

ΑΡΙΣΤΟΤΕΛΕΙΟ ΠΑΝΕΠΙΣΤΗΜΙΟ ΘΕΣΣΑΛΟΝΙΚΗΣ  
ΤΜΗΜΑ ΓΕΩΛΟΓΙΑΣ  
ΤΟΜΕΑΣ ΓΩΦΥΣΙΚΗΣ

**Σεισμολογική Παρατήρηση Ηφαιστειών:  
Η Περίπτωση του Mauna Loa στην Χαβάη**



**Δημητριάδης Ιορδάνης ΑΕΜ: 2887**

**ΘΕΣΣΑΛΟΝΙΚΗ 2001**

# ΠΙΝΑΚΑΣ ΠΕΡΙΕΧΟΜΕΝΩΝ

|                 |          |
|-----------------|----------|
| <b>ΠΡΟΛΟΓΟΣ</b> | <b>2</b> |
|-----------------|----------|

## **Κεφάλαιο 1**

### **ΕΙΣΑΓΩΓΗ**

|                                                |    |
|------------------------------------------------|----|
| 1.1 Εισαγωγή                                   | 6  |
| 1.1.1 Γιατί παρατηρούμε τα ηφαίστεια;          | 6  |
| 1.1.2 Χαρακτηριστικές ιστορικές αναφορές       | 10 |
| 1.2 Δείκτες της ηφαιστειακής έξαρσης           | 12 |
| 1.2.1 Εμπειρική παρατήρηση των δεικτών έξαρσης | 13 |
| 1.2.2 Ενόργανη παρατήρηση των δεικτών έξαρσης  | 14 |
| 1.3 Μοντέρνα ηφαιστειακή παρατήρηση            | 15 |

## **Κεφάλαιο 2**

### **ΣΕΙΣΜΟΛΟΓΙΚΗ ΠΑΡΑΤΗΡΗΣΗ ΗΦΑΙΣΤΕΙΩΝ**

|                                                                     |    |
|---------------------------------------------------------------------|----|
| 2.1 Εισαγωγή                                                        | 16 |
| 2.2 Ηφαιστειακή σεισμικότητα                                        | 18 |
| 2.3 Πρότυπα καταγραφής σεισμών και πρόδρομη σεισμικότητα            | 22 |
| 2.4 Εντοπίζοντας σεισμικά γεγονότα                                  | 23 |
| 2.5 Η σεισμική πηγή                                                 | 31 |
| 2.5.1 Η διατμητική διάρρηξη και πρότυπα διπλού ζεύγους δυνάμεων     | 31 |
| 2.5.2 Η εφελκυστική διάρρηξη και μηχανισμοί μονού ζεύγους δυνάμεων  | 35 |
| 2.5.3 Χαμηλής συχνότητας σεισμοί και ηφαιστειακοί σεισμικοί θόρυβοι | 38 |
| 2.6 Ενόργανη επιστήμη – Ο ρόλος της στην σεισμολογική παρατήρηση    | 43 |
| 2.7 Χρήσεις των σεισμολογικών δεδομένων στην ηφαιστειακή παρατήρηση | 50 |
| 2.8 Στρατηγικές σεισμολογικής παρατήρησης                           | 54 |

## **Κεφάλαιο 3**

### **ΠΑΡΑΤΗΡΗΣΗ ΤΗΣ ΕΛΑΦΙΚΗΣ ΠΑΡΑΜΟΡΦΩΣΗΣ**

|                                                                      |    |
|----------------------------------------------------------------------|----|
| 3.1 Εισαγωγή                                                         | 57 |
| 3.2 Κατακόρυφες (κάθετες) μετατοπίσεις                               | 57 |
| 3.3 Μεταβολές στην εδαφική κλίση                                     | 61 |
| 3.3.1 Μεταβολές στην ηφαιστειακή κλιτύ                               | 61 |
| 3.3.2 Συνηθισμένοι χρησιμοποιούμενοι τύποι ηλεκτρονικών κλισιόμετρων | 64 |
| 3.3.3 Κατανομή των θέσεων μέτρησης κλίσης                            | 65 |
| 3.4 Οριζόντιες μετατοπίσεις                                          | 66 |
| 3.5 Παράγοντες για μέτρηση EDM                                       | 70 |
| 3.6 Φωτογραφικές συγκρίσεις                                          | 72 |
| 3.7 Η σπουδαιότητα της σταθερότητας των τριγωνομετρικών σημείων      | 73 |
| 3.8 Η αστάθεια των τριγωνομετρικών σημείων και της θέσης             | 74 |

## **Κεφάλαιο 4**

### **ΕΡΜΗΝΕΙΑ ΤΩΝ ΔΕΔΟΜΕΝΩΝ ΠΑΡΑΤΗΡΗΣΗΣ ΚΑΙ ΠΡΟΓΝΩΣΗ ΕΚΡΗΞΕΩΝ**

|                                 |    |
|---------------------------------|----|
| 4.1 Εισαγωγή                    | 75 |
| 4.2 Παραδοχή (εικασία) και βάση | 75 |
| 4.3 Ορισμένα παραδείγματα       | 77 |

|                                                                                    |    |
|------------------------------------------------------------------------------------|----|
| 4.4 Προγνώσεις και προβλέψεις                                                      | 78 |
| 4.5 Προσεγγίσεις παρατήρησης                                                       | 80 |
| 4.6 Απαιτήσεις τεχνολογικής υποδομής                                               | 81 |
| 4.6.1 Απαίτηση για αποτελεσματικές και παρατεταμένες προσπάθειες παρατήρησης       | 81 |
| 4.6.2 Απαίτηση για μια εκτεταμένη βάση παρατήρησης                                 | 82 |
| 4.6.3 Απαίτηση για περισσότερες θέσεις παρατήρησης                                 | 83 |
| 4.7 Κατευθύνσεις για βελτιστοποίηση της τεχνολογικής υποδομής και της τεχνογνωσίας | 84 |
| 4.7.1 Ανάπτυξη των προϋπάρχοντων μεθόδων και οργάνων                               | 84 |
| 4.7.2 Ανάπτυξη των μεθόδων και των οργάνων για συνεχή παρατήρηση                   | 84 |
| 4.7.3 Αναγνώριση – πρόγνωση χαρακτηριστικών σχετικών με ηφαιστειακές εκρήξεις      | 84 |
| 4.7.4 Ελαχιστοποίηση των “λανθασμένων συναγερμών”                                  | 85 |

## Κεφάλαιο 5

### Η ΓΕΩΛΟΓΙΚΗ ΔΟΜΗ ΤΟΥ MAUNA LOA

|                                                    |     |
|----------------------------------------------------|-----|
| 5.1 Εισαγωγή                                       | 87  |
| 5.2 Βαθυμετρικά – τοπογραφικά δεδομένα και μέθοδοι | 87  |
| 5.3 Χαρτογραφημένοι γεωλογικοί σχηματισμοί         | 90  |
| 5.3.1 Χερσαία λάβα                                 | 90  |
| 5.3.2 Υποθαλάσσια λάβα                             | 90  |
| 5.3.3 Θρυμματισμένη σβησμένη λάβα                  | 95  |
| 5.3.4 Καταβυθισμένη χερσαία λάβα                   | 95  |
| 5.3.5 Κατολισθήσεις                                | 98  |
| 5.3.6 Ίζημα σε αβυσσαλέα βάθη                      | 107 |
| 5.4 Τεκτονική δομή                                 | 107 |

## Κεφάλαιο 6

### ΣΕΙΣΜΟΛΟΓΙΚΟ ΠΛΑΙΣΙΟ ΕΡΕΥΝΑΣ ΓΙΑ ΤΟ MAUNA LOA

|                                                |     |
|------------------------------------------------|-----|
| 6.1 Εισαγωγή                                   | 113 |
| 6.2 Σημερινή πρακτική παρατήρησης              | 113 |
| 6.3 Πρόσφατη εκρηξιγενής δραστηριότητα         | 115 |
| 6.3.1 Η σεισμικότητα της κορυφής του Mauna Loa | 115 |
| 6.3.2 Πλευρική σεισμικότητα του Mauna Loa      | 120 |
| 6.4 Σημερινή (τωρινή) σεισμικότητα             | 122 |
| 6.5 Συμπέρασμα                                 | 125 |

## Κεφάλαιο 7

### ΠΡΟΣΦΑΤΗ ΔΙΟΓΚΩΣΗ ΚΑΙ ΠΛΕΥΡΙΚΗ ΜΕΤΑΚΙΝΗΣΗ ΣΤΟ MAUNA LOA

|                             |     |
|-----------------------------|-----|
| 7.1 Εισαγωγή                | 126 |
| 7.2 Παραμόρφωση της κορυφής | 127 |
| 7.3 Πλευρική μετακίνηση     | 130 |
| 7.4 Συμπέρασμα              | 131 |

## Κεφάλαιο 8

### ΟΙ ΚΙΝΔΥΝΟΙ ΑΠΟ ΤΑ ΡΕΥΜΑΤΑ ΛΑΒΑΣ ΚΑΙ ΕΚΤΙΜΗΣΗ ΤΟΥ ΗΦΑΙΣΤΕΙΑΚΟΥ ΚΙΝΔΥΝΟΥ ΣΤΟ MAUNA LOA

|                                                |     |
|------------------------------------------------|-----|
| 8.1 Εισαγωγή                                   | 135 |
| 8.2 Γεωγραφία και τεκτονική δομή του Mauna Loa | 136 |
| 8.3 Η εκρηξιγενής ιστορία του Mauna Loa        | 137 |
| 8.4 “Κίνδυνοι” από το Mauna Loa                | 137 |
| 8.5 Χάρτες ζωνών κινδύνου                      | 140 |
| 8.6 Ηφαιστειακή επικινδυνότητα                 | 142 |
| 8.7 Μέτρα αντιμετώπισης και συμπεράσματα       | 143 |

## **Κεφάλαιο 9**

### **ΠΡΟΒΛΕΨΗ ΕΚΡΗΞΕΩΝ ΓΙΑ ΤΟ MAUNA LOA**

|                                                                       |     |
|-----------------------------------------------------------------------|-----|
| 9.1 Εισαγωγή                                                          | 145 |
| 9.2 Πρότυπα προηγούμενων εκρήξεων                                     | 146 |
| 9.3 Πρόδρομοι εκρήξεων                                                | 150 |
| 9.4 Προγνωστικά των εκρήξεων του 1975, 1976, 1983 και αξιολόγησή τους | 151 |
| 9.5 Σημερινή πρόγνωση για το Mauna Loa και συμπεράσματα               | 153 |

|                     |     |
|---------------------|-----|
| <b>ΒΙΒΛΙΟΓΡΑΦΙΑ</b> | 156 |
|---------------------|-----|

## ΠΡΟΛΟΓΟΣ

Η εργασία αυτή έγινε στα πλαίσια του υποχρεωτικού μαθήματος της διπλωματικής εργασίας του προγράμματος σπουδών του Τμήματος Γεωλογίας του Αριστοτέλειου Πανεπιστημίου Θεσσαλονίκης. Συγκεκριμένα το θέμα της εκπονήθηκε από τον καθηγητή κ. Δημήτρη Παναγιωτόπουλο του Τομέα Γεωφυσικής και είχε ως σκοπό την καλύτερη κατανόηση της λειτουργίας των μηχανισμών, που είναι υπεύθυνοι για τις εκρήξεις των ηφαιστείων από μια πιο σεισμολογική "ματιά". Δηλαδή έγινε η προσπάθεια να κατανοηθούν αυτοί οι μηχανισμοί με βάση κυρίως τις σεισμολογικές παρατηρήσεις, οι οποίες είναι το καλύτερο εργαλείο για την ηφαιστειακή παρατήρηση. Η εργασία αυτή επικεντρώνεται στο ηφαίστειο Mauna Loa της Χαβάης – ένα από τα μεγαλύτερα ενεργά ηφαίστεια στον κόσμο – και γίνεται μια σύντομη ανάλυση για το γεωλογικό, σεισμολογικό και γεωφυσικό υπόβαθρο του ηφαιστείου.

Ειδικότερα, η εργασία χωρίζεται σε 9 κεφάλαια, τα μισά από τα οποία αναφέρονται στο ηφαίστειο Mauna Loa. Στο πρώτο κεφάλαιο γίνεται μια μικρή εισαγωγή στις έννοιες των πρόδρομων δεικτών μιας ηφαιστειακής έκτασης καθώς και στις μεθόδους παρατήρησης της μοντέρνας ηφαιστειολογίας. Γίνεται επίσης μια μικρή αναφορά σε ιστορικές εκρήξεις ηφαιστείων οι οποίες επηρέασαν την εξέλιξη της επιστήμης της ηφαιστειολογίας. Στο δεύτερο και στο τρίτο κεφάλαιο αναπτύσσονται οι κύριες μέθοδοι παρατήρησης ηφαιστείων, δηλαδή κατά πρώτο λόγο η σεισμολογική παρατήρηση και κατά δεύτερο η παρατήρηση της εδαφικής παραμόρφωσης, αντιστοίχως. Στο τέταρτο κεφάλαιο, γίνεται η εκτίμηση των δεδομένων, κυρίως από τις σεισμολογικές παρατηρήσεις, και μια προσπάθεια να χρησιμοποιηθούν στην πρόγνωση μελλοντικών εκρήξεων. Στη συνέχεια στο πέμπτο κεφάλαιο αναλύεται η γεωλογική δομή του ηφαιστείου Mauna Loa, ενώ στα τέσσερα τελευταία κεφάλαια παρατίθενται κάποιες πρόσφατες μελέτες-έρευνες που έγιναν στο Mauna Loa για τη σημερινή κατάστασή του, καθώς επίσης και ορισμένες εκτιμήσεις για τους μελλοντικούς κινδύνους που πηγάζουν από το ηφαίστειο και τις προσπάθειες που γίνονται για να προβλεφθούν οι μελλοντικές εκρήξεις του.

Τέλος, θέλω να ευχαριστήσω τον καθηγητή κ. Δημήτρη Παναγιωτόπουλο για τη συμβολή του σε αυτή την προσπάθεια, ο οποίος με τις επισημάνσεις του και τη γενικότερη καθοδήγησή του βοήθησε στην ολοκλήρωση αυτής της διπλωματικής εργασίας.

# Κεφάλαιο 1ο

---

## Εισαγωγή

### 1.1 Εισαγωγή

#### 1.1.1 Γιατί παρατηρούμε τα ηφαίστεια;

Τα ενεργά ηφαίστεια προσελκύουν επιστήμονες θεωρητικής και εφαρμοσμένης κατεύθυνσης, προσφέροντας στους πρώτους ένα ‘ερεθιστικό’ συχνά ομιχλώδες, «παράθυρο για το εσωτερικό της Γης» και στους τελευταίους μια ευκαιρία για να επιδιώξουν την δόξα μιας επιτυχής πρόβλεψης εκρήξεως. Τα ηφαίστεια παρέχουν στοιχεία για τις διαδικασίες που λαμβάνουν χώρα βαθιά κάτω από την επιφάνεια στον μανδύα ή στον κατώτερο φλοιό. Η συσχετιζόμενη σεισμικότητα με τα ηφαίστεια και η περιοδικότητα των εκρήξεων που μπορούν να παρέχουν πληροφορίες για τη φύση και το ρυθμό ανόδου του μάγματος από την περιοχή της πηγής, καθώς παρατηρούμε την αλλαγή στην σύνθεση του μάγματος και των ηφαιστειακών αερίων μπορούν να προσφέρουν μια θεώρηση στις διαδικασίες κλασματοποίησης που λαμβάνουν χώρα κατά την άνοδο του μάγματος και αποθήκευσης. Απλά, η ανάλυση του μανδύα ή των ξενόλιθων του κατώτερου φλοιού που βγαίνουν κατά την διάρκεια των εκρήξεων προσφέρει στοιχεία για την σύνθεση του μάγματος της περιοχής της πηγής και για τις διαδικασίες τήξης που λαμβάνουν χώρα σε αυτήν. Σε πιο ρηχά βάθη, η αλλαγή της μορφής της επιφάνειας του εδάφους προσφέρει πληροφορίες για τη συσσώρευση και τη μεταφορά του μάγματος μέσα στην ηφαιστειακή στήλη. Η φύση και η αλλαγή του σχήματος του υψηλής ποιότητας ηφαιστειακού «υδραυλικού συστήματος» κατανοείται με την παρατήρηση των διαφοροποιήσεων στα τοπικά βαρυτικά, μαγνητικά και ηλεκτρικά πεδία, των αλλαγών στις συνθέσεις των ηφαιστειακών αερίων και της δυναμικής και της τοποθεσίας των πηγών της θερμικής ακτινοβολίας.

Η προώθηση για να καταλάβουμε πως τα ηφαίστεια λειτουργούν δεν οδηγούνταν συνέχεια από επιστημονική περιέργεια. Από τότε που ξεκίνησε η συστηματική παρακολούθηση, με τα εγκαίνια το 1847 του Osservatorio Vesuviano στους πρόποδες του Βεζουβίου, μια πρωταρχική έννοια ήταν να βελτιωθεί περισσότερο η αντίληψη για το πώς και το γιατί τα ηφαίστεια εκρηγνύονται, έτσι ώστε να προβλεφθούν, να κατανοηθούν και να μετριάσθούν τα αποτελέσματά τους στις παρακείμενες κοινωνίες. Δεν είναι σύμπτωση ούτε ότι το πρώτο παρατηρητήριο ιδρύθηκε σε ένα ηφαίστειο σε μια πυκνοκατοικημένη περιοχή της Ιταλίας ούτε ότι τα επόμενα παρατηρητήρια που ιδρύθηκαν στο βουνό Asama (Ιαπωνία) και Kilauea (Χαβάη), λειτούργησαν μέσα στη δεκαετία των καταστροφικών εκρήξεων του Mount Pelée στο νησί της Μαρτινίκας (Καραβαϊκή), που στοίχισε 29.000 ζωές το 1902.

Όπως περιγράφηκε με την έκρηξη του Pinatubo το 1991 στις Φιλιπίνες (PVOT 1991), οι ηφαιστειακές εκρήξεις μπορούν να γίνουν δυσθεώρατες καταστροφικές, όχι μόνο με βάση τους τραυματισμούς, το κόστος σε ζωές και τη ζημία στις περιουσίες, αλλά και στην ικανότητά τους να καταστρέψουν τον κοινωνικό και οικονομικό ιστό μιας κοινωνίας για πολλά χρόνια μετά από την έκρηξη. Παρόλο αυτά, εξαιτίας της ακριβής πρόβλεψης μιας έκρηξης και της εφαρμογής μιας αποτελεσματικής πολιτικής εκκένωσης, λιγότερες από 500 ζωές χάθηκαν κατά τα γεγονότα των Φιλιπίνων, πάνω από 200.000 κάτοικοι μεταφέρθηκαν σε ασφαλείς τοποθεσίες. Πολλοί από αυτούς παραμένουν χωρίς μόνιμες κατοικίες, οι πόλεις και τα χωριά τους καταστράφηκαν από εκτεταμένες ηφαιστειακές “λασπορροές” (lahars) συσχετιζόμενες με την έκρηξη. Η παραγωγή της “λασπορροής” πιστεύεται ότι θα συνεχιστεί για τα επόμενα 10 χρόνια τουλάχιστον. Μια κληρονομιά των δυνατών εποχιακών βροχών που πέφτουν στις εκτεταμένες αποθέσεις στάχτης στους πρόποδες του Pinatubo, καταστρέφοντας την τοπική οικονομία για τον επόμενο αιώνα.

Η έκρηξη του Pinatubo, μια από τις μεγαλύτερες αυτού του αιώνα, αποτελεί την τελευταία από μια σειρά καταστροφικών ηφαιστειακών γεγονότων που στοίχισαν πάνω από 28.000 ζωές από το 1980 (Tilling 1989). Ακολουθώντας την έκρηξη του Mount St.Helens στην Washington State (ΗΠΑ) στις 18 Μαΐου της ίδιας χρονιάς (Lipman και Mullineaux 1981), η τάση συνεχίστηκε με τις φονικές εκρήξεις στο El Chichòn (Μεξικό) το 1982 (Luhr και Varekamp 1984), και Nevado del Ruiz (Κολομβία) το 1985 (Voight 1990, Hall 1992), και με τις απροσδόκητες διαχύσεις θανατηφόρων ηφαιστειακών αερίων CO<sub>2</sub> από τα νερά των λιμνών Nyos και Monoun στο Καμερούν το 1986 (Kling et al.1987, Baxter και Kapila 1989, Sigvaldason 1989). Κοιτώντας πίσω στο χρόνο, εκρηχθέντα ηφαίστεια στοίχισαν περίπου 80.000 ζωές από την αρχή του αιώνα και πάνω από 260.000 από το 1700 μ.Χ. (IAVCEI IDNDR Task Group 1990) (Πίνακας 1.1), υπολογίζοντας έναν μέσο ετήσιο ρυθμό θανάτων γύρω στις 1.000 ζωές. Στην περίοδο 1947-1981, ο μέσος όρος των θανάτων λόγω ηφαιστειακών εκρήξεων ήταν συνολικά 525, αυτός συγκρίνεται με τους 190 λόγω καταλισθήσεων, 856 λόγω tsunami και 2.652 κατά τη διάρκεια σεισμών (Thompson 1982). Μεταξύ 1980 και 1990, περίπου 620.000 κόσμος επηρεάστηκαν λόγω ηφαιστειακής δραστηριότητας που συγκρίνεται, για παράδειγμα, με πάνω από 28 εκατομμύρια λόγω σεισμών και 524 εκατομμυρίων λόγω πλημμυρών (UNESCO 1993) (Πίνακας 1.2).

**Πίνακας 1.1:** Ηφαιστειακές καταστροφές από το 1700 Μ.Χ. με παραπάνω από 1000 θανάτους (IAVCEI IDNDR Task Group, 1990).

| Ηφαίστειο       | Χώρα             | Χρονιά | Αριθμός θανάτων |
|-----------------|------------------|--------|-----------------|
| Awu             | Indonesia        | 1701   | 3000            |
| Oshima-Oshima   | Japan            | 1741   | 1475            |
| Cotopaxi        | Ecuador          | 1741   | 2000            |
| Makian          | Indonesia        | 1760   | 2000            |
| Papandayan      | Indonesia        | 1772   | 2957            |
| Laki            | Iceland          | 1783   | 9336            |
| Asama           | Japan            | 1783   | 1151            |
| Unzen           | Japan            | 1792   | 15188           |
| Mayon           | Philippines      | 1814   | 1200            |
| Tambora         | Indonesia        | 1815   | 92000           |
| Galunggung      | Indonesia        | 1822   | 4000            |
| Mayon           | Philippines      | 1825   | 1500            |
| Awu             | Indonesia        | 1856   | 3000            |
| Cotopaxi        | Ecuador          | 1877   | 1000            |
| Krakatau        | Indonesia        | 1883   | 36417           |
| Awu             | Indonesia        | 1892   | 1532            |
| Soufrière       | St Vincent       | 1902   | 1565            |
| Mt. Pelee       | Martinique       | 1902   | 29000           |
| Santa Maria     | Guatemala        | 1902   | 6000            |
| Ta al           | Philippines      | 1911   | 1332            |
| Kelut           | Indonesia        | 1919   | 5110            |
| Merapi          | Indonesia        | 1930   | 1300            |
| Lamington       | Papua New Guinea | 1951   | 2942            |
| Agung           | Indonesia        | 1963   | 1900            |
| El Chichòn      | Mexico           | 1982   | 1700            |
| Nevado del Ruiz | Colombia         | 1985   | 25000           |
| Nyos            | Cameroon         | 1986   | 1746            |

Με τον ίδιο τρόπο που η δημιουργία νέων παρατηρητηρίων αντιπροσώπευαν μια απάντηση στο Mont Pelée και στις άλλες ηφαιστειακές καταστροφές στις αρχές του εικοστού αιώνα, η αυξανόμενη κυβερνητική και δημόσια επαγρύπνηση, και τα σημαντικά επιτεύγματα στις τεχνικές-στρατηγικές για την παρατήρηση ηφαιστειών οδηγήθηκαν από τις πολυδιαφημιζόμενες εκρήξεις του 1980. Παρόλο αυτά, οι αρχές και οι κάτοικοι ηφαιστειακά ενεργών περιοχών παραμένουν συχνά απληροφόρητοι για τους κινδύνους που προέρχονται από τα ηφαίστεια. Την ίδια στιγμή, κάποια μορφή παρακολούθησης υπάρχει μόνο στα 150 από τα 550 ιστορικά ενεργά ηφαίστεια, ενώ επαρκής και πλήρης παρατήρηση έχει μόνο επιβεβαιωθεί σε περίπου 12 από αυτά, κυρίως στον αναπτυσσόμενο κόσμο. Ένα μεγάλο πρόβλημα που απαιτεί λύση είναι το γεγονός ότι τα περισσότερα φτωχά ή καθόλου παρατηρούμενα ηφαίστεια βρίσκονται σε αναπτυσσόμενες χώρες όπου ο πληθυσμός αυξάνεται ραγδαία. Ο ανταγωνισμός για πιο εύφορα καλλιεργήσιμα εδάφη οδήγησε στην αύξηση του πληθυσμού στις πλαγιές πιθανών καταστροφικών ηφαιστειών, ιδιαίτερα στη ΝΑ Ασία και στην Κεντρική και Νότια Αμερική. Το πρόβλημα εντείνεται από το έλλειμμα στις περισσότερες από αυτές χώρες κινήτρων και οργάνωσης για την εγκατάσταση και συντήρηση ακόμη στοιχειωδών προγραμμάτων παρακολούθησης, που παρόλο που είναι απλά, μπορούν να σώσουν χιλιάδες ή δεκάδες χιλιάδες ζωές. Όπου η φτώχεια, οι αρρώστιες και οι εμφύλιες διαμάχες είναι συνηθισμένα φαινόμενα, η παρακολούθηση ηφαιστειών είναι τελευταία στη λίστα των κυβερνητικών προτεραιοτήτων. Αυτό έχει ως αποτέλεσμα το έλλειμμα στην πολιτική βούληση για να αναπτύξει προγράμματα παρακολούθησης ηφαιστειών. Μια κατάσταση που προκύπτει από την περιορισμένη χρηματοδότηση και τις ανεπαρκείς επιστημονικές και τεχνικές ειδικότητες. Για να βελτιωθεί αυτή η κατάσταση, τα Ηνωμένα Έθνη (ΟΗΕ) και η Ευρωπαϊκή Ένωση έχουν και οι δυο αναπτύξει ερευνητικά προγράμματα με τα οποία πολυεθνικές ομάδες επιστημόνων θα εγκαταστήσουν προγράμματα παρακολούθησης σε μερικά από τα πιθανά καταστρεπτικά ηφαίστεια που μελετήθηκαν μέχρι τώρα πολύ λίγο.

Για να μειωθεί η επιζήμια επίδραση των ηφαιστειών στην κοινωνία στις ερχόμενες δεκάετιες, πρέπει η αυξανόμενη παρατήρηση των ηφαιστειών να συνοδεύεται με μια εκπαιδευτική εκστρατεία για την εκμάθηση των αρχών και του κοινού πως να αντιδρούν σε εκρήξεις ηφαιστειών. Τέτοιου είδους πολιτική προωθείται από την International Association of Volcanology and the Chemistry of the Earth's Interior (IAVCEI) και από την ομάδα εργασίας για τον ΟΗΕ: International Decade for Natural Disaster Reduction (IDNDR) στις εκθέσεις του 1990. Εφαρμογή μιας τέτοιας «επαγρύπνησης ηφαιστείου» είναι ζωτική για να αποφευχθεί μια δεύτερη καταστροφή τύπου Nevado del Ruiz. Κατά την έκρηξη του Νοεμβρίου 1985 η ανικανότητα των επιστημόνων να πείσουν τις Κολομβιανές αρχές για τη σοβαρότητα της απειλής οδήγησε πάνω από 22.000 άδικους θανάτους στην πόλη Armero και στα διπλάνα χωριά (Hall 1992). Πολλές, οι περισσότερες, ηφαιστειακές εκρήξεις δεν δημιουργούν απειλή για τους κατοίκους. Γι' αυτό ο πρωταρχικός στόχος όλων των προγραμμάτων παρακολούθησης πρέπει να είναι ο καθορισμός και η πρόβλεψη εκρήξεων που είναι επικίνδυνες. Αυτές δεν είναι αναγκαία οι μεγαλύτερες και δεν υπάρχει κανένας παραλληλισμός μεταξύ του μεγέθους μιας έκρηξης και του κινδύνου που δημιουργείται. Αυτό φαίνεται από το μεγάλο αριθμό θυμάτων σε σύγκριση με το μικρό μέγεθος της έκρηξης του Nevado del Ruiz.

Όπως επισημάνθηκε νωρίτερα, μόνο μια χούφτα από τα ενεργά και τα πιθανώς ενεργά ηφαίστεια παγκοσμίως παρατηρούνται επαρκώς. Αυτό το πρόβλημα απλά οφείλεται σε: πάρα πολλά ηφαίστεια, σπάνιοι οικονομικοί πόροι, και όχι αρκετούς κατάλληλα εκπαιδευμένους επιστήμονες και τεχνικούς. Ακόμη χειρότερα, από τη μεριά της μετρίωσης του ηφαιστειακού κινδύνου, τα περισσότερα επικίνδυνα, αλλά ανεπαρκώς παρατηρούμενα ή μη παρατηρούμενα, ηφαίστεια του κόσμου βρίσκονται σε πυκνοκατοικημένες αναπτυσσόμενες χώρες, κυρίως στην περιειρηνική περιοχή (Tilling 1989b). Οι υψηλοί ετήσιοι ρυθμοί αύξησης του πληθυσμού στις περισσότερες από αυτές τις χώρες προβλέπονται να συνεχιστούν και στον επόμενο αιώνα, με αποτέλεσμα να παροξύνεται ένα ήδη σοβαρό πρόβλημα της αύξησης των πληθυσμών που εκτίθενται στον ηφαιστειακό κίνδυνο (Tilling 1992).

Δίνοντας αυτή την απογοητευτική δημογραφική γενική άποψη, και με τον συνδυασμό της έλλειψης της δυνατότητας για παρατήρηση κάθε ηφαιστείου, είναι απαραίτητο να

καθορίσουμε από τα ηφαίστεια [που χρειάζονται] εντατική παρατήρηση εκείνα τα οποία εμφανίζονται ως τη μεγαλύτερη απειλή για τους πληθυσμούς. Έχουν γίνει μερικές προσπάθειες να συναθροιστούν αυτά τα υψηλού κινδύνου ηφαίστεια σε μια λίστα χρησιμοποιώντας την ιστορία εκρήξεων και την εγγύτητα του πληθυσμού ως κύρια κριτήρια (π.χ. Yokoyama et al.1984), αλλά μια οποιαδήποτε τέτοια λίστα πρέπει να χρησιμοποιείται με μεγάλη προσοχή επειδή η ιστορία των εκρήξεων για τα περισσότερα ηφαίστεια δεν μπορεί να ανακατασκευασθεί με βεβαιότητα λόγω της έλλειψης γεωλογικών γνώσεων. Βασικές μελέτες χαρτογράφησης και χρονολόγησης είναι ουσιώδεις για τον καθορισμό της παρελθούσης εκρηξιγενούς συμπεριφοράς, συμπεριλαμβάνοντας την επανάληψη των μεσοδιαστημάτων, και για την κατασκευή μακροχρόνιας εκτίμησης για πιθανή ανανέωση της δραστηριότητας. Σε αντίθεση, αυτές οι εκτιμήσεις της πιθανότητας έκρηξης πρέπει να λαμβάνονται υπόψη στην απόφαση για το ποιο από τα μακροχρόνια, αλλά υψηλού κινδύνου ηφαίστεια σε κατοικημένες περιοχές χρειάζεται άμεση προσοχή.

**Πίνακας 1.2:** Εκτιμώμενος αριθμός ανθρώπων (σε χιλιάδες) που επηρεάστηκαν από φυσικές καταστροφές από το 1980 μέχρι και το 1990 (UNESCO 1993).

| Disaster type | Numbers of people affected* ('000s) |
|---------------|-------------------------------------|
| Droughts      | 952223                              |
| Floods        | 524638                              |
| Windstorms    | 150336                              |
| Earthquakes   | 28410                               |
| Landslides    | 3154                                |
| Volcanoes     | 620                                 |
| Wildfires     | 612                                 |
| Tsunamis      | 1                                   |
| Total         | 1 660 044                           |

\* Figures exclude fatalities

Δεν πρέπει να ξεχνάμε, παρόλο αυτά, ότι τα απομακρυσμένα ηφαίστεια σε αραιοκατοικημένες ή ακόμη και ακατοίκητες περιοχές μπορούν επίσης να εμφανίζονται ως μια σημαντική απειλή για την ζωή και για τα περιουσιακά στοιχεία (Casadevall 1991,1993). Στις πρόσφατες δεκαετίες, αφού η εμπορική αεροπλοΐα έχει αυξηθεί ραγδαία, έτσι έχει αυξηθεί ο αριθμός των συναντήσεων των εν πτήση αεροπλάνων με τα "σύννεφα" ηφαιστειακής σποδού. Μέχρι σήμερα, ευτυχώς καμμία από αυτές τις συναντήσεις δεν είχαν ως αποτέλεσμα κανένα αεροπορικό ατύχημα, αλλά μερικές προκάλεσαν ουσιαστικές οικονομικές απώλειες. Για παράδειγμα, ηφαιστειακή σποδός προκάλεσε ζημιές σε ένα εμπορικό jetliner κατά την διάρκεια της έκρηξης του ηφαιστείου Redoubt (Αλάσκα) τον Δεκέμβριο του 1989 αξίας περίπου 80 εκατομμυρίων δολλαρίων Αμερικής. Οι συναντήσεις αεροπλάνων – ηφαιστειακής σποδού μπορεί πιθανόν να γίνουν πιο δαπανηρές με βάση το χρηματικό κόστος από τις περισσότερες ηφαιστειακές καταστροφές μέχρι σήμερα. Σύμφωνα με τις εκτιμήσεις βιομηχανιών, μια θανατηφόρα πτώση ενός γεμάτου jumbo jet 747-700 με 300 επιβάτες μπορεί να στοιχίσει περίπου 500 εκατομύρια δολλάρια Αμερικής, συμπεριλαμβάνοντας τη οικονομική αποκατάσταση των μηνύσεων μετά του ατυχήματος (T.J.Casadevall 1992, προσωπική επικοινωνία).

Τον μελλοντικό ρόλο που θα μπορούσε να παίζει η παρατήρηση στην πρόγνωση ηφαιστειακών γεγονότων εξαρτάται επίσης από τα ποιά επιπρόσθετα ηφαίστεια θα πρέπει να είναι οι στόχοι για αυξημένη παρατήρηση στην δεκαετία του 1990 και πιο πέρα. Πρέπει να αποφύγουμε θανατηφόρες εκπλήξεις σε κατοικημένες περιοχές όπως η έκρηξη του El Chichón το 1982, για την οποία η πρόγνωση οποιασδήποτε ποιότητας ήταν αδύνατη να γίνει λόγω της ολικής έλλειψης παρατήρησης πριν από την έκρηξη. Πόσα άλλα El Chichón ή Mount Pinatubo περιμένουν να εκρηχθούν; Δυστυχώς, με τις παρούσες διαθέσιμες πληροφορίες, δεν έχουμε ιδέα. Πρέπει επίσης να αναγνωρίσουμε και να παρατηρήσουμε τα

απομακρυσμένα ηφαίστεια που αποτελούν την μεγαλύτερη απειλή για την δημόσια αεροπλοΐα.

Είναι δυνατή η παρατήρηση, σε σχετικά λογικό κόστος, των υψηλού κινδύνου ηφαιστειών με σημερινή τεχνολογία χρησιμοποιώντας έναν συνδυασμό από παρακολούθησεις βασισμένες σε δορυφορικά και εδαφικά συστήματα. Το κύριο εμπόδιο σε ένα αποτελεσματικό παγκόσμιο πρόγραμμα ηφαιστειακής παρατήρησης φαίνεται ότι είναι η έλλειψη πολιτικής βούλησης σε εθνικά και διεθνή επίπεδα. Ειδικότερα όσον αφορά την ηφαιστειακή απειλή για την ασφάλεια της αεροπλοΐας, ένα άλλο εμπόδιο είναι η απουσία ενός καλά συγχρονισμένου διεθνούς συστήματος για την διάδοση – με ακρίβεια και ταχύτητα – των πληροφοριών της έκρηξης και των προειδοποιήσεων προς τους πιλότους, τις αρχές δημόσιας αεροπλοΐας και τους υπεύθυνους των αερογραμμών.

### 1.1.2 Χαρακτηριστικές ιστορικές αναφορές

Από τα μέσα της δεκαετίας του 1970, ένας αριθμός εκρήξεων έχει προκαλέσει θάνατο και καταστροφή, ουσιαστικές οικονομικές απώλειες, ή με οποιονδήποτε άλλο τρόπο έχει επηρεάσει την καθημερινή ζωή εκατομμυρίων ανθρώπων. Στην δεκαετία του 1980, στην οποία γίναμε μάρτυρες των χειρότερων ηφαιστειακών καταστροφών που καταγράφηκαν ποτέ στην ιστορία των ΗΠΑ, Μεξικού και Κολομβίας, καταγράφηκαν οι περισσότεροι συσχετιζόμενοι με ηφαιστειακές εκρήξεις θάνατοι σε οποιαδήποτε άλλη περίοδο 10 ετών από το 1902 (Tilling 1989b). Μπορεί να μας εισαγάγει η ογκώδης, καταστρεπτική έκρηξη του Mount Pinatubo τον Ιούνιο του 1991 σε μια άλλη δεκαετία το ίδιο θανάσιμη με την δεκαετία του 1980 πάντα με βάση τον ηφαιστειακό κίνδυνο; Οι μελέτες περιπτώσεων που επιλέχθηκαν για ανασκόπηση, οι οποίες περιέχουν δύο παραδείγματα, ένα από βιομηχανοποιημένη και ένα από αναπτυσσόμενη χώρα, καλύπτουν ένα ευρύ φάσμα με βάση το μέγεθος της έκρηξης, την επίδραση του ηφαιστειακού κινδύνου και τον ρόλο που έπαιξε – ή δεν έπαιξε – η παρατήρηση στα προγνωστικά των εκρήξεων.

#### 1.1.2.1 Soufrière, Γουαδελούπη (Lesser Antilles), Γαλλία 1976-77

Στις 8 Ιουλίου 1976, το Soufrière άρχισε να εκρηγνύεται μετά περίπου από έναν χρόνο πρόδρομης σεισμικότητας, και ηφαιστειακή σποδός έπεσε στην παραλιακή πόλη Basse-Terre, την πρωτεύουσα της Γουαδελούπης, και στις τριγύρω περιοχές κοντά στο ηφαίστειο. Η εκρηξιγενής και η σεισμική δραστηριότητα εντατικοποιήθηκε κατά την διάρκεια των επόμενων εβδομάδων, κυρίως στα τέλη Αυγούστου, όταν η εκπομπή της ηφαιστειακής σποδού και του ατμού ήταν η πιο ενεργητική και πρακτικά συνεχής και ο αριθμός των ημερήσιων σεισμών ξεπερνούσε τους 400 σε ορισμένες ημέρες (Feuillard et al.1983). Μετέπειτα η δραστηριότητα βαθμιαία κόπασε και σταμάτησε στις αρχές του 1977.

Τον Αύγουστο του 1976 κατά την διάρκεια της μέγιστης δραστηριότητας, ορισμένοι επιστήμονες ανέφεραν ότι βρήκαν ένα σημαντικό ποσό νεαρής ηφαιστειακής υάλου [(juvenile)= αυτό που σχηματίζεται στο εσωτερικό της Γης και δεν έχει ανέλθει ποτέ στην επιφάνειά της] μέσα στα ηφαιστειακά υλικά το οποίο δεν είχε αναγνωρισθεί στα πρώτα εκρηχθέντα υλικά. Αυτή η ανακάλυψη υπαινισσόταν ότι νέο μάγμα είχε ανέλθει μέσα στο ηφαιστειακό οικοδόμημα, αυξάνοντας την υπόνοια ότι μια περισσότερο βίαιη, μαγματική φάση θα επακολουθούσε. Οι κυβερνητικές υπηρεσίες διέταξαν την άμεση εκκένωση περίπου 72.000 ανθρώπων, οι οποίοι παρέμειναν με την βία για σχεδόν 4 μήνες και προκαλούσαν σοβαρά πολιτικά και κοινωνικοοικονομικά προβλήματα. Παρόλο αυτά, η προσδοκούμενη κλιμάκωση της εκρηξιγενής δραστηριότητας δεν υλοποιήθηκε ποτέ, η υποτιθέμενη εμφάνιση της νεαρής υάλου μαθεύτηκε μετέπειτα ότι ήταν λανθασμένη (Feuillard et al.1983). Τελικά, η έκρηξη του Soufrière κατά το 1976-77 αποδείχτηκε ότι ήταν σχετικά μικρή (περίπου  $10^{-3}$  km<sup>3</sup> στερεά ηφαιστειακά υλικά) και εξ ολοκλήρου φρεατικής προέλευσης, αλλά δημιουργήθηκε μια ηφαιστειακή κρίση τεραστίων διαστάσεων, η οποία οξύνθηκε από αυτό που ο Fiske (1984) ονόμασε κατ' ευφημίαν ως "σχέσεις ανταγωνισμού" μεταξύ επιστημόνων (που αντιπροσώπευαν δυο αντίθετες παρατάξεις), κρατικών φορέων και δημοσιογράφων (βλέπε Fiske 1984, για έναν αποκαλυπτικό και εντυπωσιακό απολογισμό).

Μπορούσε η συστηματική παρατήρηση να έπαιξε έναν πιο ωφέλιμο ρόλο στην αντίδραση της κρίσης; Το Soufrière παρατηρούταν από ένα μέτριο, ημι-μόνιμο σεισμολογικό

δίκτυο από τις αρχές της δεκαετίας του 1960. Η αύξηση της ηφαιστειακής δραστηριότητας, ενώ είχε καταγραφεί όπως έπρεπε, δεν ήταν πλήρης για να γίνει η βάση για την πρόγνωση ανανεώσιμης έκρηξης του ηφαιστείου, το οποίο ήταν ανενεργό από το 1956. Πραγματικά, λόγω της έλλειψης οποιωνδήποτε αναγνωρίσιμων πρόδρομων προτύπων, δινόταν η αίσθηση τον Απρίλιο του 1976 ότι δεν υπήρχε «.....σημαντικός κίνδυνος από έκρηξη του ηφαιστείου, αλλά αυτό είναι αδύνατο για να γίνει μια μακράς διάρκειας (αρκετούς μήνες ή χρόνια) πρόγνωση.....» (SEAN 1976, p.4). Με την έναρξη της φρεατικής δραστηριότητας τον Ιούλιο του 1976, η παρατήρηση επεκτάθηκε σημαντικά και συμπεριέλαβε ηλεκτρονικά κλισιόμετρα, μαγνητόμετρα καταγραφής, μετρήσεις ακρίβειας της διαφοράς επιπέδων και ανάλυση των ηφαιστειακών υγρών. Δυστυχώς, οι περισσότερες από αυτές τις τεχνικές παρατήρησης δεν αναπτύχθηκαν μέχρι και τα τέλη Ιουλίου ή τον Αύγουστο, ένα χρόνο ή και περισσότερο μετά από το ξεκίνημα της ηφαιστειακής έξαρσης. Αν και στοιχειώδεις, αυτές οι μελέτες παρατήρησης παρακωλύθηκαν από την έλλειψη κρίσιμων βασικών δεδομένων παρατήρησης για την σύγκριση με τα αποτελέσματα που επιτεύχθηκαν μετά από την αρχή της έκρηξης, έτσι τα δεδομένα παρατήρησης δεν μπορούσαν να χρησιμοποιηθούν για να εκτιμηθεί η πιθανότητα ότι η φρεατική δραστηριότητα εξελίσσονταν σε μαγματική δραστηριότητα, που προτάθηκε από την (λανθασμένη) αναγνώριση του φρέσκου ηφαιστειακού υλικού μέσα στα ηφαιστειακά αναβλήματα.

Η μελέτη της περίπτωσης του Soufrière είναι διδακτική επειδή είναι ένα από τα καλύτερα παραδείγματα για ναδειχθεί ότι, χωρίς πλήρη βασικά δεδομένα πριν από την κρίση – που αποκτήθηκαν με ενόργανες και (ή) πιο απλές μεθόδους, εντατικές υψηλού επιπέδου μελέτες κατά την διάρκεια της κρίσης μπορεί να είναι αναποτελεσματικές για αξιόπιστη πρόγνωση. Αν υπήρχαν περισσότερες διαθέσιμες μετρήσεις βασικής παρατήρησης, τότε ίσως θα ήταν πιθανό να είχε προβλεφθεί καλύτερα η πορεία της έκρηξης στα μέσα Αυγούστου του 1976 και, σε αντίθεση, να είχε εκτιμηθεί αντικειμενικά η ανάγκη για την εκκένωση 72.000 ανθρώπων για 4 μήνες. Ποτέ δε θα μάθουμε, αλλά φαίνεται ξεκάθαρα ότι η ηφαιστειακή παρατήρηση που διεξήχθηκε ήταν “πολύ λίγη, πολύ αργά” ώστε να γίνει η βάση για την πρόγνωση ηφαιστειακών γεγονότων. Μετά από τα οδυνηρά μαθήματα που διδάχθηκε στο Soufrière, η Γαλλική κυβέρνηση αναδιοργάνωσε και μοντερνοποίησε τα ηφαιστειακά παρατηρητήριά της στην Γουαδελούπη και στη Μαρτινίκα, καθώς επίσης εγκατέστησε ένα νέο παρατηρητήριο στο Piton de la Fournaise (Réunion Island).

#### 1.1.2.2 Mount St.Helens, Washington, ΗΠΑ 1980-90

Ακολουθώντας μια εβδομάδα έντονης πρόδρομης σεισμικότητας, το Mount St.Helens ξαναξύπνησε από τον 123-χρονο ύπνο του και οι φρεατικές εκρήξεις ξεκίνησαν στις 27 Μαρτίου 1980 (Lipman και Mullineaux 1981). Κατά την διάρκεια της επακόλουθης διαλείπουσας (περιοδικής) φρεατικής δραστηριότητας της 17<sup>ης</sup> Μαΐου, η σεισμολογική και γεωδαιτική παρατήρηση εντατικοποιήθηκε πάρα πολύ και επιβεβαιώθηκε με οπτικές και φωτομετρικές παρακολουθήσεις ότι η βόρεια πλαγιά του ηφαιστείου παραμορφωνόταν σε ανησυχητικό υψηλό ρυθμό (κατά μέσο όρο περίπου 1,5 m/day οριζόντιας μετατόπισης) λόγω της διείδυσης μάγματος μέσα στο ηφαιστειακό οικοδόμημα (Endo et al.1981, Lipman et al.1981). Ενεργοποιημένη από ένα σεισμό μεγέθους 5,1 το πρωί της 18<sup>ης</sup> Μαΐου, η κλιμακωτή έκρηξη συνέβη, προκαλώντας τον θάνατο 57 ανθρώπων και μια οικονομική απώλεια περισσότερη από 1 δισεκατομύριο δολάρια Αμερικής (Tilling et al.1990) – η χειρότερη ηφαιστειακή καταστροφή στην ιστορία των ΗΠΑ. Οι διεργασίες και οι επιπτώσεις της έκρηξης της 18<sup>ης</sup> Μαΐου έχουν αναλυθεί και περιγραφεί με μεγάλη λεπτομέρεια από τους Lipman και Mullineaux (1981) και σε πολλές εκατοντάδες μεταγενέστερες επιστημονικές μελέτες. Η μετά του Μαΐου του 1980 δραστηριότητα ενέπλεκε κατά κύριο λόγο την τοποθέτηση και την αύξηση ενός σύνθετου δομού (Swanson et al.1987, Chadwick et al.1988). Εκτός από μερικές πολύ μικρές φρεατικές εκρήξεις τον Δεκέμβριο του 1989, τον Ιανουάριο και Απρίλιο του 1990 και τον χειμώνα του 1990-91, ο δομός του Mount St.Helens είναι ανενεργός από τον Οκτώβριο του 1986 (Swanson 1990).

Πριν από το 1980, η παρατήρηση του Mount St.Helens ήταν ελάχιστη, αποτελούμενη μόνο από ένα και μόνο σεισμόμετρο στην πλαγιά του και από μερικά εργαλεία βασικής ηλεκτρονικής μέτρησης της απόστασης (EDM). Οι επανηλειμμένες προσπάθειες για την επίτευξη αυξημένης χρηματοδότησης από το USGS για επιπρόσθετη παρατήρηση απέτυχαν,

παρά το γεγονός ότι το Mount St.Helens είχε αναγνωριστεί ότι είναι το πιο ενεργό και εκρηκτικό από τα Cascades ηφαίστεια. Επιπρόσθετα, σε μια από τις λίγες αυθεντικές, επιτυχημένες μακράς διάρκειας προβλέψεις έκρηξης που έγιναν ποτέ στη σύντομη ιστορία της ηφαιστειολογίας, οι επιστήμονες του USGS, με βάση λεπτομερείς μελέτες χαρτογράφησης και χρονολόγησης, συμπέραναν το 1975 ότι το Mount St.Helens θα είναι το πιο πιθανό ηφαίστειο στην ηπειρωτική χώρα των ΗΠΑ για να ξαναενεργοποιηθεί και να εκρηχθεί, "πιθανότατα πριν από το τέλος αυτού του αιώνα" (Crandell et al. 1975, p.441). Όμως, ενώ το USGS αρνιόταν ακόμα να επεκτείνει την παρατήρηση στο Mount St.Helens, το ηφαίστειο εκρήχθηκε μετά από 5 χρόνια.

Δεδομένα από το μοναδικό σεισμόμετρο στην πλαγιά του Mount St.Helens που λειτουργούσε πριν από το 1980, μαζί με εκείνα από το τοπικό σεισμολογικό δίκτυο της Washington State, ειδοποίησαν τους επιστήμονες για την πιθανή επανενεργοποίηση του Mount St.Helens. Παρόλο αυτά, η πριν από το 1980 παρατήρηση ήταν ανεπαρκής για την πραγματοποίηση οποιασδήποτε βραχείας διάρκειας πρόγνωσης ή πρόβλεψης από την αρχή της εκρηξιγενούς δραστηριότητας στο Mount St.Helens στις 27 Μαρτίου 1980. Παρά την εντατική παρατήρηση που διεξήχθη κατά την διάρκεια των 2 μηνών περίπου της φρεατικής δραστηριότητας (27 Μαρτίου με 17 Μαΐου), ήταν επίσης αδύνατο να γίνει μια ακριβής βραχείας διάρκειας πρόγνωση του παροξυσμικού γεγονότος της 18<sup>ης</sup> Μαΐου, ακόμη και όταν οι μετρήσεις της εδαφικής παραμόρφωσης υποδείκνυαν ξεκάθαρα ότι η βόρεια πλαγιά του ηφαιστείου γινόταν επικίνδυνα ασταθής. Μερικοί επιστήμονες (D.A.Swanson 1989, προσωπική επικοινωνία) πιστεύουν ότι ο ρυθμός παραμόρφωσης θα έδινε πιθανότατα μια διαγνωστική κάμψη [στην γραφική παράσταση], αν η διαδικασία παραμόρφωσης λόγω της διείσδυσης του μάγματος δεν είχε διαταραχθεί ("βραχυκυκλωθεί") από τον σεισμό μεγέθους 5,1 ο οποίος ενεργοποίησε την κλιμακωτή έκρηξη. Ενώ τα δεδομένα παρατήρησης δεν επέτρεπαν να γίνει πρόγνωση, σύμφωνα με τον αυστηρό ορισμό που δόθηκε νωρίτερα, αυτά ειδοποίησαν ξεκάθαρα τους επιστήμονες για την πιθανότητα μιας μεγάλης κατάπτωσης και κατολίσθησης ενεργοποιώντας έτσι μια μεγάλη μαγματική έκρηξη. Τέτοιου είδους σενάριο ηφαιστειακών κινδύνων συζητήθηκε σε κλειστές συναντήσεις της ομάδας παρατήρησης και εξηγήθηκε στις αρχές διαχείρισης εκτάκτων καταστάσεων πριν από τις 1 Μαΐου, αλλά δεν βγήκε ποτέ στην δημοσιότητα (Miller et al. 1981, Decker 1986).

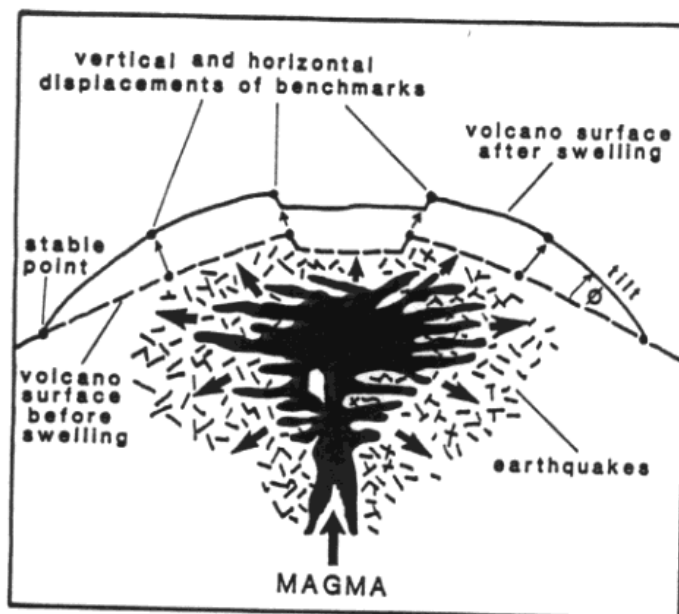
Η εντατική παρατήρηση στο Mount St.Helens παρήγαγε μια αξιοσημείωτη αξιόπιστη ικανότητα να προβλέπονται εκρήξεις ηφαιστειογενούς δόμου. Από το 1980, όλα τα εκρηξιγενή επεισόδια αύξησης δόμου (με εξαίρεση ένα πολύ μικρό γεγονός το 1984) έχουν προβλεφθεί με επιτυχία αρκετές μέρες έως και τρεις εβδομάδες πιο πριν (Tilling et al. 1990). Παρόλο που οι επιτυχημένες προβλέψεις των γεγονότων ηφαιστειογενούς δόμου στο Mount St.Helens σημειώνουν μια από τις σημαντικότερες εξελίξεις στην μοντέρνα ηφαιστειολογία, πρέπει να σημειωθεί ότι αυτές οι προβλέψεις εφαρμόζονται μόνο στην αρχή της δραστηριότητας. Η εμπειρία του Mount St.Helens επίσης βελτίωσε την ικανότητα αναγνώρισης προτύπου για τα πρόδρομα [γεγονότα] που συσχετίζονται με μια πολύπλοκη, ταχεία εξελισσόμενη έκρηξη η οποία περιλαμβάνει διείσδυση κρυφοδόμου, πλευρική έκρηξη και κατολίσθηση κορημάτων.

Ενώ η επακριβής πρόβλεψη μεγάλων εκρηξιγενών γεγονότων και της διάρκειας ή του μεγέθους μιας έκρηξης προβληματίζει ακόμα τους ηφαιστειολόγους, η μελέτη της περίπτωσης του Mount St.Helens επιβεβαιώνει τον ζωτικό ρόλο που μπορεί να παίζει η παρατήρηση στην βραχείας διάρκειας πρόγνωση έκρηξης. Επιπλέον, οι μελέτες στο Mount St.Helens απεικονίζουν επίσης την σπουδαιότητα των βασικών γεωλογικών ερευνών για τις μακράς διάρκειας προγνώσεις, οι οποίες με την σειρά τους βοηθούν στην αναγνώριση πιθανών επικινδύνων ηφαιστειών που ιδανικά πρέπει να είναι σε προτεραιότητα για μελέτες παρατήρησης, αν οι πόροι είναι περιορισμένοι.

## 1.2 Δείκτες της ηφαιστειακής έξαρσης

Η ηφαιστειακή έξαρση αντανakλά, άμεσα ή έμμεσα, τις μεταβολές στην φυσική ή χημική κατάσταση του συστήματος μάγμα-νερό-αέριο-πέτρωμα που συνθέτει και υπόκειται από το

ηφαίστειο (Σχήμα 1.1). Μερικές μεταβολές μπορεί να αναγνωριστούν από το ντόπιο πληθυσμό, ενώ άλλες μπορούν μόνο να εντοπιστούν με την χρήση επιστημονικών οργάνων. Πρέπει να δοθεί έμφαση ότι σημάδια ηφαιστειακής έξαρσης δεν καταλήγουν πάντοτε σε εκρήξεις, αλλά αυτά πρέπει πάντα να τα αντιμετωπίζουμε ως πιθανούς πρόδρομους εκρήξεων και πρέπει να παρατηρούνται σύμφωνα μ' αυτά.



**Σχήμα 1.1:** Σχηματική απεικόνιση μερικών πρόδρομων δεικτών που μπορούν να μετρηθούν με την σεισμολογική παρατήρηση και με την παρατήρηση της εδαφικής παραμόρφωσης (βλέπε κείμενο) (Tilling et al.1987).

### 1.2.1 Εμπειρική παρατήρηση των δεικτών έξαρσης

Μερικά σημάδια ηφαιστειακής έξαρσης, αν είναι δυνατά, μπορούν να εντοπιστούν από τους ανθρώπους που ζουν πάνω ή κοντά στο ηφαίστειο. Η διατήρηση μιας προσεκτικής καταγραφής τέτοιων μεταβολών που είναι αντιληπτές από τις ανθρώπινες αισθήσεις (όραση, ακοή, όσφρηση, αφή, κ.ά.) μπορεί να ονομαστεί εμπειρική παρατήρηση. Περιστασιακά, ασυνήθιστη συμπεριφορά ζώων έχει αναφερθεί να συνδέεται με ορισμένες εκρήξεις. Τέτοια ανώμαλη συμπεριφορά γενικά αποδίδεται στα ζώα που ανταποκρίνονται σε εδαφικές κινήσεις, ήχους, ή σε οσμές που δεν γίνονται αισθητές από τους ανθρώπους.

Μεταβολές αντιληπτές από το ανθρώπινο αισθητήριο σύστημα συμπεριλαμβάνουν:

- Την εμφάνιση υπόγειων θορύβων, αισθητών σεισμών και άλλων σεισμικών δονήσεων.
- Ορατά σημάδια από παραμόρφωση, όπως είναι ο σχηματισμός ή η διεύρυνση εδαφικών ρωγμών, πτύχωση ή επώθηση του χωμάτινου εδάφους και άλλων επιφανειακών αποθέσεων, και αυξημένη εμφάνιση βροχοπτώσεων και κατολισθήσεων, μεγάλης κλίμακας "φούσκωμα" της κορυφής του ηφαιστείου ή των πλαγιών του.
- Αυξήσεις και μειώσεις στον ρυθμό της ποσότητας, θόρυβο, χρώμα, ή οσμή των εκπομπών από αγωγούς ατμίδων, φουμαρόλων, και από πηγές.
- Μεταβολές στην επιφλοΐωση ορυκτών και στις αποθέσεις τους γύρω από τις φουμαρόλες και τις πηγές.
- Μεταβολές στο χρώμα, στη θερμοκρασία, ή στο ιζηματογενές περιεχόμενο των ποταμιών, ρυακιών, και λιμνών. Ασυνήθιστες διακυμάνσεις στο επίπεδο του νερού των φρεάτων.
- Ασυνήθιστη αποχρωμάτωση ή ακόμα και καταστροφή (ξήρανση) της βλάστησης.

Αυτά τα σημάδια ηφαιστειακής έξαρσης που είναι αντιληπτά από τις αισθήσεις του ανθρώπου παρέχουν κυρίως μόνο ποιοτικούς δείκτες. Παρόλο αυτά, εμπειρική παρατήρηση που διεξάγεται τακτικά και με επιμέλεια μπορεί να χορηγήσει σημαντικές πληροφορίες χρήσιμες στον σχεδιασμό και στην ανάπτυξη δικτύων ενόργανης παρατήρησης. Επιπρόσθετα, τα δεδομένα από την εμπειρική παρατήρηση μπορούν να συμπληρώσουν και να επεκτείνουν τα δεδομένα της ενόργανης παρατήρησης.

### 1.2.2 Ενόργανη παρατήρηση των δεικτών έξαρσης

Οι περισσότεροι από τους δείκτες της ηφαιστειακής έξαρσης, τουλάχιστον αρχικώς, είναι πολύ ανεπαίσθητοι για να γίνουν αισθητοί από τους ανθρώπους και μπορούν μόνο να εντοπιστούν από την ενόργανη παρατήρηση που διαθέτει ευαίσθητα επιστημονικά όργανα και τεχνικές ακριβής μέτρησης. Αυτοί οι ανεπαίσθητοι δείκτες μπορεί να έχουν ξεκινήσει να εμφανίζονται εβδομάδες, μήνες, ή ακόμη και χρόνια πριν από την αρχή των μεγαλύτερης κλίμακας μεταβολών που εντοπίζονται από την εμπειρική παρατήρηση. Οι συνηθισμένοι πρόδρομοι δείκτες που εντοπίζονται εύκολα και μετριούνται εύκολα από την ενόργανη παρατήρηση περιγράφονται με συντομία παρακάτω.

Ηφαιστειακή σεισμικότητα: Εδαφικές δονήσεις προξενούνται από τη θραύση στερεών πετρωμάτων που είναι παρακείμενα σε μετακινούμενο ή αποθηκευμένο μάγμα (Σχήμα 1.1). Αυτές οι δονήσεις, ή σεισμικά κύματα, μπορεί να δημιουργούνται επίσης από την ίδια μετακίνηση του μάγματος μόνο, από την μετακίνηση ή την απελευθέρωση των ηφαιστειακών αερίων, ή από τις μεταβολές στην πίεση που συσχετίζονται με την θερμότητα των πετρωμάτων του τοιχώματος, του νερού, ή του αερίου στο ηφαιστειακό σύστημα. Η συντριπτική πλειοψηφία τέτοιων σεισμικών σημάτων είναι χαμηλής ενέργειας και μπορούν μόνο να εντοπιστούν από σεισμόμετρα και να καταγραφούν με σειсмоγράφους σε ηλεκτρονικούς υπολογιστές. Ορισμένα υψηλότερης ενέργειας γεγονότα ή διαδικασίες μπορούν να καταλήξουν σε σεισμούς και σε άλλες εδαφικές κινήσεις αρκετά δυνατές ώστε να είναι αισθητές από τους ανθρώπους. Στην μελέτη της ηφαιστειακής έξαρσης, είναι σημαντικό να είναι γνωστές οι θέσεις και τα μεγέθη όλων των σεισμών, είτε αισθητών είτε όχι, και αυτά μπορούν μόνο να καθοριστούν με ενόργανες μεθόδους.

Διαστρέβλωση της ηφαιστειακής μορφής: Μεταβολές στην μορφή του ηφαιστείου – που ονομάζεται εδαφική παραμόρφωση – συσχετίζονται συνήθως με την ηφαιστειακή δραστηριότητα. Αυτές οι μεταβολές γενικά αντανakλούν τις προσαρμογές της ηφαιστειακής επιφάνειας σε αντίδραση (απόκριση) στην υποεπιφανειακή μετακίνηση του μάγματος μέσα ή έξω από το ηφαιστειακό οικοδόμημα (Σχήμα 1.1).

Η παραμόρφωση μπορεί επίσης να σχετίζεται με τις διαφοροποιήσεις στην πίεση και/ή στην ροή των υγρών του γεωθερμικού συστήματος του ηφαιστείου (βλέπε παρακάτω). Όποια και να είναι η / οι αιτία-ίες τους, οι εδαφικές μετακινήσεις που συσχετίζονται με την ηφαιστειακή παραμόρφωση εντοπίζονται από ακριβείς τεχνικές έρευνας, χρησιμοποιώντας όργανα τόσο απλά όσο η ακριβής επιτεδοποίηση ή “υψηλής τεχνολογίας” όσο εκείνα που χρησιμοποιούνται στην δορυφορική γεωδαισία (π.χ. GPS).

“Μη σεισμικά” γεωφυσικά αποτελέσματα: Μεταβολές στην θερμοκρασία ή στην ισορροπία των μαζών του νερού, αερίου, στερεού πετρώματος, και μαγματικών συστατικών που συνθέτουν το ηφαιστειακό σύστημα μπορεί να έχουν ως αποτέλεσμα αποκλίσεις στα τοπικά βαρυτικά, γεωμαγνητικά και γεωηλεκτρικά πεδία. Τέτοια μη σεισμικά γεωφυσικά αποτελέσματα μπορούν να προσδιοριστούν ποσοτικά με τεχνικές μέτρησης (π.χ., βαρυτομετρία, γεωμαγνητικές μέθοδοι, επαγόμενη πόλωση IP, αυτεπαγωγή SP) που έχουν υιοθετηθεί από εκείνες που χρησιμοποιούνται στην γεωφυσική έρευνα για την ανακάλυψη αποθεμάτων νερού, ορυκτών, και ενέργειας.

Γεωχημικές μεταβολές στο γεωθερμικό σύστημα του ηφαιστείου: Όλα τα ηφαιστειακά συστήματα συμπεριλαμβάνουν μια ζώνη από θερμά νερά και υγρά – που ονομάζεται το γεωθερμικό σύστημα – που περιβάλλει το ρευστό ή στερεοποιημένο, αλλά ακόμη ζεστό, μάγμα. Εισροή νεού μάγματος, ή μετακίνηση του υπάρχοντος μάγματος μέσα στο ηφαιστειακό οικοδόμημα, μπορεί να καταλήξει στην απελευθέρωση διακριτών αερίων στην ατμόσφαιρα ή των υγρών στο γεωθερμικό σύστημα. Επιπρόσθετα, διαταραχή του θερμικού

συστήματος και των προτύπων της υδροθερμικής κυκλοφορίας μπορεί να προκαλέσει την αλληλεπίδραση του γεωθερμικού συστήματος σε μερική έκταση τόσο με το φιλοξενόν πέτρωμα όσο και με το τοπικό σύστημα του υπογείου νερού. Τέτοια αποτελέσματα τελικά εμφανίζονται ως ορατές και / ή μετρήσιμες με όργανα γεωχημικές μεταβολές στην ηφαιστειακή επιφάνεια, όπως εκφράζονται με διαφοροποιήσεις στην θερμοκρασία, σύσταση, και ρυθμό εκπομπής των αερίων και υγρών που αποδεσμεύονται από επιφανειακούς αγωγούς, φουμαρόλες, και πηγές νερού.

### 1.3 Μοντέρνα ηφαιστειακή παρατήρηση

Πριν από την εμφάνιση της ηφαιστειολογίας ως μια μοντέρνα επιστήμη στις αρχές του 20<sup>ου</sup> αιώνα, οι παρατηρήσεις από ανθρώπους που ζούσαν κοντά στα ηφαίστεια ήταν τα μόνα μέσα για τον εντοπισμό πιθανών πρόδρομων έκρηξης. Σε καταστάσεις όπου περιοχές εκθέτονταν συχνά σε καταστροφικές εκρήξεις κατά την διάρκεια της ζωής ενός ανθρώπου, ή αν τα πρόδρομα φαινόμενα ήταν αρκετά τρομακτικά, ώστε οι άνθρωποι πολλές φορές έσωζαν τους εαυτούς τους με την αυθόρμητη φυγή τους από το ηφαίστειο (‘‘εκκένωση από μόνοι τους’’). Παρόλο αυτά, όταν οι εκρήξεις είναι σπάνιες, όταν η σπουδαιότητα των πρόδρομων φαινομένων δεν γινόταν αντιληπτή από τους κατοίκους, ή όταν η πρόδρομη περίοδος γινόταν επιμηκυσμένη (εκτεταμένη), οι αποτυχίες στην μετρίαση του κινδύνου είναι συνηθισμένες με την απουσία της μοντέρνας ηφαιστειακής παρατήρησης. Παρόλο αυτά όμως, προσεκτικές παρατηρήσεις, που γίνονται σε τακτική βάση από προσωπικό το οποίο έχει μια γενική αντίληψη για τα ηφαιστειακά φαινόμενα, παρέχουν μια χρήσιμη, χαμηλού κόστους, και μερικές φορές την μοναδική διαθέσιμη, πηγή πληροφοριών για ορισμένα ηφαίστεια. Στην πραγματικότητα, η πιο διαδεδομένη ευρέως τεχνική παρατήρησης για την μετρίαση του ηφαιστειακού κινδύνου παραμένει η παρουσία επιτόπου εκπαιδευμένων, αξιόπιστων, αφοσιωμένων παρατηρητών. Παρόλο αυτά, επειδή η ενόργανη παρατήρηση έχει την ικανότητα να αναγνωρίζει πρόδρομη δραστηριότητα πιο πριν από το όριο του ανθρώπινου εντοπισμού, αυτή επιτρέπει το νωρίτερο πιθανό εντοπισμό απόκλισης από την ‘‘φυσιολογική’’ ή κανονική ηφαιστειακή συμπεριφορά. Έτσι, για αυτόν τον κάθε άλλο σημαντικό λόγο, επιπρόσθετα στην ικανότητά της να συλλέγει με ταχύ ρυθμό ποσοτικά δεδομένα, η ενόργανη παρατήρηση ενσαρκώνει τα θεμέλια της μοντέρνας ηφαιστειακής παρατήρησης.

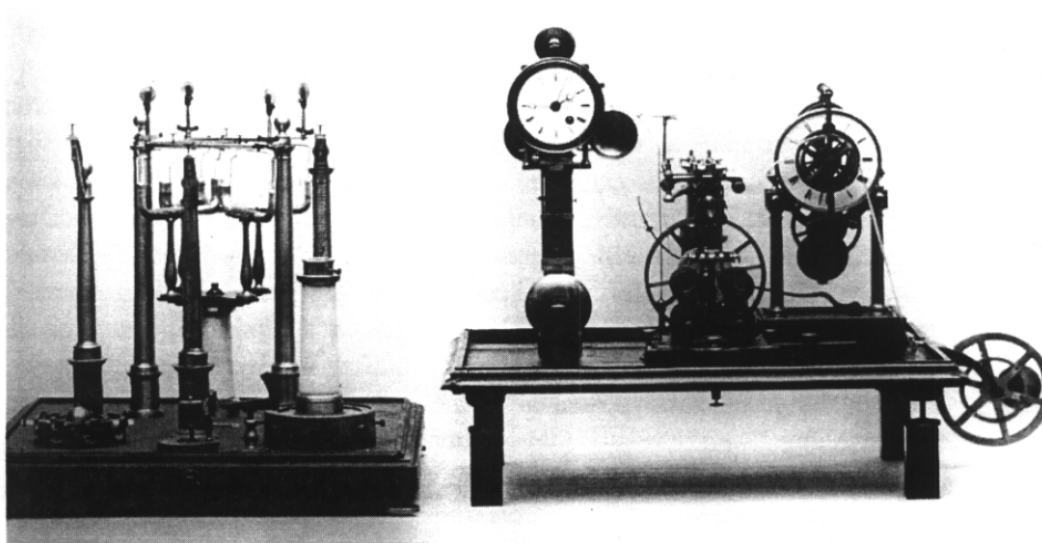
Οι μέθοδοι σεισμολογικής παρατήρησης και παρατήρησης της παραμόρφωσης υπάγονται αρκετά στην συστηματική μέτρηση και στην διαγνωστική ερμηνεία των προτύπων συμπεριφοράς της ηφαιστειακής έκτασης. Λόγω της μακροχρόνιας χρήσης τους και της τεχνολογικής ανάπτυξης, οι σεισμολογικές μελέτες και οι μελέτες της εδαφικής παραμόρφωσης είναι οι πιο ευρέως εφαρμοσμένες τεχνικές παρατήρησης μέχρι και σήμερα και έχουν δώσει την πρωταρχική βάση για πολλές επιτυχημένες προγνώσεις έκρηξης. Παρατήρηση των γεωχημικών μεταβολών και των ‘‘μη σεισμικών’’ γεωφυσικών αποτελεσμάτων έχει επίσης δημιουργήσει ή βοηθήσει προγνώσεις εκρηξιγενούς δραστηριότητας. Παρόλο αυτά, μέθοδοι ‘‘μη σεισμικής’’ γεωφυσικής παρατήρησης, παρόλο που έχουν δοκιμαστεί πάρα πολύ και βελτιωθεί σε καλά μελετημένα ηφαίστεια, θεωρούνται ακόμη ότι είναι σε πειραματικό στάδιο. Πρόσφατες διαθέσιμες μέθοδοι γεωχημικής παρατήρησης δεν είναι επίσης ακόμα πλήρως εφαρμόσιμες, επειδή οι διαφοροποιήσεις στα διαγνωστικά αέρια ή υγρά που παρακολουθούνται σε μια συγκεκριμένη θέση ή θέσεις δεν μπορούν πάντοτε ή πλήρως να αντανakλούν μεγαλύτερης κλίμακας γεωχημικές μεταβολές στο ηφαιστειακό σύστημα σαν ένα σύνολο. Για αυτούς του λόγους και λόγω του αυστηρού περιορισμού του χρόνου του σύντομου δοκιμίου, η ανάλυσή του θα εστιάσει στις σεισμολογικές παρατηρήσεις και στις παρατηρήσεις της εδαφικής παραμόρφωσης.

## Κεφάλαιο 2ο

### Σεισμολογική παρατήρηση ηφαιστειών

#### 2.1 Εισαγωγή

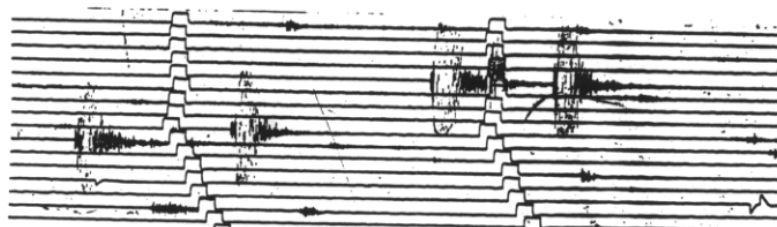
Στις 20 Μαρτίου του 1980, ένας σεισμός μεγέθους  $M=4,1$  έγινε σε βάθος περίπου 5 km κάτω από το Mount St.Helens (Washington State, ΗΠΑ). Πέντε ημέρες μετά περίπου 24 σεισμοί με μέγεθος  $M=4$  καταγράφηκαν μέσα σε 8 ώρες, μαζί με αρκετές δεκάδες χαμηλής ενέργειας γεγονότα, που προηγήθηκαν 2 ημέρες πριν από την μεγάλη φρεατική έκρηξη. Η σεισμική δραστηριότητα αποδείχτηκε ότι είναι ένας αποτελεσματικός δείκτης για το τι μπορούσε το Mount St.Helens να κάνει 2 μήνες μετά στις 18 Μαΐου του 1980, όταν ένας σχεδόν επιφανειακός σεισμός με μέγεθος  $M=5,1$  ενεργοποίησε την κλιμακωτή έκρηξη που απελευθέρωσε 2 km<sup>3</sup> ηφαιστειακά υλικά μέχρι σε ένα υψόμετρο 30 km (Rice και Watson 1981), κάλυψε τη μισή πολιτεία της Washington με ορατή στάχτη και προκάλεσε περίπου 900 εκατομμύρια δολάρια ζημιές στην γύρω περιοχή (Bates et al. 1982). Μετέπειτα σεισμική παρατήρηση στο Mount St.Helens ήταν επίσης επιτυχημένη στην πρόβλεψη μερικών μικρότερων εκρήξεων συσχετιζόμενων με τον θόλο που ακολούθησαν το γεγονός της 18<sup>ης</sup> Μαΐου (Swanson et al.1982).



**Σχήμα 2.1:** Ο Βεζούβιος ήταν το πρώτο ηφαίστειο που παρατηρήθηκε χρησιμοποιώντας σεισμολογικό εξοπλισμό. Ο ηλεκτρομαγνητικός σειсмоγράφος του Giuseppe Palmieri (1862) κατέγραφε δεδομένα σε τηλεγραφικό χαρτί.

Παρόλο που οι θεαματικές εκρήξεις του Mount St.Helens δημιούργησαν μια πρόσφατη και σημαντική ευκαιρία για να γίνει σεισμολογική παρακολούθηση ενός επανεργοποιημένου ηφαιστείου, η πρώτη εφαρμογή των σεισμολογικών τεχνικών σε ηφαιστειακά φαινόμενα αρχίζει από το δεύτερο μισό του 19<sup>ου</sup> αιώνα, όταν ένας πειραματικός ηλεκτρομαγνητικός σειсмоγράφος εγκαταστάθηκε στον Βεζούβιο (Κόλπος της Νάπολι, Ιταλία) (Σχήμα 2.1). Ποσοτικές μόνιμες παρακολουθήσεις άρχισαν μερικά χρόνια μετά με τους Bosch-Omori σειсмоγράφους που εγκαταστάθηκαν στο Mont Pelée (Μαρτίνικη) 1 χρόνο μετά την

καταστροφή του 1902, και στα ηφαίστεια Usu (Ιαπωνία) και Kilauea (Χαβάη) το 1910. Επειδή δεδομένα μπορούν να συλλέγονται χρησιμοποιώντας αισθητήρες που τοποθετούνται σε μέρη μακριά από την πηγή, η σεισμολογική παρακολούθηση ηφαιστειών αναπτύχθηκε πιο γρήγορα από τις άλλες γεωφυσικές τεχνικές. Συγκεκριμένα, έγιναν ουσιαστικές αλλαγές κατά τη διάρκεια των δεκαετιών 1950 και 1960 όταν οι γρήγορες εξελίξεις στα ηλεκτρονικά και στους ηλεκτρονικούς υπολογιστές έκαναν την απόκτηση, τη διαβίβαση και την αποθήκευση δεδομένων πολύ απλή, αξιόπιστη και φτηνή.



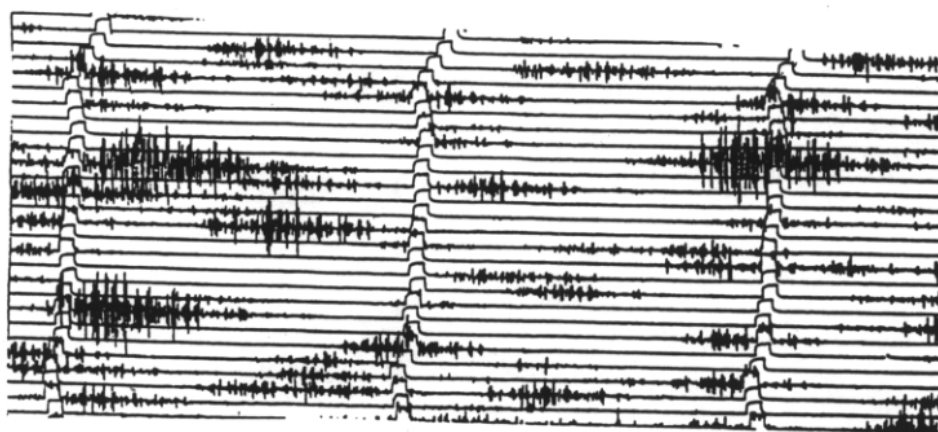
**Σχήμα 2.2:** Σεισμοί Α-τύπου που καταγράφηκαν στο ηφαίστειο Fuego το 1977 (Ένα λεπτό ανάμεσα στα σημεία χρόνου).

Μέσα σε έναν αιώνα σεισμολογικής παρατήρησης γίναμε μάρτυρες στο γεγονός ότι η σεισμικότητα με τη μορφή σεισμών, ηφαιστειακών σεισμών ή και των δυο μορφών, σχεδόν πάντοτε προηγείται, συνοδεύει ή ακολουθεί έξαρση σε κάθε είδος ηφαίστεια (ανδεσιτικά, δακιτικά και βασαλτικά, κεντρικά ηφαίστεια και καλδέρες). Η σεισμική δραστηριότητα θεωρείται επομένως ότι είναι ο πιο εξαρτημένος δείκτης, και συχνά ένας αξιόπιστος μικρομεσαίου μεγέθους (ημερών και εβδομάδων) προγνώστης για τον τύπο, επίπεδο και εξέλιξη της ηφαιστειακής δραστηριότητας. Σε αντίθεση με την καθαρά τεκτονική δυναμική, όπου όλες οι σεισμικές διαταρράξεις μπορούν να καταλογιστούν στα (διπλού-ζεύγους) συστήματα των διατμητικών δυνάμεων που επενεργούν πάνω σε δύο ορθογώνια επίπεδα, η σεισμική πηγή στα ενεργά ηφαίστεια μπορεί να μην είναι ακριβώς γραμμική, αφού συχνά εμπλέκονται αλληλοεπιδράσεις μεταξύ αερίων και υγρών ή υγρών και στερεών. Ο ρόλος των αερίων και του τήγματος μπορεί να είναι είτε ενεργός, ανυψώνοντας πεπιεσμένες διεισδύσεις του μάγματος σε προυπάρχουσες ή νεοσχηματιζόμενες ζώνες αδυναμίας (ηρεμίας), ή δημιουργώντας παρατεταμένη δόνηση του τήγματος και των συμπεριλαμβανόμενων υλικών, είτε παθητικός, με θραυσιγενής διάρρηξη και τις συνεπακόλουθες επαναπροσαρμογές τάσης που μετατρέπουν την διανομή της τήξης μέσα στον φλοιό. Ακόμη, από τότε που τα ηφαιστειακά μέσα χαρακτηρίζονται από πυκνά συστήματα πόρων, ρωγμών και ρηγματών σε όλα τα μεγέθη, ξαφνική μετατροπή του τοπικού πεδίου τάσεων μπορεί να επάγει σεισμική διάρρηξη ανεξαρτήτως αν η τήξη διαδίδεται ή όχι μέσα σε αυτή.

Για αυτούς τους λόγους, οι ηφαιστειολόγοι-σεισμολόγοι συχνά καλούνται να λύσουν δύσκολα και διφορούμενα προβλήματα που κάνουν τις ακριβείς προβλέψεις εκρήξεων, βασισμένες σε σεισμολογικά δεδομένα, ένα επάγγελμα "τζόγου". Όπως η πρόβλεψη εκρήξεων είναι θεμελιωδώς βασισμένη στην επαναληψιμότητα των φαινομένων και στην αξιοπιστία των ποσοτικών μοντέλων που αναπτύχθηκαν για να τα περιγράψουν, είναι επίσης ζωτικό τα σεισμολογικά δίκτυα να είναι προσαρμοσμένα με βάση να συλλεχθούν τα απαιτούμενα δεδομένα για τον τύπο και την μορφή της αναμενόμενης δραστηριότητας. Όχι μόνο είναι ουσιαστικό για τη χρησιμότητα οποιουδήποτε προγράμματος παρακολούθησης ηφαιστείου, αλλά επίσης παρέχει την δυνατότητα για πιο αναπτυγμένες και αποτελεσματικότερες προειδοποιήσεις επερχόμενων εκρήξεων. Σε μεγάλα βασαλτικά ηφαίστεια, για παράδειγμα, όπου οι κύριοι κίνδυνοι αποτελούνται ιδιαίτερα από τις ροές λάβας, τα δίκτυα τοποθετούνται καλύτερα για να προβλέψουν τα μέρη όπου οι "μπούκες" [(boccas)= οπές ηφαιστείου απ' όπου βγαίνουν λάβα ή αέρια] θα είναι ανοικτές, δηλαδή με το να εντοπιστούν και να χαρακτηριστούν επιφανειακά σεισμικά σμήνη (σμηνοσεισμοί) που

συνήθως υποδηλώνουν ή / και συνοδεύουν το άνοιγμα πλευρικών ρωγμών. Σε αντίθεση, στα εκρηξιγενή ηφαίστεια η παρακολούθηση είναι πιο χρήσιμη να επικεντρώνεται στη χρονική στιγμή της αναμενόμενης έκρηξης. Όταν σκεφτόμαστε τον σχεδιασμό σεισμολογικού δικτύου, αξίζει επίσης να σκεφτόμαστε την φύση της ηφαιστειακής δομής. Στις καλδέρες, για παράδειγμα, όλες οι σεισμικές εστίες θα εντοπίζονται κάτω από το δίκτυο, ενώ σε υψηλά κεντρικά ηφαίστεια οι σεισμοί μπορεί το ίδιο να συμβαίνουν κάτω ή πάνω από το δίκτυο.

Υπάρχει μικρή αμφιβολία ότι η ανάπτυξη των μηχανημάτων έπαιξε ζωτικό ρόλο στη σεισμολογική παρακολούθηση ηφαιστειών, από τότε που οι πρόσφατες εξελίξεις στην σεισμολογία ηφαιστειών βασίστηκαν αρκετά στα τεχνολογικά επιτεύγματα, στην περίπτωση των οργάνων αλλά και στον σχεδιασμό και οργάνωση των δικτύων. Όπως είδαμε στο Mount St. Helens, τα δεδομένα που πήραμε από έναν μικρό αριθμό μοντέρνων σεισμικών αισθητήρων μπορούν συχνά να είναι αρκετά, τουλάχιστον για τον καθορισμό αν ένα ηφαίστειο είναι σε κατάσταση ηρεμίας ή όχι, ή για την αναγνώριση βασικών χαρακτηριστικών της δραστηριότητάς του (π.χ. συχνότητα των σεισμικών γεγονότων, ρυθμοί απελευθέρωσης της ενέργειας και φασματικά χαρακτηριστικά των ηφαιστειακών σεισμών). Τα ποσοτικά μοντέλα των σεισμικών φαινομένων που παρατηρούνται σε ηφαιστειακά περιβάλλοντα, παρόλο αυτά, απαιτούν πολύ περισσότερα εκτεταμένα δεδομένα, τα οποία με βάση τον τύπο και τη ποσότητα χρειάζονται να ταιριάζουν την κλίμακα και τον χαρακτήρα της παρατηρούμενης ή αναμενόμενης σεισμικότητας, και τα οποία μπορούμε να τα πάρουμε μόνο από τα κατάλληλα σεισμολογικά δίκτυα. Τέτοιου είδους θέματα αναφέρονται εδώ με τη βοήθεια μερικών πρόσφατων μελετών, ώστε να δείχθει η χρησιμότητα και η σπουδαιότητα της σεισμολογίας ηφαιστειών καθώς και τα πρόβλήματα που συναντώνται στη σεισμολογική παρατήρηση ενεργών ηφαιστειών. Συγκεκριμένα, αρκετές γνώσεις αποκτήθηκαν με την εμπειρία της περιόδου της μεγάλης δραστηριότητας στην Αίτνα μεταξύ 1989 και 1993.



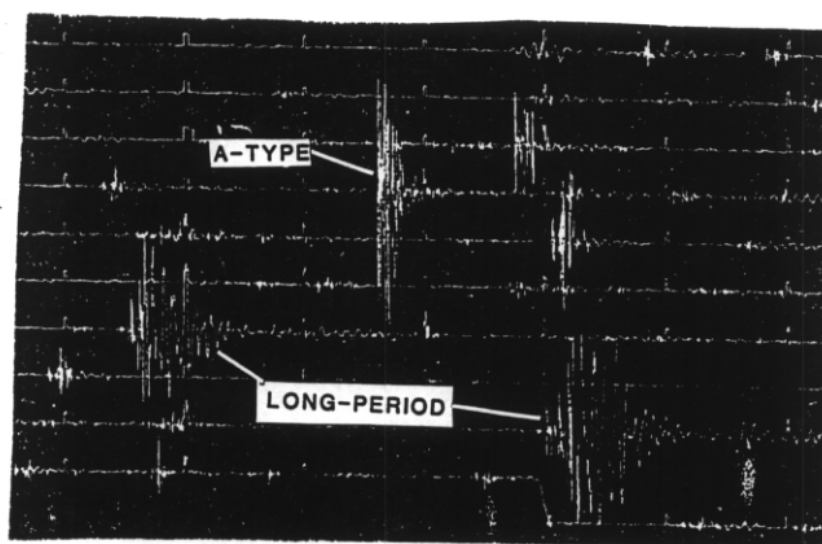
**Σχήμα 2.3:** Σεισμοί Β-τύπου που καταγράφηκαν στο ηφαίστειο Pacaya το 1973 (Ένα λεπτό ανάμεσα στα σημεία χρόνου).

## 2.2 Ηφαιστειακή σεισμικότητα

Διάφοροι τύποι και κατηγορίες ηφαιστειακών γεγονότων που συσχετίζονται με τις εκρηξιγενείς διαδικασίες έχουν αναγνωριστεί και ταξινομηθεί με βάση τα χαρακτηριστικά πρότυπα καταγραφής των σεισμογραμμάτων ή τους αναφερόμενους μηχανισμούς γένεσης (π.χ. Minakami 1974, Koyanagi 1968, Shimozuru et al. 1969, Tokarev 1981, Schick 1981, Malone 1983). Σήμερα, η ταξινόμηση των ηφαιστειακών σεισμών γενικά ακολουθεί ένα σχέδιο που αναπτύχθηκε από τον Minakami (1960, 1974) το οποίο αναπτύχθηκε μέσω της εμπειρίας από πολλές εκρήξεις και των παρατηρούμενων μεταβολών στους διαφορετικούς

τύπους γεγονότων που συσχετίζονται με αυτές τις εκρήξεις. Πρακτικά, τα ηφαιστειακά παρατηρητήρια πολλές φορές τροποποιούν ή επεκτείνουν την ταξινόμηση του Minakami ή αναπτύσσουν την δική τους εκδοχή που χαρακτηρίζει καλύτερα τις μεταβολές στην σεισμικότητα πριν και κατά την διάρκεια των εκρήξεων σε ένα συγκεκριμένο ηφαίστειο.

Μερικές συνηθισμένες χρησιμοποιούμενες ευρείες κατηγορίες για την ταξινόμηση ηφαιστειακών σεισμών δίνονται παρακάτω. Όπως δίνεται έμφαση από τον Newhall (1984), οι κατηγορίες της ηφαιστειακής σεισμικότητας μπορεί να επιδεικνύουν αξιοσημείωτη διαβάθμιση και επικάλυψη.



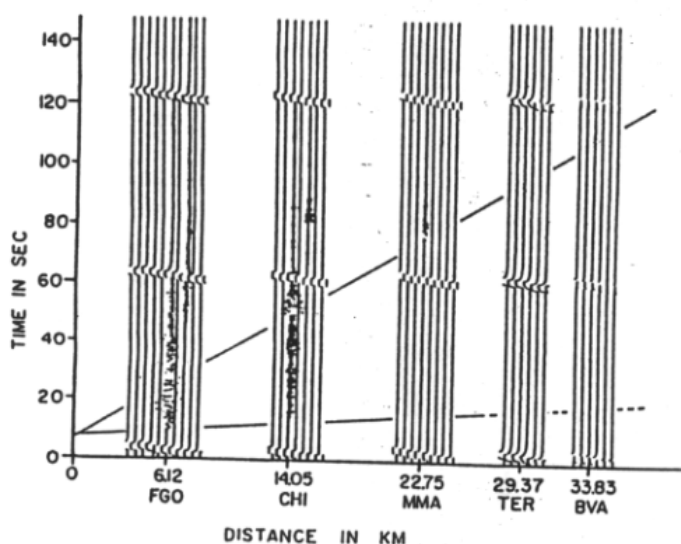
**Σχήμα 2.4:** Σεισμοί μακράς περιόδου που συγκρίνονται με σεισμούς Α-τύπου οι οποίοι καταγράφηκαν στο Nevado del Ruiz το 1988.

**A-τύπου:** Αυτοί οι σεισμοί γενικά εμφανίζονται σε βάθη από 1 μέχρι και 10 km κάτω από ένα ηφαίστειο και χαρακτηρίζονται από υψηλής συχνότητας σεισμικά πρότυπα καταγραφής με διακριτές φάσεις P και S κυμάτων (Σχήμα 2.2). Αυτοί είναι δυσδιάκριτοι από τους μικρής περιόδου (ή τεκτονικούς) σεισμούς που προκαλούνται από θραύση πετρώματος μη ηφαιστειακής προέλευσης. Οι σεισμοί Α-τύπου αναφέρονται ότι δημιουργούνται από την θραυσίγενή ρήξη του πετρώματος σε αντίδραση (απόκριση) στην διείσδυση και μετανάστευση του μάγματος, ή στην διαστολή (εξάπλωση) υψηλής πίεσεως γεωθερμικών υγρών.

**B-τύπου:** Οι σεισμοί B-τύπου γενικά εμφανίζονται σε βάθη από 1 km ή μικρότερα, έχουν ένα χαμηλότερο συχνотικό περιεχόμενο από ό,τι τα γεγονότα Α-τύπου, και έχουν πολύ δυσανάγνωστες φάσεις P και S κυμάτων οι οποίες είναι δύσκολες να τις διακρίνουμε χωρίς καμιά αμφιβολία (Σχήμα 2.3). Αυτοί, όπως και τα γεγονότα Α-τύπου, επίσης θεωρούνται ότι οφείλονται σε θραύση πετρώματος, αλλά η διαφορά στα χαρακτηριστικά των προτύπων καταγραφής φαίνεται να αντανακλά επιδράσεις από το δρόμο διάδοσης που οφείλονται από τη διάδοση των σεισμικών κυμάτων αυτών των επιφανειακά εστιασμένων γεγονότων μέσω ετερογενών στρωμάτων από σποδό και λάβα. Μια μοναδική σειρά από πολλαπλούς, επικαλυπτόμενους σεισμούς B-τύπου της δόθηκε το όνομα σεισμοί C-τύπου. Αυτοί συνήθως εμφανίζονται κατά την διάρκεια της αύξησης του δομού λάβας (Minakami et al.1951, Minakami 1960, 1974).

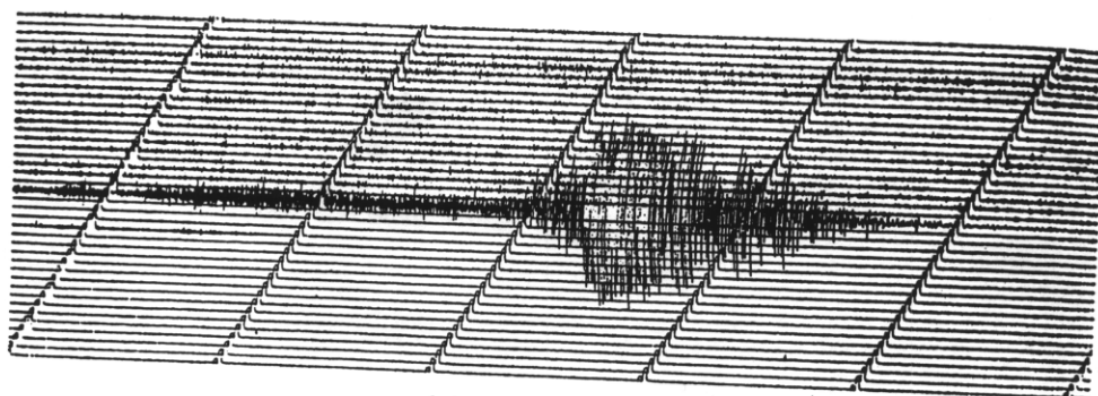
**Μακράς περιόδου:** Αυτοί οι σεισμοί έχουν πρότυπα καταγραφής με ένα υψηλής συχνότητας σήμα Α-τύπου στο ξεκίνημα του γεγονότος, αλλά το σήμα σαν ένα σύνολο κυριαρχείται από μια μακράς περιόδου συνιστώσα που μπορεί να είναι σταθερή και ανεξάρτητη από το μέγεθος του γεγονότος (Σχήμα 2.4). Θεωρητικά μοντέλα από τον Chouet

(1985, 1988) υποδεικνύουν ότι μακράς περιόδου σεισμοί, που επίσης ονομάζονται χαμηλής συχνότητας ή ηφαιστειακοί σεισμοί, μπορεί να οφείλονται στον συντονισμό που ενεργοποιείται από μια αιφνίδια μεταβολή της πίεσης σε μια ρωγμή πληρωμένη με υγρό ή σε έναν αγωγό. Τα πρότυπα καταγραφής των μακράς περιόδου γεγονότων είναι πολύ παρόμοια με εκείνα των Β-τύπου γεγονότων, έτσι προηγούμενες εμφανίσεις των μακράς περιόδου γεγονότων και η επιπλοκή τους στις εκρηξιγενείς δραστηριότητες μπορεί να μην εκτιμήθηκαν πλήρως.



**Σχήμα 2.5:** Σεισμός από έκρηξη στο ηφαίστειο Fuego το 1974. Οι γραμμές επισημαίνουν τις φάσεις των P κυμάτων και την καθυστερημένη άφιξη του ωστικού κύματος του αέρα.

Σεισμοί από έκρηξη: Όπως το όνομα υπαινίσσεται, αυτοί οι σεισμοί δημιουργούνται από ηφαιστειακές εκρήξεις κατά την διάρκεια της εκρηξιγενούς δραστηριότητας. Τα πρότυπα καταγραφής τους μπορούν να διαφέρουν σημαντικά εξαρτώμενα στην δύναμη, στη διάρκεια, και στη συχνότητα επανάληψης των εκρήξεων. Ο μικρός σεισμός από έκρηξη που δείχνεται στο Σχήμα 2.5 καταγράφηκε από ένα δίκτυο σειсмоγράφων κοντά στο Fuego ηφαίστειο, στη Γουατεμάλα και είναι ενδιαφέρον επειδή η καθυστερημένη άφιξη του ωστικού κύματος του αέρα (air wave) είναι ξεκάθαρα ορατή στα πρότυπα καταγραφής. Ο σεισμός από έκρηξη στο Σχήμα 2.6 προηγείται από μια περίοδο αρμονικού σεισμικού θορύβου (βλέπε επόμενη παράγραφο).



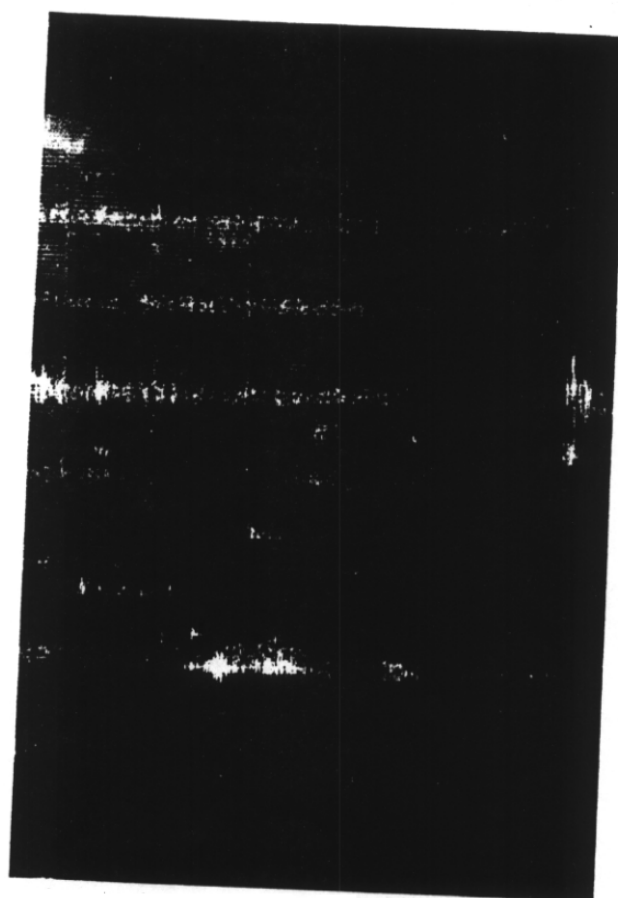
**Σχήμα 2.6:** Σεισμός από έκρηξη που προηγείται από μια περίοδο αρμονικού σεισμικού θορύβου στο ηφαίστειο San Cristobal (Νικαράγουα, 1976).

Ηφαιστειακός σεισμικός θόρυβος: Ο όρος "ηφαιστειακός σεισμικός θόρυβος" αναφέρεται σε έναν τύπο ηφαιστειακής σεισμικότητας που καταγράφεται συνήθως σε ενεργά ηφαίστεια. Χαρακτηρίζεται από ένα ουσιωδώς συνεχή πρότυπο καταγραφής σεισμογράφου σε αντίθεση με τα διακριτά γεγονότα που περιγράφηκαν παραπάνω. Ο ηφαιστειακός σεισμικός θόρυβος αντανακλά συνεχή εδαφική δόνηση, ή συχνούς μικρούς σεισμούς των οποίων οι ουρές των σεισμογραμμάτων επικαλύπτονται. Σε καλά μελετημένα ηφαίστεια, ο σεισμικός θόρυβος παρατηρείται πάντοτε κατά την διάρκεια εκρήξεων. Μερικές φορές ο σεισμικός θόρυβος μπορεί να προηγείται πριν από μια έκρηξη, αλλά μπορεί επίσης να εμφανίζεται χωρίς έκρηξη.

Αν ο σεισμικός θόρυβος είναι σχεδόν μονοχρωματικός (π.χ., από μια μόνο συχνότητα) και έχει σχετικά σταθερό πλάτος, ονομάζεται αρμονικός σεισμικός θόρυβος. Αν αυτός διαφέρει σημαντικά στην συχνότητα και / ή στο πλάτος, ο σεισμικός θόρυβος ονομάζεται σπασμοδικός σεισμικός θόρυβος (Ryall και Ryall 1983). Ένας ακόμη άλλος τύπος είναι ο περιοδικός ή ταινιοειδής (φασματικός) σεισμικός θόρυβος λόγω της διακριτής εμφάνισής του στις καταγραφές του σεισμογράφου. Αυτός ο ασυνήθιστος τύπος σεισμικού θορύβου (Σχήμα 2.7) έχει παρατηρηθεί πριν από την φρεατική έκρηξη του 1979 του Karkar ηφαιστείου, στην Παπούα Νέα Γουινέα (McKee et al.1981), σε σύζευξη (σχέση) με τις κυκλικές εκρήξεις του Old Faithful γκέιζερ, στο Εθνικό Πάρκο του Yellowstone, στο Wyoming, στις ΗΠΑ (Kieffer 1984), και πριν από μια φρεατική έκρηξη στο Nevado del Ruiz, στην Κολομβία (Gil 1987, Gil et al.1987). Αυτά τα παραδείγματα υποδηλώνουν αρκετά ισχυρά ότι ο περιοδικός σεισμικός θόρυβος μπορεί να οφείλεται από επιφανειακή δραστηριότητα γκέιζερ που δημιουργείται από την θέρμανση του διεισδύμενου μάγματος ή ηφαιστειακών υγρών. Αρκετοί μηχανισμοί γένεσης φαίνονται ότι δημιουργούν τον ηφαιστειακό σεισμικό θόρυβο και η ακριβής φύση αυτών των μηχανισμών γένεσης είναι το επίκεντρο πρόσφατων ερευνητικών προσπαθειών (π.χ. Aki et al.1977, Aki και Koyanagi 1981, Fehler 1983, Chouet 1985, 1988, Chouet et al.1987, Koyanagi et al.1987, Leet 1988).

**Σχήμα 2.7:** Σεισμόγραμμα από το Nevado del Ruiz (Κολομβία 1985) που δείχνει τον περιοδικό ή ταινιοειδή σεισμικό θόρυβο και επιπλέον ορισμένα μεμονωμένα γεγονότα Α-τύπου και Β-τύπου.

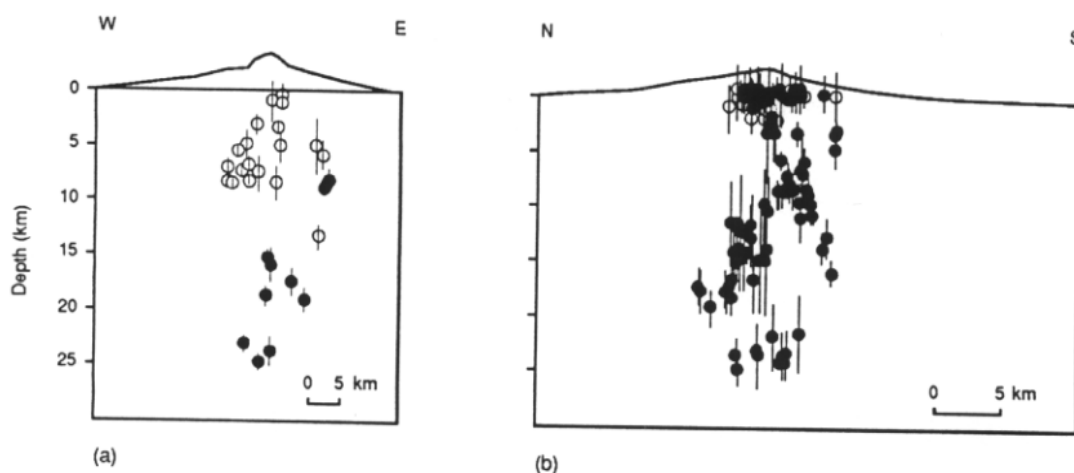
Αυτό το σεισμόγραμμα καταγράφηκε περίπου 6 εβδομάδες πριν από την έκρηξη του 1985.



### 2.3 Πρότυπα καταγραφής σεισμών και πρόδρομη σεισμικότητα

Οι ταξινομήσεις της ηφαιστειακής σεισμικότητας είναι κυρίως περιγραφικές και δεν διακρίνουν μεταξύ των προτύπων καταγραφής των σεισμών που οφείλονται από διαφορές στο δρόμο διάδοσης των ακτίνων των κυμάτων και εκείνων που αντανακλούν διαφορετικούς μηχανισμούς γένεσης με εξαίρεση τις προφανείς περιπτώσεις όπως είναι τα σεισμικά γεγονότα που δημιουργούνται από ηφαιστειακές εκρήξεις. Ο Malone (1983) βρήκε στοιχεία που δείχνουν τις διαφορές που οφείλονται στους διαφορετικούς μηχανισμούς γένεσης όσο και τις διαφορές που οφείλονται στην επίδραση του δρόμου διάδοσης. Πρόσφατη έρευνα, παρόλο αυτά, επικεντρώνεται στην αναγνώριση των μηχανισμών γένεσης που μπορεί να υποδεικνύονται από τους διαφορετικούς τύπους σεισμών στα ηφαίστεια. Αν οι μηχανισμοί γένεσης μπορούν ξεκάθαρα (πλήρως) να αναγνωριστούν, τότε περισσότερες ακριβείς προγνώσεις της επικείμενης εκρηξιγενής δραστηριότητας μπορούν να είναι πιθανές.

Η εμπειρία δείχνει ότι ο αριθμός των ηφαιστειακών σεισμών συνήθως αυξάνεται καθώς το μάγμα συσσωρεύεται στον επιφανειακό ταμιευτήρα. Ενώ ένας αυξανόμενος ρυθμός στην ηφαιστειακή σεισμικότητα, όπως είναι η εμφάνιση σμηνοσεισμών (η καταγραφή εκατοντάδων σεισμών ανά ημέρα), υποδεικνύει συχνά έξαρση μάγματος μέσα στο ηφαιστειακό οικοδόμημα, αυτή η δραστηριότητα μπορεί να μην καταλήξει απαραίτητως σε μια έκρηξη. Όταν έχει γίνει μετακίνηση μάγματος χωρίς έκρηξη του υλικού, το γεγονός ονομάζεται μια διείσδυση. Είτε για μια έκρηξη είτε για διείσδυση, το μήκος του χρόνου της πρόδρομης σεισμικότητας μπορεί να διαφέρει πάρα πολύ από ηφαίστειο σε ηφαίστειο και από έκρηξη σε έκρηξη στο ίδιο ηφαίστειο. Μερική πρόδρομη σεισμικότητα προπορεύεται εκρήξεων ένα χρόνο ή περισσότερο πριν (π.χ. Krakatau 1883, Nevado del Ruiz 1985), αλλά οι περισσότεροι προπορευόμενοι χρόνοι είναι εβδομάδες με μήνες (π.χ. Mount St. Helens Μάρτιος-Μάιος 1980). Σε μερικές περιπτώσεις, η πρόδρομη σεισμικότητα ξεκινάει λίγες μέρες ή ώρες πριν από μια έκρηξη (π.χ., Krafia, Ισλανδία 1975-82, οι περισσότερες εκρήξεις του Kilauea).



**Σχήμα 2.8:** Υπόκεντρα των καλύτερα εντοπισμένων γεγονότων που καταγράφηκαν πρόσφατα στην Αίτνα. (a) Η σεισμικότητα που προηγήθηκε της έκρηξης του 1989 για λιγότερο από 2 μήνες (O) και η σεισμικότητα που καταγράφηκε την περίοδο 1987-89 (●). (b) Η σεισμικότητα που προηγήθηκε αμέσως πριν και συνόδευσε την έκρηξη του 1991-93 (O) και η σεισμικότητα που προηγήθηκε της έκρηξης μέχρι και ένα χρόνο πριν (●).

## 2.4 Εντοπίζοντας σεισμικά γεγονότα

Τα σεισμολογικά δίκτυα σχεδιάζονται για ένα πρωταρχικό σκοπό, τον εντοπισμό σεισμών. Η θέση του υπόκεντρου (=σημειακή μέση θέση του εστιακού χώρου) είναι ένα δύσκολο μη γραμμικό πρόβλημα, αλλά και ακόμη με μη γραμμικές έρευνες που έγιναν (Rabinowitz 1988), η γραμμικότητα συνηθίζεται στις περισσότερες έρευνες. Αυτό γίνεται με το να υποθέσουμε ότι το γήινο μοντέλο και η αναγνώριση των διαδρομών της καθεμιάς ακτίνας είναι προκαθορισμένη και γνωστή, με αποτέλεσμα να μειώνονται οι παράμετροι του μοντέλου σε 4 (χρόνος γένεσης, βάθος και 2 οριζόντιες συντεταγμένες). Με τέτοια προσέγγιση, παρόλο αυτά, σημαντικές αποκλίσεις υπάρχουν μεταξύ της επίλυσης του προβλήματος της θέσης και του επιλεγμένου μόντελου Γης, αφού ο χρόνος γένεσης εξαρτάται από το τελευταίο και οι υπολογισμένοι χρόνοι διαδρομής εξαρτώνται από τον χρόνο γένεσης. Όταν το μέσο δείχνει σημαντική απόκλιση από την οριζόντια ομοιογένεια, οι προσπάθειες [προσδιορισμού] της θέσης υποτάσσονται στον καθορισμό ενός μεγαλύτερου αριθμού παραμέτρων, και στην λειτουργία του τρισδιάστατου εντοπισμού των ακτινών όταν έχουμε να κάνουμε με μοντέλα των χρόνων διαδρομής (Virieux et al. 1988).

Συγκεκριμένα αυτοί οι περιορισμοί, παρόλο αυτά, δεν επηρεάζουν τόσο πολύ την μέση αξιοπιστία των καθορισμένων θέσεων, και η ανάγκη για αυθεντικούς μη γραμμικούς τρισδιάστατους αλγορίθμους υποτάσσεται στην ανάγκη για ευρρωστία (μεγαλύτερη ακρίβεια). Πράγματι, τα ευρέως διαθέσιμα προγράμματα [προσδιορισμού] θέσης της γενιάς HYPO είναι εύρωστα, τα οποία αντισταθμίζουν μερικούς περιορισμούς λόγω δομής. Το τελευταίο περιλαμβάνει την απαίτηση για μια στήλη οριζοντίων στρωμάτων σταθερής ταχύτητας σε ένα προγενέστερο μοντέλο, την ανάγκη της αυξανόμενης ταχύτητας με το βάθος, την εξάρτηση της καθορισμένης αναλογίας της ταχύτητας των S- κυμάτων με την ταχύτητα των P- κυμάτων, και δυσκολίες στον υπολογισμό των ανώμαλων τοπογραφιών ή των επιφανειακών δομικών ετερογενειών οι οποίες δεν υπόκεινται άμεσα σε ένα σεισμολογικό σταθμό.

