

ΤΕΧΝΟΛΟΓΙΚΟ ΕΚΠΑΙΔΕΥΤΙΚΟ ΙΔΡΥΜΑ ΔΥΤΙΚΗΣ ΕΛΛΑΔΑΣ
ΣΧΟΛΗ ΤΕΧΝΟΛΟΓΙΚΩΝ ΕΦΑΡΜΟΦΩΝ
ΤΜΗΜΑ ΠΟΛΙΤΙΚΩΝ ΜΗΧΑΝΙΚΩΝ Τ.Ε.

ΠΤΥΧΙΑΚΗ ΕΡΓΑΣΙΑ

**ΠΡΟΣΔΙΟΡΙΣΜΟΣ ΓΕΩΛΟΓΙΚΩΝ
ΜΕΤΑΚΙΝΗΣΕΩΝ ΣΤΗ ΣΑΝΤΟΡΙΝΗ ΜΕ GPS**

Όνοματεπώνυμο Σπουδαστή : ΣΟΦΙΟΣ ΙΩΑΝΝΗΣ
Εποπτεύων καθηγητής : ΛΥΚΟΥΡΓΙΩΤΗΣ ΣΩΤΗΡΗΣ

Πάτρα, 2015

ΠΕΡΙΕΧΟΜΕΝΑ

1.	ΠΡΟΛΟΓΟΣ	3
2.	ΠΕΡΙΛΗΨΗ	4
3.	ΕΙΣΑΓΩΓΗ	5
4.	ΤΟ ΗΦΑΙΣΤΕΙΟ ΤΗΣ ΣΑΝΤΟΡΙΝΗΣ	6
4.1	Η ιστορία του ηφαιστείου	6
4.1.1	Η δημιουργία της Σαντορίνης.....	7
4.1.2	Η Μινωική έκρηξη.....	8
4.2	Ενεργό Ηφαίστειο	10
5.	Η ΗΦΑΙΣΤΕΙΑΚΗ ΔΡΑΣΗ ΩΣ ΜΗΧΑΝΙΚΗ ΠΑΡΑΜΟΡΦΩΣΗ	11
5.1	Μάγμα.....	11
5.2	Ροή μάγματος και εδαφική παραμόρφωση.....	11
6.	ΜΟΝΤΕΛΑ ΕΛΑΣΤΙΚΗΣ ΠΑΡΑΜΟΡΦΩΣΗΣ ΗΦΑΙΣΤΕΙΩΝ	13
6.1	Γενικά.....	13
6.2	Μοντέλο MOGI	13
7.	ΝΕΑ ΜΕΘΟΔΟΛΟΓΙΑ ΕΚΤΙΜΗΣΗΣ ΘΕΣΕΩΣ ΗΦΑΙΣΤΕΙΑΚΟΥ ΘΥΛΑΚΑ	16
8.	ΜΕΤΡΗΣΕΙΣ ΕΠΙΦΑΝΕΙΑΚΗΣ ΠΑΡΑΜΟΡΦΩΣΗΣ ΜΕ ΓΕΩΔΑΙΤΙΚΕΣ ΜΕΘΟΔΟΥΣ	18
8.1	Αναγκαιότητα γεωδαιτικής παρακολούθησης ηφαιστειών.....	18
8.2	Κλασσικές τεχνικές.....	19
8.2.1	Electronic distance meter (EDM).....	19
8.2.2	Global Positioning System (GPS).....	20
8.2.2.1	Τα μέρη του συστήματος GPS	22
8.2.2.2	Πως λειτουργεί το GPS.....	26
9.	ΓΕΩΔΑΙΤΙΚΕΣ ΜΕΤΡΗΣΕΙΣ ΑΠΟ ΤΟ ΗΦΑΙΣΤΕΙΟ ΤΗΣ ΣΑΝΤΟΡΙΝΗΣ	32
9.1	Ροή μάγματος και εδαφικές παραμορφώσεις στο ηφαίστειο της Σαντορίνης.....	32
9.1.2	Το γεωδαιτικό σύστημα.....	32
9.1.3	Διαδικασία μετρήσεων με EDM και αποτελέσματα	35
9.2	Έρευνα με GPS	36
9.2.1	Τηλεμετρικό δίκτυο παρακολούθησης ηφαιστείου Σαντορίνης.....	37
9.2.2	Δίκτυο σημείων γεωδαιτικής παρατήρησης	43
10.	ΑΠΟΤΕΛΕΣΜΑΤΑ	45
11.	ΒΙΒΛΙΟΓΡΑΦΙΑ	47

ΚΑΤΑΛΟΓΟΣ ΕΙΚΟΝΩΝ

Εικόνα 1 - Η νήσος Σρογγύλη.	6
Εικόνα 2 - Τοπογραφικές αλλαγές λόγω διόγκωσης μαγματικού θαλάμου.	13
Εικόνα 3 - Γεωμετρική εφαρμογή μοντέλου Mogi.	17
Εικόνα 4 - Λειτουργία EDM.	20
Εικόνα 5 - Διαφορετικές τροχιές των δορυφόρων του συστήματος GPS.	21
Εικόνα 6 - Δέκτης GPS της εταιρίας TOPCON.	22
Εικόνα 7 - Κεραία δαχτυλιδίων (choke ring).	24
Εικόνα 8 - Συστοιχία από κεραίες GPS.	24
Εικόνα 9 - Η τομή δύο σφαιρών που αντιστοιχούν στους δορυφόρους Α και Β.	27
Εικόνα 10 - Η τομή των τριών σφαιρών που αντιστοιχούν στους δορυφόρους Α,Β,С.	27
Εικόνα 11 - Οι θέσεις των δορυφόρων σε υψηλό GDOP.	31
Εικόνα 12 - Οι θέσεις των δορυφόρων σε χαμηλό GDOP.	31
Εικόνα 13 - Οι βασικές γραμμές μέτρησης του δικτύου EDM για τη γεωδαιτική παρακολούθηση του ηφαιστείου.	33
Εικόνα 14 - Το μονοπάτι των ακτινών των βασικών γραμμών μέτρησης.	34
Εικόνα 15 - Οι αλλαγές στα μήκη των βασικών γραμμών μέτρησης στο διάστημα μεταξύ Ιουνίου 1994 και Μαΐου 2003. Οι σημαντικές αλλαγές περιορίζονται στις βασικές γραμμές της Θηρασίας.	36
Εικόνα 16 - Α. Κεντρικός Σταθμός ΝΟΜΙ, Β. Περιφερειακός Σταθμός ΚΕΡΑ, Γ. Περιφερειακός Σταθμός ΡΚΜΝ.	39
Εικόνα 17 - Αρχική σελίδα παρουσίασης στοιχείων του δικτύου παρακολούθησης του ηφαιστείου της Σαντορίνης.	40
Εικόνα 18 - Στοιχεία σχετικά με τους μόνιμους σταθμούς του δικτύου (Ονόματα, τόπος εγκατάστασης, συντεταγμένες και τελευταία ημερομηνία για την οποία διατίθενται δεδομένα από κάθε σταθμό).	41
Εικόνα 19 - Θέση σταθμών δικτύου σε χάρτη.	41
Εικόνα 20 - Χρονοϊστορία των καταγραφών κάθε σταθμού, με αρχή την ημερομηνία έναρξης λειτουργίας του.	42
Εικόνα 21 - Μενού όπου παρέχονται επιπλέον στοιχεία για κάθε μόνιμο σταθμό.	43
Εικόνα 22 - Θέσεις σημείων γεωδαιτικής παρατήρησης, για ανά περιόδους μετρήσεις. Είναι εμφανείς και οι θέσεις των μόνιμων σταθμών.	44
Εικόνα 23 - Αριστερά τα αποτελέσματα για τις οριζόντιες μετακινήσεις στο σύμπλεγμα Θήρας από μετρήσεις κατά τα έτη 2006 –2008 (με βέλος συμβολίζεται το διάνυσμα της ταχύτητας και με έλλειψη η αβεβαιότητα). Δεξιά τα αποτελέσματα για τις κατακόρυφες μετακινήσεις.	44
Εικόνα 24 - Σύγκριση θέσεως μαγματικού θύλακα με προηγούμενη εργασία.	45

1. ΠΡΟΛΟΓΟΣ

Η παρούσα Εργασία εκπονήθηκε στα πλαίσια της υποχρεωτικής για την απόκτηση του πτυχίου Πτυχιακής Εργασίας για το Τμήμα Πολιτικών Μηχανικών Τ.Ε. του Τ.Ε.Ι. Δυτικής Ελλάδας με τίτλο: ΠΡΟΣΔΙΟΡΙΣΜΟΣ ΓΕΩΛΟΓΙΚΩΝ ΜΕΤΑΚΙΝΗΣΕΩΝ ΣΤΗ ΣΑΝΤΟΡΙΝΗ ΜΕ GPS. Αντικείμενο της Πτυχιακής Εργασίας αποτελεί η παρουσίαση της μεθοδολογίας παρακολούθησης του ηφαιστείου της Σαντορίνης με τοπογραφικές μεθόδους με χρήση GPS.

Ένα μεγάλο ευχαριστώ θα ήθελα να δώσω σε όλους όσους με βοήθησαν και με στήριξαν, ο καθένας με τον τρόπο του, σε μία από τις πιο απαιτητικές περιόδους της ζωής μου.

Ιδιαίτερα θα ήθελα να ευχαριστήσω τον επιβλέποντα καθηγητή κ. Λυκουργιώτη Σωτήρη για την άριστη συνεργασία και την ουσιαστική και συνεχή καθοδήγησή του στην σύνθεση και υλοποίηση της παρούσας Πτυχιακής Εργασίας.

Σοφίος Ιωάννης

Πάτρα, 2015

2. ΠΕΡΙΛΗΨΗ

Στην παρούσα εργασία γίνεται αρχικά μία εισαγωγή στο τρίτο κεφάλαιο για τον σκοπό και τη σημασία της.

Στο τέταρτο κεφάλαιο παρουσιάζεται η ιστορία του ηφαιστείου της Σαντορίνης, η δημιουργία του νησιού και η τελευταία μεγάλη έκρηξη η οποία κατέστρεψε τον Μινωικό πολιτισμό. Επίσης αναφέρονται το ενεργό ρήγμα που ελέγχει τα ηφαίστεια του χώρου της Σαντορίνης και οι πιο πρόσφατες εκρήξεις.

Στο πέμπτο κεφάλαιο ορίζεται η έννοια του μάγματος και ο τρόπος ροής του. Οι επιφανειακές εδαφικές παραμορφώσεις μπορούν να μας δώσουν πληροφορίες για την δυναμική των ηφαιστείων.

Στο έκτο κεφάλαιο παρουσιάζεται το μοντέλο MOGI, το οποίο χρησιμοποιώντας τη θεωρία της ελαστικότητας υπολογίζει την παραμόρφωση που προκαλείται από μία σημειακή πηγή.

Στο έβδομο κεφάλαιο παρουσιάζεται η νέα μεθοδολογία εκτίμησης της θέσης του μαγματικού θύλακα με γεωμετρική εφαρμογή του μοντέλου MOGI.

Το όγδοο κεφάλαιο αναφέρεται στην αναγκαιότητα της γεωδαιτικής παρακολούθησης των ηφαιστείων. Αυτό επιτυγχάνεται με τη χρήση EDM και GPS, των οποίων ο τρόπος λειτουργίας αναλύεται.

Στο ένατο κεφάλαιο δίνεται η ιστορία των γεωδαιτικών μετρήσεων που έχουν λάβει χώρα στη Σαντορίνη. Οι μετρήσεις αυτές έχουν γίνει σε διάφορες περιόδους με συστήματα EDM και GPS. Ακολούθως αναφέρεται η καθημερινή παρακολούθηση του ηφαιστείου από το ΙΜΠΗΣ και την UNAVCO, από την οποία αντλούνται συνεχώς νέες πληροφορίες σχετικά με τη δυναμική του ηφαιστείου.

Από τη μελέτη, όπως παρουσιάζεται στο δέκατο κεφάλαιο, προκύπτει ότι τα τελευταία χρόνια η πιθανή θέση του μαγματικού θύλακα του ηφαιστείου της Σαντορίνης δεν έχει αλλάξει σημαντικά. Οι διαφορές στις μετρήσεις θεωρούνται αμελητέες, παρ'όλα αυτά η παρακολούθηση συνεχίζεται.

3. ΕΙΣΑΓΩΓΗ

Στις μέρες μας, υπάρχουν διάφορες μέθοδοι παρακολούθησης ενός ηφαιστείου όπως μέτρηση της χημικής σύστασης των εκλυόμενων αερίων, παρατήρηση υπόγειας θερμοκρασίας και σεισμικότητας και η μελέτη της επιφανειακής παραμόρφωσης και μετακίνησης. Η τελευταία μέθοδος αποτελεί το αντικείμενο της παρούσας **ΠΤΥΧΙΑΚΗΣ ΕΡΓΑΣΙΑΣ** με τίτλο **ΠΡΟΣΔΙΟΡΙΣΜΟΣ ΓΕΩΛΟΓΙΚΩΝ ΜΕΤΑΚΙΝΗΣΕΩΝ ΣΤΗ ΣΑΝΤΟΡΙΝΗ ΜΕ GPS**. Παρακάτω, θα γίνει παρουσίαση της μεθοδολογίας παρακολούθησης του ηφαιστείου της Σαντορίνης με τοπογραφικές μεθόδους με χρήση GPS και σύγκριση με παλαιότερες μετρήσεις με χρήση EDM.

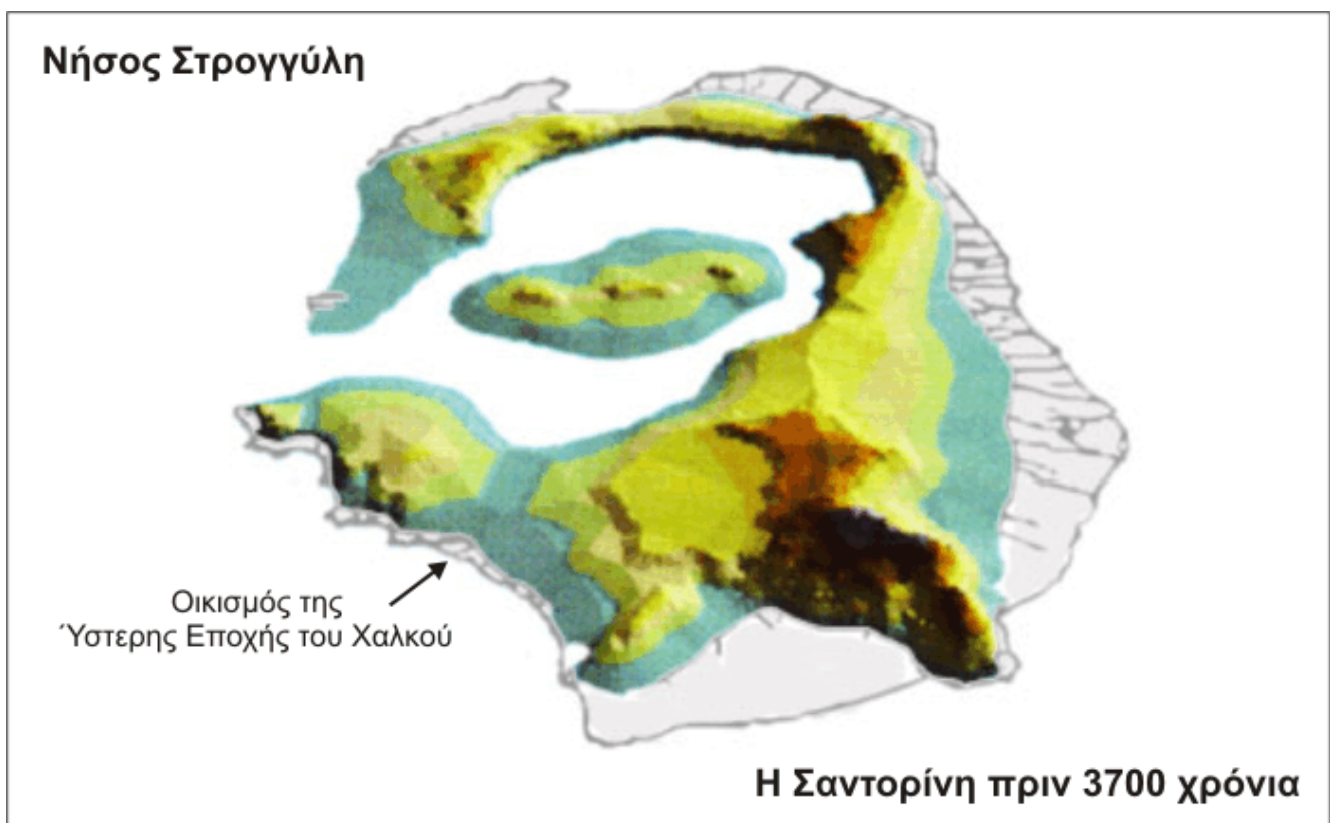
Ο σκοπός της όλης εργασίας που πραγματοποιείται από τους επιστήμονες έγκειται στην ανάγκη της πρόβλεψης της συμπεριφοράς ενός ηφαιστείου για την έγκαιρη εκκένωση της περιοχής και τον μετριασμό του ηφαιστειακού κινδύνου. Επομένως, η γεωδαιτική παρακολούθηση των ηφαιστειών είναι πολύ σημαντική και μπορεί να είναι κρίσιμη στην παροχή γρήγορης προειδοποίησης και αντιμετώπισης μιας έκρηξης.

4. ΤΟ ΗΦΑΙΣΤΕΙΟ ΤΗΣ ΣΑΝΤΟΡΙΝΗΣ

4.1 Η ιστορία του ηφαιστείου

Η Σαντορίνη είναι μια από τις πιο θεαματικές καλδέρες στον κόσμο. Η σημερινή ημικυκλική και περισσότερο πεταλοειδής μορφή της νήσου οφείλεται στις κατά καιρούς ηφαιστειακές εκρήξεις που μετέβαλαν το αρχικό στρογγυλό σχήμα της. Ουσιαστικά, η Θήρα (Σαντορίνη) και τα νησάκια Θηρασιά και Ασπρονήσι είναι τα απομεινάρια του ηφαιστειογενούς νησιού Στρογγύλη (Εικόνα 1).

Η ιστορία του ηφαιστείου μετρά δύο εκατομμύρια χρόνια, ωστόσο για τη δημιουργία της καλδέρας και την καταστροφή του προϊστορικού πολιτισμού του νησιού, ουσιαστικά, υπεύθυνη θεωρείται η γνωστή ως Μινωική έκρηξη που σημειώθηκε στο νησί κατά την Ύστερη Εποχή του Χαλκού.



Εικόνα 1 - Η νήσος Στρογγύλη.

4.1.1 Η δημιουργία της Σαντορίνης

Πέντε εκατομμύρια χρόνια πριν, η Σαντορίνη ήταν ένα μικρό νησάκι, με διάμετρο περίπου 6 χιλιομέτρων, που ξεπρόβαλε μερικές εκατοντάδες μέτρα πάνω από τα κύματα του Αιγαίου, στη θέση της νοτιοανατολικής Θήρας.

