
ΧΑΡΟΚΟΠΕΙΟ ΠΑΝΕΠΙΣΤΗΜΙΟ

Τμήμα Γεωγραφίας

Πρόγραμμα Μεταπτυχιακών Σπουδών

‘Εφαρμοσμένη Γεωγραφία και Διαχείριση του Χώρου’

Κατεύθυνση Διαχείριση Φυσικών και Ανθρωπογενών καταστροφών

**ΜΕΛΕΤΗ ΕΠΙΔΡΑΣΗΣ ΤΗΣ ΣΕΙΣΜΙΚΟΤΗΤΑΣ ΣΤΗΝ ΕΔΑΦΙΚΗ
ΠΑΡΑΜΟΡΦΩΣΗ ΣΤΗ ΝΗΣΟ ΘΗΡΑ**

Πτυχιακή εργασία της Πέτρου Παναγιώτας

Επιβλέπων: Ισαάκ Παρχαρίδης, Αναπληρωτής Καθηγητής

Αθήνα, Οκτώβριος 2016

Πίνακας περιεχομένων

ΚΑΤΑΛΟΓΟΣ ΠΙΝΑΚΩΝ	3
ΚΑΤΑΛΟΓΟΣ ΧΑΡΤΩΝ.....	4
ΠΡΟΛΟΓΟΣ	7
ΠΕΡΙΛΗΨΗ.....	12
ABSTRACT	12
ΕΥΧΑΡΙΣΤΙΕΣ.....	13
ΚΕΦΑΛΑΙΟ 1	15
ΕΙΣΑΓΩΓΗ-ΠΕΡΙΟΧΗ ΜΕΛΕΤΗΣ	15
ΔΟΜΗ ΚΑΙ ΠΡΟΙΟΝΤΑ ΗΦΑΙΣΤΕΙΟΥ	16
Ηφαίστειο	16
Μάγμα.....	16
Υδροεκρήξεις ή φρεατικές εκρήξεις	17
Στόμιο.....	17
Κρατήρας	17
Καλδέρα	18
Ροή λάβας	18
Θόλος λάβας και κατάρρευση του	19
Πυροκλαστική ροή	19
Ηφαιστειακές βόμβες	19
Μεταφορά και πτώση τέφρας.....	20
Εκπομπές αερίων και ηφαιστειακός θύσανος	20
Ροές λάσπης και συντριμμάτων (Λαχάρ)	20
ΚΕΦΑΛΑΙΟ 2	21
ΓΕΩΛΟΓΙΑ ΝΟΤΙΟΥ ΑΙΓΑΙΟΥ	21
ΓΕΩΛΟΓΙΑ ΘΗΡΑΣ	22
ΗΦΑΙΣΤΕΙΟΤΗΤΑ ΣΤΟΝ ΕΛΛΑΔΙΚΟ ΧΩΡΟ	22
ΗΦΑΙΣΤΕΙΟΤΗΤΑ ΣΑΝΤΟΡΙΝΗ	24

Προ-ηφαιστειακό υπόβαθρο	25
ΗΦΑΙΣΤΕΙΑΚΟΙ ΚΥΚΛΟΙ ΣΑΝΤΟΡΙΝΗΣ	26
ΠΡΩΤΟΣ ΚΥΚΛΟΣ ΕΚΡΗΞΕΩΝ	28
ΔΕΥΤΕΡΟΣ ΚΥΚΛΟΣ ΕΚΡΗΞΕΩΝ	30
Η ΜΙΝΩΙΚΗ ΕΚΡΗΞΗ ΤΟΥ 1613 π.Χ.	33
ΜΕΤΑ-ΜΙΝΩΙΚΗ ΗΦΑΙΣΤΕΙΟΤΗΤΑ.....	42
ΚΕΦΑΛΑΙΟ 3	44
ΓΕΩΤΕΚΤΟΝΙΚΟ ΚΑΘΕΣΤΩΣ Ν.ΑΙΓΑΙΟΥ	44
ΚΕΦΑΛΑΙΟ 4	55
ΣΕΙΣΜΙΚΗ ΜΕΛΕΤΗ ΣΤΗΝ ΕΥΡΥΤΕΡΗ ΠΕΡΙΟΧΗ ΤΗΣ	55
ΜΕΓΑΛΟΙ ΣΕΙΣΜΟΙ ΣΤΗΝ ΕΥΡΥΤΕΡΗ ΠΕΡΙΟΧΗ	55
ΣΕΙΣΜΟΣ ΑΜΟΡΓΟΥ	58
ΣΕΙΣΜΙΚΟΤΗΤΑ ΣΑΝΤΟΡΙΝΗΣ.....	60
ΚΕΦΑΛΑΙΟ 5	82
ΜΕΘΟΔΟΣ ΣΥΜΒΟΛΟΜΕΤΡΙΑΣ ΡΑΝΤΑΡ ΤΥΠΟΥ SAR.....	82
ΚΕΦΑΛΑΙΟ 6	95
ΣΥΣΧΕΤΙΣΗ ΣΕΙΣΜΙΚΟΤΗΤΑΣ ΜΕ ΤΗΝ ΕΔΑΦΙΚΗ ΠΑΡΑΜΟΡΦΩΣΗ	95
ΜΕΛΕΤΗ ΕΔΑΦΙΚΗΣ ΠΑΡΑΜΟΡΦΩΣΗΣ ΣΕ ΥΠΟΠΕΡΙΟΔΟΥΣ	96
Υποπερίοδος T01 (03/03/2011-02/05/2011)	99
Υποπερίοδος T02 (02/05/2011-01/07/2011)	101
Υποπερίοδος T03 (01/07/2011-31/07/2011)	103
Υποπερίοδος T04 (31/07/2011-30/08/2011)	105
Υποπερίοδος T05 (30/08/2011-29/09/2011)	107
Υποπερίοδος T06 (29/09/2011-29/10/2011)	109
Υποπερίοδος T07 (29/10/2011-28/11/2011)	111
Υποπερίοδος T08 (28/11/2011-28/12/2011)	113
Υποπερίοδος T09 (28/12/2011-27/01/2012)	115
Υποπερίοδος T10 (27/01/2012-26/02/2012)	117
Υποπερίοδος T11 (26/02/2012-27/03/2012)	119

ΣΥΜΠΕΡΑΣΜΑΤΑ ΑΠΟ ΤΗ ΣΥΣΧΕΤΙΣΗ ΕΔΑΦΙΚΗΣ ΠΑΡΑΜΟΡΦΩΣΗΣ-ΣΕΙΣΜΙΚΟΤΗΤΑΣ ΓΙΑ ΤΟ 2011-2012	123
ΚΕΦΑΛΑΙΟ 7	132
ΣΥΜΠΕΡΑΣΜΑΤΑ -ΣΥΖΗΤΗΣΗ	132
ΞΕΝΟΓΛΩΣΣΗ ΒΙΒΛΙΟΓΡΑΦΙΑ.....	136
ΕΛΛΗΝΟΓΛΩΣΣΗ ΒΙΒΛΙΟΓΡΑΦΙΑ.....	147
ΙΣΤΟΣΕΛΙΔΕΣ	149
ΠΑΡΑΡΤΗΜΑ 1	151
ΠΑΡΑΡΤΗΜΑ 2	164
ΠΑΡΑΡΤΗΜΑ 3	175

ΚΑΤΑΛΟΓΟΣ ΠΙΝΑΚΩΝ

<i>Πίνακας 1 Δεδομένα εκρήξεων στην περιοχή της Θήρας και των σχηματισμών που προέκυψαν από αυτές. Οι κωδικοί των σχηματισμών (Code και Name) είναι σύμφωνα με το Γεωλογικό χάρτη (χάρτης 3 - Druit 1999). Οι υπόλοιπες πληροφορίες είναι από Paradoroulos & Orfanogiannaki 2005. Τα σύμβολα συμβολίζουν τα εξής: Υποθαλάσσια έκρηξη, D= έκρηξη δόμου, I= έκρηξη με ηφαιστειακό σχηματισμό, E= κανονική έκρηξη, F= έκχυση λάβας, VEI= Δείκτης ηφαιστειακής εκρηκτικότητας (Volcanic Explosivity Index).....</i>	42
<i>Πίνακας 2 Σεισμοί με μέγεθος μεγαλύτερο ή ίσο με 6 ρίχτερ (600 π.Χ.-2010). Οι σεισμοί που έλαβαν χώρα κατά τη διάρκεια ηφαιστειακών εκρήξεων παρουσιάζονται με έντονη μπλε γραμματοσειρά. [Κολαΐτης 2011].....</i>	56
<i>Πίνακας 3 Οι γεωγραφικές συντεταγμένες και τα ονόματα των σταθμών που χρησιμοποιήθηκαν στην παρούσα εργασία.....</i>	64
<i>Πίνακας 4 Στον πίνακα φαίνονται αναλυτικά οι φάσεις των σεισμών (P & S) ανά σταθμό αναλυτικά.</i>	65
<i>Πίνακας 5 Μοντέλο ταχυτήτων που χρησιμοποιήθηκε [Κολαΐτης 2011].....</i>	68
Πίνακας 6 Χρονικές υποπερίοδοι	98

ΚΑΤΑΛΟΓΟΣ ΧΑΡΤΩΝ

Χάρτης 1. Το νησιωτικό σύμπλεγμα της Θήρας.....	15
Χάρτης 2. Τα ενεργά ηφαίστεια του ελλαδικού χώρου	24
Χάρτης 3. Γεωλογικός χάρτης Θήρας [Druitt et al 1999].....	26
Χάρτης 4 Σχηματισμοί στην Παλαιά και Νέα Καμένη. Απόσπασμα του Γεωλογικού χάρτη (χάρτης 4) σύμφωνα με Druitt 1999.	43
Χάρτης 5 Χαρακτηριστικά της ενεργού τεκτονικής του Ελληνικού τόξου με έμφαση στο νότιο Αιγαίο. 1. Όρια λιθοσφαιρικών πλακών, 2. Ζώνη αναστροφών ρηγμάτων, 3. Τα σπουδαιότερα κανονικά ρήγματα, 4. Ρήγματα οριζόντιας μετατόπισης, 5. Ηφαίστεια Πλειο-τεταρτογενούς, 6. Ζώνη συμπίεσης. Τα κόκκινα βέλη τη διεύθυνση ενεργού εφελκυσμού. Τα μαύρα βέλη δείχνουν την κίνηση της Αφρικανικής πλάκας και τη διεύθυνση των συμπιεστικών τάσεων. Στο κόκκινο κύκλο είναι η ευρύτερη περιοχή της Σαντορίνης [Μουντράκης Δημ. 2010]	45
Χάρτης 6 Χάρτης που δείχνει την ενεργό δυναμική της Ανατολικής Μεσογείου, τις κινήσεις των μικροπλακών στην περιοχή και τη διαμόρφωση του Ελληνικού- Αιγαϊακού και του Κυπριακού τόξου [Parazachos et al 1997a, Μουντράκης Δημ 2010].	46
Χάρτης 7. Μηχανισμοί γένεσης των σημαντικότερων σεισμών του Ελληνικού χώρου με μέγεθος μεγαλύτερο των 5.5 R, όπως υπολογίστηκαν από τους Kíratzi & Louvari [2003]. Στο κόκκινο κύκλο είναι η ευρύτερη περιοχή των νότιων Κυκλάδων και άρα και της Σαντορίνης.	47
Χάρτης 8 Τεκτονικός χάρτης του ηφαιστειακού συμπλέγματος της Σαντορίνης (Heiken and McCoy 1984)	48
Χάρτης 9 Τα ρήγματα της ευρύτερης περιοχής της Σαντορίνης.[Sakellariou 2010]	49
Χάρτης 10. Απλοποιημένος χάρτης των τμημάτων του σημερινού Ελληνικού τόξου. 1: Μεσογειακή ράχη 2: Τάφρος 3: Νησιωτικό τόξο 4: Οπισθοτάφρος 5: Ηφαιστειακό τόξο. Τα κίτρινα ανύσματα δείχνουν τη φορά και την ταχύτητα κίνησης της πλάκας, όπως υπολογίζονται από δορυφορικές μετρήσεις (GPS)[Παπανικολάου, Ι., Σίδερης Χρ, 2007]	51
Χάρτης 11 Χωρική κατανομή των σεισμών του παραπάνω πίνακα με μέγεθος μεγαλύτερο ή ίσο του 6 ρίχτερ (600 π.Χ.-2010). Οι σεισμοί απεικονίζονται με κόκκινο κύκλο και οι σταθμοί με μαύρο τρίγωνο, όπως φαίνεται και στο αντίστοιχο υπόμνημα.....	57
Χάρτης 12 Στο χάρτη απεικονίζονται τα επίκεντρα των δύο σεισμών της Αμοργού στις 9 Ιουλίου του 1956 στις 03:11 (UTC) και 03:24 (UTC) καθώς και οι σεισμικές εντάσεις (κόκκινοι αριθμοί και ελλείψεις) σύμφωνα με τους Papadopoulos & Pavlides [1992] και με μπλε αριθμούς φαίνονται τα ύψη που έφτασαν τα κύματα βαρύτητας σύμφωνα με τους Ambraseys (1960) ,Galanopoulos (1960) [Brustle et al, 2014]. ..	59
Χάρτης 13. Παρουσιάζεται η χωρική κατανομή της ενόργανης καταγραφής της σεισμικότητας της περιοχής με όλα τα μεγέθη από το 1964 ως μια μέρα πριν την έναρξη των διαθέσιμων δεδομένων για επεξεργασία και άρα και παραμόρφωσης, βάση καταλόγων του Γ.Ι του Ε.Α.Α.	61

Χάρτης 14. Οι σταθμοί που χρησιμοποιήθηκαν στη συγκεκριμένη μελέτη σεισμικότητας απεικονίζονται με μαύρο τρίγωνο και άσπρη γραμματοσειρά.	63
Χάρτης 15 Στον οποίο φαίνονται οι σεισμοί που προσδιορίστηκαν με τη βοήθεια των προγραμμάτων Hyro71, HyroInverse και HyroDD.....	69
Χάρτης 16 Στον οποίο απεικονίζονται οι σεισμοί που προσδιορίστηκαν με Hyro71.	75
Χάρτης 17 Στον οποίο απεικονίζονται οι σεισμοί που προσδιορίστηκαν με HyroInverse.....	76
Χάρτης 18 Στον οποίο απεικονίζονται οι σεισμοί που προσδιορίστηκαν με HyroDD στο οποίο χρησιμοποιήθηκε σαν αρχείο εισόδου το αποτέλεσμα του Hyro71 από προηγούμενο στάδιο.....	79
Χάρτης 19 Στον οποίο απεικονίζονται οι σεισμοί που προσδιορίστηκαν με HyroDD στο οποίο χρησιμοποιήθηκε σαν αρχείο εισόδου το αποτέλεσμα του HyroInverse από προηγούμενο στάδιο.	80
Χάρτης 20 Μηχανισμοί γένεσης στην περιοχή της καλδέρας.....	81
Χάρτης 21 Χάρτης αναγλύφου (dem) της Σαντορίνης στα αριστερά και δεξιά τα σημεία στόχοι.....	97
Χάρτης 22 Σεισμικότητα για την όλη την περίοδο μελέτης από 3/3/2011 έως 27/3/2012. Κάθε περίοδος (T01-T11) απεικονίζεται με διαφορετικό χρώμα, όπως φαίνεται και στο υπόμνημα. Τα επίκεντρα είναι προσδιορισμένα με HyroInverse.	99
Χάρτης 23 Εδαφική παραμόρφωση σε σχέση με την σεισμικότητα για την υποπερίοδο T01.	100
Χάρτης 24 Εδαφική παραμόρφωση σε σχέση με την σεισμικότητα για την υποπερίοδο T02.	102
Χάρτης 25 Εδαφική παραμόρφωση σε σχέση με την σεισμικότητα για την υποπερίοδο T03.	104
Χάρτης 26 Εδαφική παραμόρφωση σε σχέση με την σεισμικότητα για την υποπερίοδο T04.	106
Χάρτης 27 Εδαφική παραμόρφωση σε σχέση με την σεισμικότητα για την υποπερίοδο T05.	108
Χάρτης 28 Εδαφική παραμόρφωση σε σχέση με την σεισμικότητα για την υποπερίοδο T06.	110
Χάρτης 29 Εδαφική παραμόρφωση σε σχέση με την σεισμικότητα για την υποπερίοδο T07.....	112
Χάρτης 30 Εδαφική παραμόρφωση σε σχέση με την σεισμικότητα για την υποπερίοδο T08.	114
Χάρτης 31 Εδαφική παραμόρφωση σε σχέση με την σεισμικότητα για την υποπερίοδο T09.	116
Χάρτης 32 Εδαφική παραμόρφωση σε σχέση με την σεισμικότητα για την υποπερίοδο T10.	118
Χάρτης 33 Εδαφική παραμόρφωση σε σχέση με την σεισμικότητα για την υποπερίοδο T11.	120
Χάρτης 34 Εδαφική παραμόρφωση σε σχέση με την σεισμικότητα για την όλη την περίοδο μελέτης T01-T11 (03/03/2011- 27/03/2012).	124
Χάρτης 35 Στο χάρτη απεικονίζονται τα σημεία με τη μεγαλύτερη ανύψωση και τη μεγαλύτερη καθίζηση.	128
Χάρτης 36 Απεικόνιση της μεταβολής της κατανομής της εδαφικής παραμόρφωσης σε σχέση με την προηγούμενη περίοδο (με την υποπερίοδο T0:3/3/2011)	152
Χάρτης 37 Απεικόνιση της μεταβολής της κατανομής της εδαφικής παραμόρφωσης σε σχέση με την προηγούμενη περίοδο (με την υποπερίοδο T1:3/3/2011-2/5/2011).....	153

Χάρτης 38 Απεικόνιση της μεταβολής της κατανομής της εδαφικής παραμόρφωσης σε σχέση με την προηγούμενη περίοδο (με την υποπερίοδο T2:2/5/2011-01/07/2011).....	154
Χάρτης 39 Απεικόνιση της μεταβολής της κατανομής της εδαφικής παραμόρφωσης σε σχέση με την προηγούμενη περίοδο (με την υποπερίοδο T3:01/7/2011-31/7/2011).....	155
Χάρτης 40 Απεικόνιση της μεταβολής της κατανομής της εδαφικής παραμόρφωσης σε σχέση με την προηγούμενη περίοδο (με την υποπερίοδο T4:31/7/2011-30/8/2011).....	156
Χάρτης 41 Απεικόνιση της μεταβολής της κατανομής της εδαφικής παραμόρφωσης σε σχέση με την προηγούμενη περίοδο (με την υποπερίοδο T5:30/8/2011-29/9/2011).....	157
Χάρτης 42 Απεικόνιση της μεταβολής της κατανομής της εδαφικής παραμόρφωσης σε σχέση με την προηγούμενη περίοδο (με την υποπερίοδο T6:29/9/2011-29/10/2011).....	158
Χάρτης 43 Απεικόνιση της μεταβολής της κατανομής της εδαφικής παραμόρφωσης σε σχέση με την προηγούμενη περίοδο (με την υποπερίοδο T7:29/10/2011-28/11/2011).....	159
Χάρτης 44 Απεικόνιση της μεταβολής της κατανομής της εδαφικής παραμόρφωσης σε σχέση με την προηγούμενη περίοδο (με την υποπερίοδο T8:28/11/2011-28/12/2011).....	160
Χάρτης 45 Απεικόνιση της μεταβολής της κατανομής της εδαφικής παραμόρφωσης σε σχέση με την προηγούμενη περίοδο (με την υποπερίοδο T9:28/12/2011-27/1/2012).....	161
Χάρτης 46 Απεικόνιση της μεταβολής της κατανομής της εδαφικής παραμόρφωσης σε σχέση με την προηγούμενη περίοδο (με την υποπερίοδο T10:27/01/2012-26/2/2012).....	162

ΠΡΟΛΟΓΟΣ

Οι φυσικές καταστροφές εκτός από οδυνηρή πραγματικότητα αποτελούν και τον πιο σοβαρό ανασταλτικό παράγοντα για την ευημερία και την οικονομική πρόοδο των κοινωνικών συνόλων. Συγχρόνως όμως απειλούν και την ίδια την ύπαρξη των κοινωνιών που πλήττουν. Οι συνέπειες τους είναι τόσο άμεσες όσο και έμμεσες. Αποδιοργανώνουν την ομαλή κοινωνική ζωή, προκαλούν απώλειες σε ανθρώπινες ζωές και καταστροφές σε κτήρια, κατοικίες και στις υποδομές διοικητικών, εκπαιδευτικών, υγειονομικών και κοινωνικών υπηρεσιών και οργανισμών. Εκτός από τις αναντικατάστατες απώλειες των ανθρωπίνων ζώων, το οικονομικό κόστος της ανοικοδόμησης και αποκατάστασης των καταστρεπτικών αποτελεσμάτων τους είναι συχνά πολύ μεγάλο και δυσβάσταχτο για τη κοινωνία καθώς επηρεάζεται εκτός από τον δημόσιο και ο ιδιωτικός τομέας. Η ανοδική πορεία και πρόοδος μιας κοινωνίας διακόπτεται απότομα και συνήθως η ανάκαμψη και η διαδικασία της αποκατάστασης έχει μεγάλη χρονική διάρκεια, εγκλωβίζοντας έτσι το κοινωνικό σύνολο σε μια περίοδο στασιμότητας ή ακόμα και οπισθοδρόμησης.

Ένα από τα πιο εντυπωσιακά φυσικά φαινόμενα, αλλά συγχρόνως και τα πιο καταστροφικά, είναι χωρίς αμφιβολία τα ηφαίστεια. Όπως και οι σεισμοί, είναι αποτέλεσμα εσωτερικών διεργασιών του πλανήτη, αλλά αν και συχνά στην συνείδηση του ευρύ κοινού παραγνωρίζεται η σοβαρότητα τους σε σχέση με αυτούς, σε ακραίες περιπτώσεις αποδεικνύονται πολύ περισσότερο καταστροφικά και με πιο μακροχρόνιες επιπτώσεις απ' ότι τα σεισμικά γεγονότα. Μια ηφαιστειακή έκρηξη πολύ μεγάλης κλίμακας μπορεί να έχει επιπτώσεις που να εκτείνονται σε περιοχές πολύ μακριά από το σημείο της έκρηξης και οι οποίες να έχουν ως αποτέλεσμα την βίαιη απορρύθμιση των οικοσυστημάτων ακόμα και σε πλανητικό επίπεδο για κάποια αξιοσημείωτη χρονική περίοδο. Οι καταστροφές που θα προκληθούν σε μια τέτοια περίπτωση είναι δύσκολο να υπολογιστούν και οι οικονομικές επιπτώσεις θα είναι τεράστιες. Ακόμα χειρότερα, στις περιπτώσεις των υπερηφαιστίων (πχ Yellowstone,

Η.Π.Α.), εκφράζονται ανησυχίες πως μια έκρηξη πλήρους κλίμακας θα μπορούσε να θέσει σε κίνδυνο ακόμα και την ύπαρξη του ανθρωπίνου είδους στον πλανήτη.

Ειδικά κατά την αρχαιότητα μια μεγάλη έκρηξη ηφαιστείου θα μπορούσε να προκαλέσει ακόμα και την καταστροφή ενός πολιτισμού όσο ακμαίος και να ήταν αυτός κατά την στιγμή της έκρηξης. Χαρακτηριστικό παράδειγμα αποτελεί η έκρηξη του ηφαιστείου της Θήρας (1613 π.Χ), στην οποία αποδίδεται η σταδιακή παρακμή του Μινωικού πολιτισμού από εκείνη την περίοδο και μετά. Τα αποτελέσματα αυτής της έκρηξης έγιναν αντιληπτά μέχρι τις ακτές της Αιγύπτου και πυροδότησαν διάφορες λαϊκές δοξασίες σχετικά με τον μύθο της αρχαίας Ατλαντίδος.

Εδώ και 3600 χρόνια ο ελλαδικός χώρος δεν έχει γνωρίσει παρόμοιο κίνδυνο και η όποια ηφαιστειακή δραστηριότητα έχει υπάρξει είναι πολύ μικρή. Αν και το μεγαλύτερο τμήμα του Ελλαδικού χώρου χαρακτηρίζεται από μεγάλη σεισμικότητα και σε γενικές γραμμές η σεισμική απειλή κρίνεται σοβαρή, η αντίστοιχη απειλή από την δράση των ηφαιστείων είναι χαμηλή. Έτσι κατά την σύγχρονη εποχή δεν έχουν υπάρξει καταστροφές ή αναστάτωση όπως σε άλλες περιοχές. Ο εφησυχασμός όμως, ειδικά όσον αφορά τις φυσικές καταστροφές, μπορεί να αποβεί καταστροφικός και γι' αυτό θα πρέπει να καταβάλλεται συνεχής προσπάθεια για όσο το δυνατόν τον μετριασμό των επιπτώσεων των φυσικών καταστροφών και την προστασία του κοινωνικού συνόλου από αυτές. Στο πλαίσιο των σχεδιασμών της πολιτικής προστασίας θα πρέπει να αξιοποιείται κάθε πληροφορία και στοιχείο που θα μπορούσε να συμβάλλει στην προετοιμασία για την πρόληψη και αποφυγή των επιπτώσεων μελλοντικών φυσικών καταστροφών. Παράλληλα στους τομείς της έρευνας και εφαρμοσμένης επιστήμης, θα πρέπει να αναπτύσσονται συντονισμένες και στοχευμένες προσπάθειες για την διερεύνηση μεθοδολογιών, που θα μπορούσαν να οδηγήσουν, στις περιπτώσεις βέβαια που είναι δυνατό κάτι τέτοιο, στην αναγνώριση και τον εντοπισμό φυσικών μηχανισμών και διεργασιών που αποτελούν πρόδρομα φαινόμενα επικείμενων φυσικών καταστροφών.

Μία από τις πιο χαρακτηριστικές φυσικές διεργασίες, που έχει συσχετισθεί τόσο με την σεισμική όσο και την ηφαιστειακή δράση είναι η εδαφική παραμόρφωση. Η παρακολούθηση της πορείας της εδαφικής παραμόρφωσης μιας συγκεκριμένης περιοχής μπορεί να δώσει χρήσιμες πληροφορίες για την εξέλιξη της σεισμικής αλλά κυρίως της ηφαιστειακής δραστηριότητας και μπορεί να οδηγήσει στη βραχυπρόθεσμη πρόγνωση εκρήξεων που μπορεί να ακολουθήσουν.

Στο πλαίσιο της παρούσας εργασίας, θα αναλυθούν δεδομένα εδαφικής παραμόρφωσης που αφορούν την ευρύτερη περιοχή της νήσου Θήρας και τα οποία αναφέρονται στην χρονική περίοδο από 3/3/2011 έως 27/3/2012. Τη συγκεκριμένη περίοδο παρατηρήθηκε αυξημένη σεισμικότητα στην περιοχή, σε σχέση με παλαιότερα χρονικά και χαρακτηρίστηκε ως φάση διέγερσης (Unrest period).

Κατόπιν θα διερευνηθεί κάποιου είδους συσχέτιση της εδαφικής παραμόρφωσης με την καταγεγραμμένη σεισμικότητα, κατά την ίδια περίοδο και θα γίνει προσπάθεια εντοπισμού ζωνών ενδιαφέροντος στην περιοχή μελέτη. Για την καλύτερη μελέτη και ερμηνεία του φαινομένου της εδαφικής παραμόρφωσης, επιβάλλεται να κατανοήσουμε εκτός από τις γεωλογικές συνθήκες και το γεωτεκτονικό καθεστώς που επικρατεί στην Θήρα και την γεωλογική ενότητα στην οποία αυτή ανήκει και κάποιες βασικές έννοιες.

Η δομή της μεταπτυχιακής εργασίας αποτελείται από τα εξής κεφάλαια:

Στο πρώτο κεφάλαιο γίνεται αναφορά στην περιοχή μελέτης, που είναι η ευρύτερη περιοχή της Σαντορίνης και περιγράφεται η δομή και τα τμήματα από τα οποία αποτελείται ένα ηφαίστειο, καθώς και τα προϊόντα αυτού σε περίπτωση ηφαιστειακής έκρηξης.

Στο δεύτερο κεφάλαιο μελετάται η γεωλογία του Νότιου Αιγαίου με έμφαση στη Γεωλογία της Σαντορίνης. Επίσης, αναλύεται η Ηφαιστειότητα του Ελλαδικού χώρου και της Σαντορίνης με αναλυτικότερη περιγραφή των ηφαιστειακών εκρήξεων και σχηματισμών.

Στο τρίτο κεφάλαιο μελετάται το γεωτεκτονικό καθεστώς της περιοχής μελέτης και τα τμήματα του Ελληνικού ορογενετικού τόξου.

Στο τέταρτο κεφάλαιο γίνεται σεισμική μελέτη της ευρύτερης περιοχής της Σαντορίνης με έμφαση στο σεισμό της Αμοργού το 1956. Παρατίθενται τα αποτελέσματα που προέκυψαν από τη σεισμική ανάλυση των ημερήσιων κυματομορφών για την περίοδο μελέτης (3/3/2011-27/3/2012) και τα οποία προέκυψαν μετά τη χρήση τριών διαφορετικών αλγόριθμων (hyro71, HyroInverse & HyroDD). Ακολούθησε η στατιστική ανάλυση αυτών με σκοπό τη σύγκριση των αλγορίθμων και την επιλογή καταλόγου σεισμικών παραμέτρων που θα χρησιμοποιηθεί σε επόμενο κεφάλαιο για την σύγκριση με την εδαφική παραμόρφωση. Τέλος υπολογίστηκαν μηχανισμοί γένεσης.

Στο πέμπτο κεφάλαιο περιγράφεται η μέθοδος της συμβολομετρίας Ραντάρ τύπου SAR από την οποία προέκυψαν τα δεδομένα της εδαφικής παραμόρφωσης που χρησιμοποιήθηκαν στην παρούσα μελέτη.

Στο έκτο κεφάλαιο γίνεται συσχέτιση σεισμικότητας με την εδαφική παραμόρφωση για το διάστημα ενδιαφέροντος (3/3/2011-27/3/2012) και εντοπισμός ζωνών ενδιαφέροντος στις οποίες σημειώνεται η μεγαλύτερη ανύψωση και καθίζηση. Με σκοπό την καλύτερη παρακολούθηση του φαινομένου χωρίστηκαν τα δεδομένα σε έντεκα υποπεριόδους και γίνεται συσχέτιση με τη σεισμικότητα ανά μήνα. Στο τέλος του κεφαλαίου αναγράφονται συμπεράσματα από τη μελέτη αυτή από όλες τις υποπεριόδους.

Στο έβδομο κεφάλαιο αποτυπώνονται τα γενικότερα συμπεράσματα της παρούσας έρευνας.

Στο τέλος της εργασίας υπάρχουν παραρτήματα με χάρτες και σεισμικές τομές που δε χρησιμοποιήθηκαν στο κυρίως κείμενο, αλλά ελήφθησαν υπόψη στην εξαγωγή συμπερασμάτων (βλέπε Παράρτημα 1 και 3). Επίσης, υπάρχει και λίστα με τη διαθεσιμότητα των σεισμικών δεδομένων (βλέπε Παράρτημα 2) που χρησιμοποιήθηκε

και ο οποίος πρέπει να ληφθεί σοβαρά υπόψη ειδικά στις υποπεριόδους που υπάρχει ελάχιστη ή μηδαμινή σεισμικότητα στην περιοχή ενδιαφέροντος.

Στην παρούσα εργασία χρησιμοποιήθηκε το ArcGIS για την προβολή χαρτών με επίκεντρα και σταθμούς, το σχεδιαστικό πακέτο GMT (Wessel and Smith, 1991, 1995, 1998) για την δημιουργία χαρτών με ρήγματα, σεισμικές τομές και την 3D απεικόνιση της χωρικής κατανομής των επικέντρων, το Surfer για την δημιουργία χαρτών κατανομής εδαφικής παραμόρφωσης και το MATLAB για την δημιουργία στατιστικών ιστογραμμάτων και διαγραμμάτων. Για την δημιουργία του ψηφιακού μοντέλου εδάφους (DEM) χρησιμοποιήθηκαν δεδομένα τοπογραφίας SRTM, ανάλυσης 1 sec (περίπου 30m) και τα οποία είναι διαθέσιμα μέσω του USGS (<http://earthexplorer.usgs.gov/>).

ΠΕΡΙΛΗΨΗ

Η παρούσα εργασία πραγματεύεται την μελέτη της πορείας της εδαφικής παραμόρφωσης στην ευρύτερη περιοχή της νήσου Θήρας κατά το χρονικό διάστημα 3/3/2011 – 27/3/2012 σε συνδυασμό την με την σεισμικότητα της εν λόγω περιοχής κατά την ίδια περίοδο.

Στο πλαίσιο της μελέτης αυτής γίνεται επεξεργασία δεδομένων τιμών εδαφικής παραμόρφωσης που έχουν ληφθεί με την μέθοδο SARinterferometry (Συμβολομετρίας Ραντάρ) και τα οποία αναφέρονται σε συγκεκριμένα σταθερά σημεία βάσης. Για την καλύτερη παρακολούθηση της εξέλιξης του φαινομένου η χρονική περίοδος της μελέτης χωρίστηκε σε 12 υποπεριόδους διάρκειας περίπου ενός μηνός.

Παράλληλα εξετάζεται η σεισμικότητα της περιοχής και γίνεται ανάλυση και ερμηνεία των μικροσεισμικών παραμέτρων του συνόλου των σεισμικών γεγονότων, τα οποία έλαβαν χώρα την ίδια περίοδο, σε μια προσπάθεια να αναζητηθούν συσχετισμοί μεταξύ των περιοχών που εντοπίζονται οι μεγαλύτερες διακυμάνσεις εδαφικής παραμόρφωσης και των περιοχών που συναντάται το μεγαλύτερο πλήθος σεισμικών γεγονότων.

ABSTRACT

The present thesis is studying and monitoring the development of ground deformation in the broader area of Santorini Island during the time period from 3/3/2011 to 27/3/2011 in correlation with the seismicity of the region for the same time period.

In the context of this study, ground deformation data that have been acquired by the method of SAR interferometry and refer to certain fixed base points are being processed. In order to have a clearer image of the phenomenon's progress the time period of the study is divided in 12 subperiods of approximately one month in duration.

Alongside with the monitoring of ground deformation, the seismicity of the study area is being evaluated and examined as well. The microseismic parameters of the seismic events that took place in the study area are being analyzed and interpreted in an effort of finding connection points between the regions with the greater variance of ground deformation values and the areas that the majority of seismic events are found to be.

ΕΥΧΑΡΙΣΤΙΕΣ

Κατ' αρχάς θα ήθελα να ευχαριστήσω τον επιβλέποντα, Αναπληρωτή Καθηγητή κ. Ισαάκ Παρχαρίδη χωρίς την στήριξη και την καθοδήγηση του οποίου δε θα ήταν δυνατή η υλοποίηση της παρούσας εργασίας. Αποτελεί ιδιαίτερη τιμή προς το πρόσωπο μου η έμπρακτη εμπιστοσύνη με την οποία με περιέβαλε, αναθέτοντας μου την εκτέλεση της παρούσας και παρέχοντας μου όλα τα απαραίτητα δεδομένα και βοηθήματα για την ολοκλήρωση της, αλλά και η ελευθερία κινήσεων που μου παραχώρησε, όσον αφορά την πορεία της εργασίας και την προσέγγιση του εξεταζόμενου θέματος.

Επίσης επιθυμώ να εκφράσω τις θερμές μου ευχαριστίες προς τον κ. Γ. Δρακάτο, διευθυντή ερευνών του ΓΙ-ΕΑΑ, του οποίου η συμβολή ήταν εξίσου καθοριστική, καθώς τόσο η εγκάρδια του συμπαράσταση όσο και οι στοχευμένες συμβουλές και παρατηρήσεις του, σε κομβικά σημεία στην πορεία της παρούσας εργασίας, αποτέλεσαν χρήσιμο οδηγό για την ολοκλήρωση της, κυρίως όσον αφορά το τμήμα της εργασίας που αναφέρεται στην εξέταση στις σεισμικότητας.

Επίσης ευχαριστώ τον Καθηγητή κ. Κ. Παπαζάχο για την παροχή βιβλιογραφικού υλικού, αλλά και για τις άκρως εποικοδομητικές συζητήσεις, που είχα μαζί του σε διάφορες περιστάσεις και τα όσα χρήσιμα αποκόμισα από τις αυτές.

Η συνεισφορά επίσης του Δρος Άγγελου Κολαΐτη, και του διευθυντή ερευνών κ. Γ. Χουλιάρα ήταν επίσης πολύ σημαντική, τόσο σε επίπεδο συμβουλών όσο και στο επίπεδο της παροχής χρήσιμου επιστημονικού υλικού.

Ευχαριστώ τον διευθυντή ερευνών κ. Γ. Παπαδόπουλο για την ανταπόκριση του στην παροχή επιστημονικού υλικού.

Τέλος, ευχαριστώ την οικογένεια μου για την στήριξη και την συμπαράσταση τους καθ' όλη την διάρκεια της εκτέλεσης της παρούσας εργασίας.

ΚΕΦΑΛΑΙΟ 1

ΕΙΣΑΓΩΓΗ-ΠΕΡΙΟΧΗ ΜΕΛΕΤΗΣ

Η νήσος Θήρα ή Σαντορίνη (Χάρτης 1) βρίσκεται στο νότιο Αιγαίο πέλαγος. Αποτελεί το νοτιότερο μέλος του νησιωτικού συμπλέγματος των Κυκλάδων. Απέχει περίπου 128 ναυτικά μίλια από τον Πειραιά και 63 από τη Κρήτη. Εκτείνεται σε γεωγραφικό πλάτος από $36^{\circ} 19' 56''$ (N) έως $36^{\circ} 28' 40''$ (B) και σε γεωγραφικό μήκος από $25^{\circ} 19' 22''$ (Δ) έως $25^{\circ} 29' 13''$ (Α) και η έκταση της νήσου είναι 75,8 τετραγωνικά χιλιόμετρα (Dominey-Howes, D., & Minos-Minopoulos, D. 2004). Οι μόνιμοι κάτοικοι είναι 13670, ενώ το νησί επισκέπτονται πάνω από ένα εκατομμύριο [Friedrich 2009]. Αποτελεί τμήμα του ελληνικού ηφαιστειακού τόξου και χαρακτηρίζεται ως ενεργό ηφαίστειο μαζί με την Μήλο, την Νίσυρο και τα Μέθανα. Η σημερινή της μορφή είναι μεταξύ ημικυκλικού και πεταλοειδούς σχήματος και έχει προκύψει από τις διάφορες ηφαιστειακές εκρήξεις στην πορεία του χρόνου. Το ηφαίστειο της Θήρας (χάρτης 1) αποτελείται από τα νησιά Παλαιά Καμένη (46-47 μΧ), Νέα Καμένη (1707-1711 μΧ), το υποθαλάσσιο ηφαίστειο Κολούμπο (1650 μΧ) και τα Χριστιανά Νησιά [Vougioukalakis 2005].



Χάρτης 1. Το νησιωτικό σύμπλεγμα της Θήρας

ΔΟΜΗ ΚΑΙ ΠΡΟΙΟΝΤΑ ΗΦΑΙΣΤΕΙΟΥ

Ηφαίστειο

Ονομάζουμε ένα φυσικό σύστημα μέσω του οποίου μεταφέρονται στην επιφάνεια της γης στερεά και ρευστά αναβλήματα, θερμά διαλύματα, καθώς και αέριες φάσεις που προέρχονται από το εσωτερικό της γης. Επιπροσθέτως, πραγματοποιείται μεταφορά θερμικής ενέργειας από τα εσωτερικά προς τα εξωτερικά στρώματα της γης. Ο παραπάνω ορισμός χρησιμοποιείται και για τον ηφαιστειακό κώνο, ο οποίος σχηματίζεται γύρω από τον χώρο εξόδου και εκτίναξης των ηφαιστειακών υλικών. Από τα προϊόντα που εκτινάσσονται, τα πτητικά συστατικά, αναμειγνύονται και αντιδρούν με διάφορους τρόπους με τις αέριες φάσεις της ατμόσφαιρας. Όσον αφορά τα υλικά που αρχικώς βρίσκονταν σε ρευστή κατάσταση, ψύχονται και στη συνέχεια στερεοποιούνται.

Μάγμα

Ονομάζεται το παχύρρευστο υλικό (τήγμα), το οποίο έχει τηχθεί και είναι κυρίως πυριτικής σύστασης. Επιπλέον, το υλικό αυτό περιέχει όχι μόνο διαλυμένες φάσεις αερίων (κυρίως υδρατμών), αλλά και στερεά συσσωματώματα διαφόρων ορυκτολογικών συστάσεων, τα οποία προέρχονται από την προοδευτική κρυστάλλωση του μαγματικού τήγματος.

Όταν το μάγμα φθάνει στην επιφάνεια της γης δια μέσου κάποιου ηφαιστειακού αγωγού, απελευθερώνεται ταχύτατα στην ατμόσφαιρα σχεδόν το σύνολο των διαλυμένων αερίων και έτσι το τήγμα μετατρέπεται σε συμπαγή λάβα.

Το μάγμα που εξέρχεται με ήπιο τρόπο στην επιφάνεια δημιουργεί «γλώσσες» ή ρεύματα λάβας. Στις περιπτώσεις που η έξοδός του είναι εκρηκτική, τότε λαμβάνει χώρα βίαιη απελευθέρωση των αερίων φάσεων, η οποία προκαλεί ακανόνιστες ρηγματώσεις και φυσαλίδες στο τήγμα διαφορετικών διαστάσεων που εκτινάσσονται στον αέρα σε μικρά θραύσματα και τα οποία ψύχονται ταχύτατα. Όταν αποτίθενται τα υλικά αυτών γύρω από το στόμιο εκπομπής σχηματίζονται τα πυροκλαστικά προϊόντα. Οι ηφαιστειακές εκδηλώσεις που δημιουργούν υλικά αυτού του είδους

χαρακτηρίζονται ως μαγματικές εκρήξεις, δηλαδή στην περίπτωση που συνδέονται άμεσα με απελευθέρωση αερίων που αρχικά περιλαμβάνονταν μέσα στο μαγματικό τήγμα.

Υδροεκρήξεις ή φρεατικές εκρήξεις

Είναι εκρήξεις οι οποίες είναι αποτέλεσμα ταχύτατης εξάτμισης νερού, που δεν έχει ενδομαγματική προέλευση, αλλά προέρχεται από υπόγειους υδροφόρους ορίζοντες (λίμνες, παγετώνες, θάλασσα κλπ). Συγκεκριμένα μία έκρηξη χαρακτηρίζεται ως τέτοια, όταν οφείλεται αποκλειστικά σε υπερθέρμανση μεγάλων ποσοτήτων υπογείων νερών, ενώ οι αποκαλούμενες φρεατομαγματικές εκρήξεις είναι αυτές κατά τις οποίες εκτινάσσονται τόσο πυρακτωμένα πυροκλαστικά προϊόντα όσο και αέριες φάσεις με τη μορφή κυρίως υδρατμών.

Στόμιο

Είναι το άνοιγμα δια μέσου του οποίου το ηφαιστειακό υλικό εξέρχεται στην επιφάνεια της γης. Το τελευταίο διοχετεύεται από έναν κυλινδρικού σχήματος αγωγό και συνήθως τροφοδοτείται από κάποιον μαγματικό θάλαμο που βρίσκεται σε σχετικά μικρό βάθος (μερικά χιλιόμετρα), ανάλογα με την περιοχή.

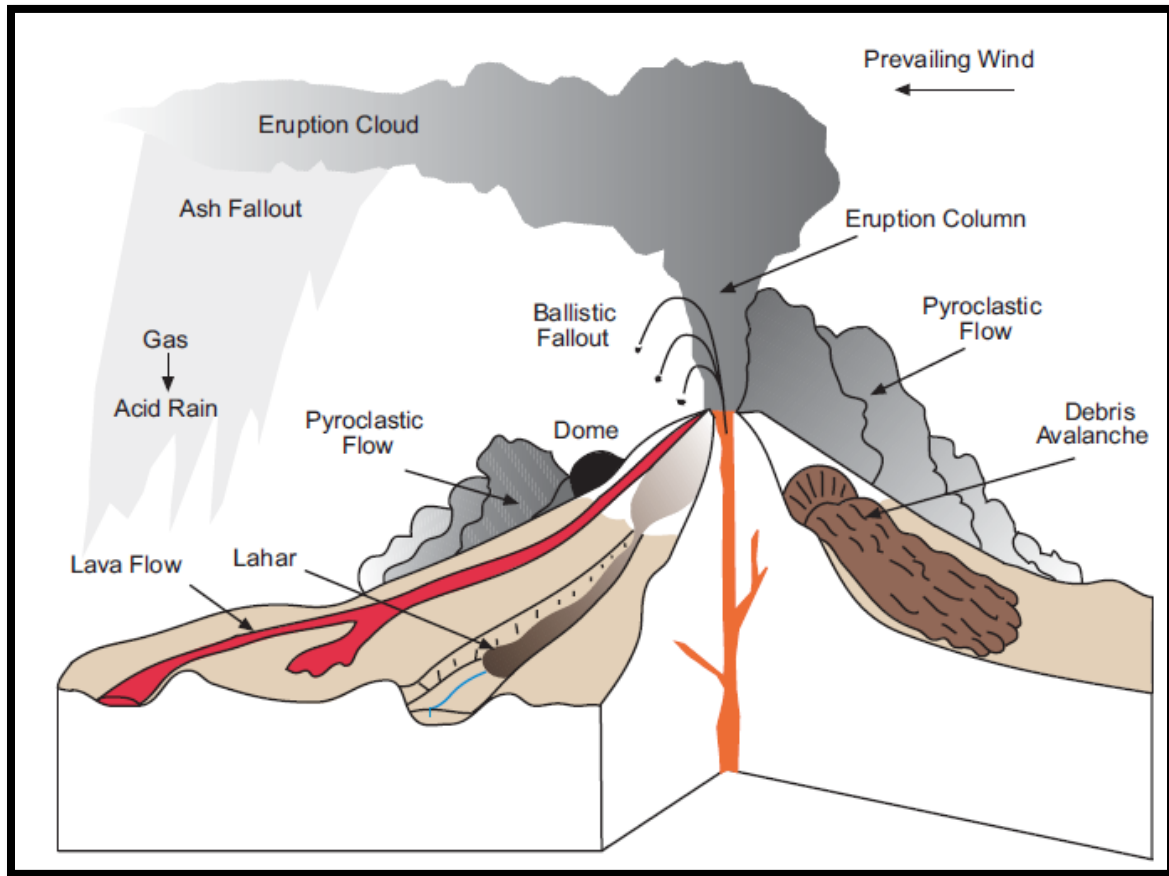
Ογκώδεις εκρήξεις κυρίως πυρακτωμένης λάβας, από ανοίγματα κατά μήκος ρωγμών, δημιουργούν μεγάλες εκτάσεις που ονομάζονται καλύμματα λάβας, ενώ εκρήξεις από (επιμήκη) αξονικά ανοίγματα σχηματίζουν κωνικά κτίσματα με διαφορές στη μορφολογία τους. Αυτό εξαρτάται κυρίως από τα φυσικοχημικά χαρακτηριστικά των εκπεμπόμενων προϊόντων (χημική σύσταση, θερμοκρασία, πίεση, ιξώδες, περιεχόμενο σε πτητικά συστατικά), καθώς και από τον τρόπο έκχυσής τους στην επιφάνεια.

Κρατήρας

Ονομάζεται το βύθισμα που παρατηρείται στους ηφαιστειακούς κώνους όταν κοντά στο στόμιο υπάρχει ένα βύθισμα με μορφή χοάνης, από όπου και εξέρχονται τα ηφαιστειακά προϊόντα.

Καλδέρα

Ονομάζεται ένα άνοιγμα σημαντικά μεγαλύτερου μεγέθους ($> 1 \text{ Km}$), με απότομη κλίση και σχεδόν επίπεδο πυθμένα, περισσότερο ή λιγότερο εκκεντρικό σε σχέση με τον κύριο άξονα του κώνου, και όχι σπάνια καλυπτόμενο από μικρές ή μεγάλες λίμνες.



Εικόνα 1 Σχηματική απεικόνιση ηφαιστείου και των προϊόντων του [Munro, A., & Parkin, D. 1999].

Ροή λάβας

Το τηγμένο πέτρωμα ρέει από τον κρατήρα και τις άλλες εξόδους του ηφαιστείου. Το μεγάλο ιξώδες αυτού του υλικού διατηρεί την ταχύτητα της ροής σε χαμηλές τιμές, γεγονός που επιτρέπει στους πληθυσμούς που βρίσκονται σε περιοχές κοντά σε ηφαίστεια που εκρήγνυνται να διαφύγουν έγκαιρα. Ο όγκος μιας τυπικής ροής λάβας κυμαίνεται από 0.01 km^3 έως 10 km^3 και η έκταση της περιοχής που θα καλυφθεί μετά

την ολοκλήρωση του φαινομένου εξαρτάται από την κλίση, το ρυθμό έκχυσης και την διάρκεια της έκρηξης. Η ροή λάβας προκαλεί σημαντικής κλίμακας καταστροφές και πυρκαγιές, τόσο στις καλλιέργειες όσο και σε άλλες ανθρωπογενείς κατασκευές, επιφέροντας σημαντικές οικονομικές ζημιές.

Θόλος λάβας και κατάρρευση του

Σε ορισμένες περιπτώσεις πριν την φάση της έκρηξης δημιουργείται ένας θόλος λάβας. Ο θόλος αυτός επεκτείνεται με ταχύτητα έως 1 m/ημέρα και χαρακτηρίζεται από μεγάλη αστάθεια. Όταν ο όγκος του αερίου αυξηθεί πολύ, ο θόλος λάβας εκρήγνυται προκαλώντας έκρηξη (π.χ. Ηφαίστειο Αγίας Ελένης). Η εκρηκτική δραστηριότητα εξελίσσεται βάση του όγκου του θόλου λάβας (Briole, P. 2006b). Δεν υπάρχουν αρκετές διαθέσιμες πληροφορίες σχετικά με τη διαδικασία κατάρρευσης και τους παράγοντες που οδηγούν σε αυτήν (Briole, P. 2006a).

Πυροκλαστική ροή

Είναι το αποτέλεσμα του συνδυασμού θερμών αερίων και κομματιών λάβας (κλασμάτων). Η πυροκλαστική ροή παράγεται κατά την κατάρρευση του θόλου λάβας ή κατά την διάρκεια μεγάλων εκρήξεων και θεωρείται μεγάλης επικινδυνότητας καθώς η ταχύτητα των κλασμάτων αυτών μπορεί να υπερβεί τα 400 km/h. Οι αποθέσεις πυροκλαστικής ροής ονομάζονται αλλιώς ιγκνιμβρίτης και αποτελούνται κυρίως από κίσηρη και δευτερευόντως από τέφρα. Ο ιγκνιμβρίτης εμφανίζεται με μεγάλη συχνότητα στην Σαντορίνη και έχει δημιουργηθεί από διάπυρα νέφη ηφαιστειακού υλικού (αέρια, σταγονίδια λάβας, και πυροκλαστικά υλικά), τα οποία καθιζάνουν και συγκολλούνται στο έδαφος ενώ βρίσκονται σε ρευστή κατάσταση και είναι θερμά. Είναι όξινα και σπανιότερα ενδιάμεσα πετρώματα. Το χρώμα ήταν αρχικά λευκό και λόγω εξαλλοίωσης του αιματίτη έγινε ροζ ή κόκκινο.

Ηφαιστειακές βόμβες

Όπως υποδηλώνει το όνομα τους, πρόκειται για κομμάτια λάβας τα οποία εκτοξεύονται και χαρακτηρίζονται από μεγάλη πυκνότητα. Είναι μερικώς λιωμένα και συνήθως έχουν διάμετρο μεγαλύτερη των 65 mm. Κάποια από τα κομμάτια αυτά κατά την εναέρια διαδρομή τους αποκτούν στρογγυλεμένα αεροδυναμικά σχήματα.

Μεταφορά και πτώση τέφρας

Πρόκειται για πολύ λεπτό υλικό που προέρχεται από τον ηφαιστειακό βράχο. Είναι προϊόν όλων των βίαιων ηφαιστειακών εκρήξεων. Στις πολύ δραστικές εκρήξεις, η τέφρα ως πολύ ελαφρό υλικό μεταφέρεται προς τα ανώτερα στρώματα της ατμόσφαιρας. Στη συνέχεια, μέσω των κινήσεων των αερίων μαζών της ατμόσφαιρας μπορεί να μεταφερθεί σε αποστάσεις εκατοντάδων έως και χιλιάδων χιλιομέτρων από την περιοχή της έκρηξης.

Εκπομπές αερίων και ηφαιστειακός θύσανος

Ένα άλλο αποτέλεσμα των ηφαιστειακών εκρήξεων είναι η έκλυση στην ατμόσφαιρα κυρίως των αερίων H_2O , CO_2 και SO_2 . Αυτά τα αέρια συνδέονται με φαινόμενα όξινης βροχής και μπορεί να προκαλούν επιμολύνσεις σε υδάτινους όγκους. Σε ορισμένες περιπτώσεις η στήλη έκρηξης (θύσανος) θερμής ηφαιστειακής τέφρας και αερίων μπορεί να αποτελέσει παράγοντα κινδύνου για την εναέρια κυκλοφορία (Eyjafjallajökull, 2010), καθώς μπορεί να ανέλθει στο ύψος πτήσης των αεροσκαφών και να προκαλέσει βλάβες και δυσλειτουργίες σε αυτά. Σε περιπτώσεις ηφαιστειακών εκρήξεων πολύ μεγάλης κλίμακας, το νέφος που δημιουργείται παραμένει για σημαντική χρονική περίοδο στην ατμόσφαιρα χωρίς να διαλύεται και έτσι μπορεί να επηρεάσει ακόμα και το κλίμα διάφορων περιοχών. Το νέφος εμποδίζει τις ακτίνες του ηλίου να φθάσουν στα κατώτερα στρώματα της ατμόσφαιρας και την επιφάνεια της Γης και έτσι σημειώνεται πτώση της θερμοκρασίας, η οποία μπορεί να διαρκέσει για αξιοσημείωτο χρονικό διάστημα.

Ροές λάσπης και συντριμμάτων (Λαχάρ)

Πρόκειται για ροές που δημιουργούνται από την ανάμιξη ηφαιστειακών σωματιδίων μεγέθους έως 10 mm και νερού. Στις ροές συντριμμάτων τα σωματίδια είναι μεγαλύτερου μεγέθους και είναι λιγότερο κολλώδεις σε σχέση με τις αντίστοιχες της λάσπης. Σε ορισμένες περιπτώσεις οι ροές αυτές χαρακτηρίζονται ως χειμαρρώδεις.

Λόγω του αυξημένου κινδύνου που μπορεί να έχει μια επερχόμενη ηφαιστειακή έκρηξη είναι σημαντικό να υπάρχει συστηματική παρακολούθηση των ενεργών ηφαιστειών μέσω παραγόντων που συσχετίζονται με την ενεργοποίησή του. Τέτοιοι

παράγοντες είναι : η σεισμικότητα, η εδαφική παραμόρφωση, η εκπομπή αερίων, θερμικές αλλαγές, αλλαγές στο υδροθερμικό νερό και ανάλυση της γεωχημικής σύνθεσης των προϊόντων κατά τη διάρκεια των εκρήξεων. (Briole, P. 2006b).

ΚΕΦΑΛΑΙΟ 2

ΓΕΩΛΟΓΙΑ ΝΟΤΙΟΥ ΑΙΓΑΙΟΥ

Στον χώρο που την σημερινή εποχή είναι γνωστός ως Αιγαίο Πέλαγος βρισκόταν η Αιγηίδα, η οποία ήταν ένας σχηματισμός αλπικής προέλευσης. Πριν 5 εκατομμύρια χρόνια αρχίζει η διεργασία του κατακερματισμού και της καταβύθισης της Αιγηίδος. Η διεργασία αυτή βαθμιαία θα οδηγήσει στην δημιουργία της Θήρας. Η καταβύθιση αυτή προκάλεσε την περαιτέρω τήξη του υποκείμενου λιθοσφαιρικού υλικού, το οποίο σε ρευστή κατάσταση πια, μετακινείται ΝΔ προς μεγαλύτερα βάθη στο μανδύα. Η κίνηση αυτή σε συνδυασμό με την κίνηση του τηγμένου υλικού (μάγμα) που προέρχεται από την καταβύθιση της αφρικανικής λιθόσφαιρας που λαμβάνει χώρα παράλληλα, προκαλεί λέπτυνση της μικροπλάκας του Αιγαίου. Αποτέλεσμα αυτής της διαδικασίας είναι το μάγμα που προκύπτει να βρίσκει διέξοδο στην περιοχή του Ν. Αιγαίου. Σταδιακά αρχίζει ο σχηματισμός του μεγαλύτερου μέρους της Αίγινας και της χερσονήσου των Μεθάνων στον Σαρωνικό κόλπο, των συστάδων των νήσων Μήλου και Σαντορίνης στο Κεντρικό Αιγαίο, καθώς και της Νισύρου και του μεγαλύτερου μέρους της Δ. Κω. Αυτή η περιοχή θα αποτελέσει σε μετέπειτα περίοδο το ελληνικό ηφαιστειακό τόξο [Vougioukalakis 2005].

Κατά την περίοδο εκείνη η Θήρα έχει μικρό μέγεθος και διάμετρο περίπου 6 km, ήπιο ανάγλυφο και περιορίζεται στην περιοχή της σημερινής ΝΑ Θήρας. Στην πετρολογική της σύσταση κυριαρχούν σχηματισμοί ασβεστολίθων καθώς και σχιστολίθων. Αυτοί οι γεωλογικοί σχηματισμοί είναι τα αρχαιότερα πετρώματα της Σαντορίνης και χρονολογούνται πάνω από 100 εκ. έτη. Στην σημερινή εποχή συναντώνται στους γκρεμούς του Αθηνιού, στο όρος του Προφήτη Ηλία καθώς και στο ύψωμα του Γαβρίλου [Vougioukalakis, 2005].

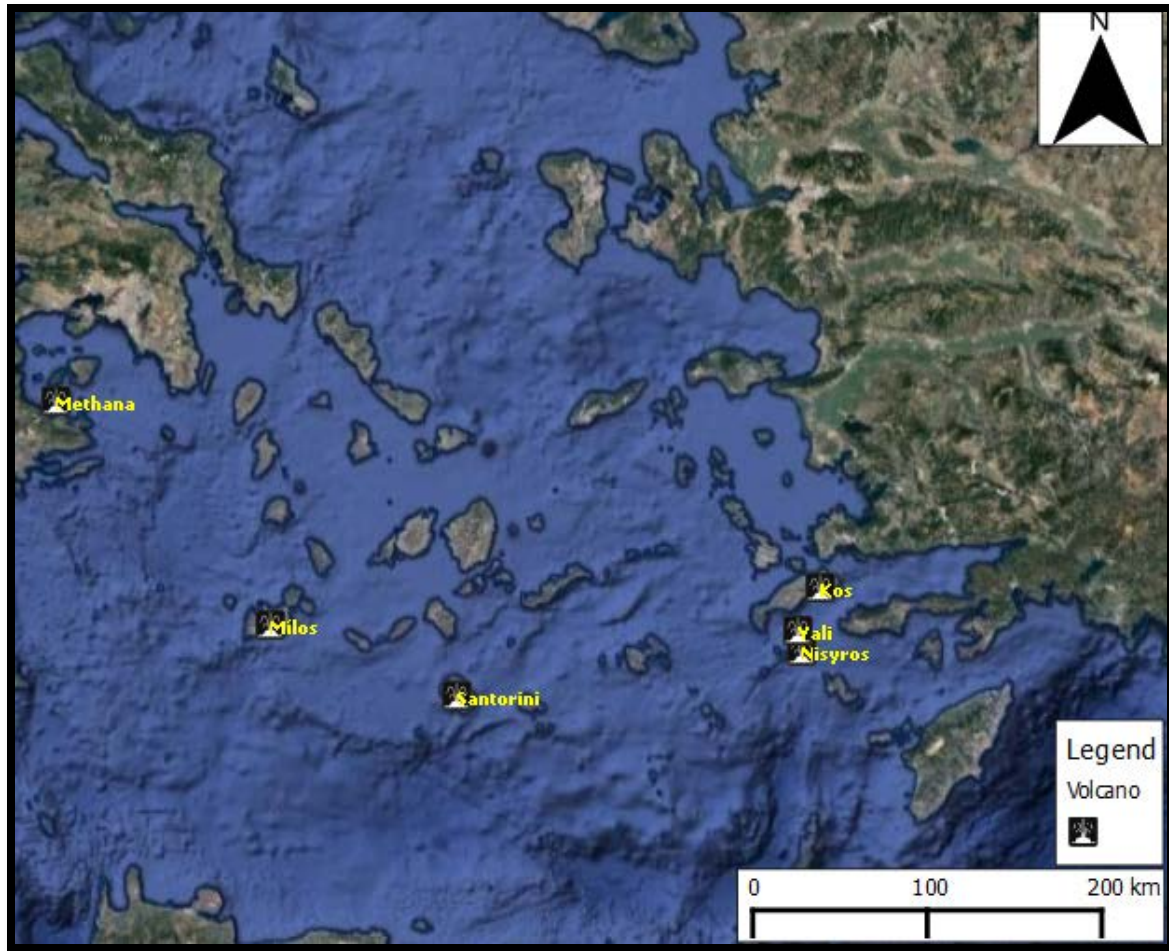
ΓΕΩΛΟΓΙΑ ΘΗΡΑΣ

Η Θήρα ανήκει στις Εσωτερικές Ελληνίδες και κατατάσσεται στην Αττικοκυκλαδική γεωτεκτονική ζώνη και ειδικότερα στην Ενότητα των Νότιων Κυκλάδων. Η μεταλλική ηφαιστειότητα καλύπτει το μεγαλύτερο τμήμα του νησιού, ενώ στα νότια βρίσκεται ένα τμήμα προ-ηφαιστειακού υποβάθρου με την εξής σειρά σύμφωνα με Μουντράκης 2010 «α) Τα μάρμαρα του Προφήτη Ηλία με απολιθώματα ελασματοβραγχίων *Megalodon* ηλικίας Άνω Τριαδικού – Ιουρασικού, που αποτελούν τη σχετικά αυτόχθονη σειρά πάνω στην οποία επωθήθηκε ο επόμενος σχηματισμός, β) ένας σχηματισμός Περμοτριάδικών σχιστολίθων, φυλλιτών, χαλαζιτών και μεταβασαλτών του Αθηνιού μεταμόρφωσης HP/LT. Ένα μεγάλο κανονικό ρήγμα αποκόλλησης έφερε το επωθημένο σύστημα του Αθηνιού σε χαμηλότερη θέση, ενώ τα μάρμαρα πιθανολογούνται αντίστοιχα των εξωτερικών Ελληνίδων». Από τεκτονοστρωματογραφικής άποψης ανήκει στην πρώτη και βασική τεκτονική ακολουθία των τεκτονοστρωματογραφικών πεδίων. Υπέστη τη δράση μιας πρώιμης ορογενετικής δράσης κατά την περίοδο Α. Ιουρασικό - Κ. Κρητιδικό. Η ζώνη αυτή διακρίνεται για την διαδοχή ιζημάτων συγκεκριμένου λιθολογικού χαρακτήρα και τεκτονικής συμπεριφοράς. Στο κέντρο του τεκτονικού αυτού καλύμματος συναντάται μεγάλη εξάπλωση μεταμορφωμένων πετρωμάτων, τα οποία έχουν προκύψει από την μεταμόρφωση των προαλπικών ιζημάτων της περιόδου Τριαδικό - Ιουρασικό και των εκρηξιγενών πετρωμάτων Μεσοζωικής και Παλαιοζωικής ηλικίας [Μουντράκης 2010]. Η Σαντορίνη αναπτύχθηκε στο βόρειο άκρο της λεκάνης που είναι γνωστή ως Ράχη Σαντορίνης-Αμοργού. Τα πετρώματα της λεκάνης είναι μάρμαρα του Ανώτερου Μεσοζωϊκού, μεταψαμμίτες καθώς και φυλλίτες.

ΗΦΑΙΣΤΕΙΟΤΗΤΑ ΣΤΟΝ ΕΛΛΑΔΙΚΟ ΧΩΡΟ

Στο κεντρικό-νότιο Αιγαίο βρίσκεται το ελληνικό ηφαιστειακό τόξο και οι περιοχές που το συνιστούν (Μέθανα, Σουσάκι, Μήλος, Νίσυρος, Σαντορίνη) δεν χαρακτηρίζονται από τον υψηλού επιπέδου ηφαιστειακό κίνδυνο που συναντούμε σε άλλες ηφαιστειακές ζώνες στον πλανήτη. Στην περίπτωση του ελληνικού ηφαιστειακού τόξου (χάρτης 2) περισσότερο ανησυχητική είναι η επίδραση που μπορεί να έχει η ηφαιστειακή

δραστηριότητα στην σεισμικότητα και κατ' επέκταση στον σεισμικό κίνδυνο των εν λόγω περιοχών. Η σεισμικότητα που οφείλεται στην ηφαιστειακή δραστηριότητα συνήθως δεν χαρακτηρίζεται από επιφανειακές εκδηλώσεις, καθώς η δράση των διεργασιών που την προκαλούν περιορίζονται στο εσωτερικό του ηφαιστειακού κέντρου. Συνήθως τα σεισμικά μεγέθη που καταγράφονται δεν θεωρούνται μεγάλα (έως 5.5 R) και τα αντίστοιχα εστιακά βάθη των σεισμών αυτών είναι μικρά (1 – 5 Km), κάτι που σε συνδυασμό με την υψηλή τρωτότητα των εν λόγω περιοχών μπορεί να αποβεί ιδιαίτερα καταστροφικό. Η σεισμική δραστηριότητα λόγω ηφαιστειότητας καθορίζεται από τις μεγάλες ζώνες ρηγμάτωσης καθώς και από συγκεκριμένους γεωλογικούς σχηματισμούς που παρουσιάζουν προβληματική συμπεριφορά. Ειδικότερα στον ελλαδικό χώρο, η ηφαιστειακή δραστηριότητα έχει συνδεθεί με μεγάλα συστήματα ρηγμάτων τα οποία πριν την εκδήλωσή της αλλά και κατά την διάρκεια αυτής ήταν ενεργά. Αυτό το συναντούμε κυρίως στις περιπτώσεις της Μήλου και της Νισύρου, όπου η παρουσία ρηγματογόνων ζωνών τις καθιστά περιοχές υψηλού κινδύνου. Χαρακτηριστικό παράδειγμα είναι ο σεισμός του 1992 στην Μήλο, ο οποίος προκάλεσε επαναδραστηριοποίηση των σημαντικών ρηγμάτων της περιοχής. Παρόμοια φαινόμενα παρατηρήθηκαν και στην Νίσυρο την περίοδο 1996-1997.



Χάρτης 2. Τα ενεργά ηφαίστεια του ελλαδικού χώρου

ΗΦΑΙΣΤΕΙΟΤΗΤΑ ΣΑΝΤΟΡΙΝΗ

Το ηφαίστειο της Θήρας ανήκει στην κατηγορία των στρωματοηφαιστειών. Ο τύπος αυτός χαρακτηρίζεται κυρίως από αλληλουχίες μη συνεκτικών και χαλαρών μαζών και λάβας. Συνήθως τέτοιες εκρήξεις χαρακτηρίζονται από παροξυσμικές εκρήξεις που προκαλούν μεγάλες καταστροφές και δημιουργία κωνικού βουνού με κοίλες εξωτερικές πλαγιές, οι οποίες γίνονται πιο απότομες πλησιάζοντας στην κορυφή.

Ο κώνος αυτού του είδους των ηφαιστειών αποτελείται από τέφρες, σκωρίες και παρεμβαλλόμενη λάβα που διασχίζεται από φλέβες και κοίτες. Τα στρωματοηφαίστεια έχουν εναλλαγή δομήσεων καταστροφών με τα νεότερα υλικά να επικαλύπτουν τα παλαιότερα, δημιουργία απότομου ανάγλυφου που δημιουργείται από τις έντονες

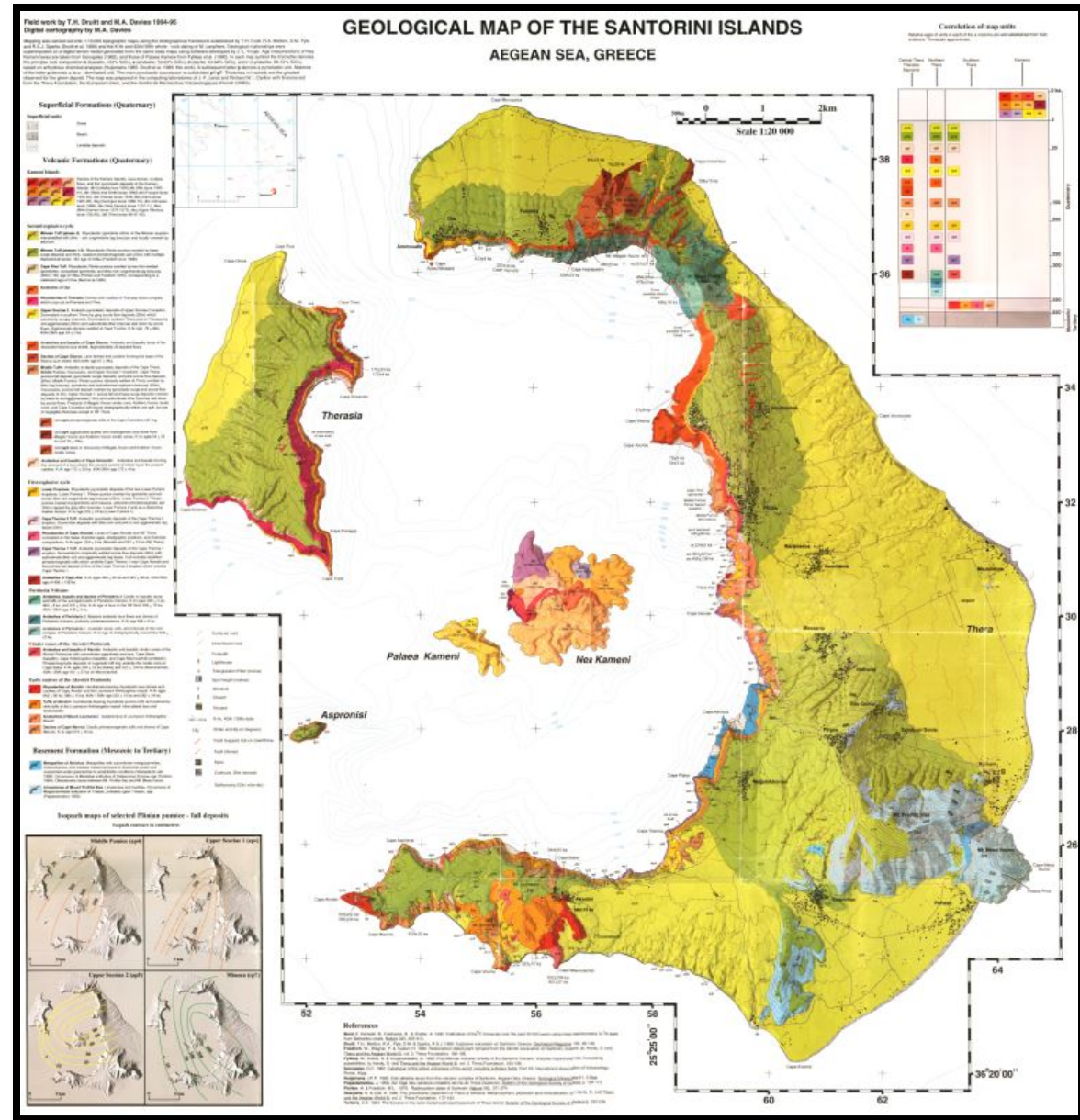
εκρήξεις, τα εγκλωβισμένα αέρια που εκτονώνονται απότομα συμπαρασύροντας στερεούς ογκόλιθους και από τα κομμάτια τήγματος, από τα οποία εξακολουθούν να διαφεύγουν αέρια.

Η ηφαιστειότητα της Θήρας είναι μεταλλικού τύπου και χαρακτηρίζεται από παρουσία πετρωμάτων με κρυσταλλοσχιστότητα, αμφιβολιτικής παραμόρφωσης και παλαιοζωικής ηλικίας.

