

**ΕΘΝΙΚΟΝ ΚΑΙ ΚΑΠΟΔΙΣΤΡΙΑΚΟΝ ΠΑΝΕΠΙΣΤΗΜΙΟΝ ΑΘΗΝΩΝ**  
**ΣΧΟΛΗ ΘΕΤΙΚΩΝ ΕΠΙΣΤΗΜΩΝ**  
**ΤΜΗΜΑ ΓΕΩΛΟΓΙΑΣ**



**ΤΟΜΕΑΣ ΓΕΩΦΥΣΙΚΗΣ - ΓΕΩΘΕΡΜΙΑΣ**

## **ΠΟΛΥΚΛΑΔΙΚΗ ΕΡΕΥΝΑ ΕΥΡΥΤΕΡΗΣ ΠΕΡΙΟΧΗΣ ΡΗΓΜΑΤΟΣ ΑΤΑΛΑΝΤΗΣ**

**ΤΕΛΙΚΗ ΕΚΘΕΣΗ**

**ΕΠΙΣΤΗΜΟΝΙΚΟΣ ΥΠΕΥΘΥΝΟΣ: ΕΥΑΓΓΕΛΟΣ ΛΑΓΙΟΣ**  
**Καθηγητής**

**Υποβάλλεται στον ΟΑΣΠ**

**ΑΘΗΝΑΙ**  
**ΙΟΥΛΙΟΣ 2003**

## ΠΕΡΙΕΧΟΜΕΝΑ

### ΚΕΦΑΛΑΙΟΝ Ι

ΔΙΑΦΟΡΙΚΕΣ ΜΕΤΡΗΣΕΙΣ GPS .....	1
1. Εισαγωγή .....	1
2. Συγκέντρωση - Ανάλυση Στοιχείων GPS .....	2
3. Αποτελέσματα Μετρήσεων GPS.....	7
3.1. Σταθμός Αναφοράς Διόνυσος (DION) – Αττικής .....	7
3.2. Σταθμός Αναφοράς Αταλάντης (No 54) .....	10
4. Ευχαριστίες .....	14
5. Βιβλιογραφία .....	14

### ΚΕΦΑΛΑΙΟΝ ΙΙ

ΔΙΑΦΟΡΙΚΗ ΣΥΜΒΟΛΟΜΕΤΡΙΑ PANTAP .....	15
1. Εισαγωγή.....	15
2. Αρχή Μεθόδου Συμβολομετρίας Ραντάρ .....	15
3. Μεθοδολογία και Δεδομένα.....	20
4. Ανάλυση – Ερμηνεία Αποτελεσμάτων .....	22
5. Βιβλιογραφία.....	27

### ΚΕΦΑΛΑΙΟΝ ΙΙΙ

ΤΕΚΤΟΝΙΚΗ ΜΕΛΕΤΗ .....	28
1. Εισαγωγή .....	28
2. Γεωλογική Δομή.....	28
2.1. Γενικά.....	28
2.2. Αλπικοί Σχηματισμοί .....	29
2.3. Μεταλπικοί Σχηματισμοί .....	29
3. Τεκτονική Μελέτη.....	30
3.1. Γενικά.....	30
3.2. Ρηξιγενής Ζώνη Αταλάντης (PZA).....	31
4. Γεωλογική – Νεοτεκτονική Χαρτογράφηση .....	35
5. Αποτελέσματα – Συμπεράσματα .....	44
6. Βιβλιογραφία .....	47

## ΚΕΦΑΛΑΙΟΝ IV

ΣΕΙΣΜΟΛΟΓΙΚΗ ΜΕΛΕΤΗ ΕΥΡΥΤΕΡΗΣ ΠΕΡΙΟΧΗΣ ΑΤΑΛΑΝΤΗΣ .....	49
1. Εισαγωγή .....	49
2. Ιστορικοί Σεισμοί .....	50
3. Σεισμολογικά Δεδομένα Περιόδου 1900 - 1995 .....	54
4. Μικροσεισμική Δραστηριότητα Περιόδου 1996 – 2001.....	57
4.1. Μικροσεισμική Δραστηριότητα Περιόδου 01.6.1996 – 31.12.1996 .....	57
4.2. Μικροσεισμική Δραστηριότητα Περιόδου 12.9.1999 – 27.12.1999 .....	61
4.3. Μικροσεισμική Δραστηριότητα Περιόδου 01.1.1996 – 31.12.2001 .....	63
4.4. Μικροσεισμική Δραστηριότητα Περιόδου 01.1.1996 – 31.12.2001 .....	64
4.5. Μικροσεισμική Δραστηριότητα Περιόδου 22.2.2002 – 3.3.2002 .....	65
5. Μικροσεισμική Δραστηριότητα Έτους 2002 .....	70
5.1. Μικροσεισμική Δραστηριότητα Περιόδου 1.1.2002 – 31.12.2002 .....	70
5.2. Μικροσεισμική Δραστηριότητα Περιόδου 1.1.2002 – 31.12.2002 .....	71
5.3. Μικροσεισμική Δραστηριότητα Περιόδου 22.2.2002 – 20.9.2002 .....	72
6. Συμπεράσματα.....	81
7. Βιβλιογραφία .....	83

