167	2008 12 21	13:46:11.7	36.697	25.625	7.40	2.1
168	2008 12 31	06:06:16.7	36.470	25.313	20.50	2.5
169	2008 12 31	08:11:25.1	36.529	25.489	10.10	2.3
170	2008 12 31	08:11:48.9	36.531	25.495	10.70	2.7
171	2009 01 12	08:43:47.6	36.503	25.509	10.60	1.8
172	2009 01 12	09:22:34.6	36.483	25.530	7.40	2.1
173	2009 01 12	13:03:03.4	36.483	25.529	7.10	0.0
174	2009 01 12	16:14:52.3	36.697	25.581	5.80	3.4
175	2009 01 13	09:21:18.5	36.490	25.342	6.70	2.2

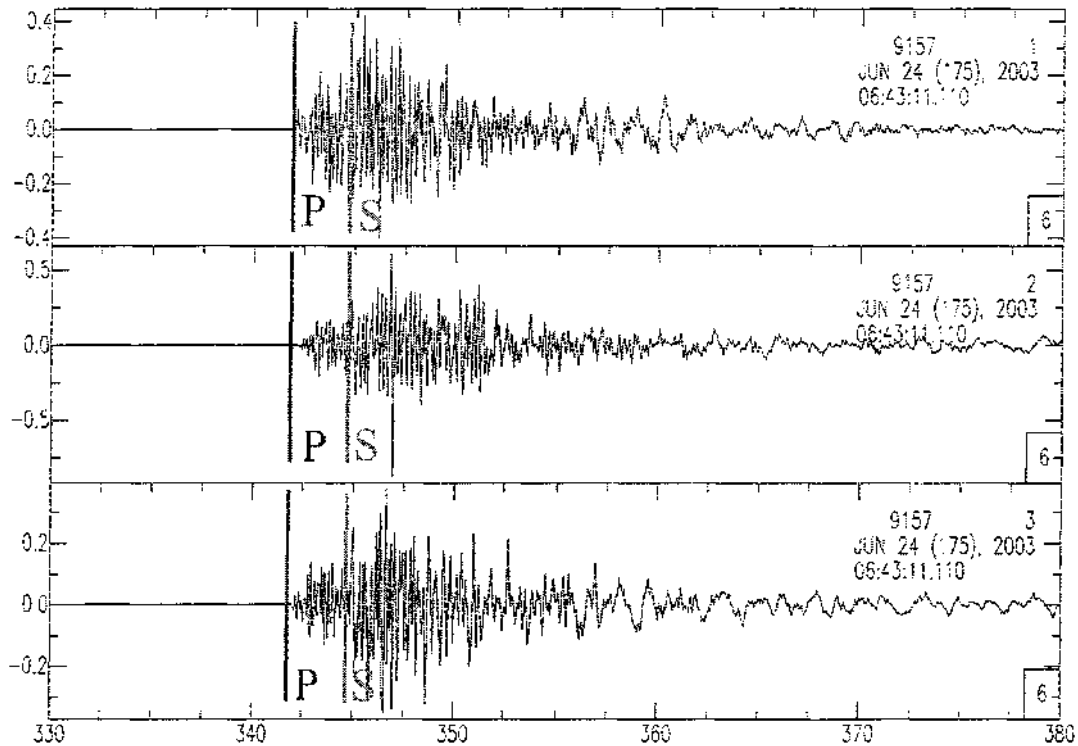
176	2009 01 14	11:17:15.2	36.483	25.497	3.90	0.0
177	2009 01 18	15:19:54.4	36.444	25.466	7.40	0.0
178	2009 01 28	10:47:01.2	36.196	25.390	4.19	0.0
179	2009 01 29	00:51:37.6	36.212	25.378	31.60	2.2
180	2009 01 29	11:58:37.6	36.182	25.341	4.20	1.7

Το Atlas Seismic Data Analysis Tool της Nanometrics είναι ένα λογισμικό ανάλυσης σεισμολογικών δεδομένων το οποίο δίνει την δυνατότητα στον χρήστη να ανακαλέσει, να αναλύσει και να οργανώσει τα δεδομένα αυτά. Το Atlas είναι γραμμένο σε Java και λειτουργεί είτε σε περιβάλλον Windows XP είτε σε περιβάλλον Linux. Ειδικότερα περιλαμβάνει εργαλεία για προβολή κυματομορφών, προσδιορισμό εστιακών παραμέτρων, φασματική ανάλυση, εφαρμογή φίλτρων καθώς και διορθώσεις απόκρισης οργάνου. Το λογισμικό αυτό κάνει χρήση των φάσεων που επιλέγονται από τον αναλυτή και χρησιμοποιεί το πρόγραμμα HYPO-INVERSE για τον προσδιορισμό των εστιακών παραμέτρων του σεισμού. Ακόμη ο χρήστης έχει την δυνατότητα προβολής των επικέντρων σε χάρτη της επιλογής του. Η προβολή χαρτών είναι ενσωματωμένη στην διαδικασία ανάλυσης και οι χρήστες έχουν την δυνατότητα να βλέπουν στο χάρτη τα προσδιοριζόμενα επίκεντρα (σχήμα 5.7). Ακόμη η εφαρμογή Atlas έχει την δυνατότητα δημιουργίας ιστοσελίδας με τον χάρτη και τα δεδομένα του κάθε σεισμού (χρόνος γένεσης σεισμού, επίκεντρο, εστιακό βάθος). Συνεπώς, με την ολοκλήρωση της ανάλυσης του σεισμού γίνεται άμεσα η ενημέρωση του κοινού μέσω του διαδικτύου.



Σχήμα 5.7 Τυπική εικόνα ανάλυσης σε σχεδόν πραγματικό χρόνο ενός τοπικού σεισμού που καταγράφηκε από το μόνιμο σεισμολογικό δίκτυο της Σαντορίνης με την χρήση του λογισμικού Atlas Seismic Analysis Tool (Δημητριάδης 2008).

Πιο συγκεκριμένα η διαδικασία της ανάλυσης ενός σεισμού είναι η ακόλουθη. Στις καταγραφές ενός σεισμού επιλέγονται σύμφωνα με την κρίση και εμπειρία του αναλυτή οι πρώτες αφίξεις των επιμήκων κυμάτων (P) στην κατακόρυφη συνιστώσα και των εγκάρσιων κυμάτων (S) σε μια από τις δύο οριζόντιες συνιστώσες σε κάθε έναν σταθμό ξεχωριστά για κάθε έναν σεισμό (σχήμα 5.8).