Η θέση του ηφαιστείου της Σαντορίνης επηρεάζεται άμεσα από την τεκτονική της περιοχής, καθώς μία ζώνη ρηγμάτων με διεύθυνση ΝΔ-ΒΑ εκτείνεται από την Αμοργό έως τα Χριστιαννά και έχει το ρόλο του αγωγού, το οποίο επιτρέπει στο μάγμα να μετακινηθεί από μεγαλύτερα βάθη προς την επιφάνεια. Το ρήγμα αυτό είναι ενεργό και στη σημερινή εποχή και ευθύνεται για το σημαντικότερο σεισμικό γεγονός του προηγούμενου αιώνα (1956-Αμοργός) [Vougioukalakis, 2005].

Προ-ηφαιστειακό υπόβαθρο

Το προ-ηφαιστειακό υπόβαθρο της Σαντορίνης στο γεωλογικό χάρτη (χάρτης 3) έχει κωδικό Mr & Ml. Εμφανίζεται με μορφή ασβεστολίθων και μαρμάρων στο βουνό προφήτης Ηλίας (limestones of Profitis Ilias) ηλικίας Τριαδικού (πιθανόν Α. Τριαδικό), στο Μέσα Βουνό, στην περιοχή του Γαβρίλου, στον Πύργο, τον Μονόλιθο. Στο εσωτερικό τμήμα της καλδέρας βρίσκεται κοντά στο Αθηνιό, όπου εμφανίζονται μεταπηλίτες με υποκείμενους μεταψαμμίτες, μεταηφαιστειακά και μάρμαρα μεταμορφωμένα σε κυανοσχιστολιθική φάση μεταμόρφωσης. Τα πετρώματα αντιπροσωπεύουν ένα παλιό μη ηφαιστειακό νησί διαστάσεων 9 επί 6 km.



4. Δεύτερος κύκλος εκρήξεων (180 Ka – 3,6 Ka)
5. Η ασπίδα της Καμένης (197- σήμερα)

Τα ηφαίστεια Ακρωτηρίου και Χριστιανών

Πριν 2-2.5 εκ. χρόνια (περίπου στο Κ.Πλειόκαινο), ΝΔ της Σαντορίνης, λαμβάνει χώρα η πρώτη ηφαιστειακή έκρηξη, στην οποία εξήλθαν δακτιτικές λάβες με μορφή θόλων και δημιούργησαν τον μεγάλο ηφαιστειακό όγκο που στη σημερινή εποχή είναι γνωστός ως περιοχή των νήσων Χριστιαννά και πιθανόν ευθύνονται και για τα παλαιότερα ηφαιστειακά πετρώματα στην περιοχή του Ακρωτηρίου.

Τα ηφαίστεια Περιστερίας και Θήρας

Στα 530-430 ka σχηματίζεται το ηφαίστειο Περιστεριού ή Περιστεριάς στο βόρειο τμήμα του νησιού, υπολείμματα του οποίου βρίσκονται στο Μικρό Προφήτη Ηλία και το Μεγάλο Βουνό. Τα προϊόντα είναι κυρίως ανδεσιτικές λάβες και ακολουθούν οι βασαλτικές και οι δακτιτικές λάβες. Συγχρόνως (450-340 ka περίπου) δραστηριοποιούνται άλλα ηφαιστειακά κέντρα νοτιότερα στις περιοχές Ακρωτηρίου Μπάλος, Ακρωτήριο Κοκκινόπετρα και Ακρωτήριο Μαυροραχίδι, όπου σχηματίζονται κώνοι σκωριών βασαλτικής και ανδεσιτικής σύστασης. Στα 350-250 Ka δημιουργείται το ηφαίστειο της Θήρας. Σήμερα βλέπουμε εμφανίσεις εκχύσεων λάβας με ανδεσιτική ως ρυοδακτιτική σύσταση στην περιοχή Ακρωτηρίου Αλαί και Ακρωτηρίου Αλωνάκι κοντά στα Φηρά.



Εικόνα 2 Περιοχή Ακρωτηρίου Αλωνάκι. Φωτογραφία από προσωπικό αρχείο.

ΠΡΩΤΟΣ ΚΥΚΛΟΣ ΕΚΡΗΞΕΩΝ

Ο πρώτος κύκλος των εκρήξεων (360-180 ka) κλείνει με σχηματισμό μια πρώτης καλδέρας που είναι περίπου στο κέντρο της σημερινής (υπολείμματα αυτής νότια του Αθηνιού). Περιλαμβάνει πέντε μεγάλες εκρήξεις (εικόνα 3), αρχίζοντας με την απόθεση Ανδεσίτη (Andesites of Cape Alai – aa στο γεωλογικό χάρτη 3), συνεχίζει με την έκρηξη Θερμιά 1 (λόγω του Ακρωτηρίου Θερμιά- Cape Therma 1 tuff) , Θερμιά 2 (Cape Therma 2), απόθεση ρυοδακιδών Ακρωτηρίου Αλωνάκι (Rhyodacites of Cape Alonaki) και Θερμιά 3 (Cape Therma 3 Tuff) που αποθέτουν παχιά ρεύματα σκωριών ανδεσιτικής

σύστασης (ανδειστικοί ιγκνιμβρίτες) τους οποίους σήμερα εντοπίζουμε στα νότια πρηνή της καλδέρας.



Εικόνα 3 Στρωματογραφική κολώνα των κύριων πυροκλαστικών εκρήξεων στη Σαντορίνη (Druitt et al 1999)

Ο κύκλος αυτός κλείνει περίπου στα 203 ka., με τα προϊόντα των εκρήξεων να δημιουργούν τις αποθέσεις Κατώτερης Κίσσηρης 1 (Lower Pumice 1- 20m) και 2 (Lower

Rumice 2 – 20 m). Όλες οι εκρήξεις προέρχονται από το κέντρο του ηφαιστείου της Θήρας.



Εικόνα 4 Περιοχή κοντά στο Αθηνιό, όπου φαίνονται οι πυροκλαστικές αποθέσεις. Φωτογραφία από προσωπικό αρχείο.

Οι πλινιακές αυτές εκρήξεις αυτές αποθέτουν παχιά ρεύματα σκωριών ανδεσιτικής και ρυοδακτιτικής σύστασης (ιγκνιμβρίτες κυρίως), αποθέσεις μεγακυματισμών και πτώσεις κίσσηρης. Είναι κυρίως στα νότια πρηνή της Καλδέρας από το Ακρωτήριο Θερμιά ως τα Φηρά και την Οία.

ΔΕΥΤΕΡΟΣ ΚΥΚΛΟΣ ΕΚΡΗΞΕΩΝ

Ο δεύτερος κύκλος ηφαιστειακής δράσης κλείνει με τη Μινωική έκρηξη του 1613 και το σχηματισμό της καλδέρας όπως είναι στη σημερινή μορφή. Ο κύκλος περιλαμβάνει επτά εκρήξεις και αποτελείται από τα εξής στάδια :

1. Με κέντρο την περιοχή του Ακρωτηρίου Σημαντήρι έγινε έκρηξη από την οποία σχηματίστηκε το ασπιδόμορφο ηφαίστειο Σημαντήρι (170 Ka) με ρεύματα λάβας βασαλτικής έως ανδεσιτικής σύστασης.



Εικόνα 5 Εμφάνιση Ιγκνιμβρίτη στην περιοχή των Φηρών. Φωτογραφία από προσωπικό αρχείο.

2. Ακολουθούν τέσσερις εκρήξεις Πλίνιου τύπου (60-40 Ka), από το κέντρο της Θήρας. Γίνεται απόθεση μεσαίας σειράς τόφφων (Ιγκνιμβρίτης Φηρών, Μεσαία κίσηρη, Βουρβούλος, Ανώτερες σκωρίες 1) με κύρια προϊόντα ιγκνιμβρίτες και άλλες αποθέσεις ανδεσιτικής ως δακτιτικής σύστασης. Το ίδιο διάστημα δραστηριοποιούνται τα ηφαιστειακά κέντρα στο Μεγάλο και κόκκινο Βουνό και παράλληλα σχηματίζεται ο δακτύλιος τόφφων Κολούμπο στο Ακρωτήριο Κολούμπο.
3. Το 40 Ka από το κέντρο της Θήρας γίνεται απόθεση του στρώματος Ανώτερες Σκωρίες 2. Υπάρχουν εκχύσεις ανδεσιτικών και ρυοδακτιτικών λαβών Θηρασιάς και Οίας και γίνεται απόθεση κόκκινου Ιγκνιμβρίτη (Θήρα & Θηρασιά-εικόνα 5). Στο τέλος της φάσης αυτής σχηματίζεται η καλδέρα Σκάρου και μετά από μια

- εκχυτική φάση που ακολουθεί σχηματίζεται το ηφαίστειο του Σκάρου και της Θηρασιάς (40-20ka)
4. Ιγκνιμβρίτης Ρίβας παράγεται από μια έκρηξη κοντά στο Ακρωτήριο Ρίβα στη Θηρασιά (21 Ka). Είναι πυροκλαστικός σχηματισμός ρυοδακτιτικής κίσηρης, που σήμερα βρίσκεται σε όλη τη Θήρα και τη Θηρασιά. Κατά την έκρηξη αυτή σχηματίζεται η προτελευταία καλδέρα πριν από τη σημερινή. Ίσως η δημιουργία της να έγινε και κατά το σχηματισμό της Ανώτερης Σκωρίας 2. Τελειώνει με την έκρηξη του Ακρωτηρίου Ρίβα.
 5. Μινωική έκρηξη.



Εικόνα 6 Εμφάνιση κόκκινου Ιγκνιμβρίτη στην περιοχή της Οίας (Ανώτερες Σκωρίες 2). Φωτογραφία από προσωπικό αρχείο.

Η ΜΙΝΩΙΚΗ ΕΚΡΗΞΗ ΤΟΥ 1613 π.Χ.

Η τελευταία μεγάλη έκρηξη που έγινε στη Σαντορίνη είναι η λεγόμενη Μινωική έκρηξη που συνέβη το 1613 π.Χ. (με μια απόκλιση μερικών χρόνων πριν ή μετά, που δε ξεπερνούν όμως την δεκαετία) και ήταν μία από τις μεγαλύτερες εκρήξεις των ιστορικών χρόνων. Οι αποθέσεις της έκρηξης δημιούργησαν το παχύ λευκό κάλυμμα στάχτης και κίσηρης που καλύπτει μεγάλο μέρος του νησιού.



Εικόνα 7 Αρχαιολογικός χώρος στο Ακρωτήριο της Σαντορίνης (εικόνα από προσωπικό αρχείο).

Η έκρηξη που έγινε την εποχή του χαλκού επηρέασε όχι μόνο την Σαντορίνη, αλλά και τα γύρω νησιά και την Μεσόγειο. Η Σαντορίνη καλύφθηκε από ηφαιστειακή σκόνη και πιο έντονο το φαινόμενο αυτό είναι στην περιοχή του Ακρωτηρίου (εικόνες 7 και 8). Η Σαντορίνη απέκτησε μεγαλύτερη φήμη λόγω των ανασκαφών στο Ακρωτήριο που ξεκίνησε ο αρχαιολόγος Σπύρος Μαρινάτος το 1967 και ήρθε στο φως μια ολόκληρη

πόλη μαζί με πλήθος αξιόλογων ευρημάτων, κάτι το οποίο φανερώνει πως στο ακρωτήριο ζούσε μια οργανωμένη κοινωνία εξαιρετικού πολιτισμικού επιπέδου που διέπρεπε στην οικονομία και την τέχνη.



Εικόνα 8 Αρχαιολογικός χώρος στο Ακρωτήριο της Σαντορίνης. Στις εικόνες φαίνονται οι δύο σκάλες οι οποίες έχουν σπάσει, που αποδεικνύει ότι ο σεισμός προηγήθηκε της έκρηξης (εικόνες από προσωπικό αρχείο)

Η έκρηξη αυτή, ονομάζεται "Μινωική έκρηξη", λόγω του ότι αναφέρεται από πολλούς ότι κατέστρεψε τον Μινωικό πολιτισμό, κάτι το οποίο δεν έχει ακόμη επιβεβαιωθεί, αλλά σίγουρα επηρέασε τις ακτές τις Κρήτης και τους κατοίκους που ζούσαν εκεί. Πάντως, το Μινωικό παλάτι βρισκόταν σε υψόμετρο 60 μέτρα πάνω από τη θάλασσα και έτσι δε θα μπορούσε να επηρεαστεί εύκολα από τα θαλάσσια κύματα. Αν όμως εκτινάχθηκε πυροκλαστικό υλικό τόσο μακριά (110 km πάνω από τη θάλασσα) μπορεί

και να προκάλεσε μεγάλες καταστροφές στο παλάτι [Friedrich 2009]. Η ηφαιστειακή σκόνη σίγουρα θα επηρέασε τον τρόπο ζωής τους, πρώτον γιατί μεγάλη ποσότητα αυτής θα βρέθηκε στο έδαφος και δεύτερον θα προκάλεσε μείωση της ηλιακής ακτινοβολίας λόγω του νέφους, με αποτέλεσμα να υπήρξε κάποια πιθανή μεταβολή του κλίματος. Σίγουρα η έκρηξη αυτή επηρέασε σε μεγάλο βαθμό τους κατοίκους της Σαντορίνης και των γύρω νησιών και άλλαξε ριζικά όχι μόνο τη μορφολογία του νησιού αλλά και τη σημερινή εικόνα του. Επηρέασε μέχρι και τα παράλια της Μικράς Ασίας, τις ακτές της Αιγύπτου (Δέλτα του Νείλου), τη Κίνα, τη Συρία κτλ. Αξίζει να αναφερθεί ότι τόσο υψηλές συγκεντρώσεις αερίων και ηφαιστειακής σκόνης, μπορούν να επηρεάσουν και το κλίμα όλου του πλανήτη, ακόμη και να φέρουν ηφαιστειακό χειμώνα.

Αρχικά, κυριαρχούσε η άποψη πως δεν ήταν πολύ μεγάλου βαθμού έκρηξη, πράγμα το οποίο αναθεωρήθηκε με πρόσφατες έρευνες, όπου η έκρηξη αυτή βαθμολογήθηκε με VEI (Volcanic explosivity index) 7.1, που ισοδυναμεί με 10 φορές ισχυρότερη έκρηξη από αυτή που έγινε στο Krakatau το 1883 [Friedrich 2009]. Όπως αποδεικνύεται από έρευνες που έγιναν σε σπόρους και γυρεόκοκκους ηφαιστειακής τέφρας, ή έκρηξη σημειώθηκε την άνοιξη του 1613 π.Χ και ήταν πολύ μεγάλης έντασης με επιρροή στον Μινωικό και στον Αιγυπτιακό πολιτισμό. Κατέστρεψε τη Θήρα και άλλα νησιά σε απόσταση πολλών χιλιομέτρων εξαιτίας των παλιρροϊκών κυμάτων που προκλήθηκαν από την έκρηξη. Ένας ισχυρός σεισμός προηγήθηκε της έκρηξης, γεγονός το οποίο φαίνεται ξεκάθαρα από τις σπασμένες σκάλες στον αρχαιολογικό χώρο του Ακρωτηρίου (εικόνα 8). Υπάρχουν ακόμα πολλές τέτοιες ενδείξεις μέσα στην πόλη του Ακρωτηρίου για προειδοποιητικά φαινόμενα. Λόγω των ενδείξεων-προειδοποιήσεων τα ζώα επέζησαν γιατί το κατάλαβαν και έφυγαν και το γεγονός ότι δεν έχουν βρεθεί σκελετοί ανθρώπων, σημαίνει πως είχαν εγκαταλείψει το νησί και διέφυγαν.

Υπήρχε ασυμφωνία μεταξύ αρχαιολόγων και επιστημόνων για το πότε ακριβώς συνέβη η καταστροφή. Οι αρχαιολόγοι βασιζόμενοι στην ύπαρξη αρχαιολογικών ευρημάτων

(π.χ. κεραμικών, σφραγίδων κτλ) πίστευαν πως η έκρηξη έγινε γύρω στο 1500-1520 [Friedrich 2009].



Εικόνα 9 Επάνω και κάτω δεξιά διακρίνονται το παλαιοέδαφος και οι τρεις φάσεις της Μινωικής έκρηξης (ορυχείο Μεγαλοχωρίου). Κάτω αριστερά στην περιοχή της Βλυχάδας φαίνεται η τέταρτη φάση της Μινωικής έκρηξης (κυψελοειδής αποσάθρωση). Φωτογραφίες από προσωπικό αρχείο.

Η έκρηξη του 1613 χωρίστηκε σε τέσσερις φάσεις με βάση τα προϊόντα της, οι οποίες και περιγράφονται αναλυτικά παρακάτω και είναι : (1) η Μινωική Α, (2) η Μινωική Β, (3) η Μινωική Γ και (4) η Μινωική Δ (εικόνα 9). Η Θήρα, Θηρασιά και το Ασπρονήσι είναι υπολείμματα αυτής της Μινωικής έκρηξης.

Η πρώτη φάση (Minoan Tuff-phase 1)

Ονομάζεται αλλιώς και πλίνια από τον Πλίνιο που έχασε τη ζωή του από την έκρηξη του 79 π.Χ. στο Βεζούβιο, όταν η πόλη της Πομπηίας θάφτηκε κάτω από τη λάβα. Η πρώτη φάση ήταν πολύ ισχυρή και χαρακτηρίζεται από αποθέσεις πτώσεις ρυοδακτιτικής κίσηρης (rp7a –γεωλογικός χάρτης 3). Οι αποθέσεις έχουν φτωχή ταξινόμηση και αποτελούνται από αδρόκκοκα κλάσματα λευκής-υπόλευκης κίσηρης με ρυοδακτιτική σύσταση κυρίως και από στάχτη και λιθικά (εικόνα 10).



Εικόνα 10 Αριστερά διακρίνονται το παλαιοέδαφος και η πρώτη Μινωική φάση και δεξιά πτώση κίσηρης στην περιοχή του ορυχείου του Μεγαλοχωρίου. Φωτογραφίες από προσωπικό αρχείο.

Παρουσιάζει μέγιστο πάχος 7 μέτρα [Friedrich 2009] στην περιοχή των Φηρών και μειώνεται σταδιακά προς βορρά, προς νότο και προς δυσμάς. Το πάχος της κίσηρης στην περιοχή της Θηρασίας (δυτικά) είναι 30 cm, στο Ακρωτήρι 20 cm και στην Οία (βόρεια) φτάνει τα 50 cm. Μετά τις παρατηρήσεις αυτές και από υπολογισμούς, βρέθηκε ότι ο αέρας που επικρατούσε την ημέρα της έκρηξης ήταν ανατολικός και το υλικό να ήταν περίπου 1.4 κυβικά μέτρα και να έφτανε σε ύψος 36-38 km [Friedrich 2009]. Υπάρχουν δύο ισχυρισμοί για την περιοχή που ξεκίνησε η έκρηξη. Από την μια λένε πως η έκρηξη ξεκίνησε σε ένα κομμάτι του δακτυλιδιού του νησιού, όπου το

μάγμα δεν ερχόταν σε επαφή με το θαλάσσιο νερό, με πιο πιθανή την περιοχή της Παλαιάς και νέας Καμένης [Pichler and Kussmaul, 1972, Bond and Sparks, 1976], και από την άλλη πως εκείνη την εποχή μέρος της καλδέρας ήταν γεμάτο με νερό, αλλά επειδή τα προϊόντα της πρώτης έκρηξης δεν φαίνονται να έχουν έρθει σε επαφή με το νερό, η περιοχή έναρξης την έκρηξης είναι μέσα στην ηπειρωτική περιοχή του νησιού και ονομάζεται προ-καμένη περιοχή [Friedrich 2009]. Στο τοίχο της καλδέρας, νότια των Φηρών, βρέθηκαν ελαιόδεντρα (εικόνα 11) που θάφτηκαν κάτω από την κίσσηρη της πρώτης φάσης.



Εικόνα 11 Τμήμα ελαιόδεντρου που βρέθηκε το 2003 βόρεια του Αθηνιού και χρησιμοποιήθηκε για γεωχρονολόγηση της έκρηξης. Φωτογραφία από προσωπικό αρχείο.

Η δεύτερη φάση (Minoan Tuff-phase 2)

Η δεύτερη φάση είναι η βασική φάση στην οποία δημιουργήθηκε ένα στρώμα μεγακυματικών αποθέσεων, το οποίο ξεχωρίζει από μακριά λόγω αρκετά μεγάλου πάχους (gr7a –γεωλογικός χάρτης 3). Φαίνεται ότι ο μηχανισμός της φάσης αυτής είναι διαφορετικός από αυτόν της πρώτης. Υπάρχει διάνοιξη του ηφαιστειακού αγωγού της Προ-Καμένης με σπάσιμο των γειτονικών πετρωμάτων και ταυτόχρονη δίοδο του νερού, γι' αυτό λέγεται και υδροηφαιστειακή ή φρεατομαγματική φάση. Το γεγονός αυτό της ένωσης του θαλασσινού νερού με το ρευστό μάγμα δημιουργεί βίαιες φρεατομαγματικές αντιδράσεις. Το μάγμα σχηματίζει μικρά τμήματα που περιβάλλονται από ένα λεπτό στρώμα ατμού. Σύννεφα σκόνης αιωρούνται με μορφή ατμού πηγαίνοντας έξω από το ηφαιστειακό κέντρο σε εκρηκτικά δακτυλίδια γεμίζοντας όλη την καλδέρα. Ανεβαίνουν τα τοιχώματα της καλδέρας, παρασύρονται στο κατώτερο κομμάτι του χείλους και πετάγονται έξω στις πλαγιές του ηφαιστείου. Στη Σαντορίνη, στα χαμηλότερα στρώματα του υλικού της δεύτερης φάσης, βρίσκονται δύο πλίνια στρώματα πάχους 20 εκατοστών, που υποδεικνύουν τη μετάβαση από την φάση της διάρρηξης σε άλλη και έγινε σε 2 στάδια, κατά τα οποία ήταν δυνατό για τις φρεατομαγματικές εκρήξεις να παράγουν χαμηλούς κώνους ηφαιστειακής τέφρας. Η αλληλεπίδραση μάγματος και νερού πρέπει τότε να γινόταν σε βάθος πολύ χαμηλότερο από την επιφάνεια της θάλασσας και έτσι η υπερκείμενη μάζα νερού παρεμπόδιζε τον σχηματισμό υψηλού κώνου. Σύμφωνα με υπολογισμούς το πάχος των αποθέσεων αυτής της φάσης είναι δύο κυβικά χιλιόμετρα [Friedrich 2009] και εξαρτάται από το τοπογραφικό ανάγλυφο. Η έκρηξη αρχικά χρονολογείται στο 1645 ± 7 π.Χ και μετά άλλαξε σε 1645 ± 4 & 1642 ± 4 [Friedrich 2009].

Κατά τη διάρκεια της δεύτερης έκρηξης μεγάλα λιθικά κομμάτια έφυγαν από τον ηφαιστειακό πόρο και εκτοξεύθηκαν έξω, διεισδύοντας στη στάχτη, ενώ άλλα προκάλεσαν καταστροφές στην περιοχή του Ακρωτηρίου. Μελετώντας τα κομμάτια αυτά παίρνονται πληροφορίες για το σημείο της έκρηξης και το μονοπάτι της έκρηξης

που ακολούθησε. Τέτοιου είδους μετρήσεις δείχνουν ότι ο αγωγός ήταν στο σημείο που είναι η σημερινή καλδέρα.

Η τρίτη φάση (Minoan Tuff-phase 3)

Τα υλικά της τρίτης φάσης βρίσκονται επάνω στις μεγακυματικές αποθέσεις της προηγούμενης φάσης. Οι αποθέσεις της (rp7a –γεωλογικός χάρτης 3) είναι εύκολα αντιληπτές από μεγάλη απόσταση και ξεχωρίζει κυρίως από τον μεγάλο αριθμό σκουρόχρωμων (μαύρων) λιθικών που περιέχουν (εικόνα 12), τα οποία μπήκαν στην κολώνα της έκρηξης, ενώθηκαν με την κίσηρη και μοιάζουν με τη λάβα του ηφαίστειου του Σκάρου. Αυτά τα κομμάτια έχουν χαοτική και μη ταξινομημένη διάταξη και προέρχονται από τις λάβες της Προ- Καμένης, που πετάχτηκαν έξω μαζί με το θαλασσινό νερό και την κίσηρη, όπως υπήρχε διάνοιξη του αγωγού. Δεν έφτασε το ύψος της πρώτης φάσης. Σε αυτή τη φάση υπάρχουν πολλοί ξενόλιθοι μη ηφαιστειακής προέλευσης, συμπεριλαμβανομένων ανοιχτόχρωμων τμημάτων ασβεστόλιθου, το οποίο σημαίνει πως σε αυτή τη φάση υπήρξε κατάρρευση της ηφαιστειακής δομής και σχηματισμός της σημερινής καλδέρας.

Η τέταρτη φάση (Minoan Tuff-phase 4)

Υπάρχει διχασμός των επιστημόνων σχετικά με το αν υπήρξε ή όχι τέταρτη φάση. Κάποιοι επιστήμονες πιστεύουν ότι οι αποθέσεις αυτές είναι επεξεργασμένα υλικά της προηγούμενης φάσης. Ενδείξεις πως μπορεί να υπήρξε βρίσκονται στις αποθέσεις που βρέθηκαν στο χαμηλότερο τμήμα της καλδέρας, ανατολικά του Ακρωτηρίου (Βλυχάδα-εικόνα 9) και ΒΑ της Θήρας. Όμως, αν ληφθεί υπόψη το τσουνάμι που έλαβε χώρα το 1650 (Ακρωτήρι Κολούμπο, Περίσσα, Καμάρι, Ακρωτήρι), οι συνθήκες διάβρωσης (νερό, άνεμος) και η ανθρώπινη δραστηριότητα, δύσκολα μπορεί να διακριθεί η τέταρτη φάση [Friedrich 2009].



Εικόνα 12 Εμφάνιση της τρίτης Φάσης της Μινωικής έκρηξης. Φωτογραφία από προσωπικό αρχείο.

Κάποιοι άλλοι ερευνητές [Druitt 1999] θεωρούν ότι οι αποθέσεις της φάσης αυτής είναι ρυοδακτιτικοί ιγκνιμβρίτες που σχηματίστηκαν από πυροκλαστικές ροές (pyroclastic flows), θεωρία που ενισχύεται από την παρουσία οριζόντων πλούσιων σε λατύπες υστέρησης (lag breccia) και αποθέσεις πτώσεις συν-ιγκνιμβριτικής στάχτης (gr7b στο γεωλογικό χάρτη 3). Παρ' όλα αυτά διακρίνονται αποθέσεις με λεπτόκοκκα υλικά που περιέχουν μικρά λιθικά σε μεγαλύτερη συγκέντρωση και κλάσματα κίσηρης. Οι αποθέσεις στα πρανή της Καλδέρας έχουν μικρό πάχος (0.7-2m) ή λείπουν, ενώ στην παραλία το πάχος είναι ως 40m [Κατσένης 2012].

ΜΕΤΑ-ΜΙΝΩΙΚΗ ΗΦΑΙΣΤΕΙΟΤΗΤΑ

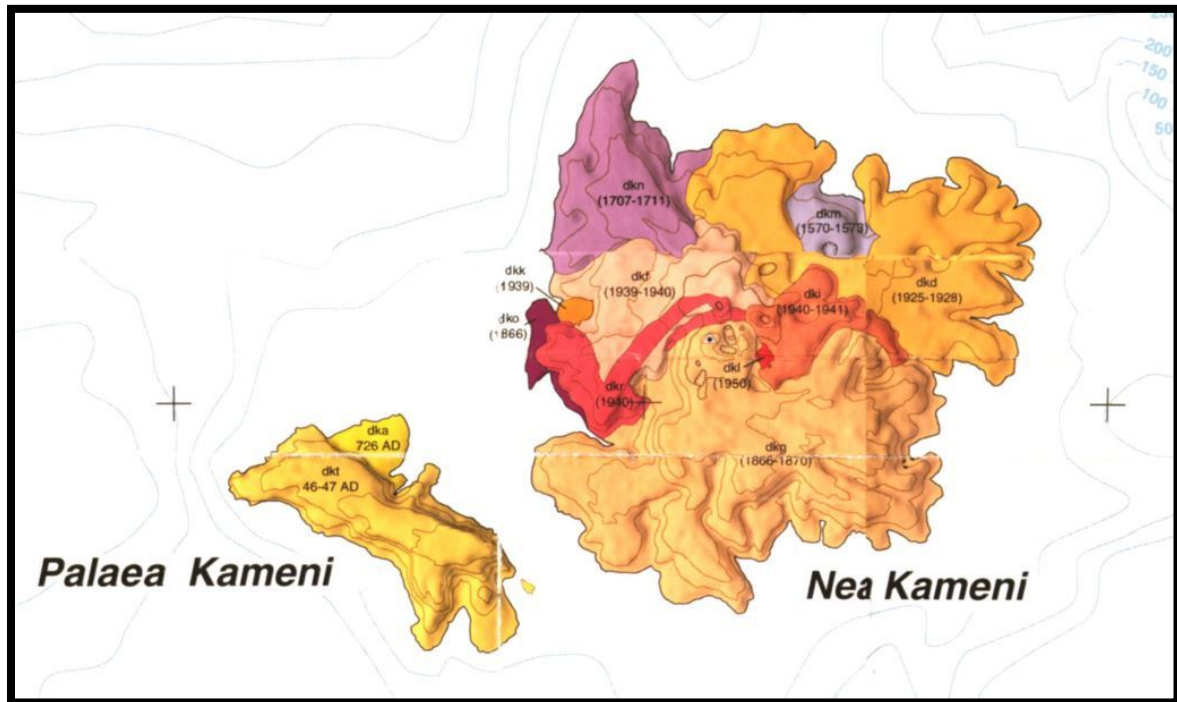
Ένας μεγάλος αριθμός καταγεγραμμένων και αναθεωρημένων πηγών από πολλούς και διαφορετικούς συγγραφείς κατέληξαν στο συμπέρασμα ότι οι μετά-Μινωικές εκρήξεις στο ηφαιστειακό σύμπλεγμα της Θήρας έγιναν το 197 π.Χ., 46 , 726, 1463 (ή 1457), 1570 (ή 1573) , 1650, 1707-1711, 1866-1870, 1925-1926, 1928, 1939-1941, 1950 (Ross, 1840, Akylas, 1925, Doumas, 1978, Guidoboni et al., 1994, Papadopoulos & Orfanogiannaki 2005). Ο ρυθμός εκρήξεων είναι μικρός μέχρι το 1570 μ.Χ (πίνακας 1) και μετά υπάρχει σημαντική αύξηση αυτού.

Date of the volcanic activity	Characters	VEI	Name	Code (Geol.Map)
46-47 AD			Thira Lavas	dkt
726 AD			Agios Nikolaos Lavas	dka
1570 or 1573	SDIEF	3	Mikri Kameni Lavas	dkm
1650 Sept. 26 - Dec. 6	SI	3		
1707 May 23 - 1711 Sept. 11	SDIEF	3	Nea Kameni Lavas	dkn
1866 Jan. 26 - 1870 Oct. 15	SDIEF	2	Georgios Lavas, Afroessa Lavas	dkg,dko
1925 Aug. 11- 1926 Jan ?	SDEF	2	Dafni Lavas	dkd
1928 Jan. 3 - 1928 Mar. 17	DEF	2		
1939 Aug. 20 - 1941 July ?	DEF	2	Ktenas,Fouque,Rech and Smith,Nivi Lavas	dkk,dkf,dkr,dki
1950 Jan. 10 - 1950 Febr. 2	DEF	2	Liatsikas Lava	dki

Πίνακας 1 Δεδομένα εκρήξεων στην περιοχή της Θήρας και των σχηματισμών που προέκυψαν από αυτές. Οι κωδικοί των σχηματισμών (Code και Name) είναι σύμφωνα με το Γεωλογικό χάρτη (χάρτης 3 - Druit 1999). Οι υπόλοιπες πληροφορίες είναι από Papadopoulos & Orfanogiannaki 2005. Τα σύμβολα συμβολίζουν τα εξής: Υποθαλάσσια έκρηξη, D= έκρηξη δόμου, I= έκρηξη με ηφαιστειακό σχηματισμό, E= κανονική έκρηξη, F= έκχυση λάβας, VEI= Δείκτης ηφαιστειακής εκρηκτικότητας (Volcanic Explosivity Index).

Όλα τα ηφαιστειακά επεισόδια έλαβαν χώρα μέσα στην καλδέρα με εξαίρεση την έκρηξη του 1650 η οποία ήταν η μόνη ιστορική έκρηξη εκτός καλδέρας. Αρχικά ξεκίνησε μια έντονη σεισμική ακολουθία προ έκρηξης. Στη συνέχεια υπήρχε έξοδος μάγματος και ακολούθησε μια βίαιη έκρηξη που εκτίναξε τέφρα σε χιλιάδες μέτρα ύψος. Από την

έκρηξη αυτή προκλήθηκε τσουνάμι, απελευθέρωση στην ατμόσφαιρα τεράστιων ποσοτήτων υδρόθειου και απώλειες ανθρώπων και ζώων.



Χάρτης 4 Σχηματισμοί στην Παλαιά και Νέα Καμένη. Απόσπασμα του Γεωλογικού χάρτη (χάρτης 3) σύμφωνα με Druitt 1999.

Στην περίπτωση της Σαντορίνης έχουν αναφερθεί λανθασμένα κάποια γεγονότα σαν ηφαιστειακές εκρήξεις. Για παράδειγμα το ηφαιστειακό επεισόδιο που υποτίθεται έγινε το 1507 ή 1508, αλλά τελικά ήταν ένας δυνατός σεισμός στην Κρήτη που έγινε το 1508 και δεν υπήρξε καμία ηφαιστειακή έκρηξη. Ακόμη ένα ηφαιστειακό γεγονός που έγινε το 19 μ.Χ. είναι επίσης αμφιλεγόμενο και πολύ πιθανό να μην ήταν έκρηξη. Στον ακόλουθο πίνακα (πίνακας 1) παρατίθενται οι εκρήξεις που έγιναν από το 16ο αιώνα και μετά.

Η Παλαιά και Νέα Καμένη σχηματίστηκαν στο κέντρο της καλδέρας από μετά-Μινωικές εκρήξεις με τελευταία ηφαιστειακή έκρηξη στην περιοχή το 1950. Η έκρηξη αυτή είχε έντονη εκρηκτική δραστηριότητα με την εκτίναξη ηφαιστειακής τέφρας 1000 μέτρα ψηλά και βολίδες σε απόσταση 850 μέτρα μακριά από τον κρατήρα. Από αυτή την

έκρηξη σχηματίστηκαν τα νεότερα ηφαιστειακά πετρώματα που είναι οι Λάβες Λιάτσικα (dki - χάρτης 4). Τον Αύγουστο του προηγούμενου έτους είχε προηγηθεί σεισμική ακολουθία.

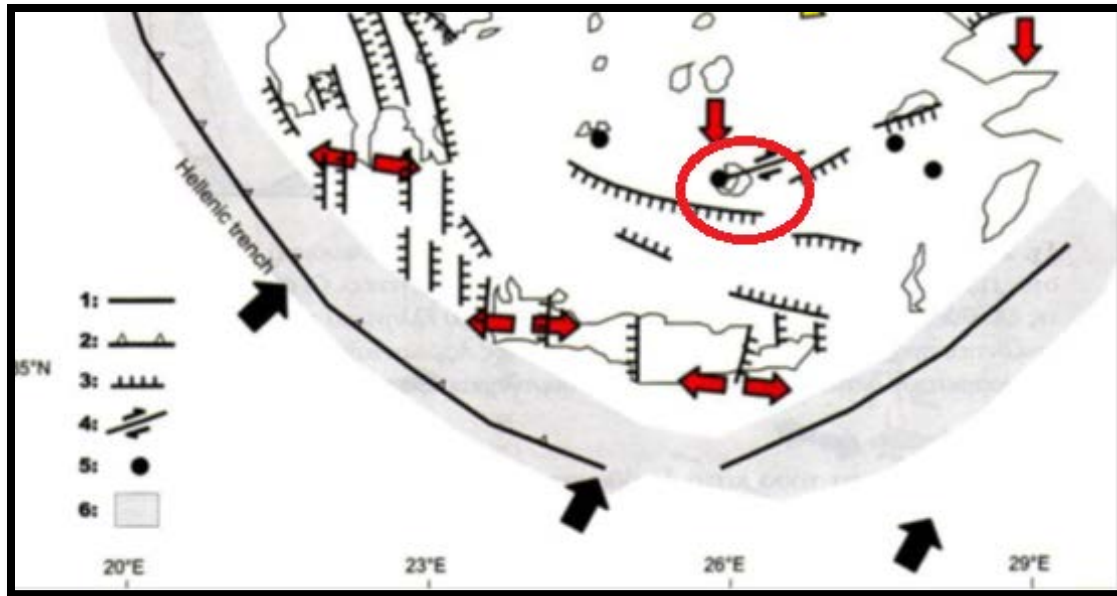
Στην περιοχή της Παλαιάς και Νέας Καμένη (χάρτης 4) συναντώνται δακίτες, δόμοι και ρεύματα λάβας και πυροκλαστικές αποθέσεις, οι οποίοι έχουν προκύψει από τα εκρηκτικά επεισόδια που αναγράφονται στον πίνακα 1.

Στην σημερινή εποχή το νησί της Νέας Καμένης, που είναι στο κέντρο της Καλδέρας και το υποθαλάσσιο ηφαίστειο του Κολούμπο είναι τα ενεργά ηφαιστειακά κέντρα.

ΚΕΦΑΛΑΙΟ 3

ΓΕΩΤΕΚΤΟΝΙΚΟ ΚΑΘΕΣΤΩΣ Ν.ΑΙΓΑΙΟΥ

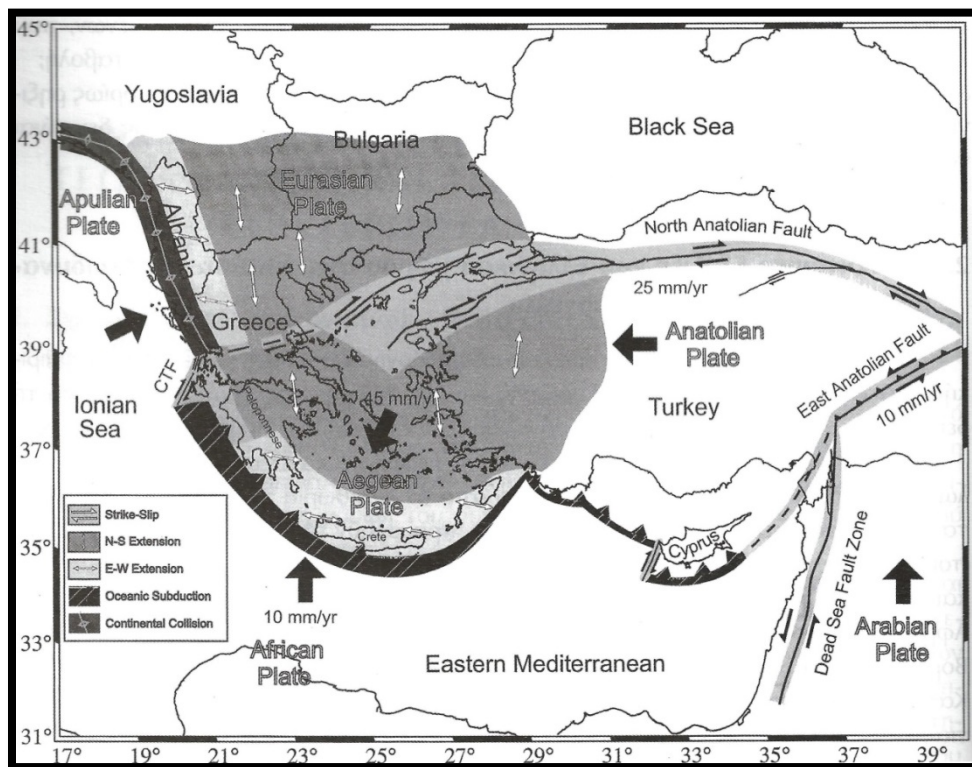
Το νότιο Αιγαίο είναι μια κλειστή περιθωριακή λεκάνη (back arc basin) με ηπειρωτικό φλοιό, που δημιουργήθηκε από τις εφελκυστικές τάσεις πίσω από το ηφαιστειακό τόξο (Χάρτης 5). Οι εφελκυστικές τάσεις στο Ν.Αιγαίου δημιουργούν μεγάλα και βαθιά ρήγματα στο άνω φλοιό όπως είναι το ρήγμα της τάφρου Αμοργού – Σαντορίνης (Χάρτης 8 & 9). Τα ρήγματα αυτά διευκολύνουν την άνοδο θερμών ρευστών (μάγμα), που οφείλονται στην ανάτηξη υλικού της υποβυθιζόμενης Αφρικανικής πλάκας και τα οποία διαπερνούν την Ευρασιατική πλάκα, μεταφέροντας στην επιφάνεια ή και σε μικρότερα βάθη μεγάλες ποσότητες θερμικής ενέργειας οι, οποίες προκαλούν θερμικές ανωμαλίες που συνδέονται με ηφαιστειακή δράση, η οποία είναι ασβεσταλκαλική [Παυλίδης Σπ. 2007].



Χάρτης 5 Χαρακτηριστικά της ενεργού τεκτονικής του Ελληνικού τόξου με έμφαση στο νότιο Αιγαίο. 1. Όρια λιθосφαιρικών πλακών, 2. Ζώνη ανάστροφων ρηγμάτων, 3. Τα σπουδαιότερα κανονικά ρήγματα, 4. Ρήγματα οριζόντιας μετατόπισης, 5. Ηφαίστεια Πλειο-τεταρτογενούς, 6. Ζώνη συμπίεσης. Τα κόκκινα βέλη τη διεύθυνση ενεργού εφελκυσμού. Τα μαύρα βέλη δείχνουν την κίνηση της Αφρικανικής πλάκας και τη διεύθυνση των συμπιεστικών τάσεων. Στο κόκκινο κύκλο είναι η ευρύτερη περιοχή της Σαντορίνης [Μουντράκης Δημ. 2010]

Το σημερινό γεωτεκτονικό καθεστώς του Αιγαίου άρχισε να διαμορφώνεται μεταξύ κατωτέρου και μέσου Μειοκαίνου, με την ηπειρωτική σύγκρουση να ξεκινά (Μειόκαινο) ως αποτέλεσμα του κλεισίματος της θάλασσας της νέο-Τηθύος που άρχισε στο άνω Κρητιδικό και ολοκληρώθηκε στο μέσο Τριτογενές. Η Ανατολική Μεσόγειος, πάνω στην οποία κινείται το τόξο, είναι το τελευταίο υπολειμματικό κομμάτι της Τηθύος και αντιπροσωπεύει ένα μη παραμορφωμένο περιθώριο της Αφρικανικής πλάκας. Εκτός αυτής της σύγκρουσης, καθοριστικό ρόλο στη διαμόρφωση του Ελληνικού τόξου έπαιξαν τόσο οι κινήσεις της Αραβικής όσο και της μικροπλάκας της Ανατολίας.

Το ηπειρωτικό τέμαχος της Αραβίας, που έχει αποσπασθεί από την Αφρικανική πλάκα μέσω της Ερυθράς θάλασσας, κινείται προς Βορρά ανεξάρτητα με ταχύτητα 10 mm/yr και πιέζει την Ευρασιατική πλάκα (χάρτης 6). Το ρήγμα μετασχηματισμού της Νεκράς Θάλασσας διαχωρίζει την Αφρικανική πλάκα από αυτή της Αραβίας, η οποία κινείται προς βορρά. Το ανεξάρτητο ηπειρωτικό τέμαχος της μικροπλάκας της Ανατολίας αναγκάζεται να κινηθεί προς τα δυτικά, κατά μήκος του δεξιόστροφου ρήγματος οριζόντιας ολίσθησης (σε κάποια σημεία μεταβάλλεται σε πλάγιο-κανονικό ρήγμα) της Βόρειας Ανατολίας με ταχύτητα περίπου 20mm/yr. Το ρήγμα της Ανατολίας έχει μήκος που υπερβαίνει τα 1000km, προκαλεί σεισμούς μεγάλου μεγέθους και αποτελεί το όριο μικροπλάκας που χωρίζει βόρεια την Ευρασία από την Ανατολία.



Χάρτης 6 Χάρτης που δείχνει την ενεργό δυναμική της Ανατολικής Μεσογείου, τις κινήσεις των μικροπλάκων στην περιοχή και τη διαμόρφωση του Ελληνικού-Αιγαιακού και του Κυπριακού τόξου [Parazachos et al 1997a, Μουντρακης Δημ 2010].

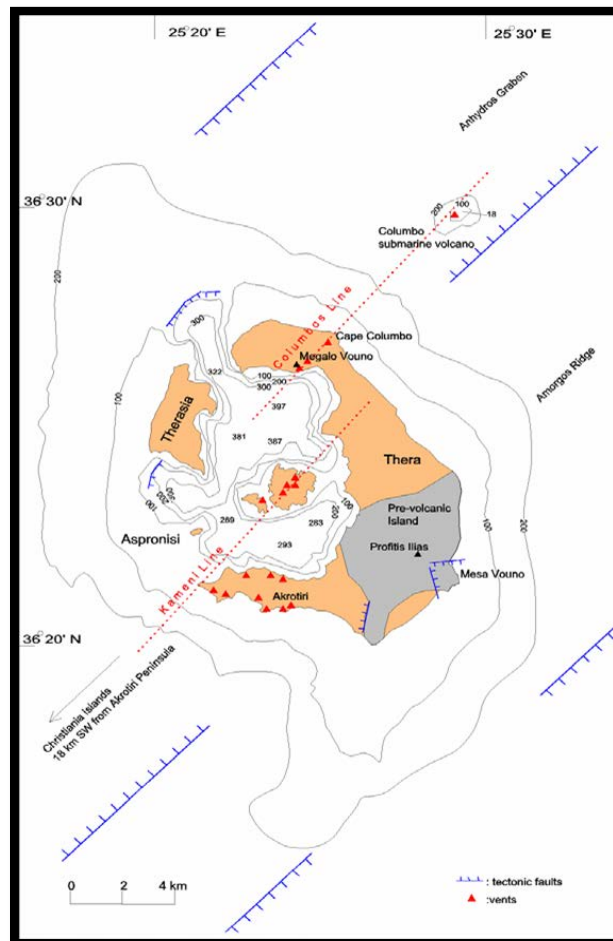
Τα όρια των δύο μικροπλακών είναι σε άλλα σημεία σαφή και σε άλλα όχι. Στο βόρειο Αιγαίο, στη θάλασσα του Μαρμαρά, χωρίζεται σε δύο κλάδους. Η μικροπλάκα του Αιγαίου οριοθετείται στα δυτικά από το τμήμα της Ελληνικής τάφρου στο Ιόνιο και στα ανατολικά από το ρήγμα της Ανατολίας. Ο κύριος (Βόρειος) κλάδος του ρήγματος αυτού οριοθετεί τη λεκάνη του Βόρειου Αιγαίου προς νότο και αποτελεί το μεγαλύτερο ενεργό ρήγμα στην περιοχή του Αιγαίου, ενώ ο δευτερεύων (νοτιότερος) κλάδος διαμορφώνει τη λεκάνη της Σκύρου.



Χάρτης 7. Μηχανισμοί γένεσης των σημαντικότερων σεισμών του Ελληνικού χώρου με μέγεθος μεγαλύτερο των 5.5 R, όπως υπολογίστηκαν από τους Kiratzi & Louvarí [2003]. Στο κόκκινο κύκλο είναι η ευρύτερη περιοχή των νότιων Κυκλάδων και άρα και της Σαντορίνης.

Ο χώρος του Αιγαίου κινείται προς ΝΝΔ σε σχέση με την Ευρασία με ταχύτητα 40-50 mm/yr [Le Pichon et al. 1995, Μουντράκης Δημ.2010]. Η υψηλή αυτή ταχύτητα της πλάκας του Αιγαίου οφείλεται στην πίεση που δέχεται από την πλάκα της Ανατολίας. Οι μελέτες των McClusky et al. 2000 διαχώρισαν τις κινήσεις στο Αιγαίο και υποστηρίζουν ότι το ΝΔ Αιγαίο κινείται προς ΝΝΔ με ταχύτητα 30 mm/yr και το ΝΑ Αιγαίο περιστρέφεται αριστερόστροφα σε σχέση με το ΝΔ με ταχύτητα 10mm/yr προς

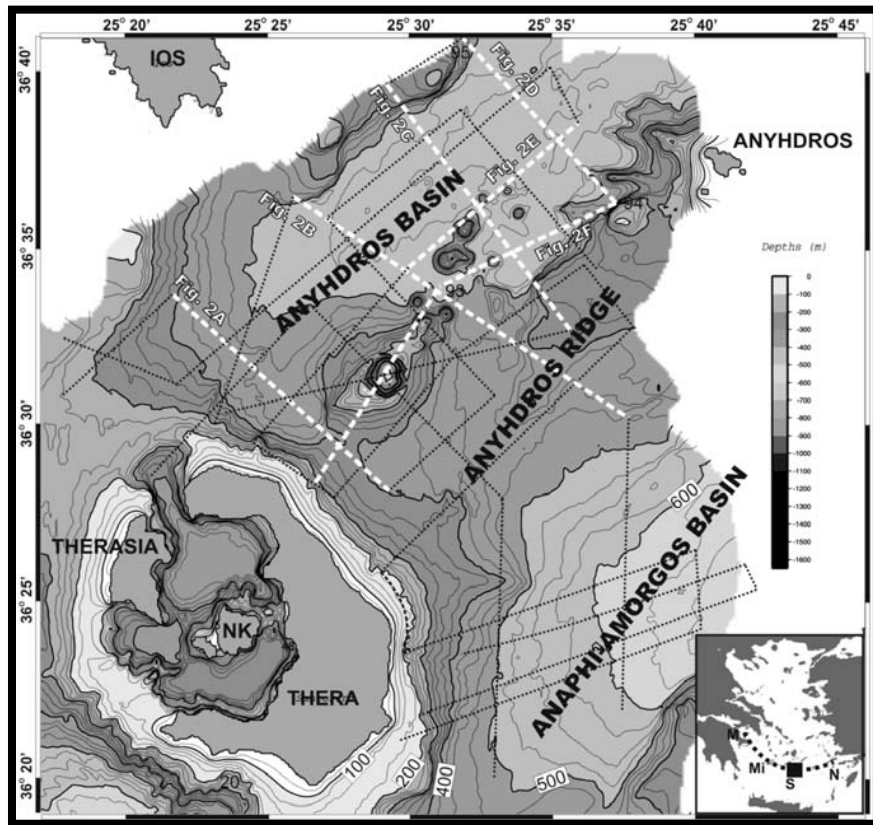
την Ελληνική τάφρο, ως αντίδραση στη γρήγορη βύθιση της Αφρικανικής πλάκας κάτω από αυτό το τμήμα του τόξου [Κολαΐτης, 2011].



Χάρτης 8 Τεκτονικός χάρτης του ηφαιστειακού συμπλέγματος της Σαντορίνης (Heiken and McCoy 1984)

Η σεισμικότητα στο χώρο του Αιγαίου οφείλεται στο Ελληνικό τόξο και στην κίνηση της πλάκας της Ανατολίας προς δυσμάς, ασκώντας εφελκυστικές τάσεις με διεύθυνση εφελκυσμού BBA-NNΔ ή B-N που προκαλούν κανονικές διαρρήξεις διεύθυνσης Α-Δ και επιφανειακούς σεισμούς. Η Σαντορίνη είναι ένα τεταρτογενές ενεργό ηφαιστειακό σύμπλεγμα μερικώς τοποθετημένο στη Ράχη της Αμοργού (ΝΔ-ΒΑ κέρας), ενώ το ΝΔ κομμάτι της είναι στο Βύθισμα της Ανύδρου. Οι περισσότερες τεκτονικές γραμμές (Χάρτης 6,7,8,9) στην ευρύτερη περιοχή ακολουθούν εκτατικό πεδίο τάσεων

διεύθυνσης ΝΔ-ΒΑ [Heiken και McCoy, 1984] ή ΝΑ-ΒΔ [Brustle et al, 2014], όπως έχει προκύψει από μηχανισμούς γένεσης στην περιοχή [Kiritzi & Louvari 2003 – χάρτης 7]. Επιπλέον, τα Χριστιανά νησιά και το υποθαλάσσιο ηφαίστειο Κολούμπο (7km ΒΑ της Σαντορίνης) βρίσκονται στις δύο γραμμές της Καμένης και του Κολούμπο αντίστοιχα, οι οποίες διατέμνουν την καλδέρα σε διεύθυνση ΝΔ-ΒΑ (χάρτης 8).



Χάρτης 9 Τα ρήγματα της ευρύτερης περιοχής της Σαντορίνης.[Sakellariou 2010]

Τα ηφαιστειακά κέντρα βρίσκονται πάνω στη γραμμή της Καμένης, η οποία έχει πλάτος 600m και μήκος περίπου 4,5km (χάρτης 8). Παράλληλα στη γραμμή της Καμένης είναι η γραμμή Κολούμπο, η οποία διασχίζει το Μεγάλο Βουνό, το Ακρωτήριο Κολούμπο και το υποθαλάσσιο ηφαίστειο Κολούμπο (χάρτης 8 & 9). Οι βασικές αυτές γραμμές λειτουργούν σαν δίοδοι για την άνοδο του μάγματος στην επιφάνεια.

Επιστημονικές μελέτες [Makris 1976,1978, Παναγιωτόπουλος 1984,Makropoulos and Burton 1984, Comninakis and Papazachos 1986, Papazachos & Nolet. 1997b, Bohnhoff et al. 2001, Karagianni et al. 2005, Bruestle et al. 2014] αναφέρουν ότι ο ηπειρωτικός φλοιός στο Αιγαίο έχει πάχος 20-34 km, με μέσο πάχος ιζηματογενούς στρώματος 2km, βασαλτικού 11km και γρανιτικού στρώματος 16km, ενώ στην περιοχή του νότιου Αιγαίου λεπταίνει σε 20-25km λόγω ανόδου θερμού υλικού από τον μανδύα που προέρχεται από τη βύθιση της Αφρικανικής πλάκας.

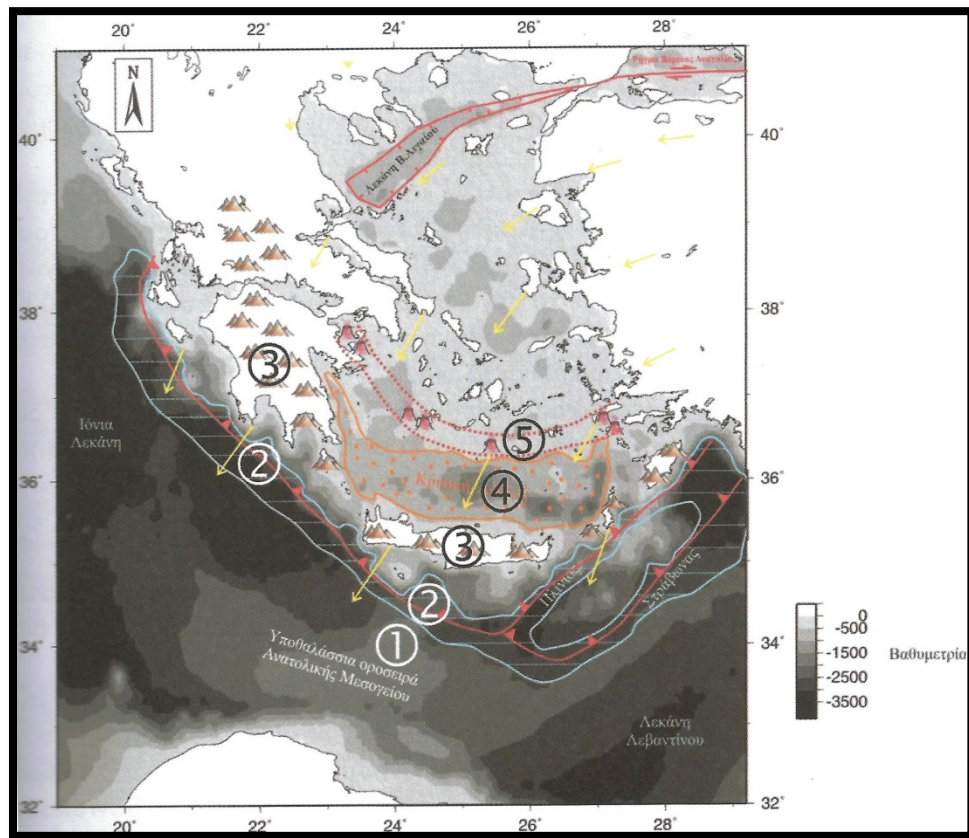
Η σεισμικότητα συγκεντρώνεται στα πρώτα 15-20 km μέσα στον ηπειρωτικό φλοιό του Αιγαίου που σχετίζεται με την τάφρο της Αμοργού, η οποία βρίσκεται ανάμεσα στην Αμοργό και την Σαντορίνη και σε βάθος 100-120 km κατά μήκος της ζώνης υποβύθισης της Αφρικανικής πλάκας. Εκτός αυτών υπάρχουν και σεισμοί ενδιαμέσου βάθους που τοποθετούνται κατά μήκος μιας ζώνης προστριβής της προωθούμενης Ευρωπαϊκής πλάκας με την υποβυθιζόμενη Αφρικανική πλάκα (ξεκινά από τη τάφρο και βυθίζεται προς την ανωθούμενη πλάκα, δηλαδή κλίνει προς το Αιγαίο πέλαγος), την ονομαζόμενη ζώνη Benioff, με κλίση περίπου 30° - 35° B-BA. Τα εστιακά βάθη των σεισμών μεγαλώνουν από το Λιβυκό πέλαγος προς το Αιγαίο σταδιακά, λόγω της κλίσης της ζώνης Benioff. Οι σεισμοί που τοποθετούνται στη ζώνη αυτή προκαλούνται από συμπιεστικές τάσεις, έχουν μέγεθος μεγαλύτερο από 5 R και ο λόγος ύπαρξης αυτών θεωρείται ότι είναι η ταχεία βύθιση και τήξη της κρύας συμπαγούς λιθόσφαιρας, η οποία εξακολουθεί να παραμορφώνεται ελαστικά σε μικρότερα βάθη. Μέγιστο βάθος αυτών έχει αναφερθεί στα 180-200 km, ενώ είναι ανιχνεύσιμοι μέχρι τα 700 km [Παπανικολάου, Ι, 2015].

Ελληνικό ορογενετικό τόξο

Στο ελληνικό ορογενετικό τόξο παρατηρούνται οι εξής δομές από Νότο προς Βορρά , όπως φαίνονται στο χάρτη 10 και στην εικόνα 13:

- Μεσογειακή ράχη (East Mediterranean chain): Είναι μια υποθαλάσσια οροσειρά (~ 2000m ύψος) που εκτείνεται από το δυτικό τμήμα της Λευκάδας στο Ιόνιο Πέλαγος με νοτιοανατολική κατεύθυνση εξελισσόμενη νότια της

Κρήτης με τελική κατάληξη τον υποθαλάσσιο χώρο νοτίως του Καστελόριζου και ΝΔ στη Συρία. Η κατεύθυνση αυτή ακολουθεί μια τροχιά παράλληλη και νότια του Ελληνικού τόξου, όπου βυθίζεται η Αφρικανική πλάκα κάτω από την Ευρασιατική. Το ελληνικό τόξο ολισθαίνει επάνω στο αφρικανικό υπόβαθρο και αποτελεί δομή επιφανειακής συμπίεσης των αρχικώς αδιατάρακτων ιζημάτων που είχαν αποτεθεί στον ωκεάνιο φλοιό της Τηθύος (Αφρικανική πλάκα).

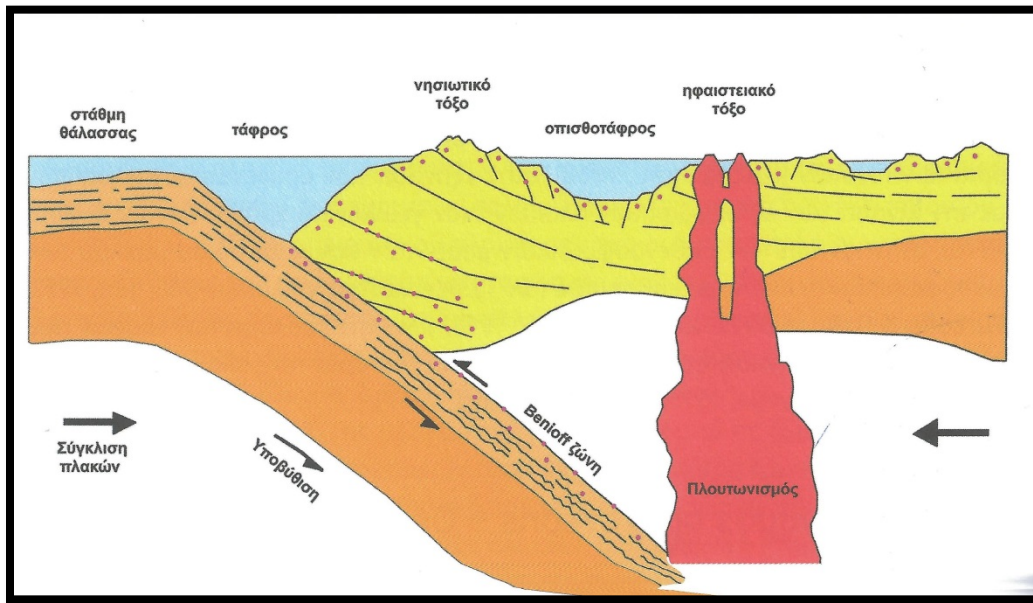


Χάρτης 10. Απλοποιημένος χάρτης των τμημάτων του σημερινού Ελληνικού τόξου. 1: Μεσογειακή ράχη 2: Τάφρος 3: Νησιωτικό τόξο 4: Οπισθοτάφρος 5: Ηφαιστειακό τόξο. Τα κίτρινα ανύσματα δείχνουν τη φορά και την ταχύτητα κίνησης της πλάκας, όπως υπολογίζονται από δορυφορικές μετρήσεις (GPS)[Παπανικολάου, Ι., Σίδερης Χρ, 2007]

Καθώς προχωρά το κύμα της ορογένεσης το πακέτο αυτό των ιζημάτων ωθείται προς Νότο και αποκολλάται από το υπόβαθρο του σχηματίζοντας αλληπάλληλα λέπη, τα οποία χαρακτηρίζονται ως πρίσμα προσαύξησης της προωθούμενης πλάκας.

- Τάφρος ή Ελληνική τάφρος (Hellenic trench) ή προτάφρος (for-arc basin) ή ωκεάνια τάφρος (oceanic trench): Βαθιά υποθαλάσσια λεκάνη (σύστημα τάφρων) που βρίσκεται μεταξύ της Μεσογειακής ράχης και του Ελληνικού τόξου. Σχηματίζεται περίπου στο όριο των πλακών που συγκλίνουν σε βάθος 4.500-5.000 m στο Ιόνιο (Φρέαρ των Οινουσών), που οριοθετεί και το μέτωπο σχετικής κίνησης των δύο πλακών. Η τάφρος ξεπερνά σε μήκος τα 1000 Km και αρχίζει ΒΔ της Κεφαλονιάς, διασχίζει την Πελοπόννησο, την Κρήτη και τη Ρόδο και καταλήγει στην Μικρά Ασία. Η τάφρος αποτελείται από την τάφρο του Ιονίου στα ΝΔ και στα ΝΑ της Κρήτης. Λόγω της κινηματικής του τόξου, εξελίσσεται σε σύστημα παράλληλων τάφρων που είναι η τάφρος του Πτολεμαίου, του Πλινίου και του Στράβωνα. Στην ελληνική τάφρο εντοπίζεται το μεγαλύτερο βάθος στη Μεσόγειο με τιμή 5.093 m ΝΔ της Μεθώνης [Παπανικολάου, Ι., Σίδερης Χρ, 2007]. Αυτά τα δύο τμήματα (ΝΑ & ΝΔ) του συστήματος της Ελληνικής τάφρου σχηματίζουν μεταξύ τους γωνία 110° [Κολαΐτης Α. 2011] .
- Νησιωτικό τόξο (island arc): Το νησιωτικό τόξο είναι το εξωτερικό ιζηματογενές τόξο το οποίο είναι ημικυκλικό με έντονη καμπυλότητα, οριοθετείται μεταξύ των ορογενετικών συστημάτων των Δειναρίδων και των Ταυρίδων (ξεκινά από Δυτικά με διεύθυνση ΒΒΔ-ΝΝΑ από τις εξωτερικές ελληνίδες, κάμπτεται με διεύθυνση Α-Δ από τα Κύθηρα ως την Κρήτη και συνεχίζει με διεύθυνση ΒΑ-ΝΔ στα Δωδεκάνησα, καταλήγοντας ανατολικά στη ΝΔ Ασία). Είναι παράλληλο με την Ελληνική τάφρο, στα νότια της οποίας γίνεται βύθιση της Αφρικανικής πλάκας κάτω από την Ευρασιατική. Αξιοσημείωτο είναι πως, σε όλο το μήκος του αλπικού συστήματος της Τηθύος έχει γίνει σύγκρουση της Ευρασίας και όλων των τμημάτων της πρώην Γκοτβάνας, εκτός από το Ελληνικό τόξο στο

οποίο συνεχίζεται η ορογένεση με όλα τα γεωδυναμικά χαρακτηριστικά να είναι υπό εξέλιξη. Αποτελεί μια τεράστια υποθαλάσσια οροσειρά στο μέτωπο της προωθούμενης πλάκας, που αναδύεται από τη θάλασσα σχηματίζοντας επιμήκη νησιά σε τοξοειδή διάταξη όπως είναι η Ρόδος, η Κρήτη, τα Κύθηρα. Το νησιωτικό τόξο αποτελείται από Τεταρτογενή πετρώματα.



Εικόνα 13 Σχηματική απεικόνιση σε εγκάρσια τομή ενός ορογενετικού τόξου, προσαρμοσμένου στην ακτουαλιστική γεωμετρία του Ελληνικού τόξου [Παπανικολάου,2015]

- Οπισθοτάφρος: Μεταξύ του ηφαιστειακού τόξου στο Βορρά και του Νησιωτικού τόξου του Αιγαίου στο Νότο σχηματίζεται μια βαθιά (μέγιστο βάθος περίπου 2500 m), σε σχέση με την προτάφρο, επιμήκη λεκάνη. Η λεκάνη αυτή του Νότιου Αιγαίου, απαντά πίσω από το νησιωτικό τόξο και εκτείνεται από τον Αργολικό κόλπο, διασχίζει την Ανατολική Πελοπόννησο, περνά πάνω από το Κρητικό Πέλαγος (περιοχή μεταξύ Κρήτης και Σαντορίνης) και συνεχίζει μέχρι δυτικά της Καρπάθου. Είναι εφελκυστικού τύπου δομή (Κρητικό πέλαγος)

και σχετίζεται με τη μεγαλύτερη ταχύτητα υποβύθισης σε σχέση με την ταχύτητα σύγκλισης των πλακών.

- Ηφαιστειακό τόξο: Σε απόσταση περίπου 120km προς βορρά από το εξωτερικό τόξο και παράλληλα με αυτό, βρίσκεται το εσωτερικό ηφαιστειακό τόξο το οποίο περιλαμβάνει μια σειρά από ηφαίστεια που διατάσσονται τοξοειδώς και είναι: Αίγινα, Μέθανα, Κρομμυωνία, Πόρος, Μήλος, Αντίπαρος, Σαντορίνη και Νίσυρος. Το ανοδικά κινούμενο μάγμα, από το λιώσιμο της υποβυθιζόμενης πλάκας, όταν φτάσει σε βάθη μεγαλύτερα των 100km, σχηματίζει πλουτώνιους γρανιτικούς όγκους και καθώς ανεβαίνει προς την επιφάνεια σχηματίζει τα ηφαίστεια του τόξου [Παπανικολάου, Ι., Σίδερης Χρ, 2007, Παπανικολάου Δ. 2015]. Η Σαντορίνη ανήκει σε αυτό το ηφαιστειακό τόξο του Νότιου Αιγαίου.

ΚΕΦΑΛΑΙΟ 4

ΣΕΙΣΜΙΚΗ ΜΕΛΕΤΗ ΣΤΗΝ ΕΥΡΥΤΕΡΗ ΠΕΡΙΟΧΗ ΤΗΣ

Στην ευρύτερη περιοχή μελέτης έχουν καταγραφεί σεισμοί που σχετίζονται με τεκτονική, ηφαιστειακή και υδροθερμική δραστηριότητα. Περισσότερες μελέτες αναφέρονται στη συσχέτιση τεκτονικών δομών μιας περιοχής και σεισμικότητας. Τα τελευταία χρόνια με τη βοήθεια της τεχνολογίας γίνονται περισσότερες μελέτες για τη συσχέτιση σεισμικότητας, υδροθερμικής δραστηριότητας, εδαφικής παραμόρφωσης και άλλων παραμέτρων σε σχέση με την ηφαιστειότητα. Συνήθως οι σεισμοί που σχετίζονται με ηφαιστειακή δραστηριότητα είναι λιγότερο ισχυροί από τους τεκτονικούς, αλλά μπορούν να γίνουν ιδιαίτερα καταστροφικοί αφού σχετίζονται με αύξηση πιέσεων λόγω εισροής ή εκροής μάγματος, σχηματισμό ρωγμών στο έδαφος και άρα εδαφική παραμόρφωση. Στην περιοχή μελέτης η χαμηλή σεισμικότητα που παρατηρείται οφείλεται σε επιφανειακούς σεισμούς και σεισμούς ενδιαμέσου βάθους. Οι σεισμοί ηφαιστειακής προέλευσης σχετίζονται με την άνοδο του μάγματος από το μαγματικό θάλαμο που είναι σε μεγαλύτερα βάθη προς μικρότερα βάθη. Έχουν καταγραφεί και σεισμικά φαινόμενα λόγω υδροθερμικής δραστηριότητας.

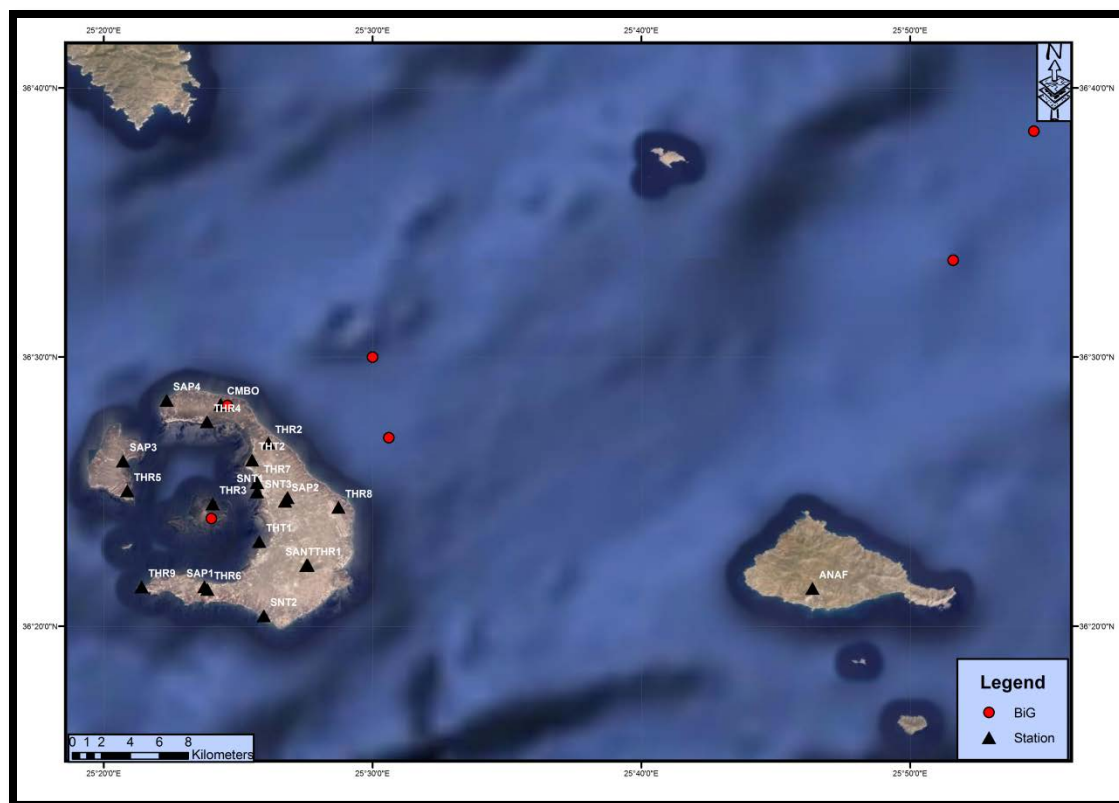
ΜΕΓΑΛΟΙ ΣΕΙΣΜΟΙ ΣΤΗΝ ΕΥΡΥΤΕΡΗ ΠΕΡΙΟΧΗ

Σύμφωνα με Κολαΐτης 2011 υπάρχουν τουλάχιστον 8 σεισμοί με μέγεθος μεγαλύτερο ή ίσο των 6 ρίχτερ, οι οποίοι αναφέρονται στον πίνακα 2 και απεικονίζονται στον ακόλουθο χάρτη 11. Οι σεισμοί αυτοί έχουν προκύψει από ιστορικά ή ενόργανα στοιχεία (600 π.Χ.-2010) και από τους οποίους οι 3 (46, 1707, 1866) έχουν συσχετιστεί με περιόδους ηφαιστειακής δράσης. Από το χάρτη φαίνεται ότι το επίκεντρό τους εντοπίζεται μέσα στην καλδέρα της Σαντορίνης. Λόγω της ηφαιστειακής και σεισμικής δραστηριότητας θεωρείται το πιο ενεργό ηφαιστειακό νησί του Ελληνικού ηφαιστειακού τόξου. Το 1956 αναφέρεται στον καταστρεπτικότερο σεισμό του 20^{ου} αιώνα στη Μεσόγειο από τον οποίο προκλήθηκε και τσουνάμι και ο οποίος επηρέασε

όχι μόνο τη Σαντορίνη, αλλά και τα γύρω νησιά και είναι οι δύο σεισμοί που έγιναν με διαφορά λίγων λεπτών στην Αμοργό για τους οποίους ακολουθεί εκτενής αναφορά.