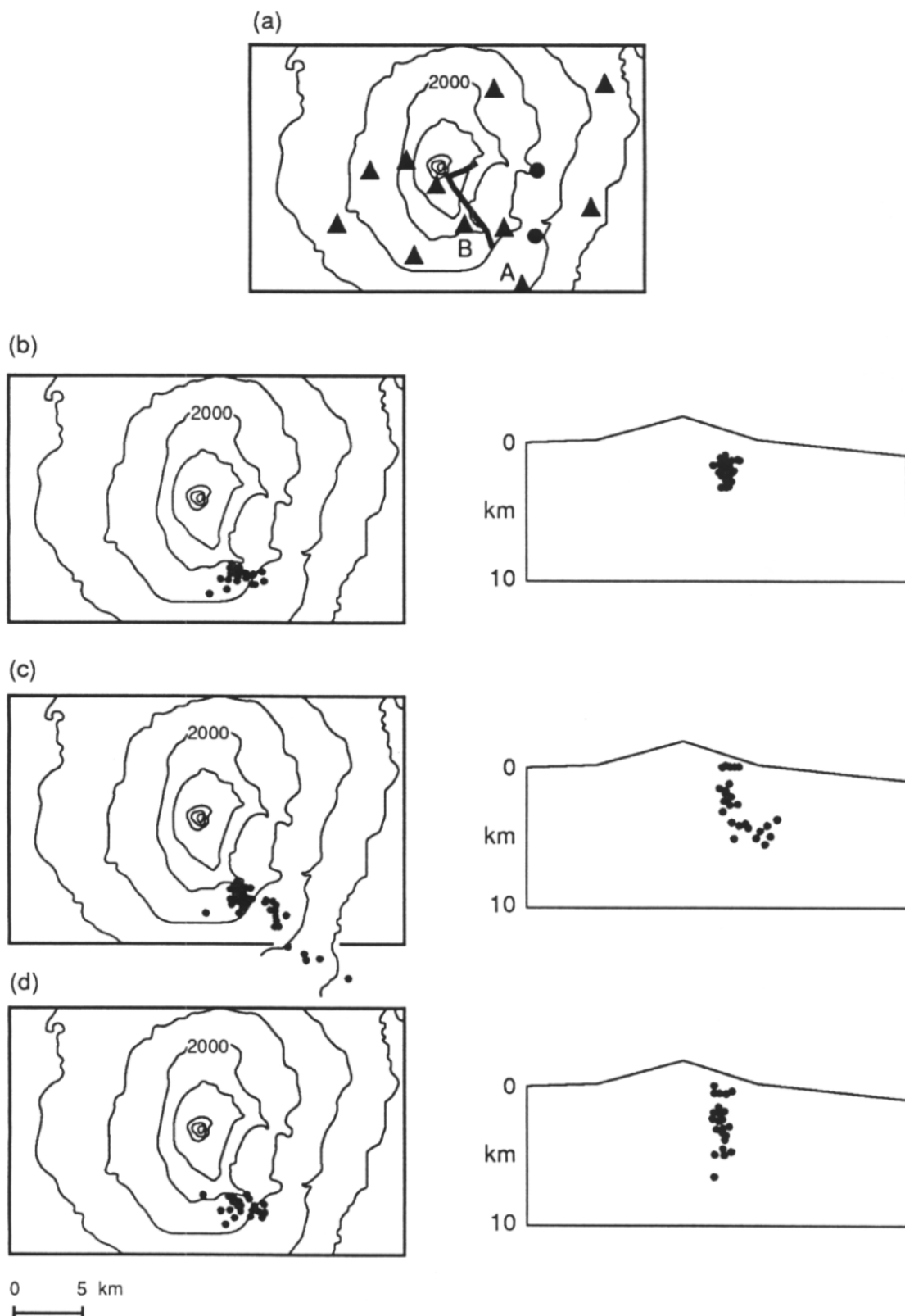
**Πίνακας 2.1:** Οι περιοχικές πυκνότητες των αισθητήρων κατά προσέγγιση για ορισμένα μόνιμα σεισμολογικά δίκτυα σε ηφαιστειακές περιοχές.

|                                   | Year | No. of<br>Stations<br>(N) | Network<br>area<br>(km <sup>2</sup> ) | Density<br>(N km <sup>-2</sup> ) | Source                   |
|-----------------------------------|------|---------------------------|---------------------------------------|----------------------------------|--------------------------|
| Campi Flegrei caldera<br>(Italy)  | 1982 | 8                         | 80                                    | 0.1                              | Barberi et al. (1984)    |
| Hawaii                            | 1970 | 22                        | 11 000                                | 0.001                            | Klein et al. (1987)      |
| Hawaii                            | 1985 | 50                        | 11000                                 | 0.005                            | Klein et al. (1987)      |
| Kilauea rift zones                | 1970 | 10                        | 2400                                  | 0.004                            | Klein et al. (1987)      |
| Kilauea rift zones                | 1985 | 30                        | 2400                                  | 0.01                             | Klein et al. (1987)      |
| Long Valley, California           | 1984 | 30                        | 375                                   | 0.08                             | Hill (1984)              |
| Etna, Italy                       | 1978 | 6                         | 750                                   | 0.008                            | Cosentino et al. (1982)  |
| Etna, Italy                       | 1992 | 13                        | 750                                   | 0.02                             | Ferrucci & Patanè (1993) |
| Pavlov, Alaska                    | 1985 | 8                         | 400                                   | 0.02                             | McNutt (1986)            |
| Mount St Helens,<br>Washington    | 1980 | 6                         | 250                                   | 0.02                             | Shemeta & Weaver (1986)  |
| Tokachi, Japan                    | 1987 | 6                         | 40                                    | 0.15                             | Okada et al. (1990)      |
| Usu, Japan                        | 1978 | 12                        | 180                                   | 0.07                             | Okada et al. (1981)      |
| Usu, Japan                        | 1988 | 12                        | 180                                   | 0.07                             | Okada et al. (1981)      |
| Piton de la Fournaise,<br>Reunion | 1986 | 14                        | 450                                   | 0.03                             | Hirn et al. (1991a)      |
| Rabaul,<br>Papua New Guinea       | 1984 | 8                         | 120                                   | 0.07                             | McKee et al. (1984)      |
| Vulcano, Italy                    | 1988 | 5                         | 32                                    | 0.15                             | Falsaperia et al. (1989) |

Η αξιοπιστία των υπολογιζόμενων θέσεων των σεισμών εξαρτάται από, (και γι' αυτό μπορεί να επηρεάζεται από): (a) η περιοχική πυκνότητα των σταθμών, (b) οι τυχαίες θέσεις των πηγών και των σταθμών και (c) η προσέγγιση του μοντέλου της (κυρίως κρυμμένης) πραγματικής ετερογένειας του μέσου. Όσο η ετερογένεια είναι σταθερή στην κλίμακα του χρόνου των σεισμολογικών παρατηρήσεων, τόσο ο αριθμός και οι θέσεις των σταθμών μπορούν είτε να αυξάνουν με τον χρόνο (Πίνακας 2.1) είτε να υπόκεινται σε ξαφνικές μετατροπές λόγω τεχνικών προβλημάτων, αλλαγής της τοπογραφικής επιφάνειας λόγω καταστροφικών γεγονότων (π.χ. εκρήξεις, κατολισθήσεις, αύξηση του πεδίου ροής της λάβας), είτε στην μεταβολή των σεισμικών ενεργών ζωνών με το χρόνο. Γι' αυτό μπορεί η σεισμικότητα μιας καθορισμένης περιοχής από μονή της να μην κατανοείται αρκετά αλλά να κατανοείται πλήρως ως συνάρτηση του χρόνου και σε εξάρτηση των (a) και (b), αφού η απόλυτη θέση της επηρεάζεται από το (c). Τέτοια προβλήματα μπορούν να επηρεάσουν τη γρήγορη κατανόηση των μεγάλων σεισμικών ακολουθιών που συμβαίνουν στο μάγμα, οι οποίες μπορούν να προμηνύουν εκρήξεις σε λίγες ημέρες ή ακόμη ώρες αργότερα. Αφού ο εντοπισμός της θέσης των σεισμών, όπως όλα τα ανάστροφα προβλήματα, μπορεί να είναι διφορούμενος όταν τα διαθέσιμα δεδομένα δεν είναι αρκετά, αποτελεσματικές λύσεις βασίζονται κυρίως στην επιλογή ενός κατάλληλου καταγραφικού δικτύου. Αυτό είναι σημαντικό για την κατανόηση των συνεχόμενων προσωρινών μεταβολών των εστιακών θέσεων, είτε με βάση το βάθος είτε το επίκεντρο, ένα συγκεκριμένο χαρακτηριστικό που σχετίζεται με την διάδοση φλεβών και με την διείσδυση του μάγματος γενικά.

Είναι συνηθισμένη η περίπτωση ότι όσο η σεισμικότητα είναι επιφανειακή, τόσο μεγαλύτερη είναι η πιθανότητα ότι μια έκρηξη μπορεί σύντομα να ακολουθεί. Στην Αίτνα, για παράδειγμα, η σεισμικότητα που προηγήθηκε των δυο μεγάλων κύριων εκρηξιγενών επεισοδίων (1989 και 1991-1993) περιορίστηκε σε βάθη μεγαλύτερα περίπου από 5 km κάτω από το επίπεδο της θάλασσας κατά την διάρκεια των μήνων πριν από τις εκρήξεις, και έγινε επιφανειακή έως πολύ επιφανειακή μόνο για λίγες εβδομάδες πριν γίνουν οι εκρήξεις (Σχήμα 2.8). Συγκρίσιμα στοιχεία για την προς τα πάνω μετανάστευση των σεισμικών εστιών, υπολογιζόμενη αλλού (π.χ., Klein et al.1987) επιβεβαιώνουν αυτή την σχέση βάθους, και υποστηρίζουν την ιδέα ότι η σεισμικότητα στα ενεργά ηφαίστεια συχνά σχετίζεται με το μάγμα ακόμη και αν τα τήγματα δεν συνεισφέρουν πάντοτε απευθείας στην σεισμική δόνηση. Η κατανόηση των βαθών της σεισμικότητας κατά την διάρκεια της πρόσφατης δραστηριότητας στην Αίτνα έγινε δυνατή με την χρήση δικτύων σταθμών τριών συνιστωσών. Η σπουδαιότητα και η ανάγκη για τέτοιου είδους αποτελεσματικά και πολλαπλών εφαρμογών μηχανήματα έχει ήδη δείχθει στην βιβλιογραφία (π.χ. Aster και Meyer 1988, Hirn et al.1991, Castellano et al.1993). Τα πλεονεκτήματα της χρήσης των τριών συνιστωσών, σε σύγκριση με τους σταθμούς μιας συνιστώσας, παρόλο αυτά περιγράφονται γραφικώς στο Σχήμα 2.9. Εκτός της επιτακτικής ανάγκης για άφθονα μηχανήματα, αξίζει επίσης να δοθεί έμφαση στην απαίτηση για γεωμετρία των δικτύων η οποία θα επιτρέψει την συλλογή σεισμολογικών δεδομένων όσο πιο κοντά γίνεται από τα πιθανά επίκεντρα. Πειραματικά αποτελέσματα δείχνουν ότι αυτή η απαίτηση είναι το ίδιο τουλάχιστον σημαντική με την διαθεσιμότητα σαφών χρόνων των S-κυμάτων στον εντοπισμό σεισμών.

Για να περιγραφεί αυτό, οι 40 καλύτερα κατανοητοί σεισμοί που καταγράφηκαν κατά την την διάρκεια ενός επιφανειακού και έντονου σμήνους στην Αίτνα το 1989 επαναπροσδιορίστηκαν λόγω της απουσίας μερικών απαραίτητων δεδομένων (Σχήμα 2.9). Αυτό το παράδειγμα εξομοιώνει το επίπεδο της αντίληψης που επιβάλλεται σε αυτό τον τύπο της σεισμικής ακολουθίας από ένα ελαφρώς "χαλαρό" δίκτυο ή από ένα δίκτυο που αποτελείται από μιας συνιστώσας σταθμούς. Τα αποτελέσματα συγκρίνονται με ένα πλήρες σετ δεδομένων, το οποίο συλλέχθηκε από το ψηφιακό δίκτυο που δείχνει το Σχήμα 2.9a. Αυτό καταλύπτει περίπου 130 km<sup>2</sup> και περιλαμβάνει 13 σταθμούς, 11 από τους οποίους είναι του τύπου τριών συνιστωσών. Η πυκνότητα γεωγραφικής κατανομής των αισθητήρων (0,1 σταθμούς / km<sup>2</sup>) είναι ισάξια με τα πυκνότερα δίκτυα του Πίνακα 2.1, και, ακόμα και μετά την αφαίρεση σταθμών πάνω από τον εστιακό χώρο (Σχήμα 2.9c), τρεις σταθμοί κοντά στην επικεντρική ζώνη έχουν μόνο 5 km απόσταση. Η τοποθεσία των καταγραφόμενων γεγονότων χρησιμοποιώντας όλα τα διαθέσιμα δεδομένα (Σχήμα 2.9b) μας οδηγεί στο συμπέρασμα ότι η



**Σχήμα 2.9:** Ο επαναπροσδιορισμός της θέσης των 40 πιο ισχυρών σεισμών που άνηκαν σε ένα σεισμοσμήνος που καταγράφηκε στην Αίτνα κατά την διάρκεια της έκρηξης του 1989. (a) Το δίκτυο αποτελείται από 13 σταθμούς (11 από αυτούς είναι σταθμοί τριών συνιστωσών). Επίσης απεικονίζεται το ρηξιγενές σύστημα δύο αξόνων. Το βορειοανατολικό σκέλος του τροφοδότησε πλευρική έκχυση, ενώ το νότιο δεν παρουσίασε καμμία σεισμική δραστηριότητα. Τα δεδομένα από τους σταθμούς Α και

Β χρησιμοποιούνται για να αποδείξουν τη μετανάστευση προς τα νοτιοανατολικά του μάγματος (βλέπε Σχήμα 2.10). (b) Επίκεντρα (αριστερά) και υπόκεντρα (δεξιά στην κάθετη τομή) υπολογισμένα με την χρήση όλων των δεδομένων των P και S κυμάτων. (c) Όπως στο (b), αλλά χωρίς να υπολογίσουμε τα δεδομένα των P και S κυμάτων που καταγράφηκαν στους σταθμούς A και B. (d) Η θέση των επίκεντρων και των υπόκεντρων χρησιμοποιώντας μόνο τα δεδομένα των P κυμάτων. Η επικεντρική κατανομή είναι πιο αξιόπιστη από ό,τι είναι στο (c), ενώ τα υπόκεντρα κατανέμονται σε εύρος βάθους διπλάσιο από ό,τι συμβαίνει στο (b).

σεισμικότητα μέσα σε έναν εστιακό χώρο όγκου λιγότερου από  $12 \text{ km}^3$ , παρουσιάζει μια συνολική βοριοδυτική-νοτιοανατολική κλίση, και περιορίζεται μεταξύ του επιπέδου της θάλασσας και βάθους 2 km.

Την σπουδαιότητα των δεδομένων από τους σταθμούς τριών συνιστωσών στην διόρθωση των εστιακών βαθών μπορεί να την δει κανείς αναφορικά στα Σχήματα 2.9c και 2.9d. Στο Σχήμα 2.9c, η ομάδα επίκεντρων των σεισμών παρουσιάζεται όπως υπολογίστηκε μετά την μείωση του σερ των δεδομένων εκτός του ζεύγους των τριών συνιστωσών σταθμών κοντά στην επικεντρική περιοχή που είχε εξαιρεθεί. Μπορεί να φανεί καθαρά ότι το έλλειμα των σταθμών πάνω από σεισμικά ενεργούς χώρους προκαλεί ένα δραματικό άπλωμα των επίκεντρων προς τα νοτιοανατολικά, παρόλη τη χρήση των ίδιων αξιόπιστων δεδομένων των P και S κυμάτων όπως φαίνεται στο Σχήμα 2.9a. Στο Σχήμα 2.9d, οι σταθμοί τριών συνιστωσών περιλαμβάνονται, αλλά μόνο τα δεδομένα των P κυμάτων χρησιμοποιούνται. Το αποτέλεσμα είναι μια πολύ μικρή επίδραση στην κατανομή των επίκεντρων. Παρόλο αυτά, και στις δυο περιπτώσεις, τα εστιακά βάθη επηρεάζονται πολύ λιγώ, αφού δίνεται έμφαση στην σκέδαση των βαθών των υπόκεντρων σε ένα εύρος διπλάσιο από αυτό που καθορίζει το πλήρες σετ δεδομένων. Είναι συζητήσιμο ότι, στην περίπτωση βαθύτερων σεισμικών ακολουθιών, τέτοιου είδους συνδυασμένες επιδράσεις της γεωμετρίας του δικτύου και των σεισμικών ακτίνων (π.χ. ταχύτητα αυξάνει με το βάθος) θα έχουν ως αποτέλεσμα ακόμη λιγότερο φτωχά κατανοήτα εστιακά βάθη, συγκεκριμένα όταν τα αξιόπιστα S κύματα δεν είναι διαθέσιμα (Σχήμα 2.9c). Επίσης αξίζει να αναφερθεί ότι, τουλάχιστον μέχρι τα μέσα και τα τέλη της δεκαετίας του 1980, τα περισσότερα σεισμολογικά δίκτυα που λειτουργούσαν σε ηφαιστειακές περιοχές περιείχαν μόνο μερικούς μιας συνιστώσας σταθμούς, και υπάρχουν αρκετές αποδείξεις ότι αυτή η έλλειψη πολλές φορές μπορεί να ήταν υπεύθυνη για τα "σύννεφα" σεισμών που είχαν αναφερθεί να απλώνονται σε όλα τα βάθη κάτω από έναν αριθμό ηφαιστειών. Στην περίπτωση της πρόβλεψης εκρήξεων, αξίζει να σημειωθεί ότι αποδοχή του χειρότερου σεισμολογικού μοντέλου ερμηνείας των δεδομένων της Αίτνας θα οδηγούσε είτε σε μια υπερεκτίμηση, περίπου δυο τάξεις μεγέθους, του χώρου του φλοίου που επηρεάστηκε από πιθανή ανοδική ροή μάγματος, είτε στην απεικόνιση με τη μορφή σωληνοειδών χαρακτηριστικών των φτωχά κατανοητών υποκεντρικών εγκάρσιων τομών.

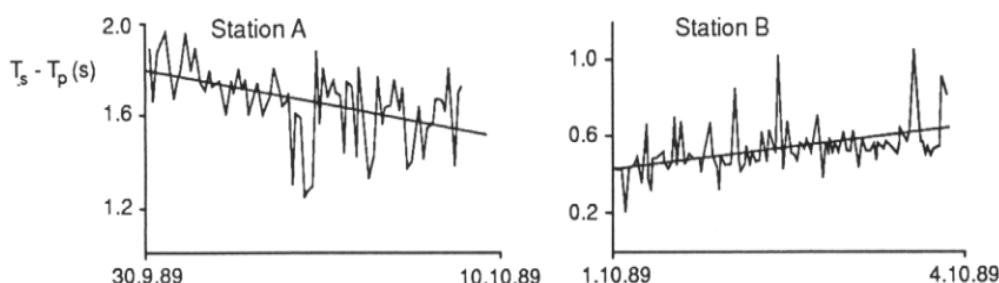
Όσο καλύτερα κατανοούμε ακριβώς τις τοποθεσίες των υπόκεντρων, είναι επίσης σημαντικό να έχουμε την δυνατότητα της παρακολούθησης της μετανάστευσης των σεισμικών πηγών στο χρόνο, αφού αυτό μπορεί να δώσει έναν οδηγό για το τι μπορεί να κάνει μετά το ηφαίστειο. Μετανάστευση των εστιών κατά την διάρκεια ενός σεισμικού σμήνους μπορεί να δώσει στοιχεία για την εμπλοκή του μάγματος στην διαδικασία ρηγματώσεως, και επίσης να βοηθήσει στον καθορισμό που μπορεί να ανοίξουν δίοδοι έκχυσης. Τέτοιες εργασίες, παρόλο αυτά, απαιτούν την απόκτηση πολύ υψηλής διακριτικής ικανότητας αντιλήψεων για τον εντοπισμό των σεισμικών εστιών, κάτι που δεν μπορεί να εξαρτάται από τις υπολογισμένες θέσεις των υπόκεντρων. Εξαρτώμενος από την ισχυρή συγκέντρωση πίεσης και / ή την ετερογένεια του μέσου που λαμβάνουν χώρα σμηνοειδή σεισμικά γεγονότα (Scholz 1968), ο χώρος των σμηνοειδών εστιών μπορεί να είναι μικρός, και η μετανάστευση των μεμονωμένων εστιών μπορεί να γίνει σε επιμήκη τμήματα τα οποία είναι μικρότερα από την μέση απόσταση των σταθμών, και είναι ίσα ή μικρότερα από την μέση θέση λάθους. Πρέπει να επισημανθεί ότι σε σεισμούς τύπου σμήνους η απελευθέρωση ενέργειας ελαστικής παραμόρφωσης είναι τυπική σε περιοχές που χαρακτηρίζονται από εξαιρετική ετερογένεια και, αφού οι περιοχές διείδυσης τυπικά περιέχουν "πακέτα" παγωμένων ή πληρωμένων με μάγμα φλεβών, φαινόμενο συνηθισμένο των ηφαιστειακών

περιοχών χωρίς εξαιρέσεις. Επίσης πρέπει να σημειωθεί ότι το πρόβλημα τοποθεσίας μπορεί να ξανακαθοριστεί στο γεγονός της ενεργής ή παθητικής εμπλοκής της τήξης, η οποία μπορεί να μετατρέψει την αναλογία Poisson του μέσου, και έτσι να οδηγήσει σε μεταβολή των χρόνων διαδρομής των P και κυρίως των S κυμάτων, και έχει ως αποτέλεσμα μια ακατονόητη απόκλιση στις υπολογισμένες εστιακές θέσεις.

**Πίνακας 2.2:** Οι θέσεις των υπόκεντρων των σεισμικών γεγονότων που καταγράφηκαν στην Αίτνα κατά την διάρκεια της έκρηξης του 1989 (βλέπε το σχήμα 2.9b και το κείμενο για επεξήγηση).

| Date<br>1989<br>m.d | Origin time<br>(hour/min/s) | Latitude<br>(north) | Longitude<br>(east) | Depth<br>(km) | Gap<br>( $^{\circ}$ ) | rms<br>(s) | EH<br>(km) | EZ<br>(km) |
|---------------------|-----------------------------|---------------------|---------------------|---------------|-----------------------|------------|------------|------------|
| 09.30               | 211455.09                   | 37°42.46            | 15°01.47            | 2.83          | 162                   | 0.06       | .2         | .7         |
| 09.30               | 230100.82                   | 37°42.16            | 15°02.14            | 2.70          | 119                   | 0.12       | .3         | .9         |
| 09.30               | 230137.31                   | 37°42.34            | 15°01.34            | 2.63          | 123                   | 0.10       | .4         | .8         |
| 10.01               | 011405.49                   | 37°42.20            | 15°01.72            | 3.14          | 120                   | 0.06       | .2         | .4         |
| 10.01               | 125354.04                   | 37°42.18            | 15°01.89            | 4.13          | 119                   | 0.10       | .3         | .3         |
| 10.01               | 143241.14                   | 37°42.15            | 15°01.28            | 3.57          | 119                   | 0.17       | .5         | .9         |
| 10.01               | 165548.87                   | 37°41.15            | 15°01.99            | 3.69          | 106                   | 0.14       | .3         | .7         |
| 10.01               | 171635.18                   | 37°42.11            | 15°01.43            | 3.17          | 119                   | 0.07       | .2         | .4         |
| 10.01               | 193201.23                   | 37°42.17            | 15°01.78            | 2.22          | 119                   | 0.05       | .2         | .3         |
| 10.01               | 202554.36                   | 37°42.11            | 15.01.56            | 2.13          | 126                   | 0.04       | .1         | .1         |
| 10.01               | 205433.27                   | 37°42.31            | 15°01.93            | 2.78          | 172                   | 0.05       | .3         | .4         |
| 10.01               | 213742.47                   | 37°42.10            | 15°01.69            | 2.04          | 157                   | 0.09       | .4         | .6         |
| 10.01               | 214246.92                   | 37°42.31            | 15°01.49            | 2.19          | 122                   | 0.05       | .3         | .3         |
| 10.01               | 214833.30                   | 37°41.81            | 15°01.21            | 2.52          | 173                   | 0.06       | .5         | .4         |
| 10.01               | 220629.49                   | 37°42.22            | 15°01.53            | 2.61          | 175                   | 0.03       | .2         | .2         |
| 10.01               | 222537.26                   | 37°42.05            | 15°01.61            | 1.85          | 117                   | 0.06       | .1         | .2         |
| 10.01               | 223315.89                   | 37°42.03            | 15.01.62            | 2.33          | 147                   | 0.04       | .4         | .4         |
| 10.01               | 230323.42                   | 37°41.99            | 15°01.35            | 2.41          | 121                   | 0.10       | .3         | .4         |
| 10.01               | 233400.35                   | 37°42.23            | 15°01.55            | 2.05          | 176                   | 0.02       | .2         | .2         |
| 10.02               | 003013.20                   | 37°42.16            | 15°01.78            | 2.15          | 135                   | 0.05       | .2         | .2         |
| 10.02               | 005844.20                   | 37°42.06            | 15°01.65            | 1.76          | 118                   | 0.06       | .1         | .2         |
| 10.02               | 011926.42                   | 37°42.17            | 15°01.65            | 2.44          | 167                   | 0.04       | .3         | .4         |
| 10.02               | 034552.25                   | 37°41.99            | 15°01.58            | 2.20          | 148                   | 0.04       | .1         | .3         |
| 10.02               | 083929.04                   | 37°42.04            | 15°01.64            | 2.08          | 148                   | 0.03       | .1         | .2         |
| 10.02               | 100456.43                   | 37°42.06            | 15°01.69            | 2.05          | 117                   | 0.04       | .1         | .3         |
| 10.02               | 113139.76                   | 37°41.81            | 15°02.00            | 2.79          | 087                   | 0.05       | .1         | .3         |
| 10.02               | 124920.90                   | 37°42.12            | 15°02.30            | 4.38          | 165                   | 0.07       | .3         | .5         |
| 10.02               | 131419.57                   | 37°42.01            | 15°01.63            | 2.37          | 113                   | 0.07       | .1         | .2         |
| 10.02               | 140850.82                   | 37°41.65            | 15°01.51            | 2.82          | 159                   | 0.12       | .4         | .5         |
| 10.02               | 171500.64                   | 37°41.57            | 15°02.46            | 3.45          | 138                   | 0.08       | .3         | .5         |
| 10.02               | 171758.89                   | 37°41.76            | 15°02.07            | 4.14          | 143                   | 0.02       | .2         | .2         |
| 10.02               | 183844.22                   | 37°41.47            | 15°02.36            | 3.77          | 124                   | 0.04       | .3         | .5         |
| 10.02               | 203155.65                   | 37°41.96            | 15.01.82            | 2.67          | 138                   | 0.04       | .2         | .2         |
| 10.02               | 235651.65                   | 37°41.84            | 15°01.86            | 4.10          | 147                   | 0.07       | .4         | .5         |
| 10.03               | 031122.10                   | 37°41.93            | 15°01.89            | 3.23          | 145                   | 0.07       | .3         | .3         |
| 10.04               | 051711.65                   | 37°41.80            | 15°01.21            | 2.88          | 173                   | 0.06       | .6         | .4         |
| 10.03               | 054217.77                   | 37°41.74            | 15°01.98            | 3.76          | 131                   | 0.06       | .2         | .2         |
| 10.04               | 194321.73                   | 37°41.86            | 15°01.78            | 2.39          | 149                   | 0.05       | .2         | .2         |
| 10.07               | 115110.59                   | 37°41.98            | 15°02.04            | 2.86          | 118                   | 0.08       | .3         | .4         |
| 10.10               | 133320.77                   | 37°41.85            | 15°01.80            | 2.66          | 140                   | 0.09       | .3         | .4         |

Τέτοιες δυσκολίες υποστηρίζουν την άποψη ότι οι προσπάθειες για την κατανόηση της μετανάστευσης των εστιών απαιτούν στοιχεία απευθείας από τα αρχικά δεδομένα. Η σημιοσειρά που καταγράφηκε κατά την διάρκεια της έκρηξης του 1989 της Αίτνας, για παράδειγμα, αποτελούνταν περίπου από 300 γεγονότα, 40 μόνο από τα οποία (Σχήμα 2.9 και Πίνακας 2.2) ικανοποιούσαν την απαίτηση για υψηλής ποιότητας δεδομένα υπολογισμού θέσης. Προκαταρκτικά στοιχεία για τη μετανάστευση των εστιών περιέχονται ήδη στις υπολογισμένες εστιακές θέσεις, αφού τα γεγονότα που συνόδευαν το τέλος του σμήνους εντοπίζονταν στα νοτιοανατολικά των πρώτων σεισμών της ακολουθίας (Πίνακας 2.2). Σαφή στοιχεία για τη μετανάστευση, παρόλο αυτά, μπορούμε μόνο να πάρουμε με τη χρησιμοποίηση όλων των διαθέσιμων δεδομένων, περισσότερα από τα οποία αναφέρονται σε μη εντοπισμένους ή περίπου εντοπισμένους σεισμούς που καταγράφηκαν από ζεύγη σταθμών τριών συνιστωσών τοποθετημένα κοντά και πάνω από την επικεντρική περιοχή (Α και Β στο Σχήμα 2.9α). Όπως δείχνει το Σχήμα 2.10, η μέση μείωση της διαφοράς των χρόνων διαδρομής των S-P κυμάτων που παρατηρείται στον σταθμό Α, και η σύγχρονη αύξηση στον σταθμό Β, αποτελούνται από τη μετανάστευση των εστιών νότια προς το σταθμό Α. Μικρές μεταβολές παρόλο αυτά με τον χρόνο των αζιμούθιων των Ρ κυμάτων στον σταθμό Β (Σχήμα 2.10) υποδηλώνουν ότι τα επίκεντρα πρέπει να έχουν προοδευτικά μετακινηθεί προς τα ανατολικά, με αποτέλεσμα σε μια γενική μετανάστευση των εστιών από βορειοανατολικά σε νοτιοδυτικά, και οι διαφοροποιήσεις στους παρατηρούμενους χρόνους διαδρομής να είναι ανεξάρτητες από κάθε μεταβολή των ελαστικών ιδιοτήτων του μέσου. Συνολικά, η υπολογισμένη, αθροιστική οριζόντια μετατόπιση των εστιών δεν ξεπερνά περίπου τα 2 km σε 3 μέρες. Μια τέτοια λεπτομερειακή ματιά στη δυναμική των σχεδόν στάσιμων σμήνων συμφωνεί αρκετά με την συμπεριφορά που αναφέρεται με την ανάλυση των 40 πιο δυνατών γεγονότων, υποστηρίζοντας έτσι την ιδέα ότι το περιεχόμενο των πληροφοριών ακόμη και λίγων καλά εντοπισμένων γεγονότων είναι αρκετά μεγαλύτερο από αυτό που θα ήταν διαθέσιμο από το άθροισμα όλων των καταγεγραμμένων γεγονότων.



**Σχήμα 2.10:** Το γεγονός ότι συμβαίνει μετανάστευση της σεισμικότητας βορειοδυτικά-νοτιοανατολικά κατά την διάρκεια του σμήνους το οποίο απεικονίζεται στο Σχήμα 2.9 αποδεικνύεται με την χρήση των δεδομένων που καταγράφηκαν στους σταθμούς Α και Β. Η γενική μείωση της διαφοράς των χρόνων άφιξης των Ρ και S κυμάτων με τον χρόνο στον σταθμό Α (αριστερά) και η σχετική αύξηση στον Β (δεξιά) υποδηλώνουν τη μετανάστευση των εστιών προς τον σταθμό Α δηλαδή προς τα νότια.

Κατανοώντας τα στοιχεία για μετανάστευση σεισμών που συνοδεύουν διεισδύσεις που συνήθως αναφέρονται στη Χαβάη, το μήκος των φλεβών από την καλδέρα του Kilauea έως της παρακείμενες ρηξιγενείς ζώνες πλησιάζουν συνήθως τα 20 km (Σχήμα 2.11a). Σεισμολογικά στοιχεία για επανατοποθέτηση φλεβών επιβεβαιώνονται από την σύγχρονη παρουσία κυκλικών εδαφικών παραμορφώσεων και μεταγενέστερη μεταπτωτική ρηξιγενή δραστηριότητα (Klein et al. 1987). Συγκρίσιμα στοιχεία για μεταπτωτική ρηξιγενή

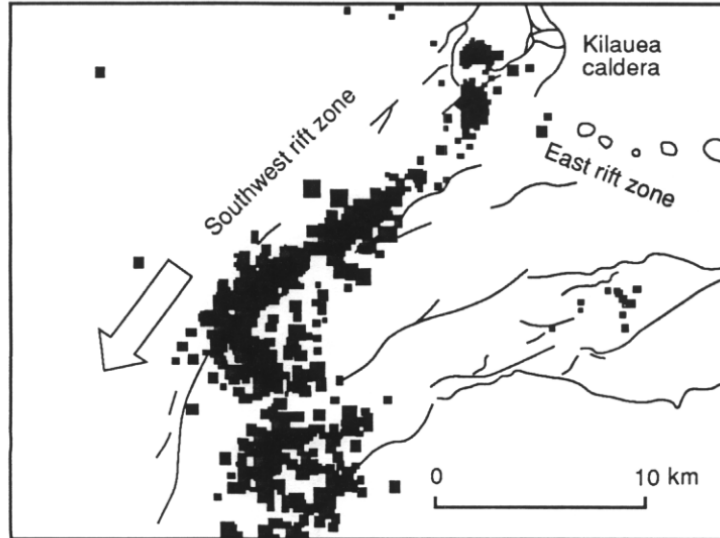
μετανάστευση φλεβών και σεισμών παρατηρήθηκαν κατά την διάρκεια της έκρηξης του 1977 στη Krafla (Ισλανδία) (Brandsdottir και Einarsson 1979). Εδώ, μόνο ανακρίβειες στον εντοπισμό χρόνου για μέτρηση είχαμε λόγω του τύπου των οργάνων που χρησιμοποιήθηκαν [κυρίως μηχανήματα καταγραφής με αιθάλη (καπνιστά χαρτιά)], και τα βάθη των σεισμικών πηγών κατανοήθηκαν ελάχιστα λόγω της έλλειψης πληροφοριών για την οριζόντια συνιστώσα. Παρόλο αυτά, το διάστημα μεταξύ των σταθμών, το οποίο ήταν συγκρίσιμο με το μέσο εστιακό βάθος, και ήταν επίσης πολύ μικρότερο από το μήκος της επικεντρικής μεταναστευτικής διαδρομής, παρείχε σίγουρα στοιχεία για την μετακίνηση των εστιών από την καλδέρα ως την παρακείμενη ρηξιγενή ζώνη (Σχήμα 2.11b). Τέτοια ομαλή σεισμική συμπεριφορά σε ηφαιστειακές ρηξιγενείς ζώνες επέτρεψε την καθιέρωση εύρρωστων (επακριβών) μοντέλων για τη δυναμική των επιφανειακών συστημάτων τροφοδότησης και για τους μηχανισμούς διείσδυσης φλεβών. Τέτοιου είδους απλά μοντέλα σπάνια έχουν εφαρμογή, παρόλο αυτά, τα ηφαιστειακά χαρακτηρίζονται από πιο σύνθετες δομές και εκρηξιγενείς μηχανισμούς. Σε τέτοιες περιπτώσεις, η παρουσία μεγάλων ρηξιγενών δομών κατα 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 καλύπτουν διαφορετικούς μηχανισμούς διείσδυσης.

Σεισμολογικά στοιχεία για τις απαρχές και το είδος της επανατοποθέτησης της διείσδυσης η οποία τροφοδότησε την 1989-93 εκρηξιγενή περίοδο της Αίτνας, για παράδειγμα, σίγουρα δεν βασίστηκαν εξολοκλήρου στα μοντέλα που καθιερώθηκαν για τις ρηξιγενείς ζώνες με βάση τις παρατηρήσεις στην Χαβάη και στην Ισλανδία. Το 1989, το μη εκχυτικό σύστημα ρωγμών που απεικονίζεται στο Σχήμα 2.9a αναπτύχθηκε ασεισμικά σε μια απόσταση σχεδόν 7 km μέσω της άνω νότιας πλαγιάς του ηφαιστείου, με τη σεισμικότητα να περιορίζεται κάτω από το ενεργό τέλος της ρωγμωσης (Σχήματα 2.9 και 2.10, Πίνακας 2.2) μόνο μετά τη σχεδόν συμπλήρωση του γεγονότος της επιφανειακής ρήξης. Τέτοιου είδους συμπεριφορά, η οποία δεν είναι συμβατή με την αναμενόμενη θραυσίγενή αντίδραση του ηφαιστειακού οικοδομήματος σε μια ακτινωτή φλέβα που προέρχεται από το τροφοδοτικό σύστημα της κορυφής και συνεχώς να διαδίδεται προς τα νότια, υποδηλώνει ότι μια γενετική σχέση μπορεί να υπάρχει μεταξύ του σεισμικού σμήνους και της επανατοποθέτησης μιας σχεδόν κάθετης φλέβας διαχωρισμού λίγα χιλιόμετρα πιο νότια από την περιοχή της κορυφής (Ferrucci et al. 1993). Στα τέλη του 1991, εκρηξιγενείς αγωγοί άνοιξαν κατά μήκος του 1989 συστήματος ρωγμών, παρόλο που ήταν περίπου 2 km βόρεια από την περιοχή του σμήνους του 1989 (Σχήμα 2.12), και τροφοδότησαν την μεγάλη πλευρική έκρηξη του 1991-93. Με αναφορά στο Σχήμα 2.12 είναι φανερό ότι η χωρο-χρονική κατανομή της σεισμικότητας που επηρέασε την ηφαιστειακή στήλη μεταξύ του 1989 και του 1991, αποκάλυψε ένα χάσμα που περικλείει την αναφερόμενη κορυφή της διείσδυσης. Αυτό υποδηλώνει ότι το σμήνος που συνόδευε το τέλος της 1989 εκρήξεως μπορεί να θεωρηθεί μεταγενέστερα ότι ήταν ένας προάγγελος του μεγάλου εκρηξιγενούς γεγονότους που ακολούθησε 2 χρόνια μετά.

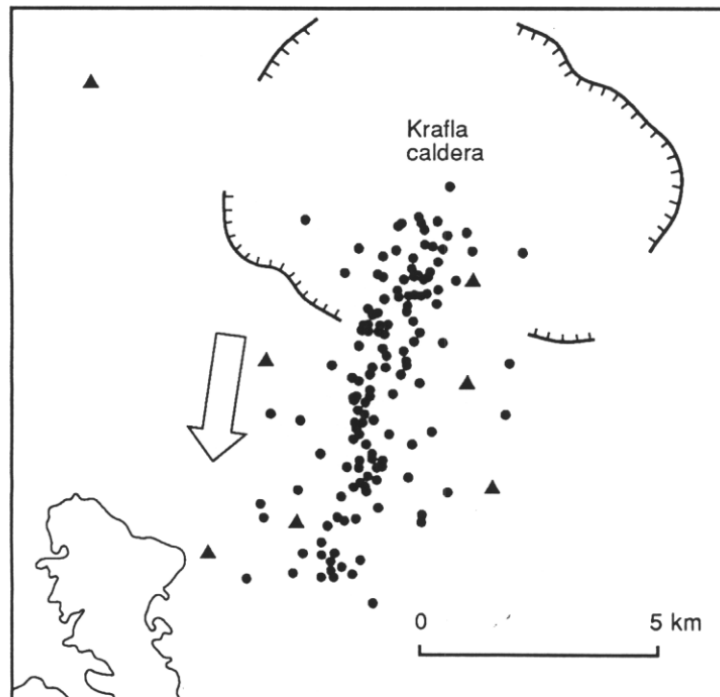
Η ακολουθία των σεισμικών γεγονότων που περιγράφηκαν παραπάνω υποδεικνύει ότι, για να εντοπίσεις κανονικά σεισμούς και να ακολουθήσεις την εξέλιξη τους στο χώρο και στο χρόνο, ο τύπος του σεισμολογικού εξοπλισμού και η γεωμετρία του δικτύου πρέπει να έχουν καθοριστεί με τέτοιο τρόπο ώστε να ταιριάζουν, όσο το δυνατόν καλύτερα, στις τοποθεσίες και στη μορφή της αναμενόμενης σεισμικής και ηφαιστειακής δραστηριότητας. Τέτοιου είδους στρατηγική πρέπει να είναι πάντοτε συμβιβαστική, όσον αφορά συγκεκριμένα με τα χρηματοδοτικά προβλήματα που συναντούμε με την εγκατάσταση δικτύων βέλτιστης γεωμετρίας σε μεγάλα και σύνθετα ηφαιστειακά τα οποία μπορεί να είναι ενεργά σε έναν αριθμό διαφορετικών θέσεων σε ένα στενό πλαίσιο χρόνου. Τέλεια δίκτυα είναι πιθανόν να παραμείνουν απατηλά, με την ποιότητα των συσσωρευμένων δεδομένων να διαφέρει σημαντικά από δίκτυο σε δίκτυο, ή ακόμη στο ίδιο δίκτυο από περίοδο σε περίοδο, εξαρτημένα πάντοτε από τον αριθμό και τύπο των αισθητήρων που χρησιμοποιούνται, στην γεωμετρία των δικτύων, και στα τεχνικά και χρηματοδοτικά προβλήματα. Τα παραδείγματα που αναφέρονται εδώ μπορεί, γι' αυτό, να είναι χρήσιμα στην εκτίμηση των αμφιβολιών που

προκύπτουν στην σύγκριση της ποιότητας των διάφορων δεδομένων που συλλέχθηκαν χρησιμοποιώντας αραία και γενικά ξεπερασμένα δίκτυα, με αυτά που αποκτήθηκαν χρησιμοποιώντας πυκνές, σύγχρονες σεισμολογικές διατάξεις, και αξιολογώντας αυτές τις διαφορές με βάση τα ανανεωμένα μοντέλα κινδύνου για τα σχετικά ηφαίστεια.

(a)



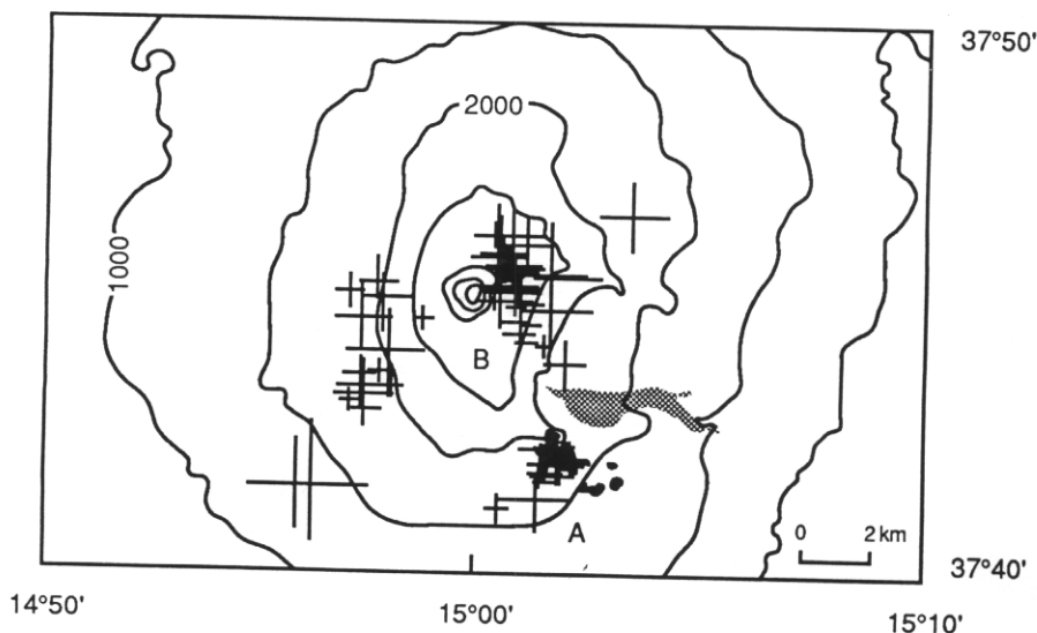
(b)



**Σχήμα 2.11:** Σεισμικότητα συγγενής με την επανατοποθέτηση φλεβών στις ρηξιγενείς ζώνες. (a) Στην Χαβάη (1983), οι διεισδύσεις συνήθως συνοδεύονται από σεισμικότητα που “μαρκάρει” τη διαδρομή της φλέβας. (b) Στην Ισλανδία (1979), οι σεισμοί “μαρκάρουν” τη μετανάστευση του μάγματος από την καλδέρα προς την παρακείμενη ρηξιγενή ζώνη.

## 2.5 Η σεισμική πηγή

Παρόλο που μπορεί λογικά να θεωρηθεί ότι η σεισμική διάρρηξη στα ενεργά ηφαιστεια προέρχεται κυρίως από τα πεδία τάσεων λόγω μάγματος, στοιχεία για την παρουσία του μάγματος στην πηγή είναι σπάνια. Αυτό οδήγησε στην επεξήγηση των περισσότερων σεισμών με βάση τη διατμητική διάρρηξη που προκλήθηκε από ένα σύστημα διπλού ζεύγους δυνάμεων ως αποτέλεσμα της κατανομής των τάσεων στην περιοχή της πηγής. Ακόμη πρέπει να ληφθεί υπόψη, παρόλο αυτά, το γεγονός ότι: (α) μια μόνο σεισμογενής περιοχή μπορεί συγχρόνως να υφίσταται διατμητική και εφελκυστική διάρρηξη ως λειτουργία της εμπλοκής διαφόρων ποσοτήτων υγρού, σε διάφορες πιέσεις, στην διαδικασία ρηγματώσεως (Σχήμα 2.13), και (β) η εξαέρωση η οποία παρέχει [τη δυνατότητα] στα μαγματικά σώματα με την απαραίτητη εφίπλευση να φτάσουν στην ελεύθερη επιφάνεια, δημιουργεί επίσης την διαρκή ταλάντωση του [ηφαιστειακού] σωλήνα και του μαγματικού σώματος (ηφαιστειακός σεισμικός θόρυβος). Με εξαίρεση ορισμένες αξιοπρόσεχτες προσπάθειες για την κατασκευή ενός ενοποιημένου σεισμικού μοντέλου για να εξηγηθούν οι διάφοροι μηχανισμοί μεταφοράς του μάγματος (π.χ. Aki 1984), αυτοί ακόμη συζητούνται ευρέως ξεχωριστά στην βιβλιογραφία.



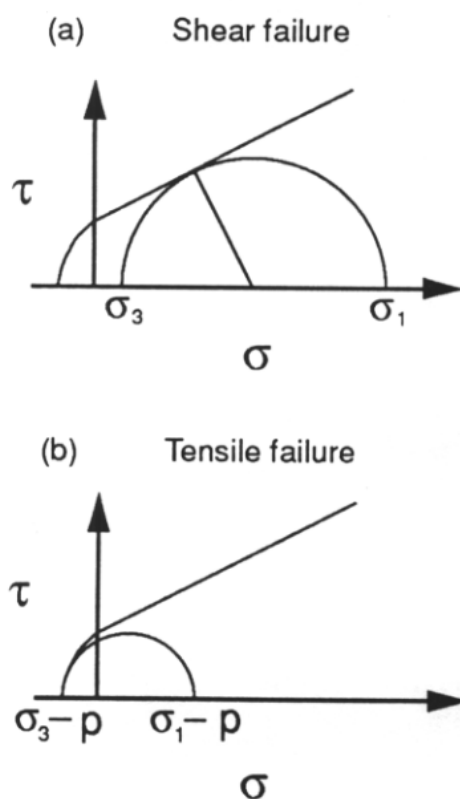
**Σχήμα 2.12:** Σύμφωνα με την θέση των εκρηξιγενών αγωγών (των ρευμάτων λάβας του 1991-92), το χάσμα στην περιοχή των επίκεντρων της πιο ισχυρής (μεγέθους  $>1.8$ ) επιφανειακής σεισμικής δραστηριότητας ( $< 1$  km κάτω από το επίπεδο της θάλασσας) που καταγράφηκε στην Αίτνα μεταξύ του τέλους της πλευρικής έκρηξης του 1989 (A) και του πλευρικού ξεσπάσματος του 1991-93 (B), μαρκάρει την αναφερόμενη θέση της κορυφής της διείσδυσης.

### 2.5.1 Η διατμητική διάρρηξη και πρότυπα διπλού ζεύγους δυνάμεων

Δύο κύριες αβεβαιότητες επηρεάζουν την σημασία των εστιακών μηχανισμών σε ηφαιστειακές περιοχές, και οι δυο εμπλέκουν την εφαρμοσιμότητα των διπλών ζευγών συστημάτων δυνάμεων. Η πρώτη σχετίζεται με το υψηλό επίπεδο ασυνέπειας των υπολογισμένων διπλών-ζευγών δυνάμεων λύσεων για γεγονότα συσσωρευμένα στον χώρο, αλλά χωρισμένα στον χρόνο, ή για γεγονότα που ανήκουν στις ίδιες προσωρινές ακολουθίες

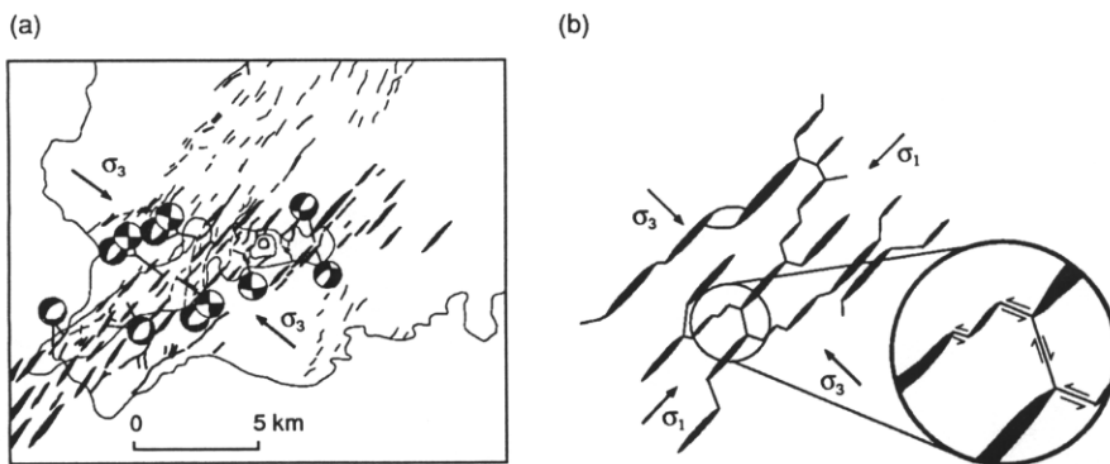
που διαφέρουν όμως ελαφρώς στην τοποθέσια. Η δεύτερη σχετίζεται με το γεγονός ότι είναι σχεδόν απίθανο να ταιριάζουν τα παρατηρούμενα πρότυπα της πολικότητας της πρώτης κίνησης χρησιμοποιώντας απλά μοντέλα διπλών ζευγών δυνάμεων. Τέτοιου είδους δυσκολίες υποδηλώνουν ότι η χρήση της κλασικής ανάλυσης, βασισμένη στην πολικότητα και στη διάρκεια των πρώτων κινήσεων, δεν πρέπει πάντα να την εμπιστευόμαστε όταν πρόκειται για τον καθορισμό των εστιακών μηχανισμών σε ενεργά ηφαίστεια. Σε περιπτώσεις διατμητικής διάρρηξης, οι σεισμογενείς ρηγματώσεις που εμφανίζουν σχεδόν οριζόντιες, μέση ( $\sigma_2$ ) και ελάχιστη ( $\sigma_3$ ), κύριες τάσεις μπορούν να εξηγηθούν με βάση τις φλεβοειδείς διεισδύσεις, όπου οι φλέβες είναι προσανατολισμένες κανονικά προς τη μέση διεύθυνση της  $\sigma_3$ .

**Σχήμα 2.13:** Το διάγραμμα Mohr με την επιφάνεια θραύσης μπορεί να χρησιμοποιηθεί για ναδειχθεί ότι είναι απίθανο να συμβούν εφελκυστικές διαρρήξεις σε ηφαιστειακές περιοχές. (a) Με την απουσία υγρού στις ρωγμές μπορεί να συμβούν μόνο διατμητικές διαρρήξεις. (b) Όταν υπάρχει υγρό στις ρωγμές, τότε η πίεση ( $p$ ) του υγρού μειώνει τις τάσεις  $\sigma_1$  και  $\sigma_3$  με αποτέλεσμα να συμβεί εφελκυστική διάρρηξη (υδραυλική διάρρηξη).



Τέτοιοι μηχανισμοί είναι τυπικοί, για παράδειγμα, των εφελκυστικών συστημάτων που χαρακτηρίζουν ρηξιγενείς ζώνες, όπου οι σεισμογενείς ρηγματώσεις καθορίζονται κυρίως από τους προσανατολισμούς και των δυο κυρίων αξόνων (του τανυστή του κύριου πεδίου τάσεων) και από την τιμή του υπολειμματικού πεδίου τάσεων (Σχήμα 2.14). Αντίθετα, αν οι σχεδόν οριζόντιες συνιστώσες του τανυστή τάσης είναι η μέγιστη ( $\sigma_1$ ) και η μέση ( $\sigma_2$ ) κύριες τάσεις, παρουσιάζονται σημαντικές αυξήσεις τάσης στο οριζόντιο επίπεδο, ικανές να ξεπεράσουν τη λιθοστατική πίεση, και συμβατές (ταυτόσημες) με τους μηχανισμούς των ανάστροφων ρηγμάτων και με [τους μηχανισμούς] ρωγμών "αναβαθμίδας" των μαγματικών σωμάτων. Στην πραγματικότητα, οι  $\sigma_1$ ,  $\sigma_2$ , και  $\sigma_3$  συνιστώσες του τανυστή τάσης πιστεύεται ότι συχνά συμπίπτουν με τον μέσο προσανατολισμό των P (πίεση), T (εφελκυσμός) και N (ουδέτερος) αξόνων αντιστοίχως (Raleigh et al. 1972, Gephart και Forsythe 1984). Αυτό είναι συζητήσιμο (McKenzie 1969), και ισχύει μόνο σε περιπτώσεις νεοσχηματιζόμενων ρωγμών σε ένα ομοιογενές ιστροπικό μέσο, ή όπου οι μηχανισμοί ρηγματώσεως διαφέρουν από αυτούς που φυσιολογικά συμβαίνουν λόγω της υπολειμματικής πίεσης που ασκείται στην περιοχή της πηγής. Οι περισσότερες αμφιβολίες, παρόλο αυτά, πηγάζουν από τη μη πλήρη κατανόηση της εστιακής θέσης ή από τη μη πλήρη κάλυψη της εστιακής σφαίρας, τα οποία οφείλονται από την ακαταλληλότητα των παρατάξεων που

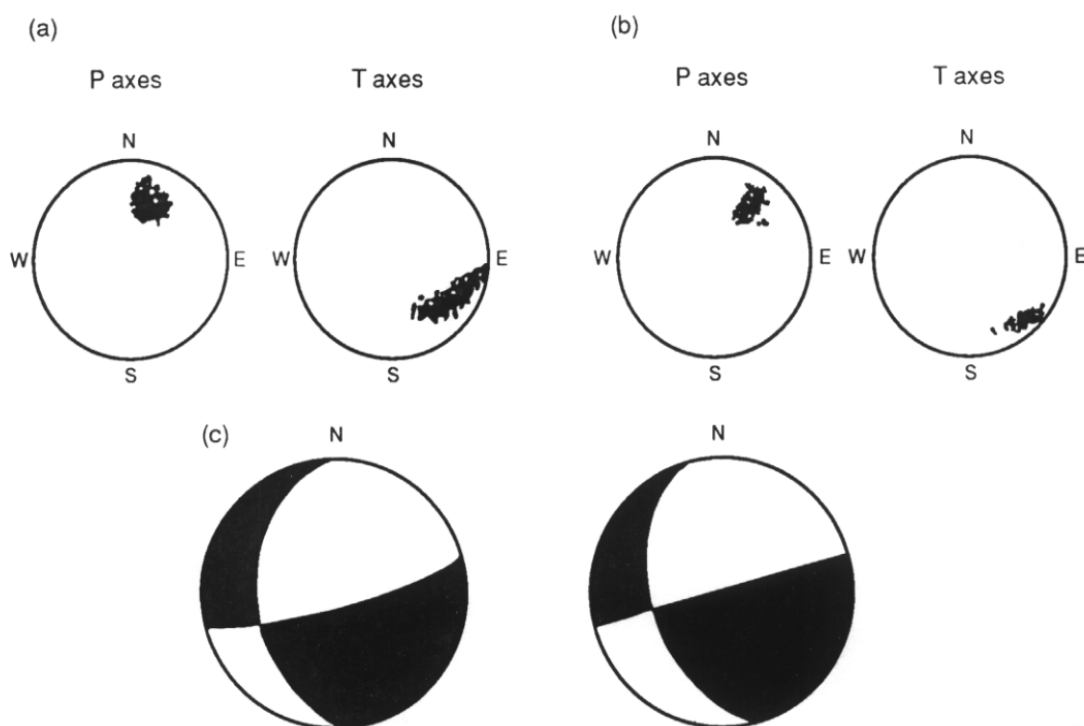
χρησιμοποιήθηκαν, και από την ανεπαρκή γνώση του διερχόμενου μέσου. Ακριβής ανακατασκευή της γωνίας προσπτώσεως της ακτίνας στην πηγή (γωνία αναχώρησης) είναι ζωτική για το σωστό “πλοτάρισμα” των ακτινών στην εστιακή σφαίρα. Αυτό απαιτεί τον ακριβή καθορισμό της γωνίας προσπτώσεως στην ελεύθερη επιφάνεια, που εξαρτάται κυρίως από την κατανομή της βαρύτητας στο μοντέλο της Γης που χρησιμοποιείται, και από την έκταση της πλευρικής ετερογένειας στην πραγματική Γη. Η κατανόηση των μηχανισμών των σεισμών μπορεί να γίνει πολύ πιο εύκολη με τον συνδυασμό των αρχικών πολικότητων των P κυμάτων με τις πληροφορίες που μεταφέρονται από τις πλώσεις 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 την ανισοτροπία του μέσου. Αυτό αποδείχτηκε ότι ισχύει για λίγα χιλιόμετρα από την πηγή (Iannaccone και Deschamps 1989), και γι’ αυτό τον λόγο είναι κατάλληλο για συλλογή δεδομένων στα περισσότερα σεισμολογικά δίκτυα που λειτουργούν σε ηφαιστειακές περιοχές. Μια πιο “κομψή” λύση για τέτοιες τάξεις δεδομένων κοντινών της πηγής (Zollo και 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 μέγιστες πιθανές λύσεις τοποθετούνται μετά από μια εκτεταμένη έρευνα για την μεταγενέστερη πιθανότητα των παραμέτρων του μοντέλου (παράταξη, γωνίες κλίσης και διανύσματος κλίσης του ρήγματος). Η χρήση ακόμη και λίγων επιπρόσθετων διευθύνσεων πόλωσης του S κύματος μπορεί να αυξήσει σημαντικά [το επίπεδο] κατανόησης για το σετ των παραμέτρων του ρήγματος, αφού δίνεται έμφαση με την ακριβή ομαδοποίηση των λύσεων για τους P και T άξονες στην εστιακή σφαίρα (βλέπε Σχήμα 2.15).



**Σχήμα 2.14:** (a) Ο προσανατολισμός των ελάχιστων κύριων τάσεων ( $\sigma_3$ ) μαζί με κάποιους μικροσεισμούς στην ρηξιγενή ζώνη Reykjanes (Ισλανδία) είναι σύμφωνος με τις ηφαιστειακές και τεκτονικές γραμμώσεις της περιοχής. Οι μέγιστες κύριες τάσεις ( $\sigma_1$ ) είναι κάθετες στα κανονικά ρήγματα που περιορίζουν τη ζώνη διάρρηξης και οριζόντιες στο ρήγμα οριζόντιας μετατόπισης στο κέντρο. (b) Ιδανική αναπαράσταση της αλληλεπίδρασης των φλεβών σε ένα ομοιογενές μέσο που υπόκεινται στις τάσεις  $\sigma_1$  και  $\sigma_3$ .

Ο σεισμός που περιγράφεται στο Σχήμα 2.15 είναι αντιπροσωπευτικός της σεισμικότητας που καταγράφηκε κατά την διάρκεια του επεισοδίου της έξαρσης του 1982-84 στην Campi Flegrei καλδέρα (Κόλπος Νάπολι, Ιταλία), όπου περίπου 15.000 επιφανειακοί σεισμοί (Σχήμα 2.16) συνόδευαν σημαντική ανύψωση του εδάφους (Barberi et al. 1984, De Natale et al. 1991). Η δίχρονη σεισμική ακολουθία στο Campi Flegrei παρουσίασε ένα δυνατό μη τυχαίο χαρακτήρα, και στον χώρο και στον χρόνο, και η κατανομή των σεισμών παρέμεινε

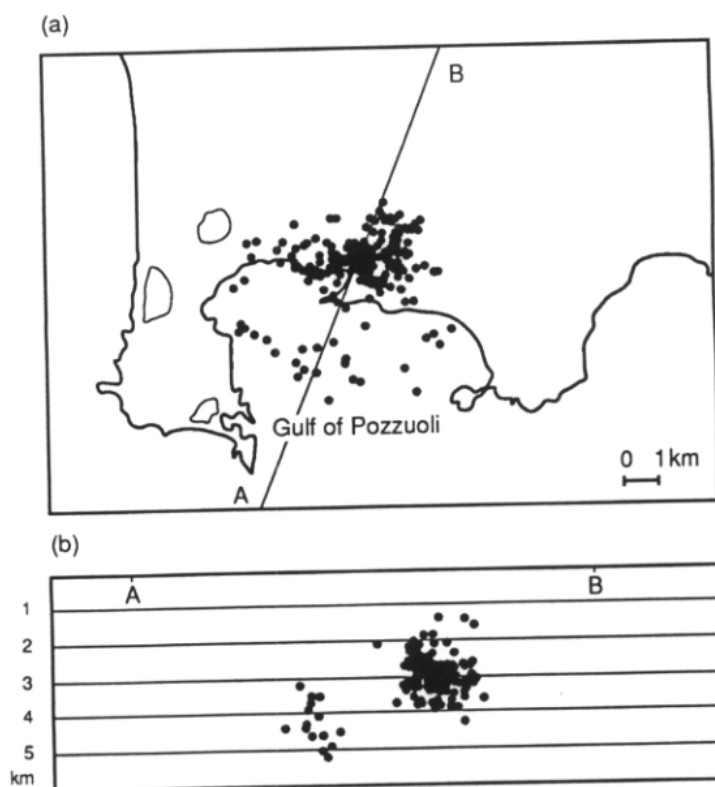
σταθερή σε όλη τη δίχρονη περίοδο της έξαρσης. Ουσιαστική χρήση των τριών συνιστωσών σειсмоγράφων βοήθησε να εντοπισθεί το 80% των εστιών, κυρίως με ασήμαντα λάθη, μέσα σε έναν όγκο περίπου  $15 \text{ km}^3$  (Aster και Meyer 1988) που επικάλυπτε την αναφερόμενη κορυφή του μαγματικού θαλάμου (Dvorak και Berrino 1991, Ferrucci et al. 1992), παρόλο που μερικά ισχυρότερα γεγονότα ( $M_{\max}=4,0$ ) κατανέμονταν τυχαία μέσα σε προσωρινές ομάδες. Ήρεμα στάδια δεν ακολουθούνταν συστηματικά από μεγάλου μεγέθους γεγονότα, και η περισσότερη ενέργεια στα πιο έντονα σμήνη απελευθερώνονταν συνήθως στις κεντρικές τους ζώνες (DeNatale και Zollo 1986). Όπως γενικά είναι αποδεκτό για τα σεισμικά σμήνη (Scholz 1968, Hill 1977, Okada 1983), τέτοια στοιχεία υποδηλώνουν διαρρήξεις που σχετίζονται με συγκεντρώσεις πίεσης σε ένα πολύ ετερογενές μέσο (Okada et al. 1981). Όσον αφορά την ονοματολογία των σεισμικών γεγονότων σε ηφαιστειακές περιοχές (π.χ. Minakami 1974, Latter 1979) κανένας από τους σεισμούς που καταγράφηκαν στο Campi Flegrei ήταν από τους "B τύπου" (χαμηλής συχνότητας) και δεν παρουσιάζει κανένα «ηφαιστειακό» χαρακτήρα. Παρόλο αυτά, τα καθιερωμένα σχήματα κατάταξης για την ηφαιστειακή σεισμικότητα δεν είναι με κανένα τρόπο πλήρως συμπληρωμένα και έχουν μικρή ποσοτική σημασία. Εκτός από αυτά, η μορφή των σειсмоγραμμάτων του Campi Flegrei έδειξε μια απουσία των συνηθισμένων αναμενόμενων στοιχείων για τη συμμετοχή υγρών στην ρηξιγενή διαδικασία. Οι μεγάλοι αριθμοί των σεισμικών γεγονότων που καταγράφηκαν στο Campi Flegrei μπορούν, γι' αυτό τον λόγο, να καταλογιστούν κυρίως στις διατμητικές διαρρήξεις, και πιο πολύ στην ετερογενή φύση του φιλοξενούντος μέσου σε όλες τις βαθμίδες, ο συνδυασμός αυτών των παραγόντων είναι υπεύθυνος για την σχετικά μικρή συνάφεια των υπολογισμένων εστιακών λύσεων (Gaudiosi και Iannaccone 1984) (Σχήμα 2.17).



**Σχήμα 2.15:** Ο σεισμός που απεικονίζεται είναι αντιπροσωπευτικός του σμήνους που καταγράφηκε σε ένα δίκτυο από σταθμούς τριών συνιστωσών τον Απρίλιο του 1984 στην καλδέρα Campi Flegrei, Ιταλία. (a) Προβολή των αξόνων P και T χρησιμοποιώντας τις πολώσεις των S κυμάτων. (b) Όμοια με το (a), αλλά χρησιμοποιώντας και τις πολικότητες των P κυμάτων. (c) Μηχανισμοί ρηγματώσεως χρησιμοποιώντας μόνο δεδομένα των P κυμάτων (αριστερά) και δεδομένα P και S κυμάτων (δεξιά). Παρόλο που οι μηχανισμοί δεν διαφέρουν ουσιαστικά, η αξιοπιστία του μοντέλου ασφαλίζεται από την ομαδοποίηση των υπολογισμένων σημείων των P και T αξόνων του Σχήματος (b).

### 2.5.2 Η εφελκυστική διάρρηξη και οι μηχανισμοί μονού ζεύγους δυνάμεων

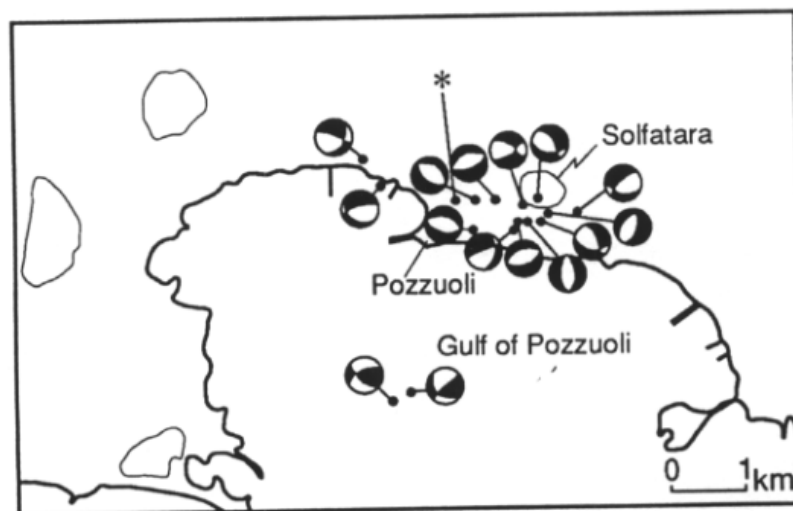
Τελείως διαφορετικά στοιχεία συλλέχθηκαν κατά την διάρκεια της κρίσης της καλδέρας του Long Valley (Hill 1984), που συνέβη περίπου τον ίδιο χρόνο με αυτές των Campi Flegrei και Rabaul (Παπάουα Νέα Γουινέα). Τέτοιου είδους ανήσυχης συμπεριφοράς τράβηξε την προσοχή τόσο των επιστημόνων όσο και των μέσων ενημέρωσης λόγω του υψηλού επιπέδου κινδύνου αφού οι καλδέρες γειτονεύουν με πυκνοκατοικημένες περιοχές. Δεν έχουν γίνει ακόμα εκρήξεις σε καμιά από αυτές τις τοποθεσίες, παρά τη μεγάλη αποδέσμευση σεισμικής ενέργειας και τη σύγχρονη μεγάλη εδαφική παραμόρφωση. Η σεισμική έξαρση στο Long Valley (Σχήμα 2.18) 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 μεγάλο μεγέθους σεισμούς στην περιοχή των Mammoth Lakes, τέσσερα  $M=6$  γεγονότα στα μέσα του 1980, δύο  $M=5$  σεισμούς το 1983 και ένα  $M=5,7$  γεγονός κατά το τέλος του 1984. Οι ισχυροί σεισμοί του Μαΐου του 1980 δημιούργησαν αμέσως διαφωνίες μεταξύ των σεισμολόγων για τον τύπο και την πολυπλοκότητα της πηγής, [δημιούργησαν] συγκρίσεις για την καταλληλότητα των μικρής περιόδου δεδομένων με τα ευρέως 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 των μονού ζεύγους δυνάμεων μηχανισμών αντιστάθμισης του γραμμικού διανύσματος του διπόλου (CLVD) (από Knopoff και Randall 1970) (Σχήμα 2.19).



**Σχήμα 2.16:** Επίκεντρα (a) και υπόκεντρα (b) των καλύτερα εντοπισμένων σεισμών κατά μήκος της εγκάρσιας τομής A-B που καταγράφηκαν στην καλδέρα Campi Flegrei την περίοδο 1983-1984. Κατά την διάρκεια της σεισμικής έξαρσης η κατανομή των σεισμών έμεινε αμετάβλητη και δεν εντοπίστηκαν γεγονότα χαμηλής συχνότητας.

Προβλήματα στην ερμηνεία δημιουργήθηκαν πολύ γρήγορα, αφού οι πρώτες σεισμολογικές μελέτες της ακολουθίας του Μαΐου του 1980 έδειξαν να συμβαίνουν οριζόντιες κινήσεις σε σχεδόν κάθετα ρήγματα (Ryall και Ryall 1981), ένας μηχανισμός που δεν υποστηρίζεται από τις επιφανειακές ρηγματώσεις. Στην πραγματικότητα, τα μακράς

περιόδου δεδομένα που καταγράφηκαν παγκοσμίως (Given et al.1982) παρείχαν στοιχεία για ένα τανυστή ροπής που σχηματίστηκε με την συγχώνευση τριών ορθογωνίων δυναμικών διπόλων, ένα συμπέρασμα το οποίο ήταν ασυνεπές με τα προηγούμενα μικρής περιόδου δεδομένα και συνεπές με τις μεγάλες του μονού ζεύγους δυνάμεις συνιστώσες στην ολική ροπή (Julian και Sipkin 1985). Αυτό δεν μπορεί βέβαια να εξηγηθεί από ένα επαναλαμβανόμενο τυχαίο γεγονός της ταυτόχρονης διατμητικής ρηγμάτωσης σε πολλαπλά ρήγματα, αλλά μπορεί αντί για αυτό να συμφωνεί με μια εφελκυστική διάρρηξη υπό την πίεση υγρών (Julian 1983) (Σχήμα 2.13).



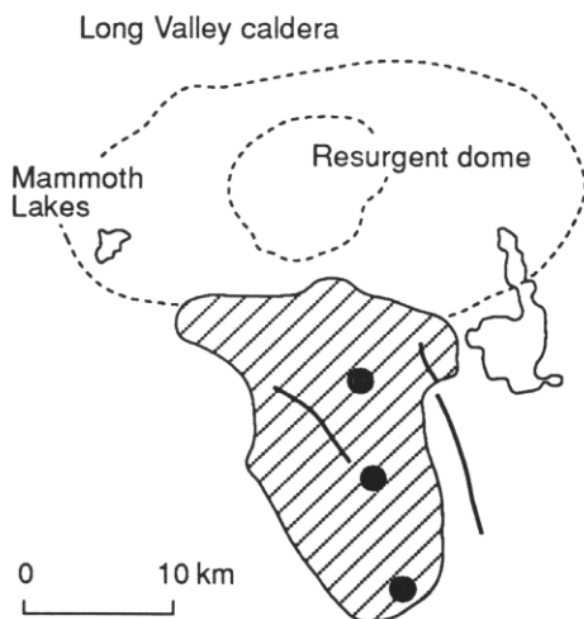
**Σχήμα 2.17:** Εστιακοί μηχανισμοί επιλεγμένων γεγονότων που καταγράφηκαν στην καλδέρα Campi Flegrei το 1983 που έχουν μικρή διασπορά. Αυτό μπορεί να οφείλεται στην ανομοιογένεια του μέσου, αλλά και σε πιθανά λάθη στον υπολογισμό των σημείων των εστιών.

Ο διαχωρισμός του υπολειμματικού μέρους του τανυστή ροπής σε διπλού ζεύγους δυνάμεις και CLVD συνιστώσες οδήγησε σε μια εναλλακτική άποψη για τον μηχανισμό ρηγμάτωσης συνεπή με την σχεδόν κάθετη διεύθυνση μιας φλέβας (Σχήμα 2.19). Το μοντέλο του πρότυπου ακτινοβολίας που θα παρατηρείται σε περίπτωση ξαφνικής διάδοσης μιας ρωγμής πληρωμένης με υγρό, παρόλο αυτά πρόβλεψε συμπίεστικές αρχικές κινήσεις ακτινοβολούμενες σε ολόκληρη την εστιακή σφαίρα (Chouet και Julian 1985). Αυτό όμως ήταν ασυνεπές με τις αραιώσεις της εστιακής σφαίρας των μικρής περιόδου δεδομένων (βλέπε Σχήμα 2.20), και επίσης δεν συμφωνούσε με τα μακράς περιόδου δεδομένα τα οποία σε αρκετούς σταθμούς έδειχναν σαφές αραιώσεις, όπου τα μικρής περιόδου δεδομένα ανέφεραν [αντίστοιχα] συμπίεσεις, το τελευταίο συνέβαινε συστηματικά νωρίτερα στο χρόνο από ότι τα προηγούμενα. 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 παραδέχεται ότι τα μικρής περιόδου και τα μακράς περιόδου δεδομένα περιέχουν το καθένα επικρατούσες πληροφορίες μόνο για ένα μέρος της μετατόπισης που έγινε λόγω μιας μη αυθόρμητης διαδικασίας διάρρηξης της πηγής. Στην άποψη του Aki, η πίεση των υγρών που αυξάνεται στη μια άκρη ενός ρωγμωειδούς συστήματος (Σχήμα 2.21) μπορεί να έχει ως αποτέλεσμα: (α) το ξαφνικό άνοιγμα ενός στενού καναλιού που ενώνει τις πληρωμένες με υγρό ρωγμές, (β) τη μεταφορά της πίεσης στην άλλη άκρη του ρωγμωειδούς συστήματος, (γ) μια συνεχής πτώση της πίεσης του μάγματος, και (δ) το αναμενόμενο κλείσιμο της ανοιχτής άκρης. Σε έναν 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. Σε αντίθεση, η ηρεμία που συνοδεύει το τέλος της ροπής του ιξώδους 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 μήκους της εστίας.

Παρόλο που η διαμάχη γύρω από τους CLVD μηχανισμούς έχει σχεδόν εξασθενήσει, μικρές σεισμικές πηγές που δύσκολα ταιριάζουν με ορθογώνια επίπεδα έχουν αναφερθεί από, π.χ., Ισλανδία (Foulger και Long 1984) και Piton de la Fournaise (Reunion Island) (Hirn et al. 1991a), αλλά συχνά παραβλέπονται εξαιτίας της φτωχής ποιότητας των πρώτων κινήσεων και / ή τη διαστηματική ή τεχνική ανεπάρκεια των δικτύων καταγραφής. Οι αμφιβολίες προέρχονται από το γεγονός ότι σημαντικές αναχωρήσεις σεισμικών κυμάτων της γεωμετρίας των τεταρτομορίων από τα διακριτά επίπεδα (Σχήμα 2.19) μπορούν επίσης να επιτευχθούν με έναν συνδυασμό δύο ή περισσότερων διπλού ζεύγους συστημάτων δυνάμεων. Για παράδειγμα, ο μηχανισμός που απεικονίζεται στο Σχήμα 2.20 είναι σχεδόν ισοδύναμος με αυτόν που θα μπορούσε να επιτευχθεί με τη συσσώρευση, στο χώρο και στο χρόνο, μιας οριζόντιας και μιας κανονικής [κανονικό ρήγμα] ρηγματώσεως, με τους οριζόντιους εφελκυστικούς άξονες να κλίνουν και οι δυο περίπου προς βορειανατολικά (Barker και Langston 1983). Αυτό όμως ήταν απίθανο για την ακολουθία του Long Valley, εξαιτίας του επαναλαμβανόμενου γεγονότος των παρόμοιων προτύπων της χωρο-χρονικής σεισμικότητας, και εξαιτίας της εξαιρετικής σεισμικής ενέργειας που εμπλέκεται. Σε μικρότερα μεγέθη, παρόλο αυτά, οι σχεδόν ταυτόχρονες ρηγματώσεις στα συνεχόμενα τμήματα των en echelon ρηξιγενών συστημάτων που χαρακτηρίζουν ζώνες με έντονη φλεβοποίηση, δεν είναι απίθανο [να συμβαίνουν] όταν [γίνονται] ξαφνικές μεταβολές της τάσης λόγω της επανατοποθέτησης του μάγματος. Αν, για παράδειγμα, ο αριθμός των γεγονότων που συνιστούν το μοντέλο του Hill (1977) για το σχηματισμό σεισμικών σημνών σε ηφαιστειακές περιοχές (Σχήμα 2.14) συνέβαινε ταυτόχρονα, θα έδιναν μονού ζεύγους δυνάμεων πρότυπα παρόμοια με αυτά που παρατηρήθηκαν στο Long Valley αλλά θα περιείχαν πολύ μικρότερες ενέργειες.

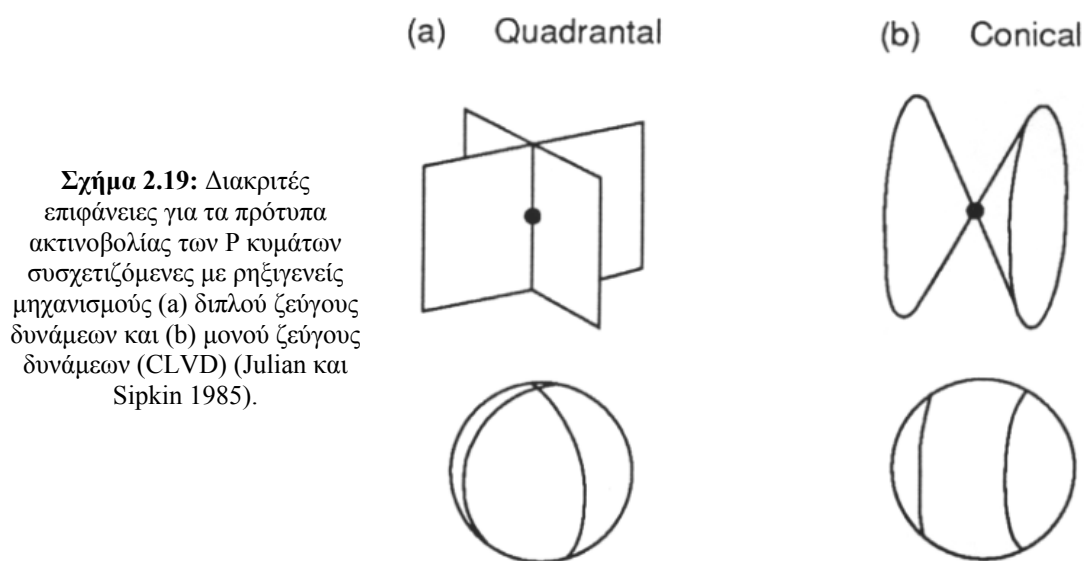
Η περίπτωση του Long Valley παρουσιάζει τα πολύπλοκα προβλήματα που συναντιούνται στην κατανόηση των σεισμικών πηγών σε ηφαιστειακό περιβάλλον, και δείχνει ότι η αυξανόμενη γνώση για κυρίως μη γραμμικές σεισμικές διαρρήξεις παραμένει ζωτική για να επιτευχθεί μια καλύτερη κατανόηση για τη δυναμική του ηφαιστείου. Λόγω των αμφιβολιών που συσχετίζονται με τις σεισμικές πηγές στα ενεργά ηφαίστεια, παρόλο αυτά, οι υπολογισμένες εστιακές λύσεις που καθορίζονται κατά τη διάρκεια μιας παρακολούθησης "ρουτινας" δεν πρέπει να χρησιμοποιούνται ξεχωριστά για την κατανόηση της δυναμικής της διεξόδου του μάγματος.



**Σχήμα 2.18:** Οι θέσεις τριών σεισμών μεγέθους  $M=6$  που έγιναν το Μάιο του 1980 στην καλδέρα Long Valley (Καλιφόρνια). Η γραμμοσκιασμένη ζώνη μαρκάρει τη σεισμικά ενεργή περιοχή.

### 2.5.3 Χαμηλής συχνότητας σεισμοί και ηφαιστειακοί σεισμικοί θόρυβοι

Το μοντέλο του Aki (1984) για το Long Valley σχεδιάστηκε για να συνθέσει τα περισσότερα ιδιαίτερα χαρακτηριστικά της σεισμικότητας σε ηφαιστειακά περιβάλλοντα, δηλαδή εφελκυστική διάρρηξη, την ακτινοβολία των χαμηλής συχνότητας ακολουθιών κυμάτων και την διαρκή ταλάντωση του θαμμένου τήγματος και του περιβάλλοντος πετρώματος. Παρόλο αυτά, αφού ούτε χαμηλής συχνότητας γεγονότα ούτε ηφαιστειακοί σεισμικοί θόρυβοι δεν παρατηρήθηκαν στην περιοχή της καλδέρας των Mammoth Lakes, υποστηρίχτηκε ότι είτε το ιξώδες (η ρευστότητα) του μάγματος είτε η απώλεια της ακτινοβολίας του θαλάμου ήταν ανεπαρκώς χαμηλή για να επιτρέψει την δημιουργία αρμονικών ταλαντώσεων του τήγματος που ακολουθούσαν μεγάλες πτώσεις τάσης όπως αυτές που χαρακτήριζαν τους κύριους σεισμούς της σεισμικής ακολουθίας των Mammoth Lakes.



Ο συσχετισμός των ηφαιστειακών (αρμονικών) σεισμικών θορύβων και των χαμηλής συχνότητας γεγονότων με τον μαγματισμό είναι ξεκάθαρος, δεδομένου ότι τέτοια σήματα καταγράφονται σε όλα σχεδόν τα ηφαίστεια κατά την διάρκεια περιόδων σημαντικής δραστηριότητας. Επίσης, στα περισσότερα ηφαίστεια συναντάμε εντυπωσιακά παρόμοια φασματικά πρότυπα (Σχήματα 2.22 και 2.23), 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 δυο φαινόμενα. Με βάση τα ποσοτικά στοιχεία που συλλέχτηκαν παγκοσμίως, οι περισσότεροι σεισμολόγοι μοιράζονται την ιδέα ότι ο ηφαιστειακός σεισμικός θόρυβος μπορεί απλά να είναι ένα σμήνος από χαμηλής συχνότητας γεγονότα. Αυτό το μοντέλο κάνει υποθέσεις, παρόλο αυτά, για τους ρόλους που παίζουν η πηγή και το μέσο στον καθορισμό των αρμονικών χαρακτηριστικών του σεισμικού θορύβου και των χαμηλής συχνότητας σημάτων. Ο Minakami (1974), για παράδειγμα, πρότεινε ότι τα χαμηλής συχνότητας χαρακτηριστικά είναι αποτέλεσμα κυρίως του ρηχού βάθους της πηγής, και απέδωσε τα αρμονικά χαρακτηριστικά στην διάδοση ακολουθίας ομοίων κυμάτων σε πολύ απορροφητικά επιφανειακά στρώματα τυπικά των ηφαιστειακών οικοδομημάτων. Ο σεισμικός θόρυβος πρότεινε ότι είναι το αποτέλεσμα της συσσώρευσης μικρής περιόδου χαμηλής συχνότητας γεγονότων (B τύπου). Σε αυτό το μοντέλο, το αρμονικό περιεχόμενο και του σεισμικού θορύβου και των χαμηλής συχνότητας σεισμών θα εξαρτάται μόνο οριακά από τον τύπο και τη δυναμική της πηγής. Αν γίνει αποδεκτό αυτό το μοντέλο, τότε ο αυξανόμενος αριθμός των χαμηλής συχνότητας γεγονότων μπορεί να κατανοηθεί ως συνάρτηση με την αυξανόμενη δραστηριότητα στα ρηχά βάθη σε ένα ηφαιστειακό οικοδόμημα, ένα χαρακτηριστικό το οποίο, παρόλο που είναι πάντα παρόν, έρχεται σε αντίθεση με ένα

τουλάχιστον παράδειγμα (Kilauea) που και τα χαμηλής συχνότητας γεγονότα και οι σεισμικοί θόρυβοι προέρχονται πιθανόν από βαθιά πηγή (Aki και Koyanagi 1981, Shaw και Chouet 1991).

Σε αντίθεση με το μοντέλο του Minakami, πολλοί συγγραφείς προτείνουν ότι η δυναμική της πηγής είναι σημαντική στον καθορισμό των αρμονικών χαρακτηριστικών των χαμηλής συχνότητας γεγονότων, και ένας αριθμός από ελαφρώς διαφοροποιημένα μοντέλα έχουν ήδη προταθεί. Μεταξύ άλλων οι St.Lawrence και Qamar (1979), Seidl et al.(1981), και Ferrick et al.(1982), πρότειναν ότι τέτοια χαρακτηριστικά μπορεί εξολοκλήρου να υπολογιστούν από τον συντονισμό των ηφαιστειακών αγωγών (Schick et al. 1982a), και ότι ο τύπος της ακτινοβολίας καθορίζεται από το μήκος των αγωγών και τις ρεολογικές ιδιότητες του υγρού και του φιλοξενούντος μέσου (Chouet 1985). Ο Seidl et al.(1981) πρότεινε ότι η συνεχής ροή υγρού μέσω των ηφαιστειακών αγωγών είναι υπεύθυνη για την πρόκληση του φαινομένου να συντονίζονται [οι αγωγοί] σε χαρακτηριστικές ιδιοσυχνότητες, μια άποψη που είχε οδηγήσει στην κατασκευή μοντέλου (π.χ. Schick et al.1982b, Gresta et al.1991) από το επιφανειακό σύστημα τροφοδοσίας της Αίτνας με βάση ένα πλέγμα αγωγών διαφορετικού μήκους, των οποίων οι δονήσεις υπολογίζονται για μια φασματική γραμμή από το φάσμα της συχνότητας που παρουσιάζεται στο Σχήμα 2.22. Μια ακόμη βελτίωση στο μοντέλο του Schick et al. (1982b) προτείνει ότι οι μεταβολές στον χρόνο της φασματικής μορφής των ηφαιστειακών σεισμικών θορύβων (δηλαδή του εύρους και της συχνότητάς τους) μπορεί να είναι συνάρτηση της ανόδου του μάγματος και της εξαέρωσης εμπλέκοντας έτσι διαφορετικούς αγωγούς (π.χ. Cosentino et al.1989). Με βάση τέτοιες υποθέσεις που ισχύουν και κάνοντας την εικασία ότι ο σεισμικός θόρυβος είναι στάσιμος ή μη γνήσιος στάσιμος, τα σήματά του συνήθως δειγματοληπτούνται σε τακτά χρονικά διαστήματα και αναλύονται με βάση τη συχνότητα για τους σκοπούς της παρακολούθησης.

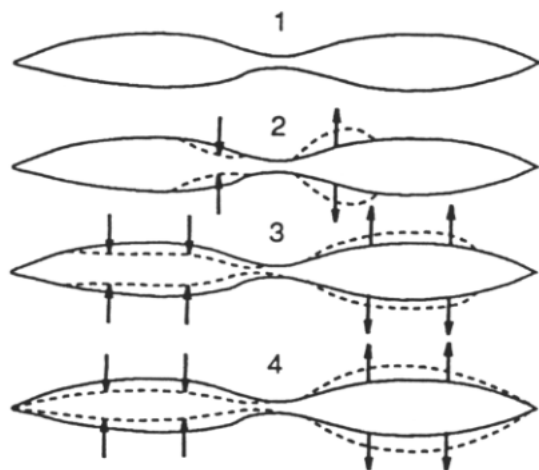
**Σχήμα 2.20:** Διακριτές επιφάνειες για τους σεισμούς του Long Valley που απεικονίζονται στο Σχήμα 2.18, προσαρμοσμένες στους δύο τύπους προτύπων ακτινοβολίας του Σχήματος 2.19. Οι λεπτές γραμμές υποδεικνύουν τα διπλά ζεύγη δυνάμεων και οι έντονες γραμμές τους μηχανισμούς CLVD. (●) υποδηλώνει συμπίεση ενώ (○) αρραίωση (Julian και Sipkin 1985).



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, Ferrazzini και 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 (αιχμών) επηρεάζονται από την δυσκαμψία των ρωγμών (μια αδιάστατη παράμετρος που είναι αντιστρόφως ανάλογη με τη δυσκαμψία του μέσου και ανάλογη με τη μονάδα όγκου

του και με το λόγο δύο διαστάσεων της ρωγμώσεως) και ότι οι ενέργειές τους ελαττώνονται με την αύξηση του ιξώδους των διερχόμενων υγρών. Τα μοντέλα των πληρωμένων με υγρό ρωγμώσεων παρέχουν μια ποσοτική εξήγηση για τον αριθμό των δυναμικών χαρακτηριστικών που συσχετίζονται 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 αφού: (α) αυτά εμπλέκουν πολυάριθμες άγνωστες παραμέτρους και (β) οι ρωγμώσεις ή οι "φωλιές" ρωγμών συνήθως υφίστανται μεγάλη εξέλιξη με τον χρόνο κατά την διάρκεια της διαδικασίας διείσδυσης.

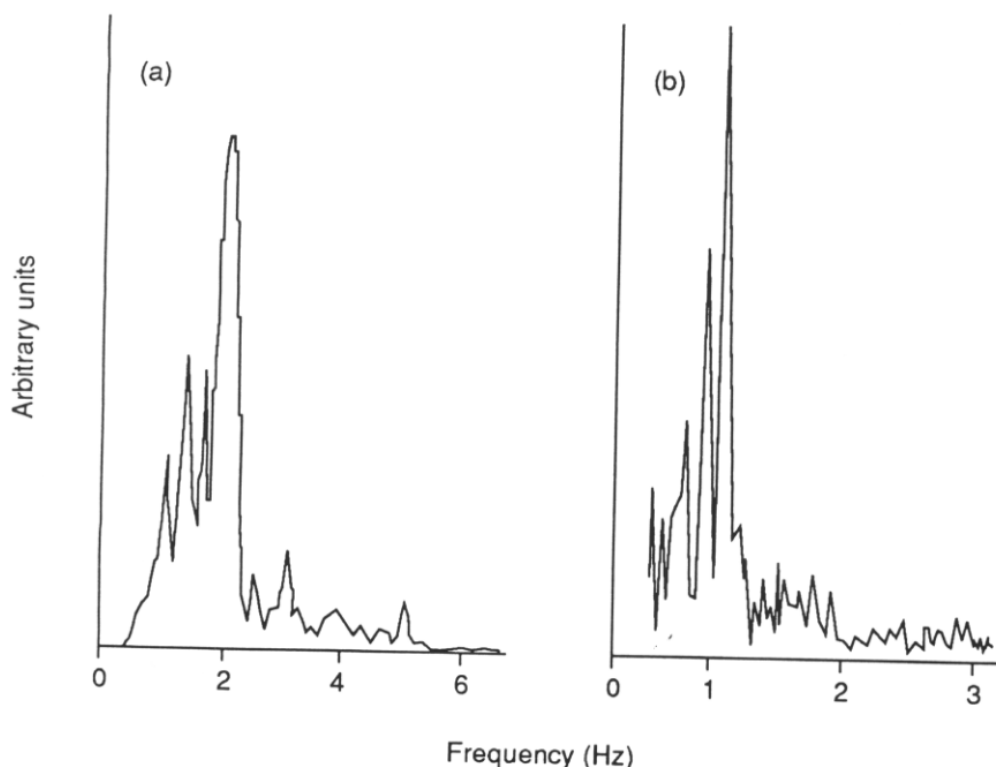
Όλες οι προσπάθειες για την εξήγηση των χαμηλής συχνότητας πηγών μοιράζονται την υπόθεση ότι παρόλο που ένας αριθμός φαινομένων μπορεί να είναι υπεύθυνος, υπάρχει ένας μηχανισμός που ξεκάθαρα υπερκαλύπτει τους υπολοίπους (Aki 1992). Τέτοιου είδους υποθέσεις επιδεικνύουν μια περιορισμένη κατανόηση για τις χαμηλής συχνότητας πηγές στα ενεργά ηφαίστεια, που κάνει δύσκολη την σαφή περιγραφή της συμπεριφοράς τέτοιων φαινομένων για τους σκοπούς της πρόβλεψης [ηφαιστειακών εκρήξεων]. Αυτό μπορεί να δείχτει με την αναφορά στην 1989-93 εκρηξιγενή περίοδο της Αίτνας. Η έκρηξη του 1989 διήρκεσε λίγο λιγότερο από έναν μήνα και παρήχθη ποσότητα περίπου  $40 \times 10^6 \text{ m}^3$  λάβας (Barberi et al. 1990). Η δραστηριότητα χαρακτηριζόταν από 16 μικρά επεισόδια ισχυρής σεισμικής δραστηριότητας (Σχήματα 2.24b και 2.19a) που συνοδεύονταν από βίαιες στρομπόλιες [= ηφαιστειακή δραστηριότητα όπου έχουμε εκτίναξη τετηγμένης βασαλτικής λάβας χωρίς σποδού από κεντρικό κρατήρα] εκρήξεις οι οποίες τροφοδότησαν «πηγές» λάβας και υπερχειλίσεις. Παρόλο που η δραστηριότητα άλλαξε από έκχυση κορυφής σε έκχυση ελαφρά κατώτερου επιπέδου και μετά σε πλευρική έκχυση κατά την διάρκεια της πορείας της έκρηξης, δεν εντοπίστηκαν σημαντικές μεταβολές στο φάσμα της συχνότητας του σεισμικού θορύβου σε συνηθισμένα αναλυμένα σήματα που καταγράφηκαν σε σταθμούς τοποθετημένους 5-7 km από τους κρατήρες της κορυφής (Ferrucci et al. 1990).



**Σχήμα 2.21:** Μια ιδανική άποψη των τεσσάρων σταδίων της μεταφοράς του μάγματος ανάμεσα σε ένα ζεύγος ρωγμών το οποίο ενώνεται με ένα στενό κανάλι, ένας μηχανισμός που αντιπροσωπεύει την διάδοση του τήγματος στον ανώτερο φλοιό (Chouet et al. 1987). Η μετακίνηση είναι από αριστερά προς τα δεξιά.

Τέτοια σταθερή συμπεριφορά του φάσματος της συχνότητας μέσα στο χρόνο ξεκάθαρα είναι αντίθετη με την ιδέα ότι συγκεκριμένα αρμονικά [χαρακτηριστικά] μπορεί να σχετίζονται με συγκεκριμένους αγωγούς τροφοδοσίας (π.χ. Schick et al. 1982b) και προτείνει, αντίθετα, ότι είτε (α) το επιφανειακό «υδραυλικό» σύστημα της Αίτνας έχει ένα είδος συντονισμού είτε (β) η δραστηριότητα σεισμικού θορύβου οφείλεται στη ροή πιεσμένων υγρών μέσω μιας "φωλιάς" ρωγμώσεων αμετάβλητης διάταξης. Σε αντίθεση με το 1989, η πλευρική έκρηξη του 1991-93, η μεγαλύτερη αυτού του αιώνα με βάση τον εκρηχθέντα όγκο, ούτε προηγήθηκε ούτε συνοδεύτηκε από σημαντική σεισμικού θορύβου δραστηριότητα. Μικρότερα επεισόδια σεισμικού θορύβου (Σχήμα 2.25b) παρατηρήθηκαν μόνο σε συσχετισμό με την αδύναμη και μικρής περιόδου στρομπολική δραστηριότητα, που συνόδευσε το ξέσπασμα της έκρηξης, και κατά την διάρκεια ασυνήθιστων επεισοδίων μικρής

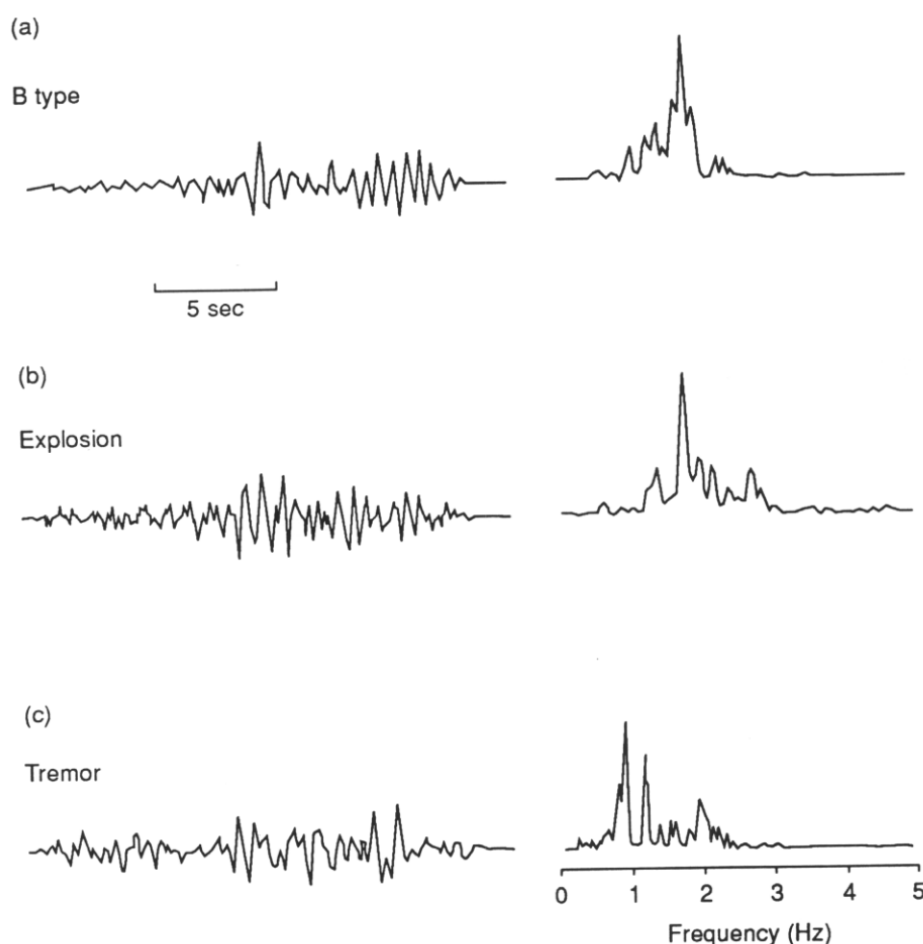
εξαέρωσης μέσω των αγωγών του κρατήρα της κορυφής. Η απουσία σεισμικού θορύβου στην παρουσία τεραστίων μαγματικών μαζών διαθέσιμων για έκρηξη δεν μπορεί να εξηγηθεί είτε από μοντέλα της πηγής που εμπλέκουν την διάδοση υγρών μέσω ρωγμών είτε από πηγές σεισμικού θορύβου που είναι οτιδήποτε άλλο από πάρα πολύ επιφανειακές. Πραγματικά, σποραδική επανάλληψη σεισμικού θορύβου σε σχέση με μικρής περιόδου επεισόδια εξαέρωσης μέσω των αγωγών του κρατήρα της κορυφής υποδηλώνει ότι η διαρκής δόνηση των αγωγών και του μάγματος που περιέχεται μέσα σε αυτούς είχε πρωταρχικά συνδεθεί με την αεριώδη ροή. Ένα θεωρητικό μοντέλο μπορεί επομένως να υποδεικνύει ότι η βαρύτητα του αερίου και / ή η διαταραχή ενός υγρού δύο φάσεων (αέριο/μάγμα) (π.χ. Montalto et al. 1992) είναι υπεύθυνες για τα επεισόδια σεισμικού θορύβου που παρατηρήθηκαν το 1989, αλλά σπανίως παρατηρήθηκαν κατά την διάρκεια της δραστηριότητας του 1991-93, με τους αγωγούς να ενεργούν, κατά την διάρκεια της πρώιμης έκρηξης, ως προωθητικό για τα μαγματικά απόμεικτα αέρια και για την άνοδο του τήγματος μέσω αυτών. Τέτοιου είδους αντιφατικά στοιχεία, που συλλέχθηκαν από το ίδιο ηφαίστειο κατά την διάρκεια εκρηξιγενών γεγονότων τα οποία συσχετίζονταν πολύ με τον χρόνο και πιθανόν να σχετίζονταν με το ίδιο διεισδυτικό επεισόδιο (βλέπε Σχήμα 2.12), υποδεικνύουν ότι ακόμα απέχουμε αρκετά από την ανάπτυξη ενός πειστικού ολοκληρωμένου μοντέλου για την εξήγηση του ηφαιστειακού σεισμικού θορύβου. Παρόλο αυτά, με βάση τα δεδομένα που μαζεύτηκαν από ηφαίστεια από όλο τον κόσμο, μπορεί καθαρά ναδειχθεί ότι ο σεισμικός θόρυβος και οι χαμηλής συχνότητας σεισμοί προηγούνται και συνοδεύουν εκρηξιγενή επεισόδια όλων των τύπων (Σχήμα 2.24). Σε μια γενική θεώρηση, μια αύξηση στον ρυθμό των χαμηλής συχνότητας γεγονότων συνιστά μια αυξημένη πιθανότητα ότι επεισόδια σεισμικού θορύβου μπορεί να ακολουθήσουν, ενώ αυξανόμενα επίπεδα ενέργειας σεισμικού θορύβου συνιστούν μια αυξημένη πιθανότητα ότι μια έκρηξη μπορεί να συμβεί μέσα σε λίγες εβδομάδες, μέρες ακόμα και ώρες.



**Σχήμα 2.22:** Η εμφανής ομοιότητα των φασματικών προτύπων της συχνότητας των αρμονικών σεισμικών θορύβων που καταγράφηκαν (a) στο Kilauea και (b) στην Αίτνα υποδηλώνουν παρόμοιους μηχανισμούς μεταφοράς του μάγματος και για τα δυο ηφαίστεια.

Όπως και στην παρακολούθηση σεισμών το πλήθος των δικτύων καταγραφής είναι ζωτικής σημασίας για την κατανόηση των ιδιοτήτων των σημάτων των σεισμικών θορύβων. Η παρακολούθηση σεισμικού θορύβου σε ένα μόνο σταθμό, όπως συμβαίνει συχνά σε ενεργά ηφαίστεια, δεν επιτρέπει τον διαχωρισμό της πηγής από τις επιδράσεις του φιλοξενούντος μέσου, οποτεδήποτε η πηγή του σεισμικού θορύβου είναι σταθερή στον χώρο και χρόνο. Μεταβολές στο περιεχόμενο της συχνότητας των σημάτων των σεισμικών θορύβων μπορεί να οφείλονται σε μια μεταβολή στην απόσταση πηγής-σταθμού ή μπορεί να αντιπροσωπεύουν διαφοροποιήσεις στην γεωμετρία της πηγής, στις ρεολογικές ιδιότητες του φιλοξενούντος μέσου, ή και τα δύο. Σε αντίθεση, η εγγύτητα στην επιφάνεια της πηγής μπορεί να είναι υπεύθυνη για το μεγαλύτερο περιεχόμενο πληροφοριών που περιλαμβάνεται στο οριζόντιο επίπεδο (Gordeev et al.1990, Ferrucci et al.1990) το οποίο, σε συμφωνία με τις πρόσφατες τάσεις έρευνας (π.χ. Ferrazzini et al.1991, Chouet και Shaw 1991), επισημαίνει την ανάγκη να ληφθούν μέτρα χρησιμοποιώντας πυκνά δίκτυα καταγραφής περιλαμβάνοντας πολλούς σταθμούς τριών συνιστωσών.

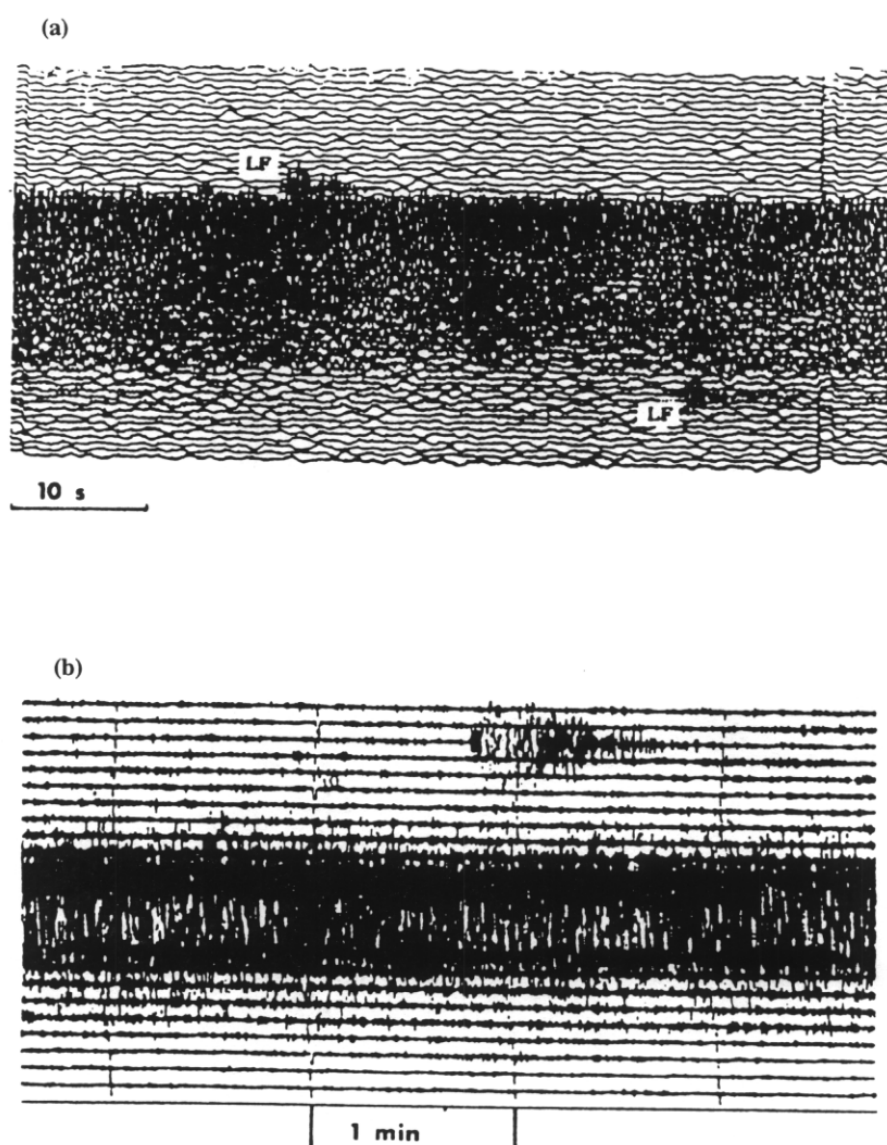
Όπως είναι φανερό στον αναγνώστη ως τώρα η χρήσιμη μοντέρνα παρακολούθηση ηφαιστείου με τη χρήση σεισμολογικών τεχνικών βασίζεται κυρίως σε νέα και πιο εξελιγμένη τεχνολογία καθώς επίσης και σε ιδέες για την οργάνωση δικτύων οι οποίες δεν λαμβάνονταν υπόψη τόσο πολύ μια δεκαετία πριν όσο σήμερα. Αυτή η επισκόπηση της σεισμολογικής παρατήρησης θα τελειώσει, για αυτό τον λόγο, με την εστίαση στις πρόσφατες τάσεις στην ανάπτυξη της τεχνολογίας καθώς επίσης στο σχεδιασμό και στην λειτουργία των δικτύων.



**Σχήμα 2.23:** Σεισμογράμματα (αριστερά) και φάσματα συχνοτήτων (δεξιά) Β-τύπου γεγονότων (a), σεισμών από έκρηξη (b), και ηφαιστειακού σεισμικού θορύβου (c), τα οποία επισημαίνουν την ομοιότητα στον χαρακτήρα πράγμα που οδήγησε πολλούς σεισμολόγους να αναφέρονται σε μια κοινή αιτία τόσο για τους χαμηλής συχνότητας σεισμούς όσο και για τον σεισμικό θόρυβο.

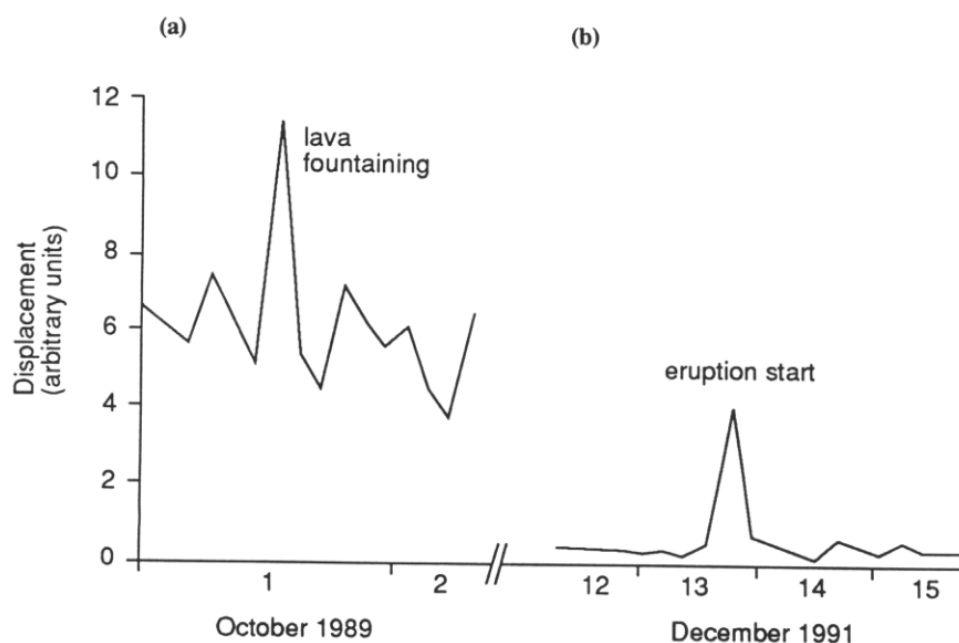
## 2.6 Ενόργανη επιστήμη – Ο ρόλος της στην σεισμολογική παρατήρηση

Ο τύπος των σεισμικών οργάνων, συστήματα καταγραφής και τηλεμετρίας, και της επεξεργασίας και ανάλυσης των δεδομένων που χρησιμοποιούνται στα ενεργά ηφαίστεια διαφέρει πάρα πολύ, εξαρτώμενος από τους συγκεκριμένους στόχους των σεισμολογικών μελετών. Τα πιο εξελιγμένα συστήματα χρησιμοποιούν βασισμένα σε ηλεκτρονικούς υπολογιστές, πραγματικού χρόνου επεξεργασία των σεισμικών σημάτων που λαμβάνονται σε μια κεντρική τοποθεσία για να καθορίσουν τις θέσεις των σεισμών, τα μεγέθη, και τους χρόνους της εμφάνισής τους. Αν και αυτά τα εξελιγμένα συστήματα μπορούν να παρέχουν μια άμεση ένδειξη της σεισμικής δραστηριότητας, πολύ χαμηλότερου κόστους και πιο εύκολα στη συντήρηση συστήματα μπορούν ακόμη να δίνουν επαρκείς πληροφορίες ώστε να παρατηρούμε και να παρακολουθούμε την δραστηριότητα. Οι βασικές αρχές, οι μέθοδοι που μεταχειρίζονται, και οι εφαρμογές της σεισμολογικής παρατήρησης, συμπεριλαμβάνοντας τον σχεδιασμό δικτύων και οργάνων, αναλύθηκαν από τους Shimozuru (1972) και Lee και Stewart (1981).



**Σχήμα 2.24:** Παρόμοια ξεσπάσματα σεισμικού θορύβου που παρατηρήθηκαν κατά την διάρκεια (a) της μη εκρηξιγενούς έξαρσης του ηφαιστείου Tokachi το 1986 και (b) της ανάβλυσης λάβας στην έκρηξη της Αίτας το 1989, τα οποία υποδεικνύουν ότι η εξαέρωση μέσω των ηφαιστειακών αγωγών είναι μια από τις κύριες αιτίες σεισμικού θορύβου (LF=χαμηλής συχνότητας).

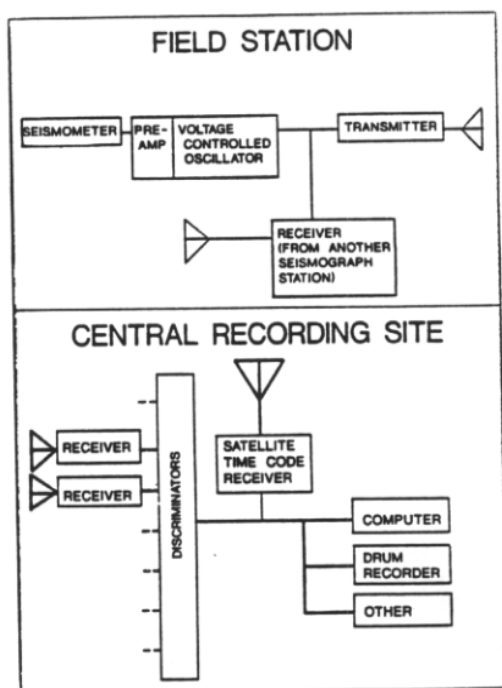
Πριν από τις αρχές της δεκαετίας του 1970, τα αργά περιστρεφόμενα τύμπανα εξοπλισμένα με συστήματα μηχανικής ή ηλεκτρομηχανικής καταγραφής, αποτελούσαν τον πυρήνα όλων των σεισμολογικών συστημάτων απόκτησης [δεδομένων]. Τα δεδομένα συχνά διαμορφώνονταν και διαβιβάζονταν με καλώδιο ή με ραδιο-τηλεμετρία, ή τοπικά λαμβάνονταν από μηχανήματα καταγραφής με αιθάλη [“καπνιστά χαρτιά”], μετά από τη μεγέθυνση του σήματος εξόδου του σεισμομέτρου. Σε τέτοιες καταγραφές (π.χ. Σχήμα 2.24), το μήκος που αντιστοιχεί σε 1 λεπτό σεισμικού σήματος είναι συνήθως της τάξης των 6-12 cm, επιτρέποντας έτσι μεγαλύτερη ακρίβεια στον εντοπισμό χρόνου για μέτρηση P κύματος της τάξης των 0,3 s (π.χ. κάθε 0,5mm). Αντικειμενική ακρίβεια στον καθορισμό του χρόνου και της πολικότητας του P κύματος ήταν σχετικά πολύ μικρή, και βασίζονταν στο πάχος της γραφίδας, στην ταχύτητα περιστροφής του τυμπάνου, και στην καμπύλη απόκρισης των συχνοτήτων των γαλβανομέτρων (συνήθως περιορίζεται κάτω από 5 Hz). Η ακρίβεια μπορεί να μειωθεί κι άλλο για πολύ μικρά σήματα στο επίπεδο του θορύβου, ή σε περιπτώσεις χαμηλών αναλογιών σήματος / θορύβου. Τέτοια μειονεκτήματα, παρόλο αυτά, οφείλονταν λογικά και στη χαμηλή διακριτική ικανότητα των αραιών σεισμολογικών δικτύων των δεκαετιών 1960 και 1970 (βλέπε Πίνακας 2.1), και στη μικρή ακρίβεια που δινόταν από τις μεθόδους τοποθέτησης οι οποίες βασίζονταν κυρίως σε απλές γεωμετρικές τεχνικές.