Η πρώτη ηφαιστειακή δραστηριότητα εκδηλώνεται στην ευρύτερη περιοχή της Σαντορίνης πριν 2,5 εκατομμύρια χρόνια περίπου, νοτιοδυτικά του νησιού και δημιουργεί ένα μεγάλο ηφαιστειακό οικοδόμημα, στην περιοχή που βρίσκουμε σήμερα τις νησίδες των Χριστιανών. Στη στενή περιοχή του νησιώτικου συμπλέγματος της Σαντορίνης, το μάγμα αναβλύζει για πρώτη φορά από τα έγκατα της γης πριν περίπου 1 εκατομμύριο χρόνια. Τα παλαιότερα ηφαιστειακά κέντρα εντοπίζονται στη νοτιοδυτική Θήρα, στην περιοχή του Ακρωτηρίου. Την εποχή αυτή, μόλις που χέρσευε η κορυφή του Προφήτη Ηλία, και τα πρώτα ηφαιστειακά προϊόντα αποτίθενται σε μια θάλασσα βάθους 200-300 μέτρων. Με τη συσσώρευση των ηφαιστειών και τη θερμική αναθόλωση της περιοχής, φτάνουν τα ηφαιστειακά κέντρα να χερσεύουν και να σχηματίζουν τους σημερινούς λόφους του Ακρωτηρίου, από το Φάρο ως τον Αρχάγγελο. Το ηφαίστειο ξαποσταίνει για λίγες χιλιάδες χρόνια και ξαναρχίζει τη δράση του μετατοπίζοντάς τη βορειότερα, στην περιοχή μεταξύ Θηρασιάς και βόρειας Θήρας. Εκεί, μεταξύ 530.000 και 430.000 έτη πριν οικοδομεί ένα μεγάλο ηφαίστειο, το ηφαίστειο του Περιστεριού. Το ύψος του δεν ξεπερνούσε τα 400 μέτρα και η κορυφή του βρισκόταν λίγες εκατοντάδες μέτρα δυτικότερα από τη σημερινή κορυφή του Μικρού Προφήτη. Παράλληλα με τη δράση του μεγάλου αυτού ηφαιστείου, δραστηριοποιούνται και μικρά ηφαιστειακά κέντρα νοτιότερα από αυτό, γύρω από το τότε νησί του Ακρωτηριού, ο Μπάλος, η Κόκκινη παραλία και η Κοκκινόπετρα.

Αυτή είναι η εποχή που αρχίζουν οι μεγάλες εκρήξεις στη Σαντορίνη. Περίπου κάθε 20.000 χρόνια εκδηλώνεται μια τεράστια έκρηξη που τινάζει δειλά στρώματα τέφρας που καλύπτουν όλη την περιοχή και οικοδομούν μεγάλο μέρος της. Ο κυριότερος όγκος στάχτης καταλήγει στη βαθιά θάλασσα, ενώ η λεπτότερη τινάζεται δεκάδες χιλιόμετρα ψηλά και ταξιδεύει σε όλο τον πλανήτη. Ορίζοντες λεπτής στάχτης από αυτές τις εκρήξεις έχουν βρεθεί σε ιζήματα της Μεσογείου.

Η καταστροφικότερη δράση αυτών των εκρήξεων είναι η κατακρήμνιση του προϋπάρχοντος ηφαιστείου και η δημιουργία καλδέρας. Καθώς δεκάδες κυβικά

χιλιόμετρα λιωμένο πέτρωμα έχουν τιναχθεί στον αέρα, αδειάζει η περιοχή στην οποία ήταν αποθηκευμένο το μάγμα και τα πετρώματα που βρίσκονται πάνω από αυτήν, κατακρημνίζονται σε βάθη αρκετών χιλιομέτρων, δημιουργώντας μια τεράστια χοάνη που αμέσως κατακλύζεται από τη θάλασσα. Μέσα στην κοιλότητα αυτή, συνεχίζει μετά την έκρηξη να αναβλύζει το μάγμα και σιγά σιγά την γεμίζει και αρχίζει να οικοδομεί ένα χερσαίο όρος, ένα νέο ηφαιστειακό οικοδόμημα.

Αυτός ο κύκλος καταστροφής και ανοικοδόμησης του ηφαιστείου, επαναλήφθηκε στη Σαντορίνη 12 φορές τα τελευταία 400.000 χρόνια. Έτσι, ενώ τα παχιά στρώματα της τέφρας πιστοποιούν τις μεγάλες εκρήξεις, οι όγκοι των συμπαγών ηφαιστειακών βράχων που ξεπροβάλουν ανάμεσά τους είναι μάρτυρες της οικοδόμησης των ηφαιστειακών κέντρων που κατόπιν καταστρέφονται από τις εκρήξεις. Τα συμπαγή στρώματα λάβας των γκρεμνών κάτω από το Ημεροβίγλι και αυτά που αποτελούν το ανώτερο μέρος των γκρεμνών της Θηρασίας, είναι ό,τι απόμεινε από ένα μεγάλο ηφαιστειακό οικοδόμημα, το ηφαίστειο του Σκάρου, το οποίο δέσποζε στην περιοχή της κεντρικής και βόρειας Σαντορίνης πριν 40.000 με 25.000 χρόνια.

4.1.2 Η Μινωική έκρηξη

Η τελευταία από τις μεγάλες εκρήξεις εκδηλώνεται στην περιοχή της Σαντορίνης κατά την Ύστερη Εποχή του Χαλκού, την εποχή που στο νησί ακμάζει μια κοινωνία με λαμπρό πολιτισμό, όμοιο με αυτόν της Μινωικής. Μεταξύ Φάρου και Ασπρονησίου επέτρεπε στη θάλασσα να εισέρχεται σε μία κεντρική καλδέρα που στο κέντρο της χέρσευε η κορυφή ενός υποθαλάσσιου ηφαιστείου αντίστοιχου με τις σημερινές Παλαιά και Νέα Καμένη.

Η Μινωική έκρηξη προαναγγέλλεται από μία έντονη σεισμική κρίση, η οποία εκδηλώνεται αρκετούς μήνες πριν από την έναρξη της έκρηξης και καθιστά σχεδόν αδύνατη τη ζωή στο νησί. Οι κάτοικοι του νησιού εγκαταλείπουν την κατεστραμμένη πόλη και τους οικισμούς τους, μεταφέροντας νεκρούς, τραυματίες και ό,τι πολύτιμο είχαν. Είναι πιθανό να πρόφτασαν να εγκαταλείψουν και το νησί πριν από την έκρηξη, προειδοποιημένοι από πολύ μικρές εκρήξεις που αρχίζουν να εκδηλώνονται στις τότε Καμένες. Δεν αποκλείεται όμως η έκρηξη να τους πρόλαβε

πάνω στο νησί, συγκεντρωμένους σε ανοιχτά μέρη ή κοντά στο λιμάνι καθώς προσπαθούσαν να αποπλεύσουν, όπως συνέβη στην Ιταλία κατά την έκρηξη του Βεζούβιου το 79 μ.Χ., η οποία κατέστρεψε την Πομπηία και τις γύρω περιοχές.

Συνολικά, μέσα σε διάστημα λίγων ημερών (4-6), τινάζονται στον αέρα 90 δισεκατομμύρια τόνοι λιωμένο πέτρωμα (περίπου 39 κυβικά χιλιόμετρα μάγματος). Η ελαφρόπετρα και η ηφαιστειακή στάχτη που παράγεται καλύπτει ολοκληρωτικά το εναπομένον νησί με ένα λευκό σάβανο πάχους δεκάδων μέτρων και δημιουργεί όλες τις επίπεδες επιφάνειές του στις βόρειες, ανατολικές και νοτιοανατολικές ακτές της Θήρας, καθώς και τις δυτικές ακτές της. Η πολύ λεπτή στάχτη και τα σταγονίδια θειικού οξέος εισέρχονται στη στρατόσφαιρα (σε ύψη μεγαλύτερα των 15 χλμ.) και σκεπάζουν με το πέπλο τους όλο τον πλανήτη. Ίχνη τους έχουν εντοπιστεί σήμερα στους παγετώνες της Γροιλανδίας, ενώ ο «ηφαιστειακός χειμώνας» που προκάλεσαν (μείωση της μέσης γήινης θερμοκρασίας κατά 1-2 βαθμούς Κελσίου) έχει καταγραφεί στους δακτυλούς δέντρων των ΗΠΑ. Η κατακρήμνιση του ηφαιστείου μέσα στην τεράστια υπόγεια σπηλιά που δημιουργείται από την εκτίναξη του λιωμένου πετρώματος, δημιουργεί τη σημερινή καλδέρα της Σαντορίνης, προκαλώντας ένα τεράστιο παλιρροϊκό κύμα (τσουνάμι) που σαρώνει τις ακτές του Αιγαίου και τα παράλια της ανατολικής Μεσογείου.

Μετά από την Μινωική έκρηξη, το παχύρρευστο χωρίς αέρια μάγμα που έχει απομείνει στον μαγματικό θάλαμο, συνεχίζει να εξέρχεται, αργά και ήπια, κατά τακτά χρονικά διαστήματα. Από το 1600 π.Χ. ως το 197 π.Χ. εκδηλώνονται περιοδικά πλήθος εκχύσεις που δομούν ένα μεγάλο υποθαλάσσιο ηφαιστειακό βουνό, κορυφές του οποίου είναι οι Καμένες. Η πρώτη χερσαία δράση καταγράφεται το 197 π.Χ. από το σπουδαίο Έλληνα γεωγράφο Στράβωνα. Από τότε έως σήμερα έχουν καταγραφεί 8 ακόμη εκρήξεις (46-47, 726, 1570-1573, 1707-1711, 1866-1870, 1925-1928, 1939-1941, 1950 μ.Χ.), οι οποίες οικοδόμησαν την Παλαιά και τη Νέα Καμένη, τη νεότερη χέρσο της ανατολικής Μεσογείου. Όλες οι ιστορικές ενδοκαλδερικές εκρήξεις ήταν ήπιες και δεν δημιούργησαν σοβαρά προβλήματα στους κατοίκους του νησιού.

4.2 Ενεργό Ηφαίστειο

Τη θέση των ηφαιστείων του χώρου της Σαντορίνης την ελέγχει μια βαθιά τεκτονική γραμμή, ένα μεγάλο ρήγμα στο φλοιό της γης, το οποίο ξεκινά από τα Χριστιανά και καταλήγει στην Αμοργό. Αυτή είναι η κύρια βαθιά δίοδος, η οποία επιτρέπει στο μάγμα να ανέλθει από τα μεγάλα βάθη που δημιουργείται και να φτάσει στην επιφάνεια. Το ρήγμα αυτό παραμένει ενεργό μέχρι σήμερα και είναι εκείνο το οποίο έδωσε το μεγαλύτερο μικρού βάθους σεισμό του αιώνα στο Αιγαίο, το σεισμό του 1956 που κατέστρεψε μεγάλο μέρος των οικισμών της Σαντορίνης. Μετά την τελευταία έκρηξη της Νέας Καμένης, το 1950, τα ηφαιστειακά κέντρα της Σαντορίνης παραμένουν έως σήμερα σε κατάσταση ηρεμίας.

Με βάση τα στοιχεία που διατίθενται για την προηγούμενη δράση του ηφαιστείου της Σαντορίνης, τη συσσωρευμένη γνώση από τις καταγραφές, έρευνες και μελέτες δεκάδων ετών κορυφαίων ηφαιστειολόγων από όλο τον κόσμο, είναι δυνατόν να εκτιμηθεί η σημερινή κατάσταση του ηφαιστείου και ο ηφαιστειακός κίνδυνος στην περιοχή, κάνοντας την παραδοχή ότι στο μέλλον το ηφαίστειο θα συνεχίσει να συμπεριφέρεται όπως στο παρελθόν. Το μέγιστο ηφαιστειακό επεισόδιο που αναμένεται στη Σαντορίνη είναι μια καταστροφική έκρηξη Μινωικού τύπου. Ευτυχώς, σήμερα μπορεί να προβλεφθεί, με τη βεβαιότητα που επιτρέπει η φύση, πως μια τέτοια έκρηξη δεν πρόκειται να συμβεί στο εγγύς αλλά και στο απώτερο μέλλον. Άλλωστε, η περιοδικότητα επανάληψης τέτοιων γεγονότων στη Σαντορίνη είναι της τάξης των 15.000-20.000 ετών, ενώ έχουν παρέλθει μόνο 3.600 χρόνια από την τελευταία μεγάλη έκρηξη.

(Γιώργης Ε. Βουγιουκλάκης, Ηφαιστειολόγος, Ερευνητής του Ινστιτούτου Γεωλογικών και Μεταλλευτικών Ερευνών (ΙΓΜΕ))

5. Η ΗΦΑΙΣΤΕΙΑΚΗ ΔΡΑΣΗ ΩΣ ΜΗΧΑΝΙΚΗ ΠΑΡΑΜΟΡΦΩΣΗ

5.1 Μάγμα

Το μάγμα είναι υπόγειο, τηγμένο πέτρωμα που είναι διάπυρο και περιέχει αρκετά αέρια. Συχνά, το μάγμα συγκεντρώνεται σε μαγματικούς θαλάμους μέσα στα ηφαίστεια. Είναι ικανό να παρεισφρήσει στα παρακείμενα πετρώματα, να εξέλθει στην επιφάνεια με τη μορφή λάβας, και να προκαλέσει εκρηκτική εκτίναξη τέφρας με τη μορφή πυροκλαστικών πετρωμάτων. Είναι μία σύνθετη, υψηλής θερμοκρασίας, υγρή ουσία. Οι θερμοκρασίες των περισσότερων μαγμάτων κυμαίνονται από 700°C έως 1300°C (ή 1300°F έως 2400°F). Συνήθως, το περιβάλλον σχηματισμού και το περιβάλλον σύνθεσης του μάγματος συσχετίζονται. Τα περιβάλλοντα αυτά περιλαμβάνουν ζώνες υποβύθισης, ηπειρωτικές ρηγματικές ζώνες, μεσωκεάνιες ράχες, και δυναμικές ζώνες, μερικές από τις οποίες ερμηνεύονται ως κορυφές του μανδύα.

5.2 Ροή μάγματος και εδαφική παραμόρφωση

Υπάρχουν τρεις πρωταρχικές πηγές παραμόρφωσης του γήινου φλοιού, οι αλλαγές πίεσης σε υψηλού επιπέδου μαγματικούς θαλάμους, οι μαγματικές παρεισφρήσεις και οι σεισμοί. Μεταξύ των εκρήξεων, οι αλλαγές πίεσης στο εσωτερικό των ηφαιστείων συχνά προκαλούν εύκολα μετρήσιμες παραμορφώσεις που μπορούν να ανιχνευτούν και να χρησιμοποιηθούν ώστε να βελτιωθεί η κατανόηση της δυναμικής των ηφαιστείων. Τα μεγέθη της παραμόρφωσης των ανενεργών ηφαιστείων είναι συνήθως μερικά mm/έτος ή cm/έτος, αλλά μπορούν πολύ εύκολα να υπερβούν το ένα μέτρο κατά τη διάρκεια των εκρήξεων.

Η εμπειρία από πολυάριθμα ενεργά ηφαίστεια και θεωρητικές εκτιμήσεις, δείχνουν ότι οποιοσδήποτε κινήσεις του μάγματος, είτε ανοδικές είτε καθοδικές, στις διεξόδους ή στους μαγματικούς θαλάμους, παράγουν ελαστικές πιέσεις οι οποίες αντανακλώνται στις μικροαλλαγές της τοπογραφίας, των οριζόντιων αποστάσεων και

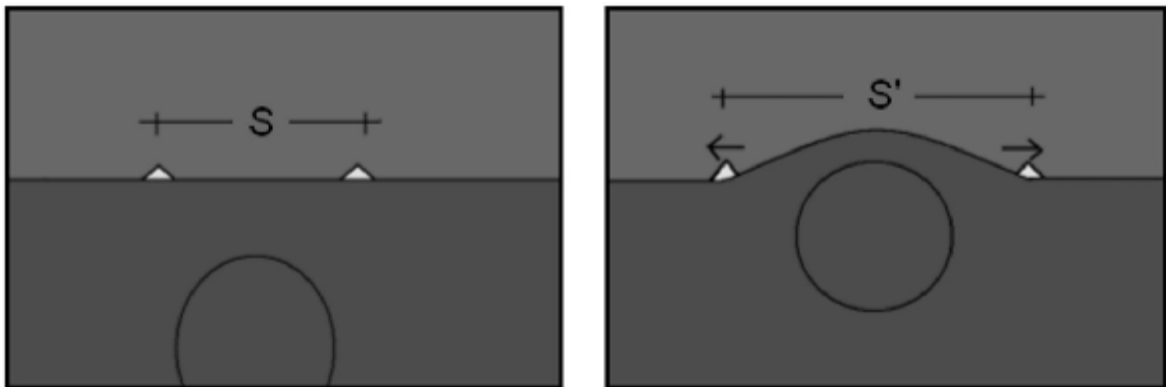
στις ανυψώσεις των σημείων αναφοράς γύρω από τα ηφαιστειακά κέντρα. Τέτοιου είδους τοπογραφικές αλλαγές μπορεί να ποικίλλουν από μερικά εκατοστά έως αρκετά μέτρα (Mogi, 1958; Bonaccorso et al., 1996; Dvorak, 1997) και μπορούν να θεωρηθούν ως πρόδρομοι ενός μελλοντικού ηφαιστειακού παροξυσμού.

Επομένως η γεωδαιτική παρακολούθηση των ηφαιστείων είναι πολύ σημαντική στο μετριασμό του ηφαιστειακού κινδύνου και μπορεί να είναι κρίσιμη στην παροχή γρήγορης προειδοποίησης μιας έκρηξης. Επιπλέον, τα πεδία των επιφανειακών παραμορφώσεων εξαρτώνται από την εσωτερική κατασκευή των ηφαιστείων και τις διαβάσεις του μάγματος. Ως εκ τούτου, μελετώντας την επιφανειακή παραμόρφωση μπορούμε να μάθουμε πολλά για τη δυναμική των ηφαιστείων.

6. ΜΟΝΤΕΛΑ ΕΛΑΣΤΙΚΗΣ ΠΑΡΑΜΟΡΦΩΣΗΣ ΗΦΑΙΣΤΕΙΩΝ

6.1 Γενικά

Πολύ συχνά τα ηφαίστεια διογκώνονται πριν από εκρήξεις λόγω της αυξημένης πίεσης στις περιοχές αποθήκευσης μαγματικού υλικού (magma storage areas). Επομένως η γεωδαιτική παρακολούθηση των ηφαιστειών είναι πολύ σημαντική στο μετριασμό του ηφαιστειακού κινδύνου κα μπορεί να είναι κρίσιμη στην παροχή γρήγορης προειδοποίησης μιας έκρηξης. Επιπλέον, τα πεδία των επιφανειακών παραμορφώσεων εξαρτώνται από την εσωτερική κατασκευή των ηφαιστειών και τις διαβάσεις του μάγματος. Ως εκ τούτου, μελετώντας την επιφανειακή παραμόρφωση μπορούμε να μάθουμε πολλά για τη δυναμική των ηφαιστειών.