ΕΤΟΣ	ΜΗΝΑΣ	ΜΕΡΑ	Γ.ΠΛΑΤΟΣ	Γ.ΜΗΚΟΣ	ΒΑΘΟΣ	ΜΕΓΕΘΟΣ
46	0	0	36.4	25.4	33	6.2
1650	9	29	36.5	25.5	33	6.3
1707	5	18	36.4	25.4	33	6
1866	1	31	36.4	25.4	33	6.1
1919	10	25	36.56	25.86	59	6
1934	11	9	36.47	25.41	132	6.3
1956	7	9	36.64	25.91	15	7.4
1956	7	9	36.45	25.51	95	7.2

Πίνακας 2 Σεισμοί με μέγεθος μεγαλύτερο ή ίσο με 6 ρίχτερ (600 π.Χ.-2010). Οι σεισμοί που έλαβαν χώρα κατά τη διάρκεια ηφαιστειακών εκρήξεων παρουσιάζονται με έντονη μπλε γραμματοσειρά. [Κολαΐτης 2011]

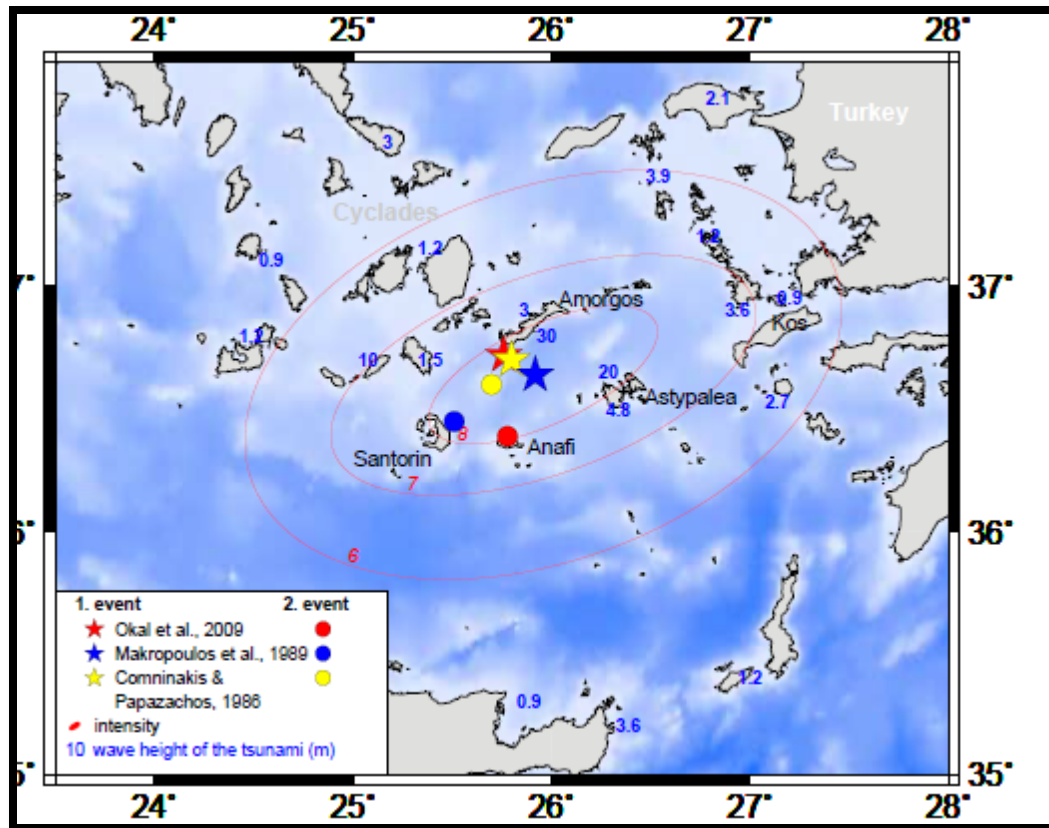


Χάρτης 11 Χωρική κατανομή των σεισμών του παραπάνω πίνακα με μέγεθος μεγαλύτερο ή ίσο του 6 ρίχτερ (600 π.Χ.-2010). Οι σεισμοί απεικονίζονται με κόκκινο κύκλο και οι σταθμοί με μαύρο τρίγωνο, όπως φαίνεται και στο αντίστοιχο υπόμνημα.

ΣΕΙΣΜΟΣ ΑΜΟΡΓΟΥ

Από το 1953 έως το 1957 η Ελλάδα γνώρισε αρκετούς καταστρεπτικούς σεισμούς (1953 σεισμός 7.2 ρίχτερ στην Κεφαλονιά, 1956 στην Αμοργό και 1957 στο Βελεστίνο με μέγεθος 6.8 ρίχτερ και στη Ρόδο με 7.2 ρίχτερ μέγεθος). Ο σεισμός της Αμοργού ήταν το μεγαλύτερο σεισμικό γεγονός που έχει καταγραφεί στην Μεσόγειο τον 20^ο αιώνα. Πρόκειται για δύο σεισμικά γεγονότα που έλαβαν χώρα στο ρήγμα της θαλάσσιας λεκάνης της Αμοργού στις 9 Ιουλίου του 1956 τα ξημερώματα με μέγεθος $M_s = 7.4$ [Makropoulos et al, 1989, Perissoratis and Papadopoulos, 1999] – 7.8 R [Okal et al, 2009] το πρώτο και $M_s = 7.2$ R το δεύτερο που ακολούθησε 12-13 λεπτά αργότερα στην ίδια περιοχή που είναι στην τεκτονική Ράχη της Αμοργού στη ζώνη υποβύθισης. Οι σεισμοί αυτοί δημιούργησαν θαλάσσια κύματα βαρύτητας (tsunami), τα οποία έφτασαν ως και τα 30 μέτρα ύψος περίπου (ΝΑ της Αμοργού – χάρτης 12), λόγω των υποθαλάσσιων κατολισθήσεων. Η επικεντρική περιοχή του κύριου σεισμού είναι περίπου 5km νότια της Αμοργού και περίπου 20 km ΝΑ από τον πρώτο, βρίσκεται του δεύτερου. Οι καταστροφές προκλήθηκαν κυρίως από τον μεγαλύτερο μετασεισμό των 7.2 R. Το συγκεκριμένο γεγονός δεν επηρέασε μόνο την Αμοργό, αλλά προκάλεσε σοβαρές ζημιές (3760 κτήρια κατέρρευσαν ή καταστράφηκαν εν μέρει) και στα γύρω νησιά, ανάμεσα στα οποία ήταν και η Σαντορίνη. Σύμφωνα με τον Galanopoulos 1982, προκλήθηκε ο θάνατος 53 ατόμων, περίπου 100 τραυματίστηκαν, 592 σπίτια καταστράφηκαν ολοσχερώς και 1750 σπίτια παρουσίασαν ζημιές. Πάνω από το 50% της καταστροφής σημειώθηκε στην Οία, το Ημεροβήγλι και στα Φηρά [Papadopoulos and Pavlides, 1992].

Στο χάρτη (χάρτης 12) που ακολουθεί φαίνονται οι σεισμικές εντάσεις και τα επίκεντρα των σεισμών, απ' τον οποίο προκύπτει ότι επλήγησαν και τα νησιά Ανάφη, Αστυπάλαια, Ίος, Κάλυμνος, Λειψοί, Νάξος, Πάρος και Πάτμος. Την προηγούμενη ημέρα είχε προηγηθεί ένας σεισμός με μέγεθος 4.9 Ρίχτερ.



Χάρτης 12 Στο χάρτη απεικονίζονται τα επίκεντρα των δύο σεισμών της Αμοργού στις 9 Ιουλίου του 1956 στις 03:11 (UTC) και 03:24 (UTC) καθώς και οι σεισμικές εντάσεις (κόκκινοι αριθμοί και ελλείψεις) σύμφωνα με τους Papadopoulos & Pavlides [1992] και με μπλε αριθμούς φαίνονται τα ύψη που έφτασαν τα κύματα βαρύτητας σύμφωνα με τους Ambraseys (1960), Galanopoulos (1960) [Brustle et al, 2014].

Η ρηξιγενής ζώνη όπως προσδιορίστηκε από τους Okal et al 2009, βάση επαναπροσδιορισμών επικέντρων σεισμών και μετασεισμών, είναι 75×40 km. Ο μηχανισμός γένεσης δείχνει μηχανισμό κανονικού ρήγματος με διεύθυνση BA-ND και βύθιση προς δεξιά (right-lateral strike-slip) και συμπίπτει με το σεισμικό ρήγμα της Αμοργού το οποίο ανήκει στην ίδια τεκτονική φάση που δημιούργησε τη λεκάνη της Αμοργού, η οποία έχει μέγιστο βάθος 700m και ορίζεται από κανονικά απότομα ρήγματα που έχουν την ίδια διεύθυνση (BA-ND) [Papadopoulos & Pavlides, 1992]. Η

σεισμική ροπή υπολογίστηκε ως $M_0 = 3.9 \times 10^{27}$ dyn cm και είναι η μεγαλύτερη που έχει καταγραφεί τα τελευταία 100 χρόνια στη λεκάνη της Μεσογείου [Okal et al 2009].

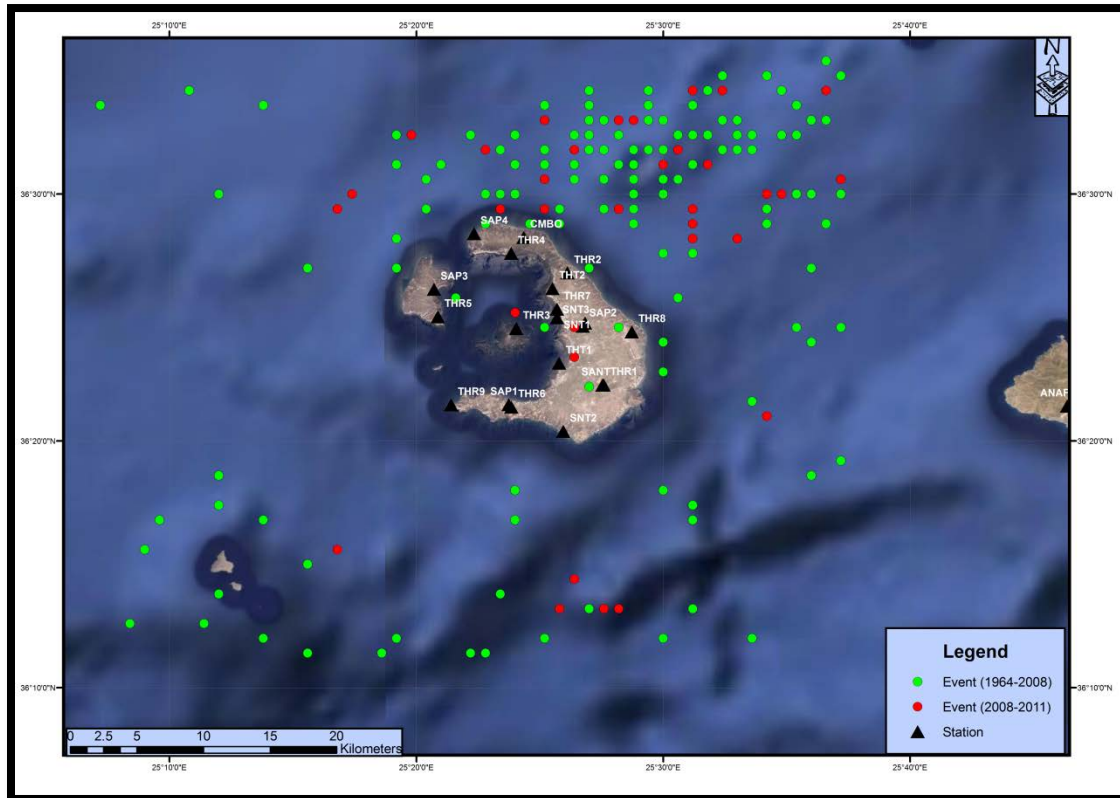
Το τμήμα του κεντρικού και νότιου Αιγαίου έχει χαρακτηριστεί ως «ασεισμικό πλατώ» (aseismic plateau) και στο ανατολικότερο όριο αυτού έλαβε χώρα ο σεισμός της Αμοργού το 1956, ο οποίος λόγω της ισχύος του διέρρηξε ένα μεγάλο τμήμα του λιθοσφαιρικού στρώματος σε όλο το πλάτος της «Σχιζόσφαιρας» [Papadopoulos & Pavlides 1992].

ΣΕΙΣΜΙΚΟΤΗΤΑ ΣΑΝΤΟΡΙΝΗΣ

Η σεισμικότητα της ευρύτερης περιοχής της Σαντορίνης πριν την σεισμική έκρηξη της περιόδου μελέτης και σύμφωνα με τα διαθέσιμα δεδομένα του Γεωδυναμικού Ινστιτούτου του Εθνικού Αστεροσκοπείου Αθηνών, απεικονίζεται στον ακόλουθο χάρτη (χάρτης 13). Σκοπίμως, οι σεισμοί έχουν χωριστεί σε δύο περιόδους. Η πρώτη αναφέρεται στο χρονικό διάστημα 1964-2008 και η δεύτερη από το 2008 έως μια μέρα πριν την έναρξη των διαθέσιμων δεδομένων για ανάλυση. Το παραπάνω έχει γίνει γιατί στην online βάση δεδομένων του Γ.Ι του Ε.Α.Α (<http://bbnet.gein.noa.gr/HL/database>), υπάρχει επιλογή αναζήτησης αναθεωρημένων δεδομένων ανά περιοχή ενδιαφέροντος από 1/1/2008 και μετά. Επίσης, από την ίδια πηγή χρησιμοποιήθηκε ο σεισμολογικός κατάλογος για την Ελλάδα και τις γειτονικές περιοχές από το 1964 ως και το 2007, γιατί από το 1964 και μετά τα δεδομένα κρίνονται πιο αξιόπιστα σε σχέση με παλαιότερα έτη (<http://www.gein.noa.gr/el/seismikotita/katalogoi-seismwn>).

Οι σεισμοί που έχουν καταγραφεί στην ευρύτερη περιοχή, είναι επιφανειακοί και ενδιαμέσου βάθους και η ασυνέχεια Moho (χωρίζει το φλοιό από τον ανώτερο μανδύα) είναι σε βάθος 22-23 km [Bohnhoff et al., 2001, Κολαΐτης 2011]. Η πλειοψηφία των σεισμών αυτών έχουν εστιακό βάθος περίπου μέχρι τα 40 km. Στον χάρτη 13 απεικονίζονται 150 σεισμοί για το διάστημα 1964-2008 και 54 για το διάστημα 2008 έως μια μέρα πριν την περίοδο μελέτης. Η κύρια σεισμική δραστηριότητα εντοπίζεται στο Βορειοανατολικό τμήμα της Σαντορίνης, στη Ράχη της Σαντορίνης-Αμοργού,

συμπεριλαμβανομένου του υποθαλάσσιου ηφαιστείου Κολούμπο (~7km ΒΑ της Σαντορίνης) και λιγότερη σεισμικότητα στα Χριστιανά νησιά. Στις 24/6/2003 υπήρξε σεισμός με μέγεθος $M_d=4$ ρίχτερ με σεισμική ακολουθία και τα επίκεντρα να εντοπίζονται στην περιοχή του Κολούμπο.

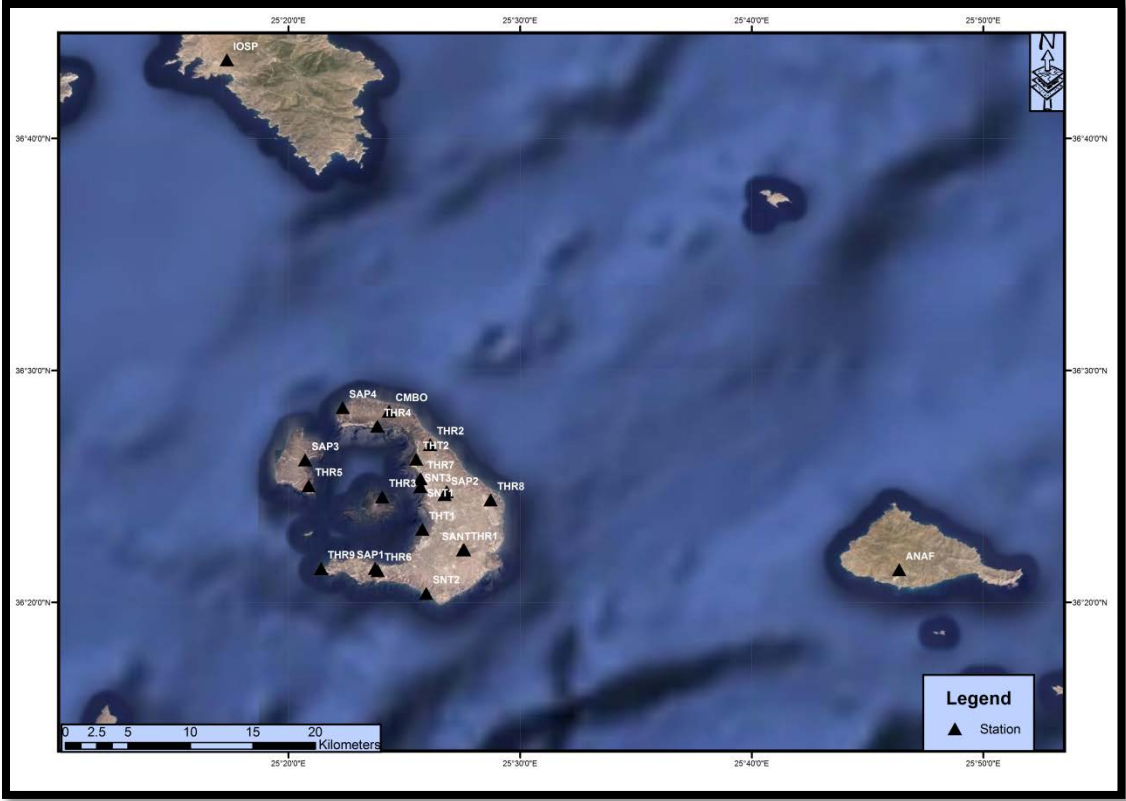


Χάρτης 13. Παρουσιάζεται η χωρική κατανομή της ενόργανης καταγραφής της σεισμικότητας της περιοχής με όλα τα μεγέθη από το 1964 ως μια μέρα πριν την έναρξη των διαθέσιμων δεδομένων για επεξεργασία και άρα και παραμόρφωσης, βάση καταλόγων του Γ.Ι του Ε.Α.Α.

Αντιθέτως, στην περιοχή της καλδέρας της Σαντορίνης και ειδικά στην Καμένη, η σεισμικότητα είναι ελάχιστη ως ανύπαρκτη. Ένας από τους παράγοντες που ευθύνονται για την χαμηλή καταγεγραμμένη σεισμικότητα στην περιοχή είναι η απουσία πυκνού σεισμολογικού δικτύου, κάτι το οποίο άλλαξε με την πάροδο των ετών, με την

ενοποίηση των σεισμολογικών δικτύων και με την εγκατάσταση μόνιμων και φορητών (portable) σεισμολογικών σταθμών με σκοπό την καλύτερη και πιο συστηματική παρακολούθηση του ηφαιστείου. Αναλυτικότερα, το 1994 εγκαταστάθηκαν 8 τηλεμετρικοί σεισμολογικοί σταθμοί στην ευρύτερη περιοχή της Σαντορίνης, το 1997 εγκαταστάθηκε στη Σαντορίνη ο πρώτος μόνιμος σταθμός, το 2010 και 2011 προστέθηκαν στη Μήλο άλλοι δύο σταθμοί και το 2011 εγκαταστάθηκε ένα φορητό σεισμολογικό δίκτυο [Chouliaras et al 2012], με σκοπό την καλύτερη παρακολούθηση του φαινομένου της αύξησης της σεισμικότητας που παρατηρήθηκε λόγω της μαγματικής κίνησης και με τη σειρά της με την αλλαγή της παραμόρφωσης στην περιοχή μελέτης.

Οι σταθμοί που χρησιμοποιήθηκαν στην παρούσα εργασία για ανάλυση απεικονίζονται στον χάρτη 14 και οι συντεταγμένες αυτών δίνονται στον ακόλουθο πίνακα (πίνακας 3).



Χάρτης 14. Οι σταθμοί που χρησιμοποιήθηκαν στη συγκεκριμένη μελέτη σεισμικότητας απεικονίζονται με μαύρο τρίγωνο και άσπρη γραμματοσειρά.

Από τα σεισμολογικά δεδομένα που έλαβα για ανάλυση, τα οποία καλύπτουν το ίδιο χρονικό διάστημα που καλύπτουν και τα δεδομένα παραμόρφωσης με τη μέθοδο της συμβολομετρίας (3/3/2011 - 27/3/2012), προέκυψαν οι κατάλογοι σεισμικότητας και οι αντίστοιχοι χάρτες. Για την ανάλυση και επεξεργασία των κυματομορφών που αναφέρονται στα σεισμικά γεγονότα που έχουν λάβει χώρα κατά την χρονική περίοδο που εξετάζουμε χρησιμοποιήθηκε το λογισμικό γραφικής απεικόνισης κυματομορφών PQL (εικ.14) σε περιβάλλον UNIX/LINUX.

ΣΤΑΘΜΟΣ	Γ.ΜΗΚΟΣ	Γ.ΠΛΑΤΟΣ
SANT	25.4590	36.3710
ANAF	25.7727	36.3568
SNT1	25.4283	36.4165
SNT2	25.4325	36.3398
SNT3	25.4472	36.4130
SAP1	25.3957	36.3578
SAP2	25.4457	36.4108
SAP3	25.3453	36.4357
SAP4	25.3723	36.4733
THR1	25.4597	36.3712
THR2	25.4353	36.4468
THR3	25.4008	36.4092
THR4	25.3973	36.4600
THR5	25.3478	36.4172
THR6	25.3975	36.3562
THR7	25.4283	36.4223
THR8	25.4788	36.4070
THR9	25.3568	36.3577
THT1	25.4297	36.3858
THT2	25.4252	36.4363
CMBO	25.4057	36.4708
IOSP	25.2890	36.7233

Πίνακας 3 Οι γεωγραφικές συντεταγμένες και τα ονόματα των σταθμών που χρησιμοποιήθηκαν στην παρούσα εργασία

Με τη συγκεκριμένη γραφική απεικόνιση οι κυματομορφές ταξινομούνται ανά συνιστώσα, ανά σταθμό και υπάρχει δυνατότητα επιλογής αυτών ξεχωριστά ή ομαδικά, καθώς κ επιλογή εφαρμογής κατάλληλων φίλτρων για απαλλαγή από θόρυβο. Με την χρήση του, είναι δυνατός ο εντοπισμός των χρόνων αφίξεων των P και S κυμάτων στις διαθέσιμες κυματομορφές καθώς και η διάρκεια της καταγραφής.

Από την ανάλυση των κυματομορφών των διαθέσιμων δεδομένων (βλέπε Παράρτημα 2 στο οποίο αποτυπώνεται με μπλε η χρονική περίοδος στην οποία υπάρχουν διαθέσιμα

δεδομένα ανά σταθμό και με κόκκινο όταν αυτά δεν υπάρχουν) προέκυψαν 9118 φάσεις (6583 P & 2535 S), οι οποίες απεικονίζονται αναλυτικά ανά σταθμό στον ακόλουθο πίνακα (πίνακας 4) και το αντίστοιχο διάγραμμα (ιστόγραμμα 1) και χρησιμοποιήθηκαν σε κάθε περίπτωση (σε όλα τα «τρεξίματα» με ηγρο).

Station	P phase (No)	S phase (No)
SANT	667	507
ANAF	14	9
SNT1	0	0
SNT2	179	111
SNT3	1	0
SAP1	280	217
SAP2	358	293
SAP3	105	55
SAP4	50	27
THR1	1	0
THR2	734	1
THR3	2	1
THR4	1	0
THR5	670	0
THR6	713	2
THR7	642	3
THR8	513	10
THR9	199	1
THT1	729	715
THT2	29	29
CMBO	686	549
IOSP	10	5
sum	6583	2535

Πίνακας 4 Στον πίνακα φαίνονται αναλυτικά οι φάσεις των σεισμών (P & S) ανά σταθμό αναλυτικά.

Προσδιορίστηκαν και άλλες φάσεις (P,S ή τα δύο) κατά τη διάρκεια της ανάλυσης οι οποίες δεν ήταν αξιοποιήσιμες, καθώς είχαν καταγραφεί σε έναν ή δύο σταθμούς και δεν μπορούσε να επιτευχθεί προσδιορισμός εστιακών παραμέτρων. Κάθε σεισμός είχε το λιγότερο 4 φάσεις (3 P και 1 S), μέγιστο 20 φάσεις και μέσο όρο 11 φάσεις. Οι περιπτώσεις με τις λιγότερες φάσεις είναι στην αρχή της περιόδου μελέτης και

επηρεάζεται από τη μικρή διαθεσιμότητα των δεδομένων σε συγκεκριμένες χρονικές στιγμές.

Για τον σκοπό του υπολογισμού των εστιακών παραμέτρων των σεισμικών γεγονότων που εξετάζονται, χρησιμοποιήθηκαν τα λογισμικά Hyro71, Hyroinverse και HyroDD. Οι αλγόριθμοι είναι γραμμένοι σε fortran και τρέχουν σε περιβάλλον Windows και Linux, εκτός από το HyroDD που τρέχει μόνο σε περιβάλλον Linux. Παρουσιάζουν διαφορές και ακολουθούν διαφορετική μεθοδολογία για τον υπολογισμό των παραμέτρων. Ως δεδομένα εισόδου χρησιμοποιούν κυρίως στοιχεία σχετικά με την ακριβή θέση των σταθμών, τους χρόνους άφιξης των P και S κυμάτων, την χρονική διάρκεια της σεισμικής καταγραφής, το μονοδιάστατο μοντέλο ταχυτήτων επιμηκών κυμάτων καθώς και τον λόγο ταχυτήτων V_p/V_s .

Το Hyro71 είναι το παλαιότερο από αυτά τα λογισμικά. Δημιουργήθηκε το 1971 [Lee & Lahr 1972]. Θεωρείται ως το πιο απλό στην χρήση του, καθώς ο αριθμός των παραμέτρων που πρέπει να ορισθούν από τον χρήστη είναι μικρός και ο αλγόριθμος μέσω του οποίου υλοποιείται, ακολουθεί την απλούστερη προσέγγιση για τον υπολογισμό των παραμέτρων. Υπολογίζει σε πρώτη φάση το θεωρητικό χρόνο διαδρομής των σεισμικών κυμάτων με τη μέθοδο των ελαχίστων τετραγώνων και των χρονικών υπολοίπων. Μέσω αυτών, στο επόμενο στάδιο επαναπροσδιορίζεται το υπόκεντρο. Το μοντέλο ταχυτήτων που χρησιμοποιεί αντιμετωπίζει τα υποκείμενα στρώματα οριζόντια και ομογενή με ταχύτητα σταθερή ως προς το βάθος. Θεωρεί πως όλοι οι σταθμοί βρίσκονται στο ίδιο επίπεδο και συνεπώς δεν κάνει χρήση δεδομένων μορφολογίας. Το γεγονός αυτό δεν επηρεάζει στην περίπτωση μας ιδιαίτερα καθώς πρόκειται για ένα μικροσεισμικό δίκτυο. Τα αποτελέσματα του χαρακτηρίζονται λιγότερο ακριβή σε σχέση με τα άλλα δύο λογισμικά.

Το Hyroinverse δημιουργήθηκε το 2002 [Klein, F. W. 2002]. Χρησιμοποιεί την μέθοδο της αντιστροφής και αποτελεί μετεξέλιξη του Hyro71. Χαρακτηρίζεται σαφώς πιο πολύπλοκο από το Hyro71. Είναι περισσότερο παραμετροποιήσιμο και στην προσπάθεια αναζήτησης πιο ακριβών αποτελεσμάτων, παρέχει στον χρήστη

περισσότερες επιλογές όσον αφορά τις παραμέτρους που μπορεί να αλλάξει αυτός. Εκτός από δεδομένα των πρώτων αφίξεων κάνει χρήση της πληροφορίας σχετικά με το πλάτος του σήματος και των δεδομένων υψομέτρου για τους σταθμούς. Το λογισμικό αυτό παρέχει την δυνατότητα χρησιμοποίησης περισσότερων μοντέλων ταχυτήτων, στα οποία η ταχύτητα μεταβάλλεται κατακόρυφα, ομαλά και προοδευτικά χωρίς να αυξομειώνεται (όπως συνήθως συμβαίνει σε περιοχές με ηφαίστεια). Τέλος, διαθέτει τη δυνατότητα διόρθωσης μεγέθους μέσω ορισμού της εξίσωσης υπολογισμού του.

Το HyroDD (Double Difference - Waldhauser, F. 2001) πραγματοποιεί επαναπροσδιορισμό των υποκέντρων χωρίζοντας τα σεισμικά γεγονότα σε σμήνη, χωρίς να υπολογίζει τιμές μεγεθών. Ο υποκεντρικός διαχωρισμός μεταξύ δύο σεισμών είναι μικρός σε σχέση με την απόσταση σεισμού-σταθμού. Έχει την δυνατότητα να εξετάζει διαφορετικά τις P και S φάσεις και για τον επαναπροσδιορισμό των υποκέντρων χρησιμοποιεί τα αποτελέσματα των δύο προηγούμενων λογισμικών. Έτσι δε μπορεί να χρησιμοποιηθεί μόνο του, αλλά μόνο σε συνδυασμό με κάποιο από τα προηγούμενα δύο. Τα αποτελέσματα του κρίνονται πιο ακριβή, αλλά απαιτείται η τήρηση συγκεκριμένων προϋποθέσεων για να επιτευχθεί αυτή η ακρίβεια.

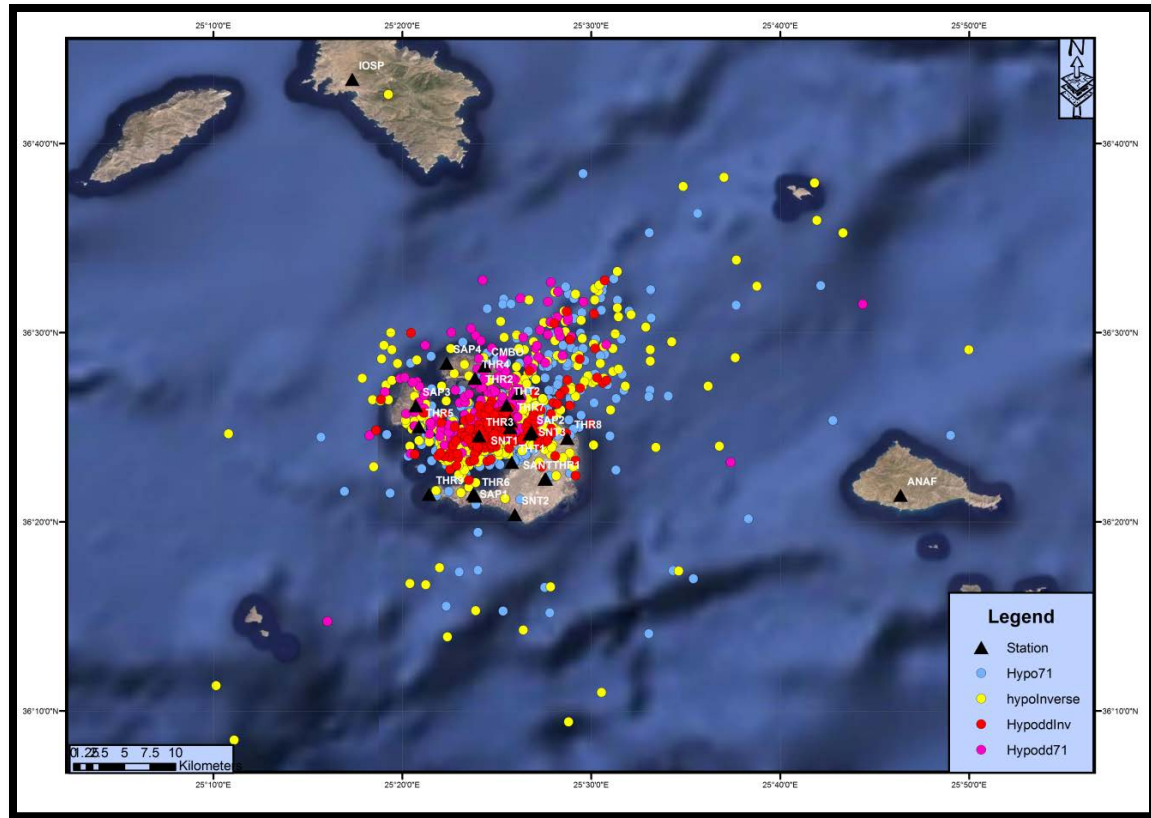
Σε κάθε περίπτωση Hyro χρησιμοποιήθηκαν οι ίδιες παράμετροι, όπου αυτό ήταν εφικτό, με σκοπό την σύγκρισή τους. Οι διαφοροποιήσεις οφείλονται πρωτίστως στον τρόπο που λαμβάνει το κάθε ένα το μοντέλο ταχυτήτων και ο τρόπος υπολογισμού σφαλμάτων (RMS).

Vp (Km/sec)	Depth (km)
4.2	0
5.33	1.1
5.71	4.2
6.35	11.8
6.6	17.8
7	22

Πίνακας 5 Μοντέλο ταχυτήτων που χρησιμοποιήθηκε [Κολαΐτης 2011]

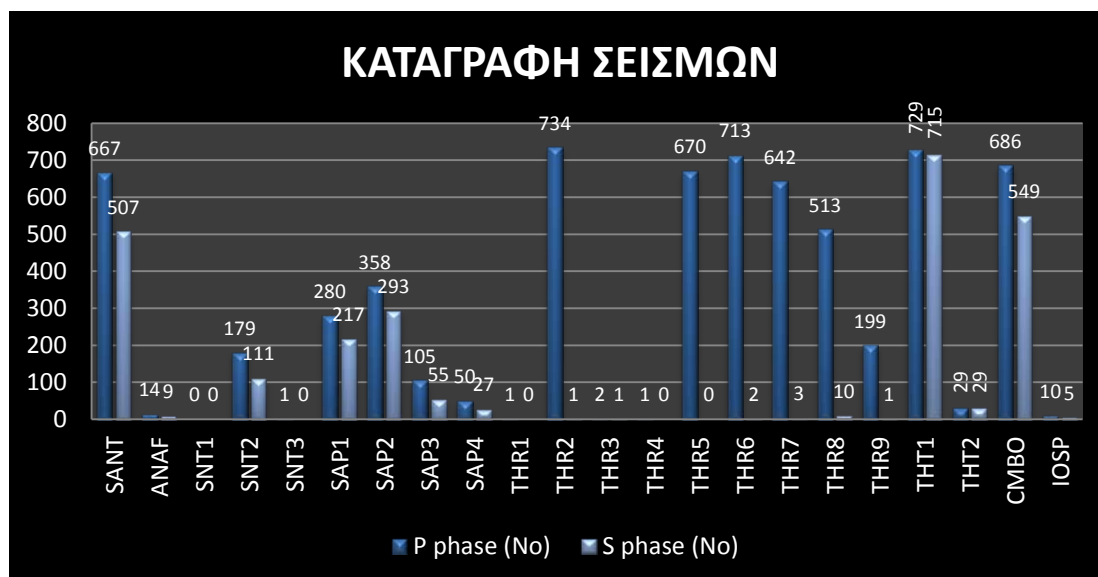
Επειδή το HyroDD δεν μπορεί από μόνο του να προσδιορίσει επίκεντρα, χρησιμοποιείται σε συνδυασμό με άλλο πρόγραμμα προσδιορισμού επικέντρων, όπως είναι τα άλλα δύο που προαναφέρθηκαν. Αρχικά γίνεται ο υπολογισμός εστιακών παραμέτρων με τη χρήση του Hyro71, στη συνέχεια με τη χρήση του HyroInverse και στο τελευταίο στάδιο επαναπροσδιορίζονται οι σεισμοί που προέκυψαν από το hyro71 & HyroInverse με τη χρήση του HyroDD. Οι αλγόριθμοι που χρησιμοποιούν τα προγράμματα παρουσιάζουν διαφορές μεταξύ τους με αποτέλεσμα να προκύπτουν και διαφορές ορατές στη στατιστική ανάλυση και στα ιστογράμματα που ακολουθούν. Στα ακόλουθα διαγράμματα εμφανίζεται σαν DD71 το αποτέλεσμα που έχει προκύψει από τον επαναπροσδιορισμό επικέντρου με αρχικό πρόγραμμα προσδιορισμού το hyro71 και σαν DDINV το αντίστοιχο του HyroInverse. Σε όλες τις περιπτώσεις, για να μπορεί να γίνει σωστή σύγκριση και αξιολόγηση, επιλέχθηκε να χρησιμοποιηθεί το ίδιο μοντέλο ταχυτήτων [Κολαΐτης 2007 - Πίνακας 5] μετά από δοκιμές (trials and errors) και ο λόγος V_p/V_s ίσος με 1.77 [Konstantinou et al 2013].

Υπολογίστηκαν 825 σεισμοί με το hyro71, 826 με το HyroInverse και μετά τον επαναπροσδιορισμό επικέντρων, χρησιμοποιώντας το hyroDD, προέκυψαν 425 σεισμοί με αρχείο εισόδου από το hyro71 και 261 με αρχείο εισόδου από το HyroInverse τα στατιστικά των οποίων ακολουθούν. Στην συνέχεια οι σεισμοί που υπολογίστηκαν με κάθε αλγόριθμο προβάλλονται στον ακόλουθο χάρτη (χάρτης 15).



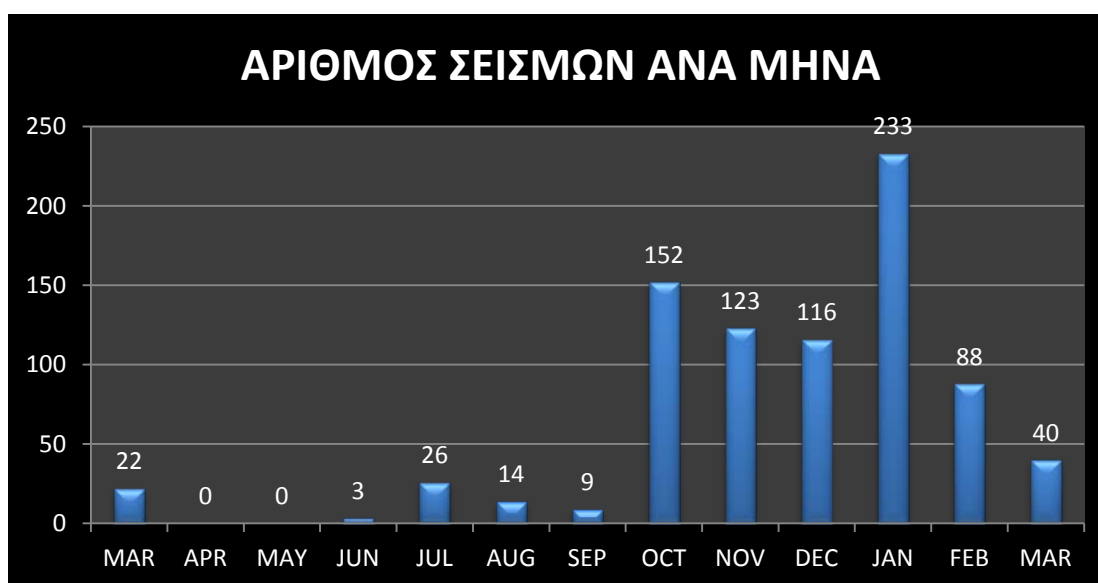
Χάρτης 15 Στον οποίο φαίνονται οι σεισμοί που προσδιορίστηκαν με τη βοήθεια των προγραμμάτων Hypo71, HypoInverse και HypoDD.

Ο σταθμός THR2 κατέγραψε τους περισσότερους σεισμούς (734 σεισμοί) και ακολουθούν οι σταθμοί THT1 (729 σεισμοί) και ο THR6 (713 σεισμοί). Οι περιφερειακοί σταθμοί (IOSP και ANAF) δε χρησιμοποιήθηκαν ιδιαίτερα στα αποτελέσματα της ανάλυσης, καθώς κατέγραψαν περίπου 10 σεισμούς μόνο. Στον σταθμό SNT1 δεν καταγράφηκε καμία φάση, γιατί δεν υπήρχαν διαθέσιμα δεδομένα το συγκεκριμένο χρονικό διάστημα της έρευνας. Η διαθεσιμότητα των δεδομένων για την περιοχή μελέτης είναι ο καθοριστικότερος παράγοντας στην αξιολόγηση του παραπάνω πίνακα και δευτερευόντως η ποιότητα του σήματος.



Ιστόγραμμα 1 στο οποίο απεικονίζονται οι αριθμοί των φάσεων ανά σταθμό.

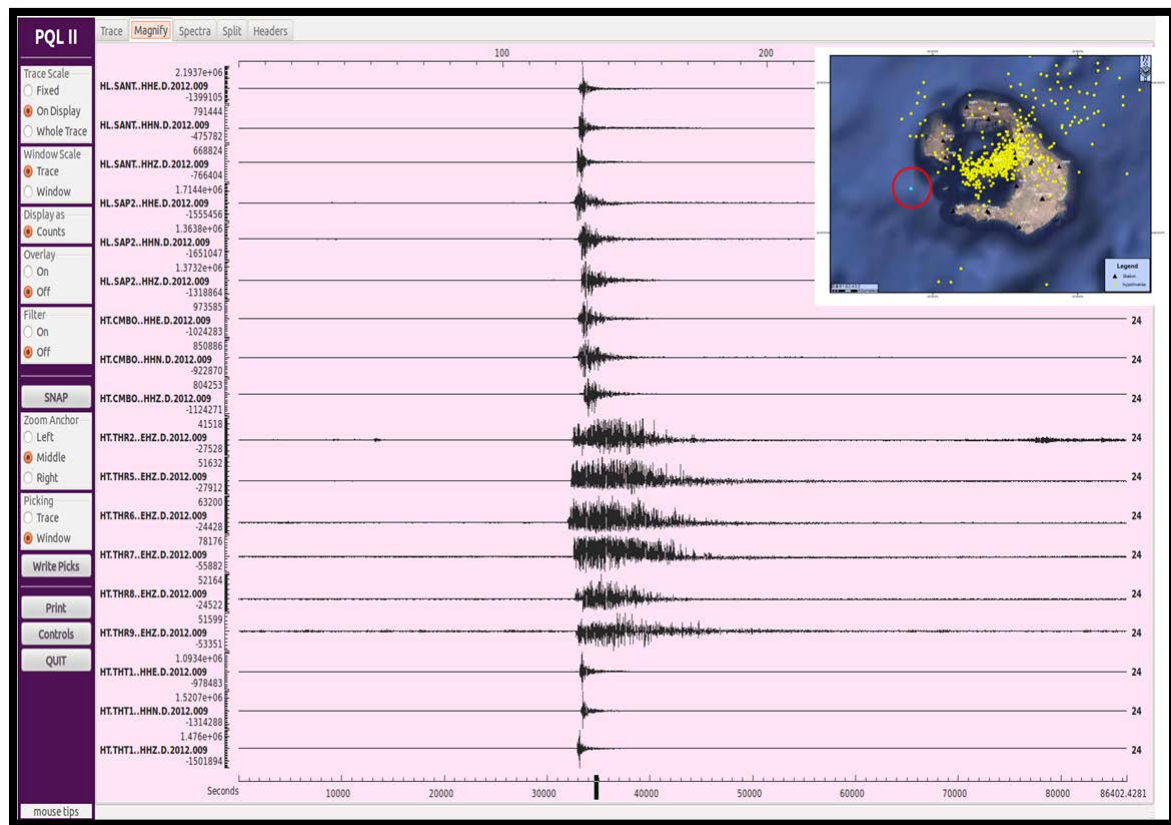
Η κατανομή των σεισμικών γεγονότων σε σχέση με το χρόνο απεικονίζεται στο παρακάτω διάγραμμα (ιστόγραμμα 2).



Ιστόγραμμα 2 στο οποίο απεικονίζονται οι αριθμοί των σεισμών ανά μήνα.

Αναλυτικότερα, η υψηλότερη σεισμικότητα παρατηρείται το Ιανουάριο του 2012 με 233 σεισμούς και η χαμηλότερη το διάστημα Απριλίου – Μαΐου 2011, όπου δεν είχαμε κανένα σεισμό. Σε αυτό πρέπει να συνυπολογιστεί η διαθεσιμότητα των δεδομένων

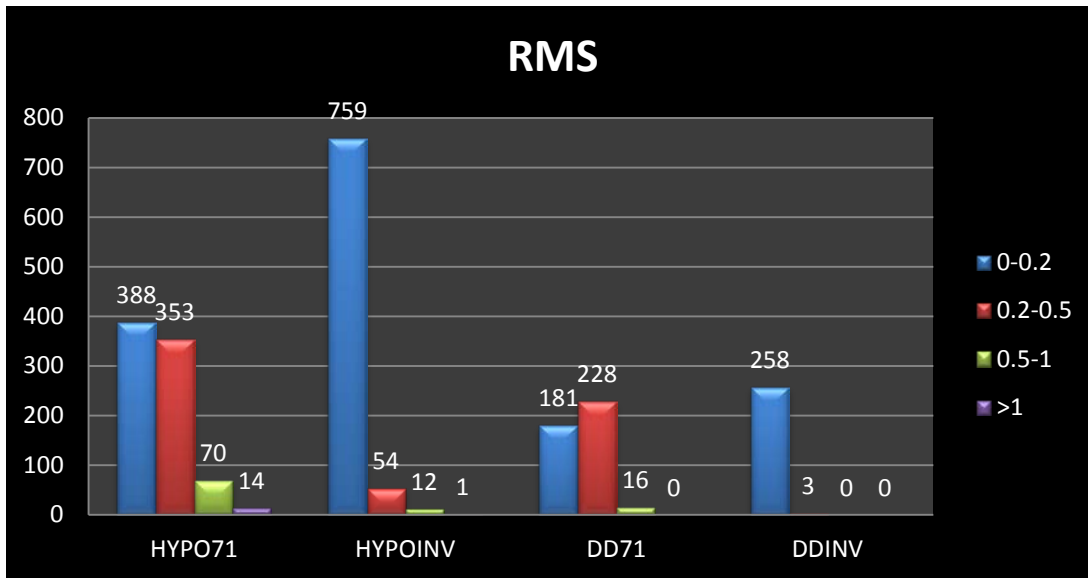
(βλέπε παράρτημα 2). Η αύξηση της σεισμικότητας είναι εντονότερη από τον Οκτώβριο του 2011, όπου από 9 σεισμούς που είχαν καταγραφεί τον Σεπτέμβριο καταγράφηκαν 152 σεισμοί ένα μήνα αργότερα. Η απότομη αύξηση της σεισμικότητας σε συνδυασμό με τα δεδομένα παραμόρφωσης της περιοχής είναι υπό εξέταση στην συγκεκριμένη εργασία.



Εικόνα 14 Απεικόνιση στο PQL των κυματομορφών που αφορούν στο σεισμικό γεγονός με χρόνο γένεσης 2012-01-09 09:39:26, το οποίο ήταν αυτό με το μεγαλύτερο μέγεθος (3.3 ρίχτερ) κατά την χρονική περίοδο που εξετάζουμε.

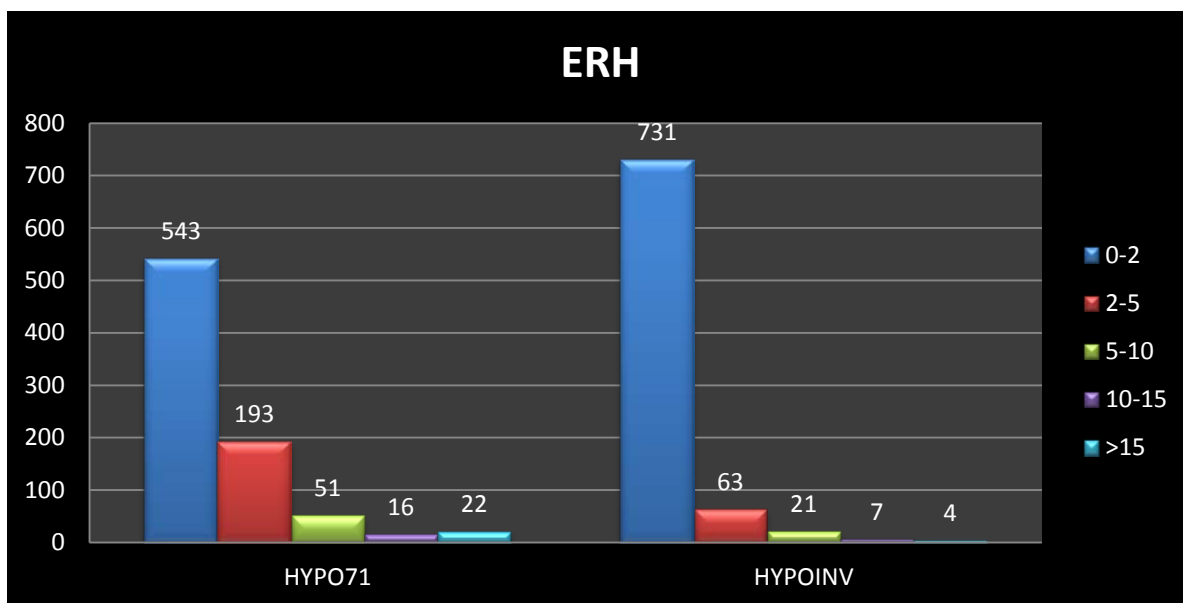
Ο υπολογισμός σφαλμάτων παίζει πολύ σημαντικό ρόλο στην αξιολόγηση των αποτελεσμάτων, συνεπώς το πρώτο πράγμα που υπολογίστηκε είναι το σφάλμα RMS

(root mean square) που είναι ο βαθμός ελάττωσης των χρονικών υπολοίπων. Από το ιστόγραμμα 3 παρατηρούμε ότι τα σφάλματα που προέκυψαν από την ανάλυση των δεδομένων μας είναι ικανοποιητικά περισσότερο στην περίπτωση του HγροInverse, όπου τα 759 σεισμικά γεγονότα έχουν σφάλμα μικρότερο του 0.2 sec και τον αντίστοιχο επαναπροσδιορισμό επικέντρου αυτού με HγροDD.

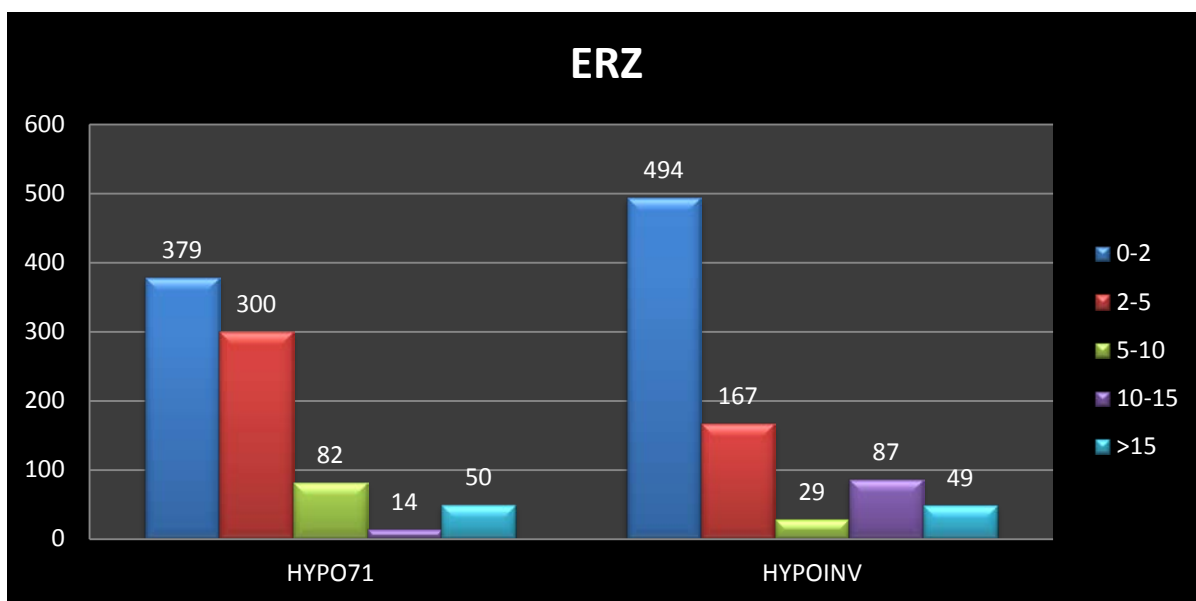


Ιστόγραμμα 3 Ιστόγραμμα που απεικονίζει το μέσο τετραγωνικό σφάλμα RMS.

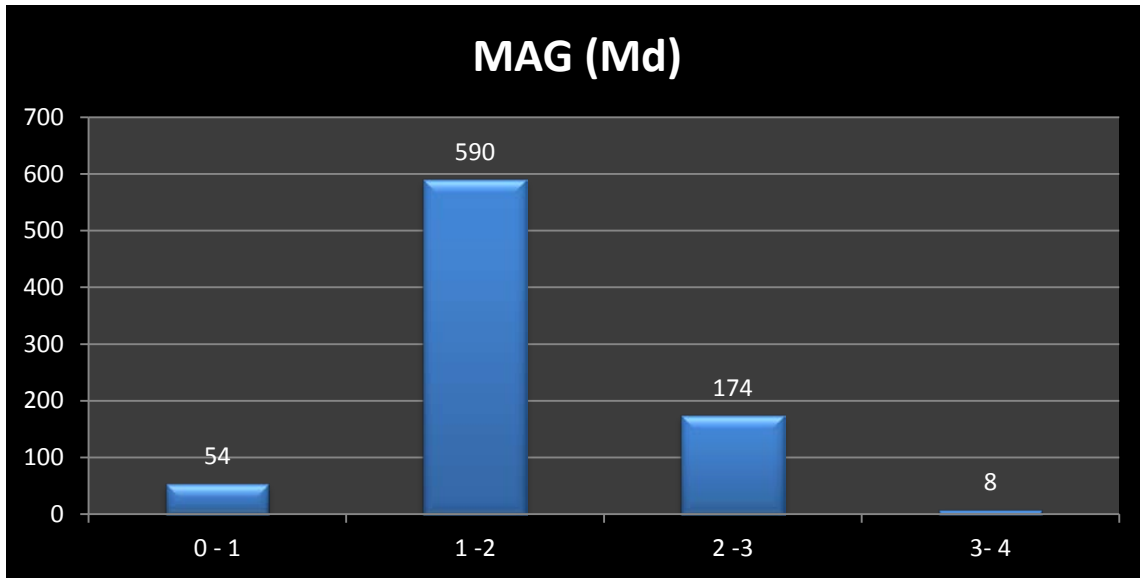
Στα διαγράμματα που ακολουθούν, τα ERH και ERZ απεικονίζονται μόνο στα hγρο71 και HγροInverse διότι στο HγροDD δεν υπολογίζονται τα ίδια ακριβώς σφάλματα για να γίνει σύγκριση (λόγω χρησιμοποίησης μεθόδου LSQC). Από τα διαγράμματα αυτά, φαίνεται ξεκάθαρα ότι τα σφάλματα είναι σαφώς μικρότερα και αυτό οφείλεται κυρίως στον τρόπο με τον οποίο χρησιμοποιούν το μοντέλο ταχυτήτων.



Ιστόγραμμα 4. Κατανομή οριζόντιων σφαλμάτων ERH σε Hypo71 και HypoInverse.

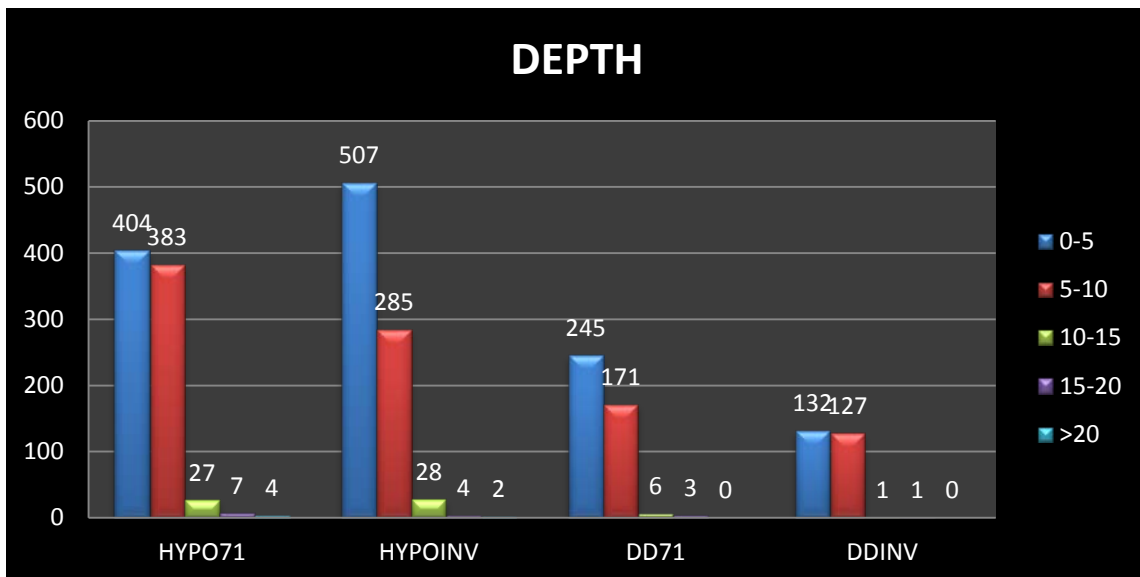


Ιστόγραμμα 5. Κατανομή των κατακόρυφων σφαλμάτων ERZ σε Hypo71 και HypoInverse.



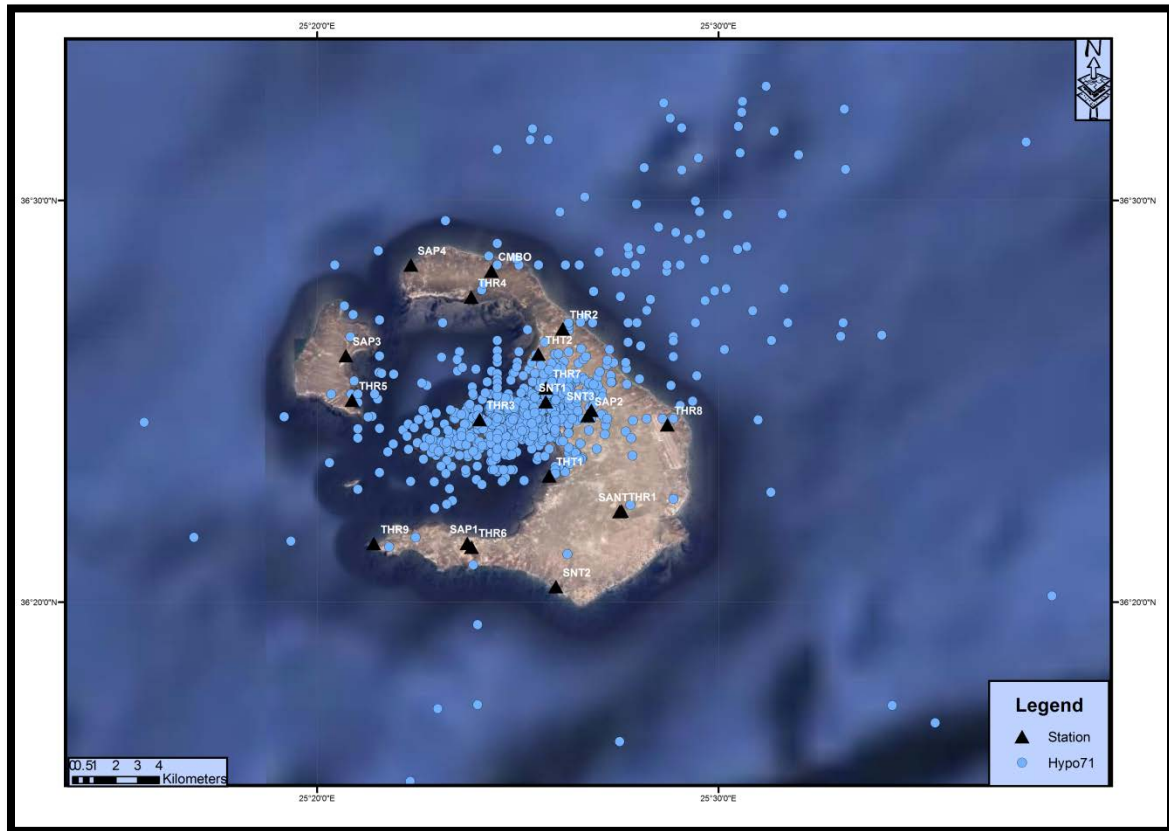
Ιστόγραμμα 6. Αριθμός σεισμών σε συνάρτηση με το μέγεθος.

Η ανιχνευσιμότητα του δικτύου φαίνεται στο ιστόγραμμα 6, το οποίο δείχνει ότι προσδιορίστηκαν σεισμοί με μεγέθη μεταξύ 0 και 4 ρίχτερ. Η πλειοψηφία των σεισμών (590 σεισμοί) είχαν μεγέθη από 1 έως 2 ρίχτερ και ακολούθως 2 έως 3 ρίχτερ, ενώ το μέγιστο που καταγράφηκε ήταν 3.3 ρίχτερ (εικόνα 14).



Ιστόγραμμα 7. Αριθμός σεισμών σε συνάρτηση με το εστιακό βάθος.

Η σεισμικότητα στην περιοχή ενδιαφέροντος είναι επιφανειακή σε κάθε περίπτωση υπολογισμού επικέντρων και συγκεντρώνεται μέχρι τα πρώτα 15 χιλιόμετρα, το οποίο και συμφωνεί με την υπάρχουσα βιβλιογραφία για την περιοχή.

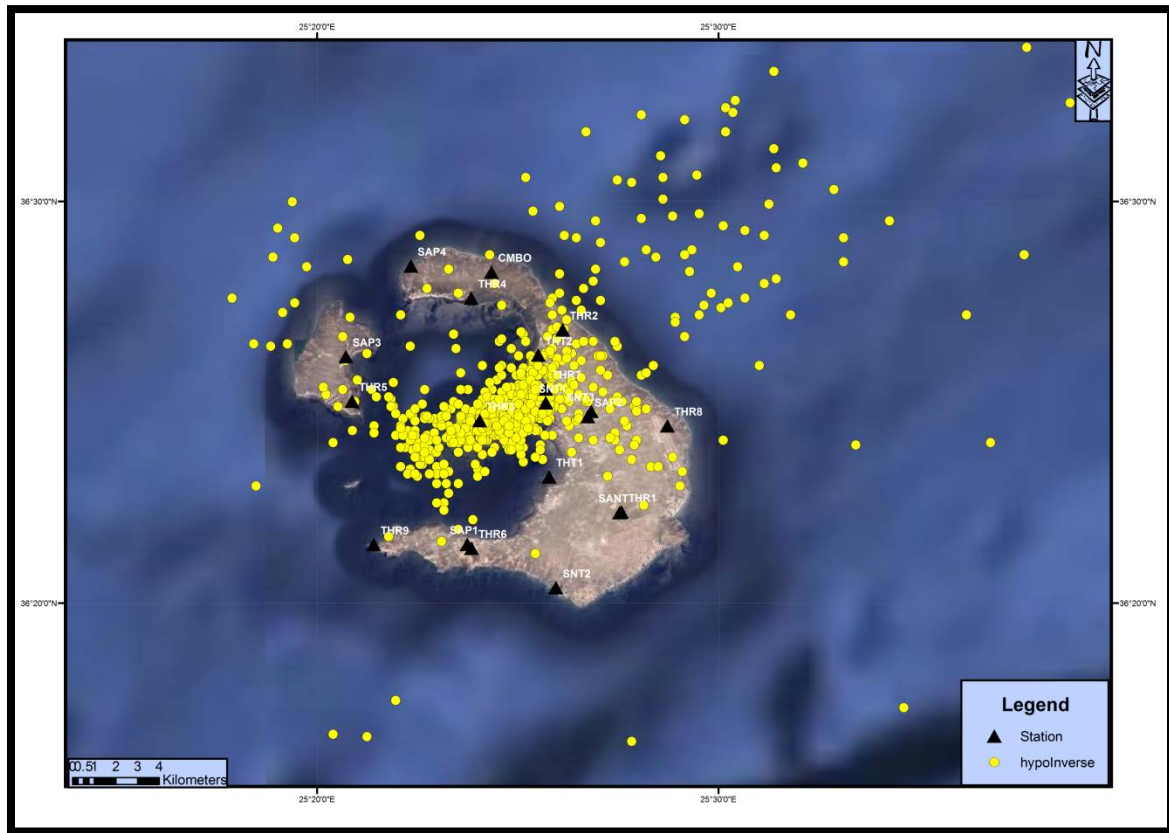


Χάρτης 16 Στον οποίο απεικονίζονται οι σεισμοί που προσδιορίστηκαν με Hypo71.

Αναλυτικότερα και ξεχωριστά φαίνονται τα επίκεντρα για κάθε περίπτωση στους χάρτες 16-17-18-19. Σε κάθε περίπτωση, η σεισμικότητα εντοπίζεται κυρίως στην περιοχή της Καλδέρας.

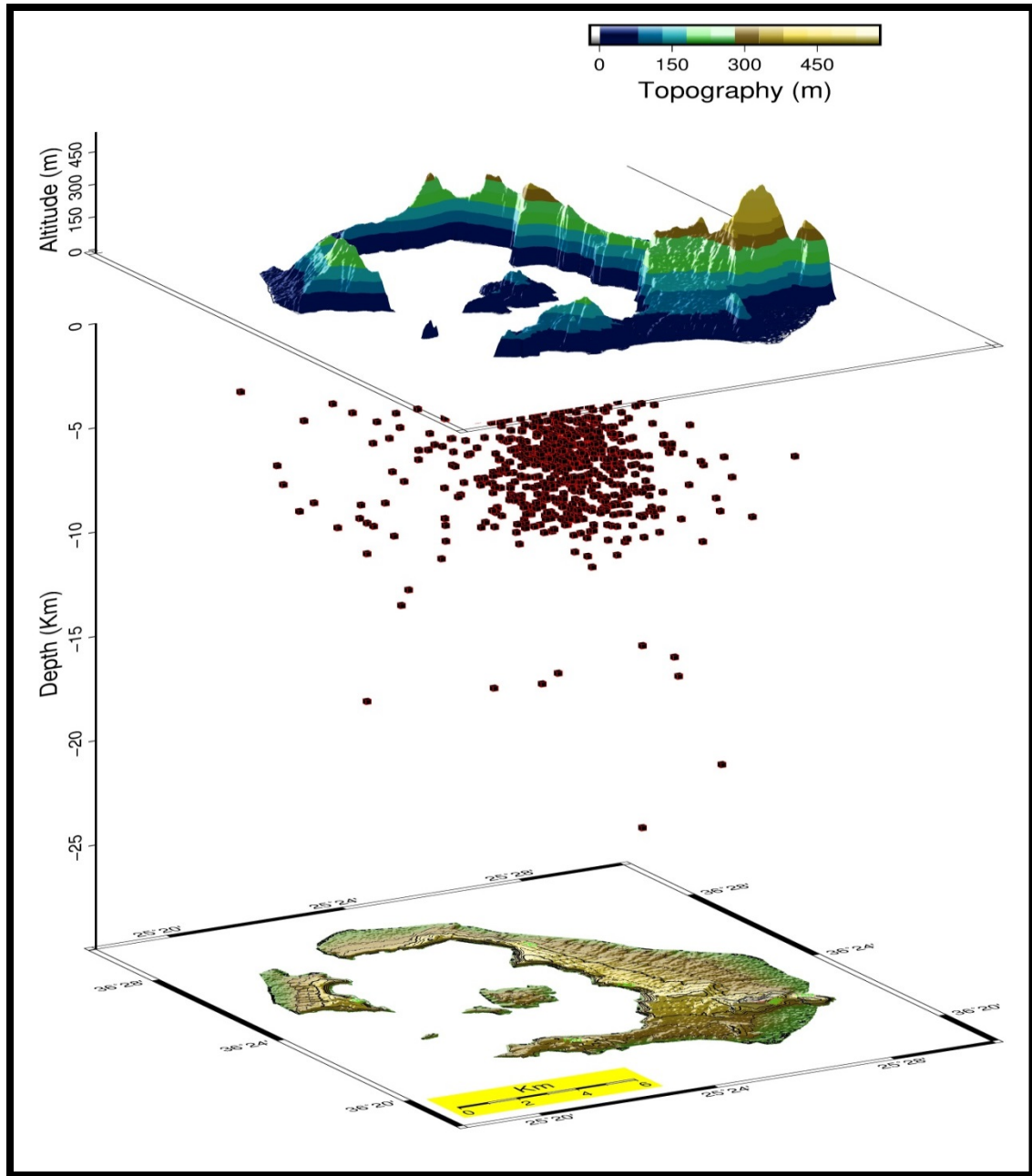
Με βάση τη στατιστική ανάλυση, τη χωρική κατανομή των δεδομένων και απεικόνιση αυτών με σεισμικές τομές (εικόνα 16- υπόλοιπες τομές βλέπε παράρτημα 3) και τομές 3D (εικ 15- τα αποτελέσματα που επιλέχθηκαν σε τρισδιάστατη προβολή), επιλέχθηκε

το αποτέλεσμα του HypoInverse για τη συσχέτιση σεισμικότητας-παραμόρφωσης που γίνεται σε επόμενο κεφάλαιο (κεφάλαιο 6).



Χάρτης 17 Στον οποίο απεικονίζονται οι σεισμοί που προσδιορίστηκαν με HypoInverse.