## ΚΕΦΑΛΑΙΟΝ V

ΑΝΑΠΤΥΞΗ ΣΥΣΤΗΜΑΤΟΣ ΓΕΩΓΡΑΦΙΚΩΝ ΠΛΗΡΟΦΟΡΙΩΝ.....	88
1. Γενικά .....	88
2. Εισαγωγή Δεδομένων .....	89
3. Θεματικά Επίπεδα - Οργάνωση Βάσης .....	89
4. Σύνθεση Χαρτών .....	94
4.1. Ψηφιακό Μοντέλο Αναγλύφου (ΨΜΑ/DTM).....	94
4.2. Προβολή Θέσεων GPS Μετρήσεων – Χάρτης Εδαφικής Παραμόρφωσης.....	95
4.3. Χάρτες Σεισμικών Επικέντρων .....	95
4.4. Γεωλογικός Χάρτης .....	96
4.5. Χάρτης Ρηξιτεμαχών .....	96
4.6. Χάρτες Διαφορικών Συμβολογραφημάτων Ραντάρ .....	96
4.7. Συνθετικοί Χάρτες .....	96
4.8. Παρατηρήσεις – Προοπτικές .....	97
5. Βιβλιογραφία .....	112

## ΚΕΦΑΛΑΙΟΝ VI

ΣΥΜΠΕΡΑΣΜΑΤΑ.....	113
ΠΑΡΑΡΤΗΜΑ I.....	119
ΠΑΡΑΡΤΗΜΑ II.....	149
ΠΑΡΑΡΤΗΜΑ III.....	168
ΠΑΡΑΡΤΗΜΑ IV.....	201

## ΠΕΡΙΕΧΟΜΕΝΑ ΚΕΦΑΛΑΙΩΝ

Η παρούσα έκθεση συνιστά την Τελική Έκθεση Προόδου του ερευνητικού προγράμματος «Πολυκλαδική Έρευνα Ευρύτερης Περιοχής Ρήγματος Αταλάντης». Αποτελείται από έξι (6) Κεφάλαια, στα οποία περιληπτικά περιγράφονται τα ακόλουθα:

Το **Κεφάλαιο I** αναφέρεται στις διαφορικές μετρήσεις GPS που πραγματοποιήθηκαν κατά το πρώτο και δεύτερο έτος του ερευνητικού προγράμματος και στην συσχέτιση των αποτελεσμάτων με τις μικρομετακινήσεις.

Στο **Κεφάλαιο II** περιγράφεται η μεθοδολογία της Διαφορικής Συμβολομετρίας Ραντάρ και δίδονται τα Διαφορικά Συμβολογραφήματα Ραντάρ της ευρύτερης περιοχής.

Στο **Κεφάλαιο III** δίδεται η γεωλογική και τεκτονική δομή της περιοχής μέσω ενός Γεωλογικού Χάρτη κλίμακας 1:100.000.

Στο **Κεφάλαιο IV** εκτίθεται η Σεισμολογική Μελέτη της ευρύτερης περιοχής.

Στο **Κεφάλαιο V** περιγράφεται Ψηφιακή Βάση Δεδομένων που αναπτύχθηκε για την περιοχή μελέτης μέσα από ένα Σύστημα Γεωγραφικών Πληροφοριών.