**Σχήμα 2.25:** (a) Στην έκρηξη της Αίτνας το 1989 το μέσο μέγεθος του σεισμικού θορύβου ήταν 10 φορές μεγαλύτερο από ό,τι ήταν στην έκρηξη του 1991-93 (b).

Οι πρώτες προσπάθειες για την βελτίωση της διακριτικής ικανότητας των χρόνων που εντοπίζονται για μέτρηση έλαβαν χώρα στο Hawaiian Volcano Observatory (Klein et al. 1987), και εμπλεκόταν η χρήση μιας κάμερας-καταγραφέα (“Develocorder”), η οποία αύξησε τη διακριτική ικανότητα εντοπισμού καλύτερα και από 0,1s αλλά δεν επέτρεψε την περαιτέρω επεξεργασία των καταγραφόμενων σημάτων. Τέτοιου είδους φωτογραφικές συσκευές έγιναν πολύ γρήγορα απαρχαιωμένες, και αντικαταστάθηκαν πρώτα από τους αναλογικούς καταγραφείς μαγνητοταινιών, και μετέπειτα από ψηφιακά βασισμένους καταγραφείς. Σχεδόν όλα τα ηφαιστειακά παρατηρητήρια χρησιμοποιούν ηλεκτρομαγνητικά σεισμόμετρα, τα οποία μετατρέπουν τις εδαφικές δονήσεις σε μεταβαλλόμενες ηλεκτρικές τάσεις. Το Σχήμα 2.26 απεικονίζει τα κύρια συστατικά των μοντέρνων συστημάτων της ενόργανης επιστήμης που χρησιμοποιούνται σήμερα. Το πακέτο της υπαίθρου αποτελείται

από ένα σεισμόμετρο, έναν ενισχυτή και μια μονάδα ελέγχου της τάσης εξόδου μαζί με το σύστημα της τηλεμετρίας. Τα σεισμόμετρα είναι γενικά ηλεκτρομαγνητικά και μεταφράζουν τις εδαφικές κινήσεις σε ηλεκτρικά ρεύματα τα οποία είναι ενισχυμένα και μετατροποποιημένα σε ένα σήμα διαμορφωμένης συχνότητας (FM) από ένα ταλαντωτή ελεγχόμενης τάσης (VCO). Σχεδόν όλα τα σύγχρονα δεδομένα μαζεύονται, ή τουλάχιστον μετατρέπονται σε ψηφιακή μορφή, επιτρέποντας έτσι την πλήρη επεξεργασία του σήματος και στην περιοχή του χρόνου και στην περιοχή της συχνότητας. Η ακρίβεια στον εντοπισμό χρόνου για μέτρηση βελτιώθηκε περισσότερο από 10 φορές σε αντιστοιχία με τα καταγραφόμενα στο τύμπανο σήματα, η διακριτική ικανότητα τώρα έχει περιοριστεί μόνο στους ρυθμούς δειγματοληψίας (συνήθως 100 ή 125 Hz) και στο ενυπάρχον σύστημα αποκοπής χαμηλών συχνοτήτων (συνήθως μισή της τιμής της συχνότητας Nyquist). Η μετατροπή από αναλογική σε ψηφιακή [μορφή] μπορεί να λαμβάνει χώρα είτε στους σταθμούς υπαίθρου, είτε σε ένα δίκτυο κεντρικής μονάδας καταγραφής μετά τη μετάδοση των αναλογικών σημάτων. Αφού, παρόλο αυτά, οι ψηφιακές συσκευές μπορούν να αναπτύξουν υψηλές τιμές λόγων πλατών ανάμεσα στα μεγαλύτερα σήματα για την αποφυγή του κορεσμού και στα μικρότερα σήματα που διαχωρίζονται από τον ηλεκτρονικό θόρυβο (συνήθως περισσότερο από 120 dB σε πρόσφατες μονάδες ενίσχυσης των τρέχουσων συστημάτων), η απευθείας ψηφιακή απόκτηση [δεδομένων] είναι πολύ πιο κατάλληλη για υψηλής ποιότητας καταγραφή σεισμικής δραστηριότητας η οποία είναι πιθανόν να εκτείνεται σε ένα ευρύ φάσμα μεγεθών.

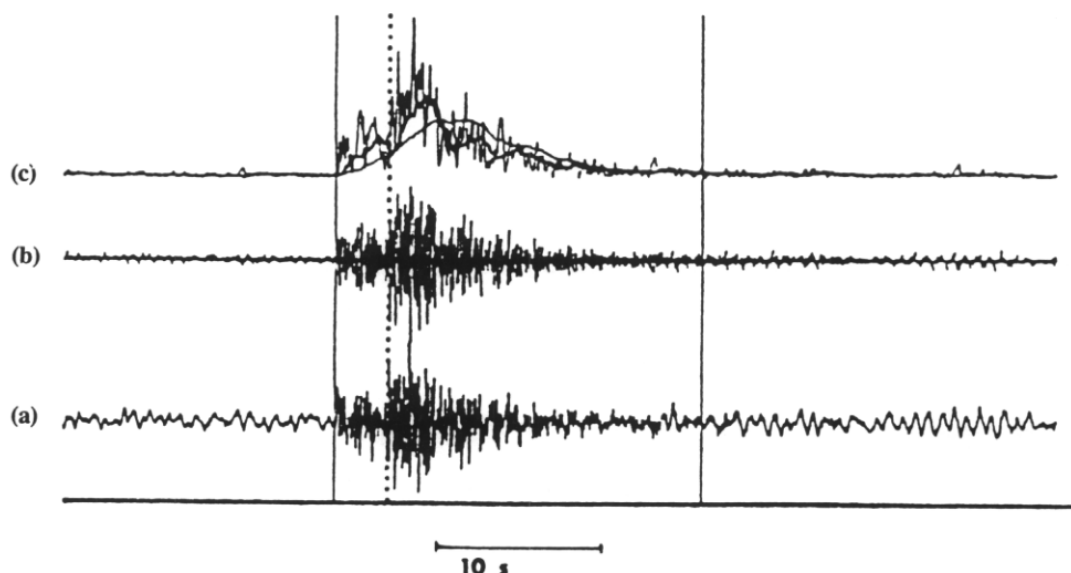


**Σχήμα 2.26:** Σχηματικό διάγραμμα των βασικών τμημάτων ενός ραδιο-τηλεμετρικού δικτύου σεισμολογικής παρατήρησης.

Το κύριο πρόβλημα που δημιουργείται λόγω της χρήσης των ψηφιακών συστημάτων είναι ο μεγάλος φυσικός χώρος που απαιτείται για την αποθήκευση δεδομένων. Το περιεχόμενο πληροφοριών αυξάνεται ως άμεση συνάρτηση της διακριτικής ικανότητας του μετατροπέα από αναλογική σε ψηφιακή [μορφή], της συχνότητας της δειγματοληψίας και του αριθμού των καναλιών που εμπλέκονται. Η ροή δεδομένων της τάξης των 50-100 kbit s<sup>-1</sup> μπορεί εύκολα να επιτευχθεί σε συνηθισμένα κεντρικά δίκτυα. Για αυτό τον λόγο, για να αποφευχθεί ο ταχύς κορεσμός των μονάδων αποθήκευσης, σχεδόν όλα τα συστήματα λειτουργούν με ένα μηχανισμό ενεργοποίησης ο οποίος βασίζεται στον εντοπισμό σεισμικών γεγονότων. Η ενεργοποίηση μπορεί να επιτευχθεί με έναν αριθμό διαφορετικών τρόπων, όπως μέσω ενός ορίου πλάτους το οποίο πρέπει να διασχίζεται, ή με συνεχή σύγκριση του

σήματος με το μέσο θόρυβο του υποβάθρου για να εντοπιστούν διακριτά γεγονότα. Όλοι οι μέθοδοι απαιτούν την χρήση ενός τμήματος της μνήμης πριν από το γεγονός, εφόσον γενικά χρησιμοποιείται ένας μηχανισμός για τη σύγκριση του μέσου σήματος με το μέσο θόρυβο για να αποφευχθούν λανθασμένοι συναγερμοί που οφείλονται στην ενεργοποίηση για λανθασμένα σήματα. Αυτός ο προσδιορισμός κατά μέσο όρο βασίζεται στον συνεχή υπολογισμό του λόγου μεταξύ της ενέργειας που περιβάλλεται από μερικούς κύκλους του πρόσφατου σήματος [μέσος όρος βραχείας διάρκειας (STA)] και [της ενέργειας] που συσχετίζεται με μερικούς κύκλους που προηγούνται κατευθείαν δέκατα του δευτερολέπτου πριν από αυτό [μέσος όρος μακράς διάρκειας (LTA)]. Ο λόγος είναι σχεδόν μονάδα όταν κανένα γεγονός δεν είναι παρόν στο τμήμα της μνήμης πριν από το γεγονός (π.χ. όταν ο θόρυβος συγκρίνεται με τον εαυτό του). Αντίστροφα, όταν εντοπίζεται μια ξαφνική αύξηση στην ενέργεια στο STA, ένας μηχανισμός ενεργοποίησης ελέγχει αν η πρόσφατη STA/LTA τιμή ισούται ή υπερβαίνει μια προκαθορισμένη τιμή. Τέτοιου είδους κριτήρια εφαρμόζονται σε καθένα κανάλι σειсмоγράφου ξεχωριστά, και πολυκάναλα συστήματα συνήθως 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 αποφευχθούν είτε συχνοί λανθασμένοι συναγερμοί σε σταθμούς που λειτουργούν σε κατάσταση τοπικής καταγραφής, είτε σπάνιες ενεργοποιήσεις των κεντρικών δικτύων κατά την διάρκεια μικρού μεγέθους σεισμικότητας. Σε ηφαιστειακές περιοχές, η απώλεια δεδομένων μπορεί να οφείλεται είτε στην παρουσία ισχυρής δραστηριότητας σεισμικού θορύβου επειδή ο αλγόριθμος εντοπισμού αποτυγχάνει εφόσον το σήμα του υποβάθρου έχει υπερβολικά αυξημένες LTA τιμές, είτε σε περιπτώσεις "φτωχών" αρχών P κύματος, όπου το απαιτούμενο όριο ενεργοποίησης επιτυγχάνεται μόνο μετά την αφαίρεση του πρώτου τμήματος του σήματος από την μνήμη πριν από το γεγονός. Αφού οι σεισμικές πληροφορίες θα χαθούν και στις δυο περιπτώσεις, αξίζει να συνδυαστεί κλίμακα υψηλής δυναμικής ενίσχυσης καταγραφής ενεργοποίησης με συνεχή ψηφιακή ή αναλογική παρατήρηση με κλίμακα χαμηλής δυναμικής ενίσχυσης, τουλάχιστον σε λίγους σεισμολογικούς σταθμούς.

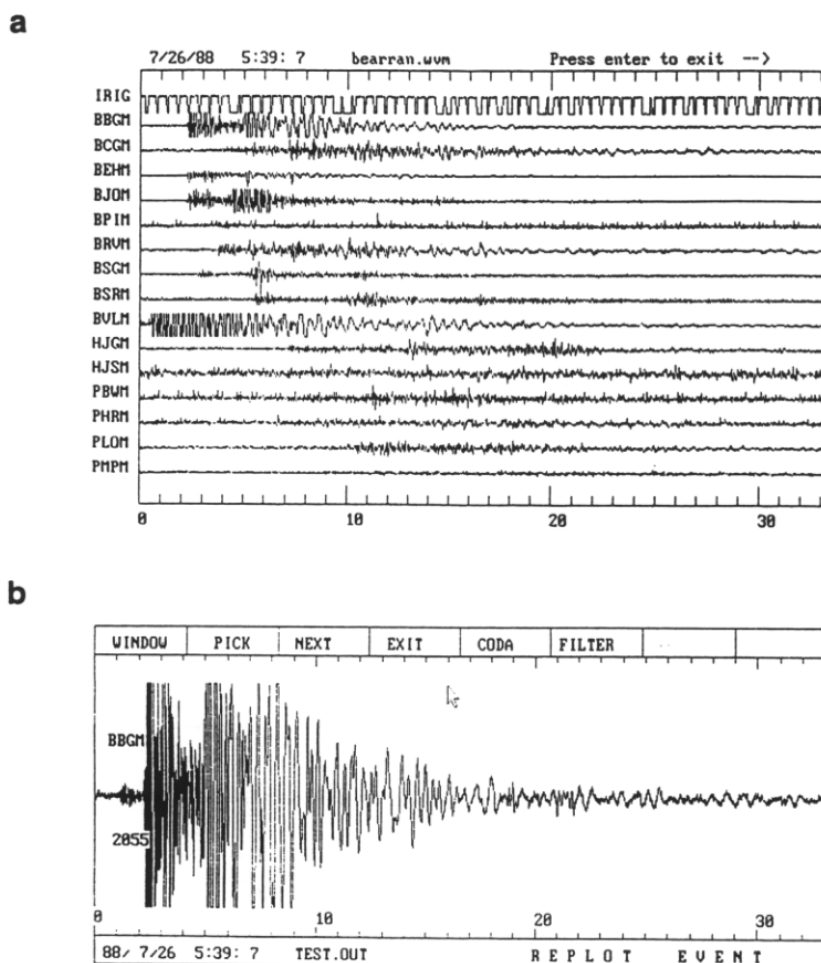


**Σχήμα 2.27:** Παράδειγμα της επεξεργασίας ενός ψηφιακού σεισμικού σήματος για τον αυτόματο εντοπισμό των P κυμάτων (αριστερή κάθετη γραμμή) και των S κυμάτων (στιγματισμένη κάθετη γραμμή). (a) Το αυθεντικό σεισμόγραμμα. (b) Ένας μη γραμμικός μετασχηματισμός του σήματος. (c) Ο μέσος όρος βραχείας διάρκειας (STA) (κανονικό σήμα), ο μέσος όρος μακράς διάρκειας (LTA) (λεπτή γραμμή), και ο μέσος όρος μεσαίας διάρκειας (MTA) (έντονη γραμμή).

Η αυτοματοποιημένη ανάλυση, που παρουσιάστηκε μέσα στην τελευταία δεκαετία σε μερικά ηφαίστεια (π.χ. Long Valley και Αίτνα), είναι μια λογική εξέλιξη των συστημάτων ενεργοποίησης, και συμπεριλαμβάνει εντοπισμό χρόνου άφιξης για μέτρηση, τοποθεσία των γεγονότων και αξιολόγηση μερικών παραμέτρων της πηγής χρησιμοποιώντας φασματικές μεθόδους. Οι αλγόριθμοι για τον εντοπισμό χρόνου για μέτρηση κυρίως βασίζονται στην πρωτότυπη δουλειά των Stewart (1977) και Allen (1982) και κάνουν χρήση των βραχείας διάρκειας και μακράς διάρκειας μέσων όρων που ορίστηκαν παραπάνω. Γενικά (Σχήμα 2.27), το σεισμικό σήμα μετασχηματίζεται μη γραμμικά με τον συνεχή υπολογισμό της διαφοράς του πλάτους,  $\Delta_{(t)} = S_t - S_{t-1}$ , μεταξύ του πρόσφατου δείγματος και του δείγματος που προηγείται κατευθείαν πριν από αυτό. Η διαφορά του πλάτους,  $\Delta_{(t)}$ , συγκρίνεται με την προηγούμενη τιμή της  $\Delta_{(t-1)}$ , και μετά οι διαφορές αθροίζονται στο  $\Sigma \Delta_{ti}$  αν συμφωνούν τα σήματα (κυματομορφές). Όταν το  $\Sigma \Delta_{ti}$  πάρει την πρόσφατη μέση τιμή του STA, και ο λόγος STA/LTA είναι πέρα από το όριο εντοπισμού, ο εντοπισμός εκτελείται με την καλύτερη θεωρητικά διακριτική ικανότητα των δύο δειγμάτων. Εφόσον η άφιξη του P κύματος εντοπιστεί, οι παράμετροι της πηγής μπορούν εύκολα να υπολογιστούν χρησιμοποιώντας ένα γρήγορο μετασχηματισμό Fourier που βρίσκει την γωνιακή συχνότητα και το φασματικό πλάτος της μετατόπισης. Με κάποιες μικροαλλαγές, οι ίδιες διαδικασίες εντοπισμού μπορούν να εφαρμοστούν στα S κύματα, (παρόλο που) η ακρίβεια είναι πιο φτωχή από ό,τι στα P κύματα λόγω των συνήθως χειρότερων αναλογιών σήματος / θορύβου (ο θόρυβος, σε αυτή την περίπτωση, είναι διάσπαρτη ενέργεια P κύματος).

Ο αυτοματοποιημένος εντοπισμός και επεξεργασία (ADP) των σεισμικών γεγονότων είναι πιθανόν η πιο σημαντική πρόσφατη καινοτομία στην σεισμολογική παρακολούθηση ηφαιστειών, και είναι εύκολο να οραματιστεί κανείς την διαδικασία που θα παίξει ολόένα και πιο σημαντικό ρόλο με τη βοήθεια των υπολογιστών και τις αποφάσεις που πρέπει να παρθούν όσον αφορά την προστασία των πολιτών σχετικά με την εκρηξιγενή δραστηριότητα. Με βάση την εφαρμογή τους σε ηφαιστειακές περιοχές, παρόλο αυτά, τα συστήματα ADP χρειάζονται ακόμα ουσιαστικές βελτιώσεις, αφού: (α) η μεγάλη ροή δεδομένων που αναμένεται λόγω έντονων σμηνοσεισμών μπορεί να επηρεάσει σημαντικά την αποτελεσματικότητα των αυτοματοποιημένων συστημάτων, εξαιτίας του αριθμού και της πολυπλοκότητας των αναλυτικών διαδικασιών που απαιτούνται, και (β) η αξιοπιστία των λειτουργιών πραγματικού χρόνου εξαρτάται ουσιαστικά από την ικανότητα να διακρίνονται τα πραγματικά γεγονότα από τους λανθασμένους συναγερμούς. Στην καλδέρα του Long Valley, για παράδειγμα, η έλλειψη δεδομένων που παρουσιάστηκε ήταν υπεύθυνη για [το γεγονός ότι] ένα σύστημα σεισμικής παρατήρησης καθυστέρησε ("έπεσε έξω") στον πραγματικό χρόνο κατά 11 ώρες περίπου κατά την διάρκεια των σεισμικών ακολουθιών του Chalfant Valley το 1986 (McNutt 1991). Αφού τέτοιου είδους προβλήματα προέρχονται από τον υψηλό ρυθμό εμφανίσεως των σεισμών, οι λύσεις τους βασίζονται κυρίως στην ισχύ και στην αρχιτεκτονική της κεντρικής μονάδας επεξεργασίας. Η μελλοντική χρήση μηχανημάτων μαζικής παράλληλης επεξεργασίας είναι πιθανόν να βελτιώσει σημαντικά τις αποδόσεις των ADP συστημάτων κατά την διάρκεια μεγάλων ηφαιστειακών σμηνοσεισμών, μια προσωρινή λύση για τους συμβατικούς υπολογιστές είναι να βασίζονται στην επιλεκτική επεξεργασία μόνο των ισχυρότερων γεγονότων. Ο διαχωρισμός των πραγματικών γεγονότων από λανθασμένους συναγερμούς στις ηφαιστειακές περιοχές παραμένει ένα πρόβλημα, αφού ο θόρυβος του υποβάθρου πολύ συχνά παρουσιάζει φασματικά χαρακτηριστικά τα οποία είναι τα ίδια ή παρόμοια με εκείνα των χαμηλής συχνότητας σεισμών. Συνεπώς, η διάκριση των σεισμικών φάσεων που βασίζεται στη συχνότητα πολλές φορές θα αποτυχαίνει. Η ενίσχυση της διακριτικής ικανότητας των αλγορίθμων εντοπισμού μπορεί να επιτευχθεί με την ενσωμάτωση φίλτρων πρόβλεψης σφαλμάτων (π.χ. Granet 1983), παρόλο που και αυτά μπορεί να αποτύχουν σε περιπτώσεις μεγάλων ηφαιστειακών σμηνοσεισμών όταν εκατοντάδες γεγονότα συμβαίνουν σε κοντινή απόσταση μεταξύ τους και στο χώρο και στο χρόνο, και τα οποία παρουσιάζουν μικρή διαφορά στο μέγεθος, και μπορεί να έχουν ως αποτέλεσμα τη μεγέθυνση του συνεχόμενου σεισμικού θορύβου. Η μεταγενέστερη ανάλυση της συνάφειας των εντοπισμένων γεγονότων στον χώρο και στον χρόνο μπορεί, παρόλο αυτά, να επιτρέψει την περισσότερη αποτελεσματική διάκριση των γεγονότων και την περισσότερο αξιόπιστη επεξεργασία των ακολουθιών των σμηνοσεισμών.

Στο παρελθόν, η άμεση ανάλυση δεδομένων που βασίζεται στους υπολογιστές η οποία θα μπορούσε να δώσει γρήγορα πληροφορίες σε μια κρίσιμη κατάσταση ήταν εξαρτημένη στους υπολογιστές οι οποίοι ήταν ακριβοί και δύσκολοι στον χειρισμό χωρίς την σημαντική υψηλού επιπέδου τεχνική υποστήριξη. Τα έξοδά τους και ο δύσκολος χειρισμός τους απέκλειε την χρήση των συστημάτων των βασισμένων σε υπολογιστές στα περισσότερα ηφαίστεια του κόσμου. Εκμεταλλεύοντας την ευρεία διαθεσιμότητα και το σχετικά χαμηλό κόστος των μοντέρνων προσωπικών υπολογιστών (PC), το US Geological Survey έχει πρόσφατα αναπτύξει ένα βασισμένο στα PC σύστημα ανάλυσης σεισμολογικών δεδομένων για μικρά δίκτυα μέχρι και 16 σταθμών. Ένα τέτοιου είδους σύστημα μπορεί να πλαισιωθεί από όργανα και να συντηρείται με μέτρια έξοδα και γνώσεις. Υπόσχεται δυνατότητα εύκολης μεταφοράς για την ανάλυση των σεισμολογικών δεδομένων από τα μικρά δίκτυα σε μια τακτική χρονική βάση. Το Σχήμα 2.28 είναι η εκτύπωση από την οθόνη του βασισμένου σε PC συστήματος που παρουσιάζει ένα παράδειγμα ενός εντοπισμένου σεισμού. Ο Valdes (1988) έχει συνθέσει ένα πακέτο ανάλυσης δεδομένων για το σύστημα ώστε να μετράει γρήγορα τους παραμέτρους από μεμονωμένα σεισμικά γεγονότα όπως είναι χρόνος άφιξης, μήκος ουράς σειсмоγράμματος, και φασματικό περιεχόμενο (Σχήμα 2.28). Αυτά τα έξυπνα και φορητά συστήματα βασισμένα σε PC επιτρέπουν την ραγδαία ανάπτυξη στην αρχική ή αυξανόμενη σεισμολογική παρατήρηση σε ένα ηφαίστριο που δείχνει έξαρση.



**Σχήμα 2.28:** Η εικόνα της οθόνης ενός συστήματος βασισμένου σε PC σεισμολογικής παρατήρησης. (a) Η οθόνη δείχνει ένα σεισμό που καταγράφηκε από ένα δίκτυο 15 σταθμών. (b) Η οθόνη δείχνει ένα μόνο σήμα σεισμού από το πρόγραμμα ανάλυσης δεδομένων, το οποίο επιτρέπει την επιλογή διαφόρων παραμέτρων για περαιτέρω μελέτη (π.χ., φάσμα συχνοτήτων, χρόνοι άφιξης, κ.α.).

Σεισμικά δίκτυα: Για να υπολογίζονται οι εστιακές παράμετροι των σεισμών με ακρίβεια (συμπεριλαμβανομένου και του βάθους), ένα ηφαιστειακό σεισμολογικό δίκτυο πρέπει να έχει τουλάχιστον 4, και κατά προτίμηση 6 ή περισσότερους, σταθμούς μέσα σε μια ακτίνα 1 με 15 km από την / τις περιοχή-ές εξόδου του μάγματος. Τουλάχιστον ένας σεισμολογικός σταθμός πρέπει να τοποθετείται όσο το δυνατόν πιο κοντά στο κέντρο της δραστηριότητας, έτσι ώστε μικροί σεισμοί, εκρήξεις, ή μικρού επιπέδου σεισμικοί θόρυβοι να μπορούν να καταγράφονται. Σε ορισμένες περιπτώσεις, συγγενή χαρακτηριστικά σημάτων στον καθένα από μερικούς σεισμολογικούς σταθμούς, αν είναι στρατηγικώς τοποθετημένοι, μπορούν να υποδεικνύουν την απαρχή και την πρόοδο των ηφαιστειακών λασπορροών.

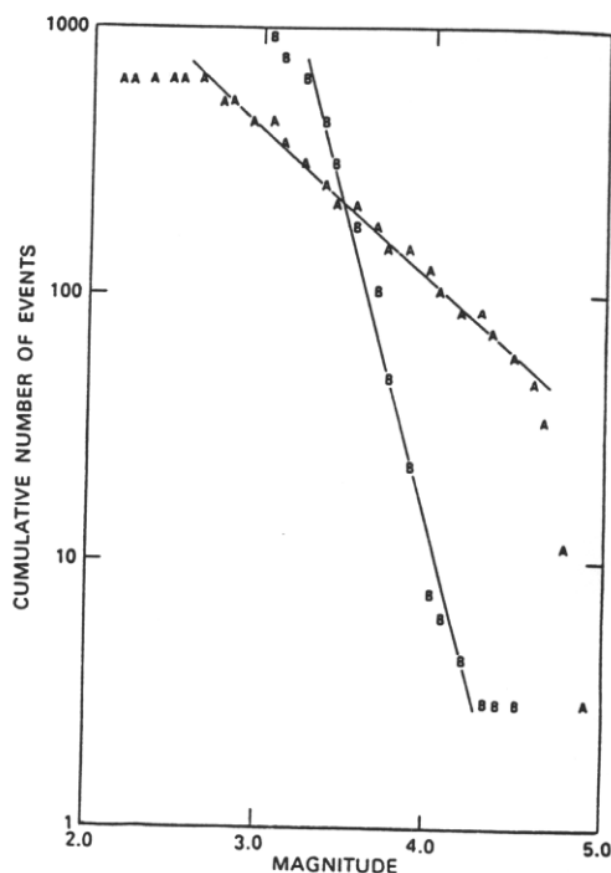
Οι πιο απόμακροι σταθμοί ενός δικτύου χρησιμοποιούνται για τον εντοπισμό της προέλευσης των σεισμικών σημάτων (του υποκέντρου) και να δίνουν πληροφορίες για την απόσβεση των σεισμικών σημάτων με την απόσταση, ένας πιθανός δείκτης για το εκρηξιγενές δυναμικό του ηφαιστείου. Για να επιτύχουμε καλύτερους εντοπισμούς σεισμών και παραμέτρων, μερικοί σεισμολογικοί σταθμοί στο δίκτυο πρέπει να καταγράφουν και τις τρεις συνιστώσες της κίνησης – μια κάθετη και δύο οριζόντιες. Μερικές χρήσιμες καθοδηγητικές γραμμές για την καθιέρωση νέων διατάξεων σεισμολογικών δικτύων για την βελτίωση στους εντοπισμούς σεισμών μπορούν να βρεθούν στους Sato και Skoko (1965), Peters και Crosson (1972), και στον Uhrhammer (1980). Μια εξαιρετική περίληψη των χαρακτηριστικών των οργάνων και των αρχών για τον υπολογισμό των υποκέντρων των σεισμών δίνεται από τους Lee και Stewart (1981).

Για να επιτραπεί η σύγκριση της απελευθέρωσης της σεισμικής ενέργειας μεταξύ διαφορετικών ηφαιστειών, είναι απαραίτητο να ρυθμιστεί ένα σεισμολογικό δίκτυο με την καταγραφή σεισμών γνωστού μεγέθους ή με την καταγραφή εκρήξεων που γίνονται από τον άνθρωπο γνωστών αποδόσεων και αποτελεσμάτων. Αυτό μπορεί να εκπληρωθεί με έναν από τους δύο τρόπους: (1) με την χρήση ενός φορητού σεισμομέτρου γνωστών χαρακτηριστικών απόκρισης, ή ενός που έχει ήδη βαθμολογηθεί κάπου αλλού, μέσα στην περιοχή του σεισμολογικού δικτύου για μια περίοδο αρκετών εβδομάδων μέχρι και μερικών μηνών, ή (2) με την χρήση ενός σεισμομέτρου με "ηλεκτρονικά με συγκεκριμένα πρότυπα συμπεριφοράς", του οποίου τα χαρακτηριστικά είναι κατάλληλα για να υπολογιστούν τα μεγέθη σεισμών αντίστοιχων σεισμογράφων Wood-Anderson. Σε οποιαδήποτε περίπτωση, η βαθμολόγηση πρέπει να ελεγχθεί με την σύγκριση των μεγεθών σεισμού που καθορίστηκαν από το σεισμολογικό δίκτυο με εκείνα που καθορίστηκαν από το Παγκόσμιο Σεισμολογικό Δίκτυο (WWSN) ή από μια τυπική (πρότυπη) Wood-Anderson οπτική καταγραφή (Koyanagi et al. 1977, 1978). Αφού ένα δίκτυο έχει βαθμολογηθεί, τα μεγέθη των μετέπειτα ηφαιστειακών σεισμών μπορούν να προσεγγιστούν από την διάρκεια του σήματος, δηλαδή, από τα μήκη των ουρών των σεισμογραμμάτων (Tsumura 1967, Lee et al. 1972, Herrmann 1975). Ο Yokoyama (1988) δίνει μια ποσοτική σύγκριση απελευθερώσεων σεισμικής ενέργειας που συσχετίζονται με έναν αριθμό πρόσφατων εκρήξεων.

Συμπερασματικά, μικρή αναφορά έγινε για την χρήση των φορητών δικτύων σεισμογράφων και της ολοκλήρωσής τους μέσα από τα δίκτυα παρακολούθησης ηφαιστείου. Μοντέρνα φορητά δίκτυα σεισμογράφων που βασίζονται κυρίως σε ψηφιακούς τριών συνιστωσών σταθμούς που λειτουργούν με κλίμακα υψηλής δυναμικής ενίσχυσης, είτε σε κατάσταση τηλεμετρίας είτε σε κατάσταση τοπικής καταγραφής, μπορεί να αποδειχθούν χρήσιμες στην καλύτερη κατανόηση των σεισμογενών πηγών και στην βελτίωση της γνώσης μας για τη δυναμική του ηφαιστείου (π.χ. Fehler και Chouet 1982, Aster και Meyer 1988, Hirn et al. 1991a, Ferrucci και Patané 1993). Με βάση την εφαρμογή τους στα καθήκοντα της παρακολούθησης ηφαιστείου, παρόλο αυτά, η θεωρητική αποτελεσματικότητα τέτοιων φορητών δικτύων σεισμογράφων μπορεί να είναι ένα πρόβλημα. Αυτό έχειδειχθεί ότι επηρεάζεται από: (Α) συνηθισμένες μεγάλες καθυστερήσεις μεταξύ της απόκτησης και της επεξεργασίας των δεδομένων, (Β) την ανάγκη για επαρκή χρηματοδότηση ώστε να υποστηρίξει την ανάπτυξη και την ανάκτηση αρκετών οργάνων συχνά από ανώμαλα εδάφη, και (Γ) σημαντικές περιόδους μη λειτουργίας κατά την διάρκεια της μετακίνησης του δικτύου από τη μια περιοχή στην άλλη. Λόγω των σημείων (Α) και (Β) συγκεκριμένα, τα φορητά δίκτυα σεισμογράφων δεν έχουν γενικά επιτυχία στην καταγραφή των συχνά πιο σημαντικών αρχών των ακολουθιών των σηνοσεισμών. Για αυτό τον λόγο, παρόλο που τα φορητά

δίκτυα σειсмоγράφων μπορεί να θεωρηθεί ότι παίζουν ένα χρήσιμο βοηθητικό ρόλο, δεν προσφέρουν αυτή την στιγμή μια εναλλακτική [πρόταση] στην σεισμική παρακολούθηση ηφαιστείου η οποία λαμβάνει χώρα μέσω των μόνιμων διατάξεων.

**Σχήμα 2.29:** Διάγραμμα που δείχνει τη συχνότητα εμφάνισης και τα μεγέθη των σεισμών κατά την διάρκεια της έκρηξης του 1980 στο Mount St. Helens. Η τιμή **b** για τους υψηλής συχνότητας σεισμούς (A) είναι 0,6 και για τους χαμηλής συχνότητας (B) είναι 2,8.



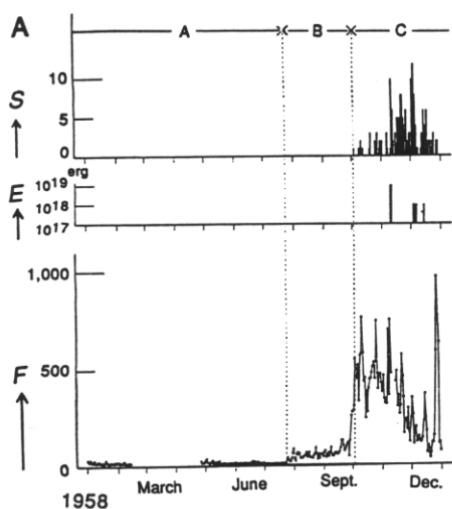
## 2.7 Χρήσεις των σεισμολογικών δεδομένων στην ηφαιστειακή παρατήρηση

Το πρότυπο της ηφαιστειακής σεισμικότητας που προηγείται και συνοδεύει εκρήξεις μπορεί να είναι αρκετά ιδιαίτερο σε ένα μεμονωμένο ηφαίστειο. Έτσι, η ερώτηση για το ποιες σεισμικές παραμέτρους μπορεί να αποδειχθούν οι πιο διαγνωστικές στην πρόγνωση έκρηξης, μπορεί μόνο να απαντηθεί με βάση την εμπειρία στην παρατήρηση και την εκρηξιγενή δραστηριότητα στο ηφαίστειο που μελετάται. Παρόλο αυτά όμως, μπορεί να είναι χρήσιμο εδώ να εξετάσουμε σύντομα μερικές από τις συνηθισμένες χρησιμοποιούμενες μεθόδους για την ανάλυση των σεισμολογικών δεδομένων. Έμφυτη μέσα σε όλες αυτές τις μεθόδους είναι η βασική υπόθεση ότι οι προσωρινές και διαστηματικές διαφοροποιήσεις στην φύση, ισχύ, και θέση της ηφαιστειακής σεισμικότητας δίνουν στοιχεία για την πιθανή μελλοντική συμπεριφορά του ηφαιστείου.

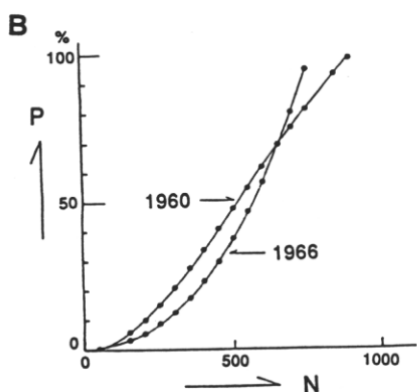
Απελευθέρωση (Αποδέσμευση) ενέργειας: Γενικά, όσο μεγαλύτερη είναι η απελευθέρωση της σεισμικής ενέργειας, τόσο μεγαλύτερη είναι η πιθανότητα της εμφάνισης μιας έκρηξης ή διείδυσης. Η πιο απλή έκφραση της απελευθέρωσης της ενέργειας είναι ο συνολικός αριθμός των σεισμών (όλων των τύπων) ή των μικροεκρήξεων του ηφαιστειακού σεισμικού θορύβου που εμφανίζεται μέσα σε μια δεδομένη μονάδα χρόνου. Αν η ποιότητα των δεδομένων το επιτρέπει, τέτοιες αναλύσεις πρέπει επίσης να γίνονται σύμφωνα με τον τύπο της σεισμικότητας ή του σεισμικού θορύβου (Α-τύπου, Β-τύπου, μακράς περιόδου, αρμονικός σεισμικός θόρυβος, κορυφής έναντι πλαγιάς, κτλ.).

Ένας πιο ακριβής υπολογισμός της απελευθέρωσης της ενέργειας, παρόλο αυτά, επιτυγχάνεται από την εξέταση των μεγεθών καθώς επίσης και από τον αριθμό των σεισμικών γεγονότων. Επειδή η κλίμακα των μεγεθών σεισμού είναι εκθετική, η απελευθέρωση της ενέργειας από πολλά μικρού μεγέθους γεγονότα μπορεί να είναι ουσιαστικά πολύ μικρότερη από ό,τι αυτή για λίγα γεγονότα μεγαλύτερου μεγέθους. Για παράδειγμα, αν είναι ίσοι όλοι οι άλλοι παράγοντες, η ενέργεια που απελευθερώνεται από χίλιους σεισμούς μεγέθους 1 είναι η ίδια με εκείνη για ένα γεγονός μεγέθους 4.

**Μετανάστευση της σεισμικότητας:** Ενώ η παρατήρηση της απελευθέρωσης της σεισμικής ενέργειας δίνει σημαντικές πληροφορίες για το πότε μια έκρηξη ή διείσδυση μπορεί να γίνει, οι μελέτες της ηφαιστειακής σεισμικότητας στο χώρο και χρόνο μπορούν επίσης να παρέχουν στοιχεία όπως για το πού η έκρηξη είναι πιθανόν να εμφανιστεί. Για παράδειγμα, χάρτες των επίκεντρων των σεισμών για διαφορετικές χρονικές περιόδους μπορούν να υποδεικνύουν την πλευρική μετανάστευση του μάγματος από τον ταμιευτήρα της κορυφής σε ένα άλλο τμήμα (μέρος) του ηφαιστείου πριν από μια έκρηξη ή διείσδυση. Εγκάρσιες τομές των υπόκεντρων των σεισμών για διαδοχικές χρονικές περιόδους μπορούν να δείξουν την προς τα πάνω μετανάστευση της σεισμικότητας – μια κατάσταση που γενικώς αυξάνει την πιθανότητα για έκρηξη. Συγκεκριμένα παραδείγματα για το πως οι μελέτες της μετανάστευσης της σεισμικότητας στο χώρο και χρόνο μπορούν να χρησιμοποιηθούν για να κατανοήσουμε τις ενεργές διαδικασίες μέσα σε ένα ηφαιστειακό σύστημα έχουν πλήρως (καλά) καταγραφεί από τους Klein et al.(1987) για το Kilauea ηφαίστειο. Αυτή η περιεκτική μελέτη για την σεισμικότητα του Kilauea για την περίοδο 1960-1983 απεικονίζει γραφικώς ότι όχι μόνο μπορούν να καθοριστούν οι δρόμοι διάδοσης και ρυθμοί της μετανάστευσης του μάγματος, αλλά επίσης και οι θέσεις των πιθανών φραγμάτων (εμποδίων) στην μετανάστευση και κατά δεύτερο λόγο οι ταμιευτήρες μάγματος επιπρόσθετα στους ταμιευτήρες της κορυφής.

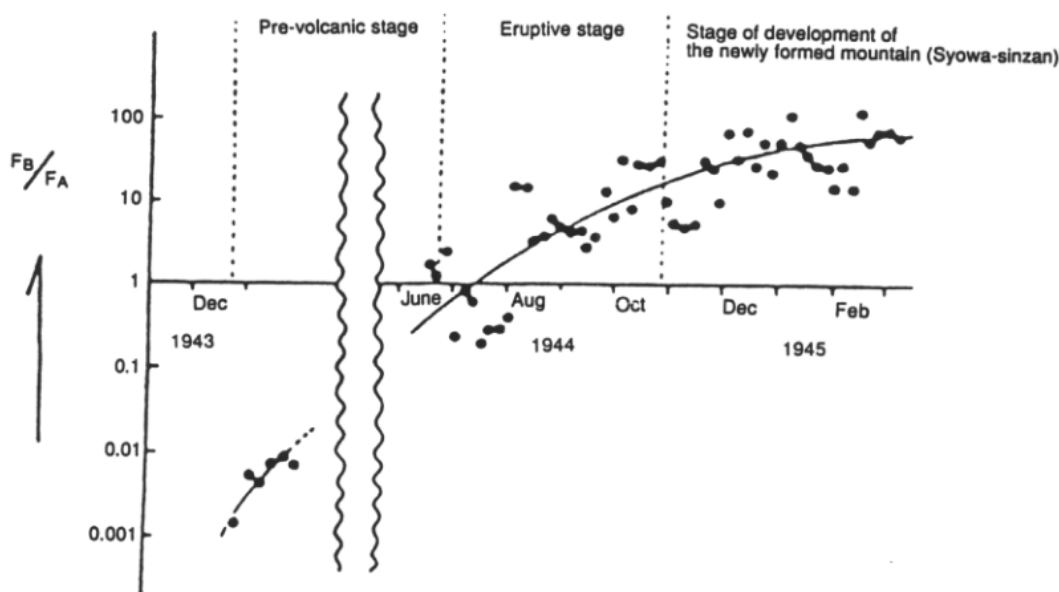


**Σχήμα 2.30:** Α. Σεισμοί Β-τύπου και οι σχέσεις τους με τις καταστροφικές εκρήξεις του ηφαιστείου Asama στην Ιαπωνία (Α=στάδιο ηρεμίας, Β=φάση πριν την έκρηξη, C=στάδιο της έκρηξης, S=ημερήσια συχνότητα των σεισμών, E=εκρήξεις μεγαλύτερες από  $10^{18}$  ergs, F=ημερήσια συχνότητα των σεισμών Β-τύπου). Β. Οι εμπειρικές πιθανότητες μιας έκρηξης στο Asama βασισμένες στις συχνότητες 5 ημερών των σεισμών Β-τύπου που παράχθηκαν το 1960 και το 1966.



Σχέσεις μεταξύ των τύπων της σεισμικότητας: Ο φημισμένος σεισμολόγος C.F.Richter (1958) σημείωσε μια εμπειρική σχέση μεταξύ του μεγέθους του σεισμού και της συχνότητας της εμφάνισής του:  $\log N = A - b M$  όπου  $N$  είναι ο αριθμός των γεγονότων μεγέθους  $M$  ή μεγαλύτερου, και  $A$  είναι μια εξαγόμενη σταθερά. Η κλίση αυτής της εξίσωσης – συνήθως ονομάζεται “ $b$  τιμή” – διαφέρει [ανάλογα] με το συχνотικό περιεχόμενο των σεισμών. Οι  $b$  τιμές στο εύρος από 0,6 με 1,5 συνήθως παρατηρούνται για τεκτονικού τύπου ή υψηλής συχνότητας (συμπεριλαμβανομένου Α-τύπου) σεισμούς, ενώ τιμές μεγαλύτερες από 1,5 συνήθως σχετίζονται με τους ηφαιστειακού τύπου ή χαμηλής συχνότητας σεισμούς, όπως είναι οι Β-τύπου ή μακράς περιόδου (Minakami 1974). Το Σχήμα 2.29 δίνει ένα παράδειγμα των  $b$  τιμών που παρατηρήθηκαν στο Mount St.Helens για υψηλής και χαμηλής συχνότητας σεισμούς.

Ορισμένες σχέσεις μεταξύ των διαφόρων τύπων της ηφαιστειακής σεισμικότητας έχουν παρατηρηθεί επανειλημμένα σε μερικά καλά μελετημένα ηφαίστεια. Για παράδειγμα, στο Kilauea, οι Α-τύπου (τεκτονικοί) σεισμοί συνήθως αυξάνονται κατά την διάρκεια του κτισίματος (εξέλιξης) μιας έκρηξης ή διείσδυσης, αλλά στην αρχή της δραστηριότητας, αυτοί μειώνονται αμέσως και σταματούν. Κατά την διάρκεια της επακόλουθης δραστηριότητας, η σεισμικότητα επικρατείται από Β-τύπου και μακράς περιόδου σεισμούς, που γενικά συνοδεύεται από αρμονικό σεισμικό θόρυβο. Το απλό “πλοτάρισμα” των ημερήσιων μετρήσεων των Β-τύπου σεισμών στο Asama ηφαίστειο, στην Ιαπωνία, χρησιμοποιήθηκε από τον Minakami (1960, 1974) για να αναπτύξει έναν εμπειρικό τύπο πιθανότητας για την πρόγνωση εκρήξεων βασισμένο στον αριθμό των γεγονότων που εμφανίζονται κατά την διάρκεια των προηγούμενων πέντε ημερών (Σχήμα 2.30).



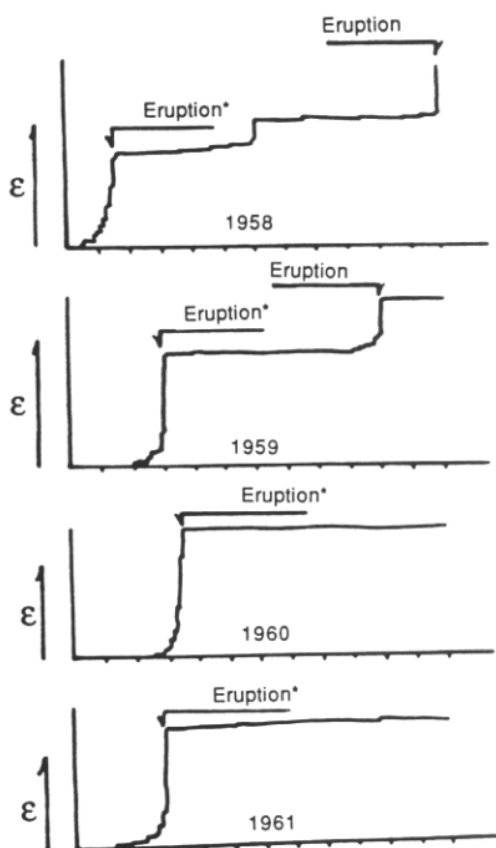
**Σχήμα 2.31:** Η μεταβολή της αναλογίας των σεισμών Β-τύπου και Α-τύπου στο ηφαίστειο Usu το 1943-45 (Minakami et al.1951, Minakami 1974).

Το “πλοτάρισμα” των λόγων των διαφορετικών τύπων των ηφαιστειακών σεισμών μπορεί να δώσει χρήσιμες πληροφορίες. Ένα παράδειγμα από αυτή την μέθοδο είναι ένα γράφημα του λόγου του αριθμού των Β-τύπου προς τον αριθμό των Α-τύπου σεισμών με τον χρόνο πριν από την έκρηξη του 1943-1945 του Usu ηφαιστίου, στην Ιαπωνία (Σχήμα 2.31). Καθώς η έκρηξη πλησίαζε, ο λόγος αυξάνοταν, υποδεικνύοντας έτσι ότι ένα υψηλό ποσοστό

γεγονότων εμφανίζονταν σε ρηχότερα βάθη. Παρόμοιες μεταθέσεις σε αυτό τον λόγο έχουν αναφερθεί και αλλού (Minakami 1960, 1974, Malone 1983), υποδηλώνοντας έτσι ότι αυτή η απλή τεχνική ανάλυσης, ή διαφοροποιήσεις από αυτήν, μπορεί να εφαρμοστεί με επιτυχία και σε άλλα ηφαίστεια.

Μια άλλη μέθοδος για την ανάλυση των σεισμολογικών δεδομένων είναι να συνδυαστούν οι πληροφορίες που δίνονται από τις συχνότητες και τα μεγέθη των ηφαιστειακών σεισμών με το "πλοτάρισμα" της απελευθέρωσης της αθροιστικής σεισμικής ενέργειας με τον χρόνο. Σε ένα γράφημα της σεισμικής ενέργειας έναντι του χρόνου για μια σειρά από εκρήξεις του Bezymianny ηφαιστείου (Tokarev 1963), η κλίση της καμπύλης αυξάνοταν εκθετικά καθώς οι εκρήξεις πλησίαζαν (Σχήμα 2.32). Αυτό το επαναλαμβανόμενο πρότυπο επέτρεπε αρκετά ακριβείς προγνώσεις ενάρξεων εκρήξεων λίγες ημέρες προκαταβολικά. Σε αντίθεση, ο Shimozuru (1972) παρατηρεί ότι ο ρυθμός της απελευθέρωσης της σεισμικής ενέργειας μειώνεται λίγο πριν από τις εκρήξεις σε άλλα ηφαίστεια. Έτσι, οι διαφορές στα πρότυπα της σεισμικότητας πριν από την παρατήρηση υποδεικνύουν ότι είναι απαραίτητη η μεγάλη προσοχή στο σχηματισμό (διατύπωση) των προγνωστικών έκρηξης σε ηφαίστεια όπου δεν υπάρχει καμμία προηγούμενη εμπειρία. Επίσης, δεν υπάρχει καμμία εγγύηση ότι το ίδιο πρότυπο της σεισμικής δραστηριότητας θα επαναληφθεί απαραίτητως ξανά για την επόμενη έκρηξη του συγκεκριμένου ηφαιστείου.

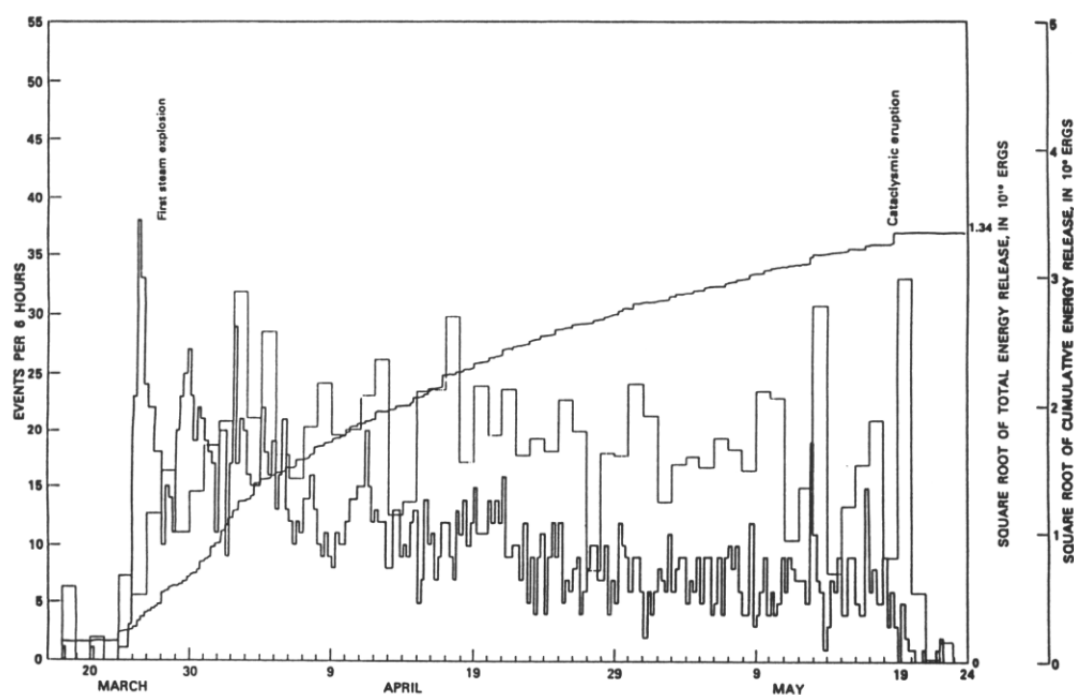
Το "πλοτάρισμα" αρκετών σεισμικών παραμέτρων μαζί είναι μια σημαντική παρατήρηση στα ενεργά ηφαίστεια. Το Σχήμα 2.33 είναι ένα γράφημα των σεισμικών παραμέτρων από την σεισμική δραστηριότητα που προηγήθηκε την κατακλυσμική έκρηξη του Mount St. Helens στις 18 Μαΐου του 1980. Σε αυτό το παράδειγμα (Endo et al. 1981), η ημερήσια συχνότητα των σεισμών έφθινε πριν από την έκρηξη, αλλά ο ρυθμός της απελευθέρωσης της ενέργειας παρέμεινε σταθερός με εξαίρεση τον ταχύ ρυθμό απελευθέρωσης κατά την διάρκεια των δύο πρώτων εβδομάδων της (φρεατικής) δραστηριότητας (Σχήμα 2.33). Όπως αναλύθηκε νωρίτερα, δεν υπάρχουν διακριτοί δείκτες – από την εντατική σεισμολογική παρατήρηση ή την παρατήρηση της εδαφικής παραμόρφωσης – από την κλιμακωτή μαγματική έκρηξη στις 18 Μαΐου.



**Σχήμα 2.32:** Η αθροιστική απελευθέρωση σεισμικής ενέργειας ανάλογα με τον χρόνο για το ηφαίστριο Bezymianny (Kamchatka 1958-1961) και οι χρόνοι των εκρήξεων (Tokarev 1963).

## 2.8 Στρατηγικές σεισμολογικής παρατήρησης

Η κατάλληλη σεισμολογική παρατήρηση απαιτεί ουσιαστικά αποθέματα (εφόδια) σε εξοπλισμό και εκπαιδευμένο προσωπικό για την συντήρηση δικτύου και την ανάλυση δεδομένων / ερμηνεία δεδομένων. Λόγω των περιορισμένων οικονομικών και επιστημονικών εφοδίων (αποθεμάτων), ειδικότερα στις αναπτυσσόμενες χώρες, είναι αδύνατο να διενεργηθεί λεπτομερής σεισμολογική παρατήρηση σε όλα τα ενεργά ηφαίστεια ή στα πιθανώς ενεργά ηφαίστεια. Από αναγκαιότητα, το επίπεδο της προσπάθειας της σεισμολογικής παρατήρησης στο καθένα ηφαίστειο πρέπει να εξισονομείται με το επίπεδο του κινδύνου που εκπροσωπεί το καθένα. Δυστυχώς, οι κίνδυνοι και τα ρίσκα είναι ακόμη αρκετά άγνωστα σε πολλά ηφαίστεια, και σε μερικά από τα πιο επικίνδυνα ηφαίστεια είναι τα λιγότερα μελετημένα και κατανοημένα.



**Σχήμα 2.33:** Αριθμός των σεισμών μεγέθους μεγαλύτερο από  $M=2,5$  (έντονο ιστόγραμμα), ημερήσια απελευθέρωση της σεισμικής ενέργειας (λεπτό ιστόγραμμα), και η τετραγωνική ρίζα της αθροιστικής απελευθέρωσης της σεισμικής ενέργειας (καμπύλη), από τις 20 Μαρτίου έως τις 24 Μαΐου του 1980 στο Mount St.Helens.

Συνεχής παρατήρηση: Το κλειδί στον πρώιμο εντοπισμό αποκλίσεων από την “φυσιολογική” συμπεριφορά προγενέστερα της πιθανής εκρηξιγενούς δραστηριότητας, ή σημαντικών μεταθέσεων στην δραστηριότητα ενώ μια έκρηξη είναι ήδη σε εξέλιξη, είναι η άμεση ανάλυση και ερμηνεία των σεισμολογικών και άλλων δεδομένων της ηφαιστειακής παρατήρησης. Για να είναι η σεισμολογική παρατήρηση περισσότερη χρήσιμη, το δίκτυο πρέπει να έχει έναν επαρκή αριθμό από σταθμούς για την καταγραφή των δεδομένων που απαιτούνται για τον επακριβή καθορισμό του επικέντρου, του βάθους, και του μεγέθους του σεισμού. Ιδανικά, τα σεισμολογικά δεδομένα πρέπει να λαμβάνονται συνέχεια, να καταγράφονται σε μια κεντρική θέση, και να αναλύονται και να ερμηνεύονται, το πολύ, μέσα σε μερικές ώρες από την εμφάνιση ενός σεισμού. Παρόλο αυτά, αν τα οικονομικά και επιστημονικά εφόδια (αποθέματα) είναι ανεπαρκή για την εγκατάσταση και συντήρηση ενός πολλαπλού σταθμού, τηλεμετρικού σεισμολογικού δικτύου, η προσπάθεια πρέπει να γίνει ώστε να διενεργηθεί κάποιου τύπου συνεχούς παρατήρησης. Ένας προσεκτικός και έμπειρος

χειριστής, χρησιμοποιώντας ακόμη και ένα σεισμολογικό σταθμό, μπορεί να επιτύχει αξιοσημείωτες χρήσιμες πληροφορίες για την ηφαιστειακή σεισμικότητα, όπως είναι, ημερήσιες καταμετρήσεις διαφόρων τύπων σεισμικών γεγονότων, μια εκτίμηση των μεγεθών των σεισμών και, επομένως, την απελευθέρωση της ενέργειάς τους, και ένα μέτρο της χρονικής καθυστέρησης στην άφιξη των P και S κυμάτων, το οποίο μπορεί να χρησιμοποιηθεί για τον καθορισμό της απόστασης από την πηγή.

Παρατήρηση με δίκτυα λιγότερο από επαρκή: Σήμερα, μόνο λίγα ηφαίστεια (κυρίως σε αναπτυγμένα κράτη) παρατηρούνται με σεισμολογικά δίκτυα που επιτρέπουν τον ακριβή εντοπισμό και χαρακτηρισμό της ηφαιστειακής σεισμικότητας. Τα περισσότερα ηφαίστεια παρατηρούνται από λιγότερο επαρκή δίκτυα με λιγότερους από τον απαιτούμενο αριθμό σεισμολογικούς σταθμούς, ή δεν έχουν καθόλου σεισμολογική παρατήρηση. Όταν χρησιμοποιούνται δίκτυα λιγότερο από επαρκή για παρατήρηση, οι ηφαιστειολόγοι πρέπει να προσέχουν για μερικά συνηθισμένα προβλήματα που θα προκύψουν:

- *Πολύ λίγοι σταθμοί:* Σε αυτή την περίπτωση, πολλοί μικρότερου μεγέθους σεισμοί εντοπίζονται φτωχά ή καθόλου, δίδος (πέρασμα) σημαντικών λασπορροών μπορεί να μην εντοπιστεί, και γεγονότα τεκτονικής προέλευσης το πιο πιθανό είναι να συγχέονται με την ηφαιστειακή σεισμικότητα.
- *Μη ισορροπημένα δίκτυα σταθμών:* Δίκτυα με σεισμολογικούς σταθμούς τοποθετημένους πολύ κοντά μεταξύ τους ή εστιασμένα στην μια πλευρά του ηφαιστείου μπορούν να δώσουν λίγες ή παραπλανητικές πληροφορίες. Ως ένα παράδειγμα, αυτό το πρόβλημα πλήττει την χρήση των επονομαζόμενων "τριμερών" παρατάξεων, στις οποίες τρεις σεισμολογικοί σταθμοί είναι τοποθετημένοι ανά 1 χιλιόμετρο ή περίπου λιγότερο ο ένας με τον άλλο μόνο σε μια πλευρά του ηφαιστείου. Όπως δείχθηκε από τους Ward και Gregerson (1973), είναι δύσκολο να επιτευχθούν επακριβή επίκεντρα με δεδομένα από τέτοιου είδους δίκτυο, επειδή οι κοντινά απέχοντες σταθμοί: (1) έχουν σχετικά μια μικρή διακριτική ικανότητα για τα σεισμικά σήματα, δημιουργώντας έτσι μια λανθασμένη εντύπωση για ευρεία σκέδαση των επίκεντρων, και (2) δεν μπορούν να "εστιάσουν" στα σωστά επίκεντρα, με αποτέλεσμα μερικές φορές μια φαινόμενη συγκέντρωση των επίκεντρων στην κοντινή ή μακρινή πλευρά της κορυφής του ηφαιστείου αν έχει γίνει παραδοχή λανθασμένης δομής σεισμικών ταχυτήτων.
- *Προβλήματα χρόνου στους σταθμούς:* Αυτό το πρόβλημα είναι ειδικότερα συνηθισμένο με τους σταθμούς που δεν είναι συνδεδεμένοι με τηλεμετρία σε μια κεντρική θέση καταγραφής. Ένα λάθος στην χρονομέτρηση έχει το ίδιο αποτέλεσμα όπως μια λανθασμένη παραδοχή για την δομή σεισμικών ταχυτήτων, δημιουργώντας έτσι μια συστηματική κλίση στην μια ή στην άλλη πλευρά της κορυφής του ηφαιστείου για την τοποθέτηση των σεισμικών γεγονότων. Η χρονομέτρηση ενός νέου σεισμολογικού δικτύου πρέπει να ρυθμίζεται χρησιμοποιώντας εκρήξεις που γίνονται από τον άνθρωπο σε γνωστές τοποθεσίες (π.χ., εκρήξεις σε λατομεία ή σε διανοίξεις δρόμων, ή εκρήξεις που πυροδοτούνται ειδικά για τους σκοπούς της ρύθμισης).
- *Παραδοχή μοντέλου σεισμικών ταχυτήτων χαμηλής ακρίβειας:* Η δομή της σεισμικής ταχύτητας έχει καθοριστεί μόνο για μερικά ηφαίστεια του κόσμου. Έτσι, σε πολλές περιπτώσεις, είναι αναγκαίο να παραδεχτούμε ένα αληθοφανές μοντέλο από την σύγκριση με ένα καλά μελετημένο ηφαίστριο που θεωρείται ότι είναι παρόμοιο. Μια λανθασμένη επιλογή στο παραδεχόμενο μοντέλο μπορεί να έχει ως αποτέλεσμα ένα σημαντικό λάθος και απόκλιση στην τοποθέτηση των υποκέντρων.

Περιοδική παρατήρηση: Υπό συνθήκες που αποκλείουν την συνεχή σεισμολογική παρατήρηση, η περιοδική παρατήρηση, με τις μεθόδους των επαναλαμβανόμενων σεισμολογικών ερευνών χρησιμοποιώντας φορητό εξοπλισμό και καταγραφή επιτόπου, έχει διενεργηθεί σε μερικά ηφαίστεια. Τέτοιες έρευνες συνήθως περιέχουν απόκτηση δεδομένων για μια περίοδο από μερικές εβδομάδες μέχρι και μήνες σε ένα ηφαίστριο. Συνήθως, τέτοιες σεισμολογικές έρευνες διεξάγονται σε τακτά προγραμματισμένα διαστήματα, συνήθως στην ίδια εποχή του χρόνου ώστε να ελαχιστοποιηθούν κάθε πιθανές διαφοροποιήσεις εποχιακές

στην ηφαιστειακή συμπεριφορά. Για να αναγνωριστούν πιθανές εποχιακές επιδράσεις, προτείνεται να διενεργηθεί για ένα χρόνο συνεχής παρατήρηση στο καθένα ηφαίστειο πριν γίνει η αλλαγή στην περιοδική κατάσταση παρατήρησης. Κάνοντας αυτό το πράγμα, ορισμένη αύξηση στην σεισμικότητα που ελέγχεται από τις εποχές δεν θα παρερμηνευθεί κατά την διάρκεια κάποιας μελλοντικής σύντομης έρευνας σε "λάθος" στιγμή.

Η περιοδική παρατήρηση μπορεί να δώσει ορισμένες πληροφορίες για την ηφαιστειακή σεισμικότητα κατά την διάρκεια της σύντομης περιόδου που καλύπτεται από την έρευνα, αλλά αυτές οι πληροφορίες για το επίπεδο της σεισμικής δραστηριότητας μπορεί να μην είναι αντιπροσωπευτικές της δραστηριότητας του ηφαιστίου για μακρύτερη περίοδο. Μια σοβαρή, και πιθανώς επικίνδυνη, ατέλεια της περιοδικής παρατήρησης είναι ότι μπορεί τελειώς να χάσει την ταχεία έναρξη και κτίσιμο (εξέλιξη) της πρόδρομης σεισμικότητας μιας έκρηξης, με το να δίνει δηλαδή μια παραπλανητική εντύπωση μιας φαινόμενης ηφαιστειακής έξαρσης. Αυτή η εντύπωση με την σειρά της θα μπορούσε να συνεισφέρει σε ένα λανθασμένο αίσθημα ψευδούς ή ανεγγύητης ασφάλειας στον παρακείμενο πληθυσμό.

Αποδεχόμενοι την υπόθεση ότι οποιαδήποτε παρατήρηση ενός ηφαιστίου είναι καλύτερη από καμμία, τότε η περιοδική σεισμολογική παρατήρηση, παρόλο αυτά, μπορεί να παίξει ένα χρήσιμο ρόλο μέχρι ένα σύστημα συνεχούς παρατήρησης να εγκατασταθεί ως μέρος ενός "ελάχιστα επαρκούς" ηφαιστειακού παρατηρητηρίου (Tilling 1982). Αν έχουν ερμηνευθεί καταλλήλως, τα δεδομένα από επαναλαμβανόμενες περιοδικές σεισμολογικές έρευνες μπορούν να βοηθήσουν στην καθοδήγηση για την επιλογή θέσεων ενός ή και περισσότερων σεισμολογικών σταθμών συνεχούς καταγραφής και στην χορήγηση πληροφοριών βάσης (υποβάθρου) για τμήματα του ηφαιστίου που δεν καλύπτονται από ένα μόνιμο δίκτυο. Η περιοδική παρατήρηση μπορεί να συμπληρώσει και να αποτελέσει παράρτημα, αλλά όχι και να υποκαταστήσει, ένα σύστημα συνεχούς παρατήρησης.

## Κεφάλαιο 3ο

### Παρατήρηση της εδαφικής παραμόρφωσης

#### 3.1 Εισαγωγή

Αυτή η ορατή παραμόρφωση της επιφανείας που συνοδεύει και μερικές φορές προηγείται των εκρήξεων είναι γνωστή εδώ και καιρό. Μερικά ιστορικά παραδείγματα συμπεριλαμβάνουν: προεξοχές σε ένα χωράφι (π.χ., Parícutin, Μεξικό) (González-Reyna και Foshag 1947), μεγάλης κλίμακας διακυμάνσεις στο επίπεδο της θάλασσας [π.χ., Campi Flegrei, Ιταλία (Parascandola 1947, Corrado et al.1977) και Sakura-jima, Ιαπωνία (Kubotera και Yoshikawa 1963)], και μεταβολές στο προφίλ του ηφαιστείου (π.χ., Usu, Ιαπωνία) (Yokoyama et al.1981). Παρόλο αυτά, τέτοιες μεταβολές σημειώνονταν μόνο όταν αυτές ήταν δραματικές. Με τις αρχές του 20<sup>ου</sup> αιώνα, ενόργανες μετρήσεις ξεκίνησαν να γίνονται για την εδαφική παραμόρφωση (Σχήμα 1.1) που δεν μπορούσε να εντοπιστεί με την ορατή παρατήρηση.

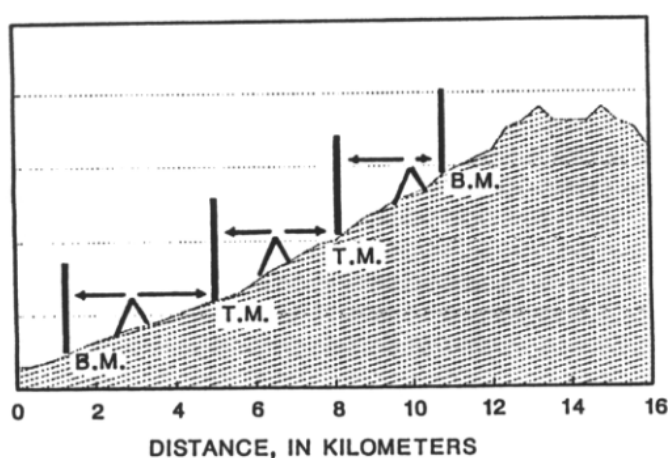
Οι πιο συνηθισμένες χρησιμοποιούμενες μέθοδοι παρατήρησης της εδαφικής παραμόρφωσης προσαρμόστηκαν (προσαρτήθηκαν) κυρίως από τον εξοπλισμό και τις τεχνικές που χρησιμοποιούνται στην έρευνα και στην γεωδαισία. Οι περισσότερες μέθοδοι είναι ικανές για τον εντοπισμό μετακίνησης του φλοιού της τάξης λίγων μερών ανά εκατομύριο (ppm) ή και λιγότερο, ακόμα και αφού οι εδαφικές μετατοπίσεις σε μερικά ηφαίστεια μπορεί να είναι τάξεις μεγέθους μεγαλύτερες. Οι μέθοδοι γεωδαιτικής παρατήρησης που εφαρμόζονται στην μελέτη των ενεργών ηφαιστειών έχουν συζητηθεί και αλλού (π.χ., Decker και Kinoshita 1972, Kinoshita et al.1974, Newhall 1984), και επομένως εδώ δίνεται μόνο μια σύντομη ανασκόπηση.

#### 3.2 Κατακόρυφες (κάθετες) μετατοπίσεις

Μετρήσιμες μεταβολές στην κατακόρυφη μετατόπιση των τριγωνομετρικών σημείων ή άλλων σημείων αναφοράς [ανάλογα] με την σεισμική ή ηφαιστειακή δραστηριότητα αναγνωρίζονται από παλιά. Για παράδειγμα, μεγάλες κατακόρυφες (καθώς επίσης και οριζόντιες) μετατοπίσεις που συσχετίζονταν με την έκρηξη του ηφαιστείου Sakura-jima το 1914 καθορίστηκαν από δεδομένα τριγωνισμού (Imamura 1930). Παρόλο αυτά, οι μετρήσεις τριγωνισμού μπορούν μόνο να εντοπίσουν μεγάλης κλίμακας μεταβολές. Για τους περισσότερους σκοπούς της ηφαιστειακής παρατήρησης, οι κατακόρυφες μετατοπίσεις μπορούν να μετρηθούν με ακρίβεια από τις τεχνικές που περιγράφονται παρακάτω.

Ακριβής μέτρηση διαφοράς επιπέδων: Η πιο ευρεία χρησιμοποιημένη τεχνική ηφαιστειακής παρατήρησης για την μέτρηση των κατακόρυφων μετατοπίσεων είναι μια συμβατική τεχνική έρευνας που ονομάζεται ακριβής μέτρηση διαφοράς επιπέδων, στην οποία 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 τριγωνομετρικό σημείο (Σχήμα 3.1). Παρόλο που αυτή η τεχνική δεν είναι καινούργια, έχει ακόμη το καλύτερο όριο εντοπισμού για τις ανυψωτικές μεταβολές. Μετρημένες κατακόρυφες μετατοπίσεις σε μεγάλα ηφαιστειακά κέντρα είναι συνήθως της τάξης των δέκα εκατοστών μέχρι και μερικών μέτρων ανά χιλιόμετρο, αλλά μόνο των μερικών εκατοστών ανά χιλιόμετρο στα πιο μικρά στρωματοηφαίστεια. Οι γενικές αρχές και τα όργανα που χρησιμοποιούνται στην ακριβή μέτρηση διαφοράς επιπέδων έχουν καθιερωθεί (καθορίζεται) πλήρως και έχουν περιγραφεί σε εγχειρίδια γεωδαισίας και έρευνας (π.χ., Bomford 1980). Αντιπροσωπευτικές συγκεκριμένες εφαρμογές της τεχνικής στην ηφαιστειακή παρατήρηση δίνονται από τους Berrino et al.1984 και από τον Kinoshita και άλλους (Fiske και Kinoshita 1969, Decker και Kinoshita 1972, Kinoshita et al.1974).

Ιδανικά, ένα δίκτυο μέτρησης διαφοράς επιπέδων πρέπει να συμπεριλαμβάνει ορισμένες γραμμές που να ακτινοβολούνται μακριά από την κορυφή του ηφαιστείου και άλλες που να την περικυκλώνουν. Σε ορισμένα ηφαιστέια, μπορεί επίσης να χρειάζονται ειδικές γραμμές που να διασχίζουν ενεργές ρηξιγενείς ζώνες. Πρακτικά, παρόλο αυτά, τα περισσότερα δίκτυα χρησιμοποιούν τους ήδη προϋπάρχοντες δρόμους και μονοπάτια. Τα κύρια πλεονεκτήματα της ακριβούς μέτρησης διαφοράς επιπέδων είναι: (1) η εξαιρετική ακρίβεια της και η γενική διαθεσιμότητα, ακόμα και σε αναπτυσσόμενες χώρες, του απαιτούμενου εξοπλισμού, (2) η μετρήσιμη ανύψωση ή υποχώρηση μπορεί να απεικονιστεί ως ένας χάρτης που δείχνει ισοϋψείς γραμμές ίσων κατακόρυφων μετατοπίσεων, και (3) τα δεδομένα παρέχουν την καλύτερη βάση για την μοντελοποίηση του όγκου και του βάθους του διεισδυμένου μάγματος. Αν το δίκτυο της μέτρησης διαφοράς επιπέδων είναι επαρκώς πυκνό, είναι πιθανόν να αναγνωριστούν η/οι περιοχή-ές της μέγιστης μεταβολής (Σχήμα 3.2). Μια αυστηρώς ορισμένη, σχεδόν ισοδιάστατη περιοχή μέγιστης ανύψωσης (ή υποχώρησης) μερικές φορές ονομάζεται κέντρο διόγκωσης (ή ξεφουσκώματος).

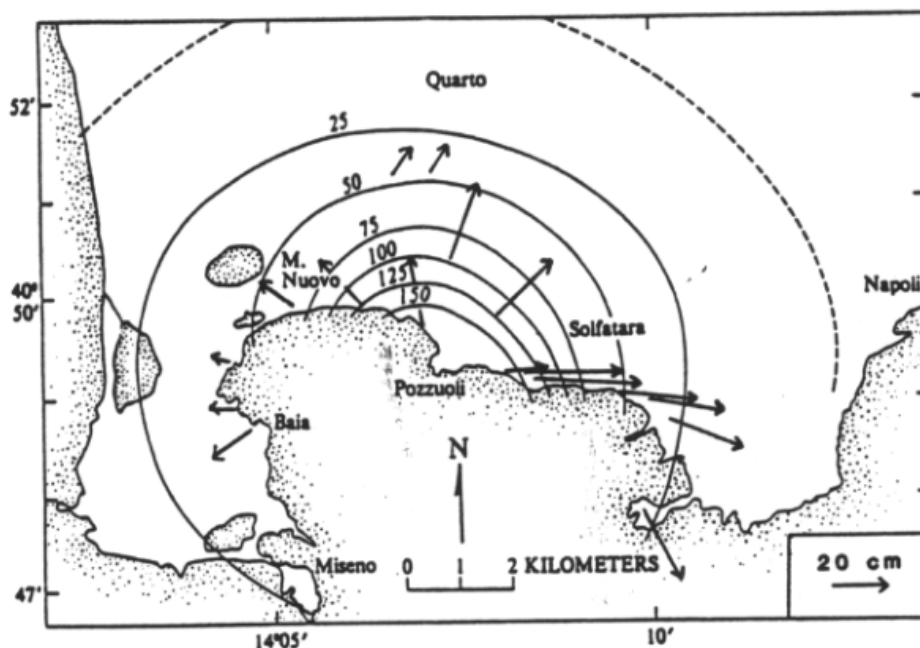


**Σχήμα 3.1:** Γράφημα το οποίο δείχνει την βασική μέτρηση των υψομετρικών μεταβολών των τριγωνομετρικών σημείων στην ακριβή μέτρηση διαφοράς επιπέδων.

Ορισμένα μειονεκτήματα της ακριβούς μέτρησης διαφοράς επιπέδων συμπεριλαμβάνουν: (1) είναι πολύ κοπιαστική και καταναλώνει πολύ χρόνο, και επομένως είναι ακριβή, (2) στις απότομες κλιτύες των στρωματοηφαιστέιων, είναι δύσκολο να γίνει λόγω των πολλών απαιτούμενων ρυθμίσεων των οργάνων, (3) κατά την διάρκεια πολύ γρήγορης ανύψωσης ή υποχώρησης, μπορεί να είναι αδύνατο να "κλείσει" την διαδικασία μετρήσεων υψόμετρου, επειδή το σημείο προέλευσης και σημεία κατά μήκος της όδευσης υψώνονται ή πέφτουν ακόμη και κατά την διάρκεια της έρευνας, και (4) σε ορισμένα ηφαιστέια, είναι δύσκολο, αν όχι ακατόρθωτο, να επαναληφθούν οι γραμμές των επιπέδων τον χειμώνα επειδή τα τριγωνομετρικά σημεία καλύπτονται από χιόνι. Γι' αυτόν τον λόγο, για να μεγιστοποιηθούν οι επαναλαμβανόμενες έρευνες, στην πιο μεγάλη δυνατή έκταση, οι γραμμές των επιπέδων πρέπει να καθορίζονται (εγκαθίστανται) κατά μήκος τοπογραφικά ανυψωμένων περιοχών οι οποίες αναδύονται πρώτες από το κάλυμμα του χιονιού με την τήξη του πάγου την άνοιξη.

Μοντέρνα επακριβή επίπεδα και αμετάβλητοι ράβδοι σταθερής θερμοκρασίας επιτρέπουν πρώτης κλάσεως μέτρηση διαφοράς επιπέδων με λάθος μέτρησης περίπου 1 mm στο 1 km. Παρόλο αυτά, για ηφαιστέια όπου οι κατακόρυφες μετατοπίσεις είναι ουσιαστικά πολύ μεγαλύτερες από το λάθος μέτρησης, η μέτρηση διαφοράς επιπέδων σε πρότυπα δεύτερης ή τρίτης κλάσης μπορεί να είναι επαρκής (αβεβαιότητες στην αναλυτική διαδικασία των μετρήσεων των διαφορών mm στο 1 km). Όταν η παραμόρφωση είναι ταχεία, επαναλαμβανόμενες (γρήγορες) πολύ συχνά έρευνες τρίτης τάξης μέτρησης διαφοράς επιπέδων μπορούν να εξάγουν πολύ πιο χρήσιμα δεδομένα από ό,τι μια μόνη (πολύ πιο αργή) έρευνα πρώτης τάξης μέτρησης διαφοράς επιπέδων. Μια άλλη εναλλακτική πρόταση είναι να διεξαχθούν μελέτες τριγωνομετρικής μέτρησης διαφοράς επιπέδων (π.χ. Whalen 1984, Rueger και Brunner 1982), οι οποίες, ενώ είναι ελαφρώς λιγότερο ακριβείς, μπορούν να

μετρήσουν τόσο την κλίση όσο και τις μεταβολές στην ανύψωση (βλέπε επόμενη παράγραφο). Οι στρατηγικές στην ακριβή μέτρηση διαφοράς επιπέδων εξαρτώνται από το μέγεθος των αναμενόμενων μεταβολών στην ανύψωση και από τον ρυθμό της μεταβολής. Για ένα δίκτυο μέτρησης διαφοράς επιπέδων που αναφέρεται σε ένα τριγωνομετρικό σημείο για το οποίο έχει γίνει η παραδοχή ότι δείχνει μηδενικές μεταβολές, είναι καλή πρακτική να διεξάγονται έρευνες μέτρησης διαφοράς επιπέδων (κάθε λίγα χρόνια) από εκείνο το τριγωνομετρικό σημείο αναφοράς σε ένα το οποίο είναι ρυθμισμένο σύμφωνα με τα δεδομένα παλιρροιογράφου ή σε κάποιο άλλο πιο "απόλυτο" επίπεδο αναφοράς.



**Σχήμα 3.2:** Ισοϋψείς της ανύψωσης (σε εκατοστά), όπως καθορίστηκαν από την ακριβή μέτρηση διαφοράς επιπέδων, για την περίοδο Ιανουάριος 1982 μέχρι Ιανουάριος 1985 στην καλδέρα Campi Flegrei (δυτικά της Νάπολης, Ιταλία). Τα βέλη είναι διανύσματα της οριζόντιας μετατόπισης (σε εκατοστά), όπως καθορίστηκαν από τις μετρήσεις EDM, για την περίοδο 1980-1983. Τόσο οι κάθετες όσο και οι οριζόντιες μετατοπίσεις ορίζουν μια περιοχή μέγιστης παραμόρφωσης.

Μεταβολές στο επίπεδο του νερού: Το επίπεδο ενός υδάτινου σώματος μπορεί να δώσει μια χρήσιμη αναφορά (συσχέτιση) για την αναγνώριση και την μέτρηση των σχετικών κατακόρυφων μετατοπίσεων καθοδηγητικών σημείων ή οριζόντιων της παρακείμενης χερσαίας μάζας (π.χ. όλο ή τμήματα από ένα ηφαιστειακό οικοδόμημα). Ανυψωτικές μεταβολές σε σχέση με το επίπεδο της θάλασσας, ειδικότερα χρήσιμες στην παρατήρηση νησιωτικών ηφαιστειών ή ηφαιστειακών συστημάτων σε παραλιακές περιοχές, μπορεί να θεωρηθούν "απόλυτες", αφού γίνουν πρώτα διορθώσεις στην απλοποίηση των δεδομένων για τις ευστατικές μεταβολές του επιπέδου της θάλασσας και για τις φυσικά εμφανιζόμενες επιδράσεις από τις παλίρροιες ή από τα αδρανή κύματα. Μεταβολές κατά μήκος της ακτογραμμής μιας ενδοχωρικής λίμνης είναι σχετικές μόνο μεταξύ τους εκτός και αν οι μετρημένες διαφορές μπορούν να εξισωθούν (συγκριθούν) με την μέση στάθμη της θαλάσσιας επιφάνειας ή με κάποια προκαθορισμένη ανύψωση με διαφορετικό τρόπο.

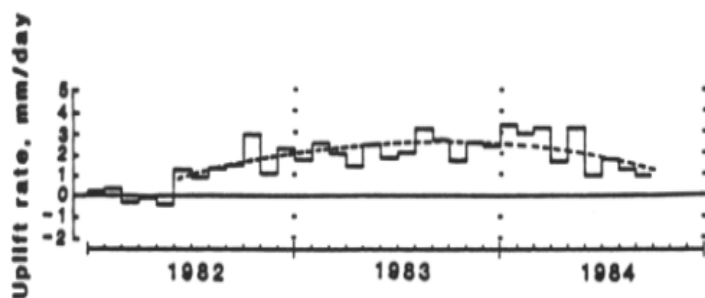
Αν οι μεταβολές στο επίπεδο του νερού είναι επαρκώς μεγάλες και / ή γρήγορες, η σχετική ανύψωση ή υποχώρηση μπορεί να αναγνωρίζεται οπτικώς από τροποποιήσεις στην ακτογραμμή ή κοντά στην επιφάνεια, όπως είναι η ανάδυση ή η κατάδυση αρχαιολογικών έργων (π.χ., μνημεία, αποβάθρες, κτίρια, τοίχοι) ή προϊστορικών γεωλογικών ή γεωμορφικών χαρακτηριστικών (π.χ., στρώματα οστράκων, κοραλλιογενείς ύφαλοι, ανυψωμένες παραλίες ή αναβαθμίδες, κυματοθραυστικές πλατφόρμες λάβας, βλέπε Moore και Fornari 1984).

Διαφοροποιήσεις στην ανύψωση οριζόντων που συσχετίζονται με συγκεκριμένους υδρόβιους οργανισμούς (π.χ., βάλανοι, φύκη) χορηγούν επίσης στοιχεία από μεταβολές της στάθμης του εδαφικού νερού. Για παράδειγμα, τρυπήματα από θαλάσσια ζώα στις πέτρινες κολώνες της αρχαίας Ρωμαϊκής Αγοράς στο Serapeo (χτισμένη κοντά στο λιμάνι του Pozzuoli) έδωσαν δραματικά στοιχεία για τις διακυμάνσεις του επιπέδου της θάλασσας που είχαν εύρος πάνω από 10 m κατά την διάρκεια των περασμένων δυο χιλιάδων χρόνων στην καλδέρα Campi Flegrei, στην Ιταλία (Parascandola 1947, Berrino et al. 1984). Μεταβολές στους ενδοπαλιρροιακούς ορίζοντες οστράκων έχουν φανεί χρήσιμες για να παρουσιαστεί η εδαφική παραμόρφωση στην καλδέρα Rabaul, στην Παπούα Νέα Γουινέα (de St.Ours 1987).

Γενικά, οι μεταβολές στο επίπεδο του νερού σε απόκριση (αντίδραση) στη εδαφική παραμόρφωση είναι πάρα πολύ μικρές και βαθμιαίες ώστε να παρατηρηθούν οπτικά. Παρόλο αυτά, τέτοιες μεταβολές μπορούν να μετρηθούν με ακρίβεια από παλιρροιογράφους (Σχήμα 3.3), μετρητές πίεσης, ή από άλλα όργανα (π.χ., Gutenberg 1933, Tsuboi 1937, Moore 1970, 1987, Otway et al. 1984 pp.47-48, Hamilton 1987). Οι παλιρροιογράφοι βγαίνουν σε μια ποικιλία από μοντέλα, αλλά όλοι βασικά περιέχουν έναν πλευστήρα συνδεδεμένο σε ένα καλώδιο, το οποίο με τη σειρά του οδηγεί έναν καταγραφέα διαγραμμάτων. Διαταραχές από τον αέρα και τα κύματα του πλευστήρα ελαχιστοποιούνται με την εγκατάστασή του σε μια προστατευόμενη λιμνοθάλασσα ή σε δεξαμενή παλίρροιας, ή με την χρήση μιας συσκευής ακινητοποίησης (όπως είναι ένα βαρέλι μεγάλης διαμέτρου, σωλήνα, ή κάποιου άλλου τύπου δεξαμενής κατασκευασμένης από τον άνθρωπο).

Τα δεδομένα από τον παλιρροιογράφο (Σχήμα 3.3) μπορούν να καταγράφονται συνεχόμενα – σε μόνιμη βάση ή για μια χρονική περίοδο κάθε χρόνο ή εποχή – ώστε να συμπληρώνουν κενά μεταξύ σπάνιων ερευνών μέτρησης διαφοράς επιπέδων και να επιτυγχάνουν (αποκτούν) μια πλήρης ιστορία της ανύψωσης ή υποχώρησης. Πολύ επακριβής και συνεχής παρατήρηση του επιπέδου του νερού μπορεί επίσης να γίνει με έναν μετρητή πίεσης προσαρμοσμένο στον βυθό της θάλασσας ή της λίμνης ή σε μια γεώτρηση με σταθερή στάθμη νερού κοντά στην ακτή. Ενώ οι μετρητές πίεσης έχουν ένα πλεονέκτημα έναντι των παλιρροιογράφων επειδή αυτοί μπορούν επίσης να χρησιμοποιηθούν σε βαθιά θάλασσα (π.χ., Spiess 1985, Spiess et al. 1987), αυτοί είναι πολύ πιο ακριβοί. Για μετρητές πίεσης που λειτουργούν σε θαλάσσιο νερό, διακυμάνσεις στην αλμυρότητα (αλατότητα) μπορεί να εκπροσωπούν ένα πρόβλημα στην ανάλυση και στην ερμηνεία των δεδομένων.

Ακόμα και χωρίς παλιρροιογράφους ή άλλα συνεχούς καταγραφής όργανα, μπορούν να αποκτηθούν χρήσιμες πληροφορίες για τις μεταβολές στο επίπεδο του νερού από περιοδικές μετρήσεις σχετικές με κατασκευασμένα από τον άνθρωπο ή φυσικά τριγωνομετρικά σημεία χρησιμοποιώντας ράβδους αναφοράς, ατσαλένιες ταινίες, βαρύδια, μεθόδους ακριβής μέτρησης διαφοράς επιπέδων, ή ειδικά προσαρμοσμένα συστήματα μέτρησης (π.χ., Lipman et al. 1981, Banks et al. 1984, Otway et al. 1984, Otway 1986, Tryggvason 1986, 1987). Σε όλες αυτές τις περιοδικές μετρήσεις, πρέπει να φροντίσουμε για την απλοποίηση των δεδομένων για να διορθωθούν τα αποτελέσματα (επιδράσεις) των κανονικών παλίρροιας, κυμάτων, ανέμων, αδρανών κυμάτων, και άλλων τοπικών παραγόντων. Σε καλά ελεγχόμενες μελέτες και κάτω από ευνοϊκές καιρικές συνθήκες (λίγος άνεμος, παγωμένη επιφάνεια λίμνης), όπως συμβαίνει στην λίμνη Myvatn, στο ηφαίστειο Krafla, στην Ισλανδία, μπορούν να εντοπιστούν αξιόπιστα κατακόρυφες εδαφικές μετατοπίσεις μεγαλύτερες από 1 mm (Tryggvason 1987). Αν περισσότεροι από τρεις σταθμοί επιπέδου του νερού είναι καταλλήλως διανεμημένοι γύρω από μια λίμνη, η περιοδική τους μέτρηση μπορεί να δώσει έναν δείκτη της εδαφικής κλίσης, με την λίμνη από μόνη της να λειτουργεί ως ένα φυσικό πολύ μεγάλης βάσης κλισιόμετρο (βλέπε επόμενη παράγραφο). Παρόλο αυτά, τέτοιες περιοδικές μετρήσεις περιπλέκονται από πολλά τοπικά, παροδικά αποτελέσματα (επιδράσεις) (π.χ., ακανόνιστοι ρυθμοί στην εισροή και στην εκροή ύδατος λίμνης, ολίσθηση του εδάφους κοντά στους σταθμούς, άνεμος, επιδράσεις πίεσης-θερμοκρασίας). Από τις περιοδικές μετρήσεις του επιπέδου του νερού για να εξαγάγουμε χρήσιμα δεδομένα για την ηφαιστειακή παρατήρηση, πρέπει οι παρατηρούμενες διαφοροποιήσεις να είναι μετρήσιμα μεγαλύτερες από εκείνες που συσχετίζονται με τις παροδικές διαταραχές μη ηφαιστειακής προέλευσης.



**Σχήμα 3.3:** Παράδειγμα της χρήσης των μεταβολών της στάθμης του νερού ως ένας δείκτης της κατακόρυφης μετατόπισης. Ο ρυθμός της διόγκωσης στην καλδέρα Campi Flegrei φαίνεται ξεκάθαρα από την συνεχόμενη καταγραφή του παλιρροιογράφου.

### 3.3 Μεταβολές στην εδαφική κλίση

#### 3.3.1 Μεταβολές στην ηφαιστειακή κλιτύ

Ο συσχετισμός των μεταβολών στην κλίση της επιφανείας του εδάφους (εδαφική κλίση) με την σεισμική και την ηφαιστειακή δραστηριότητα αναγνωρίστηκε στην Ιαπωνία και στην Χαβάη στις αρχές του 20<sup>ου</sup> αιώνα από τις καταγραφές των οριζοντίων εκκρεμών σεισμομέτρων [π.χ., HVOWB 1913 (ανατύπωση 1988), Omori 1913, Jaggard και Finch 1929]. Ξεκινώντας από τα τέλη της δεκαετίας του 1920, όργανα βασισμένα στο εκκρεμές σχεδιασμένα ειδικά για να μετρούν κλίση – ο “κλινογράφος” στην Ιαπωνία και το “κλινοσκόπιο” στην Χαβάη – άρχισαν να αναπτύσσονται και να δοκιμάζονται (π.χ., VL 1928, 1932). Το 1933, ένα δίκτυο από τρία κλινοσκόπια, επιπρόσθετα στο οριζόντιο εκκρεμές σεισμόμετρο του ηφαιστειακού παρατηρητηρίου, χρησιμοποιήθηκε για να μετρήσει κλίση στο ηφαίστειο Kilauea. Παρόλο αυτά, όλα αυτά τα πρώιμα όργανα μοιράζονταν μια σοβαρή ατέλεια με το να έχουν μια μικρής βάσης πλατφόρμα εκτεθειμένη σε κίβδηλες τοπικές μετακινήσεις που δεν σχετίζονται με την ηφαιστειακή δραστηριότητα.

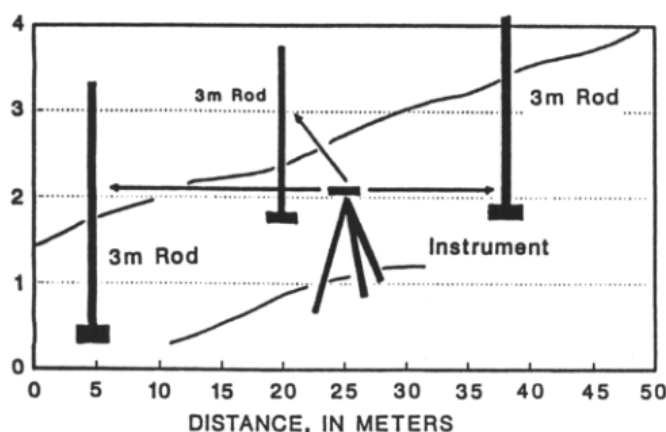
Το κλισιόμετρο σωλήνα νερού που αναπτύχθηκε από τον Hagiwara (1947) σημείωσε μια σημαντική τεχνολογική εξέλιξη, επειδή αυτό εξαφάνιζε (εξάλειψε) πολλά από τα προβλήματα αστάθειας των πρώτων οργάνων. Από τότε, η επακριβής μέτρηση της κλίσης, τόσο περιοδικά όσο και συνεχόμενα, έχει μετατραπεί σε ένα ολοκληρωμένο εργαλείο για την μοντέρνα ηφαιστειακή παρατήρηση. Για τις τεχνικές που περιγράφονται εδώ, οι μεταβολές της κλίσης μπορούν να καθοριστούν με μια ακρίβεια της τάξης μερικών μικροακτινίων ( $10^{-6}$  ακτίνια). Ένα μικροακτίνιο είναι ισοδύναμο με την γωνία που γυρίζει (0,206 δευτερόλεπτα του τόξου) από μια σανίδα μήκους 1 km αν η μια άκρη ανυψώνεται (ή χαμηλώνεται) για 1 mm. Υπάρχουν πολλές διαφορετικές τεχνικές για να πραγματοποιηθούν μετρήσεις κλίσης, η καθεμία από αυτές με τα δικά της συγκεκριμένα πλεονεκτήματα και μειονεκτήματα, αλλά όλες υπόκεινται σε ένα σοβαρό κοινό πρόβλημα: σταθερότητα θέσης και εξωτερικές πηγές θορύβου.

Παρατάξεις μέτρησης κλίσης (“υγρής” και “ξηρής”): Τα πρώτα συστήματα μέτρησης κλίσης χρησιμοποιούσαν την αρχή της ελεύθερης επιφάνειας του υγρού, πιο συνηθισμένα του νερού, και, επομένως, έγιναν γνωστές ως μετρήσεις “υγρής κλίσης”. Συνήθως, τα συστήματα “υγρής κλίσης” περιέχουν (εμπλέκουν) την οπτική μέτρηση των μεταβολών του επιπέδου του νερού σε δύο ή περισσότερα δοχεία (“αγγεία”) διασυνδεδεμένα με σωλήνες νερού και αέρα (εξισορρόπηση πίεσης). Η απόσταση ή “βάση” μεταξύ των “αγγείων” μέτρησης μπορεί να είναι “μικρή” (λίγα μέτρα μακριά) ή “μεγάλη” (δεκάδες μέτρων). Αν οι άλλοι παράγοντες είναι ίσοι, όσο μεγαλύτερη είναι η βάση, τόσο μεγαλύτερη (καλύτερη) είναι η ακρίβεια της μέτρησης. Με την χρήση συνδεδεμένων σημείων μέτρησης σε μια είτε ορθογώνια είτε τριγωνική παράταξη, ένα σύστημα υγρής κλίσης παρέχει τόσο το ποσό όσο και την διεύθυνση (κατεύθυνση) της μεταβολής της κλίσης μεταξύ δύο συνόλων ενδείξεων. Εμπειρικά, κλίσεις μεγεθών της τάξης των 4-10 μικροακτινίων μπορούν να μετρηθούν αξιόπιστα από αυτή την μέθοδο.

Μετρήσεις κλίσης από σωλήνα νερού μπορούν να πραγματοποιηθούν είτε σε μόνιμους σταθμούς εγκατεστημένους σε ένα κτίσμα είτε, καλύτερα, σε έναν υπόγειο θόλο για να ελαχιστοποιηθούν διαφοροποιήσεις σχετικές με την θερμοκρασία, όπως έγινε για πρώτη φορά στο ηφαίστειο Sakura-jima. Από το 1956, το μικρής βάσης κλισιόμετρο σωλήνα νερού στον θόλο Uwekahuna στο Hawaiian Volcano Observatory διαβάζεται τουλάχιστον καθημερινώς και παρέχει ένα από τα πιο μακροχρόνια διατηρημένα σετ δεδομένων για την εδαφική παραμόρφωση που συσχετίζεται με ένα ενεργό ηφαίστειο. Ένα φορητό κλισιόμετρο σωλήνα νερού (Eaton 1959) χρησιμοποιήθηκε με επιτυχία για πολλά χρόνια στο ηφαίστειο Kilauea. Παρόλο αυτά, το σύστημα Eaton μπορεί μόνο να λειτουργήσει για σχετικά επίπεδες θέσεις, απαιτεί δύσκολο στη μεταφορά εξοπλισμό, υπόκειται σε λάθη στις ενδείξεις που σχετίζονται με την θερμοκρασία, και είναι άβολο και καταναλώνει πολύ χρόνο στην χρήση. Συνεπώς, η επονομαζόμενη μέθοδος "ξηρής κλίσης" (επίσης ονομάζεται "spirit-level tilt") αναπτύχθηκε στα τέλη της δεκαετίας του 1960 για να συμπληρώσει και να αντικαταστήσει την μέθοδο υγρής κλίσης (Kinoshita et al.1974). Η μέθοδος ξερής κλίσης ονομάζεται "επιπεδοποίηση κλίσης" στη Νέα Ζηλανδία.

Τα συστήματα ξερής κλίσης, τα οποία είναι άμεσης μεταφοράς, χρησιμοποιούν ένα οπτικό επίπεδο ακριβείας, τοποθετημένο στο κέντρο από μια παράταξη από τρία ή περισσότερα τριγωνομετρικά σημεία, για να μετρούν διαφορικές υψομετρικές μεταβολές της τοπογραφικής ράβδου (σταδία) με βάση τα μόνιμα τριγωνομετρικά σημεία (Σχήμα 3.4) (Kinoshita et al.1974, Yamashita et al.1981, Sylvester 1984, 1986, Otway et al.1984, Otway 1986). Ο Yamashita (1981, 1982) περιγράφει βήμα προς βήμα τις διαδικασίες για την εγκατάσταση ενός σταθμού ξερής κλίσης και για την μέτρηση και τον υπολογισμό των μεταβολών της κλίσης. Τα καλύτερα αποτελέσματα επιτυγχάνονται σε ήρεμες, συννεφώδεις ημέρες, όταν οι διαταραχές από τον άνεμο και την θερμοκρασία είναι ελαχιστοποιημένες. Οι μετρήσεις ξερής κλίσης είναι σχεδόν το ίδιο ακριβείς ( $\pm 3-5$  μικροακτίνια) με τις μετρήσεις υγρής κλίσης, και έχουν ορισμένα σημαντικά πλεονεκτήματα: (1) η τεχνική αυτή μπορεί να χρησιμοποιηθεί σε ελαφρώς πιο απότομο έδαφος (επομένως αυξάνεται ο αριθμός των πιθανών θέσεων μέτρησης), (2) η μέτρηση είναι απλή και γρήγορη, και (3) ο εξοπλισμός είναι πιο εύκολος στη μεταφορά (με όχημα και αεροσκάφος) και στο κουβάλημα με τα χέρια. Η μέθοδος ξερής κλίσης παρέχει ένα συγκριτικά χαμηλού κόστους και αποτελεσματικό τρόπο παρατήρησης πολλών θέσεων σε ένα ηφαίστειο που υφίσταται σχετικά μεγάλες κλίσεις, της τάξης δεκάδων μικροακτινίων για μια περίοδο εβδομάδων μέχρι και μηνών.

Οι τριγωνικές ("πρότυπες") παρατάξεις ξερής κλίσης είναι επιρρεπείς σε λάθη που σχετίζονται με την αστάθεια των τριγωνομετρικών σημείων λόγω της σχετικά μικρής τους βάσης (40-60 m). Αυτό το πρόβλημα μπορεί να αντιμετωπιστεί με την χρησιμοποίηση μιας παράταξης από συνδεδεμένες, μικρές γραμμές επιπέδων (η καθεμιά μήκους 100-300 μέτρων) που περιέχουν επιπλέον τριγωνομετρικά σημεία ώστε να επιτρέπουν την απομόνωση περιοχών με αστάθεια θέσης.



**Σχήμα 3.4:** Γράφημα το οποίο δείχνει μια τυπική τριγωνική παράταξη μέτρησης "ξηρής κλίσης".

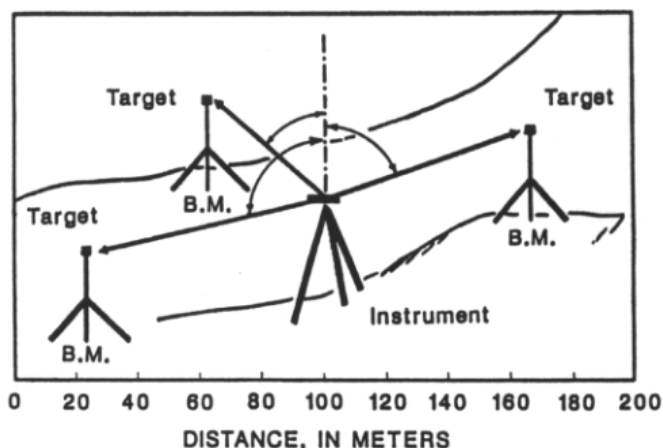
Μια άλλη τεχνική μέτρησης, που χρησιμοποιεί μεθόδους τριγωνομετρικής μέτρησης διαφοράς επιπέδων (Ewert 1989), μπορεί επίσης να χρησιμοποιηθεί για τον καθορισμό της εδαφικής κλίσης (Σχήμα 3.5). Αυτό το σύστημα χρησιμοποιεί έναν θεοδόλιχο ακριβείας, ένα όργανο ηλεκτρονικής μέτρησης της απόστασης (EDM) (βλέπε επόμενη παράγραφο), και τρία σετ ανακλαστήρων / στόχων τοποθετημένα πάνω σε τρίποδες εξοπλισμένους με κατακόρυφους πασάλους. Η μέτρηση της κλίσης τριγωνομετρικά έχει αρκετά πλεονεκτήματα σε σχέση με την τυπική μέθοδο ξερής κλίσης: (1) μπορούν να μετρηθούν μεγαλύτερες βάσεις (τόσο μακριές όσο και 200 μέτρα), (2) το επίπεδο βάσης δεν είναι απαραίτητο, έτσι αφαιρείται ένας μεγάλος περιορισμός για την χρήση των τεχνικών μέτρησης ξερής κλίσης σε σύνθετα ηφαιστεια με απότομες κλιτύες, (3) το σύστημα είναι πιο συμπαγές και πιο εύκολο στη μεταφορά σε δύσκολο έδαφος, και (4) το σύστημα αυτό μπορεί επίσης να χρησιμοποιηθεί για να πραγματοποιηθούν και άλλες μετρήσεις της εδαφικής παραμόρφωσης.

Ηλεκτρονικά κλισιόμετρα: Τα φορητά συστήματα μέτρησης κλίσης – υγρής ή ξερής – έχουν ένα μειονέκτημα στο ότι αυτά παρέχουν μόνο περιοδική παρατήρηση, παρόλο που αυτό το πρόβλημα μπορεί να απλοποιηθεί με τη συχνή επαναμέτρηση των θέσεων μέτρησης κλίσης. Μόνιμα κλισιόμετρα σωλήνα νερού, αν βρίσκονται σε ένα κοντινό στο ηφαίστειο, επανδρωμένο παρατηρητήριο, παρέχουν πιο συνεχή παρατήρηση, επειδή αυτά συνήθως διαβάζονται καθημερινώς και, αν είναι απαραίτητο, ωριαία ή ακόμα και πιο συχνά. Τα ηλεκτρονικά κλισιόμετρα, παρόλο αυτά, μετρούν μεταβολές της κλίσης σε μια πραγματική συνεχή βάση, 24 ώρες την ημέρα ανεξάρτητα από τις καιρικές συνθήκες. Έτσι, αυτά μπορούν να εντοπίσουν γρήγορα εξελισσόμενους πρόδρομους δείκτες που θα χανόντουσαν από την περιοδική παρατήρηση. Προσφέρουν επίσης αρκετά άλλα χρήσιμα χαρακτηριστικά: (1) μπορούν να εντοπίσουν κλίσεις πολύ πιο μικρότερες από εκείνες που είναι πιθανόν να εντοπιστούν με είτε υγρής είτε ξερής κλίσης τεχνικές, (2) αυτά έχουν μια υψηλή και ευκανόνιστη κλίμακα δυναμικής ενίσχυσης, (3) ορισμένα μοντέρνα όργανα είναι άμεσης μεταφοράς και μπορούν να χρησιμοποιηθούν σε θέσεις δύσκολες ή αδύνατες να παρατηρηθούν από άλλες τεχνικές, (4) οι συνεχόμενες καταγραφόμενες διαφοροποιήσεις της κλίσης μπορούν να λειτουργήσουν (υπηρετήσουν) ως ένας οδηγός στον προγραμματισμό της επαναμέτρησης διαστημάτων σε δίκτυα υπαίθριων παρατάξεων για να αυξηθεί η πιθανότητα για την καταγραφή βραχείας διάρκειας μεταβολών κλίσης, και (5) μπορούν να παρέχουν τηλεμετρικά δεδομένα κλίσης από απομακρυσμένες ή επικίνδυνες περιοχές χωρίς κανέναν κίνδυνο για τον παρατηρητή.

Τα ηλεκτρονικά κλισιόμετρα, παρόλο αυτά, έχουν επίσης αρκετά σοβαρά μειονεκτήματα. Είναι πολύ δαπανηρά σε σύγκριση με τις τεχνικές μέτρησης υγρής ή ξερής κλίσης, με τους όρους της αρχικής αγοράς και της εγκατάστασης καθώς επίσης και της μετέπειτα λειτουργίας, συντήρησης, και επεξεργασίας των δεδομένων. Οι μικρές τους βάσεις (λίγα εκατοστά μέχρι και λίγα μέτρα) κάνουν τα ηλεκτρονικά κλισιόμετρα πολύ πιο ευαίσθητα στην τοπική αστάθεια της θέσης παρά οι μεγαλύτερες βάσεις (δεκάδες μέτρα) που χρησιμοποιούνται με τις παρατάξεις μέτρησης κλίσης. Ένα άλλο πρόβλημα είναι ότι τα ηλεκτρονικά και τα μεταλλικά τους μέρη είναι ευαίσθητα στις μεταβολές της θερμοκρασίας του περιβάλλοντος, οι οποίες εισαγάγουν διαφοροποιήσεις (ημερήσιες, εποχιακές) άσχετες με την εδαφική παραμόρφωση. Μείωση ή εξάλειψη αυτού του προβλήματος απαιτεί την εγκατάσταση του κλισιόμετρου σε μια θερμικά απομονωμένη τοποθεσία (π.χ., υπόγειος θόλος, σπηλιά, αγωγός λάβας) και / ή την χρήση επιπρόσθετων ενόργανων συνιστωσών για την διόρθωση των θερμικών αποτελεσμάτων (επιδράσεων) στα καταγεγραμμένα δεδομένα.

Πολλά ηλεκτρονικά κλισιόμετρα, μετά από την αρχική τους εγκατάσταση, απαιτούν μια περίοδο “τακτοποίησης” αρκετών εβδομάδων μέχρι και μήνες πριν από την επίτευξη αξιόπιστων δεδομένων – αυτό συνιστά ένα πολύ μεγάλο μειονέκτημα αν αυτά χρησιμοποιηθούν στο μέσο μιας ταχείας εξελισσόμενης ηφαιστειακής κρίσης. Τα κλισιόμετρα είναι επίσης τρωτά σε προβλήματα των οργάνων που σχετίζονται με την μείωση ακρίβειας ή βλάβη των ηλεκτρονικών. Έτσι, κάθε κλισιόμετρο πρέπει να ρυθμίζεται περιοδικά σε σύγκριση με έναν σταθμό υγρής ή ξερής κλίσης στην ίδια ή σε μια κοντινή θέση για να ελέγξουμε αν οι καταγεγραμμένες μεταβολές της κλίσης είναι αυθεντικές σχετικές με την δυναμική του ηφαιστείου, παρά να είναι παρεκκλίσεις που οφείλονται σε προβλήματα ηλεκτρονικών, εγκατάστασης, ή σταθερότητας της θέσης. Χωρίς αυστηρούς, περιοδικούς

ελέγχους της ρύθμισης, τα δεδομένα από τα ηλεκτρονικά κλισιόμετρα μπορούν να παρερμηνευθούν υποδεικνύοντας ηφαιστειακή παραμόρφωση όταν δεν λαμβάνει χώρα πραγματικά καμμία, με αποτέλεσμα να προκληθεί σύγχυση και, πιθανότατα, περιττή ανησυχία. Η παράγραφος 3.3.2 κάνει μια σύντομη αναφορά ορισμένων συνηθισμένων χρησιμοποιούμενων τύπων ηλεκτρονικών κλισιόμετρων.



**Σχήμα 3.5:** Παράδειγμα μιας παράταξης τριγωνομετρικής μέτρησης διαφοράς επιπέδων για τον καθορισμό της εδαφικής κλίσης.

### 3.3.2 Συνηθισμένοι χρησιμοποιούμενοι τύποι ηλεκτρονικών κλισιόμετρων

Τα ηλεκτρονικά κλισιόμετρα που χρησιμοποιούνται τώρα είναι των ακόλουθων τύπων: εκκρεμές κλισιόμετρο, κλισιόμετρο με σωλήνα υδραργύρου, και κλισιόμετρο φυσαλίδας. Η ακόλουθη γενική περιγραφή αυτών των συστημάτων συναθροίστηκε από τον Banks (1984). Όπως ανακαλύφθηκε δεκαετίες πριν στην Ιαπωνία και στην Χαβάη, η εξισορρόπηση της βάσης ενός οριζόντιου εκκρεμούς σεισμομέτρου μακράς περιόδου παρέχει μια ευαίσθητη μέτρηση της κλίσης. Στην θεωρία, δύο τέτοιου είδους σεισμοόμετρα που λειτουργούν στις σωστές γωνίες μπορούν να επιλύσουν τα διανύσματα κλίσης περίπου 0,1-0,2 μικροράδια, αλλά ένα τέτοιο σύστημα έχει μικρή κλίμακα δυναμικής ενίσχυσης, υπόκειται σε κίβδηλες κινήσεις που δεν σχετίζονται με την ηφαιστειακή κλίση, και δεν είναι αρκετά φορητό. Τα μοντέρνα ηλεκτρονικά εκκρεμή κλισιόμετρα έχουν ένα αναρτημένο (αιωρούμενο) εκκρεμές και δύο ζεύγη από αισθητήρες τοποθετημένους στις σωστές γωνίες κάτω από αυτό, επιτρέποντας έτσι το όργανο να επιλύει τα διανύσματα κλίσης. Τέτοιου είδους κλισιόμετρα έχουν μεγάλη κλίμακα δυναμικής ενίσχυσης και μπορούν να εγκατασταθούν σε γεωτρήσεις για να ελαχιστοποιηθούν οι διαταραχές λόγω της ατμόσφαιρας και της επιφανειακής θερμότητας.

Ένα κλισιόμετρο σωλήνα υδραργύρου σε έναν υπόγειο θόλο (Uwekahuna) έχει συνεχώς καταγράφει εδαφική κλίση στο ηφαίστειο Kilauea από το 1967 (Decker και Kinoshita 1972). Ανάλογο με το κλισιόμετρο σωλήνα νερού, αυτός ο τύπος οργάνου χρησιμοποιεί την μεταβολή της στάθμης του υγρού υδραργύρου σε δύο διασυνδεδεμένα δοχεία ("δεξαμενές") με συνεχείς μετρήσεις της επιφάνειας του υδραργύρου. Μεταβολές στην μετρημένη χωρητικότητα, οι οποίες είναι αντιστρόφως ανάλογες με την απόσταση μεταξύ της πλάκας και της υγρής επιφάνειας, επεξεργάζονται ηλεκτρονικώς, μετατρέπονται σε μεταβολές κλίσης, και στη συνέχεια "πλοτάρονται" σε έναν αναλογικό καταγραφέα. Κλισιόμετρα δεξαμενής υδραργύρου (ή σωλήνα υδραργύρου) είναι συνήθως συστήματα μιας συνιστώσας, και έτσι δύο όργανα τοποθετημένα στις σωστές γωνίες απαιτούνται για την μέτρηση του ποσού και της διεύθυνσης των μεταβολών της κλίσης. Αν και αυτά μπορούν να εντοπίσουν κλίσεις της τάξης των 0,1 μικροράδιων, τα κλισιόμετρα δεξαμενής υδραργύρου έχουν μια κλίμακα δυναμικής ενίσχυσης μόνο των περίπου 25 μικροράδιων. Αυτός ο περιορισμός, σε συνδυασμό με την δυσκολία στη μετακίνησή τους και στη συντήρησή τους, ουσιαστικά αποκλείει την ανάπτυξη κλισιόμετρων δεξαμενής υδραργύρου σε απομακρυσμένες θέσεις

που αντιμετωπίζουν διακυμάνσεις στην κλίση μεγαλύτερες από μια τέτοια μικρή κλίμακα δυναμικής ενίσχυσης.