Εικόνα 2 - Τοπογραφικές αλλαγές λόγω διόγκωσης μαγματικού θαλάμου.

6.2 Μοντέλο MOGI

Η ηφαιστειακή δραστηριότητα έχει σαν αποτέλεσμα εδαφικές παραμορφώσεις. Κινήσεις του μάγματος παράγουν ελαστικές πιέσεις, οι οποίες αντανακλώνται στις μικροαλλαγές της τοπογραφίας. Το πιο πολυχρησιμοποιημένο μοντέλο για να ερμηνευθεί η παραμόρφωση του γήινου φλοιού που προκαλείται από

αλλαγές πίεσης σε υψηλού επιπέδου μαγματικούς θύλακες είναι το μοντέλο Mogi και βασίζεται στη θεωρία της ελαστικότητας ώστε να υπολογιστεί η παραμόρφωση που προκαλείται από μία σημειακή πηγή.

Το μοντέλο υποθέτει μια μικρή σφαίρα με ποικιλία πιέσεων, μια σημειακή πηγή, μέσα σε έναν ελαστικό ημιχώρο όπου οι ελαστικοί συντελεστές Lamé είναι ίσοι. Η θεωρία της ελαστικότητας είναι αυτή που χρησιμοποιείται για να υπολογιστεί η παραμόρφωση που προκαλείται από τη σημειακή πηγή. Το μαθηματικό πρόβλημα λύθηκε από τον Anderson (1936), αλλά η εξίσωση εφαρμόστηκε στην ηφαιστειακή παραμόρφωση από τον Mogi (1958). Στην επιφάνεια του εδάφους, η παραμόρφωση είναι ακτινικά συμμετρική και δίνεται σε κυλινδρικές συντεταγμένες r , ϕ και z .

Οριζόντια ακτινική παραμόρφωση:
$$u_r = C \frac{r}{(d^2 + r^2)^{3/2}}$$

Οριζόντια εφαπτομενική μετατόπιση:
$$u_t = 0$$

Κάθετη μετατόπιση:
$$u_z = C \frac{d}{(d^2 + r^2)^{3/2}}$$

Κλίση:
$$\delta = \frac{\partial u_z}{\partial r} = C \frac{-3dr}{(d^2 + r^2)^{5/2}}$$

Οριζόντια ακτινική πίεση:
$$\varepsilon_r = \frac{\partial u_r}{\partial r} = C \frac{d^2 - 2r^2}{(d^2 + r^2)^{5/2}}$$

Οριζόντια εφαπτομενική πίεση:
$$\varepsilon_t = (1/r)(du_t / d\phi) + u_r/r = C [1 / (d^2 + r^2)^{3/2}]$$

Τοπική πίεση:
$$\Delta = \varepsilon_r + \varepsilon_t = C (2d^2 - r^2) / (d^2 + r^2)^{3/2}$$

Όπου d είναι το βάθος της πηγής, r είναι η οριζόντια ακτινική μετατόπιση από την πηγή και C είναι ο δυναμικός συντελεστής της πηγής (source strength parameter). Η πίεση είναι η παράγωγος των μετατοπίσεων και για κυλινδρικές συντεταγμένες δίνεται από τους Landau και Lifshitz (1986). Υπάρχουν τέσσερις ανεξάρτητες παράμετροι στο μοντέλο, τρεις για τη θέση της πηγής (γεωγραφικό πλάτος, γεωγραφικό μήκος και βάθος) και μια για τη δύναμη της πηγής. Ο δυναμικός συντελεστής της πηγής (source strength parameter) C δίνεται από τον τύπο:

$$C = 3\alpha^3 \Delta P / 4\mu$$

Όπου ΔP είναι η αλλαγή της πίεσης των ρευστών μέσα στη σφαίρα, α είναι η ακτίνα της κρούστας και μ είναι η ακαμψία της σφαίρας που περιβάλλει σφαίρα. Είναι απίθανο να συμπεράνουμε κατευθείαν την ακτίνα της πηγής ή την αλλαγή της πίεσης, παρά μόνο την τιμή του C . Το μοντέλο Mogi συχνά παρέχει μια καλή εφαρμογή στην παρατηρηθείσα παραμόρφωση ηφαιστείων, ακόμα και για μαγματικούς θαλάμους ιδιαίτερου μεγέθους. Αρχικά το μοντέλο Mogi δημιουργήθηκε με την υπόθεση ότι $a/d \ll 1$, αλλά η αριθμητική μοντελοποίηση δείχνει ότι ακόμα και για σφαιρικό μαγματικό θάλαμο με $a/d = 0.5$ η επιφανειακή παραμόρφωση παρεκκλίνει ελάχιστα % από την πρόβλεψη του μοντέλου Mogi. Είναι εκπληκτικό το πόσο καλά εφαρμόζει το μοντέλο σε πεπερασμένου μεγέθους μαγματικούς θαλάμους, καθώς δημιουργήθηκε για σημειακή πηγή. Μια ανάλυση αυτής της παραδοχής παρουσιάστηκε από τον Mc Tigue (1987), ο οποίος έδειξε ότι το μοντέλο Mogi εφαρμόζεται όσο ισχύει $(a/d)^5 \ll 1$.

Η παραμόρφωση που σχετίζεται με σεισμούς και παρεισφρήσεις αναχωμάτων δεν υπολογίζεται τόσο εύκολα όσο αυτή της σημειακής πηγής Mogi. Εν τούτοις, ένα ολοκληρωμένο σετ από κλειστές αναλυτικές εκφράσεις γι' αυτού του είδους την παραμόρφωση έχει παρουσιαστεί από τον Okada (1985) και μπορεί εύκολα να εφαρμοστεί στον υπολογιστή. Μπορεί επίσης να χρησιμοποιηθεί αριθμητική μοντελοποίηση, για να υπολογιστεί το πεδίο των παραμορφώσεων ένα κάθετο επίπεδο ανάχωμα θα προκαλέσει ανύψωση στα πλευρά του αναχώματος που σχετίζονται με μια κεντρική κατάπτωση.

7. ΝΕΑ ΜΕΘΟΔΟΛΟΓΙΑ ΕΚΤΙΜΗΣΗΣ ΘΕΣΕΩΣ ΗΦΑΙΣΤΕΙΑΚΟΥ ΘΥΛΑΚΑ

Υποθέτουμε ότι η πηγή βρίσκεται σε ένα σημείο $K (x_k, y_k)$ και εξ αιτίας της πίεσης του εδάφους ένα συγκεκριμένο σημείο P_i μετατοπίζεται στη θέση P_i' . Σύμφωνα με το μοντέλο Mogi η παραμόρφωση του εδάφους είναι συμμετρική, η εφαπτομενική μετατόπιση είναι άχρηστη και η ακτινική μετατόπιση u_r του σημείου P_i δίνεται από τον τύπο:

$$u_r = C * r_i * (d^2 + r_i^2)^{-3/2} \quad (7.1)$$

Όπου r είναι η οριζόντια ακτινική απόσταση μεταξύ K και P_i , d είναι το βάθος της μαγματικής πηγής και C είναι η δυναμική παράμετρος της πηγής (source strength parameter). Υποθέτουμε επίσης ότι οι παρατηρήσεις των αποστάσεων μεταξύ του σημείου O και των σημείων P_i και P_i' έχουν καταγράψει μια μετατόπιση ΔS_i ανάμεσα σε δυο περιόδους. Επειδή το P_i βρίσκεται πολύ κοντά στο P_i' η γωνία $P_i S P_i'$ είναι πάρα πολύ μικρή και αν P_i'' είναι η προβολή του P_i στην πλευρά $O P_i'$, οι γωνίες θ_i και θ_i' είναι σχεδόν ίσες και ισχύει:

$$u_r = \Delta S / \cos \theta_i \quad (7.2)$$

Η γωνία θ_i μπορεί να υπολογιστεί χρησιμοποιώντας το νόμο των συνημιτόνων στο τρίγωνο $K O P_i$ σαν συνάρτηση των γνωστών συντεταγμένων των σημείων P_i και O και των άγνωστων συντεταγμένων (x_k, y_k) του σημείου K , ειδικότερα, της γνωστής απόστασης S_i και των αγνώστων αποστάσεων l_i και r_i . Ως εκ τούτου από την εξίσωση (7.1) προκύπτει:

8. ΜΕΤΡΗΣΕΙΣ ΕΠΙΦΑΝΕΙΑΚΗΣ ΠΑΡΑΜΟΡΦΩΣΗΣ ΜΕ ΓΕΩΔΑΙΤΙΚΕΣ ΜΕΘΟΔΟΥΣ

8.1 Αναγκαιότητα γεωδαιτικής παρακολούθησης ηφαιστειών

Συχνά, η ρηχή συσσώρευση μάγματος στο γήινο φλοιό έχει σαν επίδραση ελαφρές μετακινήσεις στην επιφάνεια του εδάφους, οι οποίες μπορούν να μετρηθούν (όταν το σήμα δεν είναι πολύ μικρό) χρησιμοποιώντας γεωδαιτικές μεθόδους. Η επιστήμη της γεωδαισίας χρησιμοποιεί μετρήσεις εδαφικής παραμόρφωσης και μικρές αλλαγές στην επιτάχυνση της βαρύτητας προκειμένου να μελετήσει διαδικασίες ηφαιστειακής ανησυχίας και να ψάξει αποθέματα μάγματος κάτω από περιοχές ενεργών ηφαιστειών. Μία βασική υπόθεση στη γεωδαιτική παρακολούθηση είναι ότι η παραμόρφωση στην επιφάνεια της γης αντανακλά τεκτονικές, μαγματικές και υδροθερμικές διαδικασίες σε βάθος, επιδρώντας στην τάση που διαβιβάζεται στην επιφάνεια εξ αιτίας των μηχανικών ιδιοτήτων του φλοιού. Σχετικές αλλαγές στην επιτάχυνση της βαρύτητας αντανακλούν και μεταφορά μάζας και αλλαγές στο υψόμετρο του εδάφους. Συνδυάζοντας τις μετρήσεις στις αλλαγές του υψομέτρου του εδάφους και στη βαρύτητα με πληροφορίες για τις ιδιότητες του φλοιού, οι ηφαιστειολόγοι μπορούν να μοντελοποιήσουν αλλαγές μάζας κάτω από την επιφάνεια αποκτώντας επίγνωση της ηφαιστειακής προόδου.

Συνδεδεμένες οι μετρήσεις και η μοντελοποίηση των μετατοπίσεων του εδάφους και των αλλαγών βαρύτητας αποτελούν απαραίτητο συστατικό κάθε στρατηγικής παρακολούθησης ηφαιστείου. Τα κρίσιμα ζητήματα που προκύπτουν στην παρακολούθηση ηφαιστειών είναι: α) η κατανόηση της φύσης της διαδικασίας που οδηγεί την ανησυχία, β) η βελτιστοποίηση της αξιολόγησης των κινδύνων που συνδέονται με την ανησυχία και γ) η τελειοποίηση των προβλέψεων μελλοντικής ηφαιστειακής δραστηριότητας.

Η επιφανειακή μετατόπιση έχει μετρηθεί σε αρκετά ηφαίστεια ανά τον κόσμο, όμως μόνο έξι περίπου από αυτά έχουν μελετηθεί έντονα για πάνω από δύο δεκαετίες. Για παράδειγμα τα ηφαίστεια Campi Flegrei (Italy), Etna (Italy), Kilauea volcano (Hawaii), Long Valley caldera (California), Yellowstone caldera (Wyoming), Mount St. Helens (Washington), and Vesuvius (Italy). Από αυτή τη λίστα

απουσιάζουν πολλά ηφαίστεια που βρίσκονται σε αναπτυσσόμενες χώρες, αν και τέτοιου είδους ηφαίστεια συχνά ενέχουν το μεγαλύτερο ρίσκο, συμπεριλαμβανομένων των ηφαιστείων, Pinatubo (Philippines), Nevado del Ruiz (Colombia).

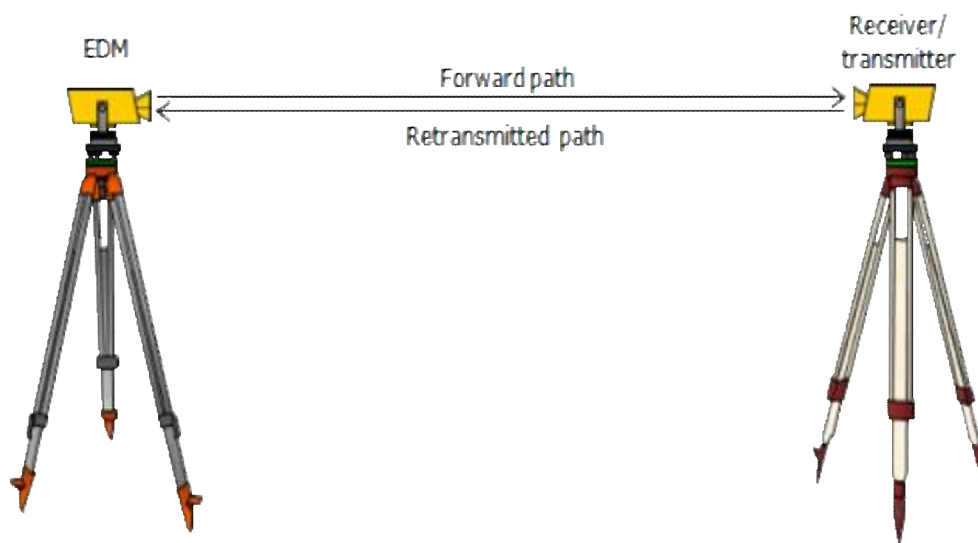
8.2 Κλασσικές τεχνικές

Ιστορικά, τα σχέδια των εδαφικών μετατοπίσεων προσδιορίζονταν κυρίως χρησιμοποιώντας τεχνικές εδαφικής αποτύπωσης υψηλής ακρίβειας, που είχαν αρχικά εξελιχθεί για τοπογραφικές έρευνες. Αυτές οι τεχνικές μετρούν αλλαγές υψομέτρων (leveling), αποστάσεων (EDM), ή κλίσεως (tiltmeters). Στην παρούσα εργασία όλες οι μετρήσεις προέρχονται από EDM και GPS γι' αυτό και γίνεται ιδιαίτερη αναφορά σε αυτά παρακάτω.

8.2.1 Electronic distance meter (EDM)

Ένα ηλεκτρονικό όργανο μέτρησης (Electronic Distance Meter - EDM) μετρά την κατά μήκος απόσταση μεταξύ δύο σημείων κατευθύνοντας μία ακτίνα laser σε ένα απομακρυσμένο κάτοπτρο και συγκρίνοντας τις φάσεις της εξερχόμενης και της αντανακλώμενης ακτίνας. Οι μετρήσεις του EDM είναι ιδιαίτερα χρήσιμες όταν μετριέται η περιοχή της κορυφής ενός ηφαιστείου, όπου οι αλλαγές στα μήκη των γραμμών πολύ συχνά θεωρούνται σαν σήματα διόγκωσης ή μείωσης του όγκου του μαγματικού υλικού. Η τεχνική διαθέτει το πλεονέκτημα της απλότητας αλλά το μειονέκτημα του είναι ότι απαιτείται καθαρός ορίζοντας ανάμεσα στο όργανο και τους σταθμούς που είναι τοποθετημένα τα κάτοπτρα και η ανάγκη ενός ατόμου στην περιοχή που θα λειτουργεί το όργανο (ο οποίος μπορεί να είναι εκτεθειμένος σε κίνδυνο έκρηξης). Η κύρια πηγή λάθους είναι η αλλαγή στην ατμοσφαιρική πυκνότητα, η οποία εξαρτάται από τη θερμοκρασία του αέρα, την πυκνότητα και στο περιεχόμενο των υδρατμών, το καθένα από τα οποία επηρεάζουν την ταχύτητα του φωτός στον αέρα. Αυτές οι παράμετροι μπορούν να μετρηθούν στις απολήξεις μιας γραμμής ή από ένα αεροσκάφος που θα πετά κατά μήκος της γραμμής που στοχεύει το όργανο. Η βασική απόκλιση μιας διορθωμένης γραμμής είναι $\sqrt{(a^2 + b^2 + L^2)}$ όπου

a είναι μία σταθερά ποσοτικοποίησης των λαθών του οργάνου και της τοποθέτησής του (τυπικά 1-7 mm), b είναι ένα συστηματικό λάθος που εξαρτάται από το μήκος (συνήθως 0.2-5 mm), και L είναι το μήκος της γραμμής. Σε πολλές περιοχές η τεχνική του EDM έχει αντικατασταθεί από το GPS σαν το κύριο σύστημα παρακολούθησης της ηφαιστειακής παραμόρφωσης. Ωστόσο, οι μετρήσεις με EDM χρησιμοποιούνται ακόμα, ειδικά στις αναπτυσσόμενες χώρες, όπου προτιμούνται απλές και πιο φθηνές τεχνικές.

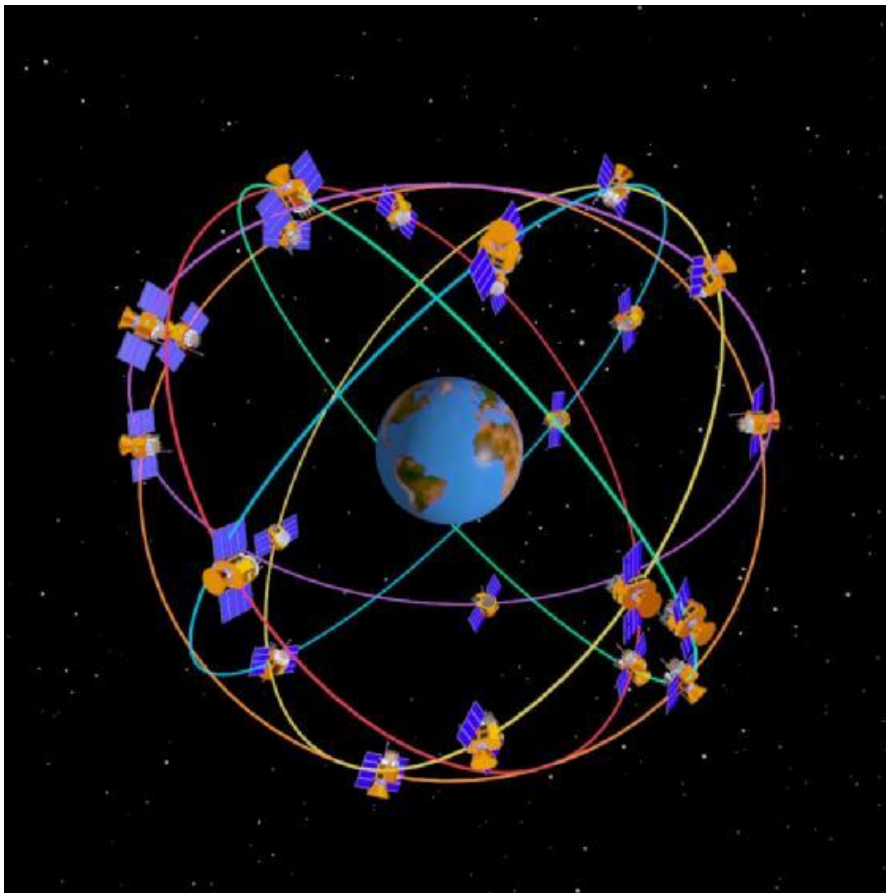


Εικόνα 4 - Λειτουργία EDM.