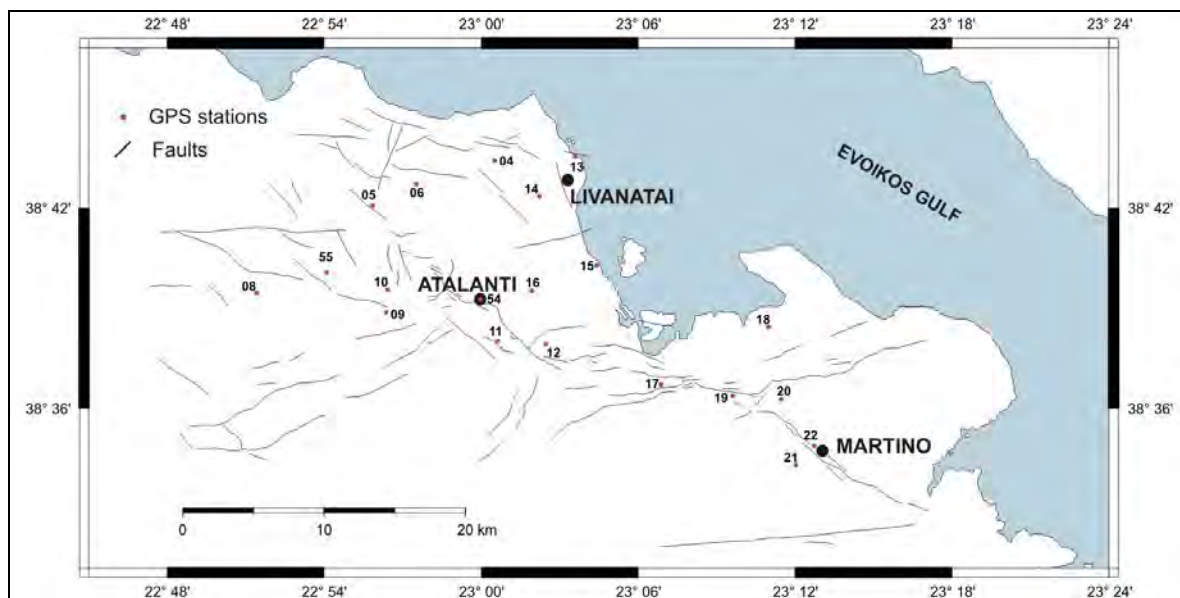
Στο **Κεφάλαιο VI** παρουσιάζονται τα συμπεράσματα της πολυκλαδικής έρευνας για την περιοχή μελέτης.

# ΚΕΦΑΛΑΙΟΝ Ι

## ΔΙΑΦΟΡΙΚΕΣ ΜΕΤΡΗΣΕΙΣ GPS

### 1. Εισαγωγή

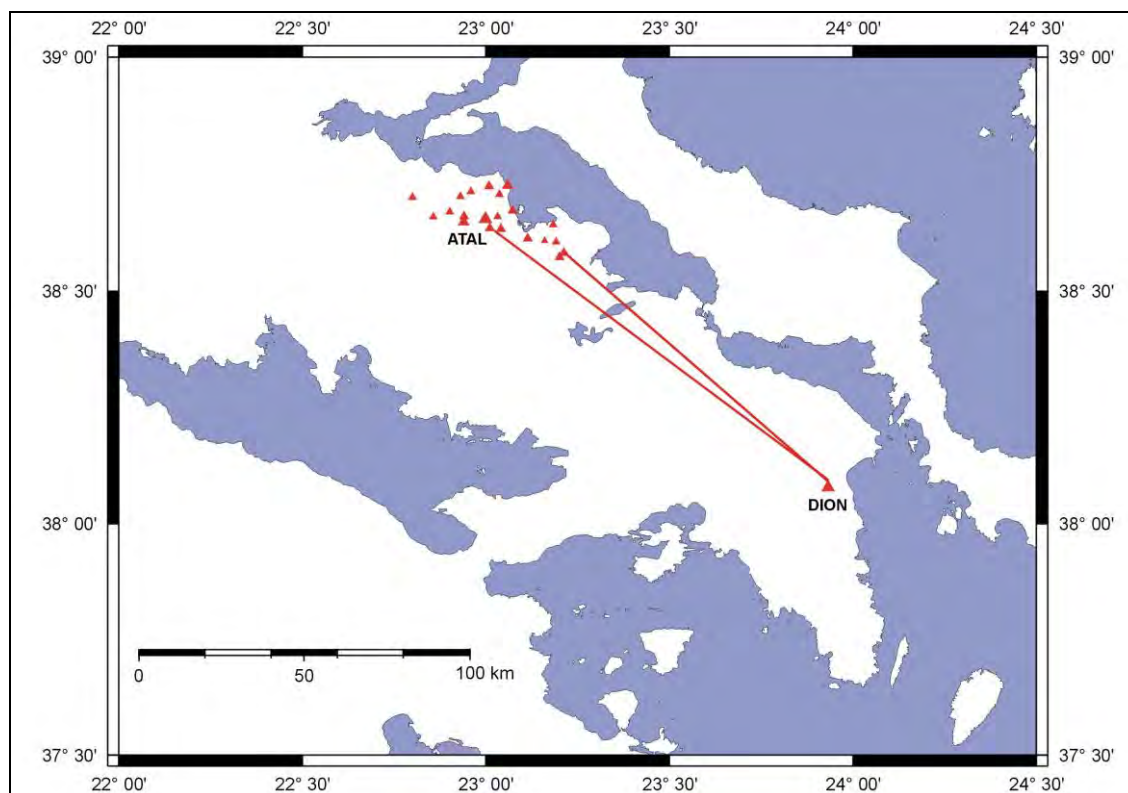
Στην ευρύτερη περιοχή της Αταλάντης δημιουργήθηκε ένα δίκτυο 20 σταθμών GPS (Εικ. 1.1), προκειμένου να μελετηθούν οι εδαφικές παραμορφώσεις της περιοχής (οριζόντιες και κατακόρυφες). Το δίκτυο εγκαταστάθηκε και μετρήθηκε για πρώτη φορά κατά την περίοδο του Οκτωβρίου 2001, ενώ επαναμετρήθηκε για δεύτερη φορά 12 μήνες αργότερα, τον Οκτώβριο του 2002, και για χρονικό διάστημα περίπου 15 ημερών. Οι 20 σταθμοί GPS εκτείνονται από την περιοχή του Μαρτίνου μέχρι τις Λιβανάτες. Για την βελτιστοποίηση των αποτελεσμάτων έμφαση δόθηκε στην μεγαλύτερη δυνατή χρονική καταγραφή σε κάθε σταθμό (μέσος χρόνος καταγραφής 5 ώρες), στην επαναληψιμότητα των μετρήσεων σε κάθε σταθμό (2 καταγραφές σε κάθε σταθμό GPS), καθώς και στην μικρότερη δυνατή απόσταση μεταξύ των ταυτοχρόνως μετρουμένων σταθμών (μέση απόσταση περόπου 8 km).