Σχήμα 5.8 Τυπική ανάλυση ενός τοπικού σεισμού, με τις γραμμές σημειώνονται οι αφίξεις των επιμηκών "P" και των εγκαρσίων "S" κυμάτων (Δημητριάδης 2008).

Σε πολλές περιπτώσεις λόγω του υψηλού θορύβου οι αφίξεις των κυμάτων δεν είναι ευδιάκριτες συνεπώς γίνεται εφαρμογή κατάλληλων φίλτρων με σκοπό τον καθαρισμό του καταγραφόμενου σήματος από τις ανεπιθύμητες συχνότητες. Μετά τον καθορισμό των εστιακών παραμέτρων γίνεται έλεγχος της τιμής RMS (μέσο τετραγωνικό σφάλμα). Αν είναι μεγαλύτερο της μονάδας ο αναλυτής προσπαθεί να το μειώσει αλλάζοντας τις θέσεις που έχει πάρει ως αφίξεις των επιμηκών κυμάτων (P) και των εγκαρσίων κυμάτων (S) σύμφωνα πάντα με την κρίση του διότι το υψηλό σφάλμα μπορεί να οφείλεται και στη δομή της εκάστοτε περιοχής.

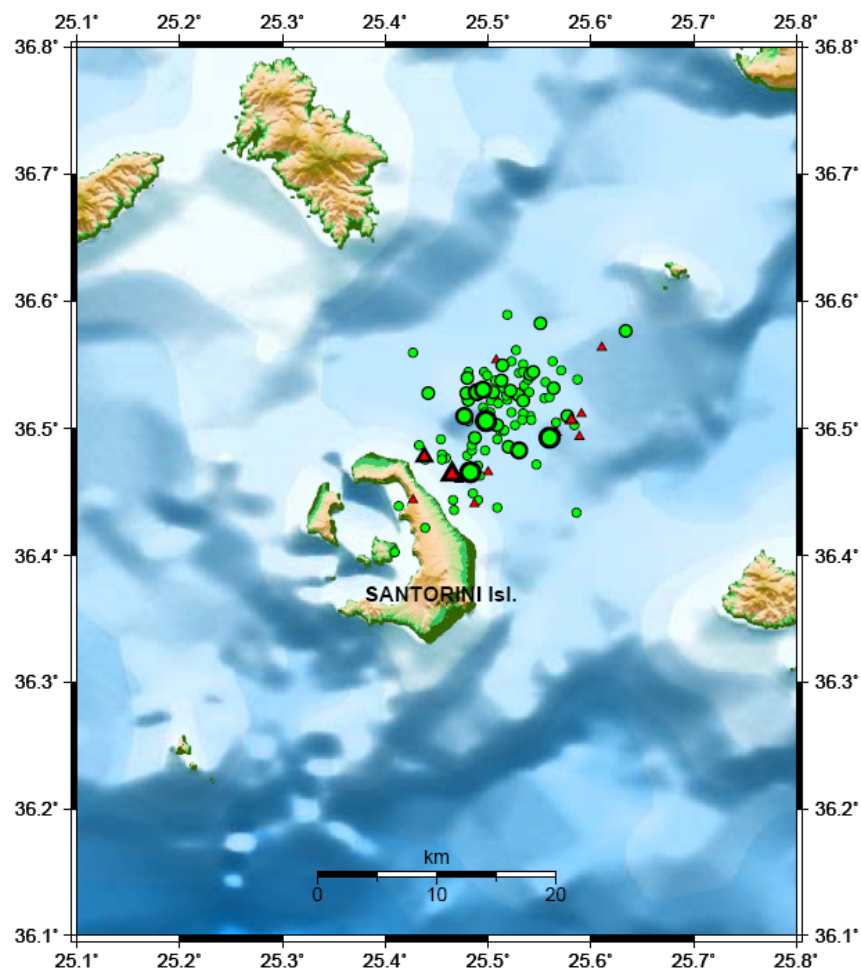
Τέλος για τον υπολογισμό του μεγέθους του σεισμού γίνεται εφαρμογή του φίλτρου Wood-Anderson στις κυματομορφές και στη συνέχεια η επιλογή των μέγιστων πλατών και στις δύο οριζόντιες συνιστώσες του κάθε σταθμού. Τα μεγέθη υπολογίζονται με την βοήθεια της σχέσης: $M_L = \log A + 1.11 \log(R/100) + 0.00189(R - 100) + 3.0$, όπου A το μέγιστο πλάτος της συνθετικής καταγραφής WA (σε mm) και R η υποκεντρική απόσταση (σε Km) (Hutton and Boore, 1987). Έπειτα γίνεται ένας δεύτερος έλεγχος έτσι ώστε τα μεγέθη των σταθμών να μην έχουν μεγάλες αποκλίσεις μεταξύ τους και ως μέγεθος του σεισμού υπολογίζεται ο μέσος όρος των τιμών των μεγεθών των σταθμών.

Εφόσον η παραπάνω διαδικασία έχει ολοκληρωθεί δίνεται η λύση του σεισμού, δηλαδή τα στοιχεία του: χρόνος γένεσης, γεωγραφικό μήκος και γεωγραφικό πλάτος, εστιακό βάθος και μέγεθος.

5.3 Χωρική κατανομή

Οι σεισμικές εστίες δεν κατανέμονται τυχαία στο χώρο αλλά έχουν ορισμένη κατακόρυφη και οριζόντια (γεωγραφική) κατανομή που καθορίζονται από τις φυσικές ιδιότητες του εσωτερικού της Γης και από τεκτονικές (γεωδυναμικές) διαδικασίες. Στην Ελλάδα και τις γύρω περιοχές η σεισμική δράση είναι κατανεμημένη χωρικά σε μία σχετικά ευρεία περιοχή, η ενεργός τεκτονική της οποίας είναι πολύπλοκη.