8.2.2 Global Positioning System (GPS)

Το παγκόσμιο σύστημα προσδιορισμού γεωγραφικής θέσης ή GPS (Global Positioning System) είναι ένα σύστημα ράδιο-πλοήγησης, το οποίο αποτελείται από ένα δίκτυο 24 δορυφόρων και από επίγειους σταθμούς καταμετρημένους σε όλο τον κόσμο. Οι δορυφόροι βρίσκονται σε ύψος περίπου 20 χιλιομέτρων από την επιφάνεια της γης και περιφέρονται γύρω από τη γη ακολουθώντας έξη διαφορετικές τροχιές. Κινούνται με ταχύτητα περίπου 2,6 χλμ. το δευτερόλεπτο, διαγράφοντας μέσα σε ένα εικοσιτετράωρο, δύο πλήρεις κύκλους γύρω από τη γη. Οι δορυφόροι αυτοί αναφέρονται και σαν NAVSTAR δορυφόροι και ο πρώτος GPS δορυφόρος εκτοξεύτηκε το Φεβρουάριο του 1978. Κάθε δορυφόρος

ζυγίζει περίπου 1 τόνο και το μήκος του, όταν τα πλαίσια με τα ηλιακά φωτοστοιχεία είναι ανοικτά, φθάνει περίπου στα 5 μέτρα. Η ισχύς μετάδοσης των σημάτων είναι το πολύ 50 Watt. Κάθε δορυφόρος μεταδίδει σήματα σε τρεις συχνότητες από τις οποίες μόνο μία (αυτή στα 1575,42 MHz) χρησιμοποιείται για τους πολίτες, γνωστή και ως "L1". Οι άλλες δύο συχνότητες χρησιμοποιούνται για στρατιωτικούς σκοπούς. Η διάρκεια ζωής κάθε δορυφόρου υπολογίζεται σε 10 περίπου έτη. Κάθε τόσο κατασκευάζονται νέοι δορυφόροι για να αντικαταστήσουν τους παλιούς.



Εικόνα 5 - Διαφορετικές τροχιές των δορυφόρων του συστήματος GPS.

Το GPS χρησιμοποιεί τους 24 δορυφόρους και τους επίγειους σταθμούς ως σημεία αναφοράς για να υπολογίσει τη θέση που βρισκόμαστε με ακρίβεια λίγων μέτρων. Σήμερα, υπάρχουν εξελιγμένα GPS συστήματα, όπως το Differential GPS, το Augmented GPS κ.ά., τα οποία μπορούν να φθάσουν σε ακρίβεια καλύτερη του ενός μέτρου. Έτσι, ουσιαστικά είναι σαν να δίνουμε σε κάθε τετραγωνικό μέτρο του πλανήτη μας μία μοναδική διεύθυνση.

8.2.2.1 Τα μέρη του συστήματος GPS

Ο δέκτης GPS (Εικόνα 6) είναι μια συσκευή-όργανο πολύ υψηλής τεχνολογίας που μπορεί να συντονίζεται πάνω σε δυο βασικές συχνότητες. Ένας δέκτης χωρίζεται σε δυο βασικά μέρη που είναι η κεραία και ο κυρίως δέκτης. Η κεραία συνήθως περιλαμβάνει και τον προενισχυτή του σήματος και μπορεί να είναι εξωτερική (ανεξάρτητη μονάδα συνδεδεμένη με τον κυρίως δέκτη μέσω καλωδίου) ή εσωτερική ώστε όλο το σύστημα δέκτης-κεραία να είναι μια συμπαγής συσκευή. Ο κυρίως δέκτης αποτελείται από διάφορα επιμέρους τμήματα: το τμήμα των ραδιοσυχνοτήτων, τους διαύλους (κανάλια) παρακολούθησης του δορυφορικού σήματος με τους βρόγχους παρακολούθησης, τον μικροεπεξεργαστή και τη μονάδα επικοινωνίας με τον χρήστη.



Εικόνα 6 - Δέκτης GPS της εταιρίας TOPCON.

Οι δέκτες του συστήματος GPS λαμβάνουν τα σήματα των δορυφόρων και στη συνέχεια υπολογίζουν την απόσταση μεταξύ δορυφόρου-δέκτη είτε με τη μέτρηση ψευδοαποστάσεων (χρήση κώδικα) είτε με τη μέτρηση της διαφοράς φάσης της φέρουσας συχνότητας μεταξύ δορυφόρου-δέκτη, δηλαδή ανάλογα με τη μέθοδο μέτρησης που θα χρησιμοποιήσουμε.

Η κεραία λαμβάνει το αρκετά εξασθενημένο δορυφορικό σήμα από όλους τους ορατούς δορυφόρους, το ενισχύει με τον προενισχυτή και το διοχετεύει εσωτερικά στο δέκτη για περαιτέρω επεξεργασία. Η κεραία μετατρέπει στην ουσία την ενέργεια των ηλεκτρομαγνητικών κυμάτων σε ηλεκτρικό ρεύμα, δηλαδή μετατρέπει τα δορυφορικά ηλεκτρομαγνητικά σήματα σε ηλεκτρικά σήματα. Αν η κεραία είναι εξωτερική συνδέεται με ένα ειδικό καλώδιο με τον κυρίως δέκτη ή χωρίς καλώδιο με ασύρματη επικοινωνία Bluetooth).

Οι κεραίες είναι μικρών διαστάσεων, μικρού βάρους και συνήθως πολυκατευθυντήριες για λήψη σημάτων από όλες τις διευθύνσεις. Διακρίνονται σε διάφορους τύπους, με πιο διαδεδομένο για τις γεωδαιτικές και τοπογραφικές εφαρμογές τον τύπο των 'μικρολωρίδων' (microstrip), που έχουν και το πλεονέκτημα καλής λήψης σημάτων από δορυφόρους χαμηλά στον ορίζοντα. Σχεδιάζονται έτσι ώστε να μπορούν να λαμβάνουν είτε το σήμα στην L1 (δέκτες μιας συχνότητας) είτε και στην L2 (δέκτες δυο συχνοτήτων). Οι γεωδαιτικοί δέκτες έχουν τη δυνατότητα λήψης και στις δυο συχνότητες. Για τη σωστή λήψη των δορυφορικών σημάτων οι κεραίες δεν πρέπει να επισκιάζονται από γειτονικά αντικείμενα, όπως μεγάλα κτίρια, δέντρα κλπ. Στις περιπτώσεις αυτές δημιουργούνται πολλαπλές διαδρομές του σήματος εξαιτίας της ανάκλασης του στις γειτονικές επιφάνειες με αποτέλεσμα τη δημιουργία σημαντικών σφαλμάτων στις παρατηρήσεις (σφάλμα πολυανάκλασης, multipath error). Παρόμοια επίδραση δημιουργεί και η επιφάνεια του εδάφους κάτω από την κεραία, ωστόσο το σφάλμα αυτό είναι δύσκολο να απαλειφθεί. Για την περίπτωση των ανακλάσεων του σήματος κάτω από το έδαφος οι κεραίες ανθίστανται ικανοποιητικά.

Ιδιαίτερα ανθεκτικές στις πολυανακλάσεις είναι οι κεραίες που συνδυάζονται με μια διάταξη βάσης σπειροειδών δακτυλίων (choke ring), διαθέτουν προστατευτικό θόλο (dome, radome), στοιχίζουν πολλαπλάσια από μια κοινή κεραία και χρησιμοποιούνται κυρίως στους μόνιμους σταθμούς (Εικόνα 7).



Εικόνα 7 - Κεραία δαχτυλιδίων (choke ring).

Άλλα βασικά χαρακτηριστικά μιας κεραίας είναι η ευαισθησία στη λήψη σημάτων διαφορετικής διεύθυνσης (gain pattern) και διαφορετικής γωνίας ύψους, καθώς και η σταθερότητα του κέντρου φάσης, δηλαδή του ηλεκτρικού κέντρου αναφοράς των μετρήσεων, τόσο για την L1 όσο και για την L2 συχνότητα. Το ηλεκτρικό με το μηχανικό μέρος μιας κεραίας δεν ταυτίζονται. Οι πιθανές συστηματικές αποκλίσεις του κέντρου φάσης από το γεωμετρικό ή μηχανικό κέντρο της κεραίας πρέπει να είναι γνωστές στις γεωδαιτικές εφαρμογές υψηλής ακρίβειας. Στην πράξη έχουν παρατηρηθεί αποκλίσεις μέχρι και ένα εκατοστό. Κεραίες του ίδιου κατασκευαστή έχουν την ίδια συμπεριφορά στη μεταβολή του κέντρου φάσης και έτσι οι επιδράσεις ελαχιστοποιούνται εάν οι κεραίες προσανατολίζονται στην ίδια περίπου κατεύθυνση, π.χ. πάντα προς το βορρά. Απαιτείται, λοιπόν, προσοχή όταν σε μια εργασία υψηλής ακρίβειας χρησιμοποιούνται δέκτες διαφορετικών εταιριών.



Εικόνα 8 - Συστοιχία από κεραίες GPS.

Το πρώτο τμήμα του δέκτη που αναλαμβάνει την επεξεργασία του εισερχόμενου δορυφορικού σήματος, μετά την προενίσχυση, είναι το τμήμα των ραδιοσυχνοτήτων (RF section), το οποίο περιλαμβάνει διάφορες διατάξεις όπως είναι οι ταλαντωτές ή ρολόγια χαλαζιακού τύπου για την παραγωγή των ημιτονοειδών σημάτων αναφοράς, οι πολλαπλασιαστές για τη δημιουργία μεγαλύτερων συχνοτήτων, τα φίλτρα για την απομάκρυνση ανεπιθύμητων συχνοτήτων και οι μίκτες για τον πολλαπλασιασμό δυο διαφορετικών σημάτων και οι βρόγχοι παρακολούθησης και εξαγωγής μετρήσεων. Η βασική παρέμβαση του τμήματος των ραδιοσυχνοτήτων είναι η μετατροπή της συχνότητας του εισερχόμενου σήματος σε μικρότερη συχνότητα για να είναι εύκολα διαχειρίσιμο από το δέκτη.

Ο μικροεπεξεργαστής του δέκτη ελέγχει όλες τις λειτουργίες του, από τον εγκλωβισμό των δορυφόρων και την επεξεργασία του σήματος μέχρι τον υπολογισμό της θέσης σε πραγματικό χρόνο και την επικοινωνία με το χρήστη. Εκτελείται κάθε φορά που ο δέκτης τίθεται σε λειτουργία. Είναι σαφές ότι ένας καλός και ταχύς μικροεπεξεργαστής, εγγυάται την καλή λειτουργία του δέκτη και προσφέρει σημαντικά πλεονεκτήματα.

Η πηγή τροφοδοσίας του δέκτη είναι πάντοτε κάποιου είδους μπαταρίες (συνεχές ηλεκτρικό ρεύμα, DC) και κατά περίπτωση και μετασχηματιστής για τροφοδοσία από μια πηγή εναλλασσόμενου ρεύματος (AC). Πολλές εταιρίες δεκτών προσφέρουν δικές τους μπαταρίες και ειδικά καλώδια συνδέσεων. Η διάρκεια των παρατηρήσεων με μπαταρίες είναι των μερικών ωρών. Κατά τη διάρκεια των παρατηρήσεων είναι δυνατή η αλλαγή ή προσθήκη επιπλέον μπαταριών χωρίς να διακόπτονται οι παρατηρήσεις.

Η μονάδα αποθήκευσης δεδομένων (παρατηρήσεις και άλλα δεδομένα ή πληροφορίες που εισάγονται από τον χρήστη όπως ύψος κεραίας) είναι στην ουσία μνήμη κάποιου τύπου, και ο σκληρός δίσκος ενός υπολογιστή όταν υπάρχει σύνδεση. Η χωρητικότητα της μνήμης αρκεί για πολλές ώρες παρατηρήσεων έως και μερικούς μήνες ανάλογα με τον τύπο μνήμης και την εφαρμογή του GPS. Το κατέβασμα των δεδομένων σε ένα PC είναι μια απλή διαδικασία (μέσω ειδικού ή όχι προγράμματος και σύνδεση με θύρες επικοινωνίας τύπου COM, USB).

8.2.2.2 Πως λειτουργεί το GPS

Παρακάτω περιγράφεται η λειτουργία του GPS σε πέντε βήματα:

1ο βήμα- Διαδικασία “τριγωνισμού” (triangulation) από τους δορυφόρους.

2ο βήμα- Μέτρηση απόστασης από τους δορυφόρους χρησιμοποιώντας τον χρόνο μετάδοσης των ράδιο-σημάτων.

3ο βήμα- Συγχρονισμός ρολογιών δέκτη - δορυφόρου.

4ο βήμα- Εύρεση θέσης των δορυφόρων στον ουρανό.

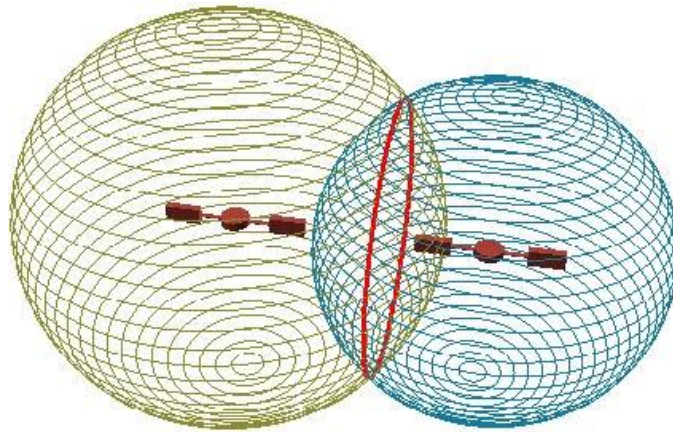
5ο βήμα- Διόρθωση καθυστερήσεων στις οποίες υπόκειται το σήμα καθώς αυτό μεταδίδεται μέσω της ατμόσφαιρας και αντανακλάται σε διάφορα εμπόδια στην επιφάνεια της γης.

Βήμα 1: Τριγωνισμός από τους δορυφόρους

Αν και φαίνεται περίεργο, η βασική ιδέα στην οποία στηρίζεται το GPS είναι η χρήση δορυφόρων στο διάστημα για τον προσδιορισμό σημείων πάνω στη γη. Πράγματι, μετρώντας με πολύ μεγάλη ακρίβεια την απόσταση που έχουμε από τρεις δορυφόρους μπορούμε να “τριγωνοποιήσουμε” τη θέση μας οπουδήποτε πάνω στη γη. Προς το παρόν θα εξετάσουμε γεωμετρικά, πώς η μέτρηση των αποστάσεων από τρεις δορυφόρους καθορίζει με ακρίβεια τη θέση μας.

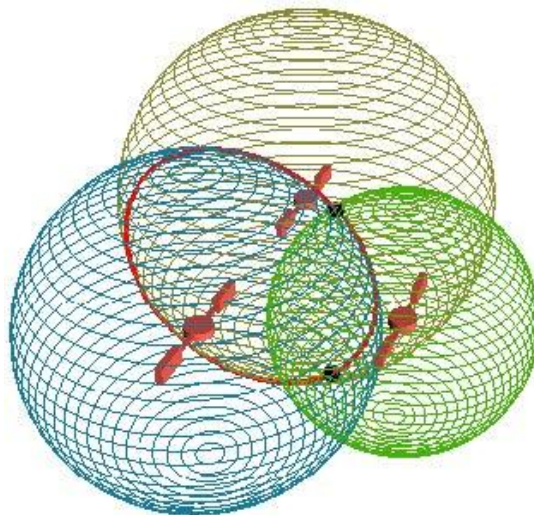
Ας υποθέσουμε ότι μετράμε την απόσταση που έχουμε από έναν δορυφόρο και βρίσκουμε ότι αυτή είναι 17.000 χλμ. Γνωρίζοντας ότι βρισκόμαστε 17.000 χλμ. μακριά από ένα συγκεκριμένο δορυφόρο, οι πιθανές θέσεις που θα μπορούσαμε να είμαστε στο σύμπαν περιορίζονται στην επιφάνεια μιας σφαίρας με κέντρο το δορυφόρο και ακτίνα την απόσταση από αυτόν.

Κατόπιν, μετράμε την απόστασή μας από ένα δεύτερο δορυφόρο και βρίσκουμε ότι αυτή είναι 20.000 χλμ. Αυτό μας λέει ότι, εκτός από την επιφάνεια της πρώτης σφαίρας βρισκόμαστε επίσης και στην επιφάνεια μιας δεύτερης σφαίρας, η οποία ως κέντρο έχει το δεύτερο δορυφόρο και ακτίνα την απόσταση που απέχουμε από αυτόν. Δηλαδή, με άλλα λόγια, βρισκόμαστε κάπου στην τομή των δύο αυτών σφαιρών. Επειδή όμως η τομή δυο σφαιρών σχηματίζει κύκλο, ουσιαστικά βρισκόμαστε κάπου επάνω στην περιφέρεια ενός κύκλου (Εικόνα 9).



Εικόνα 9 - Η τομή δύο σφαιρών που αντιστοιχούν στους δορυφόρους A και B.

Εάν πάρουμε και μία ακόμη μέτρηση από έναν τρίτο δορυφόρο, τότε εκτός από τον κύκλο που σχηματίζεται από την τομή των δύο πρώτων σφαιρών, βρισκόμαστε και στην επιφάνεια μιας τρίτης σφαίρας, η οποία ως κέντρο έχει τον τρίτο δορυφόρο και ακτίνα την απόσταση που απέχουμε από αυτόν. Επειδή όμως η επιφάνεια μιας σφαίρας τέμνεται με την περιφέρεια ενός κύκλου σε δύο μόνο σημεία, ουσιαστικά βρισκόμαστε επάνω στα δύο αυτά σημεία (Εικόνα 10).



Εικόνα 10 - Η τομή των τριών σφαιρών που αντιστοιχούν στους δορυφόρους A,B,C.