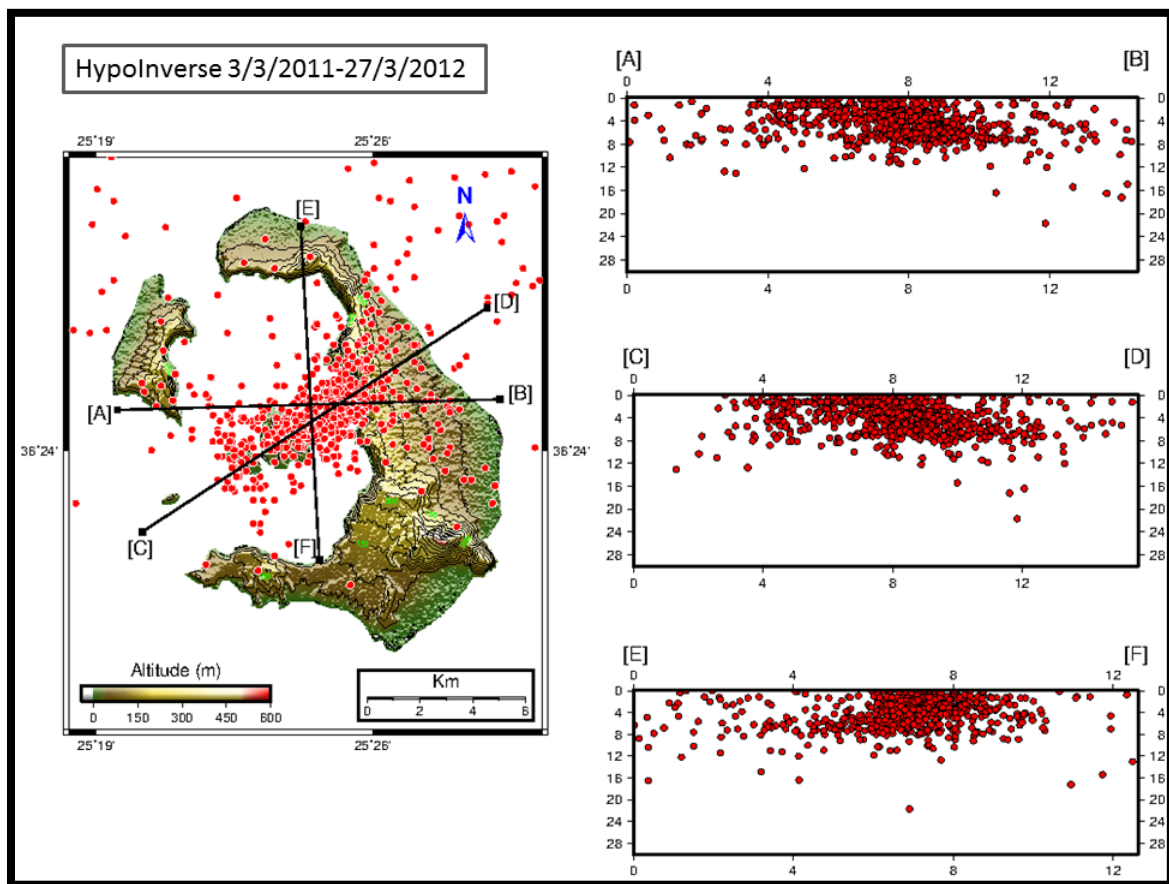
Το hypoInverse υπολόγισε περίπου τον ίδιο αριθμό σεισμικών γεγονότων με το hypo71, αλλά η κατανομή των epicέντρων είναι βελτιωμένη και τα σφάλματα είναι μικρότερα σε σχέση με το Hypo71. Μπορεί με το HypoDD να έγινε καλύτερος προσδιορισμός epicέντρου, όμως για τη σύγκριση πρέπει να ληφθεί υπόψη και ο αριθμός σεισμικών γεγονότων.



Εικόνα 15 3D γράφημα (τριδιάστατη προβολή) που απεικονίζει τη χωρική κατανομή σεισμικότητας η οποία έχει προκύψει από το HypoInverse.

Για περαιτέρω μελέτη της περιοχής ενδιαφέροντος κατασκευάστηκαν τρεις κατακόρυφες τομές οι οποίες απεικονίζονται παρακάτω (εικόνα 16). Η πρώτη κατακόρυφη τομή έχει διεύθυνση Α-Δ. Η δεύτερη κατακόρυφη τομή C-D βρίσκεται παράλληλα στην ηφαιστειοτεκτονική γραμμή της Καμένης που διατέμνει την Καλδέρα

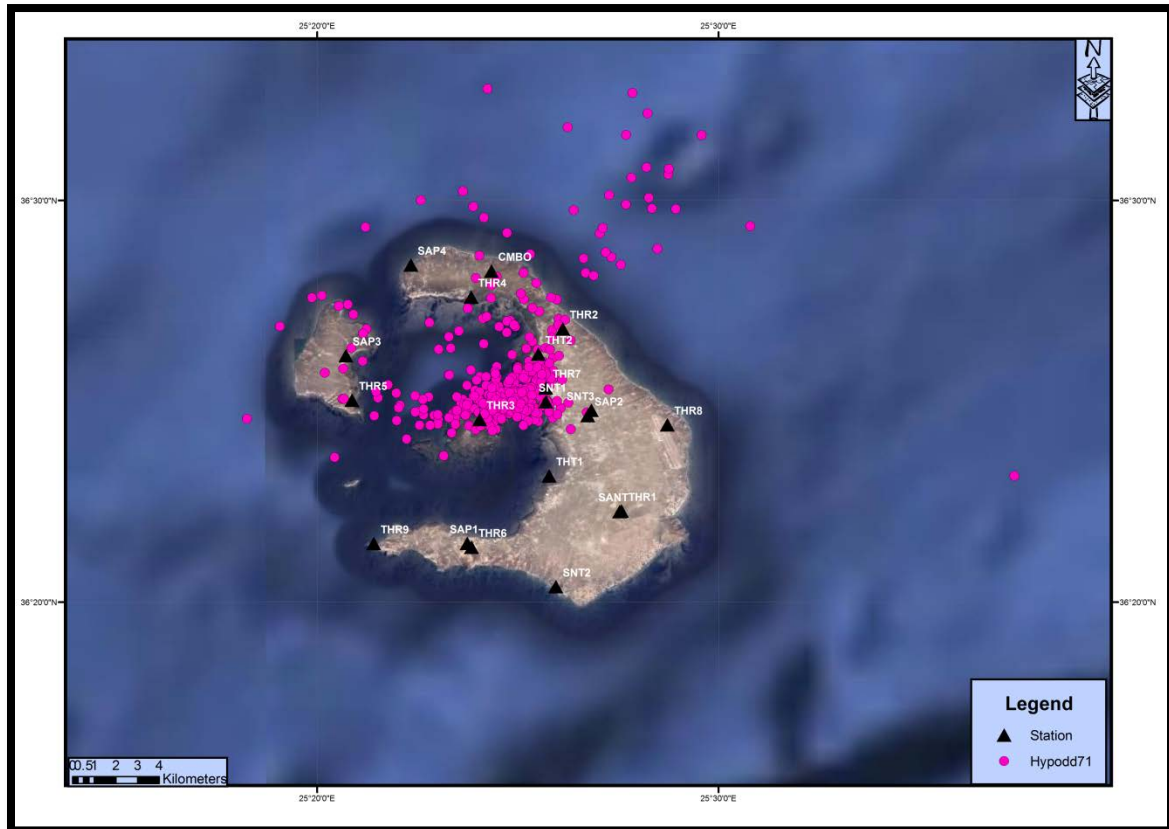
σε διεύθυνση ΝΔ-ΒΑ. Η τρίτη κατακόρυφη τομή είναι σε διεύθυνση Β-Ν. Και οι τρεις κατακόρυφες τομές αναδεικνύουν ότι η σεισμική δραστηριότητα λαμβάνει χώρα κυρίως σε μία κατακόρυφη κατανομή η οποία βρίσκεται κάτω από την καλδέρα της Σαντορίνης και εκτείνεται από τα 20 km περίπου έως την επιφάνεια. Το πλάτος της τομής σε κάθε περίπτωση είναι 10km. Χαρακτηριστικό της κατανομής είναι ότι πλειονότητα των σεισμικών γεγονότων εντοπίζονται σε βάθη ανάμεσα στην επιφάνεια και τα 7km, ενώ βαθύτερα υπάρχει πολύ μικρή δραστηριότητα.



Εικόνα 16 Κατακόρυφες τομές (cross section) των υποκέντρων όπως αυτά προσδιορίστηκαν με hypoInverse για το χρονικό διάστημα μελέτης.

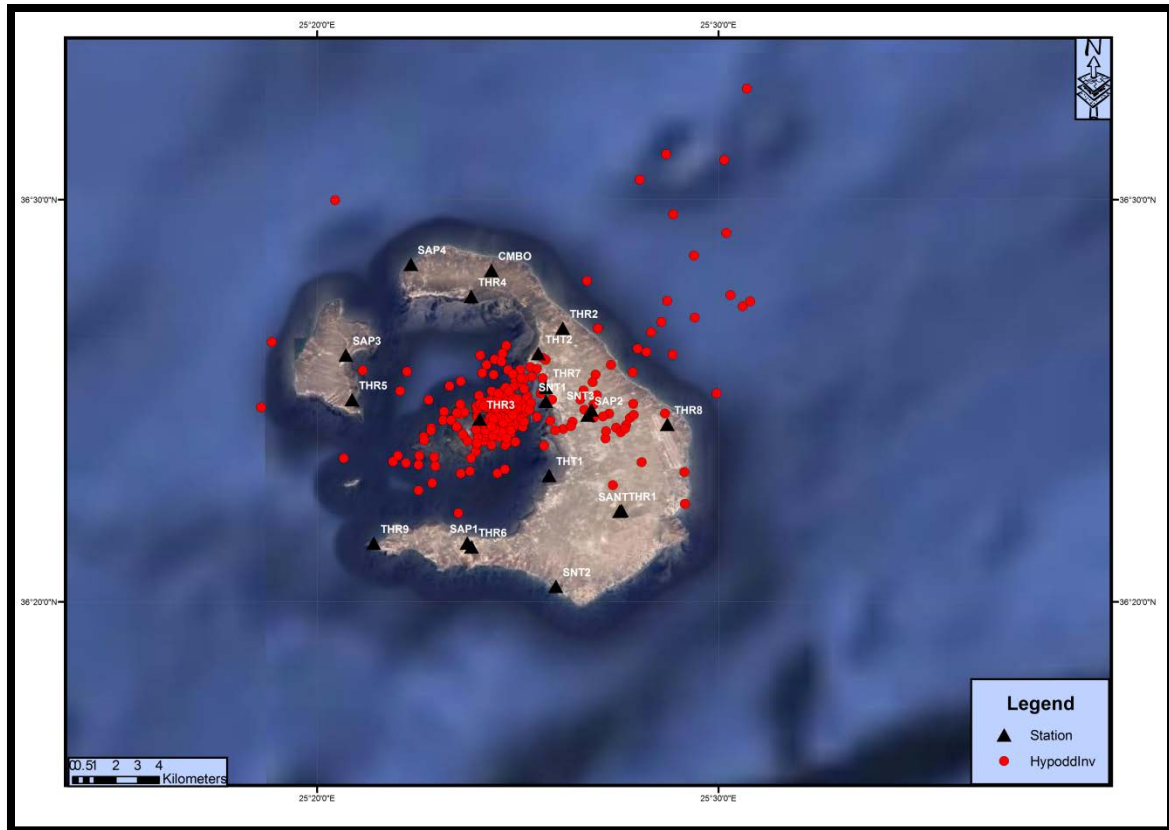
Στην περίπτωση του επαναπροσδιορισμού επικέντρων με HyroDD οι σεισμοί που υπολογίστηκαν είναι σχεδόν οι μισοί ή και λιγότεροι, επειδή δεν ικανοποιούσαν όλοι τα κριτήρια και δεν ήταν σε κάθε περίπτωση ικανοποιητική η κατανομή των σταθμών ή

και ο αριθμός των σταθμών που κατέγραψαν ένα σεισμό. Γενικότερα στην περίπτωση του HyroDD ο μεγάλος αριθμός δε μπορεί να εγγυηθεί καλό και σταθερό αποτέλεσμα και αυτό που έχει μεγαλύτερη σημασία είναι η χωρική κατανομή των σταθμών που έγραψαν το σεισμό.



Χάρτης 18 Στον οποίο απεικονίζονται οι σεισμοί που προσδιορίστηκαν με HyroDD στο οποίο χρησιμοποιήθηκε σαν αρχείο εισόδου το αποτέλεσμα του Hyro71 από προηγούμενο στάδιο.

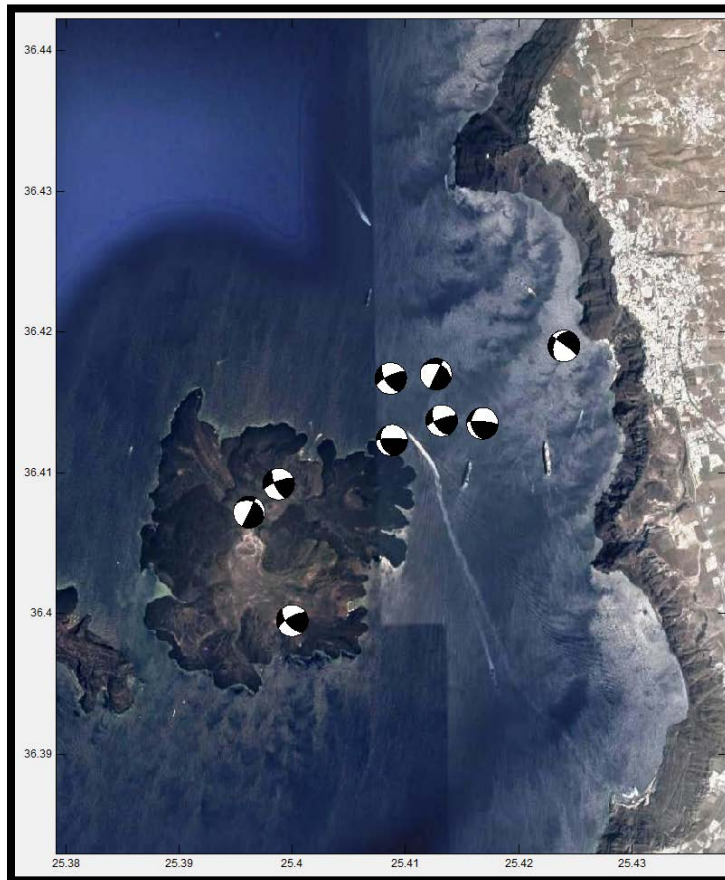
Συμπερασματικά, η εικόνα της σεισμικότητας σε κάθε περίπτωση συγκεντρώνεται κυρίως στην καλδέρα της Σαντορίνης (περιοχή Καμένης). Η σεισμικότητα χωρίζεται ανά χρονικές περιόδους και ακολουθείται περαιτέρω ανάλυση σε επόμενο κεφάλαιο, στο οποίο γίνεται συσχέτιση με την παραμόρφωση της περιοχής.



Χάρτης 19 Στον οποίο απεικονίζονται οι σεισμοί που προσδιορίστηκαν με HyroDD στο οποίο χρησιμοποιήθηκε σαν αρχείο εισόδου το αποτέλεσμα του HyroInverse από προηγούμενο στάδιο.

Στη συνέχεια υπολογίστηκαν οι μηχανισμοί γένεσης με την χρήση του λογισμικού *frfit* [Reasenberg 1985 & Oppenheimer]. Για τον υπολογισμό των λύσεων χρησιμοποιούνται οι πρώτες αποκλίσεις των κυμάτων P, το αζιμούθιο των σταθμών, η επικεντρική απόσταση και οι γωνίες ανάδυσης των σεισμικών ακτίνων. Αρχικώς υπολογίστηκαν περίπου 30 μηχανισμοί γένεσης. Επιλέχθηκαν οι 9 πιο αντιπροσωπευτικοί με κριτήριο τη γεωγραφική τους θέση μέσα στην καλδέρα, με *misfit* ίσως με μηδέν (*perfect fit*), *Std* > 0.65 , να έχει μοναδική λύση και να έχει καταγραφεί σε περίπου 10 σταθμούς. Ο κύριος τύπος μηχανισμών γένεσης που συναντάται σε μια περιοχή δίνει πληροφορίες για το επίπεδο των τάσεων και το γεωτεκτονικό καθεστώς που επικρατεί στην περιοχή.

Στην περιοχή μελέτης οι μηχανισμοί γένεσης είναι οριζόντιας ολίσθησης (strike-slip) εμφανίζουν μια γενική διεύθυνση ΝΔ-ΒΑ και η γεωγραφική τους κατανομή φαίνεται στον ακόλουθο χάρτη. Είναι σε συμφωνία και με την τεκτονική γραμμή της Καμένης.



Χάρτης 20 Μηχανισμοί γένεσης στην περιοχή της καλδέρας.

Τα περισσότερα τεκτονικά ρήγματα τα οποία έχουν προσδιοριστεί στη γύρω περιοχή έχουν διεύθυνση ΝΔ-ΒΑ [Heiken and McCoy, 1984, Κολαΐτης 2011]. Ομοίως τα κυριότερα ηφαιστειακά κέντρα της Σαντορίνης, τα Χριστιανά νησιά καθώς και το υποθαλάσσιο ηφαίστειο Κολούμπο, βρίσκονται στις δύο ηφαιστειοτεκτονικές γραμμές οι οποίες ονομάζονται γραμμή Κολούμπο και Καμένη αντίστοιχα και διατέμνουν την καλδέρα με διεύθυνση ΝΔ-ΒΑ.

ΚΕΦΑΛΑΙΟ 5

ΜΕΘΟΔΟΣ ΣΥΜΒΟΛΟΜΕΤΡΙΑΣ PANTAR ΤΥΠΟΥ SAR

Ακόμα από τα τέλη του 1800 εφαρμογές της ηλεκτρομαγνητικής ακτινοβολίας και κυρίως των ραδιοκυμάτων χρησιμοποιούνται για τον εντοπισμό αντικειμένων που βρίσκονται στην πορεία διάδοσης της ακτινοβολίας, αλλά και την μέτρηση της απόστασης των αντικειμένων αυτών από την πηγή της συγκεκριμένης ακτινοβολίας.

Μετεξέλιξη των πρώιμων αυτών εφαρμογών αποτελεί το ραντάρ (**Radio Detection And Ranging**). Όπως υποδηλώνει το όνομα τους η βασική λειτουργία τους είναι η ανίχνευση ραδιοκυμάτων και η μέτρηση απόστασης. Ένα τυπικό ραντάρ μετρά την ένταση της ενέργειας και το χρόνο της διπλής διαδρομής των μικροκυμάτων που εκπέμπονται από έναν πομπό ραντάρ και τα οποία ανακλώνται από την επιφάνεια διαφόρων αντικειμένων που παρεμβάλλονται στην πορεία τους. Η κεραία ενός ραντάρ διαβιβάζει διαδοχικά και λαμβάνει μικροκύματα στο τμήμα του ηλεκτρομαγνητικού φάσματος που καλύπτει τα μήκη κύματος από 10^4 mm μέχρι 1 cm (300 MHz - 30 GHz) [Δεληκαράογλου, 2005].

Το ραντάρ από τα μέσα του προηγούμενου αιώνα και ύστερα χρησιμοποιείται ευρέως σε ένα πλήθος εφαρμογών με κυριότερες την τηλεπισκόπηση και την ανίχνευση στο μέτρο του δυνατού διάφορων καιρικών φαινομένων (χαλάζι κλπ). Από το 1960 και μετά οι διαρκώς αυξανόμενες ανάγκες σε εφαρμογές τηλεπισκόπησης οδηγούν στην δημιουργία αερομεταφερόμενων διατάξεων ραντάρ (ραντάρ προσαρτημένα σε αεροσκάφη και δορυφόρους). Έτσι, προκύπτουν τα πρώτα ραντάρ που χρησιμοποιούνται σε διάφορες εφαρμογές δορυφορικής τηλεπισκόπησης. Αυτού του είδους τα radar χωρίζονται σε 2 κατηγορίες. Τα radar πραγματικού ανοίγματος (**Real Aperture Radar**) και σε αυτά συνθετικού ανοίγματος (**Synthetic Aperture Radar**). Η δεύτερη κατηγορία αποτελεί μετεξέλιξη της πρώτης και πιο σύγχρονη [Καρτάλης & Φειδάς, 2006].

Από την χρήση εφαρμογών SAR προκύπτουν υψηλής ανάλυσης δορυφορικές εικόνες. Οι μέθοδοι με τις οποίες γίνεται η επεξεργασία αυτών των εικόνων χωρίζονται σε δύο βασικές κατηγορίες: στη συμβολομετρία (Interferometry SAR ή InSAR) και την πολωσιμετρία (polarimetry, POLSAR). Η τεχνική INSAR αναλύει τη διαφορά φάσης μεταξύ 2 εικόνων SAR οι οποίες έχουν ληφθεί από ελάχιστα διαφορετικές θέσεις. Αυτή η διαφορά φάσης σχετίζεται με την τοπογραφία του εδάφους. Η πληροφορία που προκύπτει από την επεξεργασία των δορυφορικών εικόνων μπορεί να χρησιμοποιηθεί για την δημιουργία ψηφιακών μοντέλων εδάφους (DEM).

Η Συμβολομετρία Ραντάρ, σύμφωνα με τους Massonnet and Feigl 1998, είναι η μεθοδολογία με την χρήση της οποίας μπορούν να εντοπιστούν και να υπολογιστούν μεταβολές στην γήινη επιφάνεια. Εφαρμόζεται ήδη από την δεκαετία του 1990 και υπολογίζει την διαφορά της φάσης που παρουσιάζονται μεταξύ δύο δορυφορικών εικόνων. Συνδυάζονται δύο ή περισσότερες SAR απεικονίσεις, βάσει των οποίων εξάγονται πληροφορίες σχετικά με τη διαφορά φάσης. Η συμβολομετρική φάση παίρνει τιμές στο διάστημα από $-\pi$ έως π . Οι εικόνες αυτές μπορεί να έχουν αποκτηθεί είτε την ίδια χρονική στιγμή είτε σε διαφορετική χρονική περίοδο. Με την εφαρμογή της μεθόδου προκύπτει το συμβολόγραμμα (interferogram). Στην περίπτωση λοιπόν που οι δύο εικόνες προέρχονται από διαφορετική χρονική περίοδο τότε το συμβολόγραμμα που προκύπτει παρέχει πληροφορίες για την εδαφική παραμόρφωση που έχει επέλθει στο χρονικό διάστημα μεταξύ των δύο εικόνων.

Βάσει της διάταξης των κεραιών και του τρόπου λήψης των εικόνων, υπάρχουν δύο διαφορετικά είδη Συμβολομετρίας: α) Η Συμβολομετρία στην κάθετη στην τροχιά διεύθυνση (Across-track Interferometry) όπου χρησιμοποιείται κυρίως για την παραγωγή τοπογραφικών χαρτών και β) η Συμβολομετρία κατά μήκος της τροχιάς (along-track Interferometry) όπου προσφέρει την δυνατότητα να ανιχνευθεί η κίνηση των στόχων ενδιαφέροντος κατά τη διάρκεια της μέτρησης [Papoutsis, 2014].

Όσο μεγαλύτερη είναι η κεραία του radar, τόσο μικρότερο είναι το εύρος της δέσμης που αυτό εκπέμπει και επομένως τόσο μεγαλύτερη είναι η χωρική διακριτική

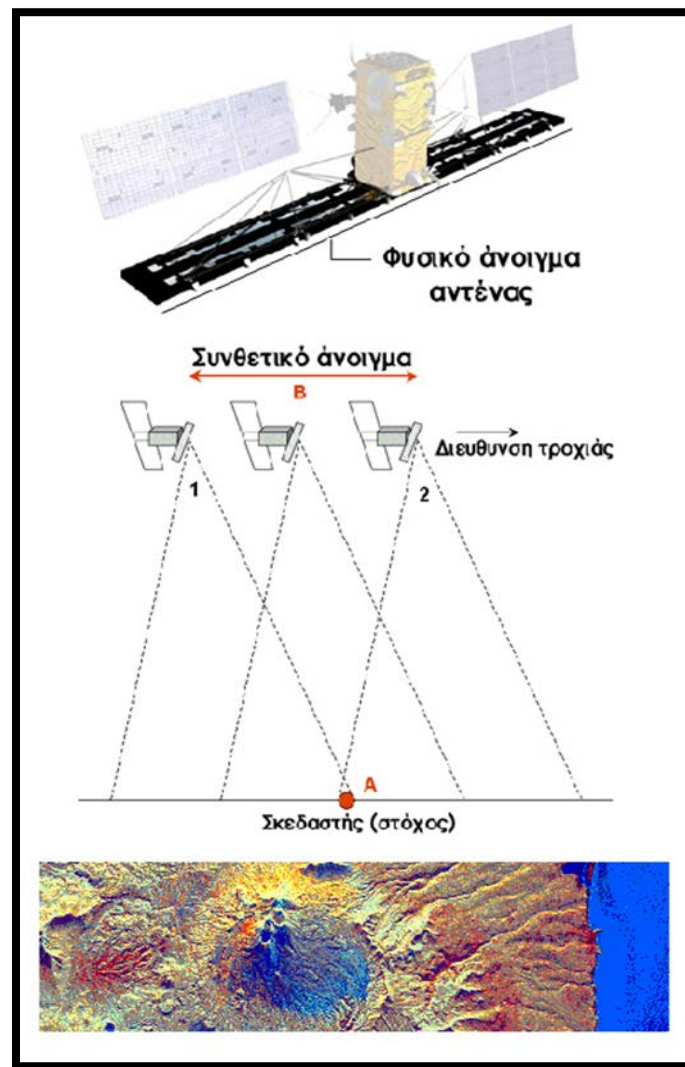
ικανότητα του στο αζιμούθιο. Τα radar τύπου RAR έχουν κεραία μεγάλου μήκος και συνεπώς έχουν μικρό εύρος φωτισμού και μεγάλη χωρική διακριτική ικανότητα [Μερτίκας, 2006].

Η μεταφορά και λειτουργία τόσο μεγάλων κεραιών, ειδικά όσον αφορά τα δορυφορικά radar RAR, αποτελεί ανασταλτικό παράγοντα στην χρησιμοποίησή τους για την μελέτη σχετικά μικρών επιφανειών. Λύση στο πρόβλημα αυτό έδωσε η εμφάνιση radar συνθετικού ανοίγματος κεραίας (SAR). Τα SAR στην πράξη «συνθέτουν» μία «εικονική» κεραία πολύ μεγάλου μήκους σε σχέση με την περίπτωση των RAR, αξιοποιώντας την κίνηση της πλατφόρμας και το φαινόμενο Doppler (μετατόπιση του μήκους κύματος της ηλεκτρομαγνητικής ακτινοβολίας εξαιτίας της σχετικής κίνησης του παρατηρητή και της πηγής ενέργειας) και χρησιμοποιώντας ειδικές διαδικασίες καταγραφής και επεξεργασίας του οπισθοσκεδαζόμενου σήματος. Χαρακτηριστικά αναφέρεται ότι μία κεραία φυσικού μήκους 10m είναι δυνατό να προσομοιώσει τη λειτουργία μιας κεραίας μήκους 600m [Καρτάλης & Φειδάς, 2006].

Τα πρώτα αερομεταφερόμενα συστήματα SAR χρησιμοποιούσαν μια κεραία στραμμένη προς τη μια πλευρά του αεροσκάφους και για το λόγο αυτό είχαν την ονομασία πλευρικά αερομεταφερόμενα συστήματα ραντάρ (Side-looking Airborne Radar). Τα σημερινά αερομεταφερόμενα συστήματα SAR έχουν τη δυνατότητα απεικονίσεων με τυπικές διαστάσεις εικόνας περίπου 12 x 12 km και υψηλές διακριτικές ικανότητες (της τάξης 10- 100 cm), που ωστόσο υποβαθμίζονται από προβλήματα που προκαλούνται από τυχόν ακανόνιστες παρεκκλίσεις του αεροσκάφους από την προγραμματισμένη πορεία του, που με τη σειρά τους δημιουργούν προβλήματα στην εστίαση των εικόνων SAR [Δεληκαράογλου, 2005].

Το πρώτο διαστημικό σύστημα SAR κατασκευάστηκε από τη NASA και δοκιμάστηκε στο δορυφόρο SEASAT το 1978. Το πρώτο αυτό δορυφορικό σύστημα SAR αποτέλεσε και το πρότυπο για τις επόμενες αποστολές διαστημικών συστημάτων SAR που ακολούθησαν αρχικά σε μια σειρά πτήσεων των διαστημικών λεωφορείων, τα γνωστά και ως συστήματα Shuttle Imaging Radar ή SIR (SIR-A, SIR-B, SIR-C). Τα πρώτα πραγματικά

επιχειρησιακού και εμπορικού χαρακτήρα δορυφορικά συστήματα SAR τοποθετήθηκαν στους ευρωπαϊκούς δορυφόρους ERS-1, ERS-2 και πρόσφατα στον ENVISAT, στον ιαπωνικό δορυφόρο τηλεπισκόπησης JERS-1, τον ρωσικό δορυφόρο ALMAZ, και τον καναδικό δορυφόρο RADARSAT-1. Η χωρική διακριτική ικανότητα των μη στρατιωτικών δορυφορικών συστημάτων SAR είναι γενικά της τάξης των 10-20 cm και τυπικές διαστάσεις εικόνας περίπου 100x100 km [Δεληκαράογλου, 2005].

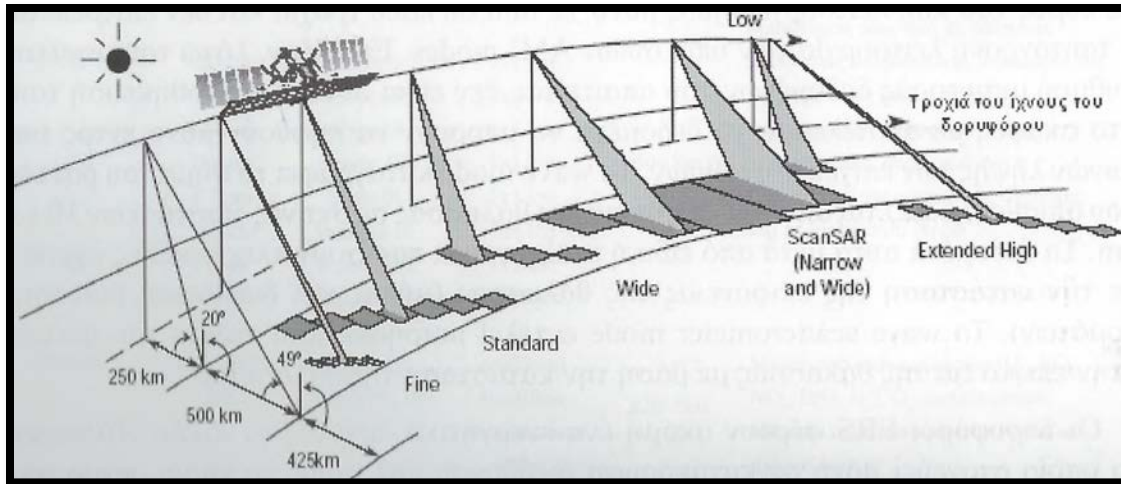


Εικόνα 17 Διάταξη ραντάρ τύπου SAR [Δεληκαράογλου, 2005]

Το πρόγραμμα των δορυφόρων ERS (European Resources Satellites) σχεδιάστηκε την δεκαετία του 1990 από την Ευρωπαϊκή Υπηρεσία Διαστήματος (ESA) με πρωταρχικό

σκοπό να τεθούν σε τροχιά δορυφορικά συστήματα τηλεπισκόπησης ευρωπαϊκής κατασκευής. Ο πρώτος δορυφόρος της σειράς, ο ERS-1 εκτοξεύθηκε το 1991 ενώ ο δεύτερος, ο ERS-2, τέθηκε σε τροχιά το 1995. Σε λειτουργία σήμερα βρίσκεται μόνο ο ERS-2, ο οποίος όμως παρουσιάζει σοβαρά τεχνικά προβλήματα. Η τροχιά των δορυφόρων είναι ηλιοσύγχρονη με ύψος 785 km τέμνοντας τον ισημερινό στις 10:30 τοπική ώρα. Κάθε τροχιά διαρκεί 100 λεπτά και επομένως εκτελούνται πάνω 14 τροχιές την ημέρα. Οι δορυφόροι ERS φέρουν μια σειρά από όργανα με σκοπό την μελέτη του περιβάλλοντος εστιάζοντας στις πλουτοπαραγωγικές πηγές του πλανήτη, στη φυσική ωκεανογραφία, στη παγοκάλυψη και χιονοκάλυψη, στην εδαφοκάλυψη, στη μετεωρολογία, στη γεωδαισία και στην ατμοσφαιρική χημεία [Καρτάλης & Φειδάς, 2006].

Ο RADARSAT έχει επτά διαφορετικά εύρη. Τα δεδομένα που συλλέγει ο δορυφόρος αφορούν κυρίως εφαρμογές στην Γεωργία, την Δασολογία, την Γεωλογία, την Υδρολογία και την Ωκεανογραφία. Επίσης σε διεργασίες που αφορούν παράκτιες περιοχές, χαρτογραφήσεις και τις χρήσεις γης σε γενικότερο επίπεδο. Το έτος 2002 τέθηκε σε πολιτική τροχιά γύρω από τη γη, ο ευρωπαϊκός δορυφόρος μελέτης του γήινου περιβάλλοντος ENVISAT. Η κατασκευή του δορυφόρου και των οργάνων του πραγματοποιήθηκε από την ESA. Ο δορυφόρος αυτός έχει μήκος 25 m και βάρος 8 τόνους. Είναι ο μεγαλύτερος δορυφόρος παρατήρησης του γήινου περιβάλλοντος που έχει ποτέ κατασκευαστεί [Καρτάλης & Φειδάς, 2006].



Εικόνα 18. Τα εύρη σάρωσης του δορυφόρου RADARSAT-1. [Καρτάλης & Φειδάς, 2006]

Ειδικότερα, όσον αφορά τον τρόπο λειτουργίας των ραντάρ SAR, εφαρμόζεται μια τεχνική που συνδυάζει την μέτρηση μιας κεραίας μεγάλου μήκους με τα σήματα που λαμβάνονται από ένα ραντάρ το οποίο κινείται κατά μήκος της διαδρομής της πτήσης του. Ο όρος άνοιγμα αναφέρεται στο φυσικό άνοιγμα της κεραίας της διάταξης ενός ραντάρ η οποία χρησιμοποιείται για την συλλογή και λήψη του ανακλώμενου κύματος. Στην περίπτωση των SAR ραντάρ, ο όρος συνθετικό άνοιγμα υποδηλώνει το τεχνητό άνοιγμα που δημιουργείται από την κίνηση του φυσικού ανοίγματος του ραντάρ μέσω του συνόλου των διαφορετικών θέσεων από τις οποίες περνά η διάταξη του ραντάρ καθώς αυτό κινείται κατά μήκος της διαδρομής πτήσης. Καθώς το ραντάρ κινείται, ένας κύμα εκπέμπεται διαδοχικά σε τακτά χρονικά διαστήματα (συνήθως 10-50 μsec) και το ανακλώμενο κύμα κάθε εκπομπής, από τα σημεία του εδάφους ή αντικειμένων όπου προσπίπτει, λαμβάνεται από το δέκτη του ραντάρ και καταγράφονται το πλάτος, η φάση και η συχνότητα του ανακλώμενου ή οπισθοσκεδαζόμενου κύματος. Τα αντικείμενα που προκαλούν την ανάκλαση των κυμάτων ονομάζονται στόχοι ή σκεδαστές [Δεληκαράογλου, 2005].

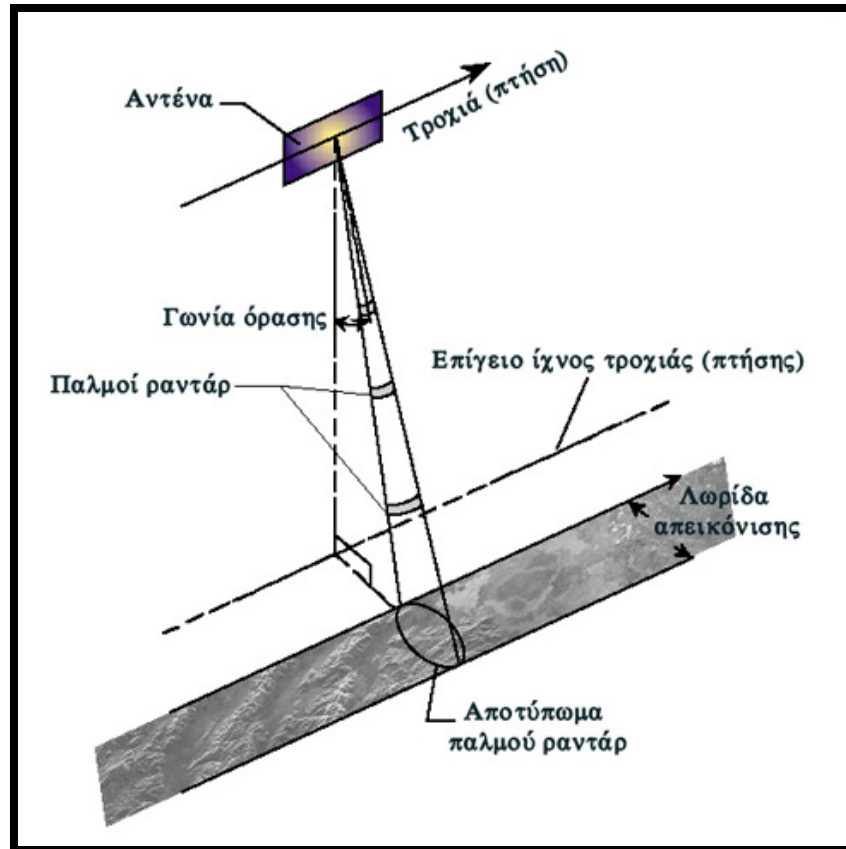
Καθώς το ραντάρ κινείται σε σχέση με το έδαφος, τα ανακλώμενα κύματα μετατοπίζονται όπως ορίζει το φαινόμενο Doppler (αρνητικά όταν το ραντάρ πλησιάζει έναν στόχο ή θετικά αν απομακρύνεται). Η σύγκριση της μετατοπισμένης συχνότητας του ανακλώμενου κύματος με την αντίστοιχη συχνότητα αναφοράς του εκπεμπόμενου κύματος που είναι σταθερή, επιτρέπει την ανίχνευση πολλαπλών ανακλώμενων κυμάτων που αναφέρονται σε κάθε σημείο του αντικειμένου ή της γεωμορφής που προκαλεί την ανάκλαση του κύματος. Μέσω αυτής διαδικασίας επιτυγχάνεται εστίαση στο συγκεκριμένο σημείο και έτσι αυξάνεται πρακτικά το μήκος της κεραίας του ραντάρ. Αυτή η λειτουργία, καλείται επεξεργασία SAR και υλοποιείται με καθαρά ψηφιακά τρόπο. Η τεχνική δυσκολία που χαρακτηρίζει την συγκεκριμένη μέθοδο είναι ότι απαιτείται πολύ καλή γνώση της σχετικής κίνησης μεταξύ της κινούμενης διάταξης και των αντικειμένων των οποίων γίνεται η απεικόνιση [Δεληκαράογλου, 2005].

Στα radar τύπου SAR η πραγματική κεραία εκπέμπει σήματα μεγάλου γωνιακού εύρους κατά την εγκάρσια διεύθυνση της τροχιάς, σε σταθερά χρονικά διαστήματα. Λόγω του μεγάλου γωνιακού εύρους του εκπεμπόμενου κύματος, οι στόχοι που βρίσκονται στο έδαφος μετακινούνται εντός του πεδίου φωτισμού κατά την διάρκεια της καταγραφής έως κάποια στιγμή δεν βρίσκονται πλέον εντός αυτής. Μόλις κάποιος στόχος βρεθεί εντός του εύρους του κύματος, αρχίζει η καταγραφή του ανακλώμενου σήματος. Καθώς η πλατφόρμα συνεχίζει να κινείται, όλα τα ανακλώμενα από το στόχο σήματα συνεχίζουν να καταγράφονται από το radar, όσο ο στόχος βρίσκεται μέσα στο εύρος του κύματος. Το σημείο στο οποίο ο στόχος εγκαταλείπει το εύρος φωτισμού της δέσμης, καθορίζει το μήκος της προσομοιωμένης σύνθετης κεραίας. Οι στόχοι που βρίσκονται στην περιοχή, όπου το εύρος της δέσμης είναι το μέγιστο, εκτίθενται στη δέσμη της ακτινοβολίας του radar για μεγαλύτερο χρονικό διάστημα σε σχέση με τους στόχους που βρίσκονται στην εγγύς περιοχή. Η χρονική διάρκεια έκθεσης στη δέσμη ακτινοβολίας όμως είναι ανάλογη του εύρους φωτισμού στο έδαφος και έτσι η χωρική διακριτική ικανότητα απόστασης παραμένει σταθερή σε κάθε σημείο της περιοχής σάρωσης [Μερτίκας, 2006].

Από την διαδικασία αυτή προκύπτει μια υψηλής διακριτικότητας εικόνα, κάθε εικονοστοιχείο (pixel) της οποίας μπορεί να εκφραστεί με ένα μιγαδικό αριθμό ο οποίος αναπαριστά το εύρος και τη φάση του ανακλώμενου κύματος από το συγκεκριμένο σημείο του εδάφους που αντιστοιχεί στο συγκεκριμένο εικονοστοιχείο. Τα κύρια χαρακτηριστικά της διάταξης SAR είναι ότι:

- Εκπέμπουν σήμα δεδομένης ενέργειας προς τη γήινη επιφάνεια.
- Λαμβάνουν μέσω της κεραίας τους το κύμα και κατ' επέκταση την ενέργεια που ανακλάται από τα διάφορα φυσικά ή άλλα αντικείμενα στην περιοχή που γίνεται η κίνηση της διάταξης.
- Υπολογίζουν την απόσταση των στόχων από την κεραία της διάταξης μετρώντας το χρόνο της διπλής διαδρομής του κύματος που ανακλάται. [Δεληκαράογλου, 2005]

Ο πρώτος τύπος πληροφορίας, που παρέχεται από τα συστήματα SAR, προέρχεται από τη κωδικοποίηση της ισχύος του ανακλώμενου κύματος το οποίο και επηρεάζεται από τις διαφορετικές φυσικές ιδιότητες της γεωλογικής επιφάνειας που γίνεται η ανάκλαση, συμπεριλαμβανομένης της κλίσης της επιφάνειας, του μεγέθους των συστατικών που τη συνιστούν καθώς και της υγρασίας του εδάφους. Επομένως η μορφή της προκύπτουσας απεικόνισης από την επεξεργασία SAR είναι χαρακτηριστική της φύσης του εδάφους [Bamler, R. 2006]. Η τιμή της φωτεινότητας κάθε εικονοστοιχείου της προκύπτουσας εικόνας είναι χαρακτηριστική του ποσοστού ανάκλασης του προσπίπτοντος κύματος στο αντίστοιχο σημείο του χώρου. Ο δεύτερος τύπος πληροφορίας που προκύπτει από το ανακλώμενο κύμα αφορά την απόσταση του στόχου στο έδαφος από την αερομεταφερόμενη διάταξη [Δεληκαράογλου, 2005].



Εικόνα 19. Λειτουργία διάταξης SAR [Δεληκαράογλου, 2005]

Σύμφωνα με Hansen, R., 2001 υπάρχει ένα πλήθος από παράγοντες οι οποίοι επηρεάζουν την ακρίβεια των μετρήσεων και της μέτρησης της συμβολομετρικής φάσης και είναι η:

- Αποσυσχέτιση φάσης εξαιτίας της ίδιας της διαδικασίας παραγωγής ενός συμβολογραφήματος.
- Αποσυσχέτιση φάσης που οφείλεται στον θερμικό θόρυβο του αισθητήρα.
- Αποσυσχέτιση λόγω ατελούς επικάλυψης μεταξύ του φάσματος της απεικόνισης στο αζιμούθιο.

- Αποσυσχέτιση χρονική που οφείλεται στις φυσικές αλλαγές που έχουν προέλθει στην επιφάνεια της Γης κατά το χρονικό διάστημα που έχει μεσολαβήσει μεταξύ της λήψης των δύο εικόνων.
- Αποσυσχέτιση που οφείλεται στην διαφορετική γεωμετρία και συγκεκριμένα στην διαφορετική γωνία λήψης των δύο εικόνων SAR που ανιχνεύουν την ίδια περιοχή.
- Αποσυσχέτιση εξαιτίας χωρικής σκέδασης που εμφανίζεται κυρίως όταν ο ανακλαστήρας δεν είναι διευθετημένος σε επίπεδη επιφάνεια αλλά καταλαμβάνουν όγκο (π.χ κλαδιά δέντρων)
- Ατμοσφαιρική αποσυσχέτιση όπου είναι η κύρια πηγή θορύβου στη Συμβολομετρία. Δεδομένου ότι η λήψη δύο εικόνων δεν είναι ταυτόχρονη η διαδρομή της ακτινοβολίας σε κάθε περίπτωση μπορεί να επηρεαστεί διαφορετικά από την ατμόσφαιρα. Ειδικά όταν η λήψη των δύο εικόνων πραγματοποιείται σε διαφορετικές χρονικές στιγμές κατά τη διάρκεια του χρόνου, οι διαφορές στην υγρασία, η θερμοκρασία και η πίεση συμβάλλουν στην επίδραση της μέτρησης της φάσης [Zebker et al. 1997].

Μια επέκταση της Συμβολομετρίας (InSAR) είναι η Διαφορική Συμβολομετρία (DInSAR), η οποία χρησιμοποιείται για να ανιχνεύει πολύ μικρές υψομετρικές αλλαγές με ακρίβεια εκατοστού, ή ακόμα και χιλιοστού. Η βασική τεχνική στηρίζεται στο ότι δύο δορυφορικά συστήματα SAR ανιχνεύουν την ίδια περιοχή πριν και μετά μιας παραμόρφωσης. Η τεχνική της Διαφορικής Συμβολομετρίας εκμεταλλεύεται την διαφορά φάσης. Η φάση, δηλαδή ο χρόνος που απαιτείται ώστε το σήμα να ταξιδέψει από τον δορυφόρο στην γήινη επιφάνεια και να επιστρέψει σε αυτόν, αλλάζει όταν η απόσταση δορυφόρου-γης μεταβληθεί λόγω φυσικών ή ανθρωπογενών αιτιών.

Έτσι, η μέθοδος της Διαφορικής Συμβολομετρίας (DInSAR) χρησιμοποιείται για την παρακολούθηση παραμόρφωσης της Γης λόγω γεωλογικών και τεκτονικών φαινομένων, λόγω ηφαιστειακών και άλλων γεωδυναμικών φαινομένων. Επιπλέον, με

αυτήν την τεχνική, είναι δυνατόν να παρακολουθείται η παραμόρφωση δομών μεγάλης κλίμακας όπως σε γέφυρες, κτίρια και φράγματα.

Στην περίπτωση αυτή χρησιμοποιείται διάταξη ραντάρ με μονή κεραία. Η διάταξη διέρχεται 2 ή και περισσότερες φορές πάνω από την ίδια περιοχή. Εάν κατά τη δεύτερη ή τις επόμενες πτήσεις παραχθεί το ίδιο επίγειο ίχνος με την πρώτη πτήση, τότε είναι δυνατό οι αλλαγές φάσεις των κυμάτων των διαφόρων στιγμών λήψης για την ίδια εικόνα SAR να μετρηθούν. Μεταξύ των εικόνων θα υπάρχουν αλλαγές φάσης μόνο εάν υπάρχει μετακίνηση του εδάφους έστω και πολύ μικρή. Μετεξέλιξη αυτή της μεθόδου είναι η συμβολομετρία PSI (Persistent Scattered InSAR) [Δεληκαράογλου, 2005].

Η τεχνική αυτή χρησιμοποιεί μια μεγάλη βάση δορυφορικών εικόνων Ραντάρ, η οποία ανταποκρίνεται σε λήψεις από το 1992 μέχρι και σήμερα, και έχει σκοπό να αναγνωρίσει δίκτυα από επιφανειακά χαρακτηριστικά τα οποία σκεδάζουν σταθερά το σήμα του Ραντάρ στο σύνολο των εικόνων [Στεργιόπουλος Β., 2012]. Οι σταθεροί ανακλαστήρες αντιστοιχούν κυρίως σε ανθρωπογενή χαρακτηριστικά, όπως, κτίρια, γέφυρες, φράγματα, υδάτινοι αγωγοί, καθώς και σε φυσικά επιφανειακά χαρακτηριστικά που λειτουργούν ως οπισθοσκεδαστές, όπως είναι τα διάφορα πετρώματα [Drakatos, M.L. 2014].

Ουσιαστικά οι σταθεροί ανακλαστήρες είναι χαρακτηριστικά της γήινης επιφάνειας τα οποία διατηρούν πάντα την ίδια συμπεριφορά στις εικόνες ραντάρ που λαμβάνονται σε διαφορετικές χρονικά λήψεις [Κουρκούλη 2010]. Ο ακριβής εντοπισμός των σταθερών αυτών ανακλαστήρων δεν μπορεί να προβλεφθεί, πριν την επεξεργασία, αλλά, γενικά, πάνω από αστικές περιοχές η πυκνότητά τους κυμαίνεται μεταξύ 300-600 σημείων ανά τετρ. χλμ [Ferretti et al., 2006]

Η μέθοδος PSI InSAR παρέχει τη δυνατότητα ακριβών αποτελεσμάτων ακόμα και σε περιπτώσεις έντονης φυτοκάλυψης ή καλλιεργειών και έτσι κρίνεται ιδανική για την παρακολούθηση της εδαφικής παραμόρφωσης [Falah et al 2012].

Παρόλα αυτά η Διαφορική Συμβολομετρία DInSAR παρουσιάζει κάποιους περιορισμούς όπως [Parcharidis et al. 2009]:

- Μεγάλα ανύσματα βάσης τα οποία οδηγούν σε χαμηλή συσχέτιση λόγω της φασματικής μετατόπισης των στόχων στην επιφάνεια της γης.
- Χαμηλή συνάφεια λόγω του μεγάλου διαστήματος μεταξύ των λήψεων των απεικονίσεων.
- Ατμοσφαιρικές επιδράσεις λόγω των υδρατμών που υπάρχουν στην τροπόσφαιρα.

Δύο από τις πιο συνηθισμένες περιπτώσεις εφαρμογής αυτής της μεθόδου είναι οι μελέτες περιοχών ενεργών ηφαιστείων καθώς και οι μελέτες περιοχών με τεκτονικές μετακινήσεις και παραμορφώσεις. Η συστηματική μελέτη των σεισμικά ενεργών ρηγμάτων, απαιτεί τη μέτρηση και την παρακολούθηση τόσο των μακροπρόθεσμων παραμορφώσεων της επιφάνειας της γης που προκαλούνται κατά τη διάρκεια διαφόρων σεισμών, όσο και των βραχυπρόθεσμων παραμορφώσεων που συνδέονται με τη σεισμική δραστηριότητα κατά μήκος συγκεκριμένων ρηγμάτων. Περιοχές με ενεργά ηφαίστεια υφίστανται συνεχείς παραμορφώσεις του γήινου φλοιού ειδικά κατά την φάση των εκρήξεων τους. Το ανερχόμενο μάγμα διέρχεται μεταξύ των πετρωμάτων και προκαλεί εδαφικές παραμορφώσεις. Ακόμα και κατά τις περιόδους ηρεμίας η κίνηση του μάγματος συνεχίζεται και κατ' επέκταση και προκαλούνται εδαφικές παραμορφώσεις [Δεληκαράογλου, 2005].

Η παρακολούθηση τέτοιων παραμορφώσεων συμβάλλει στην καλύτερη μελέτη των γεωλογικών διεργασιών που προκαλούν την ηφαιστειακή δραστηριότητα. Μέσω της παρακολούθησης της πορείας εδαφικής παραμόρφωσης είναι δυνατή η μελέτη των μηχανισμών εξέλιξης των ηφαιστείων καθώς και η αναγνώριση περιοχών στις οποίες υπάρχει πιθανότητα καθιζήσεων λόγω της ροής λάβας. Η μελέτη των παραμορφώσεων παρέχει πληροφορίες σχετικά:

- Τον ερπυσμό του εδάφους
- Την διόγκωση των θαλάμων ενεργού μάγματος
- Θερμικές διαστολές

Οι παραπάνω πληροφορίες συμβάλλουν στην πρόληψη της ηφαιστειακής επικινδυνότητας. Σε τέτοιες περιπτώσεις η δορυφορική συμβολομετρία (InSAR) θεωρείται η καλύτερη προσέγγιση καθώς μπορεί να παράγει απεικόνιση της εδαφικής παραμόρφωσης της συνολικής περιοχής ενδιαφέροντος και όχι απλά σε μεμονωμένα σημεία [Δεληκαράογλου, 2005].

Η ερμηνεία μιας εικόνας ραντάρ δεν αποτελεί εύκολη υπόθεση. Απαιτείται εξοικείωση με τις συνθήκες του εδάφους και γνώση της περιοχής παρατήρησης. Η ερμηνεία των εικόνων ραντάρ χρησιμοποιεί τις βασικές παραμέτρους φωτοερμηνείας των δορυφορικών εικόνων που προέρχονται από τους οπτικούς αισθητήρες. Τα βασικά χαρακτηριστικά στοιχεία τους είναι ο τόνος, η υφή, ο σχήμα, η δομή και το μέγεθος των στοιχείων της εικόνας [Καρτάλης & Φειδάς, 2006].

Τα δεδομένα ραντάρ απεικονίζονται σε μια εικόνα της οποίας οι τιμές των εικονοστοιχείων της καθορίζονται από την ισχύ του σήματος που ανακλάται σε ένα αντικείμενο στην επιφάνεια της γης. Η ισχύς του σήματος, και κατά συνέπεια η ψηφιακή τιμή ενός εικονοστοιχείου της εικόνας, εξαρτάται από τα γεωμετρικά και μορφολογικά χαρακτηριστικά της επιφάνειας (τοπογραφία, μορφολογία, τραχύτητα του εδάφους), τις διηλεκτρικές ιδιότητες των υλικών που την συνθέτουν (π.χ. υγρασία), και τα χαρακτηριστικά της προσπίπτουσας ακτινοβολίας (συχνότητα, πόλωση, γωνία πρόσπτωσης). Ιδιαίτερο χαρακτηριστικό των μικροκυμάτων, σε αντίθεση με το ορατό και το υπέρυθρο, είναι η ικανότητα διείσδυσης που έχουν στο επιφανειακό υλικό σε διάφορα βάθη, η οποία εξαρτάται από το μήκος κύματος της προσπίπτουσας της ακτινοβολίας και τις διηλεκτρικές ιδιότητες του υλικού. Το ανακλώμενο σήμα λοιπόν δεν φέρει πληροφορία μόνο για τα επιφανειακά χαρακτηριστικά του στόχου, καθώς δεν έχει σκεδαστεί μόνο από την επιφάνεια ενός υλικού, αλλά ανάλογα με τη

συχνότητα της ακτινοβολίας και την περιεχόμενη υγρασία, έχει αλληλεπιδράσει με το υλικό σε διάφορα βάθη [Καρτάλης & Φειδάς, 2006].

ΚΕΦΑΛΑΙΟ 6

ΣΥΣΧΕΤΙΣΗ ΣΕΙΣΜΙΚΟΤΗΤΑΣ ΜΕ ΤΗΝ ΕΔΑΦΙΚΗ ΠΑΡΑΜΟΡΦΩΣΗ

Εδαφικές παραμορφώσεις συμβαίνουν συχνά καθώς τα ηφαίστεια αναπτύσσονται απ' τη διείσδυση του μάγματος προς το ανώτερα στρώματα του γήινου φλοιού. Συνεχείς μετρήσεις αυτής της διαδικασίας μπορούν να γίνουν τώρα με την τεχνολογία GPS. Η παραμόρφωση δεν αποτελεί από μόνη της κίνδυνο, αλλά δημιουργεί μια ασταθή κατάσταση στις πολύ απότομες πλαγιές με ποικίλες εδαφικές κινήσεις. Για παράδειγμα η κατάρρευση της βόρειας πλαγιάς του ηφαιστείου της Αγίας Ελένης το 1980, προκάλεσε μια κατολίσθηση η οποία διένυσε πάνω από 20 Km μέσω του ποταμού Toutle και γέμισε τη κοιλάδα με πάχος υλικών γύρω στα 40 m. Σοβαρές δομικές αστάθειες είναι πιο πιθανές σε μεγάλα πολυγενετικά ηφαίστεια, όπως η Mauna Loa και το Kilauea της Χαβάης. Ηφαίστεια όπως η Αίτνα είναι επίσης επιρρεπή σε τέτοιες αστάθειες, λόγω της σύνθετης κατασκευής τους από διαδοχικά στρώματα λάβας και πυροκλαστικών υλικών, όπως και λόγω των απότομων πρανών τους.

Είναι πολύ σημαντική η σωστή παρακολούθηση της εδαφικής παραμόρφωσης η οποία χωρίζεται σε μεσοπρόθεσμη παρακολούθηση, βραχυπρόθεσμη (σχισμές και φλεβικές εισροές), παρακολούθηση ενεργών ρηγμάτων, παρακολούθηση της καθίζηση λάβας και παρακολούθηση ασταθών περιοχών, με απαραίτητη χωρική ανάλυση 1-50 m και χρονική από πραγματικό χρόνο (real time) ως μερικούς μήνες. (Briole, P. 2006a) . Όσο μεγαλύτερη ανάλυση υπάρχει τόσο καλύτερη γνώση θα υπάρχει για το ανάγλυφο (DEM), το οποίο σημαίνει ότι θα είναι γνωστός ο όγκος των φρέσκων αποθέσεων και της πορείας τους στο μέλλον, καλύτερη παρακολούθηση μεγάλων παραμορφώσεων και άλλων εφαρμογών. (Briole, P. 2006a).

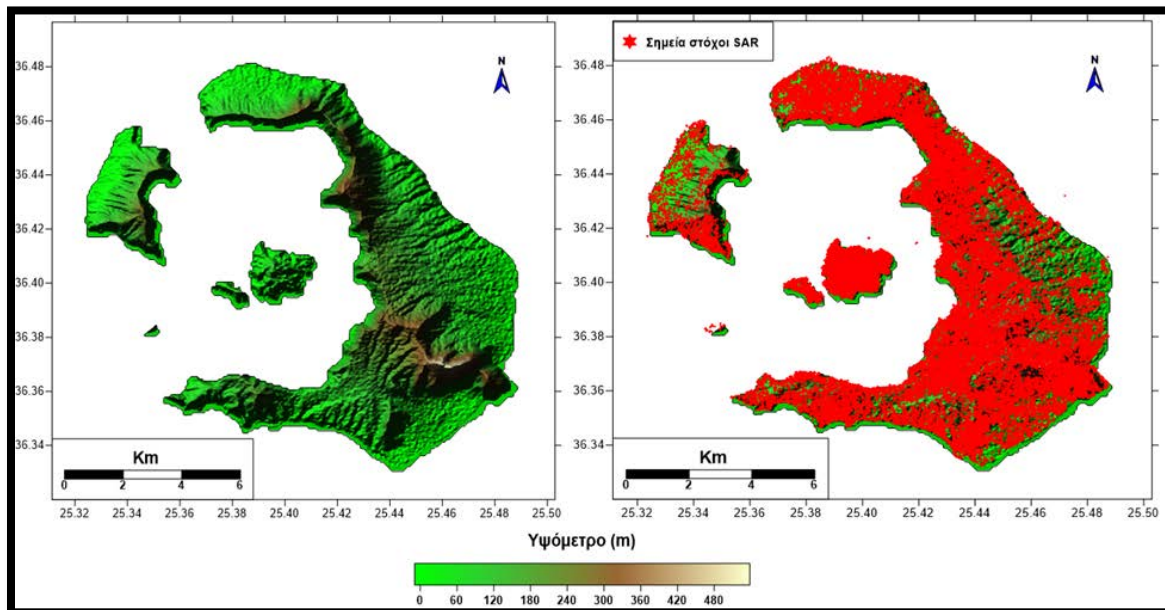
Η ηφαιστειακή δραστηριότητα ειδικά όταν εκδηλώνεται κοντά σε κατοικημένες περιοχές έχει ως αποτέλεσμα την αναστάτωση και απορρύθμιση της καθημερινότητας των ανθρώπινων κοινωνιών. Εκτός από τις άμεσες καταστροφές έχει και έμμεσες οικονομικές επιπτώσεις κυρίως όσον αφορά τις αεροπορικές συγκοινωνίες.

Άλλος επίσης σημαντικός παράγοντας που αυξάνει τη σεισμική επικινδυνότητα μιας περιοχής είναι και η παρουσία των ηφαιστειακών προϊόντων που παρουσιάζουν προβληματική συμπεριφορά. Ειδικότερα η παρουσία ηφαιστειακών σχηματισμών όπως τόφφοι, τέφρα και άλλα πυροκλαστικά υλικά που αποτελούνται από μη συμπαγείς κόκκους πετρωμάτων, καθώς και λεπτών ασύνδετων στρωμάτων που επικάθονται πάνω από συμπαγή λάβα, αντιπροσωπεύουν ένα αρνητικό εδαφο-δυναμικό πλαίσιο ακατάλληλο για θεμελιώσεις κατασκευών. Επίσης, μορφολογικές ταπεινώσεις, δημιουργούν τις κατάλληλες προϋποθέσεις για φαινόμενα κατολισθήσεων, κατά τη διάρκεια σεισμών. Τα ιστορικά δεδομένα που αναφέρονται σε εμφανίσεις σεισμών κατά τις περιόδους ηφαιστειακής δράσης ή στο μεσοδιάστημα, πρόσφατα παραδείγματα καταστροφικών σεισμών σε ηφαιστειακά κέντρα, όπως αυτοί στη Μήλο το 1992 και στη Νίσυρο το 1996, υποδεικνύουν την ανάγκη για καταγραφή και αξιολόγηση των δεδομένων που αναφέρονται στη σεισμική ηφαιστειακή επικινδυνότητα, και μαζί με τις υπόλοιπες πληροφορίες θα βοηθήσουν για μιας μακράς περιόδου οργάνωση των ηφαιστειακών περιοχών.

ΜΕΛΕΤΗ ΕΔΑΦΙΚΗΣ ΠΑΡΑΜΟΡΦΩΣΗΣ ΣΕ ΥΠΟΠΕΡΙΟΔΟΥΣ

Τα δεδομένα εδαφικής παραμόρφωσης της συγκεκριμένης εργασίας είναι αποτέλεσμα της επεξεργασίας των απεικονίσεων InSAR, οι οποίες έχουν ληφθεί από τον δορυφόρο EnviSAT (ESA), κατά τις διελεύσεις του πάνω από την περιοχή μελέτης σε 12 διαφορετικές χρονικές στιγμές (πίνακας 6). Με την εφαρμογή της μεθόδου της συμβολομετρίας στα ζεύγη των δορυφορικών εικόνων και την δημιουργία των αντίστοιχων συμβολογραμμάτων (interferograms) για την κάθε χρονική στιγμή, προκύπτουν τα τελικά στοιχεία εδαφικής παραμόρφωσης. Στόχοι της απεικόνισης InSAR αποτέλεσαν 97113 σημεία, επί της επιφάνειας της περιοχής της μελέτης, των

οποίων οι γεωγραφικές συντεταγμένες είναι γνωστές. Για το σύνολο των σημείων αυτών, προέκυψαν δεδομένα εδαφικής παραμόρφωσης και για τις 12 χρονικές στιγμές, κατά τις οποίες πραγματοποιήθηκαν οι διελεύσεις του δορυφόρου και έγινε λήψη των απεικονίσεων SAR. Οι 12 αυτές χρονικές στιγμές οριοθετούν 11 χρονικές υποπεριόδους και στις οποίες θα αναφερόμαστε ως T01, T02, T03, T04, T05, T06, T07, T08, T09, T10 και T11. Οι 2 πρώτες υποπεριόδους έχουν διάρκεια 2 μήνες, ενώ οι υπόλοιπες ένα μήνα. Χρονική αρχή και επίπεδο αναφοράς για την παρακολούθηση της διακύμανσης της εδαφικής παραμόρφωσης αποτελεί η 3/3/2011. Η διάκριση αυτών των υποπεριοδών εξυπηρετεί την καλύτερη και ακριβέστερη παρακολούθηση της εξέλιξης του φαινομένου. Τα σημεία στόχοι της απεικόνισης SAR απεικονίζονται με κόκκινο χρώμα χάρτη που ακολουθεί πάνω στο ανάγλυφο της περιοχής.

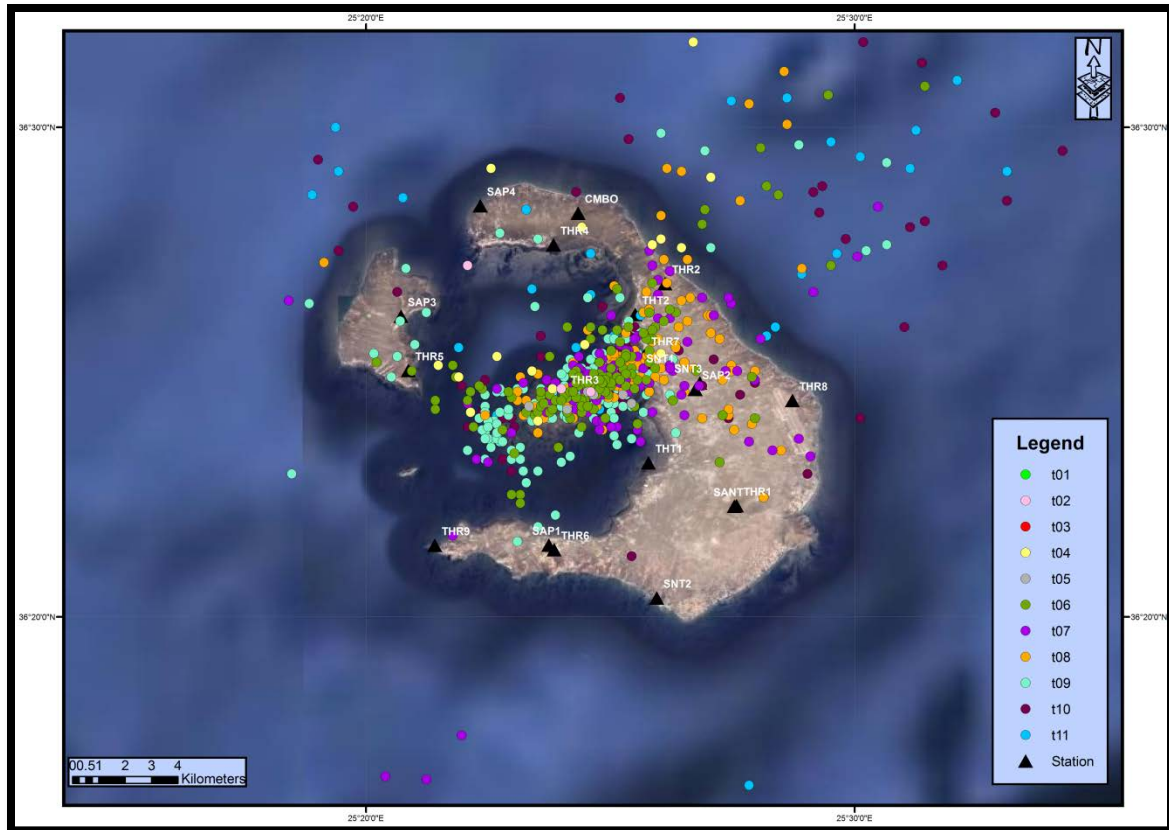


Χάρτης 21 Χάρτης αναγλύφου (dem) της Σαντορίνης στα αριστερά και δεξιά τα σημεία στόχοι.

Στην συνέχεια ακολουθούν οι χάρτες κατανομής της εδαφικής παραμόρφωσης και σεισμικότητας για καθεμία από τις χρονικές υποπεριόδους (T01-T11). Για την απεικόνιση της εδαφικής παραμόρφωσης στην περιοχή μελέτης επιλέχθηκε το λογισμικό Surfer και η χρήση του αλγορίθμου Minimum Curvature (όσον αφορά την εξέλιξη της εδαφικής παραμόρφωσης από περίοδο σε περίοδο βλέπε παράρτημα 1) για την δημιουργία του καννάβου των σημείων-στόχων και την σχεδίαση των ισομεγεθών καμπυλών που απεικονίζουν την κατανομή της εδαφικής παραμόρφωσης στην ευρύτερη περιοχή. Επίσης παρατίθενται τα ιστογράμματα και οι καμπύλες κανονικής κατανομής της εδαφικής παραμόρφωσης για κάθε υποπερίοδο.

Χρονική Στιγμή	Ημερομηνία	Διάρκεια (ημέρες)	Συνολική Διάρκεια (ημέρες)
T0	03/03/2011	-	0
T1	02/05/2011	60	60
T2	01/07/2011	60	120
T3	31/07/2011	30	150
T4	30/08/2011	30	180
T5	29/09/2011	30	210
T6	29/10/2011	30	240
T7	28/11/2011	30	270
T8	28/12/2011	30	300
T9	27/01/2012	30	330
T10	26/02/2012	30	360
T11	27/03/2012	30	390

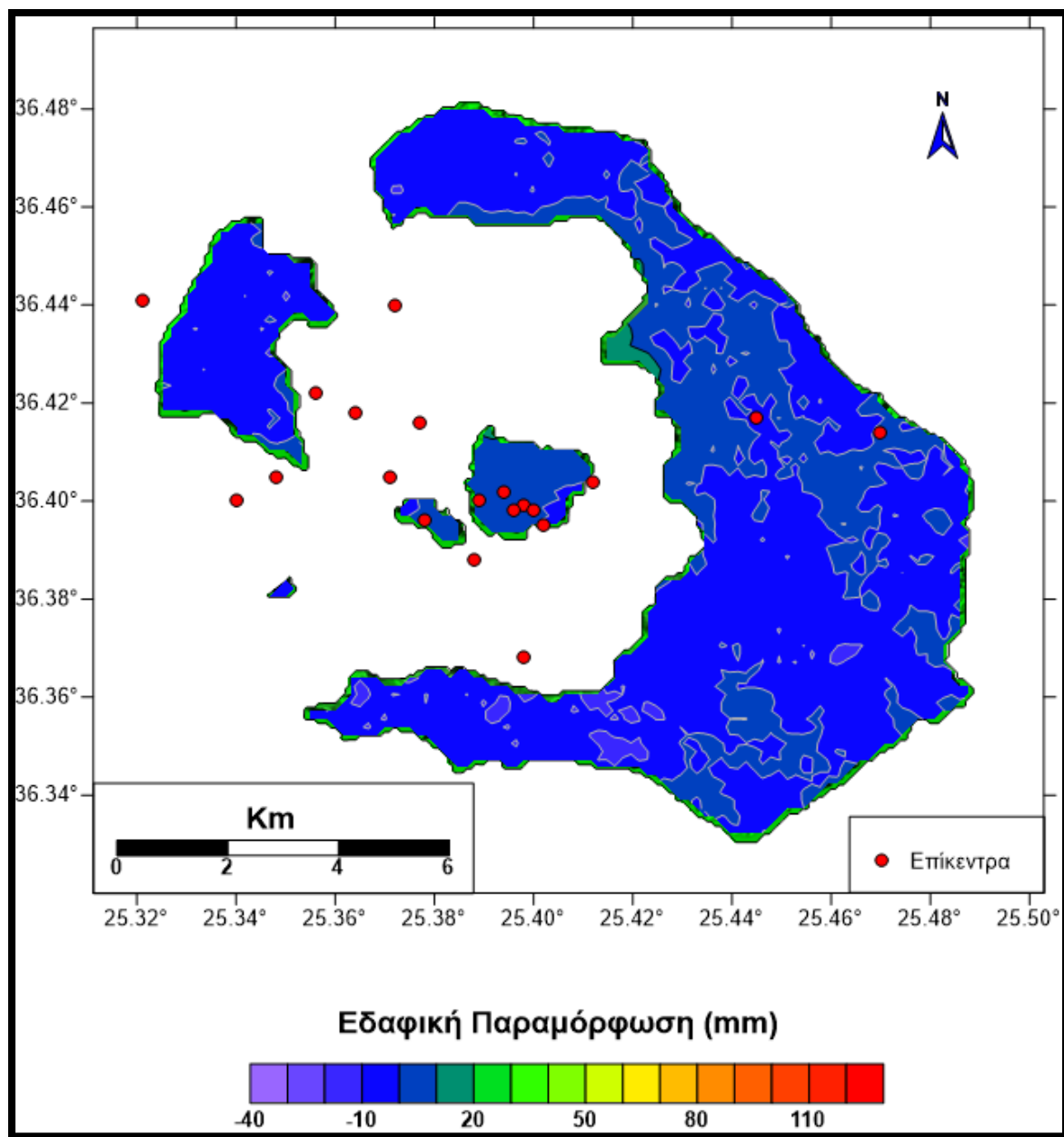
Πίνακας 6 Χρονικές υποπερίοδοι



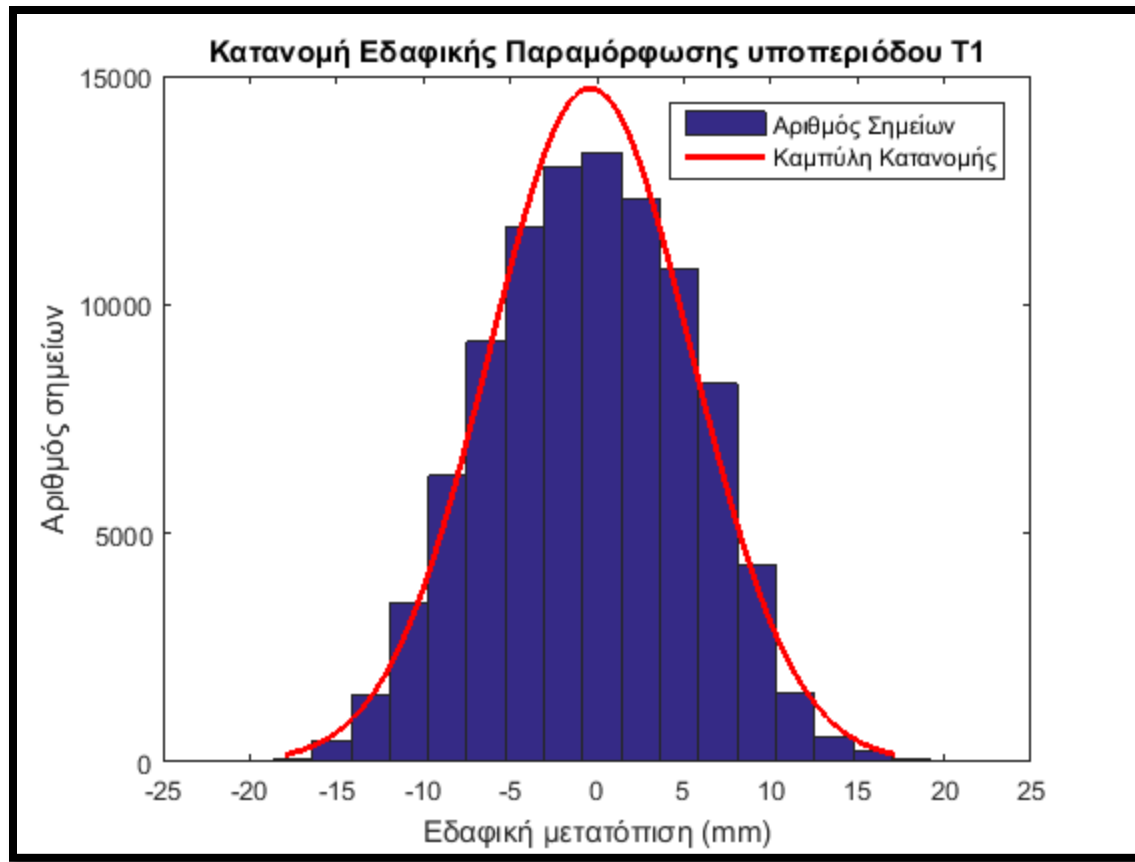
Χάρτης 22 Σεισμικότητα για την όλη την περίοδο μελέτης από 3/3/2011 έως 27/3/2012. Κάθε περίοδος (T01-T11) απεικονίζεται με διαφορετικό χρώμα, όπως φαίνεται και στο υπόμνημα. Τα επίκεντρα είναι προσδιορισμένα με HypoInverse.