Πιο συγκεκριμένα για την ευρύτερη περιοχή του ηφαιστειακού κέντρου της Σαντορίνης ο χάρτης της χωρικής κατανομής των επικέντρων, έπειτα από επεξεργασία του καταλόγου των σεισμών που καταγράφηκαν κατά την περίοδο 01/01/2008 - 31/01/2009 με το πρόγραμμα GMT, δίνεται σχήμα (5.9). Στο σχήμα αυτό παρουσιάζονται τα επίκεντρα σεισμών του πίνακα (1) που εντοπίζονται στην περιοχή του Κολούμπο.

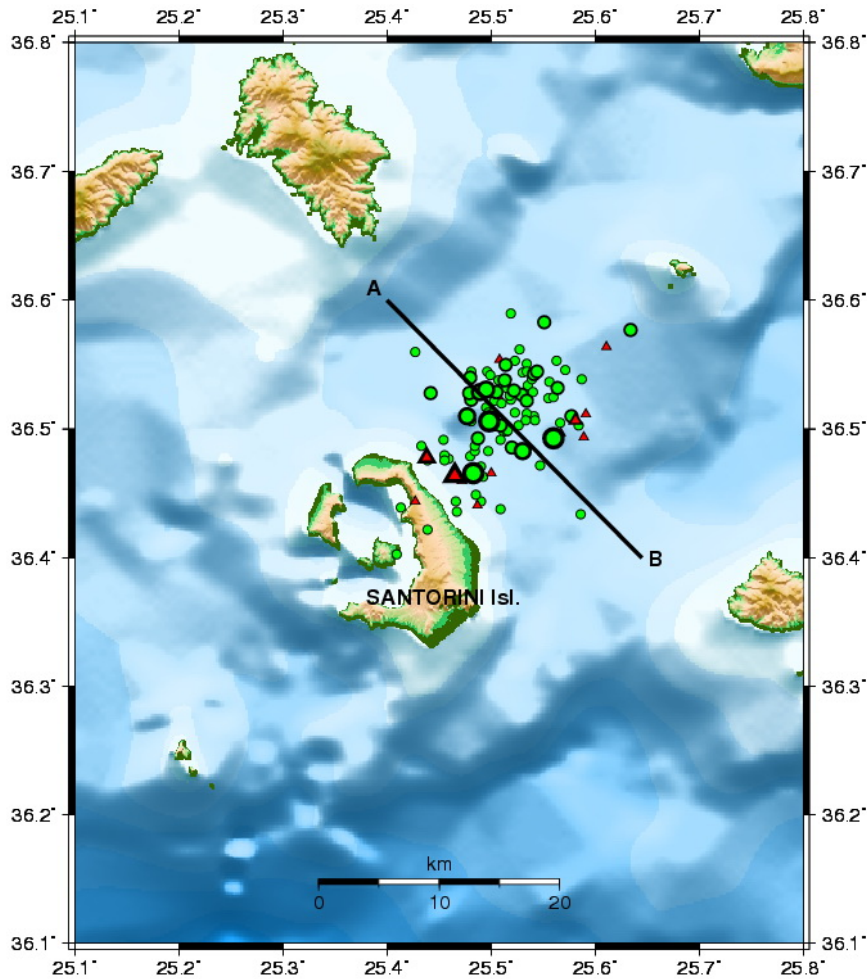


	$h < 12 \text{ km}$	$h \geq 12 \text{ km}$
$0.0 \leq M < 1.0$		
$1.0 \leq M < 2.0$		
$2.0 \leq M < 3.0$		
$3.0 \leq M < 4.0$		

Σχήμα 5.9 Κατανομή των επικέντρων των σεισμών που καταγράφηκαν κατά την περίοδο 01/01/2008 έως και 29/01/2009 στην ευρύτερη περιοχή του ηφαιστειακού κέντρου της Σαντορίνης

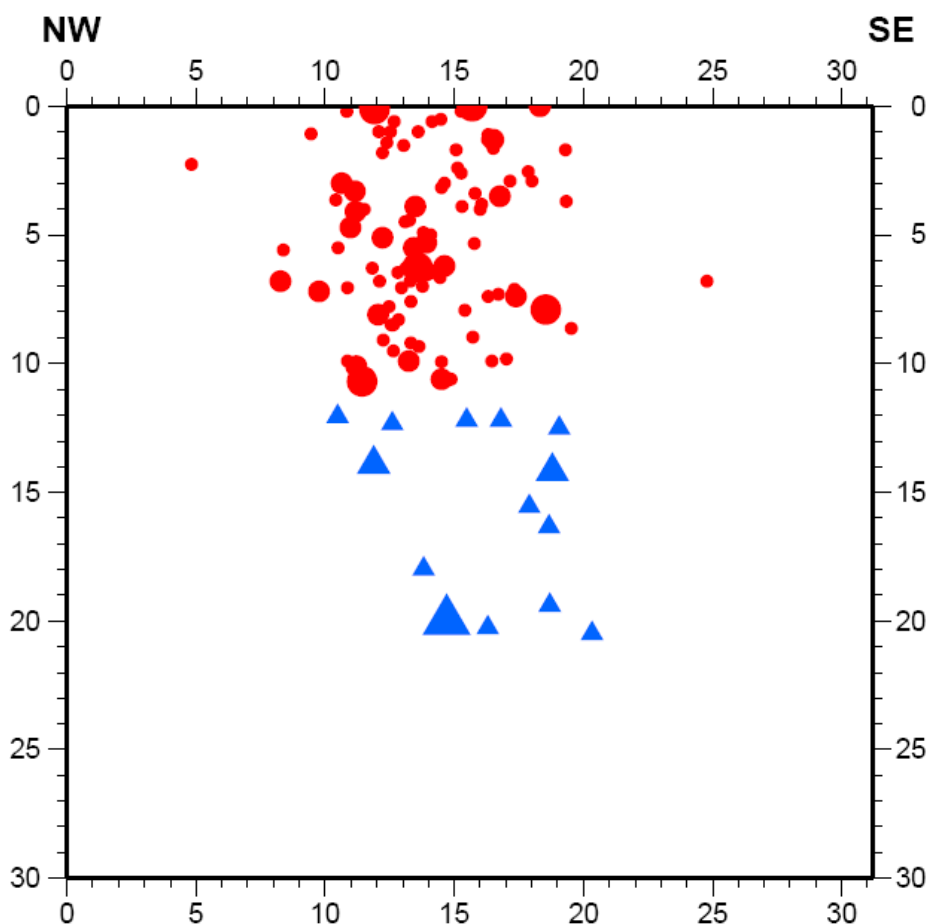
Όπως παρατηρείται στο χάρτη η κύρια σεισμική δραστηριότητα εντοπίζεται κατά μήκος της ρηξιγενούς ζώνης Σαντορίνης-Αμοργού διεύθυνσης $B60^{\circ}A$ στην περιοχή του υποθαλάσσιου ηφαιστείου του Κολούμπο. Η δραστηριότητα αυτή πιθανόν να συνδέεται με τον μαγματικό θάλαμο ή με τις κινήσεις προς την επιφάνεια του μάγματος καθώς επίσης και με την παρουσία του ενεργού κανονικού ρήγματος της Σαντορίνης-Αμοργού. Επίσης είναι χαρακτηριστική η μικρή σεισμική δραστηριότητα στην καλδέρα του ηφαιστειακού κέντρου στο χρόνο της μελέτης.