Έτσι, με τρεις δορυφόρους μπορούμε να περιορίσουμε τη θέση μας σε ακριβώς δύο σημεία. Για να αποφασίσουμε ποιο από τα δύο αυτά σημεία είναι η

πραγματική μας θέση, θα μπορούσαμε να κάνουμε και μία τέταρτη μέτρηση. Αλλά, συνήθως είναι προφανές, ότι αποκλείεται να βρισκόμαστε σε ένα από τα δύο σημεία (είτε γιατί αυτό βρίσκεται στο άλλο ημισφαίριο, είτε γιατί αυτό βρίσκεται πολύ μακριά από τη γη) και έτσι μπορούμε να το απορρίψουμε χωρίς να κάνουμε καμία επιπλέον μέτρηση.

Βήμα 2: Μετρώντας την απόσταση από έναν δορυφόρο

Στην προηγούμενη παράγραφο, είδαμε πώς μπορούμε να προσδιορίσουμε τη θέση μας γνωρίζοντας την απόσταση που έχουμε από τρεις τουλάχιστον δορυφόρους. Αλλά πώς γίνεται να μετρήσουμε την απόσταση από ένα δορυφόρο, ο οποίος περιφέρεται στο διάστημα γύρω από τη γη; Αυτό επιτυγχάνεται μετρώντας το χρόνο που χρειάζεται ένα ραδιο-σήμα να φθάσει από το δορυφόρο στο δέκτη. Ο χρόνος αυτός πολλαπλασιαζόμενος με την ταχύτητα μετάδοσης του ραδιο-σήματος (ως ηλεκτρομαγνητικό σήμα, η ταχύτητά του ισούται με την ταχύτητα του φωτός, δηλ. περίπου με 300.000 χλμ. το δευτερόλεπτο) μας δίνει, σύμφωνα με το μαθηματικό τύπο (1), την απόσταση που απέχει ο δορυφόρος από το δέκτη.

$$\text{Απόσταση} = \text{Ταχύτητα} \times \text{Χρόνος} \quad (1)$$

Συγκεκριμένα, ο χρόνος αυτός μπορεί να είναι πάρα πολύ μικρός (π.χ. 0,06 δευτ.), ειδικά αν ο δορυφόρος βρίσκεται κοντά μας. Έτσι, χρειαζόμαστε ρολόγια με μεγάλη ακρίβεια.

Βήμα 3: Επιτυγχάνοντας τον τέλειο συγχρονισμό

Εάν η μέτρηση του χρόνου μετάδοσης ενός ραδιο-σήματος είναι το κλειδί για να μετρηθεί η ακριβής απόσταση από τους δορυφόρους, τότε τα χρονόμετρά μας θα πρέπει να είναι υπερβολικά ακριβή, ώστε να είναι τέλεια συγχρονισμένα. Μία λανθασμένη χρονομέτρηση, έστω και ενός χιλιοστού του δευτερολέπτου, με την ταχύτητα του φωτός, μεταφράζεται σε 300 χλμ. σφάλμα.

Στους δορυφόρους, η χρονομέτρηση είναι σχεδόν τέλεια ,επειδή αυτοί διαθέτουν ρολόγια μεγάλης ακρίβειας, τα ατομικά ρολόγια. Εάν οι δέκτες μας είχαν και αυτοί ατομικά ρολόγια τότε δεν θα υπήρχε κανένα πρόβλημα χρονικού συγχρονισμού μεταξύ των δορυφόρων και των δεκτών. Σε αυτή την περίπτωση

όμως, το GPS θα ήταν μία τεχνολογία που δε θα είχε μεγάλη εφαρμογή, λόγω υπερβολικού κόστους. Το τέχνασμα που βρήκαν οι σχεδιαστές του GPS είναι να γίνεται μία επί πλέον μέτρηση απόστασης από ένα τέταρτο δορυφόρο. Η τέταρτη μέτρηση θεωρείται μία από τις θεμελιώδεις λειτουργίες του GPS, εφ' όσον με αυτό τον τρόπο κάθε GPS δέκτης συγχρονίζεται με τον παγκόσμιο χρόνο. Με τη λήψη μιας επί πλέον δορυφορικής μέτρησης και με λίγη άλγεβρα ένας GPS δέκτης μπορεί να απαλείψει οποιεσδήποτε ανακρίβειες που πιθανόν να υπάρχουν στο ρολόι του.

Βήμα 4: Βρίσκοντας τη θέση των δορυφόρων στον ουρανό

Εκτός από την απόσταση από ένα δορυφόρο, ένας δέκτης πρέπει να ξέρει την ακριβή θέση του δορυφόρου στον ουρανό. Μέχρι τώρα έχουμε υποθέσει ότι γνωρίζουμε πού βρίσκονται οι GPS δορυφόροι και έτσι μπορούμε να τους χρησιμοποιήσουμε ως σημεία αναφοράς. Αλλά, πώς εμείς ξέρουμε πού ακριβώς βρίσκονται αυτοί όταν περιφέρονται στο διάστημα περίπου 20.000 χλμ. μακριά από τη γη;

Το ύψος των 20.000 χλμ. προσφέρει αρκετά πλεονεκτήματα στις τροχιές των δορυφόρων. Ένα από τα πλεονεκτήματα αυτά είναι ότι στο ύψος αυτό δεν υπάρχει ατμόσφαιρα, οπότε δεν υπάρχει αντίσταση στην κίνηση του δορυφόρου από τον αέρα. Επίσης, ο χρόνος ζωής των δορυφόρων αυξάνεται και μπορούν, σε αυτό το ύψος, να τεθούν εύκολα σε σταθερή τροχιά με απλά μαθηματικά.

Η Πολεμική Αεροπορία των Ηνωμένων Πολιτειών έχει θέσει κάθε GPS δορυφόρο σε τροχιά με πολύ μεγάλη ακρίβεια. Οι GPS δέκτες, που βρίσκονται στο έδαφος, έχουν ένα ημερολόγιο (almanac) στους υπολογιστές τους, στο οποίο καταχωρούνται δεδομένα σχετικά με τα ακριβή σημεία στα οποία βρίσκονται οι δορυφόροι στον ουρανό. Οι βασικές τροχιές είναι αρκετά ακριβείς, αλλά για να γίνονται όλα σωστά οι GPS δορυφόροι ελέγχονται συνεχώς από το Υπουργείο Άμυνας, το οποίο χρησιμοποιεί ραντάρ μεγάλης ακρίβειας για να ελέγχει το ακριβές ύψος κάθε δορυφόρου, τη θέση και την ταχύτητά του. Ελέγχονται τα σφάλματα, τα οποία προκαλούνται από τα πεδία βαρύτητας της σελήνης και του ήλιου και από την πίεση της ηλιακής ακτινοβολίας στους δορυφόρους. Τα σφάλματα αυτά, συνήθως, είναι πολύ μικρά αλλά εάν θέλουμε να έχουμε μεγάλη ακρίβεια πρέπει αυτά να ληφθούν υπόψη.

Όταν ανιχνευτεί κάποιο σφάλμα στα δεδομένα που στέλνει ο δορυφόρος στη γη, μετράει την ακριβή θέση του στον ουρανό και μεταδίδει την πληροφορία αυτή στον δορυφόρο. Ο δορυφόρος διορθώνει τα δικά του δεδομένα και τα περιλαμβάνει στα ραδιο-σήματα που μεταδίδει. Έτσι, το σήμα κάθε δορυφόρου δεν περιέχει μόνο έναν ψευδο-τυχαίο κώδικα συγχρονισμού. Αυτό μεταφέρει, επίσης, πληροφορίες ημεροδεικτών σχετικές με την ακριβή τροχιακή θέση του (ephemeris).

Ακολούθως, ο GPS δέκτης ενημερώνει συνεχώς το ημερολόγιό του (almanac), καθώς λαμβάνει αυτές τις πληροφορίες και κατόπιν τις χρησιμοποιεί για να καθορίσει την ακριβή θέση του δορυφόρου.

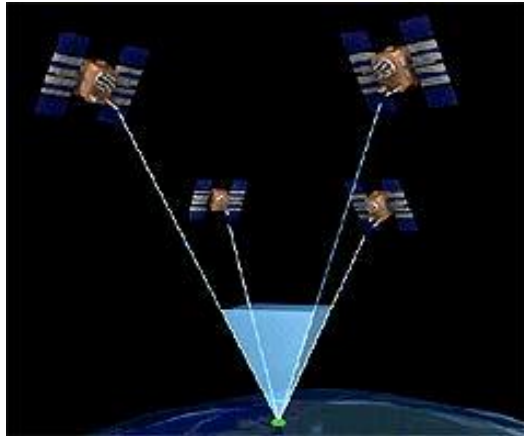
Βήμα 5: Διόρθωση Λαθών

Μέχρι τώρα έχουμε μεταχειριστεί τους υπολογισμούς στο GPS πολύ αφηρημένα. Στην πραγματικότητα, υπάρχουν αρκετά πράγματα που μπορούν να συμβούν σε ένα GPS σήμα, τα οποία μπορούν να το αλλοιώσουν ή να του αλλάξουν την πορεία. Ένας καλός GPS δέκτης, για να αξιοποιήσει στο μέγιστο τις δυνατότητες του συστήματος, θα πρέπει να λάβει υπόψη ένα πλήθος λαθών που ενδεχομένως προκύπτουν.

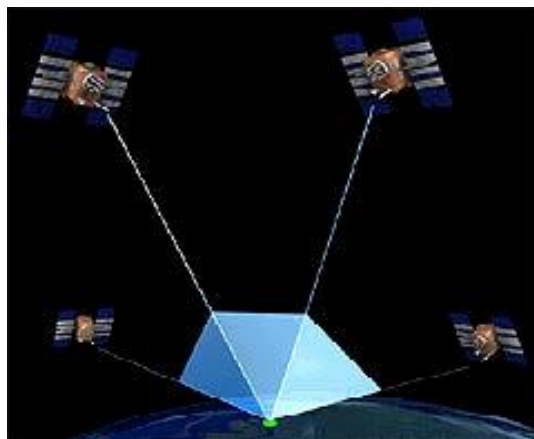
Ένας σημαντικός παράγοντας, ο οποίος καθορίζει την ακρίβεια στις μετρήσεις ενός δέκτη, είναι η γεωμετρία που έχει η ομάδα των δορυφόρων από την οποία δέχεται ο δέκτης τα σήματα. Ένας δείκτης της ποιότητας της γεωμετρίας του δορυφορικού αστερισμού είναι η "Γεωμετρική Απώλεια της Ακρίβειας" ή GDOP (Geometric Dilution of Precision). Το GDOP εξαρτάται από το πλήθος των δορυφόρων που χρησιμοποιούνται για τις μετρήσεις. Βασικά, όμως, εξαρτάται από τη θέση των δορυφόρων, δηλαδή από το ύψος και τη θέση που βρίσκονται αυτοί στον ουρανό. Αυτό αναφέρεται συχνά και ως γεωμετρία των δορυφόρων.

Ανάλογα με τη γεωμετρία που έχουν οι δορυφόροι, είναι δυνατόν να αυξηθεί ή να ελαττωθεί το λάθος θέσης στις μετρήσεις. Μία μεγάλη γωνία μεταξύ των δορυφόρων χαμηλώνει το GDOP, και παρέχει μία καλύτερη μέτρηση. Αντίθετα, μία μικρή γωνία μεταξύ των δορυφόρων δίνει υψηλότερο GDOP (κακή γεωμετρία δορυφόρων) με αποτέλεσμα οι μετρήσεις να είναι χειρότερες. Εάν ο δέκτης επιλέξει δορυφόρους οι οποίοι είναι ευρέως διασκορπισμένοι στον ουρανό τότε το GDOP είναι χαμηλό, ενώ αν επιλέξει δορυφόρους οι οποίοι βρίσκονται κοντά ο ένας στον

άλλον, τότε το GDOP είναι υψηλό (Εικόνες 11 & 12). Οι καλοί δέκτες προσδιορίζουν τους δορυφόρους που θα δώσουν το χαμηλότερο GDOP.



Εικόνα 11 - Οι θέσεις των δορυφόρων σε υψηλό GDOP.



Εικόνα 12 - Οι θέσεις των δορυφόρων σε χαμηλό GDOP.

Τέλος, το GDOP ή DOP (Dilution of precision) είναι ένα μέτρο της ποιότητας των δεδομένων που λαμβάνονται από τους δορυφόρους και μετρά τη συνολική απόκλιση από την πραγματική θέση ενός GPS συστήματος. Μία αποδεκτή τιμή του GDOP είναι μικρότερη από 5.

9. ΓΕΩΔΑΙΤΙΚΕΣ ΜΕΤΡΗΣΕΙΣ ΑΠΟ ΤΟ ΗΦΑΙΣΤΕΙΟ ΤΗΣ ΣΑΝΤΟΡΙΝΗΣ

9.1 Ροή μάγματος και εδαφικές παραμορφώσεις στο ηφαίστειο της Σαντορίνης

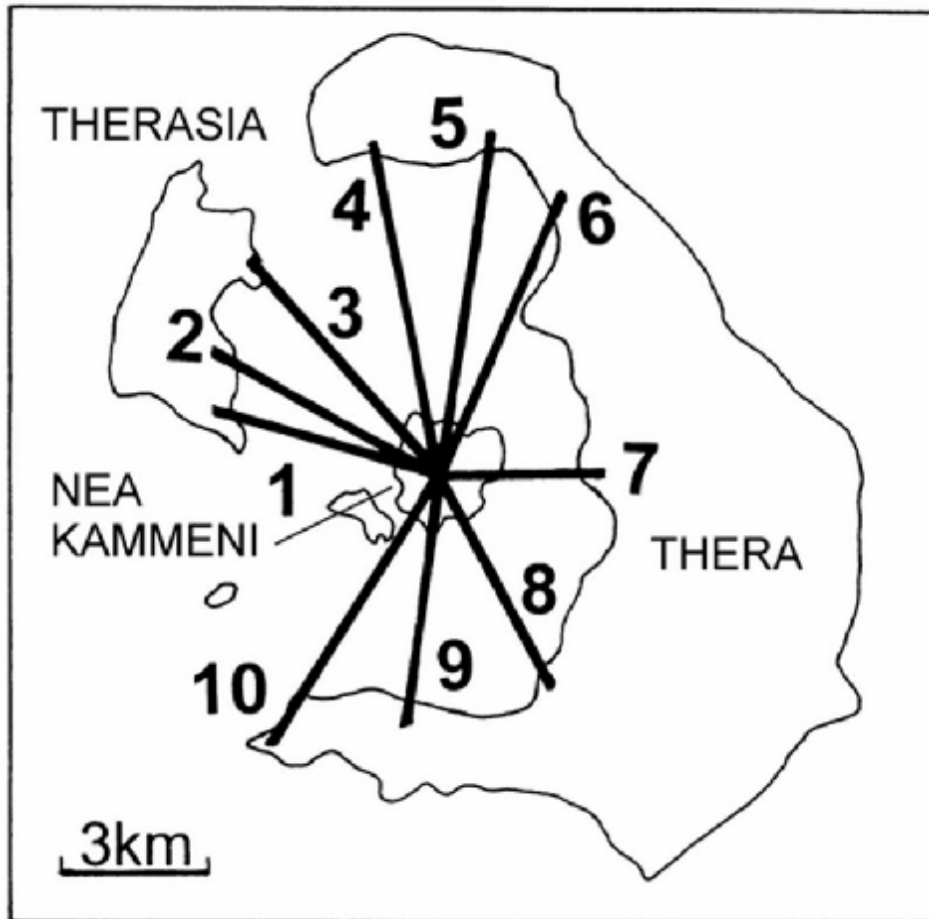
Η ηφαιστειακή δραστηριότητα στη Σαντορίνη ήταν σε πολλές περιπτώσεις συνδεδεμένη με εδαφικές παραμορφώσεις, καθιζήσεις και ανυψώσεις. Τα καλύτερα παραδείγματα ήταν ο σχηματισμός κατά την ιστορική εποχή, των ενδοκαλδερικών νησίδων της Νέας Καμένης και της Παλαιάς Καμένης. Την τελευταία χιλιετία, η ηφαιστειακή δραστηριότητα στη Σαντορίνη ήταν περιορισμένη στην καλδέρα (Druitt and Francaviglia, 1992; Fytikas et al., 1990) και οποιεσδήποτε μαγματικές κινήσεις θα προκαλούσαν γεωδαιτικά παρατηρούμενες αλλαγές στις αποστάσεις μεταξύ σημείων της καλδέρας.

Για το λόγο αυτό, ένα γεωδαιτικό σύστημα παρακολούθησης, που στοχεύει σε μια πρώιμη αναγνώριση μιας μελλοντικής διαστολής της καλδέρας σαν αποτέλεσμα μαγματικής διόγκωσης, εγκαταστάθηκε το 1994 στα πλαίσια ενός διεπιστημονικού προγράμματος για την επιτήρηση του ηφαιστείου στο πλαίσιο του προγράμματος DG XII Environment Project της Ευρωπαϊκής Ένωσης και του Ινστιτούτου Μελέτης και Παρακολούθησης του ηφαιστείου της Σαντορίνης.