Εικόνα 1.1. Δίκτυο GPS Ευρύτερης Περιοχής Αταλάντης

## 2. Συγκέντρωση - Ανάλυση Στοιχείων GPS

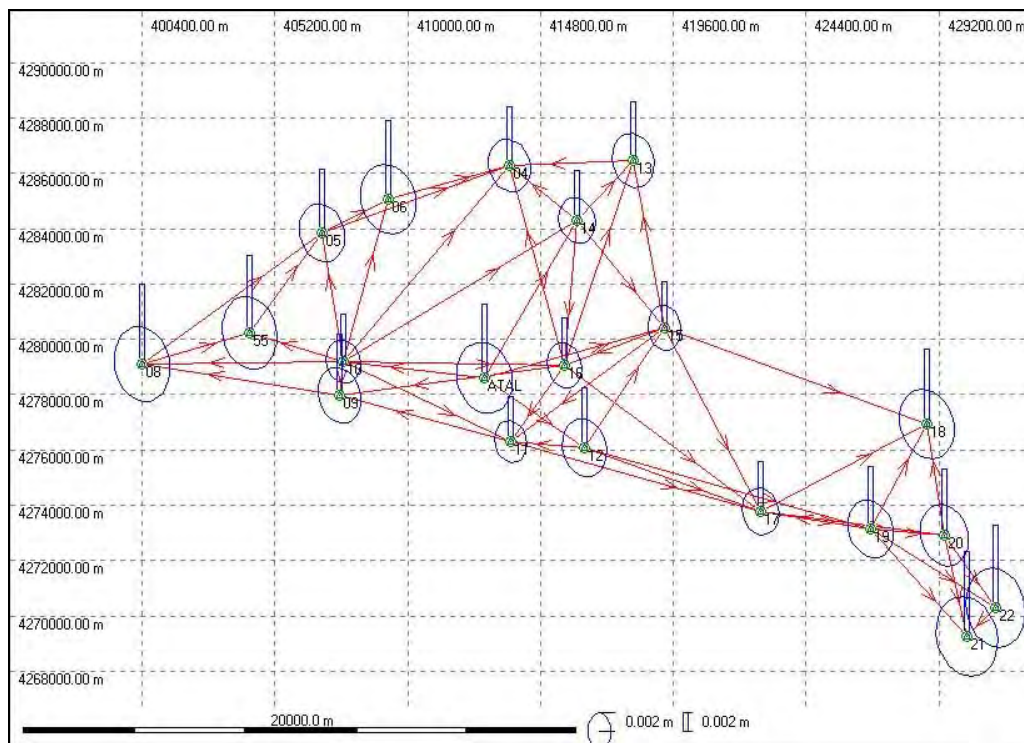
Δύο δέκτες GPS WILD-SR299, δύο δέκτες WILD-SR399 και ένας δέκτης WILD AT-302 χρησιμοποιήθηκαν για την μέτρηση του δικτύου. Η μικρή απόσταση μεταξύ των σταθμών, που σε ορισμένους σταθμούς δεν ξεπερνούσε τα 3 km, προσδιόρισε ως ικανοποιητικό ημερήσιο χρόνο καταγραφής για κάθε σημείο τις τέσσερις περίπου ώρες, ενώ σε ορισμένους σταθμούς η καταγραφή είχε διάρκεια έως οκτώ (8) ώρες, με σταθερό χρόνο καταγραφής 15 sec. Ημερησίως κατεγράφοντο δεδομένα σε τουλάχιστον έξι σταθμούς. Ως σταθμός αναφοράς για την τοπική αναφορά του δικτύου χρησιμοποιήθηκε ο σταθμός στο κέντρο της πόλης της Αταλάντης (No 54), στον οποίο εγένοντο καταγραφές επί 24ώρου καθ' όλην την περίοδο των μετρήσεων. Για την μελέτη των σχετικών τεκτονικών κινήσεων της περιοχής ως σταθμός αναφοράς επιλέχθηκε ο μόνιμος σταθμός GPS του Διονύσου στην Αττική (σταθμός DION) (Εικ. 1.2).