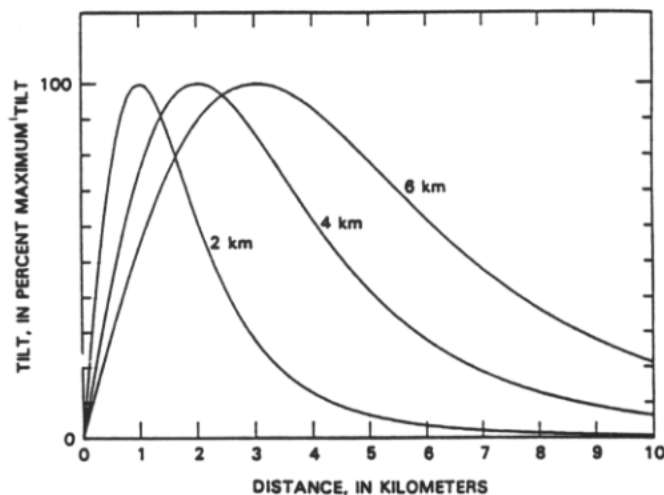
Οι πρόσφατες εξελίξεις στη μικροηλεκτρονική έχουν κάνει δυνατή την ανάπτυξη απλών, σχετικά φθηνών, ηλεκτρονικών κλισιόμετρων φουσαλίδας (π.χ., Westphal et al.1983). Η διάταξη (διαμόρφωση) των ηλεκτρολυτικών αισθητήρων φουσαλίδας μπορεί να διαφέρει πολύ, αφού εξαρτάται από τον τρόπο της εγκατάστασης (σε πλατφόρμα ή σε γεώτρηση) και από παράγοντες της σχεδίασης, αλλά όλα τα όργανα μπορούν να επιλύσουν μεταβολές της κλίσης της τάξης των 0,1 μικροράδιων. Αυτά έχουν μεγάλη (προσαρμοσμένη) κλίμακα δυναμικής ενίσχυσης και είναι μεγάλης αντοχής, ελαφριά στο βάρος, και συμπαγή. Έτσι, αυτά είναι κατάλληλα για εγκατάσταση μεταφερόμενα από ανθρώπους σε με διαφορετικό τρόπο απρόσιτες θέσεις υψηλά στην κλιτύ του ηφαιστείου, όπου οι κλίσεις είναι πιθανόν να είναι περισσότερο σαφείς (αισθητές). Τα δεδομένα κλίσης μπορούν να καταγράφονται επιτόπου για διάρκεια 2-3 μηνών ή να τηλεμετρούνται πίσω σε ένα κεντρικό παρατηρητήριο. Τα κλισιόμετρα φουσαλίδας χρησιμοποιήθηκαν με επιτυχία για την παρατήρηση της δραστηριότητας στον δόμο λάβας του Mount St.Helens (Dzurisin et al.1983b). Οι Wyatt et al. (1984) δίνουν μια πρόσφατη σύγκριση ορισμένων κλισιόμετρων που συνήθως χρησιμοποιούνται για την μέτρηση της παραμόρφωσης του φλοιού.

### 3.3.3 Κατανομή των θέσεων μέτρησης κλίσης

Οι εδαφικές κλίσεις, που καθορίστηκαν από ηλεκτρονικά κλισιόμετρα ή από παρατάξεις μέτρησης κλίσης, θα είναι πολύ πιο αξιόπιστες και διαγνωστικές αν αυτές έχουν πραγματοποιηθεί σε αρκετές θέσεις πάνω στο ηφαίστειο. Οποιαδήποτε μοναδική θέση μπορεί να είναι τοποθετημένη πολύ μακριά από την πηγή πίεσης (κέντρο διόγκωσης / ξεφουσκώματος) ή μπορεί να υποφέρει από τοπική αστάθεια θέσης. Για αυτό, ένα δίκτυο από θέσεις πρέπει να κατανεμηθεί γύρω από το ηφαίστειο για να εντοπιστούν όποιες συστηματικές μεταβολές της κλίσης και να καθοριστεί το περιοχικό πρότυπο της κλίσης. Ο σχεδιασμός ενός δικτύου [μέτρησης] κλίσης ή οποιασδήποτε άλλης ηφαιστειακής παρατήρησης είναι κατά κανόνα ένας συμβιβασμός μεταξύ ενός ιδανικού αριθμού και κατανομής των θέσεων μέτρησης και αυτού που είναι δυνατό στην πραγματικότητα να δοθεί από τις διαθέσιμες χρηματικές και επιστημονικές πηγές (αποθέματα), τις μελέτες του εδάφους, χρηματοδοτήσεις και προσβασιμότητα, κτλ. Παρόλο αυτά, στη μέγιστη δυνατή έκταση, οι θέσεις μέτρησης κλίσης πρέπει να εγκαθίστανται στους κύριους αγωγούς ή κοντά σε αυτούς και σε αρκετή απόσταση μακριά από αυτούς. Ιδανικά, κάθε τομέας  $60^\circ$  σε ένα σύνθετο ηφαίστειο πρέπει να έχει μια ή και περισσότερες θέσεις μέτρησης της κλίσης σε διάφορες αποστάσεις κατά μήκος ακτινικών (ακτινωτών) γραμμών από την κορυφή (Σχήμα 3.7B). Τα δεδομένα από ένα τέτοιου είδους δίκτυο θα παρέχουν όχι μόνο τις προσωρινές πληροφορίες που απαιτούνται για τους σκοπούς της ηφαιστειακής παρατήρησης, αλλά επίσης θα κατανοηθεί καλύτερα η τοποθεσία και το μέγεθος της πηγής πίεσης που προκαλεί τις κλίσεις.

Για την επιλογή των πιθανών θέσεων μέτρησης της κλίσης, πρέπει να σημειωθεί ότι, για μια σημειακή πηγή πίεσης, η μέγιστη κλίση θα εμφανιστεί σε μια οριζόντια απόσταση από το κέντρο της διόγκωσης (συνήθως κοντά στην κορυφή του ηφαιστείου) ίση περίπου με το ένα δεύτερο του βάθους του μάγματος κάτω από την επιφάνεια. Για παράδειγμα, η μέγιστη κλίση που προκαλείται από συσσώρευση μάγματος 2 km κάτω από την κορυφή θα εμφανιστεί σε μια απόσταση 1 km μακριά από την κορυφή (Σχήμα 3.6) – στις ανώτερες κλιτύες των περισσότερων ηφαιστειών. Για αυτό τον λόγο, τουλάχιστον μια θέση μέτρησης κλίσης (και το κλισιόμετρο) πρέπει να τοποθετείται στις ανώτερες πλαγιές για να εντοπιστούν σχεδόν μέγιστες κλίσεις που σχετίζονται με την διείδυση μάγματος σε ρηχά βάθη. Οι πιο απομακρυσμένοι σταθμοί [μέτρησης] κλίσης θα δίνουν τον αρχικό (νωρίτερο) εντοπισμό της διείδυσης του μάγματος σε βάθος.

**Σχήμα 3.6:** Διάγραμμα της μέγιστης κλίσης (θεωρητικά) ως συνάρτηση της οριζόντιας απόστασης από μια σημειακή πηγή πίεσης για το ηφαίστειο Kilauea. Οι καμπύλες των 2, 4, και 6 km προβλέπουν την μέγιστη κλίση για σημειακές πηγές σε αυτά τα βάθη.



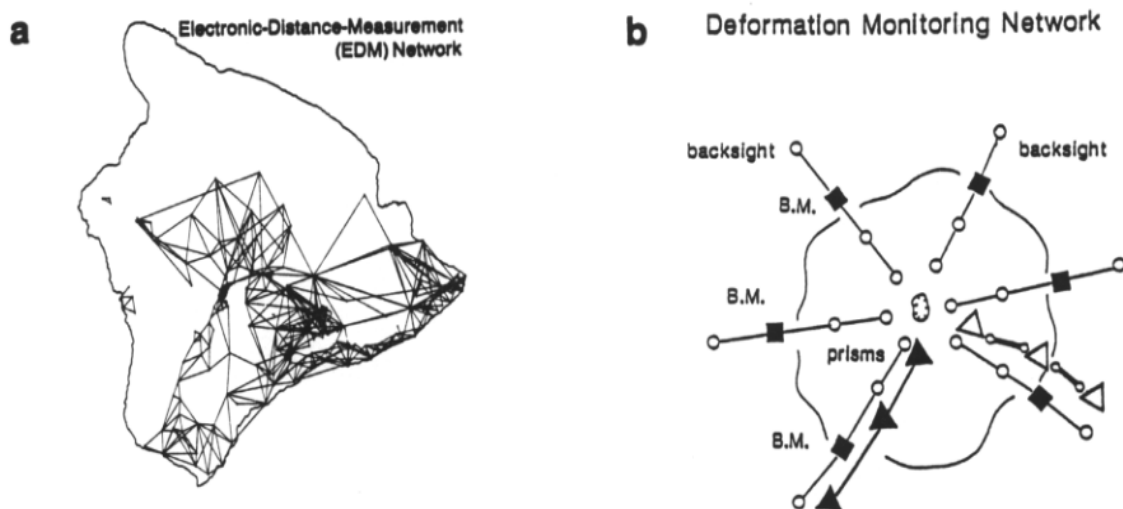
### 3.4 Οριζόντιες μετατοπίσεις

Διόγκωση ή ξεφούσκωμα ενός ηφαιστειακού οικοδομήματος πριν από την έκρηξη προκαλεί οριζόντια παραμόρφωση καθώς επίσης και κατακόρυφες μετατοπίσεις (Σχήμα 1.1). Η οριζόντια συνιστώσα της εδαφικής παραμόρφωσης μπορεί να παρατηρηθεί από μετρήσεις θεοδόλιχου, όργανα ηλεκτρονικής μέτρησης της απόστασης (EDM), παραμορφωσιόμετρα (εκτατόμετρα), και γραμμές ρωγμών. Η EDM τεχνική έχει κυρίως αντικαταστήσει (υποκαταστήσει) τις γωνιακές μετρήσεις με τον θεοδόλιχο και ίσως παρέχει το καλύτερο μέτρο της γρήγορης ερμηνείας της οριζόντιας παραμόρφωσης που ολοκληρώνεται σε μια ευρεία περιοχή του ηφαιστείου, επειδή οι αποστάσεις μεταξύ των τριγωνομετρικών σημείων μπορεί να φτάνουν σε μήκος και δεκάδων χιλιομέτρων. Παρόλο αυτά, κάτω από ορισμένες περιστάσεις, οι γωνιακές μετρήσεις και οι μετρήσεις της απόστασης μπορούν να συνδυαστούν αποτελεσματικά (Lipman et al.1981). Ένα παραμορφωσιόμετρο επιτρέπει συνεχή, επακριβή μέτρηση της οριζόντιας παραμόρφωσης σε μια και μόνο θέση, η οποία με σπάνιες εξαιρέσεις καλύπτει μέγιστες αποστάσεις αρκετών μέχρι και λίγων δεκάδων μέτρων. Μεμονωμένα τμήματα από γραμμές ρωγμών εμπλέκουν (επάγουν) γενικά μετρημένες αποστάσεις δεκάδων μέτρων ή και λιγότερο. Η παρατήρηση της οριζόντιας παραμόρφωσης σε ένα ηφαίστειο πραγματοποιείται καλύτερα με κάποιο συνδυασμό αυτών των τεχνικών, εξαρτημένο στην κάλυψη της περιοχής που απαιτείται και στα χρηματικά και επιστημονικά αποθέματα (πηγές) που είναι διαθέσιμα.

Ηλεκτρονική μέτρηση της απόστασης (EDM): Οι γενικές αρχές και διαδικασίες της μεθόδου EDM στην ηφαιστειακή παρατήρηση έχουν περιγραφεί αρκετά καλά (Kinoshita et al.1974, Banks 1984). Η παράγραφος 3.5 αναλύει ορισμένους σημαντικούς παράγοντες στην πραγματική τεχνική μέτρησης. Η μέθοδος EDM χρησιμοποιεί τη συνεχόμενη (συνεχή) εκπομπή μιας ακτίνας laser από το όργανο που βρίσκεται τοποθετημένο πάνω σε ένα τριγωνομετρικό σημείο σε έναν ανακλαστήρα ("στόχο") σε ένα άλλο τριγωνομετρικό σημείο. Η μετατόπιση 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 δύο τριγωνομετρικών σημείων. Οι μετρήσεις συνήθως εκφράζονται ως απόσταση κλιτύων, η πραγματική απόσταση μεταξύ των δύο τριγωνομετρικών σημείων. Απλοί γεωμετρικοί υπολογισμοί μπορούν να χρησιμοποιηθούν για τον καθορισμό της οριζόντιας απόστασης. Παρόλο που μερικές γραμμές μπορεί να εμπλέκουν (περιέχουν) μια κάθετη γωνία περίπου  $25^{\circ}$ , οι περισσότερες είναι πολύ πιο ομαλές ή σχεδόν οριζόντιες. Οι μετρημένες μεταβολές σχεδόν καθόλου δεν αναφέρονται ως οριζόντια παραμόρφωση εκτός και αν ορίζονται ειδικά με κάποιον άλλον τρόπο. Για σχετικά

επίπεδες (ίσιες) γραμμές, συστολή των μετρημένων αποστάσεων μεταξύ των τριγωνομετρικών σημείων πάνω στο ηφαίστειο και "βασικών" τριγωνομετρικών σημείων σε απομακρυσμένες, σταθερές θέσεις υποδηλώνει διόγκωση του ηφαιστειακού οικοδομήματος. Η επέκταση εφραπτομενικών και κεκλιμένων ακτινικών (ακτινωτών) γραμμών μεταξύ τριγωνομετρικών σημείων πάνω στο οικοδόμημα μπορεί επίσης να υποδηλώνει διόγκωση. Αν ένα τριγωνομετρικό σημείο είναι κοινό σε δύο ή και περισσότερες διασταυρούμενες γραμμές (Σχήματα 3.7A και 3.7C), οι μετρημένες μετατοπίσεις μπορούν να καθορίσουν τη συμπεριφορά καθώς επίσης και το ποσό της οριζόντιας μετακίνησης αυτού του τριγωνομετρικού σημείου μεταξύ δυο σετ μετρήσεων. Τέτοια διανύσματα μπορούν να υπολογιστούν ή γραφικώς να καθοριστούν (βλέπε Kinoshita et al. 1974). Με έναν επαρκή αριθμό και κατανομή γραμμών EDM, τα διανύσματα της οριζόντιας μετακίνησης μπορούν να ορίσουν το κέντρο της διόγκωσης (Σχήμα 3.2).

Στην θεωρία, μεταβολές λιγότερο από 1 ppm (= 1 microstrain ή 1 mm σε 1 km) πρέπει να εντοπίζονται από τα περισσότερα όργανα, αν οι μετρήσεις είναι πλήρως διορθωμένες (Bomford 1980). Ορισμένα όργανα μπορούν να επιτύχουν ακρίβεια του 0,1 microstrain αν οι γραμμές μέτρησης είναι ανυψωμένες. Στην πράξη, οι αβεβαιότητες είναι συνήθως της τάξης των 3-8 ppm, επειδή τα μήκη των γραμμών είναι γενικά μακρύτερα από 1 km, δεν μπορούν να πραγματοποιηθούν συνήθως πλήρεις ατμοσφαιρικές διορθώσεις, και λάθος χειρισμού είναι αναπόφευκτο. Αυτό το επίπεδο ακρίβειας είναι συνήθως επαρκές για να εντοπιστούν οριζόντιες παραμορφώσεις της τάξης από  $10^{-5}$  μέχρι και  $10^{-3}$  που συνήθως παρατηρούνται σε αρκετά καλά παρατηρούμενα ηφαίστεια (π.χ., μεταξύ 1 cm και 1 m ανά km μήκους γραμμής). Αν οι παραμορφώσεις είναι της τάξης των  $10^{-5}$  (1-3 cm μεταβολής σε 1 km μήκους γραμμής), μπορούν να πραγματοποιηθούν μετρήσεις με τις ενδείξεις θερμοκρασίας και πίεσης μόνο στο όργανο τέλος των γραμμών και με μόνιμους ανακλαστήρες στις αντίθετες άκρες των γραμμών.



**Σχήμα 3.7:** **A.** Το δίκτυο EDM που χρησιμοποιείται από το HVO για να παρατηρείται η οριζόντια παραμόρφωση στα ηφαίστεια Kilauea και Mauna Loa. Κάθε γραμμή αντιπροσωπεύει μια μέτρηση EDM (δεν απεικονίζονται όλες οι μετρήσεις). **B.** Ένα απλό αλλά αποτελεσματικό δίκτυο παρατήρησης από ακτινικές παράταξεις τμηματοποιημένων γραμμών EDM, θέσεων μέτρησης της κλίσης και από γραμμές μέτρησης της κλίσης (τετράγωνα=θέσεις οργάνων EDM, κύκλοι=ανακλαστήρες, μαύρα τρίγωνα=ηλεκτρονικά κλισιόμετρα, λευκά τρίγωνα=θέσεις μέτρησης ξερής ή υγρής κλίσης, έντονες γραμμές με τους μικρούς κύκλους=μικρές γραμμές μέτρησης της κλίσης).

Οι μετρήσεις EDM έχουν τα ακόλουθα πλεονεκτήματα: (1) γρηγορότερες από ό,τι οι έρευνες κλίσης και μέτρησης διαφοράς επιπέδων ανά επιτηρήσιμο τομέα περιοχής, (2)

απαιτούν λιγότερο ανθρώπινο δυναμικό ανά επιτηρήσιμο τομέα περιοχής, (3) μπορούν καλύτερα να εντοπίσουν βαθιά διείσδυση του μάγματος από ό,τι είτε οι μελέτες κλίσεις είτε οι μελέτες μέτρησης διαφοράς επιπέδων, και (4) προς το παρόν, παρέχουν τα μόνα φορητά μέσα πρακτικά για την ύπαιθρο απόκτησης δεδομένων για την οριζόντια παραμόρφωση στην ηφαιστειακή παρατήρηση. Τα κύρια μειονεκτήματα των EDM μετρήσεων είναι: (1) ο εξοπλισμός είναι ακριβός, (2) η οπτική επαφή είναι απαραίτητη μεταξύ των τριγωνομετρικών σημείων, (3) απαιτούνται καλές ατμοσφαιρικές συνθήκες κατά μήκος ολόκληρης της γραμμής της οπτικής επαφής για κάθε μέτρηση και κατά την διάρκεια ολόκληρης της περιόδου της επαναμέτρησης του δικτύου, και (4) εκτός και αν έχουν κατασκευασθεί ειδικοί ατσαλένιοι πύργοι πάνω από τα τριγωνομετρικά σημεία, όπως στο Mount St.Helens (Swanson et al.1981), οι μετρήσεις είναι δύσκολες, αν όχι ακατόρθωτες, όταν τα τριγωνομετρικά σημεία καλύπτονται από παχύ χιόνι. Το πρόβλημα της επικάλυψης από το χιόνι μπορεί να ξεπεραστεί σε ορισμένες θέσεις στόχων με το να στερεωθεί ένας μόνιμος ανακλαστήρας πάνω σε έναν λεπτό σωλήνα επέκτασης.

Παρατάξεις παρατήρησης EDM: Αν είναι δυνατό, ένα δίκτυο EDM πρέπει να αποτελείται από σταθερά βασικά και διασυνδεδεμένα τριγωνομετρικά δίκτυα, που μερικές φορές ονομάζεται δίκτυο "τριών πλευρών" (Σχήμα 3.7A). Παρόλο αυτά, πολλά στρωματοηφαίστεια είναι πολύ απότομα, πολύ επικίνδυνα, ή πολύ απομακρυσμένα για να επιτραπουν πρακτικά και με ασφάλεια οι τακτικά (κανονικά) προγραμματισμένες επαναμετρήσεις των τριγωνομετρικών σημείων σε μια παράταξη τριών πλευρών. Σε τέτοιες περιπτώσεις, επαναλαμβανόμενες μετρήσεις απλών γραμμικών παρατάξεων από μόνιμους τοποθετημένους ανακλαστήρες μπορούν να δίνουν περισσότερες από τις πληροφορίες που μπορούν να επιτευχθούν με την επαναμέτρηση ενός πλήρους δικτύου τριών πλευρών, και σε μικρότερο κόστος και προσπάθεια (Σχήμα 3.7B). Αυτές οι ακτινωτές (ακτινικές) παρατάξεις έχουν εγκατασταθεί σε αρκετά απομακρυσμένα και χρηματοδοτικώς δύσκολα ηφαίστεια (π.χ., ηφαίστειο Pagan, Mariana Islands, ηφαίστεια Mayon και Bulusan, Φιλιππίνες, και Nevado del Ruiz, Κολομβία). 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. Έτσι, συχνές μετρήσεις μπορούν να πραγματοποιηθούν κατευθείαν με σχετική ασφάλεια σε περισσότερους σταθμούς με σημαντικά λιγότερο εξοπλισμό, οχήματα, και προσωπικό. Τα μειονεκτήματα είναι ότι οι μετατοπίσεις που μετριοούνται δημιουργούν μόνο φαινόμενα (όχι απόλυτη) παραμόρφωση, και η ακρίβεια των μετρήσεων, συγκεκριμένα για πιο απότομες ή μακρύτερες γραμμές, υποβιβάζεται επειδή η θερμοκρασία και η πίεση στο μόνιμο ανακλαστήρα του στόχου δεν είναι γνωστές.

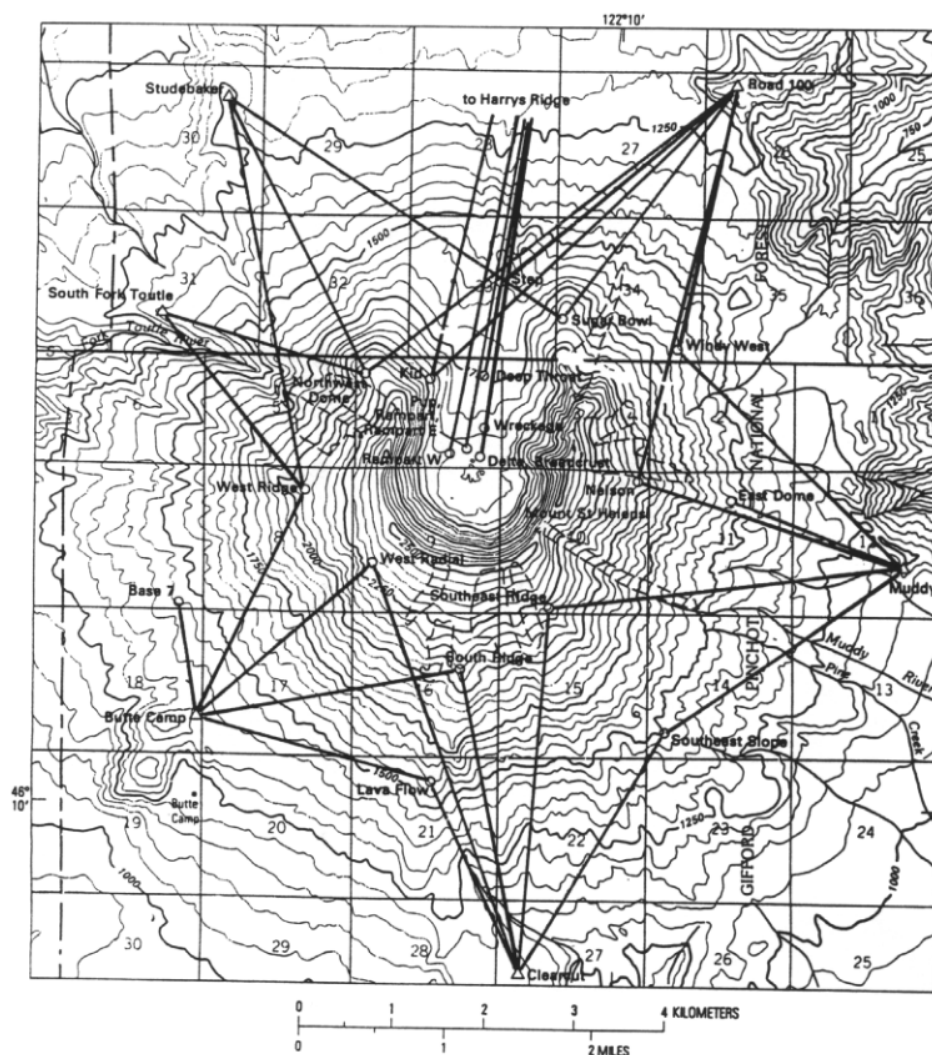
Μια άλλη, και ίσως πιο σοβαρή, ατέλεια ενός δικτύου EDM που αποτελείται από μόνο 2 ή 3 ακτινωτές (ακτινικές) τμηματοποιημένες γραμμές είναι ότι σχεδόν ελάχιστα εντοπισμένη, αλλά πιθανώς επικίνδυνη, εδαφική παραμόρφωση μπορεί να μην γίνει αντιληπτή. Για παράδειγμα, ένα δίκτυο χωρισμένο σε τομείς λιγότερους από αυτούς που παρουσιάζονται στο Σχήμα 3.7B μπορεί να χάσει ένα "κύρτωμα" – συγκρίσιμο στο μέγεθος με εκείνο που υπήρχε στο Mount St.Helens πριν από την έκρηξη της 18<sup>ης</sup> Μαΐου 1980 – αν αυτό συνέβαινε να αναπτυσσόταν σε έναν τομέα μεταξύ δυο ακτινικών (ακτινωτών) γραμμών. Η επαρκής κάλυψη ενός σύνθετου ηφαιστείου μπορεί να απαιτήσει ένα πιο εκτεταμένο δίκτυο, παρόμοιο με εκείνο στο Mount St.Helens (Σχήμα 3.7C).

Παραμορφωσιόμετρα (εκτατόμετρα): Παραμορφωσιογράφοι ή παραμορφωσιόμετρα, που αναπτύχθηκαν κυρίως για μηχανικές εφαρμογές, έχουν μια ευρεία ποικιλία στον σχεδιασμό και στο σκοπό. Γενικά, η χρήση των παραμορφωσιόμετρων στην ηφαιστειακή παρατήρηση περιορίζεται στη μέτρηση συστολών ή επεκτάσεων μέσω αναγνωρίσιμων περιοχών της μετακίνησης (σχισμές, ρήγματα, ζώνες κατάκλασης, κτλ.). Ο Agnew (1986) έχει εξετάσει (αναφέρει) με λεπτομέρεια τις αρχές, τις λειτουργίες, και τους περιορισμούς από τους κύριους τύπους οργάνων που χρησιμοποιούνται στις γεωφυσικές μελέτες: παραμορφωσιόμετρα ραβδών, σύρματος, laser, και υδραυλικά παραμορφωσιόμετρα σε γεώτρηση. Κατέληξε στο συμπέρασμα ότι μια κύρια δυσκολία στην χρήση

παραμορφωσιόμετρων για τις τεκτονικές μελέτες ήταν η σταθερή σύνδεση (προσκόλληση) του οργάνου στο έδαφος για την εξάλειψη κίβδηλων ή ανεπιθύμητων σημάτων.

Τα περισσότερα γεωφυσικά παραμορφωσιόμετρα είναι εκτατόμετρα, τα οποία μπορούν να εντοπίσουν οριζόντιες μετατοπίσεις της τάξης των 0,1 mm ή και λιγότερο. Αυτά κυρίως χρησιμοποιούνται για να μετρούν τεκτονικό ερπυσμό, όπως αυτός εμφανίζεται στον Άγιο Ανδρέα και σε άλλα συστήματα ρηγμάτων. Ενώ τα παραμορφωσιόμετρα παρέχουν τα μόνα σύγχρονα μέσα για τη συνεχή μέτρηση των οριζοντίων μετατοπίσεων, αυτά μέχρι και σήμερα έχουν χρησιμοποιηθεί πολύ λίγο στην ηφαιστειακή παρατήρηση επειδή: (1) τα περισσότερα όργανα είναι πολύ ακριβά για να εγκατασταθούν, να λειτουργήσουν, και να συντηρηθούν, (2) τα περισσότερα δεν είναι πολύ φορητά, και (3) τα δεδομένα εξαρτώνται πάρα πολύ από τη θέση και εφαρμόζονται μόνο σε ένα μικρό τμήμα του ηφαιστείου. Παρόλο αυτά όμως, ένα φθινό συνεχής καταγραφής εκτατόμετρο, που αποτελείται από έναν τροποποιημένο παλιρροιογράφο, χρησιμοποιήθηκε με επιτυχία στο ηφαίστειο Kilauea για την παρατήρηση του ανοίγματος ρωγμών που σχετίζονταν με την ηφαιστειακή δραστηριότητα (Duffield και Burford 1973, Tilling 1976). Επίσης, δύο σχετικά χαμηλού κόστους (\$800), κατά κύριο λόγο φορητά, τηλεμετρημένα με λεπτά σύρματα παραμορφωσιόμετρα χρησιμοποιούνται αυτή την στιγμή με καλή επιτυχία για την παρατήρηση του δομού λάβας στο Mount St.Helens.

**C**



**Σχήμα 3.7: C.** Το δίκτυο παρατήρησης EDM στο Mount St.Helens (Swanson et al.1981). Αυτός ο τύπος δικτύου είναι κάτι ενδιάμεσο ανάμεσα στα παραδείγματα (a) και (b) στην πολυπλοκότητα και στο κόστος αλλά προσφέρει επαρκής κάλυψη για τα περισσότερα σύνθετα ηφαίστεια.

Μετρήσεις με το χέρι (γραμμές ρωγμών): Μια απλή και άμεση μέθοδος παρατήρησης των οριζόντιων μετατοπίσεων είναι η περιοδική μέτρηση με μια πρότυπη ατσαλένια ταινία του γεωμέτρη (επόπτη) των αποστάσεων μεταξύ σημείων αναφοράς σε μια γραμμική παράταξη (που μερικές φορές ονομάζεται "γραμμές ρωγμών") μέσω μιας ή και περισσότερων ακτινικών (ακτινωτών) ρωγμών, σχισμών, επιπλευτικών ρηγμάτων, και άλλων επιφανειακών ρηξιγενών δομών. Τέτοια χαρακτηριστικά γνωρίσματα συναντούνται πιο συνηθισμένα στην άμεση γειτονιά ενός αγωγού. Εντοπισμένη (τοπική) διόγκωση η οποία είναι συμμετρική γύρω από μια σημειακή πηγή μπορεί να φέρει ως αποτελέσματα ακτινικές (ακτινωτές) ρωγμές και ομόκεντρα ρήγματα επιπλεύσεως, όπως βρέθηκαν, για παράδειγμα, γύρω από την βάση του ενεργού δομού στο Mount St.Helens (Chadwick et al.1983, 1988). Η διείδυση φλεβών γενικά χαρακτηρίζεται από μακριές γραμμικές ρωγμές και σχισμές.

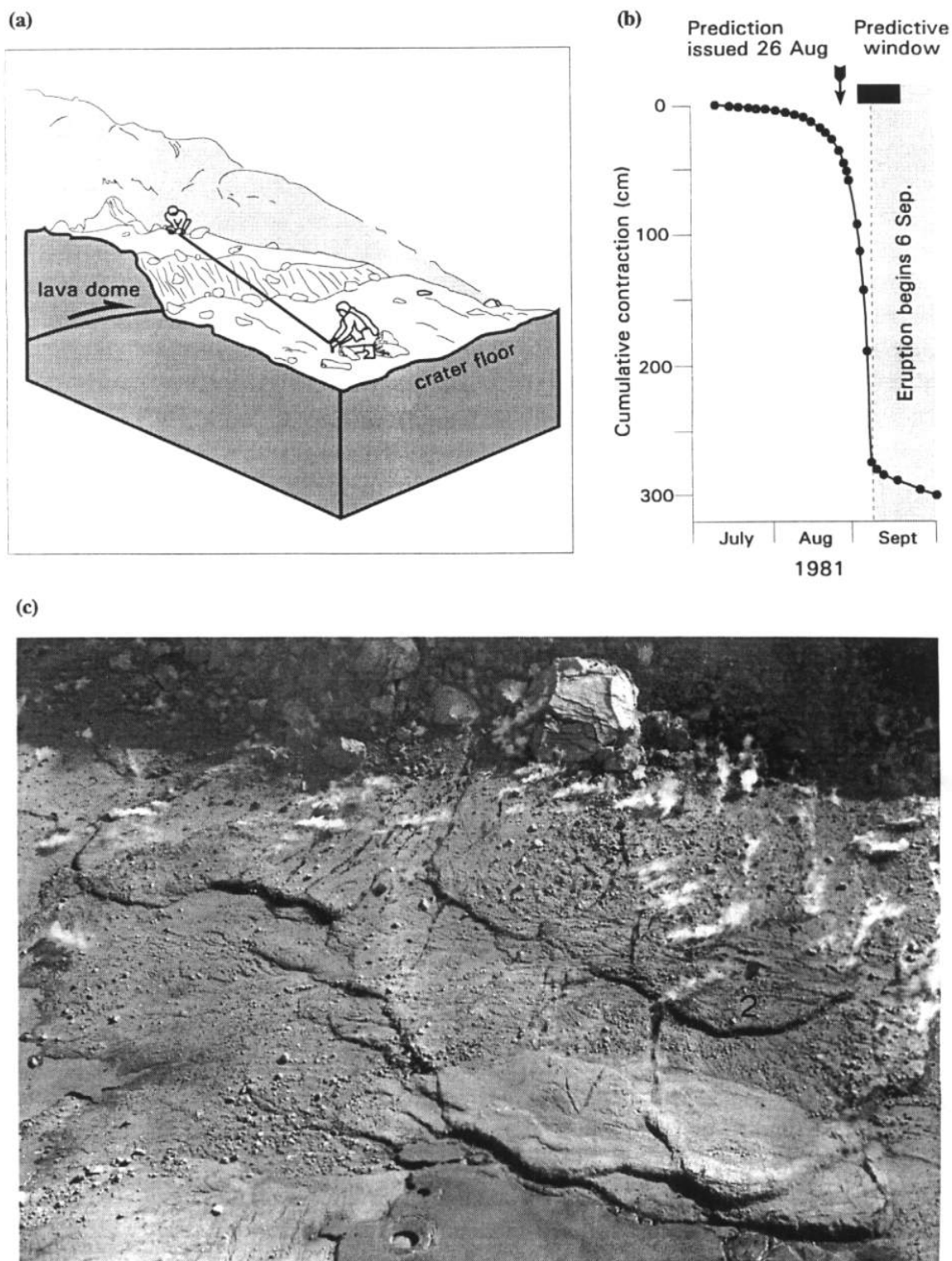
Ενώ η μέθοδος της παρατήρησης του πλάτους της ρωγμής με μετρήσεις από ταινία που κρατιέται στο χέρι είναι λιγότερο ακριβής ( $\pm 2-3$  mm σε μια απόσταση δεκάδων μέτρων) από ό,τι είναι οι πιο σοφιστικές ("υψηλής τεχνολογίας") τεχνικές της ηφαιστειακής παρατήρησης, είναι πολύ πιο αξιόπιστη και πολύ πιο οικονομικά συμφέρουσα. Μετρήσεις ατσαλένιας ταινίας του ρυθμού μετακίνησης μικρών επιπλεύσεων και ακτινικών (ακτινωτών) ρωγμών στην βάση του αυξανόμενου δομού λάβας έχουν δώσει μια αξιοσημείωτη επιτυχημένη "χαμηλής τεχνολογίας" τεχνική για την πρόβλεψη εκρήξεων ηφαιστειογενούς δόμου στο Mount St.Helens (Σχήμα 3.8). Επειδή η χρήση τέτοιων "χαμηλής τεχνολογίας" τεχνικών μπορεί να απαιτήσουν την εργασία σε πιθανές επικίνδυνες περιοχές κοντά σε ενεργούς αγωγούς, πρέπει να ληφθεί υπόψη προσεκτικά η ασφάλεια του προσωπικού που κάνει τις μετρήσεις στον σχεδιασμό και στην διεξαγωγή τέτοιων παρατηρήσεων.

### 3.5 Παράγοντες για τη μέτρηση EDM

Η απόσταση καθορίζεται από μια τεχνική σύγκρισης φάσης, με την οποία η ανακλώμενη ακτίνα φωτός μετατρέπεται σε ηλεκτρικό σήμα. Επειδή ένα χρονικό μεσοδιάστημα ανάλογο με την απόσταση εμφανίζεται μεταξύ της εκπομπής και της λήψης του σήματος, η φάση του σήματος αναφοράς έχει προχωρήσει σε σχέση με εκείνη του σήματος επιστροφής. Στα μοντέρνα όργανα EDM, η σχέση της φάσης μεταξύ των σημάτων αναφοράς και επιστροφής συγκρίνεται από έναν εσωτερικό μικροϋπολογιστή και μετατρέπεται σε μια άμεση ένδειξη της απόστασης. Για παλιότερα όργανα, η μετρημένη απόσταση πρέπει να υπολογίζεται χωρίς όργανα (με το χέρι) από τις ενδείξεις της υπαίθρου από την φάση διαχωρισμού.

Η μέγιστη απόσταση που μπορεί να μετρηθεί από ένα EDM όργανο καθορίζεται από τρεις παράγοντες: σχέδιο και ισχύς του οργάνου, ο τύπος του στόχου-ανακλαστήρα, και οι ατμοσφαιρικές συνθήκες. Η ένταση του σήματος εξαρτάται από την ηλεκτρική ισχύ που μεταφέρεται στην γενήτρια laser, το μήκος κύματος της ακτίνας laser που παράγεται, και από την ευαισθησία των ηλεκτρονικών του δέκτη. Γενικά, οι ορατές χρωματιστές χρώματος ρουμπινιού ακτίνες laser (ήλιο-νέο) έχουν μεγαλύτερη εμβέλεια από ό,τι οι αόρατες (υπέρυθρες) ακτίνες laser. Η μέγιστη εμβέλεια μπορεί να είναι τόσο μεγάλη όσο και ως 60 km για ένα όργανο laser τύπου He-Ne, αλλά μόνο 20 km ή και λιγότερο για τα περισσότερα υπέρυθρης ακτινοβολίας όργανα. Παρόλο αυτά, οι περισσότερες αποστάσεις που μετρήθηκαν σε ένα τυπικό EDM δίκτυο είναι μικρότερες από 10 km. Το ευπρόσιτο και η οπτική επαφή μεταξύ των τριγωνομετρικών σημείων καθώς και η καλύτερη ακρίβεια που επιτυγχάνεται με μικρότερες γραμμές είναι γενικά οι πιο σημαντικές θεωρήσεις που πρέπει να λαμβάνουμε υπόψη στον σχεδιασμό των δικτύων παρά το πόσο μακριά μπορούν να τοποθετηθούν τα τριγωνομετρικά σημεία.

Ο στόχος μπορεί να είναι από οποιοδήποτε υλικό το οποίο μπορεί να αντανakλά την ακτίνα laser πίσω στο όργανο με αρκετή ένταση ώστε να ληφθεί και να επεξεργαστεί από το οπτικο-ηλεκτρονικό σύστημα του οργάνου. Ο ανακλαστήρας μπορεί να είναι τόσο απλός όπως μικρά στρογγυλά κομμάτια ειδικού υφάσματος ανάκλασης (όπως χρησιμοποιείται στις οθόνες των προβολέων) ή όπως ένας μικρός πλαστικός ανακλαστήρας που χρησιμοποιείται στους δρόμους. Τέτοιου είδους ανακλαστήρες, παρόλο αυτά, μπορούν να χρησιμοποιηθούν μόνο για μέτρηση μικρών αποστάσεων, σπάνια για περισσότερο από 200 μέτρα, που δεν είναι



**Σχήμα 3.8:** Ένα παράδειγμα μιας χρήσιμης απλής μεθόδου που χρησιμοποιείται για την παρατήρηση των οριζοντίων μετατοπίσεων. (a) Οι αποστάσεις κατά μήκος των επιπλευτικών ρηγμάτων γύρω από την βάση του δομού λάβας του Mount St.Helens μετριοούνται περιοδικά με μια ατσαλένια ταινία. (b) Διάγραμμα της αθροιστικής συμπίεσης της προηγούμενης μετρημένης απόστασης που δείχνει την διαστολή του δομού λόγω διείσδυσης του μάγματος. (c) Το νοτιοδυτικό μέρος του κρατήρα το οποίο δείχνει ορισμένα επιπλευτικά ρήγματα που μετρήθηκαν με ταινία (Swanson et al.1983).

χρήσιμες για τις περισσότερες εφαρμογές παρατήρησης. Για μεγαλύτερη ένταση σήματος που απαιτείται για τις περισσότερες μετρήσεις, απαιτούνται γυάλινοι ανακλαστήρες, που αποτελούνται είτε από 3 ορθογώνιους καθρέπτες είτε από συσκευές οπισθοσκέδασης κορυφών κύβου κατασκευασμένες από υψηλής ποιότητας οπτικό κρύσταλλο. Ένας ή και περισσότεροι τέτοιου είδους ανακλαστήρες χρησιμοποιούνται ως στόχοι για την μέτρηση αποστάσεων παραπάνω από 1 km. Οι γωνιαίοι κύβοι είναι περισσότερο ανακλαστικοί αλλά το κόστος τους είναι περισσότερο 3-5 φορές των ορθογώνιων υάλινων καθρεπτών.

Οι ατμοσφαιρικές συνθήκες ίσως εκθέτουν το πιο σοβαρό πλήγμα στην χρήση των EDM τεχνικών. Συνθήκες βροχής, συννεφιάς, ομίχλης, ή υγρασίας μεταξύ των τριγωνομετρικών σημείων μπορούν να ελαττώσουν σημαντικά την αποτελεσματική εμβέλεια του όργανου και, κάτω από τις χειρότερες συνθήκες, να εμποδίσουν την μέτρηση. Ατμοσφαιρικοί παράγοντες όπως είναι η απορρόφηση, η σκέδαση, και η ακτινοβολία του υποβάθρου μειώνουν όλοι, με έναν εκθετικό τρόπο, την μέγιστη απόσταση που μπορεί να μετρηθεί.

Οι EDM μετρήσεις πρέπει να διορθώνονται για τον δείκτη διάθλασης του αέρα μέσω του οποίου η ακτίνα laser διέρχεται. Για καλύτερη ακρίβεια, ο δείκτης διάθλασης καθορίζεται κατά μήκος ολόκληρης της διαδρομής του φωτός με την πτήση ενός ελαφρού (μικρού) αεροπλάνου ή ενός ελικοπτέρου για να μετρηθούν η θερμοκρασία του αέρα, η πίεση, και η υγρασία κατά την διάρκεια της μέτρησης. Παρόλο αυτά, τέτοιου είδους διαδικασία είναι απαγορευτικά δαπανηρή σε πολλές περιπτώσεις, ακόμα και αν το αεροσκάφος και ο απαραίτητος εξοπλισμός καταγραφής είναι διαθέσιμα. Έτσι, μια περισσότερο συνηθισμένη, αλλά πολύ λιγότερο ακριβής, μέθοδος για την αντιστάθμιση των λαθών που σχετίζονται με την διάθλαση είναι να υποθέσουμε μια σταθερή υγρασία (συνήθως μια 0,5 ppm διόρθωση για γραμμές <5 km) και να μετρήσουμε την θερμοκρασία και την πίεση σε κάθε άκρη της EDM γραμμής στην αρχή, τέλος, και σε μερικούς ενδιάμεσους (παρεμβαλλόμενους) χρόνους κατά την διάρκεια της μέτρησης. Η θυσία (απώλεια) στην ακρίβεια αντισταθμίζεται κατά ένα μέρος με την μείωση του χρόνου μέτρησης, επιτρέποντας έτσι να πραγματοποιηθεί ένας μεγαλύτερος αριθμός μετρήσεων κατά την διάρκεια της δοσμένης περιόδου.

Για ακριβή τριγωνοποίηση, μια διόρθωση για την κύρτωση της Γης και της ακτίνας πρέπει να γίνει, αν οι αποστάσεις είναι μακρύτερες από 8,5 km (Meade 1969). Παρόλο αυτά, για την απλή παρατήρηση των μεταβολών στο μήκος των γραμμών, αυτή η διόρθωση δεν είναι απαραίτητη. Στα τελευταία χρόνια, ένα πειραματικό EDM όργανο ακτίνων laser "δυο χρωμάτων" (Slater και Huggett 1976, Langbein et al. 1982), το οποίο εξαλείφει την ανάγκη για τις ατμοσφαιρικές διορθώσεις, χρησιμοποιήθηκε με καλά αποτελέσματα στην παρατήρηση της εδαφικής παραμόρφωσης στην καλδέρα του Long Valley (Hill 1984, Linker et al. 1986). Παρόλο αυτά, προς το παρόν, το EDM σύστημα "δυο χρωμάτων" έχει μικρότερη εμβέλεια και είναι πολύ πιο ακριβό και λιγότερο διαθέσιμο από τα συμβατικά EDM όργανα.

### 3.6 Φωτογραφικές συγκρίσεις

Η σύγκριση φωτογραφιών μπορεί να δώσει μια άλλη χαμηλού κόστους μέθοδο για τον εντοπισμό παραμόρφωσης που προκαλείται από ορισμένες ηφαιστειακές διεργασίες. Η σύγκριση μπορεί να είναι είτε ποιοτική είτε ημιποσοτική. Ένα παράδειγμα από μια ποιοτική σύγκριση θα ήταν ο εντοπισμός νέων ρωγμών, κυρτωμάτων, και άλλων δεικτών παραμόρφωσης με την σύγκριση αέριων ή από εδάφους φωτογραφιών που πάρθηκαν πριν και μετά από την δραστηριότητα. Για να εξαχθούν ημιποσοτικά δεδομένα, οι φωτογραφίες που συγκρίνονται θα πρέπει να έχουν ληφθεί από την ίδια θέση, υψόμετρο, και γωνία, με το ίδιο σύστημα φωτογραφικών φακών, και με κάποιο είδος συμπεριλαμβανομένου παράγοντα κλίμακας (δύο ή περισσότερα διακριτά μορφολογικά χαρακτηριστικά ή καθοδηγητικά σημεία κατασκευασμένα από τον άνθρωπο). Η ημι-ποσοτική παρατήρηση μπορεί επίσης να συμπεριλαμβάνει την εγκατάσταση ενός αριθμού από φωτογραφικούς σταθμούς με τριγωνομετρικά σημεία που επαναμετρούνται (ξανασχεδιάζονται) περιοδικά, με το φωτογραφικό σετ στο ίδιο ύψος τρίποδα και να στοχεύει σε προκαθορισμένα σημεία αναφοράς, και την χρήση παραγόντων κλίμακας. Ένα παράδειγμα τέτοιου είδους κατάστασης (περίστασης) θα ήταν η παρατήρηση της αύξησης ενός ενεργού δόμου, όπου μετακινήσεις

της τάξης μέτρων θα είναι εύκολο να διακριθούν. Ένα άλλο θα ήταν η παρατήρηση γνωστών περιοχών ρωγμών ή φουμαρολικών πεδίων [= πηγές ατμίδων σε ηφαιστειακή περιοχή] για μεταβολές που εντοπίζονται από την φωτογραφία.

### 3.7 Η σπουδαιότητα της σταθερότητας των τριγωνομετρικών σημείων και θέσης

Έμφυτη σε κάθε τεχνική παρατήρησης της εδαφικής παραμόρφωσης είναι η θεμελιώδης παραδοχή ότι οι μεταβολές που μετριοούνται πραγματικά αντανακλούν την ηφαιστειακή συμπεριφορά, και **όχι** τοπικές εδαφικές μετατοπίσεις που προκαλούνται από αστάθεια της θέσης ή από άλλα μη ηφαιστειακά αποτελέσματα (επιδράσεις) (π.χ., εδαφικές περιστροφικές κατολισθήσεις, θερμικές, ημερήσιες ή εποχιακές μεταβολές, μείωση της ακρίβειας των ηλεκτρονικών, αποκλίσεις των οργάνων). Χωρίς να έχει σημασία πόσο επακριβής ή αξιόπιστη είναι η μέθοδος μέτρησης, τα δεδομένα που αποκτούνται είναι άνευ αξίας εκτός και αν αυτά εντοπίζουν πραγματικές αποκρίσεις (αντιδράσεις) σε υπόγειες πιέσεις που ενεργούν στο ηφαιστειακό σύστημα. Έτσι, τα δυο πιο σημαντικά προαπαιτούμενα στις μετρήσεις της εδαφικής παραμόρφωσης είναι: (1) η κατάλληλη εγκατάσταση των σημείων αναφοράς στην επιφάνεια (τριγωνομετρικά σημεία), και (2) η επιλογή των θέσεων για τα τριγωνομετρικά σημεία ή για την τοποθέτηση του εξοπλισμού παρατήρησης (κλισιόμετρα, παραμορφωσιόμετρα, σεισμόμετρα, κτλ.).

Τριγωνομετρικά σημεία που εγκαθίστανται σε υπόβαθρο είναι γενικά τα πιο σταθερά, αν εξαιτίας μελέτης είναι δυνατό να αποφευχθούν περιοχές φανεράς αστάθειας, όπως είναι αποσπασμένα (αποκολλημένα) ή πιθανώς αποσπασμένα (αποκολλημένα) κομμάτια κοντά σε αποτόμες κλιτύες και γκρεμούς. Αν δεν υπάρχει άλλη λύση παρά να εγκατασταθούν τα τριγωνομετρικά σημεία σε φτωχό σε συνεκτικότητα υλικό, μετά κάθε προσπάθεια πρέπει να πραγματοποιείται για να εγκατασταθεί η μέγιστη δυνατή βάση ώστε να ελαχιστοποιηθεί πιθανή μετά από την εγκατάσταση μετακίνηση συσχετιζόμενη με περιβαλλοντικές (συμπεριλαμβανομένων και εκείνων που οφείλονται στον άνθρωπο) αιτίες, ή με την έμφυτη (σύμφυτη) αστάθεια του υποστρώματος του τριγωνομετρικού σημείου. Δυστυχώς, ορισμένα τριγωνομετρικά σημεία – σε ασυνεκτικές αποθέσεις και επίσης σε μερικές θέσεις υποβάθρου – εμφανίζονταν αρχικά να είναι καλά στα πλαίσια της σταθερότητας, αλλά μετέπειτα αποδείχθηκε ότι είναι ασταθή, αδρανή, ή με οποιονδήποτε άλλο τρόπο να μην αντιδρούν (αποκρίνονται) στη συσχετιζόμενη με το ηφαίστειο παραμόρφωση.

Ορισμένα συγκεκριμένα παραδείγματα προσπαθειών για να αντιμετωπιστούν προβλήματα εγκατάστασης τριγωνομετρικών σημείων και οργάνων στις μετρήσεις κλίσης δίνονται στην παράγραφο 3.8. Παρόλο αυτά, η τοποθέτηση επιπλέον τριγωνομετρικών σημείων στο δίκτυο παρατήρησης παρέχει ίσως τον καλύτερο τρόπο για τον καθορισμό (εξακρίβωση) αν οι εγκαταστάσεις των τριγωνομετρικών σημείων και οι θέσεις μέτρησης συσχετίζονται ικανοποιητικά με την παραμορφωμένη επιφάνεια του ηφαιστείου. Επιπλέον, η αξιολόγηση της σταθερότητας της θέσης είναι μια εμπειρική διεργασία, μία που απαιτεί τη σύγκριση των δεδομένων που επιτεύχθηκαν σε κάθε θέση με τα δεδομένα που επιτεύχθηκαν σε άλλες θέσεις ώστε να αναγνωριστούν ανεξήγητες (ανερμήνευτες) αποκλίσεις από ένα με διαφορετικό τρόπο σχετικό πρότυπο της εδαφικής παραμόρφωσης. Για να είναι διαγνωστικές τέτοιες αξιολογήσεις, τα δεδομένα παρατήρησης που μελετούνται πρέπει να καλύπτουν μια περίοδο χρόνου αρκετά μεγάλη, τουλάχιστον λίγων μηνών και ίσως χρόνων, για να καθοριστεί η βασική συμπεριφορά και, ιδανικά, για να συμπεριλαμβάνει αρκετές εκρήξεις ή διεισδύσεις.

Σε καλά παρατηρούμενα ηφαίστεια, ρυθμίσεις πραγματοποιούνται περιοδικά στη μέθοδο της εγκατάστασης των τριγωνομετρικών σημείων και στην διαμόρφωση των δικτύων παρατήρησης, καθώς τα κρίσιμα δεδομένα γίνονται διαθέσιμα για να εκτιμηθεί η σταθερότητα και η ευαισθησία των θέσεων μέτρησης. Σε ηφαίστεια που μελετήθηκαν μόνο για ένα μικρό διάστημα σε απόκριση (αντίδραση) σε μια κρίση, δεν υπάρχουν βασικά δεδομένα για σύγκριση και για αξιολόγηση της σταθερότητας των τριγωνομετρικών σημείων και των θέσεων. Για αυτό τον λόγο, η ερμηνεία των δεδομένων της παραμόρφωσης πρέπει να είναι επομένως προσεκτική.

### 3.8 Η αστάθεια των τριγωνομετρικών σημείων και της θέσης

Θεμελιώδη σε οποιαδήποτε τεχνική παρατήρησης της εδαφικής παραμόρφωσης είναι τα καλά εγκατεστημένα και καλά τοποθετημένα σημεία αναφοράς πάνω στην επιφάνεια του ηφαιστείου. Τα σημεία αναφοράς συνήθως ονομάζονται τριγωνομετρικά σημεία, και η σπουδαιότητα της κατάλληλης (σωστής) τους εγκατάστασης δεν μπορεί να παραβλεφθεί. Η κατάλληλη (σωστή) εγκατάσταση των τριγωνομετρικών σημείων μπορεί να απαιτεί αξιοσημείωτη προσπάθεια και έξοδα, για να είμαστε σίγουροι ότι αυτά θα μετακινηθούν σε αντίδραση (απόκριση) στις υποεπιφανειακές επαγόμενες ηφαιστειακές πιέσεις, και όχι σε αντίδραση (απόκριση) σε επιφανειακές αστάθειες. Αν έστω υπάρχει μια πιθανότητα ότι οι μετρημένες μετατοπίσεις είναι αποτέλεσμα από οριζόντια μετακίνηση βάρους λόγω παγετού, βαρυτική κατολίσθηση, ή διατάραξη του τριγωνομετρικού σημείου από άνθρωπο ή ζώο, τότε ακόμα και οι πιο τεχνολογικά εξελιγμένες και ακριβείς μετρήσεις θα είναι άχρηστες. Η άσκεπτη ερμηνεία τέτοιων δεδομένων μέτρησης μπορεί να οδηγήσει σε λανθασμένα, ακόμα και ζημιογόνα, συμπεράσματα βλαβερά για τις ουσιαστικές προσπάθειες για την μετρίαση των κινδύνων.

Επιπρόσθετα, τα τριγωνομετρικά σημεία πρέπει να διατάσσονται σε παρατάξεις ή δίκτυα έτσι ώστε να ασφαλίζεται ο βέλτιστος εντοπισμός της παραμόρφωσης στο μέγεθος και στο πρότυπο που αναμένεται. Για παράδειγμα, οι καλύτερες παρατάξεις σε κωνικά ηφαίστεια ξεκινάνε ακτινωτά από και περιβάλλουν τον / τους κεντρικό-ους αγωγό-ους. Εξαρτημένες στη μέθοδο παρατήρησης που χρησιμοποιείται, οι παρατάξεις πρέπει να συμπεριλαμβάνουν τόσο κοντινές όσο και μακρινές ενδείξεις από το πεδίο και σταθμούς οργάνων. Παρόλο αυτά, η ελάχιστη παράταξη για τον εντοπισμό εκρήξεων σε γραμμικές ζώνες διάρρηξης από εγχυματικές φλέβες είναι κάθετη προς το ανάγλυφο, ακόμα και αν η παράταξη είναι εφαπτόμενη στην συνολική μορφή του ηφαιστείου.

Τριγωνομετρικά σημεία που είναι εγκατεστημένα σε υπόβαθρο είναι γενικά τα πιο σταθερά, αφού έχει πραγματοποιηθεί η κατάλληλη θεώρηση (εκτίμηση) για να αποφευχθούν προβλήματα από αποκολλημένα κομμάτια, πιθανά αποκολλημένα κομμάτια, από την εγγύτητα απότομων κλιτύων και κρημνών, και περιοχών που υπόκεινται σε μετακινήσεις λόγω ρηγμάτων. Όταν, όπως είναι συνηθισμένο σε περιπτώσεις στρωματοηφαιστείων, τα τριγωνομετρικά σημεία πρέπει να εγκατασταθούν πάνω σε φτωχά συνδεδεμένο υλικό, σε ένα πρέπει να γίνει η προσπάθεια για να εγκατασταθεί η μέγιστη δυνατή βάση για να αποφευχθεί μετακίνηση μετά από την τοποθέτηση που σχετίζεται με περιβαλλοντολογικούς λόγους ή με την έμφυτη αστάθεια του υποστρώματος του τριγωνομετρικού σημείου. Μια συνήθως επιτυχημένη εγκατάσταση σε μη συνεκτικό υπόστρωμα περιλαμβάνει την οδήγηση (τοποθέτηση) 4 ή και περισσότερων ατσαλένιων ή μπρούντζινων ραβδών μέτρησης ακριβείας σε διάφορες γωνίες μέσα στο ίζημα (ιδανικά σε ένα βάθος μη περαιτέρω εισχώρησης, αλλά τουλάχιστον 2 με 3 μέτρα), την οποία ακολουθεί η κατασκευή μιας κύριας τσιμεντένιας βάσης στήριξης πάνω συμπεριλαμβάνοντας την παράταξη των ραβδών (βλέπε Banks 1984). Τριγωνομετρικά σημεία ή κλισιόμετρα τότε επισυνάπτονται στην βάση στήριξης. Η εγκατάσταση επιπλέον τριγωνομετρικών σημείων και βάσεων στήριξης προτείνεται για τον καθορισμό αν οι θέσεις των τριγωνομετρικών σημείων και οι εγκαταστάσεις ανταποκρίνονται πραγματικά στην πραγματική μετακίνηση της παραμορφωμένης ηφαιστειακής επιφάνειας.

## Κεφάλαιο 4ο

### Ερμηνεία των δεδομένων παρατήρησης και πρόγνωση εκρήξεων

#### 4.1 Εισαγωγή

Οι περισσότερες, ίσως όλες, οι εκρήξεις και διεισδύσεις προηγούνταν από πρόδρομη σεισμική δραστηριότητα και εδαφική παραμόρφωση. Επίσης μπορεί να συνοδεύονται από γεωχημικές και μη σεισμικές γεωφυσικές μεταβολές. Πολλά από αυτά τα πρόδρομα γεγονότα είναι μετρήσιμα με την σημερινή τεχνολογία, και η συστηματική τους παρατήρηση δίνει τα ζωτικά δεδομένα που απαιτούνται για να γίνουν οι βραχείας διάρκειας προγνώσεις και προβλέψεις εκρήξεων. Οι ηφαιστειολόγοι πρέπει να ερμηνεύσουν τα διαθέσιμα δεδομένα παρατήρησης για να μπορέσουν να καταλάβουν την παρελθούσα ή την τωρινή ηφαιστειακή συμπεριφορά και μετά με μια μαθηματική διαδικασία επέκτασης συμπερασμάτων, να προλάβουν την μελλοντική συμπεριφορά, συμπεριλαμβανομένη και πιθανή εκρηξιγενή δραστηριότητα. Η ερμηνεία των δεδομένων παρατήρησης χωρίς αμφιβολίες και ασάφειες, παρόλο αυτά, είναι σπανίως πιθανή. Ενώ αξιοσημείωτα επιτεύγματα έχουν πραγματοποιηθεί στις μεθόδους της ηφαιστειακής παρατήρησης και στα όργανά της, η πρόγνωση της μελλοντικής ηφαιστειακής συμπεριφοράς περαμένει ακόμα απατηλή. Οι δυσκολίες σε αυτή την εργασία συμπεριλαμβάνουν τα ακόλουθα: (1) τα δεδομένα παρατήρησης είναι ανεπαρκή και καλύπτουν ένα πολύ μικρό διάστημα χρόνου για ουσιώδη ερμηνεία, (2) οι διαγνωστικές πληροφορίες που επιτυγχάνονται σε καλά μελετημένα ηφαίστεια μπορεί να μην είναι άμεσα μεταφερόμενες στα φτωχά κατανοημένα ηφαίστεια, (3) πρόδρομη συμπεριφορά δεν είναι η ίδια από την μια έκρηξη στην επόμενη, ακόμη και στο ίδιο ηφαίστειο, (4) η εκρηξιγενής συμπεριφορά μπορεί να μεταβληθεί με τον χρόνο, και (5) με την τωρινή γνώση, δεν υπάρχουν κριτήρια για την διάκριση μεταξύ της πρόδρομης δραστηριότητας που οδηγεί σε έκρηξη και εκείνης που καταλήγει σε μια διείσδυση (ή "άστοχη έκρηξη" όπως ορίστηκε από τον Walker, 1982).

#### 4.2 Παραδοχή (εικασία) και βάση

Η θεμελιώδης παραδοχή (υπόθεση) στην ερμηνεία των δεδομένων παρατήρησης είναι ότι οι μετρημένες μεταβολές στην σεισμικότητα, στην εδαφική παραμόρφωση, και σε άλλες γεωχημικές ή γεωφυσικές παραμέτρους αντανakλούν στην πολύπλοκη άνοδο του μάγματος στα επιφανειακά επίπεδα του φλοιού (<5 km βάθος), αν όχι μέσα στο ίδιο το ηφαιστειακό οικοδόμημα (Σχήμα 1.1: ένας πραγματικός ταμιευτήρας μάγματος σχεδόν σίγουρα δεν θα είχε τον απλό όγκο και γεωμετρία που παρουσιάζονται). Εκρηξιγενής ή διεισδυτική δραστηριότητα έτσι αναμένεται να προκαλέσει φυσική μετατόπιση ή συμπίεση του υλικού κάτω από και μέσα στο ηφαιστειακό οικοδόμημα, το οποίο με τη σειρά του ξεκινάει διόγκωση και σεισμικότητα. Σε ορισμένα ηφαίστεια, τέτοια φαινόμενα εμφανίζονται σε κύκλους, όπως εκείνα που έχουν καταγραφεί αρκετά καλά για το ηφαίστειο Kilauea (Σχήμα 4.1) και για λίγα άλλα καλά μελετημένα ηφαίστεια στην Ιαπωνία, στην Ισλανδία, και αλλού.

Γενικά, η πριν από την έκρηξη διόγκωση εμφανίζεται βαθμιαία και αργά, για περιόδους εβδομάδων μέχρι και χρόνια. Συνήθως, τέτοια διόγκωση αποδεικνύεται με την αύξηση της εδαφικής κλίσης και την εμφάνιση των μικρής περιόδου (Α τύπου) σεισμών, επίσης πιθανώς συνοδεύεται από αισθητές μεταβολές σε άλλες γεωφυσικές παραμέτρους και στην γεωχημεία των φουμαρόλων, πηγών, και λυμνών πάνω στο ηφαίστειο. Με την έναρξη μιας έκρηξης ή διείσδυσης, ταχύ ξεφουσκώμα μπορεί να εμφανιστεί καθώς η πίεση στον ταμιευτήρα του μάγματος εξασθενίζει γρήγορα. Κατά την διάρκεια του ξεφουσκώματος, μεταβολές στην

κλίση και στις κατακόρυφες και οριζόντιες μετατοπίσεις των τριγωνομετρικών σημείων τείνουν να γίνουν αντίθετες σε εκείνες που λαμβάνουν χώρα κατά την διάρκεια της διόγκωσης πριν από την έκρηξη, αν και δεν είναι απαραίτητως ίσες στο μέγεθος. Με το ξεφούσκωμα, οι Α-τύπου σεισμοί γενικά ελαττώνονται στον αριθμό και στο μέγεθος. Οι μακράς περιόδου (Β-τύπου) σεισμοί μπορούν να εμφανίζονται πριν από την έκρηξη και συνήθως συμβαίνουν με αυξανόμενη συχνότητα, αντανακλώντας έτσι τις προσαρμογές (ρυθμίσεις) της τάσης που σχετίζονται με την έξοδο του μάγματος από τον ταμιευτήρα για να τροφοδοτήσει την έκρηξη ή την διεισδυση (Σχήμα 4.1). Η εμφάνιση ηφαιστειακού σεισμικού θορύβου, ο οποίος συχνά προηγείται και συνοδεύει άλλη ηφαιστειακή σεισμικότητα, είναι ένας από τους καλύτερους δείκτες της μετακίνησης μάγματος ή ρευστού και, επομένως, πιθανής ηφαιστειακής δραστηριότητας. Όπως συζητήθηκε νωρίτερα, ο ηφαιστειακός σεισμικός θόρυβος εμφανίζεται κατά την διάρκεια όλων των εκρήξεων, προηγείται μερικών, και μπορεί να συμβεί χωρίς να καταλήξει σε έκρηξη.

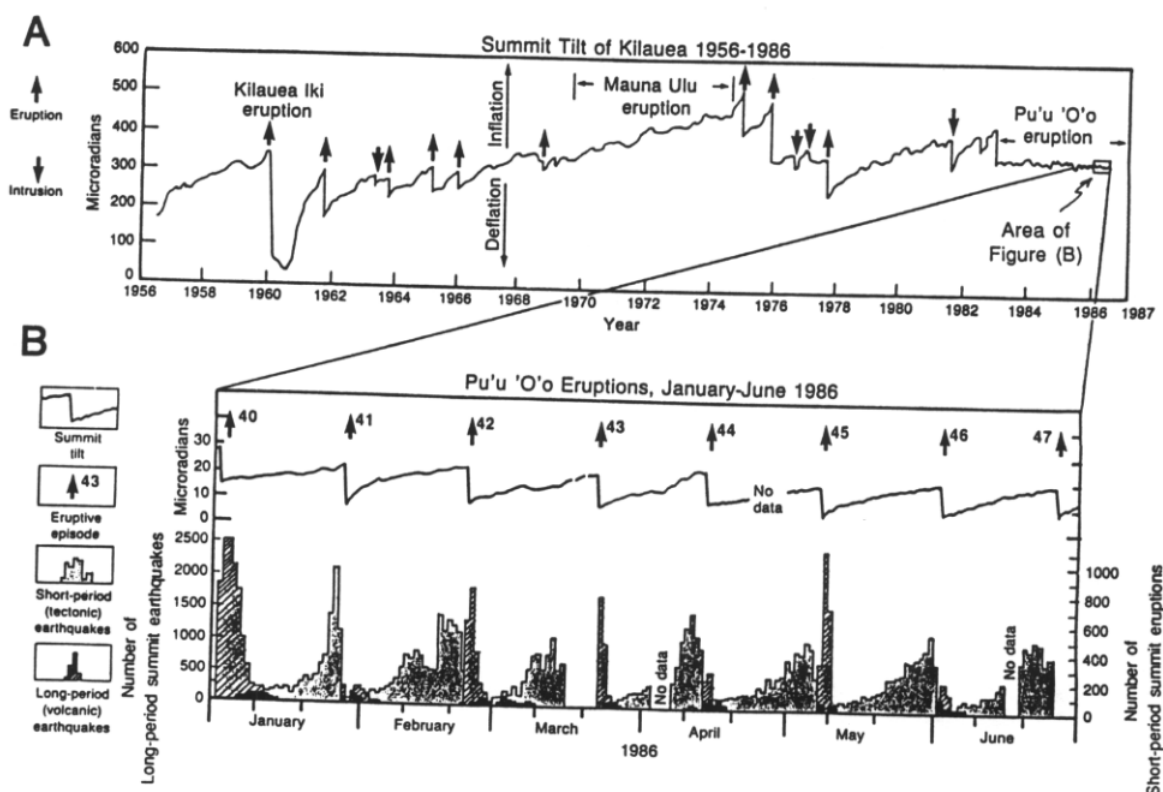
Παρόλο αυτά, υπάρχουν ορισμένες καταγεγραμμένες περιπτώσεις που δεν παρουσιάζει ούτε αισθητές αυξήσεις στην σεισμικότητα ούτε ευρεία παραμόρφωση του οικοδομήματος να συμβαίνουν πριν από μεγάλες (κύριες) εκρήξεις. Αυτές οι περιπτώσεις αντιπροσωπεύουν εξαιρέσεις στην γενική μας παραδοχή (υπόθεση) και δεν έχουν κατανοηθεί αρκετά καλά, επειδή τα βασικά δεδομένα παρατήρησης για αυτές είναι περιορισμένα και καλύπτουν μόνο ένα μικρό χρονικό διάστημα. Σε τέτοιες περιπτώσεις, φαίνεται ότι το οικοδόμημα δεν συμπιέζεται (πιέζεται) σημαντικά λόγω τοπικής αδυναμίας (π.χ., 1980 Mount St.Helens) ή επειδή ουσιαστικά ο αγωγός είναι ήδη ανοικτός δυνάμει νωρίτερων (προηγούμενων) εκρήξεων ή διεισδύσεων (π.χ., 1981 Pagan, Marianas, 1984 Mayon, Φιλιππίνες, 1985 Ruiz, Κολομβία). Έτσι, η πρόγνωση τέτοιων εκρήξεων μπορεί να εμποδίζεται από την έλλειψη οργάνων παρατήρησης της παραμόρφωσης σε κρίσιμες περιοχές, ή από την αποτυχία στην αναγνώριση της πιθανότητας ότι φτωχά καταγεγραμμένη ή καθόλου καταγεγραμμένη πρώιμη δραστηριότητα είχε σημαντικά αποδυναμώσει ήδη το οικοδόμημα και / ή καθαρίσει τον σωλήνα του μάγματος και τον / τους αγωγό-ους.

Μέχρι σήμερα, οι βραχείας διάρκειας προγνώσεις και προβλέψεις ήταν εμπειρικές και βασίζονταν σχεδόν αποκλειστικά στην αναγνώριση προτύπου – αναγνώριση ενός χαρακτηριστικού προτύπου πρόδρομης συμπεριφοράς και της σχέσης της με την επακόλουθη έκρηξη. Η πρόδρομη συμπεριφορά μπορεί να είναι ένας κύκλος [επανάληψης] διόγκωσης-ξεφουσκώματος ή κάποιο άλλο διακριτό, επαναλαμβανόμενο πρότυπο μεταβολών στην κατάσταση του ηφαιστείου. Αν ένα συγκεκριμένο πρότυπο είναι γνωστό ότι έχει προηγηθεί μιας πρώιμης έκρηξης, η επανάληψη αυτού του προτύπου υποδηλώνει ότι μια άλλη έκρηξη μπορεί πιθανά να συμβεί. Αξιόπιστη αναγνώριση των επαναλαμβανόμενων προτύπων της πρόδρομης συμπεριφοράς που είναι ζωτική για την πρόγνωση εκρήξεων απαιτεί πολλά χρόνια ή και δεκαετίες ηφαιστειακής παρατήρησης μεταξύ και κατά την διάρκεια της εκρηξιγενούς δραστηριότητας. Η εμπειρία από καλά μελετημένα ηφαίστεια έχει ευρέως δείξει ότι τα δεδομένα παρατήρησης που χρειάζονται για αναγνώριση προτύπου και πρόγνωση εκρήξεων επιτυγχάνονται καλύτερα με έναν συνδυασμό από προσεγγίσεις, παρά από την “τυφλή” εμπιστοσύνη σε μία και μόνο μέθοδο. Έτσι, η βέλτιστη παρατήρηση απαιτεί μια προσπάθεια που ακολουθεί πιστά τα πρότυπα της επιστημονικής παρακολούθησης.

Το απαραίτητο τμήμα στην αναγνώριση πιθανών προτύπων ηφαιστειακής συμπεριφοράς είναι η απόκτηση των βασικών δεδομένων παρατήρησης τόσο για ενεργά όσο και για ήρεμα (ανενεργά) προς τον παρόν, αλλά πιθανώς επικίνδυνα, ηφαίστεια. Μόνο με το να είναι γνωστό το εύρος των διαφοροποιήσεων (εποχιακών ή κυκλικών) για τις παρατηρούμενες παραμέτρους ενώ ένα ηφαίστειο είναι ήρεμο (ανενεργό) είναι πιθανό να εντοπιστεί χωρίς ασάφειες η απόκλιση από την βασική ή “φυσιολογική” συμπεριφορά η οποία μπορεί να μαντέψει μια ανανεωμένη δραστηριότητα. Είναι σημαντικό να εγκατασταθούν οι βάσεις ακόμα και για μακροχρόνια ανενεργά ηφαίστεια, επειδή μπορούσαν να έχουν συχνότητες εκρήξεων πολλών αιώνων και, πάλι όμως, να μην θεωρούνται “ενεργά” (γενικά ορίζονται ως αυτά που έχουν εκρηχθεί σε ιστορικό χρόνο). Για παράδειγμα, στις ΗΠΑ, μελέτες πραγματοποιούνται για τον καθορισμό (καθιέρωση) βασικών δεδομένων για αρκετά από τα παρόντα ήρεμα (ανενεργά) ηφαίστεια από την Cascade Range και για μερικά συστήματα καλδέρων τα οποία έχουν δείξει πρόσφατα σημάδια έξαρσης (π.χ., Dzurisin et al.1982,

1983a, Jachens et al.1983, Hill 1984, Chadwick et al.1985, Denlinger et al.1985, Mortensen και Hopkins 1987, Dzurisin και Yamashita 1987).

Η απόκτηση των βασικών δεδομένων δεν είναι ανάγκη να είναι σε συνεχή βάση, αλλά οι μετρήσεις από τα βασικά δίκτυα πρέπει να επαναλαμβάνονται σε ένα τακτό πρόγραμμα (π.χ., κάθε λίγα χρόνια). Όταν το ηφαίστειο αρχίσει να επιδεικνύει αυξημένη σεισμικότητα ή άλλα σημάδια ανησυχίας, οι μελέτες παρατήρησης τότε πρέπει να επιταχύνονται και να πραγματοποιούνται συνεχόμενα.



**Σχήμα 4.1:** Ο κύκλος διόγκωσης-ξεφουσκώματος που παρατηρείται συχνά στο ηφαίστειο Kilauea. **A.** Το συνηθισμένο πρότυπο της βαθμιαίας διόγκωσης, που ακολουθείται από απότομο ξεφούσκωμα, δείχνεται καθαρά από τις μεγάλες εκρήξεις και διεισδύσεις. **B.** Μια πιο λεπτομερής ματιά σε ένα τμήμα 6 μηνών της καταγραφής της κλίσης δείχνει παρόμοια πρότυπα διόγκωσης-ξεφουσκώματος για τα εκρηξιγενή επεισόδια της έκρηξης του Pu'u 'O'o, παρόλο που οι μεταβολές στην κλίση και τα χρονικά μεσοδιαστήματα είναι σαφώς πιο μικρά (Από Tilling et al.1987).

### 4.3 Ορισμένα παραδείγματα

Στον 20<sup>ο</sup> αιώνα, αξιοσημείωτα επιτεύγματα έχουν πραγματοποιηθεί στη νέα επιστήμη της ηφαιστειολογίας, συγκεκριμένα στην αντίληψη (κατανόησή) μας για τα ηφαιστειακά φαινόμενα και στις τεχνικές της ηφαιστειακής παρατήρησης. Πολύ μικρή πρόοδος έχει γίνει στην ικανότητά μας να προγνώσουμε ή προβλέψουμε την ηφαιστειακή δραστηριότητα. Παρόλο αυτά, για τα λίγα ηφαίστεια που έχουν μελετηθεί αρκετά καλά μέσω αρκετών εκρηξιγενών επεισοδίων, οι ηφαιστειολόγοι μπορούν τώρα να εντοπίζουν τακτικά και να παρατηρούν πρόδρομους δείκτες για πιθανή δραστηριότητα. Η σημερινή δυνατότητα να αναγνωρίζονται πρώιμες αποκλίσεις από την φυσιολογική συμπεριφορά και μια αυξημένη πιθανότητα δραστηριότητας αντιπροσωπεύει ένα σπουδαίο βήμα προς την κατεύθυνση της πρόβλεψης εκρήξεων. Η πρώιμη αναγνώριση των πρόδρομων δεικτών επιτρέπει σε κάποιο

προπορευόμενο χρονικό διάστημα να εντατικοποιηθούν οι μελέτες παρατήρησης και να δοθούν οι κατάλληλες συμβουλές και οδηγίες στις αρχές, στους τοπικούς παράγοντες, και στον πληθυσμό της περιοχής για την πιθανή δραστηριότητα και για τους συσχετιζόμενους κινδύνους. Εξίσου σημαντικό είναι η πρόωπη αναγνώριση για το πότε έχει τελειώσει ένα εκρηξιγενές επεισόδιο ή μια ηφαιστειακή κρίση. Τέτοιου είδους αναγνώριση επιτρέπει στους υπεύθυνους να διακηρύξουν το τέλος της εκκένωσης και των άλλων έκτακτων μέτρων, με αποτέλεσμα να ελαχιστοποιηθεί το κοινωνικο-οικονομικό κόστος και η διακοπή της καθημερινής ζωής στην περιοχή που επηρεάζεται.

Η πρόδρομη σεισμικότητα οδήγησε παρατηρητές να φθάσουν στις τοποθεσίες του ξεσπάσματος πριν από την έναρξη όλων των εκρήξεων στο Kilauea από το 1979 (Decker 1986). Επίσης, οι υπεύθυνοι αντιμετώπισης έκτακτων περιπτώσεων στην Χαβάη βασίζονται συνήθως στο Hawaiian Volcano Observatory για να τους ειδοποιήσει αν χρειάζεται να εκκενώσουν συγκεκριμένες περιοχές, δρόμους, και μονοπάτια, και να τους συμβουλέψει πότε είναι ασφαλές για να επιστρέψουν οι κάτοικοι των εκκενωμένων περιοχών. Για παράδειγμα, βασιζόμενοι στην αυξανόμενη πρόδρομη σεισμικότητα και ρυθμό της διόγκωσης της κορυφής, οι Decker et al. (1983) πρόγνωσαν ότι "η πιθανότητα αυξάνεται σημαντικά για μια έκρηξη στο Mauna Loa κατά την διάρκεια των επόμενων 2 χρόνων". Τον Μάρτιο του 1984, το ηφαίστειο, το οποίο ήταν ανενεργό από τον Ιούλιο του 1975, ξεκίνησε μια έκρηξη διάρκειας 3 εβδομάδων (Lockwood et al. 1985).

Μιλώντας ξεκάθαρα, οι επιτυχημένες προβλέψεις των πιθανών σημείων και / ή των χρονικών παραθύρων της εκρηξιγενούς δραστηριότητας στην Χαβάη ήταν προγνώσεις, όχι προβλέψεις, όπως έχει καθοριστεί στην αρχή του κεφαλαίου, επειδή οι ακριβείς χρόνοι των πραγματικών εκρήξεων δεν αναφέρθηκαν προκαταβολικά. Παρόλο αυτά, η σχεδόν τέλεια καταγραφή των επιτυχημένων προγνώσεων στην Χαβάη και οι προβλέψεις των εκρήξεων ηφαιστειογενούς δομού στο Mount St. Helens από τον Ιούνιο του 1980 (Dzurisin et al. 1983b, Swanson et al. 1983, 1985) σημειώνουν μια σημαντική εξέλιξη στην δυνατότητα πρόβλεψης. Ένα παράδειγμα μιας επιτυχούς πρόβλεψης στο Mount St. Helens και οι σχετικές πραγματικές αναφορές απεικονίζονται στο Σχήμα 4.2 και στον Πίνακα 4.1.

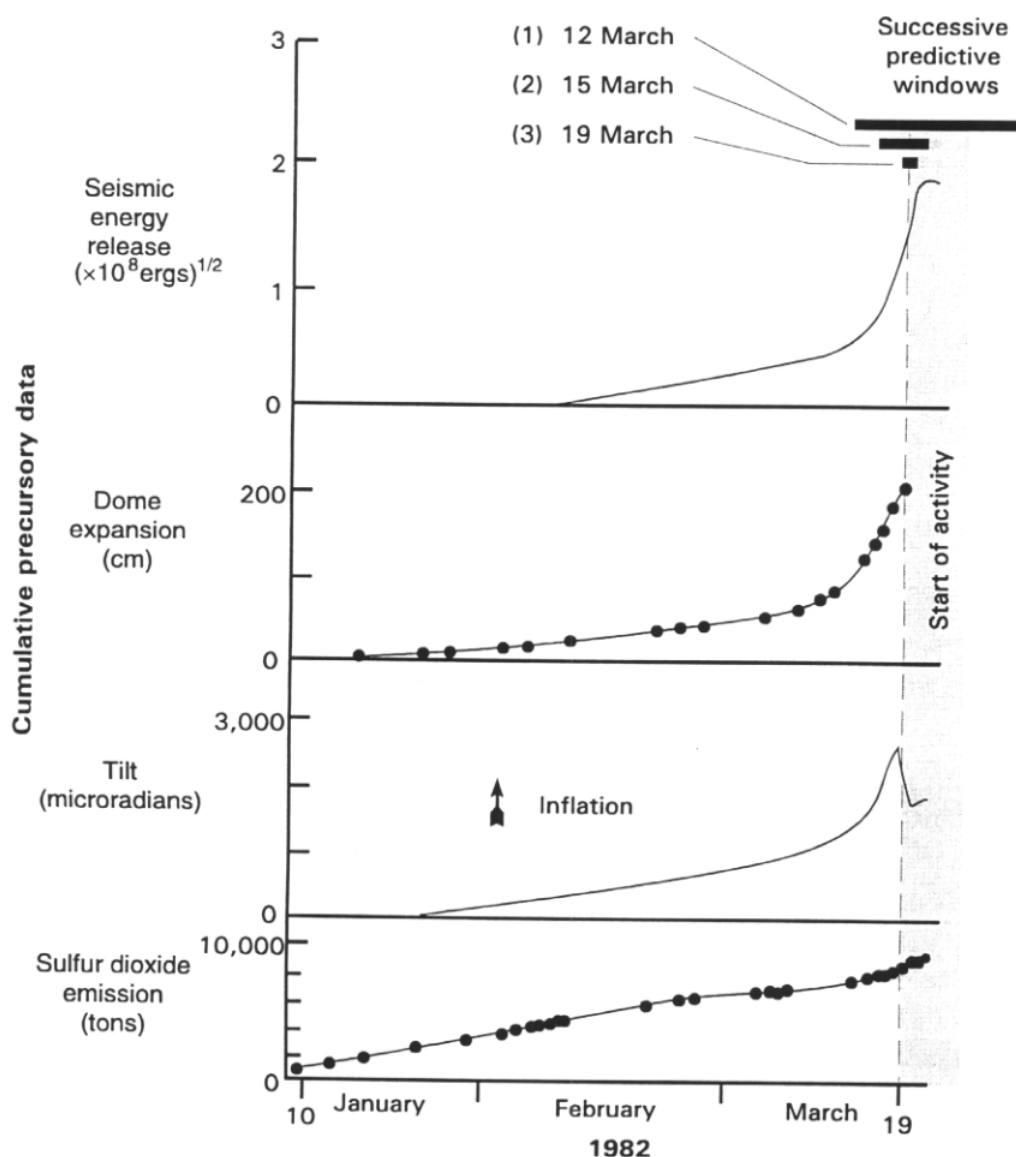
Πρέπει, παρόλο αυτά, να δοθεί έμφαση ότι οι προγνώσεις στην Χαβάη είναι για ένα ασπιδοειδές ηφαίστειο το οποίο έχει παρατηρηθεί αρκετά καλά για πολλές δεκαετίες και οι προβλέψεις των σχετικά μικρών, μη εκρηκτικών γεγονότων στο Mount St. Helens περιέχουν (εμπλέκουν) ένα εντατικό πρόγραμμα εξελιγμένης παρατήρησης. Δεν είναι λογικό να υποθέσουμε ότι οι δυνατότητες που επιτευχθηκαν στην Χαβάη και στο Mount St. Helens μπορούν εύκολα να επιτευχθούν για, ή να εφαρμοστούν σε, περισσότερο ογκώδεις και εκρηκτικές εκρήξεις σε άλλα ηφαίστεια. Μέχρι και σήμερα, μόνο λίγες εκρηκτικές εκρήξεις είχαν επιτυχώς προβλεφθεί, κυρίως με βάση την σεισμολογική παρατήρηση ή την παρατήρηση της εδαφικής παραμόρφωσης: Tolbachik, Kamchatka, Σοβιετική Ένωση (Tokarev 1978), Mount St. Helens, ΗΠΑ (Swanson et al. 1985), και Sakura-jima, Ιαπωνία (Ishihara 1988).

#### 4.4 Προγνώσεις και προβλέψεις

Μέχρι σήμερα, ο όρος "πρόγνωση" είχε, και συνεχίζει να έχει χρησιμοποιηθεί με έναν αόριστο τρόπο και πολύ συχνά θεωρείται ότι είναι συνώνυμος με την "πρόβλεψη". Παρόλο αυτά, οι Swanson et al. (1985, p.397) πρότειναν την υιοθέτηση των παρακάτω ορισμών:

- «πραγματική δήλωση» περιγράφει τις τωρινές συνθήκες αλλά δεν προλαβαίνει μελλοντικά γεγονότα.
- «πρόγνωση» είναι μια σχετικά ανακριβής δήλωση του χρόνου, χώρου και της φύσης της αναμενόμενης δραστηριότητας.
- «πρόβλεψη» είναι μια σχετικά ακριβής δήλωση του χρόνου, χώρου, και ιδανικά της φύσης και του μεγέθους της επικείμενης δραστηριότητας. Μια πρόβλεψη συνήθως καλύπτει μικρότερη χρονική περίοδο από ό,τι μια πρόγνωση και γενικά βασίζεται κυρίως στις ερμηνείες και στις μετρήσεις των συσχετιζόμενων διαδικασιών και δευτερεύοντα στην προβολή της παρελθούσης ιστορίας.

Προγνώσεις και προβλέψεις μπορεί να είναι είτε βραχείας είτε μακράς διάρκειας. Οι περισσότεροι ηφαιστειολόγοι θεωρούν ότι “βραχείας διάρκειας” σημαίνει μια χρονική βαθμίδα από μήνες σε ώρες, εφόσον “μακράς διάρκειας” σημαίνει γενικά μια χρονική βαθμίδα από χρόνια σε δεκαετίες ή μακρύτερα. Οι προγνώσεις μακράς διάρκειας βασίζονται κυρίως στην εκρηξιγενή ιστορία ενός ηφαιστείου, περιλαμβανομένης και της προϊστορικής δραστηριότητας, και στη φύση και κατανομή των προϊόντων του και των εκτινάξεων λάβας (Scott 1989), οι προγνώσεις βραχείας διάρκειας βασίζονται αποκλειστικά στην τωρινή συμπεριφορά του ηφαιστείου, όπως αυτή καθορίζεται από την ηφαιστειακή παρατήρηση, εποπτικά και ενόργανα (Banks et al.1989).



**Σχήμα 4.2:** Οι αυξήσεις στον ρυθμό της πρόδρομης δραστηριότητας που λειτούργησαν ως η βάση για την επιτυχημένη πρόβλεψη της έναρξης του εκρηξιγενούς επεισοδίου του Μαρτίου-Απριλίου του 1982 στο Mount St.Helens (από τους Swanson et al.1985).

Με βάση τον βαθμό εξειδίκευσης, μια συνέχεια μεταξύ της πρόγνωσης και της πρόβλεψης μπορεί ολοφάνερα να υπάρξει, αλλά, για πρακτικούς λόγους, μια πρόβλεψη μπορεί να θεωρηθεί ως μια ακριβής πρόγνωση. Σε αυτήν την εργασία, οι όροι “πρόγνωση” και “προγνωστικά” εφαρμόζονται μόνο στις βραχείας διάρκειας προγνώσεις ή προβλέψεις

εκτός και αν επισημαίνονται με διαφορετικό τρόπο. Σε οποιαδήποτε περίπτωση, μια πρόβλεψη ή πρόγνωση πρέπει να προσδιορίζει μια χρονική περίοδο ("παράθυρο") μέσα στην οποία το προσδοκούμενο φαινόμενο αναμένεται να συμβεί. Ακόμη περισσότερο, μιλώντας αυστηρά, για μια δήλωση για να συνιστά μια "αληθινή" πρόγνωση ή πρόβλεψη, πρέπει να δημοσιευτεί πριν από την αρχή του προσδοκούμενου ηφαιστειακού γεγονότος ή της μεταβολής στην δραστηριότητα. Χωρίς έκπληξη, η εφαρμογή των παραπάνω ορισμών και όρων μείωσε σημαντικά τον αριθμό καταστάσεων στις οποίες έγιναν πραγματικά "αληθινές" προγνώσεις ή προβλέψεις από τις μελέτες παρατήρησης.

#### 4.5 Προσεγγίσεις παρατήρησης

Από την αρχή, πρέπει να δοθεί έμφαση ότι, τουλάχιστον από μια σφαιρική άποψη, θέματα σχετικά με τις προσεγγίσεις παρατήρησης, προγνωστικά εκρήξεων και βασικές μελέτες ηφαιστειών δεν είναι ξεχωριστά μεταξύ τους. Σημαντικά επιτεύγματα στην πρόγνωση θα απαιτούν όχι μόνο περισσότερη λεπτομερή γνώση για το καθένα ηφαιστειο ξεχωριστά, αλλά επίσης μια βελτιωμένη κατανόηση των ηφαιστειακών φαινομένων γενικότερα. Επομένως, βασικές μελέτες πρέπει να ξεκινήσουν ή γρήγορα να επιταχυνθούν σε πολλά μέχρι τώρα φτωχά μελετημένα ηφαιστεια.

Τα προηγούμενα κεφάλαια έδωσαν περιληπτικές πληροφορίες για τις τεχνικές παρατήρησης που εφαρμόζονται ή δοκιμάζονται σε ηφαιστεια παγκοσμίως. Από τις διάφορες τεχνικές που χρησιμοποιούνται τώρα ευρέως, η σεισμική παρατήρηση και η παρατήρηση της εδαφικής παραμόρφωσης μέχρι σήμερα έχουν αποδειχθεί ότι είναι οι πιο αξιόπιστες ενόργανες μέθοδοι για επιτυχημένα προγνωστικά της ηφαιστειακής δραστηριότητας, σε μεγάλο βαθμό επειδή αυτές έχουν την μεγαλύτερη καταγραφή χρήσης και τεχνολογικής εξέλιξης. Ένας άλλος συμβαλλόμενος, και ίσως πιο σημαντικός, παράγοντας είναι ότι απλά αυτές οι δύο μέθοδοι μετρούν τις άμεσες αντιδράσεις του ηφαιστειακού συστήματος – θραυσίγνης ρηγμάτωση, διόγκωση και ξεφούσκωμα – σε συνάρτηση με την υπόγεια μετακίνηση του μάγματος και με τις επιδράσεις των συνοδών τάσεων και (ή) της υδροθερμικής πίεσης. Άλλες τεχνικές παρατήρησης μετρούν τις συσχετιζόμενες αντιδράσεις με την ενεργοποίηση ή την επανεργοποίηση του συστήματος, όπως είναι διαφοροποιήσεις στην σύνθεση και στους ρυθμούς εκπομπής των ηφαιστειακών αερίων, μεταβολές στο βαρυτικό και μαγνητικό πεδίο, ανωμαλίες στις γεωηλεκτρικές ιδιότητες και θερμικές διαφοροποιήσεις. Συχνά, αυτοί οι τύποι δεδομένων παρατήρησης τείνουν να παρουσιάσουν ακανόνιστες προσωρινές διαφοροποιήσεις που υπάγονται λιγότερο στη διαγνωστική ερμηνεία, ενώ αυτά τα δεδομένα συμπληρώνουν τον χαρακτηρισμό της συμπεριφοράς ενός ηφαιστείου, από μόνα τους είναι συνήθως ανεπαρκή να γίνουν η βάση για την κατασκευή προγνωστικών.

Η εμπειρία 20 χρόνων στην ηφαιστειολογία, έχει δείξει ότι όταν τίθεται το ερώτημα στους ηφαιστειολόγους «Αν μπορούσατε να χρησιμοποιήσετε μόνο μια ενόργανη τεχνική παρατήρησης σε ένα ανήσυχο ηφαίστειο, ποια θα ήταν;», η απάντηση σχεδόν πάντοτε είναι: σεισμολογική παρατήρηση. Πραγματικά, οι συμμετέχοντες στη συνάντηση του 1981 όπου ιδρύθηκε η Παγκόσμια Οργάνωση των Παρατηρητηρίων Ηφαιστειών (WOVO 1982) συμφώνησαν ομόφωνα ότι ο πυρήνας ενός "ελάχιστου επαρκούς" παρατηρητηρίου ηφαιστείου είναι η δυνατότητα σεισμολογικής παρατήρησης, ακόμα και στοιχειώδης ή πρωτόγονης. Πρόσφατες καινοτομίες στη σεισμολογική παρατήρηση χρησιμοποιούν ένα σύστημα που βασίζεται σε ηλεκτρονικό υπολογιστή (PC) για τη "πραγματικού χρόνου μέτρηση σεισμικού πλάτους" (RSAM), η οποία εμπλέκει τη συνεχή μέτρηση και απογραφή της συνολικής απελευθερούμενης σεισμικής ενέργειας ακόμα και όταν οι αναλογικοί καταγραφείς των συμβατικών συστημάτων έχουν κορεστεί. Το σύστημα RSAM (Endo και Murray 1991) έχει δείχθει ότι είναι πάρα πολύ αποτελεσματικό στην παρατήρηση εκρήξεων ηφαιστειογενούς δόμου στο Mount St. Helens και επίσης στην παρατήρηση βίαιων εκρήξεων στο Redoubt (Αλάσκα) και στο Mount Pinatubo (Φιλιππίνες). Τα δεδομένα από το RSAM καθώς επίσης και από δίκτυα μη σεισμολογικής παρατήρησης συλλέγονται, επεξεργάζονται και παρουσιάζονται σε σύντομο χρόνο μέσω ενός λογισμικού πακέτου που ονομάζεται BOB

(Murray 1990). Το ολοκληρωμένο σύστημα παρατήρησης που βασίζεται σε PC (RSAM – BOB), που αναπτύχθηκε κυρίως από το Cascades Volcano Observatory του US Geological Survey (USGS), μπορεί ουσιαστικά να λειτουργήσει ως ένα “κινητό” παρατηρητήριο ηφαιστείου. Είναι σχετικά φθινό, εύκολα μεταφερόμενο και ειδικότερα χρήσιμο στις βραχείας διάρκειας προγνώσεις.

Παρόλο αυτά, μόνο επειδή η σεισμολογική παρατήρηση συμβαίνει να είναι η τεχνική της επιλογής δεν σημαίνει ότι οι άλλες τεχνικές πρέπει να απορριφθούν. Το αντίθετο μάλιστα, μέχρι την έκταση την οποία επιτρέπουν οι διαθέσιμοι επιστημονικοί και οικονομικοί πόροι, η σεισμολογική παρατήρηση πρέπει να συμπληρώνεται από, και να ολοκληρώνεται με, γεωδαιτικές, γεωχημικές και μη σεισμολογικές γεωφυσικές τεχνικές παρατήρησης, καθώς επίσης και οπτικές και γεωλογικές παρατηρήσεις. Εξαρτώμενες στις τοπικές συνθήκες και στην συγκεκριμένη συμπεριφορά ενός ηφαιστειακού συστήματος, οι μη σεισμολογικές τεχνικές παρατήρησης μπορεί μερικές φορές να παράγουν τους πιο διαγνωστικούς πρόδρομους δείκτες, για παράδειγμα, μερικές μετακινήσεις μάγματος στο ηφαίστειο Kilauea εντοπίστηκαν μόνο με την γεωηλεκτρική παρατήρηση (Jackson et al. 1985).

Η εμπειρία από όλο τον κόσμο έχει δείξει ολοκάθαρα ότι η βέλτιστη προσέγγιση παρατήρησης είναι αυτή που προσλαμβάνει ένα συνδυασμό από τεχνικές παρά αυτή που εμπιστεύεται μόνο μία. Αν όλα τα δεδομένα από μια τέτοια ολοκληρωμένη προσέγγιση αποκαλύπτουν παρόμοια πρόδρομα πρότυπα, τότε πολύ περισσότερη σιγουριά θα έχουμε για μια πρόγνωση. Όπως συζητήθηκε τελευταία, όλες οι τεχνικές παρατήρησης δεν είναι απαραίτητο να περιέχουν την πιο εξελιγμένη τεχνολογία. Υπάρχει μια γενική συμφωνία με τις απόψεις που εκφράστηκαν με ευγλωττία από τους Stoiber και Williams (1990) και από τον Swanson (1992) ότι οι γεωλογικές παρατηρήσεις υπαίθρου και οι απλές προσεγγίσεις παρατήρησης πρέπει να είναι ζωτικά συστατικά σε κάθε στοιχειώδη (περιεκτικό) πρόγραμμα παρατήρησης ηφαιστείου.

## **4.6 Απαιτήσεις τεχνολογικής υποδομής**

### **4.6.1 Απαίτηση για αποτελεσματικές και παρατεταμένες προσπάθειες παρατήρησης**

Περισσότεροι από 22.000 άνθρωποι χάθηκαν στην ηφαιστειακή καταστροφή στο Nevado del Ruiz (Κολομβία) το 1985, ακόμα και όταν είχε αρχίσει ορισμένη ηφαιστειακή παρατήρηση, και η πιθανότητα για κινδύνους από τις λασπορροές είχε επισημανθεί, μήνες πριν από την έκρηξη και τις καταστρεπτικές λασπορροές στις 13 Νοεμβρίου. Ο απολογισμός των θανάτων θα μπορούσε να είχε μειωθεί ουσιαστικά, αν οι επικοινωνίες μεταξύ των ηφαιστειολόγων και των αρχών δημόσιας ασφάλειας (τάξης) και τα μέτρα αντιμετώπισης εκτάκτων γεγονότων ήταν περισσότερο αποτελεσματικά (Herd et al. 1986, Podesta και Olson 1988, Tomblin 1988, Voight 1988). Ένας καθοριστικός παράγοντας ήταν η αποτυχία, και σε εθνικό και σε διεθνές επίπεδο, να αναπτυχθεί γρήγορα μια παρατεταμένη προσπάθεια παρατήρησης στο Ruiz η οποία να εμπλέκει έμπειρους επιστήμονες και εξελιγμένο εξοπλισμό και μεθόδους κατά την διάρκεια της μακροχρόνιας έξαρσης πριν από την έκρηξη. Έγκαιρη διεθνής ενίσχυση της ομάδας που βρισκόταν επιτόπου θα μπορούσε να δώσει περισσότερο ακριβείς προγνώσεις, οι οποίες με την σειρά τους θα μπορούσαν να βελτιώσουν τόσο την κατανόηση όσο και το ενδιαφέρον της έξω από την επιστημονική κοινότητας. Θα αντιδρούσαν οι αρχές και το επηρεαζόμενο κοινό με προθυμία αν οι προειδοποιήσεις των επιστημόνων βασίζονταν σε περισσότερα, και καλύτερα, δεδομένα παρατήρησης και σε μια περισσότερο ακριβή πρόγνωση; Δεν θα το μάθουμε ποτέ. Σίγουρα η εμπειρία του Ruiz καθιερώνει ως δεδομένο ότι οι πληροφορίες από την ηφαιστειακή παρατήρηση και την χαρτογράφηση σε ζώνες των κινδύνων χαραμίζονται εκτός και αν διαβιβάζονται με αποτελεσματικότητα στους υπεύθυνους αντιμετώπισης εκτάκτων γεγονότων, και ταχέως να ενεργήσουν αυτοί ανάλογα.

Μόνο ένας μικρός αριθμός ενεργών ή πιθανώς ενεργών ηφαιστειών παρατηρούνται σε μια διαρκή βάση, και σχεδόν όλα από αυτά βρίσκονται σε αναπτυσσόμενες χώρες (Tilling 1989). Τα πιο επικίνδυνα ηφαίστεια παραμένουν τα λιγότερο μελετημένα. Έτσι, για να

μετριασθούν αποτελεσματικά οι ηφαιστειακοί κίνδυνοι σε παγκόσμια βάση, επαρκής διαρκής παρατήρηση είναι απαραίτητη να πραγματοποιείται σε πολλά περισσότερα υψηλού κινδύνου ηφαίστεια, που τα περισσότερα από αυτά εντοπίζονται στις αναπτυσσόμενες χώρες όπου υπάρχει έλλειψη σε αρκετούς οικονομικούς και επιστημονικούς πόρους για τις απαιτούμενες μελέτες. Στην απουσία των ειδικών επιστημονικών γνώσεων και του εξοπλισμού παρατήρησης από την ίδια την χώρα, η διεθνής κοινότητα πρέπει να παρέχει ταχεία, επαρκή, και διαρκή βοήθεια κατά την διάρκεια μιας ηφαιστειακής κρίσης ή καταστροφής. Επίσης, διεθνή προγράμματα συνεργασίας στην ηφαιστειολογία πρέπει να δώσουν μεγαλύτερη έμφαση στην παρατήρηση και σε σχετικές μελέτες για εκρηκτικά ηφαίστεια που αναγνωρίζονται να είναι υψηλού κινδύνου, πολύ πριν από μια κρίση να αναπτυχθεί σε οποιοδήποτε από αυτά.

**Πίνακας 4.1:** Παραδείγματα από πραγματικές δηλώσεις και προβλέψεις από την αρχή του εκρηξιγενούς επεισοδίου του Mount St Helens κατά τον Μάρτιο και τον Απρίλιο του 1982 που δόθηκαν στις αρχές και στα μέσα ενημέρωσης (Swanson et al.1985, pp 415-6).

| Local time                                                                       | Date     | Factual statement or <b>prediction</b> issued                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                |
|----------------------------------------------------------------------------------|----------|------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------|
| 09.00h                                                                           | 5 March  | <i>Factual statement:</i> "Seismicity . . . increased around 21 February and has remained at a level somewhat above background since that time . . . Measurements made last week (27 February) show only slow ground deformation . . . and no significant increase in gas emissions."                                                                                        |
| (Measurements after 09.00h on 5 March show increased rates of deformation.)      |          |                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                              |
| 08.00h                                                                           | 12 March | <i>Factual statement and <b>prediction (1):</b></i> "Seismicity . . . continues at elevated levels . . . Rates of ground deformation in the crater have increased during the last two weeks . . . Based on rates of deformation, an eruption is likely within the next 3 weeks. Deformation is confined to the crater area, suggesting that renewed dome growth will occur." |
| (Measurements on 15 March showed greatly accelerated deformation.)               |          |                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                              |
| 19.00h                                                                           | 15 March | <i><b>Prediction (2),</b></i> updated: "An eruption, most likely of the dome-building type, will probably begin within 1 to 5 days."                                                                                                                                                                                                                                         |
| (Rates of deformation and seismic energy release continued to increase rapidly.) |          |                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                              |
| 09.00h                                                                           | 19 March | <i><b>Prediction (3),</b></i> updated: "An eruption will begin soon, probably within 24 hours. The character of both the Seismicity and deformation in the crater area indicates that the most likely type of activity is dome growth."                                                                                                                                      |
| 19.27h                                                                           | 19 March | Eruption begins                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                              |

#### 4.6.2 Απαίτηση για μια εκτεταμένη βάση παρατήρησης

Η τραγωδία του Ruiz δίνει ένα σκληρό μάθημα ότι έστω και ένα ελάχιστο επίπεδο παρατήρησης πρέπει να εγκαθίσταται σε κάθε υψηλού κινδύνου ηφαίστειο. Η ελάχιστη παρατήρηση που απαιτείται θα είναι εξαρτημένη από το κάθε ηφαίστειο ξεχωριστά και από τις διαθέσιμες επιστημονικές πηγές. Γενικά, τέτοια παρατήρηση μπορεί να περιλαμβάνει τα στοιχεία που βρίσκονται στην παρακάτω λίστα [τροποποιημένη από μια λίστα που έγινε από

τον World Organization of Volcano Observatories (WOVO), μια ομάδα εργασίας από τον International Association of Volcanology and Chemistry of the Earth's Interior (IAVCEI), Tilling 1982]:

- Γεωλογική χαρτογράφηση και άλλες μελέτες για να καθοριστούν οι πιθανοί κίνδυνοι και να βελτιωθεί η κατανόηση για την προϊστορική δραστηριότητα.
- Ένα σεισμολογικό δίκτυο από τέσσερις σταθμούς, με τηλεμετρία και έναν συναγερμό που να ηχεί αν η σεισμικότητα υπερβεί ένα ορισμένο όριο.
- Κλισιόμετρα συνεχούς καταγραφής 2 συνιστωσών (στο κοντινό πεδίο, στο μεσαίας απόστασης πεδίο και στο μακρινό πεδίο) με τηλεμετρία και παρακείμενους σταθμούς μέτρησης της κλίσης που να λειτουργούν ως ένας έλεγχος και ένας ρυθμιστής για το κάθε ένα κλισιόμετρο.
- Ένα σύστημα συναγερμού λασπορροής (αν υπάρχει πιθανός κίνδυνος λασπορροής).
- Ένα μεσαίου μεγέθους δίκτυο EDM.
- Περιοδικός ανασχηματισμός των δικτύων EDM και μέτρησης της κλίσης – για να καθοριστεί η σταθερότητα των τριγωνομετρικών σημείων και τα βασικά δεδομένα.
- Περιοδικές παρατηρήσεις των φυσικών μεταβολών στην γειτονιά του ηφαιστείου (π.χ., εμφάνιση νέων φουμαρόλων και / ή μεταβολές στις ήδη γνωστές φουμαρολικές περιοχές, ρώγμωση του εδάφους και άλλα επιφανειακά σημάδια αστάθειας, ανεξήγητες μεταβολές ή καταστροφές στην βλάστηση).
- Συλλογή και ερμηνεία όλων των πηγών πληροφόρησης, χαρτών, και συγγραμμάτων για την παρελθούσα συμπεριφορά του ηφαιστείου.
- Συλλογή σχετικών εγχειριδίων και άρθρων για όργανα, τεχνικές παρατήρησης, και ιστορικά συγκρίσιμων περιπτώσεων ηφαιστείων.

#### 4.6.3 Απαιτήση για περισσότερες θέσεις παρατήρησης

Η τελική τάση στην παρατήρηση θα είναι προς το μεγαλύτερο αυτοματισμό του εξοπλισμού και προς την ανάλυση μέσω ηλεκτρονικών υπολογιστών των τηλεμετρικών δεδομένων σε μια κεντρική θέση καταγραφής. Παρόλο αυτά, η αξία ενός παρατηρητή επιτόπου δεν πρέπει να υποτιμάται ως μια αποτελεσματική και χαμηλού κόστους παρατήρηση. Ένας ντόπιος παρατηρητής ο οποίος γνωρίζει πολύ καλά ένα ηφαίστειο και το εξετάζει συχνά και προσεκτικά μπορεί να είναι ακόμα και ο πρώτος που θα αναγνωρίσει ορισμένα πρόδρομα [στοιχεία] μιας έκρηξης. Αυτό ειδικότερα ισχύει αν ο παρατηρητής έχει εκπαιδευτεί στην βασική ηφαιστειολογία, αν τα δεδομένα παρατήρησης δεν έχουν αναλυθεί και ερμηνευθεί γοργά στην κεντρική θέση καταγραφής, ή αν υπάρχουν ηλεκτρονικά ή στην τηλεμετρία προβλήματα με αποτέλεσμα να υπάρχουν περίοδοι όπου δεν στέλνονται δεδομένα στην κεντρική θέση καταγραφής. Ακόμα, μπορεί να είναι πιο οικονομικό για ορισμένες αναπτυσσόμενες χώρες να έχουν όργανα παρατήρησης τα οποία να διαβάζονται από ντόπιους παρατηρητές στην ύπαιθρο παρά να έχουν δεδομένα που να τηλεμετρούνται σε μια κεντρική τοποθεσία.

Ένα από τα καλύτερα παραδείγματα της χρήσης ντόπιων παρατηρητών είναι στην Ινδονησία. Η εγκατάσταση και η λειτουργία ενός δικτύου από απλά παρατηρητήρια, επανδρωμένα από παρατηρητές με γνώσεις, έχει επιτύχει αξιοσημείωτη επιτυχία στην μετρίαση των κινδύνων. Αυτό το χαμηλού κόστους πρόγραμμα ήταν αποτελεσματικό στην μείωση των θανάτων κατά την διάρκεια των εκρηκτικών εκρήξεων του Merapi και των άλλων ηφαιστείων στην Ινδονησία.

Παρόλο αυτά, τα τεχνολογικά επιτεύγματα στην τηλεμετρία (όπως είναι η δορυφορική τηλεμετρία), η αυξανόμενη ανάγκη για καλύτερη ποιότητα και για πιο γρήγορα αποκτούμενα δεδομένα, και τα συνεχώς αυξανόμενα έξοδα για την συντήρηση των μικρών υπαίθριων σταθμών θα κάνουν τελικά την τηλεμετρία και την κεντρική καταγραφή μια αναγκαιότητα και πολύ πιο οικονομικώς συμφέρουσα. Όταν οι τεχνικές γνώσεις είναι περιορισμένες, η τηλεμετρία μπορεί να φέρει (μεταδόσει) σε πραγματικό χρόνο τα δεδομένα απευθείας στους λίγους επιστήμονες σε μια χώρα που έχουν την εμπειρία για να τα ερμηνεύσουν. Τα συστήματα τηλεμετρίας είναι ακριβά και απαιτούν περισσότερες ικανότητες στα ηλεκτρονικά από ότι μπορεί να είναι διαθέσιμες, αλλά μια αρχική επένδυση στον εξοπλισμό και στην

εκπαίδευση στα ηλεκτρονικά μπορεί να έχει ως αποτέλεσμα την πιο έγκαιρη και καλύτερη ερμηνεία των δεδομένων. Η επεξεργασία των δεδομένων στα κεντρικά παρατηρητήρια ολοένα και περισσότερο γίνεται πιο αυτοματοποιημένη, επιτρέποντας έτσι την καλύτερη εφαρμογή της ανάλυσης των δεδομένων που βασίζεται στους ηλεκτρονικούς υπολογιστές σε πραγματικό χρόνο από τη συνεχή σεισμολογική παρατήρηση.

## **4.7 Κατευθύνσεις για βελτιστοποίηση της τεχνολογικής υποδομής και της τεχνογνωσίας**

### **4.7.1 Ανάπτυξη των προϋπάρχοντων μεθόδων και οργάνων**

Μια άλλη μεγάλη πρόκληση στην ηφαιστειακή παρατήρηση είναι η ανάγκη για την βελτίωση και την προσθήκη των προϋπάρχοντων τεχνικών παρατήρησης. Η σεισμολογική παρατήρηση κατάφερε πρόσφατα να επιτύχει ένα επαναστατικό επίτευγμα, που μόλις τώρα έχει αρχίσει να εφαρμόζεται, στην ανάπτυξη ενός ευρέως διαθέσιμου, άμεσα μεταφερόμενου συστήματος βασισμένο στους ηλεκτρονικούς υπολογιστές για άμεση απόκτηση, ψηφιοποίηση, και ανάλυση των σεισμολογικών δεδομένων. Είναι αναγκαία μια παράλληλη εξέλιξη στην παρατήρηση της παραμόρφωσης, ειδικότερα στην εξωράιση της ακρίβειας της μέτρησης. Πολύ συχνά, ο θόρυβος στα δεδομένα "θολώνει", ή συγχέεται με, τους αυθεντικούς δείκτες της πρόδρομης μετακίνησης του μάγματος. Πιο ακριβείς, πιο απόλυτοι καθορισμοί της οριζόντιας και κάθετης παραμόρφωσης είναι αναγκαίοι για την βελτίωση της διακριτικής ικανότητας του ρυθμού της ανόδου του μάγματος, του όγκου και του βάθους της πηγής, και των άλλων πληροφοριών που δεν παράγονται (προέρχονται) εύκολα από τα σεισμολογικά δεδομένα. Το Global Positioning System (GPS) και οι άλλες δορυφορικές γεωδαιτικές μετρήσεις (π.χ., Prescott και Svarc 1986, Schutz 1987) υπόσχονται ευρεία εφαρμογή στο μέλλον, αν η μικρή διακριτική ικανότητα της τάξης των μερών ανά εκατομμύριο που απαιτείται για την ηφαιστειακή παρατήρηση μπορεί να επιτευχθεί τακτικά και αν τα έξοδα λειτουργίας και εξοπλισμού μπορούν να μειωθούν. Με ευρεία κατανομή και ικανοποιητικώς χαμηλωμένα έξοδα, το GPS ίσως μπορεί να χρησιμοποιηθεί σε μόνιμες τηλεμετρημένες θέσεις.

### **4.7.2 Ανάπτυξη των μεθόδων και των οργάνων για συνεχή παρατήρηση**

Σημαντική πρόοδος πρέπει να γίνει επίσης στην ανάπτυξη αξιόπιστου, συνεχούς καταγραφής, εξοπλισμού παρατήρησης. Προς το παρόν, τέτοιου είδους συστήματα είναι συνήθως διαθέσιμα μόνο για την παρατήρηση της σεισμικότητας και της εδαφικής κλίσης. Σε πολύ λίγα καλά μελετημένα ηφαίστεια, παλιρροιογράφοι, βαρυτόμετρα, παραμορφωσιόμετρα, ανιχνευτές αέριου υδρογόνου, και πειραματικές γεωηλεκτρικές παρατάξεις επιτρέπουν περιορισμένη συνεχή παρατήρηση της οριζόντιας και της κάθετης παραμόρφωσης, των γεωχημικών παραμέτρων, και των γεωηλεκτρικών φαινομένων. Η συνεχής παρατήρηση προσφέρει την καλύτερη ευκαιρία για να εντοπιστούν βραχείας διάρκειας πρόδρομα στοιχεία και να καθοριστεί η πλήρης μεταβλητότητα (διαφοροποίηση) τέτοιου είδους δραστηριότητας. Επίσης, τέτοιου είδους παρατήρηση βοηθάει στην ενασφάλιση ότι κρίσιμα δεδομένα μπορεί να συλλεχθούν αμέσως πριν και κατά την διάρκεια εκρήξεων χωρίς απρόσμενους κινδύνους για τους ηφαιστειολόγους.