9.1.2 Το γεωδαιτικό σύστημα

Η τοπογραφία του νησιωτικού συμπλέγματος της Σαντορίνης, μια σχεδόν κυκλική καλδέρα με τοιχώματα ακτίνας 3 - 6 km , ήταν ιδανική για την τοποθέτηση ενός ακτινικού EDM γεωδαιτικού δικτύου αφιερωμένο στον προσδιορισμό των αλλαγών μήκους των βασικών γραμμών. Ένας κεντρικός σταθμός εγκαταστάθηκε στη Νέα Καμένη και δέκα περιφερειακοί σταθμοί, αριθμούμενοι από το 1 μέχρι το 10, εγκαταστάθηκαν στα τοιχώματα της καλδέρας στη Θήρα και στη Θηρασιά, με βασικές γραμμές αριθμημένες από το 1 μέχρι το 10 (Εικόνα 13, Stiros and Chasapis, 2003). Το δίκτυο αυτό έχει μια σχεδόν ομοιόμορφη και αζιμουθιακή κατανομή και μπορεί

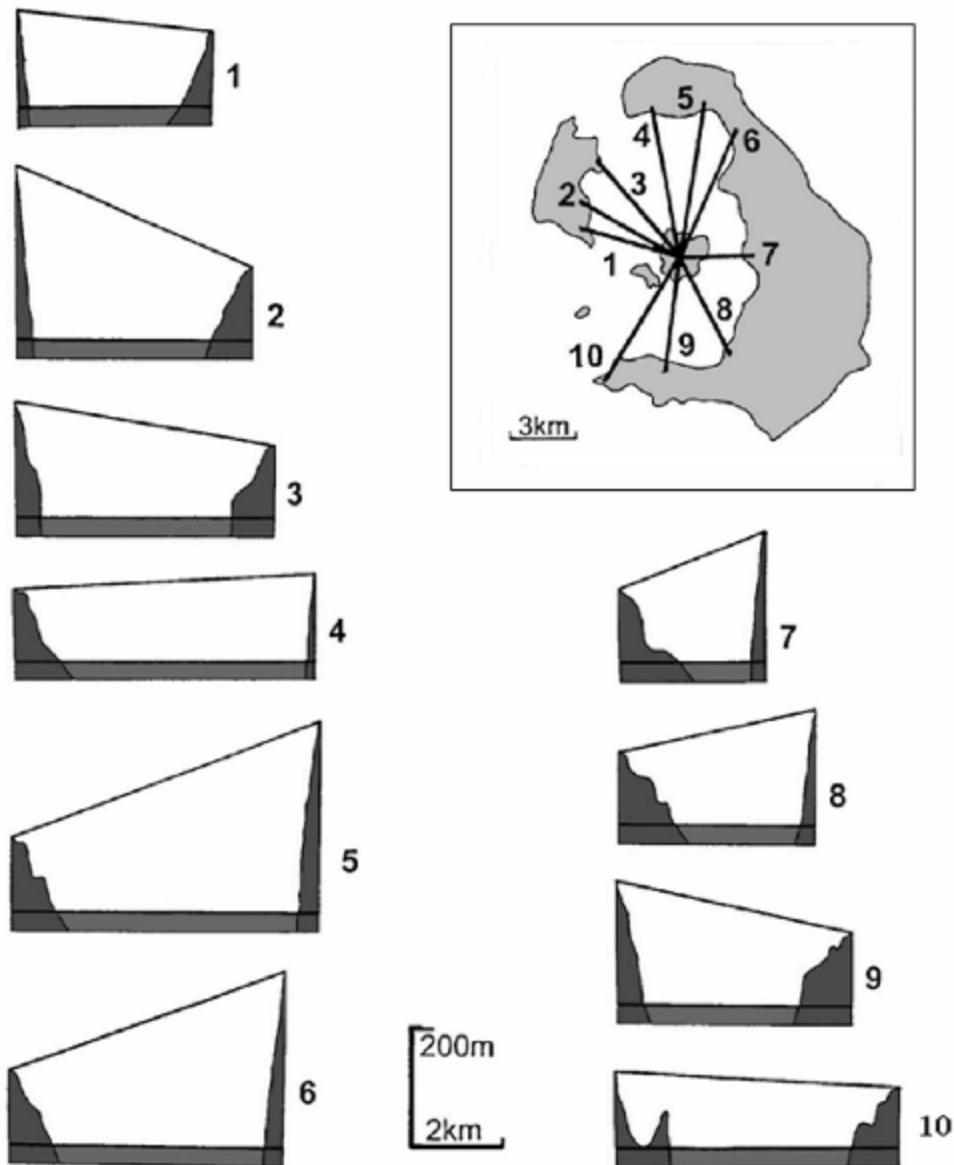
εύκολα να ελέγχει τις αλλαγές στο μήκος των βασικών γραμμών, οι οποίες θα μπορούσαν να αντικατοπτρίζουν διαδικασίες πιθανής διόγκωσης της καλδέρας.



Εικόνα 13 - Οι βασικές γραμμές μέτρησης του δικτύου EDM για τη γεωδαιτική παρακολούθηση του ηφαιστείου.

Όλοι οι σταθμοί του δικτύου αναφέρονται σε βάθρα του Εθνικού Γεωδαιτικού Δικτύου, τα οποία είχαν εγκατασταθεί κυρίως τη δεκαετία του 1960, ενώ ελήφθη μέριμνα ώστε οι πυλώνες που επιλέχτηκαν να στηρίζονται σε σταθερό έδαφος (ενοποιημένα αποθέματα ελαφρόπετρας, μάζες σταθερού βράχου), έτσι ώστε να αντιπροσωπεύουν την κινηματική και την παραμόρφωση μιας ευρύτερης περιοχής. Τα μήκη των βασικών γραμμών ποικίλλουν μεταξύ των 3.2 μέχρι 6.7 km και εξ αιτίας της σχεδόν ομοιόμορφης τοπογραφίας (απότομοι γκρεμοί στα τοιχώματα της καλδέρας σε υψόμετρο 100-300 m πάνω από το επίπεδο της θάλασσας, ο

κεντρικός σταθμός τοποθετημένος σε μια κορυφή) όλες οι βασικές γραμμές διασχίζουν ένα σχεδόν ομοιόμορφο μέσο, μάλλον ελεύθερο από διαταραχές της ατμόσφαιρας κοντά στο έδαφος ή στο νερό (το μονοπάτι των ακτινών των βασικών γραμμών είναι πρακτικά πάνω από 100 m πάνω από το επίπεδο της θάλασσας ή το έδαφος (Εικόνα 14, Stiros and Chasapis, 2003).



Εικόνα 14 - Το μονοπάτι των ακτινών των βασικών γραμμών μέτρησης.

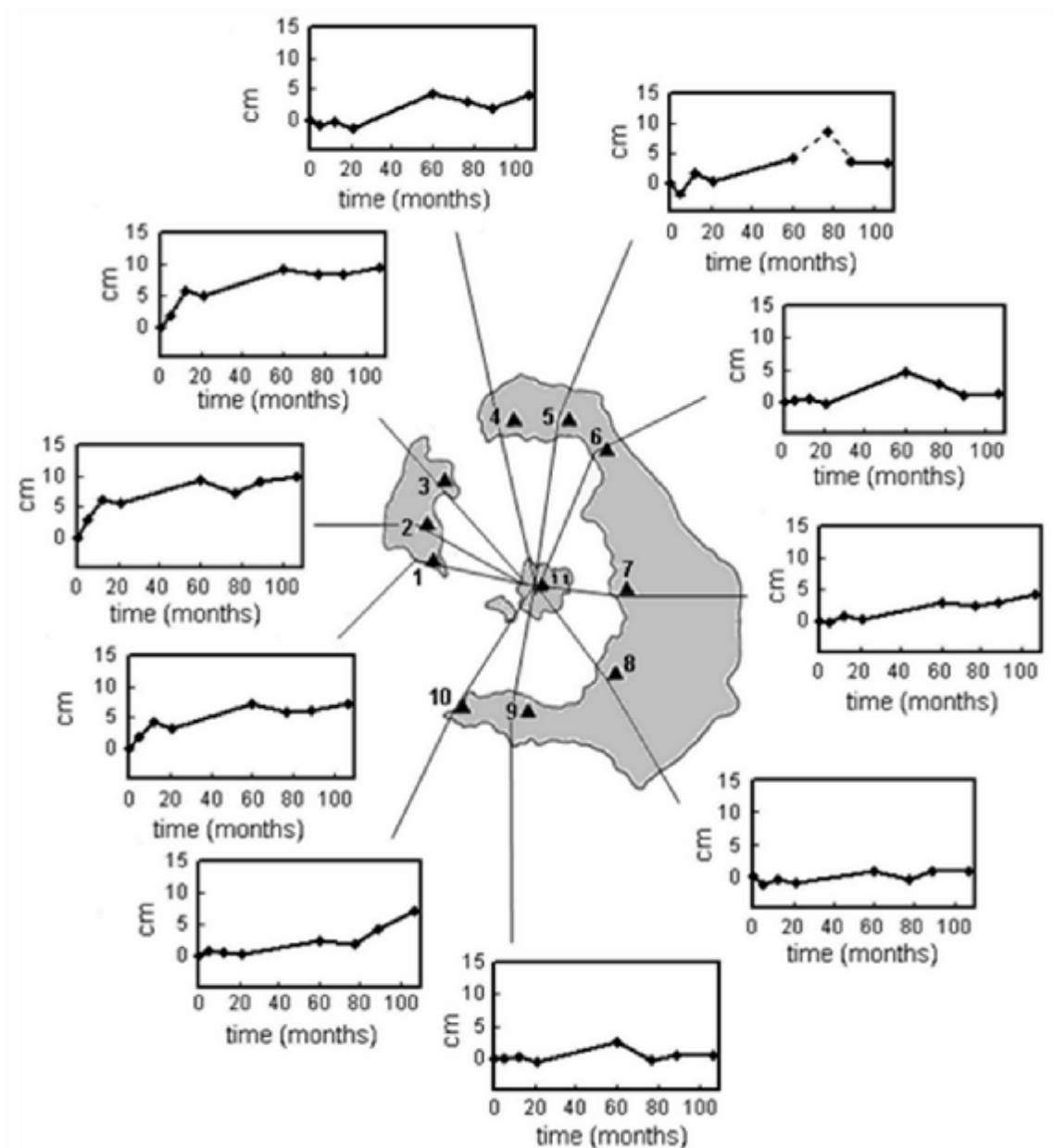
9.1.3 Διαδικασία μετρήσεων με EDM και αποτελέσματα

Ανάμεσα στον Ιούνιο του 1994 και τον Μάιο του 2003 πραγματοποιήθηκαν οχτώ περίοδοι μετρήσεων. Η διαδικασία των μετρήσεων ήταν σχεδόν η ίδια σε όλες τις έρευνες: έγιναν παρατηρήσεις από την ίδια ομάδα ερευνητών, χρησιμοποιώντας το ίδιο όργανο, ένα AGA 6000 laser Geodimeter και τα απαραίτητα εξαρτήματα (centering plates, reflectors, thermometers, barometers, κλπ.), με μεθόδους που επιτρέπουν μια τυπική ακρίβεια του $1 \text{ mm} \pm 1 \text{ mm/km}$ για κάθε βασική γραμμή (π.χ. επαναλαμβανόμενες μετρήσεις όταν φυσούσε ο άνεμος και η ατμόσφαιρα ήταν ομοιόμορφη).

Οι αλλαγές στα μήκη των βασικών γραμμών συνοψίζονται στην Σχ. 5.3.1. Μεταξύ των βασικών γραμμών, αυτές ανάμεσα στη Θηρασιά και τη Νέα Καμένη (βασικές γραμμές 1, 2, 3) παρουσιάζουν μέγιστες συσσωρευτικές αλλαγές μεταξύ των 7 και 10 cm, ενώ οι αλλαγές όλων των άλλων γραμμών είναι μέχρι $\pm 2-3 \text{ cm}$, και μόνο σε δυο περιπτώσεις μέχρι 4.5 cm και 7 cm. Οι παρατηρούμενες αλλαγές των μηκών είναι συστηματικές και το εύρος τους είναι υψηλότερο από το αντίστοιχο επίπεδο αβεβαιότητας στο επίπεδο 95%, δηλαδή περίπου 2 cm.

Επιπλέον, τα αποτελέσματα της τοπικής αστάθειας του εδάφους μπορούν να αποκλειστούν από τις περισσότερες μετρήσεις, και στους λόγους του πεδίου των παρατηρήσεων και στο σχέδιο του δικτύου. Αυτό υποδεικνύει ότι υπάρχουν στοιχεία για μια μικρής κλίμακας διαστολή σε ένα τμήμα του ηφαιστείου, πιθανότατα εξ αιτίας μιας μικρής διόγκωσης ενός μαγματικού θαλάμου κατά μήκος ενός αναχώματος.

Τα δεδομένα της έρευνας που διεξήχθη με το EDM υποδεικνύουν μια στατιστικά σημαντική, συστηματική αύξηση στα μήκη των βασικών γραμμών μεταξύ της Νέας Καμένης και της Θηρασιάς, σχεδόν μετά την πρώτη μέτρηση, αλλά σίγουρα καμία αλλαγή στο βορειότερο τμήμα της καλδέρας (βασικές γραμμές 7, 8, 9, 10 στην Εικόνα 15). Κατά τη διάρκεια των τελευταίων ετών, ωστόσο, δεν παρατηρήθηκαν σημαντικές αλλαγές στα μήκη των βασικών γραμμών. Αυτά τα αποτελέσματα υποδεικνύουν μια δραστηριότητα του συστήματος τροφοδοσίας του ηφαιστείου. Δεν είναι δυνατόν όμως ακόμα να ξέρουμε εάν τέτοιες μικρής κλίμακας αλλαγές στην τοπογραφία, αποτελούν προειδοποιητικά φαινόμενα μιας μαγματικής ανωμαλίας στο σύντομο μέλλον.



Εικόνα 15 - Οι αλλαγές στα μήκη των βασικών γραμμών μέτρησης στο διάστημα μεταξύ Ιουνίου 1994 και Μαΐου 2003. Οι σημαντικές αλλαγές περιορίζονται στις βασικές γραμμές της Θεσσαλίας.

9.2 Έρευνα με GPS

Από τον Οκτώβριο του 2000, μετρήθηκε το ίδιο δίκτυο με GPS, σε συνδυασμό την έρευνα του EDM, προκειμένου να συγκριθούν τα δεδομένα του EDM

με αυτά του GPS, με την προοπτική να αντικατασταθούν οι μετρήσεις του EDM από τις μετρήσεις του GPS. Δεν παρατηρήθηκαν σημαντικές αλλαγές στις συντεταγμένες των σταθμών του GPS ενάντια στο χρόνο, σύμφωνα με τα δεδομένα του EDM.

9.2.1 Τηλεμετρικό δίκτυο παρακολούθησης ηφαιστείου Σαντορίνης

Από την άνοιξη του 2006, το Εργαστήριο Γεωδαισίας και Γεωδαιτικών Εφαρμογών του Πανεπιστημίου Πατρών, σε συνεργασία με ερευνητική ομάδα του Πανεπιστημίου GeorgiaTech (συνεργάτης Dr A. Newman) και της UNAVCO (Διαπανεπιστημιακού consortium Πανεπιστημίων των ΚΠ.Α. του οποίου το Εργαστήριο Γεωδαισίας Παν. Πατρών, είναι αλλοδαπό μέλος), ανέλαβε το έργο της εγκατάστασης τηλεμετρικού δικτύου GPS με σκοπό την παρακολούθηση των μετακινήσεων του ηφαιστείου της Σαντορίνης. Το έργο εντάχθηκε στο ερευνητικό πρόγραμμα ΠΕΝΕΔ 2003 (κωδικός έργου 03ΕΔ53) και χρηματοδοτείται από τη ΓΓΕΤ (Γενική Γραμματεία Έρευνας και Τεχνολογίας) και το ΙΜΠΗΣ (Ινστιτούτο Μελέτης και Παρακολούθησης του Ηφαιστείου Σαντορίνης).

Το δίκτυο αποτελείται από τρεις μόνιμους σταθμούς GPS. Κάθε σταθμός έχει δυνατότητα συνεχούς και ακριβούς προσδιορισμού των συντεταγμένων του. Με τη μακροχρόνια καταγραφή και μελέτη των συντεταγμένων κάθε σταθμού, είναι δυνατό να εντοπιστούν μετακινήσεις, οφειλόμενες πιθανώς σε ροή μάγματος. Οι μόνιμοι σταθμοί και τα στοιχεία τους είναι οι εξής:

Κεντρικός Σταθμός (Εικόνα 16.Α)

- Ονομασία: NOMI
- Θέση εγκατάστασης: Φυρά - Σαντορίνη (Συνεδριακό Κέντρο «Νομικός»)
- Τροφοδοσία: Μόνιμη εγκατάσταση παροχής ρεύματος
- Μετρήσεις: Αποθηκεύονται σε δέκτη και μέσω router διοχετεύονται στο Internet
- Εγκατάσταση και έναρξη λειτουργίας: Μάιος 2006

Περιφερειακός Σταθμός 1 (Εικόνα 16.Β)

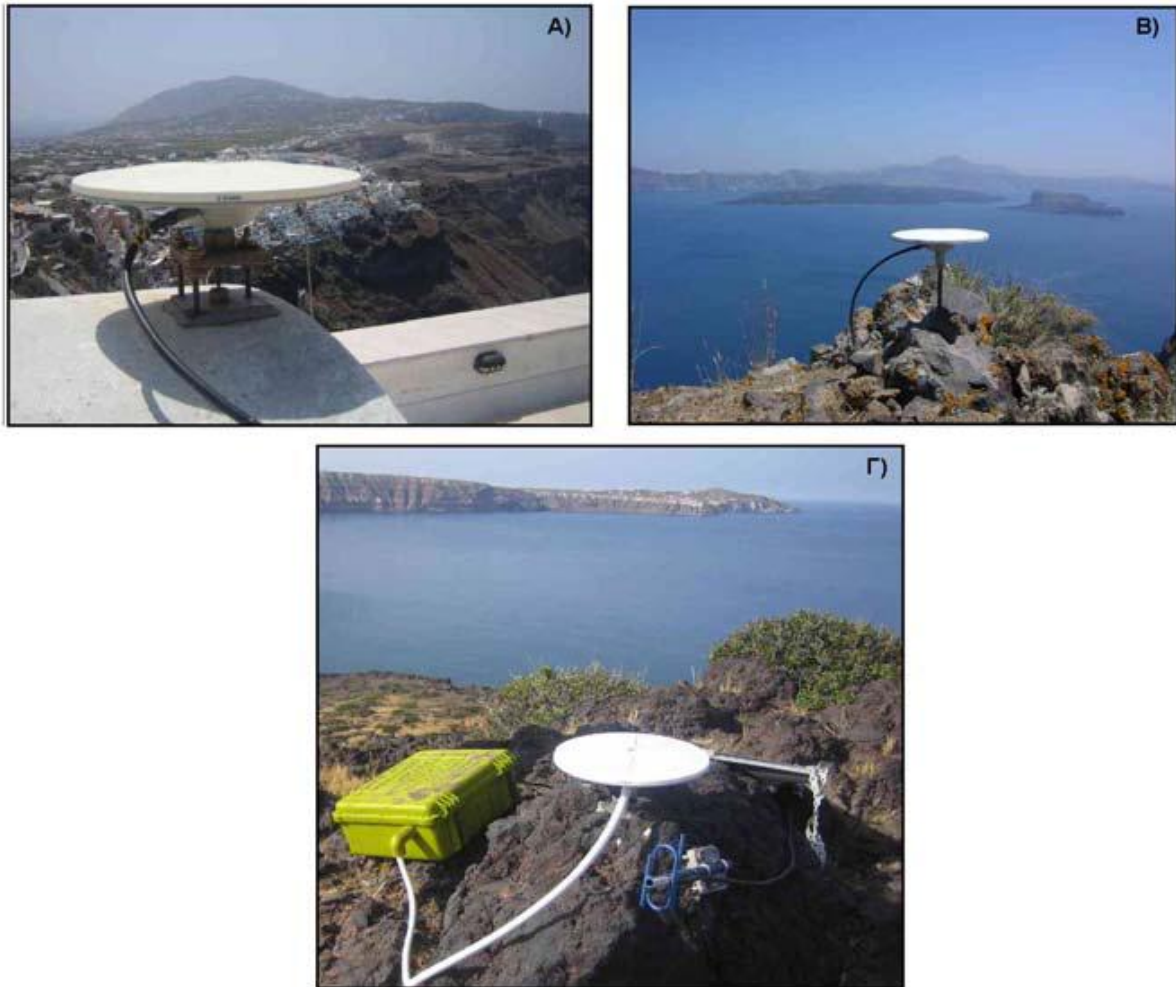
- Ονομασία: ΚΕΡΑ
- Θέση εγκατάστασης: Θηρασιά
- Τροφοδοσία: Εγκατάσταση φωτοβολταϊκών στοιχείων
- Μετρήσεις: Αποθηκεύονται σε δέκτη και μέσω ραδιοζεύξης (radiolink) αποστέλλονται στον κεντρικό σταθμό από όπου διοχετεύονται στο Internet
- Εγκατάσταση και έναρξη λειτουργίας: Μάιος 2006