Για την καλύτερη σεισμοτεκτονική μελέτη του ηφαιστειακού κέντρου της Σαντορίνης ήταν απαραίτητη η γνώση της κατανομής με το βάθος των εστιών των σεισμών. Για αυτό τον λόγο έγινε μια τομή AB (σχήμα 5.10) κατά μήκος του υποθαλάσσιου ηφαιστείου του Κολούμπο η οποία έχει διεύθυνση βορειοδυτική – νοτιοανατολική.



	$h < 12 \text{ km}$	$h \geq 12 \text{ km}$
$0.0 \leq M < 1.0$		
$1.0 \leq M < 2.0$		
$2.0 \leq M < 3.0$		
$3.0 \leq M < 4.0$		

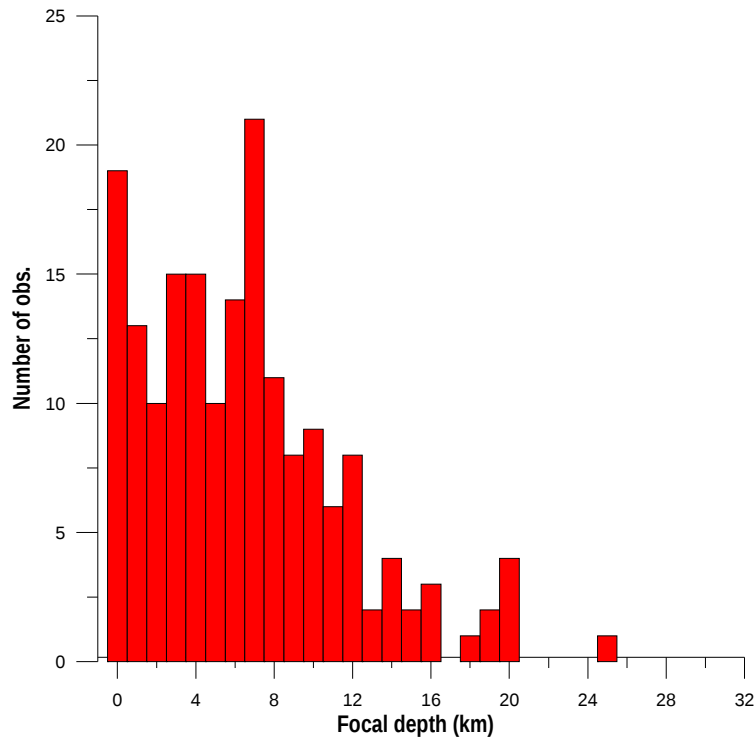
Σχήμα 5.10 Κατανομή των επικέντρων των σεισμών που καταγράφηκαν κατά την περίοδο 01/01/2008 έως και 31/01/2009 στην ευρύτερη περιοχή του ηφαιστειακού κέντρου της Σαντορίνης και η διεύθυνση της τομής που επιλέχθηκε



Σχήμα 5.11 Εγκάρσια τομή κατά μήκος της γραμμής ΑΒ με διεύθυνση ΒΔ-ΝΑ.

Μελετώντας την κατανομή των εστιών με το βάθος στη τομή του σχήματος (5.11) μπορούμε να διαπιστώσουμε ότι οι εστίες των σεισμών στον ύφαλο του Κολούμπο συγκεντρώνονται σε μικρά βάθη, ενώ η κατανομή τους είναι σχεδόν κατακόρυφη. Μπορούμε επομένως να υποθέσουμε πως το υποθαλάσσιο ηφαίστειο του Κολούμπο βρίσκεται σε επιφανειακά βάθη και αυτή η συγκέντρωση των σεισμών μπορεί να απεικονίζει είτε κάποιο είδος μαγματικού θαλάμου είτε την μετανάστευση του μάγματος μέσω διάφορων αγωγών ή ρηγμάτων.

Η κατανομή της συχνότητας των εστιακών βαθών φαίνεται στο ιστόγραμμα του σχήματος (5.12). Παρατηρείται αυξημένη συχνότητα για μικρά εστιακά βάθη.



Σχήμα 5.12 Ιστόγραμμα συχνότητας εστιακών βαθών των παρατηρούμενων σεισμών κατά την περίοδο 01/01/2008 έως της 31/01/2009

Από την μελέτη του σχήματος 5.11 βρίσκουμε ότι το πλάτος του ρήγματος είναι περίπου 10 km. Με την εφαρμογή του τύπου **$\text{Log}w=0.19M-0.13$** (Parazachos, 1989), μπορούμε να βρούμε ότι το μέγεθος που μπορεί να δώσει αυτό το ρήγμα είναι $M=6.0$. Από το μήκος του σεισμογόνου χώρου (ρήγματος) το οποίο είναι $L=18\text{Km}$ (σχήμα 5.10) και εφαρμόζοντας την σχέση $\text{log}L=0.51M-1.85$ (Parazachos, 1989), προκύπτει ότι το μέγιστο μέγεθος σεισμού που μπορεί να προκληθεί από ένα ρήγμα αυτής της διάστασης είναι $M=6.1$. Βλέπουμε λοιπόν ότι

τόσο από το πλάτος όσο και από το μήκος του σεισμογόνου χώρου προκύπτει ότι το μέγιστο μέγεθος σεισμού που μπορεί να προκληθεί είναι της τάξης του $M=6.0$.