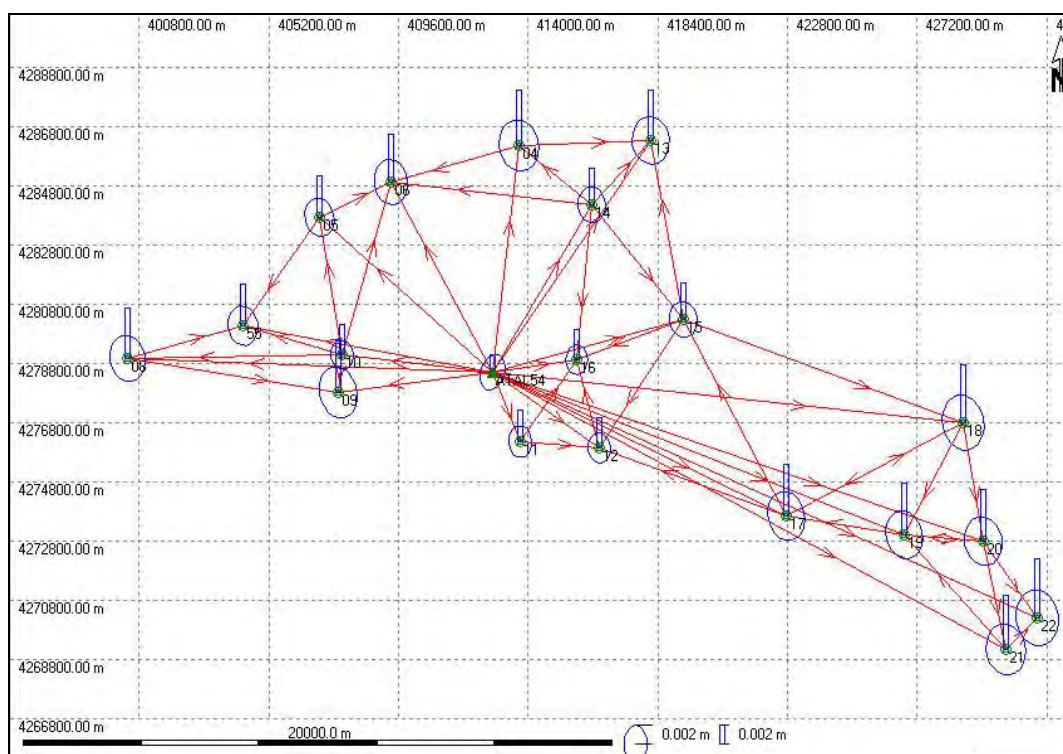
**Εικόνα 1.2.** Σύνδεση του GPS δικτύου Αταλάντης με τον σταθμό αναφοράς Διονύσου (DION) στην Αττική.

Καθημερινή επεξεργασία των δεδομένων με την χρήση του λογισμικού SKI-Pro (2001) παρείχε τον απαραίτητο έλεγχο της ποιότητας των δεδομένων και αποτελούσε οδηγό για την περαιτέρω μορφοποίηση και εξέλιξη του τρόπου σύνδεσης του δικτύου *in situ*. Ως αποτέλεσμα υπήρξε η δημιουργία ενός πυκνού δικτύου μετρήσεων, για αμφοτέρες τις περιόδους (Οκτώβριος 2001 &

Οκτώβριος 2002), το οποίο συνεπάγεται την μείωση των σφαλμάτων των μετρήσεων και την ενίσχυση της αξιοπιστίας των αποτελεσμάτων (Εικ. 1.2 & Εικ. 1.3).