### **4.7.3 Αναγνώριση – Πρόγνωση χαρακτηριστικών σχετικών με τις ηφαιστειακές εκρήξεις**

Ένα προαπαιτούμενο για την αναγνώριση ανεπαίσθητων πρόδρομων στοιχείων σε ένα ηφαίστειο είναι μια βάση δεδομένων για την βασική (φυσιολογική) συμπεριφορά του. Όσο μεγαλύτερο χρονικό διάστημα καλύπτεται από την βάση δεδομένων, τόσο καλύτερες είναι οι προοπτικές για τον εντοπισμό ανεπαίσθητων πρόδρομων στοιχείων. Μια γενική προσέγγιση για την δημιουργία μιας τέτοιας βάσης δεδομένων είναι να συλλεχθεί (συναθροιστεί) μια συνεχής χρονική σειρά καταγραφής από κάθε αναφερόμενη ή μετρημένη μεταβολή (π.χ., σεισμός, συνηθισμένη συμπεριφορά ζώων, διαφοροποιήσεις στις εκπομπές από τις πηγές και φουμαρόλες) [που συμβαίνει] μέσα σε αρκετές δεκάδες χιλιόμετρων απόσταση στο κάθε ένα

ηφαίστειο, ακόμα και εάν η σημασία της κάθε μίας μεταβολής δεν κατανοείται αμέσως. Πολύ συχνά, μεταβολές που δεν κατανοήθηκαν απορρίφθηκαν και ξεχάστηκαν, μόνο που μετέπειτα να θεωρηθούν σημαντικές μετά από μια έκρηξη.

Επιπρόσθετα, θα ήταν σημαντικό να αυξηθεί η επικοινωνία μεταξύ όλων των εμπλεκόμενων που μπορεί να έχουν σχετικές παρατηρήσεις – άλλοι γεωεπιστήμονες, πιλότοι αερογραμμών, ερευνητές, κάτοικοι της περιοχής – έτσι ώστε οι ηφαιστειολόγοι μπορεί να μάθουν για μεταβολές που μπορεί να μην παρατηρούσαν κανονικά, και έτσι ώστε ο κάθε ένας ειδικός μπορεί να δώσει σημασία σε παρατηρήσεις που οι άλλοι να μην τις λάμβαναν υπόψη. Η συνάθροιση (συλλογή) πρόδρομων στοιχείων από ιστορικές εκρήξεις από όλο τον κόσμο, όπως έχει γίνει πρόσφατα για ιστορική έξαρση στις μεγάλες καλδέρες (Newhall και Dzurisin 1988), παρέχει έναν άλλο “τρόπο” που μπορεί να αποκαλύψει μέχρι τώρα άγνωστες σχέσεις μεταξύ των πρόδρομων στοιχείων και της εκρηξιγενούς συμπεριφοράς.

Μερικές εκρήξεις φθάνουν στην κορύφωσή τους μέσα σε λεπτά ή ώρες μετά από την έναρξή τους, άλλες δεν κορυφώνονται μέχρι και μήνες ή χρόνια αργότερα. Για παράδειγμα, από τα 205 μεγάλα ιστορικά εκρηκτικά φαινόμενα παγκοσμίως, τα 92 από αυτά έφθασαν στην κορύφωσή τους μέσα στην πρώτη μέρα της εκρήξεως, πολλές από αυτές μέσα στην πρώτη ώρα (Simkin και Siebert 1984). Από την άλλη μεριά όμως, η έκρηξη του ηφαιστείου Tambora το 1815 (Sumbawa Island, Ινδονησία) – η μεγαλύτερη και η πιο θανατηφόρα στην ιστορία – έλαβε χώρα σχεδόν τρία χρόνια μετά από την αρχή της έκρηξης. Τέτοιου είδους παρατηρήσεις πρέπει να προειδοποιήσουν τους ηφαιστειολόγους να μην υποθέσουν ποτέ ότι το χειρότερο έχει περάσει μετά από την αρχική εκρηξιγενή φάση. Παρόλο αυτά, υπάρχουν ως τώρα άγνωστες τεχνικές οι οποίες θα μας κάνουν ικανούς να προγνώσουμε αν μια έκρηξη είναι πιθανό να κορυφωθεί σύντομα μετά από το ξεκίνημά της ή πολύ αργότερα; Η παρούσα κατάσταση της γνώσης μας είναι ανεπαρκής να απαντήσουμε σε αυτήν την ερώτηση.

Οι ηφαιστειολόγοι βασίζονται στην αναγνώριση προτύπων από τα δεδομένα παρατήρησης και στην χρήση της παρελθούσης εκρηξιγενούς συμπεριφοράς των ηφαιστειών για να προγνώσουν τον τύπο, το μέγεθος, και τον χρόνο μιας έκρηξης. Παρόλο αυτά, ακόμα και σε καλά μελετημένα ηφαίστεια, η σχέση μεταξύ των πρόδρομων στοιχείων και της φύσης της επακόλουθης δραστηριότητας μπορεί να είναι πάρα πολύ πολύπλοκη και μεταβλητή. Έτσι, ένα σημαντικό αντικείμενο στην ηφαιστειολογία είναι όσο το δυνατόν ο πιο ακριβής καθορισμός της περιοχής γένεσης του μάγματος – πιθανό μέγεθος, πτητικό περιεχόμενο, ιξώδες (ρευστότητα), ρυθμός ανεφοδιασμού, και πίεση του αποθέματος του μάγματος – και του ορίου αντοχής και της μορφολογίας του αγωγού τροφοδοσίας.

Μια κάποια ελπιδοφόρα εργασία που μπορεί να εφαρμοστεί εδώ είναι η ακριβής γεωβαρομετρία των πετρογραφικών μελετών, ο καθορισμός των πτητικών συστατικών του μάγματος πριν από την έκρηξη, και σύγκριση των πτητικών συστατικών πριν από την έκρηξη των εκρηκτικών με των μη εκρηκτικών φαινομένων, ιστορικά και προϊστορικά (π.χ., Melson 1983, Devine et al. 1984, Sigurdsson et al. 1985a). Υπάρχουν άλλες γεωχημικές μελέτες των εκρηχθέντων προϊόντων που μπορούν να δώσουν επιπρόσθετα στοιχεία; Υπάρχουν νέοι τρόποι να συσχετιστούν οι μεταβολές στην σύνθεση του μάγματος και / ή των φυσικών ιδιοτήτων με τους παρατηρούμενους τρόπους εξάερωσης, ή με τα μεταβαλλόμενα πρότυπα της σεισμικότητας και της εδαφικής παραμόρφωσης; Υπάρχουν μη δοκιμασμένες ή άγνωστες γεωφυσικές τεχνικές που μπορούν να δώσουν μια απάντηση στα βασικά ερωτήματα της δημιουργίας (σχηματισμού), της ανόδου, της αποθήκευσης, και, τελικά, της διείσδυσης ή της έκρηξης του μάγματος;

#### 4.7.4 Ελαχιστοποίηση των “λανθασμένων συναγερωμών”

Η εμφάνιση της πρόδρομης δραστηριότητας δεν καταλήγει πάντοτε σε εκρήξεις. Το κινούμενο μάγμα και / ή τα ρευστά μπορεί να μην διαρρήξει την επιφάνεια, καταλήγοντας μόνο σε υποεπιφανειακές διεισδύσεις. Τώρα, η καλύτερη ελπίδα για την διάκριση των πρόδρομων στοιχείων που μπορούν να άγουν εκρήξεις βρίσκεται στην προσεκτική, συνεχή παρατήρηση ενός ηφαιστείου μέσω πολλών εκρηξιγενών και αδρανών (ανενεργών) κύκλων, για να μάθουμε το πλήρες εύρος των χαρακτηριστικών προτύπων του. Παρόλο αυτά, αυτό

είναι μια διαδικασία δοκιμής και λάθους, στην οποία τα λάθη μπορεί να ελαχιστοποιηθούν αλλά ίσως ποτέ να μην εξαλειφθούν.

Ίσως με τον χρόνο, καθώς η επιστημονική γνώση για το πώς λειτουργούν τα ηφαιστεια βελτιωθεί, ώστε να γίνει πιθανό να διακρίνονται οι πρόδρομες διαδικασίες που τελειώνουν με υποεπιφανειακές διεισδύσεις με εκείνες που καταλήγουν σε εκρήξεις. Παρόλο αυτά, μέχρι τέτοιου είδους διάκριση να γίνεται σε τακτή (συνηθισμένη) βάση και αξιόπιστα, φαίνεται συνετό να αντιμετωπίζεται κάθε εμφάνιση καταφανής πρόδρομης δραστηριότητας ως πιθανή για να καταλήξει σε έκρηξη και να συμβουλευθούν οι αρχές αντιμετώπισης εκτάκτων περιστατικών ανάλογα. Με αυτή τη συνετή προσέγγιση, “λανθασμένοι συναγερμοί” (δηλαδή αποτυχημένες εκρήξεις) θα είναι αναπόφευκτοι. Μια προσωρινή, και πολύ αναγκαία, μερική λύση στο πρόβλημα των λανθασμένων συναγερμών είναι η ενημέρωση των κυβερνητικών αρχών και γενικά του κοινού για την πιθανιστική φύση των προγνώσεων και των προβλέψεων και για τους έμφυτους περιορισμούς στις επιστημονικές πληροφορίες πάνω στις οποίες αυτές βασίζονται. Παρόλο αυτά, μια ισάξια σοβαρή πρόκληση για την ηφαιστειολογία είναι η ελαχιστοποίηση των λανθασμένων συναγερμών μέσω πιο αξιόπιστης αναγνώρισης προτύπων – μια πρόκληση που απαιτεί νέα επιτεύγματα στις προσπάθειες ηφαιστειακής παρατήρησης, και επέκτασή τους. Αν η κοινωνία επιθυμεί να μεγιστοποιηθεί η αποτελεσματική ανταπόκριση σε προειδοποιήσεις για ηφαιστειακούς κινδύνους, πρέπει να είναι έτοιμη να δεχτεί τις συνέπειες των αναπόφευκτων λανθασμένων συναγερμών. Οι λανθασμένοι συναγερμοί καθαυτοί μπορούν να δώσουν, μέσω αντικειμενικής εκτίμησης για την επιστημονική και την δημόσια ανταπόκριση σε μια ηφαιστειακή κρίση που τελειώνει χωρίς έκρηξη, πολύτιμα μαθήματα χρήσιμα για τον σχεδιασμό ή την βελτίωση ενδεχόμενων σχεδίων για την επόμενη κρίση, η οποία θα μπορεί να καταλήξει σε έκρηξη.

## Κεφάλαιο 5ο

### Η γεωλογική δομή του Mauna Loa

#### 5.1 Εισαγωγή

Το νησί της Χαβάης αποτελείται από πέντε συμφυή (συνενωμένα) ηφαίστεια: Kohala, Mauna Kea, Hualalai, Mauna Loa και Kilauea. Το Mauna Loa καλύπτει τη μεγαλύτερη έκταση του νησιού ( ~ 5.000 km<sup>2</sup>) και κατέχει μια περιοχή μακριά από την ακτή κάπως μεγαλύτερη από την περιοχή του, πάνω από το επίπεδο της θάλασσας. Αυτή η εργασία παρουσιάζει μια νέα σειρά από χάρτες του νησιού και των καταβυθισμένων πλευρών του έξω από τον επίπεδο θαλάσσιο πυθμένα μεταξύ 18,5<sup>ο</sup> και 20<sup>ο</sup> βόρειο γεωγραφικό πλάτος, που περιλαμβάνει όλο το ηφαίστειο Mauna Loa. Η κύρια μάζα των υποθαλάσσιων πετρωμάτων σε αυτή την περιοχή είναι ηφαιστειακά προϊόντα από το Mauna Loa, αλλά ένα αξιοσημείωτο μέρος βρίσκεται πάνω στις υποθαλάσσιες πλευρές των άλλων ηφαιστίων, κυρίως του Kilauea, καθώς επίσης και των Hualalai, Mauna Kea και Loihi. Η περισσότερη από τη βαθυμετρία της περιοχής μακριά από την ακτή του Mauna Loa και των γειτονικών περιοχών έχει χαρτογραφηθεί πρόσφατα με μεθόδους υψηλής διακριτικής ικανότητας πολλαπλών ακτίνων και αυτοί οι χάρτες, σε συνάρτηση με τις έρευνες ακουστικής πλευρικής σαρώσεως (GLORIA), έδωσαν μια καινούρια βάση για μελέτες της υποθαλάσσιας γεωλογίας. Επιπρόσθετα, η γνώση μας για το μέρος μακριά από την ακτή του Mauna Loa και των γειτονικών ηφαιστίων έχει μεγαλώσει μέσα στις δύο τελευταίες δεκαετίες ως το αποτέλεσμα άλλων ωκεανογραφικών ερευνών συμπεριλαμβάνοντας υποθαλάσσιες εκσκαφές από πλοίο [(dredge) = δράγα, συσκευή για την εκσκαφή του βυθού και την συλλογή δειγμάτων], φωτογράφιση του βυθού, πυρηνοδειγματοληψία και καταδύσεις δυτών.

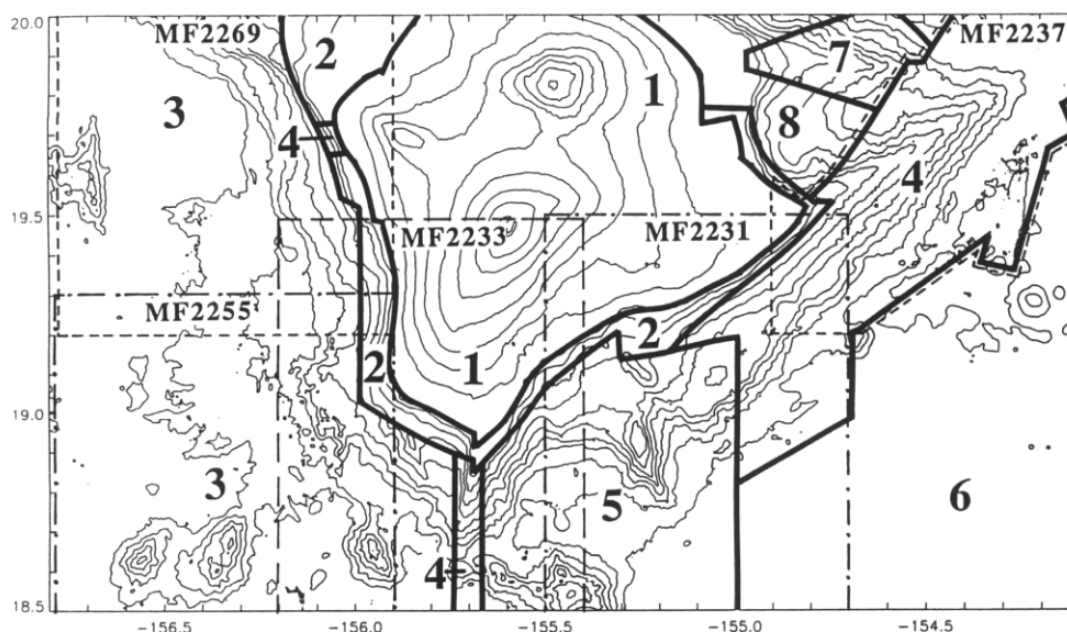
Οι γεωλογικές έρευνες μακριά από την ακτή είναι πάρα πολύ περιορισμένες σε σύγκριση με εκείνες στην στεριά λόγω του σύντομου χρόνου που λαμβάνουν χώρα, της μεγαλύτερης έκτασης και της δυσκολίας και των εξόδων των θαλασσίων μελετών. Άρα, ο γεωλογικός χάρτης μακριά από την ακτή της νότιας Χαβάης είναι ένας κατοπτευτικός χάρτης, και είναι υποθετικός σε πολλά μέρη. Παρόλο αυτά όμως, οι θαλάσσιες μελέτες έχουν δώσει τις πραγματικές συνθήκες του εδάφους με τα δεδομένα τηλεπισκόπησης οδηγώντας έτσι σε μια καλύτερη κατανόηση της φύσης του Mauna Loa, πάνω και κάτω από το επίπεδο της θάλασσας. Αυτοί οι νέοι χάρτες δίνουν μια πιο λεπτομερή άποψη για τον θαλάσσιο πυθμένα γύρω από το νησί της Χαβάης από αυτούς που προηγουμένως ήταν διαθέσιμοι και μπορεί να διεγείρουν καινούργιες έρευνες για τις ηφαιστειακές διαδικασίες και την αύξηση του νησιού.

#### 5.2 Βαθυμετρικά – τοπογραφικά δεδομένα και μέθοδοι

Η γενική περιοχή μελέτης καλύπτει ~ 46.000 km<sup>2</sup> μεταξύ 18,5<sup>ο</sup> με 20<sup>ο</sup> βόρειο γεωγραφικό πλάτος. Αυτή συμπεριλαμβάνει τα νότια τρία τέταρτα του νησιού της Χαβάης και τις μακριά από την ακτή πλευρές της Ράχης της Χαβάης πιο πέρα από τον άξονα της θαλάσσιας τάφρου της Χαβάης. Αυτή η περιοχή μακριά από την ακτή καλύπτεται από σχεδόν ολοκληρωμένη βαθυμετρική χαρτογράφιση και με ψηφιακά βαθυμετρικά και με τοπογραφικά δεδομένα από αρκετές πηγές με διάφορες διακριτικές ικανότητες (Σχήμα 5.1), όπου μαθηματικώς πραγματοποιείται δημιουργία καννάβου με μια ομοιόμορφη απόσταση 200 m για τους μικρές κλίμακας χάρτες. Τρεις μορφολογικοί χάρτες δημιουργήθηκαν επομένως από αυτό το κάνναβο, συμπεριλαμβάνοντας έναν χάρτη ισοϋψών καμπυλών (Σχήμα 5.2), έναν χάρτη κλιτύων (Σχήμα 5.3), και έναν γραμμοσκιασμένο χάρτη αναγλύφου (Σχήμα 5.4). Τρεις πιο λεπτομερείς χάρτες κλιτύων έγιναν από δεδομένα καννάβου 100 m ώστε να επισημανθεί η μορφολογία επιλεγμένων περιοχών.

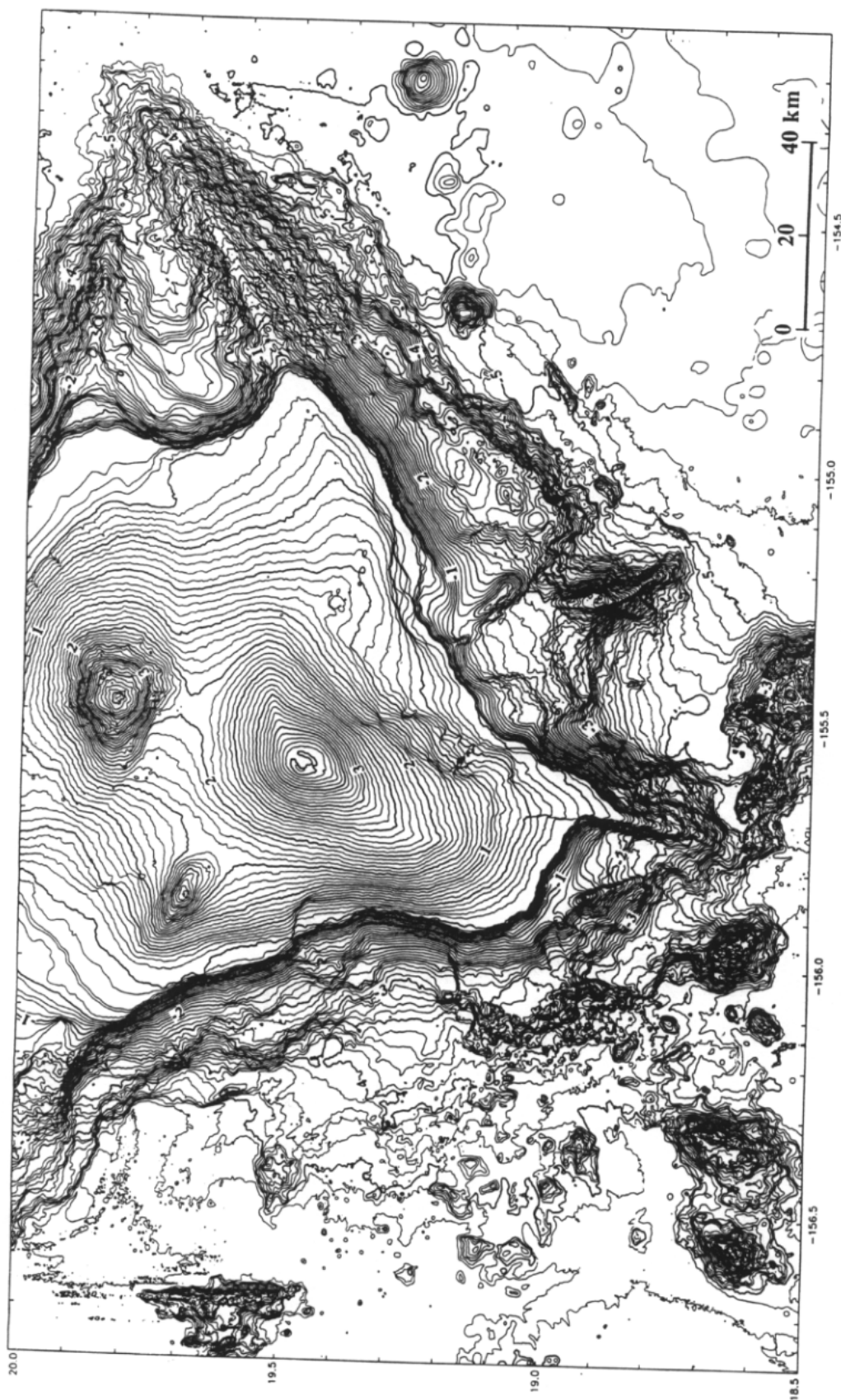
Οι τέσσερις κύριες πηγές δεδομένων (με διάφορες διακριτικές ικανότητες) συμπεριλαμβάνουν: ψηφιακά δεδομένα υψομέτρου στην επιφάνεια της Γης, υδρογραφικά

δεδομένα μονής ακτίνας κοντά στην ακτή, πρόσφατα δεδομένα υψηλής διακριτικής ικανότητας ακουστικών πολλαπλών ακτίνων σε βαθιά θάλασσα και παλιότερες ηχοβολήσεις χαμηλής διακριτικής ικανότητας μονής ακτίνας σε βαθιά θάλασσα. Ο θαλάσσιος πυθμένας κάτω περίπου στα 1.000 m στα δυτικά δύο τρίτα της περιοχής του χάρτη έχει ερευνηθεί με ακουστικά συστήματα πολλαπλών ακτίνων (Σχήμα 5.1). Στο ανατολικό τρίτο του χάρτη, παρόλο αυτά, μόνο η νότια πλευρά του Kilauea και το περισσότερο από τις Ράχες Puna και Hilo έχουν ερευνηθεί με μεθόδους υψηλής διακριτικής ικανότητας (Σχήμα 5.1).



**Σχήμα 5.1:** Χάρτης ο οποίος δείχνει τις πηγές των τοπογραφικών-βαθυμετρικών δεδομένων να διαχωρίζονται με χοντρές γραμμές σε αριθμημένα τμήματα. Οι διακεκομμένες γραμμές δείχνουν τα όρια των βαθυμετρικών χαρτών που δημοσιεύθηκαν από το USGS με κλίμακα 1:150,000 (Chadwick et al. 1993-1994).

Προσπαθήσαμε να αφαιρέσουμε όλα τα τεχνητά κατασκευάσματα από τους χάρτες που δημιουργήθηκαν από λάθος συνδυασμούς μεταξύ των σειρών δεδομένων ή των διακριτικών ικανοτήτων των δεδομένων, αλλά παρέμειναν αρκετά. Το κύριο αναπόφευκτο τεχνητό κατασκεύασμα είναι εκείνο όταν οι περιοχές καλύπτονται από χαμηλής διακριτικής ικανότητας δεδομένα που πρέπει να παρεμβάλλεται και γενικά να παρουσιάζεται πιο ομαλό στην υφή. Επίσης, η ποιότητα των αραιών ηχοβολήσεων μπορεί να διαφέρει και μερικές φορές να δημιουργεί μη πραγματικά χαρακτηριστικά θαλάσσιου πυθμένα. Για παράδειγμα, στους δικούς μας χάρτες κλιτύων και γραμμοσκιασμένου αναγλύφου (Σχήματα 5.3 και 5.4), η νοτιοανατολική γωνία της περιοχής του χάρτη και η περιοχή μεταξύ των Ράχων Puna και Hilo καλύπτονται μόνο με χαμηλής διακριτικής ικανότητας δεδομένα (Σχήμα 5.1). Ένα άλλο τεχνητό κατασκεύασμα, ειδικότερα ορατό στον χαρτή κλιτύων, είναι το ευθύγραμμο προσανατολισμένο βορρά – νότο τμήμα κατά μήκος του 156<sup>ο</sup> δυτικού γεωγραφικού μήκους, δυτικά του νοτίου Mauna Loa (Σχήμα 5.3). Αυτή η γραμμή οφείλεται σε μια τεχνητά απότομη μεταβολή στην κλιτύ στα όρια μεταξύ των δεδομένων υψηλής διακριτικής ικανότητας πολλαπλών ακτίνων στα δυτικά και των υδρογραφικών δεδομένων χαμηλής διακριτικής ικανότητας στα ανατολικά. Ένα επιπρόσθετο μικρής σημασίας τεχνητό κατασκεύασμα είναι μια υφή (ιστός) βορρά – νότου στον επίπεδο θαλάσσιο πυθμένα του αβυσσαλέου επιπέδου στην βορειοδυτική γωνία του χάρτη κλιτύων (Σχήμα 5.3), η/ο οποία-ος είναι παράλληλη-ος με την ρότα του πλοίου που συνέλεγε τα δεδομένα πολλαπλών ακτίνων.



**Σχήμα 5.2:** Η βαθυμετρία μακριά από την ακτή και η τοπογραφία στην ακτή της περιοχής της νότιας Χαβάης, με ισοβαθείς και ισούψείς καμπύλες με μεσοδιάστημα 100m, οι έντονες καμπύλες έχουν σημειωμένα τα χιλιόμετρα. Η πηγή των δεδομένων φαίνεται στο σχήμα 5.1.

Ένας γεωλογικός χάρτης (Χάρτης 5.1) ετοιμάζεται για την περιοχή που χαρτογραφείται μορφολογικά (Σχήματα 5.2-5.4). Τα υπόγεια τμήματα του γεωλογικού χάρτη παράχθηκαν από προηγούμενες πηγές συμπεριλαμβάνοντας τον γεωλογικό χάρτη του νησιού από τους Stearns και Macdonald (1946) όπως τροποποιήθηκε από τους Peterson και Moore (1987). Η θέση ορισμένων υπογείων ρηγμάτων και άλλων χαρακτηριστικών έχουν τροποποιηθεί από την χρήση πλάγιου (λοξού) φωτισμού εικόνων που δημιουργήθηκαν από μοντέρνα ψηφιακά δεδομένα υψομέτρου (Moore και Mark 1992).

Το γενικό ξεχώρισμα («σπάσιμο») των γεωλογικών ενοτήτων μακριά από την ακτή βασίζεται στην μορφολογία του θαλάσσιου πυθμένα όπως απεικονίζεται στην δικιά μας νέα υψηλής διακριτικής ικανότητας βαθυμετρία (Σχήματα 5.2-5.4), και στην ανακλαστικότητα του θαλάσσιου πυθμένα όπως παρουσιάζεται στις ακουστικής πλευρικής σαρώσεως εικόνες (GLORIA) (Lipman et al.1988, Moore et al.1989). Ο χάρτης κλιτύων (Σχήμα 5.3) είναι ένα πανίσχυρο εργαλείο για την ερμηνεία της υποθαλάσσιας γεωλογίας γύρω από το νησί λόγω της αποτελεσματικής του απεικόνισης της υψής του θαλασσίου πυθμένα. Οι πραγματικές συνθήκες του εδάφους για την ερμηνεία αυτών των λεπτών διαφορών στην μορφολογία βασίζονται σε θαλάσσιες γεωφυσικές έρευνες, δειγματοληψία και δεδομένα φωτογράφισης του βυθού.

Λόγω των σχέσεων αλληλεπίδρασης και συχνά με ασαφή όρια μεταξύ των λαβών που εκρήχθηκαν από το Mauna Loa και τα γειτονικά του ηφαίστεια, αυτά τα όρια δεν έχουν επεκταθεί κάτω από τη θάλασσα στον γεωλογικό χάρτη (Χάρτης 5.1). Το ηφαίστειο Kilauea είναι γενικά νεότερο από το Mauna Loa και αντιπροσωπεύει μια λεπτή κατασκευή ίσως περίπου 1 km παχύ στην πλαγιά του Mauna Loa. Άρα, η εκρηγνυμένη λάβα από το Mauna Loa μπορεί στην πραγματικότητα να τεμαχίζεται πάνω σε ορισμένες από τις απότομες κλιτύες μακριά από την ακτή του Kilauea.

### **5.3 Χαρτογραφημένοι γεωλογικοί σχηματισμοί**

#### **5.3.1 Χερσαία λάβα**

Μέσα στην περιοχή του χάρτη τα υπόγεια τμήματα των τεσσάρων ηφαιστειών του νησιού της Χαβάης καλύπτονται από χερσαία λάβα. Ο κύριος όγκος είναι βασαλτικά ρεύματα λάβας, και aa [(aa) = είδος σχοινόμορφης λάβας, επιφανειακή κρούστα που σχηματίζεται λόγω ψύξης της ροής λάβας], καθώς και rahoehoe (είδος σχοινόμορφης λάβας), τα οποία εκρήχθηκαν και κρύωσαν στην χέρσο (με εξαίρεση κάποιες μικρές υποπαγετώδεις λάβες στο Mauna Kea). Αμορφα τεμάχια λάβας, σκωριώδης λάβα και κωνίδια αποτελούν τους κώνους που ευθυγραμμίζονται με τις ζώνες διάρρηξης των Mauna Loa, Kilauea και Hualalai και διασκορπίζονται πάνω στην ασπίδα του Mauna Kea.

Ο σχηματισμός της χερσαίας λάβας διαιρείται στον γεωλογικό χάρτη (Χάρτης 5.1) σε προϊστορική λάβα (TbQ) και ιστορική (μετά το 1790) λάβα (Tbh). Οι ιστορικές λάβες των Mauna Loa, Kilauea και σε μικρότερη έκταση του Hualalai συγκεντρώνονται στις κορυφές των ηφαιστειών και στις ζώνες διάρρηξης.

Η χερσαία λάβα γενικά οικοδομεί πολύ πιο ομαλές κλιτύες από ό,τι η υποθαλάσσια λάβα έτσι ώστε ένα χαρακτηριστικό σπάσιμο κλιτύος να δημιουργείται στην ακτογραμμή νέων ηφαιστειών (Σχήμα 5.3). Αυτό δημιουργεί όψεις για τις συγκεκριμένες δομές ηφαιστειών, είτε χαρακτηριστικά τραπεζοειδή βουνά, είτε επιτεδοποιημένες κορυφές από την βάση του ηφαιστείου σε αβυσσαλέα βάθη μέχρι και την υπόγεια κορυφή του.

#### **5.3.2 Υποθαλάσσια λάβα**

Ο σχηματισμός της υποθαλάσσιας λάβας περιλαμβάνει ό,τι εκρηχθήκε από υποθαλάσσιους αγωγούς και σβήστηκε κάτω από το επίπεδο της θάλασσας. Είναι κυρίως βασαλτική pillow λάβα, αλλά περιλαμβάνει επίσης υποθαλάσσια aa, rahoehoe και φυλλώδη ρεύματα, καθώς και διάφορους τύπους λατυποπαγών και κορημάτων που δημιουργήθηκαν από τον τεμαχισμό τέτοιου είδους λάβας λόγω της μετακίνησής της κάτω στην κλιτύ. Διακρίνουμε την Τεταρτογενή υποθαλάσσια λάβα στις πλαγιές της Ράχης της Χαβάης (SbQ)



**Σχήμα 5.3:** Χάρτης κλιτύων της περιοχής της νότιας Χαβάης. Οι σκούρες περιοχές έχουν τις πιο απότομες κλίσεις. Η ακτογραμμή μπορεί να διακριθεί από την έντονα σκούρη γραμμή.

και την Κρητιδική υποθαλάσσια λάβα (SbK) στα υποθαλάσσια βουνά που σχετίζονται με τον ωκεάνιο φλοιό προ της Ράχης της Χαβάης.

Οι κύριες περιοχές της υποθαλάσσιας λάβας στην Ράχη της Χαβάης συμπεριλαμβάνουν τις μακριά από την ακτή ζώνες διάρρηξης των Kilauea (Moore και Fiske 1969) (Σχήμα 5.7), Mauna Loa (Moore et al.1990, Garcia et al.1995), Mauna Kea και Hualalai ηφαιστείων (Moore και Clague 1992), και ουσιαστικά όλο το Loihi ηφαίστειο (Malahoff 1987, Garcia et al.1993) (Σχήμα 5.8). Οι μεμονωμένοι λόφοι κατά μήκος των ράχων των ζωνών διάρρηξης είναι προφανή αναχώματα (υψώματα) των pillow λαβών στους αγωγούς. Επιπρόσθετα στους λόφους και κώνους, πολλά μικρά κοιλώματα σε κρατήρα εγκατακρήμνισης και χαρακτηριστικά γνωρίσματα κατάπτωσης έχουν χαρτογραφηθεί από ακουστικές πολλαπλές ακτίνες κατά μήκος του φλοιού της υποθαλάσσιας ανατολικής ράχης της ζώνης διάρρηξης του Kilauea. Περίπου τέσσερις δωδεκάδες κοιλωμάτων σε κρατήρα εγκατακρήμνισης με μέση διάμετρο 100 m εμφανίζονται κατά μήκος μιας έκτασης 16 km του φλοιού της υποθαλάσσιας ράχης μεταξύ 1.900 – 3.000 m βάθος (Lonsdale 1989).

Οι πλευρές των υποθαλάσσιων ζωνών διάρρηξης χαρακτηρίζονται από μια διακριτή λοβοειδή – καμπυλωτή προσχωματική μορφολογία. Οι λοβοί έχουν συνήθως περίπου 0,5 – 2 km μέγεθος με απότομες πλευρές και ομαλές κλιτοειδείς κορυφές οι οποίοι απεικονίζονται αρκετά καλά στον χάρτη κλιτύων (Σχήματα 5.3 και 5.7). Η φύση αυτών των πλευρικών λοβών είναι ακαθόριστη. Ορισμένοι μπορεί να είναι κώνοι αγωγών τροφοδοτούμενοι από κεκλιμένες σχισμές έτσι ώστε μικρές λίμνες λάβας στην πλευρά πάνω στην κλιτύ να παράγουν λοβούς με επίπεδες κορυφές. Άλλοι πάλι μπορεί να είναι παχιάς ροής λοβοί, ή περιστροφικές υποθαλάσσιες κατολισθήσεις. Οι πιο επιμηκυνσμένες και μεγαλύτερες πλατφόρμες λάβας κατά μήκος της κατώτερης, νοτιοανατολικής πλαγιάς της ανατολικής ράχης της ζώνης διάρρηξης του Kilauea φαίνεται ότι σχηματίστηκαν από ρηξιγενείς κατωφέρεις παράλληλες στην τεκτονική τάφρο. Αυτά τα χαρακτηριστικά μπορεί να αντιπροσωπεύουν μεγάλης κλίμακας επέκταση και επώθηση του τμήματος της βάσης της ράχης ως ένα αποτέλεσμα του βάρους της υπερκείμενης λάβας. Αυτά συγχωνεύονται στα δυτικά με τις δομές των περιστροφικών υποθαλάσσιων κατολισθήσεων της Hilina και έχουν ομαδοποιηθεί με αυτές στον γεωλογικό χάρτη (Χάρτης 5.1).

Η υποθαλάσσια έκφραση της νοτιοδυτικής ζώνης διάρρηξης του Kilauea διαβρώνεται, και καμμία προεξέχουσα ράχη δεν έχει οικοδομηθεί σε σύγκριση με την ανατολική ζώνη διάρρηξης του Kilauea (Σχήμα 5.3). Η διακριτή υφή της υποθαλάσσιας εκρηχθίσας λάβας είναι ορατή στο ανατολικό όριο, και ανώτερη επιφάνεια, μιας πλατφόρμας λάβας βάθους 900 – 1.300 m που εκτείνεται περίπου 10 km δυτικά της ζώνης όπου η νοτιοδυτική ζώνη διάρρηξης διασταυρώνεται με την ακτογραμμή (Σχήματα 5.3 και 5.8). Επιπρόσθετα, η δυτική πλευρά της επόμενης πλατφόρμας λάβας παρακάτω, στα 1.600 – 2.000 m βάθος, καλύπτεται επίσης στο νοτιότερο περιθώριό της με λοβοειδούς εμφάνισης υποθαλάσσια λάβα και παρουσιάζει έναν προφανή ηφαιστειακό κώνο αρκετές εκατοντάδες μέτρα ψηλό στην δυτική πλευρά του. Ανατολικά από αυτές τις πλατφόρμες λάβας και στην προέκτασή της προς το δυτικό περιθώριο του υποθαλάσσιου βουνού Papa'u η μορφολογία του θαλάσσιου πυθμένα κυριαρχείται από έδαφος κατολίσθησης, που πιστεύεται ότι είναι τμήμα της περιστροφικής υποθαλάσσιας κατολίσθησης του Punaluu (Χάρτης 5.1 και κεφάλαιο «κατολίσθηση» παρακάτω).

Η πλατώδης μορφή, παρά ραχοειδής μορφή, της φύσης της υποθαλάσσιας λάβας μακριά από την ακτή στη νοτιοδυτική ζώνη διάρρηξης όπως συγκρίνεται με την ανατολική ζώνη διάρρηξης καθρεπτίζεται από την τοπογραφία της υπόγειας ζώνης διάρρηξης με τη νοτιοδυτική ράχη της ζώνης διάρρηξης να είναι μικρότερη και περισσότερο διαβρωμένη από την ανατολική ράχη της ζώνης διάρρηξης (Σχήματα 5.2, 5.5, και 5.8). Αυτή η άποψη συνιστάται από την παρατήρηση ότι η νοτιοδυτική ζώνη διάρρηξης του Kilauea έχει επιδείξει πολύ λιγότερη εκρηξιγενή και σεισμική δραστηριότητα από την ανατολική ζώνη διάρρηξης του ηφαιστείου και έχει έναν δευτερεύοντα ρόλο στην παραμόρφωση του ηφαιστείου (Duffield et al.1982). Επίσης, η νοτιοδυτική ζώνη διάρρηξης έχει ολοκάθαρα μεταναστεύσει ανατολικά αρκετά. Η προηγούμενη εκρηχθήσα λάβα από αγωγούς (κοντά στο χαρτογραφημένο όριο των Kilauea και Mauna Loa, Χάρτης 5.1) [έχει μεταναστεύσει] περίπου 5 km δυτικά από την θέση των τελευταίων της αγωγών κοντά στην ακτή το 1823.

Αρα, η κατανομή της υποθαλάσσιας λάβας στις μακριά από την ακτή πλατφόρμες λάβας μπορεί να αντανakλά μακριά από την ακτή έκρηξη από την ζώνη διάρρηξης καθώς αυτή μετανάστευσε προς τα ανατολικά.

Αυτές οι αξιοσημείωτες διαφορές μεταξύ της νοτιοδυτικής ζώνης διάρρηξης και της ανατολικής ζώνης διάρρηξης του Kilauea προφανώς οφείλονται στην μεγαλύτερη ηλικία και σταθερότητα της ανατολικής ζώνης διάρρηξης. Η νοτιοδυτική ζώνη διάρρηξης στην σημερινή της μορφή έχει εξελιχθεί πάνω στην κορυφή της περιστροφικής υποθαλάσσιας κατολίσθησης του Punaluu και επομένως έχει εκρηχθεί πολύ λιγότερος όγκος από υλικό από ό,τι στην ανατολική ζώνη διάρρηξης.

Αρκετές περιοχές μεγάλων επιπεδόμορφων ρευμάτων λάβας εμφανίζονται στην βάση των απότομων πλαγιών των ράχων των ζωνών διάρρηξης και έχουν χαρτογραφηθεί ξεχωριστά στον Χάρτη 5.1. Αυτές εμφανίζονται ως ζώνες υψηλής ανακλαστικότητας στις ακουστικές πλευρικής σαρώσεως εικόνες (GLORIA) (Holcomb et al. 1988). Τέτοιου είδους ρεύματα χαρτογραφούνται στο απομακρυσμένο τέλος της ανατολικής ράχης της ζώνης διάρρηξης του Kilauea, έξω από τη νοτιοανατολική πλαγιά της νότιας ράχης της ζώνης διάρρηξης του Mauna Loa και αμφίπλευρα στις κατώτερες κλιτύες του ηφαιστείου Loihi (Χάρτης 5.1). Φωτογραφίες του ωκεάνιου βυθού και υποθαλάσσιες εκσκαφές από το ρεύμα λάβας έξω από το ανατολικό τέλος της ανατολικής ράχης της ζώνης διάρρηξης του Kilauea δείχνουν μια ρυτιδοειδής και ανώμαλη επιφάνεια λάβας κοντά στο κέντρο του ρεύματος και pillows κοντά στα περιθώριά του. Ένα δείγμα που συλλέχθηκε από ένα ρεύμα βόρεια του υποθαλάσσιου βουνού Green είναι καθαρά αλκαλικό στην σύνθεση (Clague et al. 1995).

Δύο μικροί υποθαλάσσιοι αγωγοί με συσχετιζόμενα ρεύματα λάβας που φαινομενικά έχουν εκρηχθεί από το Mauna Loa το 1877 έχουν χαρτογραφηθεί από καταδύσεις δυτών μακριά από την ακτή του Kealahou Bay (Fornari et al. 1980, Moore et al. 1985), αλλά είναι πολύ μικροί για να παρουσιαστούν στον γεωλογικό χάρτη. Μια μικρή επίπεδη περιοχή με περίπου 5 km διάμετρο που ανυψώνεται 25 m πάνω από τον επίπεδο θαλάσσιο πυθμένα μακριά από το βόρειο τέλος της κατολίσθησης κορημάτων Alika 2 είναι προφανώς ένα υποθαλάσσιο ρεύμα που σχετίζεται με το ηφαίστειο Hualalai (Σχήματα 5.5 και 5.9).

Επίσης στον σχηματισμό της υποθαλάσσιας λάβας συμπεριλαμβάνονται τα πολύ παλιότερα υποθαλάσσια βουνά – ηφαίστεια που προχρονολογούνται πριν από την Ράχη της Χαβάης. Αυτά είναι παρόμοια στην γενική μορφολογία με τις υποθαλάσσιες λάβες των υποθαλάσσιων ζωνών διάρρηξης, αλλά έχουν τροποποιηθεί πάρα πολύ από μαζική διάβρωση και ιζηματογένεση. Αυτά έχουν οικοδομηθεί κάποτε μετά τον χρόνο σχηματισμού του Κρητιδικού ωκεάνιου φλοιού περίπου 110 Ma (Waggoner 1993) ο οποίος υπόκειται της Ράχης της Χαβάης. Εκτιμήσεις της ηλικίας των υποθαλάσσιων βουνών Ahihi και Dana έχουν γίνει με την σύγκριση των παλαιομαγνητικών πόλων των ηφαιστείων, που έγινε από μαγνητικές έρευνες από πλοία, με τη φαινόμενη μετάθεση του πόλου στον Ειρηνικό ωκεανό, και τα δυο υποθαλάσσια βουνά ταιριάζουν στο τμήμα του Ανώτερου Κρητιδικού της ακολουθούμενης (προηγούμενης) διαδρομής (Sager και Pringle 1990). Εκσκαμμένα βασαλτικά δείγματα από την ανατολική υποθαλάσσια ράχη του υποθαλάσσιου βουνού Day και από το υποθαλάσσιο βουνό Ahihi είναι πολύ βαθιά αποσθρωμένα και επικαλύπτονται με παχιά στρώματα οξειδίων Mn-Fe που επίσης υποδεικνύουν την μεγάλη τους ηλικία σε σχέση με τα Τεταρτογενή πετρώματα των πλαγιών του νησιού της Χαβάης (Moore 1965).

Άλλα υποθαλάσσια βουνά στην χαρτογραφημένη περιοχή, συμπεριλαμβάνοντας τα Indianapolis, Hohonu και Green, δεν έχουν ακόμη δειγματοληφθεί και ο σχεδιασμός τους βασίζεται στην μορφολογία και τοποθεσία. Το μικρό υποθαλάσσιο βουνό στα ανατολικά του Indianapolis στις 156,5° δυτικό γεωγραφικό μήκος αρχικά θεωρήθηκε ότι ήταν ένα κομμάτι από το σύμπλεγμα κορημάτων Alika (Lipman et al. 1988). Εδώ έχει σχεδιαστεί ως Κρητιδικό βασισμένο στην ομοιότητά του στην μορφολογία με άλλα αυτής της ηλικίας (Χάρτης 5.1), αλλά αυτή η απορία μπορεί μόνο να λυθεί με λεπτομερή δειγματοληψία, φωτογράφιση, ή μετρήσεις πάχους ιζημάτων. Οι μικροί κώνοι στην βαθιά θάλασσα στο ανατολικό τέλος της ανατολικής ζώνης διάρρηξης του Kilauea έχουν ερμηνευθεί ως μικροί, καλυπτόμενοι με ιζήματα, Κρητιδικοί ηφαιστειακοί κώνοι (Clague et al. 1994).



**Σχήμα 5.4:** Γραμμοσκιασμένος χάρτης αναγλύφου της περιοχής της νότιας Χαβάης. Φαινόμενος φωτισμός από τον βορρά. Η ακτογραμμή μπορεί να διακριθεί από την έντονα λευκή γραμμή.

### 5.3.3 Θρυμματισμένη σβησμένη λάβα

Αποτόμως επικλινή αναχώματα από θρυμματισμένη βασαλτική λάβα (Fb) καλύπτουν τις ανώτερες υποθαλάσσιες κλιτύες των ενεργών ηφαιστείων και εκτείνονται 5-20 km προς την θάλασσα από την ακτογραμμή (Χάρτης 5.1). Είναι σχετικά ομαλές με μια ομοιόμορφη υφή στον χάρτη κλιτύων (Σχήμα 5.3). Αυτό το υλικό, κυρίως υαλοκλαστικό, παράχθηκε όταν υπόγεια εκρηχθέντα ρεύματα λάβας εισήλθαν στην θάλασσα και θρυμματίστηκαν από τις συνδυαζόμενες επιδράσεις της πτώσης πάνω σε παράκτιο κρημνό, του σβησίματος σε θαλασσινό νερό με ταυτόχρονη δημιουργία θραύσης λόγω ψύξης, και του τεμαχισμού από την επίδραση κυμάτων (Moore και Fiske 1969, Moore et al. 1973). Σε ορισμένα μέρη, πλατφόρμες νέας υπόγειας λάβας οικοδομούνται τελικά πάνω από το επίπεδο της θάλασσας προς την θάλασσα από τον προηγούμενο παράκτιο κρημνό. Αυτές οι πλατφόρμες λάβας είναι ασταθείς λόγω της θεμελίωσής τους σε κεκλιμένα στρώματα μακριά από την ακτή θρυμματισμένου υλικού και συνήθως κατολισθαίνουν περιστροφικά στη βαθιά θάλασσα (Hon et al. 1993). Κατά μεγάλη πιθανότητα περιορίζονται σε σπασμένα κομμάτια κατά την διάρκεια της διαδικασίας κατολίσθησης.

Παρά την θραύση των περισσότερων ρευμάτων που διέρχονται την ακτογραμμή, ορισμένα ρεύματα διατηρούν τη συνοχή τους μέσα από τη ζώνη επίδρασης κυμάτων και τροφοδοτούν υποθαλάσσιες γλώσσες λάβας όπως εμφανίστηκε κατά την διάρκεια των εκρήξεων του Kilauea το 1969 και το 1971 (Moore et al. 1973), και επίσης παρουσιάζεται αρκετά καλά στο ρεύμα λάβας Waha Pele ηλικίας  $710 \pm 150$  χρονών από το Hualalai ηφαίστειο το οποίο έρρευσε περίπου 2 km μακριά από την ακτή (Moore και Clague 1987). Η περισσότερη λάβα που εισέρχεται στον ωκεανό, παρόλο αυτά, τεμαχίζεται (διαμελίζεται) σε κυρίως υαλοκλαστίτη μεγέθους άμμου ο οποίος μπορεί να περιέχει κομμάτια υπερβαίνοντας στο μέγεθος το ένα μέτρο. Αυτό το υλικό συνήθως εκτείνεται κάτω στο ~1 km βάθος και παράγει τις πιο απότομες τοπικές κλιτύες στα ηφαίστεια με κλιτύες κατά μέσο όρο  $>10^\circ$  σε όλη την περιοχή του χάρτη και φθάνει  $>20^\circ$  σε ορισμένα σημεία (Mark και Moore 1987).

Η αξιοσημείωτη διαφορά στην μακροσκοπική (αδρή) υφή του υποθαλάσσιου αποτιθεμένου βασάλτη που είχε εκρηχθεί πάνω και κάτω από το επίπεδο της θάλασσας δείχνεται γραφικά κοντά εκεί όπου η ανατολική ζώνη διάρρηξης του Kilauea εισέρχεται στην θάλασσα στο ανατολικό ακρωτήριο του νησιού (Σχήματα 5.2, 5.3, 5.4, και 5.7). Κάτω στην κλιτύ από το υπόγειο τμήμα της τεκτονικής τάφρου, ένα ανάχωμα λεπτομερούς θρυμματισμένου υλικού σκεπάζει την υποθαλάσσια πλευρά της ζώνης διάρρηξης δημιουργώντας μια ομαλή, απότομη κλιτύ ορατή και στην βαθυμετρία και στους ψηφιακούς χάρτες εδάφους. Κάτω στην κλιτύ από το υποθαλάσσιο τμήμα της τεκτονικής τάφρου, υποθαλάσσια ρεύματα pillow λάβας, αναχώματα στους αγωγούς, και ίσως μικρές υποθαλάσσιες περιστροφικές κατολισθήσεις δημιουργούν ένα ανώμαλο, λοβοειδές έδαφος. Το απότομο όριο μεταξύ αυτών των δύο εδαφών προβάλλει πάνω στην κλιτύ σχεδόν απευθείας στο ανατολικό ακρωτήριο όπου οι αγωγοί της ζώνης διάρρηξης κάνουν την μετάβαση από υπόγεια έκρηξη σε υποθαλάσσια έκρηξη (Σχήμα 5.7). Με τον καιρό, καθώς εκρήξεις από την ζώνη διάρρηξης χτίζουν το οικοδόμημα προς τα πάνω και το ανατολικό ακρωτήριο μεταναστεύει ανατολικά, αυτό το όριο θα μεταναστεύει κι αυτό ανατολικά αφού η παραγόμενη από την ακτογραμμή υποθαλάσσια εκρηχθήσα θρυμματισμένη λάβα θάβει την υποθαλάσσια εκρηχθήσα λάβα.

### 5.3.4 Καταβυθισμένη χερσαία λάβα

Περιοχές χερσαίας λάβας στις κατώτερες κλιτύες του ηφαιστείου που έχουν υποχωρήσει κάτω από το επίπεδο της θάλασσας έχουν χαρτογραφηθεί ως καταβυθισμένη χερσαία λάβα (Stb) (Χάρτης 5.1). Μέρη από τις υπόγειες ηφαιστειακές ασπίδες μπορούν να καταβυθιστούν κατά την διάρκεια της υποχώρησης (καθίζησης) του νησιού όταν η ηφαιστειακή δραστηριότητα πλησιάζει κοντά στο τέλος της υπόγειας δομής ασπίδας, και η λάβα δεν διέρχεται πλέον με μεγάλα ποσά την ακτογραμμή. Αυτές οι καταβυθισμένες περιοχές μπορεί να αναγνωριστούν επειδή έχουν περίπου την ίδια ομαλή κλιτύ με τα παρακείμενα στην χέρσο τμήματα της ασπίδας, και κείτονται στην μακριά από την ακτή πλευρά τους με μια απότομη κλιτύ η οποία αντιπροσωπεύει την προηγούμενη ακτογραμμή (Χάρτης 5.1, Σχήμα 5.2). Το

παρόν βάθος της μετάβασης από ομαλές (προηγούμενως υπόγειες) σε απότομες κλιτύες είναι ένα μέτρο του ποσού καθίζησης (υποχώρησης) (από τώρα) δηλαδή από τότε που η λάβα σταμάτησε να ρέει από την χέρσο προς την θάλασσα στην περιοχή της έρευνας (Moore και Clague 1992).

Οι περιοχές ρηχών νερών των υποθαλάσσιων κρηπίδων από καταβυθισμένη χερσαία λάβα είναι τα αγαπημένα μέρη των κοραλίων για ανάπτυξη. Για να διατηρείται η χερσαία λάβα για αρκετό διάστημα ώστε να υποχωρήσει, πρέπει να εμφανίζεται σε μια περιοχή όπου η εκρηξιγενής δραστηριότητα έχει φθίνει και όπου υπάρχει έλλειψη του καλύμματος από σπασμένα κομμάτια ρευμάτων λάβας που δημιουργήθηκαν από την διέλευση της ακτογραμμής. Όταν το επίπεδο της θάλασσας ταπεινώνεται με έναν ρυθμό συγκρίσιμο με την καθίζηση (υποχώρηση) του νησιού, η ακτογραμμή θα είναι σταθερή και ευνοείται η ανάπτυξη υφάλου. Όταν το επίπεδο της θάλασσας ανυψώνεται (όπως στο τέλος μιας παγετώδους εποχής), τότε ο ρυθμός καταβύθισης μπορεί να υπερβεί τον ρυθμό της μέγιστης ανάπτυξης κοραλλιογενούς υφάλου (~10 mm/yr) και έτσι ο ύφαλος καταβυθίζεται. Το αποτέλεσμα αυτών των διαδικασιών είναι να δημιουργηθεί μια κλιμακωτή παράταξη από ύφαλους στα παλιότερα ηφαίστεια, που ο καθένας αντιπροσωπεύει το τέλος από μια παγετώδη εποχή, με τον καθένα βαθύτερο ύφαλο να είναι περίπου 100 kyrs παλιότερος από αυτόν παραπάνω του (Moore και Campbell 1987, Ludwig et al. 1991).

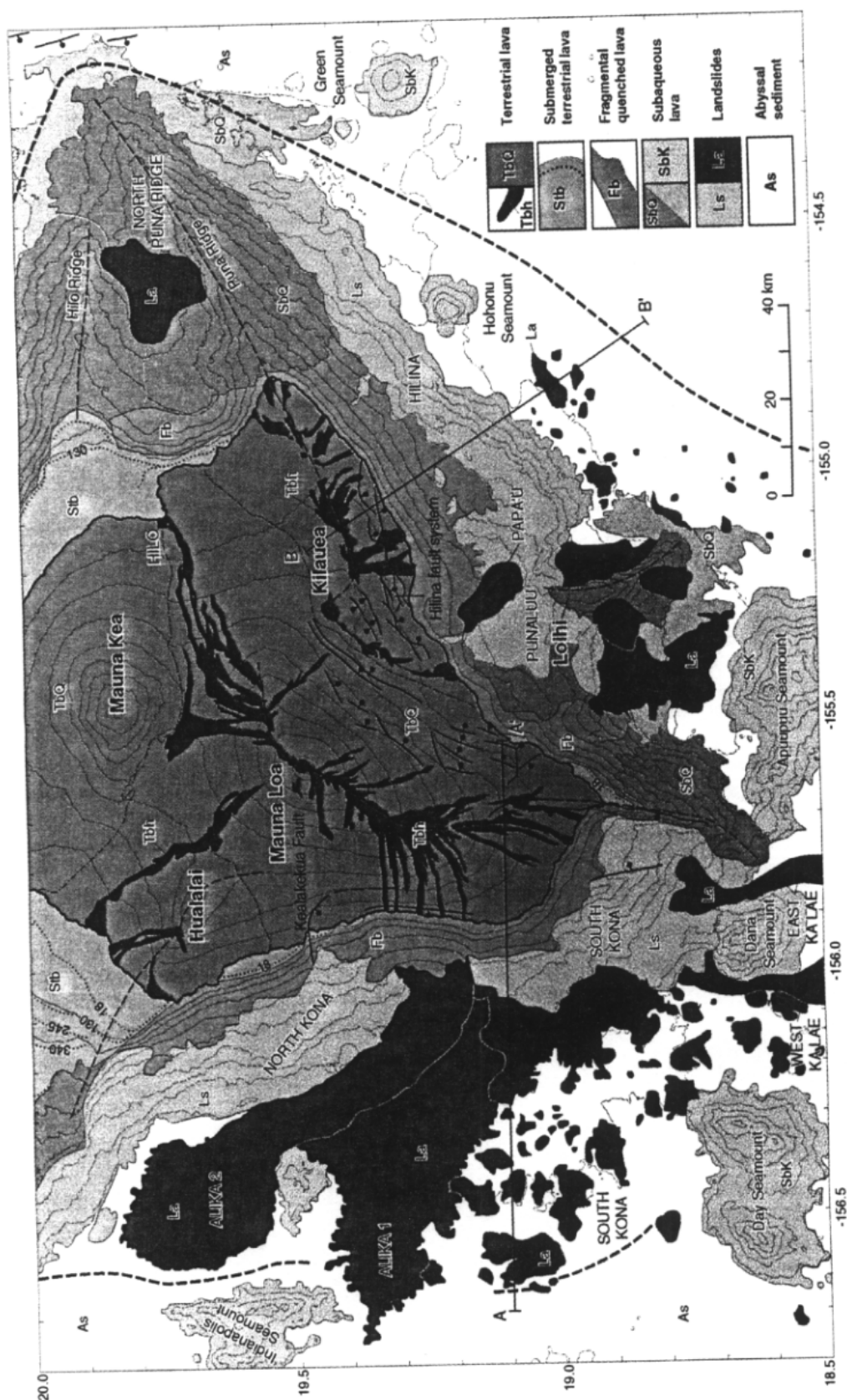
Η καλύτερα χαρτογραφημένη από πλευράς δειγματοληψίας παράταξη από ύφαλους εμφανίζεται στις καταβυθισμένες πλαγιές των Hualalai και Mauna Kea ηφαιστείων, και στο παλιό Kohala ηφαίστειο στον βορρά. Εδώ ένα σύνολο από έξι συνεχόμενους υφάλους διατηρείται, με ηλικίες που κυμαίνονται από 18 – 463 ka (Moore και Clague 1992). Οι τέσσερις πιο νέοι από αυτούς εμφανίζονται στην βορειοδυτική γωνία των χαρτών (Σχήμα 5.3, Χάρτης 5.1), και εκείνοι που έχουν χρονολογηθεί υποδεικνύονται (Χάρτης 5.1). Είναι πολύ χρήσιμοι για την χρονολόγηση του ρυθμού της καθίζησης (υποχώρησης) του νησιού καθώς επίσης και για παρακαίμενα χαρακτηριστικά όπως είναι ηφαίστεια, ρηγμάτα και κατολισθήσεις.

Φωτογραφικά στοιχεία υποδεικνύουν ότι ένας ύφαλος υπερβαίνει την άκρη της -375 m αναβαθμίδας η οποία καλύπτει ολόκληρη την ανατολική πλαγιά του Mauna Kea ηφαιστείου (Moore και Fiske 1969). Μια U-σειρά ηλικίας 170 ka σε ένα θραύσμα κοραλίου που εκσκάφηκε από την ανατολική απότομη κατωφέρεια αυτής της αναβαθμίδας (K.Ludwig, προσωπική επικοινωνία, 1992) υποδηλώνει ότι η αναβαθμίδα πιθανότατα συσχετίζεται με την -430 m (130 ka) αναβαθμίδα στην δυτική πλευρά του νησιού, αλλά περισσότερη εργασία χρειάζεται πάνω σε αυτή τη μεγάλη αναβαθμίδα για να καθοριστεί η ιστορία της.

Μια -1100 m αναβαθμίδα εμφανίζεται στην Ράχη Hilo (C.L.Wilkerson, R.T.Holcomb, J.C.Wiltshire, J.G.Sempere, προσωπική επικοινωνία, 1994) η οποία είναι η φαινόμενη (ορατή) ανατολική ράχη της ζώνης διάρρηξης του Mauna Kea (Σχήματα 5.3 και 5.5). Αυτή η αναβαθμίδα μπορεί να συσχετιστεί με τον -1145 m (360 – 475 ka) ύφαλο στη δυτική Χαβάη (Moore και Clague 1992).

Ο 18-ka ύφαλος σε ένα βάθος περίπου 150 m έχει δειγματοληφθεί και χρονολογηθεί μακριά από την ακτή του Mauna Loa και στην δυτική κεντρική πλευρά βόρεια και νότια του ρήγματος Kealakekua και μακριά από το νότιο ακρωτήριο του νησιού (Χάρτης 5.1) (Moore et al.1990). Ένας πιθανός 18-ka ύφαλος εμφανίζεται μακριά από την ακτή από το Hilo στο Mauna Loa όπου η περιορισμένη βαθυμετρία καθορίζει μια προεξέχουσα αναβαθμίδα σε περίπου 140 m βάθος. Άλλοι ύφαλοι του Mauna Loa της ίδιας ηλικίας μπορεί να εμφανίζονται περίπου 10 km νότια του ρήγματος Kealakekua στην δυτική κλιτύ του Mauna Loa, και πιθανόν σε μικρές περιοχές ανατολικά του νότιου ακρωτηρίου. Κανένας καταβυθισμένος ύφαλος δεν βρέθηκε στο Kilauea, παρά ότι ρηχές πλατφόρμες λάβας που ξεκινούν περίπου 15 km βορειοδυτικά του ανατολικού ακρωτηρίου (Σχήματα 5.2-5.4 και 5.7) μπορεί να υποδηλώνουν (υποστηρίζουν) υφάλους.

Η κατανομή των περιοχών της καταβυθισμένης υπόγειας λάβας (Χάρτης 5.1) υποδεικνύει ότι το Mauna Kea ήταν έξω από το στάδιο του χτισίματος της δομής ασπίδας για περισσότερο από 130 kyrs, το Hualalai έχει αρκετά μεγάλες παραλιακές περιοχές οι οποίες δεν είχαν καλυφθεί με λάβα για 18 ka, και σε σημεία για πολύ περισσότερο χρόνο, το Mauna Loa έχει μόνο περιορισμένες τέτοιου είδους περιοχές, και τέλος το Kilauea εκτείνει ακόμα ενεργά την



**Χάρτης 5.1:** Ανακατασκευασμένος γεωλογικός χάρτης της περιοχής της νότιας Χαβάης.

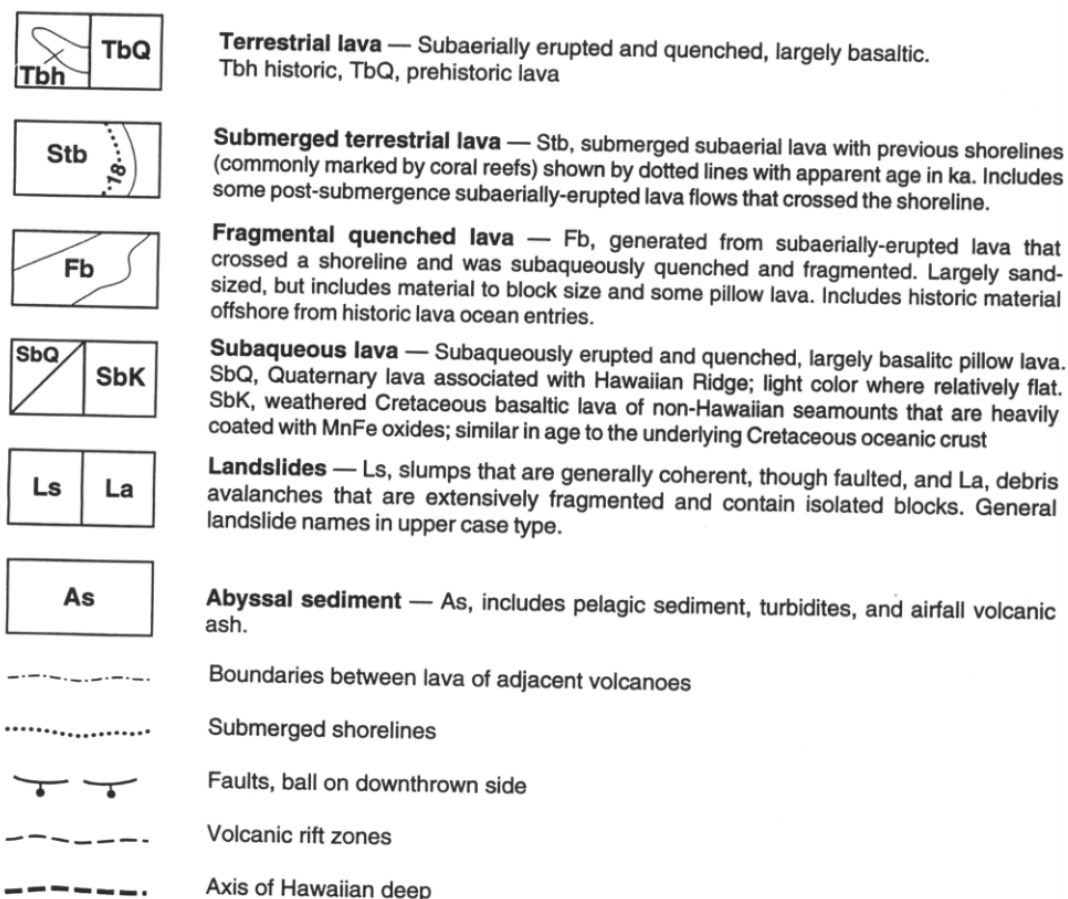
ακτογραμμή του (και με λάβα και με περιστροφικές υποθαλάσσιες κατολισθήσεις) σχεδόν παντού.

### 5.3.5 Κατολισθήσεις

Οι περισσότερες από τις υποθαλάσσιες πλαγιές των ηφαιστειών Mauna Loa και Kilauea που είναι κάτω στην κλιτύ από το νησί καλύπτονται από αποθέσεις κατολισθήσεων (Moore et al. 1994b). Σχετικά αδιάσπαστες υποθαλάσσιες ηφαιστειακές πλαγιές εμφανίζονται κυρίως στις ζώνες διάρρηξης. Οι μεγάλες κατολισθήσεις που χαρτογραφούνται εδώ έχουν ομαδοποιηθεί με βάση την μορφολογία και τον βαθμό μετατόπισης σε δύο ομάδες. Οι περιστροφικές υποθαλάσσιες κατολισθήσεις (Ls) είναι μετατοπίσεις μεγάλων απαραμόρφωτων μαζών κατά μήκος χαρακτηριστικών (διακεκριμένων) ρηγμάτων στα οποία μεγάλα κομμάτια περιστρέφονται κατά μήκος καμπύλης επιφάνειας ολισθήσεως διατηρώντας ακόμη μια κάποια συνοχή με τις ηφαιστειακές πλαγιές. Κινούνται κατά κύριο λόγο αργά. Οι κατολισθήσεις κορημάτων (La) είναι μετακινήσεις μαζών που έχουν φτάσει σε μεγάλες αποστάσεις στις οποίες η θραύση έχει επηρεάσει τις πρωταρχικές ηφαιστειακές μορφές και έχει ελαττώσει τη μάζα κατολίσθησης σε μεμονωμένα κομμάτια και προσχωματικούς λοφίσκους κατά την διάρκεια ξαφνικών, καταστροφικών γεγονότων. Σε ορισμένα σημεία οι περιστροφικές υποθαλάσσιες κατολισθήσεις φαίνεται ότι συγχωνεύονται κάτω στην κλιτύ και τροφοδοτούν, ή υπέρκεινται, κατολισθήσεων κορημάτων.

Όπως παρουσιάζεται από τον χάρτη κλιτύων (Σχήμα 5.3), το έδαφος των υποθαλάσσιων περιστροφικών κατολισθήσεων έχει ομοιότητες με το έδαφος της υποθαλάσσιας λάβας, αλλά διαφέρει στην παρουσία ανομοιομορφων κλιτύων με σχετικά επίπεδες πλατφόρμες λάβας οι οποίες ξεχωρίζουν με πολύ απότομες, ελικοειδείς κατωφέρειες ή "ράμπες" που δημιουργούνται από την εσωτερική παραμόρφωση κατά την διάρκεια της μετακίνησης της περιστροφικής υποθαλάσσιας κατολίσθησης. Επιπρόσθετα, κυκλικά οικοδομήματα στο έδαφος της υποθαλάσσιας λάβας απουσιάζουν. Οι κατολισθήσεις κορημάτων γενικά παρουσιάζουν πεδία από προσχωματικούς λοφίσκους ή απομονωμένα κομμάτια μεγέθους μέχρι και 10 km στις κατώτερες άκρες τους και αμφιθέατρα κοντά στις κεφαλές τους. Οι κατώτερες άκρες των κατολισθήσεων κορημάτων, ειδικότερα κοντά και πιο πέρα από τον άξονα της θαλάσσιας τάφρου της Χαβάης, καλύπτονται συνήθως από ιζήματα σε τέτοια έκταση που μόνο τα απομονωμένα κομμάτια ή οι προσχωματικοί λοφίσκοι από υλικό κατολίσθησης να έχουν χαρτογραφηθεί. Προφανώς αυτά τα κομμάτια αντιπροσωπεύουν μόνο υψηλά σημεία της κατολίσθησης, αφού το χαμηλότερο στρώμα συνδεδετικού υλικού καλύπτεται από ιζήματα. Σε τέτοιες περιπτώσεις, η απομακρυσμένη έκταση της κατολίσθησης είναι γνωστό μόνο ότι είναι προς την θάλασσα από το τελευταίο χαρτογραφημένο κομμάτι.

Οι ηλικίες των χαρτογραφημένων κατολισθήσεων είναι πολύ λίγο γνωστές, εκτός για την πρόσφατα κινούμενη περιστροφική υποθαλάσσια κατολίσθηση της Hilina. Καμιά από τις μεγάλες, γρήγορα κινούμενες κατολισθήσεις κορημάτων είναι νεότερες από ~ 10-30 ka, τη γενική ηλικία των παλιότερων επιφανειών λάβας στα Mauna Loa και Kilauea, επειδή καμιά απόθεση tsunami δεν υπερκαλύπτει αυτές τις λάβες και τέτοιου είδους κατολισθήσεις θα είχαν δημιουργήσει τέτοια μεγάλα κύματα. Στο νησί της Χαβάης μόνο μια, κακοδιατηρημένη απόθεση tsunami εμφανίζεται: στην δυτική επιφάνεια του Kohala ηλικίας ~100 ka (Moore και Moore 1988). Καλά διατηρημένες αποθέσεις tsunami στο Lanai είναι ~100 ka και εκείνες στο Molokai ~200 ka (Moore et al. 1994a). Οι νεότερες μπορεί να είχαν αποτεθεί από ένα τεράστιο κύμα από μια από τις κατολισθήσεις κορημάτων Kona όπως οι κατολισθήσεις Alika. Οι ηλικίες από όλες τις κατολισθήσεις στην περιοχή του χάρτη (Χάρτης 5.1) είναι μικρότερες από ~1Ma, τη μέγιστη ηλικία των ηφαιστειών στα οποία αυτές εμφανίζονται, και πιθανόν μικρότερες από ~200-500 ka, ο απαιτούμενος χρόνος για την ανάδυση πάνω από το επίπεδο της θάλασσας των Mauna Loa και Hualalai αντιστοίχως (Moore και Clague 1992). Η ακόλουθη ανασκόπηση της μορφολογίας και της ιστορίας των χαρτογραφημένων κατολισθήσεων της νότιας Χαβάης είναι κατά προσέγγιση σε σειρά από τη νεότερη προς την παλιότερη.



**Σχήμα 5.5:** Εκτεταμένο υπόμνημα για τον γεωλογικό χάρτη (Χάρτης 5.1).

*Hilina περιστροφική υποθαλάσσια κατολίσθηση:* Η πρόσφατα ενεργή περιστροφική υποθαλάσσια κατολίσθηση της Hilina εμπλέκει την περισσότερη από τη νότια πλαγιά του ηφαιστείου Kilauea (Χάρτης 5.1, Σχήμα 5.8). Κατά την διάρκεια ενός σεισμού μεγέθους 7,2 το 1975, ένα [τμήμα] μήκους 60 km από τη νότια ακτή του Kilauea υποχώρησε τόσο πολύ όσο 3,5 m και κινήθηκε προς την θάλασσα τόσο πολύ όσο 8 m (Tilling et al. 1976, Lipman et al. 1985). Επιπρόσθετα σε τέτοιου είδους επεισόδια ταχείας μετακίνησης, η νότια πλαγιά του ηφαιστείου επίσης έρπει προς την θάλασσα συνέχεια με την ανατολική ζώνη διάρρηξης να είναι το βορειότερο όριο του πρόσφατου εδάφους των περιστροφικών υποθαλάσσιων κατολισθήσεων. Μετρήσεις GPS υποδεικνύουν ότι η περιοχή βόρεια της ζώνης διάρρηξης είναι σταθερή ενώ αυτή προς τα νότια, εκτεινόμενη προς την ακτή και πιο πέρα, μετακινείται νοτιοανατολικά με ρυθμούς μέχρι και 10 cm/yr (Owen et al. 1995). Η περιστροφική υποθαλάσσια κατολίσθηση της Hilina μετακινείται προς την ίδια κατεύθυνση και πιθανόν με περίπου τον ίδιο ρυθμό, όπως και η οδηγός-άκρη (κύριο άκρο) της Ράχης της Χαβάης προχωράει προς την Ειρηνική πλάκα. Άρα, η μετακίνηση της περιστροφικής υποθαλάσσιας κατολίσθησης Hilina την κρατάει συνεχώς πάνω από το Hawaiian hotspot (θερμή κηλίδα). Αυτό το γεγονός υποδεικνύει ότι η σταθερή περιστροφική κατολίσθηση και διασπορά των ηφαιστειών μπορεί να μεταβληθεί με την επεισοδιακή κίνηση προς τα μπρος ώστε να ξεκινήσει ένας νέος ηφαιστειακός αγωγός ως σημαντικές διαδικασίες (διεργασίες) που προχωράν την Ράχη της Χαβάης πάνω από την Ειρηνική πλάκα.

Το όριο πάνω στην κλιτύ της περιστροφικής υποθαλάσσιας κατολίσθησης Hilina είναι η ανατολική ζώνη διάρρηξης του Kilauea. Η ζώνη διάρρηξης δεν είναι τόσο φανερή ως το όριο μεταξύ της σταθερής περιοχής στον βορρά και του κινούμενου εδάφους στο νότο επειδή εκρηχθήσα λάβα καλύπτει σε μεγάλη έκταση αυτή την κύρια γραμμή ραφής (επαφής). Τα ρήγματα της Hilina στην στεριά νότια της ζώνης διάρρηξης είναι μια καλά ορισμένη κοίλη

ζώνη επέκτασης κοντά στην κεφαλή της κατολίσθησης τα οποία απομακρύνθηκαν πολύ από την πηγή της λάβας και πέτυχαν έτσι καλύτερη έκθεση (Χάρτης 5.1, Σχήμα 5.8). Παρακάτω από το σύστημα ρηγμάτων της Hilina, και κάτω από το επίπεδο της θάλασσας, υπάρχει ένα ευρύ σύστημα από πλατφόρμες λάβας μήκους περίπου 30 km σε ένα βάθος περίπου 3.000 m (Σχήματα 5.2-5.4). Αυτές οι πλατφόρμες λάβας έχουν χαραχθεί από αρκετές μεγάλες κλειστές κοιλότητες που πρέπει να γεμίσουν αμέσως από θρυμματισμένο υλικό το οποίο κινείται κάτω στην κλιτύ από τις εισόδους λάβας της ακτογραμμής. Προφανώς, ενεργή μετακίνηση της περιστροφικής υποθαλάσσιας κατολίσθησης στην χαμηλότερη κάτω στην κλιτύ κυρτή ζώνη συμπίεσης κοντά στην βάση της κατολίσθησης ευνοεί επώθηση προς τα πάνω (Borgia και Treves 1992) και ανάπτυξη της ράχης που περιορίζει τις πλατφόρμες λάβας στη νοτιοανατολική πλευρά. Αυτή η επώθηση και πτύχωση σχηματίζουν τις κοιλότητες γρηγορότερα από ότι αυτές γεμίζουν.

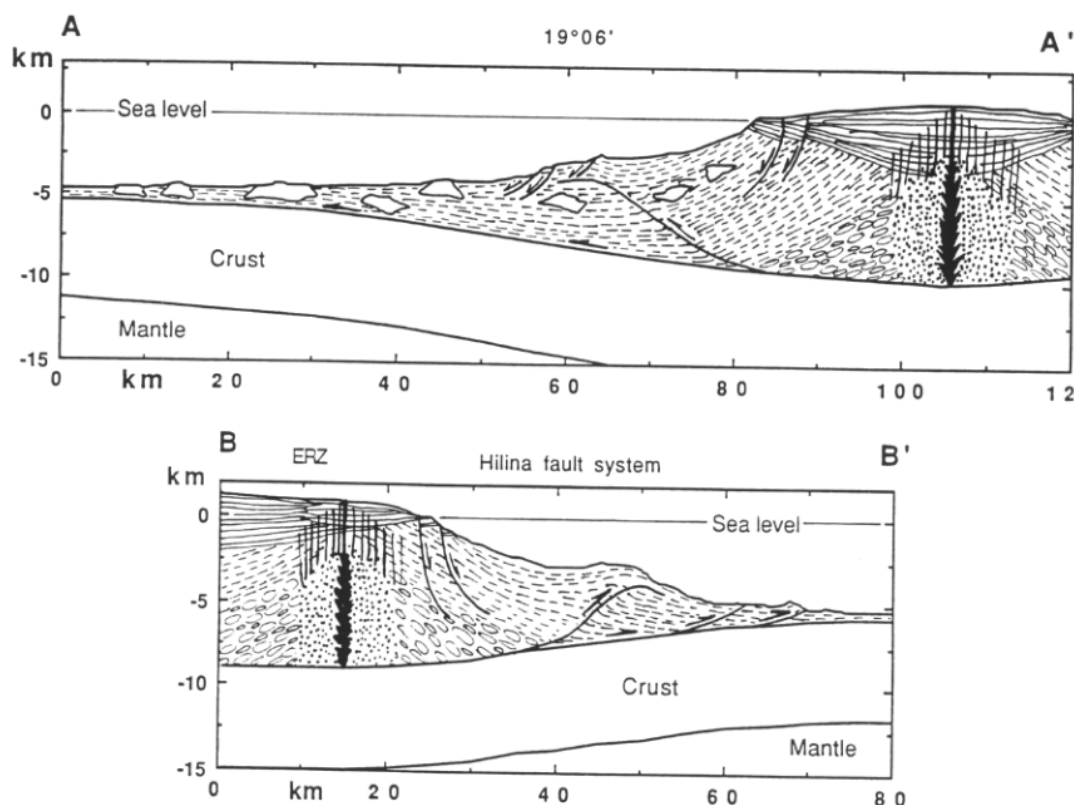
Μερικά μεγάλα επιμηκυνσμένα κομμάτια μήκους μέχρι και 14 km εμφανίζονται στην αβυσσαλέα πεδιάδα σε βάθος περίπου 5.000 m 10-20 km προς την θάλασσα από την κύρια βάση της κλιτύς του ηφαιστείου (Σχήμα 5.3). Αυτά μπορεί να αντιπροσωπεύουν μεγάλα κομμάτια που αποκόπηκαν από το μέτωπο της περιστροφικής υποθαλάσσιας κατολίσθησης, κομμάτια από το οικοδόμημα του Mauna Loa που μεταφέρθηκαν από μια αρχική κατολίσθηση κορημάτων πριν από την ανάπτυξη του Kilauea, ή ίσως εφιππευμένο (ανυψωμένο) έδαφος από κομμάτια που αντιπροσωπεύει το διακεκομμένο κύριο άκρο μιας κυρίως τυφλής εφίπτευσης η οποία σχηματίζει την βάση μιας εξελισσόμενης δομής περιστροφικής υποθαλάσσιας κατολίσθησης.

Το δυτικό άκρο της περιστροφικής υποθαλάσσιας κατολίσθησης της Hilina φαίνεται να εκτείνεται κάτω στην κλιτύ από το δυτικό όριο των ρηγμάτων της Hilina προς την θάλασσα κατά μήκος του νοτιοδυτικού άκρου του υποθαλάσσιου βουνού Para'u και κατά μήκος του δυτικού άκρου της κύριας πλατφόρμας λάβας μεσαίας κλίσης παρακάτω από το σύστημα ρηγμάτων της Hilina (Χάρτης 5.1, Σχήματα 5.3 και 5.8). Αυτό συμφωνεί με το πρόσφατο πρότυπο της ενεργής παραμόρφωσης στη νότια πλαγιά του Kilauea (Owen et al. 1995) και με την τοποθέτηση των ρηγμάτων της Hilina (αντιπροσωπεύοντας μια μακρόχρονη, ολοκληρωμένη έκφραση της παραμόρφωσης), που και τα δυο δείχνουν ότι το πιο ενεργό τμήμα της περιστροφικής υποθαλάσσιας κατολίσθησης είναι στα ανατολικά αυτού του ευθύγραμμου τμήματος, και ότι η παραμόρφωση μειώνεται απότομα στα δυτικά. Αυτό το όριο επίσης συμφωνεί με το πρότυπο της σεισμικότητας στη νότια πλαγιά του Kilauea η οποία μειώνεται στα δυτικά αυτού του ευθύγραμμου τμήματος (Klein και Koyanagi 1989).

Το ανατολικό άκρο του πιο ενεργού τμήματος της περιστροφικής υποθαλάσσιας κατολίσθησης της Hilina φαίνεται να εκτείνεται περίπου προς το ανατολικό όριο του υπογείου συστήματος ρηγμάτων της Hilina όπως βασίστηκε σε ηλεκτρονικές μετρήσεις της απόστασης (Swanson et al. 1976, Lipman et al. 1985, Delaney et al. 1993) και σε μετρήσεις GPS (Owen et al. 1995) της οριζόντιας παραμόρφωσης, και της σεισμικότητας πλησίον ακτής (Klein και Koyanagi 1989). Ένα ανώμαλο έδαφος με αναβαθμίδες, παρόλο αυτά, εκτείνεται ανατολικά από το κύριο τμήμα της περιστροφικής υποθαλάσσιας κατολίσθησης της Hilina κατά μήκος της νότιας βάσης της ράχης της ζώνης διάρρηξης περίπου στις  $154^{\circ} 18'$  δυτικό γεωγραφικό μήκος. Αυτές οι πλατφόρμες λάβας εκτείνονται προς τα κάτω από περίπου 4.000 m βάθος στην βάση της ράχης όπου εκεί καταλήγει η θάλασσα τάφρος της Χαβάης σε βάθος 5.500 m. Αυτές είναι συνήθως πολύ υψηλές στο εξωτερικό τους, νοτιοανατολικό περιθώριο και μοιάζουν με κομμάτια περιστροφικής κατολίσθησης (Clague et al. 1994). Οι πλατφόρμες λάβας μπορεί να αντιπροσωπεύουν το απομεμακρυσμένο περιθώριο μιας μαζικής περιστροφικής υποθαλάσσιας κατολίσθησης που οδηγήθηκε προς την θάλασσα από το υπερκείμενο βάρος της ράχης της ζώνης διάρρηξης. Η προφανής σπανιότητα (έλλειψη) της σεισμικότητας κατά μήκος της υποθαλάσσιας ράχης της ζώνης διάρρηξης (Klein και Koyanagi 1989) υποδηλώνει ότι η τωρινή μετακίνηση είναι ελάχιστη ή ασεισμική.

Para'u ρεύμα κομματιών – άμμου: Η κατολίσθηση Para'u είναι μια λοβοειδής γλώσσα κορημάτων νότια του κεντρικού Kilauea που έχει κινηθεί νοτιοανατολικά προς την κορυφή της περιστροφικής υποθαλάσσιας κατολίσθησης της Hilina. Έχει 19 km μήκος και όγκο περίπου  $40 \text{ km}^3$ . Φωτογραφικές έρευνες του βυθού σε συνεργασία με την ανάλυση δειγμάτων που συνελέγησαν από υποθαλάσσιες εκσκαφές και καταδύσεις δυτών υποδεικνύουν ότι αυτό

αποτελείται από μη συνεκτική γωνιώδη υαλώδη βασαλτική άμμο και από κομμάτια μεγέθους μέχρι περίπου το ένα μέτρο τα οποία είχαν εκρηχθεί πρωταρχικά στην χέρσο (Fornari et al.1979). Αυτό είναι σύμφωνο με την ομαλή μορφολογία του στους χάρτες κλιτύων (Σχήματα 5.3 και 5.8). Η αρχική θέση της κατολίσθησης αντανακλάται από την πάνω στην κλιτύ επανατοποθέτηση της ακτογραμμής που εκτείνεται κάτω στην ισοβαθή των 200 m (Σχήμα 5.2), η οποία εμφανίζεται απευθείας κάτω στην κλιτύ από την κορυφή του ηφαιστείου Kilauea. Το ρεύμα κομματιών – άμμου τροφοδοτήθηκε προφανώς από το πάρα πολύ απότομο ανάχωμα πλησίον ακτής του βασαλτικού υαλοκλαστίτη που δημιουργήθηκε όταν υπόγεια ρεύματα λάβας χύθηκαν στην θάλασσα. Εκτιμήσεις βασισμένες στην σημερινή παραγωγή λάβας του ηφαιστείου Kilauea υποδηλώνουν ότι η κατολίσθηση Para'u τοποθετήθηκε αρκετές χιλιάδες χρόνια πριν (Fornari et al.1979).



**Σχήμα 5.6:** Γεωλογικές τομές που εκτείνονται από την χέρσο προς την θάλασσα. A-A' τομή δυτικά-ανατολικά κατά μήκος του γεωγραφικού πλάτους 19° 06'. B-B' τομή της κατολίσθησης της Hilina με την ανατολική ζώνη διάρρηξης (ERZ) του Kilauea στην κεφαλή της. Τα σύμβολα των τομών κατά Moore et al.1994: Οριζόντια στρώση=υπόγεια λάβα, διακεκομμένη στρώση=θρυμματισμένη λάβα, ελλείψεις=pillow λάβα, κάθετες γραμμές=φυλλώδεις φλέβες, τελείες=γάββρος, μαύρο=μάγμα.

Το βορειοανατολικό περιθώριο του λοβού κορημάτων Para'u είναι ομαλό και διαβαθμίζεται στην περιβάλλουσα θρυμματισμένη κλιτύ κορημάτων, ενώ το νοτιοδυτικό περιθώριο είναι πιο απότομο και περιορίζεται από ράχεις, βυθίσματα και απότομες κατωφέρειες (Σχήμα 5.8). Ίσως το νοτιοδυτικό περιθώριο να σχηματίστηκε από μια διαδικασία σχηματισμού αναχώματος έναντι μιας προϋπάρχουσας δομής ράχης. Αυτή η ερμηνεία υποστηρίζεται από την παρατήρηση ότι οι δομές στο νοτιοδυτικό περιθώριο του Para'u φαίνεται να συγχωνεύονται νοτιοανατολικά με δομές που ορίζουν το δυτικό περιθώριο της περιστροφικής υποθαλάσσιας κατολίσθησης της Hilina για να παράγουν ένα ευθύγραμμο τμήμα μήκους σχεδόν 40 km. Υποθέτουμε ότι αυτό το ευθύγραμμο τμήμα είναι ένα σύστημα από συμπιεσμένες πτυχές που συνοδεύει σύγκλιση μεταξύ της κίνησης των

περιστροφικών κατολισθήσεων των Hilina και Punaluu. Το δυτικό τμήμα της κατολίσθησης της Hilina κινείται νότιο – νοτιοανατολικά (Owen et al.1995) ενώ η μετακίνηση στην κατολίσθηση Punaluu είναι νοτιοανατολική (Endo 1985, Wyss 1988). Αυτή η σύγκλιση μπορεί να έχει δημιουργήσει μια ζώνη συμπίεστικών πτυχών που μετέπειτα καθοδήγησε την μετακίνηση του ρεύματος κομματιών – άμμου Papa'u.

Loihi κατολισθήσεις κορημάτων: Loihi, το ενεργό υποθαλάσσιο ηφαίστειο που αναπτύσσεται στη νότια πλαγιά του Kilauea, θα αναδυθεί πιθανόν πάνω από το επίπεδο της θάλασσας σε μερικές δεκάδες χιλιάδες χρόνια και θα δημιουργήσει το επόμενο νέο νησί της Χαβάης. Το Loihi έχει αναπτυχθεί δια μέσου, και συνορεύει στα βορειοδυτικά του, της περιστροφικής υποθαλάσσιας κατολίσθησης του Punaluu. Συνορεύει στα βορειοανατολικά με την ενεργή περιστροφική υποθαλάσσια κατολίσθηση της Hilina που προέρχεται από την κινητή νότια πλαγιά του Kilauea. Η ταυτόχρονη ανάπτυξη του Loihi και η μετακίνηση της περιστροφικής κατολίσθησης της Hilina έχουν δημιουργήσει, χωρίς αμφιβολία, μια πολύπλοκη χωροθέτηση από υλικά που σχετίζονται το ένα με το άλλο.

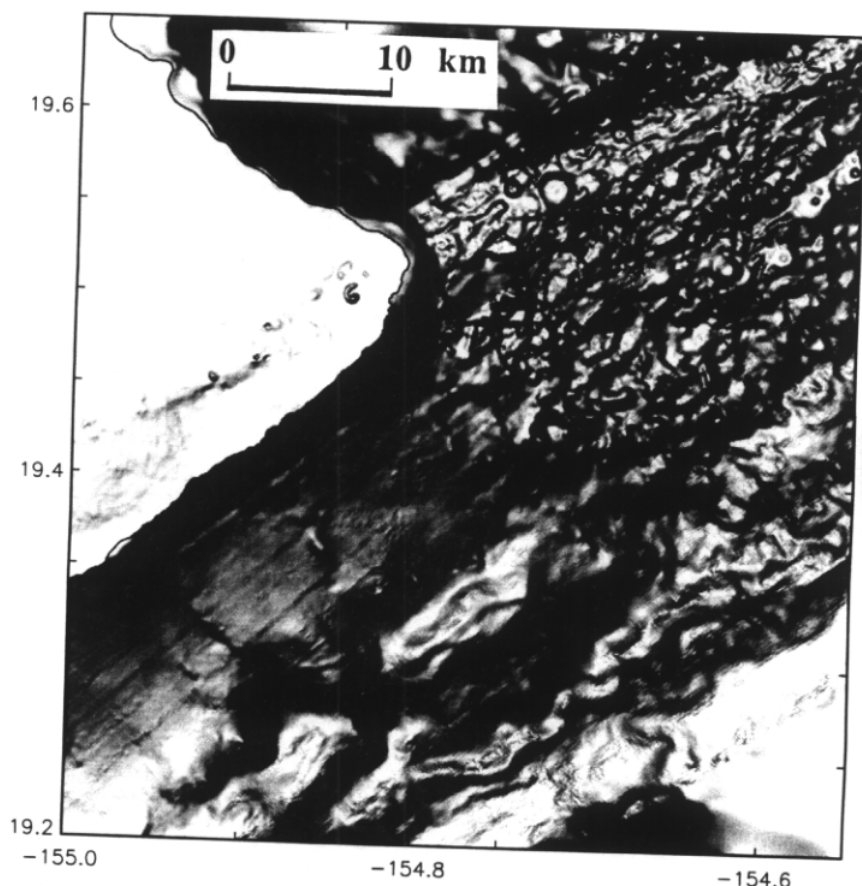
Το οικοδόμημα του Loihi από μόνο του χαράσσεται από τρεις κατολισθήσεις κορημάτων, στην ανατολική, δυτική και νότια πλαγιά, οι οποίες έχουν δημιουργήσει αμφιθέατρα μορφής τομής "μισκότου" φθάνοντας σχεδόν στην υποθαλάσσια ράχη του ηφαιστείου, και μάζες από προσχωματικούς λοφίσκους κορημάτων εκτεινόμενες κάτω στην κλιτύ (Χάρτης 5.1). Αυτές οι κατολισθήσεις καλύπτουν σχεδόν το μισό του ηφαιστείου (Malahoff 1987). Τα κύρια τοιχώματα ολίσθησης είναι ανάμεσα στις πιο απότομες κλιτύες της Χαβάης, φθάνοντας ακόμη και τις 40° στα πρώτα κάθετα χιλιόμετρα στην ανατολική κατολίσθηση (Moore et al. 1989). Η ασυνήθιστη έκταση της αποσάθρωσης στο Loihi έχει αφήσει τις ζώνες διάρρηξης του ως στενές ράχες μορφής λεπίδας που δεν παρουσιάζουν τόσο πολύ την λοβοειδή και προσχωματική μορφολογία των άλλων υποθαλάσσιων ράχων των ζωνών διάρρηξης μέσα στην περιοχή του χάρτη (Σχήματα 5.3 και 5.8).

Κατολισθήσεις κορημάτων της Βόρειας Ράχης της Puna: Η παρουσία ενός απότομου αμφιθέατρου στην βόρεια πλευρά της ανατολικής υποθαλάσσιας ράχης της ζώνης διάρρηξης του Kilauea, της Ράχης της Puna, υποδηλώνει την παρουσία μιας αρκετά μεγάλης κατολίσθησης κορημάτων (Σχήμα 5.2, Χάρτης 5.1). Δυστυχώς η περιοχή παρακάτω από αυτό το αμφιθέατρο εύρους 10 km βρίσκεται μέσα στην περιοχή για την οποία μόνο περιορισμένα βαθυμετρικά δεδομένα είναι διαθέσιμα (Σχήμα 5.1). Μπορούμε μόνο να εκτιμήσουμε την έκταση αυτής της κατολίσθησης από την διαθέσιμη βαθυμετρία. Τέτοιες άλλες κατολισθήσεις μπορεί επίσης να υπάρχουν στην βόρεια πλευρά της ράχης όπως υποδεικνύεται από τις γενικώς απότομες κλιτύες σε αυτή την πλευρά συγκριτικά με τη νότια πλαγιά (Moore 1971), αλλά η επιβεβαίωση πρέπει να περιμένει περισσότερη λεπτομερή δουλειά.

Ka Lae ανατολικές και δυτικές κατολισθήσεις κορημάτων: Δύο στενές κατολισθήσεις κορημάτων οδηγούνται από τις ανώτερες άκρες της κατολίσθησης της Νότιας Kona νότια κατά μήκος των δύο πλευρών του υποθαλάσσιου βουνού Dana στην θαλάσσια τάφρο της Χαβάης (Moore et al.1989). Αυτές προέρχονται λίγο δυτικά του Ka Lae, το νότιο ακρωτήριο του νησιού, από το οποίο πήραν τα ονόματά τους (Χάρτης 5.1). Η δυτική Ka Lae κατολίσθηση κορημάτων εκτείνεται 85 km νότια και έχει δημιουργήσει μια ευρεία πεδιάδα από προσχωματικό έδαφος στην βάση της. Η ανατολική Ka Lae κατολίσθηση κορημάτων έχει μήκος περίπου 75 km και δημιουργήθηκε σε μια χοανοειδή κοιλότητα που βρίσκεται ανατολικά στην προσανατολισμένη προς δυσμάς πολύ απότομη κατωφέρεια της ράχης της ζώνης διάρρηξης του Mauna Loa εκτεινόμενη νότια του νοτίου ακρωτηρίου. Το σχετικά μικρό μέγεθος και αιχμηρότητα των προσχωματικών λοφίσκων σε αυτές τις πεδιάδες κορημάτων μοιάζουν με εκείνων της κατολίσθησης κορημάτων Alike 2 και υποδεικνύουν τη νεότητα αυτών των κατολισθήσεων (Σχήμα 5.3).

Alike κατολισθήσεις κορημάτων: Οι κατολισθήσεις κορημάτων Alike φάσεις 1 και 2 (Lipman et al.1988, Moore et al.1989) είναι ανάμεσα στις πιο νέες και πιο μεγάλες παρακείμενες στο νησί της Χαβάης. Αυτές παράγουν ακριβείς και ευκρινείς εικόνες GLORIA από τις κατώτερές τους πεδιάδες προσχωματικών λοφίσκων ως το αποτέλεσμα της λεπτής ιζηματογενούς επικάλυψης, και επομένως σχετικά νέου. Η φωτογράφιση του ωκεάνιου πυθμένα από πλοία επιφανείας και παρατηρήσεις από καταδύσεις υποδεικνύουν ότι αυτές

καλύπτονται μόνο από μια λεπτή ιζηματογενή επικάλυψη, μικρότερη από 1 m στα περισσότερα σημεία. Η κατολίσθηση κορημάτων Alika 1 μετακινήθηκε απευθείας δυτικά περίπου 80 km κάτω στην απότομη δυτική πλαγιά του Mauna Loa και δημιούργησε μια ευρεία προσχωματική δομή.



**Σχήμα 5.7:** Χάρτης κλιτύων του ανατολικού ακρωτηρίου του νησιού της Χαβάης όπου η ανατολική ζώνη διάρρηξης του ηφαιστείου Kilauea διασταυρώνεται με την ακτογραμμή. Οι απότομες κλιτύες είναι οι πιο σκοτεινές. Παρατηρήστε την αντίθεση της υψής ανάμεσα στον ομαλό θρυμματισμένο σβησμένο βασάλτη στο τμήμα της πλαγιάς μακριά από την ακτή και στην ακανόνιστη λοβοειδή υποθαλάσσια λάβα κάτω στην κλιτύ της πλαγιάς.

Η κατολίσθηση Alika 2 θεωρείται πιο νέα επειδή τα ανώτερα κορήματά της με λεπτομερή υφή βρισκόμενα πλευρικά σε λεπτές φυλλώδεις μορφές επικάλυψης και καλύπτουν τα υλικά της Alika 1, και οι απομεμακρυσμένοι προσχωματικοί λοφίσκοι της είναι αιχμηρότεροι και προφανώς λιγότερο ιζηματογενείς από ό,τι είναι οι πιο απομονωμένοι και μεγαλύτεροι προσχωματικοί λοφίσκοι της κατολίσθησης Alika 1 (Σχήματα 5.3, 5.4, και 5.9). Η νεότερη κατολίσθηση κορημάτων Alika 2 μετακινήθηκε δυτικά από κοντά της ακτογραμμής του Mauna Loa, αλλά γύρισε σε μια βορειοδυτική πορεία προφανώς εμποδισμένη από στοιχεία της απόθεσης Alika 1 και ακολούθησε τη δυτική βάση της Ράχης της Χαβάης μέσα στην θαλάσσια τάφρο της Χαβάης σε ένα συνολικό μήκος περίπου 80 km. Η μέση πορεία της κατολίσθησης έχει περίπου 10 km εύρος και βρίσκεται πλευρικά σε ασυνεχείς φυλλώδεις μορφές επικάλυψης μέχρι και 100 m ύψος (Moore et al.1992). Ο ευρύς λοβός στο χαμηλότερο τμήμα της κατολίσθησης έχει διάμετρο 34 km και περιέχει περισσότερες από 13 δομές προσχωματικών λοφίσκων με διάμετρο >1 km, και 92 λοφίσκους με διάμετρο μεταξύ 0,5 – 1 km. Λεπτομερείς ακουστικές έρευνες πλευρικής σαρώσεως, φωτογραφίες του ωκεάνιου πυθμένα, και μια κατάδυση δυτών παρουσίασαν ότι

θρυμματισμένο υλικό όλων των μεγεθών εμφανίζεται μεταξύ των μεγαλύτερων προσχωματικών λοφίσκων που παρουσιάζονται στους χάρτες (Moore et al.1992).

Η μετακίνηση της κατολίσθησης Alika έγινε πριν από ~ 30 ka, το γενικό ανώτερο όριο ηλικίας των περισσότερων επιφανειακών λαβών των ηφαιστειών Mauna Loa και Hualalai, επειδή αν η μετακίνηση είχε χρονολογηθεί μετά από αυτές τις επιφανειακές λάβες, ίχνη από ρηγμάτωση ή αποθέσεις tsunامي θα είχαν διατηρηθεί πιθανότατα στην επιφάνεια (Moore et al.1995). Παρόλο αυτά, η περιοχή τροφοδοσίας για αυτές τις κατολίσθησεις ακόμη σχηματίζει μια ευρεία εγκόλπωση στην δυτική ακτογραμμή του Mauna Loa και απότομες υποθαλάσσιες κλιτύες κοντά στην ακτή (Σχήμα 5.3). Η κατολίσθηση κορημάτων Alika 2 είναι πιθανή υποψήφια για την δημιουργία του γιγαντιαίου tsunامي που σάρωσε το Lanai πριν από 105 ka (Moore και Moore 1988).

Περιστροφική υποθαλάσσια κατολίσθηση της Βόρειας Kona: Η περιστροφική υποθαλάσσια κατολίσθηση της Βόρειας Kona περιορίζεται στις υποθαλάσσιες πλαγιές του δυτικού Hualalai και βορειοδυτικού Mauna Loa ηφαιστειών (Χάρτης 5.1, Σχήμα 5.2). Η κεφαλή της κατολίσθησης φθάνει πίσω στην ασπίδα περίπου στον άξονα της βορειοδυτικής ζώνης διάρρηξης του Hualalai και δημιουργεί μια κοίλη απότομη κατωφέρεια με εύρος περισσότερο από 40 km και μέχρι και 4 km ύψος. Η περιστροφική κατολίσθηση μαρκάρεται από πλατφόρμες λάβας και απότομες κατωφέρειες και από ένα τέμαχος αντίστροφης κλίσης στο κατώτερό της κεντρικό τμήμα. Η θεωρούμενη ηλικία της περιστροφικής υποθαλάσσιας κατολίσθησης υποδηλώνεται από την απουσία σπασμένων κομματιών στην βάση της. Ίσως η μετά από την κατολίσθηση καθίζηση (υποχώρηση) του ηφαιστείου είχε συμπιέσει την βάση της κατολίσθησης επιτρέποντας έτσι το θάψιμό της από τις χαμηλότερες άκρες της κατολίσθησης Alika 2, η ηλικία της οποίας εκτιμάται σε ~ 100 ka (Moore και Moore 1988).

Το Kealakekua ρήγμα (Stearns και Macdonald 1946) τείνει προς τα ανατολικά όπου αυτό έρχεται στην χέρσο στο νότιο τμήμα της περιστροφικής υποθαλάσσιας κατολίσθησης αλλά κάμπτεται 90° πάνω στην χέρσο για να επεκταθεί νότια παράλληλα με την ακτή για περίπου 15 km (Χάρτης 5.1). Ακόμη και αν καλύπτεται με νεότερη λάβα το ίχνος του μπορεί να ακολουθηθεί ως ζώνη απότομων κλίσεων που αποκαλύπτεται σε έναν λεπτομερή χάρτη κλιτύων (Moore και Mark 1992). Το έδαφος νότια και προς την θάλασσα από το ρήγμα μετακινήθηκε κάτω, δημιουργώντας μια απότομη κατωφέρεια ύψους 500 m στην χέρσο, η οποία είναι ένας ελάχιστος δείκτης της μετατόπισης του ρήγματος λόγω της μεταγενέστερης εκτεταμένης επικάλυψης από υπόγειες λάβες ιδιαίτερα της χαμηλότερης (νοτιοδυτικής) πλευράς του ρήγματος. Το ρήγμα διαχωρίζει ρεύματα λάβας με μια K-Ag ηλικία από 166±53 ka (Lipman 1995) και υπέρκειται από έναν μακριά από την ακτή κοραλλιογενή ύφαλο βάθους 150 m και ηλικίας 16 ka (Moore et al.1990). Η κύρια κίνηση της περιστροφικής υποθαλάσσιας κατολίσθησης της Βόρειας Kona συνέβηκε πιθανότατα κατά την διάρκεια της περιόδου του κτισίματος της ενεργής ασπίδας στο Hualalai πριν από 130 ka (Moore και Clague 1992).

Τρεις μακριά από την ακτή ηφαιστειακοί αγωγοί εκτεινόμενοι από κοντά της ακτογραμμής σε 1.000 m βάθος ευθυγραμμίζονται ανατολικά – δυτικά, παράλληλα με, και δύο χιλιόμετρα νότια από, την επέκταση μακριά από την ακτή του ρήγματος Kealakekua. Αυτοί οι αγωγοί οι οποίοι είναι πολύ μικροί για να απεικονιστούν στο Σχήμα 5.5 δημιούργησαν με εκρηκτικό φαινόμενο μικρές μαξιλαροειδείς δομές λάβας το 1877 που προφανώς συσχετίζονται με το ρήγμα Kealakekua (Moore et al.1985). Προφανώς η απότομη ρήξη της δυτικής πλαγιάς του Mauna Loa λόγω της μετακίνησης στο ρήγμα ήταν αρκετά βαθιά για να γίνει η διάτρηση του μάγματος μέσα στο ηφαίστειο ώστε να τροφοδοτηθούν αυτοί οι μικροί εκρηξιγενείς αγωγοί.

Περιστροφική υποθαλάσσια κατολίσθηση και κατολίσθηση κορημάτων της Νότιας Kona: Η κατολίσθηση της Νότιας Kona είναι μια μεγάλη και πολύπλοκη δομή που δημιουργήθηκε από πτώση υλικών λόγω βαρύτητας εκτεινόμενη δυτικά μακριά από την ακτή από τη νοτιοδυτική Mauna Loa. Φαίνεται ότι αποτελείται από τεράστια απομεμακρυσμένα κομμάτια που αποτίθενται από ένα πρώιμο επεισόδιο κατολίσθησης κορημάτων, τα οποία μετέπειτα σκεπάζονται από ένα νεότερο επεισόδιο περιστροφικής κατολίσθησης (Χάρτης 5.1, Σχήμα 5.2). Η ύστερη περιστροφική κατολίσθηση δημιουργεί δύο προς την θάλασσα κυρτές πλατφόρμες λάβας κοντά στην ζώνη ακτής σε βάθη μεσαίας κλίσης (Moore et al.1995). Ένας

μεγάλος αριθμός από μικρότερα κομμάτια μεγέθους κατά μέσο όρο περίπου 2 km βρίσκονται [πλαγιασμένα] στην εξωτερική άκρη των πλατφόρμων λάβας της περιστροφικής υποθαλάσσιας κατολίσθησης (Σχήματα 5.3 και 5.4). Αυτά δημιουργήθηκαν προφανώς με την αποκοπή τους από τις πολύ απότομες κατωφέρειες προσανατολισμένες προς την θάλασσα περιορίζοντας έτσι τις μεσαίας κλίσης πλατφόρμες λάβας.

Τα απομεμακρυσμένα κομμάτια έχουν συνήθως τις πιο απότομες κλιτύς τους να αντικρίζουν την χέρσο (Σχήμα 5.3). Αυτά είναι τα μεγαλύτερα μεμονωμένα ακίνητα κομμάτια κατολίσθησης που αναγνωρίστηκαν στην περιοχή του χάρτη. Μερικά έχουν μήκος >10 km και φθάνουν σε όγκους 7 km<sup>3</sup>. Καταδύσεις δυτών και υποθαλάσσιες εκσκαφές σε δύο από αυτά τα μεγάλα κομμάτια 50 km από την σημερινή ακτογραμμή υποδεικνύουν ότι αυτά περιέχουν ακολουθίες λαβών από το Mauna Loa, μερικές από τις οποίες είχαν παραχθεί από αγωγούς στην χέρσο (Moore et al.1995).

Η αρχική πτώση της κύριας κατολίσθησης κορημάτων που μετακίνησε τα κομμάτια στην σημερινή τους θέση έγινε κατά το Ανώτερο Πλειστόκαινο μετά από ~ 250 ka, η εκτιμώμενη ανάδυση του ηφαιστείου Mauna Loa πάνω από το επίπεδο της θάλασσας (Moore και Clague 1992). Η γενική εμφάνιση των απομεμακρυσμένων κομματιών της περιστροφικής υποθαλάσσιας κατολίσθησης της Νότιας Kona όταν συγκρίνεται με τις κατολισθήσεις κορημάτων Alike υποδηλώνει ότι τα κομμάτια είναι παλιότερα. Η έλλειψη οποιωνδήποτε μικρών προσχωματικών λοφίσκων μεταξύ των μεγάλων κομματιών καθώς επίσης και η διάνοιξη χαράδρων στο αβυσσαλέο ίζημα μεταξύ των μεγάλων απομεμακρυσμένων κομματιών (Σχήματα 5.3 και 5.4) υποδηλώνουν μια παχιά ιζηματογενή επικάλυψη και επομένως μια αξιοσημείωτη ηλικία, ειδικότερα όταν συγκρίνεται με τις κατολισθήσεις Alike.

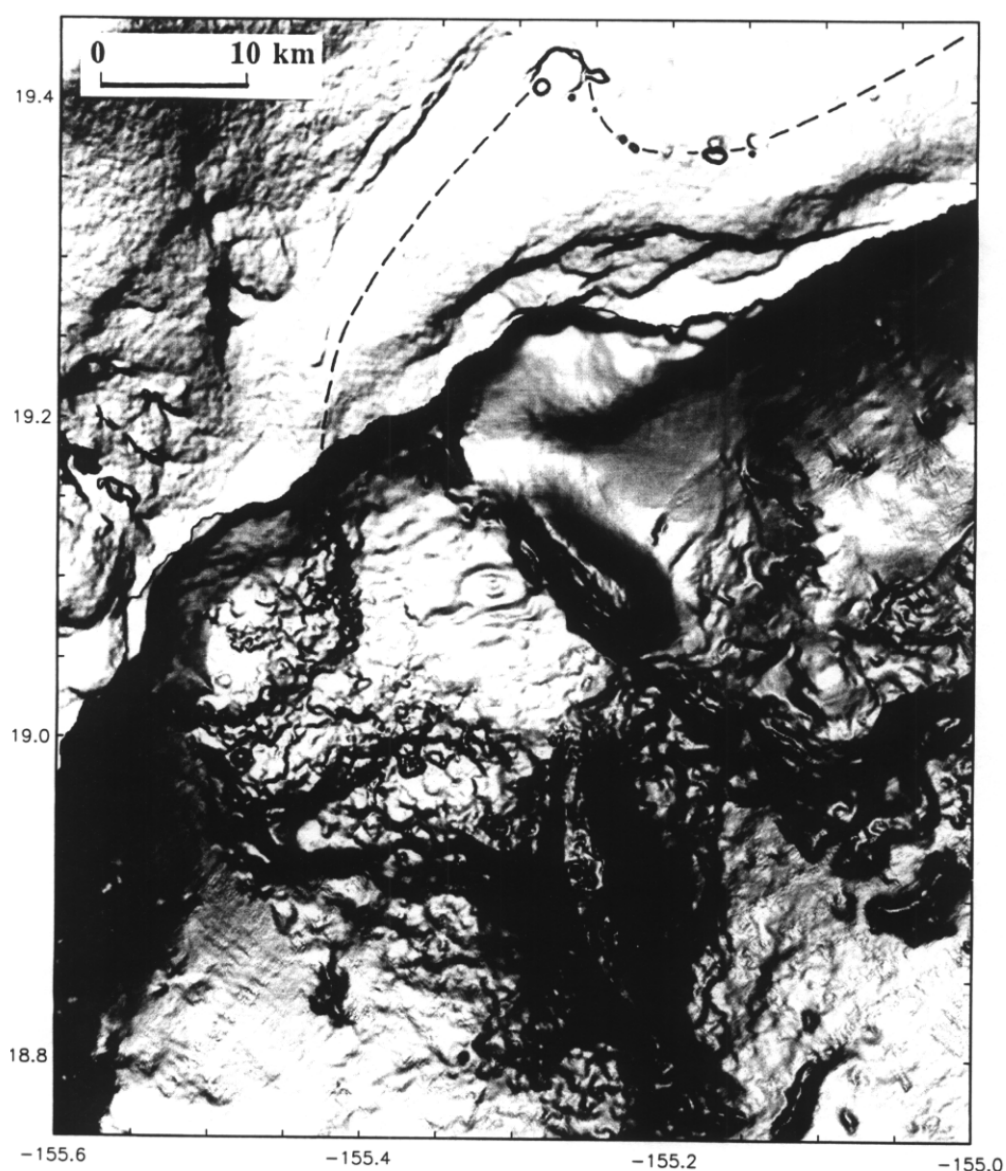
Punaluu περιστροφική υποθαλάσσια κατολίσθηση και κατολίσθηση κορημάτων: Η Punaluu περιστροφική υποθαλάσσια κατολίσθηση (Lipman et al.1990), στη νοτιοανατολική υποθαλάσσια πλαγιά του Mauna Loa, μαρκάρεται από μεσαίας κλίσης πλατφόρμες λάβας και προς την θάλασσα κύρτωμα παρόμοια με εκείνα των περιστροφικών υποθαλάσσιων κατολισθήσεων των Hilina και Νότιας Kona (Χάρτης 5.1, Σχήματα 5.2-5.4). Η περιστροφική κατολίσθηση περιορίζεται στη νότια πλευρά της από μια απότομη κλιτύ που εκτείνεται από 3 σε 4 km βάθος παρακάτω όπου μια κατολίσθηση κορημάτων μπορεί να εντοπιστεί σε απόσταση 30 – 50 km σε αβυσσαλέα βάθη (Χάρτης 5.1). Η κατολίσθηση κορημάτων μπορεί να είχε ξεκινήσει (αρχίσει) από μετακίνηση της περιστροφικής υποθαλάσσιας κατολίσθησης του Punaluu ή μπορεί να αντιπροσωπεύει ένα παλιότερο γεγονός που προηγούνταν, και υπέρκειται της περιστροφικής κατολίσθησης. Η περιστροφική κατολίσθηση εντοπίζεται απευθείας κάτω στην κλιτύ από τα Ninole Hills που είναι οι εσωτερικές ράχες των γιγαντιαίων κάννων με διεύθυνση νοτιοανατολική (τώρα σχεδόν γεμάτα από νεότερη λάβα) στη νοτιοανατολική υπόγεια πλαγιά του Mauna Loa (Σχήματα 5.4 και 5.8). Αυτά τα κάννων πιστεύεται ότι έχουν κοπεί αμφιθεατρικά από μια προγονική κατολίσθηση του Punaluu. Τα κύρια τοιχώματα των υπολοίπων μεγάλων υποθαλάσσιων κατολισθήσεων σε όλη την έκταση των Νησιών της Χαβάης είναι συνήθως κομμένα από μεγάλα διαβρωσιγενή κάννων, προφανώς ως αποτέλεσμα των πάρα πολύ απότομων παραλιακών φερόμενων κατολισθήσεων (Moore et al.1989).