Υποπερίοδος T01 (03/03/2011-02/05/2011)

Στο διάστημα αυτό προσδιορίστηκαν 22 σεισμοί, από τους οποίους οι 20 είναι εντός ορίων της παρακάτω εικόνας. Παρατηρήθηκε ανύψωση της περιοχής του ακρωτηρίου του Σκάρου κατά 2cm. Στο βόρειο τμήμα της Νέας Καμένης η ανύψωση ήταν 1cm. Στην περιοχή Ακρωτηρίου παρατηρείται καθίζηση της τάξεως των 2 cm.



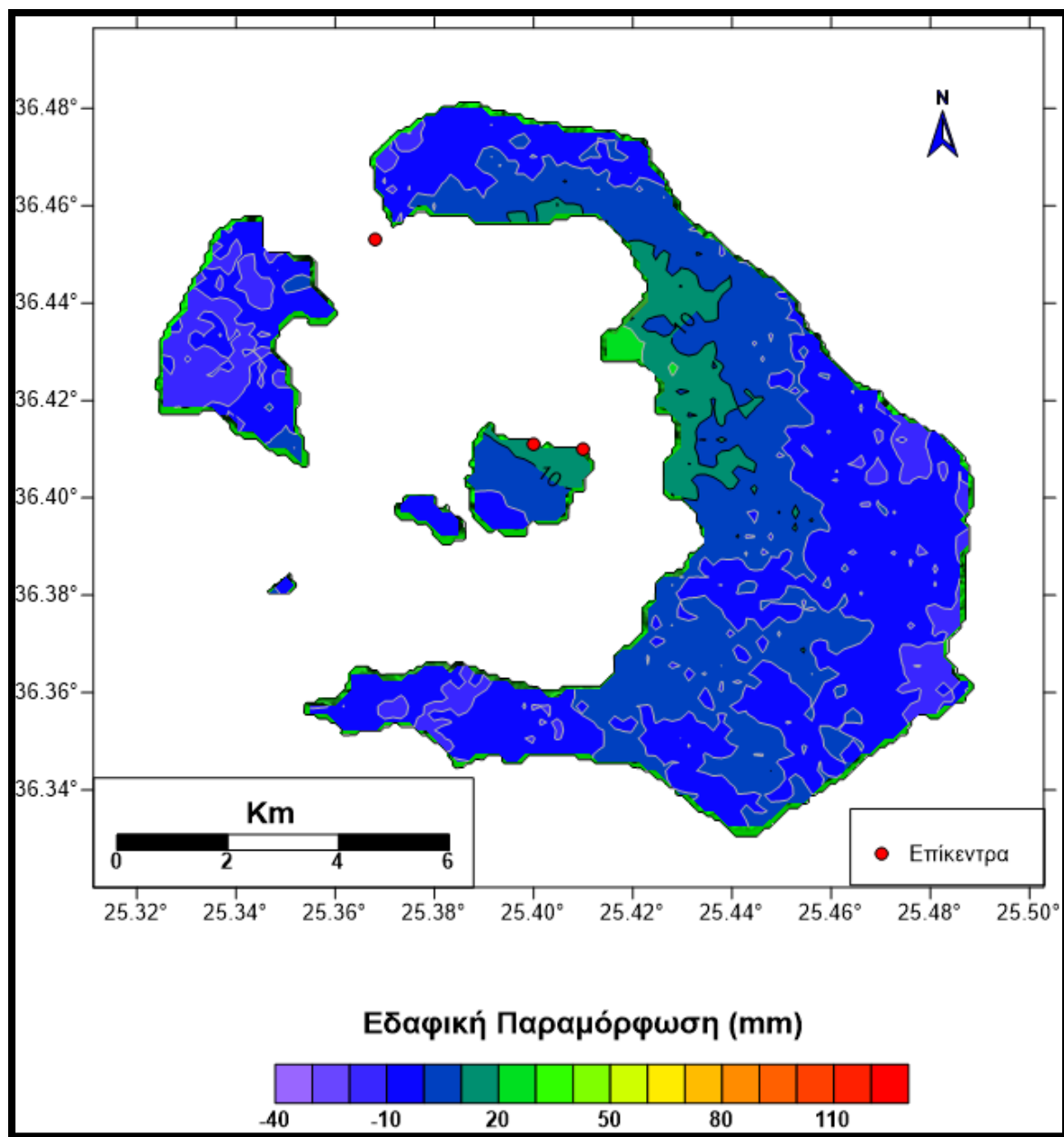
Χάρτης 23 Εδαφική παραμόρφωση σε σχέση με την σεισμικότητα για την υποπερίοδο T01.



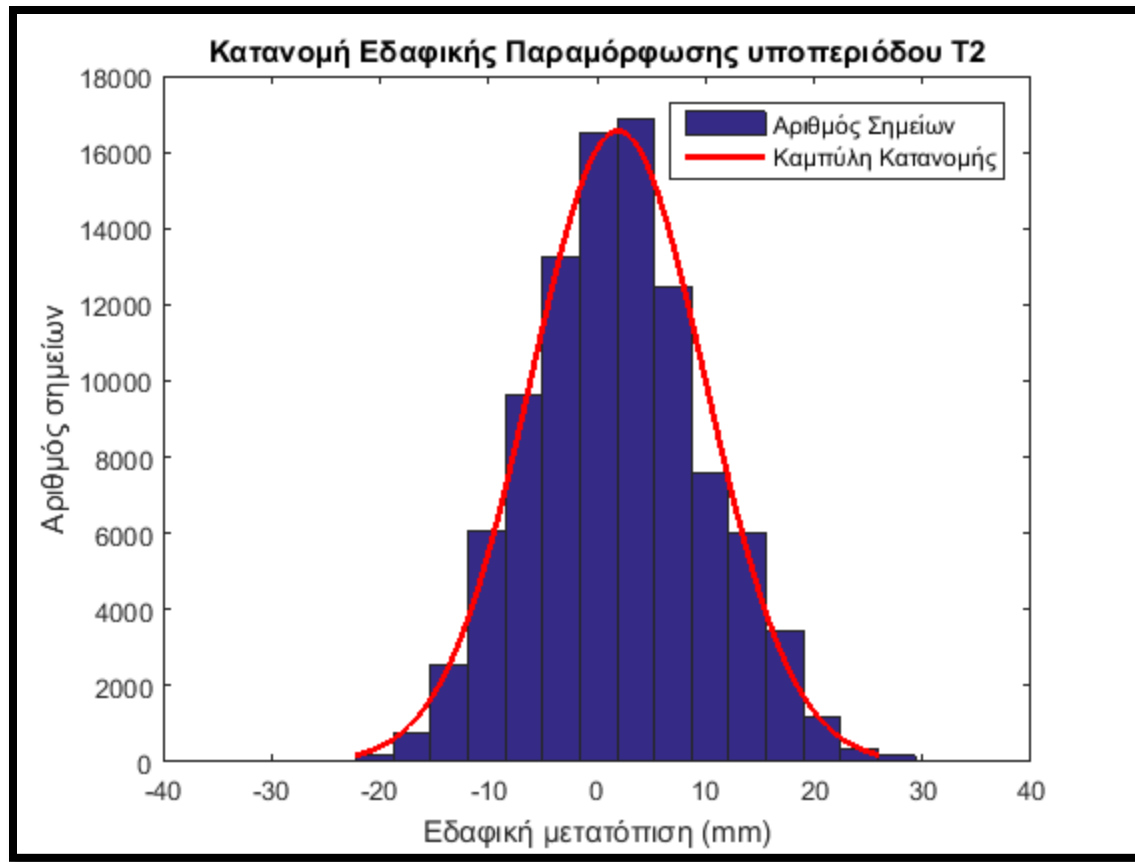
Ιστόγραμμα 8 Παρουσιάζεται η κατανομή της εδαφικής παραμόρφωσης της υποπεριόδου T01.

Υποπερίοδος T02 (02/05/2011-01/07/2011)

Η σεισμικότητα κυμαίνεται σε χαμηλά επίπεδα και σε αυτό το χρονικό διάστημα, κατά το οποίο προσδιορίστηκαν μόλις 3 σεισμοί. Η ανύψωση στις περιοχές Σκάρου και βόρειας Νέας Καμένης συνεχίζεται. Οι μέγιστες ανυψώσεις φθάνουν τα 3 cm.



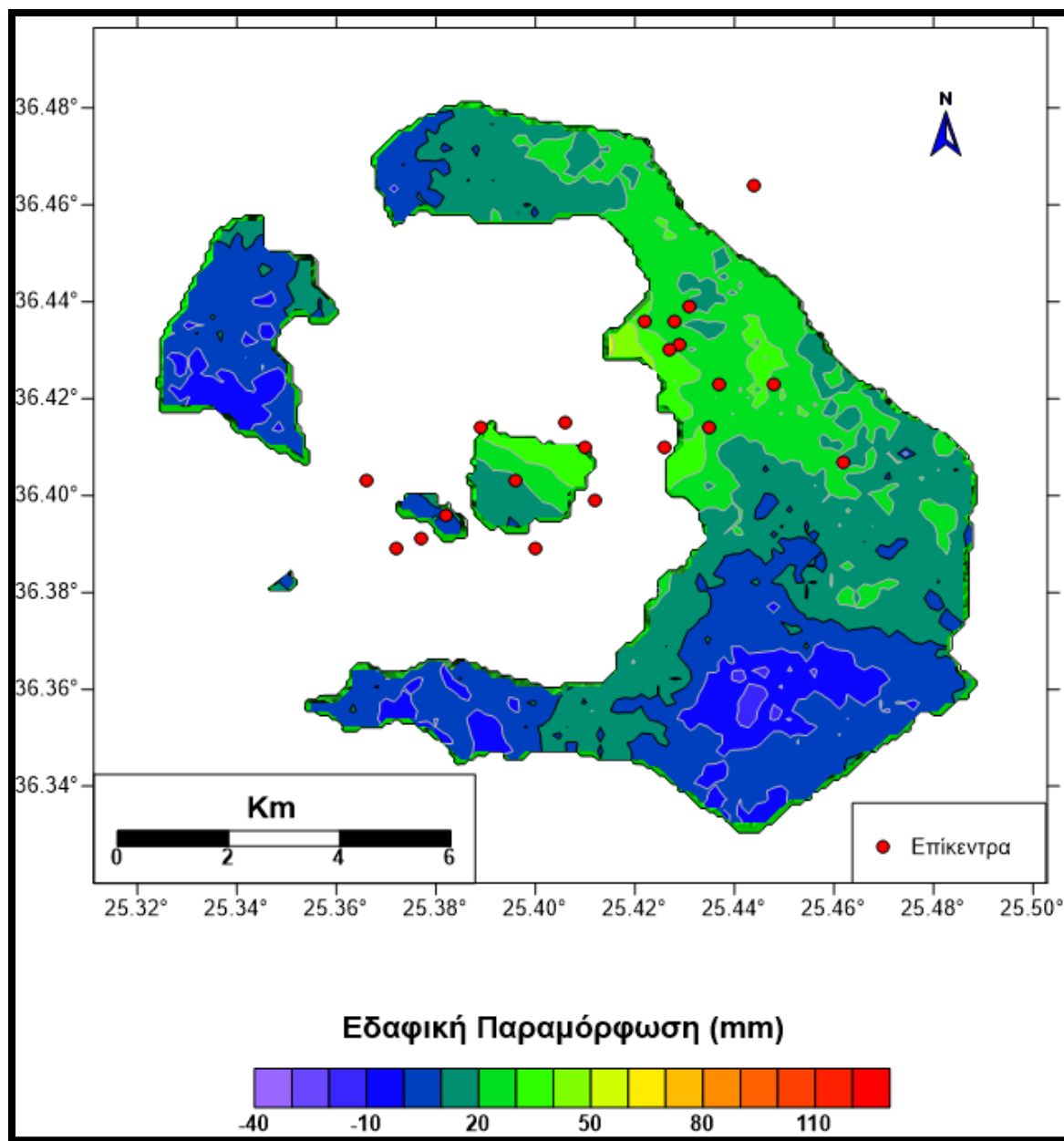
Χάρτης 24 Εδαφική παραμόρφωση σε σχέση με την σεισμικότητα για την υποπερίοδο T02.



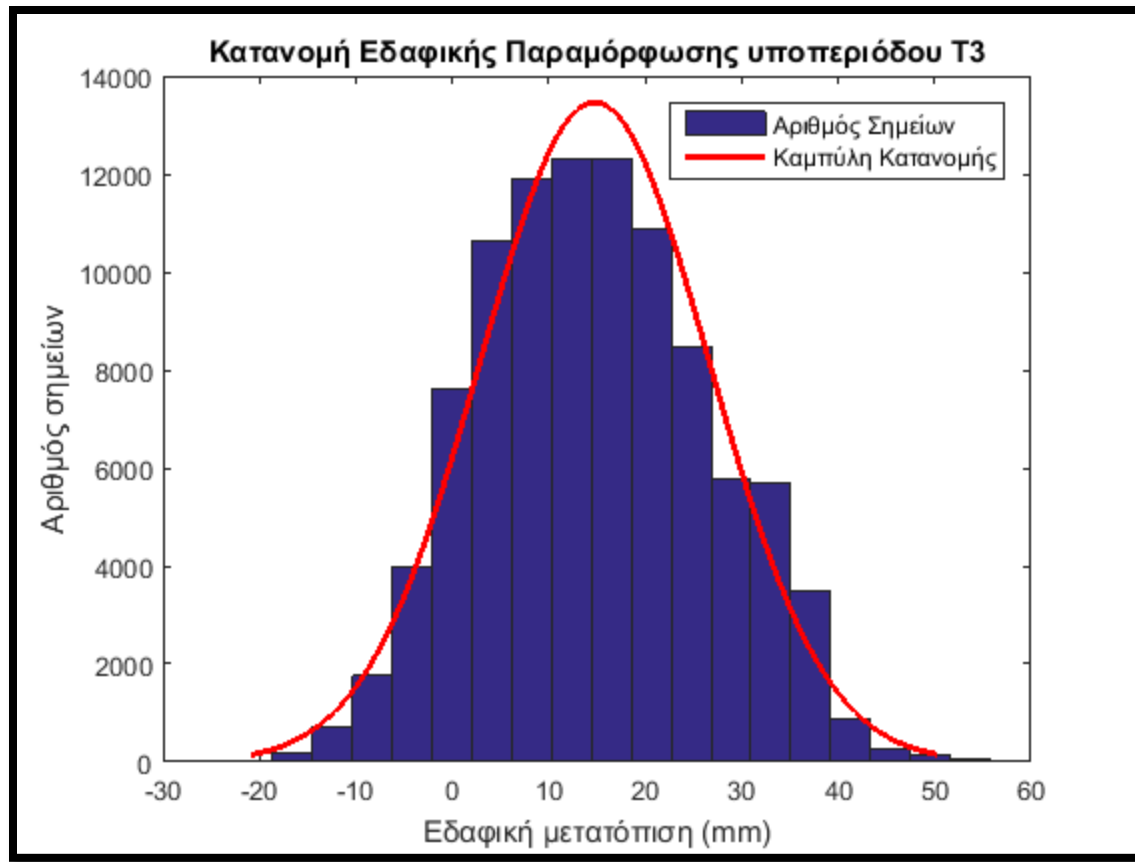
Ιστόγραμμα 9 Παρουσιάζεται η κατανομή της εδαφικής παραμόρφωσης της υποπεριόδου T02.

Υποπερίοδος T03 (01/07/2011-31/07/2011)

Η χαμηλή σεισμικότητα συνεχίζεται και σε αυτή την υποπερίοδο. Προσδιορίστηκαν 24 σεισμικά γεγονότα από τα οποία τα 21 είναι εντός ορίων του χάρτη. Σε αυτή την υποπερίοδο παρατηρήθηκε σημαντική αύξηση του ρυθμού ανόδου της περιοχής της Καμένης- Σκάρου και μεταστροφή της καθίζησης σε ανύψωση σε κάποιες περιοχές που κατά τις προηγούμενες υποπεριόδους είχαν καθοδικές κινήσεις. Οι μέγιστες ανυψώσεις έφθασαν τα 5 cm.



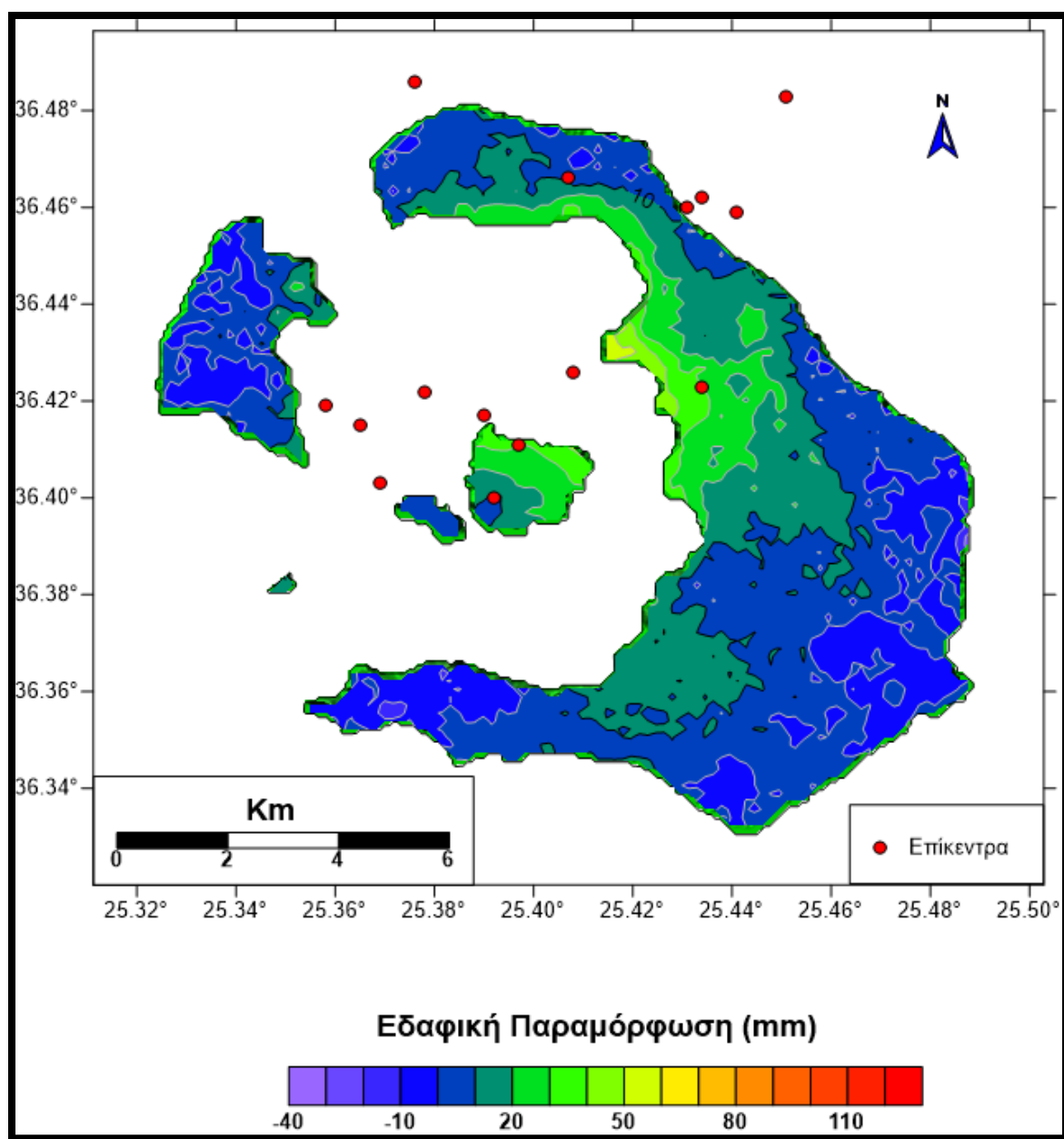
Χάρτης 25 Εδαφική παραμόρφωση σε σχέση με την σεισμικότητα για την υποπερίοδο T03.



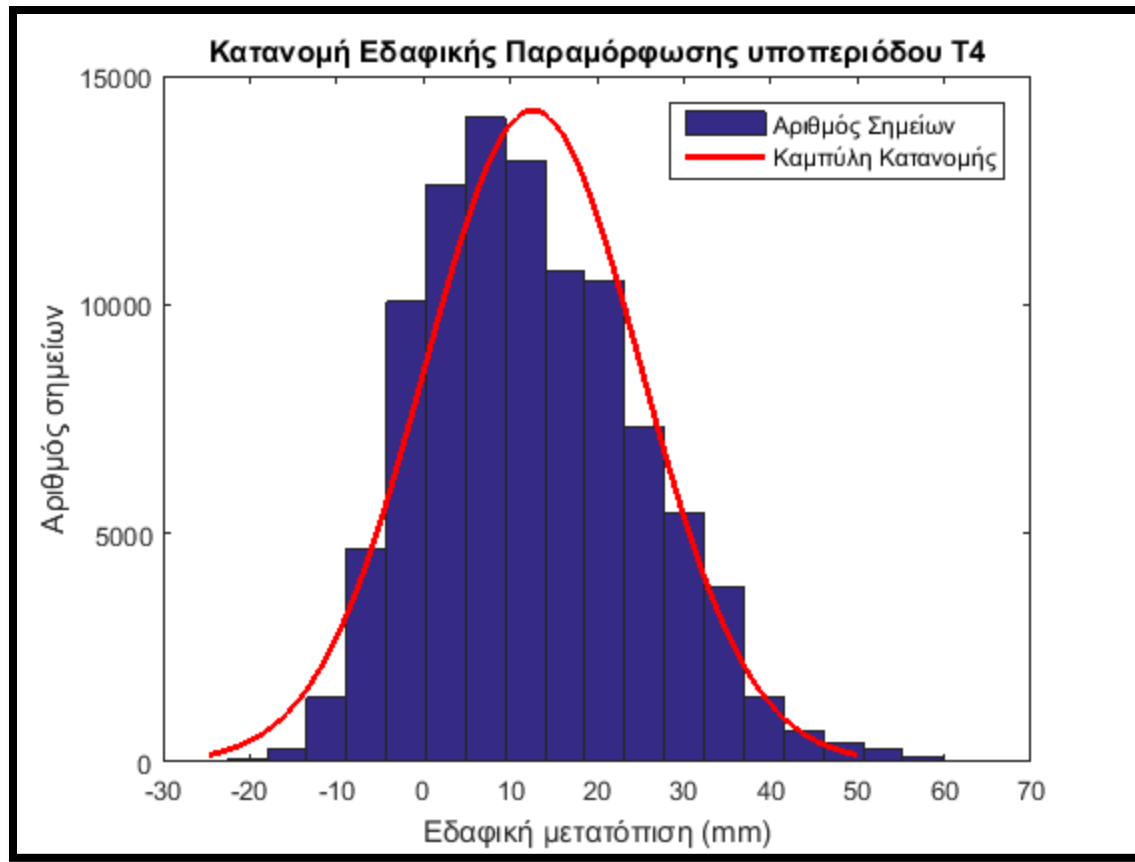
Ιστόγραμμα 10 Παρουσιάζεται η κατανομή της εδαφικής παραμόρφωσης της υποπεριόδου T03.

Υποπερίοδος T04 (31/07/2011-30/08/2011)

Σε αυτή την υποπερίοδο προσδιορίστηκαν 16 σεισμοί, από τους οποίους οι 15 είναι εντός ορίων της παρακάτω εικόνας. Ο ρυθμός ανόδου των περιοχών που χαρακτηρίζεται από ανύψωση μειώνεται. Όσον αφορά την καθίζηση ο ρυθμός ομαλοποιείται.



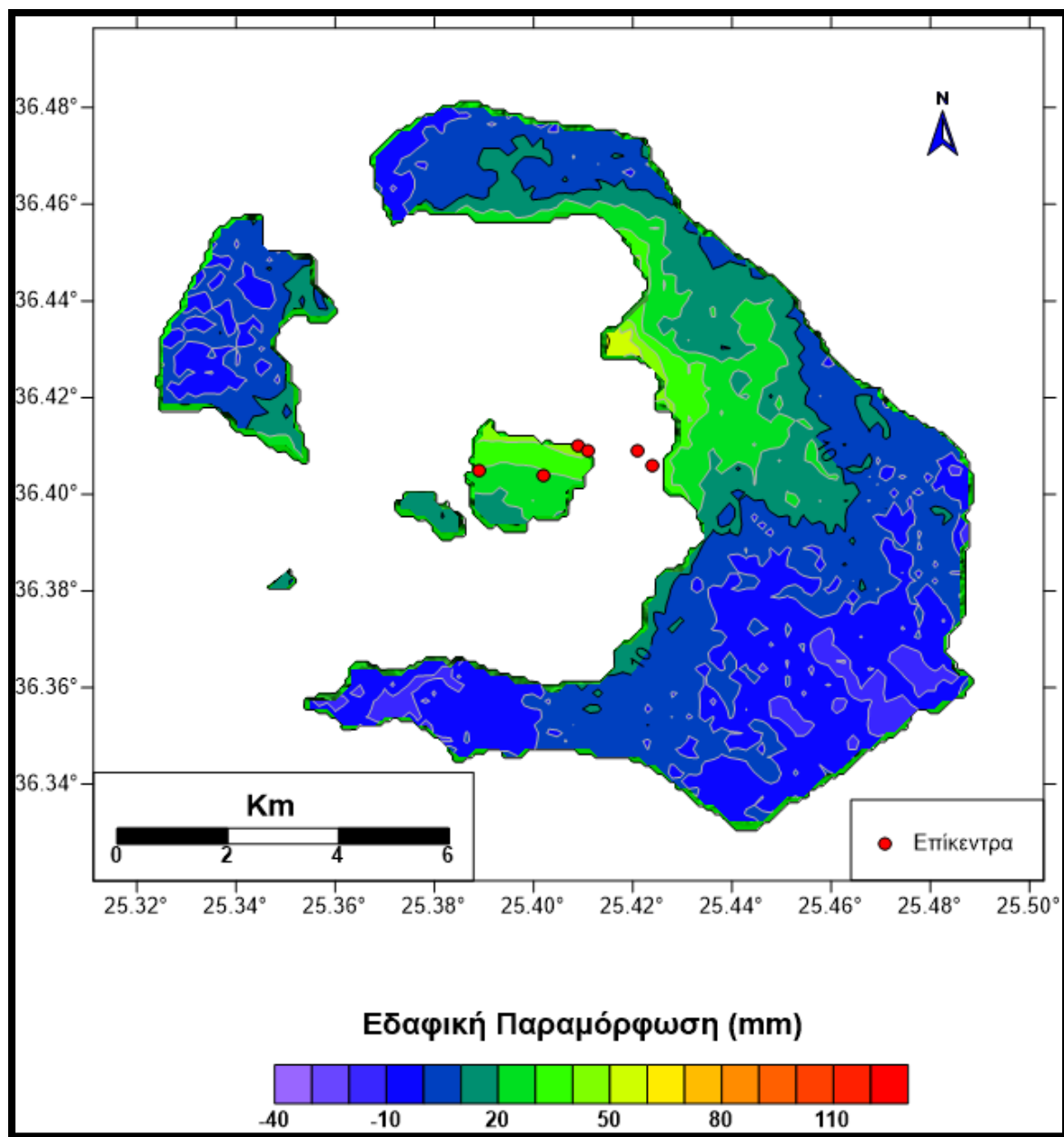
Χάρτης 26 Εδαφική παραμόρφωση σε σχέση με την σεισμικότητα για την υποπερίοδο T04.



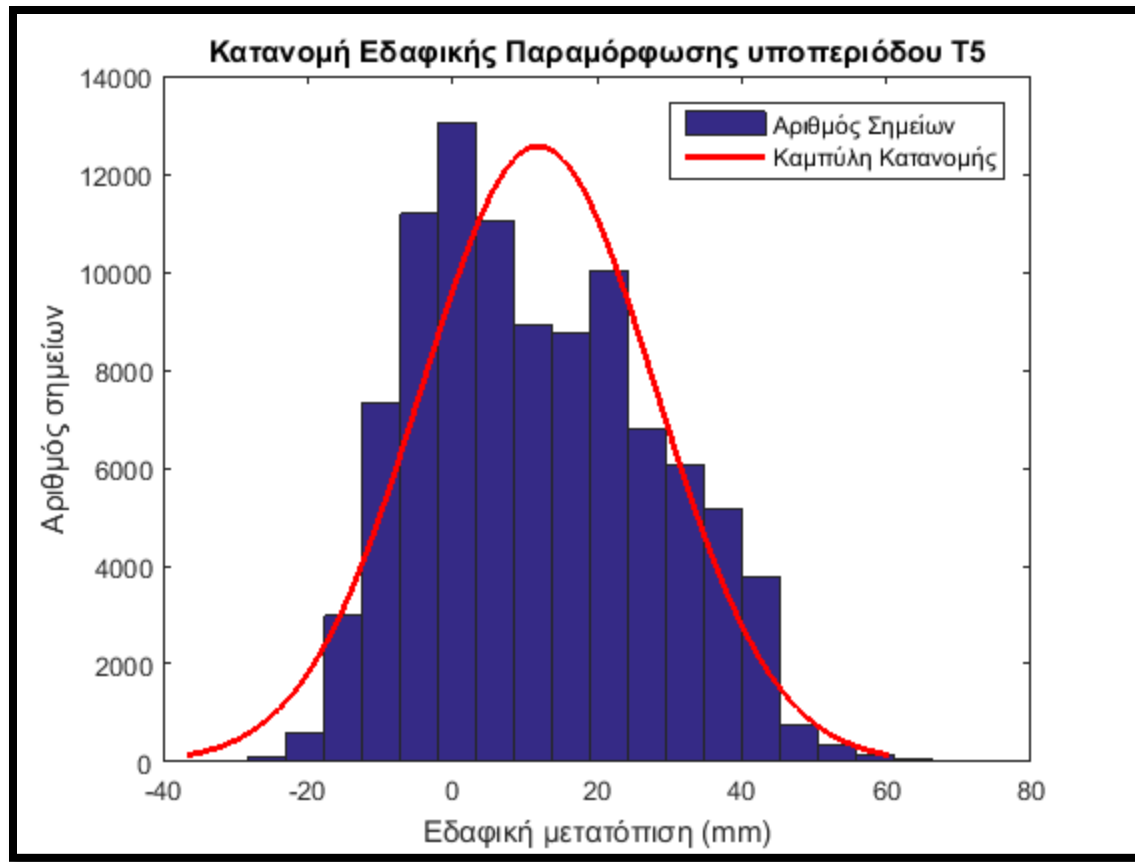
Ιστόγραμμα 11 Παρουσιάζεται η κατανομή της εδαφικής παραμόρφωσης της υποπεριόδου T04.

Υποπερίοδος T05 (30/08/2011-29/09/2011)

Η σεισμικότητα συνεχίζει να παραμένει σε πολύ χαμηλά επίπεδα. Προσδιορίστηκαν 7 σεισμοί, από τους οποίους οι 6 είναι εντός ορίων της παρακάτω εικόνας. Τόσο οι ανυψώσεις όσο και οι καθιζήσεις χαρακτηρίζονται από σταθερούς ρυθμούς αυτήν την υποπερίοδο.



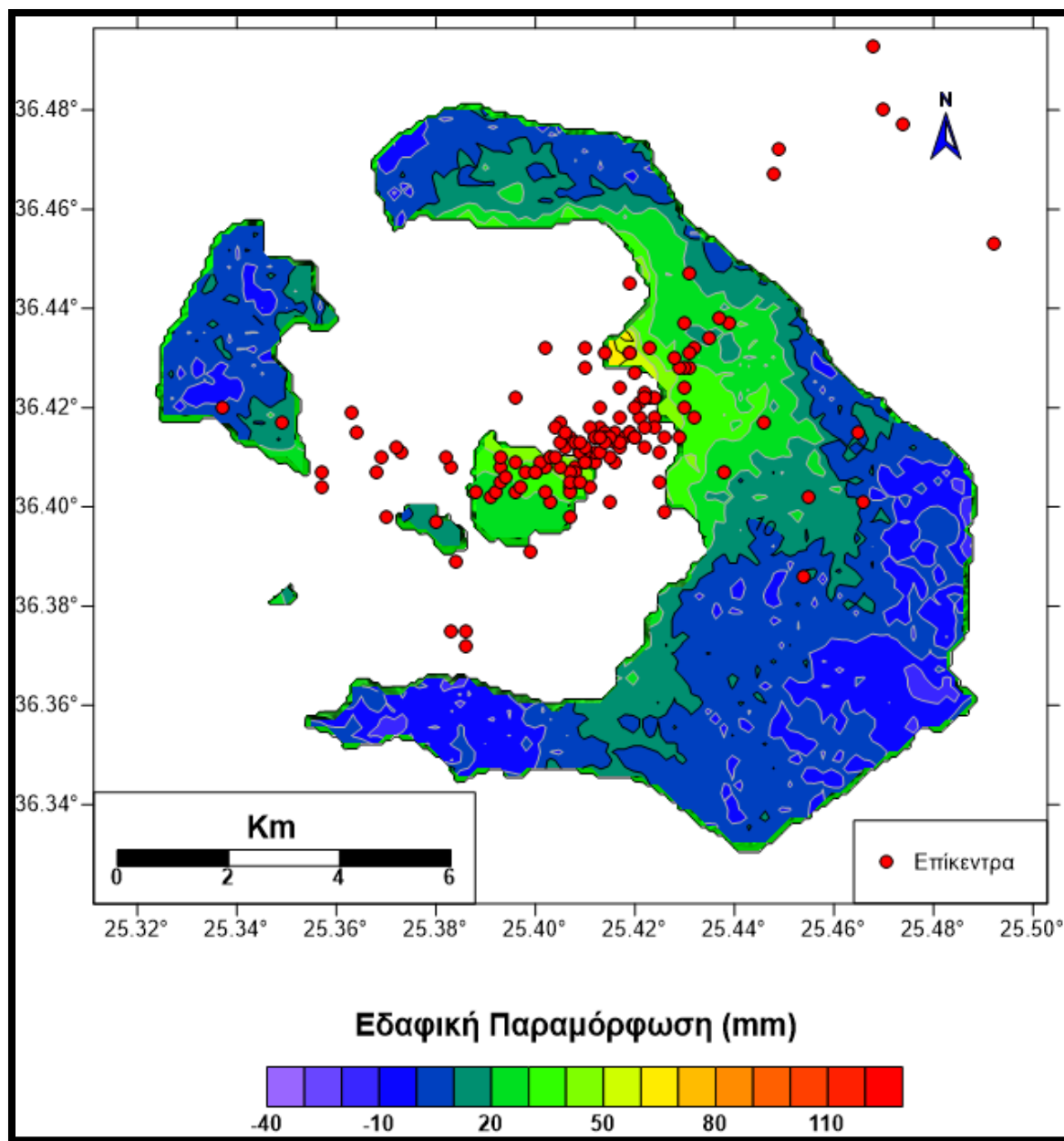
Χάρτης 27 Εδαφική παραμόρφωση σε σχέση με την σεισμικότητα για την υποπερίοδο T05.



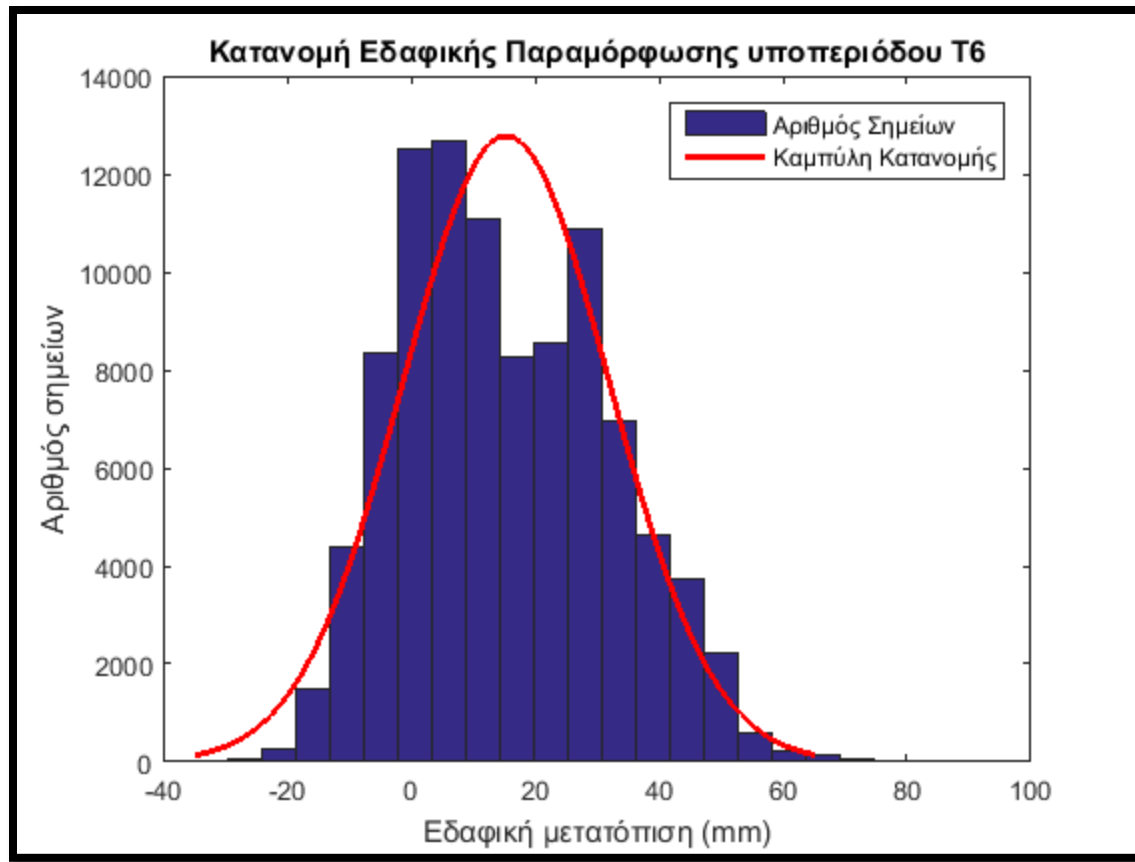
Ιστόγραμμα 12 Παρουσιάζεται η κατανομή της εδαφικής παραμόρφωσης της υποπεριόδου T05.

Υποπερίοδος T06 (29/09/2011-29/10/2011)

Στην υποπερίοδο αυτή σημειώνεται μεγάλη αύξηση της σεισμικότητας με τον προσδιορισμό 150 σεισμών, από τους οποίους οι 145 είναι εντός ορίων του χάρτη. Σημειώνεται αύξηση του ρυθμού τόσο της ανύψωσης όσο και της καθίζησης.



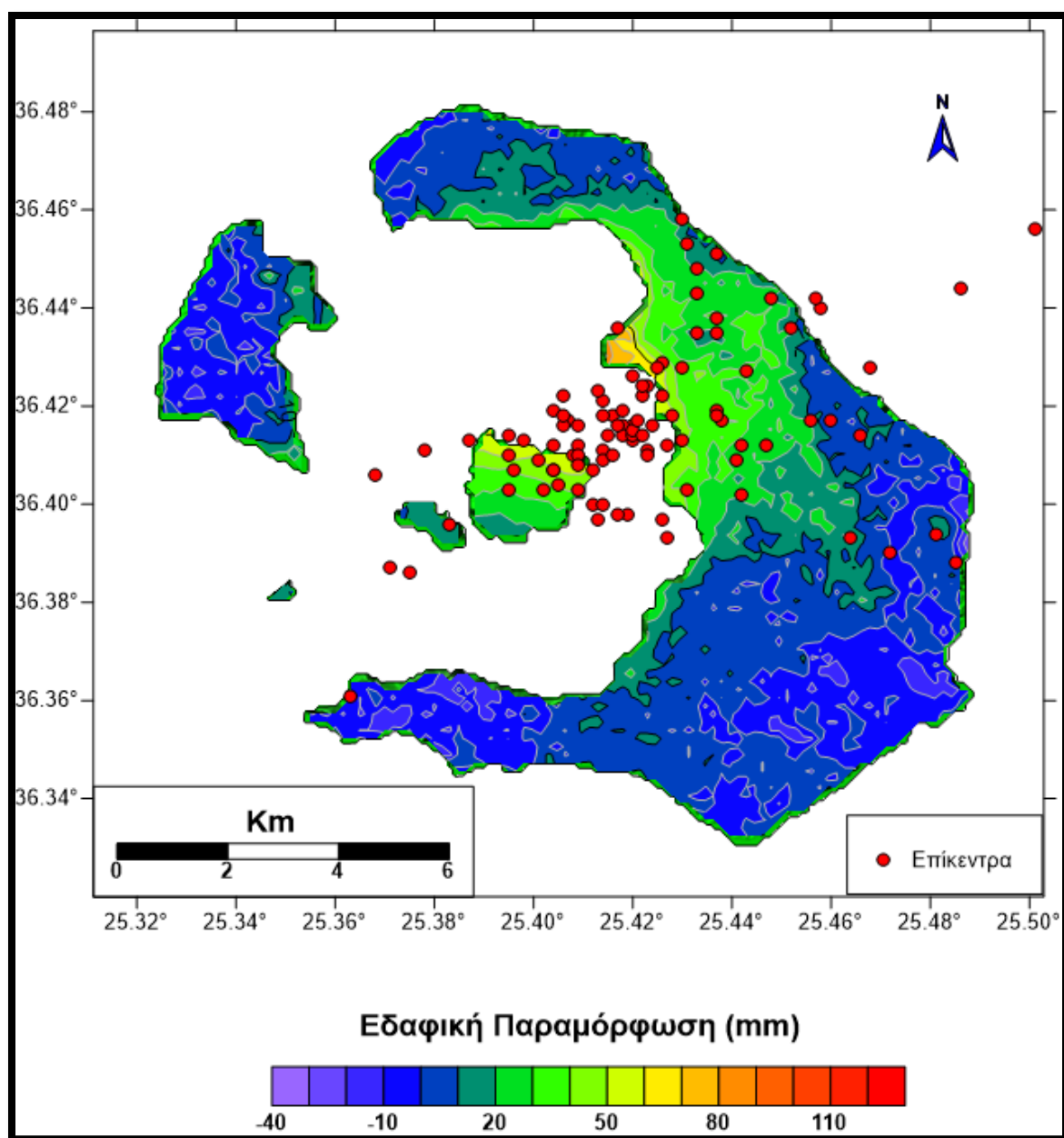
Χάρτης 28 Εδαφική παραμόρφωση σε σχέση με την σεισμικότητα για την υποπερίοδο T06.



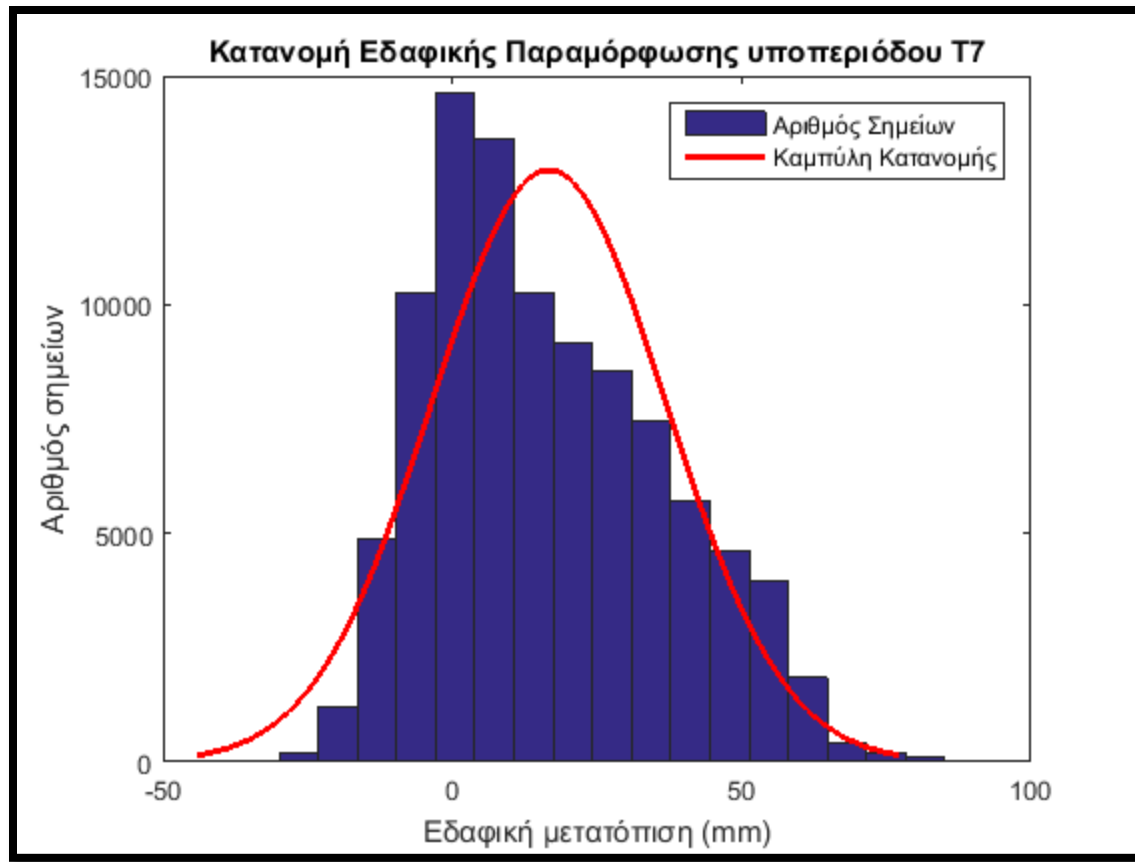
Ιστόγραμμα 13 Παρουσιάζεται η κατανομή της εδαφικής παραμόρφωσης της υποπεριόδου T06.

Υποπερίοδος T07 (29/10/2011-28/11/2011)

Η υψηλή σεισμικότητα της προηγούμενης υποπεριόδου διατηρείται. Προσδιορίζονται 107 σεισμοί από τους οποίους οι 101 είναι εντός ορίων του χάρτη. Οι ρυθμοί τόσο ανόδου όσο και καθίζησης μειώνονται και το φαινόμενο της εδαφικής παραμόρφωσης εξελίσσεται και στις 2 περιπτώσεις πιο ήπια.



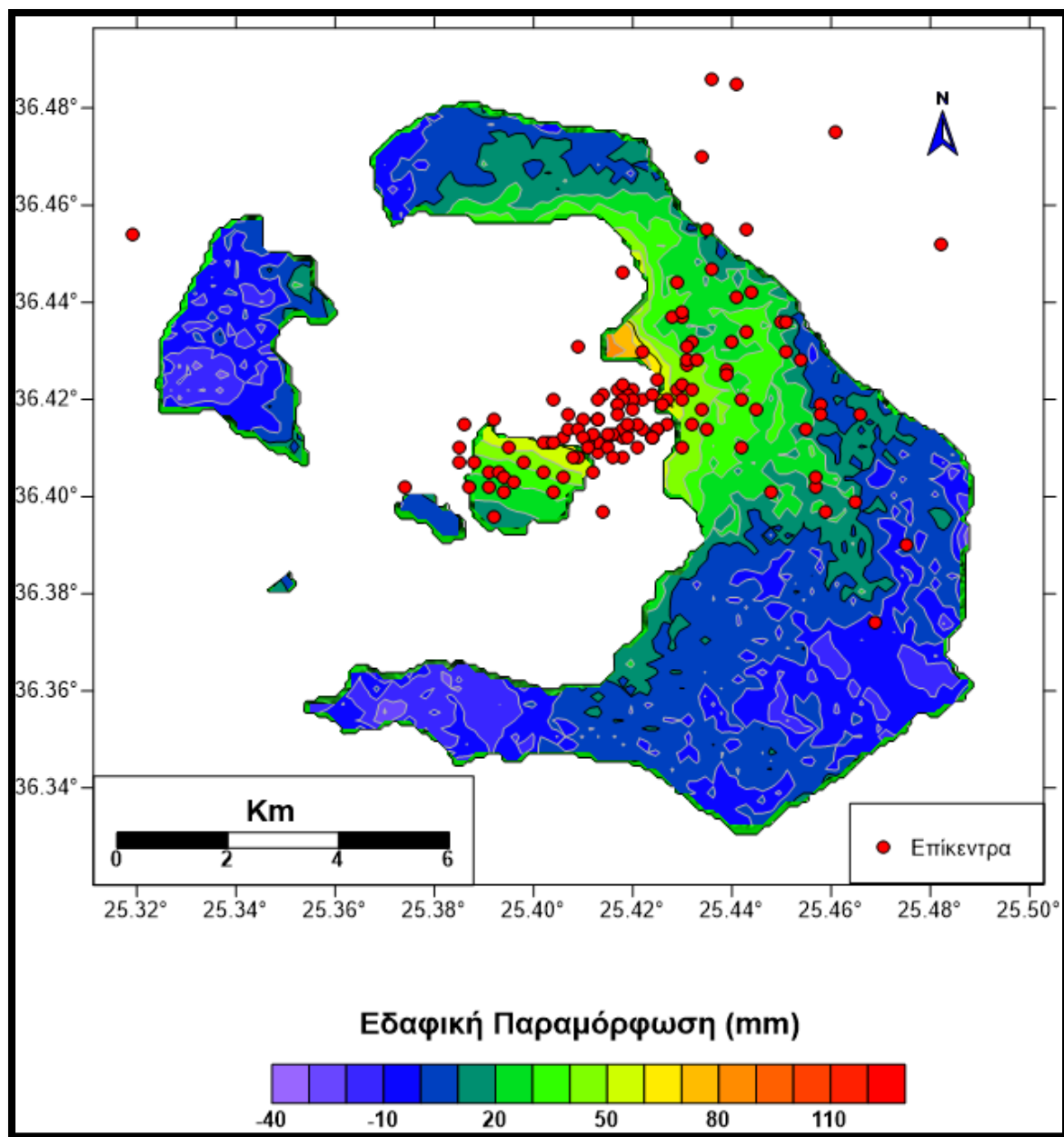
Χάρτης 29 Εδαφική παραμόρφωση σε σχέση με την σεισμικότητα για την υποπερίοδο T07



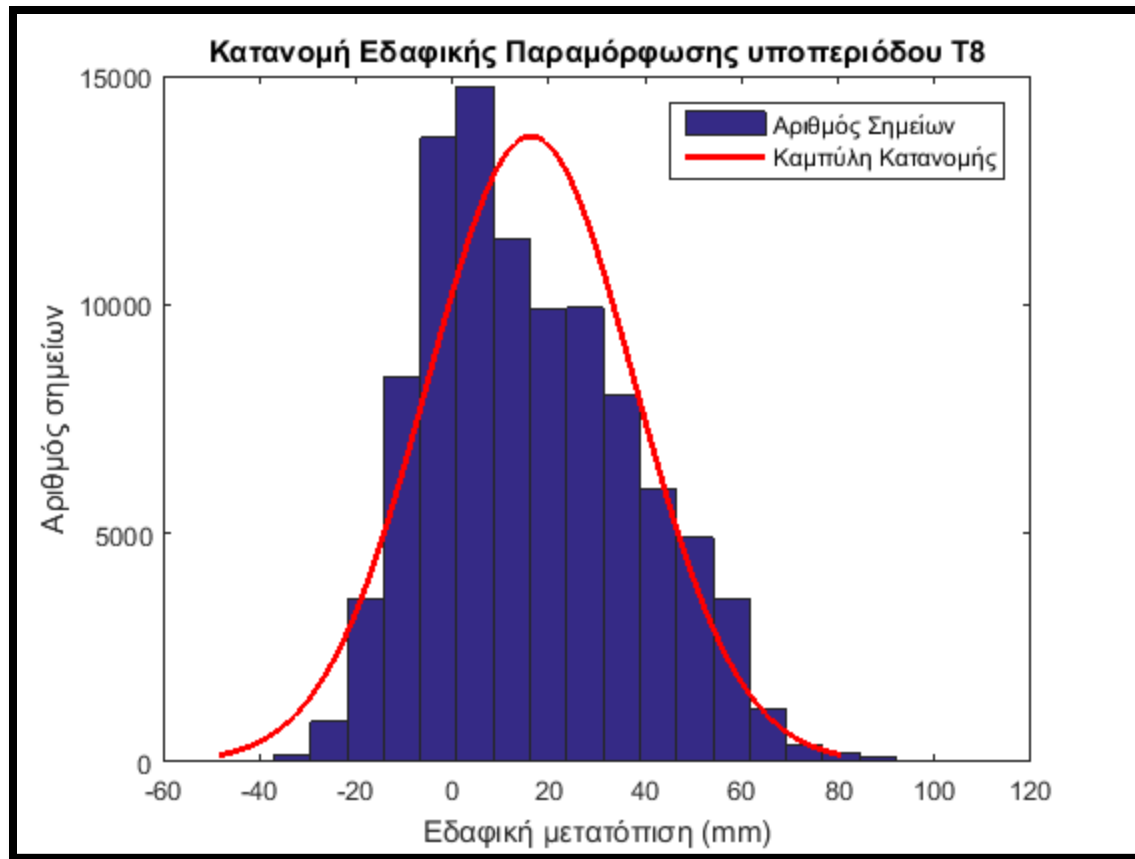
Ιστόγραμμα 14 Παρουσιάζεται η κατανομή της εδαφικής παραμόρφωσης της υποπεριόδου T07.

Υποπερίοδος T08 (28/11/2011-28/12/2011)

Η έντονη σεισμική δραστηριότητα στην περιοχή διατηρείται αμείωτη με 136 σεισμούς, από τους οποίους οι 133 είναι εντός των ορίων του χάρτη. Ο ρυθμός ανόδου της περιοχής του μαγματικού θαλάμου είναι στα επίπεδα της προηγούμενης υποπεριόδου. Παρατηρείται μια μικρή αύξηση του ρυθμού καθίζησης.



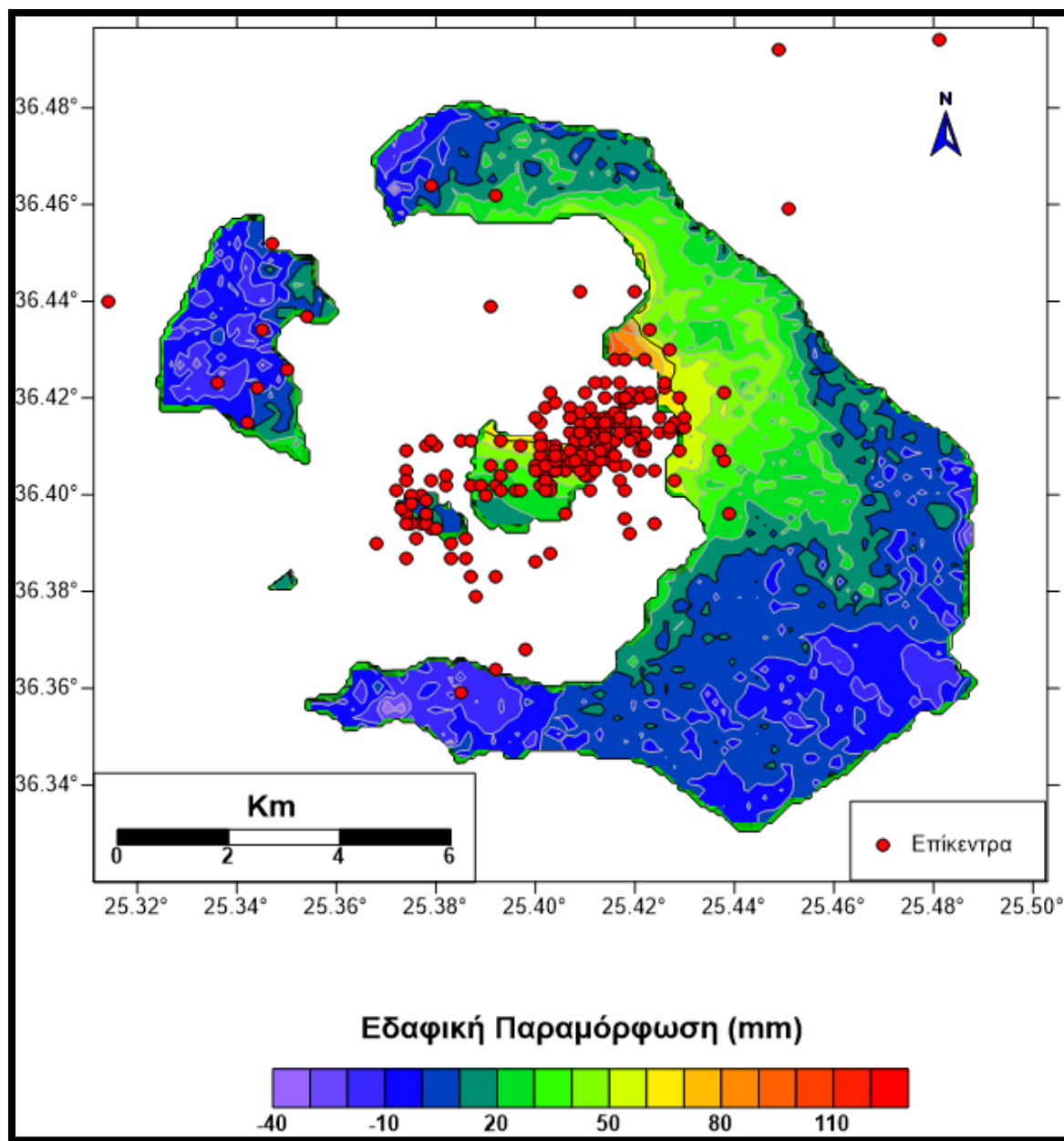
Χάρτης 30 Εδαφική παραμόρφωση σε σχέση με την σεισμικότητα για την υποπερίοδο T08.



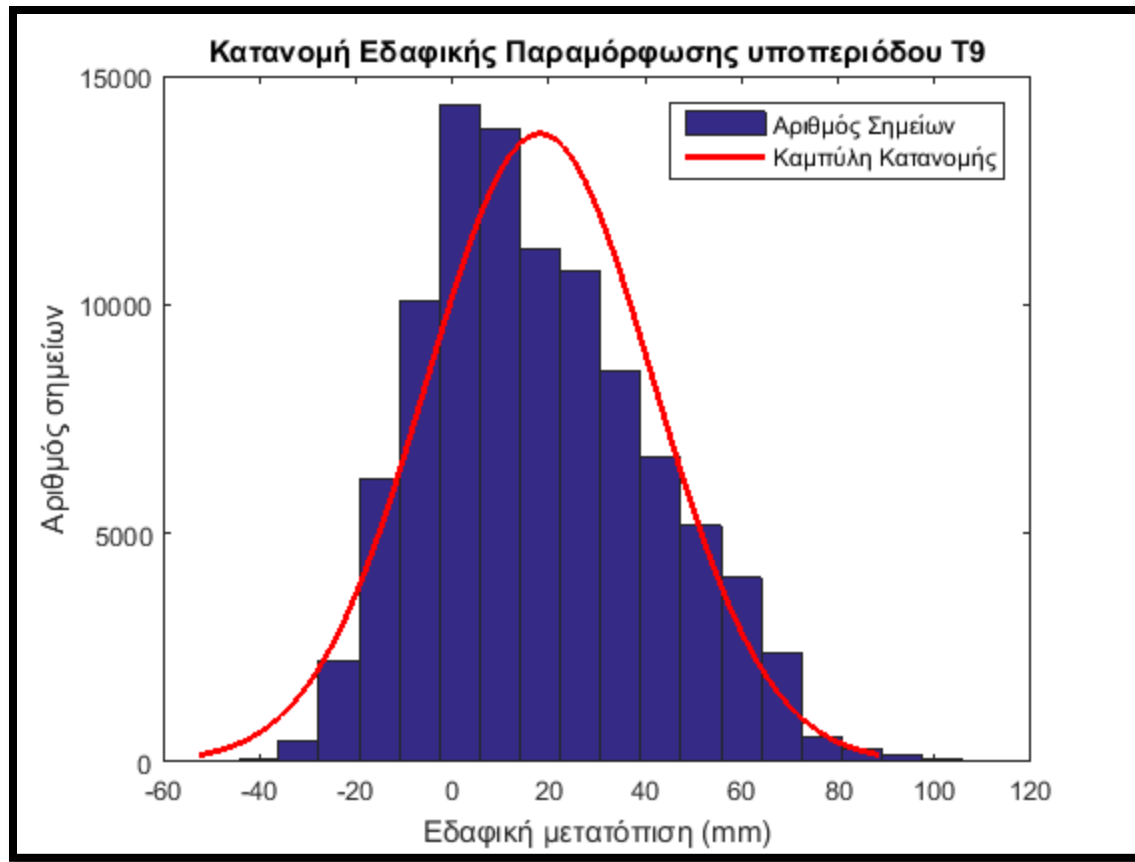
Ιστόγραμμα 15 Παρουσιάζεται η κατανομή της εδαφικής παραμόρφωσης της υποπεριόδου T08.

Υποπερίοδος T09 (28/12/2011-27/01/2012)

Ακόμη μεγαλύτερη αύξηση της σεισμικής δραστηριότητας παρατηρείται σε αυτό το διάστημα με 231 σεισμούς, από τους οποίους οι 225 είναι εντός ορίων χάρτη. Ο ρυθμός τόσο ανόδου όσο και καθίζησης διατηρείται στα επίπεδα της προηγούμενης υποπεριόδου και η εξέλιξη του φαινομένου χαρακτηρίζεται ήπια και προοδευτική.



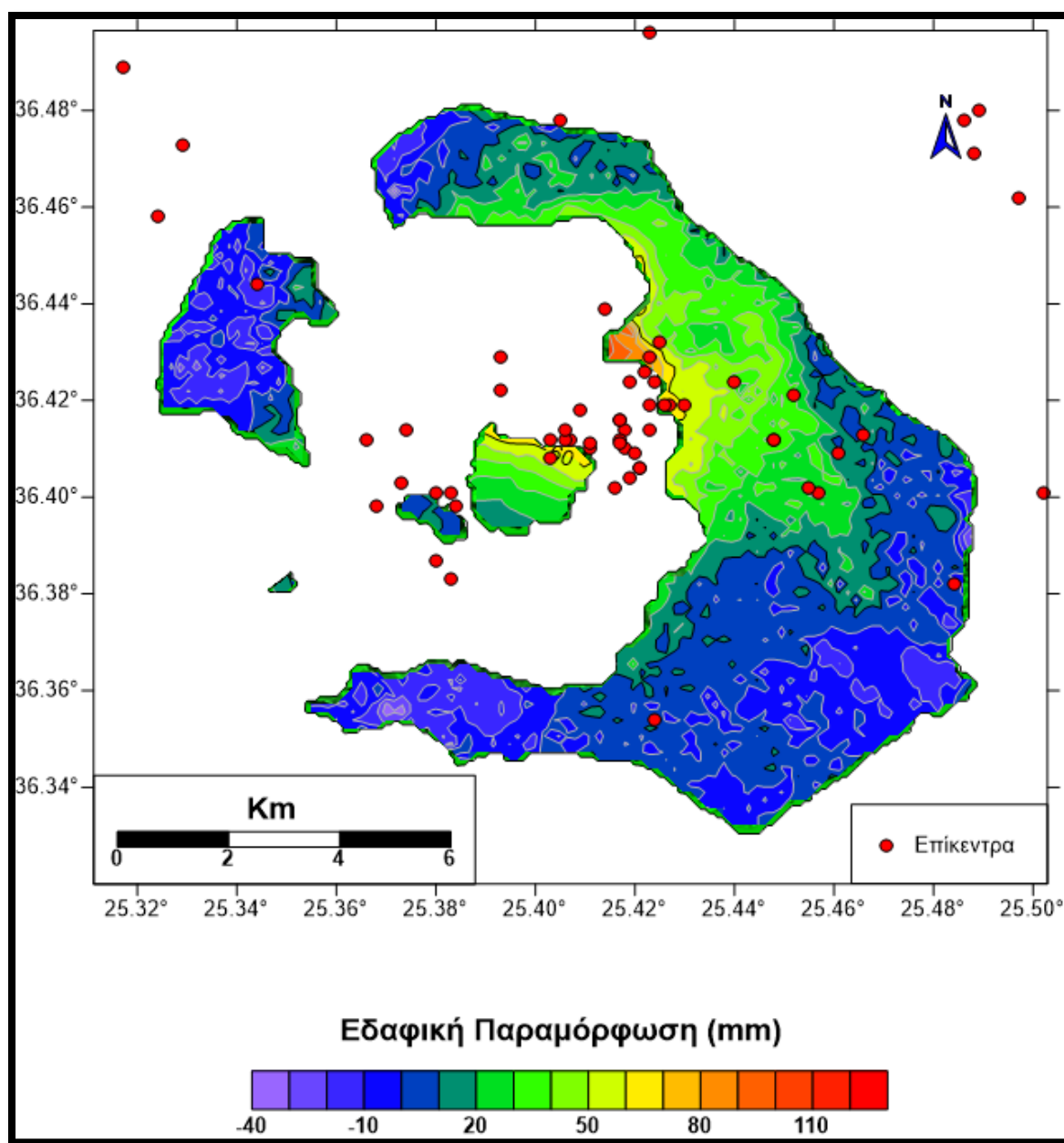
Χάρτης 31 Εδαφική παραμόρφωση σε σχέση με την σεισμικότητα για την υποπερίοδο T09.



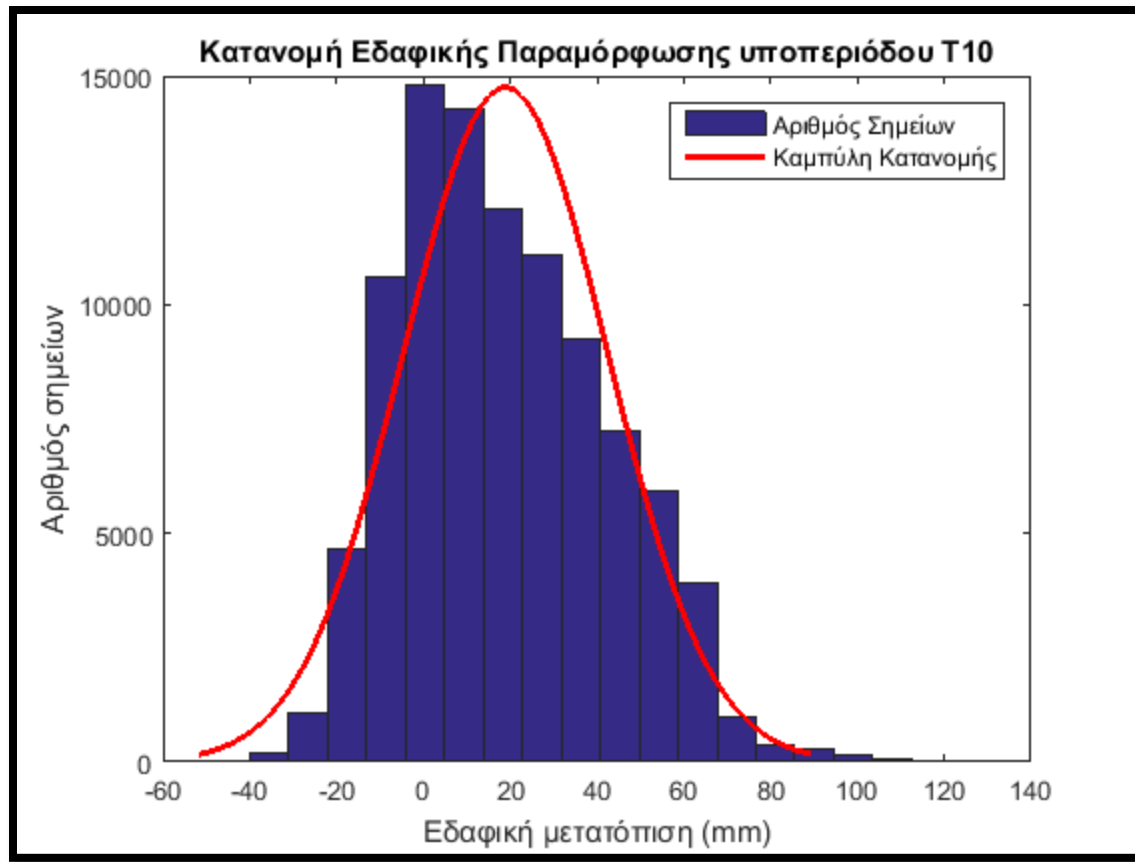
Ιστόγραμμα 16 Παρουσιάζεται η κατανομή της εδαφικής παραμόρφωσης της υποπεριόδου T09.

Υποπερίοδος T10 (27/01/2012-26/02/2012)

Η σεισμικότητα παρουσιάζει πτώση, καθώς προσδιορίζονται 82 σεισμοί, από τους οποίους οι 62 είναι εντός ορίων της παρακάτω εικόνας. Η εδαφική παραμόρφωση εξελίσσεται με ρυθμούς παραπλήσιους της προηγούμενης υποπεριόδου τόσο για την καθίζηση όσο και για την ανύψωση.