(Ο σταθμός, λόγω της τροφοδοσίας του από φωτοβολταϊκά στοιχεία, παρουσιάζει διακοπές στις μετρήσεις κατά τη διάρκεια περιόδων με χαμηλή ηλιοφάνεια)

Περιφερειακός Σταθμός 2 (Εικόνα 16.Γ)

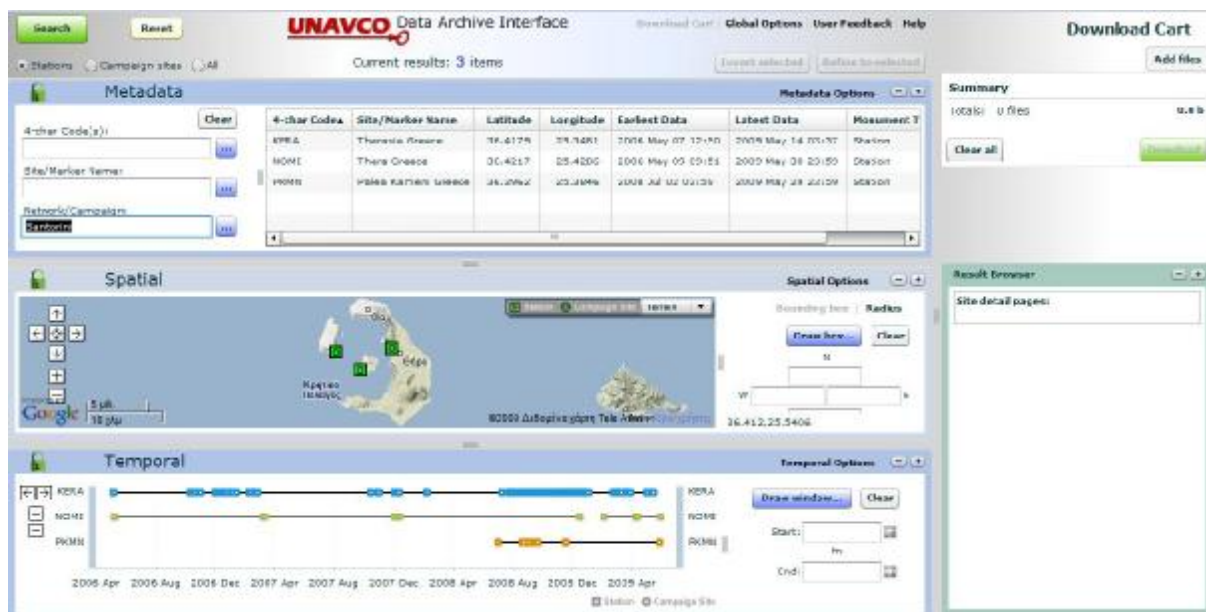
- Ονομασία: ΡΚΜΝ
- Θέση εγκατάστασης: Παλαιά Καμμένη
- Τροφοδοσία: Εγκατάσταση φωτοβολταϊκών στοιχείων
- Μετρήσεις: Αποθηκεύονται σε δέκτη και μέσω ραδιοζεύξης (radiolink) αποστέλλονται στον κεντρικό σταθμό από όπου διοχετεύονται στο Internet
- Εγκατάσταση και έναρξη λειτουργίας: Η εγκατάσταση του σταθμού έγινε το Μάιο του 2006, αλλά λόγω προβλημάτων που προέκυψαν, και αποκαταστάθηκαν στη συνέχεια, ο σταθμός άρχισε να λειτουργεί τον Ιούνιο του 2008

(Όπως συμβαίνει και στον άλλο περιφερειακό σταθμό, ο σταθμός ΡΚΜΝ λόγω της τροφοδοσίας του από φωτοβολταϊκά στοιχεία, παρουσιάζει διακοπές στις μετρήσεις κατά τη διάρκεια περιόδων με χαμηλή ηλιοφάνεια)



Εικόνα 16 - Α. Κεντρικός Σταθμός NOMI, Β. Περιφερειακός Σταθμός ΚΕΡΑ, Γ. Περιφερειακός Σταθμός ΡΚΜΝ.

Στην ιστοσελίδα της UNAVCO, διατίθενται στοιχεία σχετικά με τη λειτουργία του δικτύου. Η πρόσβαση γίνεται μέσω της διεύθυνσης <http://facility.unavco.org/data/dai2/app/dai2.html> πληκτρολογώντας “Santorini” στο πλαίσιο “Network Name” και πατώντας Enter (Εικόνα 17).



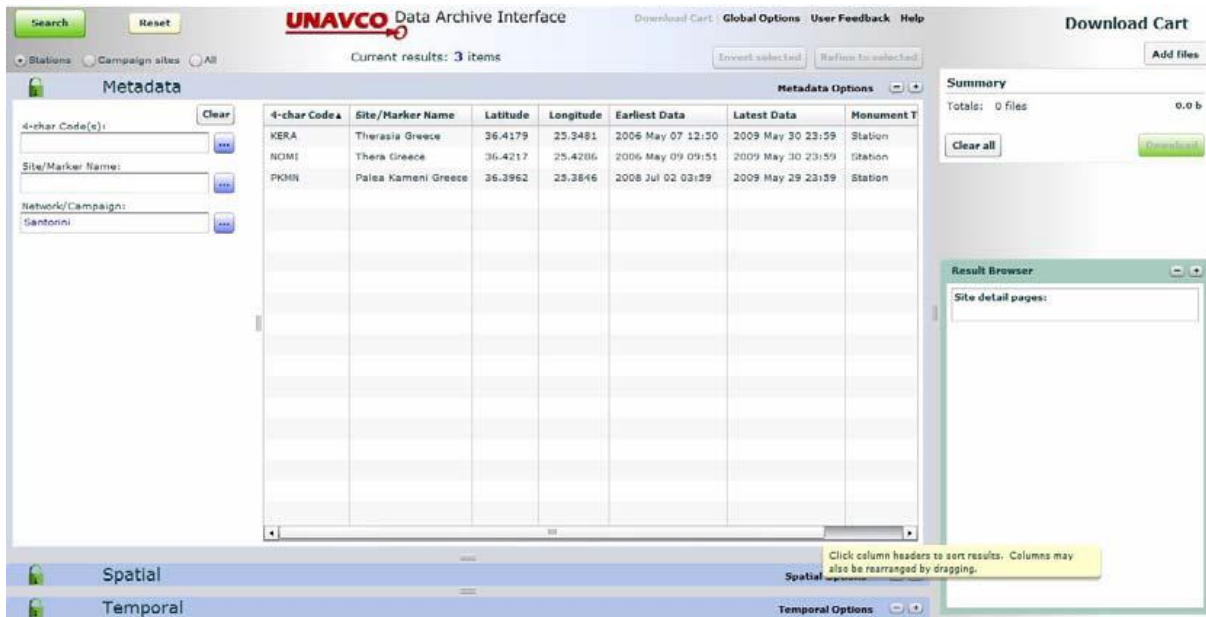
Εικόνα 17 - Αρχική σελίδα παρουσίασης στοιχείων του δικτύου παρακολούθησης του ηφαιστείου της Σαντορίνης.

Στην ιστοσελίδα διατίθενται στοιχεία σχετικά με το δίκτυο, όπως:

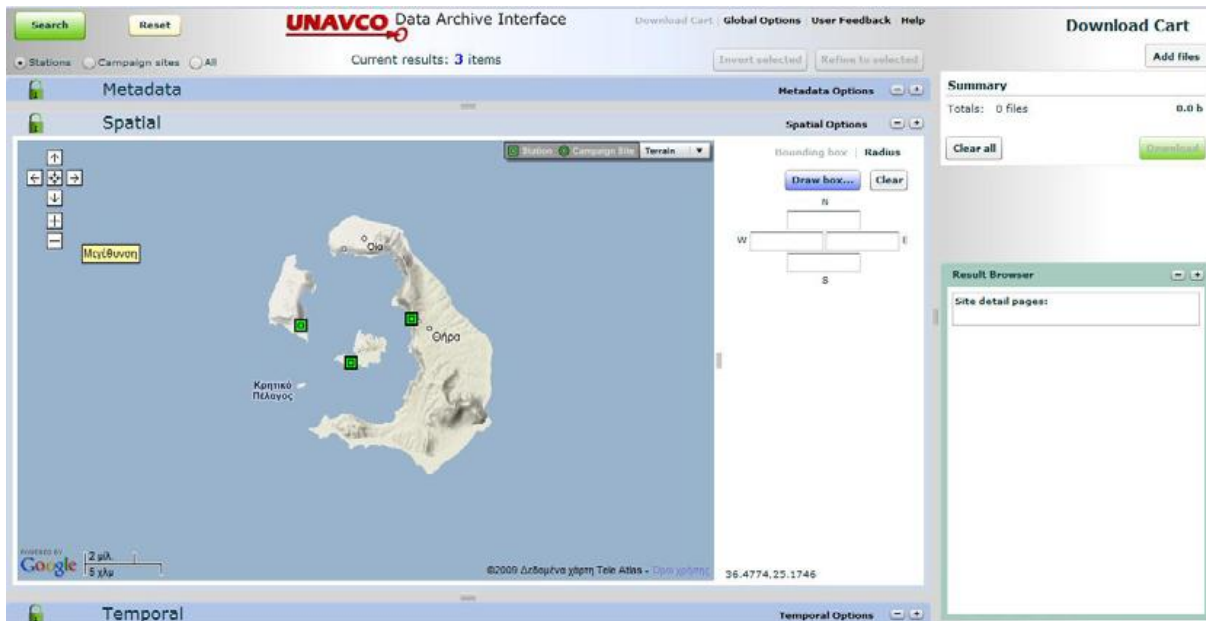
- Ονομασία, τόπος εγκατάστασης, συντεταγμένες και τελευταία ημερομηνία για την οποία διατίθενται δεδομένα από κάθε σταθμό (μενού metadata)

(Εικόνα 18)

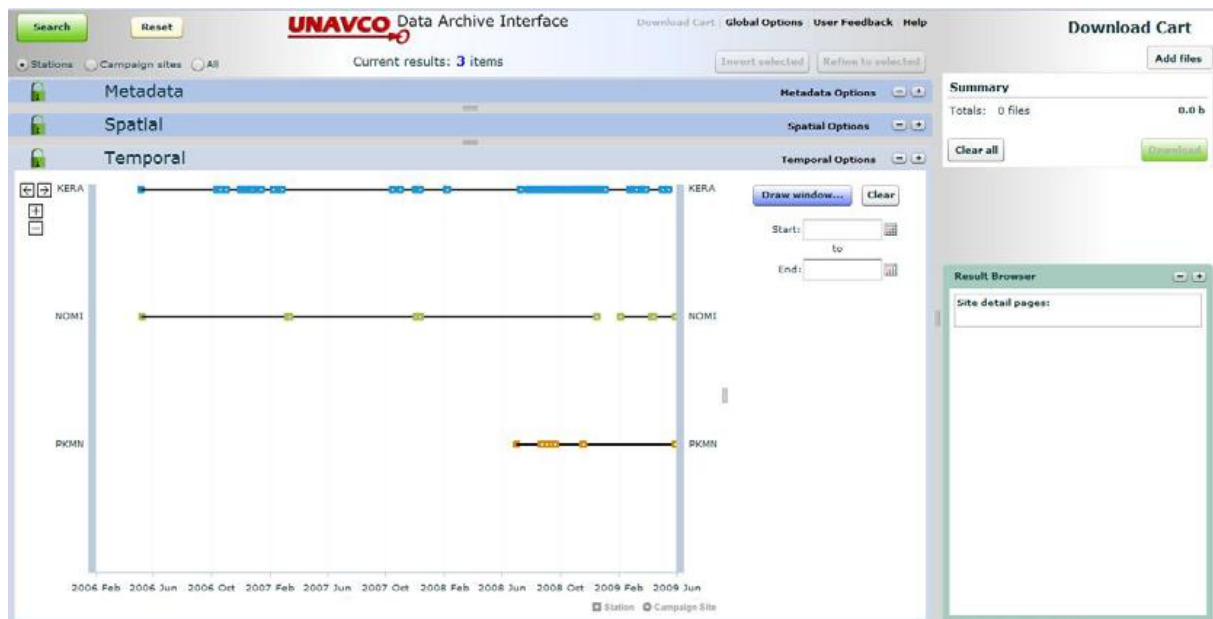
- Η θέση κάθε σταθμού σε χάρτη μέσω εφαρμογής Google Maps (μενού spatial)
- Διαγράμματα που παρουσιάζουν τη χρονοϊστορία των καταγραφών κάθε σταθμού (μενού temporal), με αρχή την ημερομηνία έναρξης λειτουργίας κάθε σταθμού. Από τα διαγράμματα αυτά, φαίνονται τα χρονικά διαστήματα κατά τα οποία οι σταθμοί δεν καταγράφουν (Εικόνα 20)



Εικόνα 18 - Στοιχεία σχετικά με τους μόνιμους σταθμούς του δικτύου (Ονόματα, τόπος εγκατάστασης, συντεταγμένες και τελευταία ημερομηνία για την οποία διατίθενται δεδομένα από κάθε σταθμό).



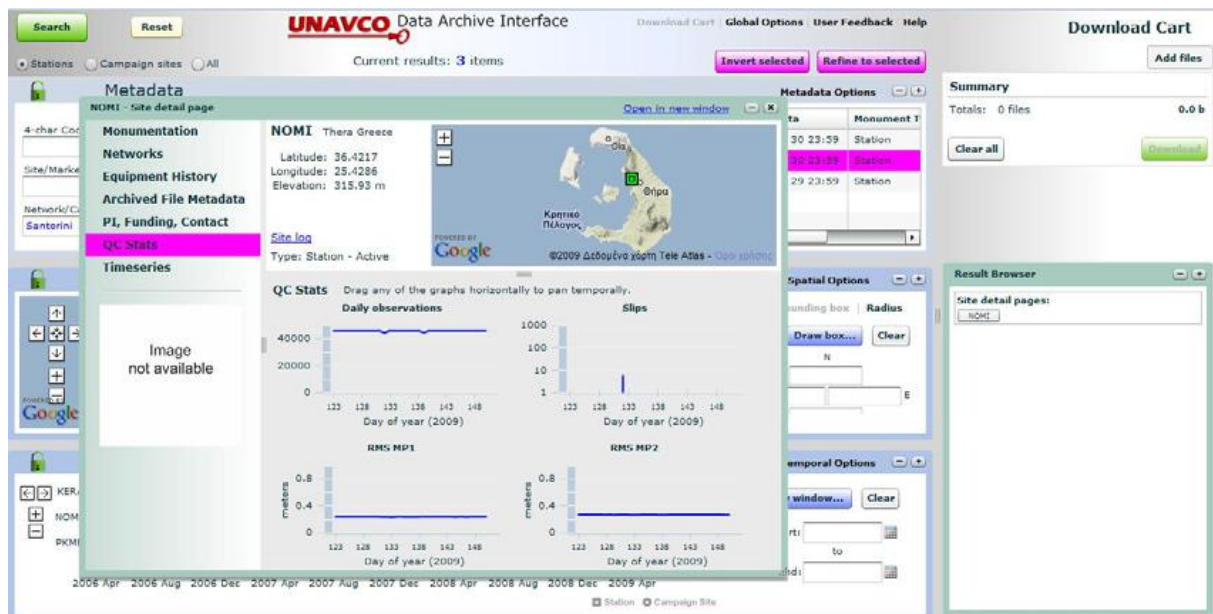
Εικόνα 19 - Θέση σταθμών δικτύου σε χάρτη.



Εικόνα 20 - Χρονοϊστορία των καταγραφών κάθε σταθμού, με αρχή την ημερομηνία έναρξης λειτουργίας του.

Με διπλό κλικ στη χρονοϊστορία των μετρήσεων κάθε σταθμού, στο μενού temporal, είναι δυνατό να εμφανιστούν επιπλέον πληροφορίες για τον κάθε σταθμό (Εικόνα 21), όπως:

- Το δίκτυο στο οποίο ανήκει
- Ο εξοπλισμός που διαθέτει
- Τα ονόματα των αρχείων με τις καταγραφές
- Στατιστικά στοιχεία σχετικά με τις καταγραφές
- Άλλα στοιχεία που αφορούν το σταθμό (προσωπικό που απασχολείται, επικοινωνία κ.τ.λ.

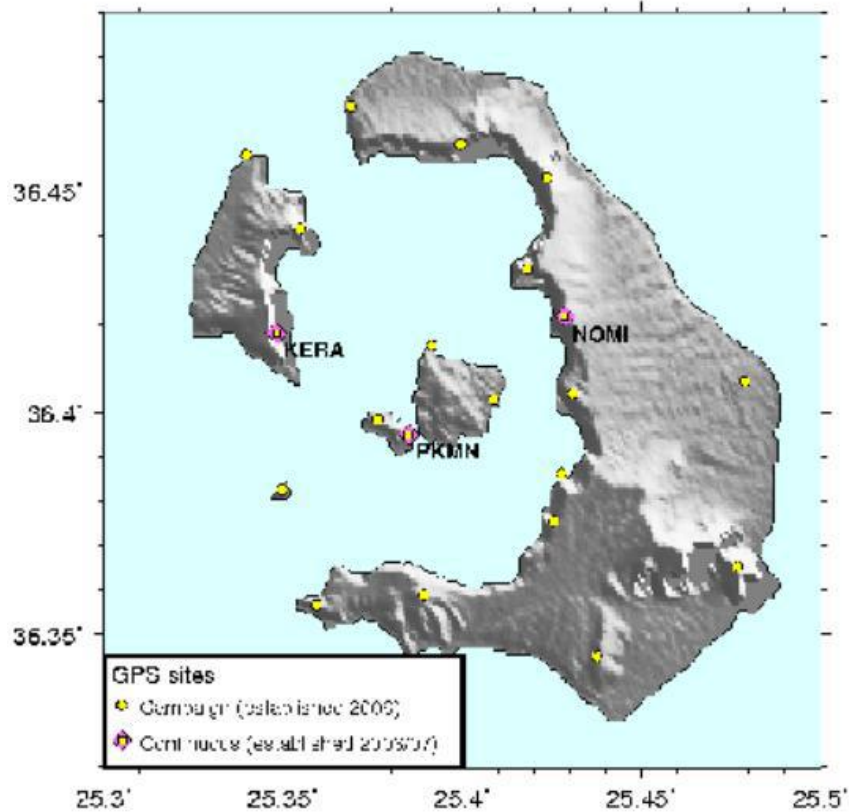


Εικόνα 21 - Μενού όπου παρέχονται επιπλέον στοιχεία για κάθε μόνιμο σταθμό.