Η αρχική κατολίσθηση του Punaluu συνέβηκε αρκετά πριν από την ανάπτυξη των δυο ηφαιστείων Kilauea και Loihi, που και τα δύο μετέπειτα βοήθησαν στην σταθεροποίηση της νοτιοανατολικής πλαγιάς του Mauna Loa. Παρόλο αυτά, η περιστροφική υποθαλάσσια κατολίσθηση του Punaluu μπορεί να είναι ακόμα ενεργή επειδή μια ζώνη ενεργής σεισμικότητας στη νοτιοανατολική πλαγιά του Mauna Loa υπόκειται στην περιοχή τροφοδοσίας της κατολίσθησης σε ένα πρότυπο που είναι παρόμοιο με την σεισμικότητα κάτω από τα Hilina ρήγματα στη νότια πλαγιά του Kilauea προς την χέρσο από την περιστροφική υποθαλάσσια κατολίσθηση της Hilina (Klein και Koyanagi 1989). Επίσης, οι δύο σεισμοί μεγέθους >7 το 1868 μπορεί να προκλήθηκαν από μετακίνηση και των δυο περιστροφικών κατολισθήσεων των Punaluu και Hilina (Clague και Denlinger 1993).

Το ανώτερο τμήμα της περιστροφικής υποθαλάσσιας κατολίσθησης του Punaluu φαίνεται να υπερκείται στην δυτική του πλευρά από λάβα, που εκρήχθηκε υποθαλάσσια από τη νοτιοδυτική ζώνη διάρρηξης του Kilauea. Αυτή η περιοχή που σχηματίζει ένα πλατώ από 900 – 1.200 m βάθος και εύρους 10 km μπορεί να σχηματίστηκε από εκρηχθήσα λάβα

από τη νοτιοδυτική τεκτονική τάφρο καθώς η τεκτονική τάφρος μετανάστευσε ~ 10 km ανατολικά κοντά από το όριο Mauna Loa – Kilauea στη σημερινή της θέση (Χάρτης 5.1, Σχήμα 5.8). Η ανατολική άκρη της περιστροφικής υποθαλάσσιας κατολίσθησης του Punaluu δεν φαίνεται καθαρά από τις νεότερες κατολίσθησεις των Hilina και Para'u οι οποίες υπέρκεινται σε αυτή. Περίπου 10 km ανατολικά του υποθαλάσσιου βουνού Para'u υπάρχει μια απότομη προσανατολισμένη στα ανατολικά ζώνη ακανόνιστου λοβοειδούς εδάφους (Σχήματα 5.8 και 5.2-5.4) που μπορεί να μαρκάρει την θαμμένη ανατολική άκρη της περιστροφικής υποθαλάσσιας κατολίσθησης του Punaluu η οποία τώρα έχει ενσωματωθεί στη νεότερη περιστροφική κατολίσθηση της Hilina.

Μια ευκρινής ελλειπτική μορφή με κύρια διάμετρο 5 km είναι ορατή στις ψηφιακές εικόνες δυτικά του υποθαλάσσιου βουνού Para'u στην περιστροφική υποθαλάσσια κατολίσθηση του Punaluu (Σχήματα 5.3, 5.4, και 5.8). Λεπτομερής βαθυμετρία (Chadwick et al. 1993) υποδηλώνει ότι αυτή είναι ένα επιφανειακό κύριο τοίχωμα περιστροφικής υποθαλάσσιας κατολίσθησης και βάση.



**Σχήμα 5.8:** Χάρτης κλιτύων του κεντρικού Kilauea και της υποθαλάσσιας νότιας πλαγιάς του. Οι απότομες κλιτύες είναι οι πιο σκοτεινές. Οι διακεκομμένες γραμμές ορίζουν τη νοτιοδυτική και ανατολική ζώνη διάρρηξης του ηφαιστείου Kilauea οι οποίες συναντιούνται στην καλδέρα στην κορυφή του ηφαιστείου.

### 5.3.6 Ίζημα σε αβυσσαλέα βάθη

Το μεγαλύτερο τμήμα του επίπεδου ωκεάνιου πυθμένα σε αβυσσαλέα βάθη προς την θάλασσα από την βάση των πλαγιών του ηφαιστείου καλύπτεται από ίζημα (As). Ισοστατική καθίζηση της Ράχης της Χαβάης έχει δημιουργήσει μια τεράστια υποχώρηση κάτω από αυτήν λόγω του βάρους των νέων ηφαιστειών που αποτελούν την ράχη. Ο άξονας της τάφρου της παρακείμενης στην ράχη που οφείλεται από αυτή την υποχώρηση, που ονομάζεται βαθιά θαλάσσια τάφρος της Χαβάης, είναι κοντά στην βάση της ράχης. Είναι μια ζώνη ενεργής ιζηματογένεσης από τουρβιδιτικά ρεύματα, και είναι ένας συνηθισμένος προσορισμός για μεγάλες κατολισθήσεις κορημάτων (Χάρτης 5.1). Έξω από την θαλάσσια τάφρο το ίζημα λεπταίνει προοδευτικά σε ένα γενικό πάχος  $\sim 100$  m όπου ο ρυθμός ιζηματογένεσης επηρεάζεται λίγο από την εγγύτητα προς το νησί. Η ηλικία του ωκεάνιου φλοιού στην περιοχή της Χαβάης είναι  $\sim 110$  εκατομμύρια χρόνια (Waggoner 1993) και επομένως ο μέσος ρυθμός αυτής της πελαγικής ιζηματογένεσης είναι  $\sim 1$  m/m.y. . Πλησιέστερα προς τα ηφαίστεια, το πάχος των ιζημάτων αυξάνεται αστραπιαία λόγω της συμβολής δετρίτικου υλικού από τα ηφαίστεια που μεταφέρεται με την ηφαιστειακή σποδό, τον αιολικό κονιορτό και με τουρβιδιτικά ρεύματα. Ο μέσος ρυθμός της ιζηματογένεσης στα απομεμακρυσμένα τμήματα αρκετών κατολισθήσεων κορημάτων, όπως καθορίστηκε από το πάχος των ιζημάτων που μετρήθηκε με sonar και την ηλικία η οποία υπολογίστηκε από την ηλικία του τέλους του κτισίματος της ασπίδας στο φιλοξενόν ηφαίστειο, είναι  $\sim 2,5$  m/m.y. (Moore et al. 1994b), και ο ρυθμός ιζηματογένεσης στη θέση 842 του Ocean Drilling Program (320 km δυτικά του νησιού της Χαβάης) είναι 4-5 m/Ma (Garcia και Hull 1994).

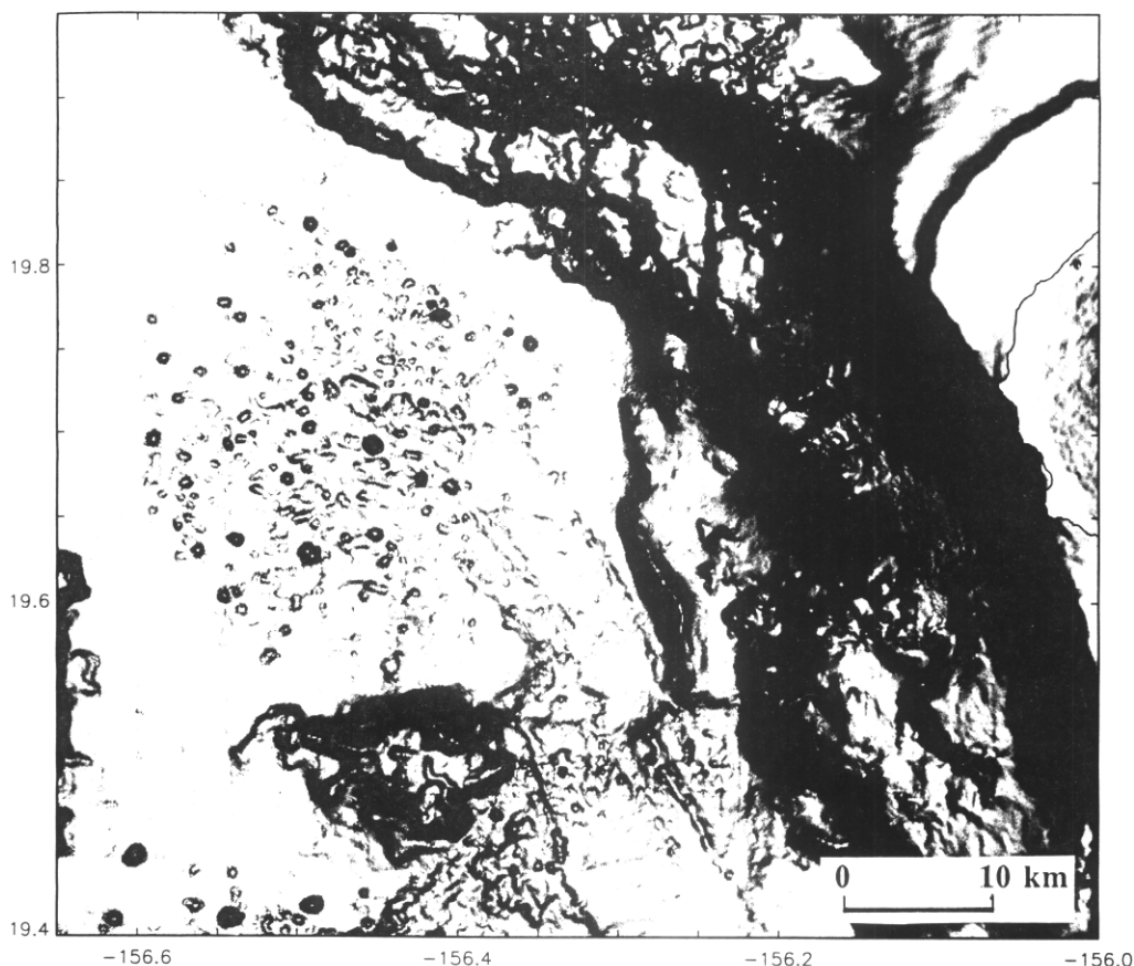
Στο νοτιοδυτικό τμήμα της περιοχής του χάρτη το αβυσσαλέο ίζημα είναι συγκεκριμένα παχύ και είναι αποσθρωμένο (διαβρωμένο) και χαράσσεται με ένα δονδροειδές σχέδιο από χαράδρες βάθους λίγων δεκάδων μέτρων (Σχήματα 5.3 και 5.4). Μερικές από τις κορυφές των χαραδρών είναι ανάμεσα στα τεράστια κομμάτια του απομεμακρυσμένου τμήματος της κατολίσθησης κορημάτων της Νότιας Kona και άγονται βόρεια μέσα στον άξονα της θαλάσσιας τάφρου της Χαβάης βόρεια της κατάληξης της κατολίσθησης Alikea 2. Αυτά προφανώς δημιουργήθηκαν από τουρβιδιτικά ρεύματα. Η απουσία τέτοιων χαράδρων στις άλλες κατολισθήσεις που βρίσκονται στις πλαγιές του Mauna Loa, υποδεικνύει μια λεπτότερη ιζηματογενής επικάλυψη και μια πιο πρόσφατη μετακίνηση από το απομεμακρυσμένο τμήμα της κατολίσθησης της Νότιας Kona, που είχε υποθετηθεί, γι' αυτό τον λόγο, ότι είναι η παλιότερη χαρτογραφημένη πτώση υλικών λόγω βαρύτητας στην περιοχή.

Στη νοτιοανατολική γωνία και στη βορειοανατολική γωνία της χαρτογραφημένης περιοχής το ίζημα είναι λεπτότερο και έτσι περιέχει τη μεγαλύτερη [ποσότητα] πελαγικού συστατικού. Αυτές οι περιοχές του πιο λεπτού ιζήματος μπορεί να αναγνωριστούν από το γεγονός ότι οι γραμμικές ράχες, ελεγχόμενες από ρήγματα με διεύθυνση προς Βορρά, είχαν χαρτογραφηθεί από εικόνες GLORIA (Χάρτης 5.1) από τότε που ακόμα δεν είχαν καλυφθεί από ίζημα. Παρόλο που αρκετές από αυτές τις ελεγχόμενες από ρήγματα ράχες εμφανίζονται στη νοτιοανατολική γωνία του χάρτη του Χάρτη 5.1, αυτές δεν φαίνονται καλά λόγω του υπομνήματος του χάρτη. Αυτές οι ράχες, που περιορίζονται από ρήγματα με διεύθυνση σχεδόν προς Βορρά, είναι τμήματα της υψής του θαλάσσιου πυθμένα, που εκτέθηκαν πολύ πιο πάνω από τον βαθύ ωκεανό, και αντιπροσωπεύουν ρηξιγενείς κατωφέρειες οι οποίες δημιουργήθηκαν στην Κρητιδική ραχη επέκτασης και παράλληλα με αυτήν, τον χρόνο που σχηματίζονταν ο ωκεάνιος φλοιός.

## **5.4 Τεκτονική δομή**

Τα Mauna Loa και Kilauea έχουν την μορφή τραπεζοειδών βουνών. Τα ηφαίστεια είναι πολύ πιο επίπεδα πάνω από το επίπεδο της θάλασσας παρά από κάτω από αυτό (Mark και Moore 1987) (Σχήματα 5.2, 5.3, 5.6, και 5.10). Αυτή η μορφή οφείλεται στο γεγονός ότι η υπόγεια λάβα συμπεριφέρεται με έναν πιο ρευστό τρόπο και σχηματίζει χαμηλές κλιτύες σε σύγκριση με την λάβα που διασχίζει την ακτογραμμή ή έχει εκρηχθεί κάτω στην θάλασσα. Η κλασσική μορφή ασπίδας των ηφαιστειών της Χαβάης αναφέρεται μόνο σε αυτό [το κομμάτι]

πάνω από το επίπεδο της θάλασσας. Η υποθαλάσσια λάβα δεν ρέει τόσο ελεύθερα όσο αυτή στην χέρσο, όπου η λάβα διασχίζει την ακτογραμμή, σβήνει αστραπιαία και υφίσταται κοκκιοποίηση λόγω της συστολής από την ψύξη. Επιπρόσθετα, το φαινόμενο της άνωσης του νερού μειώνει το ειδικό βάρος της λάβας (ή των σπασμένων κομματιών της) κάτω από το νερό και εμποδίζει την κίνησή της κάτω στην κλιτύ (Mark και Moore 1987). Αυτοί οι παράγοντες αναγκάζουν τα υποθαλάσσια υλικά να στοιβάζονται και να σχηματίζουν πιο απότομες υποθαλάσσιες κλιτύες. Καθώς η ακτογραμμή εξελίσσεται, το πλάτος και το ύψος αυτής της απότομης μακριά από την ακτή κλιτύς αυξάνεται, μέχρι να φτάσει στα όρια της αστάθειας και να συμβεί κάποια μορφή βαρυτικής πτώσης.



**Σχήμα 5.9:** Χάρτης κλιτύων της απομακρυσμένης προσχωματικής δομής της κατολίσθησης της Alaka 2 όπως φαίνεται στο βορειοδυτικό τμήμα του Σχήματος 5.3. Οι απότομες κλιτύες είναι οι πιο σκοτεινές.

Ένα εντυπωσιακό χαρακτηριστικό του γεωλογικού χάρτη (Χάρτης 5.1) είναι η επικράτηση των κατολισθήσεων κάτω από το επίπεδο της θάλασσας σε αντίθεση με τα μικρο-ρηγματωμένα ρεύματα λάβας πάνω από αυτό. Η συνειδητοποίηση της σπουδαιότητας αυτών των κατολισθήσεων μπορεί να αποδοθεί άμεσα στις θαλάσσιες έρευνες, και συγκεκριμένα στις πλευρικής σαρώσεως ακουστικές (GLORIA) έρευνες που ξεκίνησαν το 1986. Η συνολική επαγόμενη από την βαρύτητα επέκταση των ηφαιστείων, της οποίας οι κατολισθήσεις είναι ένας κύριος δείκτης, αποδεικνύεται ότι είναι μια θεμελιώδης διαδικασία της ηφαιστειακής ανάπτυξης και πτώσης (Borgia και Treves 1992). Αυτή η επέκταση έχει μορφοποιήσει τα περισσότερα από τα συστήματα ρηγμάτων και από τις ζώνες διάρρηξης, και διαμορφώνει (ρυθμίζει) την εκρηξιγενή δραστηριότητα.

Η αντίθεση των τύπων πετρωμάτων στην ακτή και μακριά από αυτήν οφείλεται στην συνολική εσωτερική τεκτονική δομή των ηφαιστειών που αποτελούν το νησί της Χαβάης. Συναφή υπόγεια ρεύματα λάβας είναι ο κυρίαρχος τύπος πετρώματος πάνω από το επίπεδο της θάλασσας, ενώ ο θρυμματισμένος βασάλτης και κατολίσθηση κορημάτων σε όλα τα στάδια της διάσπασης και θραύσης είναι πολύ συνηθισμένα κάτω από το επίπεδο της θάλασσας. Η περισσότερη λάβα εκρηγνύεται πάνω από το επίπεδο της θάλασσας με εξαίρεση στην υποθαλάσσια επέκταση των ζωνών διάρρηξης, και επομένως καθώς το νησί μεγαλώνει, η υπόγεια λάβα υπερκαλύπτει την θρυμματισμένη υποθαλάσσια φάση. Αυτό το κύριο όριο, γι' αυτόν τον λόγο, πρέπει να εκτείνεται κάτω από το νησί προς το κέντρο του. Το κανονικό όριο μεταξύ της υπόγειας και της υποθαλάσσιας φάσης, παρόλο αυτά, έχει υποχωρήσει πολύ προς το κέντρο των ηφαιστειών (και επομένως είναι βαθύτερο) λόγω της μεγαλύτερης ηλικίας των εσωτερικών, τώρα καλυπτόμενων, ακτογραμμών.

Δύο εγκάρσιες τομές που εκτείνονται από το νησί στην περιοχή μακριά από την ακτή (Σχήμα 5.6) παρέχουν μερικές υποθετικές απόψεις της μακροσκοπικής (αδράς) δομής της περιοχής της νότιας Χαβάης. Οι τομές A-A' και B-B' της νότιας Mauna Loa και του Kilauea αντιστοίχως σχεδιάστηκαν υποθέτοντας ότι τα ηφαίστεια επεκτείνονται προς την θάλασσα μακριά από τους ρευστούς ή πλαστικούς πυρήνες των ζωνών τους διάρρηξης (Delaney et al. 1990) ως ένα αποτέλεσμα του ύψους και του βάρους τους. Η επέκταση του ηφαιστείου μπορεί να συμβαίνει σε μια ζώνη θερμών ολιβινικών κουμουλιτών στην βάση του ηφαιστείου αυτού κάτω από τον μαγματικό του θάλαμο και από τις ζώνες διάρρηξης (Clague και Denlinger 1994). Αυτή η επέκταση (περιστροφική υποθαλάσσια κατολίσθηση) προς τις "ελεύθερες" πλαγιές του ηφαιστείου θα σχηματίσει μια τρίπτυχη στρώση τόσο στο σταθερό τμήμα του ηφαιστείου όσο και στο ανώτερο τμήμα της περιστροφικής κατολίσθησης. Τα στρώματα θα αποτελούνται, από την επιφάνεια προς τα κάτω, από ένα επιφανειακό στρώμα από ρεύματα λάβας και υαλοκλαστίτες που τροφοδοτήθηκαν από υπόγειους αγωγούς πάνω στην ζώνη διάρρηξης, ένα ενδιάμεσο φυλλώδες σύμπλεγμα φλεβών από τροφοδότες της ζώνης διάρρηξης, και ένα βαθύ γαββροϊκό στρώμα (ίσως με κουμουλίτες) που σχηματίστηκε από τα στερεοποιημένα τοιχώματα και δάπεδα του μαγματικού θαλάμου και του κύριου τροφοδοτικού συστήματος της ζώνης διάρρηξης. Αυτή η τρίπτυχη δομή μπορεί να συγκριθεί με τον σχηματισμό του ωκεάνιου φλοιού λόγω της επέκτασης στις μεσοωκεάνιες ράχες (Borgia και Treves 1992).

Μια άποψη της υποδομής των ηφαιστειών κοντά στο Hilo δόθηκε από μια επιστημονική γεώτρηση βάθους 1 km (Stolper et al. 1994) που ολοκληρώθηκε το 1994. Η γεώτρηση, κοντά στο επίπεδο της θάλασσας, εισχώρησε (διαπέρασε) 280 m υλικά του Mauna Loa συμπεριλαμβάνοντας υπόγεια λάβα με μικρούς υαλοκλαστίτες και ιζήματα προερχόμενα από ύφαλο, υποδεικνύοντας ότι η ακτογραμμή του Mauna Loa ήταν γενικά κοντά στην θέση της γεώτρησης για σχεδόν τα τελευταία 100.000 χρόνια. Παρακάτω από τα 280 m η γεώτρηση εισήρθε σε λάβα από το Mauna Kea ηφαίστειο η οποία παρέμεινε μέχρι το τέλος της γεώτρησης σε βάθος ενός χιλιομέτρου. Όλες οι λάβες του Mauna Kea είναι ρεύματα λάβας που εκρήχθηκαν υπογείως τα οποία υποδεικνύουν ότι το ηφαίστειο έχει υποχωρήσει (καθιζάνει) τουλάχιστον ένα χιλιόμετρο αφότου [έγινε] η έκρηξη της λάβας που βρίσκεται στο τέλος της γεώτρησης πριν από περίπου 450 ka (Brent Turrin, προσωπική επικοινωνία, Μάρτιος 1995). Αυτή η υποχώρηση (καθίζηση) έχει επιβεβαιωθεί με την παρουσία μακριά από την ακτή ενός υποβυθισμένου κοραλλιογενούς ύφαλου καταβυθισμένου στα ~ 375 m.

Ένα κύριο δομικό στοιχείο στα περισσότερα από τα ηφαίστεια είναι η παρουσία δύο ή περισσότερων ηφαιστειακών ζωνών διάρρηξης (απεικονισμένες ως μικρές διεκεκομμένες γραμμές στον γεωλογικό χάρτη, Χάρτης 5.1, Σχήμα 5.6). Οι ζώνες διάρρηξης "ακτινοβολούν" ("εκπέμπονται") από τις κορυφές των ηφαιστειών μέσω της ακτογραμμής στον βαθύ ωκεάνιο πυθμένα (Fornari 1987) και λειτουργούν ως αγωγοί για υπο-οριζόντια μετάδοση του μάγματος από τον υπο-κορυφαίο μαγματικό θάλαμο στις πλαγιές του ηφαιστείου. Γενικά, ο όγκος των εκρήξεων από τις ζώνες διάρρηξης υπερβαίνει αυτόν από την κορυφή, προξενώντας έτσι ευκρινείς ράχες για να μαρκάρουν τις ζώνες διάρρηξης τόσο πάνω όσο και, σε έναν ακόμη μεγαλύτερο βαθμό, κάτω από το επίπεδο της θάλασσας. Οι ζώνες διάρρηξης είναι προφανώς ζώνες επέκτασης οι οποίες συνοδεύουν την βαρυτική επέκταση του οικοδομήματος (Fiske και Jackson 1972). Αυτές μαρκάρονται από εκρηξιγενείς αγωγούς και

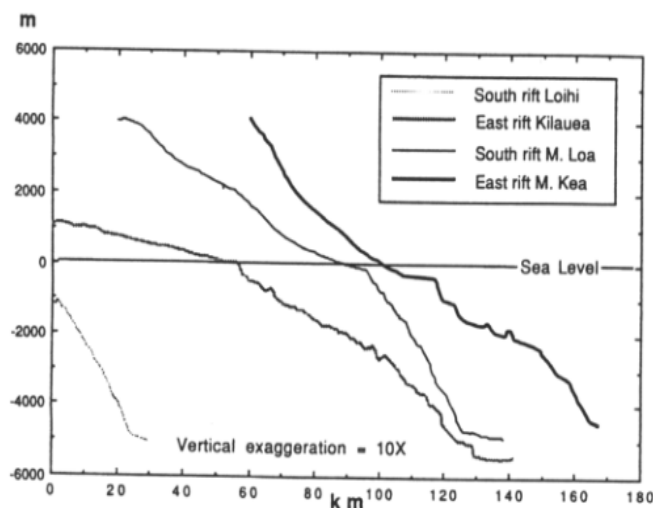
σχισμές, ανοιχτές ρωγμές, βαθουλώματα σε εγκατακρημνισιγενείς κρατήρες και τάφρους εγκατακρημνίσεως. Αυτά τα χαρακτηριστικά [μορφολογικά στοιχεία] μπορεί να κατανέμονται πάνω σε μια ζώνη με εύρος μέχρι και 5 km. Οι διεκεκομμένες γραμμές που εικονίζουν τις ζώνες διάρρηξης του γεωλογικού χάρτη (Χάρτης 5.1) μαρκάρουν μόνο τον άξονα ή το κέντρο των ζωνών διάρρηξης. Επιπρόσθετα στις συμμετρικές ζώνες διάρρηξης που αναπτύσσονται προς τα έξω σε σχέση με τους άξονές τους, οι πλαγιές των υποθαλάσσιων ζωνών διάρρηξης μπορεί να κόβονται από εκτεταμένες κατολισθήσεις. Τέτοιες κατολισθήσεις συνήθως κόβουν προς τα πίσω τους άξονες των ζωνών διάρρηξης, όπου η ενίσχυση από συμπλέγματα φλεβών προφανώς αναστέλει περαιτέρω πτώση. Τέτοιου είδους διαδικασία είναι καταφανής στη νότια πλευρά της βορειοδυτικής τεκτονικής τάφρου του Hualalai, στην δυτική πλευρά της νότιας τεκτονικής τάφρου του Mauna Loa, και στις δύο πλευρές των τεκτονικών τάφρων του Loihi, και πιθανόν στην βόρεια πλευρά της ανατολικής τεκτονικής τάφρου του Kilauea (Χάρτης 5.1).

Οι υποθαλάσσιες ράχες των ζωνών διάρρηξης, όπως και οι πλαγιές των ηφαιστειών, είναι πιο απότομες κάτω από το νερό, αλλά η συνολική απότομη κλίση των επιμήκων αξόνων των ζωνών διάρρηξης είναι μικρότερη από αυτή των πλαγιών των ηφαιστειών τόσο πάνω όσο και κάτω από το επίπεδο της θάλασσας. Οι ζώνες διάρρηξης είναι, κατά μέσο όρο, μακρύτερες από τις περισσότερες πλαγιές των ηφαιστειών αφού αυτές γενικά διασχίζουν την ακτογραμμή στις προεξοχές των νησιών και καταλήγουν (τερματίζουν) σε αβυσσαλέα βάθη στις προεξοχές της βάσης του ηφαιστείου. Οι απότομες κλίσεις της ζώνης διάρρηξης κάτω από το νερό δεν μπορεί να οφείλονται σε όλες τις διαδικασίες που προκαλούν τις ηφαιστειακές πλαγιές να είναι πιο απότομες κάτω από το νερό επειδή η λάβα απορρέει, με τον χρόνο, από αναριθμητούς αγωγούς που βρίσκονται κατά μήκος της ζώνης διάρρηξης τόσο πάνω όσο και κάτω από το επίπεδο της θάλασσας, και δεν ρέει κυρίως από υπόγειους αγωγούς μέσα στη θάλασσα όπως συμβαίνει με τις υπόλοιπες ηφαιστειακές πλαγιές. Επομένως, οι παράγοντες που ελέγχουν τις πιο ομαλές κλιτύς του άξονα της τεκτονικής τάφρου πάνω από το επίπεδο της θάλασσας παρά από κάτω σχετίζονται με αυτούς που ευνοούν την υπόγεια μετακίνηση του μάγματος στους υπόγειους αγωγούς και την εκβολή της λάβας από τους υπόγειους αγωγούς. Συμπεριλαμβανόμενη σε αυτούς τους παράγοντες είναι η μικρή διαφορά πυκνότητας μεταξύ του μάγματος και ρευστού (αέρα ή υγρού) με την οποία το ηφαίστειο μεγαλώνει, καθώς επίσης και η πολύ μεγάλη αντίσταση στη ροή του μάγματος μέσα στην τεκτονική τάφρο προς την θάλασσα από την ακτογραμμή λόγω μιας αύξησης στον ρυθμό ψύξης (Lonsdale 1989). Επιπρόσθετα, η διαστολή (εξάπλωση) των πτητικών [αερίων] στους υπόγειους αγωγούς σε σύγκριση με τους υποθαλάσσιους αγωγούς μπορεί επίσης να ελέγξει τον όγκο και τον ρυθμό της υπόγειας έναντι της υποθαλάσσιας έκρηξης.

Τα επιμήκη προφίλ των ζωνών διάρρηξης από τέσσερα ηφαίστεια δείχνουν μια απομεμακρυσμένη απότομη κλίση του υποθαλάσσιου τμήματος της ζώνης κάτω από τα 2.300 – 3.200 m βάθος παρά τις διαφοροποιήσεις στη συνολική υποθαλάσσια κλίση μεταξύ των τομών (Σχήμα 5.10). Μια πιθανή εξήγηση για αυτή την αύξηση στην κλιτύ με το βάθος είναι η επιρροή της κρίσιμης πίεσης του νερού στις εκρηξιγενείς διαδικασίες. Οι κρίσιμες σταθερές του καθαρού νερού είναι 374°C και 220 bars και του θαλασσινού νερού ~ 405°C και ~ 300 bars (Bischoff και Rosengbauer 1985). Η κρίσιμη πίεση του θαλασσινού νερού είναι ισάξια με το βάθος των ~ 2.900 m όταν η πυκνότητα του θαλασσινού νερού λαμβάνεται υπόψη. Πάνω από αυτό το βάθος όταν το θαλασσινό νερό θερμαίνεται στους περισσότερο από 405°C από την λάβα θα βράσει και ο διαστελλόμενος ατμός θα τείνει να καθαρίσει τον αγωγό με τον ίδιο τρόπο (αν και πολύ πιο απλοποιημένος) που οι φρεατομαγματικές εκρήξεις κοντά στο επίπεδο της θάλασσας γίνονται πολύ εκρηκτικές από την διαστολή (εξάπλωση) του ατμού. Κάτω από τα 2.900 m, το θαλασσινό νερό δεν θα διαστέλλεται (εξαπλώνεται) τόσο πολύ με το ίδιο ποσό θερμότητας και δεν θα προάγει έκρηξη τόσο σθεναρά.

Η ανάπτυξη των ζωνών διάρρηξης της Χαβάης μπορεί να εξεταστεί με την σύγκριση των επιμήκων τομών των ζωνών διάρρηξης των τεσσάρων ηφαιστειών, Loihi, Kilauea, Mauna Loa και Mauna Kea με την σειρά από το νεότερο στο παλιότερο (Χάρτης 5.1, Σχήμα 5.10). Οι ζώνες διάρρηξης αρχίζουν να μορφοποιούνται νωρίς στην ιστορία ενός ηφαιστείου και τελικά αναπτύσσονται πάνω από το επίπεδο της θάλασσας καθώς το ηφαίστειο ωριμάζει. Η υποθαλάσσια νότια ζώνη διάρρηξης του εμβρυϊκού Loihi ηφαιστείου έχει μήκος 25 km, η

ανατολική τεκτονική τάφρος του Kilauea έχει μήκος 130 km (55% της οποίας είναι υποθαλάσσια), η νότια τεκτονική τάφρος του Mauna Loa έχει μήκος 108 km (28% της οποίας είναι υποθαλάσσια), και η ανατολική ζώνη διάρρηξης του Mauna Kea (η οποία δεν εκτίθεται πάνω από το επίπεδο της θάλασσας) έχει μήκος 107 km (61% της οποίας είναι υποθαλάσσια) (Χάρτης 5.1, Σχήμα 5.10). Το υποθαλάσσιο τμήμα όλων των ζωνών διάρρηξης είναι κυρτό προς τα πάνω, ενώ το υπόγειο τμήμα μόνο του Kilauea είναι κυρτό προς τα πάνω. Το υπόγειο τμήμα του Mauna Loa είναι πολύπλοκο με δύο κυρτά προς τα πάνω και δύο κοίλα προς τα πάνω τμήματα, και του Mauna Kea είναι εξολοκλήρου κοίλο προς τα πάνω.



**Σχήμα 5.10:** Τα επιμήκη προφίλ από τη νότια ζώνη διάρρηξης του Loihi, την ανατολική ζώνη διάρρηξης του Kilauea, τη νότια ζώνη διάρρηξης του Mauna Loa, και την ανατολική ζώνη διάρρηξης του Mauna Kea. Τα προφίλ εκτείνονται προς τα κάτω από το κέντρο της καλδέρας προς τις βάσεις των ηφαιστειών.

Το Loihi είναι το πιο απότομο, κατά μέσο όρο  $8^{\circ} - 11^{\circ}$ , από όλα κάτω από το επίπεδο της θάλασσας. Το Kilauea έχει αναπτύξει το πιο ομαλό προφίλ, ίσως επειδή αυτό είναι σε ένα στάδιο της πιο σθεναρής δραστηριότητάς του με τις πιο συχνές και πιο μεγάλες εκρήξεις να συμβαίνουν κατά μήκος του μήκους της ζώνης διάρρηξης, δημιουργώντας έτσι μια ισορροπημένη κλίση από  $1,2^{\circ}$  από την καλδέρα στην ακτογραμμή και μετά  $2,8^{\circ}$  έως  $5,6^{\circ}$  κάτω από το επίπεδο της θάλασσας. Το παλιότερο, μεγαλύτερο, και υψηλότερο Mauna Loa τώρα εκρηγνύει μεγαλύτερη ποσότητα λάβας από το υπόγειο τμήμα του, έτσι εξελίσσει την ακτογραμμή του και αυξάνει την ποσότητα της ζώνης του διάρρηξης πάνω από το επίπεδο της θάλασσας. Το υποθαλάσσιο τμήμα έχει πολύ πιο απότομη κλίση, (σε σχέση με το Kilauea) μέχρι  $7,1^{\circ} - 10,3^{\circ}$ . Η ζώνη διάρρηξης του Mauna Kea δεν φαίνεται καθαρά στο υπόγειο τμήμα της, προφανώς εξαιτίας του καλύμματός της από αλκαλική λάβα. Αυτά τα ρεύματα λάβας είναι πολύ ιξώδη προκαλώντας έτσι σε αυτά να γίνονται πιο παχιά με αποτέλεσμα ουσιαστικά να αυξάνεται η ανώτερη υπόγεια κλιτύ έτσι ώστε να την κάνει ευκρινώς κοίλη προς τα πάνω (Moore και Mark 1992).

Το Mauna Kea, και σε λιγότερη έκταση το Mauna Loa, δείχνουν την υποχώρηση των εναλλαγών της πλαγιάς που μαρκάρουν την θέση του επιπέδου της θάλασσας όταν τα ρεύματα λάβας για τελευταία φορά διέσχιζαν ενεργά την ακτογραμμή. Αυτές οι εναλλαγές πλαγιάς είναι τώρα σε βάθος 150 m στο Mauna Loa και περίπου σε 400 m βάθος στο Mauna Kea.

Τα κύρια χαρτογραφημένα συστήματα ρηγμάτων στην χέρσο, με εξαίρεση εκείνα που περιορίζουν τις κορυφαίες καλδέρες, σχηματίστηκαν προφανώς στο ανώτερο εφελκυστικό σύστημα των γιγαντιαίων κατολισθήσεων, που χαρτογραφούνται κάτω από το επίπεδο της θάλασσας στις υποθαλάσσιες πλαγιές των ηφαιστειών και στη παρακείμενη αβυσσαλέα πεδιάδα (Moore και Mark 1992). Το καλύτερο παράδειγμα από ρήγματα που σχετίζονται με κατολίσθηση είναι το σύστημα ρηγμάτων της Hilina στη νότια πλευρά του Kilauea ηφαιστείου, όπου μια σειρά από απότομες, κοίλες προς την θάλασσα κανονικές ρηξιγενείς κατωφέρεις εμφανίζεται κοντά στο ανώτερο τμήμα της περιστροφικής υποθαλάσσιας κατολίσθησης της Hilina (Χάρτης 5.1, Σχήμα 5.8). Ομοίως, ένα μεγάλο σύστημα από υπόγεια ρήγματα εμφανίζεται στις ανώτερες άκρες της κατολίσθησης του Punaluu στη νοτιοανατολική πλαγιά του Mauna Loa. Η περισσότερη από την μετατόπιση σε αυτά τα

ρήγματα συνέβηκε προφανώς σε μια πρόωμη στιγμή όταν η περιστροφική υποθαλάσσια κατολίσθηση του Punaluu ήταν ασταθής εξαιτίας της απουσίας των Kilauea και Loihi ηφαιστείων τα οποία τώρα αντιτοιχίζουν (στηρίζουν) αυτή την πλαγιά του Mauna Loa. Η κατολίσθηση του Punaluu, παρόλο αυτά, μπορεί να είναι ακόμη ενεργή αφού αυτή η περιοχή παραμένει το πιο ενεργό σεισμικά τμήμα του Mauna Loa (Klein και Koyanagi 1989), και ο μεγαλύτερος ιστορικός σεισμός της Χαβάης αποδίδεται στην προς την θάλασσα μετακίνηση σε αυτήν την περιοχή (Wyss 1988). Ένα τρίτο σύστημα ρηγμάτων από μεγάλα υπόγεια ρήγματα (επίσης με κάποια ιστορική δραστηριότητα) εμφανίζεται στις ανώτερες άκρες της περιστροφικής υποθαλάσσιας κατολίσθησης της Βόρειας Kona και της κατολίσθησης κορημάτων της Alika στην δυτική πλευρά του Mauna Loa (Χάρτης 5.1). Η νότια επέκταση του ρήγματος Kealakekua καλύπτεται από άσπαστο κάλυμμα νέας λάβας.

Οι περιστροφικές υποθαλάσσιες κατολισθήσεις των Νότια Kona, Hilina, και Punaluu χαρακτηρίζονται από μεσαίας κλίσης πλατφόρμες λάβας. Αυτές οι πλατφόρμες λάβας σχετίζονται προφανώς με μεγάλα ρήγματα εφιππέυσεως στο κατώτερο συμπίεστικό τμήμα των περιστροφικών κατολισθήσεων. Η επώθηση ανυψώνει το προς την θάλασσα κομμάτι της πλατφόρμας λάβας, σχηματίζει μια ιζηματογενή παγίδα πίσω, και δημιουργεί μια απότομη κατωφέρεια στην προς την θάλασσα άκρη της πλατφόρμας λάβας. Οι Borgia et al. (1990) προτείνουν ότι τέτοιες εφιππεύσεις είναι πιθανόν τυφλές εφιππεύσεις που υπερβαίνονται από πτυχές.

## Κεφάλαιο 6ο

### Σεισμολογικό πλαίσιο έρευνας για το Mauna Loa

#### 6.1 Εισαγωγή

Η σεισμολογική παρατήρηση των ηφαιστειών της Χαβάης ξεκίνησε το 1912, όταν τα πρώτα όργανα Omori και Bosch-Omori εγκαταστάθηκαν στο Whitney Laboratory του Hawaiian Volcano Observatory (HVO) (Apple 1987, J.P.Eaton αδημοσίευτο χειρόγραφο 1986). Αυτά τα πρώτα όργανα ήταν μηχανικά συστήματα, που πρόσφεραν περιορισμένη μεγέθυνση των σεισμικών εδαφικών κινήσεων στη θέση καταγραφής (J.P. Eaton αδημοσίευτο χειρόγραφο 1986, Klein και Koyanagi 1980). Παρόλο αυτά όμως, στα τέλη του Σεπτεμβρίου του 1914, μετά από μια περίοδο 6 εβδομάδων επιδιορθώσεων και βελτιώσεων, ξεκίνησε η καταγραφή αυτού [του γεγονότος] που ερμηνεύθηκε ως ένα ξεκάθαρο σεισμικό προανάκρουσμα της έκρηξης του Mauna Loa στις 25 Νοεμβρίου 1914 (Wood 1915). Έτσι η πρώτη έκρηξη που καταγράφηκε από το HVO έγινε στο ηφαίστειο Mauna Loa.

Από εκείνη την χρονική περίοδο, καθώς τα όργανα στη Χαβάη βελτιώθηκαν και αυξήθηκαν σε αριθμό, το HVO κατέγραψε και ανέφερε πολυάριθμες εκρήξεις τόσο στο ηφαίστειο Kilauea όσο και στο ηφαίστειο Mauna Loa. Αρχικά στην ιστορία του HVO, το Mauna Loa ήταν το πιο ενεργό από τα δυο ηφαίστεια (π.χ., Klein 1982). Στο πρόσφατο παρελθόν, παρόλο αυτά, από την έκρηξη του Mauna Loa το 1950 και μετά, το Kilauea έχει εκρηχθεί πολύ πιο συχνά από το Mauna Loa. Έτσι, το HVO έχει επιτύχει περισσότερο λεπτομερείς ενόργανες παρακολουθήσεις για το Kilauea που παράχθηκαν από τις περισσότερες συχνές εκρήξεις που συνέβησαν σε αυτό, επιτρέποντας έτσι περισσότερο λεπτομερείς ερμηνείες και μοντελοποιήσεις της μεταφοράς του μάγματος και άλλων χαρακτηριστικών του Kilauea. Συγκριτικά, το Mauna Loa έχει λιγότερο μελετηθεί.

Οι εκρήξεις στο Mauna Loa το 1975 και το 1984 συνέβησαν και οι δύο κατά την διάρκεια της σχετικά μοντέρνας σεισμολογικής εποχής για το HVO. Γεωλογικές, σεισμολογικές, και γεωδαιτικές έρευνες επικεντρωμένες στους χρόνους των εκρήξεων έδωσαν πληροφορίες για τα χαρακτηριστικά πρότυπα της μετακίνησης του μάγματος και της επανατοποθέτησης φλεβών για το Mauna Loa καθώς και για το Kilauea (Lockwood et al.1987). Η συνεχής γεωδαιτική και σεισμολογική παρατήρηση βοήθησαν στην καθιέρωση ενός πλαισίου εργασίας-έρευνας βασισμένου σε ενόργανες μετρήσεις κατά το οποίο συμβαίνουν οι ηφαιστειακές διεργασίες.

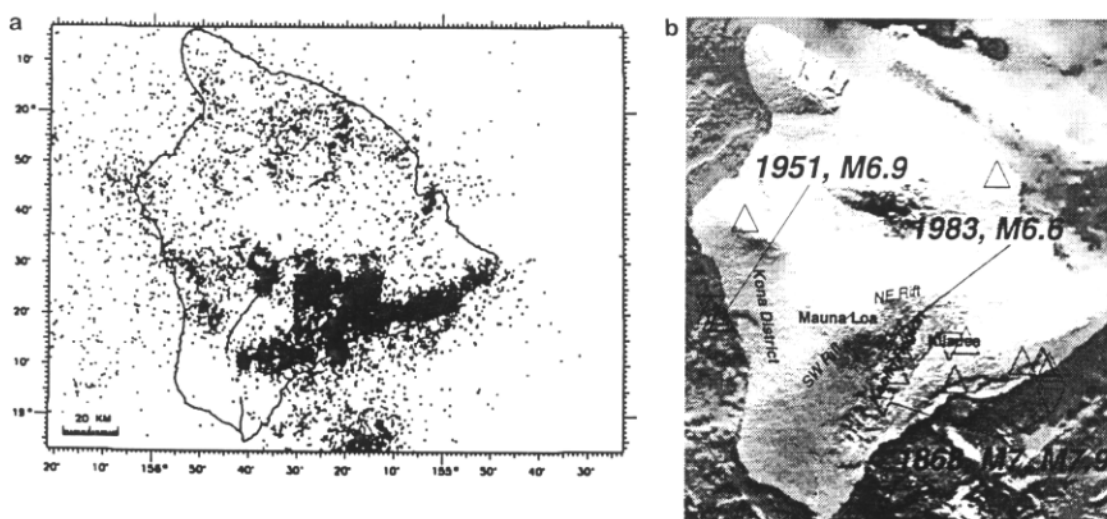
Από την έκρηξη του 1984 και μετά, το ηφαίστειο Mauna Loa είναι ήρεμο, και η εκρηξιγενής δραστηριότητα στη Χαβάη έχει περιοριστεί στην τωρινή έκρηξη της ανατολικής ζώνης διάρρηξης του Kilauea που ξεκίνησε από τον Ιανουάριο του 1983. Αυτή η εργασία κυρίως εξετάζει πρώιμες σεισμολογικές παρακολουθήσεις της σεισμικής δραστηριότητας που προηγήθηκε των εκρήξεων του 1975 και 1984. Θα γίνει η περιγραφή της σημερινής πρακτικής της σεισμολογικής παρατήρησης του HVO και μετά θα γίνει η ανάλυση της σεισμικότητας πριν από τις εκρήξεις του 1975 και 1984. Στο τέλος, θα γίνει εξέταση της σημερινής σεισμικότητας κάτω από το Mauna Loa και θα προταθούν ορισμένα σημεία για μελλοντική έρευνα και παρατήρηση του ηφαιστείου Mauna Loa.

#### 6.2 Σημερινή πρακτική παρατήρησης

Από τις μέρες της λειτουργίας των πρώτων μηχανικών σειсмоγράφων σε απομονωμένες εγκαταστάσεις στο νησί της Χαβάης, το HVO έχει επεκτείνει και βελτιώσει τις δυνατότητες των λειτουργιών του σεισμολογικού του δικτύου αφού τα επιτεύγματα στην σεισμολογική ενόργανη επιστήμη το έχουν επιτρέψει (Klein και Koyanagi 1980, Klein et al.1987). Το σεισμολογικό δίκτυο του HVO περιλαμβάνει τώρα 53 σταθμούς που καλύπτει έτσι ολόκληρο

το νησί, παράγοντας ένα σύνολο 86 καναλιών από δεδομένα που καταγράφονται κεντρικά και επεξεργάζονται στο HVO. Ιδιαίτερη εστίαση παρατήρησης γίνεται στο Kilauea, και οι περισσότεροι από τους σεισμολογικούς σταθμούς συγκεντρώνονται γύρω από την κορυφή του και από τις ζώνες του διάρρηξης, καθώς και στις παρακείμενες ηφαιστειακές πλαγιές. Ένας μικρότερος αριθμός από σταθμούς συγκεντρώνονται γύρω από την κορυφή του Mauna Loa, και επιπρόσθετοι σταθμοί κατανέμονται σχετικά αραιά γύρω από το υπόλοιπο τμήμα του ηφαιστείου.

Η βάση για την σεισμολογική παρατήρηση των ενεργών ηφαιστείων της Χαβάης είναι η επακριβής εκτίμηση των θέσεων των υποκέντρων και των μεγεθών των σεισμών. Για να εκπληρωθεί αυτός ο στόχος, το δίκτυο αποτελείται από μεγάλης μεγέθυνσης, μικρής περιόδου, σεισμόμετρα και από ένα σύστημα καταγραφής βασισμένο σε ηλεκτρονικό υπολογιστή που επιτρέπει καθαρή (σαφή) καταγραφή και επακριβή χρονομέτρηση των αρχών των πρώτων αφίξεων των σεισμικών κυμάτων ακόμα και από πολύ μικρούς σεισμούς. Κάθε χρόνο, το HVO δημοσιεύει μια ανασκόπηση που περιέχει τις θέσεις των υποκέντρων των σεισμών και την υπόλοιπη σεισμική δραστηριότητα, η οποία τώρα διανέμεται ως US Geological Survey Open-File Reports (π.χ., Nakata et al.1994). Αυτές οι ανασκοπήσεις συμπεριλαμβάνουν λεπτομέρειες από το σεισμογραφικό δίκτυο του HVO και από τις διαδικασίες επεξεργασίας των σεισμολογικών δεδομένων.



**Σχήμα 6.1:** Σχηματικός χάρτης του νησιού της Χαβάης, που δείχνει επίκεντρα σεισμών, χαρτογραφημένα χωρίς να ληφθεί υπόψη το μέγεθος ή το εστιακό βάθος, όπως ορίστηκαν από το HVO για το χρονικό διάστημα 1971-1994. Τα επίκεντρα σεισμών μεγέθους  $M \geq 6$  απεικονίζονται στον διπλανό χάρτη αναγλύφου.

Η σημερινή σεισμολογική επεξεργασία συνήθως έχει τυπικές αποκλίσεις λιγότερο από 1 km για τους υπολογισμούς τόσο των επικέντρων όσο και των εστιακών βαθών για σεισμούς μεγέθους  $M \geq 1$  (π.χ., Klein et al.1987, Nakata et al.1994). Η τελική προετοιμασία του καταλόγου των σεισμών των οποίων έχουν υπολογιστεί οι εστιακές παράμετροι για τις ανασκοπήσεις συμπεριλαμβάνουν ξαναυπολογισμό των υποκέντρων, χρησιμοποιώντας το υπολογιστικό πρόγραμμα HYPOINVERSE (Klein 1978, 1989). Η διαδικασία υπολογισμού των εστιακών παραμέτρων ενός σεισμού χρησιμοποιεί ένα, εξαρτημένο του βάθους, μοντέλο πλευρικής ομοιογενούς μεταβολής της ταχύτητας, το οποίο χαρακτηρίζεται από γραμμικώς αυξανόμενες ταχύτητες των σεισμικών κυμάτων μέσα στα δύο στρώματα του φλοιού που υπερκείτονται ενός ομοιογενή μανδύα (Klein 1981). Ακόμα και εκείνοι οι σεισμοί που καταγράφηκαν πριν να εφαρμοστεί η τωρινή (σημερινή) πρακτική υπολογισμού των

εστιακών παραμέτρων ξαναυπολογίζονται αυτές με βάση τις ίδιες σημερινές διαδικασίες. Έτσι, το HVO έχει φτιάξει ως αποτέλεσμα αυτών έναν κατάλογο από υπολογισμένους όσο το δυνατόν καλύτερα σεισμούς, χρονολογημένους μέχρι και το 1959.

Σεισμολογικές παρακολουθήσεις, κυρίως υπολογισμοί των εστιακών παραμέτρων των σεισμών, χρησιμοποιούνται για να επισημανθεί μετακίνηση του μάγματος και να υποδειχθούν μεταβολές μέσα στα ηφαίστεια. Ο αριθμός και η κατανομή των σεισμολογικών σταθμών στο Kilauea και η μεγάλη συχνότητα των εκρήξεών του και των διεισδύσεων στο Kilauea που εντοπίστηκαν με μοντέρνες δυνατότητες παρατήρησης επιτόπου οδήγησε τους Klein et al. (1987) να συνθέσουν μια αυθεντική περιγραφή της σεισμικότητας του Kilauea. Επιπρόσθετα στον καθορισμό τμημάτων του ηφαιστείου για την αποθήκευση του μάγματος και των συστημάτων της μεταφοράς του, η εργασία τους για τις κατανομές των σεισμών στον χώρο και χρόνο βοήθησε στην καθιέρωση βασικών στοιχείων για την φυσική ή την δυναμική κατανόηση της διεργασίας με την οποία το μάγμα μετακινείται μέσα στο ηφαίστειο και μέσα από αυτό. Επίσης έχουν αναγνωριστεί διαφορετικοί τύποι σεισμών κάτω από την καλδέρα του Kilauea, που διακρίνονται με βάση το φασματικό περιεχόμενο των σεισμικών κυματομορφών (π.χ., Koyanagi et al. 1976, Aki και Koyanagi 1981). Αυτοί οι σεισμοί συμβαίνουν μέσα σε ένα επαρκώς πυκνό τμήμα του σεισμολογικού δικτύου ώστε να επιτρέπονται να γίνονται ενόργανοι υπολογισμοί των εστιακών παραμέτρων. Αυτή η δυνατότητα έχει επίσης συνεισφέρει ουσιαστικά στην δημιουργία ενός μοντέλου του συμπλέγματος (συγκροτήματος) της κορυφαίας αποθήκευσης του μάγματος και στην κατανόηση των μηχανισμών μεταφοράς του μάγματος (π.χ., Koyanagi et al. 1976, 1987, Aki και Koyanagi 1981).

Το Σχήμα 6.1 δείχνει τις θέσεις των επικέντρων των σεισμών, που σχεδιάστηκαν από τον κατάλογο σεισμικότητας του HVO για το διάστημα 1971 μέχρι το 1994, για ολόκληρο το νησί της Χαβάης. Επίσης σε αυτό το σχήμα υποδεικνύονται τα επίκεντρα μεγάλων σεισμών ( $M \geq 6$ ) κάτω από τις πλαγιές του Mauna Loa. Για σεισμούς που συνέβησαν πριν από το 1962, λόγω της περιορισμένης ή της μη τοπικής (επιτόπιας) ενόργανης καταγραφής, οι θέσεις των επικέντρων των σεισμών είναι πρόχειρες εκτιμήσεις οι οποίες έχουν πάρα πολύ επηρεαστεί από ιστορικές μακροσεισμικές πληροφορίες (Wyss και Koyanagi 1992).

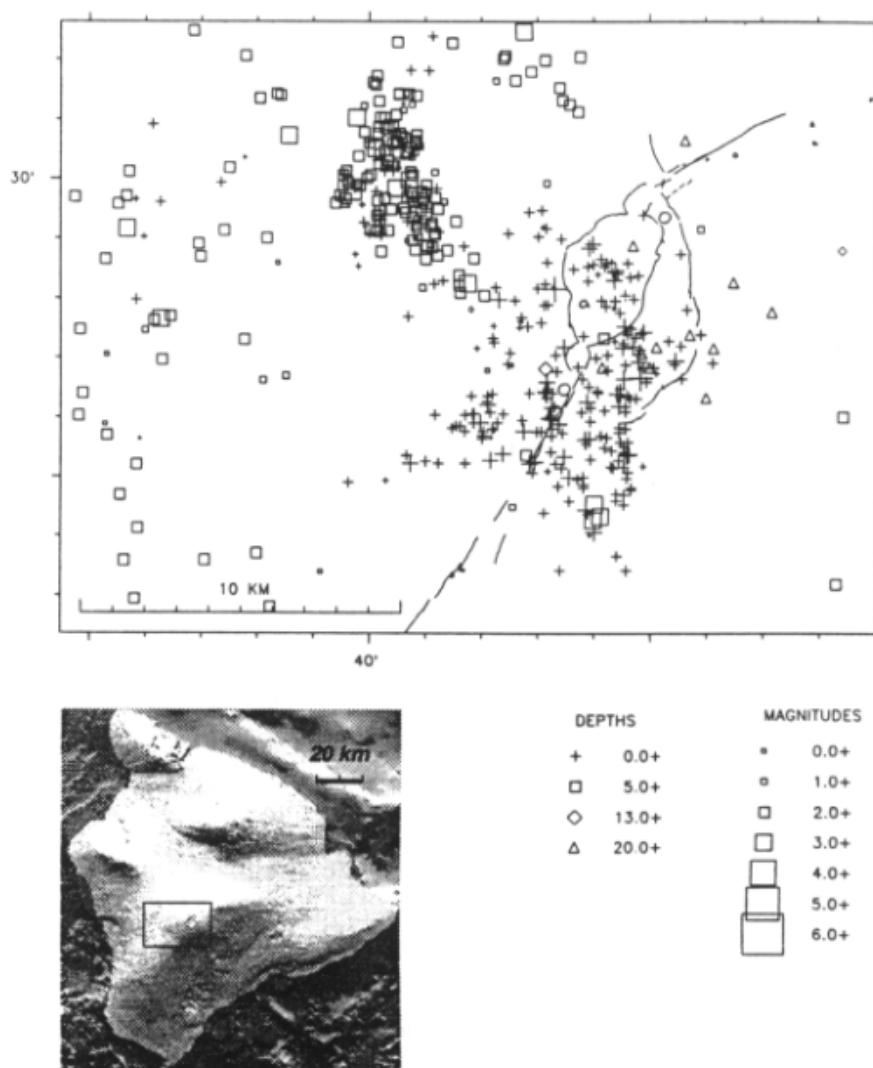
Το Σχήμα 6.1 ξεκάθαρα δείχνει τις πάρα πολύ σεισμικά ενεργές περιοχές που σχετίζονται με την κορυφή, την ανατολική και νοτιοδυτική ζώνη διάρρηξης, και με τη νότια πλαγιά του ηφαιστείου Kilauea. Επίσης εμφανίζεται ως πάρα πολύ σεισμικά ενεργή η περιοχή Kaoiki μεταξύ των κορυφών των Kilauea και Mauna Loa. Η κορυφή του Mauna Loa καθώς επίσης και η βορειοανατολική ζώνη διάρρηξης του σχετίζονται με ομάδες επικέντρων σεισμών. Δυτικά της κορυφής του Mauna Loa, οι σεισμοί είναι λιγότερο πολυάριθμοι, παρόλο που οι χωρικές τους κατανομές ομαδοποιούνται διακριτά μόνο στα δυτικά-βορειοδυτικά της κορυφής και μια γραμμή ανάπτυξης υπάρχει στην επικεντρική κατανομή που αντιστοιχεί με το ρήγμα Kealakekua στην περιοχή Kona της δυτικής Χαβάης.

### **6.3 Πρόσφατη εκρηξιγενής δραστηριότητα**

#### **6.3.1 Η σεισμικότητα της κορυφής του Mauna Loa**

Συμπεριλαμβανόμενη στους κατάλογους των σεισμών που παράχθηκαν από την διάταξη και την πρακτική [εφαρμογή] του μοντέρνου σεισμολογικού δικτύου είναι η σεισμικότητα που συσχετίζεται με τις εκρήξεις του 1975 και του 1984 του Mauna Loa. Άλλοι ερευνητές ανέφεραν μαζί με την σεισμικότητα που συσχετίζεται με αυτές τις εκρήξεις, την συμπεριφορά που παρατηρήθηκε κατά την διάρκεια του μεσοδιαστήματος 1975-84 μεταξύ των εκρήξεων (Decker et al. 1983, Lockwood et al. 1985, Lockwood et al. 1987). Άλλες απόψεις ("πτυχές") της σεισμικής δραστηριότητας που σχετίζονται με την πρόγνωση εκρήξεων από το Mauna Loa αναλύθηκαν από τους Klein (1982) και Decker et al. (1995). Σε αυτό το κεφάλαιο, αναλύεται μερική από την σεισμικότητα προ της εκρήξεως κάτω από την περιοχή της κορυφής του Mauna Loa που αναφέρθηκε νωρίτερα και παρουσιάζονται ορισμένες

διαφορετικές απόψεις ("πτυχές") της σεισμικότητας που καταγράφηκε πριν από αυτές τις δυο εκρήξεις.



**Σχήμα 6.2:** Σχηματικός χάρτης της περιοχής της κορυφής του Mauna Loa, ο οποίος δείχνει τις θέσεις των σεισμών κατά την διάρκεια της δίχρονης περιόδου πριν από την έκρηξη του 1975, χρησιμοποιώντας δεδομένα από τον σεισμικό κατάλογο του HVO. Τα σύμβολα των σεισμών είναι ανάλογα με το μέγεθος και το εστιακό βάθος. Στον ανάγλυφο χάρτη φαίνεται η τοποθεσία στο νησί της Χαβάης.

Σεισμικότητα πριν από την έκρηξη του 1975: Πριν την έκρηξη του 1975 του Mauna Loa ακολούθησε μια φάση ηρεμίας 25 χρόνων μετά από την μεγάλη έκρηξη της νοτιοδυτικής ζώνης διάρρηξης του Ιουνίου του 1950. Στους μήνες που προηγούνταν της έκρηξης του Ιουλίου του 1975, οι σεισμολόγοι του HVO αναγνώρισαν μια αξιοσημείωτη αύξηση στην δραστηριότητα κάτω από το ηφαίστειο. Η ακολουθία και οι αυξήσεις στην σεισμικότητα περιγράφηκαν από τους Koyanagi et al. (1975), οι οποίοι κατέληξαν στο συμπέρασμα ότι τα δεδομένα υποδήλωναν ότι το Mauna Loa ξέφευγε από την κατάσταση ηρεμίας στην οποία βρισκόταν από το 1950 και μετά. Παρόλο που η αναφορά τους έγινε πριν από την έκρηξη, η τελική μορφή της δεν υποβλήθηκε μέχρι που το ηφαίστειο εκρήχθηκε.

Τον Απρίλιο του 1974, όπως επισημάνθηκε από τους Koyanagi et al. (1975), τόσο οι μετρημένοι όσο και οι υπολογισμένοι σεισμοί παρουσίασαν καθορισμένες αυξήσεις πάνω από τα προηγούμενα επίπεδα της σεισμικής δραστηριότητας. Προηγουμένως, οι σεισμολόγοι του HVO επισήμαιναν μια αύξηση στον αριθμό των μετρημένων σεισμών μακράς περιόδου

κάτω από το Mauna Loa, ξεκινώντας με μια απότομη αύξηση στα μέσα Φεβρουαρίου. Έπειτα, όπως περιγράφηκε από τους Decker et al.(1983) και Lockwood et al.(1987), η σεισμικότητα του Mauna Loa συνέχισε να αυξάνεται, με αξιοσημείωτους σημινοσεισμούς τον Αύγουστο και τον Δεκέμβριο του 1974. Μετά από μια σύντομη καθυστέρηση που ακολούθησε το σμήνος σεισμών του Δεκεμβρίου, η ισχυρή σεισμική δραστηριότητα στο Mauna Loa επέστρεψε τον Φεβρουάριο του 1975 και παρέμεινε δια μέσου των μηνών που ακολούθησαν πριν από την έκρηξη στις 5 Ιουλίου.

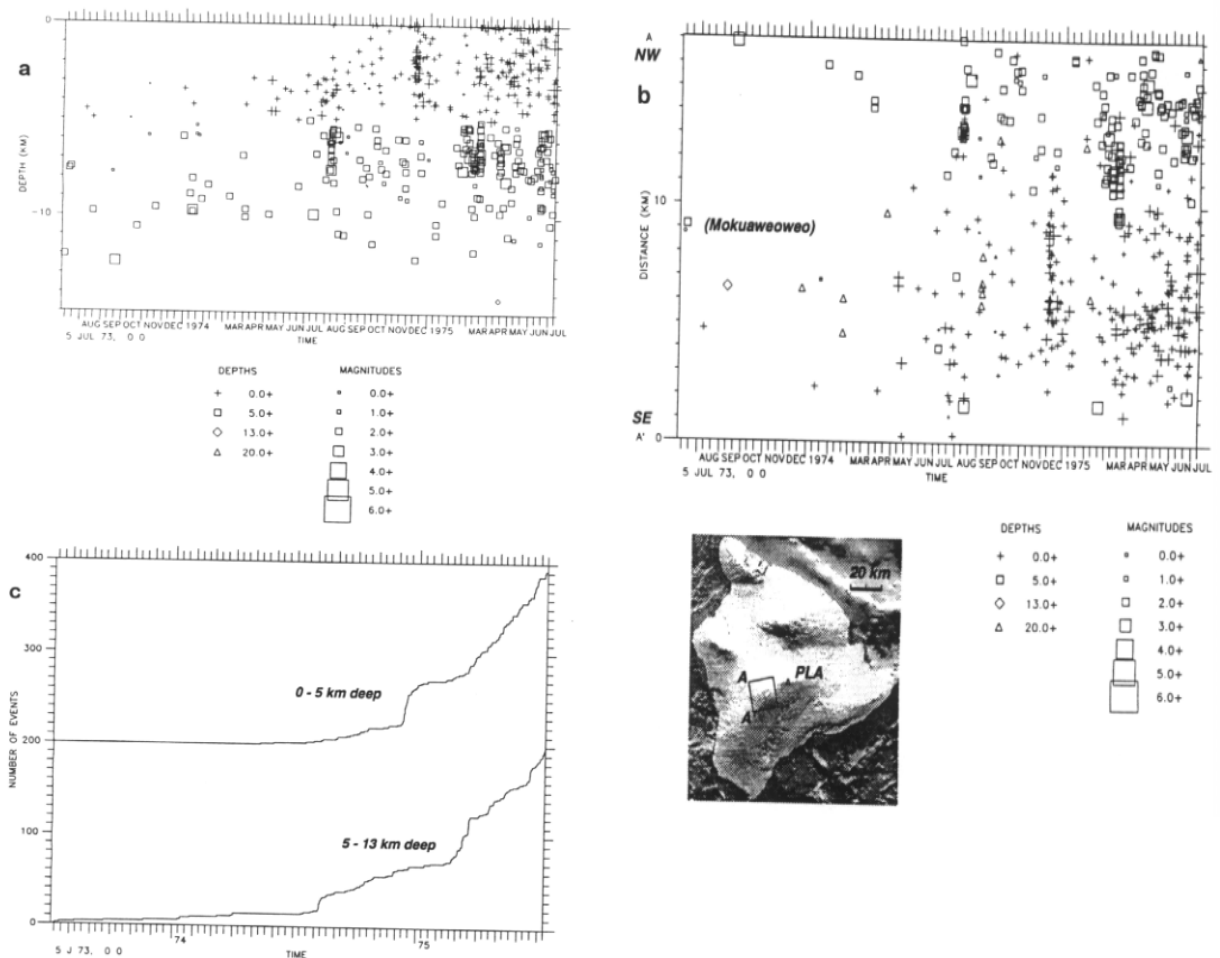
Το Σχήμα 6.2 δείχνει τις θέσεις των επικέντρων των σεισμών κάτω από την περιοχή της κορυφής του Mauna Loa, κατά την διάρκεια μιας περιόδου 735 ημερών ξεκινώντας από τις 5 Ιουλίου του 1973, 2 χρόνια πριν από την αρχή της έκρηξης του 1975. Κατά την διάρκεια αυτής της περιόδου, δυο ομάδες σεισμών είναι ορατοί: μια επιφανειακή ομάδα που συγκεντρώνεται γύρω από την καλδέρα της κορυφής και γύρω από το ανώτερο τμήμα της νοτιοδυτικής ζώνης διάρρηξης, και μια ελαφρώς βαθύτερη ομάδα συγκεντρωμένη βορειοδυτικά της καλδέρας.

Το Σχήμα 6.3 παρέχει επιπρόσθετες λεπτομέρειες για την σεισμικότητα κάτω από την κορυφή του Mauna Loa κατά την διάρκεια αυτής της περιόδου. Η αυξημένη σεισμική δραστηριότητα που οδήγησε στην έκρηξη είχε ξεκινήσει με ένα σχετικά βαθύ σμήνος σεισμών στα βορειοδυτικά της καλδέρας Mokuaweoweo στην κορυφή του Mauna Loa. Το σμήνος σεισμών του Αυγούστου του 1974 αποτελείται κυρίως από σεισμούς που εμφανίζονται σε εστιακά βάθη από 5 μέχρι και 8 km. Το σμήνος σεισμών του Δεκεμβρίου του 1974 ήταν γενικά πιο επιφανειακό, με εστιακά βάθη από 0 μέχρι και 5 km, και πιο κοντά στην καλδέρα. Καθώς ο ρυθμός της επιφανειακής σεισμικής δραστηριότητας εξασθενίζε, οι βαθύτεροι σεισμοί ξανα-εμφανίζονται (ξανα-αναδύονται) στα τέλη του Φεβρουαρίου του 1975. Έπειτα, οι ρυθμοί της σεισμικότητας επιταχύνονταν μέχρι την στιγμή της έκρηξης, με απότομες αυξήσεις και στις δυο κατηγορίες βάθους που καταγράφηκαν τον Ιούνιο του 1975.

Οι Lockwood et al.(1987) περιέγραψαν την έκρηξη του 1975 και την επακόλουθη δραστηριότητα. Οι εκρηξιγενείς αγωγοί περιορίστηκαν στην περιοχή της κορυφής, και εκρηγνύομενη λάβα δεν ήταν πλέον ορατή μετά τις 6 Ιουλίου. Η συνεχιζόμενη εντατική σεισμική δραστηριότητα, συμπεριλαμβάνοντας τον σεισμό μεγέθους  $M=4,5$  στις 9 Ιουλίου κοντά στο Pu'u Ulaula (σταθμός PLA, βλέπε Σχήμα 6.3b), κατά μήκος της βορειοανατολικής ζώνης διάρρηξης του ηφαιστείου, ερμηνεύθηκε πως αυτή υποδεικνύει διείσδυση φλεβών μέσα στην βορειοανατολική ζώνη διάρρηξης και δυναμικές εκρήξεις από βαθιές ρωγμές, αλλά στις 12 Ιουλίου η σεισμική δραστηριότητα υποχώρησε αρκετά ώστε να τελειώσει ο συναγερμός (η εγρήγορση) για έκρηξη.

Σεισμικότητα πριν από την έκρηξη του 1984: Λόγω του ιστορικού προτύπου των εκρήξεων του Mauna Loa – δηλαδή, σχετικά μικρής διάρκειας εκρηξιγενή δραστηριότητα που τοποθετείται γύρω από την κορυφή του Mauna Loa ακολουθείται για αρκετά χρόνια από διαρκή (παρατεταμένη) έκρηξη από έναν αγωγό βαθιά στην τεκτονική τάφρο – και λόγω της συνεχούς διόγκωσης του ηφαιστείου, οι Lockwood et al.(1976) πρότειναν ότι μια μεγαλύτερη έκρηξη από την βορειοδυτική ζώνη διάρρηξης θα συμβεί μέσα σε 3 χρόνια από την έκρηξη του 1975. Παρόλο που δεν έγινε καμιά έκρηξη μεταξύ 1975 και 1978, η συνεχής σεισμολογική παρατήρηση του Mauna Loa υπέδειξε μια ελαφρά αύξηση στην σεισμικότητα ξεκινώντας το 1978. Βασιζόμενοι στην συνεχή γεωδαιτική και σεισμολογική παρατήρηση, οι Decker et al.(1983) αναγνώρισαν μια αύξηση στην πιθανότητα έκρηξης για την περίοδο 2 χρόνων ξεκινώντας από τα μέσα του 1983. Η πρόγνυσή τους μπορεί να αναφέρεται ως ακριβής σε αντιστοιχία με την έκρηξη του 1984 της βορειοανατολικής ζώνης διάρρηξης.

Οι Decker et al.(1983) και Lockwood et al.(1987) επισήμαιναν τις ομοιότητες μεταξύ των προτύπων της πρόδρομης σεισμικότητας πριν από το 1975 και πριν από το 1984. Παρόλο αυτά, ενώ οι ίδιες περιοχές στα βορειοδυτικά και νοτιοδυτικά της καλδέρας Mokuaweoweo ήταν ξανά σεισμικά ενεργές, η ακολουθία της σεισμικότητας που προηγούταν της έκρηξης του 1984 διαφέρει από εκείνη που καταγράφηκε πριν από την έκρηξη του 1975. Τα Σχήματα 6.4 έως και 6.6 δείχνουν τις θέσεις των επικέντρων των σεισμών, τους αθροιστικούς αριθμούς για τα εύρη βάθους 0 με 5 km και 5 με 13 km, και [την κατανομή των σεισμών] σε διάγραμμα απόστασης-χρόνου, αντίστοιχα, για αυτή την περίοδο.



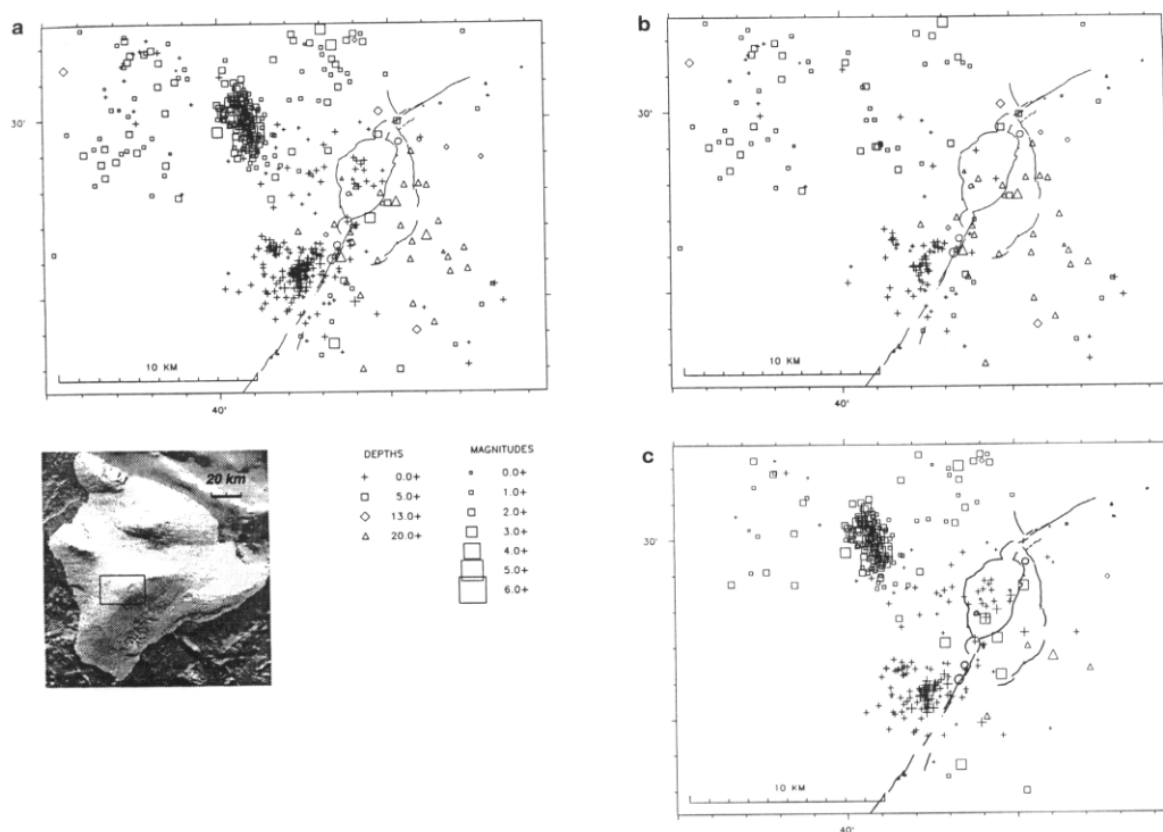
**Σχήμα 6.3:** Η σεισμικότητα στο Mauna Loa κατά την διάρκεια της δίχρονης περιόδου πριν από την έκρηξη του 1975. (a) Τα εστιακά βάθη των σεισμών σε σχέση με τον χρόνο. (b) Διάγραμμα απόστασης-χρόνου για τα επίκεντρα που περιλαμβάνονται στο τετράγωνο κατά μήκος της A-A γραμμής που φαίνεται στον ανάγλυφο χάρτη. (c) Αθροιστικοί αριθμοί των σεισμών σε δύο εύρη βάθους: (0-5km) για την επάνω καμπύλη και (5-13km) για την κάτω.

Κατά την διάρκεια του μεσοδιαστήματος μεταξύ των εκρήξεων, η σεισμικότητα συνεχίστηκε ξεκάθαρα (διακριτά). Το Σχήμα 6.4a δείχνει τις θέσεις των επικέντρων κάτω από την περιοχή της κορυφής του Mauna Loa, όπως στο Σχήμα 6.2 κατά την διάρκεια του μεσοδιαστήματος μεταξύ των εκρήξεων, ξεκινώντας 1 μήνα μετά από την έκρηξη του 1975 και συνεχίζοντας μέχρι και την έναρξη της έκρηξης του 1984. Αυτή η σεισμικότητα διαιρείται σε δύο ομάδες, από τις 5 Αυγούστου του 1975 μέχρι τις 25 Μαρτίου του 1982 (Σχήμα 6.4b), και από τις 25 Μαρτίου του 1982 μέχρι τις 30 Μαρτίου του 1984 (Σχήμα 6.4c), για να δείξει την αύξηση στην σεισμικότητα κατά την διάρκεια των 2 χρόνων πριν από την έκρηξη.

Οι αθροιστικοί αριθμοί του μεσοδιαστήματος μεταξύ των εκρήξεων και η προσωρινή (περιοδική) κατανομή των σεισμών διαφέρει από τα πρότυπα της σεισμικότητας πριν από την έκρηξη του 1975. Όπως αναφέρθηκε νωρίτερα, μια ελαφρώς αύξηση στην σεισμικότητα σημειώθηκε το 1978. Αυτή η δραστηριότητα έδωσε ένα τέλος στην πολύ ήσυχη περίοδο αμέσως μετά την έκρηξη του 1975. Στο υπόλοιπο του μεσοδιαστήματος μεταξύ των εκρήξεων, ο ρυθμός της επιφανειακής σεισμικότητας σταθερά αυξάνονταν και παρουσίασε μια αξιοσημείωτη αύξηση ξεκινώντας από τον Μάρτιο του 1984, αρκετές εβδομάδες πριν από την έκρηξη (Σχήμα 6.5). Η σεισμικότητα στο εύρος βάθους από 5 μέχρι 13 km εμφανίστηκε με έναν σχετικά πιο ομοιόμορφο ρυθμό, με εξαίρεση ένα σμήνος σεισμών τον Σεπτέμβριο του 1983 που ενεργοποίησε την ίδια περιοχή στα βορειοδυτικά της καλδέρας

όπως είχε κάνει η [σεισμική] ακολουθία πριν από την έκρηξη του 1975 (Σχήμα 6.6). Μετά τον σεισμό στο Kaoiki στις 16 Νοεμβρίου του 1983, ο αριθμός των βαθύτερων σεισμών κάτω από την κορυφή του Mauna Loa αυξήθηκε ελαφρώς, αλλά μεταγενέστερα δεν εμφανίστηκε καμμία παρατεταμένη αύξηση στον ρυθμό της σεισμικότητας μεταξύ βάθους 5 km και βάθους 13 km πριν από την έκρηξη του 1984 όπως [είχε γίνει] πριν από την έκρηξη του 1975.

Ανόμοια με την έκρηξη του 1975, η οποία είχε προειδοποιηθεί από τους [προηγούμενους] μήνες με την αυξανόμενη σεισμικότητα στην κορυφή, η πιο ισχυρή ένδειξη για τα ανυψωμένα επίπεδα έξαρσης πριν από την έκρηξη του 1984 ήταν πιθανώς το σμήνος σεισμών του Σεπτεμβρίου του 1983 στα βορειοδυτικά της καλδέρας Mokuaweoweo. Αυτή η σμηνοσειρά περιελάμβανε περίπου 100 σεισμούς καταγεγραμμένους αρκετά καλά ώστε να εντοπιστούν και 2 σεισμοί μεγέθους  $M \geq 4,0$ . Ένα υποσύνολο από επτά από αυτά τα γεγονότα με μέγεθος  $M \geq 3,0$  συμπεριλήφθηκε σε μια εργασία για τους μηχανισμούς γένεσης των σεισμών και για το τοπικό πεδίο τάσεων (Gillard et al.1992). Οι Gillard et al.(1992) βρήκαν (ανακάλυψαν) ένα ομοιογενές σύνολο μηχανισμών γένεσης για αυτό το μικρό υποσύνολο του σμήνους, αποτελούμενο από οριζόντιας μετατόπισης ρηγμάτωση με μια συνιστώσα κανονικής ρηγμάτωσης. Ακόμα και πριν από την εργασία των Gillard et al.(1992), αυτοί οι σεισμοί είχαν κατανοηθεί ότι αντανακλούσαν τεκτονικές προσαρμογές σε παραμορφώσεις αποτελέσματα της ηφαιστειακής φορτώσεως (Lockwood et al.1987, βασιζόμενοι στην επικοινωνία με τον E.T.Endo).

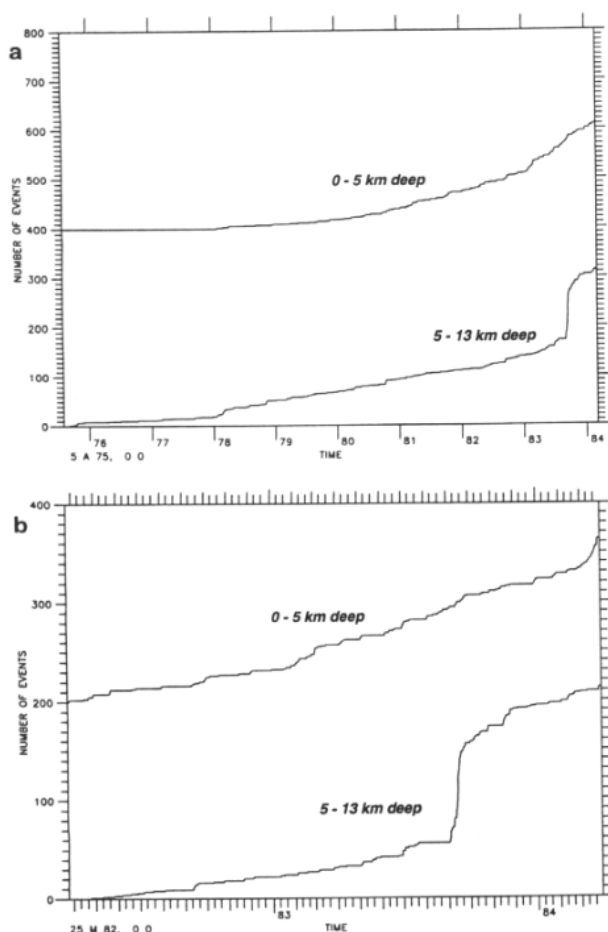


**Σχήμα 6.4:** Η σεισμικότητα της κορυφής του Mauna Loa μεταξύ του 1975 και του 1984 και για λίγες ημέρες μετά την έναρξη της έκρηξης του 1984. (a) 5 Αυγούστου 1975 μέχρι 30 Μαρτίου 1984. (b) 5 Αυγούστου 1975 μέχρι 25 Μαρτίου 1982. (c) 25 Μαρτίου 1982 μέχρι 30 Μαρτίου 1984. Στον ανάγλυφο χάρτη φαίνεται η τοποθεσία στο νησί της Χαβάης.

### 6.3.2 Πλευρική σεισμικότητα του Mauna Loa

Στις 16 Νοεμβρίου του 1983, ένας μεγάλος ( $M=6,6$ ) καταστροφικός σεισμός έγινε κάτω από την περιοχή Kaoiki, στην πλαγιά του Mauna Loa μεταξύ των κορυφών των ηφαιστείων Kilauea και Mauna Loa. Η θέση του επικέντρου του σεισμού υποδεικνύεται στο Σχήμα 6.1. Ορισμένοι ερευνητές έχουν μελετήσει απόψεις ("πτυχές") αυτού του σεισμού καθώς και τα συσχετιζόμενα αποτελέσματά του (π.χ., Endo 1985, Chen και Nabelek 1990, Jackson et al. 1992). Σεισμολογικές μελέτες αυτού του σεισμού υποδεικνύουν ότι σημαντικές, αν όχι οι κυρίαρχες (επικρατούσες), κινήσεις ρηγματώσεως συσχετίστηκαν με προς την θάλασσα ολίσθηση κατά μήκος ενός υπο-οριζοντίου επιπέδου ρηγματώσεως σε βάθος περίπου 12 km (Endo 1985, Chen και Nabelek 1990).

Λόγω του μεγέθους, της θέσης, και του χρόνου αυτού του σεισμού, συμπεριλαμβάνεται αυτός εύλογα στις συζητήσεις των πρόδρομων φαινομένων που συσχετίζονται με την έκρηξη του 1984 (π.χ., Lockwood et al. 1985, 1987). Αναφέρθηκε νωρίτερα ότι ο σεισμός του 1983 στο Kaoiki δεν φαίνεται να επηρεάζει τους ρυθμούς της σεισμικότητας κάτω από την κορυφή του Mauna Loa. Η μετασεισμική ακολουθία, παρόλο αυτά, επεκτάθηκε σε μια μεγάλη περιοχή κάτω από τη νοτιοανατολική πλαγιά του Mauna Loa, όπου συγχωνεύτηκε με την βορειοανατολική ζώνη διάρρηξης του ηφαιστείου. Λόγω της έκτασης της μετασεισμικής ακολουθίας και του τρόπου με τον οποίο τελείωσε η έκρηξη του 1975 μετά από μια ισχυρή διείσδυση μάγματος μέσα στην βορειοανατολική ζώνη διάρρηξης, οι προσδοκίες για μια έκρηξη από τη ζώνη διάρρηξης πιθανόν μόνο να αυξήθηκαν από τον σεισμό του Kaoiki το 1983. Οι κινήσεις προς την θάλασσα της ηφαιστειακής πλαγιάς που συσχετίζονται με τέτοιους μεγάλους σεισμούς μπορούν να διευκολύνουν την μετακίνηση του μάγματος μέσα στο ηφαίστειο.



**Σχήμα 6.5:** Αθροιστικοί αριθμοί των εντοπισμένων σεισμών σε σχέση με τον χρόνο για τις περιόδους από 5 Αυγούστου 1975 έως 30 Μαρτίου 1984 (a) και από 25 Μαρτίου 1982 έως 30 Μαρτίου 1984 (b).

Η περιοχή Kaoiki είναι μια από τις πιο ενεργές σεισμικές ζώνες στο νησί της Χαβάης. Σεισμοί μέσου μεγέθους, συμπεριλαμβάνοντας το γεγονός του Νοεμβρίου του 1983,

συμβαίνουν εκεί επαναλαμβανόμενα. Ο Wyss (1986) έχει προτείνει μια επαναληψιμότητα (κανονικότητα) στην εμφάνιση σεισμών μέσου μεγέθους σε αυτή την περιοχή και έχει προβάλλει (επισημάνει) ένα παράθυρο πρόβλεψης μεταξύ 1992 και 1996 για τον επόμενο σεισμό σε αυτή την ακολουθία. Από το 1962, ένα σύνολο από οκτώ σεισμούς μεγέθους  $M \geq 4,5$  έχουν γίνει στο Kaoiki, τρεις από τους οποίους ήταν  $M \geq 5$ : στις 27 Ιουνίου του 1962 ( $M=6,1$ ), στις 30 Νοεμβρίου του 1974 ( $M=5,4$ ) και στις 16 Νοεμβρίου του 1983 ( $M=6,6$ ). Οι δυο πιο πρόσφατοι σεισμοί σε αυτή την ακολουθία είχαν ακολουθηθεί από εκρήξεις του Mauna Loa.

Εκτός από αυτές τις δύο μοντέρνες εκρήξεις, η αρχική ενόργανη καταγραφή ενισχύει την άποψη ότι μεγάλοι σεισμοί κάτω από τις πλαγιές του ηφαιστείου σχετίζονται με τις εκρήξεις του Mauna Loa. Οι εκρήξεις των 1919, 1935, 1942, και 1950 συνέβησαν όλες μετά από σημαντικούς πλευρικούς σεισμούς (Wyss και Koyanagi 1992). Για αυτές τις εκρήξεις, η ανάλυση (συζήτηση) της έκρηξης του Απριλίου του 1942 της βορειοανατολικής ζώνης διάρρηξης συμπεριλαμβάνει μια αναφορά για έναν πρόδρομο πλευρικό σεισμό (Finch 1943), τον σεισμό του Kaoiki μεγέθους  $M \sim 6$  στις 25 Σεπτεμβρίου του 1941 (Wyss και Koyanagi 1992).

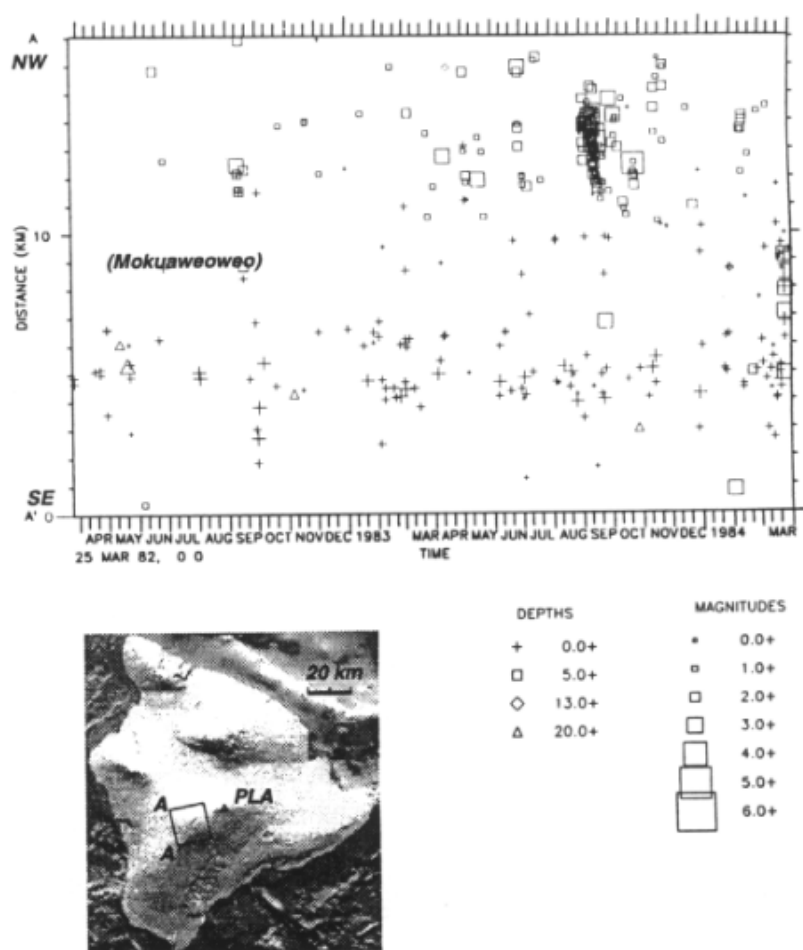
Η έκρηξη του Mauna Loa τον Ιούνιο του 1950 έγινε κατά μήκος της νοτιοδυτικής ζώνης διάρρηξης, 18 μήνες μετά την έκρηξη του Ιανουαρίου του 1949 και μόνο μερικές μέρες μετά τον σεισμό στις 29 Μαΐου του 1950 στην Kona. Η έκρηξη του 1949 προηγήθηκε από μια μικρή αύξηση στην σεισμικότητα η οποία δεν αναφέρθηκε ούτε ως επαρκώς οριστική (ορισμένη) ούτε ως επαρκώς μεγάλη για να επιτρέψει μια πρόβλεψη έκρηξης (Macdonald 1954). Η περιγραφή του Macdonald για την έκρηξη του 1950 περιλαμβάνει μια αναφορά για μια αύξηση στον αριθμό των σεισμών στο Mauna Loa τον Μάιο του 1950, συμπεριλαμβάνοντας τον σεισμό στις 29 Μαΐου. Λόγω του περιορισμένου αριθμού και εύρους (εμβέλειας) των οργάνων που λειτουργούσαν εκείνο τον καιρό, δεν έχουν καταγραφεί λεπτομέρειες της μικροσεισμικότητας και των μηχανισμών του σεισμού κατά την διάρκεια αυτής της ακολουθίας.

Η περιγραφή του Macdonald (1954) τοποθέτησε τον σεισμό της 29<sup>ης</sup> Μαΐου του 1950 κάτω από το ανώτατο τμήμα της νοτιοδυτικής ζώνης διάρρηξης του Mauna Loa. Παρόλο αυτά, από τους μακροσεισμικούς υπολογισμούς και από τις περιορισμένες ενόργανες καταγραφές αυτού του σεισμού (π.χ., Wyss και Koyanagi 1992), πιστεύεται ότι ήταν μεγέθους τουλάχιστον  $M=6,0$ , κάτω από την κεντρική Kona, και ότι είχε παρόμοιο εστιακό μηχανισμό με τον σεισμό της 21<sup>ης</sup> Αυγούστου του 1951 με  $M=6,9$  στην Kona. Οι Beisser et al. (1994), οι οποίοι ανέλυσαν τηλεσεισμικές καταγραφές του σεισμού του 1951, ανέφεραν ότι ο μηχανισμός του σεισμού του 1951, που ήταν παρόμοιος με τους άλλους μεγάλους σεισμούς της Χαβάης (π.χ., Chen και Nabelek 1990), χαρακτηρίζεται από ολίσθηση προς την θάλασσα κατά μήκος ενός υπο-οριζοντίου ρηξιγενούς επιπέδου ή αποκόλληση σε βάθος περίπου 13 km.

Έτσι, ένα πρότυπο για την Kona υπάρχει ανάλογο με το πρότυπο της παραμόρφωσης που εμφανίζεται στην περιοχή του Kaoiki, το οποίο ορίζεται με τις κλίμακες (διαβαθμίσεις) των μεγάλων σεισμών (Beisser et al. 1994) και των μικροσεισμών (Gillard et al. 1992). Οι περιοχικές, προς την θάλασσα, παραμορφώσεις κατά μήκος μιας αποκόλλησης που συσχετίζονται με τους σεισμούς στο Kaoiki και στην Kona μπορούν να διευκολύνουν την μετανάστευση του μάγματος μέσα στα επιφανειακότερα τμήματα του Mauna Loa. Οι μεγάλοι σεισμοί είναι επίσης μέρος της μηχανικής αντίδρασης των ηφαιστειακών πλαγιών στις διεισδύσεις και στις εκρήξεις. Για τους σεισμούς του Kaoiki, η συσχετιζόμενη περιοχή είναι η βορειοανατολική ζώνη διάρρηξης, ενώ οι σεισμοί της Kona σχετίζονται με την δραστηριότητα κατά μήκος της νοτιοδυτικής ζώνης διάρρηξης.

Ο μεγαλύτερος σεισμός που καταγράφηκε ποτέ στην Χαβάη έγινε τον Απρίλιο του 1868, με κέντρο κάτω από τη νοτιοανατολική πλαγιά του ηφαιστείου (Wyss 1988). Χωρίς σεισμολογικές καταγραφές, ο υπολογισμός ενός επακριβούς επίκεντρου είναι δύσκολος, αλλά οι υπολογισμοί που έκανε ο Wyss βάσει ιστορικών στοιχείων υποδήλωναν ότι ο σεισμός έγινε κάτω από την πλαγιά και ήταν ένα μέρος από μια σειρά γεγονότων τα οποία περιελάμβαναν μια έκρηξη από τη νοτιοδυτική ζώνη διάρρηξης του Mauna Loa. Παρόλο αυτά, η σχέση της ηφαιστειακής πλευρικής σεισμικότητας με τις εκρήξεις και την διεισδυση

του μάγματος για [διάφορα] γεγονότα στο φτωχά ενόργανα παρατηρούμενο παρελθόν είναι δύσκολο να επισημανθεί.



**Σχήμα 6.6:** Κατανομή των σεισμών σε σχέση με την απόσταση και τον χρόνο, που προβάλλονται κατά μήκος της γραμμής A-A', για την ίδια περίοδο των δύο χρόνων όπως και στα Σχήματα 6.4c και 6.5b.

#### 6.4 Σημερινή (τωρινή) σεισμικότητα

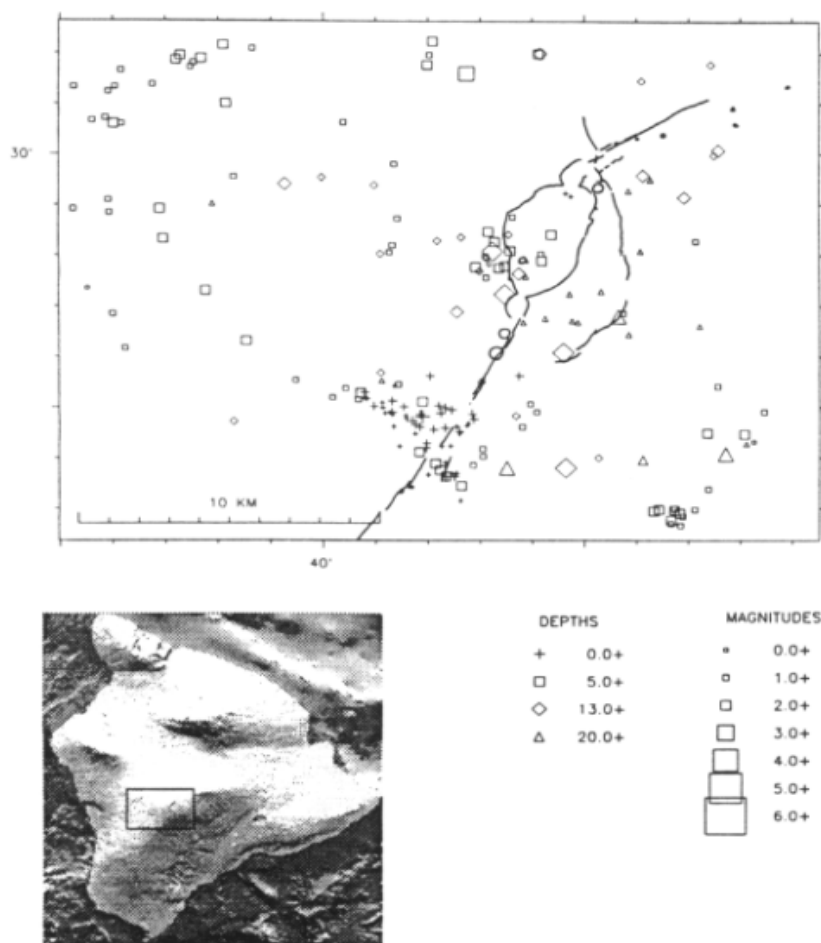
Οι εκρηξιγενείς ακολουθίες του 1975 και του 1984 έδωσαν σημαντικές ευκαιρίες για να παρατηρηθούν και να αναλυθούν πολλές απόψεις (‘‘πτυχές’’) της σεισμικής δραστηριότητας του Mauna Loa. Οι παρατηρήσεις που περιγράφηκαν με συντομία παραπάνω ξεκάθαρα υποδηλώνουν την ύπαρξη, αν όχι ενός ακριβούς επαναλαμβανόμενου προτύπου, σεισμικών πρόδρομων [γεγονότων] για αυτές τις εκρήξεις σε ζώνες στα βορειοδυτικά της καλδέρας Mokuawewewo και κάτω από τη νοτιοδυτική ζώνη διάρρηξης. Η εξέλιξη της σεισμικότητας προ του 1975 ήταν περισσότερο αναγνωρίσιμη από ό,τι ήταν αυτή πριν από την έκρηξη του 1984, πιθανώς εξαιτίας της μεγαλύτερης περιόδου ηρεμίας από την προηγούμενη έκρηξη του 1950.

Κατά το διάστημα μετά την έκρηξη της βορειοανατολικής ζώνης διάρρηξης το 1984, το Mauna Loa είναι σε ηρεμία. Συνεχής γεωδαιτική παρατήρηση υποδεικνύει συνεχιζόμενη διόγκωση στην περιοχή της κορυφής (π.χ., Okamura et al.1991, 1992, Miklius et al.1993). Τα Σχήματα 6.7 και 6.8 χαρτογραφούν την σεισμικότητα για την περιοχή της κορυφής του Mauna Loa, όπως και στα Σχήματα 6.2 και 6.3c, για την περίοδο 1985-94. Ο ρυθμός της σεισμικότητας κάτω από την κορυφή του Mauna Loa αυξομειώνεται. Σε όλη την διάρκεια των αρχών του 1992, οι σεισμοί σε βάθη από 5 έως και 13 km ήταν περισσότερο συχνοί από εκείνους σε βάθη από 0 έως 5 km. Ο ρυθμός των βαθύτερων γεγονότων μετέπειτα μειώθηκε,

και ο ρυθμός των επιφανειακότερων γεγονότων αυξήθηκε ελαφρώς, το 1993, παρόλο που οι αθροιστικοί αριθμοί των εντοπισμένων σεισμών παρέμειναν χαμηλοί. Αυτή η παρατήρηση υποδηλώνει ότι το Mauna Loa έχει ακόμα αρκετό χρόνο για να ανανεωθεί η εκρηξιγενής δραστηριότητά του.

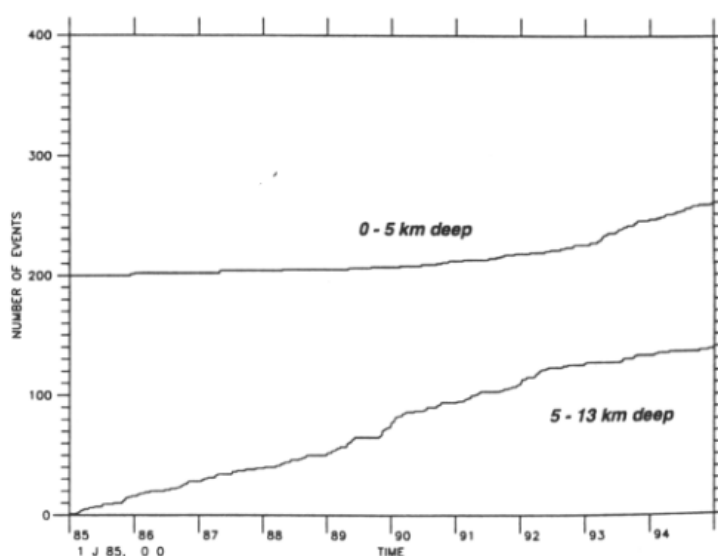
Οι θέσεις των σεισμών και οι σχετικές θέσεις των σμηνοσεισμών ή των επικέντρων σεισμών υποδηλώνουν ορισμένες λεπτομέρειες-κλειδιά για την τελική επανεργοποίηση του Mauna Loa. Το Σχήμα 6.9 δείχνει δύο εγκάρσιες τομές υποκέντρων σε όλο το Mauna Loa. Οι μεγάλες συγκεντρώσεις σεισμών στα ανατολικά τμήματα των εγκάρσιων τομών είναι οι σεισμοί του Kaoiki. Οι σμηνοσεισμοί συμπεριλαμβάνονται στις άλλες ομάδες επίκεντρων των σεισμών στην περιοχή της καλδέρας Mokuaweoweo. Παρόλο που η σεισμικότητα κάτω από την δυτική πλαγιά του Mauna Loa είναι λιγότερο έντονη από ό,τι είναι στην περιοχή Kaoiki, μια αποκόλληση εικάζεται στο όριο το οποίο διαχωρίζει τον επιφανειακό, περισσότερο σεισμικά ενεργό όγκο από το σχετικά ασεισμικό, κατώτερο δυτικό τμήμα.

Δύο τύποι σεισμικής δραστηριότητας έχουν συνδεθεί με τις εκρήξεις του Mauna Loa, και αυξήσεις στους αριθμούς οποιουδήποτε τύπου θα υποδεικνύουν μια πιθανή επικείμενη έκρηξη. Και για τις δυο από τις πρόσφατες εκρήξεις του Mauna Loa, ομάδες επίκεντρων σεισμών, βαθύτερες από 5 km, βορειοδυτικά της καλδέρας της κορυφής του Mauna Loa εντοπίστηκαν ξεκάθαρα και αναγνωρίστηκαν ως μη κανονικές. Σε μεγαλύτερη απόσταση από την κορυφή, μεγάλοι σεισμοί με μηχανισμούς συνδεδεμένους με επιφάνειες αποχωρισμού οι οποίες βρίσκονται από κάτω από τις δυτικές και νοτιοανατολικές πλαγιές του Mauna Loa θα ανυψώσουν το επίπεδο της πρόβλεψης. Κινήσεις προς την θάλασσα των πλαγιών θα διευκολύνουν πιθανότατα τη μετανάστευση του μάγματος προς τα πάνω.



**Σχήμα 6.7:** Σχηματικός χάρτης της περιοχής της κορυφής του Mauna Loa, που δείχνει τις θέσεις των σεισμών κατά την διάρκεια της περιόδου 1\1\1984 – 31\12\1984. Στον ανάγλυφο χάρτη φαίνεται η τοποθεσία στο νησί της Χαβάης.

Ακολουθώντας την πρόταση των Koyanagi et al.(1975) ότι, ομοίως με το σύμπλεγμα της αποθήκευσης του μάγματος κάτω από την κορυφή του Kilauea το οποίο σκιαγραφείται από τις σχετικές θέσεις των διαφορετικών οικογενειών σεισμών (Koyanagi et al.1976, Klein et al.1987), η σεισμική περιοχή κάτω από τους επιφανειακούς σεισμούς στην περιοχή της καλδέρας Mokuaweweο κατορθώνει να αντιπροσωπεύει μια πηγή μάγματος. Μέχρι το μέγεθος που το επιτρέπει η υποκεντρική λεπτομέρεια, αυτή η περιοχή βρίσκεται κάτω από την καλδέρα σε βάθος μεγαλύτερο από περίπου 4 km, αντιστοιχώντας στην περιοχή που απεικονίζεται στο Σχήμα 6.9. Η μοντελοποίηση των γεωδαιτικών δεδομένων που συλλέχθηκαν από αρκετές διαφορετικές γεωδαιτικές παρατηρήσεις έχει οδηγήσει στην πρόταση μιας πηγής μάγματος περίπου στην ίδια θέση και στο ίδιο βάθος (Decker et al.1983, Lockwood et al.1987). Αυτή η γεωδαιτική μοντελοποίηση είναι σύμφωνη με την συνεχή διόγκωση κάτω από την κορυφή του Mauna Loa περίπου στην ίδια θέση (Okamura et al.1991, 1992, Miklius et al.1993).

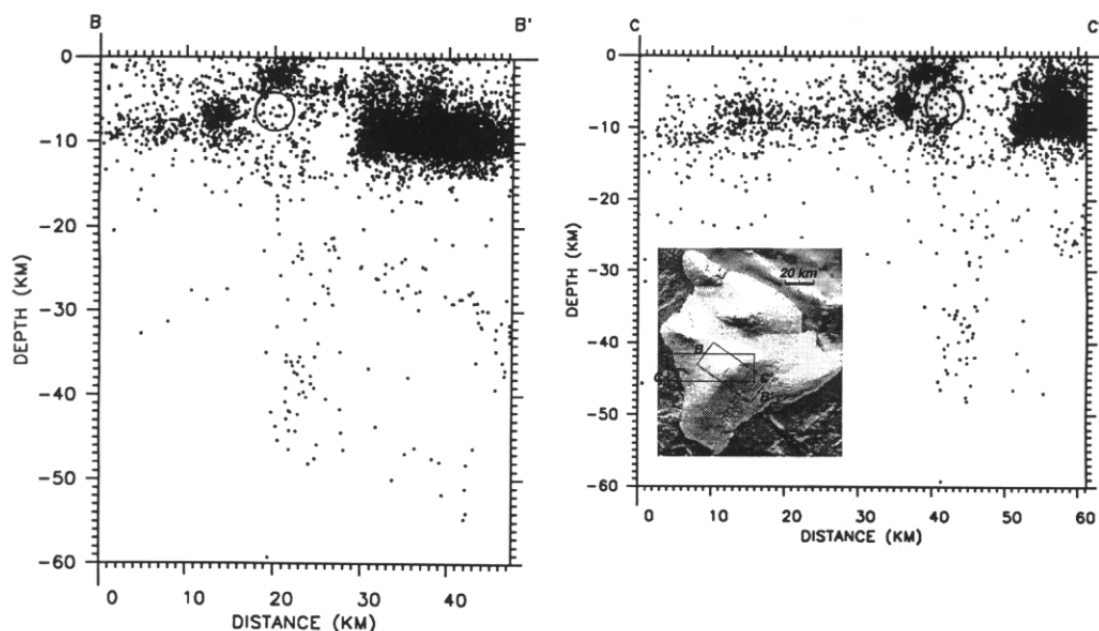


**Σχήμα 6.8:** Αθροιστικοί αριθμοί των εντοπισμένων σεισμών κάτω από την κορυφή του Mauna Loa, κατά την διάρκεια της περιόδου 1\1\1984 – 31\12\1984.

Με την προαναφερόμενη διόγκωση να συμβαίνει κατά προσέγγιση κάτω από την καλδέρα της κορυφής, το Mauna Loa καταφανώς οδεύει κατευθείαν προς την επόμενη έκρηξή του. Μεγάλοι σεισμοί κάτω από τις πλαγιές του Mauna Loa έχουν συνδεθεί με εκρήξεις του Mauna Loa, κυρίως με εκείνες που γίνονται κατά μήκος των ζωνών διάρρηξης. Παρόλο που, όχι όλες οι καταγεγραμμένες εκρήξεις του Mauna Loa έχουν ξεκάθαρα σεισμικά πρόδρομα [φαινόμενα], οι μεγάλοι πλευρικοί σεισμοί που αναφέρθηκαν νωρίτερα είναι πιθανόν ξεκάθαρα πρόδρομα [φαινόμενα] μόνο για ένα υποσύνολο εκρήξεων του Mauna Loa ή μόνο κάτω από συγκεκριμένες συνθήκες.

Η παραπάνω ανάλυση (συζήτηση) βασίζεται στους κατάλογους των σεισμών που διατηρούνται συστηματικά στο HVO, χρησιμοποιώντας ένα σχετικά απλό μοντέλο τοπικών σεισμικών ταχυτήτων στο φλοιό. Η εργασία συνεχίζεται για να βελτιωθεί η σχετική ακρίβεια στον εντοπισμό των σεισμών κάτω από το Kilauea (Got et al.1994, Gillard et al.1994). Παρόμοιες εργασίες πρέπει να γίνουν για να βελτιωθεί η τεκτονική (δομική) λεπτομέρεια στο Mauna Loa. Αυτές οι προσπάθειες θα ενισχύσουν την κατασκευή περισσότερο λεπτομερών, τρισδιάστατων μοντέλων σεισμικών ταχυτήτων βασισμένων στους χρόνους άφιξης των σεισμικών κυμάτων (π.χ., Thurber 1984, 1987) και θα βοηθήσουν σε έναν πιο σίγουρο υπολογισμό των εστιακών μηχανισμών των σεισμών (Karpin και Thurber 1987, Got et al.1994, Gillard et al.1994).

Πρόσφατη εργασία στο Kilauea στοχεύει στην επανεξέταση των σχέσεων μεταξύ των γεωδαιτικών και των σεισμολογικών δεδομένων για μεγαλύτερες χρονικές κλίμακες και μεγαλύτερες τοπικές (περιοχικές) κλίμακες από εκείνες που συνήθως εξετάζονται για συγκεκριμένες λεπτομέρειες που σχετίζονται με την έκρηξη. Αυτές οι μελέτες έχουν οδηγήσει σε ενδιαφέρουσες υπόνοιες για την σχέση μεταξύ των ηφαιστειακών και των τεκτονικών διεργασιών (π.χ., Borgia et al.1990, Borgia 1994, Clague και Denlinger 1994, Denlinger και Okubo 1992, 1995). Λόγω των μεγεθών των ενεργών κατασκευών (Okubo et al.1992, Denlinger και Okubo 1992, 1995), μπορεί να υπάρχει μια σημαντική μηχανική αλληλεπίδραση μεταξύ των Kilauea και Mauna Loa η οποία προς το παρόν δεν έχει ακόμα κατανοηθεί πλήρως.



**Σχήμα 6.9:** Η σεισμικότητα στο Mauna Loa κατά την διάρκεια της περιόδου 1971-94, κατά μήκος των κάθετων τομών B-B' (a) και C-C' (b). Στον ανάγλυφο χάρτη φαίνεται η τοποθεσία στο νησί της Χαβάης.

## 6.5 Συμπέρασμα

Το ηφαίστειο Mauna Loa συνεχίζει να δείχνει σημάδια δραστηριότητας. Τα σημερινά επίπεδα της σεισμικής δραστηριότητας, σε σχέση με εκείνα τα οποία προηγήθηκαν των εκρήξεων του 1984 και του 1975, υποδεικνύουν ότι το ηφαίστειο είναι μερικούς μήνες, αν όχι μακρύτερα, πριν από την επόμενη έκρηξή του. Ένας μεγάλος σεισμός κάτω από τις πλαγιές του Mauna Loa μπορεί να σημάνει την έναρξη της περιόδου της εξέλιξης προς μια έκρηξη, όπως το 1942, το 1950, το 1975, και το 1984.

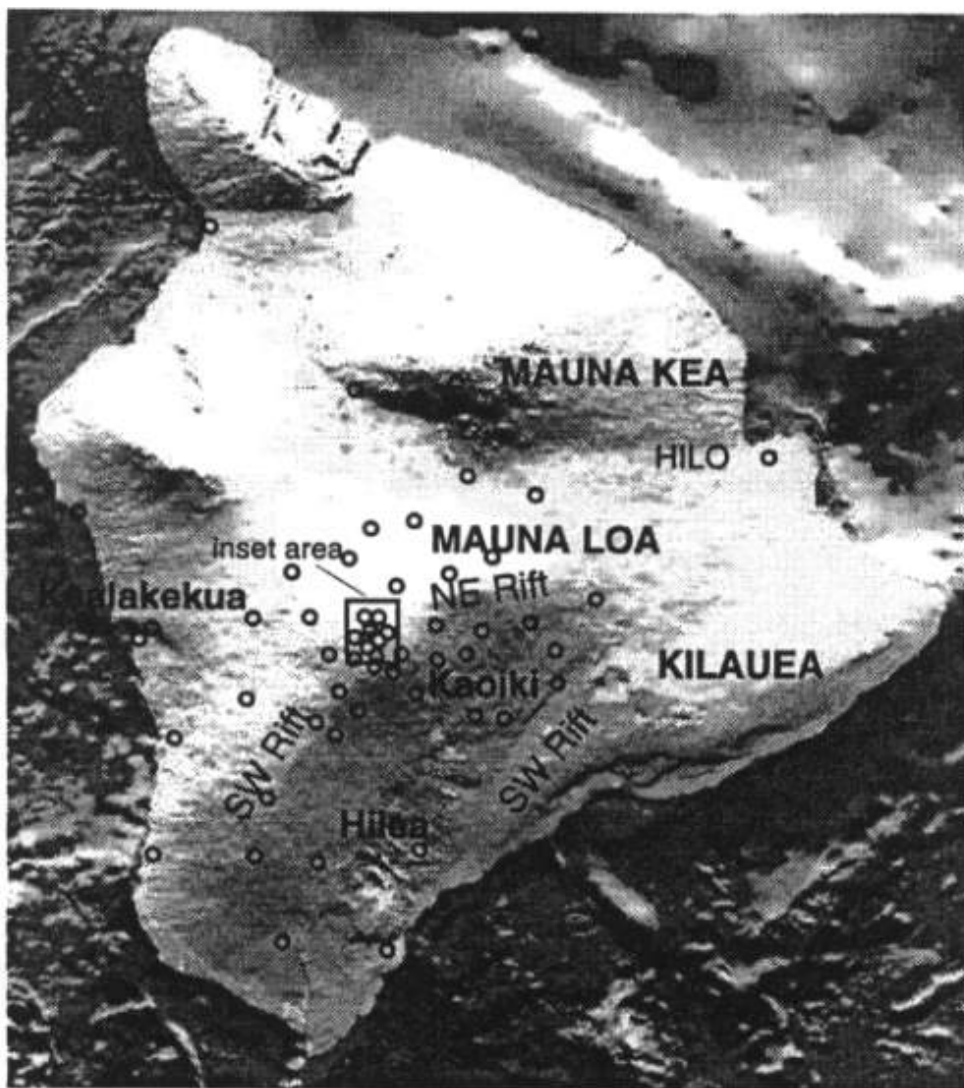
Επειδή η περιοχή της πηγής των σεισμών του Kaoiki βρίσκεται μεταξύ των Kilauea και Mauna Loa, η σεισμική δραστηριότητα στο Kilauea, ειδικότερα κατά μήκος της νοτιοδυτικής του ζώνης διάρρηξης, πιθανότατα επηρεάζει τόσο την περιοχή του Kaoiki όσο και το Mauna Loa. Μελλοντική δραστηριότητα κάτω από το Mauna Loa μπορεί ακόμα να απαιτήσει μια ουσιαστική αλλαγή στην εξελισσόμενη δωδεκάχρονη έκρηξη που συμβαίνει στην ανατολική ζώνη διάρρηξης του Kilauea. Είναι αναγκαία η πιο περιεκτική περιοχική (τοπική) γεωδαιτική και σεισμολογική παρατήρηση για να αναγνωρισθούν κάθε λογικές σχέσεις.