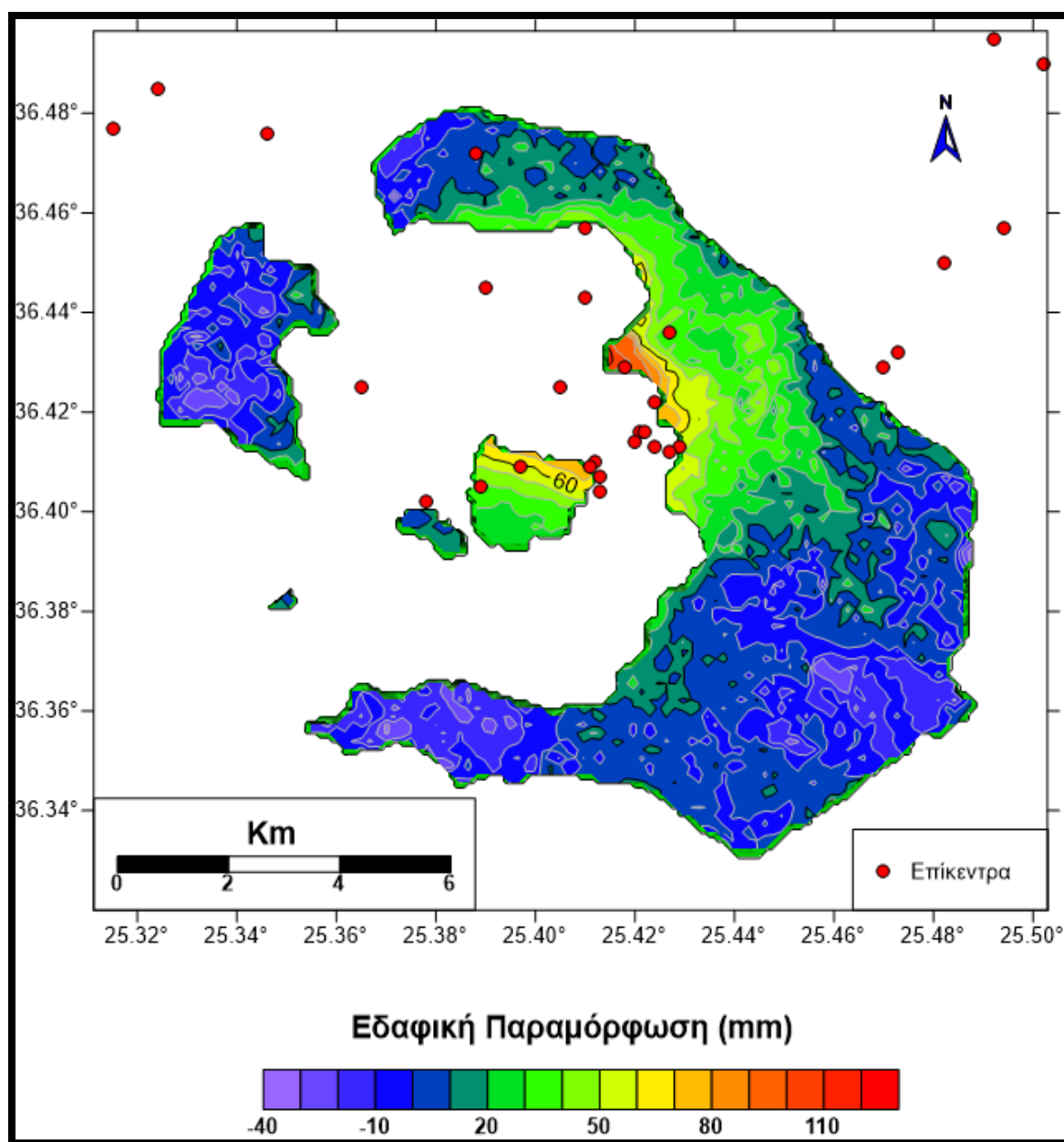
Χάρτης 32 Εδαφική παραμόρφωση σε σχέση με την σεισμικότητα για την υποπερίοδο T10.



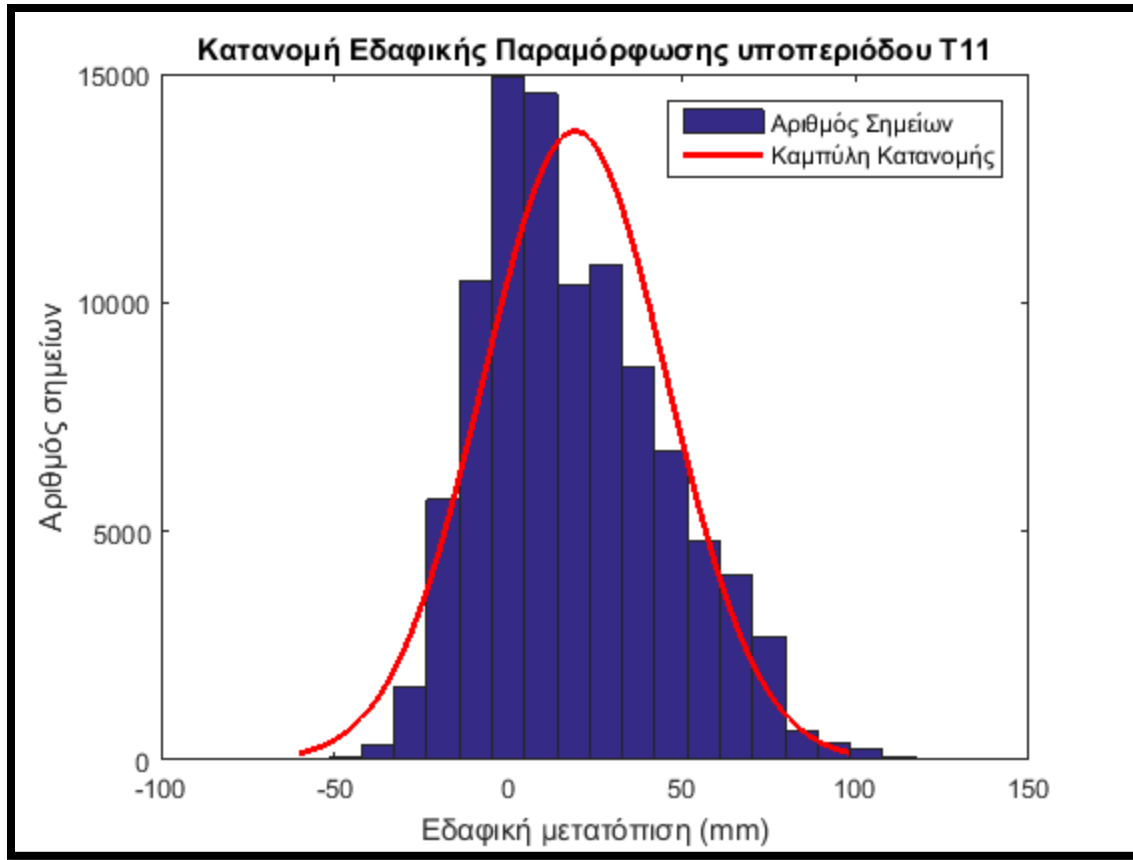
Ιστόγραμμα 17 Παρουσιάζεται η κατανομή της εδαφικής παραμόρφωσης της υποπεριόδου T10.

Υποπερίοδος T11 (26/02/2012-27/03/2012)

Η σεισμικότητα παρουσιάζει περαιτέρω μείωση, αφού προσδιορίζονται 48 σεισμοί, από τους οποίους οι 31 βρίσκονται εντός ορίων του χάρτη. Ο ρυθμός ανύψωσης αλλά και καθίζησης μειώνεται υποδηλώνοντας τάση για εξασθένηση του φαινομένου.



Χάρτης 33 Εδαφική παραμόρφωση σε σχέση με την σεισμικότητα για την υποπερίοδο T11.



Ιστόγραμμα 18 Παρουσιάζεται η κατανομή της εδαφικής παραμόρφωσης της υποπεριόδου T11.

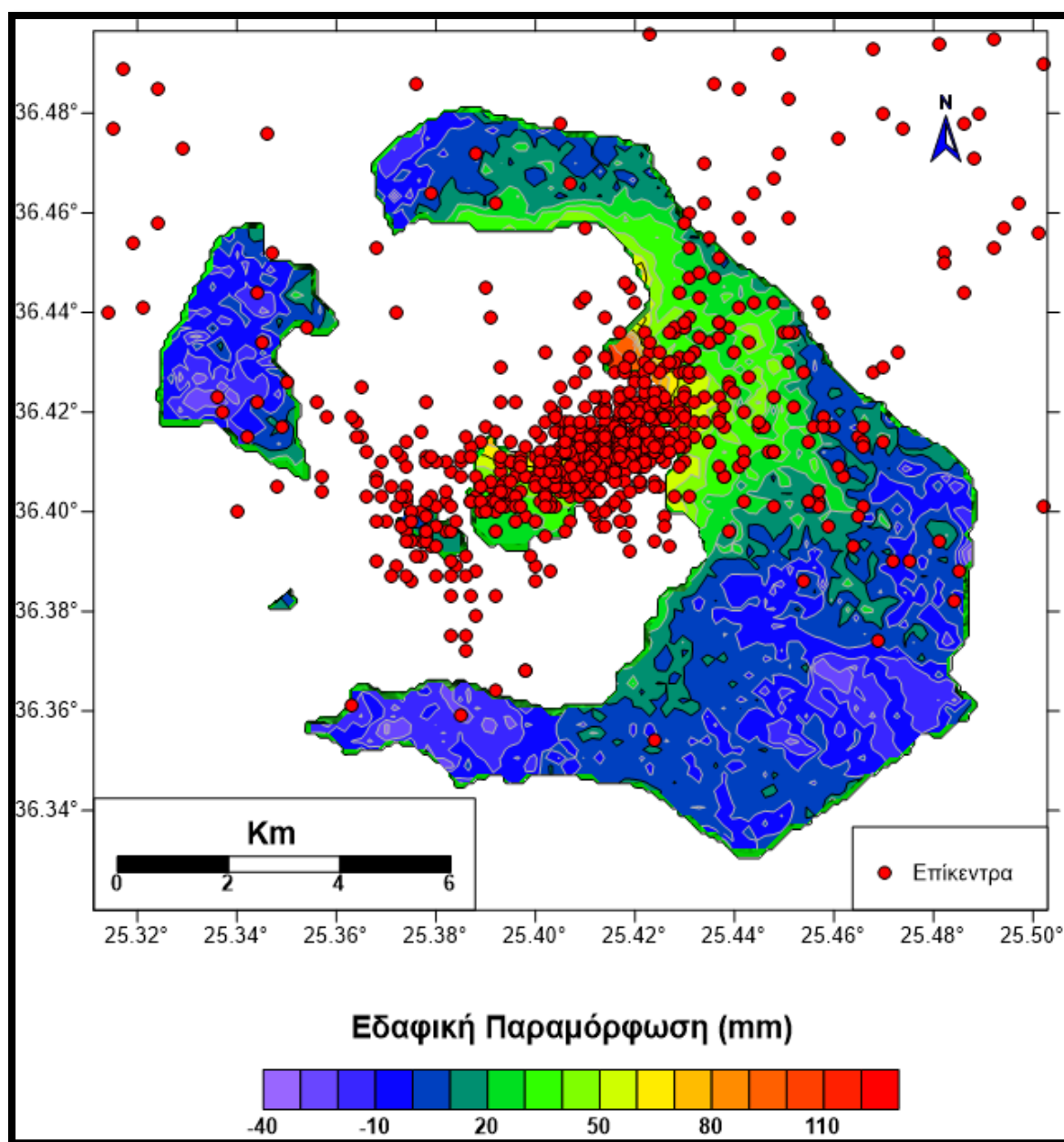
Από την συνολική μελέτη των χαρτών και των διαγραμμάτων προκύπτει πως οι περιοχές με ανύψωση συναντώνται στο ακρωτήριο του Σκάρου όπου βρίσκεται και το ψηλότερο υψομετρικά σημείο της Καλδέρας (περίπου 300m καθώς και στην πειροχή της B-BA Καμμένης. Μικροτέρου βαθμού ανύψωση σημειώνεται στις NA και BA ακτές της Θηρασιάς. Οι υποπεριοχές με καθίζηση είναι αυτές της Ν. Σνατορίνης (πειροχή Ακρωτηρίου), του όρους του Προφήτη Ηλία και σε μικρότερο βαθμό στο βόρειο τμήμα της νήσου.

Κομβικό σημείο στην εξέλιξη του φαινομένου, τόσο για τις ανοδικές κινήσεις όσο και για τις καθοδικές, αποτελεί η χρονική υποπερίοδος T03 (01/07/2011-31/07/2011).

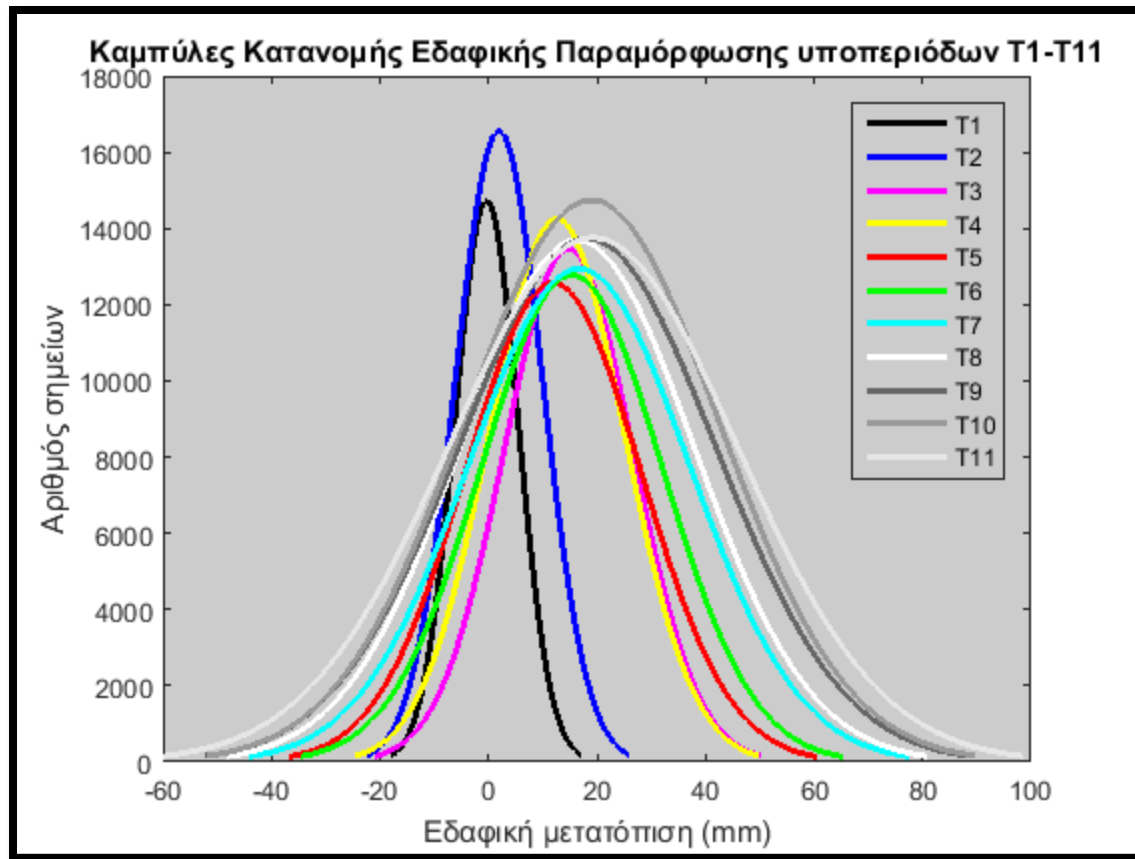
Κατά την υποπερίοδο αυτή παρατηρείται η μεγαλύτερη αύξηση του ρυθμού ανόδου για τις περιοχές που χαρακτηρίζονται από ανύψωση αλλά και σημαντική ανοδική τάση σε μερικές από τις περιοχές που χαρακτηρίζονται από καθίζηση, σε σημείο να τείνει να αναιρεθεί ο βαθμός καθίζησης που έχει λάβει χώρα κατά τις περιόδους T01(03/03/2011-02/05/2011) και T02 (02/05/2011-01/07/2011). Επίσης στην υποπερίοδο T06 (29/09/2011-29/10/2011), πάλι παρατηρείται σημαντική αύξηση του ρυθμού ανόδου σε περιοχές που χαρακτηρίζονται από ανύψωση αλλά και μια εκ νέου μεταστροφή σε καθεστώς ανύψωσης κάποιων περιοχών από αυτές που χαρακτηρίζονται από καθίζηση. Κατά τις υποπεριόδους T04 (31/07/2011-30/08/2011) και T05 (30/08/2011-29/09/2011) σημειώνεται μικρή μείωση του ρυθμού ανύψωσης για τις περιοχές που ανέρχονται και ήπια αύξηση των καθοδικών κινήσεων των περιοχών που καθιζάνουν. Μετά την υποπερίοδο T06 (29/09/2011-29/10/2011) τόσο η ανύψωση όσο και η καθίζηση, στις περιοχές που αυτές εντοπίζονται, αυξάνονται με ήπιους ρυθμούς

ΣΥΜΠΕΡΑΣΜΑΤΑ ΑΠΟ ΤΗ ΣΥΣΧΕΤΙΣΗ ΕΔΑΦΙΚΗΣ ΠΑΡΑΜΟΡΦΩΣΗΣ-ΣΕΙΣΜΙΚΟΤΗΤΑΣ ΓΙΑ ΤΟ 2011-2012

Από τη μελέτη των ιστογραμμάτων και των καμπυλών κατανομής της εδαφικής παραμόρφωσης δείχνουν πως οι μέγιστες τιμές ανύψωσης και καθίζησης για κάθε περίοδο αναφέρονται σε πολύ μικρό ποσοστό σημείων.

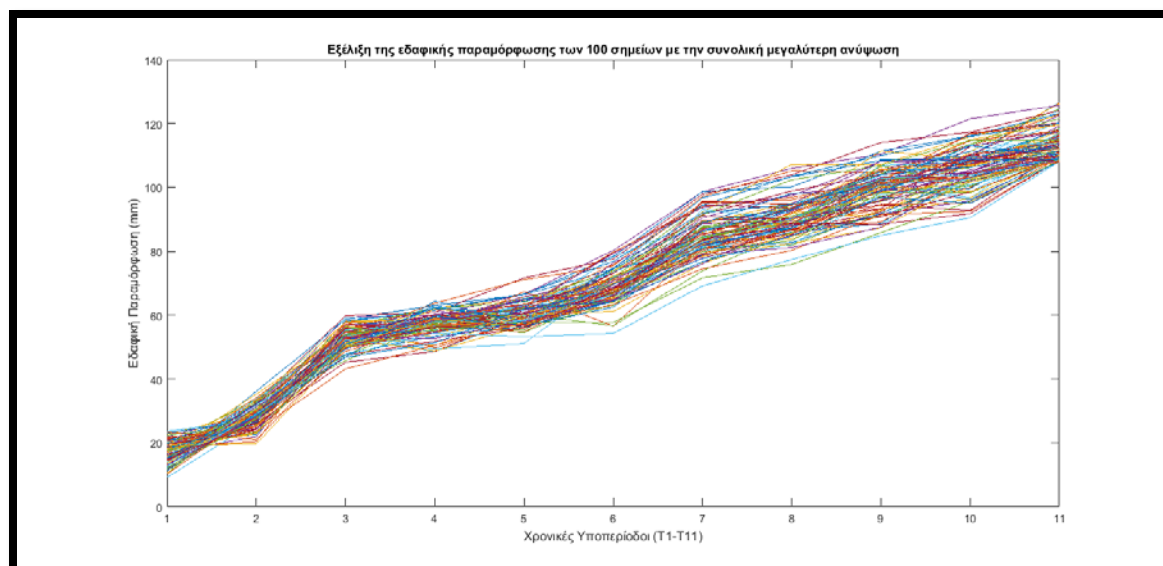


Χάρτης 34 Εδαφική παραμόρφωση σε σχέση με την σεισμικότητα για την όλη την περίοδο μελέτης T01-T11 (03/03/2011- 27/03/2012).

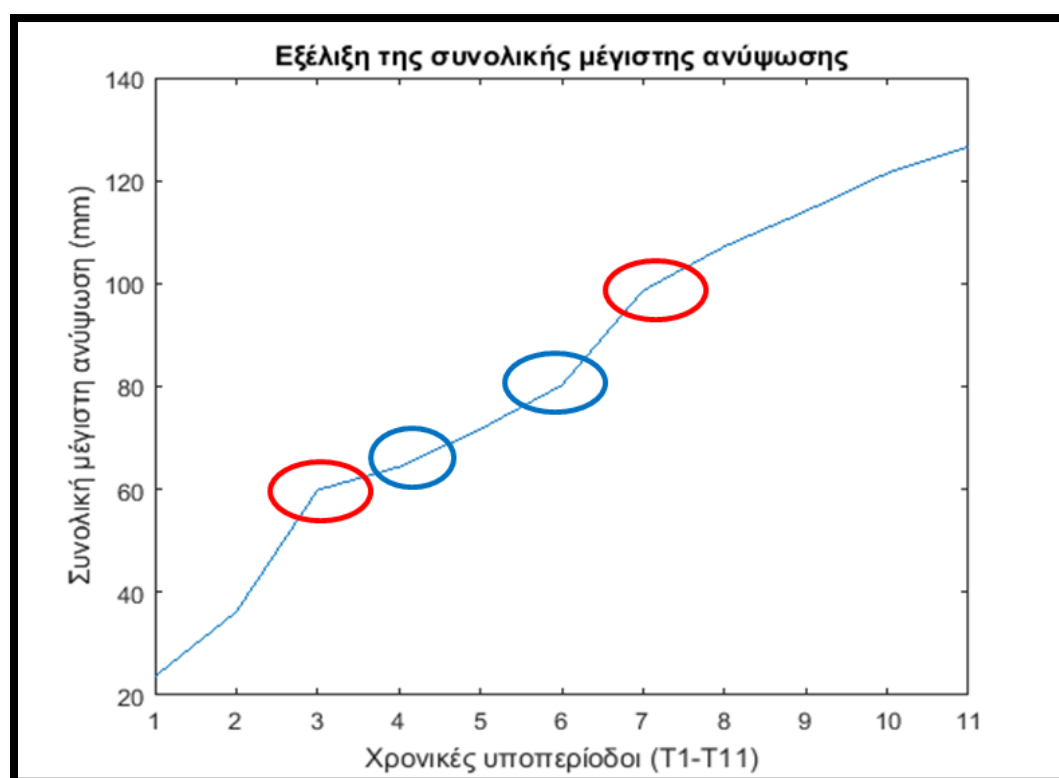


Εικόνα 20 Παρατίθενται όλες οι καμπύλες κανονικής κατανομής της εδαφικής παραμόρφωσης για κάθε χρονική υποπερίοδο.

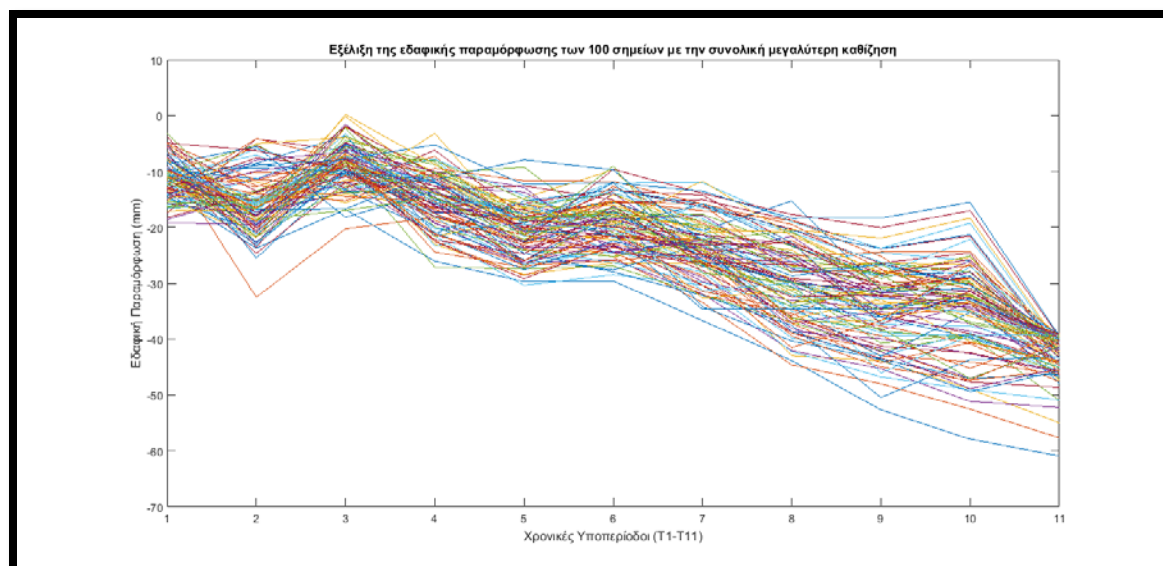
Στην εικόνα 20 φαίνεται ότι με την πάροδο του χρόνου το μέσο των καμπυλών μετατοπίζεται προς τα δεξιά πράγμα το οποίο σημαίνει προοδευτική αύξηση της ανύψωσης. Ακολουθούν τα διαγράμματα εξέλιξης της εδαφικής παραμόρφωσης για τα 100 σημεία με την μεγαλύτερη ανύψωση (εικόνα 21) και καθίζηση (εικόνα 23) καθώς και τα διαγράμματα των μέγιστων τιμών ανύψωσης και καθίζησης για κάθε υποπερίοδο (εικόνα 22 και εικόνα 24). Από την μελέτη αυτών προκύπτει πως οι απόλυτες τιμές της συνολικής ανύψωσης (10-12 cm) είναι σαφώς μεγαλύτερες εκείνων της συνολικής καθίζησης (4-6 cm).



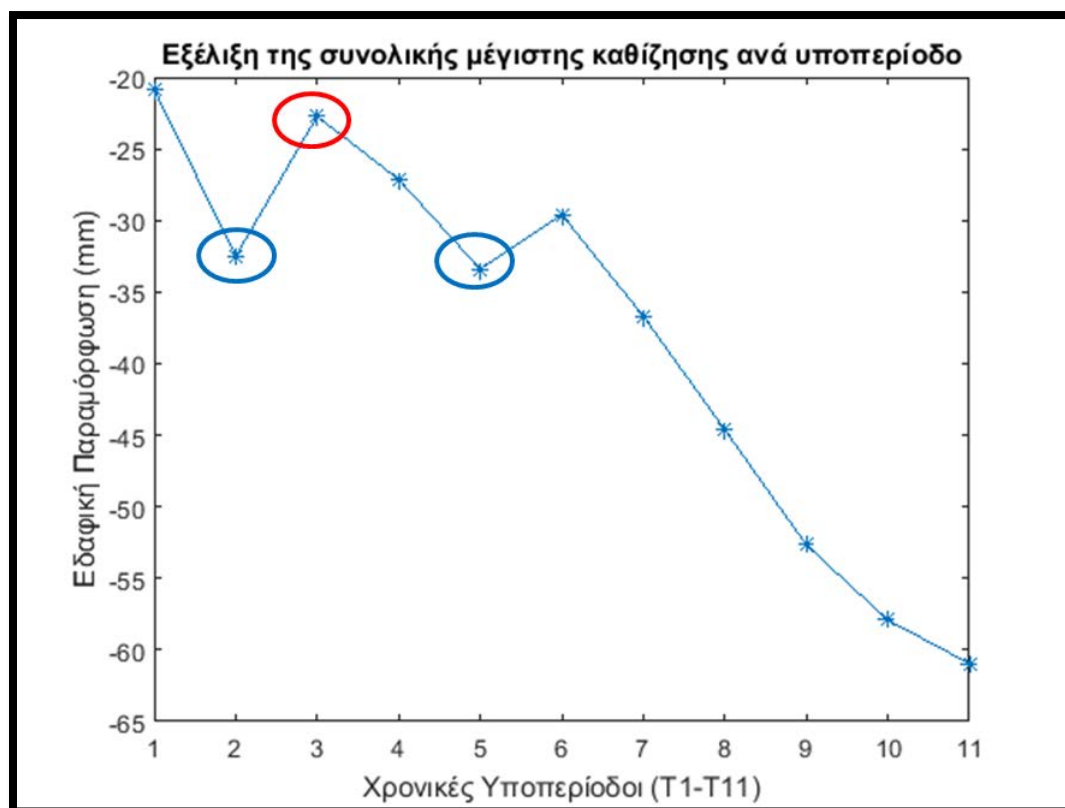
Εικόνα 21 Διάγραμμα εξέλιξης της εδαφικής παραμόρφωσης για τα 100 ακραία σημεία ανύψωσης.



Εικόνα 22 Διάγραμμα εξέλιξης της συνολικής μέγιστης ανύψωσης

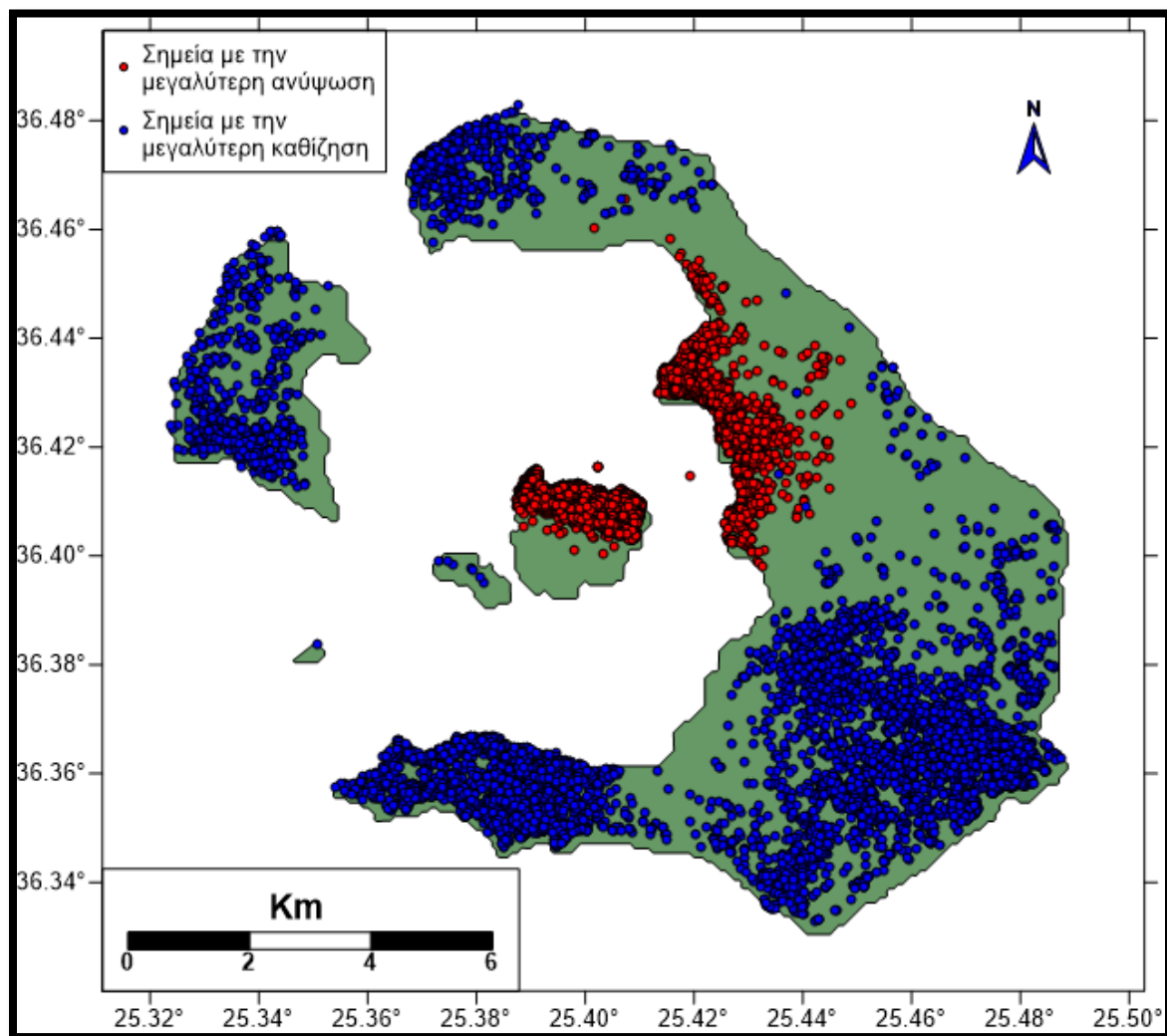


Εικόνα 23 Διάγραμμα εξέλιξης της εδαφικής παραμόρφωσης για τα 100 ακραία σημεία καθίζησης.

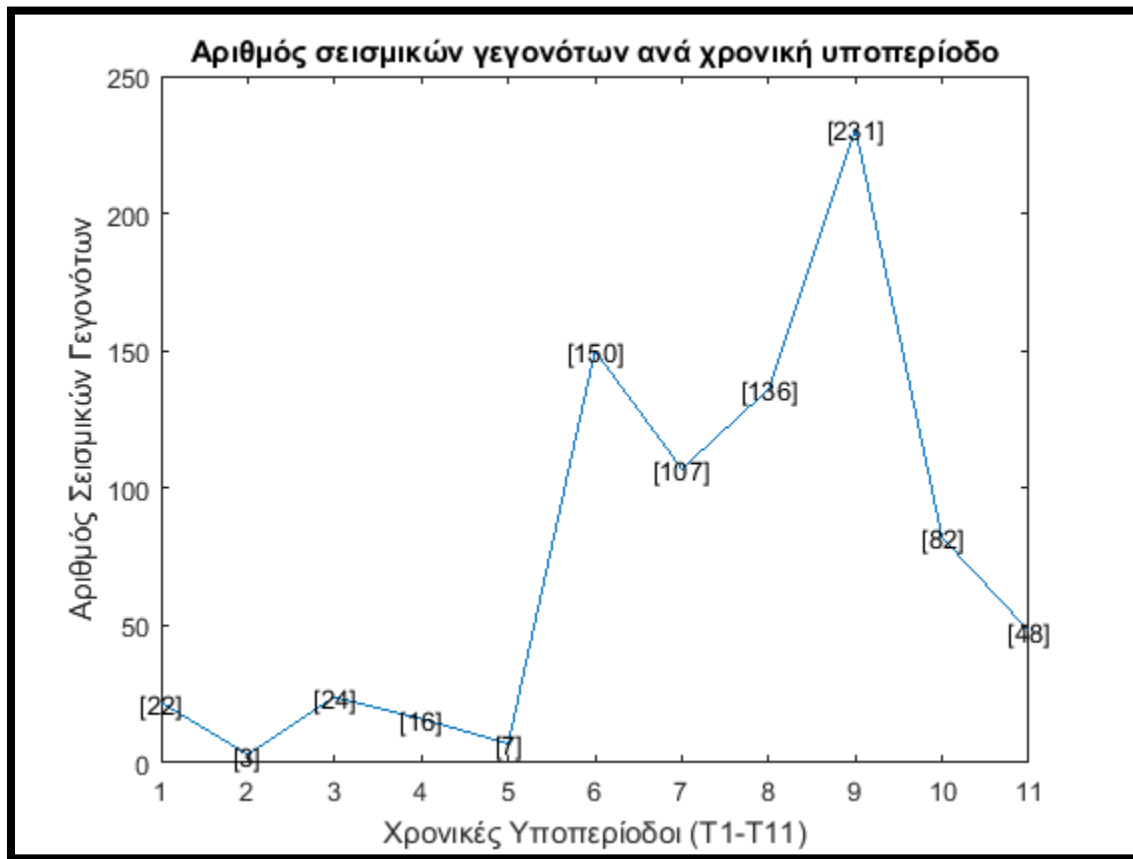


Εικόνα 24 Διάγραμμα εξέλιξης της συνολικής μέγιστης καθίζησης

Ο χάρτης 35 που ακολουθεί με την γεωγραφική κατανομή των σημείων με την μεγαλύτερη ανύψωση και καθίζηση, παρουσιάζει ξεκάθαρα την έκταση των περιοχών που χαρακτηρίζονται από καθίζηση η οποία είναι σαφώς μεγαλύτερη σε σχέση με τις περιοχές που λαμβάνει χώρα ανύψωση. Η ένταση του φαινομένου στην περίπτωση των ανοδικών κινήσεων είναι πιο μεγάλη σε σχέση με την ένταση των καθοδικών. Η ανύψωση επικρατεί της καθίζησης και εκδηλώνεται σε πιο περιορισμένη κλίμακα.

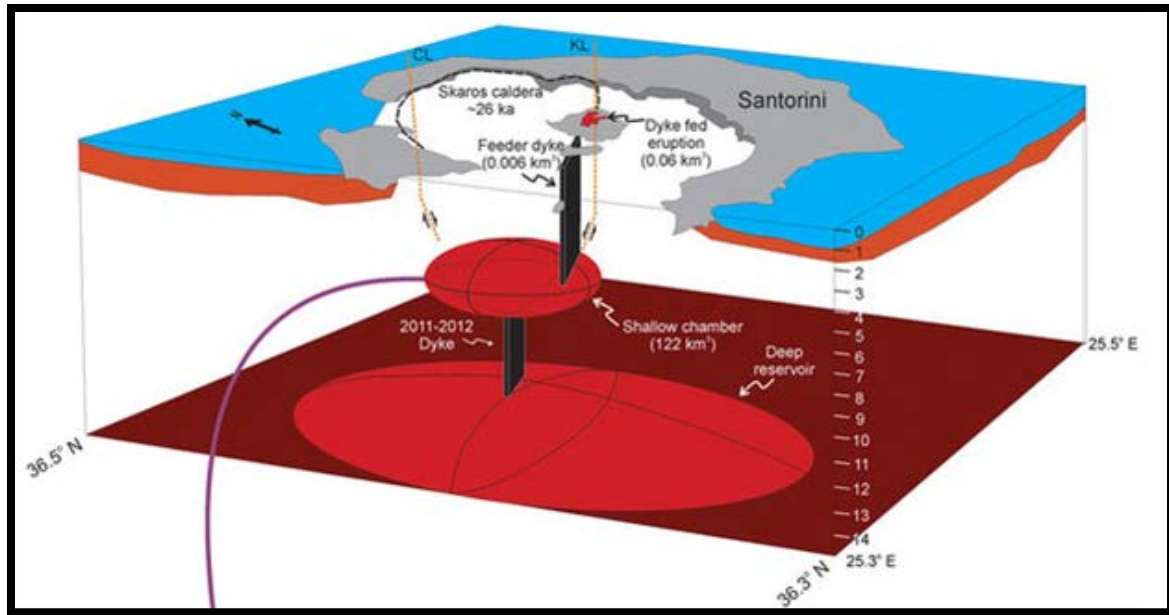


Χάρτης 35 Στο χάρτη απεικονίζονται τα σημεία με τη μεγαλύτερη ανύψωση και τη μεγαλύτερη καθίζηση.



Εικόνα 25 Αριθμός σεισμικών γεγονότων ανά χρονική υποπερίοδο T01-T11.

Από το διάγραμμα του αριθμού των σεισμικών γεγονότων για κάθε υποπερίοδο (εικόνα 25) προκύπτει πως από την αρχή της περιόδου μελέτης μέχρι την υποπερίοδο T05 η σεισμικότητα είναι χαμηλή. Στην υποπερίοδο T06 προκύπτει μια πολύ μεγάλη αύξηση της σεισμικότητας σε σχέση με πριν. Σημαντική αύξηση σημειώνεται στην υποπερίοδο T09 και από την υποπερίοδο T10 και μετά σημειώνεται βαθμιαία μείωση της σεισμικότητας. Το συντριπτικά μεγάλο ποσοστό της καταγεγραμμένης σεισμικότητας (>80%) λαμβάνει χώρα στο δεύτερο μισό της περιόδου μελέτης.

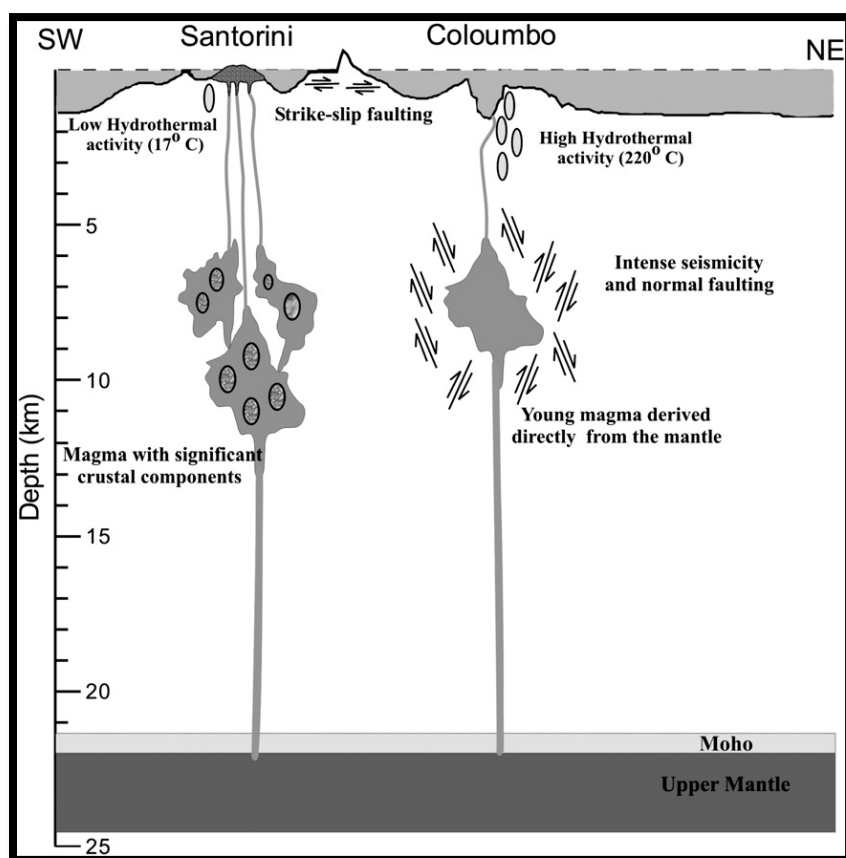


Εικόνα 26 Σχηματική απεικόνιση μαγματικού θαλάμου που βρίσκεται κάτω από την καλδέρα της Σαντορίνης. [Browning et al 2015]

Κατά την χρονική περίοδο που εξετάζει η παρούσα εργασία, η ευρύτερη περιοχή της νήσου Θήρας βρισκόταν σε φάση διέγερσης (Unrest). Όσο διαρκούσε η φάση αυτή, ήταν σε εξέλιξη η άνοδος του μάγματος, από μια περιοχή με μεγάλες ποσότητες μάγματος σε βάθος μεγαλύτερο από 10 Km, προς τον μαγματικό θάλαμο ο οποίος βρίσκεται σε βάθος 4 km βορείως της Νέας Καμένης. Η άνοδος αυτή γινόταν μέσω ηφαιστειακών φλεβών και προκάλεσε αύξηση του όγκου της ποσότητας μάγματος που βρισκόταν εντός του μαγματικού θαλάμου [Browning et al 2015].

Η ποσότητα που ανήλθε ήταν 0.021 Km^3 [Browning et al 2015] και κρίνεται σημαντική, ειδικά αν συνυπολογιστεί το ότι η μετακίνηση αυτή διήρκεσε λίγο παραπάνω από ένα έτος. Στην περίπτωση της διέγερσης της περιόδου 1994-99, η ποσότητα μάγματος που μετακινήθηκε ήταν μικρότερη και η μετακίνηση έλαβε χώρα σε πολλαπλάσιο χρονικό διάστημα, καθιστώντας έτσι το φαινόμενο σαφώς πιο ήπιο. Η αύξηση αυτή του όγκου οδήγησε με την σειρά της σε αύξηση της πίεσης εντός του θαλάμου και προς το

υπερκείμενο πέτρωμα. Η αύξηση της πίεσης δεν ήταν αρκετή για να προκαλέσει διάρρηξη της οροφής του μαγματικού θαλάμου και κατ' επέκταση συνέχιση της ανόδου του μάγματος προς την επιφάνεια. Αντ' αυτού όσο διήρκεσε η φάση της διέγερσης, το καθεστώς αυξημένης πίεσης προς του υπερκείμενους λιθολογικούς σχηματισμούς διατηρήθηκε. Με την βοήθεια γεωδαιτικών μεθόδων επιβεβαιώθηκε πως η αυξημένη πίεση στον μαγματικό θάλαμο, είχε άμεση επίδραση στην εξέλιξη της εδαφικής παραμόρφωσης της ευρύτερης περιοχής [Browning et al 2015].



Εικόνα 27 Σχηματική απεικόνιση μαγματικών θαλάμων στο ηφαιστειακό σύμπλεγμα της Σαντορίνης. [Dimitriadis 2009]

Στην περιοχή της Σαντορίνης συναντώνται δύο μαγματικοί θάλαμοι (Αξίζει να σημειωθεί πως στην περίπτωση του Κολούμπο το μάγμα που κινείται προς το

μαγματικό θάλαμο προέρχεται από μεγάλα βάθη κατευθείαν από τον μανδύα, ενώ στην περίπτωση της Σαντορίνης, το μάγμα κινείται από τον χώρο που βρίσκεται η περιοχή με τις μεγάλες ποσότητες μάγματος σε βάθος μεγαλύτερο των 10 Km.

ΚΕΦΑΛΑΙΟ 7

ΣΥΜΠΕΡΑΣΜΑΤΑ -ΣΥΖΗΤΗΣΗ

Η ευρύτερη περιοχή του συμπλέγματος της Σαντορίνης (SVC), αποτελεί ιδανική περίπτωση μελέτης της συσχέτισης σεισμικότητας – εδαφικής παραμόρφωσης - γεωθερμικών ρευστών. Στην παρούσα εργασία εξετάστηκε η περίοδος 2011 – 2012, που έχει χαρακτηριστεί ως περίοδος διέγερσης (unrest period) του ηφαιστείου και η οποία διαδέχεται την περίοδο ηρεμίας που διήρκεσε από την πιο πρόσφατη έκρηξη το 1950 μέχρι τότε. Το γεγονός αυτό δημιούργησε στην επιστημονική κοινότητα προβληματισμό για τον βαθμό του υφισταμένου κινδύνου από το ηφαίστειο και έγιναν πολλές μελέτες για το αν ή όχι θα ακολουθούσε ηφαιστειακή έκρηξη με ότι αυτό επακολουθούσε (π.χ εκκένωση νησιού κτλ).

Αφετηρία της παρούσας εργασίας αποτέλεσε η μελέτη δεδομένων εδαφικής παραμόρφωσης τα οποία προέκυψαν από επεξεργασία απεικονίσεων InSAR και αφορούν την χρονική περίοδο από 3/3/2011 έως 27/3/2012 για την περιοχή μελέτης. Παράλληλα αναλύθηκε η καταγεγραμμένη σεισμικότητα για την ίδια περίοδο με σκοπό την διερεύνηση ενδεχόμενης συσχέτισης εδαφικής παραμόρφωσης και σεισμικότητας.

Οι απεικονίσεις InSAR παρείχαν πληροφορίες σχετικά με την εξέλιξη του φαινομένου της εδαφικής παραμόρφωσης για χρονικό διάστημα 390 ημερών. Οι απεικονίσεις αυτές είχαν λάβει χώρα σε 12 διαφορετικές στιγμές και έτσι οριοθετούνταν 11 χρονικές υποπερίοδοι (μέσης διάρκειας 35 ημερών), στην κάθεμία από τις οποίες μπορούσε να εξετασθεί η πορεία του φαινομένου ξεχωριστά. Αυτό επέτρεψε την πιο ακριβή και λεπτομερή εξέταση της πορείας του φαινομένου. Στη συνέχεια έγινε ανάλυση των διαθέσιμων σεισμολογικών δεδομένων που αναφέρονταν στην περίοδο της μελέτης

(βλέπε παράρτημα 2), με σκοπό τον υπολογισμό των μικροσεισμικών παραμέτρων των καταγεγραμμένων σεισμικών γεγονότων για κάθε χρονική υποπερίοδο.

Η σεισμική δραστηριότητα της ευρύτερης περιοχής πριν την φάση της διέγερσης ήταν πολύ χαμηλή. Από την ανάλυση των σεισμολογικών δεδομένων προέκυψαν 826 σεισμικά γεγονότα, οι παράμετροι των οποίων υπολογίστηκαν με τρεις διαφορετικούς αλγορίθμους (Hypo71, HypoInverse και HypoDD. Αποφασίστηκε η επιλογή των αποτελεσμάτων του αλγορίθμου HypoInverse λόγω των μικρότερων σφαλμάτων του ($RMS \sim < 0.2 \text{ sec}$, $ERH \sim < 2 \text{ km}$, $ERZ \sim < 2 \text{ km}$) σε σχέση με τους άλλους δύο και τα προσδιορισμένα αυτά υπόκεντρα προβλήθηκαν σε τρισδιάστατο διάγραμμα με σκοπό την απεικόνιση της χωρικής τους κατανομής. Επίσης έγιναν τρεις σεισμικές τομές (βλέπε κεφάλαιο 4 και παράρτημα 3), με διευθύνσεις NNΔ-BBA, ΝΔ-BA ΚΑΙ ΒΒΔ-NNA για κάθε χρονική υποπερίοδο. Το μέγεθος των σεισμών υπολογίστηκε με βάση τη διάρκεια του σήματος (M_d) και είναι κυρίως 1-2 ρίχτερ. Το μικρότερο σε μέγεθος που προσδιορίστηκε ήταν γύρω στο 0 ρίχτερ και το μεγαλύτερο ήταν 3.3 και έγινε 9/1/2012 (εικόνα 14). Στη συνέχεια με την χρήση του λογισμικού FPFIT υπολογίστηκαν οι μηχανισμοί γένεσης. Επιλέχθηκαν αντιπροσωπευτικά οι 9 καλύτεροι μηχανισμοί (όλοι εντός καλδέρας, μόνο με $\text{misfit}=0$, με πάνω από 6 σταθμούς - ~ 10 σταθμοί-, $\text{stdr} > 0.65$), οι οποίοι ήταν κυρίως οριζόντιας ολίσθησης και με μια γενική διεύθυνση που έρχεται σε συμφωνία με τη γραμμή της Καμένης.

Η συντριπτική πλειονότητα των επικέντρων εντοπίζεται εντός της Καλδέρας και κατά μήκος της τεκτονικής γραμμής της Νέας Καμένης. Η γραμμή αυτή διατρέχει την περιοχή που ορίζεται ως περιοχή ανύψωσης με διεύθυνση ΝΔ-BA, η οποία είναι υπερκείμενη του μαγματικού θαλάμου. Η κίνηση του μαγματικού υλικού επιδρά στις τεκτονικές επαφές της περιοχής και σε συνδυασμό με το πεδίο τάσεων που επικρατεί [Dimitriadis et al 2010] προκαλεί ανύψωση.

Επομένως, η περιοχή αυτή υφίσταται τάσεις από τις ανοδικές κινήσεις του μάγματος. Επίσης, η μελέτη των σεισμικών τομών τεκμηριώνει το μεγαλύτερο ποσοστό των εστιακών βαθών να κυμαίνεται μεταξύ 6 και 4 km, δηλαδή να είναι στο βάθος που

βρίσκεται ο μαγματικός θάλαμος και λαμβάνει χώρα η μετακίνηση του μαγματικού υλικού. Το συγκεκριμένο συμπέρασμα συμφωνεί και με έρευνες που έγιναν στην περιοχή για το αντίστοιχο διάστημα [π.χ. Paradimitriou et al 2015]. Βαθύτερα από 8km βρίσκονται λίγα υπόκεντρα σεισμών.

Ακολούθησε η κατασκευή χαρτών απεικόνισης της εδαφικής παραμόρφωσης και σεισμικότητας για κάθε υποπερίοδο. Οι χάρτες αυτοί παρέχουν πληροφορίες για την γεωγραφική και τη χωρική κατανομή εδαφικής παραμόρφωσης - σεισμικότητας και από την μελέτη τους προέκυψαν υποπεριοχές οι οποίες χαρακτηρίζονται από ανύψωση και υποπεριοχές στις οποίες έχει σημειωθεί καθίζηση. Ανύψωση συναντάται στο ακρωτήριο του Σκάρου, όπου βρίσκεται και το ψηλότερο υψομετρικά σημείο της Καλδέρας (περίπου 300m) καθώς και στην περιοχή της B-BA Καμμένης. Μικρότερου βαθμού ανύψωση σημειώνεται στις ΝΑ και ΒΑ ακτές της Θηρασίας. Οι υποπεριοχές με καθίζηση είναι αυτές της Ν. Σαντορίνης (περιοχή Ακρωτηρίου), του όρους Προφήτη Ηλία και σε μικρότερο βαθμό στο βόρειο τμήμα της νήσου.

Συμπληρωματικά με τα παραπάνω, κατασκευάστηκαν τα ιστογράμματα και καμπύλες κατανομής της εδαφικής παραμόρφωσης για κάθε υποπερίοδο καθώς και τα διαγράμματα εξέλιξης της εδαφικής παραμόρφωσης για τα 100 σημεία με την μεγαλύτερη ανύψωση και καθίζηση αντιστοίχως. Από την μελέτη των διαγραμμάτων αυτών προκύπτει όσον αφορά την περίπτωση ανύψωσης του εδάφους, μια ομαλή και προοδευτική εξέλιξη του φαινομένου σε όλες τις υποπεριόδους. Καταγράφεται μια σαφής αυξητική τάση των ανοδικών κινήσεων με ρυθμό μεταβολής που παρουσιάζει αυξομειώσεις ανά υποπερίοδο αλλά μπορεί να χαρακτηριστεί ως εξομαλυσμένος. Εντοπίζονται διαδοχικές εναλλαγές αύξησης και μείωσης του ρυθμού ανόδου. Στον αντίποδα αυτού, η εξέλιξη των καθοδικών κινήσεων του εδάφους χαρακτηρίζεται από σχετικά ακανόνιστη συμπεριφορά με μεγάλες διακυμάνσεις του ρυθμού καθόδου.

Καταλήγουμε λοιπόν στο ότι η φάση της διέγερσης με την κίνηση του μαγματικού υλικού έχει άμεση επίδραση εκτός τόσο στην εξέλιξη της εδαφικής παραμόρφωσης και στην σεισμικότητα της περιοχής. Η σεισμικότητα βέβαια, καθορίζεται και από άλλους

παράγοντες όπως το γεωτεκτονικό καθεστώς και τα χαρακτηριστικά των τεκτονικών στοιχείων, αλλά σχετίζεται και με την εξελισσόμενη πορεία της εδαφικής παραμόρφωσης.

Συμπερασματικά προκύπτει ευθεία συσχέτιση της εξελισσόμενης εδαφικής παραμόρφωσης με την καταγραφόμενη σεισμικότητα για το συγκεκριμένο χρονικό διάστημα της μελέτης (03/03/2011- 27/03/2012).

ΞΕΝΟΓΛΩΣΗ ΒΙΒΛΙΟΓΡΑΦΙΑ

A

Akylas, V. [1925]. Volcanoes and Thera Island. Athens (in Greek).

Ambraseys, N. [1960]. The seismic sea wave of July 1956 in the Greek Archipelago. J. Geophys. Res., 65, 1257–1265.

Agram, P. S. [2010]. Persistent scatterer interferometry in natural terrain. PhD Thesis. Stanford university.

B

Bamler, R. [2006]. Radar Interferometry for Surface Deformation Assessment. Lecture at Summer School Alpbach 2006 on “Monitoring of Natural Hazards from Space”, July 25-August 4. Innsbruck Austria

Bell, K. L. C., Nomikou, P., Carey, S., Martin Fero J., Cantner, K. [2011]. Mapping of a Debris Avalanche Offshore Santorini Volcano. Pp.26 in New Frontiers in Ocean Exploration: The E/V Nautilus 2010 Field Season. K.L.C. Croff Bell and S.A. Fuller, eds. Oceanography

Bell, K. L. C., Carey, S. N., Nomikou, P., Sigurdsson, H., & Sakellariou, D. [2013]. Submarine evidence of a debris avalanche deposit on the eastern slope of Santorini volcano, Greece. Tectonophysics, 597, 147-160

Bohnhoff, M., Makris, J., Papanikolaou, D., & Stavrakakis, G. [2001]. Crustal investigation of the Hellenic subduction zone using wide aperture seismic data. Tectonophysics, 343(3), 239-262.

Bohnhoff, M., Rische, M., Meier, T., Becker, D., Stavrakakis, G., & Harjes, H. P. [2006]. Microseismic activity in the Hellenic Volcanic Arc, Greece, with emphasis on the seismotectonic setting of the Santorini–Amorgos zone. Tectonophysics, 423(1), 17-33

Bond, A., & Sparks, R. S. J. [1976]. The Minoan eruption of Santorini, Greece. *Journal of the Geological Society*, 132(1), 1-16.

Briole, P. [2006a]. Satellite contribution to volcanic hazard. Lecture at Summer School Alpbach 2006 on “Monitoring of Natural Hazards from Space”, July 25-August 4. Innsbruck Austria

Briole, P. [2006b]. Volcanic hazards. Lecture at Summer School Alpbach 2006 on “Monitoring of Natural Hazards from Space”, July 25-August 4. Innsbruck Austria.

Browning, J., Drymoni, K., & Gudmundsson, A. [2015]. Forecasting magma-chamber rupture at Santorini volcano, Greece. *Scientific reports*, 5.

Brüstle, A., Friederich, W., Meier, T., & Gross, C. [2014]. Focal mechanism and depth of the 1956 Amorgos twin earthquakes from waveform matching of analogue seismograms. *Solid Earth*, 5(2), 1027.

C

Chouliaras, G., Drakatos, G., Makropoulos, K. and Melis, N.S. [2012]. Recent seismicity detection increase in the Santorini volcanic island complex. *Nat. Hazards Earth Syst. Sci.*, 12, pp. 859-866.

Comninakis, P. E., & Papazachos, B. C. [1986]. A catalogue of earthquakes in Greece and the surrounding area for the period 1901-1985.

Contadakis, M. E., Arabelos, D. N., & Vergos, G. [2013]. Testing the recent Santorini seismic activity for possible tidal triggering effect. EGU2013-8358.

D

Dimitriadis, I., Karagianni, E., Panagiotopoulos, D., Papazachos, C., Hatzidimitriou, P., Bohnhoff, M., Rische M, & Meier, T. [2009]. Seismicity and active tectonics at Coloumbo Reef (Aegean Sea, Greece): Monitoring an active volcano at Santorini Volcanic Center using a temporary seismic network. *Tectonophysics*, 465(1), 136-149.

Dimitriadis, I., Papazachos, C., Panagiotopoulos, D., Hatzidimitriou, P., Bohnhoff, M., Rische, M., and Meier, T., [2010]. P and S velocity structures of the Santorini- Kolumbo volcanic system (Aegean Sea, Greece) obtained by non-linear inversion of travel times and its tectonic implications. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 195, 13-30.

Dominey-Howes, D., & Minos-Minopoulos, D. [2004]. Perceptions of hazard and risk on Santorini. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 137(4), 285-310.

Doumas, C. [1978]. Thera and the Aegean world: papers presented at the second international scientific congress, Santorini, Greece, August 1978. Thera and the Aegean world.

Drakatos, M.L. [2014]. Ground deformation observed at Kozloduy (Bulgaria) and Akkuyu (Turkey) NPPs by means of SAR Interferometry. Master Dissertation. Harokopio University. Athens.

Druitt, T., Edwards, L., Mellors, R., Pyle, D., Sparks, R., Lanphere, M., Davies, M. and Barreirio, B., 1999. Santorini Volcano. Geological Society Memoir Number 19, The Geological Society, London, 165 p

F

Falah, F., Psomiadis, E., and Parcharidis, I. [2012]. Monitoring soil deformation using Persistent Scatters Interferometry (PSI) technique: The case study of Thessaly prefecture (central Greece). *IEEE International Geoscience and Remote Sensing Symposium*.

Ferretti, A., Prati, C., Rocca, F., Casagli, N., Farina, P., & Young, B. [2005]. Permanent Scatterers technology: a powerful state of the art tool for historic and future monitoring of landslides and other terrain instability phenomena. In *Proc. of 2005 International Conference on Landslide Risk Management*. AA Balkema, Vancouver, Canada.

Ferretti, A., Prati, C., Rocca, F., & Wasowski, J. [2006]. Satellite interferometry for monitoring ground deformations in the urban environment. In Proceedings 10th IAEG Congress (pp. 100-110).

Friedrich, W. [2009]. Santorini: Volcano, Natural History, Mythology. Denmark. Aarhus University Press. (pp.80-102)

G

Galanopoulos, A. [1960]. Tsunamis observed on the coasts of Greece from antiquity to present time, Ann. Geofis., 13, 369–386, 1960.

Galanopoulos, A. G., [1982]. The damaging shocks and the earthquake potential of Greece. Ann. Geol. Pays Hellen., 30:648-724

Georgalas, G. C. [1962]. Catalogue of the Active Volcanoes of the World Including Solfatara Fields: Greece. International Association of Volcanology.

Guidoboni, E., Comastri, A., & Traina, G. [1994]. Catalogue of Ancient Earthquakes in the Mediterranean Area up to the 10th Century (Vol. 1). SGA.

Guidoboni, E., & Comastri, A. [2005]. Catalogue of Earthquakes and Tsunamis in the Mediterranean Area from the 11th to the 15th Century. SGA.

H

Hansen, R. F. [2001] *Radar Interferometry: Data Interpretation And Error Analysis*, Kluwer Academic Press, Dordrecht, The Netherlands

Heiken, G., & McCoy, F. [1984]. Caldera development during the Minoan eruption, Thira, Cyclades, Greece. Journal of Geophysical Research: Solid Earth, 89(B10), 8441-8462.

K

Karagianni, E. E., Papazachos, C. B., Panagiotopoulos, D. G., Suhadolc, P., Vuan, A., & Panza, G. F. [2005]. Shear velocity structure in the Aegean area obtained by inversion of Rayleigh waves. *Geophysical Journal International*, 160(1), 127-143.

Kiratzi, A., and Louvari, E., [2003]. Focal mechanisms of shallow earthquakes in the Aegean Sea and the surrounding lands determined by waveform modelling: a new database. *Journal of Geodynamics*, Vol. 36, pp.251–274

Klein, F. W. [2002]. User's guide to HYPOINVERSE-2000, a Fortran program to solve for earthquake locations and magnitudes (No. 2002-171). US Geological Survey.

Kolaitis, A., Papadimiriou, P., Kassaras, I., & Makropoulos, K. [2007]. Seismic observations with broadband instruments at Santorini volcano. In *Bulletin of the Geological Society of Greece, Proceedings of the 11th international Congress, Athens* (Vol. 40, pp. 1150-1161).

Konstantinou, K. I. [2010]. Crustal rheology of the Santorini–Amorgos zone: Implications for the nucleation depth and rupture extent of the 9 July 1956 Amorgos earthquake, southern Aegean. *Journal of Geodynamics* 50.5: 400-409.

Konstantinou, K. I., & Yeh, T. Y. [2012]. Stress field around the Coloumbo magma chamber, southern Aegean: Its significance for assessing volcanic and seismic hazard in Santorini. *Journal of Geodynamics*, 54, 13-20.

Konstantinou, K. I., Evangelidis, C. P., Liang, W. T., Melis, N. S., & Kalogeras, I. [2013]. Seismicity, Vp/Vs and shear wave anisotropy variations during the 2011 unrest at Santorini caldera, southern Aegean. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 267, 57-67.

L

Lagios, E., Parcharidis, I., Foumelis, M., & Sakkas, V. [2005]. Ground deformation monitoring of the Santorini volcano using satellite radar interferometry. In *Proceedings*

of 2nd International Conference on Recent Advances in Space Technologies, 2005. RAST 2005. (pp. 667-672). IEEE

Lagios, E., Sakkas, V., Novali, F., Bellotti, F., Ferretti, A., Vlachou, K., & Dietrich, V. [2013]. SqueeSAR™ and GPS ground deformation monitoring of Santorini Volcano (1992–2012): tectonic implications. *Tectonophysics*, 594, 38-59.

Lee, W. H. K., & Lahr, J. C. [1972]. HYPO-71 a computer program for determining hypocenter, magnitude and first motion pattern of local earthquakes, Open-File Report. US Geological Survey.

Le Pichon, X., Chamot-Rooke, N., Lallemand, S., Noomen, R., & Veis, G. [1995]. Geodetic determination of the kinematics of central Greece with respect to Europe: Implications for eastern Mediterranean tectonics. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 100(B7), 12675-12690.

Louis, F. I., Clark, R. A., Louis, I. F., & Makropoulos, C. C. [2005]. Nondestructive imaging of small size voids at Akrotiri archaeological site, Thera Island, Greece, by seismic inversion techniques. *Journal of applied geophysics*, 57(4), 306-326.

M

Makris, J., 1976. A dynamic model of the Hellenic arc deduced from geophysical data. *Tectonophysics*, 36, pp. 339-346.

Makris, J., 1978. The crust and upper mantle of the Aegean region from deep seismic soundings. *Tectonophysics*, 46, pp. 269-284.

Makropoulos, K. C., & Burton, P. W. [1984]. Greek tectonics and seismicity. *Tectonophysics*, 106(3), 275-304.

Makropoulos, K., Drakopoulos, J., and Latousakis, J. [1989]. A revised and extended earthquake catalogue for Greece since 1900, *Geophys. J. Int.*, 98, 391–394.

Massonnet, D., & Feigl, K. L. (1998). *Radar interferometry and its application to changes in the Earth's surface. Reviews of geophysics, 36(4), 441-500.*

McClusky, S., Balassanian, S., Barka, A., Demir, C., Ergintav, S., Georgiev, I., Gurkan, O., Hamburger, M., Hurst, K., Kahle, H., Kastens, K., Kekelidze, G., King, R., Kotzev, V., Lenk, O., Mahmoud, S., Mishin, A., Nadariya, M., Ouzounis, A., Paradissis, D., Peter, Y., Prilepin, M., Reilinger, R., Santli, I., Seeger, H., Tealed, A., Toksoz, M.,N. and Veis, G., [2000]. *Global Positioning System constraints on plate kinematics and dynamics in the eastern Mediterranean and Caucasus. J. Geophys. Res., 105, pp. 5695-5719.*

Mountrakis, D., [2005]. Tertiary and Quaternary tectonics in Aegean area. In Fytikas and Vougioukalakis eds. *The South Aegean Active Volcanic arc.*, Elsevier, 1-10.

Munro, A., & Parkin, D. [1999]. Volcanic risk mitigation plan, Environment Waikato policy series 1999/10. Environment Waikato, New Zealand.

N

Newman, A. V., 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(6).

Nomikou, P. [2003]. Santorini and Nisyros: Similarities and differences between the two calderas of the modern Aegean Volcanic Arc. CIESM Workshop on “Human records of recent geological evolution in the Mediterranean Basin-historical and archaeological evidence” Santorini 22-25 October 2003, Greece. CIESM Workshop Monographs n24, p.103-108

Nomikou, P., Carey, S., Papanikolaou, D., Croff Bell, K., Sakellariou, D., Alexandri, M., and Bejelou, K. [2011]. Morphological Slope Analysis in the Kolumbo Submarine Volcanic Zone NE of Santorini Island. 15th Joint Geomorphological Meeting, Athens, p.88-91

Nomikou, P., Croff Bell, K., Bejelouk, K., Parks, M., & Antoniou, V. [2012]. ROV Exploration of Santorini Caldera, Greece. In Proc. 10th Hellenic Symposium on Oceanography & Fisheries (pp. 7-11)

Nomikou, P., Antoniou, V., Bejelouk, K., Stathopoulou, E., Livanos, I., & Vlasopoulos, O. [2016]. Observations of degassing phenomena of shallow environment in Riva port, Thirassia (Santorini).

O

Okal, E. A., Synolakis, C. E., Uslu, B., Kalligeris, N., & Voukouvalas, E. [2009]. The 1956 earthquake and tsunami in Amorgos, Greece. *Geophysical Journal International*, 178(3), 1533-1554.

P

Papadimitriou, P., Kaviris, G., Voulgaris, N., Kolaitis, A., Karakostas, A., Kapetanidis, V., & Makropoulos, K. [2012]. Seismic monitoring of the Santorini Volcano. Abstracts Book, 33rd ESC General Assembly, Moscow, Russia, 132.

Papadimitriou, P., Kapetanidis, V., Karakostas, A., Kaviris, G., Bozionelos, G., Voulgaris, N., & Makropoulos, K. [2014]. A seismological study in the Santorini volcanic complex area during 2011-2012. Abstract, 2nd ECEES, Istanbul, Turkey, 25 -29 August

Papadimitriou, P., Kapetanidis, V., Karakostas, A., Kaviris, G., Voulgaris, N., & Makropoulos, K. [2015]. The Santorini Volcanic Complex: A detailed multi-parameter seismological approach with emphasis on the 2011–2012 unrest period. *Journal of Geodynamics*, 85, 32-57.

Papadopoulos, G., and Pavlides, S. [1992]. The large 1956 earthquake in the South Aegean: Macroseismic field configuration, faulting, and neotectonics of Amorgos Island, *Earth Planet. Sci. Lett.*, 113,383–396, 1992.

Papadopoulos, G. A., & Orfanogiannaki, K. [2005]. Long-term prediction of the next eruption in Thera volcano from conditional probability estimates. *Developments in Volcanology*, 7, 211-216.

Papageorgiou, E., & Nomikou, P. [2011]. On-shore prolongation of bathymetrically recognized fault zones based on geodetic GPS observations along Santorini volcano. 2nd INQUA-IGCP-567 International Workshop on Active Tectonics, Earthquake Geology, Archaeology and Engineering, Corinth, Greece

Papanikolaou, D., Alexandri, M., Nomikou, P. & Ballas, D. [2002]. Morphotectonic structure of the western part of the North Aegean Basin based on swath bathymetry. *Marine Geology*, 190:465-492.

Papazachos, B. C., Papadimitriou, E. E., Kiratzi, A., Papazachos, C. B., & Louvari, E. [1997a]. The stress field in the Aegean area as deduced from fault plane solutions of shallow earthquakes. IASPEI 29th General Assembly, Thessaloniki, 18-28.

Papazachos, C., & Nolet, G. [1997b]. P and S deep velocity structure of the Hellenic area obtained by robust nonlinear inversion of travel times. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 102(B4), 8349-8367.

Papazachos, B. C., Dimitriadis, S. T., Panagiotopoulos, D. G., Papazachos, C. B., & Papadimitriou, E. E. [2005]. Deep structure and active tectonics of the southern Aegean volcanic arc. *Developments in Volcanology*, 7: 47-64.

Papoutsis, I. (2014) Radar Interferometry for Monitoring Crustal Deformation, Geodetic Application in Greece. Diplome Electrical and Computer Engineer N.T.U.A, Athens

Parcharidis, I., Lagios, E., Sakkas, V., Raucoules, D., Feurer, D., Le Mouelic, S., King, C., Carnec, C., Novali, F., Ferretti, A., Capes, R., and Cooksley, G. [2006]. Subsidence monitoring within the Athens basin (Greece) using space radar interferometric techniques. *Earth, Planets and Space Journal*, 58: 505–513

Parcharidis, I., Foumelis, M., Kourkouli, P., Wegmuller, U., 2009. Persistent Scatterers InSAR to detect ground deformation over Rio-Antirio area (Western Greece) for the period 1992-2000. *Journal of Applied Geophysics* 68 (3), pp. 348-355.

Parks, M., Biggs, J., Pyle, D. M., Mather, T.A., Palamartchouk, K., Nomikou, P., Raptakis, K. & Ebmeir, S. [2012]. Renewed activity beneath Nea Kameni, Santorini volcano (Greece), identified from InSAR and GPS measurements. Annual Meeting Department of Earth Sciences Durham University 4th-6th January.

Perissoratis, C., and Papadopoulos, G. A. [1999]. Sediment instability and slumping in the southern Aegean Sea and the case history of the 1956 tsunami, *Marine Geology*, 161(2), 287–305.

Pichler, H., & Kussmaul, S. [1972]. The calc-alkaline volcanic rocks of the Santorini Group (Aegean Sea, Greece). *N. Jb. Miner. Abh*, 116, 268-307.

Pyle, D. M., & Elliott, J. R. [2006]. Quantitative morphology, recent evolution, and future activity of the Kameni Islands volcano, Santorini, Greece. *Geosphere*, 2(5), 253-268.

R

Reasenber, P., & Oppenheimer, D. H. [1985]. FPFIT, FPLOT and FPPAGE; Fortran computer programs for calculating and displaying earthquake fault-plane solutions (No. 85-739). US Geological Survey,.

Ross, D. L. [1840], *Reisen aur den griechischen Inseln des agaischen Meeres*. Stuttgart and Tübingen, 182 pp.

S

Sakellariou, D., Sigurdsson, H., Alexandri, M., Carey, S., Rousakis, G., Nomikou, P., Georgiou, P. and Ballas, D. [2010]. Active tectonics in the Hellenic Volcanic Arc: the Kolumbo submarine volcanic zone. *Δελτίον της Ελληνικής Γεωλογικής Εταιρίας*, 43(2), 1056-1063.

Sakellariou, D., Rousakis, G., Sigurdsson, H., Nomikou, P., Katsenis, I., Croff Bell, K. L., & Carey, S. [2012]. Seismic stratigraphy of Santorini's caldera: a contribution to the understanding of the Minoan eruption. In 10th Hellenic Symposium on Oceanography & Fisheries (pp. 7-11). 7-11 May. Mytilene Greece.

Saltogianni, V., & Stiros, S. C. [2012]. Modeling 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*, 56(4), 1037-1062.

Saltogianni, V., Stiros, S. C., Newman, A. V., Flanagan, K., & Moschas, F. [2014]. Time-space modeling of the dynamics of Santorini volcano (Greece) during the 2011–2012 unrest. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 119(11), 8517-8537.

Sigurdsson, H., Carey, S., Alexandri, M., Vougioukalakis, G., Croff, K., Roman, C., Sakellariou D., Anagnostou C., Rousakis G., Ioakim C., Gogou A., Ballas D., Misaridis T and Nomikou P. [2006]. Marine investigations of Greece's Santorini volcanic field. *EOS, Transactions American Geophysical Union*, 87(34), 337-342.