**Εικόνα 1.3.** Συνολική μορφή μετρήσεων του Δικτύου GPS Αταλάντης (Οκτώβριος 2001) ) (μετά των σφαλμάτων – ελλείψεις και κατακόρυφες μπάρες) με την χρήση του λογισμικού SKI-Pro. Το γεωδαιτικό σύστημα αναφοράς είναι το HGRS '87 (Ελληνικό Γεωδαιτικό Σύστημα Αναφοράς 1987).



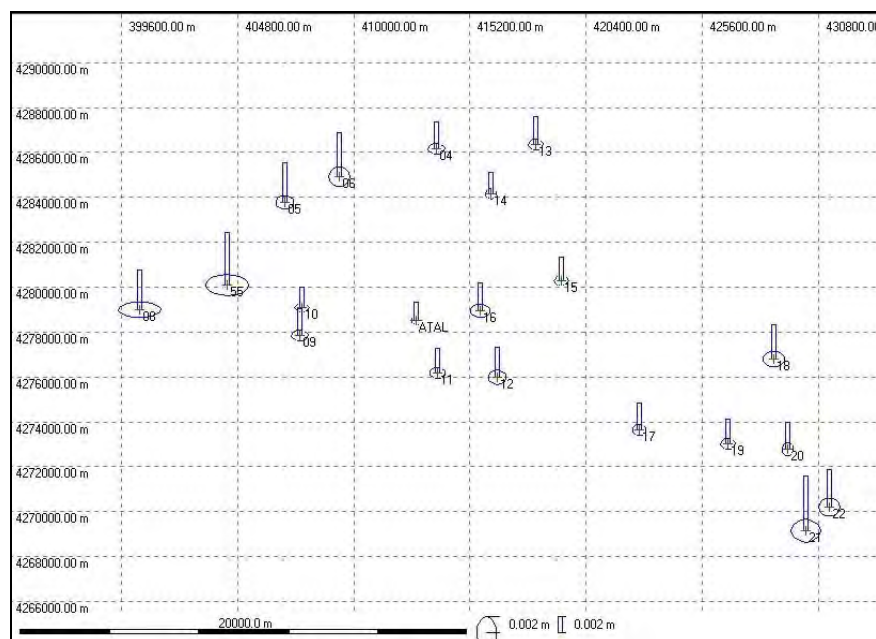
**Εικόνα 1.4.** Συνολική μορφή εκτέλεσης μετρήσεων του Δικτύου GPS Αταλάντης (Οκτώβριος 2002) βάσει του λογισμικού SKI-Pro in situ. Το γεωδαιτικό σύστημα αναφοράς είναι το HGRS '87.



Η σύνδεση του δικτύου με τον μόνιμο GPS σταθμό του Διονύσου Αττικής (DION) πραγματοποιήθηκε σε καθημερινή βάση με την είσοδο των εν λόγω δεδομένων στο σύνολο των μετρήσεων του δικτύου. Ο σταθμός του Διονύσου αποτελεί την καλλίτερη δυνατή επιλογή του δικτύου ως σημείο αναφοράς για την μελέτη των ευρύτερων τεκτονικών κινήσεων, εφ' όσον η ετήσια μετακίνηση του είναι επακριβώς προσδιορισμένη.

Για την τελική επεξεργασία των GPS δεδομένων χρησιμοποιήθηκε το λογισμικό BERNESSE (2001). Η χρήση πληροφοριών για τις ακριβείς τροχιές των δορυφόρων (οι πληροφορίες αντλήθηκαν από τις επίσημες διαδικτυακές θέσεις του International GPS Service (IGS)) καθώς και η δυνατότητα επεξεργασίας δεδομένων από σταθμούς με μεγάλη απόσταση μεταξύ των (Baseline > 30 km) βελτίωσε τα αποτελέσματα συνορθώσεως του δικτύου και εμείωσε αισθητά τα σφάλματα των μετρήσεων (Εικ. 1.5).

Τα τελικά αποτελέσματα συνορθώσεως του GPS Δικτύου Αταλάντης της πρώτης και δεύτερης περιόδου μετρήσεων παρουσιάζονται στους Πίνακες I και II, αντιστοίχως. Όπως φαίνεται από τους εν λόγω πίνακες, τα σφάλματα προσδιορισμού για τις οριζόντιες συντεταγμένες είναι περίπου 2mm, ενώ μέχρι 6mm για την κατακόρυφη. Το γεωδαιτικό σύστημα αναφοράς είναι το HGRS' 87 (Ελληνικό Γεωδαιτικό Σύστημα Αναφοράς 1987). Ο σταθμός του Διονύσου (DION), ως σταθμός αναφοράς, εμφανίζεται με μηδενικό σφάλμα.