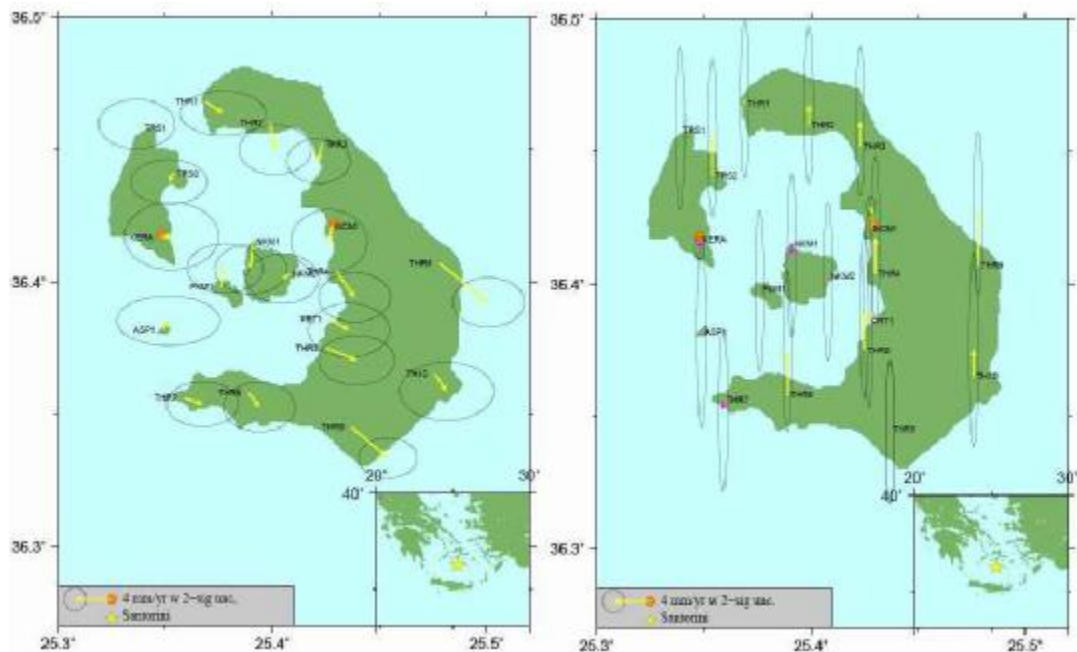
9.2.2 Δίκτυο σημείων γεωδαιτικής παρατήρησης

Εκτός του δικτύου μόνιμων σταθμών, στα νησιά της καλδέρας του ηφαιστείου της Σαντορίνης έχει εγκατασταθεί δίκτυο σημείων γεωδαιτικής παρατήρησης που χρησιμοποιείται για ανά περιόδους μετρήσεις. Κατά τις μετρήσεις, χρησιμοποιούνται όργανα GPS για τον προσδιορισμό των συντεταγμένων κάθε σημείου (μετρήσεις για διάστημα μεγαλύτερο των 48 ωρών). Με σύγκριση των συντεταγμένων που προκύπτουν από κάθε κύκλο μετρήσεων, είναι δυνατόν να εντοπιστούν μετακινήσεις στην περιοχή που καλύπτει το δίκτυο. Η θέση των σημείων παρουσιάζεται στο χάρτη της Εικόνας 22. Μετρήσεις των συντεταγμένων του δικτύου, έχουν διεξαχθεί τις περιόδους Μάιος - Ιούνιος 2008.

Με την επεξεργασία των καταγραφών από το μόνιμο και μη μόνιμο δίκτυο παρατήρησης μπορούν να εξαχθούν συμπεράσματα σχετικά με τις μετακινήσεις που παρουσιάζει το ηφαιστείο. Από την επεξεργασία των μέχρι τώρα μετρήσεων, έχουν παρατηρηθεί μικρής κλίμακας φαινομενικές μετακινήσεις οι οποίες βρίσκονται στα όρια αβεβαιότητας (Εικόνα 23) και που αναμένεται να αξιολογηθούν στο μέλλον σε συνδυασμό με παλαιότερες διαδικασίες διόγκωσης της καλδέρας που είχαν παρατηρηθεί τα προηγούμενα χρόνια με βάση γεωδαιτικές μετρήσεις.



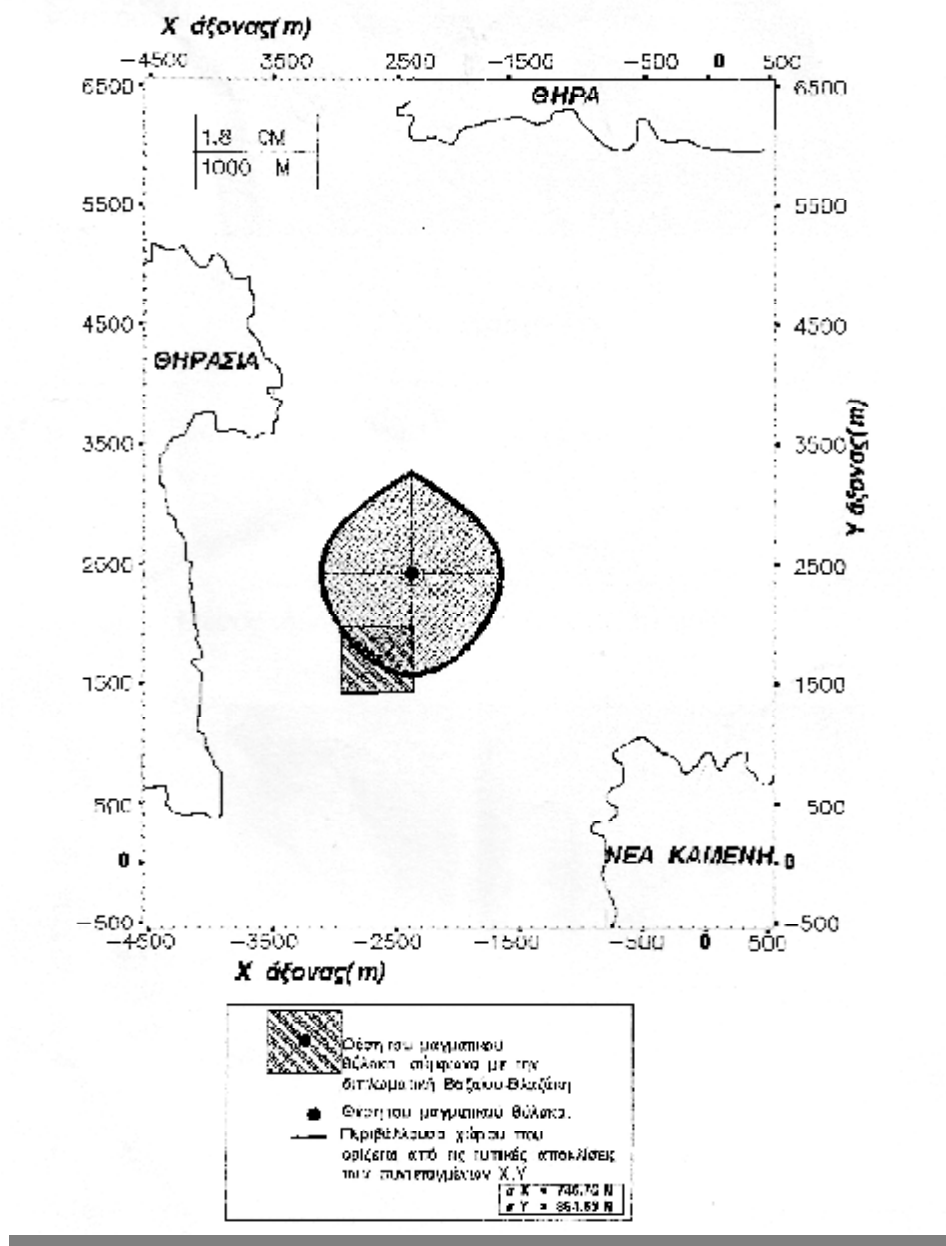
Εικόνα 22 - Θέσεις σημείων γεωδαιτικής παρατήρησης, για ανά περιόδους μετρήσεις. Είναι εμφανείς και οι θέσεις των μόνιμων σταθμών.



Εικόνα 23 - Αριστερά τα αποτελέσματα για τις οριζόντιες μετακινήσεις στο σύμπλεγμα Θήρας από μετρήσεις κατά τα έτη 2006 –2008 (με βέλος συμβολίζεται το διάνυσμα της ταχύτητας και με έλλειψη η αβεβαιότητα). Δεξιά τα αποτελέσματα για τις κατακόρυφες μετακινήσεις.

10. ΑΠΟΤΕΛΕΣΜΑΤΑ

Τα αποτελέσματα των μετρήσεων της εργασίας των Μένεγγη-Σαλτογιάννη οριοθετούν προσεγγιστικά τον πιθανό χώρο θέσεως του μαγματικού θύλακα ανάμεσα στη Θηρασιά και στη Νέα Καμμένη, σε βάθος 1430 μέτρων. Στη συνέχεια παρουσιάζεται ένα συγκριτικό διάγραμμα (Εικόνα 24), ανάμεσα στα αποτελέσματα της εργασίας των Μένεγγη-Σαλτογιάννη και προηγούμενης εργασίας των Βαζαίου-Βλαζάκη, όπου φαίνεται το κοινό τμήμα ανάμεσα στα δύο αποτελέσματα.



Εικόνα 24 - Σύγκριση θέσεως μαγματικού θύλακα με προηγούμενη εργασία.

Τα σημεία τα οποία προσεγγίστηκαν είναι φυσικό να διαφέρουν καθώς ακολουθήθηκε διαφορετική μεθοδολογία προσδιορισμού της πιθανής θέσης του μαγματικού θύλακα.

Η μετρήσεις των Μένεγγη-Σαλτογιάννη με EDM από το 1994 έως το 2003 δεν είχαν διακριτές διαφορές από μέτρηση με GPS που έλαβε χώρα το 2000. Το 2006 εγκαταστάθηκε το δίκτυο παρακολούθησης μετακινήσεων του ηφαιστείου της Σαντορίνης με GPS. Από τις μετρήσεις συντεταγμένων του δικτύου και την επεξεργασία τους την περίοδο Μάιος-Ιούνιος 2008, δεν παρατηρήθηκε ματακίνησή τους.

Κλείνοντας, πρέπει να τονιστεί πως το ΙΜΠΗΣ και η UNAVCO συνεχίζουν τις μετρήσεις στο ηφαίστειο της Σαντορίνης για την καλύτερη κατανόηση της κίνησης του μαγματικού θύλακα και την έγκαιρη προειδοποίηση σε περίπτωση έκτακτης ανάγκης.

11. ΒΙΒΛΙΟΓΡΑΦΙΑ

Ελληνική Βιβλιογραφία

Σαλτογιάννη Β. (2011), “Προσδιορισμός του μαγματικού θύλακα Μογι του ηφαιστείου της Σαντορίνης με βάση 3D αριθμητική επίλυση υπερστατικού – μη γραμμικού συστήματος εξισώσεων”, Διπλωματική Εργασία, Τμήμα Πολιτικών Μηχανικών, Πανεπιστήμιο Πατρών, Πάτρα.

Σαλτογιάννη Β. (2012), “Αριθμητική-τοπολογική επίλυση (συνόρθωση) μη γραμμικών, υπερστατικών συστημάτων εξισώσεων”, Διτριβή Διπλώματος Ειδίκευσης, Τμήμα Πολιτικών Μηχανικών, Πανεπιστήμιο Πατρών, Πάτρα.

Στείρος Σ., (2010), “Θεωρία μετρήσεων και σφαλμάτων”, Εκδόσεις Συμμετρία, Αθήνα.

Φωτίου Α., και Πικριδάς Χ. (2006), “GPS και Γεωδαιτικές Εφαρμογές”, Θεσσαλονίκη 2006, Εκδόσεις Ζήτη.

Μεσσαλά Π.-Νέστορα Α. (2011), “Μέτρηση της επιφανειακής θαλάσσιας τοπογραφίας (SST) με μεθόδους GPS”, Τμήμα Πολιτικών Έργων Υποδομής, Τ.Ε.Ι. Πατρών, Πάτρα.

Γιώργης Ε. Βουγιουκλάκης, Ηφαιστειολόγος, Ερευνητής του Ινστιτούτου Γεωλογικών και Μεταλλευτικών Ερευνών (ΙΓΜΕ).

Εργαστήριο Γεωδαισίας και Γεωδαιτικών Εφαρμογών, Τμήμα Πολιτικών Μηχανικών, Πανεπιστήμιο Πατρών, Πάτρα.

Διεθνής Βιβλιογραφία

AbdelSalam, H., and Olariu, S. (2009), “A 3D-Localization and Terrain Modeling Technique for Wireless Sensor Networks”, Proceedings of the 2nd ACM International Workshop on Foundations of Wireless Ad Hoc and Sensor Networking and Computing, Co-located with MobiHoc'09, New Orleans, Louisiana, USA, May 18, 2009, 37-45.

Camitz J., Sigmundsson F., Foulger G., Jahn C.-H., Voelksen C. and Einarsson P. (1995),

“Plate boundary deformation and continuing deflation of the Askja volcano, North Iceland, determined with GPS, 1987-1993”, Bulletin of Volcanology, 57, 136-145.

Cayol V. and Cornet F., (1997), “3D Mixed Boundary Elements for Elastic Deformation

Field Analysis”, International Journal of Rock Mechanics and Mining Science & Geomechanics Abstracts, 34, 275-287.

Ching, W., The, R.J., Li, B., and Rizos, C. (2010), "Uniwide WiFi Based Positioning System", Proceedings of the International Symposium on Technology and Society, art. no. 5514639, 180-189.

Davis, R., Foote, F., Anderson, J., Mikhail, E. (1981), "Surveying, Theory and Practice",

McGraw-Hill, 6th edition, 992pp.

69

Delaney P.T. and McTigue D.F. (1994), "Volume of magma accumulation or withdrawal

estimated from surface uplift or subsidence, with application to the 1960 collapse of Kilauea volcano", Bulletin of Volcanology, 56 (6-7), 417-424.

Feigl K, Dupre E. (1999), "RNGCHN: a program to calculate displacement components

from dislocations on an elastic half-space with applications for modeling geodetic measurements of crustal deformation", Computers & Geosciences, 25, 695–704.

Feng, L., and Newman, A. (2009), "Constraints on continued episodic inflation at Long

Valley Caldera, based on seismic and geodetic observations", Journal of

Geophysical Research B: Solid Earth 114 (6), art. no. B06403,

doi:10.1029/2008JB006240.

Stiros, S., and Kontogianni, V., (2008), "Modelling of the 1986 Kalamata (SW Greece)

earthquake faulting using geodetic data", Journal of Applied Geodesy 2, 179–185.

Liu QW, and Chen YQ. (1998), "Combining the geodetic models of vertical crustal deformation", Journal of Geodesy, 72 (12), pp. 673-683.

Mikhail E.M. (1976), "Observations and least squares", IEP – A Dun-Donnelley

Publisher, New York, 497 pp.

Miyagi Y., Freymueller J., Kimata F., Sato T. and Mann D. (2004), "Surface deformation

caused by shallow magmatic activity at Okmok volcano, Alaska, detected by GPS campaigns 2000–2002", Earth Planets Space, 56, e29–e32.

Mogi, K. (1958), "Relations between the eruptions of various volcanoes and the deformations of ground surfaces around them", Bulletin of the Earthquake Research Institute, Univ Tokyo, 36, 99–134.

Newman, A.V., Dixon, T.H., and Gourmelen, N. (2006), "A four-dimensional viscoelastic

deformation model for Long Valley Caldera, California, between 1995 and 2000",

Journal of Volcanology and Geothermal Research 150:(1-3), 244-269.

Newman, A., Stiros, S., Feng, L., Psimoulis, P., Moschas, F., Saltogianni, V., Jiang, Y.,

Papazachos, C., Panagiotopoulos, D., Karagianni, E., Vamvakaris, D. (2012).

“Recent Geodetic Unrest at Santorini Caldera”, Greece. Geophysical Research Letters 39, L06309, doi:10.1029/2012GL051286.

70

Okada, Y., (1985), “Surface deformation due to shear and tensile faults in a half space”,

Bulletin Seismological Society of America 75:4,, 1135-1154.

Rodi, W. (2006), “Grid-search event location with non-Gaussian error models”, Physics

of the Earth and Planetary Interiors 158, 55–66.

Saltogianni, V., and Stiros, S. (2012), “Modeling of the Mogi magma source centre of the

Santorini (Thera) volcano, Aegean Sea, Greece, 1994-1999, based on a numerical topological

approach”, *Studia Geophysica et Geodaetica*, doi: 10.1007/s11200-012-0408-z.

Sigmundsson, F., Hreinsdottir, S., Hooper, A., Arnadottir, T., Pedersen, R., Roberts, M.J.,

Oskarsson, N., Auriac, A., Deciem, J., Einarsson, P., Geirsson, H., Hensch, M., Ofeigsson, B.G., Sturkell, E., Sveinbjornsson, H., and Feigl, K.L. (2010), “Intrusion triggering of the 2010 Eyjafjallajökull explosive eruption”, *Nature* 468:7322, 426-432.

Snieder R., and Trampert J. (2000), “Linear and nonlinear inverse problems”, In A. Dermanis, A. Grun, and F. Sanso, editors, *Geomatic methods for the analysis of data in the earth sciences*, pages 93–164. Springer, Berlin.

Stiros S. and Chasapis A. (2003), “Geodetic monitoring of the Santorini (Thera) volcano”,

Survey Review, 37 (287), 84-88.

Stiros, S., Psimoulis, P., Vougioukalakis, G., and Fyticas, M. (2010), “Geodetic evidence

and modeling of a slow, small-scale inflation episode in the Thera (Santorini)

Volcano caldera, Aegean Sea”, *Tectonophysics* 494:(3-4), 180–190.

Tarantola, A. (2005), “Inverse problem theory and methods for model parameter estimation”, SIAM, Philadelphia, 342pp.

Tiampo K., Rundle J., Fernandez J. and Langbein J. (2000), "Spherical and ellipsoidal

volcanic sources at Long Valley caldera, California, using a genetic algorithm inversion technique", Journal of Volcanology and Geothermal Research, 102, 189–206.

Toda S, Stein RS, Richards-Dinger K and Bozkurt S. (2005), "Forecasting the evolution of

seismicity in southern California: Animations built on earthquake stress transfer", 71

Journal of Geophysical Research B: Solid Earth 110(5), pp. 1-17,

doi:10.1029/2004JB003415.

Vanicek, P., and Krakiwsky, EJ. (1982), "Geodesy, the concepts", Elsevier, Amsterdam.

Watson, G., (1998), "Choice of norms for data fitting and function approximation", Acta

Numerica, 337–377.

(Druitt and Francaviglia, 1992; Fytikas et al., 1990)

(Mogi, 1958; Bonaccorso et al., 1996; Dvorak, 1997)

Stiros and Chasapis, 2003

Διαδικτυακές Πηγές

http://en.wikipedia.org/wiki/Global_Positioning_System

<https://www.unavco.org/>

<http://www.gsrt.gr/> (ΓΓΕΤ)

http://www.geo.auth.gr/765/6_santorini/64_kameni.htm