T

Tapete, D. and Cigna, F. [2012]. Rapid Mapping and Deformation Analysis over Cultural Heritage and Rural Sites Based on Persistent Scatterer Interferometry. *International Journal of Geophysics*, vol. 2012, Article ID 618609, 19 pages. doi:10.1155/2012/618609

Tofani, V., Raspini, F., Catani, F., & Casagli, N. [2013]. Persistent Scatterer Interferometry (PSI) technique for landslide characterization and monitoring. *Remote Sensing*, 5(3), 1045-1065.

V

Vespa, M., Keller, J., & Gertisser, R. [2006]. Interplinian explosive activity of Santorini volcano (Greece) during the past 150,000 years. Journal of Volcanology and Geothermal Research, 153(3), 262-286.

Vougioukalakis, G. [2005]. Blue Volcanoes-Santorini. Thira Municipal Corporation for the Development of Culture and Tourism & Institute for the Study and Monitoring of the Santorini Volcano. P.10,53

Vougioukalakis, G. E., & Fytikas, M. [2005]. Volcanic hazards in the Aegean area, relative risk evaluation, monitoring and present state of the active volcanic centers. Developments in Volcanology, 7, 161-183.

W

Waldhauser, F.[2001]. HypoDD: A Computer Program to Compute Double-difference Earthquake Location. Openfile report, 01-113. US Geological Survey.

Wessel, P., and W. H. F. Smith [1991]. Free Software helps Map and Display Data. EOS, Trans. Am. Geophys. Un. 72, 441 and 445–446.

Wessel, P., & Smith, W. H. [1995]. New version of the generic mapping tools.Eos, Transactions American Geophysical Union, 76(33), 329-329.

Wessel, P., and W. H. F. Smith [1998]. New, improved version of the Generic Mapping Tools Released. Eos, Transactions American Geophysical Union 79: 579.

W

Zebker, H. A., Rosen, P. A., and Hensley, S. [1997] Atmospheric effects in interferometric synthetic aperture radar surface deformation and topographic maps. Journal Of Geophysical Research; Solid Earth, 102(B4):7547-7563

ΕΛΛΗΝΟΓΛΩΣΗ ΒΙΒΛΙΟΓΡΑΦΙΑ

Δ

Δελήκαράογλου Δ., [2005], Ειδικά θέματα δορυφορικής γεωδαισίας, ΣΑΤΜ-ΕΜΠ, ΑΘΗΝΑ, σελ 72-83

K

Καρρά, Θ. [2011]. Προσομοίωση Παράκτιου Υδροφορέα Σαντορίνης με το SEAWAT. Διπλωματική εργασία. Εθνικό Μετσόβιο Πολυτεχνείο. Αθήνα.

Καρτάλης, Κ. & Φειδάς Χ. [2006]. Αρχές και εφαρμογές δορυφορικής τηλεπισκόπησης. Αθήνα. Εκδόσεις Γκιούρδας. σελ 61-64, 95-98, 145-148.

Κατσένης Ηλίας [2012]. Θαλάσσια γεωλογική δομή και σεισμική στρωματογραφία της καλδέρας της Σαντορίνης. Πτυχιακή εργασία. Τμήμα Γεωλογίας. Πανεπιστήμιο Πατρών.

Κολαΐτης, Α. [2011]. Μελέτη τεκτονικής και ηφαιστειογενούς σεισμικότητας νήσου Σαντορίνης. Διδακτορική διατριβή. Εθνικό Καποδιστριακό Πανεπιστήμιο. Αθήνα.

Κουρκούλη, Π., 2010, Παρατήρηση της εδαφικής παραμόρφωσης του δέλτα του Μόρνου με τη χρήση της συμβολομετρίας των σταθερών ανακλαστήρων., Μεταπτυχιακή εργασία, Μετσόβιο Πολυτεχνείο, Αθήνα

Λ

Λέκκας, Ε., Καραγεώργου, Χ. [2008]. Στοιχεία τέχνης και αισθητικής στα γεωδυναμικά φαινόμενα της Σαντορίνης. Μεταβλητότητα και εξέλιξη στη δυναμική του ωραίου. 2ο Διεθνές Διεπιστημονικό Συνέδριο, Ένωση Ελλήνων Φυσικών, σελ. 97-102, Αθήνα.

M

Μερτίκας Σ.Π. [2006]. Τηλεπισκόπηση και ψηφιακή ανάλυση εικόνας. Αθήνα. Εκδόσεις ΙΩΝ. σελ 194-199

Μουντράκης Δημ [2010]. Γεωλογία και γεωτεκτονική εξέλιξη της Ελλάδας. Θεσσαλονίκη. Εκδόσεις University Studio Press. σελ 136-138, 338, 355

Π

Παναγιωτόπουλος, Δ.Γ., 1984. Καμπύλες χρόνων διαδρομής και δομή του φλοιού στο Νότιο Βαλκανικό χώρο. Διδακτορική Διατριβή, Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης.

Παπαγεωργίου, Ε., Βασιλοπούλου, Σ., & Λάγιος, Ε. [2010]. Εφαρμογή GIS στο ηφαίστειο Σαντορίνης για ανάλυση εδαφικής παραμόρφωσης - Implementation of GIS in Santorini volcano for ground deformation analysis. Πανελλήνια (Διεθνή) Γεωγραφικά Συνέδρια, Συλλογή Πρακτικών, 1, 166-174.

Παπανικολάου, Ι., Σίδερης, Χρ. [2007] Γεωλογία. Η επιστήμη της Γης. Αθήνα, εκδόσεις Πατάκη. Σελ 100-102, 229-230

Παπανικολάου, Ι., [2015] Γεωλογία της Ελλάδας. Αθήνα, εκδόσεις Πατάκη. Σελ 71-73

Παυλίδης, Σπ. [2007]. Γεωλογία των σεισμών, Θεσσαλονίκη, University Studio Press. Σελ. 289-291, 299-308

Σ

Στεργίου Β., 2012, Διαφορική Συμβολομετρία Ρανταρ για εκτίμηση ρυθμών Παραμόρφωσης εδάφους στην Αλεξάνδρεια της Αιγύπτου και συσχέτιση με τις χρήσεις- κάλυψη γης στην ευρύτερη περιοχή., Πτυχιακή εργασία, Χαροκόπειο Πανεπιστήμιο, Αθήνα.

Φ

Φούμελης, Μ. [2009]. Μελέτη επιφανειακής παραμόρφωσης ευρύτερης περιοχής Αθηνών βάσει διαφορικών μετρήσεων GPS και συμβολομετρίας ραντάρ. Διδακτορική διατριβή, Εθνικό και Καποδιστριακό Πανεπιστήμιο Αθηνών, Αθήνα.

ΙΣΤΟΣΕΛΙΔΕΣ

<http://www.geo.auth.gr/765/> (Ηφαιστειολογία - Τριαντάφυλλος Σολδάτος) [τελευταία προσπ. 01-09-2016]

<http://earthexplorer.usgs.gov/> [τελευταία προσπ. 01-09-2016]

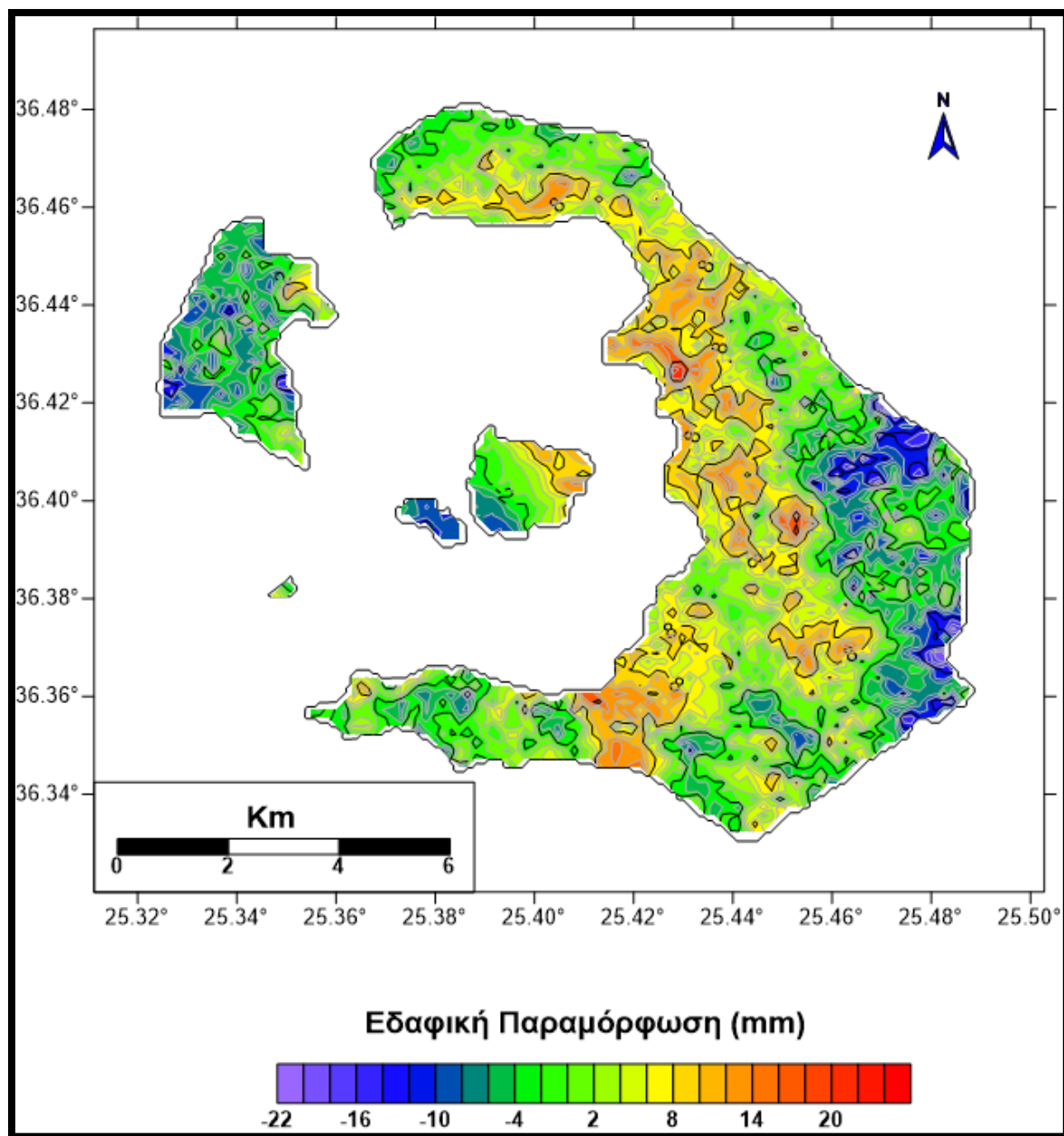
Πρακτικά συνεδρίου της ESA στη Σαντορίνη το 2012, <http://esaconferencebureau.com/2012-events/12m03/download-presentations> , [προσπ. 07-07-2012]

<http://bbnet.gein.noa.gr/HL/database> [τελευταία προσπ. 04-10-2016]

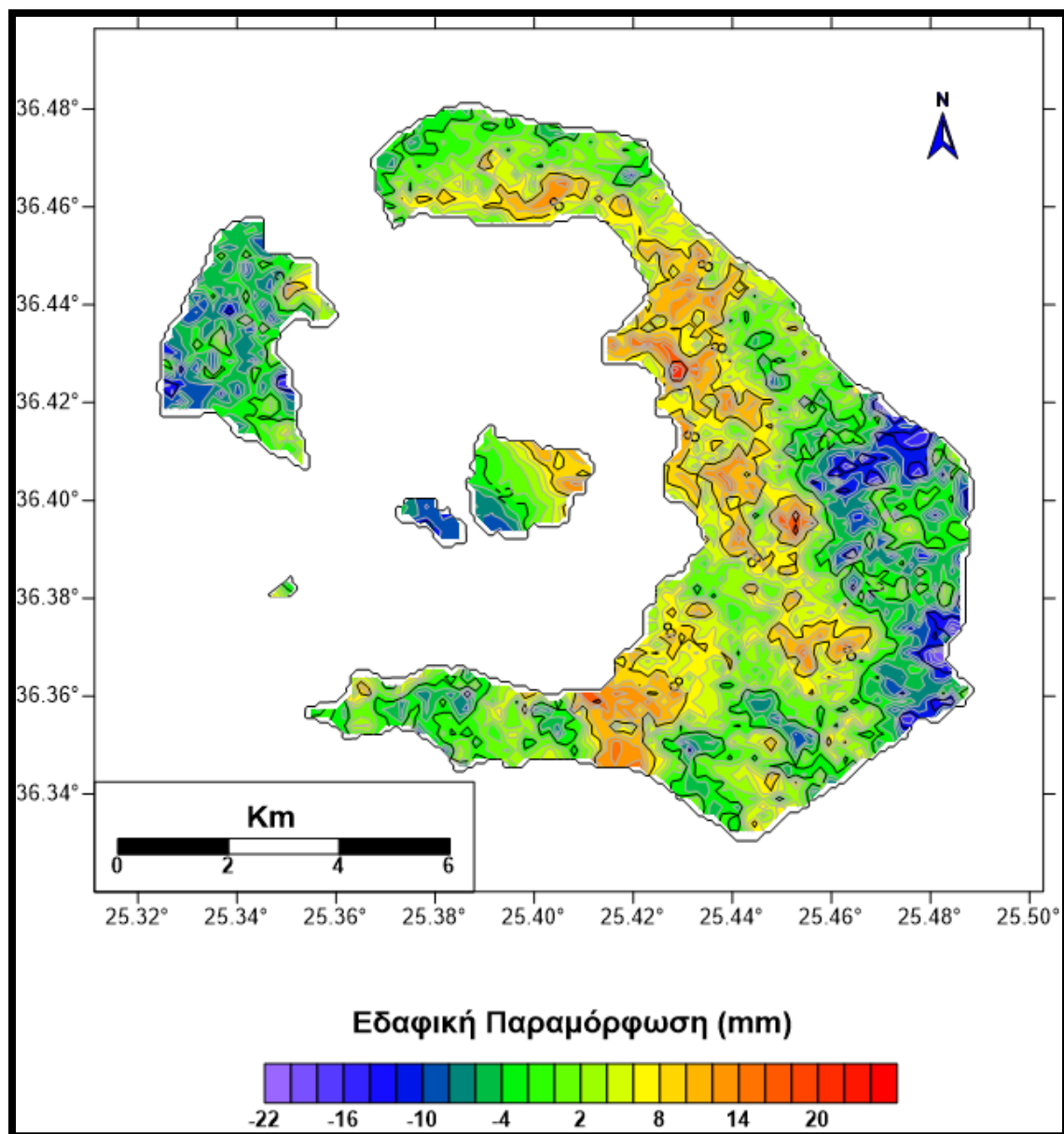
<http://www.gein.noa.gr/el/seismikotita/katalogoi-seismwn> [τελευταία προσπ. 04-10-2012]

ΠΑΡΑΡΤΗΜΑ 1

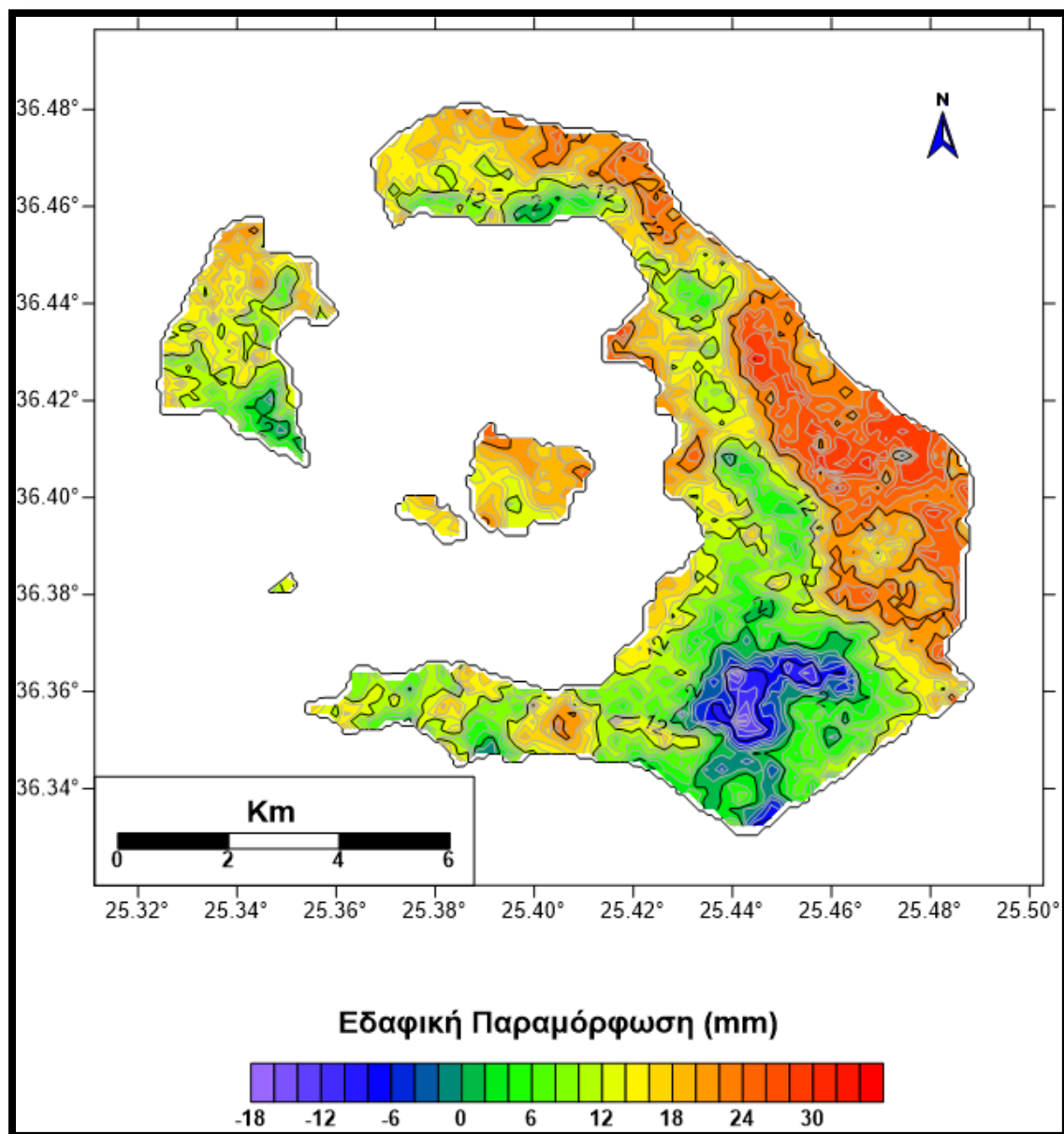
Για την σχεδίαση των ισομεγεθών καμπυλών (που αναφέρονται σε τιμές εδαφικής παραμόρφωσης) και την χαρτογράφηση της περιοχής μελέτης με σκοπό την καλύτερη και ευκρινέστερη προβολή επιλέχθηκε το λογισμικό Surfer. Στη συνέχεια Ακολουθεί η παράθεση των χαρτών που απεικονίζουν την μεταβολή της εδαφικής παραμόρφωσης για κάθε υποπερίοδο σε σχέση με την προηγούμενη.



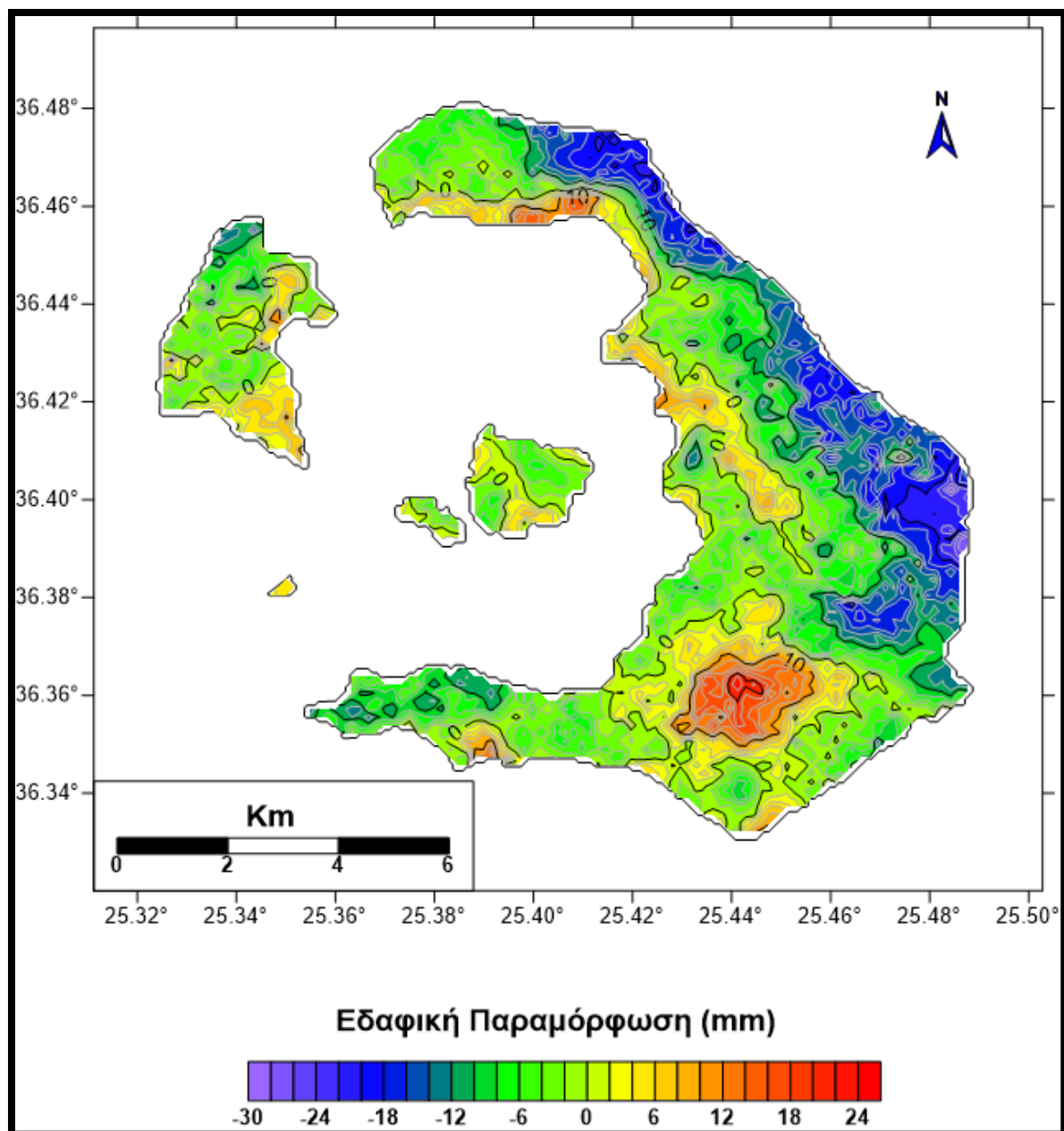
Χάρτης 36 Απεικόνιση της μεταβολής της κατανομής της εδαφικής παραμόρφωσης σε σχέση με την προηγούμενη περίοδο (με την υποπερίοδο T0:3/3/2011)



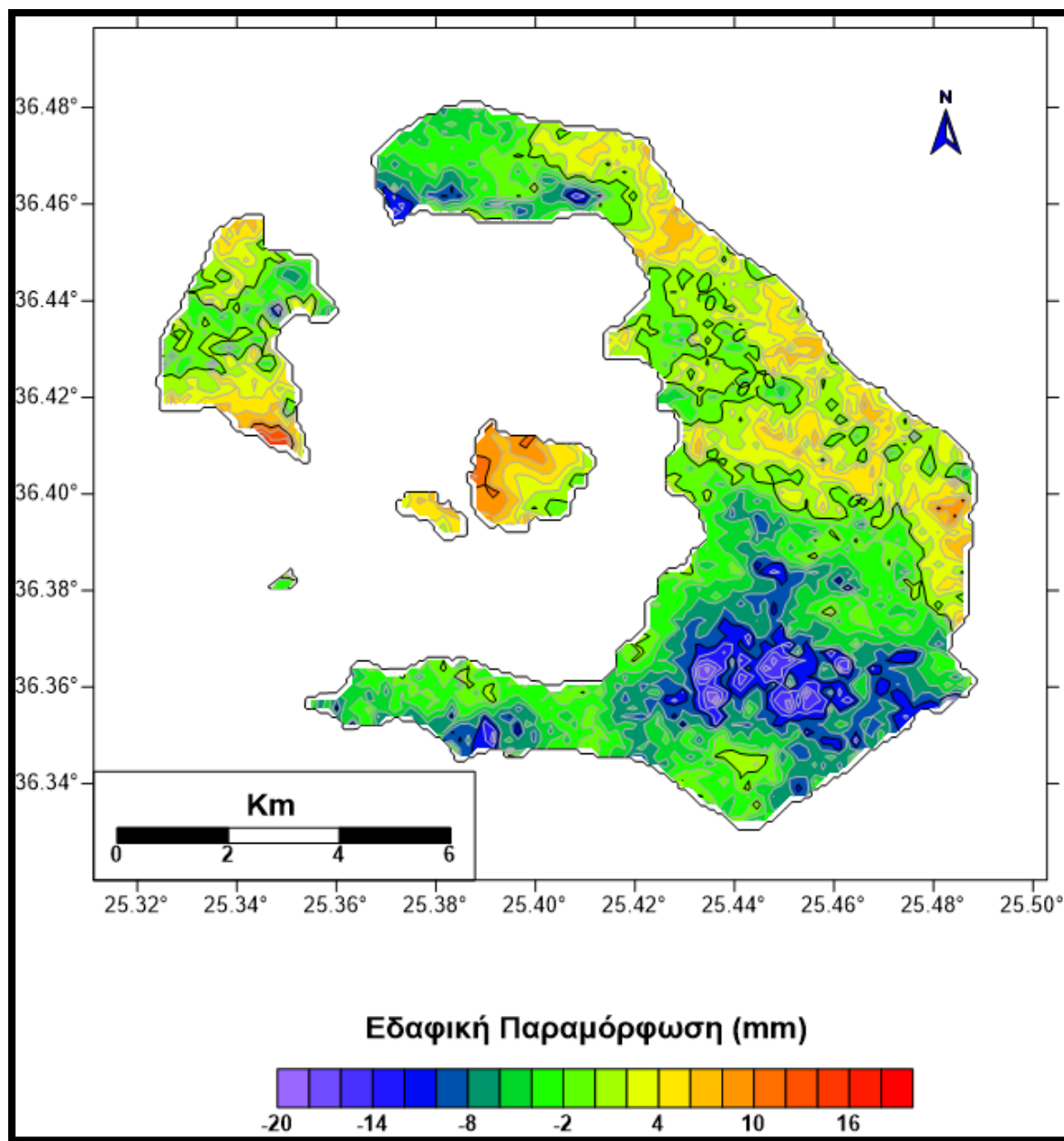
Χάρτης 37 Απεικόνιση της μεταβολής της κατανομής της εδαφικής παραμόρφωσης σε σχέση με την προηγούμενη περίοδο (με την υποπερίοδο T1:3/3/2011-2/5/2011)



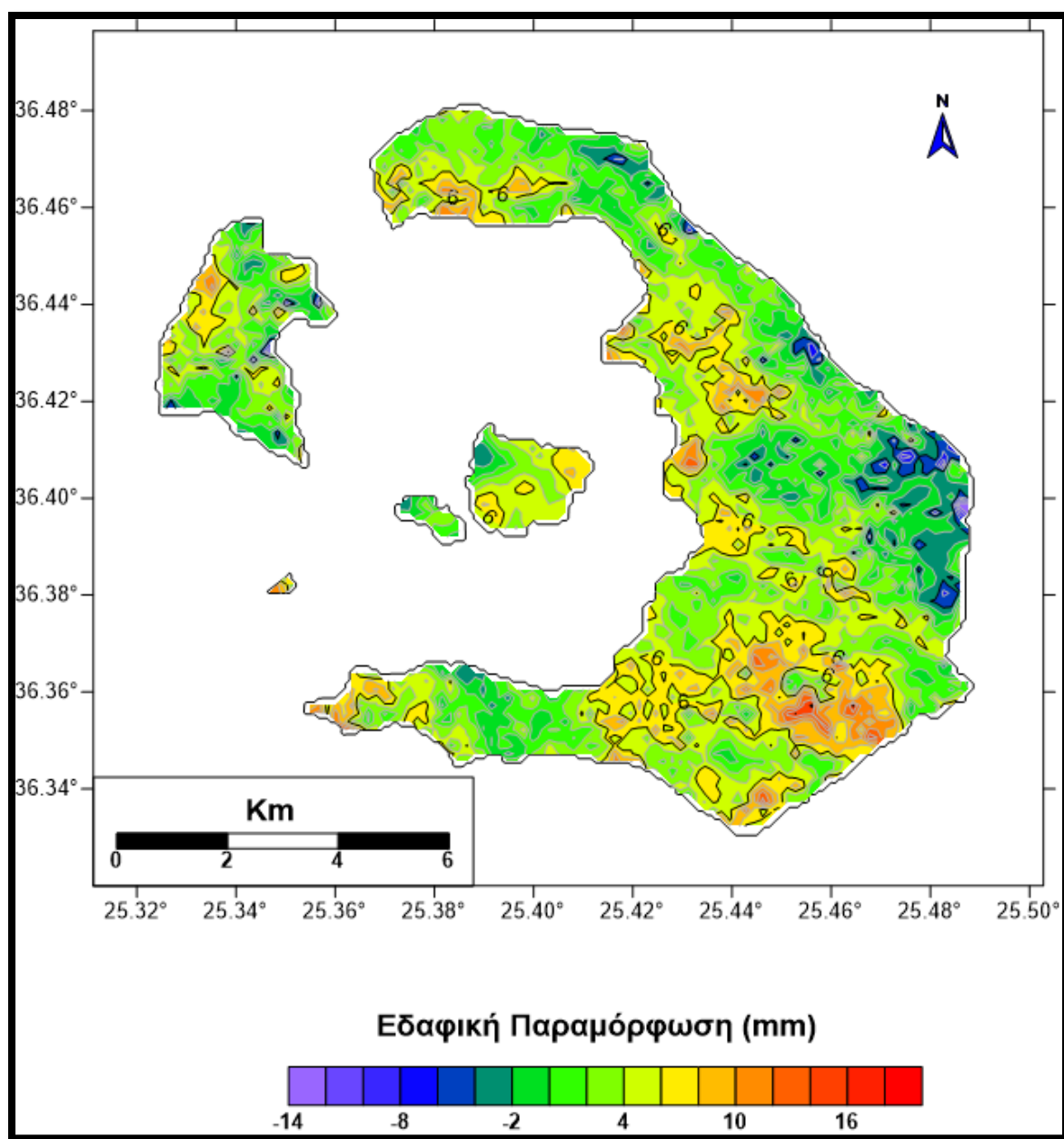
Χάρτης 38 Απεικόνιση της μεταβολής της κατανομής της εδαφικής παραμόρφωσης σε σχέση με την προηγούμενη περίοδο (με την υποπερίοδο T2:2/5/2011-01/07/2011)



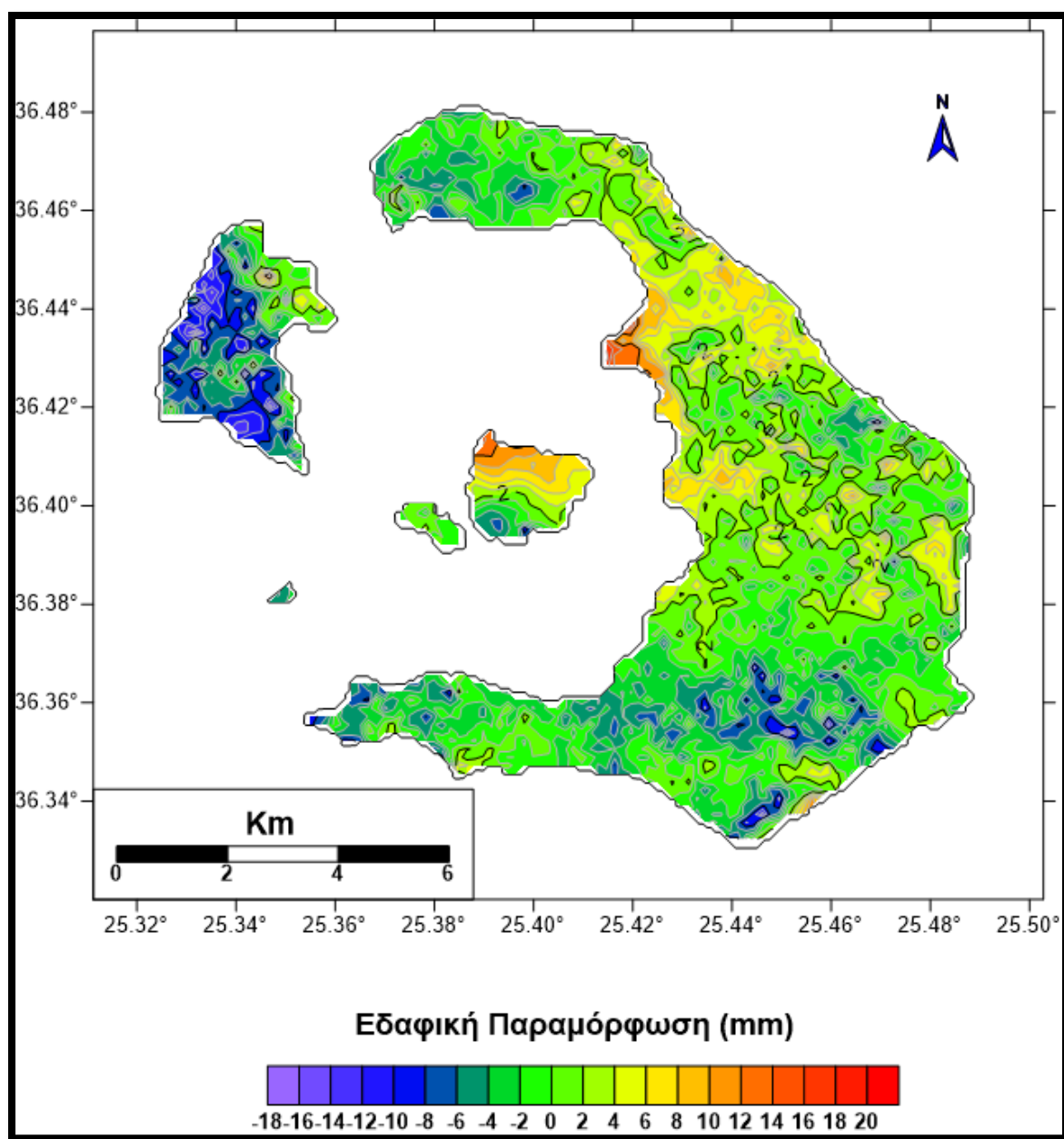
Χάρτης 39 Απεικόνιση της μεταβολής της κατανομής της εδαφικής παραμόρφωσης σε σχέση με την προηγούμενη περίοδο (με την υποπερίοδο T3:01/7/2011-31/7/2011)



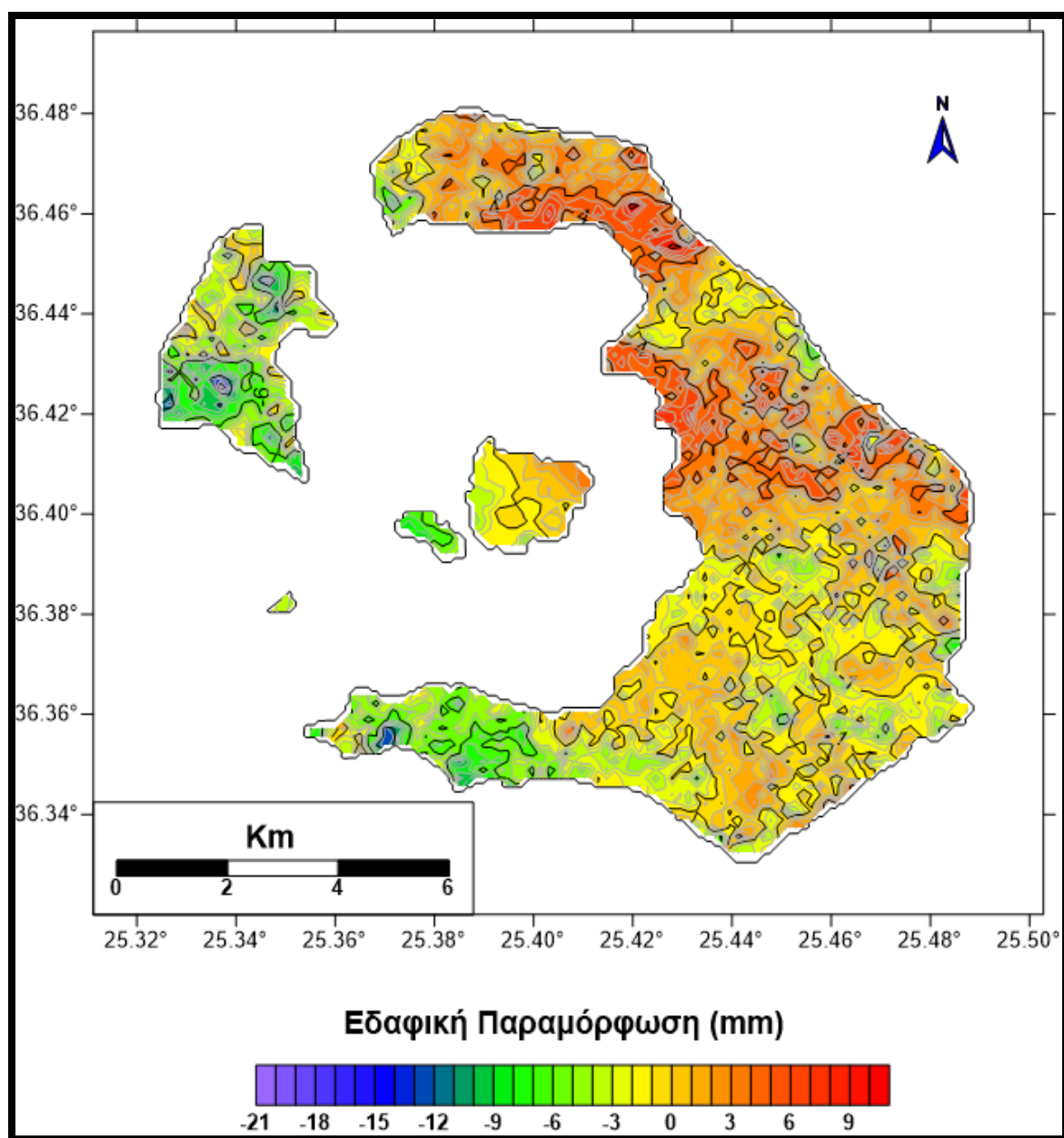
Χάρτης 40 Απεικόνιση της μεταβολής της κατανομής της εδαφικής παραμόρφωσης σε σχέση με την προηγούμενη περίοδο (με την υποπερίοδο T4:31/7/2011-30/8/2011)



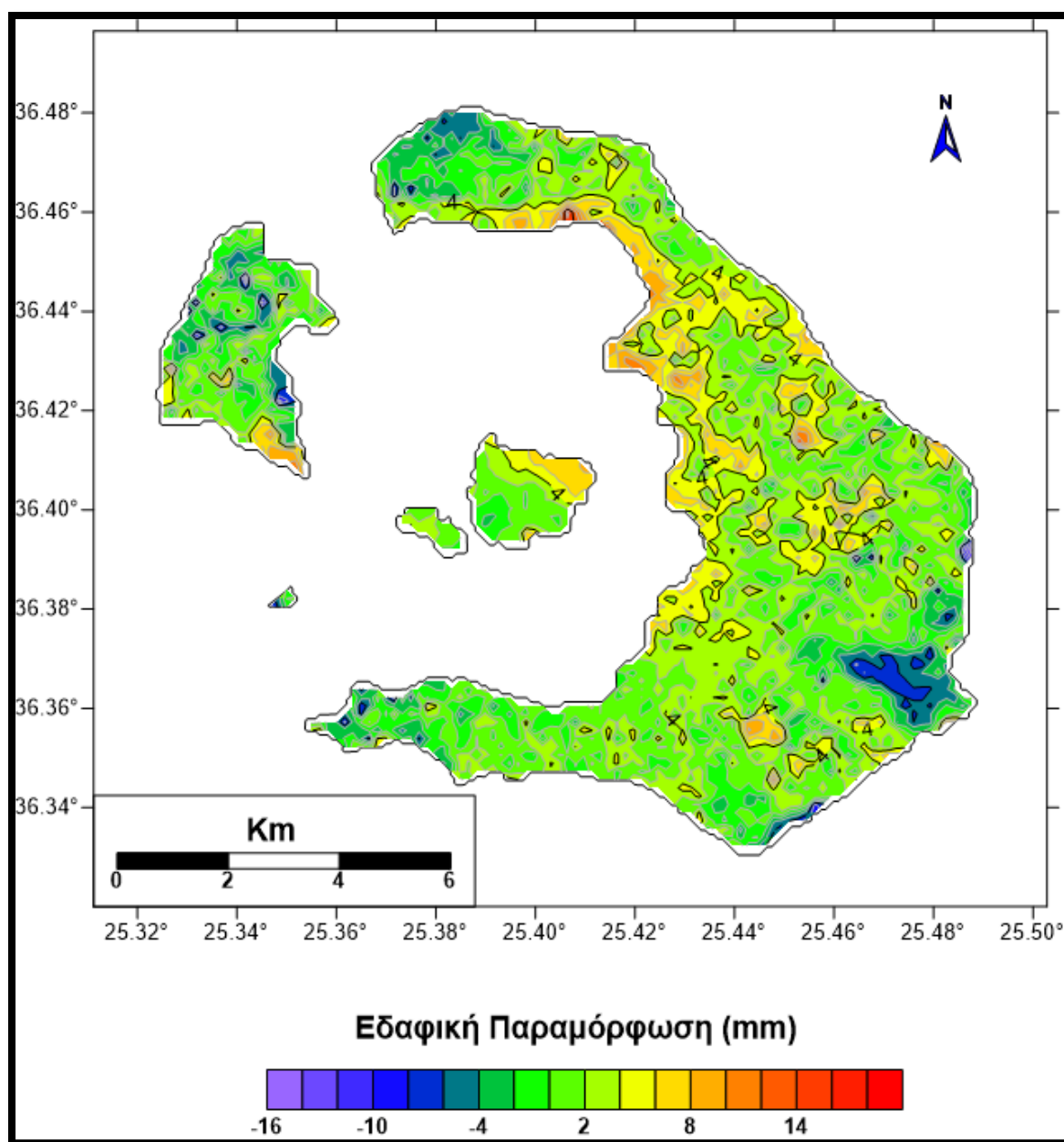
Χάρτης 41 Απεικόνιση της μεταβολής της κατανομής της εδαφικής παραμόρφωσης σε σχέση με την προηγούμενη περίοδο (με την υποπερίοδο T5:30/8/2011-29/9/2011)



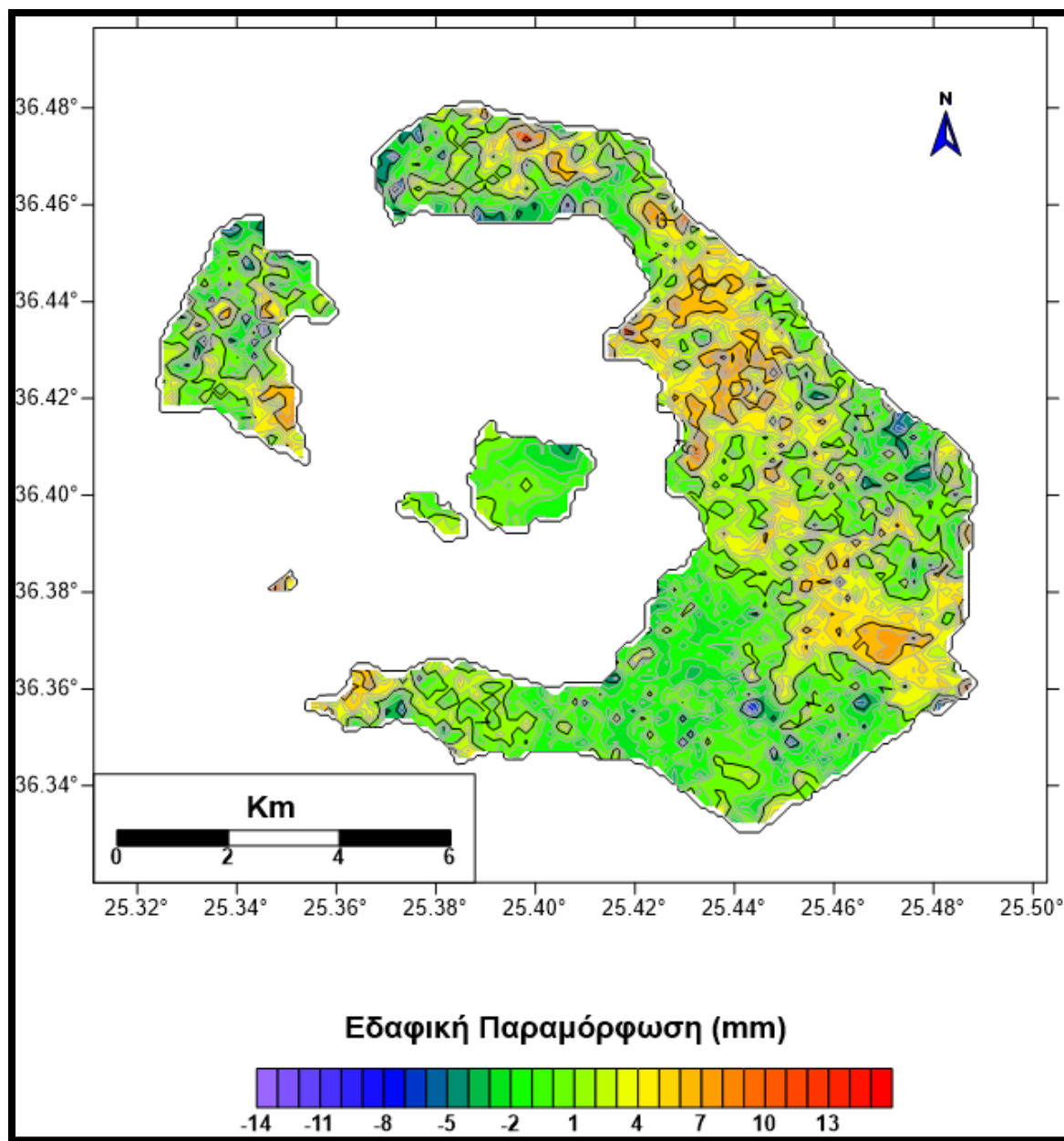
Χάρτης 42 Απεικόνιση της μεταβολής της κατανομής της εδαφικής παραμόρφωσης σε σχέση με την προηγούμενη περίοδο (με την υποπερίοδο T6:29/9/2011-29/10/2011)



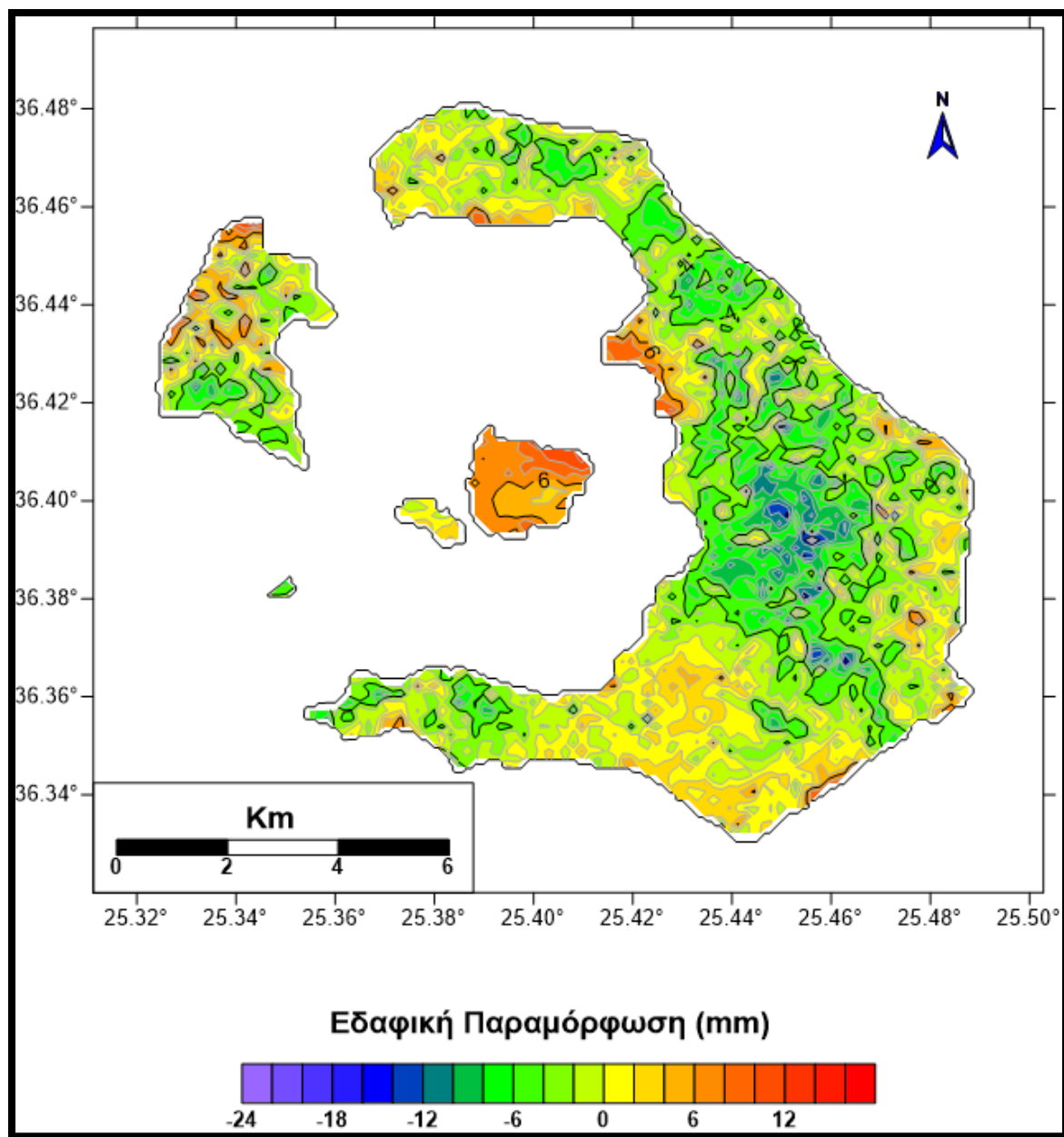
Χάρτης 43 Απεικόνιση της μεταβολής της κατανομής της εδαφικής παραμόρφωσης σε σχέση με την προηγούμενη περίοδο (με την υποπερίοδο T7:29/10/2011-28/11/2011)



Χάρτης 44 Απεικόνιση της μεταβολής της κατανομής της εδαφικής παραμόρφωσης σε σχέση με την προηγούμενη περίοδο (με την υποπερίοδο T8:28/11/2011-28/12/2011)



Χάρτης 45 Απεικόνιση της μεταβολής της κατανομής της εδαφικής παραμόρφωσης σε σχέση με την προηγούμενη περίοδο (με την υποπερίοδο T9:28/12/2011-27/1/2012)



Χάρτης 46 Απεικόνιση της μεταβολής της κατανομής της εδαφικής παραμόρφωσης σε σχέση με την προηγούμενη περίοδο (με την υποπερίοδο T10:27/01/2012-26/2/2012)

Από την μελέτη των διαγραμμάτων, παρατηρείται προοδευτική και συνεχιζόμενη εξέλιξη του φαινομένου σε όλες αυτές τις υποπεριόδους. Παρατηρείται πως οι μεγαλύτερες τιμές ανύψωσης σε κάθε υποπερίοδο απαντώνται στην περιοχή της Ν. Καμμένης και της Δυτικής-Κεντρικής Σαντορίνης γεγονός που συνάδει με τον εντοπισμό του μεγαλύτερου ποσοστού των επικέντρων, για την περίοδο της μελέτης, στις ίδιες περιοχές. Στον αντίποδα οι μεγαλύτερες τιμές καθίζησης απαντώνται στις περιοχές της Β, ΝΔ και ΝΑ Σαντορίνης. Έτσι προκύπτει μια σαφή σχέση μεταξύ επικεντρωμένης σεισμικότητας και υψηλών τιμών εδαφικής παραμόρφωσης.

[illegible]

[illegible]

[illegible]

[illegible]

[illegible]

[illegible]

[illegible]

ΔΙΑΘΕΣΙΜΟΤΗΤΑ ΔΕΔΟΜΕΝΩΝ ΓΙΑ ΤΟ ΕΤΟΣ 2012

[illegible]

[illegible]

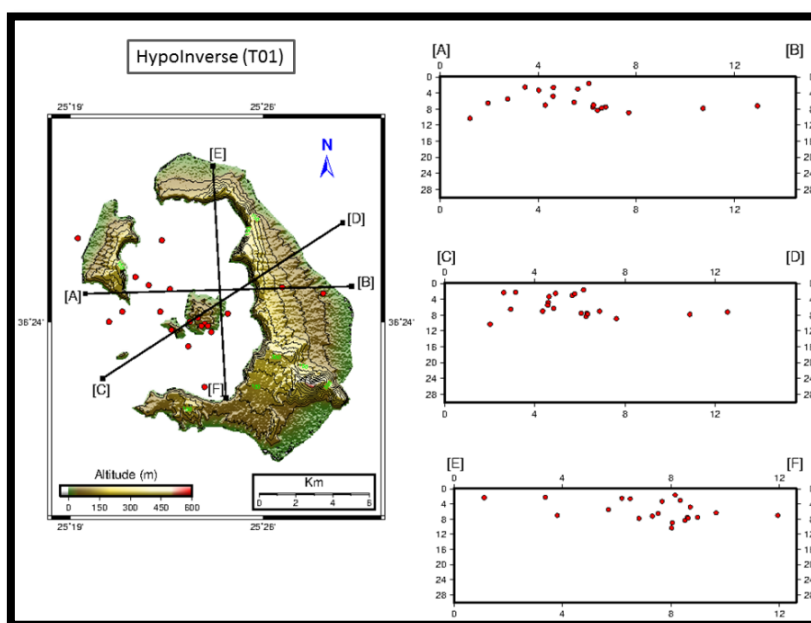
[illegible]

Στους πίνακες το μπλε σημαίνει πως υπάρχουν δεδομένα και το κόκκινο όχι:

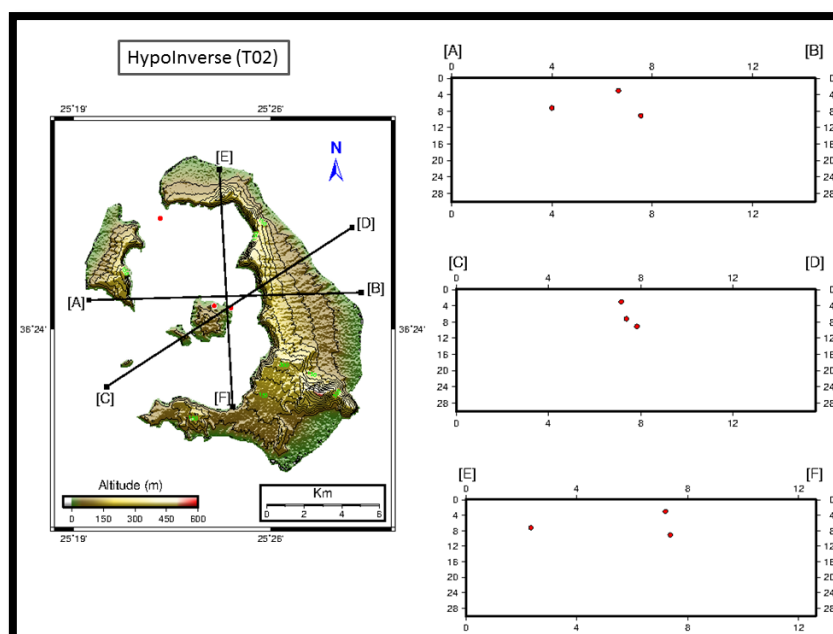
DATA	NO DATA
------	---------

ΠΑΡΑΡΤΗΜΑ 3

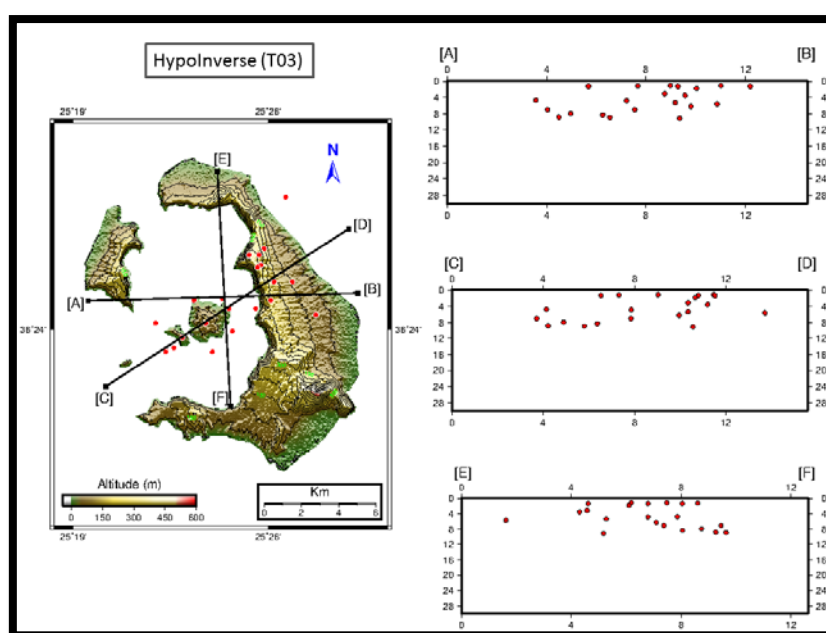
Στις παρακάτω εικόνες απεικονίζονται οι κατακόρυφες τομές κατά μήκος τριών γραμμών ανά χρονική περίοδο (T01-T11) και συνολικά και ανά πρόγραμμα προσδιορισμού επικέντρων (εκτός από τις τομές του HYPOINVERSE για το συνολικό χρονικό διάστημα) που παρουσιάστηκε στο κεφάλαιο 6 : (1) κατακόρυφη τομή κατά μήκος της γραμμής A-B (διεύθυνση Δ-Α), (2) κατακόρυφη τομή κατά μήκος της γραμμής C-D (διεύθυνση ΝΔ-ΒΑ) και (3) κατακόρυφη τομή κατά μήκος της γραμμής E-F (διεύθυνση Β-Ν). Η πρώτη εικόνα περιέχει το χάρτη με τη συνολική σεισμικότητα στα αριστερά και τις αντίστοιχες κατακόρυφες τομές και οι υπόλοιπες είναι με χρονολογική σειρά (T01-T02). Οι πρώτες 11 επόμενες αφορούν τα αποτελέσματα που προέκυψαν από το HypoInverse, οι εικόνες 12 εικόνες αφορούν τα αποτελέσματα που προέκυψαν από το hγρο71, οι επόμενες 12 τα αποτελέσματα από το HγροDD με επαναπροσδιορισμό παραμέτρων του Hγρο71 και οι τελευταίες 12 αφορούν τα αποτελέσματα του HγροDD με επαναπροσδιορισμό παραμέτρων του HypoInverse.



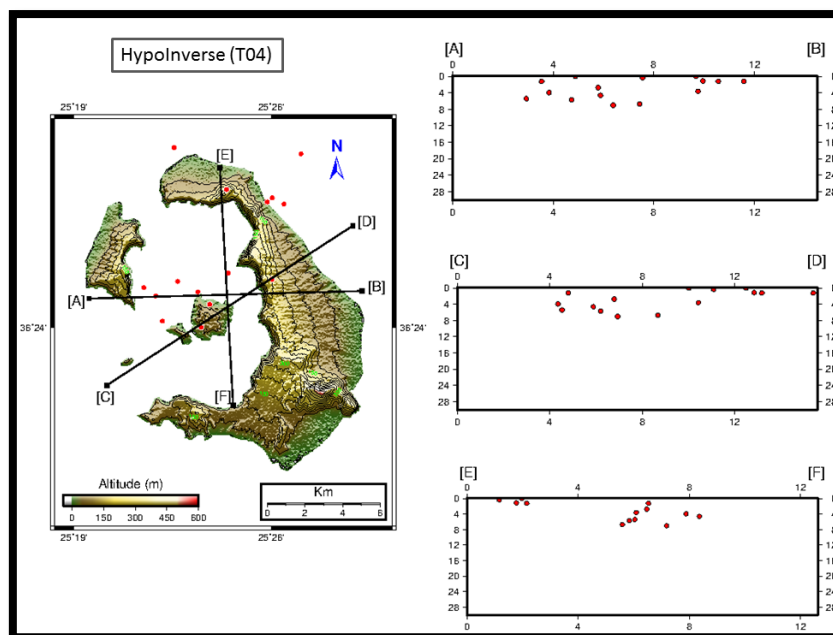
Εικόνα 28 Κατακόρυφες τομές (cross section) των υποκέντρων όπως αυτά προσδιορίστηκαν με hypoInverse για το χρονικό διάστημα T01 (3/3/2011-02/05/2011).



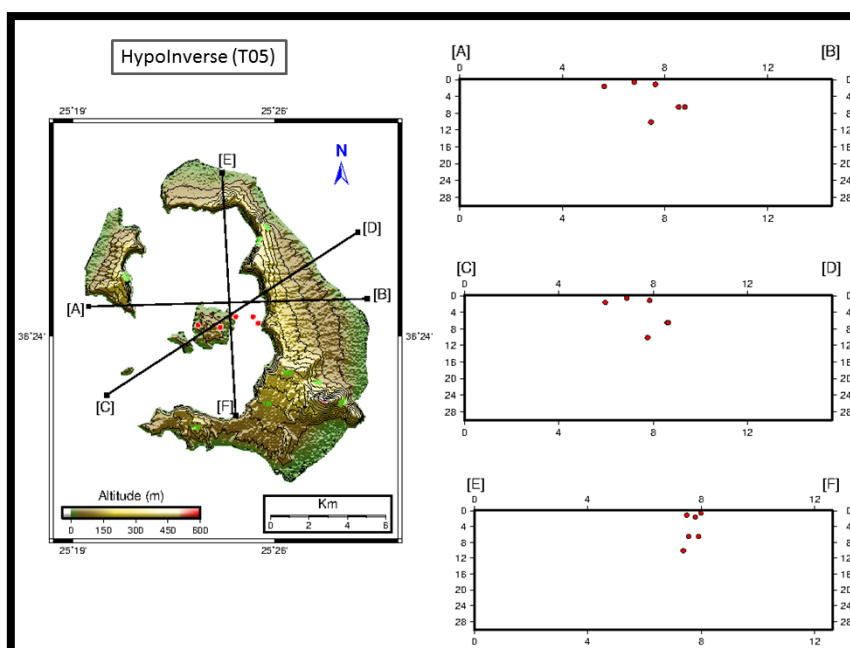
Εικόνα 29 Κατακόρυφες τομές (cross section) των υποκέντρων όπως αυτά προσδιορίστηκαν με *hypoInverse* για το χρονικό διάστημα T02 (02/05/2011-01/07/2011).



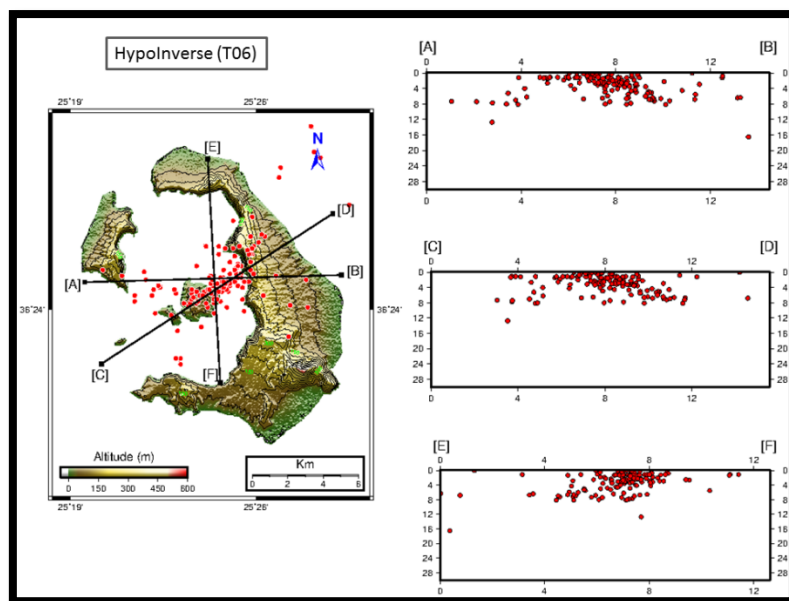
Εικόνα 30 Κατακόρυφες τομές (cross section) των υποκέντρων όπως αυτά προσδιορίστηκαν με *hypoInverse* για το χρονικό διάστημα T03 (01/07/2011-31/07/2011).



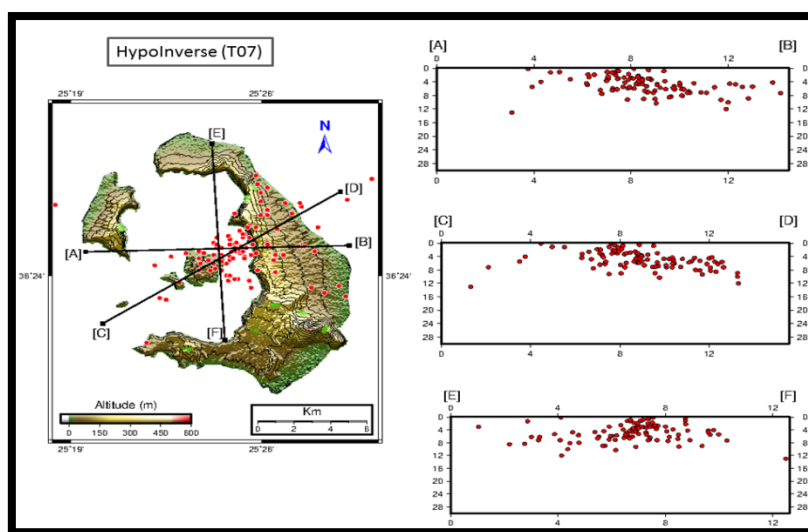
Εικόνα 31 Κατακόρυφες τομές (cross section) των υποκέντρων όπως αυτά προσδιορίστηκαν με *hypoInverse* για το χρονικό διάστημα T04 (31/07/2011-30/08/2011).



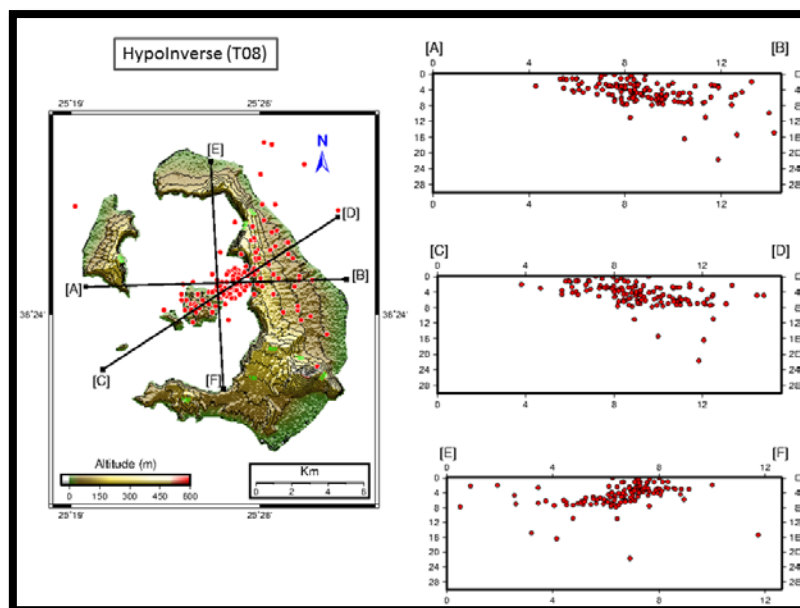
Εικόνα 32 Κατακόρυφες τομές (cross section) των υποκέντρων όπως αυτά προσδιορίστηκαν με *hypoInverse* για το χρονικό διάστημα T05 (30/08/2011-29/09/2011).



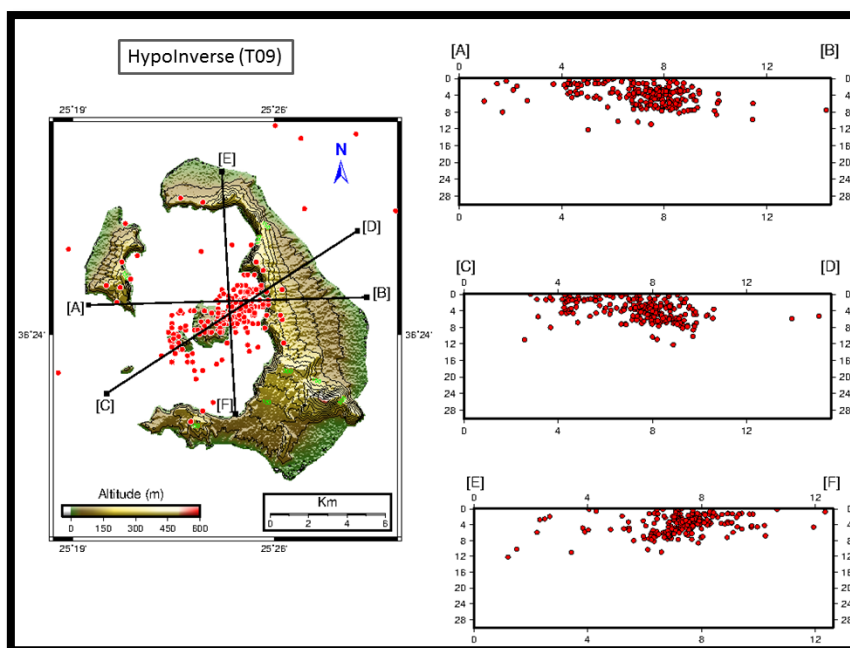
Εικόνα 33 Κατακόρυφες τομές (cross section) των υποκέντρων όπως αυτά προσδιορίστηκαν με *hypoInverse* για το χρονικό διάστημα T06 (29/09/2011-29/10/2011).



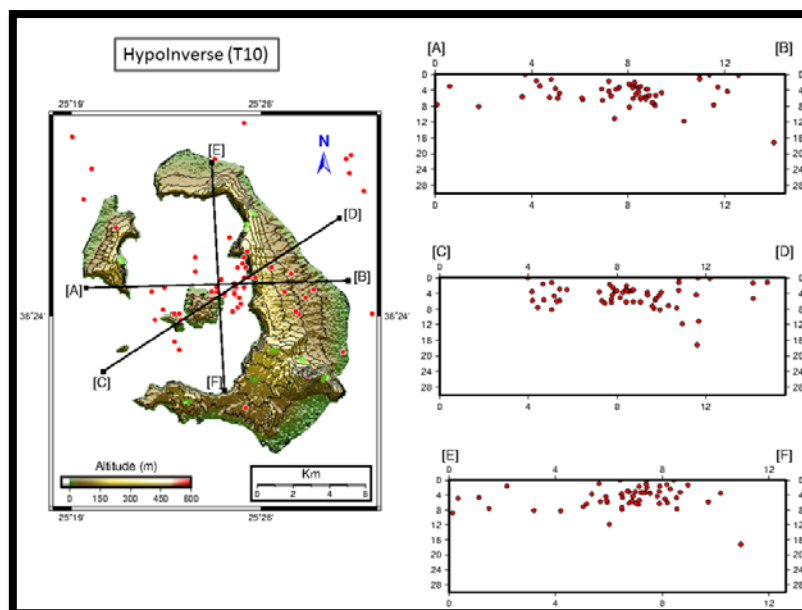
Εικόνα 34 Κατακόρυφες τομές (cross section) των υποκέντρων όπως αυτά προσδιορίστηκαν με *hypoInverse* για το χρονικό διάστημα T07 (29/10/2011-28/11/2011).