**Εικόνα 1.5.** Γραφική απεικόνιση των σφαλμάτων του GPS Δικτύου Αταλάντης με την χρήση του Λογισμικού BERNESSE για την περίοδο Οκτωβρίου 2001. Η μείωση των σφαλμάτων σε σχέση με την Εικόνα 1.3 είναι εμφανής.

# ΠΙΝΑΞ Ι

Στοιχεία GPS Δικτύου Αταλάντης (Οκτώβριος 2001)

(Μονάδες σε Μέτρα, Ελληνικό Γεωδαιτικό Σύστημα Αναφοράς 1987, Σφαιροειδές GRS'80, Προβολή Transverse Mercator)

Κωδικός GPS	Γεωγρ. Μήκος (m)	Σφάλμα (m)	Γεωγρ. Πλάτος (m)	Σφάλμα (m)	Υψόμετρο (m)	Σφάλμα (m)
04	413695.2612	0.0016	4286170.7018	0.0021	326.1118	0.0022
05	406903.6602	0.0022	4283750.4261	0.0032	419.4810	0.0033
06	409329.6249	0.0026	4284927.1876	0.0034	481.7186	0.0035
08	400422.6573	0.0022	4278985.6127	0.0032	648.1573	0.0032
09	407578.1932	0.0018	4277841.7095	0.0025	285.4712	0.0026
10	407676.6994	0.0013	4279085.0366	0.0016	233.3153	0.0016
11	413737.3190	0.0014	4276171.9728	0.0019	446.2717	0.0020
12	416419.0728	0.0015	4275973.7151	0.0023	218.9166	0.0023
13	418153.6227	0.0016	4286346.2704	0.0023	18.7522	0.0023
14	416143.7990	0.0013	4284175.4543	0.0018	102.7515	0.0018
15	419287.5631	0.0014	4280301.8742	0.0020	5.5051	0.0020
16	415669.9163	0.0015	4278936.0129	0.0021	36.6107	0.0022
17	422784.0686	0.0016	4273667.4120	0.0021	240.5484	0.0022
18	428780.0821	0.0019	4276799.9200	0.0025	131.9959	0.0026
19	426755.9262	0.0014	4273009.5942	0.0018	131.5949	0.0019
20	429433.4284	0.0015	4272785.0480	0.0020	237.9480	0.0021
21	430234.3304	0.0025	4269131.3854	0.0039	309.4193	0.0039
22	431261.0488	0.0020	4270187.8397	0.0030	198.3289	0.0030
55	404316.8497	0.0029	4280102.9605	0.0042	468.6106	0.0043
ATAL 54	412814.9732	0.0010	4278510.3739	0.0014	97.4795	0.0015
DION	493943.3658	0	4214242.904	0	482.3779	0

**ΠΙΝΑΞ II**

Στοιχεία GPS Δικτύου Αταλάντης (Οκτώβριος 2002)  
(Μονάδες σε Μέτρα, Ελληνικό Γεωδαιτικό Σύστημα Αναφοράς 1987)

Κωδικός GPS	Γεωγρ. Μήκος (m)	Σφάλμα (m)	Γεωγρ. Πλάτος (m)	Σφάλμα (m)	Υψόμετρο (m)	Σφάλμα (m)
04	413695.2359	0.0031	4286170.7070	0.0041	326.1448	0.0041
05	406903.6598	0.0026	4283750.4316	0.0038	419.4974	0.0039
06	409329.6150	0.0031	4284927.1971	0.0047	481.7570	0.0047
08	400422.6515	0.0031	4278985.6200	0.0042	648.2042	0.0043
09	407578.1636	0.0071	4277841.7284	0.0067	285.4689	0.0071
10	407676.6796	0.0016	4279085.0531	0.0023	233.2916	0.0024
11	413737.3129	0.0020	4276171.9770	0.0031	446.2834	0.0031
12	416419.0763	0.0018	4275973.7197	0.0027	218.9315	0.0028
13	418153.6185	0.0030	4286346.2821	0.0047	18.7703	0.0048
14	416143.8030	0.0015	4284175.4610	0.0024	102.7613	0.0024
15	419287.5626	0.0014	4280301.8824	0.0021	5.4832	0.0021
16	415669.9068	0.0019	4278936.0145	0.0029	36.5981	0.0029
17	422784.0694	0.0021	4273667.4249	0.0030	240.5587	0.0031
18	428780.0823	0.0019	4276799.9199	0.0027	131.9873	0.0027
19	426755.9251	0.0025	4273009.5968	0.0034	131.6273	0.0034
20	429433.4258	0.0020	4272785.0491	0.0028	237.9609	0.0028
21	430234.3240	0.0020	4269131.3828	0.0029	309.4086	0.0030
22	431261.0388	0.0037	4270187.8382	0.0047	198.3227	0.0048
55	404316.8420	0.0024	4280102.9727	0.0035	468.6192	0.0036
ATAL 54	412814.9725	0.0014	4278510.3744	0.0019	97.4779	0.0019
DION	493943.3658	0	4214242.904	0	482.3779	0