5.4 Κατά μέγεθος κατανομή

Ο ποσοτικός προσδιορισμός της σεισμικότητας μιας περιοχής παρουσιάζει εξαιρετικό ενδιαφέρον διότι ο σεισμικός κίνδυνος μιας περιοχής εξαρτάται από την σεισμικότητα. Για το λόγο αυτό είναι απαραίτητο να ορισθούν μέτρα της σεισμικότητας. Τα μέτρα σεισμικότητας τα οποία χρησιμοποιούνται σήμερα βασίζονται στο στατιστικό νόμο κατανομής των μεγεθών των Gutenberg και Richter (1944).

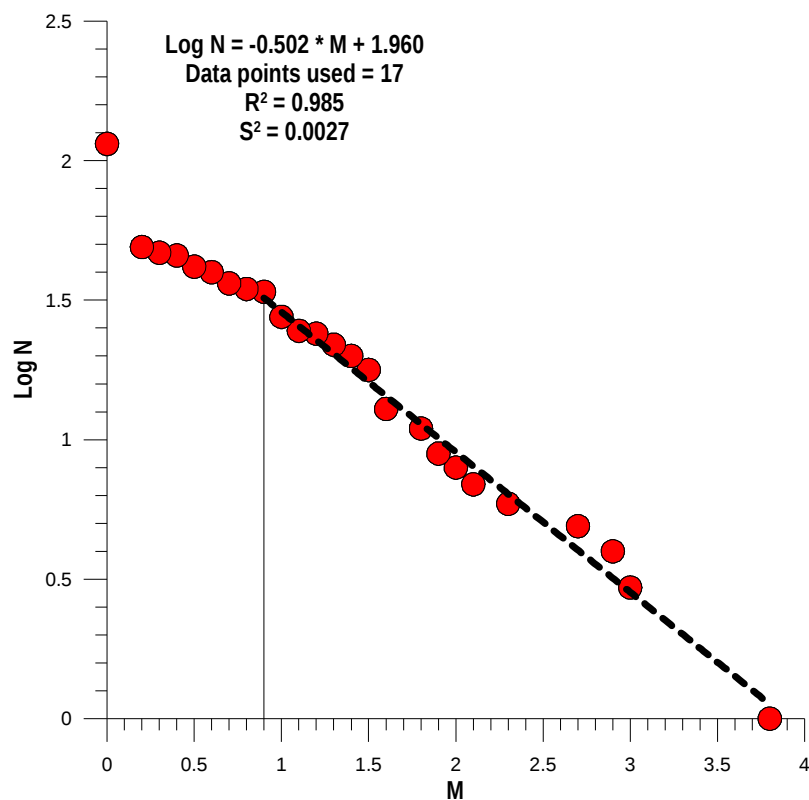
Σύμφωνα με τον νόμο αυτό ο αριθμός n των σεισμών μεγέθους $M \pm \Delta M$, που έχουν εστίες σε ορισμένο χώρο και συμβαίνουν σε ορισμένο χρονικό διάστημα συνδέεται με το μέγεθος με την σχέση $\log n = a - bM$ όπου a και b παράμετροι. Συνήθως από την συχνότητα n υπολογίζεται η αθροιστική συχνότητα N και ο νόμος εκφράζεται από την ακόλουθη σχέση: $\log N = a - bM$, όπου N ο αριθμός των σεισμών που έχουν μέγεθος ίσο ή μεγαλύτερο του M .

Η παράμετρος b εξαρτάται από τις τάσεις και από τις μηχανικές ιδιότητες του υλικού στο χώρο και οι τιμές της κυμαίνονται συνήθως από 0.5 έως 1.5, ενώ η παράμετρος a εξαρτάται από την σεισμικότητα της περιοχής, από το εμβαδόν της επιφάνειας την οποία καλύπτουν τα επίκεντρα και από το χρονικό διάστημα που καλύπτει ο κατάλογος των σεισμών.

Πιο συγκεκριμένα, ο νόμος κατανομής των μεγεθών των Gutenberg και Richter (1944) εφαρμόστηκε στην εξεταζόμενη περιοχή αφού ολοκληρώθηκε η σύνταξη του καταλόγου που παρουσιάστηκε στην ενότητα 5.2. Αυτή η επεξεργασία παρουσιάζεται παρακάτω.

M	N	N	LOGN
3.8	1	1	0.00
3.7	0	1	0.00
3.6	0	1	0.00
3.5	0	1	0.00
3.4	0	1	0.00
3.3	0	1	0.00
3.2	0	1	0.00
3.1	0	1	0.00
3.0	2	3	0.47
2.9	1	4	0.60
2.8	0	4	0.60
2.7	1	5	0.69
2.6	0	5	0.69
2.5	0	5	0.69
2.4	0	5	0.69
2.3	1	6	0.77
2.2	0	6	0.77
2.1	1	7	0.84
2.0	1	8	0.90
1.9	1	9	0.95
1.8	2	11	1.04
1.7	0	11	1.04
1.6	2	13	1.11
1.5	5	18	1.25
1.4	2	20	1.30
1.3	2	22	1.34
1.2	2	24	1.38
1.1	1	25	1.39
1.0	3	28	1.44
0.9	6	34	1.53
0.8	1	35	1.54
0.7	2	37	1.56
0.6	3	40	1.60
0.5	2	42	1.62
0.4	4	46	1.66
0.3	1	47	1.67
0.2	2	49	1.69
0.1	0	49	1.69
0.0	68	117	2.06

Από την επεξεργασία των παραπάνω δεδομένων προκύπτει η ακόλουθη γραφική παράσταση του σχήματος (5.13). Με την εφαρμογή της μεθόδου των ελαχίστων τετραγώνων προκύπτουν οι τιμές των a και b , οι οποίες παρουσιάζονται στην γραφική παράσταση.



Σχήμα 5.13 Αθροιστική κατανομή του μεγέθους των παρατηρούμενων σεισμών

Παρατηρούμε ότι τα δεδομένα μας είναι πλήρη για σεισμούς μεγεθών $M \geq 0.9$.