## Κεφάλαιο 7ο

### Πρόσφατη διόγκωση και πλευρική μετακίνηση του Mauna Loa

#### 7.1 Εισαγωγή

Οι κίνδυνοι που προέρχονται από το ηφαίστειο Mauna Loa συμπεριλαμβάνουν τόσο ρεύματα λάβας τα οποία βάζουν σε κίνδυνο πολύ γρήγορα κατοικημένες περιοχές όσο και μεγάλους σεισμούς που παράγουν καταστροφικές εδαφικές αναταράξεις.

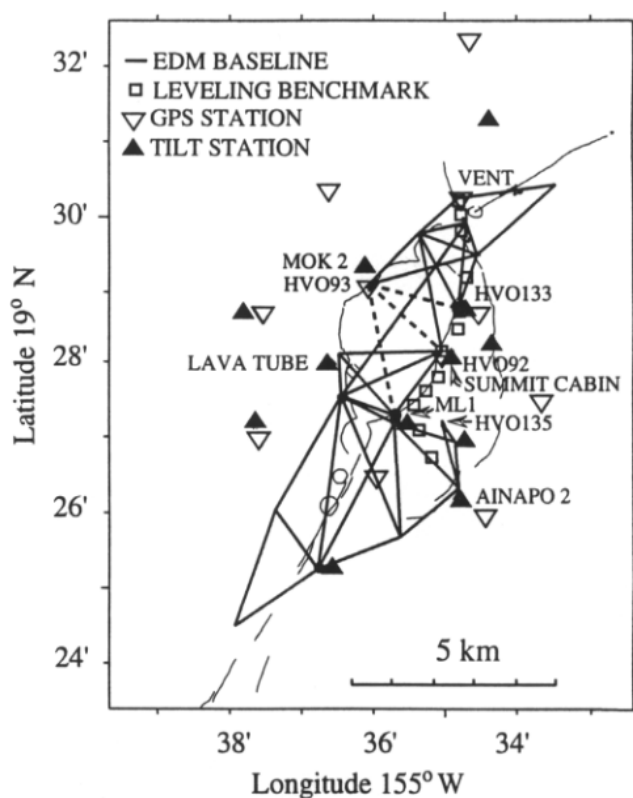


**Σχήμα 7.1:** Χάρτης της Χαβάης στον οποίο μπορούν να διακριθούν γεωμορφολογικά χαρακτηριστικά του νησιού, οι σεισμικές ζώνες Kaoiki, Hilea και Kealakekua, η περιοχή του Σχήματος 7.2 και το τωρινό δίκτυο GPS του Mauna Loa.

Η πιο πρόσφατη έκρηξη, από την βορειοανατολική ζώνη διάρρηξης το 1984, έστειλε ρεύματα λάβας 6,5 km μέσα στην πόλη του Hilo (Σχήμα 7.1). Οι εκρήξεις από τη νοτιοδυτική ζώνη διάρρηξης είναι πιθανώς ακόμα πιο επικίνδυνες. Το Mauna Loa έχει δώσει καταστροφικούς σεισμούς σε ιστορικούς χρόνους, στα συστήματα ρηγμάτων Hilea και Kaoiki στην ανατολική πλαγιά και στο σύστημα ρηγμάτων Kealakekua στην κατώτερη δυτική πλαγιά.

Η γεωδαιτική παρατήρηση στην κορυφή του Mauna Loa, ξεκίνησε στα μέσα της δεκαετίας του 1960, καλύπτει την περίοδο διόγκωσης μεταξύ της σύντομης κορυφαίας έκρηξης το 1975 και της έκρηξης της κορυφής και της βορειοανατολικής ζώνης διάρρηξης του 1984 διάρκειας τριών εβδομάδων. Αυτή η καταγραφή μας δίνει μια βάση για σύγκριση με την τρέχουσα περίοδο διόγκωσης. Ο υπολογισμός της πλευρικής κίνησης ήταν δύσκολος στο παρελθόν λόγω των περιορισμών των μεθόδων της εδαφικής έρευνας. Τα αποτελέσματα των ερευνητικών εκστρατειών του Global Positioning System (GPS) του 1993 και του 1994 προσφέρουν μια πρώτη "ματιά" σε αυτές τις κινήσεις.

Σε αυτή την εργασία, παρουσιάζουμε μια σύντομη περίληψη (επισκόπηση) από αυτά που έχουμε μάθει για την τωρινή κατάσταση του Mauna Loa από την παρατήρηση της παραμόρφωσης της επιφάνειας του εδάφους και παραθέτουμε ορισμένες ερωτήσεις για να καθοδηγηθούν οι μελλοντικές μελέτες.



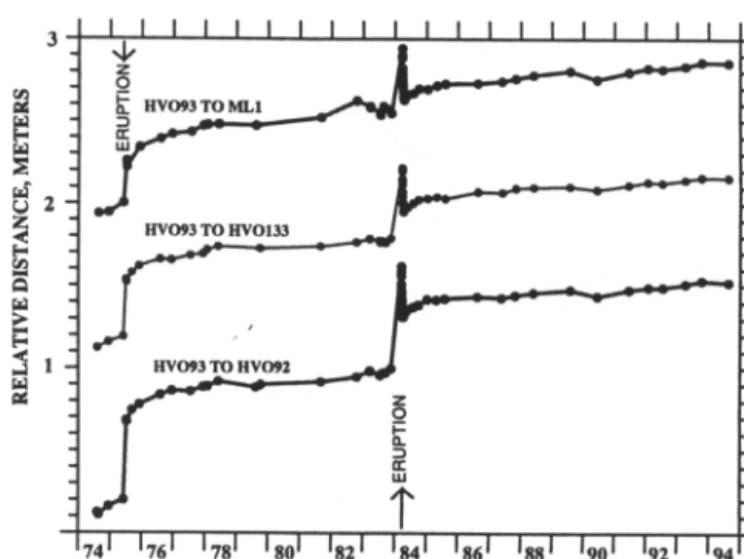
**Σχήμα 7.2:** Το δίκτυο της παρατήρησης της παραμόρφωσης στην κορυφή του Mauna Loa. Οι γραμμές EDM είναι οι διακεκομμένες ενώ οι λεπτές συνεχόμενες γραμμές υποδηλώνουν την καλδέρα της κορυφής, την εξωτερική καλδέρα και τις ζώνες διάρρηξης.

## 7.2 Παραμόρφωση της κορυφής

Το πιο απλό όργανο παρατήρησης της παραμόρφωσης στην κορυφή του Mauna Loa, και το πιο συχνά χρησιμοποιούμενο, είναι ένα σετ από τρεις βασικές γραμμές ηλεκτρο-οπτικής μέτρησης της απόστασης (EDM) από ένα μόνο σταθμό (HVO93 στο Σχήμα 7.2) σε μόνιμα τοποθετημένους ανακλαστήρες δια μέσου της καλδέρας. Έχει επίσης αποδειχτεί ότι είναι ένας αξιόπιστος δείκτης της κατάστασης του επιφανειακού κορυφαίου μαγματικού συστήματος, σε εποχές στις οποίες γίνεται μέτρηση της επέκτασης σε όλη την καλδέρα που συσχετίζονται με περιόδους όταν γίνεται μέτρηση σημαντικής ανύψωσης, κλίσης και οριζόντιας μετατόπισης των σταθμών γύρω από την κορυφή. Σε αυτές τις περιόδους, ο ρυθμός (βαθμίδα)

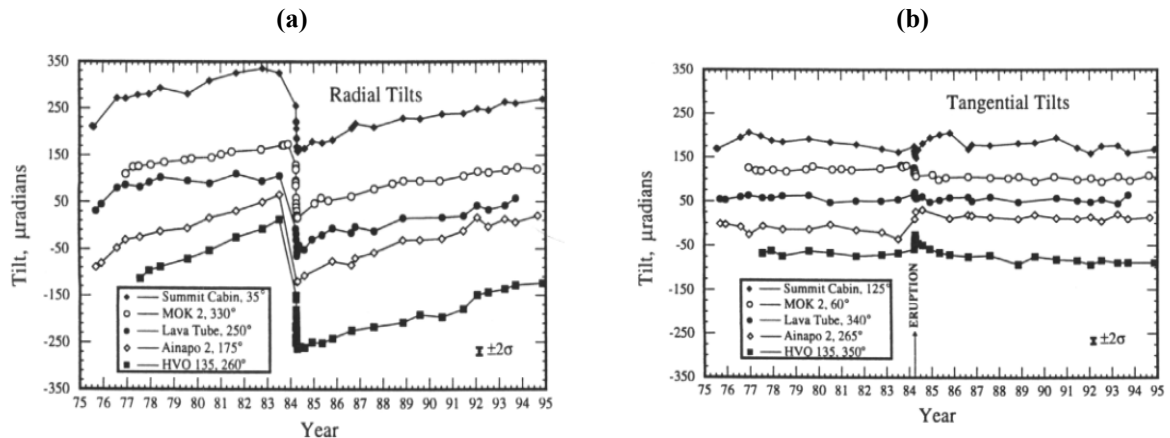
αύξησης της κατακόρυφης μετατόπισης και της οριζόντιας μετατόπισης παρουσιάζεται ακτινικά-συμμετρικά μακριά από μια περιοχή λίγο πιο ανατολικά από την κύρια καλδέρα, σύμφωνα με την διόγκωση ενός επιφανειακού μαγματικού σώματος. Από το 1984, ο ρυθμός της επέκτασης έχει διαφοροποιηθεί κάπως, με τους υψηλότερους ρυθμούς κατά την διάρκεια του χρόνου μετά από την έκρηξη, και με τουλάχιστον δύο περιόδους, από το 1989 μέχρι το 1990 και από το 1993 μέχρι το 1994, όπου τα μήκη των γραμμών δια μέσω της καλδέρας μειώνονται ή δεν μεταβάλλονται (Σχήμα 7.3). Από την έκρηξη του 1984 και μετά, οι γραμμές δια μέσω της κορυφής έχουν επεκταθεί κατά μέσο όρο περίπου 20 cm, κατά προσέγγιση το ίδιο με το ποσό της επέκτασης που παρατηρήθηκε μεταξύ των εκρήξεων του 1975 και του 1984. Τα μεγέθη της οριζόντιας μετατόπισης που υπολογίστηκαν με τη μέθοδο των τριών πλευρών του EDM δικτύου της κορυφής από το 1984 μέχρι το 1991 της τελευταίας επαναμέτρησης αυτού του δικτύου, είναι επίσης τα ίδια ή υπερβαίνουν εκείνα που μετρήθηκαν από το 1975 μέχρι το 1984. Οριζόντιες μετατοπίσεις των σταθμών κοντά στην κορυφή από το 1993 μέχρι το 1994, που μετρήθηκαν με GPS, είναι μικρότερες από την κατά προσέγγιση αβεβαιότητα (απόκλιση) του 1 cm των μετρήσεων.

**Σχήμα 7.3:**  
Χρονικές ακολουθίες των μεταβολών στο μήκος των γραμμών EDM που μετρήθηκαν από το HVO93 σε μόνιμους ανακλαστήρες κατά μήκος της καλδέρας. Οι μεγάλες διογκώσεις στις αρχές των εκρήξεων 1975 και 1984 προκλήθηκαν από τον σχηματισμό φλεβών.



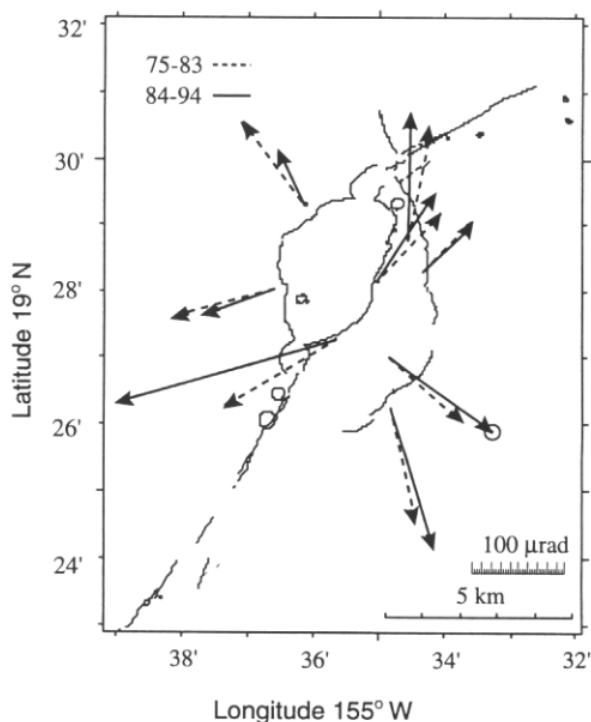
Ένα προφίλ μέτρησης ανύψωσης 7 km κατά μήκος της ανατολικής πλευράς της καλδέρας της κορυφής (Σχήμα 7.2) χρησιμοποιήθηκε για τελευταία φορά το 1991. Η μέγιστη ανύψωση, σχετικά με τον σταθμό Vent (Σχήμα 7.2), που καταγράφηκε σε αυτή την γραμμή από το 1984 μέχρι το 1991 είναι  $32 \pm 2$  cm, κατά προσέγγιση η ίδια με αυτήν που μετρήθηκε από το 1975 μέχρι το 1983. Παρόλο αυτά, η κατακόρυφη μεταβολή που συσχετίζεται με το ξεφούσκωμα κατά την διάρκεια της έκρηξης του 1984 ήταν περισσότερη από 60 cm.

Οι κλίσεις της επιφάνειας του εδάφους έχουν μετρηθεί με τις μεθόδους spirit-level σε σταθμούς πάνω στην κορυφή από τα τέλη του 1975. Αυτοί οι σταθμοί γενικά κλίνουν σε διευθύνσεις που είναι ακτινικές από μια περιοχή λίγο πιο ανατολικά από την κύρια καλδέρα. Επομένως, τα σήματα των κλίσεων σε αντιπροσωπευτικούς σταθμούς απεικονίζονται με τις καλύτερα προσαρμοσμένες ακτινικές και εφαπτομενικές συνιστώσες (Σχήμα 7.4). Σύμφωνα με τα στοιχεία EDM, αυτά τα δεδομένα κλίσης δείχνουν ότι το Mauna Loa άρχισε να ξαναδιογκώνεται αμέσως μετά από την έκρηξη του 1984, και έχει ξαναδιογκωθεί τουλάχιστον τόσο πολύ από το 1984 όπως κατά την διάρκεια του διαστήματος της διόγκωσης πριν από την έκρηξη του 1984 (Σχήματα 7.4 και 7.5). Οι διευθύνσεις των κλίσεων της διόγκωσης αντιτίθενται κυρίως σε εκείνες των κλίσεων του ξεφουσκώματος κατά την διάρκεια της έκρηξης του 1984 (Lockwood et al.1987). Το μέγεθος των κλίσεων της διόγκωσης από το 1984 είναι, παρόλο αυτά, πολύ πιο μικρότερο από το μέγεθος των κλίσεων του ξεφουσκώματος των ταυτόχρονων με την έκρηξη.



**Σχήμα 7.4:** Ακτινικές (a) και εφαπτομενικές (b) συνιστώσες της κλίσης σε αντιπροσωπευτικούς σταθμούς κοντά στην κορυφή του Mauna Loa (βλέπε Σχήμα 7.2).

Μεταβολές στα μήκη των γραμμών που μετρήθηκαν με EDM και κατακόρυφες μεταβολές που μετρήθηκαν με μέτρηση διαφοράς επιπέδων από το 1984 μέχρι το 1991 προσαρμόστηκαν σε ένα ελαστικό μοντέλο για την διαστολή μιας σφαιρικής πηγής. Η μοντελοποιημένη πηγή τοποθετείται λίγο πιο ανατολικά από την κύρια καλδέρα (Σχήμα 7.6), σε βάθος περίπου 3,7 km. Χρησιμοποιώντας την τιμή 0,25 του λόγου του Poisson, ο εκτιμώμενος όγκος της συσσώρευσης του μάγματος είναι 25 εκατομύρια  $m^3$ . Η θέση και το βάθος αυτής της πηγής είναι πολύ κοντά με εκείνες που έχουν μοντελοποιηθεί για τις θέσεις της διόγκωσης του 1975-1984 και του ξεφουσκώματος του 1984 (Lockwood et al. 1987). Το μοντέλο υπολογίζει περίπου το 90% των μετρημένων σημάτων, παρόλο που οι αποκλίσεις του μοντέλου είναι πολύ μεγάλες για να εξηγηθούν εντελώς από τα αναμενόμενα λάθη των μετρήσεων. Οι μετατοπίσεις των σταθμών ανατολικά της καλδέρας δεν ταιριάζουν στο μοντέλο καθώς επίσης και εκείνες στην δυτική πλευρά της καλδέρας (Σχήμα 7.6). Τα δεδομένα επιπέδου υπολογίζονται αρκετά καλά παντού από το μοντέλο (Σχήμα 7.7).

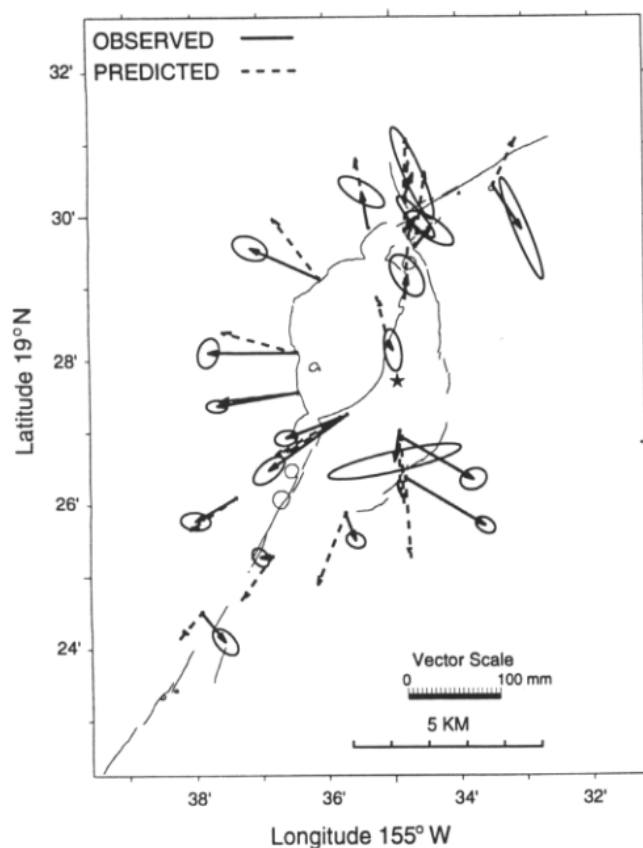


**Σχήμα 7.5:** Σύγκριση των δεδομένων κλίσης της μεθόδου spirit-level από την μεσοεκρηξιγενή περίοδο 1975-1983 και από την περίοδο αμέσως μετά την έκρηξη του 1984 έως και το 1994. Παρατηρήστε την ομοιότητα τόσο στις διευθύνσεις όσο και στα μεγέθη.

Μόνο τα δεδομένα κλίσης της μεθόδου spirit-level καλύπτουν την τρέχουσα μεσο-εκρηξιγενή περίοδο, από το 1984 μέχρι το 1994. Προσαρμόζοντας μόνο αυτά τα δεδομένα στο ελαστικό μοντέλο της σημειακής πηγής εξάγονται παρόμοιες παράμετροι για την πηγή, με μια συνολική μεταβολή στον όγκο από την έκρηξη του 1984 ως το 1994 της τάξης περίπου των 35 εκατομύριων  $m^3$ . Το μοντέλο ταιριάζει με τα δεδομένα αρκετά καλά, αλλά με μεγαλύτερες αβεβαιότητες (αποκλίσεις) στις παραμέτρους.

### 7.3 Πλευρική μετακίνηση

Ένα δίκτυο GPS ικανό για τον εντοπισμό πλευρικής κίνησης στο Mauna Loa εγκαταστάθηκε και μπήκε σε λειτουργία τον Σεπτέμβριο του 1993. Η πρώτη επαναμέτρηση (επαναλειτουργία) ενός τμήματος αυτού του δικτύου άρχισε στα τέλη του Ιουλίου του 1994, και συνεχίστηκε τον Σεπτέμβριο του 1994 και τον Ιανουάριο του 1995. Για να υπολογιστούν οι διαφορές στον χρόνο επαναμέτρησης (επαναλειτουργίας), παρουσιάζονται τα αποτελέσματα ως ταχύτητες, αλλά δίνεται έμφαση ότι δεν υπάρχουν δεδομένα για να γίνει εκτίμηση αν οι παρατηρούμενες κινήσεις συμβαίνουν με έναν συνεχή (σταθερό) ρυθμό. Τα δεδομένα επεξεργάστηκαν με το υπολογιστικό πρόγραμμα της NASA, το GIPSY του Jet Propulsion Lab (JPL) (Lichten 1990), χρησιμοποιώντας βελτιωμένες τροχιές από το JPL. Πέντε τοποθεσίες ιχνών σε παγκόσμιο επίπεδο συμπεριλήφθηκαν στις λύσεις. Ένας μέσος όρος 85% ασαφειών ακέραιου κύκλου φάσης αναλύθηκαν. Οι περισσότερες από τις ασάφειες που παρέμειναν συσχετίζονταν είτε με την βασική γραμμή μήκους 500 km στην θέση εντοπισμού στο Kokee είτε με πολύ σύντομες περιόδους παρατήρησης.



**Σχήμα 7.6:** Σύγκριση των μετατοπίσεων που μετρήθηκαν από ένα δίκτυο τριών πλευρών κατά το διάστημα 1984-1991 με εκείνες που προβλέφθηκαν από ένα μοντέλο σημειακής πηγής της διόγκωσης. Το επίκεντρο της διόγκωσης υποδεικνύεται από το αστέρι και βρίσκεται σε βάθος 3,7 km. Οι ελλείψεις αντιπροσωπεύουν τις θέσεις των μετατοπίσεων διορθωμένες κατά 95%.

Τα αποτελέσματα από αυτά τα δεδομένα δείχνουν προς τα νοτιοανατολικά μετακίνηση της ανώτερης νοτιοανατολικής πλαγιάς περισσότερο από 4 cm/yr (Σχήμα 7.8) σε σχέση με έναν σταθμό στην κορυφή του Mauna Kea (Σχήμα 7.1). Οι πιο γρήγορα μετακινούμενοι

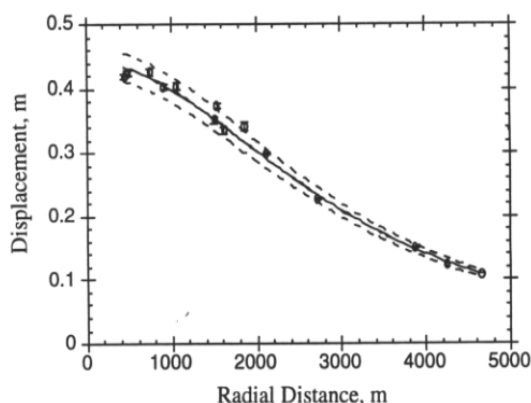
σταθμοί εντοπίζονται ανατολικά των ρηγμάτων της εξωτερικής κορυφαίας καλδέρας, ενώ σταθμοί στο ανατολικό χείλος της κύριας καλδέρας, μόνο 2-3 km μακριά, δεν μετακινούνται σημαντικά. Η ανώτερη δυτική πλαγιά του Mauna Loa φαίνεται να είναι σταθερή.

Οι μεγαλύτερες οριζόντιες μετατοπίσεις εμφανίζονται βορειοδυτικά της σεισμικής ζώνης του Kaoiki (Σχήμα 7.1) και μειώνονται βαθμιαία δια μέσω της ζώνης σε περίπου 2 cm στην κατώτερη πλαγιά. Δεν φαίνεται να υπάρχει κανένας συσχετισμός μεταξύ του απότομου δυτικού ορίου της σεισμικότητας του Kaoiki (Σχήμα 7.8) και των μεγεθών της μετατόπισης. Υπάρχει, παρόλο αυτά, σημαντική συμπίεση δια μέσου αυτής της ζώνης, περίπου 1 microstrain/year. Τα μεγέθη της μετατόπισης επίσης μειώνονται προς τα ανατολικά κατά μήκος της πλαγιάς, με αποτέλεσμα [να γίνεται] αριστερή πλευρική διάτμηση, επίσης περίπου 1 microstrain/year. Η σεισμικότητα στο Kaoiki κυριαρχείται από ρήγματα επώθησης μικρής γωνίας σε βάθος μεταξύ 10 και 12 km, αλλά δεξιόστροφα οριζόντιας μετατόπισης ρήγματα σε σχεδόν κάθετα επίπεδα είναι επίσης μια σημαντική συνιστώσα της σεισμικότητας (Endo 1985, Wyss et al.1992). Οι θέσεις των γεγονότων τύπου αποκόλλησης στην σεισμική ζώνη του Kaoiki φαίνεται να είναι σύμφωνες με ένα στρώμα χαμηλών ταχυτήτων σε βάθος περίπου 11,5 km κάτω από τη νοτιοανατολική πλαγιά του Mauna Loa, το οποίο ερμηνεύθηκε ότι είναι η σύνδεση μεταξύ του ωκεάνιου φλοιού και της ηφαιστειακής στήλης (δομής) (Thurber et al.1989).

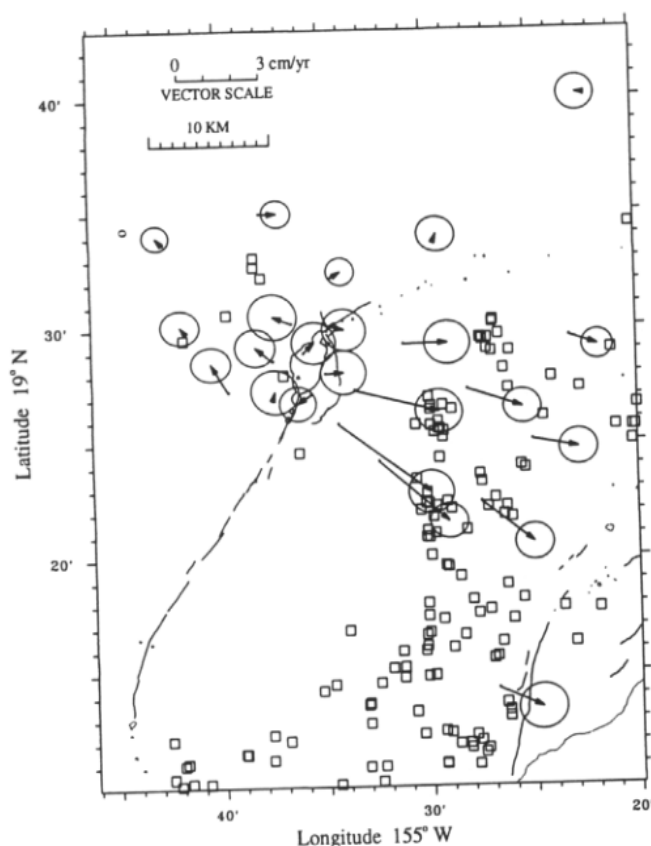
## 7.4 Συμπέρασμα

Η παρατήρηση των γεωδαιτικών δικτύων κοντά στην κορυφή του Mauna Loa δίνει την εικόνα της διόγκωσης ενός επιφανειακού θαλάμου με έναν ρυθμό συσσώρευσης του μάγματος περίπου της τάξης των 3,5 εκατομύριων  $m^3$  ανά χρόνο. Η συνολική μεταβολή του όγκου από το 1984 μέχρι το 1994 είναι κατά προσέγγιση η ίδια με αυτή που μετρήθηκε κατά την διάρκεια της μέσο-εκρηξιγενούς περιόδου από το 1975 μέχρι το 1984. Με αυτή την μέτρηση, φαινόταν ότι μια έκρηξη του Mauna Loa είναι πιθανό να γίνει στο κοντινό μέλλον. Παρόλο αυτά, ο όγκος της αποχώρησης του μάγματος κατά την διάρκεια της έκρηξης του 1984 (~65 εκατομύρια  $m^3$ , σύμφωνα με τον αναφερόμενο όγκο της καθίζησης της επιφάνειας από τους Lockwood et al.1987) είναι πολύ πιο μεγάλος από τον όγκο της συσσώρευσης από την έκρηξη και μετά. Επίσης, ο όγκος της λάβας που εκρήχθηκε το 1984, περίπου 220 εκατομύρια  $m^3$  (Lipman και Banks 1987), υπερβαίνει αρκετά τους εκτιμώμενους όγκους της συσσώρευσης και της αποχώρησης, ακόμα και αν λαμβάνουμε υπόψη ότι τα λάθη στον υπολογισμό των όγκων του μάγματος που ισοδυναμεί με εκρήξεις μπορεί να είναι και 50%. Τελικά, ο αυξανόμενος ρυθμός της επιφανειακής σεισμικότητας κάτω από την κορυφή τον χρόνο που προηγήθηκε τόσο της έκρηξης του 1975 όσο και της έκρηξης του 1984 δεν έχει ακόμα παρατηρηθεί (Okubo 1995). Έτσι, η επόμενη έκρηξη του Mauna Loa δεν φαίνεται να είναι επικείμενη, ως τον Ιούνιο του 1995.

**Σχήμα 7.7:** Σύγκριση των σχετικά κάθετων μετατοπίσεων (κύκλους) που μετρήθηκαν κατά το διάστημα 1984-1991 με τις μετατοπίσεις που παράχθηκαν από το μοντέλο της σημειακής πηγής (συνεχόμενη γραμμή). Οι διακεκομμένες γραμμές αντιπροσωπεύουν το εύρος των τιμών που είναι δυνατό να πάρει το μοντέλο λόγω αποκλίσεων.



Η διαφορά ανάμεσα στον όγκο της λάβας που εκρήχθηκε το 1984 και στους όγκους που εκτιμήθηκαν από την μετατόπιση της επιφάνειας οδήγησε τους Dvorak et al. (1985) να προτείνουν ότι η έκρηξη του 1984 διέτρησε πηγές μάγματος που ήταν βαθύτερες από το να τις εντοπίσουν τα δίκτυά μας στην κορυφή. Το παρόν δίκτυο GPS καταδεικνύει την ανάγκη για μετρήσεις μακριά από το πεδίο, αλλά τα αποτελέσματα από τις έρευνες του 1993-1994 που δείχνουν μεγάλη (σημαντική) ασυμμετρία στην κίνηση στο μακρινό πεδίο γύρω από την κορυφή αποκλείουν την ομοιόμορφη διόγκωση μιας σημειακής πηγής σε οποιοδήποτε βάθος όπως [έγινε] με την πρωταρχική πηγή της πλευρικής παραμόρφωσης. Η μοντελοποίηση όλων των δεδομένων από το Mauna Loa κατά το 1993-1994 (κλίση και EDM της κορυφής, GPS για την κορυφή και για τις πλαγιές) δεν ταιριάζει σε ένα μοντέλο σημειακής πηγής, αλλά δεν έχουν ακόμα δοκιμαστεί περισσότερο πολύπλοκες γεωμετρίες για τον ταμιευτήρα του μάγματος. Η διόγκωση μιας βαθιάς πηγής θα μπορούσε να δώσει ένα τμήμα τουλάχιστον της δύναμης που οδήγησε (ώθησε) την κίνηση της πλαγιάς, όπως είχε προταθεί για την κίνηση της νότιας πλαγιάς του Kilauea (π.χ., Owen et al. 1995).

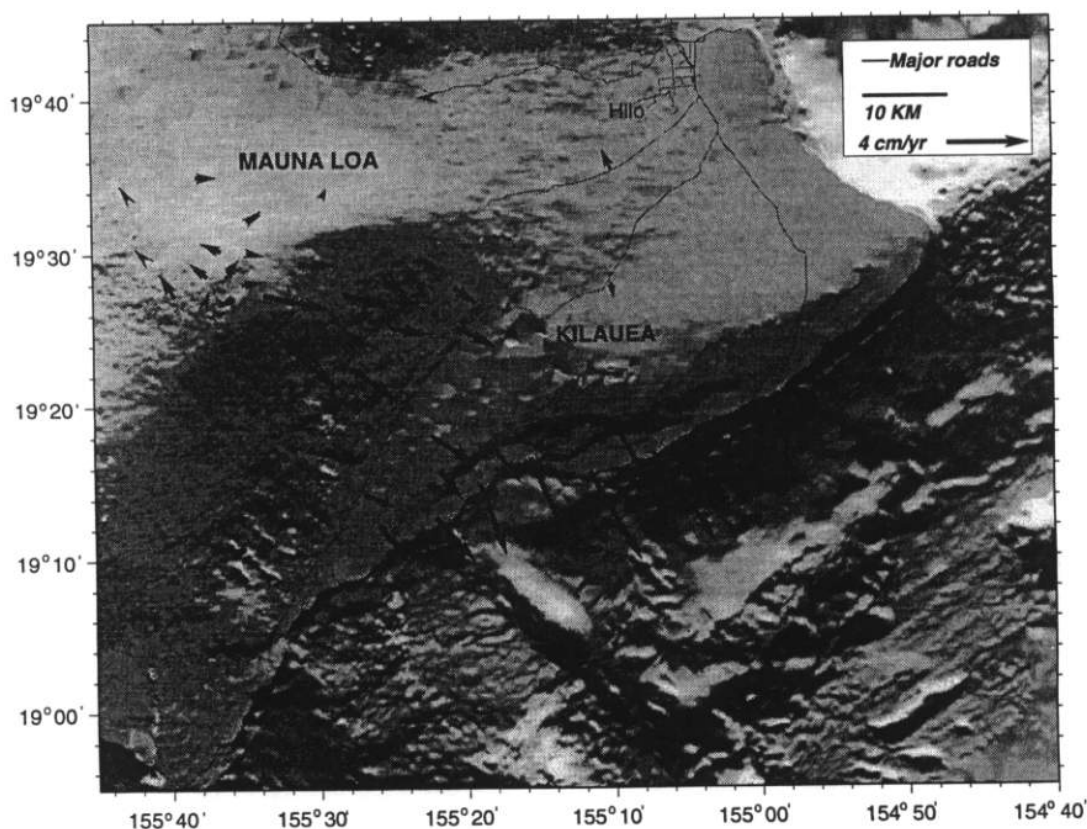


**Σχήμα 7.8:** Οριζόντιες μετακινήσεις που μετρήθηκαν με GPS μεταξύ του 1993 και 1994-1995. Επίσης χαρτογραφημένα είναι τα επίκεντρα των σεισμών μεγέθους  $M \geq 1,5$  για την ίδια περίοδο.

Παρόλο που προηγουμένως δεν επιβεβαιώθηκε από τα γεωδαιτικά δεδομένα, έχει υπονοηθεί η κίνηση της νοτιοανατολικής πλαγιάς του Mauna Loa από διάφορες αναλύσεις των μικρής γωνίας ρηγμάτων επώθησης στην σεισμική ζώνη του Kaoiki (π.χ., Endo 1985, Bryan και Johnson 1991, Wyss et al. 1992). Αυτές οι μελέτες (εργασίες) έχουν προτείνει ότι η νοτιοανατολική πλαγιά του Mauna Loa ολισθαίνει προς την θάλασσα πάνω στην βασική αποκόλληση του Kaoiki σε βάθος περίπου 12 km. Η ανάλυση του εστιακού μηχανισμού της βασικής ολίσθησης από τους Bryan και Johnson (1991) προβλέπει αρκετά καλά το αζιμούθιο της κίνησης που παρατηρείται τόσο στις πλαγιές του Mauna Loa όσο και σε εκείνες του Kilauea (Σχήμα 7.9). Επίσης προτείνεται από την ανάλυσή τους μετακίνηση προς τα δυτικά της δυτικής πλαγιάς του Mauna Loa, όπως επίσης [προτείνεται] και από τους Gillard et al. (1992). Παρόλο που η ανώτερη δυτική πλαγιά δεν φαίνεται να έχει κινηθεί σημαντικά από το 1993-1994, τα δεδομένα GPS από το 1987 μέχρι το 1990 δείχνουν μετακίνηση προς τα

δυτικά ενός σταθμού στην δυτική ακτή μέχρι και 8 cm (Dvorak et al.1994). Το σύστημα ρηγματών Kealakekua στην κατώτερη δυτική πλαγιά του Mauna Loa είναι η θέση για μεγάλους ιστορικούς σεισμούς (Okubo 1995), όπως ήταν η περιοχή Kaoiki στη νοτιοανατολική πλαγιά, και η νότια πλαγιά του Kilauea. Παρόλο που η σχέση μεταξύ της σταθερής ή της περιοδικής εδαφικής κίνησης και της δημιουργίας μεγάλων σεισμών στις ηφαιστειακές πλαγιές παραμένει αινιγματική, ορίζοντας τέτοιου είδους κίνηση θα αυξήσει αναμφίβολα την κατανόησή μας για τις διεργασίες που οδηγούν στην αστάθεια των πλευρών.

Μια σημαντική απορία για την εκτίμηση του σεισμικού κινδύνου για την σεισμική ζώνη του Kaoiki είναι αν οι ταχύτητες που μετρήθηκαν από το 1993 μέχρι το 1994-95 είναι συνηθισμένες (τυπικές) των ρυθμών της παραμόρφωσης για τη νοτιοανατολική πλαγιά. Οι μετατοπίσεις κοντά στην κορυφή από το 1984 μέχρι το 1991 φαίνεται να ταιριάζουν σε ένα μοντέλο σημειακής πηγής της διόγκωσης αρκετά καλά, αλλά οι μετακινήσεις των σταθμών ανατολικά της καλδέρας της κορυφής είναι πιο πολύ προς τα ανατολικά από ό,τι το μοντέλο προβλέπει. Αυτή η μη εναρμόνιση μπορεί να είναι μια υπόδειξη ότι η προς τα νοτιοανατολικά πλευρική κίνηση είχε συμβεί κατά την διάρκεια αυτού του διαστήματος. Αυτή η πιθανότητα επίσης δημιουργεί την απορία για την φύση της αλληλεπίδρασης μεταξύ της διόγκωσης του επιφανειακού μαγματικού θαλάμου και της μετακίνησης της πλαγιάς. Μετρήσεις στην περιοχή της κορυφής φαίνεται να δείχνουν μια μείωση στον ρυθμό της διόγκωσης από το 1993 μέχρι το 1994, αλλά μια εναλλακτική εξήγηση είναι ότι αυτή η μετακίνηση της πλαγιάς έχει ως αποτέλεσμα έναν μειωμένο ρυθμό για την αύξηση της πίεσης γύρω από το θάλαμο. Σε αυτή την περίπτωση, περίοδοι όπως το 1993-1994 μπορεί να είναι χρόνοι αυξημένου ρυθμού της πλευρικής μετακίνησης, παρά να είναι μειωμένου ρυθμού της συσσώρευσης του μάγματος.



**Σχήμα 7.9:** Ρυθμοί μετατόπισης των σταθμών του Mauna Loa μεταξύ 1993 και 1994-1995, σε σχέση με το Mauna Kea, και επιλεγμένων σταθμών του Kilauea για περίπου την ίδια χρονική περίοδο.

Από την άλλη μεριά, οι ταχύτητες από τη νότια πλαγιά του Kilauea από το 1993 μέχρι το 1994 είναι συγκρίσιμες με εκείνες από τη νοτιοανατολική πλαγιά του Mauna Loa (Σχήμα 7.9) και είναι μικρότερες από τους ρυθμούς που μετρήθηκαν από το 1990 μέχρι το 1993 (Owen et al. 1995). Αν η μετακίνηση της πλαγιάς του Mauna Loa σχετίζεται με την μετακίνηση της παρακείμενης νότιας πλαγιάς του Kilauea, τότε είναι κατανοητό ότι ο ρυθμός μετακίνησης της πλαγιάς του Mauna Loa ήταν μεγαλύτερος στο παρελθόν.

Είναι απαραίτητη η συνεχής παρατήρηση της παραμόρφωσης για να δώσει απαντήσεις στις πολυάριθμες ερωτήσεις που δημιουργήθηκαν από τα πρόσφατα δεδομένα GPS από τη νοτιοανατολική πλαγιά του Mauna Loa σχετικά με την αλληλεπίδραση μεταξύ των μετακινήσεων του Kilauea και του Mauna Loa, και με την σχέση αυτών των μετακινήσεων με τα μαγματικά συστήματα και με την σεισμικότητα αυτών των ηφαιστείων.

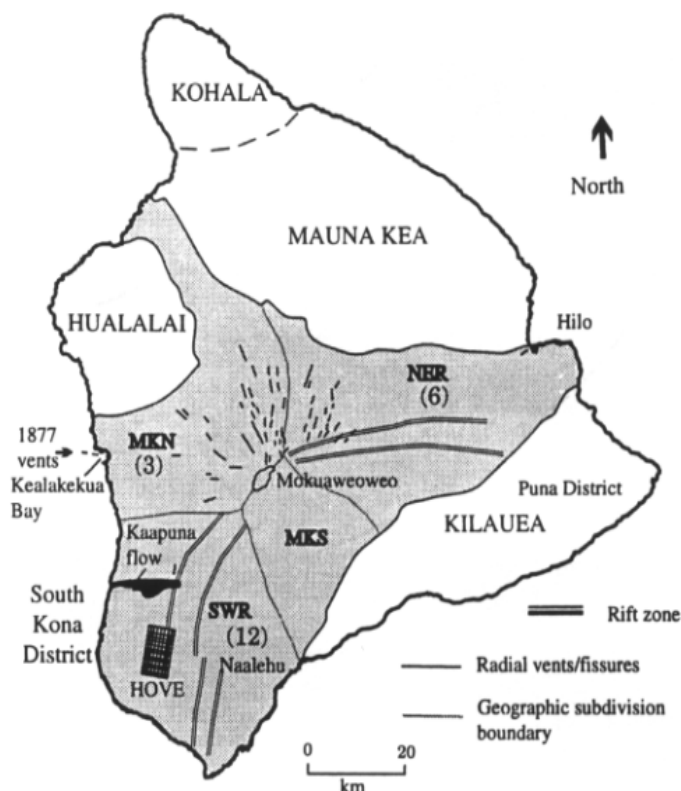
## Κεφάλαιο 8ο

### Οι κίνδυνοι από τα ρεύματα λάβας και εκτίμηση του ηφαιστειακού κινδύνου στο Mauna Loa

#### 8.1 Εισαγωγή

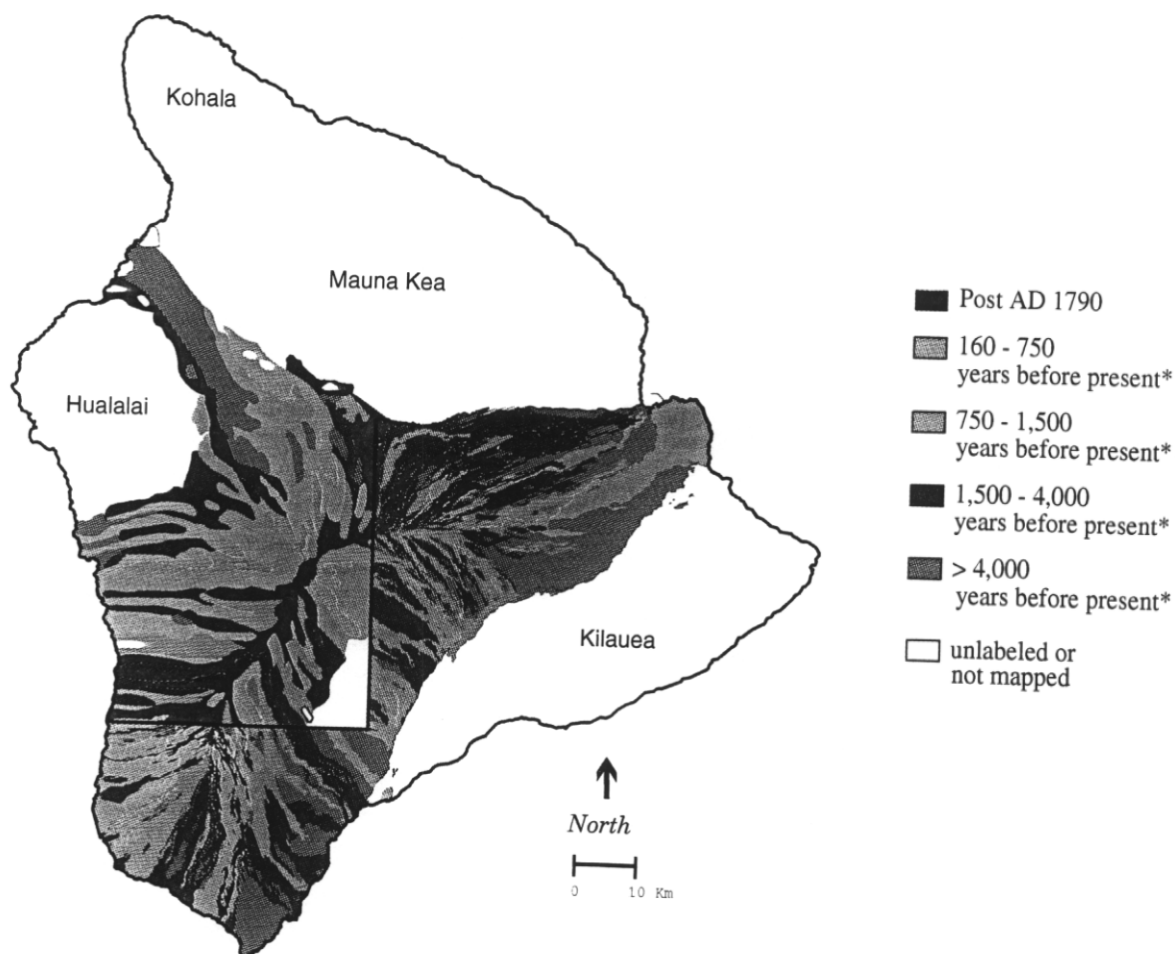
Με έναν εκτιμώμενο όγκο τουλάχιστον  $80.000 \text{ km}^3$  (Lipman 1995, Garcia et al. 1995), το Mauna Loa είναι το μεγαλύτερο ηφαίστειο του κόσμου. Περιλαμβάνει  $5.100 \text{ km}^2$  του νησιού της Χαβάης – λίγο πιο πολύ από το μισό της περιοχής της επιφάνειας του νησιού. Το Mauna Loa έχει εκρηχθεί 33 φορές στα τελευταία 150 χρόνια, παράγοντας έτσι ρεύματα λάβας που έχουν καλύψει εκτεταμένες περιοχές στις πλαγιές του ηφαιστείου και έχουν φτάσει ως τον ωκεανό πέντε φορές κατά μήκος της δυτικής ακτής του νησιού (Χάρτης 8.1). Το 1880, ρεύματα λάβας κάλυψαν γη που είναι τώρα μέσα στα όρια της πόλης του Hilo, της μεγαλύτερης πόλης και κύριου λιμανιού του νησιού. Ο πληθυσμός που κινδυνεύει στις κλιτύς του ηφαιστείου αυξάνεται αλματωδώς. Η ανάπτυξη στις πλαγιές του συμπεριλαμβάνει τουριστικές εγκαταστάσεις πολλών εκατομμυρίων δολαρίων, καθώς επίσης και την πόλη του Hilo (Σχήμα 8.1).

Το 75% κατά προσέγγιση του Mauna Loa έχει χαρτογραφηθεί λεπτομερώς, και το 60% των πληροφοριών μετατρέπεται τώρα σε μορφή Geographical Information System (GIS) (Χάρτης 8.1). Μια ανάλυση των κινδύνων από τα ρεύματα λάβας που βασίζεται σε ολόκληρη την εκρηξιγενή ιστορία του Mauna Loa είναι η πιο κατάλληλη, αλλά θα είναι πρόωρη έως ότου όλα τα προϊστορικά ρεύματα λάβας έχουν χαρτογραφηθεί. Η ακόλουθη ανάλυση των κινδύνων από τα ρεύματα λάβας θα είναι έτσι κυρίως περιορισμένη μόνο στην καλά καταγεγραμμένη ιστορική περίοδο.



**Σχήμα 8.1:** Χάρτης του νησιού της Χαβάης που δείχνει τις γεωγραφικές υποδιαιρέσεις και τις ζώνες διάρρηξης του Mauna Loa (NER, SWR, MKN και MKS).

Σε συνεργασία με την International Decade for Natural Disaster Reduction (IDNDR), η Association of Volcanology and Chemistry of the Earth's Interior (IAVCEI) έχει χαρακτηρίσει το Mauna Loa ως ένα ενδεικτικό ηφαίστειο. Ο στόχος του προγράμματος της IDNDR είναι να μειωθούν οι απώλειες από ηφαιστειακές εκρήξεις μέσω της εντατικής έρευνας και των προσπάθειών μετρίας [του κινδύνου] στα ενδεικτικά ηφαίστεια. Οι ηφαιστειακοί κίνδυνοι στο Mauna Loa μπορούν να προληφθούν (προβλεφθούν) και να μετριασθεί ουσιαστικά ο κίνδυνος με την παρατήρηση της δραστηριότητας του ηφαιστείου, με την καταγραφή της παρελθούσης δραστηριότητας για να ξεκαθαρίσει (ορισθεί) πλήρως η γνώση μας για τους κινδύνους, και με την ενημέρωση του κοινού και των τοπικών κρατικών αρχών για τις ανακαλύψεις μας και τις επιπλοκές για τις εκτιμήσεις των κινδύνων.



**Χάρτης 8.1:** Χάρτης του ηφαιστείου Mauna Loa που παρουσιάζει τη χαρτογράφηση από δεδομένα GIS σε συνδυασμό με τον γενικευμένο γεωλογικό χάρτη των Lockwood et al. 1988 (η χοντρή γραμμή ξεχωρίζει τον χάρτη GIS στα νότια και στα ανατολικά από τον χάρτη των Lockwood et al. 1990 στα δυτικά).

## 8.2 Γεωγραφία και τεκτονική δομή του Mauna Loa

Το Mauna Loa έχει μια καλδέρα στην κορυφή και δύο ζώνες διάρρηξης, μια που εκτείνεται προς τα βορειοανατολικά και μια άλλη που εκτείνεται προς τα νοτιοδυτικά (Σχήμα 8.1). Οι Lockwood και Lipman (1987) διαίρεσαν το Mauna Loa σε πέντε γεωγραφικές υποδιαιρέσεις: κορυφή (SUM), Βορειοανατολική τεκτονική τάφρος (NER), Νοτιοδυτική τεκτονική τάφρος (SWR), Βόρεια Mokuaweoweo (MKN), η οποία περιλαμβάνει την βόρεια πλαγιά, και Νότια Mokuaweoweo (MKS) (Σχήμα 8.1). Όλες οι γεωγραφικές υποδιαιρέσεις (με εξαίρεση την κορυφή) είναι μεγάλες περιοχές που περιλαμβάνουν τους αγωγούς της πηγής μέσα στις ζώνες διάρρηξης και τις επισυναπτόμενες περιοχές κάτω στην κλιτύ. Η

“κορυφή” ορίζεται ως όλη η περιοχή πάνω από 3.500 m ύψος. Οι ζώνες διάρρηξης και η κορυφή είναι η πηγή της συντριπτικής πλειοψηφίας των εκρήξεων του Mauna Loa.

Οι ακτινικοί αγωγοί (RV) είναι μια κατηγορία εκρηξιγενών ρωγμών που είναι προσανατολισμένοι ακτινικά προς την κορυφή του Mauna Loa και εντοπίζονται έξω από τις ορισμένες περιοχές της κορυφής και των τεκτονικών τάφρων στις δυτικές, βορειοδυτικές και βόρειες πλαγιές. Μέσα στις γεωγραφικές υποδιαίρεσεις NER, SWR και MKN, οι ακτινικοί αγωγοί έχουν εκρηχθεί από ύψος 3.355 m μέχρι και κάτω από το επίπεδο της θάλασσας (π.χ., η υποθαλάσσια έκρηξη του Kealakekua Bay το 1877, Moore et al. 1985, Σχήμα 8.1). Έχουν αναγνωρισθεί 33 ακτινικοί αγωγοί, 58% από τους οποίους είναι μέσα στην γεωγραφική υποδιαίρεση MKN, 24% μέσα στη NER, και 18% μέσα στη SWR.

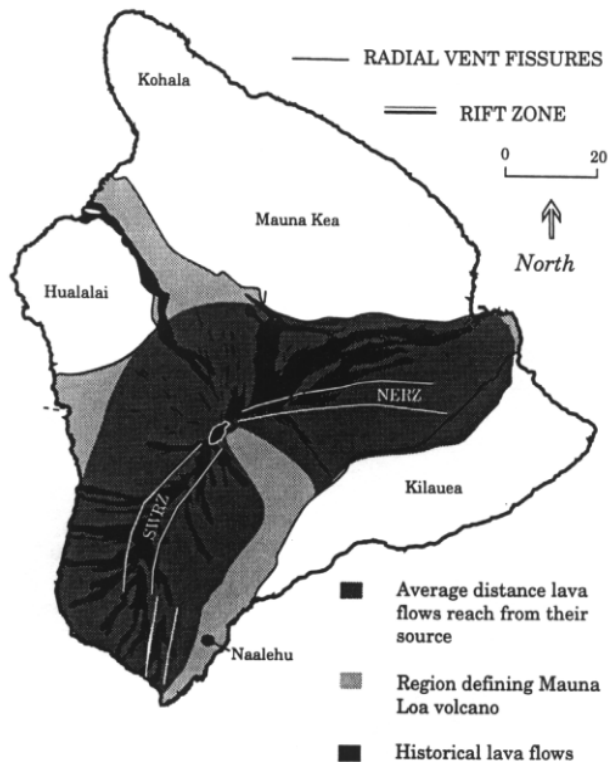
### 8.3 Η εκρηξιγενής ιστορία του Mauna Loa

Η εκρηξιγενής ιστορία των περασμένων 10.000 χρόνων έχει χωριστεί αυθαίρετα σε πέντε χρονικά διαστήματα. Ρεύματα λάβας από την ιστορική περίοδο (Ομάδα V: 1843 μέχρι και σήμερα) έχουν καλύψει το 14% της επιφάνειας του Mauna Loa. Οι λάβες της Ομάδας IV (0,15 μέχρι και 0,75 ka) έχουν καλύψει ένα επιπρόσθετο 14%, οι λάβες της Ομάδας III (0,75 μέχρι και 1,5 ka), 29%, οι λάβες της Ομάδας II (1,5 μέχρι και 4,0 ka), 28%, και οι λάβες της Ομάδας I, (παλιότερες από 4,0 ka), 15% (Lockwood και Lipman 1987). Παρόλο που το Mauna Loa είναι πολύ πιο παλιό από 10.000 χρόνια, η περισσότερη επιφάνεια έχει καλυφθεί κατά την διάρκεια αυτού του χρονικού διαστήματος.

Κατά την διάρκεια της ιστορικής περιόδου (από το 1843 και μετά), 33 εκρήξεις έχουν γίνει στο Mauna Loa (Lockwood και Lipman 1987). Τα ιστορικά ρεύματα λάβας καλύπτουν 806 km<sup>2</sup> της επιφάνειάς του. Η τυπική εκρηξιγενής δραστηριότητα αρχίζει με ένα παραπέτασμα φωτιάς (γραμμή από πηγές λάβας μήκους 1 με 2 km) στην καλδέρα Mokuaweoweo της κορυφής. Η έκρηξη μπορεί να αποτελείται μόνο από αυτή την δραστηριότητα της κορυφής μέσα στην Mokuaweoweo ή μπορεί να εξελιχθεί (προχωρήσει) προς την πλαγιά όταν η φλέβα διαδίδεται κάτω στη ζώνη διάρρηξης και ανοίγει επιπρόσθετους αγωγούς. Εν τω μεταξύ, η δραστηριότητα της κορυφής φθίνει και τελικά σβήνει. Στην ιστορική περίοδο, η Βορειοανατολική Ζώνη Διάρρηξης ήταν ο εκρηξιγενής τόπος για το 31% των εκρήξεων (καλύπτοντας 202 km<sup>2</sup> της χέρσου, ή το 17% της περιοχής στην γεωγραφική υποδιαίρεση NER), η MKN (συμπεριλαμβάνοντας τους ακτινικούς αγωγούς) ήταν η πηγή του 6%, καλύπτοντας 130 km<sup>2</sup>, ή το 12%, της περιοχής της, και η SWRZ η πηγή του 25% (καλύπτοντας 233 km<sup>2</sup>, ή το 14% της γεωγραφικής υποδιαίρεσης SWR). Η περιοχή της κορυφής ήταν η θέση των εναπομείναντων εκρήξεων, ή του 38%. Η γεωγραφική υποδιαίρεση MKS δεν έχει εκτεθειμένους εκρηξιγενείς αγωγούς, αλλά η λάβα που εκχύθηκε από την Mokuaweoweo έχει κατακλύσει 6,4 km<sup>2</sup>, ή το 1%, της συνολικής περιοχής.

### 8.4 “Κίνδυνοι” από το Mauna Loa

Οι ορισμοί των “ηφαιστειακών κινδύνων” και της “ηφαιστειακής επικινδυνότητας” που χρησιμοποιήθηκαν γι’αυτή την εργασία τροποποιήθηκαν από τον Fournier d’Albe, το 1979. “Ηφαιστειακός κίνδυνος” αναφέρεται στην πιθανότητα μιας περιοχής να επηρεαστεί από ένα πιθανό καταστροφικό ηφαιστειακό γεγονός ή διεργασία που συμβαίνει μέσα σε μια δοθείσα περίοδο του χρόνου. “Ηφαιστειακή επικινδυνότητα” αναφέρεται στις αναμενόμενες συνέπειες της ηφαιστειακής δραστηριότητας με βάση τους θανάτους ή τραυματισμούς και την καταστροφή ή οικονομική απώλεια της περιουσίας. Η γνώση των ηφαιστειακών κινδύνων χρησιμοποιείται για να εκτιμηθεί η ηφαιστειακή επικινδυνότητα. Η ηφαιστειακή επικινδυνότητα έχει οριστεί έτσι ως εξής: επικινδυνότητα = αξία x τρωτότητα x κίνδυνος (Fournier d’Albe 1979). Η αξία ορίζεται μάλλον ως ο αριθμός των ζωών, το ποσό της περιουσίας, η δυναμικότητα παραγωγής, κ.ά.. Η τρωτότητα είναι ένα μέτρο του ποσοστού αυτής της αξίας που μπορεί να χαθεί ως αποτέλεσμα ενός γεγονότος, και ο κίνδυνος χρησιμοποιείται με την έννοια που εκφράστηκε παραπάνω.



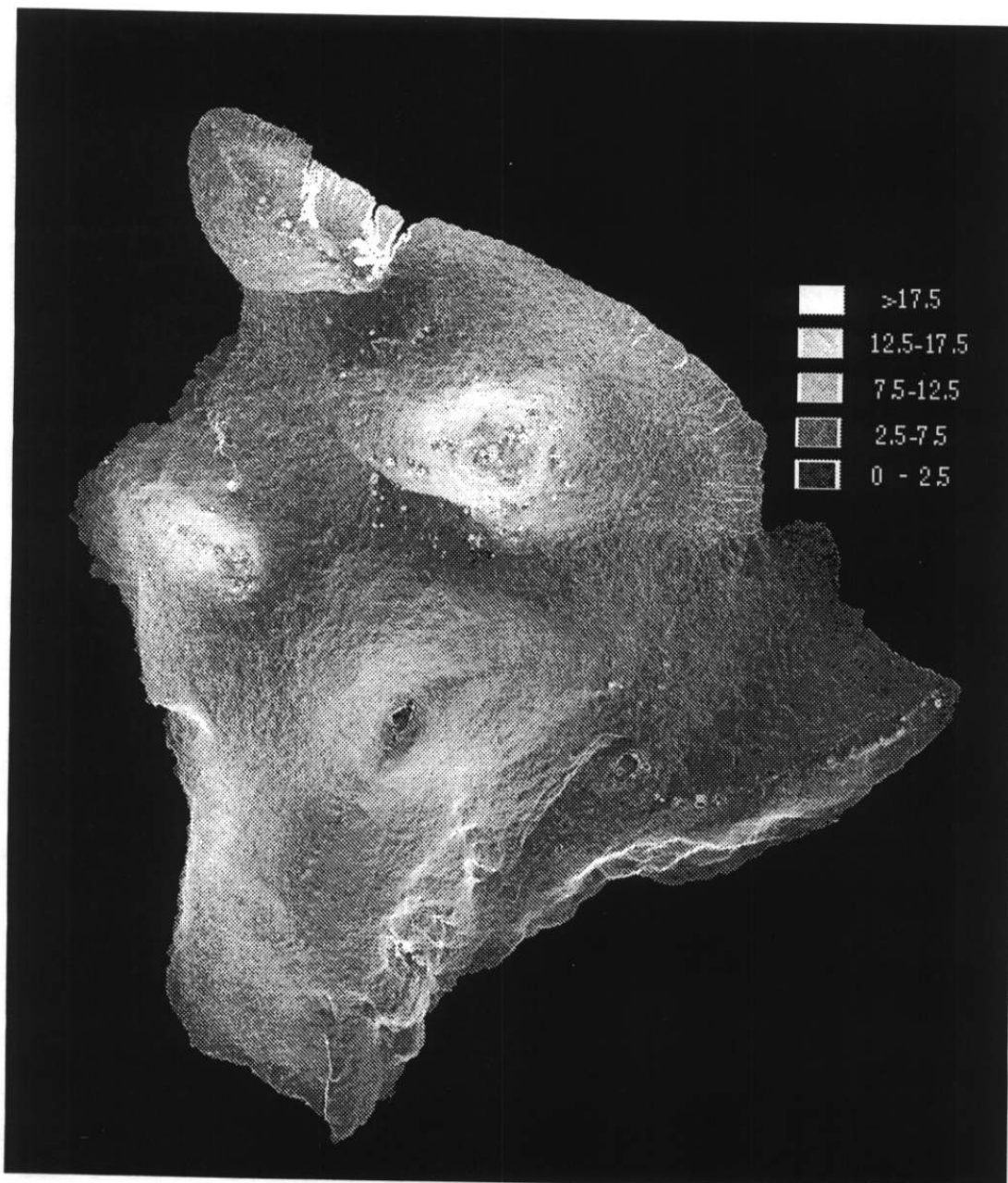
**Σχήμα 8.2:** Χάρτης που απεικονίζει το μέσο μήκος ρεύματος των ιστορικών ρευμάτων λάβας. Η περιοχή με το σκούρο γκρι αντιπροσωπεύει τη μέση απόσταση μέχρι την οποία έχουν ταξιδέψει τα ιστορικά ρεύματα λάβας κάτω στις πλαγιές του Mauna Loa από τους αγωγούς. Τα ιστορικά ρεύματα λάβας παρουσιάζονται με το μαύρο.

Το γενικά ήρεμο και εκχυτικό ύφος των βασαλτικών εκρήξεων στην Χαβάη έχει ως αποτέλεσμα τα χαρακτηριστικά ασπιδοειδή ηφαίστεια. Ο πιο φανερός κίνδυνος που συσχετίζεται με τα ασπιδοειδή ηφαίστεια είναι τα ρεύματα λάβας. Τα ρεύματα λάβας σπάνια προκαλούν θανάτους αλλά μπορούν να προκαλέσουν εκτεταμένες ζημιές αφού καλύπτουν, καίνε, και διαλύουν τα πάντα στον δρόμο τους. Στην Χαβάη, τα βασαλτικά ρεύματα μπορεί να φτάσουν σε αποστάσεις περισσότερες από 50 km. Τα ηφαίστεια της Χαβάης εκρηγνύουν δύο διαφορετικούς μορφολογικούς τύπους λάβας: "rahoehoe" και "aa". Οι διαφορές ανάμεσά τους καθορίζονται από την σχέση μεταξύ της αυξανόμενης ρευστότητας (ιξώδους) της λάβας καθώς αυτή ψύχεται και του ρυθμού της διατμητικής παραμόρφωσης της λάβας. Σωλήνες λάβας, οι οποίοι μπορούν να μεταφέρουν λάβα σε μεγάλες αποστάσεις με μικρή ψύξη, συνήθως σχηματίζουν ρεύματα λάβας "rahoehoe". Τα δύο επιμηκέστερα ρεύματα του Mauna Loa ήταν τα ρεύματα λάβας "rahoehoe" από τις εκρήξεις του 1859 και του 1880-81, 50 και 48 km μήκους, αντιστοίχως. Η λάβα "aa" συνήθως σχηματίζει κανάλια λάβας παρά σωλήνες λάβας.

Ένας αριθμός από παράγοντες μπορεί να επηρεάσει τον κίνδυνο που παρουσιάζεται από τα ρεύματα λάβας. Οι πιο σημαντικοί είναι η απόσταση από τον αγωγό και η περιοχή που καλύπτεται. Η απόσταση στην οποία φθάνει ένα ρεύμα λάβας καθορίζεται από αρκετούς παράγοντες: ρυθμός της έκρηξης, όγκος της έκρηξης, ιξώδες (ρευστότητα), και τοπογραφία πάνω στην οποία το ρεύμα κινείται.

Η σκοτεινή, γραμμοσκιασμένη περιοχή στο Σχήμα 8.2 παρουσιάζει την μέση έκταση κάτω στην κλιτύ στην οποία φθάνουν τα ιστορικά ρεύματα λάβας. Τα δεδομένα συλλέχθηκαν από 17 ιστορικές εκρήξεις από NERZ, SWRZ, και τους ακτινικούς αγωγούς. Ιστορικά ρεύματα λάβας μέσα στη γεωγραφική υποδιαίρεση NER φθάνουν μέχρι σε ένα μέσο μήκος των 18,6 km (18 ρεύματα, από 7 διαφορετικές εκρήξεις), τα ρεύματα στη SWR έχουν μέσο μήκος 17,2 km (24 ρεύματα, από 6 διαφορετικές εκρήξεις), και τα ρεύματα από τους ακτινικούς αγωγούς, 24,6 km (8 ρεύματα, από 4 διαφορετικές εκρήξεις). Για να καθοριστεί η μέση έκταση κάτω στην κλιτύ (σκοτεινή, γραμμοσκιασμένη περιοχή, Σχήμα 8.2), χρησιμοποιήθηκαν οι μέσες τιμές του μήκους των ρευμάτων. Οι περιοχές των ζωνών διάρρηξης και της κορυφής του ηφαιστείου εικάζονται ότι είναι η πηγή των ρευμάτων λάβας.

Οι ακτινικοί αγωγοί στις βόρειες, βορειοδυτικές και δυτικές πλαγιές δεν συμπεριλήφθηκαν. Για να υπολογιστούν τα RV ρεύματα και να αποκλειστεί η επιλογή συγκεκριμένων RV για την πηγή, η κορυφή επιλέχθηκε αυθαίρετα για την πηγή των RV ρευμάτων στις βόρειες και δυτικές πλαγιές.



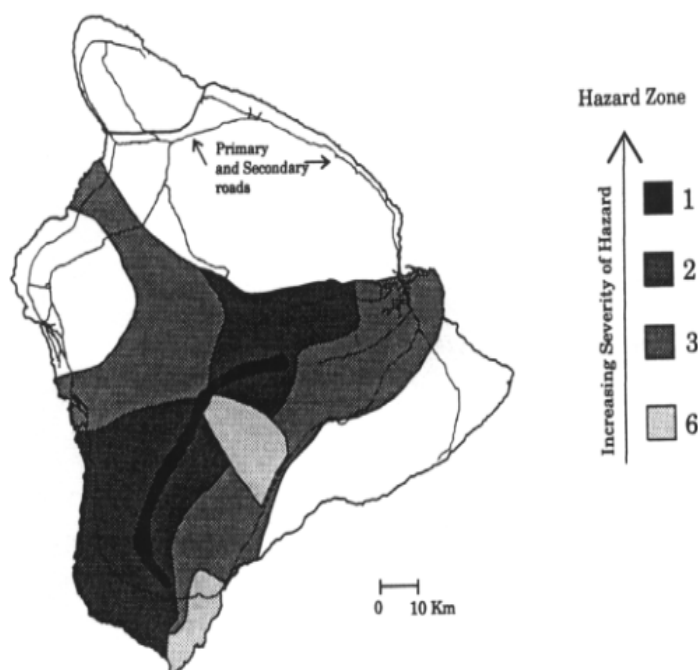
**Σχήμα 8.3:** Χάρτης κλιτύων του νησιού της Χαβάης. Οι αποχρώσεις του γκρι υποδηλώνουν την τοπογραφική κλίση, οι ανοιχτές αποχρώσεις υποδεικνύουν τις απότομες πλαγιές.

Δυο γεωγραφικές περιοχές στις κλιτύες του Mauna Loa έχουν προστατευτεί από τα ιστορικά ρεύματα λάβας με τοπογραφικά φράγματα. Αυτές είναι η MKS και η περιοχή γύρω από το Naalehu στη νότια ακτή του νησιού. Η κλίση και η τοπογραφία επίσης επηρεάζουν τους ρυθμούς εξέλιξης των ρευμάτων. Τόσο η λάβα "aa" όσο και η λάβα "pahoehoe" ακολουθούν την τοπογραφία. Η λάβα "aa" ανταποκρίνεται στις περιοχικές τοπογραφικές βαθμίδες (διαβαθμίσεις) αλλά όχι και στις τοπικές ανωμαλίες, ενώ η λάβα "pahoehoe" είναι

πιο ευάλωτη στην τοπογραφία σε όλες τις κλίμακες, ειδικότερα σε περιοχές όπου οι κλίσεις είναι λιγότερες από 5%. Η λάβα "rahoehoe" μπορεί να συσσωρευθεί κοντά και / ή γύρω από ένα εμπόδιο ή δομή και τελικά να το υπερκαλύψει. Οι ομαλές κλιτύες μπορεί να εμποδίσουν την προς τα μπρος εξέλιξη (πρόοδο) του ρεύματος τόσο όσο και οι απότομες κλιτύες να την επιταχύνουν, όπως αποδεικνύεται (παρουσιάζεται) από τα μεγάλα κύματα ρεύματος λάβας "aa" στα Royal Gardens (Neal και Wolfe 1987).

Το Σχήμα 8.3, υιοθετημένο από τους J.G.Moore και R.K.Mark (1992), παρουσιάζει τις μέσες κλίσεις για το νησί της Χαβάης. Όλες οι τιμές των κλίσεων αναφέρονται σε ποσοστά: η NER έχει χωριστεί σε δύο περιοχές, με κλίσεις που κυμαίνονται από μεγαλύτερες του 10% στα υψηλά υψόμετρα μέχρι και 0-5% στα χαμηλά υψόμετρα. Οι γεωγραφικές υποδιαιρέσεις MKN και SWR έχουν επίσης δύο περιοχές, με κλίσεις που κυμαίνονται από 5% μέχρι και μεγαλύτερες του 10%. Η MKS έχει κλίσεις που υπερβαίνουν το 10% σε ολόκληρη την περιοχή (Σχήμα 8.3).

Οι μέσοι ρυθμοί έκχυσης ανά ημέρα των ιστορικών εκρήξεων μέσα σε κάθε μία από αυτές τις γεωγραφικές υποδιαιρέσεις δίνονται στο Σχήμα 8.1 (η NER παράγει 6 εκατομύρια m<sup>3</sup> ανά ημέρα, η MKN 3 εκατομύρια m<sup>3</sup> ανά ημέρα, και η SWR 12 εκατομύρια m<sup>3</sup> ανά ημέρα). Οπουδήποτε υπάρχει ο συνδυασμός απότομων κλιτύων και υψηλών ρυθμών έκρηξης, ο κίνδυνος από ρεύματα λάβας αυξάνεται (π.χ., το νότιο και το νοτιοδυτικό τμήμα του νησιού). Για παράδειγμα, το ρεύμα Kaaruna από την έκρηξη της SWRZ το 1950 προχώρησε με ένα μέσο ρυθμό 9,6 km ανά ώρα (Finch και Macdonald 1955) παρόλο που τα ρεύματα πρέπει να είχαν ταξιδέψει πολύ γρηγορότερα κοντά στους εκρηξιγενείς αγωγούς. Αυτό το ρεύμα, το οποίο σχηματίστηκε σε υψόμετρο 2.400 m, έφθασε στον ωκεανό μόνο μέσα σε δύο ώρες από το ξεκίνημα της έκρηξης (Finch και Macdonald 1955).



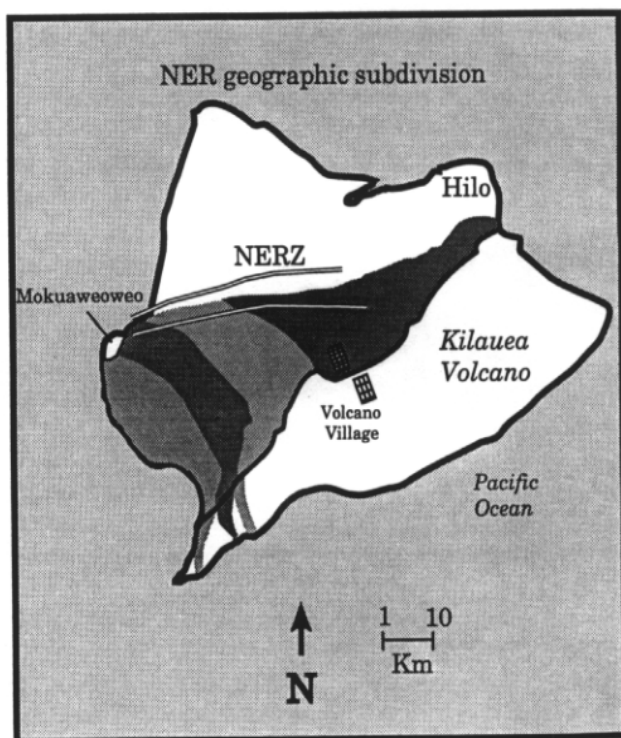
**Σχήμα 8.4:** Χάρτης ζωνών κινδύνου της Χαβάης από τους Wright et al. (1992), μετατροποποιημένος να δείχνει μόνο το Mauna Loa.

## 8.5 Χάρτες ζωνών κινδύνου

Χάρτες κινδύνου από τα ρεύματα λάβας για το νησί της Χαβάης συντάχθηκαν από τους Mullineaux και Peterson (1974) και έχουν στη συνέχεια αναθεωρηθεί από τους Mullineaux et al. (1987), Heliker (1990), και Wright et al. (1992). Αυτοί οι χάρτες έχουν τον σκοπό να επιμορφώσουν το κοινό, τους σχεδιαστές, και τις κρατικές αρχές για τον βαθμό και το είδος του κινδύνου που επικρατεί σε κάθε γεωγραφική περιοχή του νησιού. Το νησί της Χαβάης έχει διαιρεθεί σε εννιά ζώνες κινδύνου από τους Wright et al. (1992), με την ζώνη 1 να είναι

η περιοχή του μεγαλύτερου κινδύνου. Τα κριτήρια που χρησιμοποιήθηκαν για να καθιερωθούν αυτές οι ζώνες είναι: (1) η εγγύτητα στις κορυφές και στις ζώνες διάρρηξης των ενεργών ηφαιστειών, (2) η κάλυψη με λάβα κατά την διάρκεια των ιστορικών χρόνων (από το 1800 και μετά, η χρονολογία προσδιορίστηκε ειδικά από τους Wright et al. 1992), (3) η κάλυψη της επιφάνειας μέσα στα τελευταία 750 χρόνια, και (4) η τοπογραφία. Για το Mauna Loa (Σχήμα 8.4), η ζώνη 1 περιλαμβάνει την κορυφή και τις ζώνες διάρρηξης, ενώ η ζώνη 2 περιλαμβάνει τις περιοχές κάτω στην κλιτύ και τις παρακείμενες στην κορυφή και στις ζώνες διάρρηξης περιοχές. Η ζώνη 3 περιλαμβάνει περιοχές λιγότερο επικίνδυνες λόγω της μεγαλύτερης απόστασης από την κορυφή και τις ζώνες διάρρηξης ή λόγω της τοπογραφίας. Το περισσότερο τμήμα του Mauna Loa σχεδιάζεται ως ζώνες κινδύνου 1, 2, και 3, παρόλο που τμήμα της MKS είναι στην ζώνη κινδύνου 6, μαζί με την περιοχή που περιβάλλει την πόλη του Naalehu. Και οι δύο από αυτές τις περιοχές ζώνης 6 προστατεύονται με την τοπογραφία από τα ρεύματα λάβας. Ο χάρτης κινδύνων προσδιορίζει ποσοτικά τους κινδύνους με βάση τα υπάρχοντα δεδομένα. Μπορεί να τροποποιηθεί όταν νέα δεδομένα, νέες τεχνικές χαρτογράφησης και ανάλυσης θα βελτιώσουν την γνώση μας για την ιστορία του νησιού.

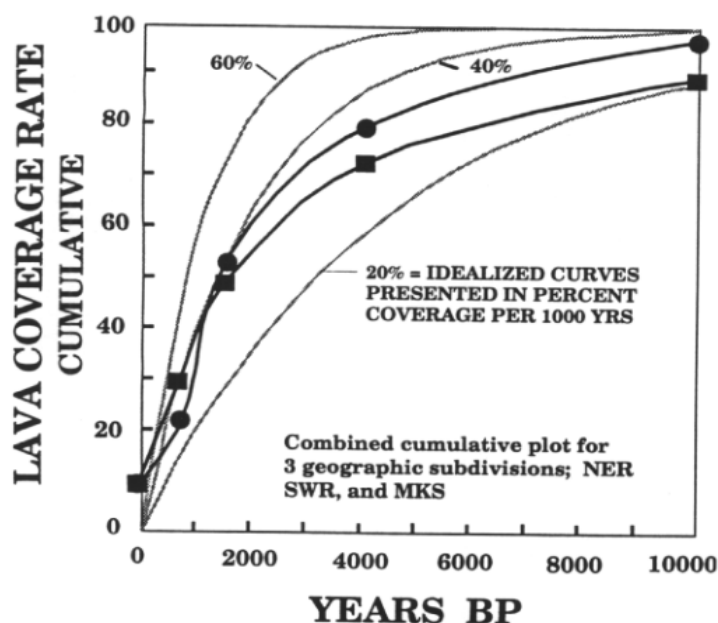
Νέα κατανόηση των εκρηξιγενών μηχανισμών του Mauna Loa μπορεί να υποδηλώσει μεταβολές στην θέση ή στη μορφή της μελλοντικής εκρηξιγενούς δραστηριότητας. Τέτοιου είδους κατανόηση μπορεί να αλλάξει τις αντιλήψεις μας για τους μελλοντικούς κινδύνους, αλλά ο πραγματικός χάρτης κινδύνων πρέπει να βασίζεται στις παρατηρούμενες καταγραφές του παρελθόντος, και όχι σε υποθέσεις (εικασίες) για το μέλλον. Όπως σε ένα παράδειγμα των μελλοντικών τάσεων, ο Lockwood (1990) έχει προτείνει ότι η νότια πλαγιά της NERZ μπορεί να γίνει πιο τρωτή στο μέλλον σε ρεύματα λάβας από ό,τι πιστευόταν προηγουμένως. Ο Lockwood παρατήρησε ότι η θέση των εκρηξιγενών αγωγών έχει γενικά μεταναστεύσει κατά μήκος της ράχης της NERZ από βόρεια σε νότια σε ιστορικό χρόνο. Αν αυτό το πρότυπο της νότιας επανατοποθέτησης των φλεβών συνεχιστεί, τότε η επόμενη σειρά ηφαιστειακών αγωγών θα πρέπει να εμφανιστεί στην επιφάνεια της νότιας πλευράς της ράχης της NERZ, με αποτέλεσμα να έχουμε πρότυπα κάλυψης από ρεύματα λάβας τα οποία απεικονίζονται στο Σχήμα 8.5.



**Σχήμα 8.5:** Χάρτης που δείχνει τους προβλεπόμενους δρόμους τους οποίους θα ακολουθήσουν τα ρεύματα λάβας αν θα παραχθούν από τη νότια πλευρά της NERZ ακολουθώντας την τοπογραφία.

Το Geographical Information Systems (GIS) θα ενισχύσει πολύ σημαντικά την ικανότητά μας να προσδιορίζουμε ποσοτικά τους ηφαιστειακούς κινδύνους και την ηφαιστειακή επικινδυνότητα (Kauahikaua et al. 1995) μέσω της στατιστικής ανάλυσης των χαρτογραφημένων δεδομένων. Ως ένα παράδειγμα της ανάλυσης GIS, η γεωγραφική υποδιαίρεση NER έχει ρυθμό κάλυψης 40% ανά 1.000 χρόνια για τα τελευταία χίλια χρόνια και 30% ανά 1.000 χρόνια πριν από αυτά (Σχήμα 8.6). Αυτή η τάση υπαινίσσεται ότι οι ιστορικοί ρυθμοί κάλυψης ήταν κάπως υψηλότεροι από ό,τι στο προϊστορικό παρελθόν.

**Σχήμα 8.6:** Η κάλυψη από λάβα της επιφανείας του Mauna Loa ως συνάρτηση με τον χρόνο. Οι καμπύλες που απεικονίζονται είναι από τον χάρτη 8.1 και ιδεατές. Οι ιδεατές καμπύλες αντιπροσωπεύουν ομοιόμορφο ρυθμό κάλυψης ανά 1000 χρόνια.



## 8.6 Ηφαιστειακή επικινδυνότητα

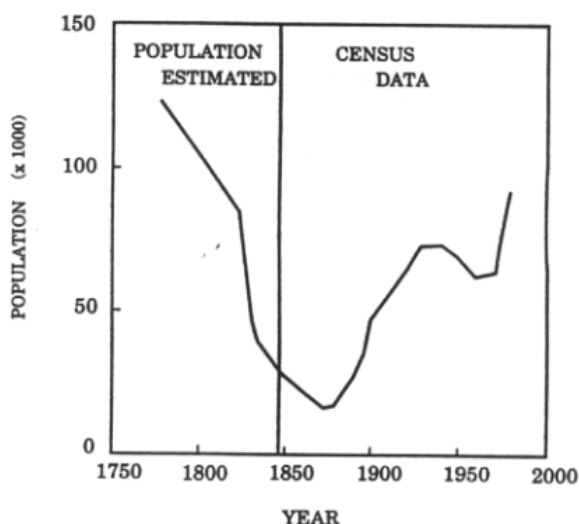
Οι πρώτοι κάτοικοι της Χαβάης έζησαν με μια συνεχιζόμενη ηφαιστειακή δραστηριότητα συγκρίσιμη με το σημερινό επίπεδο δραστηριότητας του Mauna Loa (Lockwood 1995). Αυτοί οι πρώτοι άποικοι των νησιών έζησαν με έναν τρόπο πιο άμεσα υπαγόμενο στις μεταβολές που προξενούνταν από την φύση. Η κατοχή της γης που χρησιμοποιούσαν ήταν πιο "ευέλικτη", και αυτοί μπορούσαν αμέσως να ξαναεγκατασταθούν σε νέα μέρη αν τα χωριά τους καταστρεφόντουσαν από λάβα. Σε αντίθεση, ο πληθυσμός σήμερα είναι εξαρτώμενος στα μόνιμα κτίρια, δρόμους, και γραμμές ενέργειας. Η ιδιοκτησία ιδιωτικής γης και οι επενδύσεις που γίνονται στις κατασκευές περιορίζουν την εύκολη επανεγκατάσταση.

Πριν από τον χρόνο της πρώτης επαφής με τους Ευρωπαίους, το νησί της Χαβάης είχε έναν εκτιμώμενο πληθυσμό 110.000 ανθρώπων (State of Hawaii Data Book 1993), αλλά αυτός ο αριθμός έπεσε δραματικά μετά το 1778 εξαιτίας της έλλειψης από ανοσία των κατοίκων της Χαβάης στις εισαγόμενες αρρώστιες (Σχήμα 8.7). Η πτώση του πληθυσμού σταμάτησε το 1875 και έπειτα αντιστράφηκε. Η αύξηση του πληθυσμού συνεχίζεται έως και σήμερα, με το Big Island να έχει τώρα τον μεγαλύτερο ρυθμό αύξησης σε όλη την πολιτεία (State of Hawaii Data Book 1993). Οι περισσότερες αυξανόμενες περιοχές είναι οι περιφέρειες της Puna και της Kona (State of Hawaii Data Book 1993).

Στην περιφέρεια της Νότιας Kona, οι κίνδυνοι από ηφαιστειακή δραστηριότητα είναι σε ειδικό ενδιαφέρον επειδή η αύξηση του πληθυσμού και οι νέες κατασκευές εξελίσσονται πολύ γρήγορα προς τις ζώνες κινδύνου 1 και 2. Το Hawaiian Ocean View Estates (HOVE), μια υποδιαίρεσή του εγκαταστάθηκε τον Σεπτέμβριο του 1961 (County Planning Dept., προφορική επικοινωνία 1995), εκτείνεται κατά μήκος της νοτιοδυτικής ζώνης διάρρηξης. Ποσοστό 13% βρίσκεται μέσα στη SWRZ στη ζώνη κινδύνου 1, και το υπόλοιπο 87% στην ζώνη 2. Το HOVE έχει τώρα περίπου 1.500 σπίτια με ένα μέγιστο σχέδιο 26.000 σπιτιών σε 13.000 κατοικήσιμα οικοπέδα και έναν προβλεπόμενο πληθυσμό 40.000 με 80.000

ανθρώπων. Ένα άλλο παράδειγμα μιας πιθανής αύξησης σε μια επικίνδυνη ζώνη είναι ένα κέντρο αναψυχής που εγκρίθηκε για ανάπτυξη στη Νότια Κονα στη ζώνη κινδύνου 2. Αυτή η προτεινόμενη παραλιακή ανάπτυξη θα γίνει προς την θάλασσα από τη νοτιοδυτική ζώνη διάρρηξης και περιλαμβάνει ένα αεροδρόμιο, ένα λιμανάκι, τρία γήπεδα golf, ένα εμπορικό κέντρο, ένα ξενοδοχείο, και ένα σύστημα κατοικιών για να εξυπηρετήσει μια κοινότητα 1.600 ανθρώπων (Reed 1987). Αυτή η περιοχή είχε καλυφθεί εν μέρει από ρεύματα λάβας το 1887 και το 1907.

**Σχήμα 8.7:** Ο πληθυσμός του νησιού της Χαβάης απεικονισμένος ως μια συνάρτηση με τον χρόνο από τα τέλη του 18<sup>ου</sup> αιώνα. Η ραγδαία αύξηση του πληθυσμού του νησιού θα έχει ως αποτέλεσμα να κατοικηθούν ολοένα και πιο επικίνδυνες περιοχές στα ενεργά ηφαίστεια.

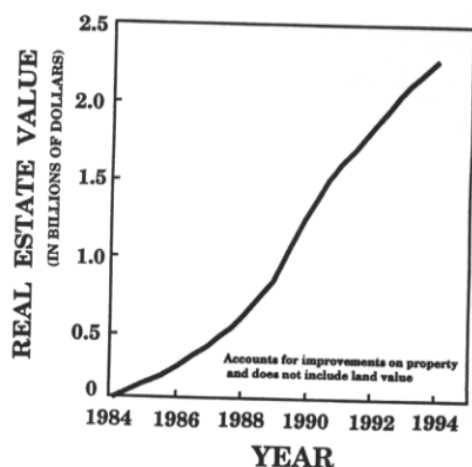


Συγχρόνως με την μετρημένη και την προβλεπόμενη αύξηση του πληθυσμού αυξάνεται και η επένδυση κεφαλαίων. Η προαναφερθείσα ανάπτυξη στο Kau έχει μια εκτιμώμενη αξία ενός δισεκατομμυρίου δολαρίων. Την περίοδο 1989-1994, 7.972 άδειες για κατοικίες οικογενειών εγκρίθηκαν για τις κλιτύες του Mauna Loa, αντιπροσωπεύοντας μια επένδυση κεφαλαίου (εκτιμώμενης αξίας) περίπου 1,4 δισεκατομμυρίων δολαρίων (County of Hawaii 1994). Οι επενδύσεις ακινήτων (εμπορικές, κατοικίας, και δημόσιες) στις πλαγιές του Mauna Loa από την τελευταία έκρηξη το 1984 και μετά υπερβαίνουν τώρα τα 2,3 δισεκατομμύρια δολάρια, αποκλείοντας την αξία της γης (Σχήμα 8.8, County of Hawaii 1994). Οι παραπάνω αριθμοί, που αναφέρονται ως εκτιμώμενες αξίες των ακινήτων, δεν συμπεριλαμβάνουν τα προϋπάρχοντα κτίσματα. Επιπρόσθετα, αυτά τα σύνολα δεν συμπεριλαμβάνουν τα έξοδα των κατασκευών (όπως είναι δρόμοι, γραμμές παροχής νερού, κτίρια δημόσιων χώρων, κτλ.). Ο κίνδυνος θα συνεχίζεται να αυξάνεται με έναν επεκτεινόμενο πληθυσμό και με αυξανόμενες επενδύσεις κεφαλαίων.

## 8.7 Μέτρα αντιμετώπισης και συμπεράσματα

Η πρωταρχική αποστολή του Hawaiian Volcano Observatory είναι να μειώσει τους κινδύνους εξαιτίας της ηφαιστειακής δραστηριότητας. Μέχρι και σήμερα, το παρατηρητήριο εκτιμάει τους ηφαιστειακούς κινδύνους και ενημερώνει το κοινό και τους κρατικούς φορείς. Η καταστροφή της πόλης St. Pierre από την καταστρεπτική έκρηξη του Mount Pelee το 1902 οδήγησε τον Thomas Jaggar να ιδρύσει το Hawaiian Volcano Observatory το 1912. Ο σκοπός του για την ίδρυση του παρατηρητηρίου ήταν ανθρωπιστικός – “η προστασία της ζωής και της ιδιοκτησίας με βάση σίγουρα επιστημονικά επιτεύγματα”. Η πρώτη στοιχειώδης εκτίμηση ηφαιστειακών κινδύνων για το νησί της Χαβάης εκδόθηκε το 1974 (Mullineaux και Peterson 1974). Από τότε, πολλά άρθρα έχουν επισημάνει τους ηφαιστειακούς κινδύνους (π.χ., Heliker 1990). Τώρα, το παρατηρητήριο παρέχει μια εβδομαδιαία στήλη στις τοπικές εφημερίδες που ονομάζεται “Volcano Watch”, αφιερωμένη στις ηφαιστειακές διεργασίες, στην ενημέρωση για τους κινδύνους και για την πορεία της επιστημονικής παρατήρησης του US Geological Survey. Επιπρόσθετα, επιστήμονες από το παρατηρητήριο υπηρετούν ως σύμβουλοι στα

County και State Civil Defense συζητούν και συμβουλεύουν ομάδες ανθρώπων όπως αντιπρόσωποι ασφαλιστικών εταιριών, μεσίτες, σχεδιαστές, κτλ., οι οποίες έχουν ενδιαφέρον για τις επιπτώσεις των ηφαιστειών στο γενικό κοινό.



**Σχήμα 8.8:** Η αξία των ακινήτων στις πλαγιές του Mauna Loa μεταξύ του 1984 και του 1994.

Το παρατηρητήριο συνεργάζεται στενά με το Hawaiian County Civil Defense Agency για να ενισχυθούν οι επικοινωνίες και η ταχεία αντίδραση σε μελλοντικές κρίσεις.

Είναι πολύ σημαντικό να χρησιμοποιούν οι κρατικοί φορείς τις εκτιμήσεις για τους ηφαιστειακούς κινδύνους ώστε να μειώνεται ο κίνδυνος για τους ανθρώπους και για την ιδιοκτησία μέσω της ενημέρωσης, του σχεδιασμού της χρήσης της γης, και της ανάπτυξης σχεδίων εκκένωσης. Ο σχεδιασμός της χρήσης της γης είναι ένα πανίσχυρο μέσο, παρόλο που έχει λίγο χρησιμοποιηθεί, για να καθοδηγηθεί η ανάπτυξη και να ελαχιστοποιηθεί ο κίνδυνος στις επικίνδυνες περιοχές.

Με σημαντικές επενδύσεις κεφαλαίων να γίνονται σε ακίνητα στο Big Island, η ευθύνη για την αξιολόγηση των ηφαιστειακών κινδύνων γίνεται ειδικότερα κρίσιμη. Η καλά καταγεγραμμένη ιστορική περίοδος υπολογίζει μόνο τα τελευταία 150 χρόνια εκρηξιγενούς δραστηριότητας. Πρόσφατα, επεκτείνεται αυτή η ιστορική καταγραφή με την λεπτομερή γεωλογική χαρτογράφηση των προϊστορικών ρευμάτων λάβας του Mauna Loa. Με την καταγραφή της μακράς περιόδου εκρηξιγενούς ιστορίας του Mauna Loa, είναι δυνατόν να γίνονται πιο ακριβείς εκτιμήσεις των ηφαιστειακών κινδύνων.

Παρόλο που η εργασία έχει εστιάσει μόνο στους κινδύνους από τα ρεύματα λάβας, η ηφαιστειακή δραστηριότητα συσχετίζεται εμμέσως και με άλλους κινδύνους όπως με σεισμούς (Swanson et al.1976, Buchanan-Banks 1987, Wyss 1988, Wyss et al.1992, Klein και Okubo 1993, Klein 1994) και με tsunamis (Pararas-Carayannis 1977, Bolt et al. 1975, Blong 1984) των οποίων η απειλή πρέπει να λαμβάνεται υπόψη σε οποιονδήποτε γενικό σχεδιασμό των ηφαιστειακών κινδύνων.

## Κεφάλαιο 9ο

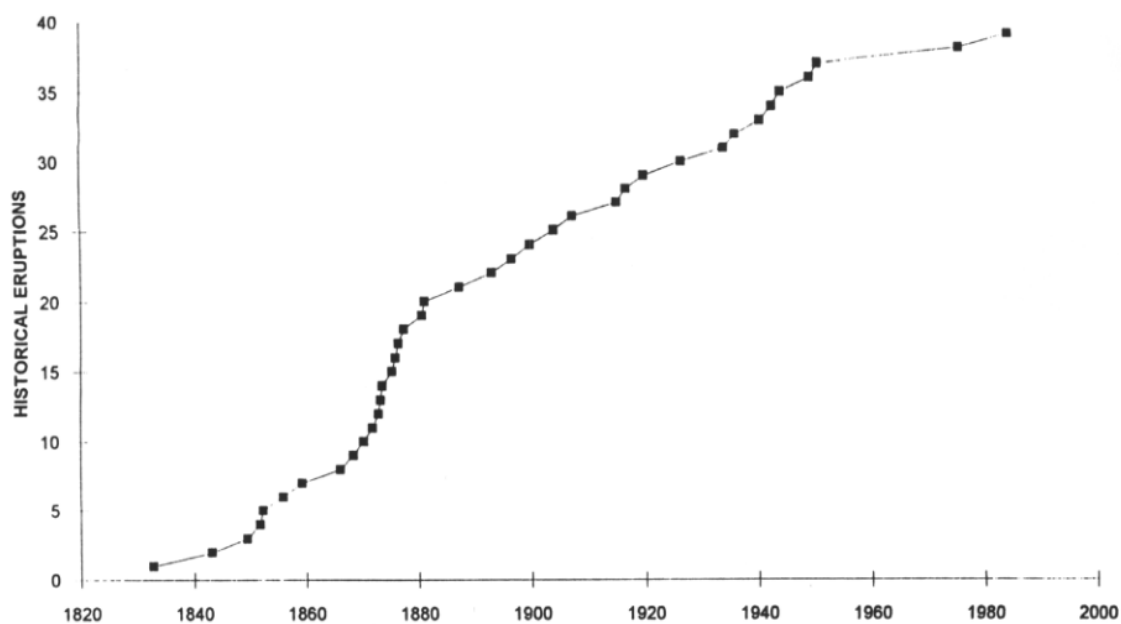
### Πρόγνωση εκρήξεων του Mauna Loa

#### 9.1 Εισαγωγή

Επειδή η πρόγνωση των ηφαιστειακών εκρήξεων αντιστοιχεί σε ένα μοντέλο πιθανοτήτων, εμπεριέχει έτσι τον παράγοντα της τύχης. Στην καλύτερη περίπτωση, μια καλά τεκμηριωμένη πρόγνωση δίνει ζωτικές πληροφορίες για τον σχεδιασμό των ενεργειών σε περίπτωση μιας ηφαιστειακής κρίσης. Στην χειρότερη περίπτωση, μια λανθασμένη πρόγνωση μπορεί να προκαλέσει σημαντική κοινωνική αναστάτωση και οικονομικές απώλειες, ή ακόμα και ανθρώπινες απώλειες. Όμως, από μια κοινωνική άποψη, είναι σημαντικό για τους επιστήμονες να προσπαθούν να κάνουν τις καλύτερες δυνατές προγνώσεις εκρήξεων με τις διαθέσιμες πληροφορίες.

Οι προγνώσεις εκρήξεων γενικά βασίζονται σε πρότυπα παρελθόντων εκρήξεων και / ή σε διάφορα πρόδρομα γεγονότα (Decker 1973, 1986, Tilling 1995). Και για τις δύο αυτές βασικές προσεγγίσεις, το ηφαίστειο Mauna Loa έχει σχετικά μελετηθεί αρκετά καλά σε σύγκριση με τα περισσότερα από τα ενεργά ή πιθανά ενεργά ηφαίστεια του κόσμου.

Η καταγραφή των ιστορικών εκρήξεων του Mauna Loa αποτελείται από 39 γεγονότα από το 1832 και μετά (Σχήμα 9.1). Ο όρος "χρόνος ηρεμίας" συμβατικά σημαίνει τον χρόνο του μεσοδιαστήματος μεταξύ των εκρήξεων, την περίοδο κατά την διάρκεια της οποίας το ηφαίστειο βρίσκεται σε ηρεμία. Αν οι εκρήξεις είναι μικρής διάρκειας, η διαφορά μεταξύ του χρόνου ηρεμίας και του μεσοδιαστήματος μεταξύ της έναρξης της μίας έκρηξης και της έναρξης της επομένης είναι ασήμαντη. Παρόλο αυτά, στις μακρόβιες εκρήξεις αυτή η διαφορά μπορεί να είναι σημαντική. Για αυτόν τον λόγο χρησιμοποιούμε τον όρο "χρόνος επανάλληψης" σε αυτή την εργασία για να υποδείξουμε ξεκάθαρα τον χρόνο του μεσοδιαστήματος από την αρχή μίας έκρηξης μέχρι και την αρχή της επομένης.



**Σχήμα 9.1:** Οι αθροιστικοί αριθμοί των ιστορικών εκρήξεων του Mauna Loa που πλοτάρονται σε σχέση με τις ημερομηνίες των ενάρξεων των 39 εκρήξεων. Φαίνονται οι συχνές εκρήξεις μεταξύ 1870 και 1880, και οι μεγάλοι χρόνοι επανάλληψης μετά από το 1950.

Επιπρόσθετα στην ιστορική καταγραφή, εκατοντάδες από τα προϊστορικά ρεύματα λάβας του Mauna Loa έχουν χαρτογραφηθεί και χρονολογηθεί με αξιοσημείωτη λεπτομέρεια (Lockwood και Lipman 1987, Lockwood 1995). Σχεδόν το 90% της επιφάνειας του Mauna Loa καλύπτεται από ρεύματα ηλικίας μικρότερη από 4.000 χρόνια. Η παρατήρηση του αριθμού και των θέσεων των μικροσεισμών κάτω από το Mauna Loa ξεκίνησε το 1962, και η παρατήρηση της παραμόρφωσης ξεκίνησε το 1965. Αυξημένη σεισμική δραστηριότητα προηγήθηκε των εκρήξεων του 1975 και του 1984 για περίπου δύο χρόνια, και πολύ πιο γρήγοροι ρυθμοί διόγκωσης εμφανίστηκαν για περίπου έναν χρόνο ή δύο χρόνια πριν και μετά τις εκρήξεις. Τα μεταβαλλόμενα πρότυπα της σεισμικότητας και η παραμόρφωση της επιφάνειας υπεδείκνυν και τα δυο ότι εισχώρησε μάγμα και αποθηκεύτηκε σε έναν επιφανειακό ταμιευτήρα κάτω από την κορυφή. Αυτή η συσσώρευση μάγματος και τελικά το σπάσιμο των περιθωρίων του ταμιευτήρα είναι εύλογα φυσικά πρόδρομα γεγονότα μιας έκρηξης.

## 9.2 Πρότυπα προηγούμενων εκρήξεων

Ο Thomas Jaggar, ο ιδρυτής του Hawaiian Volcano Observatory, εντυπωσιάστηκε από τα πρότυπα που είδε στο αρχείο των ιστορικών καταγραφών των εκρήξεων του Mauna Loa. Ο Jaggar (1912, p.74) δημοσιοποίησε την ακόλουθη πρόγνωση βασιζόμενος στην παρελθούσα συμπεριφορά του Mauna Loa: "Η τελευταία έκρηξη του Mauna Loa τελείωσε γύρω στις 1 Φεβρουαρίου του 1907. Εφαρμόζοντας το παραπάνω μέσο διάστημα ηρεμίας η επόμενη έκρηξη θα γίνει γι'αυτόν τον λόγο τέσσερα και τρία τέταρτα χρόνια μετά, δηλαδή στις 1 Νοεμβρίου του 1911. Το μικρότερο διάστημα από το 1868 και μετά ήταν τρία χρόνια και το μεγαλύτερο οκτώ χρόνια. Εφαρμόζοντας τον μέγιστο αριθμό, θα είναι στις 1 Φεβρουαρίου του 1915. Είναι δίκαιο, λοιπόν, να αναμένουμε στην χρονική στιγμή αυτής της εργασίας (14 Σεπτεμβρίου του 1912), ότι το Mauna Loa θα ανανεώσει την δραστηριότητά του με μια δεξαμενή λάβας στο κέντρο της καλδέρας Mokuaweoweo, και χωρίς ρεύματα λάβας στην αρχή, από τώρα έως και στις 1 Φεβρουαρίου του 1915."

Ο Jaggar συνέχισε στην πρόγνυσή του λέγοντας ότι αναμένει μια βόρεια πλευρική έκρηξη μέσα σε 5 χρόνια μετά από την έκρηξη της κορυφής σε ένα υψόμετρο παραπάνω του κρατήρα Dewey του 1899. Αυτές οι προσδοκίες βασίζονταν στην παρελθούσα εναλλαγή των εκρήξεων της κορυφής και των ζωνών διάρρηξης, στην παρελθούσα εναλλαγή των εκρήξεων των ζωνών διάρρηξης μεταξύ της βόρειας και της νότιας ζώνης διάρρηξης, και στα προοδευτικά υψηλότερα υψόμετρα των εκρήξεων των ζωνών διάρρηξης από το 1868 και μετά. Τα προγνωστικά του Jaggar ήταν ακριβή όσον αφορά για τον χρόνο αλλά όχι εντελώς σωστά όσον αφορά για τις θέσεις των εκρήξεων. Μια κορυφαία έκρηξη ξεκίνησε στις 25 Νοεμβρίου του 1914 και διήρκεσε 48 ημέρες. Μια πλευρική έκρηξη ξεκίνησε στις 19 Μαΐου του 1916, αλλά στη νότια πλαγιά και όχι στην βόρεια. Οι κύριοι αγωγοί της έκρηξης του 1916 ήταν μεταξύ 6.500 και 7.500 ποδιών, πολύ χαμηλά από το υψόμετρο των 11.300 ποδιών της έκρηξης του 1899 στον κώνο Dewey.

Ο Jaggar δεν ήταν φειδωλός στο να κάνει προγνώσεις εκρήξεων. Μερικές δημοσιεύθηκαν σε επιστημονικές εργασίες, άλλες έγιναν σε διαλέξεις και σε άρθρα εφημερίδων (Barnard 1991). Μερικές φορές αλλά όχι πάντοτε ήταν σωστές, και δεν επιχειρείται εδώ οποιαδήποτε ποσοτική αξιολόγηση των προγνώσεών του.

Ο Wickman (1966) ανέλυσε τις ιστορικές χρονικές σειρές (ακολουθίες) των εκρήξεων του Mauna Loa και συμπέρανε ότι τα χρονικά μεσοδιαστήματα μεταξύ των εκρήξεων ταιριάζουν σε μια κατανομή Poisson και ήταν ουσιαστικά τυχαία. Η στατιστική του ανάλυση υποδείκνυε ότι δεν έχει σημασία πόσος χρόνος είχε περάσει από την τελευταία έκρηξη, η πιθανότητα να εκρηχθεί το Mauna Loa κατά την διάρκεια οποιουδήποτε επόμενου μήνα ήταν σταθερή στην  $P = 0,022$ . Αυτή η πιθανότητα είναι ανάλογη με το να κόβεις μια τράπουλα για να πάρεις έναν άσσο. Δεν έχει σημασία πόσες φορές μια πλήρης τράπουλα κόβεται, η πιθανότητα να πάρεις έναν άσσο στο επόμενο κόψιμο είναι  $1/13$  ( $P = 0,077$ ).

Ο Klein (1982) έκανε μια πιο λεπτομερή στατιστική ανάλυση των ιστορικών καταγραφών των ηφαιστειακών εκρήξεων της Χαβάης. Τα συμπεράσματά του όσον αφορά το Mauna Loa ήταν ότι ο μέσος χρόνος επανάλληψης ήταν 1.412 ημέρες, και ότι το πρότυπο των χρόνων επανάλληψης ταιριάζει σε μια κατανομή Poisson και είναι τυχαία με τις ακόλουθες εξαιρέσεις: (1) Εκρήξεις μεγάλου όγκου (έντασης) αυξάνουν τον χρόνο επανάλληψης για την επόμενη έκρηξη. (2) Η διάρκεια του μεγαλύτερου χρόνου επανάλληψης (1950 έως 1975) είναι πολύ ασυνήθιστη για μια τυχαία διαδικασία. (3) Η ακολουθία 8 σχετικά σύντομων χρόνων επανάλληψης από το 1870 έως το 1877 διαφέρει από μια τυχαία διαδικασία.

Η έκρηξη του 1984 ξεκίνησε 3.185 ημέρες μετά την έκρηξη του 1975, επεκτείνοντας έτσι τον μέσο χρόνο επανάλληψης μεταξύ των εκρήξεων σε 1.459 ημέρες. Οι πιθανότητες στον Πίνακα 9.1 υπολογίζονται για ένα τυχαίο μοντέλο χρησιμοποιώντας αυτόν τον ανανεωμένο μέσο χρόνο επανάλληψης.

**Πίνακας 9.1:** Πιθανότητες έκρηξης του Mauna Loa για αύριο, για την επόμενη εβδομάδα,..., μετά από 19 χρόνια, υπολογισμένες για ένα τυχαίο μοντέλο με ένα μέσο χρόνο επανάλληψης 1,459 ημερών.

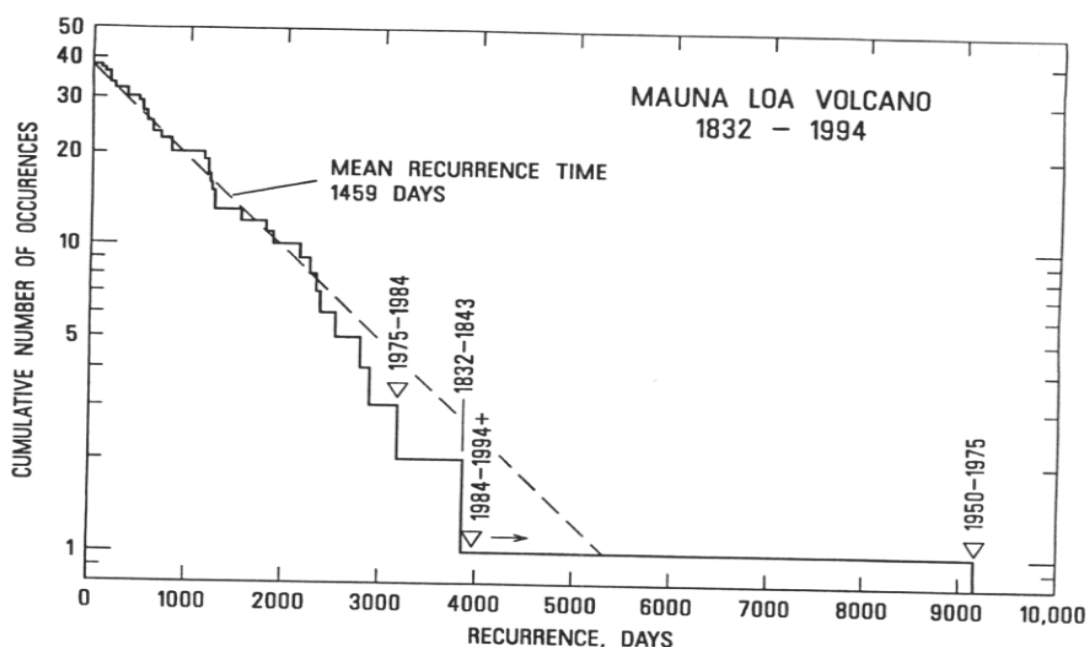
| Time interval | Probability |
|---------------|-------------|
| 1 Day         | .00069      |
| 1 Week        | .0048       |
| 1 Month       | .020        |
| 1 Year        | .22         |
| 2 Years       | .39         |
| 3 Years       | .53         |
| 4 Years       | .63         |
| 5 Years       | .71         |
| 6 Years       | .78         |
| 7 Years       | .83         |
| 8 Years       | .86         |
| 9 Years       | .89         |
| 10 Years      | .92         |
| 12 Years      | .95         |
| 19 Years      | .99         |

Ο Ho (1991) εφάρμοσε ένα μη ομοιογενές μοντέλο Poisson (την κατανομή Weibull) για τους χρόνους ηρεμίας αρκετών ηφαιστειών, αλλά όχι για το Mauna Loa. Η κατανομή Weibull μελετάει αν μια χρονική σειρά (ακολουθία) από εκρήξεις παρουσιάζει έναν σταθερό μέσο ρυθμό επανάλληψης ή έναν ομαλά αυξανόμενο ή ελαττούμενο μέσο ρυθμό επανάλληψης. Εφαρμόζοντας το test του Ho στους χρόνους επανάλληψης των εκρήξεων του Mauna Loa από το 1832 έως και το 1984 εξάγεται ένας αργός ελαττούμενος μέσος ρυθμός επανάλληψης. Το αποτέλεσμα, παρόλο αυτά, δεν διαφέρει σημαντικά από τον σταθερό μέσο χρόνο επανάλληψης των 1.459 ημερών μιας ομοιογενούς κατανομής Poisson.

Το Σχήμα 9.2 ξεκάθαρα δείχνει ότι δεν υπάρχει μια φανερή ομαλή μείωση στους χρόνους επανάλληψης στην ιστορική καταγραφή του Mauna Loa, παρά μόνο υπάρχει μια απότομη μεταβολή στην κλίση το 1950. Η ερώτηση είναι αν αυτή η μεταβολή είναι μια στατιστική παρέκκλιση ενός τυχαίου γεγονότος ή μια πραγματική μεταβολή στην εκρηξιγενή συμπεριφορά του Mauna Loa.