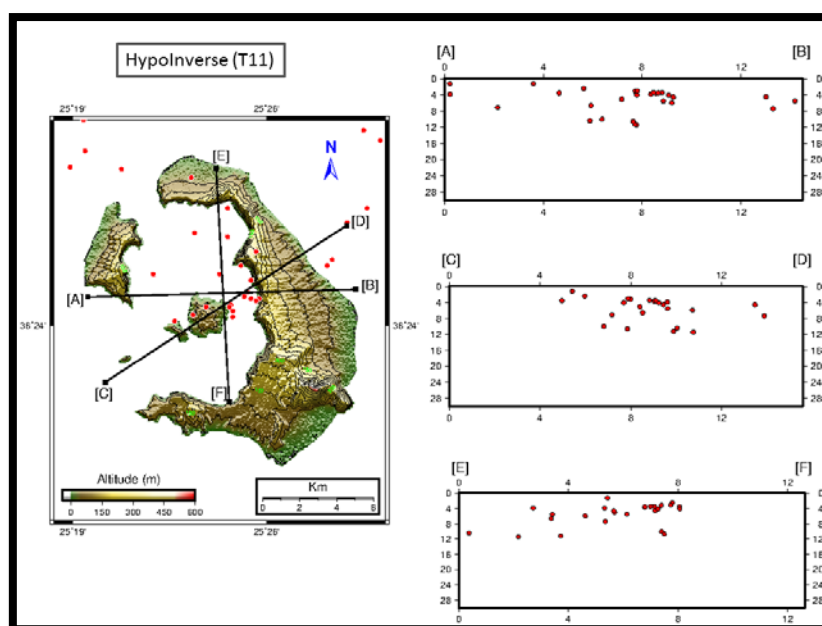
Εικόνα 35 Κατακόρυφες τομές (cross section) των υποκέντρων όπως αυτά προσδιορίστηκαν με *hypoInverse* για το χρονικό διάστημα T08 (28/11/2011-28/12/2011)



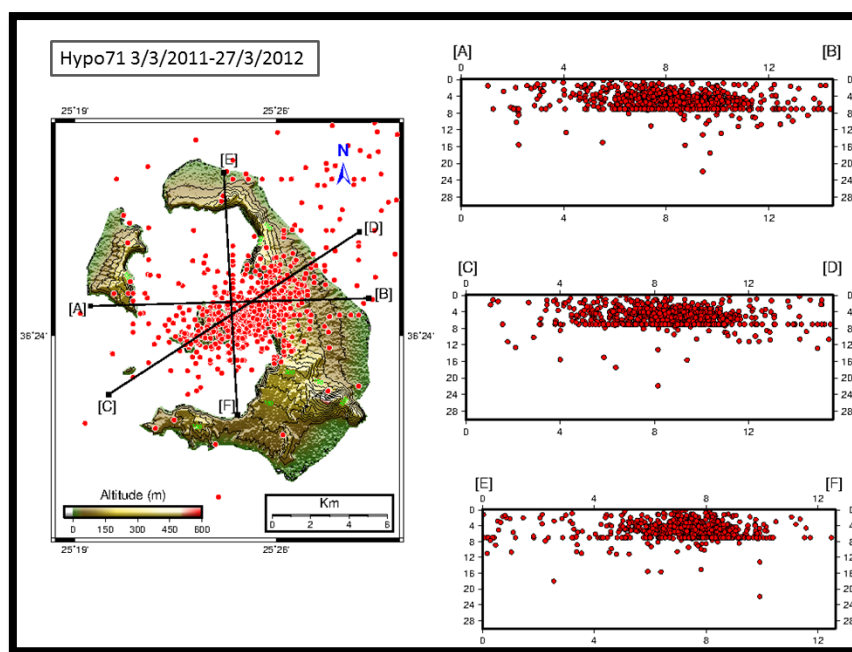
Εικόνα 36 Κατακόρυφες τομές (cross section) των υποκέντρων όπως αυτά προσδιορίστηκαν με *hypoInverse* για το χρονικό διάστημα T09 (28/12/2011-27/01/2012).



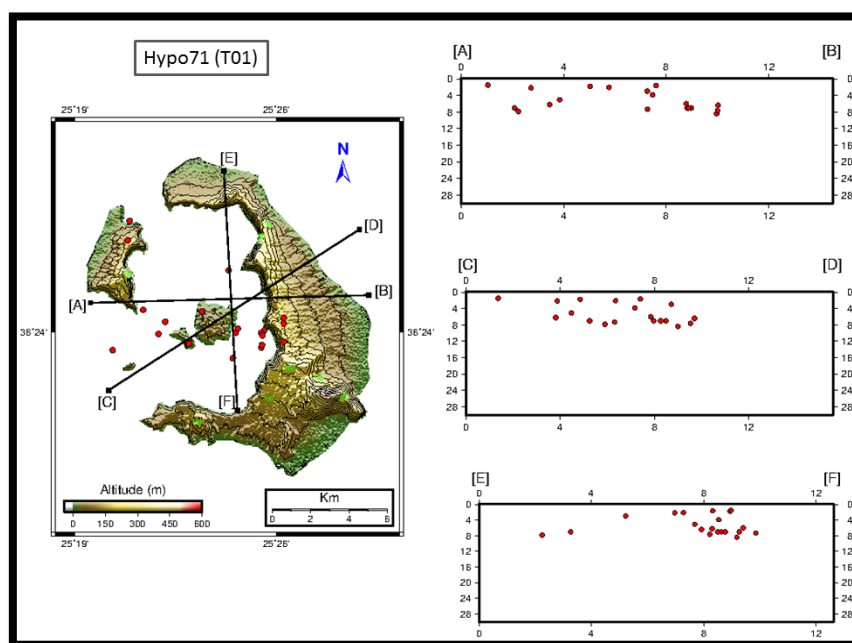
Εικόνα 37 Κατακόρυφες τομές (cross section) των υποκέντρων όπως αυτά προσδιορίστηκαν με *hypoInverse* για το χρονικό διάστημα T10 (27/01/2012-26/02/2012)



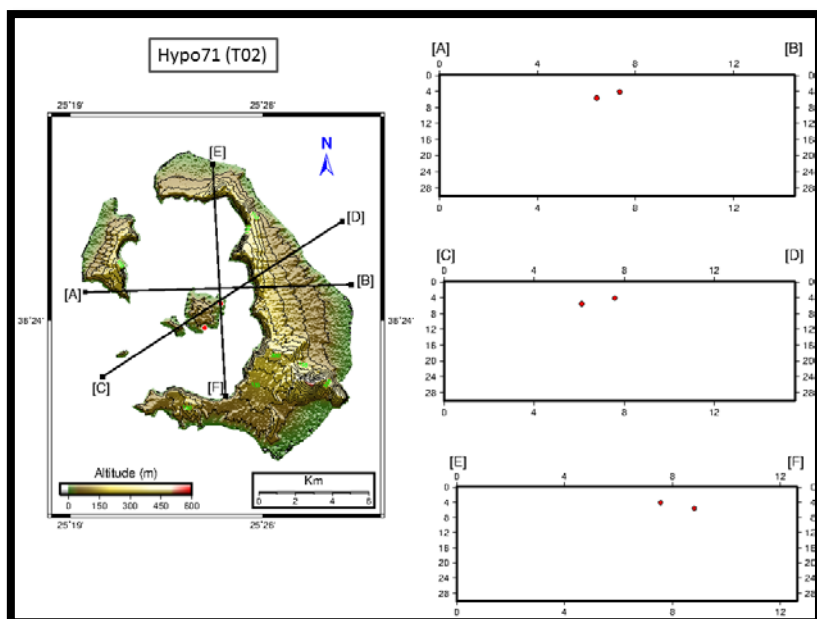
Εικόνα 38 Κατακόρυφες τομές (cross section) των υποκέντρων όπως αυτά προσδιορίστηκαν με *hypoInverse* για το χρονικό διάστημα T11 (26/02/2012-27/03/2012)



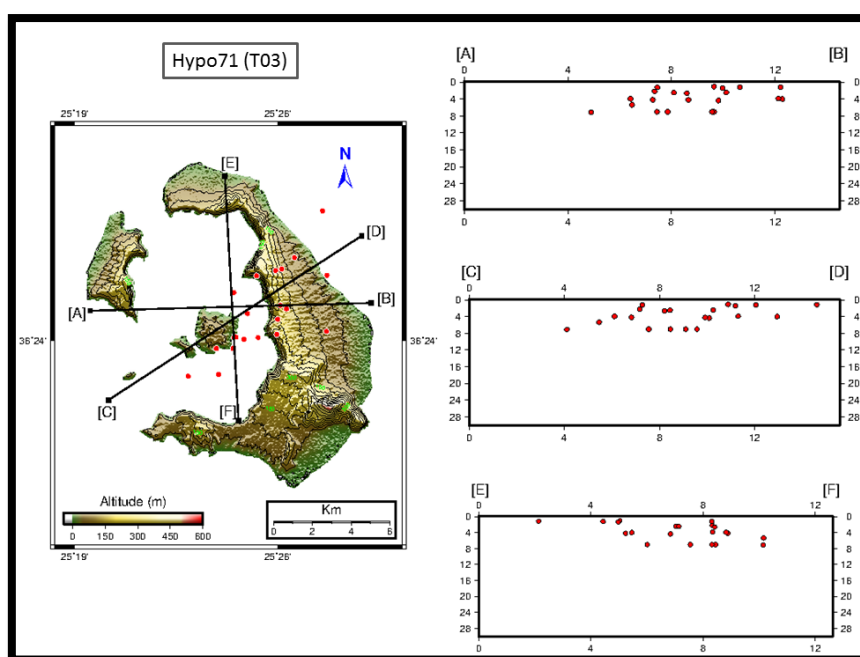
Εικόνα 39 Κατακόρυφες τομές (cross section) των υποκέντρων όπως αυτά προσδιορίστηκαν με *hypo71* για το χρονικό διάστημα T01-T11 συνολικά.



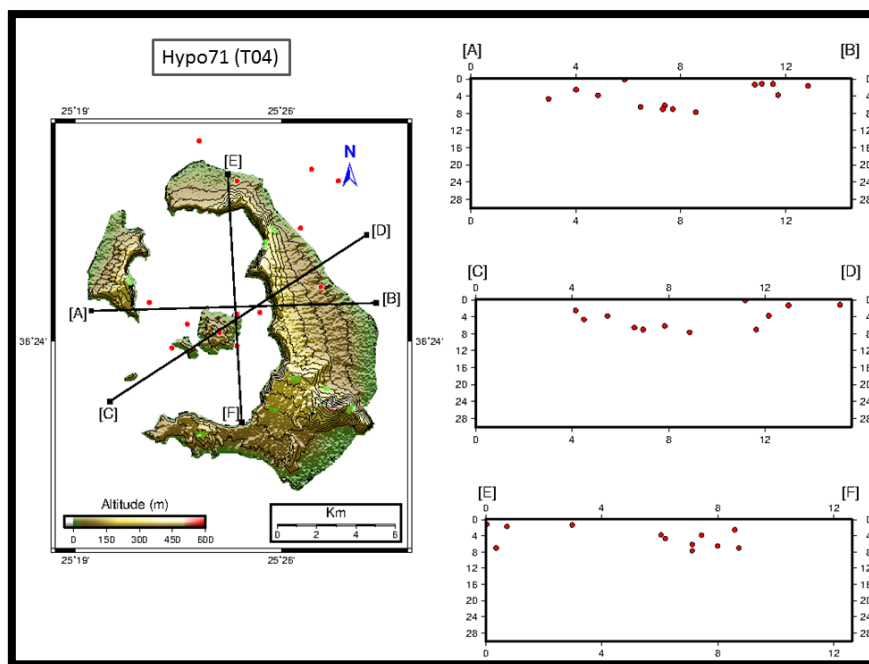
Εικόνα 40 Κατακόρυφες τομές (cross section) των υποκέντρων όπως αυτά προσδιορίστηκαν με *hypo71* για το χρονικό διάστημα T01 (3/3/2011-02/05/2011).



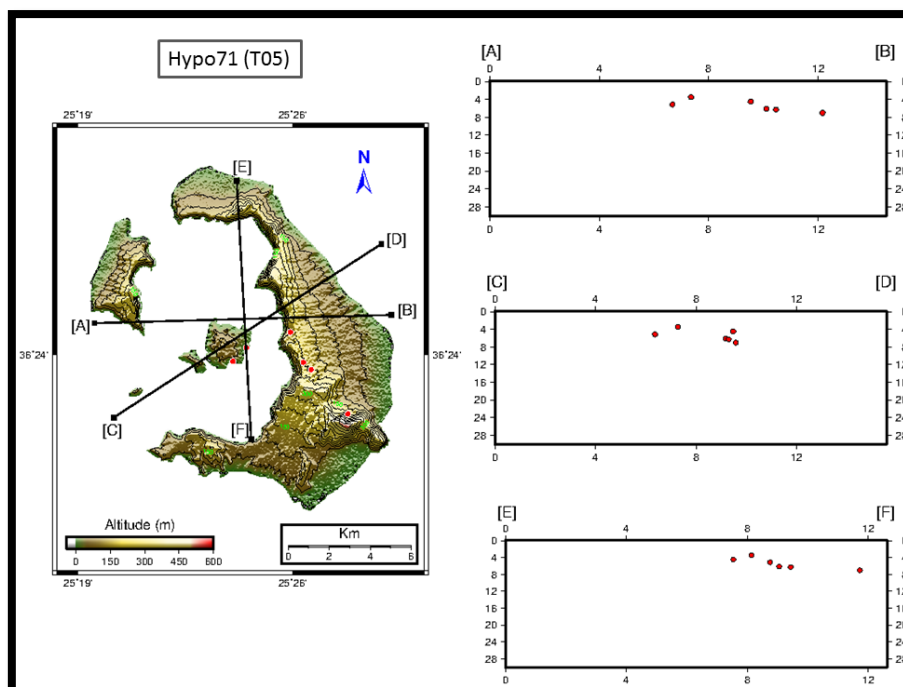
Εικόνα 41 Κατακόρυφες τομές (cross section) των υποκέντρων όπως αυτά προσδιορίστηκαν με hypo71 για το χρονικό διάστημα T02(02/05/2011-01/07/2011).



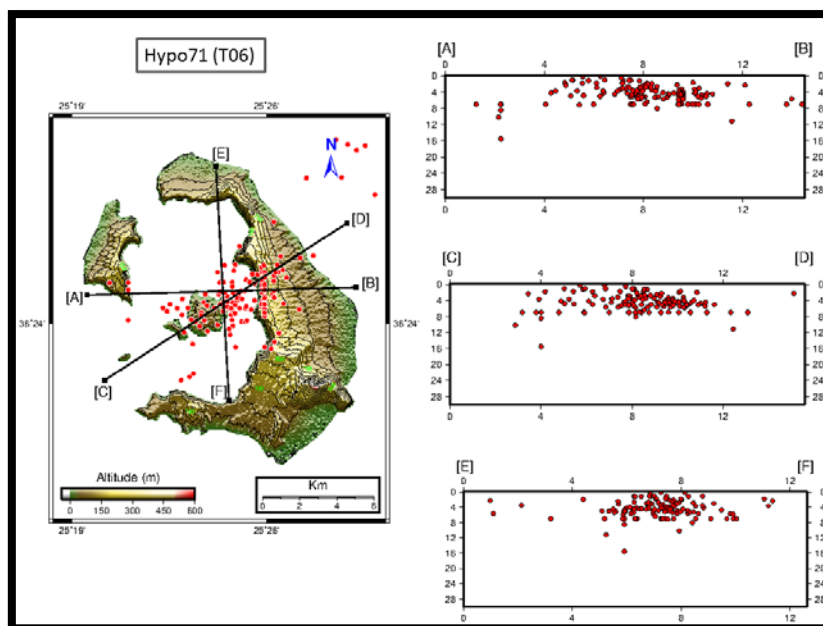
Εικόνα 42 Κατακόρυφες τομές (cross section) των υποκέντρων όπως αυτά προσδιορίστηκαν με hypo71 για το χρονικό διάστημα T03 (01/07/2011-31/07/2011).



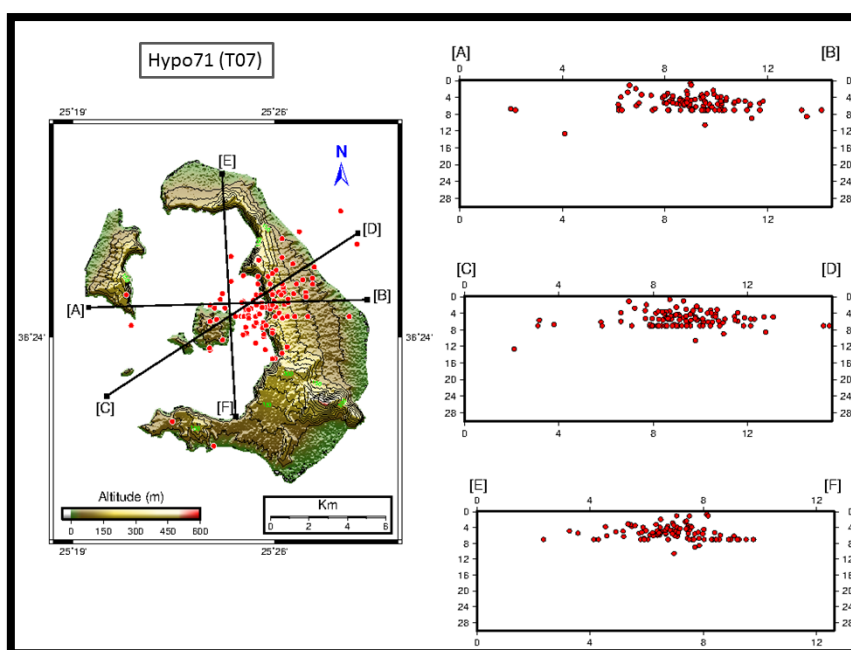
Εικόνα 43 Κατακόρυφες τομές (cross section) των υποκέντρων όπως αυτά προσδιορίστηκαν με *hypo71* για το χρονικό διάστημα T04 (31/07/2011-30/08/2011).



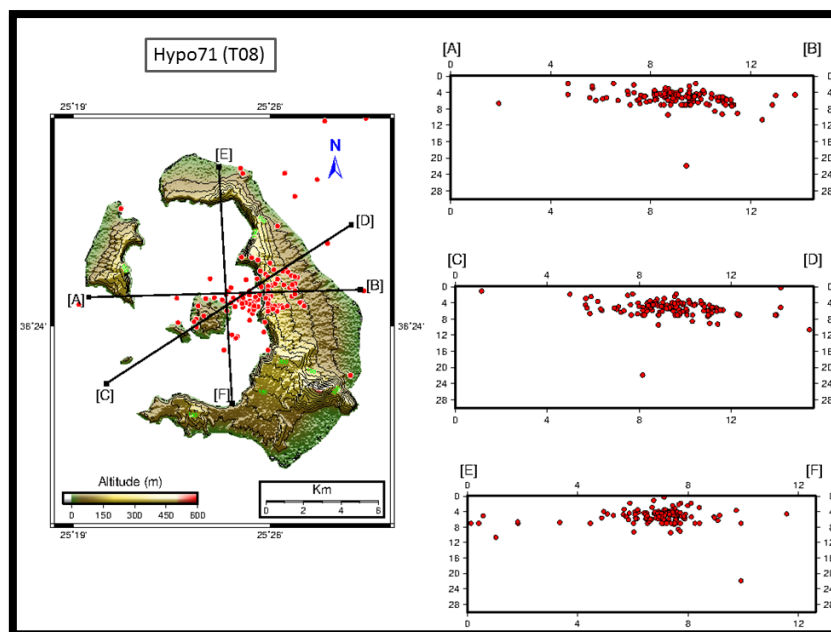
Εικόνα 44 Κατακόρυφες τομές (cross section) των υποκέντρων όπως αυτά προσδιορίστηκαν με *hypo71* για το χρονικό διάστημα T05 (30/08/2011-29/09/2011).



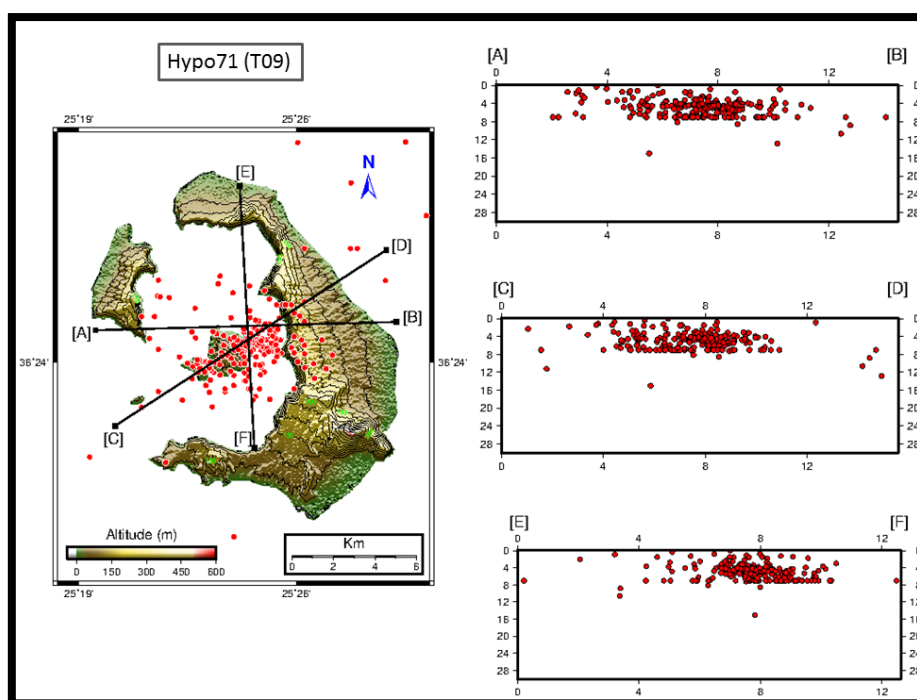
Εικόνα 45 Κατακόρυφες τομές (cross section) των υποκέντρων όπως αυτά προσδιορίστηκαν με *hypo71* για το χρονικό διάστημα T06 (29/09/2011 - 29/10/2011).



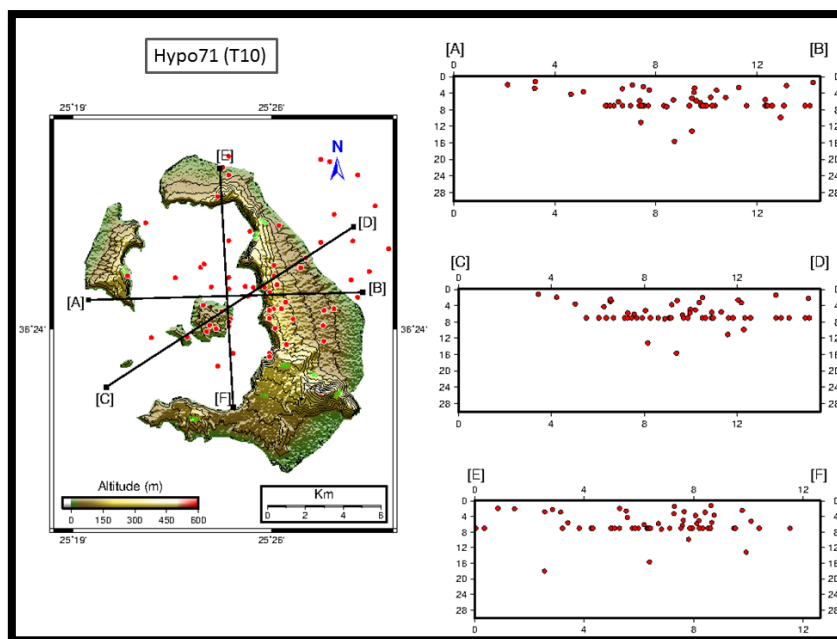
Εικόνα 46 Κατακόρυφες τομές (cross section) των υποκέντρων όπως αυτά προσδιορίστηκαν με *hypo71* για το χρονικό διάστημα T07 (29/10/2011- 28/11/2011).



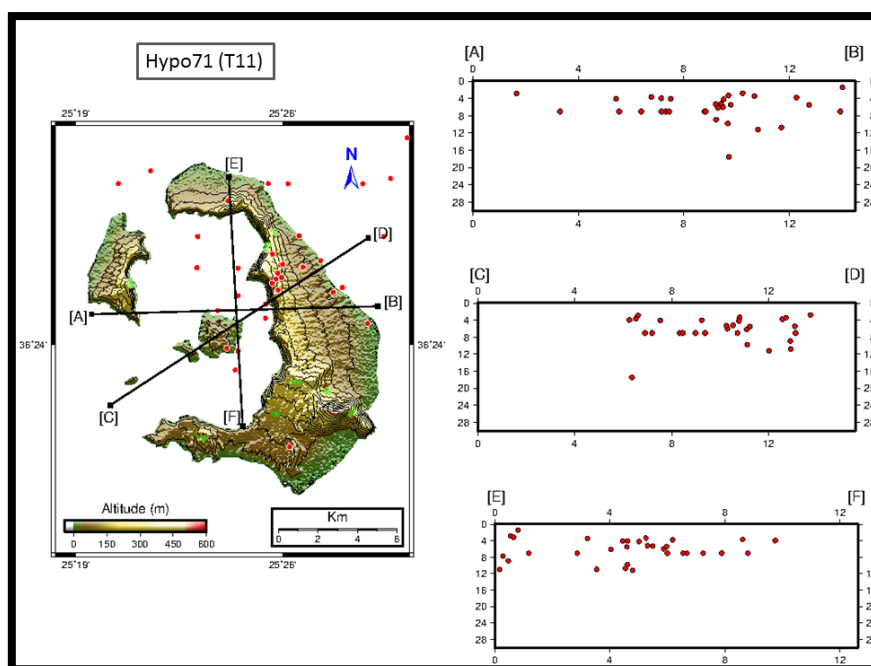
Εικόνα 47 Κατακόρυφες τομές (cross section) των υποκέντρων όπως αυτά προσδιορίστηκαν με hypo71 για το χρονικό διάστημα T08 (28/11/2011-28/12/2011).



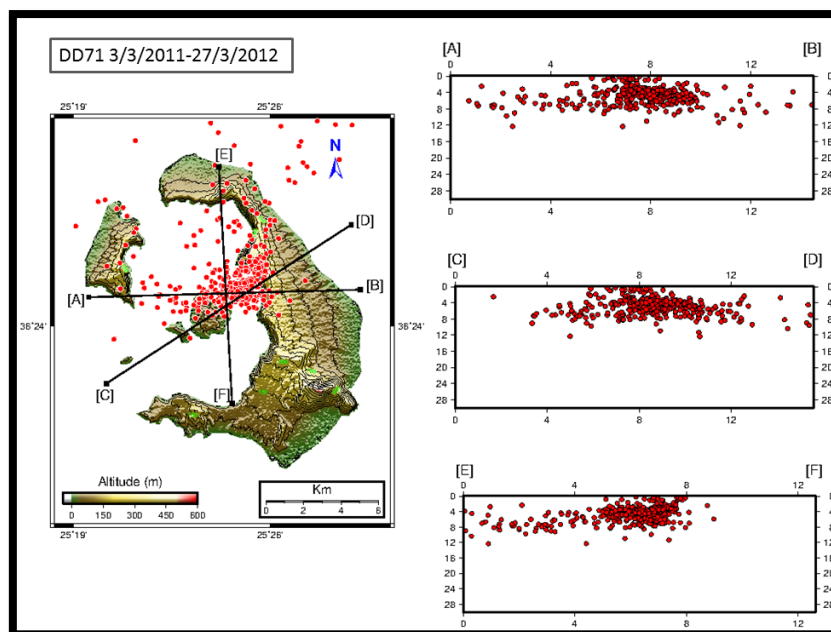
Εικόνα 48 Κατακόρυφες τομές (cross section) των υποκέντρων όπως αυτά προσδιορίστηκαν με hypo71 για το χρονικό διάστημα T09 (28/12/2011-27/01/2012).



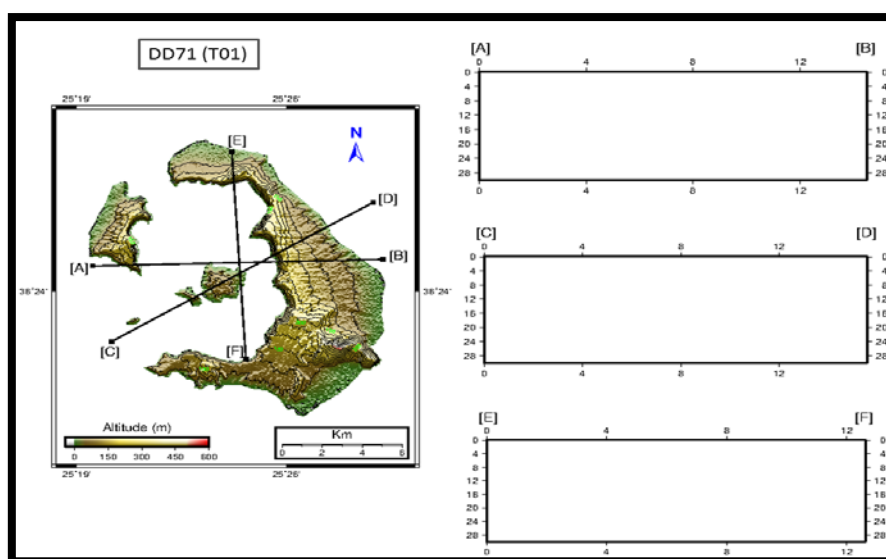
Εικόνα 49 Κατακόρυφες τομές (cross section) των υποκέντρων όπως αυτά προσδιορίστηκαν με *hypo71* για το χρονικό διάστημα T10 (27/01/2012-26/02/2012).



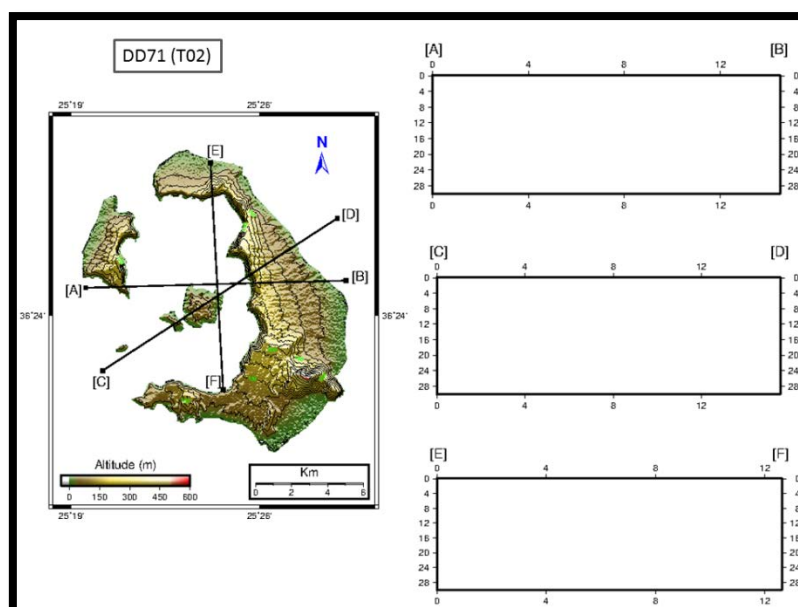
Εικόνα 50 Κατακόρυφες τομές (cross section) των υποκέντρων όπως αυτά προσδιορίστηκαν με *hypo71* για το χρονικό διάστημα T11 (26/02/2012-27/03/2012).



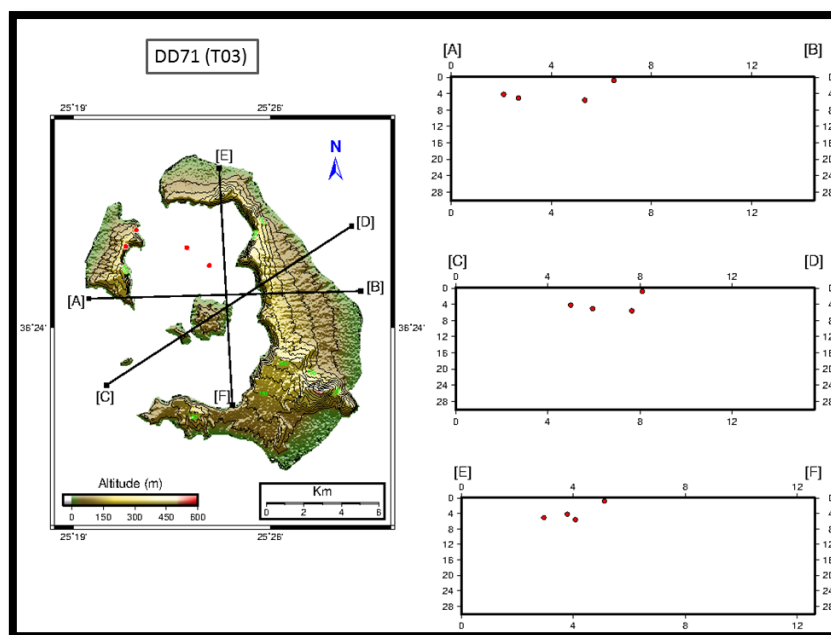
Εικόνα 51 Κατακόρυφες τομές (cross section) των υποκέντρων όπως αυτά προσδιορίστηκαν με HYPODD (επαναπροσδιορισμός *hypo71*) για το χρονικό διάστημα T01-T11 συνολικά.



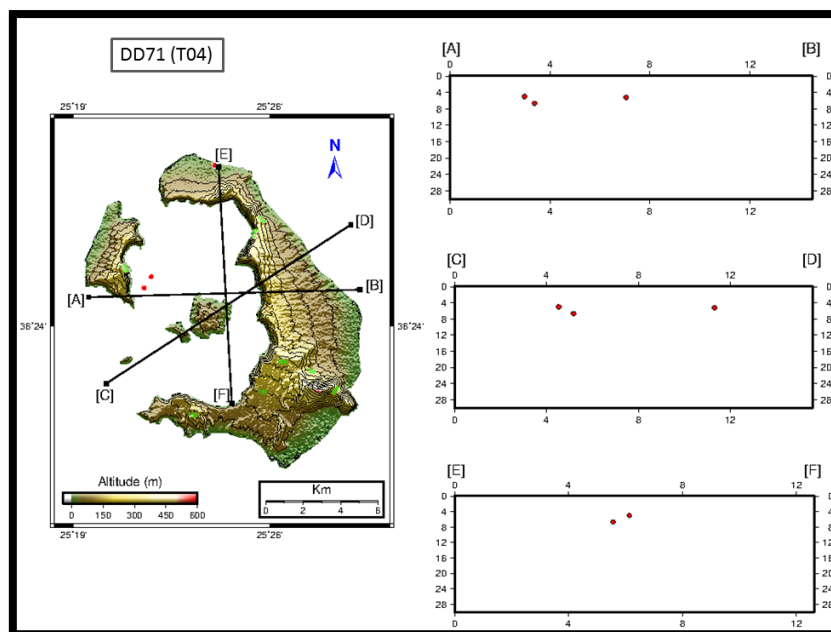
Εικόνα 52 Κατακόρυφες τομές (cross section) των υποκέντρων όπως αυτά προσδιορίστηκαν με HYPODD (επαναπροσδιορισμός *hypo71*) για το χρονικό διάστημα T01 (3/3/2011-02/05/2011).



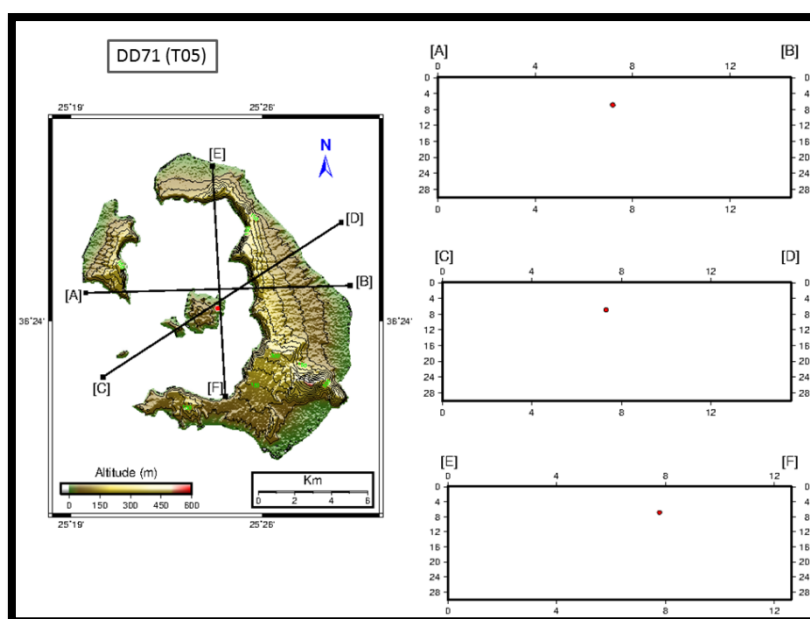
Εικόνα 53 Κατακόρυφες τομές (cross section) των υποκέντρων όπως αυτά προσδιορίστηκαν με HYPODD (επαναπροσδιορισμός ηγρο71) για το χρονικό διάστημα T02 (02/05/2011-01/07/2011).



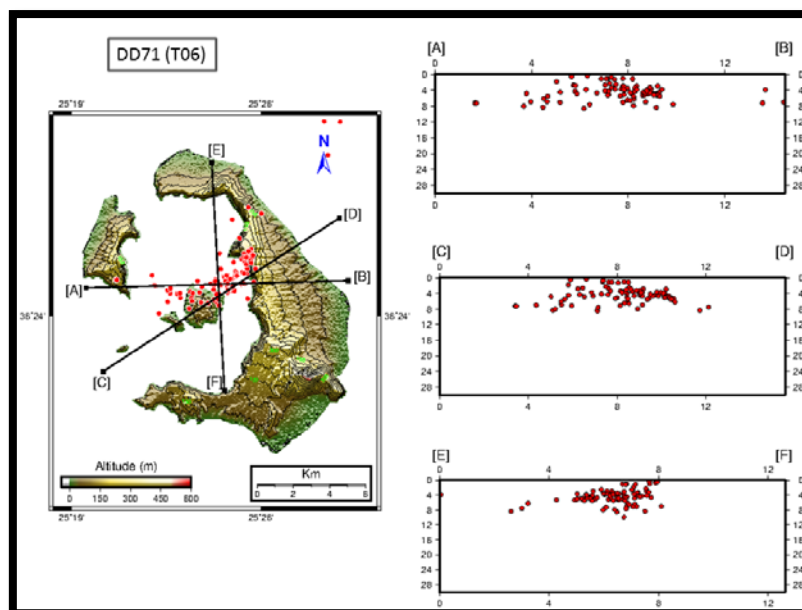
Εικόνα 54 Κατακόρυφες τομές (cross section) των υποκέντρων όπως αυτά προσδιορίστηκαν με HYPODD (επαναπροσδιορισμός ηγρο71) για το χρονικό διάστημα T03 (01/07/2011-31/07/2011).



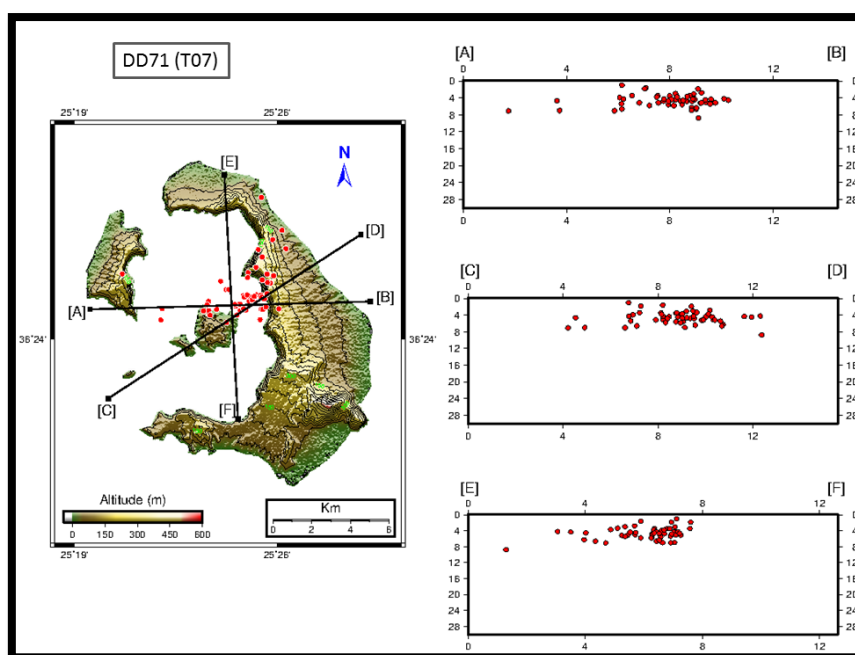
Εικόνα 55 Κατακόρυφες τομές (cross section) των υποκέντρων όπως αυτά προσδιορίστηκαν με HYPODD (επαναπροσδιορισμός *hypo71*) για το χρονικό διάστημα T04 (31/07/2011-30/08/2011).



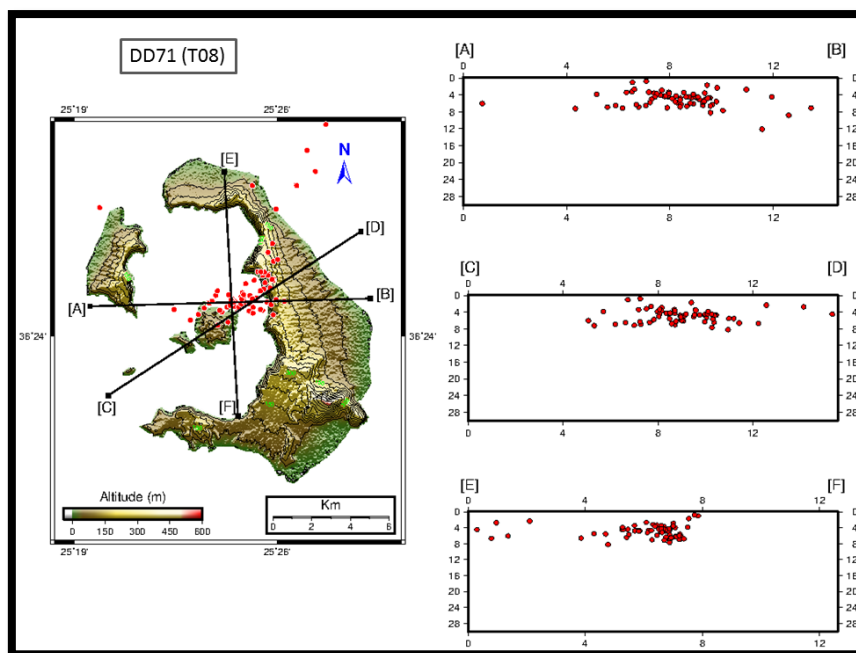
Εικόνα 56 Κατακόρυφες τομές (cross section) των υποκέντρων όπως αυτά προσδιορίστηκαν με HYPODD (επαναπροσδιορισμός *hypo71*) για το χρονικό διάστημα T05 (30/08/2011-29/09/2011).



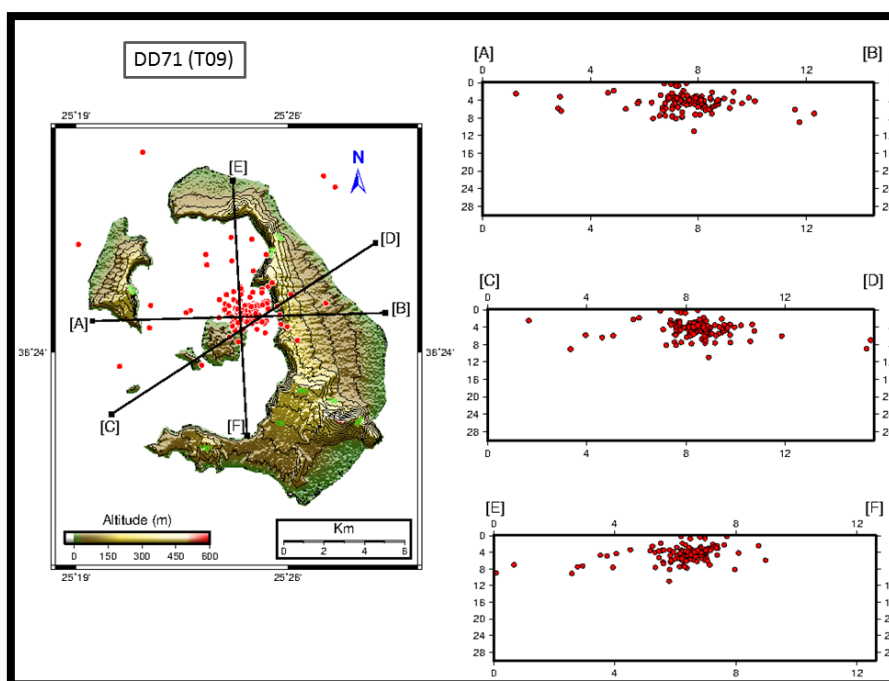
Εικόνα 57 Κατακόρυφες τομές (cross section) των υποκέντρων όπως αυτά προσδιορίστηκαν με HYPODD (επαναπροσδιορισμός *hypo71*) για το χρονικό διάστημα T06 (29/09/2011-29/10/2011).



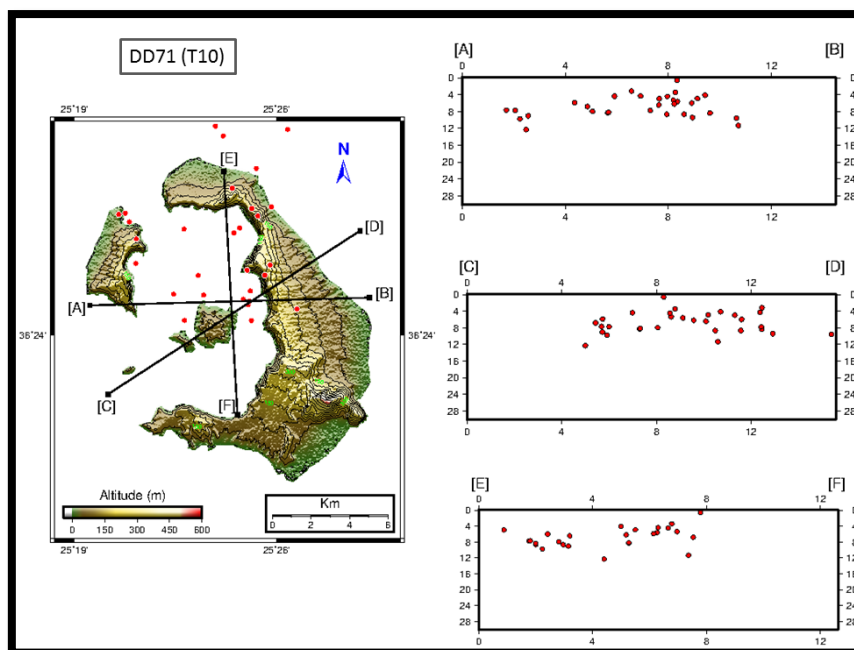
Εικόνα 58 Κατακόρυφες τομές (cross section) των υποκέντρων όπως αυτά προσδιορίστηκαν με HYPODD (επαναπροσδιορισμός *hypo71*) για το χρονικό διάστημα T07 (29/10/2011-28/11/2011).



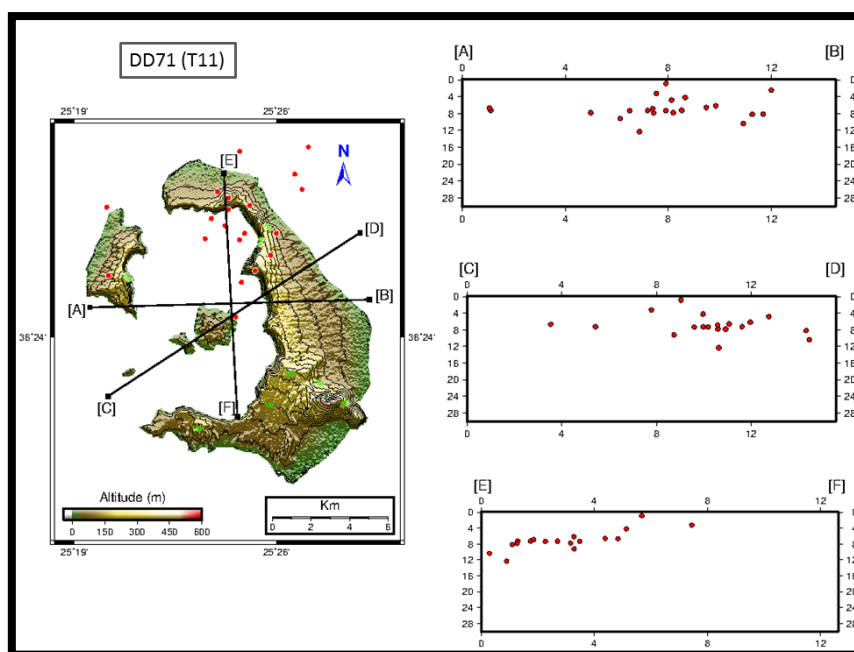
Εικόνα 59 Κατακόρυφες τομές (cross section) των υποκέντρων όπως αυτά προσδιορίστηκαν με HYPODD (επαναπροσδιορισμός *hyro71*) για το χρονικό διάστημα T08 (28/11/2011-28/12/2011).



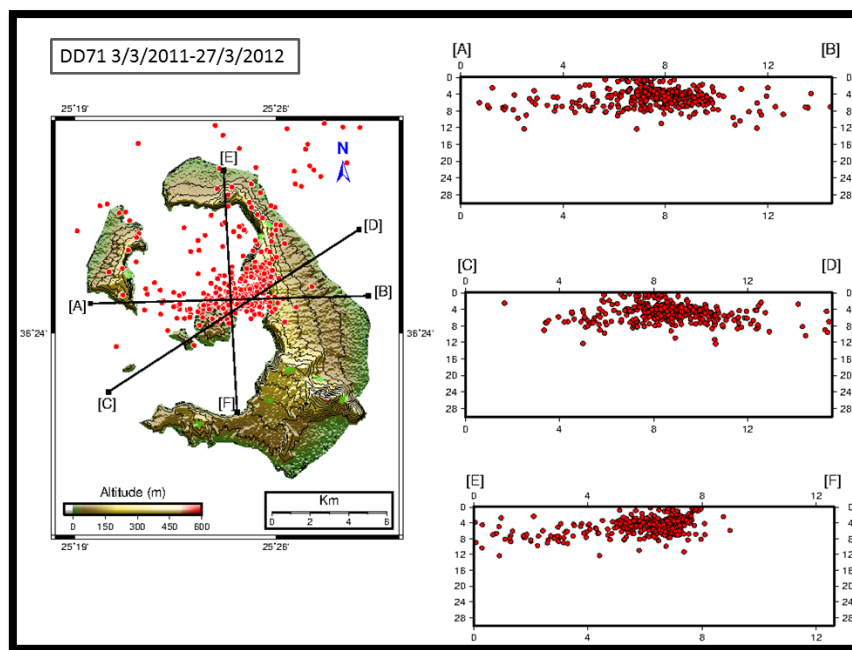
Εικόνα 60 Κατακόρυφες τομές (cross section) των υποκέντρων όπως αυτά προσδιορίστηκαν με HYPODD (επαναπροσδιορισμός *hyro71*) για το χρονικό διάστημα T09 (28/12/2011-27/01/2012).



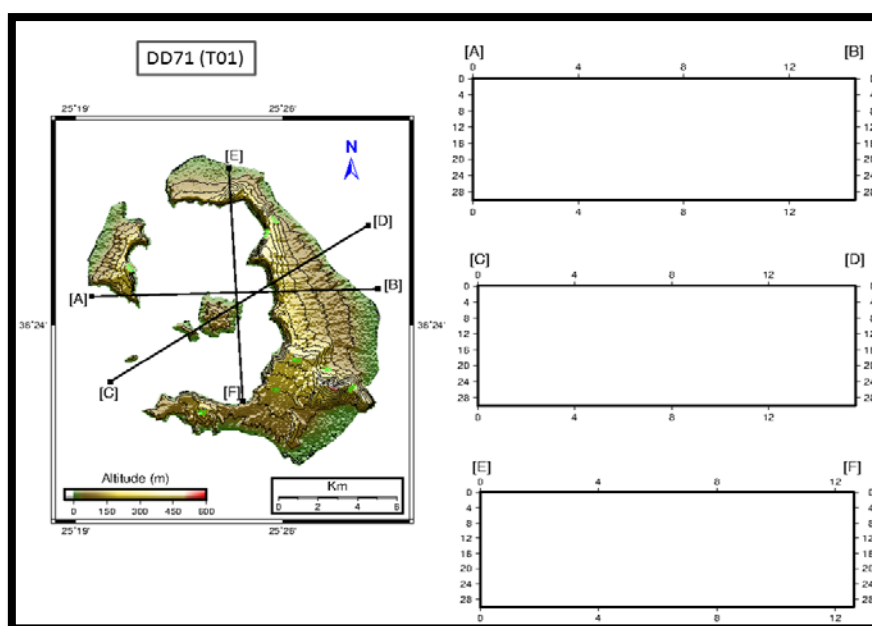
Εικόνα 61 Κατακόρυφες τομές (cross section) των υποκέντρων όπως αυτά προσδιορίστηκαν με HYPODD (επαναπροσδιορισμός *hypo71*) για το χρονικό διάστημα T10 (27/01/2012-26/02/2012).



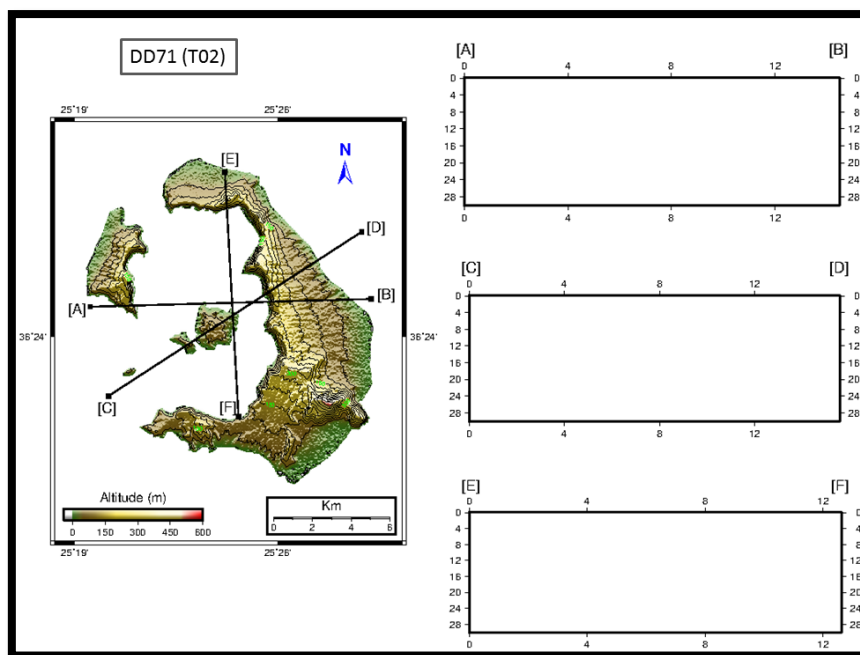
Εικόνα 62 Κατακόρυφες τομές (cross section) των υποκέντρων όπως αυτά προσδιορίστηκαν με HYPODD (επαναπροσδιορισμός *hypo71*) για το χρονικό διάστημα T11 (26/02/2012-27/03/2012).



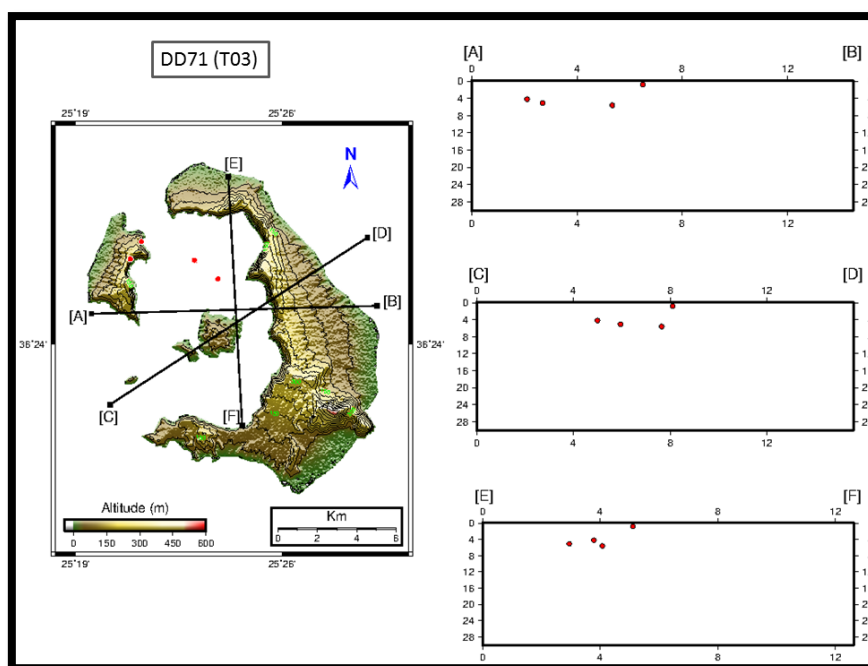
Εικόνα 63 Κατακόρυφες τομές (cross section) των υποκέντρων όπως αυτά προσδιορίστηκαν με HYPODD (επαναπροσδιορισμός HypoInverse) για το χρονικό διάστημα T01-T11 συνολικά.



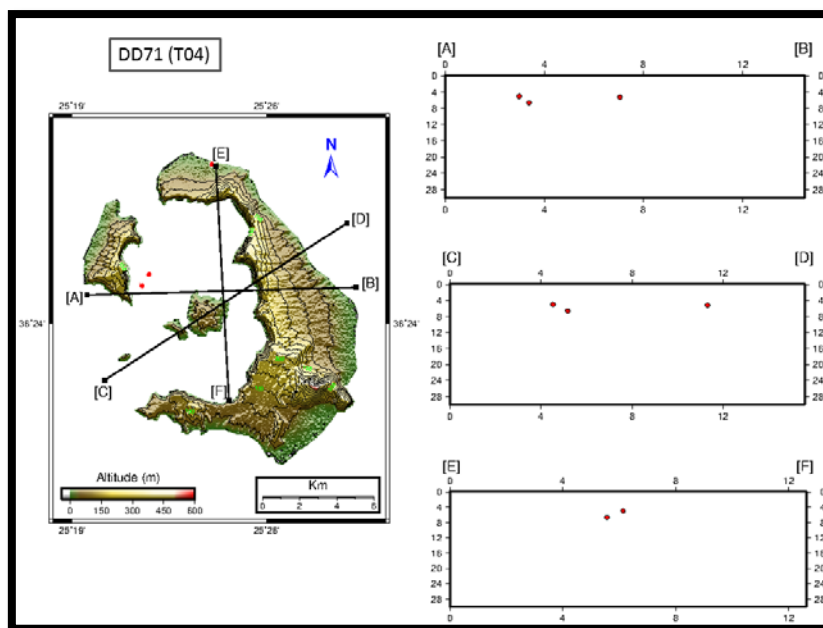
Εικόνα 64 Κατακόρυφες τομές (cross section) των υποκέντρων όπως αυτά προσδιορίστηκαν με HYPODD (επαναπροσδιορισμός HypoInverse) για το χρονικό διάστημα T01 (3/3/2011-02/05/2011).



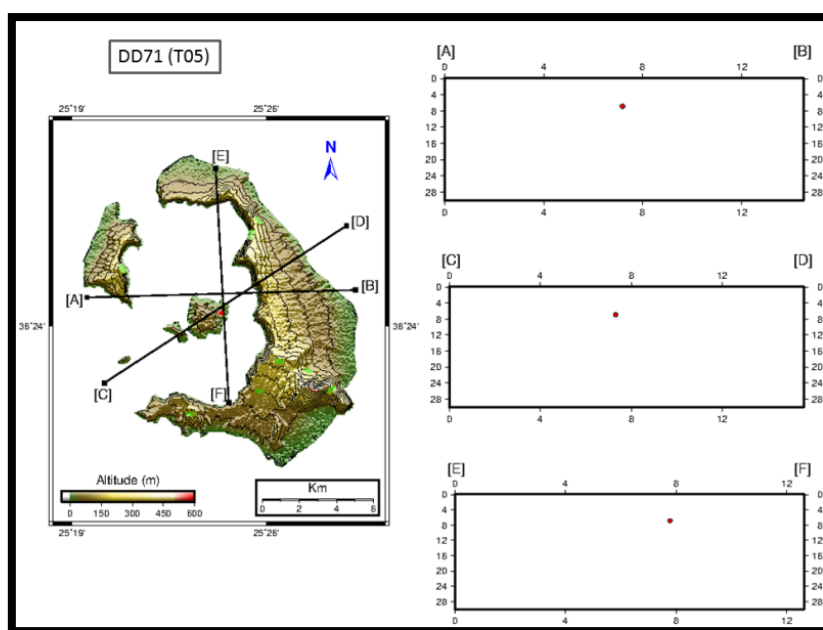
Εικόνα 65 Κατακόρυφες τομές (cross section) των υποκέντρων όπως αυτά προσδιορίστηκαν με HYPODD (επαναπροσδιορισμός *Hypolnverse*) για το χρονικό διάστημα T02 (02/05/2011-01/07/2011).



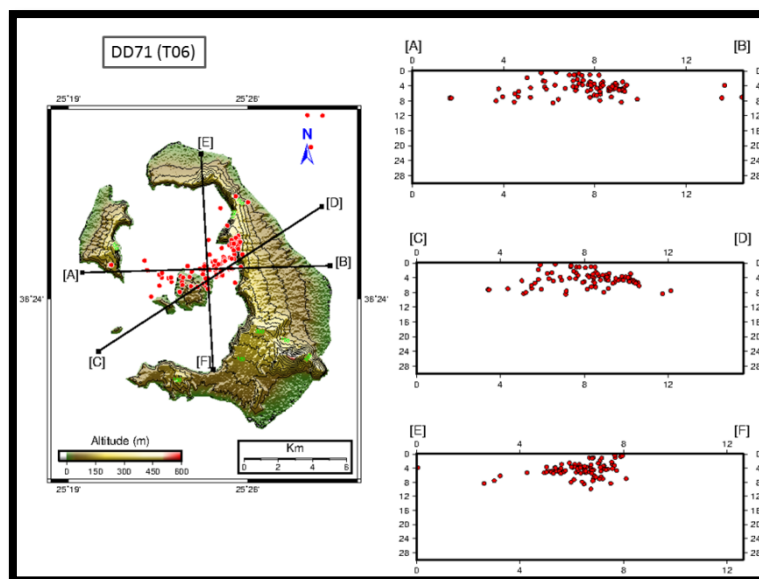
Εικόνα 66 Κατακόρυφες τομές (cross section) των υποκέντρων όπως αυτά προσδιορίστηκαν με HYPODD (επαναπροσδιορισμός *Hypolnverse*) για το χρονικό διάστημα T03 (01/07/2011-31/07/2011).



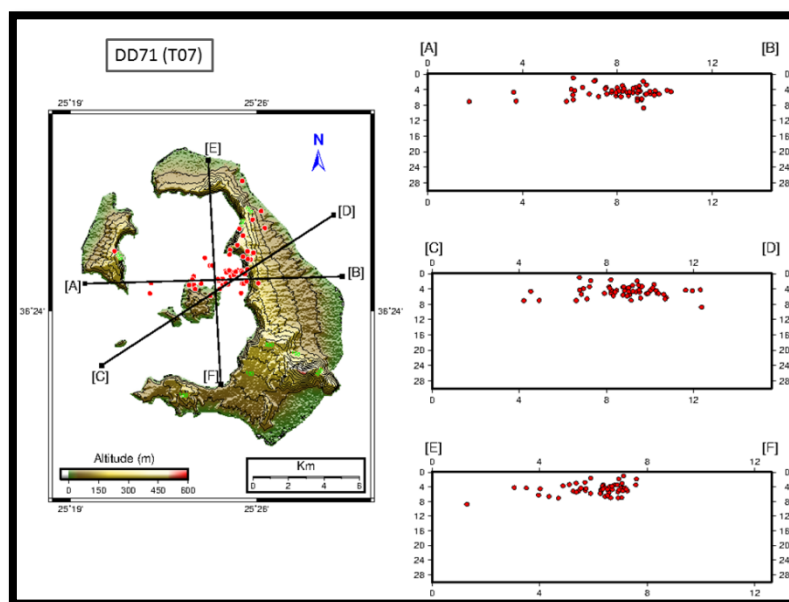
Εικόνα 67 Κατακόρυφες τομές (cross section) των υποκέντρων όπως αυτά προσδιορίστηκαν με HYPODD (επαναπροσδιορισμός HypoInverse) για το χρονικό διάστημα T04 (31/07/2011-30/08/2011).



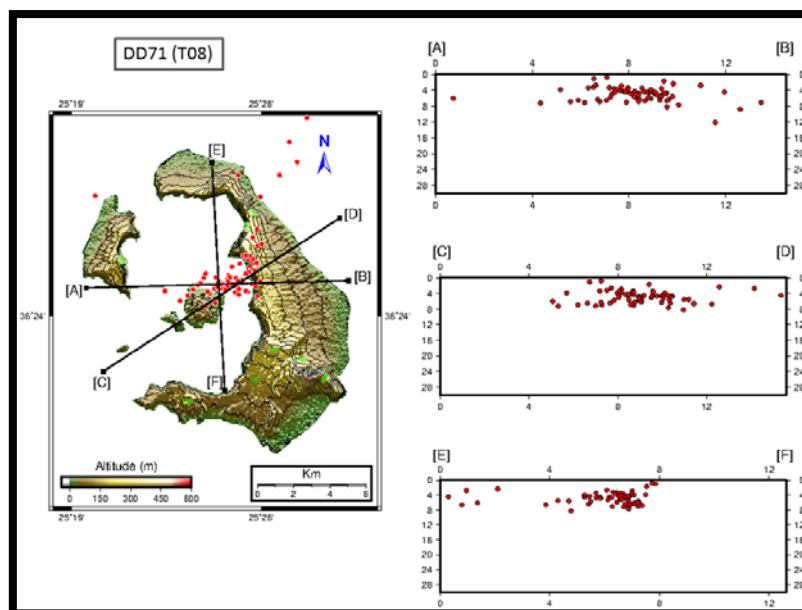
Εικόνα 68 Κατακόρυφες τομές (cross section) των υποκέντρων όπως αυτά προσδιορίστηκαν με HYPODD (επαναπροσδιορισμός HypoInverse) για το χρονικό διάστημα T05 (30/08/2011-29/09/2011).



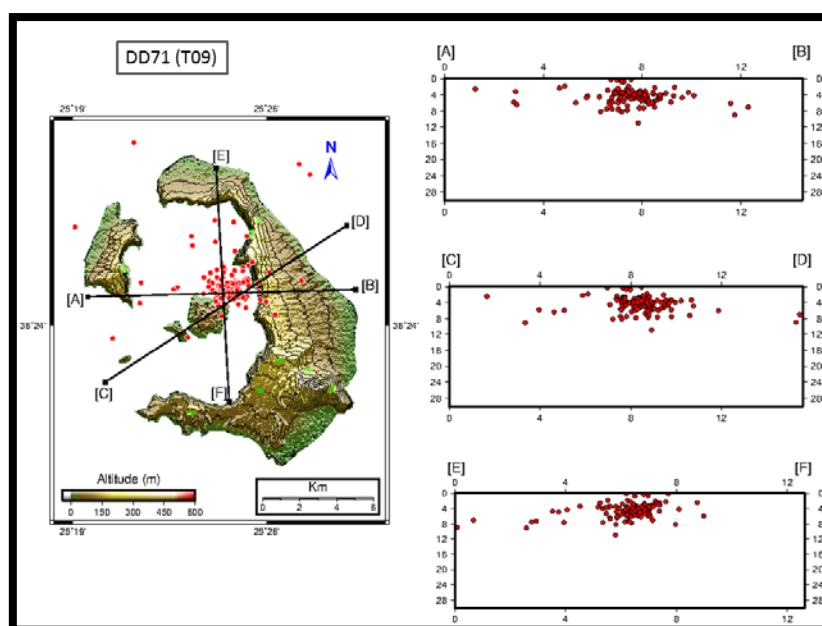
Εικόνα 69 Κατακόρυφες τομές (cross section) των υποκέντρων όπως αυτά προσδιορίστηκαν με HYPODD (επαναπροσδιορισμός HypoInverse) για το χρονικό διάστημα T06 (29/09/2011-29/10/2011).



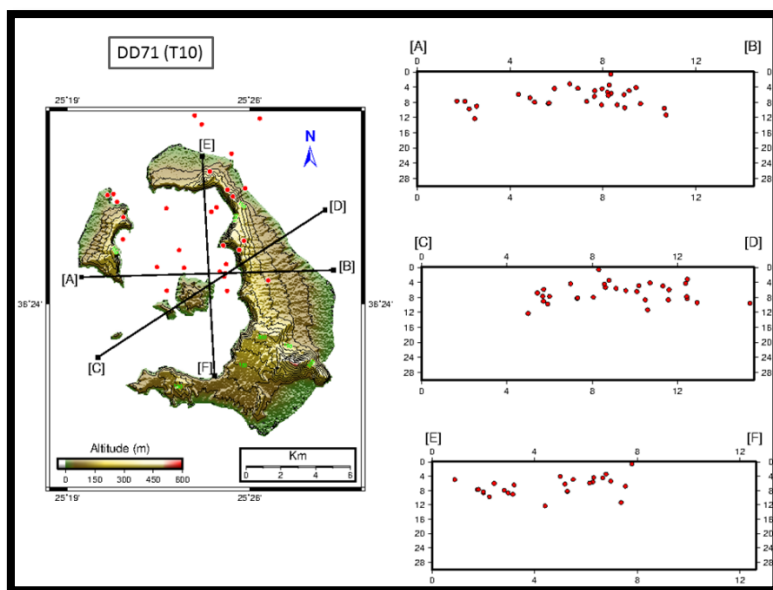
Εικόνα 70 Κατακόρυφες τομές (cross section) των υποκέντρων όπως αυτά προσδιορίστηκαν με HYPODD (επαναπροσδιορισμός HypoInverse) για το χρονικό διάστημα T07 (29/10/2011-28/11/2011).



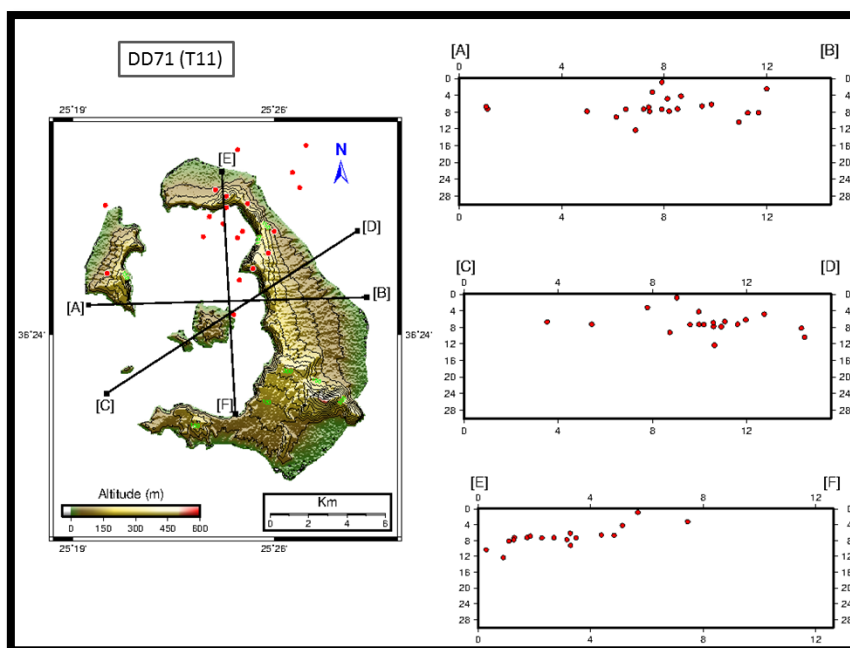
Εικόνα 71 Κατακόρυφες τομές (cross section) των υποκέντρων όπως αυτά προσδιορίστηκαν με HYPODD (επαναπροσδιορισμός HypoInverse) για το χρονικό διάστημα T08 (28/11/2011-28/12/2011).



Εικόνα 72 Κατακόρυφες τομές (cross section) των υποκέντρων όπως αυτά προσδιορίστηκαν με HYPODD (επαναπροσδιορισμός HypoInverse) για το χρονικό διάστημα T09 (28/12/2011-27/01/2012).



Εικόνα 73 Κατακόρυφες τομές (cross section) των υποκέντρων όπως αυτά προσδιορίστηκαν με HYPODD (επαναπροσδιορισμός HypoInverse) για το χρονικό διάστημα T10 (27/01/2012-26/02/2012).



Εικόνα 74 Κατακόρυφες τομές (cross section) των υποκέντρων όπως αυτά προσδιορίστηκαν με HYPODD (επαναπροσδιορισμός HypoInverse) για το χρονικό διάστημα T11 (26/02/2011-27/03/2012).