5.5 Συμπεράσματα

Από την ολοκλήρωση της παρούσας διπλωματικής εργασίας εξήχθησαν κάποια συμπεράσματα αναφορικά με την σεισμικότητα του ηφαιστειακού κέντρου της Σαντορίνης. Έτσι έγινε μελέτη της σεισμικής δραστηριότητας του ηφαιστειακού κέντρου της Σαντορίνης κατά την περίοδο παρακολούθησης του ηφαιστείου από 01/01/2008 έως και 31/01/2009 από καταγραφές του σεισμολογικού δικτύου του Α.Π.Θ. Έπειτα ακολούθησε συσχέτιση της καταγεγραμμένης σεισμικής δραστηριότητας τόσο με το τεκτονικό καθεστώς της ευρύτερης περιοχής όσο και με τις ηφαιστειακές διεργασίες που λαμβάνουν χώρα στην περιοχή έρευνας.

Κατά το διάστημα παρακολούθησης του ηφαιστειακού κέντρου της Σαντορίνης από το σεισμολογικό δίκτυο της περιοχής καταγράφηκαν 180 τοπικοί σεισμοί. Έπειτα από την μελέτη των παραπάνω σεισμών παρατηρήθηκε ότι η κύρια σεισμική δραστηριότητα (117 σεισμοί) εντοπίζεται κατά μήκος της ρηξιγενούς ζώνης Σαντορίνης-Αμοργού διεύθυνσης $B60^{\circ}A$ στην περιοχή του υποθαλάσσιου ηφαιστείου του Κολούμπο. Η δραστηριότητα αυτή πιθανόν να συνδέεται με τον μαγματικό θάλαμο ή με τις κινήσεις προς την επιφάνεια του μάγματος καθώς επίσης και με την παρουσία του ενεργού κανονικού ρήγματος της Σαντορίνης-Αμοργού, όπως προκύπτει και από την κατακόρυφη κατανομή των σεισμικών εστιών (σχήμα 5.11). Επίσης είναι χαρακτηριστική η πολύ χαμηλή σεισμική δραστηριότητα στην καλδέρα του ηφαιστειακού κέντρου.

Για την καλύτερη σεισμοτεκτονική μελέτη του ηφαιστειακού κέντρου της Σαντορίνης έγινε μια τομή κατά μήκος του υποθαλάσσιου ηφαιστείου του Κολούμπο η οποία έχει διεύθυνση βορειοδυτική –νοτιοανατολική. Μελετώντας την τομή διαπιστώσαμε ότι οι εστίες των σεισμών στον ύφαλο του Κολούμπο συγκεντρώνονται σε μικρά βάθη, επομένως μπορούμε να υποθέσουμε πως το υποθαλάσσιο ηφαίστειο

του Κολούμπο βρίσκεται σε επιφανειακά βάθη. Η κατανομή των σεισμικών εστιών σε σχεδόν κατακόρυφη διάταξη μπορεί να απεικονίζει είτε κάποιο είδος μαγματικού θαλάμου είτε την μετανάστευση του μάγματος μέσω διαφόρων αγωγών ή ρηγμάτων.

Aki, K., M. Fehler, S. Das, 1977. Source mechanism of volcanic tremor: fluid-driven crack models and their application to the 1963 Kilauea eruption. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 2, 259-87.

Aki, K., and R.Y. Koyanagi, 1984. Deep volcanic tremor and magma ascent mechanism under Kilauea, Hawaii, *Journal Geophysic Research* 89, 7689-96.

Aki, K., 1984. Evidence for magma intrusion during the Mammoth Lakes earthquakes of May 1980 and implications of the absence of volcanic (harmonic) tremor. *Journal of Geophysical Research* 89, 7689-96.

Allen, R. 1982. Automatic phase pickers: their present use and future prospect. *Bulletin of the Seismological Society of America* 72, 225-42.

Aster, R. C., and P.R. Meyer., 1988. Three- dimensional velocity structure and hypocenter distribution in the Campi Flegrie Caldera Italy, *Tectophysics* 149, 195-218.

Βουβαλίδης Κ. 2005. Μαθήματα φυσικής γεωγραφίας., Θεσσαλονίκη, σελ. 90

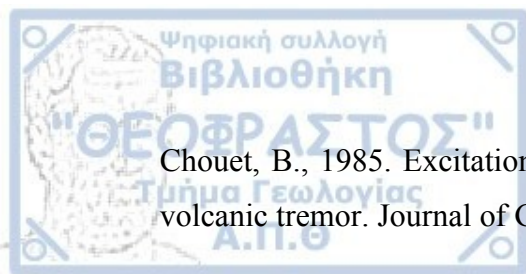
Benetatos, C., Kiratzi, A., Papazachos C., and Karakaisis, G., 2004. Focal mechanisms of shallow and intermediate depth earthquakes along the Hellenic Arc. *Journal of Geodynamics* 37, 253-296.

Bohnhoff, M., Rische, M., Meier, T., Becker, D., Stavrakakis, G., and Harjes, H.-P., 2006. Micro seismic activity in the Hellenic Volcanic Arc, Greece, with emphasis on the seismotectonic setting of the Santorini-Amorgos zone. *Tectophysics* 423, Issues 1-4, 17-33.

Bonneville, A. And P. Gouze 1992. Thermal survey of Mount Etna volcano from space. *Geophysical Research Letters* 90, 725-8.

Brandsdottir, B. and P. Einarsson, 1979. Seismic activity associated with the September 1977 deflation of the Karfla central volcano in north eastern Iceland. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 6, 197-212.

Brown, G. C., H. Rymer, D. Stevenson 1991. Volcano monitoring by microgravity and energy budget analysis. *Journal of the Geological Society, London* 148, 585-93.



Chouet, B., 1985. Excitation of a buried magmatic pipe: a seismic source model for volcanic tremor. *Journal of Geophysical Research* 90, 1881-93.

Chouet, B., and B. R. Julian, 1985. Dynamics of an expanding fluid-filled crack. *Journal of Geophysical Research* 90, 11187-98.

Chouet, B., R. Y. Koyanagi and K. Aki, 1987. Origin of volcanic tremor in Hawaii (Part II): Theory and discussion. In *United States Geological Survey Professional Paper 1350, Volcanism in Hawaii*, R. W. Decker, T. L. Wright, P. H. Stauffer (eds.) Washington DC: United States Government Printing Office, 1259-80.