Η πιθανότητα να είναι η μεταβολή απλά μια στατιστική παρέκκλιση σε μια ομοιογενή κατανομή Poisson μπορεί να δοκιμαστεί (επαληθευθεί). Τρεις από τους τέσσερις μεγαλύτερους χρόνους επανάλληψης στην ιστορική καταγραφή των εκρήξεων του Mauna Loa έχουν εμφανιστεί από το 1950 και μετά – 25 χρόνια (1950-1975), 9 χρόνια (1975-1984), και τουλάχιστον 11 χρόνια. Η τελευταία έκρηξη έγινε το 1984, ενώ η χρονιά δημοσιοποίησης

(έκδοσης) αυτής της εργασίας είναι 1995. Από τον χρόνο επανάληψης των 25 χρόνων που ήταν πολύ ασυνήθιστος για μια τυχαία διαδικασία ( $P = 0,054$ , Klein 1982), η ακολουθία των τριών διαδοχικών μακρών διαστημάτων είναι ακόμα λιγότερη πιθανή για μια συνολικά τυχαία διαδικασία. Υπήρχε μια περίοδος τουλάχιστον 16.250 ημερών (6/1/1950 μέχρι τα τέλη του 1994) με μόνο δύο εκρήξεις. Η πιθανότητα δύο ή λιγότερων τυχαίων εκρήξεων με ένα μέσο διάστημα επανάληψης 1.459 ημερών να εμφανιστούν κατά την διάρκεια αυτού του μακρού διαστήματος είναι μόνο  $P = 0,00042$ . Ο Klein (1982) υπολόγισε την πιθανότητα να μην συμβούν εκρήξεις κατά την διάρκεια χρόνου  $t$ . Προσθέτοντας τις πιθανότητες να συμβεί μία και δύο εκρήξεις κατά την διάρκεια χρόνου  $t$  υπολογίζεται:  $P = e^{-(t/a)} [1 + (2/3) (t/a) + (1/6) (t/a)^2]$  όπου  $a = 1.459$  ημέρες και  $t = 16.250$  ημέρες. Ξεκάθαρα αυτή η χαμηλή πιθανότητα ( $P = 0,00042$ ) υποδηλώνει μια μη τυχαία διαδικασία, δηλαδή το Mauna Loa εισήλθε προφανώς σε μια φάση μεγαλύτερων χρόνων επανάληψης. Αυτή η ομάδα των μακρών χρόνων επανάληψης υποδηλώνει ότι σήμερα η πιθανότητα για μια έκρηξη του Mauna Loa κατά την διάρκεια του επόμενου χρόνου είναι πολύ χαμηλότερη από τον αριθμό  $P = 0,22$  για ολόκληρη την ιστορική καταγραφή. Η πιθανότητα μπορεί να είναι τόσο χαμηλή όσο  $P = 0,06$  ανά χρόνο αν οι μακροί χρόνοι επανάληψης από το 1950 και μετά θα είναι τυπικοί (συνηθισμένοι) στο μέλλον.



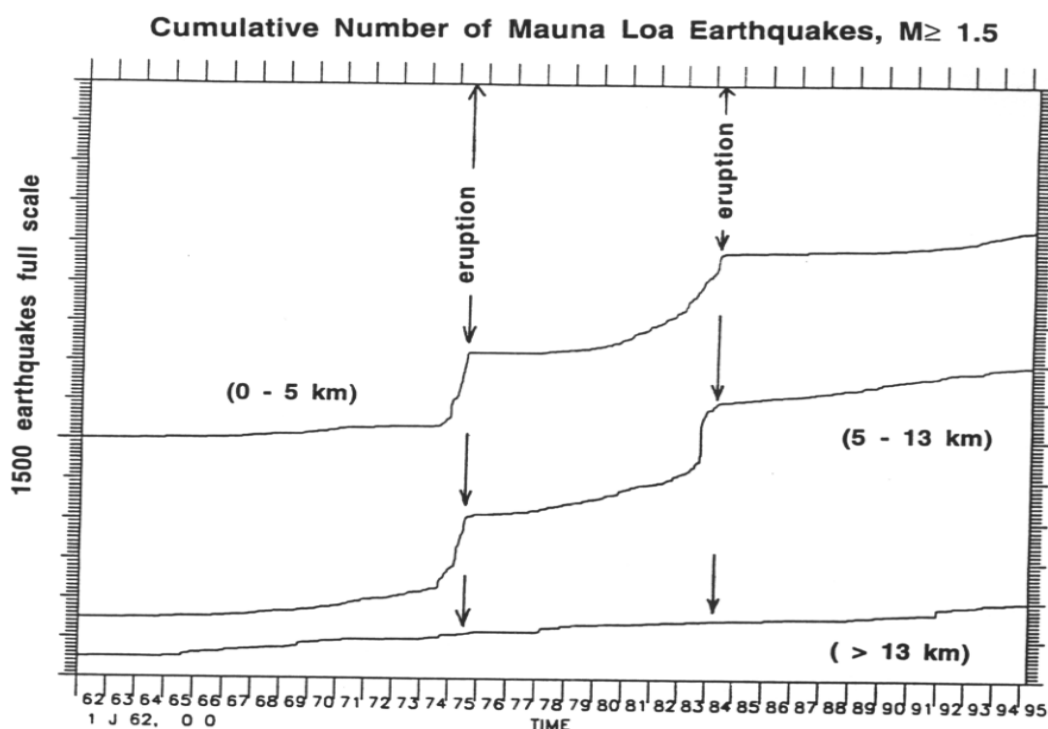
**Σχήμα 9.2:** Γράφημα των μικρότερων (αριστερά) μέχρι και των μεγαλύτερων (δεξιά) χρόνων επανάληψης όλων των ιστορικών εκρήξεων του Mauna Loa σε σχέση με τον λογάριθμο των αθροιστικών αριθμών των εκρήξεων. Ένα τυχαίο μοντέλο θα πρέπει να είναι κοντά στην διακεκομμένη γραμμή η οποία έχει κλίση ίση με  $(-1/\text{μέσου χρόνου επανάληψης})$ . Οι τρεις πιο πρόσφατοι χρόνοι επανάληψης μαρκάρονται με τα τρίγωνα.

Αν οι μεγαλύτεροι χρόνοι επανάληψης μεταξύ των εκρήξεων του Mauna Loa από το 1950 και μετά δεν είναι μόνο ένα στατιστικό λάθος, τι θα μπορούσε να προκαλέσει αυτή την ορατή μεταβολή; Ίσως ο ρυθμός του ανεφοδιασμού του μάγματος στον ταμιευτήρα της κορυφής του Mauna Loa να μειωνόταν μετά από το 1950. Ο Klein (1982) επίσης έδειξε ότι ο αριθμός των εκρήξεων του Mauna Loa και του Kilauea μεταξύ του 1916 και του 1980 συσχετίζονται αντιστρόφως. Αυτό σημαίνει ότι, όταν οι εκρήξεις του Mauna Loa είναι πολυάριθμες, το Kilauea έχει λιγότερες εκρήξεις, και το αντίστροφο. Με την μακρόχρονη και ογκώδη έκρηξη του Kilauea να είναι ακόμα σε εξέλιξη (1983 έως και σήμερα), αυτή η σχέση γίνεται ένας σημαντικός προβληματισμός για την πρόγνωση της επόμενης έκρηξης του Mauna Loa.

Η ανάλυση του King (1989) για την ένταση (πλήθος) προβλεψιμότητας των ιστορικών εκρήξεων του Kilauea και του Mauna Loa συμπεραίνει ότι η μετά από το 1952 αύξηση στον ρυθμό των εκρήξεων του Kilauea συνοδεύτηκε από μια μείωση στο Mauna Loa. Επιπρόσθετα, η μελέτη του υποδεικνύει ότι γενικά η ένταση ενός εκρηξιγενούς επεισοδίου του Mauna Loa είναι κατά προσέγγιση ανάλογος με τον χρόνο που πέρασε από την προηγούμενη έκρηξη.

Η χαρτογράφηση του Mauna Loa από τους Lockwood και Lipman (1987) υποδεικνύει ότι το 13% της επιφάνειάς του καλύπτεται με ρεύματα που εκρήχθηκαν κατά την διάρκεια του χρονικού διαστήματος από το 1843 έως και το 1984. Ο όγκος αυτών των ρευμάτων λάβας είναι περίπου 4 κυβικά χιλιόμετρα, δημιουργώντας έτσι έναν μέσο ρυθμό έκρηξης 28 εκατομμυρίων κυβικών μέτρων ανά χρόνο. Από το 1.200 Μ.Χ., περίπου τον χρόνο του σχηματισμού της σημερινής καλδέρας της κορυφής, μέχρι το 1843, οι ρυθμοί της περιοχικής κάλυψης από λάβες έξω από την καλδέρα ήταν μικρότεροι από ό,τι κατά την διάρκεια της περιόδου 1843 έως και 1984. Δεν είναι γνωστό πόση λάβα σχημάτισε την μικρή λίμνη στην καλδέρα κατά την διάρκεια αυτού του διαστήματος από το 1.200 έως και το 1843. Κατά την διάρκεια περίπου 750 χρόνων προτού το 1.200 Μ.Χ., οι εκρήξεις χαρακτηρίζονταν από ογκώδεις υπερχειλίσεις λάβας "pahoehoe" από μια λίμνη λάβας της κορυφής. Περισσότερο από 25% του Mauna Loa καλύπτεται από τέτοια ρεύματα υπερχειλίσεως λάβας. Η καταγραφή γίνεται ολοένα και πιο αποσπασματική με την αύξηση της ηλικίας επειδή παραπάνω από το 50% του Mauna Loa έχει καλυφθεί από λάβες τα τελευταία 1.500 χρόνια.

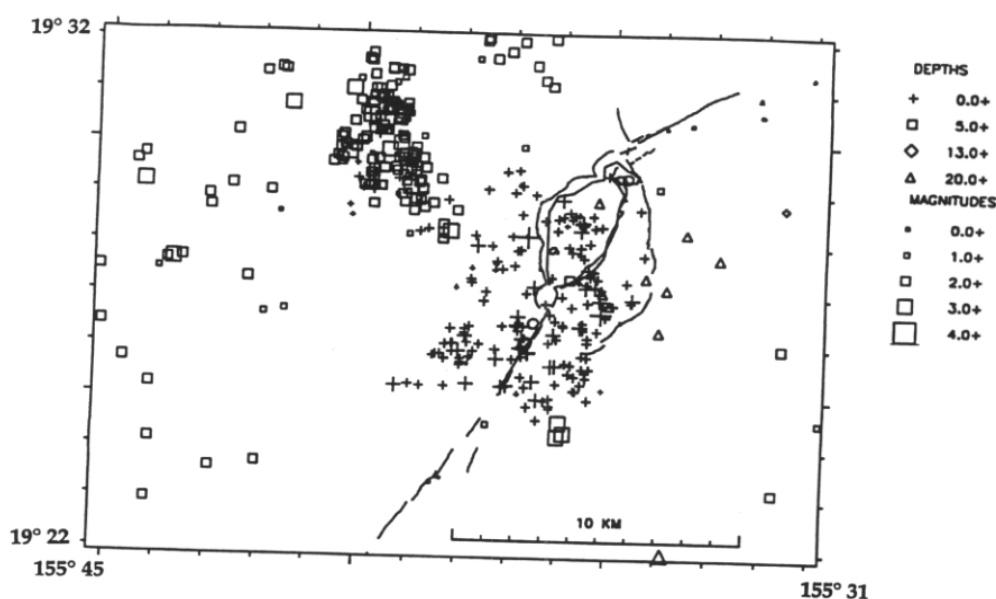
Είναι φανερό τόσο από τις ιστορικές όσο και από τις τελευταίες προϊστορικές καταγραφές ότι το Mauna Loa ήταν – και πολύ πιθανόν να συνεχίσει να είναι – ένα ισχυρώς ενεργό ηφαίστειο, μολονότι πέρασε η ακμή του (Lipman 1995).



**Σχήμα 9.3:** Αθροιστικοί αριθμοί σεισμών μεγέθους 1,5 και μεγαλύτερο που εντοπίστηκαν κάτω από την περιοχή της κορυφής του Mauna Loa (η περιοχή που φαίνεται στα Σχήματα 9.4 και 9.5) από το 1962 μέχρι και το 1994. Απεικονίζονται τρία διαφορετικά εύρη βάθους σεισμικών εστιών και φαίνεται επίσης ότι η αύξηση σε σεισμούς πριν από τις εκρήξεις περιορίζεται σε βάθη επιφανειακότερα από 13 km.

### 9.3 Πρόδρομοι εκρήξεων

Ο Wood (1915), και ο Finch (1943) δημοσιοποίησαν μετά από την έκρηξη υπολογισμούς των σεισμικών πρόδρομων φαινομένων για τις εκρήξεις του 1914 και του 1942 του Mauna Loa. Αυτοί δεν ήταν προγνωστικά. Ακόμα και έτσι, είναι φανερό ότι οι σημιοσεισμοί θεωρούνταν ως πιθανώς σημαντικοί πρόδρομοι για τις εκρήξεις του Mauna Loa από τόσο παλιά, όσο 80 χρόνια πριν. Παρόλο αυτά, δεν ήταν μέχρι και στις αρχές της δεκαετίας του 1960 οπότε το δίκτυο των σειсмоγράφων του Hawaiian Volcano Observatory (HVO) έγινε επαρκές ώστε να παρατηρείται η σεισμικότητα κάτω από το Mauna Loa με έναν ποσοτικό τρόπο. Οι σεισμοί μεγέθους μεγαλύτερο από 1,5 από την επιφάνεια μέχρι και κάτω στα 13 km κάτω από το Mauna Loa παρουσίασαν ορισμένες αυξήσεις για ένα με δύο χρόνια πριν από τις εκρήξεις του 1975 και του 1984 (Σχήματα 9.3, 9.4, και 9.5). Οι σεισμοί που ήταν βαθύτεροι από 13 km δεν παρουσίασαν τέτοιες αυξήσεις, υποδεικνύοντας έτσι ότι η αυξανόμενη σεισμικότητα σχετίζονταν προφανώς με την ρώγμωση στα πετρώματα που περιβάλλουν το σύμπλεγμα του ταμιευτήρα της κορυφής.

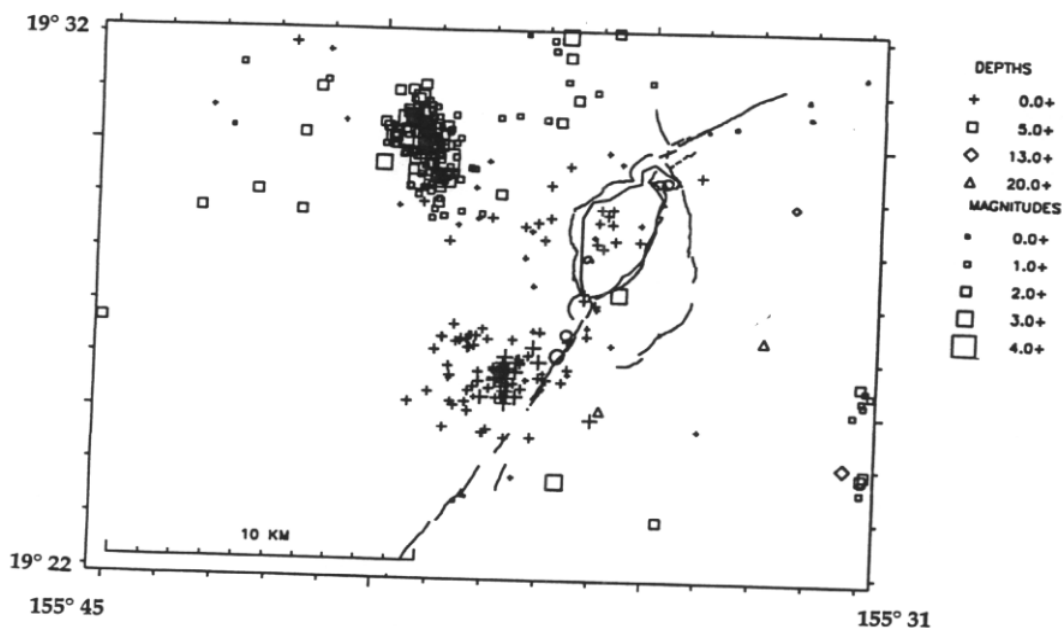


**Σχήμα 9.4:** Επίκεντρα σεισμών στην περιοχή της κορυφής του Mauna Loa κατά την διάρκεια των 16 μηνών πριν από την έκρηξη του 1975. Οι γραμμές οριοθετούν την καλδέρα, τη βορειοανατολική και τη νοτιοδυτική ζώνη διάρρηξης.

Μετρήσεις της απόστασης και μετρήσεις της διαφοράς επιπέδων κοντά και σε όλη την έκταση της καλδέρας της κορυφής του Mauna Loa ξεκίνησαν το 1965 (Decker 1968). Αυτές οι μετρήσεις, παρόλο που έγιναν περιοδικά, υπέδειξαν την διόγκωση της κορυφής του Mauna Loa πριν από την έκρηξη του 1975, την διόγκωση που ακολούθησε την έκρηξη του 1975, μια μικρή αύξηση στον ρυθμό της διόγκωσης πριν από την έκρηξη του 1984, το μεγάλο ξεφούσκωμα κατά την διάρκεια της έκρηξης του 1984, και την διόγκωση που ακολούθησε την έκρηξη του 1984 (Σχήματα 9.6 και 9.7).

Ισχυρός και επιφανειακός ηφαιστειακός σεισμικός θόρυβος έχει καταγραφεί στα σεισμόμετρα του Mauna Loa αμέσως πριν και κατά την διάρκεια εκρήξεων. Λογικά η έναρξη του σεισμικού θορύβου υποδεικνύει το ξεκίνημα της ανόδου του μάγματος προς την επιφάνεια. Σεισμικός θόρυβος ξεκίνησε 51 λεπτά νωρίτερα πριν από το επιφανειακό ξέσπασμα της λάβας στις 5 Ιουλίου του 1975 (Lockwood et al. 1987). Μετά από 27 λεπτά, αυτός ο πρόδρομος σεισμικός θόρυβος ενεργοποίησε το τηλεφωνικό σύστημα συναγερμού, και παρόλο που η έκρηξη ξεκίνησε λίγο πριν από τα μεσάνυχτα, τα μέλη του προσωπικού του HVO ήταν στο παρατηρητήριο 12 λεπτά πριν να εμφανιστεί λάμψη πάνω από το Mauna Loa.

Ο σεισμικός θόρυβος ξεκίνησε 115 λεπτά πριν από την έκρηξη στις 1:25 π.μ. στις 25 Μαρτίου του 1984. Δυστυχώς, ο συναγερμένος σεισμικός θόρυβος είχε βγει εκτός λειτουργίας επειδή ισχυροί άνεμοι στο Mauna Loa είχαν ενεργοποιήσει αρκετές φορές τον συναγερμό κατά την διάρκεια της προηγούμενης ημέρας. Ο θόρυβος από τον άνεμο μπορεί να διακριθεί από τον ηφαιστειακό σεισμικό θόρυβο στους οπτικούς σεισμικούς καταγραφείς, αλλά τότε ο ενεργοποιητής του συναγερμού δεν μπορούσε να ξεχωρίσει (διακρίνει) μεταξύ αυτών των δύο τύπων σημάτων. Το προσωπικό του HVO δεν έφτασε έγκαιρα στο παρατηρητήριο παρά μισή ώρα αργότερα από το ξεκίνημα της έκρηξης. Ειδοποιήθηκαν από το προσωπικό των αστρονομικών παρατηρητηρίων στο γειτονικό ηφαίστειο Mauna Kea που είδαν την λάμψη της έκρηξης πάνω από το Mauna Loa.



**Σχήμα 9.5:** Επίκεντρα σεισμών στην περιοχή της κορυφής του Mauna Loa κατά την διάρκεια των 16 μηνών πριν από την έκρηξη του 1984. Η ομοιότητα με το σχήμα 9.4 είναι αξιοσημείωτη.

Αναφορές για άλλα πρόδρομα γεγονότα για την έκρηξη του 1984 λήφθηκαν αφότου είχε ξεκινήσει η έκρηξη. Ορισμένοι πεζοπόροι είδαν μια "θολή κόκκινη λάμψη σε μια ρωγμή" στην βάση της καλδέρας στις 18 Μαρτίου, "σύννεφα ατμού" να υψώνονται πάνω από την καλδέρα στις 23 Μαρτίου, και "πέτρες και ατμός να εκτοξεύονται από τις ρωγμές του 1975 κοντά στο κέντρο της καλδέρας" στις 24 Μαρτίου (Lockwood et al. 1987). Ένας φορητός καταγραφέας της εκπομπής υδρογόνου-αερίου και της θερμοκρασίας, που εγκαταστάθηκε το Νοέμβριο του 1983 σε μια φουμαρόλα κατά μήκος της ρωγμής του 1975, μετέδιδε φυσιολογικά επίπεδα του υποβάθρου μια ώρα πριν αυτός καταστραφεί με την έναρξη της έκρηξης του 1984.

Μεταβολές στο ποσοστό του διοξειδίου του άνθρακα που λογικά προέρχονταν από τις φουμαρόλες της κορυφής εντοπίστηκαν στις σχεδόν συνεχείς καταγραφές του παρατηρητηρίου της ατμόσφαιρας στα 11.000 πόδια στην βόρεια πλαγιά του Mauna Loa. Μεγάλες αυξήσεις στην εκπομπή CO<sub>2</sub> συνέβησαν κατά την διάρκεια και μετά από τις εκρήξεις του 1975 και του 1984. Η έκρηξη του 1975 μπορεί να είχε προηγηθεί από μια μικρή αύξηση στην εκπομπή CO<sub>2</sub>, και μια παρόμοια αύξηση έχει συμβεί από τις αρχές του 1993.

#### 9.4 Προγνωστικά των εκρήξεων του 1975, 1976, 1983 και αξιολόγησή τους

1975: Οι Koyanagi, Endo, και Ebisu (1975) δημοσιοποίησαν μια εργασία με τίτλο: "Το ξαναζύπνημα του ηφαιστείου Mauna Loa (Χαβάη): Μια προκαταρκτική αξιολόγηση των σεισμολογικών στοιχείων". Στην περίληψη δηλώνουν: "Η σημαντική αύξηση της

σεισμικότητας, σε συνδυασμό με την διαστολή (επέκταση) που μετρήθηκε στην κορυφή, υποδηλώνει ότι το Mauna Loa μπορεί να ξαναζύπνησε μετά από σχεδόν 25 χρόνια ηρεμίας”.

Αυτή η εργασία ετοιμάστηκε τον Ιούνιο του 1975, αλλά δεν δημοσιεύθηκε έως και τον Σεπτέμβριο του 1975. Η έκρηξη έγινε στις 5-6 Ιουλίου του 1975.

1976: Οι Lockwood, Koyanagi, Tilling, Holcomb, και Peterson (1976) δημοσίευσαν μια εργασία με τίτλο: “To Mauna Loa απειλεί”. Σε αυτή την εργασία δηλώνουν: “Η βορειοανατολική ζώνη διάρρηξης φαίνεται να είναι το πιο λογικό μέρος για να αναμένουμε το επόμενο πλευρικό ξέσπασμα λόγω της σεισμικής δραστηριότητας και της διαστολής της βορειοανατολικής ζώνης διάρρηξης κοντά στο Puu Ulaula στις ημέρες αμέσως μετά την έκρηξη της κορυφής στις 5-6 Ιουλίου του 1975.”

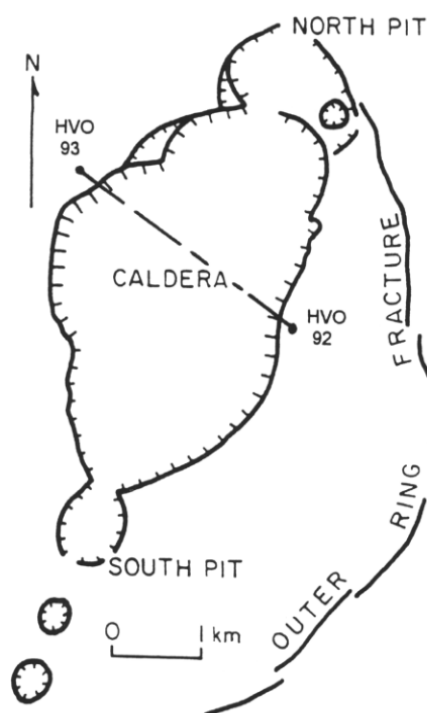
“Έξι εκρήξεις έχουν γίνει στην βορειοανατολική ζώνη διάρρηξης κατά την διάρκεια της γραπτής ιστορίας..... Η κάθε μία προηγούνταν από ένα ξέσπασμα της κορυφής και με εξαίρεση το 1855 ακολουθούσε την αρχική κορυφαία έκρηξη για 6-34 μήνες.”

“Η ιστορική καταγραφή έτσι υποδηλώνει ότι η έκρηξη της κορυφής του Ιουλίου του 1975 ήταν η πρώτη φάση μιας εκρηξιγενούς ακολουθίας η οποία θα καταλήξει σε μια μεγάλη έκρηξη στις πλαγιές του Mauna Loa κάποτε πριν από το καλοκαίρι του 1978. Αυτή η πλευρική έκρηξη θα προηγηθεί πολύ πιθανόν σύντομα από μια μικρή δραστηριότητα στην κορυφή. Αν η δραστηριότητα του Mauna Loa στις 6-10 Ιουλίου είναι ένας αξιόπιστος δείκτης, θα περιμένουμε τους πλευρικούς αγωγούς να ανοίξουν μεταξύ 2.800 και 3.000 μέτρα στην βορειοανατολική ζώνη διάρρηξης στην περιοχή του Puu Ulaula.”

1983: Οι Decker, Koyanagi, Dvorak, Lockwood, Okamura, Yamashita, και Tanigawa (1983) δημοσίευσαν μια εργασία με τίτλο: “Σεισμικότητα και Παραμόρφωση της επιφάνειας του ηφαιστείου Mauna Loa (Χαβάη)”. Το συμπέρασμά τους ήταν: “Η κοντινή στην επιφάνεια παραμόρφωση λόγω της προφανούς διείδυσης μάγματος κάτω από την περιοχή της κορυφής του Mauna Loa έχει δείξει πρόσφατα μια επιταχυνόμενη τάση με βάση τόσο τα σεισμολογικά δεδομένα όσο και με τα δεδομένα της εδαφικής παραμόρφωσης της επιφάνειας. Αλλά αφού η σημερινή δύναμη (ισχύς) του Mauna Loa δεν είναι γνωστή, δεν μπορεί να γίνει καμμία ακριβής πρόγνωση για την επόμενη έκρηξη. Παρόλο αυτά, αν ο σημερινός ρυθμός της παραμόρφωσης συνεχίζει να αυξάνεται (και επισημαίνουμε το “αν”), η πιθανότητα για μια έκρηξη του Mauna Loa κατά την διάρκεια των επόμενων 2 χρόνων αυξάνεται σημαντικά.”

Η εργασία δημοσιεύθηκε τον Σεπτέμβριο του 1983. Η έκρηξη ξεκίνησε στις 25 Μαρτίου του 1984 και διήρκεσε 21 ημέρες.

**Σχήμα 9.6:** Χάρτης της περιοχής της καλδέρας της κορυφής του Mauna Loa που απεικονίζει την γραμμή κατά μήκος της καλδέρας με βάση την οποία μετριοούνται περιοδικά οι συστολές και οι διαστολές από το 1965.



Όσον αφορά την εκτίμηση του χρόνου έναρξης μιας έκρηξης του Mauna Loa, τα προγνωστικά του 1975 και του 1983 ήταν ποιοτικώς σωστά. Παρόλο αυτά, τα προγνωστικά ήταν τόσο αόριστα διατυπωμένα που καμμία ποσοτική εκτίμηση της αξίας τους δεν ήταν δυνατή. Όχι τόσο για την πρόγνωση του 1976, αυτή ήταν διατυπωμένη τολμηρά και συγκεκριμένα, και μπορεί να αξιολογηθεί με βάση ένα πλαίσιο όπως το τυχαίο πλαίσιο της διενέργειας των απλών στοιχημάτων. Για παράδειγμα, στην πρόγνωση του 1976, οι Lockwood et al. δήλωσαν ότι η επόμενη έκρηξη θα ξεκινήσει πριν από το καλοκαίρι του 1978. Με βάση την ιστορική καταγραφή, τα στατιστικά ποσοστά πιθανότητας να συμβεί αυτό είναι 1,63/1 (Ποσοστά πιθανότητας καθορίζονται με την διαίρεση της πιθανότητας να χάσει προς την πιθανότητα να κερδίσει, δηλαδή  $P = 0,62$  ότι δεν θα γίνει έκρηξη διαιρεμένο με  $P = 0,38$  ότι θα γίνει έκρηξη). Λένε ότι στοιχηματίζουν \$ 1,00. Χάνουν. Η πρόγνωση του 1976 επίσης δηλώνει ότι η επόμενη έκρηξη θα γίνει στην βορειοανατολική ζώνη διάρρηξης. Τα ποσοστά πιθανότητας για αυτό το στοιχείο είναι 5,33/1 (32/6: 32 ιστορικές εκρήξεις δεν έγιναν στην βορειοανατολική ζώνη διάρρηξης, ενώ 6 έγιναν). Στοιχηματίζουν ένα ακόμη δολάριο. Κερδίζουν \$ 5,33 (δηλαδή, παίρνουν πίσω το δολαρίο τους και επιπλέον \$ 5,33). Επιπρόσθετα, η πρόγνωση του 1976 τοποθετεί τον κύριο αγωγό της επόμενης έκρηξης σε ένα υψόμετρο μεταξύ 2.800 και 3.000 μέτρων. Τα ποσοστά πιθανότητας για αυτό το στοιχείο είναι 2/1 (4/2: 4 ιστορικές εκρήξεις της βορειοανατολικής ζώνης διάρρηξης έγιναν έξω από αυτό το υψομετρικό διάστημα, ενώ 2 έγιναν μέσα σε αυτό το διάστημα). Στοιχηματίζουν ένα ακόμη δολάριο. Κερδίζουν \$ 2,00. Τα καθαρά κέρδη τους είναι \$ 6,33 (-1,00, +5,33, +2,00), 71% των μέγιστων κερδών (\$8,96) αν όλες οι προγνώσεις τους ήταν σωστές.

Ακολουθώντας την ορολογία των στοιχημάτων μια ισοφάριση κερδών και απωλειών ή μια χαμένη αποτίμηση θα υποδείξει ότι τα πρόδρομα φαινόμενα με βάση τα οποία έγιναν οι προγνώσεις του 1976 δεν ήταν έγκυρα. Τα συγκεκριμένα πρόδρομα φαινόμενα με τα οποία έγιναν οι προγνώσεις των θέσεων ήταν οι σμηνοσεισμοί και η παραμόρφωση της επιφάνειας η οποία ακολούθησε αμέσως μετά από την σύντομη έκρηξη της κορυφής στις 5-6 Ιουλίου του 1975. Αυτά τα γεωφυσικά δεδομένα υπέδειξαν ότι μια φλέβα λάβας μήκους 25 km είχε επανατοποθετηθεί σε ένα επιφανειακό επίπεδο μέσα στην βορειοανατολική ζώνη διάρρηξης από την κορυφή μέχρι περίπου 2.900 μέτρα υψόμετρο κοντά στο Puu Ulaula.

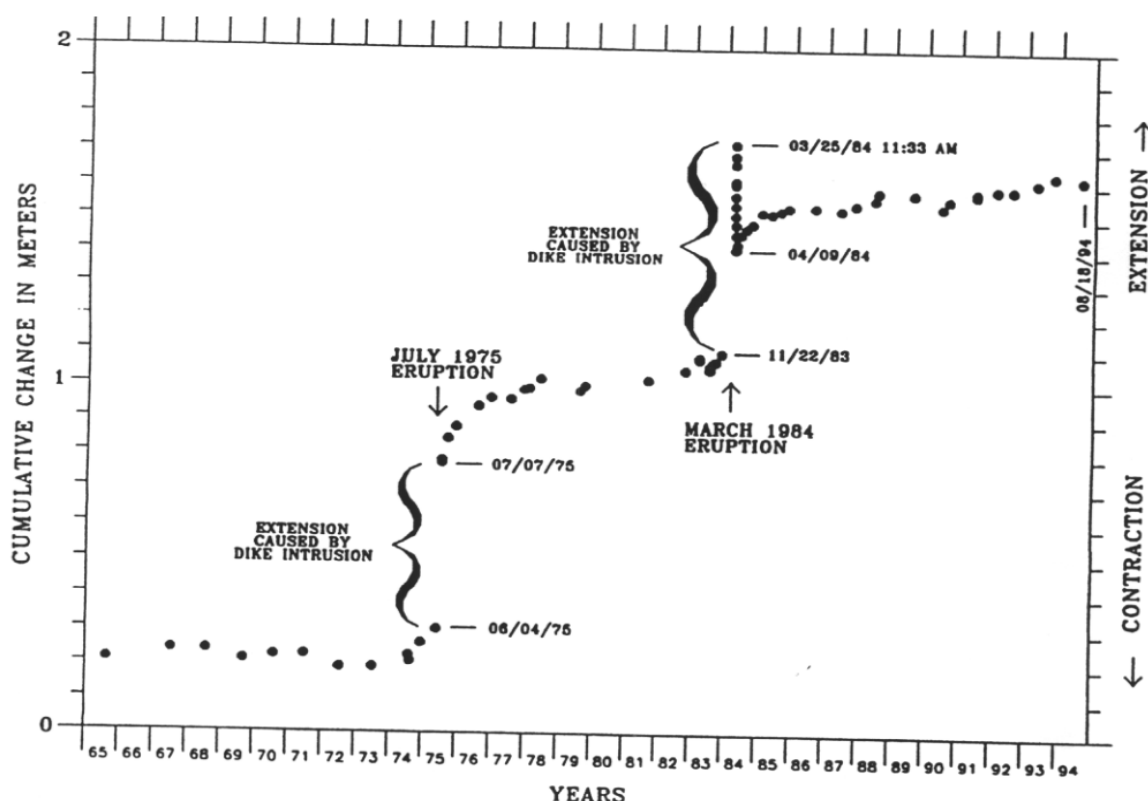
Δεν έγινε προσπάθεια να υποβαθμιστεί η σοβαρή υπόθεση των προγνώσεων των εκρήξεων χρησιμοποιώντας ένα υποθετικό πλαίσιο της διενέργειας απλών στοιχημάτων για την αξιολόγηση των προγνώσεων αφότου ο χρόνος έχει επαληθεύσει ή όχι τα συμπεράσματά τους. Παρόλο αυτά, χρησιμοποιήθηκε αυτό το πλαίσιο της διενέργειας απλών στοιχημάτων, ή κάποια πιο εξελιγμένη μέθοδος, για την αξιολόγηση μελλοντικών προγνώσεων έτσι ώστε αυτές να μπορούν να δοκιμαστούν η μία έναντι της άλλης και να ελεγχθούν σε σχέση με την στατιστική καταγραφή. Αρκετές παρόμοιες αξιολογήσεις είναι απαραίτητες για μια μακρά χρονική περίοδο για να δούμε εάν οι τεχνικές πρόγνωσης είναι στην πραγματικότητα έγκυρες (βάσιμες) ή απλώς τυχερές (ή άτυχες). Το να κρατάς λογαριασμό με τις ποιοτικές αξιολογήσεις δεν είναι δυνατόν.

## 9.5 Σημερινή πρόγνωση για το Mauna Loa και συμπεράσματα

Κατά την διάρκεια του Μαρτίου του 1995 δεν εμφανίζεται αυξημένη σεισμική δραστηριότητα κάτω από το Mauna Loa. Οι μετρήσεις της παραμόρφωσης υποδεικνύουν ότι περίπου το 50% του ξεφουσκώματος της κορυφής που έγινε κατά την διάρκεια της διεύθυνσης και της έκρηξης του 1984 έχει ανακτηθεί. Το Kilauea ακόμα εκρηγνύεται αρκετά ζωνρά (Mattox 1993). Καμμία από αυτές τις προϋποθέσεις δίνουν την βάση για μια πρόγνωση που να βασίζεται σε πρόδρομα γεγονότα. Επομένως, η πρόγνωσή μας είναι κυρίως στατιστική:

Η επόμενη έκρηξη του Mauna Loa θα γίνει πριν από το τέλος του 2007 ( $P = 0,95$  χρησιμοποιώντας ολόκληρη την ιστορική καταγραφή,  $P = 0,5$  (?) χρησιμοποιώντας τους δύο χρόνους επανάληψης από το 1950 και μετά). Εκείνος ο χρόνος, το 2007, επιλέχθηκε να του δοθεί μια πιθανότητα 50% ή μεγαλύτερη ότι μια έκρηξη θα γίνει πριν από το τέλος του. Σημειώνεται ότι αυτή η πρόγνωση ισχυρίζεται ότι μια έκρηξη θα γίνει μεταξύ σήμερα και

μέχρι το τέλος του 2007, όχι απαραίτητα κατά την διάρκεια του χρόνου 2007. Υπάρχουν τέσσερις λόγοι για την εκτίμηση (υπολογισμό) αυτού του μεγάλου χρονικού διαστήματος: (1) Η σημαντική πιθανότητα ότι η συγκέντρωση των τριών μεγάλων διαστημάτων επανάλληψης από το 1950 και μετά να μην είναι τυχαία, (2) η τάση προς μεγάλα διαστήματα επανάλληψης να ακολουθούν μεγάλου όγκου εκρήξεις (η έκρηξη του 1984 – 220 εκατομύρια κυβικά μέτρα – ήταν μια μεγάλη έκρηξη), (3) η συνεχιζόμενη σθεναρή έκρηξη του Kilauea και η αντίστροφη συσχέτιση των εκρήξεων του Kilauea και του Mauna Loa, και (4) ότι οι μετρήσεις της παραμόρφωσης υποδεικνύουν να έχει ανακτηθεί μόνο περίπου το 50% του ξεφουσκώματος της κορυφής κατά την διάρκεια της έκρηξης του 1984.



**Σχήμα 9.7:** Αθροιστικές μεταβολές στο μήκος της γραμμής μεταξύ των τριγωνομετρικών σημείων HVO93 και HVO92 (βλέπε Σχήμα 9.6). Σημαντική διόγκωση συνέβη για ένα με δύο χρόνια προτού την έκρηξη του 1975. Λόγω της επανατοποθέτησης μιας φλέβας SW-NE κάτω και μέσα στην καλδέρα λίγο πριν την αρχή της έκρηξης του 1975 έγινε μια μεγάλη διόγκωση. Μετά την έκρηξη του 1975 ακολούθησε διόγκωση για περίπου 2 χρόνια. Μικρότερη διόγκωση έλαβε χώρα πριν την έκρηξη του 1984. Μεγάλη διόγκωση μάρκαρε την διείσδυση φλέβας που ξεκίνησε την έκρηξη του 1984, ενώ αμέσως μετά ακολούθησε ξεφούσκωμα λόγω της υποχώρησης του μάγματος από τον μαγματικό θάλαμο. Ξανά ακολούθησε διόγκωση την έκρηξη του 1984 για περίπου 2 χρόνια.

Όταν συμβεί η επόμενη έκρηξη, θα ξεκινήσει στην κορυφή του Mauna Loa, αλλά δεν θα περιοριστεί απαραίτητα στην κορυφή. Οι 35 από τις 39 ιστορικές εκρήξεις ξεκίνησαν στην κορυφή ( $P = 0,90$ ). Επιπρόσθετα, ο Klein (1982) υποστηρίζει ότι υπάρχει μια μη τυχαία τάση να εναλλάσσονται οι πλευρικές με τις κορυφαίες εκρήξεις του Mauna Loa, και ότι η έκρηξη του 1984 ήταν κυρίως μια πλευρική έκρηξη.

Προφανώς, η έλευση των εντοπισμένων πρόδρομων [γεγονότων] μπορεί να σημάνει την τροποποίηση αυτής της πρόγνωσης.

Το γεγονός ότι τα περισσότερα από τα διαστήματα επανάλληψης των ιστορικών εκρήξεων του Mauna Loa ταιριάζουν σε μια κατανομή Poisson υποδηλώνει ότι το ηφαίστειο είναι έτοιμο να εκρηχθεί σε οποιαδήποτε στιγμή. Δηλαδή, δεν απαιτείται κανένας χρόνος

επαναφόρτισης. Αυτό το συμπέρασμα υποστηρίζεται εν μέρει από την ταχεία επαναδιόγκωση της κορυφής κατά την διάρκεια του πρώτου χρόνου που ακολούθησε τις εκρήξεις του 1975 και του 1984 (Σχήμα 9.7). Παρόλο αυτά, η αύξηση της επιφανειακής σεισμικότητας για περίπου δύο χρόνια πριν από αυτές τις εκρήξεις υποδηλώνει ότι η επαναδιόγκωση πρέπει να φτάσει σε ένα ορισμένο σημείο όπου ξεκινάει να σπάει τα όρια (περιθώρια) του επιφανειακού μαγματικού ταμιευτήρα. Αυτό το σημείο δεν έγινε ώσπου περίπου 22 χρόνια μετά από την έκρηξη του 1950, και περίπου 6 χρόνια μετά από την έκρηξη του 1975. Δυστυχώς, δεν υπάρχουν συγκρίσιμα σεισμολογικά δεδομένα ή δεδομένα της παραμόρφωσης για τα διαστήματα μεταξύ των εκρήξεων πριν από το 1950.

Η αντίστροφη συσχέτιση μεταξύ των ρυθμών έκρηξης του Mauna Loa και του Kilauea είναι επίσης παράδοξη. Από τη μια πλευρά, αυτή υποστηρίζει την θεωρία (υπόθεση) ότι τα θερμά σημεία (hot spot) δεν τροφοδοτούν το Mauna Loa για να τροφοδοτήσουν το Kilauea, και από την άλλη πλευρά, είναι αρκετά γνωστό ότι δεν υπάρχει καμμία άμεση υδραυλική σύνδεση ανάμεσα στα μαγματικά συστήματα του Mauna Loa και του Kilauea, και ότι υπάρχουν σημαντικές διαφορές στην γεωχημεία των μαγμάτων τους.

Αυτό που είναι ξεκάθαρο είναι ότι θα κατανοηθούν οι πολύπλοκοι τρόποι με τους οποίους αυτά τα ηφαίστεια δουλεύουν μόνο με τις κοινές προσπάθειες των γεωλόγων, των γεωχημικών, και των γεωφυσικών να δουλέψουν μαζί πολύ στενά.

Τα ιστορικά και τα προϊστορικά πρότυπα εκρήξεων του Mauna Loa παρέχουν μια βάση για στατιστικές προγνώσεις της μελλοντικής εκρηξιγενούς συμπεριφοράς. Επιπρόσθετα, τα σεισμολογικά δεδομένα και τα δεδομένα της παραμόρφωσης έχουν δώσει ξεκάθαρα σημαντικούς προδρόμους για τις δυο προηγούμενες εκρήξεις με χρονικές κλίμακες χρόνων και λεπτών. Δυστυχώς, δεν έχουν ακόμα βρεθεί πρόδρομοι με χρονικές κλίμακες μηνών ή ημερών που να προηγούνται εκρήξεων.

Πρέπει επίσης να ερευνηθούν επιπρόσθετες αναλύσεις των περασμένων προτύπων εκρήξεων, για παράδειγμα μια μελέτη παρόμοια με την ανάλυση του δυναμικού ελκυστή των εκρήξεων του Kilauea από τον Shaw (1987). Ένας στατιστικολόγος ειδικευμένος στην θεωρία των πιθανοτήτων μπορεί να είναι ικανός να εξάγει περισσότερα συμπεράσματα από την υπάρχουσα καταγραφή.

Πρέπει να αναζητηθούν βελτιώσεις στις υπάρχουσες συλλογές και αναλύσεις των σεισμολογικών δεδομένων και των δεδομένων της παραμόρφωσης. Για παράδειγμα, κάποια τεχνική απόκτησης πιο συχνών ή συνεχών δεδομένων παραμόρφωσης σε μια ή δύο τοποθεσίες θα είναι ένα μεγάλο βήμα προς τα μπρος. Η μέθοδος της φασματικής απεικόνισης (μικροκυματικής ακτινοβολίας συνήθως) μέσω radar εγκατεστημένου σε δορυφόρο θα δώσει μια πιο ευρεία εικόνα της παραμόρφωσης. Ένας συναγερμός σεισμικού θορύβου που μπορεί να ξεχωρίζει τον ηφαιστειακό σεισμικό θόρυβο από τον θόρυβο του αέρα θα μπορούσε να αποφύγει το μη εντοπισμό της έναρξης της επόμενης έκρηξης του Mauna Loa.

Θα πρέπει επίσης να αναζητηθούν και άλλοι πρόδρομοι έκρηξης. Αυτοί θα μπορούσαν να συμπεριλαμβάνουν την μέτρηση των μεταβολών στην θερμοκρασία, στην ποσότητα, και στην σύνθεση των αερίων που εκπέμπονται από τις φουμαρόλες του Mauna Loa κατά την διάρκεια περιόδων ηρεμίας, ή την μέτρηση των μεταβολών στην ογκομετρική παραμόρφωση με παραμορφωσιόμετρα σε γεώτρηση. Πρέπει να ενθαρρυνθούν πειραματικές μελέτες και νέα όργανα από ερευνητές και ιδρύματα που συνεργάζονται με το HVO. Έρευνες συνεργασίας υπήρξαν καρποφόρες στο παρελθόν, και προβλέπουμε ότι θα είναι και στο μέλλον.

Τα κλειδιά για επιτυχημένες προγνώσεις εκρήξεων του Mauna Loa περιλαμβάνουν όχι μόνο την παρελθούσα συμπεριφορά του, και τον εντοπισμό των διάφορων προδρόμων φαινομένων, αλλά επίσης και μια καλύτερη κατανόηση των φυσικών και των χημικών διεργασιών (διαδικασιών) που εμπλέκονται στην εξέλιξη και στην δυναμική αυτού του μεγάλου ηφαιστείου.

## ΒΙΒΛΙΟΓΡΑΦΙΑ

- Agnew, D.C., Strainmeters and tiltmeters, *Rev. Geophys.*, 24, no. 3, 579-624, 1986.
- Aki, K., M. Fehler, S. Das, 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, 1977.
- Aki, K. and R. Y. Koyanagi, Deep volcanic tremor and magma ascent mechanism under Kilauea, Hawaii, *Journal of Geophysical Research* 86, 7095-109, 1981.
- Aki, K., 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, 1984.
- Aki, K., State-of-the-art in volcanic seismology. In *Volcanic Seismology*, P. Gasparini, R. Scarpa, K. Aki (eds.), 3-12. New York: Springer, 1992.
- Allen, R., Automatic phase pickers: their present use and future prospect. *Bulletin of the Seismological Society of America* 72, 225-42, 1982.
- Apple, R. A., Thomas A. Jaggard, Jr., and the Hawaiian Volcano Observatory, in *Volcanism in Hawaii*, 2 v., *U.S. Geol. Surv. Prof. Paper 1350*, edited by R. W. Decker, T. L. Wright, and P. H. Stauffer, 2, chap. 61, 1619 - 1644, 1987.
- Aster, R. C. and R. P. Meyer, Three-dimensional velocity structure and hypocenter distribution in the Campi Flegrei caldera, Italy, *Tectonophysics* 149, 195-218, 1988.
- Banks, N. G., Measuring and interpreting deformation of volcanoes, *Notes for UNESCO Training Course*, Legaspi City and Manila, Philippines, 55 pp. (xeroxed), 1984.
- Banks, N. G., R. Y. Koyanagi, J. M. Sinton, and K. T. Honma, The eruption of Mount Pagan Volcano, Mariana Islands, 15 May 1981, *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, 22, no. 3/4, 225-269, 1984.
- Banks, N. G., R. I. Tilling, D. D. Harlow, and J. W. Ewert, Volcano monitoring and short-term forecasts. In *Short courses in geology, vol. 1: Volcanic hazards*, R. I. Tilling (ed.), 51-80. Washington, DC: American Geophysical Union, 1989.
- Barberi, P., G. Corrado, F. Innocenti, G. Luongo, Phlegrean Fields 1982-1984: brief chronicle of a volcano emergency in a densely populated area. *Bulletin Volcanologique* 47, 175-86, 1984.
- Barberi, P., A. Bertagnini, P. Landi, *Mt Etna: the 1989 eruption*. Pisa: Giardini (eds.), 1990.
- Barker, J. S. and C. A. Langston, A teleseismic body-wave analysis of the May 1980 Mammoth-Lakes, California, earthquakes. *Bulletin of the Seismological Society of America* 73, 419-34, 1983.
- Barnard, W.M., *Mauna Loa -A source book*, vol. 2, 452 pp., Dept. of Geosciences, State Univ. N.Y. at Fredonia, 1991.
- Bates, C. C., T. F. Gaskell, and R. B. Rice, *Geophysics in the Affairs of Man*. Oxford: Pergamon Press, 1982.
- Baxter, P. J. and M. Kapila, Acute health impact of the gas release at Lake Nyos, Cameroon 1986. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 39, 265-75, 1989.
- Beisser, M., D. Gillard, and M. Wyss, Inversion for source parameters from sparse data sets: test of the method and application to the 1951 [M=6.9] Kona, Hawaii, earthquake, *J. Geophys. Res.*, 99, 19661-19678, 1994.
- Berrino, G., C. Corrado, G. Luongo, and B. Toro, Ground deformation and gravity changes accompanying the 1982 Pozzuoli uplift. *Bull. Volcanol.*, 47-2, 187-200, 1984.
- Bischoff, J. L. and R. J. Rosengbauer, An empirical equation of state for hydrothermal seawater (3.2 percent NaCl): *Am. Jour. Science*, 285, 725-763, 1985.
- Blong, R.J., *Volcanic Hazards*, Academic Press, Sydney, Australia, 424 pp., 1984.
- Bolt, B.A., W.L. Horn, G.A. Macdonald, and R.F. Scott, *Hazards from Volcanoes*, Springer-Verlag, New York, 328 pp., 1975.
- Bomford, G., *Geodesy*, 4th edition, 855 pp., Clarendon Press, London, 1980.

- Borgia, A., J. Burr, L. D. Montero, W. Morales, and G. E. Alvarado, Fault propagation folds induced by gravitational failure and slumping of the Central Costa Rica Volcanic Range: Implications for large terrestrial and Martian volcanic edifices, *J. Geophys. Res.*, **95**, 14357 - 14382, 1990.
- Borgia, A. and B. Treves, Volcanic plates overriding the oceanic crust: Structure and dynamics of Hawaiian volcanoes: *Geol. Soc. London Special Publication* **60**, 277-299, 1992.
- Borgia, A., Dynamic basis of volcanic spreading, *J. Geophys. Res.*, **99**, 17791-17804, 1994.
- Brandsdottir, B. and P. Einarsson, Seismic activity associated with the September 1977 deflation of the Krafla central volcano in north eastern Iceland. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* **6**, 197-212, 1979.
- Bryan, C. and C. Johnson, Block tectonics of the island of Hawaii from an analysis of basal slip, *Bull. Seismol. Soc. Am.*, **81**, 491-507, 1991.
- Buchanan-Banks, J.M., Structural damage and ground failures from the November 16, 1983, Kahoiki earthquake, island of Hawai'i, in Decker, R.W., T.L. Wright, and P.H. Stauffer, eds., *Volcanism in Hawai'i, U.S. Geol. Surv. Prof. Pap. 1350*, **2**, 1187-1220, 1987.
- Casadevall, T. J., *United States Geological Survey Circular 1065, Program and Abstracts, First International Symposium on Volcanic Ash and Aviation Safety, Seattle Washington, July 8-12 1991*. Washington DC: United States Government Printing Office (ed.), 1991.
- Casadevall, T. J., *United States Geological Survey Bulletin 2047, Volcanic Ash and Aviation Safety, Proceedings Volume, First International Symposium, Seattle, Washington, 8-12 July 1991*. Washington DC: United States Government Printing Office (ed.), 1993.
- Castellano, M., F. Ferrucci, C. Godano, S. Imposi, G. Milano, Upwards migration of seismic foci: a forerunner of the 1989 eruption of Mt Etna, *Bulletin of Volcanology* **55**, 347-51, 1993.
- Chadwick, W.W., Jr., D.A. Swanson, E.Y. Iwatsubo, C.C. Heliker, and T.A. Leighley, Deformation monitoring at Mount St. Helens in 1981 and 1982, *Science*, **221**, 1378-1380, 1983.
- Chadwick, W.W., E.Y. Iwatsubo, D.A. Swanson, and J.W. Ewert, Measurements of slope distances and vertical angles at Mount Baker and Mount Rainier, Washington, Mount Hood and Crater Lake, Oregon and Mount Shasta and Lassen Peak, California, *U.S. Geol. Surv. Open-File Report 85-205*, 95 pp., 1985.
- Chadwick, W.W., Jr, R.J. Archuleta, D.A. Swanson, The mechanics of ground deformation precursory to dome-building extrusions at Mount St Helens 1981-82. *Journal of Geophysical Research* **93**, 4351-66, 1988.
- Chadwick, W.W., Jr., J.G. Moore, M.O. Garcia, and C.G. Fox, Bathymetry of southern Mauna Loa volcano, Hawaii: *U. S. Geol. Survey Miscellaneous Field Studies Map MF-2233*, scale 1:150,000, 1993.
- Chadwick, W.W., Jr., J.R., Jr. Smith, J.G. Moore, D.A. Clague, M.O. Garcia, and C.G. Fox, Bathymetry of south flank of Kilauea volcano, Hawaii: *U.S. Geol. Survey Miscellaneous Field Studies Map MF-2231*, scale 1:150,000, 1993.
- Chen, W.P., and J. Nabelek, Source parameters of the June 26, 1989 Hawaiian earthquake [abs.], *Eos Trails. AGU supp.*, **71**, 562, 1990.
- Chouet, B., Excitation of a buried magmatic pipe: a seismic source model for volcanic tremor. *Journal of Geophysical Research* **90**, 1881-93, 1985.
- Chouet, B. and B. R. Julian, Dynamics of an expanding fluid-filled crack. *Journal of Geophysical Research* **90**, 11187-98, 1985.
- Chouet, B., R. Y. Koyanagi, and K. Aki, 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.), 1259-80. Washington DC: United States Government Printing Office, 1987.
- Chouet, B., Resonance of fluid-driven crack: Radiation properties and implications for the source of long-period events and harmonic tremor, *J. Geophys. Res.*, **93**, no. B5, 4375-4400, 1988.

- Chouet, B. and H. R. Shaw, Fractal properties of tremor and gas-piston events observed at Kilauea volcano, Hawaii. *Journal of Geophysical Research* 96, 10177-89, 1991.
- Clague, D.A. and R.P. Denlinger, The M7.9 1868 earthquake: Hawaii's active landslides (abs.), *Eos*, 74, 635, 1993.
- Clague, D.A. and R.P. Denlinger, Role of olivine cumulates in destabilizing the flanks of Hawaiian volcanoes, *Bull. Volcanol.*, 56, 425-434, 1994.
- Clague, D.A., K.A. Hon, J.L. Anderson, W.W. Chadwick, Jr., and C.G. Fox, Bathymetry of Puna Ridge, Kilauea volcano, Hawaii: *U. S. Geol. Survey Miscellaneous Field Studies Map MF-2237*, 1:150,000, 1994.
- Clague, D.A., J.G. Moore, J.E. Dixon, W.B. Friesen, Petrology of submarine lavas from Kilauea's Puna Ridge. Hawaii, *Jour. Petrology*, in press, 1995.
- Corrado, G., I. Guerra, A. Lo Bascio, G. Luongo, and R. Rampoli, Inflation and micro earthquake activity of Phlegraean Fields, Italy, *Bull. Volcanol.*, 40-3, 1-20, 1977.
- Cosentino, M., G. Lombardo, E. Privitera, A model for internal dynamical processes on Mt. Etna, *Geophysical Journal International* 97, 367-79, 1989.
- County of Hawai'i, Department of Public Works, *Building Permits Summary*, 1994.
- County of Hawai'i, Planning Department, "First recorded lot sale in HOVE was Sept. 1961," *Pers. Comm.*, 1995.
- Crandell, D. R., D. R. Mullineaux, M. Rubin, Mount St Helens: Recent and future behaviour. *Science* 187, 438-44, 1975.
- De Natale, G. and A. Zollo, Statistical analysis and clustering features of the Phlegrean fields earthquake sequence. *Bulletin of the Seismological Society of America* 76, 801-14, 1986.
- De Natale, G., F. Pingue, P. Allard, A. Zollo, Geophysical and geochemical modelling of the 1982-1984 unrest phenomena at Campi Flegrei caldera (southern Italy). *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 48, 199-222, 1991.
- De St. Ours, Patrice, Inflation of Rabaul caldera since its 1937 eruption as revealed by emergence of intertidal shell horizons [abstract], *Abstracts Volume, Hawaii Symposium on How Volcanoes Work, Hilo, Hawaii, January 1987*, 220, 1987.
- Decker, R.W., Deformation measurements on Mauna Loa volcano Hawaii (abstract), *Bull. Volcanol.*, 32-2, 401, 1968.
- Decker, R.W., and W.T. Kinoshita, Geodetic measurements, in *The Surveillance and Prediction of Volcanic Activity*, pp. 47-74, UNESCO, Paris, 1972.
- Decker, R.W., State-of-the-art in volcano forecasting, *Bull. Volcanol.*, 37, 3, 372-393, 1973.
- Decker, R.W., R.Y. Koyanagi, J.J. Dvorak, J.P. Lockwood, A.T. Okamura, K.M. Yamashita, and W.R. Tanigawa, Seismicity and surface deformation of Mauna Loa Volcano, *Eos, Amer. Geophys. Union Trans.*, 64, no. 37, 545-547, 1983.
- Decker, R.W., Forecasting volcanic eruptions, *Annual Reviews Earth and Planetary Sciences* 14, 267-91, 1986.
- Delaney, P.T., R.S. Fiske, A. Miklius, A.T. Okamura, and M.K. Sako, Deep magma body beneath the summit and rift zones of Kilauea Volcano, Hawaii, *Science*, 247, 1265-1372, 1990.
- Delaney, P.T., A. Miklius, T. Arnadottir, A.T. Okamura, and M.K. Sako, Motions of Kilauea volcano during sustained eruption from the Pu'u O'o and Kupai'anaha vents, 1983-1991, *J. Geophys. Res.*, 98, 17,801-17,820, 1993.
- Denlinger, R.P., P.P. Riley, J.K. Boling, and M.C. Carpenter, Deformation of Long Valley, Caldera between August 1982 and August 1983, *J. Geophys. Res.*, 90, no. B-13, 11,199-11,209, 1985.
- Denlinger, R.P., and P.G. Okubo, A mechanical model for the south flank [abs.], *Eos Trans. AGU supp.*, 73, 505, 1992.
- Denlinger, R. P., and P. G. Okubo, Structure of the mobile south flank of Kilauea volcano, Hawaii, in press, *J. Geophys. Res.*, 100, 1995.
- Department of Business and Economic Development and Tourism, *State of Hawai'i Data Book*, Research and Economic Analysis Division, Honolulu, 618 pp., 1993.

- Devine, J.D., H. Sigurdsson, A.N. Davis, and S. Self, Estimates of sulfur and chlorine yield to the atmosphere from volcanic eruptions and potential climatic effects, *J. Geophys. Res.*, **89**, 6309-6325, 1984.
- Duffield, W. A., and R. O. Burford, An accurate invar-wire extensometer, *U.S. Geol. Surv. Jour. Res.*, **1**, no. 5, 569-577, 1973.
- Duffield, W. A., R. L. Christiansen, R. Y. Koyanagi, and D. W. Peterson, Storage, migration, and eruption of magma at Kilauea volcano, Hawaii, 1971-1972, *J. Volcan. Geoth. Res.*, **13**, 273-307, 1982.
- Dvorak, J.J., A.T. Okamura, and M.K. Sako, Summit magma reservoir at Mauna Loa Volcano, Hawaii, *Eos, Trans. AGU*, **66**, 851, 1985.
- Dvorak, J.J. and G. Berrino, Recent ground movement and seismic activity in Campi Flegrei, Southern Italy: episodic growth of a resurgent dome. *Journal of Geophysical Research* **96**, 2309-23, 1991.
- Dvorak, J.J., A.T. Okamura, M. Lisowski, W. Prescott, and J. Svarc, GPS Measurements on the island of Hawaii: 1987 to 1990, *U.S.G.S. Bull.* **2092**, 1994.
- Dzurisin, D., and K.M. Yamashita, Vertical surface displacements at Yellowstone caldera, Wyoming, 1976-1986, *J. Geophys. Res.* **92**, 13,307-13,714, 1987.
- Dzurisin, D., D.J. Johnson, T.L. Murray, and B. Myers, Tilt networks at Mount Shasta and Lassen Peak, California, *U.S. Geol. Surv. Open-File Report* **82-670**, 42 pp., 1982.
- Dzurisin, D., D.J. Johnson, and R.B. Symonds, Dry tilt networks at Mount Rainier, Washington, *U.S. Geol. Surv. Open-File Report* **83-277**, 19 pp., 1983a.
- Dzurisin, D., J.A. Westphal, and D.J. Johnson, Eruption prediction aided by electronic tiltmeter data at Mount St. Helens, *Science*, **221**, 1381-1383, 1983b.
- Eaton, G.P., A portable water-tube tiltmeter, *Bull. Seismol. Soc. Amer.*, **49**, 301-316, 1959.
- Endo, E. T., S. D. Malone, L. L. Noson, C. S. Weaver, Locations, magnitudes, and statistics of the March 20-May 18-earthquake sequence. In *United States Geological Survey Professional Paper 1250, The 1980 eruptions of Mount St Helens, Washington*, P. W. Lipman and D. R. Mullineaux (eds.), 93-107. Washington DC: United States Government Printing Office, 1981.
- Endo, E.T, Seismotectonic framework for the southeast flank of Mauna Loa Volcano, Hawaii, Ph.D. thesis. University of Washington, Seattle, 1985.
- Endo, E. T. and T. L. Murray, Real-time seismic amplitude measurement (RSAM): A volcano monitoring and prediction tool, *Bulletin of Volcanology* **53**, 533-45, 1991.
- Ewert, J., A trigonometric method for monitoring ground tilt using small aperture arrays, *U.S. Geol. Surv. Open-File Report* **89-???**, 1989, in press.
- Fehler, M. and B. Chouet, Operation of a digital seismic network on Mt St Helens volcano and observations of long-period seismic events that originate under the volcano, *Geophysical Research Letters* **9**, 1017-20, 1982.
- Fehler, M., Observations of volcanic tremor at Mount St. Helens volcano, *J. Geophys. Res.*, **88**, 3476-3484, 1983.
- Ferrazzini, V. and K. Aki, Slow waves trapped in a fluid-filled infinite crack: implication for volcanic tremor. *Journal of Geophysical Research* **92**, 9215-23, 1987.
- Ferrazzini, V., K. Aki, B. Chouet, Characteristics of seismic waves composing Hawaiian volcanic tremor and gas-piston events observed by a near-source array. *Journal of Geophysical Research* **96**, 6199-209, 1991.
- Ferrick, M.G., A. Qamar, W. F. St Lawrence, Source mechanism of volcanic tremor. *Journal of Geophysical Research* **87**, 8675-83, 1982.
- Ferrucci, F., C. Godano, and N. A. Pino, Approach to the volcanic tremor by covariance analysis: application to the 1989 eruption of Mt Etna (Sicily). *Geophysical Research Letters* **17**, 2425-8, 1990.
- Ferrucci, F., A. Hirn, G. De Natale, J. Virieux, L. Mirabile, P-to-SV conversions at a shallow boundary beneath Campi Flegrei Caldera (Italy): evidence for the magma chamber. *Journal of Geophysical Research* **97**, 15351-9, 1992.
- Ferrucci, F. and D. Patanè, Seismic Activity accompanying the outbreak of the 1991-1993 eruption Mt Etna (Italy). *Journal of Volcanology and Geothermal Research* **57**, 125-35,

- 1993.
- Ferrucci, F., R. Rasa, G. Gaudiosi, R. Azzaro, and S. Imposa, Mt. Etna: a model for the 1989 eruption. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 56, 35-56, 1993.
- Feuillard, M., C. J. Allegre, G. Brandeis, R. Gaulon, J. L. Le Mouel, J. C. Mercier, J. P. Pozzo, M. P. Semet, The 1975-1977 crisis of la Soufrière de Guadeloupe (FWI): A still-born magmatic eruption. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 16, 317-34, 1983.
- Finch, R.H., The seismic prelude to the 1942 eruption of Mauna Loa, *Bull. Seis. Soc. Amer.*, 33, 237-242, 1943.
- Finch, R.H., and G.A. Macdonald, Hawaiian volcanoes during 1950, *U.S. Geol. Surv. Bull.* 996-B, pp. 27-89, 1955.
- Fiske, R. S., and W. T. Kinoshita, Inflation of Kilauea Volcano prior to its 1967-68 eruption, *Science*, 165, 341-349, 1969.
- Fiske, R. S. and E. D. Jackson, Orientation and growth of Hawaiian volcanic rifts – The effects of regional structure and gravitational stresses, *Proc. Royal. Soc. London*, A 329, 299-326, 1972.
- Fiske, R. S., Volcanologists, journalists, and the concerned local public: A tale of two crises in the eastern Caribbean. In *Explosive volcanism: inception, evolution and hazards*. Geophysics Study Committee (National Research Council), 170-6. Washington DC: National Academy Press, 1984.
- Fornari, D. J., J. G. Moore, L. Calk, A large submarine sand-rubble flow on Kilauea volcano, Hawaii: *Jour. of Volcan. and Geothermal Res.*, 5, 239-256, 1979a.
- Fornari, D. J., D. W. Peterson, J. P. Lockwood, A. Malahoff, and B. C. Heezen, Submarine extension of the southwest rift zone of Mauna Loa volcano, Hawaii: visual observations from U. S. Navy Deep submergence vehicle DSV *Sea Cliff*: *Geol. Soc. Am. Bull.* 90: 435-443, 1979b.
- Fornari, D. J., J. P. Lockwood, P. W. Lipman, M. Rawson, A. Malahoff, Submarine volcanic features west of Kealahou Bay, Hawaii, *J. Volc. Geotherm. Res.*, 7, 323-327, 1980.
- Fornari, D. J., The geomorphic and structural development of Hawaiian rift zones, *U. S. Geol. Survey Professional Paper* 1350, 125-132, 1987.
- Foulger, G. and R. E. Long, Anomalous focal mechanisms: tensile crack formation on an accreting plate boundary. *Nature* 310, 43-45, 1984.
- Fournier d'Albe, E.M., Objectives of volcanic monitoring and prediction, *J. Geol. Soc. London*, 136, 321-326, 1979.
- Garcia, M. O., B. A. Jorgenson, J. J. Mahoney, E. Ito, and A. J. Irving, An evaluation of temporal geochemical evolution of Loihi summit lavas; results from Alvin submersible dives, *Jour. Geoph. Res.*, 98, 537-550, 1993.
- Garcia, M.O. and D.M. Hull, Turbidites from giant Hawaiian landslides: results from Ocean Drilling Program site 842, *Geology*, 22, 159-162, 1994.
- Garcia, M.O., T.P. Hulsebosch, and J.M. Rhodes, Glass and mineral chemistry of olivine-rich submarine basalts, Southwest Rift Zone, Mauna Loa Volcano: Implications for magmatic processes, AGU Monograph, 1995.
- Gaudiosi, G. and G. Iannaccone, A preliminary study of stress pattern at Phlegrean Fields as inferred from focal mechanisms. *Bulletin Volcanologique* 47, 225-31, 1984.
- Gephart, J. W. and D. W. Forsyth, 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, 1984.
- Gil, C., F., Analysis preliminar de tremor y eventos de largo periodo registrados en el Volcan Nevado del Ruiz, *Revista CIAF*, 11, 13-50, Bogota, Colombia, 1987.
- Gil C., F., H. Meyer, B. Chouet, and D. Harlow, Observations of long-period events and tremor at Nevado del Ruiz volcano 1985-1986 [abs.], *Abstract Volume, Hawaii Symposium on How Volcanoes Work*, Hilo, Hawaii, 90, 1987.
- Gillard, D., M. Wyss, and J.S. Nakata, A seismotectonic model for western Hawaii based on stress tensor inversion from fault plane solutions, *J. Geophys. Res.* 97, 6629-6641, 1992.

- Gillard, D., A. M. Rubin and J. -L. Got, Precise relocations and focal mechanisms of earthquakes accompanying dike intrusions in Hawaii [abs.], *Eos Trans. AGU supp.*, 75, 715, 1994.
- Given, J. W., T. C. Wallace, H. Kanamoori, Teleseismic analysis of the 1980 Mammoth Lakes earthquake sequence, *Bulletin of the Seismological Society of America* 72, 2381-7, 1982.
- Gonzalez-Reyna, Jenaro, and W. F. Foshag, The birth of Paricutin, in *Smithsonian Institution Annual Report for 1946*, pp. 223-234, Washington, D.C., 1947.
- Gordeev, E. I., V. A. Saltykov, V. I. Sinitsin, V. N. Chebrov, Temporal and spatial characteristics of tremor wavefields. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 407, 89-101, 1990.
- Got, J. -L., J. Frechet, and F. W. Klein, Deep fault plane geometry inferred from multiplet relative relocation beneath the south flank of Kilauea, *J. Geophys. Res.*, 99, 15375-15386, 1994.
- Granet, M., Automatic seismic signal detection based on linear prediction filter theory. *Annales Geophysicae* 1, 109-14, 1983.
- Gresta, S., A. Montalto, and G. Patanè, Volcanic tremor at Mt Etna (January 1984-March 1985): its relationship to the eruptive activity and modelling of the summit feeder system, *Bulletin of Volcanology* 53, 309-20, 1991.
- Gutenberg, B., Tilting due to glacial melting, *J. Geol.*, 41, 449-467, 1933.
- Hagiwara, T., Observations of changes in the inclination of the earth's surface at Mt. Tsukuba, *Bull. Earthquake Res. Inst.*, 25, 27-32, 1947.
- Hall, M. L., The 1985 Nevado del Ruiz eruption: scientific, social, and governmental response and interaction before the event. In *Geohazards, natural and man-made*, G. J. H. McCall, D. J. C. Lamming, S. C. Scott (eds.), 43-52. London: Chapman and Hall, 1992.
- Hamilton, W.L., Water level records used to evaluate deformation within the Yellowstone caldera, Yellowstone National Park, *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, 31, no. 3/4, 205-215, 1987.
- Heliker, C., Volcanic and seismic hazards on the island of Hawai'i, *U.S. Geol. Surv. Gen. Int. Pub.*, 48 pp., 1990.
- Herd, D.G., and the Comité de Estudios Vulcanológicos, The 1985 Ruiz Volcano disaster, *Eos, Trans. Amer. Geophys. Union*, 67, no. 19, 457-460, 1986.
- Herrmann, R.B., The use of duration as a measure of seismic moment and magnitude. *Bull. Seismol. Soc. Amer.*, 64, no. 4, 899-913, 1975.
- Hill, D. P., A model for earthquake swarms. *Journal of Geophysical Research* 82, 1347-51, 1977.
- Hill, D. P., Monitoring unrest in a large silicic caldera, the Long Valley-Inyo craters volcanic complex in east central California. *Bulletin Volcanologique* 47, 371-96, 1984.
- Hirn, A., J. C. Lepine, M. Sapin, H. Delorme, Episodes of pit-crater collapse documented by seismology at Piton de la Fournaise. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 47, 89-104, 1991a.
- Hirn A., A. Nercissian, M. Sapin, F. Ferrucci, and G. Wittlinger, Seismic heterogeneity of Mt Etna: structure and activity. *Geophysical Journal International* 105, 139-53, 1991b.
- Ho, C.H., Nonhomogeneous Poisson Model for Volcanic Eruptions, *Math. Geol.*, 23, 2, 167-173, 1991.
- Holcomb, R.T., J.G. Moore, P.W. Lipman, and R.H. Belderson, Voluminous submarine lava flows from Hawaiian volcanoes, *Geology*, 16, 400-404, 1988.
- Hon, K., T. Mattox, J. Kauahikaua, and J. Kjargaard, The construction of pahoehoe lava deltas on Kilauea volcano, Hawaii (abs.): *Eos*, 74, 616, 1993.
- HVOWB, Weekly Bulletin of Hawaiian Volcano Observatory, October 5, 1913, in *The Early Serial Publications of the Hawaiian Volcano Observatory*, vol. 2, edited by Darcy Bevens, T.K. Takahashi, and T.L. Wright, pp. 47-50, Hawaii Natural History Association, Hawaii National Park, Hawaii, 1988.
- Iannaccone, G. and A. Deschamps, Evidence of shear-wave anisotropy in the upper crust of Central Italy. *Bulletin of the Seismological Society of America* 79, 1905-12, 1989.

- IAVCEI IDNDR Task Group, Reducing volcanic disasters in the 1990s, *Bulletin of the Volcanological Society of Japan* 35, 80-95, 1990.
- Imamura, A., Topographical changes accompanying earthquakes or volcanic eruptions, *Publications of Earthquake Invest. Comm. in Foreign Languages (Tokyo)*, no. 25, 143 pp., 1930.
- Ishihara, Kazuhiro, Prediction of summit eruption by tilt and strain data at Sakurajima Volcano, Japan [abstract], *Abstracts Volume, Kagoshima International Conference on Volcanoes, July 1988*, 44, 1988.
- Jachens, R.C., D. Dzurisin, W.P. Elder, and R.W. Saltus, Precision gravity networks at Lassen Peak and Mount Shasta, California, *U.S. Geol. Surv. Open-File Report 83-192*, 20 pp., 1983.
- Jackson, D. B., J. Kauahikaua, C. J. Zablocki, Resistivity monitoring of an active volcano using the controlled-source electromagnetic technique, Kilauea, Hawaii. *Journal of Geophysical Research* 90, 545-55, 1985.
- Jackson, M. D., E. T. Endo, P. T. Delaney, T. Arnadottir, and A. M. Rubin, Ground ruptures of the 1974 and 1983 Koaiki earthquakes, Mauna Loa Volcano, Hawaii, *J. Geophys. Res.*, 97, 8775-8796, 1992.
- Jaggard, T. A., Jr., *Report of the Hawaiian Volcano Observatory of the Massachusetts Institute of Technology and the Hawaiian Research Association, January-March 1912*, 74 pp., M.I.T, Boston, 1912.
- Jaggard, T. A., and R. H. Finch, Tilt records for thirteen years at the Hawaiian Volcano Observatory, *Bull. Seismol. Soc. Amer.*, 19, no. 1, 38-51, 1929.
- Julian, B. R., Evidence for dyke intrusion earthquake mechanisms near Long Valley caldera. *Nature* 303, 323-5, 1983.
- Julian, B. R. and S. A. Sipkin, Earthquake processes in the Long Valley caldera area, California. *Journal of Geophysical Research* 90, 11155-69, 1985.
- Karpin, T.L., and C. H. Thurber, The relationship between earthquake swarms and magma transport: Kilauea Volcano, Hawaii, *Pure Appl. Geophys.*, 125, 971-991, 1987.
- Kauahikaua, J., S. Margriter, J.P. Lockwood, and F.A. Trusdell, Applications of GIS to the estimation of lava flow hazards on Mauna Loa Volcano, Hawai'i, AGU Monograph, 1995.
- Kieffer, S.W., Seismicity at Old Faithful geyser: An isolated source of geothermal noise and possible analog of volcanic seismicity, *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, 22, 59-95, 1984.
- King, C.Y., Volume predictability of historical eruptions at Kilauea and Mauna Loa volcanoes, *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, 38, 281-285, 1989.
- Kinoshita, W.T., D.A. Swanson, and D.B. Jackson, 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, pp. 87-115, Elsevier Scientific Publishing Company, Amsterdam, The Netherlands, 1974.
- Klein, F.W., Hypocenter location program HYPOINVERSE, part 1: users' guide to versions, 1, 2, 3, and 4, *U.S. Geological Survey Open-File Report 78-694*, 1-113, 1978.
- Klein, F.W., and R.Y. Koyanagi, Hawaiian Volcano Observatory seismic network history 1950-1979, *U.S. Geological Survey Open-File Report 80-302*, 84 pp., 1980.
- Klein, F.W., A linear gradient crustal model for south Hawaii, *Bull. Seismol. Soc. Am.*, 71, 1503-1510, 1981.
- Klein, F.W., Patterns of historical eruptions at Hawaiian volcanoes, *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, 12, 1-35, 1982.
- Klein, F. W., R. Y. Koyanagi, J. S. Nakata, W. R. Tanigawa, The seismicity of Kilauea's magma system. In *United States Geological Survey Professional Paper 1350, Volcanism in Hawaii*, R. W. Decker, T. L. Wright, P. H. Stauffer (eds.), 1019-186. Washington DC: United States Government Printing Office, 1987.
- Klein, F. W., User's guide to HYPOINVERSE, a program for VAX computers to solve for earthquake locations and magnitudes, *U.S. Geological Survey Open-File Report 89-314*, 58 pp., 1989.

- Klein, F.W. and R.Y. Koyanagi, The seismicity and tectonics of Hawaii, The Geology of North America, v. N, The eastern Pacific Ocean and Hawaii, *Geol. Soc. Am., Chap. 12*, 238-252, 1989.
- Klein, F.W., and P. Okubo, Hazards from earthquakes, submarine landslides and expected levels of peak ground acceleration on Kilauea and Mauna Loa Volcanoes, Hawai'i (abstr.), *Eos Trans. AGU supp.*, 74, 634-635, 1993.
- Klein, F.W., Seismic hazards at Kilauea and Mauna Loa Volcanoes, Hawai'i: *U.S. Geol. Surv. Open-File Rept. 94-216*, var. pag, 1994.
- Kling, G. W., M. A. Clark, H. R. Compton, J. D. Devine, W. C. Evans, A. M. Humphrey, E. J. Koenigsberg, J. P. Lockwood, M. L. Tuttle, G. N. Wagner, The 1986 Lake Nyos gas disaster in Cameroon, West Africa. *Science* 236, 169-75, 1987.
- Knopoff, L. and M. J. Randall, The compensated linear-vector dipole: a possible mechanism for deep earthquakes, *Journal of Geophysical Research* 75, 4957-63, 1970.
- Koyanagi, R.Y., Earthquakes from common sources beneath Kilauea and Mauna Loa Volcanoes in Hawaii from 1962 to 1965, *U.S. Geol. Surv. Prof. Paper, 600C*, C120-C125, 1968.
- Koyanagi, R.Y., E.T. Endo, J.S. Ebisu, Reawakening of Mauna Loa Volcano, Hawaii: A preliminary evaluation of seismic evidence, *Geophys. Res. Letters*, 2, 9, 405-408, 1975.
- Koyanagi, R. Y., J. D. Unger, E. T. Endo, and A. T. Okamura, Shallow earthquakes associated with inflation episodes at the summit of Kilauea Volcano, Hawaii, in *Proceedings of the Symposium on Andean and Antarctic Volcanology and Chemistry of the Earth's Interior, special series*, 11 p., 1976.
- Koyanagi, R.Y., P. Stevenson, E.T. Endo, and A.T. Okamura, *Hawaiian Volcano Observatory Summary 74, January to December 1974*, U.S. Geol. Survey, Menlo Park, California, 1977.
- Koyanagi, R.Y., K. Meagher, F.W. Klein, and A.T. Okamura, *Hawaiian Volcano Observatory Summary 75, January to December 1975*. U.S. Geol. Survey, Menlo Park, California, 1978.
- Koyanagi, R.Y., B. Chouet, and K. Aki, Origin of volcanic tremor in Hawaii: Part I, Data from the Hawaiian Volcano Observatory 1969-1985, in *Volcanism in Hawaii*, edited by R.W. Decker, T.L. Wright, and P.H. Stauffer, *U.S. Geol. Surv. Prof. Paper, 1350*, pp. 1221-1257, 1987.
- Kubotera, A., and K. Yoshikawa, Prediction of volcanic eruption at Aso and Sakurajima and some related geophysical problems. *Bull. Volcanol.*, 26, 297-317, 1963.
- Langbein, J.O., M.F. Linker, A. McGarr, and L.E. Slater, Observations of strain accumulation across the San Andreas Fault near Palmdale, California, using a two-colour geodimeter, *Science*, 218, 1217, 1982.
- Latter, J. H., *New Zealand Department of Science and Industrial Research, Geophysics Division, Report 150, Volcanological observations at Tongariro National Park, types and classification of volcanic earthquakes 1976-1978*. Wellington, New Zealand: New Zealand Department of Science and Industrial Research, 1979.
- Lee, W.H.K., and S.W. Stewart, Principles and applications of micro earthquake networks, *Advances in Geophysics, Supplement, no. 2*, 293 pp., Academic Press, New York, 1981.
- Lee, W.H.K., R.E. Bennett, and K.L. Meagher, A method of estimating magnitude of local earthquakes from signal duration, *U.S. Geol. Surv. Open-File Report*, 28 pp., 1972.
- Leet, R.C., Saturated and subcooled hydrothermal boiling in groundwater flow channels as a source of harmonic tremor, *J. Geophys. Res.*, 93, no. B5, 4835-4849, 1988.
- Lichten, S.M., Estimation and filtering for high precision Global Positioning System applications, *Manuscripta Geodetica*, 15, 159-176, 1990.
- Linker, M.F., J.O. Langbein, and A. McGarr, Decrease in deformation rate observed by two-colour laser ranging in Long Valley Caldera, *Science*, 232, 213-216, 1986.
- Lipman, P. W. and D. R. Mullineaux, *The 1980 eruptions of Mount St Helens, Washington. United States Geological Survey Professional Paper 1250*. Washington DC: United States Government Printing Office (eds.), 1981.

- Lipman, P. W., J. G. Moore, D. A. Swanson, Bulging of the north flank before the May 18 eruption – Geodetic data. In *United States Geological Survey Professional Paper 1250, The 1980 eruptions of Mount St Helens, Washington*, P. W. Lipman and D. R. Mullineaux (eds.), 143-55. Washington DC: United States Government Printing Office, 1981.
- Lipman, P. W., J. P. Lockwood, R. T. Okamura, D. A. Swanson, and K. M. Yamashita, Ground deformation associated with the 1975 magnitude-7.2 earthquake and resulting changes in activity of Kilauea volcano, Hawaii, *U. S. Geol. Surv. Prof. Pap.* 1276, 45pp, 1985.
- Lipman, P. W. and N. G. Banks, Aa flow dynamics, Mauna Loa 1984, A decade of intrusive and extrusive activity, *U.S.G.S. Prof. Pap. 1350*, 1527-1568, 1987.
- Lipman, P. W., W. R. Normark, J. G. Moore, J. B. Wilson, and C. E. Gutmacher, The giant submarine Alika debris slide, Mauna Loa, Hawaii: *Jour. Geophys. Res.*, 93, 4279-4299, 1988.
- Lipman, P. W., J. M. Rhodes, and G. B. Dalrymple, The Ninole basalt – Implications for the structural evolution of Mauna Loa volcano, Hawaii: *Bull. Volcan.*, 53, 1-19, 1990.
- Lipman, P.W., Growth of Mauna Loa Volcano during the last hundred thousand years: Rates of lava accumulation versus gravitational subsidence, AGU Monograph, 1995.
- Lockwood, J.P., R.Y. Koyanagi, R.I. Tilling, R.T. Holcomb, and D.W. Peterson, Mauna Loa threatening, *Geotimes*, 21, 6, 12-15, 1976.
- Lockwood, J.P., N. G. Banks, T. T. English, L. P. Greenland, D. B. Jackson, D. J. Johnson, R. Y. Koyanagi, K. A. McGee, A. T. Okamura, and J. M. Rhodes, The 1984 eruption of Mauna Loa Volcano, Hawaii, *Eos Trans. AGU*, 66, 169-171, 1985.
- Lockwood, J.P. and P.W. Lipman, Holocene eruptive history of Mauna Loa Volcano, in Decker, R.W., T.L. Wright, and P.H. Stauffer, eds., *Volcanism in Hawai'i*, *U.S. Geol. Surv. Prof. Pap. 1350*, 2, 509-536, 1987.
- Lockwood, J.P., J. J. Dvorak, T. T. English, R. Y. Koyanagi, A. T. Okamura, M. L. Summers, and W. R. Tanigawa, Mauna Loa 1974-1984: a decade of intrusive and extrusive activity, in *Volcanism in Hawaii*, 2 v., *U.S. Geol. Surv. Prof. Paper 1350*, edited by R. W. Decker, T. L. Wright, and P. H. Stauffer, 1, chap. 19, 537-570, 1987.
- Lockwood, J.P., Implications of historical eruptive-vent migration on the northeast rift zone of Mauna Loa Volcano, Hawai'i, *Geology*, 15, 611-613, 1990.
- Lockwood, J.P., Mauna Loa eruptive history - the radiocarbon record, AGU Monograph, 1995.
- Lonsdale, P., A geomorphological reconnaissance of the submarine part of the east rift zone of Kilauea volcano, Hawaii: *Bull. Volcan.*, 51, 123-144, 1989.
- Ludwig, K.R., B.J. Szabo, J.G. Moore, and K.R. Simmons, Crustal subsidence rate off Hawaii, determined from  $^{234}\text{U}/^{238}\text{U}$  ages of drowned coral reefs: *Geology*, 19, 171-174, 1991.
- Luhr, J. F. and J. C. Varekamp, El Chichòn volcano, Chiapas, Mexico. *Journal of Volcanology and Geothermal Research, Special Issue 23*, 1-191 (eds.), 1984.
- Macdonald, G. A., Activity of Hawaiian volcanoes during the years 1940-1950, *Bulletin Volcanologique*, 2, 119-179, 1954.
- Malahoff, A., Geology of the summit of Loihi submarine volcano: *U. S. Geol. Survey Prof. Paper 1350*, 133-144, 1987.
- Malone, S.D., Volcanic earthquakes: Examples from Mount St. Helens, in *Earthquakes, Theory, and Interpretation*, edited by H. Kanamori and E. Boschi, Soc. Itla. di Fisica, pp. 436-455, Bologna, Italy, 1983.
- Mark, R. K., and J. G. Moore, Slopes of the Hawaiian Ridge: *U. S. Geol. Survey Prof. Paper 1350*, 101-107, 1987.
- Mattox, T.N., Where Lava Meets the Sea: Kilauea Volcano, Hawaii, *Earthquakes and Volcanoes*, 24, 160-177, 1993.
- McKee, C.O., D.A. Wallace, R.A. Almond, and B. Talai, Fatal hydro-eruption of Karkar volcano in 1979: development of a maar-like crater, in *Cooke-Ravian Volume of Volcanological Papers*, edited by R.W. Johnson, *Geol Surv. Papua New Guinea, Mem.*, 10, pp. 63-84, 1981.

- McKenzie, D. P., The relationship between fault-plane solutions for earthquakes and the directions of the principal stresses. *Bulletin of the Seismological Society of America* 59, 591-601, 1969.
- McNutt, S. R., Problems with automated seismic monitoring of volcanic areas, using examples from Long Valley caldera and elsewhere (abstract), *Proceedings of the International Conference on Active Volcanoes and Risk Mitigation*, Naples, Italy, 1991.
- Meade, B.K., Corrections for refraction index as applied to electro-optical distance measurements, *U.S. Dept. Commerce Environmental Sci. Services Admin., Coast and Geodetic Survey*, 1969.
- Melson, W.G., Monitoring the 1980-1982 eruptions of Mount St. Helens: Compositions and abundances of glass, *Science*, 221, 1387-1391, 1983.
- Miklius, A., A. T. Okamura, M. K. Sako, J. Nakata, and J. Dvorak, Current status of geodetic monitoring of Mauna Loa Volcano [abs.], *Eos Trans. AGU*, 74, 629, 1993.
- Miller, C. D., D. R. Mullineaux, D. R. Crandell, Hazards assessments at Mount St Helens. In *United States Geological Survey Professional Paper 1250, The 1980 eruptions of Mount St Helens*, Washington, P. W. Lipman and D. R. Mullineaux (eds.), 789-802. Washington DC: United States Government Printing Office, 1981.
- Minakami, T., T. Ishikawa, and K. Yagi, The 1944 eruption of Volcano Usu in Hokkaido, Japan, *Bull. Volcanol.*, 11, 45-157, 1951.
- Minakami, T., Fundamental research for predicting volcanic eruptions, Part I, *Bull. Earthquake Res. Inst.*, 38, 497-544, 1960.
- Minakami, T., Seismology of volcanoes in Japan, in *Physical Volcanology*, edited by L. Civetta, P. Gasparini, G. Luongo, and A. Rapolla, Elsevier Scientific Publishing Company, pp. 1-27, Amsterdam, The Netherlands, 1974.
- Montalto, A., G. Distefano, G. Patanè, *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 51, 211-20, 1992.
- Moore, G. W. and J. G. Moore, Large-scale bedforms in boulder gravel produced by giant waves in Hawaii, *Geol. Soc. Am. Spec. Pap.* 229, 101-110, 1988.
- Moore, J. G., Petrology of deep-sea basalt, Hawaii, *Am. J. Sci.*, 263, 40-52, 1965.
- Moore, J. G. and R. S. Fiske, Volcanic substructure inferred from dredge samples and ocean-bottom photographs, Hawaii, *Geol. Soc. Am. Bull.*, 80, 1191-1201, 1969.
- Moore, J. G., Relationship between subsidence and volcanic load, Hawaii, *Bull. Volcanol.*, 34, 562-576, 1970.
- Moore, J. G., Bathymetry and geology-east cape of the island of Hawaii: *U. S. Geol. Survey Misc. Geol. Inves. Map I-677*, scale 1:62,500, 1971.
- Moore, J. G., R. L. Phillips, R. W. Grigg, D. W. Peterson, and D. A. Swanson, Flow of lava into the sea 1969-1971, Kilauea Volcano, Hawaii, *Geol. Soc. Am. Bull.*, 84, 537-546, 1973.
- Moore, J. G., and D. J. Fornari, Drowned reefs as indicators of the rate of subsidence of the Island of Hawaii, *J. Geol.*, 92, 752-759, 1984.
- Moore, J.G., D.J. Fornari, and D.A. Clague, Basalts from the 1877 submarine eruption of Mauna Loa, Hawai'i: new data on the variation of palagonitization rate with temperature, *U.S. Geol. Surv. Bull.* 1663, 11 pp., 1985.
- Moore, J.G., Subsidence of the Hawaiian Ridge, in *Volcanism in Hawaii*, edited by R. W. Decker, T.L. Wright, and P.H. Stauffer, *U.S. Geol. Surv. Prof. Paper*, 1350, pp. 85-100, 1987.
- Moore, J. G. and J. F. Campbell, Age of tilted reefs, Hawaii: *Jour. Geoph. Res.*, 92, 2641-2646, 1987.
- Moore, J. G. and D. A. Clague, Coastal lava flows from Mauna Loa and Hualalai volcanoes, Kona, Hawaii, *Bull. Volcan.*, 49, 752-764, 1987.
- Moore, J. G., D. A. Clague, R. T. Holcomb, P. W. Lipman, W. R. Normark, and M. E. Torresan, Prodigious submarine landslides on the Hawaiian Ridge: *Jour. Geoph. Res.*, 94, 17,465-17,484, 1989.
- Moore, J. G., W. R. Normark, and B. J. Szabo, Reef growth and volcanism on the submarine southwest rift zone of Mauna Loa, Hawaii, *Bull. Volcan.*, 52, 375-380, 1990.

- Moore, J. G. and D. A. Clague, Growth of the island of Hawaii: *Geol. Soc. Am. Bull.*, 104, 1471-1484, 1992.
- Moore, J. G. and R. K. Mark, Morphology of the island of Hawaii: *GSA Today*, 2, 257-259 & 262, 1992.
- Moore, J. G., W. R. Normark, and C. E. Gutmacher, Major landslides on the submarine flanks of Mauna Loa volcano, Hawaii, *Landslide News*, 6, 13-16, 1992.
- Moore, J. G., W. B. Bryan, and K. R. Ludwig, Chaotic deposition by a giant wave, Molokai, Hawaii, *Geol. Soc. Am. Bull.* 106, 962-967, 1994a.
- Moore, J. G., W. R. Normark, and R. T. Holcomb, Giant Hawaiian landslides: *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*, 22, 119-144, 1994b.
- Moore, J. G., W. B. Bryan, M. H. Beeson, and W. R. Normark, Giant blocks in the South Kona Landslide, Hawaii: *Geology*, 23, 125-128, 1995.
- Moore, R.B., P.T. Delaney, and J.P. Kauahikaua, Annotated bibliography: Volcanology and volcanic activity with a primary focus on potential hazard impacts for the Hawai'i Geothermal Project, *U.S. Geol. Surv. Open-File Rept. 93-512A*, 10 pp., 1993.
- Mortensen, C. E., and D. G. Hopkins, Tiltmeter measurements in Long Valley caldera, California, *J. Geophys. Res.*, 92, 13,767-13,776, 1987.
- Mullineaux, D.R., and D.W. Peterson, Volcanic hazards on the island of Hawai'i, *U.S. Geol. Surv. Open-File Rept. 74-239*, 61 pp., 2 folded maps, 1974.
- Mullineaux, D.R., D.W. Peterson, and D.R. Crandell, "Volcanic hazards in the Hawaiian Islands", in Decker, R.W, T.L. Wright, and P.H. Stauffer, eds., *Volcanism in Hawai'i*, *U.S. Geol. Surv. Prof. Pap. 1350*, 1, 599-621, 1987.
- Murray, T. L., *United States Geological Survey Open-File Report 90-56, A user's guide to the PC-based time-series data-management and plotting program BOB*. Washington DC: United States Government Printing Office, 1990.
- Nakata, J. S., A. H. Tomori, J. P. Tokuuke, R. Y. Koyanagi, W. R. Tanigawa, and P. G. Okubo, Hawaiian Volcano Observatory summary 88, part 1. Seismic data, January to December 1988 [Chronological summary by T.L. Wright], *U.S. Geological Survey Open-File Report 94-169*, 78 pp., 1994.
- Neal, C.A., and E.W. Wolfe, Observations of lava flows, Puu Oo eruption of Kilauea Volcano, Hawai'i (abstr.), in *International Union of Geodesy and Geophysics a 19th General Assembly*, Abstracts, 414 pp., 1987.
- Newhall, C.G., Short-term forecasting of volcanic hazards, in *Proceedings, Geologic and Hydrologic Hazards Training Program*, compiled by M.E. Williams and C. Kitzmiller, *U.S. Geol. Survey Open-File Report 84-760*, pp. 507-592, 1984.
- Newhall, C.G. and D. Dzurisin, Historical unrest at large Quaternary calderas of the world, *U.S. Geol. Surv. Bull.*, 1855, 1108 pp., 1988.
- Okada, Hm., H. Watanabe, H. Yamashita, I. Yokoyama, Seismological significance of the 1977-1978 eruptions and the magma intrusion process of Usu volcano, Hokkaido. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 9, 311-34, 1981.
- Okada, Hm., Comparative study of earthquake swarms associated with major volcanic activity. In *Arc volcanism: physics and tectonics*, D. Shimozuru and I. Yokoyama (eds.), 43-61. Tokyo: TERRAPUB, 1983.
- Okamura, A.T., A. Miklius, M. K. Sako, and J. Tokuuke, Evidence for renewed inflation of Mauna Loa Volcano, Hawaii [abs.], *Eos Trans. AGU*, 72, 566, 1991.
- Okamura, A.T., A. Miklius, P. Okubo, and M. K. Sako, Forecasting eruptive activity of Mauna Loa Volcano, Hawaii [abs.], *Eos Trans. AGU*, 73, no. 43, 343, 1992.
- Okubo, P., J. Nakata, A. Tomori, and W. Tanigawa, Delineation of large-scale seismotectonic structures in Hawaii [abs.], *Eos Trans. AGU*, 73, no. 43, 512, 1992.
- Okubo, P.G., A seismological framework for Mauna Loa Volcano, Hawaii, *J. Geophys. Res.*, 1995.
- Omori, F., The Usu-san eruption and the elevation phenomena. II. [Comparison of benchmark heights in the base district before and after the eruption.], *Bull. Imp. Earthquake Comm.*, 5, 105-107, 1913.

- Otway, P.M., Vertical deformation associated with the Taupo earthquake swarm, June 1983, in *Recent Crustal Movements of the Pacific Region*, edited by W.I. Reilly and B.E. Hartford, *Royal Soc. New Zealand Bull.* 24, 187-200, 1986.
- Otway, P.M., G.W. Grindley, and A.G. Hull, Earthquakes, active fault displacement and associated vertical deformation near Lake Taupo, Taupo Volcanic Zone, *New Zealand Geol. Survey Report 110*, 73 pp., 1984.
- Owen, S., P. Segall, J. Freymueller, A. Miklius, R. Denlinger, T. Arnadottir, M.K. Sako, and R. Burgmann, Rapid deformation of the south flank of Kilauea Volcano, Hawaii, *Science*, 267, 1328-1332, 1995.
- Pararas-Carayannis, G., Catalogue of tsunamis in Hawai'i. *World Data Centre A for Solid Earth Geophysics*, Boulder, SE-4, 78 pp., 1977.
- Parascandola, A., *I fenomeni bradisismici del Serapeo di Pozzuoli*, Genovese, Napoli, Italy, 1947.
- Peters, D. C., and R. S. Crosson, Application and prediction analysis to hypocenter determination using a local array, *Bull. Seismol. Soc. Amer.*, 62, 775-788, 1972.
- Peterson, D. W., and R. B. Moore, Geologic history and evolution of geologic concepts, island of Hawaii, *U. S. Geol. Surv. Prof. Pap. 1350*, 149-189, 1987.
- Podesta, B., and R. S. Olson, Science and the state in Latin America - Decision making in uncertainty, in *Managing Disasters, Strategies and Policy Perspectives*, edited by L.K. Comfort, pp. 296-311, Duke University Press, Durham and London, 1988.
- Prescott, W. H., and J. Svarc, Precision of Global Positioning System measurements for crustal deformation studies: Initial results, *Proc. 4th Inter. Geod. Symposium on Satellite Positioning*, 2, pp. 993-1002, Univ. Texas, Austin, 1986.
- PVOT (Pinatubo Volcano Observatory Team), Lessons from a major eruption: Mount Pinatubo, Philippines, *Eos* 72, 545, 553, 555, 1991.
- Rabinowitz, N., Micro earthquake location by means of non-linear simplex procedure, *Bulletin of the Seismological Society of America* 78, 380-4, 1988.
- Raleigh, C. B., J. H. Healy, J. D. Bredehoeft, Faulting and crustal stress at Rangely, Colorado. In *Flow and Fracture of Rocks*. H. C. Heard et al. (eds.), 257-84. Washington DC: American Geophysical Union, 1972.
- Reed, C., Huge Ka'u resort seen, *Hawai'i Tribune -Herald*, pp. 1 and 10, Sept. 27, 1987.
- Rice, R. B. and D. K. Watson, Satellite Observations of Mt St Helens, *Eos*, 62, 577, 1981.
- Richter, C. F., *Elementary Seismology*, 768 pp., W.H. Freeman and Co., San Francisco, 1958.
- Rueger, J. M., and F. K. Brunner, EDM-Height traversing versus Geodetic Levelling, *The Canadian Surveyor*, 36, 69-88, 1982.
- Ryall, A. and F. Ryall, Spatial temporal variations in seismicity preceding the May 1980, Mammoth Lakes, California, earthquakes, *Bulletin of the Seismological Society of America* 71, 747-60, 1981.
- Ryall, A., and F. Ryall, Spasmodic tremor and possible magma injection in the Long Valley caldera, eastern California, *Science*, 219, 1432-1433, 1983.
- Sager, W. W. and M. S. Pringle, Paleomagnetic evidence for Cretaceous age of two volcanoes on the south flank of the island of Hawaii, *Geoph. Res. Letters*, 17, 2445-48, 1990.
- Sato, Y., and D. Skoko, Optimum distribution of seismic observation points (2), *Bull. Earthquake Res. Inst., Univ. Tokyo*, 43, 451-457, 1965.
- Schick, R., Source mechanisms of volcanic earthquakes, *Bull. Volcanol.*, 44, no. 3, 491-497, 1981.
- Schick, R., G. Lombardo, G. Patanè, Volcanic tremors and shocks associated with the eruptions at Etna (Sicily), September 1980. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 14, 261-79, 1982a.
- Schick, R., M. Cosentino, G. Lombardo, and G. Patanè, Volcanic tremors at Etna: a brief description. *Memorie della Societa Geologica Italiana* 23, 191-6, 1982b.
- Scholz, C. H., The frequency-magnitude relation of microfracturing in rocks and its relation to earthquakes. *Bulletin of the Seismological Society of America* 60, 399-415, 1968.
- Schutz, B. E., Satellite positioning. *Rev. Geophys.*, 25, no. 5, 883-887, 1987.

- Scott, W. E., Volcanic-hazard zonation and long-term forecasts. In *Short courses in geology, vol. 1: Volcanic hazards*. R. I. Tilling (ed.), 25-49. Washington DC: American Geophysical Union, 1989.
- SEAN, Soufrière de Guadeloupe. *Bulletin, Scientific Event Alert Network (SEAN) 1*, 3-4, 1976.
- Seidl, D., R. Schick, and M. Riuscetti, Volcanic tremors at Etna: a model for hydraulic origin. *Bulletin Volcanologique* 44, 43-56, 1981.
- Shaw, H. R., Uniqueness of volcanic systems, *U.S. Geol. Sur., Prof. Paper 1350*, 2, 1357-1394, 1987.
- Shaw, H. R. and B. Chouet, Fractal hierarchies of magma transport in Hawaii and critical self-organization of tremor, *Journal of Geophysical Research* 96, 10191-207, 1991.
- Shimozuru, D., T. Miyazaki, N. Gyoda, and J. Matahelumual, Volcanological survey of Indonesian volcanoes, Part 2. Seismic observation at Merapi Volcano, *Bull. Earthquake Res. Inst.*, 47, 969-990, 1969.
- Shimozuru, D., A seismological approach to the prediction of volcanic eruptions, in *The Surveillance and Prediction of Volcanic Activity*, pp. 19-45, UNESCO, Paris, 1972.
- Sigurdsson, H., J. D. Devine, and A. N. Davis, The petrologic estimation of volcanic degassing aerosols, *Jokull*, 35, 1-8, 1985a.
- Sigvaldason, G. E., International conference on Lake Nyos disaster, Yaounde, Cameroon, 16-20 March 1987: conclusions and recommendations, *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 39, 97-107, 1989.
- Simkin, T., and L. Siebert, Explosive eruptions in space and time: Duration, intervals, and a comparison of the world's active volcanic belts, in *Explosive Volcanism: Inception, Evolution, and Hazards*, pp. 110-121, Geophysics Study Committee, National Research Council, National Academy Press, Washington, D.C., 1984.
- Slater, L.E., and G.R. Huggett, A multiwavelength distance-measuring instrument for geophysical experiments, *J. Geophys. Res.*, 81, 6299-6306, 1976.
- Spiess, F.N., Suboceanic geodetic measurements, *IEEE Trans. on Geoscience and Remote Sensing*, GE-23 (4), 502-510, 1985.
- Spiess, F.N., J.A. Hildebrand, and D.E. Boegeman, New systems for seafloor studies [abstract], *Eos, Amer. Geophys. Union Trans.*, 68, no. 44, 1335, 1987.
- St Lawrence, W. F. and A. Qamar, Hydraulic transients: a seismic source in volcanoes and glaciers. *Science* 203, 654-6, 1979.
- Stearns, H. T. and G. A. Macdonald, Geology and ground-water resources of the island of Hawaii, *Hawaii Div. Hydrography*, 9, 1-363, 1946.
- Stewart, S. W., Real-time detection and location of local seismic events in central California. *Bulletin of the Seismological Society of America* 67, 433-52, 1977.
- Stoiber, R. E. and S. N. Williams, Monitoring active volcanoes and mitigating volcanic hazards: The case for including simple approaches. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 42, 129-49, 1990.
- Stolper, E. M., D. M. Thomas, D. J. DePaolo, Hawaii scientific drilling project: background and overview of initial results (abs.), *Eos*, 75, 707, 1994.
- Swanson, D.A., W.A. Duffield, and R.S. Fiske, Displacement of the south flank of Kilauea Volcano: The result of forceful intrusion of magma into the rift zones, *U.S. Geol. Surv. Prof. Pap.* 963, 30 pp., 1976.
- Swanson, D.A., P.W. Lipman, J.G. Moore, C.C. Heliker, and K.M Yamashita, Geodetic monitoring after the May 18 eruption, in *The 1980 eruptions of Mount St. Helens*, Washington, edited by P.W. Lipman and D.R. Mullineaux, *U.S. Geol. Survey Prof. Paper* 1250, 157-168, 1981.
- Swanson, D.A., T.J., Casadevall, D. Dzurisin, S.D. Malone, C.G. Newhall, and C.S. Weaver, Predicting eruptions at Mount St Helens, June 1980 through December 1982, *Science*, 221, 1369-1376, 1983.
- Swanson, D. A., T. J. Casadevall, D. Dzurisin, R. T. Holcomb, C. G. Newhall, S. D. Malone, C. S. Weaver, Forecasts and predictions of eruptive activity at Mount St Helens, USA: 1975-1984. *Journal of Geodynamics* 3, 397-423, 1985.

- Swanson, D. A., D. Dzurisin, R. T. Holcomb, E. Y. Iwatsubo, W. W. Chadwick, Jr, T. J. Casadevall, J. W. Ewert, C. C. Heliker, Growth of the lava dome at Mount St Helens, Washington (USA) 1981-1983. In *Special Paper 212, The emplacement of silicic domes and lava flows*, J. H. Fink (ed.), 1-16. Boulder, Colorado: Geological Society of America, 1987.
- Swanson, D. A., A decade of dome growth at Mount St Helens 1980-90. *Geoscience Canada* 17, 154-7, 1990.
- Swanson, D. A., The importance of field observations for monitoring volcanoes, and the approach of "keeping monitoring as simple as practical". In *United States Geological Survey Bulletin 1966, Monitoring volcanoes: Techniques and strategies used by the staff of the Cascades Volcano Observatory 1980-1990*, J. W. Ewert and D. A. Swanson (eds.), 219-23. Washington DC: United States Government Printing Office, 1992.
- Sylvester, A.G., 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), 1984.
- Sylvester, A.G., Near-field tectonic geodesy, in *Active Tectonics*, pp. 164-179, Geophysics Study Committee, National Research Council, National Academy Press, Washington, D.C., 1986.
- Thompson, S. A., *Natural hazards research working paper 45, Trends and developments in global natural disasters 1947 to 1981*. Colorado: University of Colorado Institute of Behavioural Science, 1982.
- Thurber, C.H., Seismic detection of the summit magma complex of Kilauea Volcano, Hawaii, *Science*, 223, 165-167, 1984.
- Thurber, C.H., Seismic structure and tectonics of Kilauea Volcano, in *Volcanism in Hawaii*, 2 v., *U.S. Geol. Surv. Prof. Paper 1350*, edited by R. W. Decker, T. L. Wright, and P. H. Stauffer, 2, chap. 38, 919-934, 1987.
- Thurber, C.H., Y. Li, and C. Johnson, Seismic detection of a low-velocity layer beneath the south flank of Mauna Loa, Hawaii, *Geophys. Res. Let.*, 16, 649-652, 1989.
- Tilling, R. I., Rock fall activity in pit craters, Kilauea Volcano, Hawaii, in *Proceedings, Andean and Antarctic Volcanology Problems Symposium*, edited by O. Gonzalez-Ferran, IAVCEI, Rome, Italy, pp. 518-528, 1976.
- Tilling, R. I., R. Y. Koyanagi, P. W. Lipman, J. P. Lockwood, J. G. Moore, and D. A. Swanson, Earthquake and related catastrophic events. Island of Hawaii, November 29, 1975, A preliminary report, *U. S. Geol. Survey Circular 740*, 1-33, 1976.
- Tilling, R. I., reporter for Working Group of the World Organization of Volcano Observatories on "Adequate minimum volcano observatory," *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, 12, nos. 1-2, 183-184, 1982.
- Tilling, R. I., *Short courses in geology, vol. 1: Volcanic hazards*. Washington DC: American Geophysical Union (ed.), 1989a.
- Tilling, R. I., Volcanic hazards and their mitigation: Progress and problems. *Reviews of Geophysics* 27, 237-69, 1989b.
- Tilling, R. I., L. Topinka, D. A. Swanson, *United States Geological Survey General Interest Publication, Eruptions of Mount St Helens: Past, present, and future* (revised edition). Reston, Virginia: USGS, 1990.
- Tilling, R. I., Volcanic-hazards mitigation and population growth: *Volcano Quarterly* 1, 13-6, 1992.
- Tilling, R. I., The role of monitoring in forecasting volcanic events, in *Monitoring Active Volcanoes: Strategies, Procedures, and Techniques*, edited by McGuire, W.J., Kilburn, C.R.J., and Murray, J.B.: Ch. 14, pp. 369-401, University College London Press, 1995.
- Tokarev, P.I., On a possibility of forecasting of Bezymianny Volcano eruptions according to seismic data. *Bull. Volcanol.*, 26, 379-386, 1963.
- Tokarev, P.I., Prediction and characteristics of the 1975 eruption of Tolbachik Volcano, Kamchatka, *Bull. Volcanol.*, 41, no. 3, 251-258, 1978.
- Tokarev, P.I., *Volcanic earthquakes of Kamchatka*, Izd. Nauka, 164 pp. Moscow, U.S.S.R., 1981.

- Tomblin, J., UNDRO's role in responding to volcanic emergencies, *UNDRO News*, 7-10, March/April, 1988.
- Tryggvason, E., Multiple magma reservoirs in a rift zone volcano: Ground deformation and magma transport during the September 1984 eruption of Krafla, Iceland, *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, 28, 1-44, 1986.
- Tryggvason, E., Myvatn lake level observations 1984-1986 and ground deformation during a Krafla eruption, *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, 31, 131-138, 1987.
- Tsuboi, C., The water surface of a lake as an indicator of crustal deformation. *Bull. Earthquake Res. Inst.*, 15, 935-943, 1937.
- Tsumura, K., Determination of earthquake magnitude from total duration of oscillation. *Bull. Earthquake Res. Inst.*, 45, 7-18, 1967.
- Uhrhammer, R.A., Analysis of small seismographic station networks. *Bull. Seismol. Soc. Amer.*, 70, 1369-1380, 1980.
- UNESCO, Disaster reduction, *Environment and Development Briefs 5*, London: Banson, 1993.
- Valdes, C., *PCEQ User guide*, 19 pp., 1988.
- Virieux, J., V. Farra, R. Madariaga, Ray Tracing for earthquake location in laterally heterogeneous media, *Journal of Geophysical Research* 93, 6585-99, 1988.
- VL, *The Volcano Letter*, 193, Hawaiian Volcano Observatory, September 6, 1928, 1928.
- VL, *The Volcano Letter*, 390, Hawaiian Volcano Observatory, August 1932, 1932.
- Voight, B., Countdown to catastrophe. *Earth and Mineral Sciences*, 57, no. 2, 17-30, 1988.
- Voight, B., The 1985 Nevado del Ruiz volcano catastrophe – anatomy and retrospection, *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 42, 151-88, 1990.
- Waggoner, D. G., The age and alteration of central Pacific oceanic crust near Hawaii, Site 843, *Proc. Ocean Drill. Prog., Scientific Results*, 136, 119-132, 1993.
- Walker, G.P.L., Volcanic hazards, *Interdisciplinary Science Reviews*, 7, no. 2, 148-157, 1982.
- Ward, P.L., and S. Gregerson, Comparison of earthquake locations determined from a network of stations and small tripartite arrays on Kilauea Volcano, Hawaii, *Bull. Seismol. Soc. Amer.*, 63, 679-711, 1973.
- Westphal, J.A., M.A. Carr, W.R. Miller, and D. Dzuring, Expendable bubble tiltmeter for geophysical monitoring, *Rev. Scientific Instruments*, 54, no. 4, 415-418, 1983.
- Whalen, C.T., Preliminary test results of Precise trig-levelling with the Wild T2000-DI5 system, *ACSM Bulletin*, December 1984.
- Wickman, F.E., Repose period patterns of volcanoes, *Ark. Mineral. Geol.*, 4, 291-367, 1966.
- Wood, H.O., The seismic prelude to the 1914 eruption of Mauna Loa, *Bull. Seis. Soc. Amer.*, 5, 39-51, 1915.
- WOVO, Announcement: World Organization of Volcano Observatories (WOVO). *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 12, 181-6, 1982.
- Wright, T.L., J.Y. Chu, J. Esposo, C. Heliker, J. Hodge, J.P. Lockwood, and S.M. Vogt, Map showing lava-flow hazard zones, island of Hawai'i, *U.S. Geol. Surv. Misc. Field Stud. Map*, MF-2193, scale 1:250,000, 1992.
- Wyatt, F., R. Bilham, J. Beavan, A.G. Sylvester, T. Owen, A. Harvey, C. Macdonald, D.D. Jackson, and D.C. Agnew, Comparing tiltmeters for crustal deformation measurement-A preliminary report, *Geophys. Res. Lett.*, 11, no. 10, 963-966, 1984.
- Wyss, M., Regular intervals between Hawaiian earthquakes; implications for predicting the next event, *Science*, 234, 726-728, 1986.
- Wyss, M., A proposed source model for the great Kau, Hawaii, earthquake of 1868, *Bull. Seismological Soc. Am.*, 78, 1450-1462, 1988.
- Wyss, M., and R. Y. Koyanagi, Iseismic maps, macroseismic epicentres, and estimated magnitudes of historical earthquakes in the Hawaiian Islands, *U.S. Geological Survey Bulletin* 2006, 93 pp.; addendum, 1 p., 1992.
- Wyss, M., R.Y. Koyanagi, and D.C. Cox, The Lyman Hawaiian earthquake diary, 1833-1917, *U.S. Geol. Surv. Bull.* 2072, 34 pp., 1992.

- Wyss, M., B. Liang, W.R. Tanigawa, and S. Wu, Comparisons of orientations of stress and strain tensors based on fault plane solutions in Kaoiki, Hawaii, *J. Geophys. Res.*, 97, 4769-4790, 1992.
- Yamashita, K.M., Dry tilt: a ground deformation monitor as applied to the active volcanoes of Hawaii, *U.S. Geol. Surv. Open-File Report 81-523*, 21 pp., 1981.
- Yamashita, K.M., El inclinometro seco: un vigilante de la deformaciòn ligada al vulcanismo active en Hawaii, *Boletin de Vulcanologia (Costa Rica)*, 12, 11-17, 1982. [Spanish translation of Yamashita (1981) by R. Van der Laat V.].
- Yokoyama, I., H. Yamashita, H. Watanabe, and H.M. Okada, Geophysical characteristics of dacite volcanism - The 1977-1978 eruptions of Usu Volcano, *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, 9, 335-358, 1981.
- Yokoyama, I., R. I. Tilling, R. Scarpa, *Report FP/2106-82-01 (2286)*, *International mobile early-warning system(s) for volcanic eruptions and related seismic activities*. Paris: UNESCO, 1984.
- Yokoyama, I., Seismic energy releases from volcanoes. *Bull. Volcanol.*, 50, no. 1, 1-13, 1988.
- Zollo, A. and P. Bernard, Fault mechanisms from near-source data: joint inversion of S polarizations and P polarities. *Geophysical Journal International* 104, 441-51, 1991.