Δημητριάδης Ι. 2001. Σεισμολογική παρατήρηση ηφαιστείων: Η περίπτωση του Mauna Loa στην Χαβάη, Διπλωματική Εργασία, Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης

Dimitriadis, I. M., 2004. Seismotectonic characteristics of the Santorini volcanic center. M.Sc. Thesis (in Greek), University of Thessaloniki Greece.

Dimitriadis, I. M., Panagiotopoulos D.G., Papazachos C. B., Hatzidimitriou P. M., Karagiani E.E and Kane I., 2005. Recent seismic activity (1994-2002) of the Santorini volcano using data from local seismological network. *The South Aegean Active Volcanic Arc: Present Knowledge and Future Perspectives (Developments in Volcanology, Volume 7)*, pp.185-203.

Δημητριάδης Ι. 2008. Συμβολή στη μελέτη της ενεργού τεκτονικής και της δομής του ηφαιστειακού κέντρου της Σαντορίνης με δεδομένα τοπικού δικτύου ψηφιακών σειсмоγράφων. Διδακτορική Διατριβή, Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης

Dewey, J F., Pitman, W. C., Ryan, W. B.F and Bonin, J., 1973. Plate tectonics and the evolution of the Alpine System. *Geol. Soc. Am. Bull.*, 84, pp.3137-3180.

Dvorak, J. J and G. Berrino, 1991. Recent ground movement and seismic activity in Campi Flegrei, Southern Italy: episodic growth of a resurgent dome. *Journal of Geophysical Research* 96, 2309-23.

Ferrazzini, V., and K. Aki, 1987. Slow waves trapped in a fluid-filled infinite crack: implication for volcanic tremor. *Journal of Geophysical Research* 92, 9215-23.



Ferrick, M. G., M. A. Qamar, W.F. St. Lawrence. 1982. Source mechanism of volcanic tremor. *Journal of Geophysical Research* 87.8675-83.

Ferrucci, F., A. Hirn, G. De Natale, J. Virieux, L., 1992. Mirabile, P-to-SV conversions at a shallow boundary beneath Campi Flegrie Caldera (Italy): evidence for the magma chamber. *Journal of Geophysical Research* 97, 1551-9.

Francalanci, L., Vougioukalakis, G., Perini, G. and Mantti, P., 2005. A West-East Traverse along the magmatism of the south Aegean volcanic arc in the light of volcanological, chemical and isotope data. *The South Aegean Active Volcanic Arc : Present Knowledge and Future Perspectives (Developments in Volcanology , Volume 7)*, 65-111.

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, 183-198.

Gephart, J. W. and D.W. Forsyth, 1984. An improved method for determining the regional stress tensor using earthquake focal mechanism data: application to the San Fernando earthquake sequence. *Journal of Geophysical Research* 89, 9305-20.

Glaze, L. S., P.W. Francis, D.A. Rothery 1989a. Measuring thermal budgets of active volcanoes by satellite remote sensing *Nature* 338, 144-6.

Gutenberg, B. and Richter, C. F., 1944. Frequency of earthquakes in California. *Bull. Seism. Soc. Am.*, 34, 185-188.

Heiken, G. and McCoy, F., Caldera Development during the Minoan Eruption, Thera, Cyclades, Greece. *Journal of Geophysical Research* 89, 8441-8462.

Hill, D. P., 1977. A model for earthquake swarms. *Journal of Geophysical Research* 82, 1347-51.

Iannaccone, G. and A. Deschamps, 1989. Evidence of shear-wave anisotropy in the upper crust of Central Italy. *Bulletin of the Seismological Society of America* 79, 1905-12.

Julian, B.R., 1983. Evidence for dyke intrusion earthquake mechanisms near Long Valley caldera. *Nature* 303, 323-5.

Kinoshita, W.T., D.A Swanson, and D.B Jackson 1974. The measurement of crustal deformation related to volcanic activity at Kilauea Volcano, Hawaii, in *Physical Volcanology*, edited by L.Civetta, P. Gasparini, G. Luongo and A.Rapolla, Elsevier Scientific Publishing Company, Amsterdam, The Netherlands, 87-115,

Kiratzi, A.A. and Papazachos, C. B., 1995. Active seismic deformation in the southern Aegean Benioff zone. *Journal Geodynamics*, 19, 65-78.

Klein, F. W., R. Y. Koyanagi, J. S. Nakata, W. R. Tanigawa, 1987. The seismicity of Kilauea magma system. In *United States Geological Survey Professional Paper 1350, Volcanism in Hawaii*, R. W. Decker, T. I. Wright, P. H. Stauffer (eds), Washington DC: United States Government Printing Office. 1019-186.

Knoppoff, L. and M.J. Randall., 1970. The compensated linear-vector dipole: a possible mechanism for deep earthquakes. *Journal of Geophysical Research* 75, 4957-63.

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, 1-42.

McGuire B., Kilburn C., Murray J. Monitoring active volcanoes

Minakami, T., 1974. Seismology of volcanoes in Japan in *Physical Volcanology*, edited by L.Civetta, P. Gasparini, G. Luongo and A.Rapolla, Elsevier Scientific Publishing Company, Amsterdam, The Netherlands, 1-27.

Minster, J. B. and Jordan, T. H., 1978. Present-day plate motions. *Journal of Geophysical Research*, 83, 5331-5354.

Mountrakis, D. M., Pavlides, S. B., Chtzipetros, A., Meletidis, S., Tranos, M. D. Vougioukalakis, G and Kilias, A.A., 1996. Active deformation of Santorini. *Proceedings of 2nd Workshop on European Laboratory Volcanoes*, May 2-4 1996, Santorini, Greece, 13-22.

Oral, M. B., Reilinger, R.E., Toksoz, M. N., King, R. W. Barka, A.A Kiniki, J., and Lenk, D., 1995. Global Positioning System offers evidence of plate motions in eastern Mediterranean. EOS, 76, 9-11.

Otway, P.M . G. W. Grindley and A. G. Hull, 1984. Earthquakes, active fault displacement and associated vertical deformation near Lake Taupo, Taupo Volcanic Zone, New Zeland Geol. Survey Report 110, 73.

Panagiotopoulos, D. G, Stavrakakis, G., Makropoulos, K., Papanastasiou, D., Papazachos, C. B. Savaidis, A. and Karagianni, E. E., 1996. Seismic monitoring at the Santorini volcano. Proceedngs of 2nd Workshop on European Laboratory Volcanoes, May 2-4 1996, Santorini, Greece, 311-324.

Papazachos, B. C. and Comninakis, P. E., 1971. Geophysical and tectonic features of the Aegean arc. Journal of Geophysical Research, 76, 8517-8533.

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, 301-308.

Papazachos B.C., Dimitriadis, S. T., Panagiotopoulos, D. G., Papazachos, C. B., and Papadimitriou, E. E., 2005. Deep structure and active tectonics of Southern Aegean volcanoc ARC. The South Aegean Active Volcanic Arc: Present Knowledge and Future Perspectives (Developments in Volcanology, Volume 7), 47-64.

Papazachos B.C., Papadimitriou, E. E., Kiratzi, A.A, Papazachos C. B., and Louvari E.K., 1998. Fault plate solutions in the Aegean Sea and the surrounding area and their tectonic implication. Boll Geof. Teor App. 39.129-218.

Παπαζάχος, Β. Κ., Παπαζάχου, Κ., 2003. Οι σεισμοί της Ελλάδας , Γ' Έκδοση. Εκδόσεις Ζήτη, Θεσσαλονίκη, Ελλάδα, σελ 317.

Παπαζάχος Β. 1996. Εισαγωγή στην εφαρμοσμένη γεωφυσική. Εκδόσεις Ζήτη, Θεσσαλονίκη, Ελλάδα, σελ.208

Papazachos, C. B., 1999. Seismological and GPS evidence for the Aegean- Anatolia interaction. Geoph. Res. Lett., 26, .2653-2656

Pavlidis, S.B. and Valkaniotis, S., 2003. Tectonic regime of Santorini- Amorgos area. Proceedings of International Confence “The South Aegean active Volcanic Arc: Present Knowledge and Future Perspectives”, Milos Island, Greece 7-20 September 2003, p 76.

Perissoratis, C., 1990. Marine geological research on Santorini: preliminary results. In : Hardy, D.A., (Editor), Thera and the Aegean World III, 2. The Thera Foundation, London, . 300-304.

Perissoratis, C., 1995. The Santorini volcanic complex and its relation to the stratigraphy and asstructure of the Aegean arc, Greece. Marine Geology, 128, pp. 37-58.

Pipper, D.J. W and Perissoratis, C., 2003. Quaternary neotectonics of the South Aegean arc. Marine Geology, 198, 259-288.

Pipper, D.J. W., Pe-Piper G., Perissoratis, C., and Anastasakis G., 2004. Submarine volcanic rocks around Santorini and their relationship to faulting. Proceedings of the 5th International Symposium on Eastern Mediterranean Geology, Thessaloniki, Greece, 14-20 April 2004, 873-876.

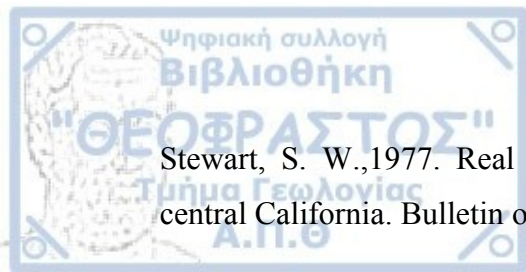
Raleigh, C.B., J. Healy, J. D. Bredehoeft, 1972. Faulting and crustal stress at Rangely, Colorado. In Flow and Fracture of Rocks. H.C. Heard et al. (eds), Washington DC: American Geophysical Union, 257-84..

Reilinger, R.E., McClusky, S.C., Oral, M. B., King, R. W., Toksoz, M. N., Barka, A. A., Kinik I., Lenk, O., and I. Sandli, 1997. Global positioning system measurements of present crustal movements in the Arabia-Africa-Eurasia plate collision zone. J. Geoph. Res. 102, 9983-9999.

Siedl, D., R. Schick and M. Riuscetti., 1981. Volcanic tremors at Etna : a model of hydraulic origin. Bulletin Volcanologique 44, 43-56.

Shaw, H. R. and B. Coue., 1991. Fractal hierarchies of magma transport in Hawaii and critical self- organization of tremor. Journal of Geophysical Research, 96, 10191-207.

St. Lawrence, W.F and A. Qamar ., 1979. Hydraulic transients: a seismic source in volcanoes and glaciers, Science 203, 654-6.



Stewart, S. W., 1977. Real time detection and location of local seismic events in central California. Bulletin of the Seismological Society of America 67, 433-52.

Sylvester, A.G., 1984. Crustal tilt in Long Valley, California, Annual Technical Report, Marine Science Institute and Dept. of Geol. Sciences, Univ. California, Santa Barbara, 43 pp(plus two appendices).

Sylvester, A.G., 1986. Near- field tectonic geodesy, in Active Tectonics pp 164-179. Geophysics Study Committee. National Research Council, National Academy Press, Washington D.C.

Tokarev, P.I., V.A. Shirokov and V.M. Zobin, 1968, Seismic events associated with the Piip lateral eruption in October- December, 1966, Bull. Volcanol. St 44, 30-41 (in Russian)

Yukutake, Y., T. Yoshino, H. Utada, T. Shimomura, E. Kimoto 1983. Changes in the apparent electrical resistivity of Oshima volcano observed during a period of highly elevated tectonic activity. Earthquake Prediction Research 2, 83-96.

Vougoukalakis, G., Francalanci, L. Serana, A. and Mitropoulos, D., 1995. The 1649-1650 Coloumbo submarine volcano activity, Santorini, Greece. In: Barberi, F., Casale, R., and Fratta, M., (editors), "The European Laboratory Volcanoes, Workshop proceedings", European Commission, European Science Foundation, Luxemburg, pp 189-192.

Yamasita, K. M., 1981. Dry tilt : a ground deformation monitor as applied to the active volcanoes of Hawaii, U.S. Geol. Survey Open-File Report 81-523, 21.

Zollo, A and P. Benard, 1991. Fault mechanisms from near-source data: joint inversion of S polarizations and P polarities. Geophysical Journal International 104, 441-51.