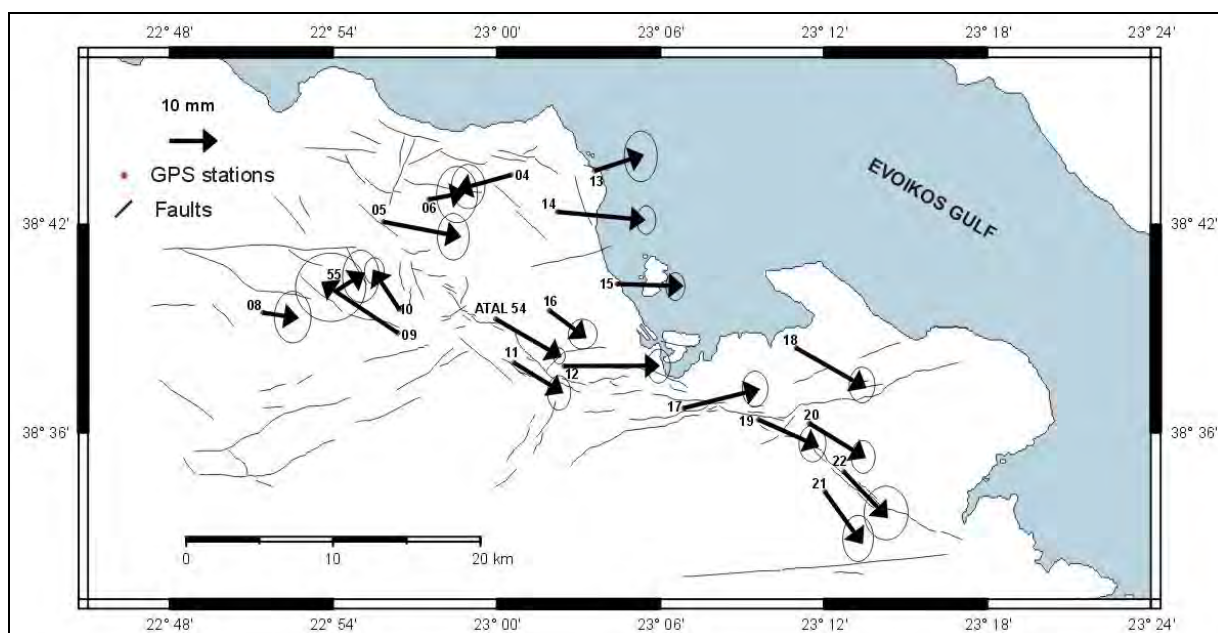
### **3. Αποτελέσματα Μετρήσεων GPS**

Από την παραπάνω επεξεργασία των μετρήσεων GPS παρήχθησαν οι χάρτες διαφορικών κινήσεων για το χρονικό διάστημα Οκτώβριος 2001 – Οκτώβριος 2002, περίοδος 12 μηνών, με σταθμό αναφοράς τον σταθμό του Διονύσου (Αττικής) και τον κεντρικό σταθμό της πόλης της Αταλάντης (ATAL 54). Ορίζοντες ως σταθμό αναφοράς τον Διόνυσο, και με τιμή Γεωγραφικών Συντεταγμένων προσδιορισμένες για την περίοδο Οκτώβριος 2002, παρατηρείται η ευρύτερη τεκτονική παραμόρφωση της ευρύτερης ζώνης της περιοχής της Αταλάντης σε σχέση με την τεκτονική του ευρύτερου Ελληνικού Χώρου (Πίνακας III). Αναφέροντες τα αποτελέσματα επαναμέτρησης του δικτύου στο τοπικό σταθμό Νο 54 της πόλης της Αταλάντης (με τιμή Γεωγραφικών Συντεταγμένων σταθερή για τις δύο περιόδους μέτρησης του δικτύου), και διαπιστώνεται η τοπική μορφή παραμόρφωσης, ανεξάρτητα από τις ευρύτερες τεκτονικές μεταβολές (Πίνακας IV).

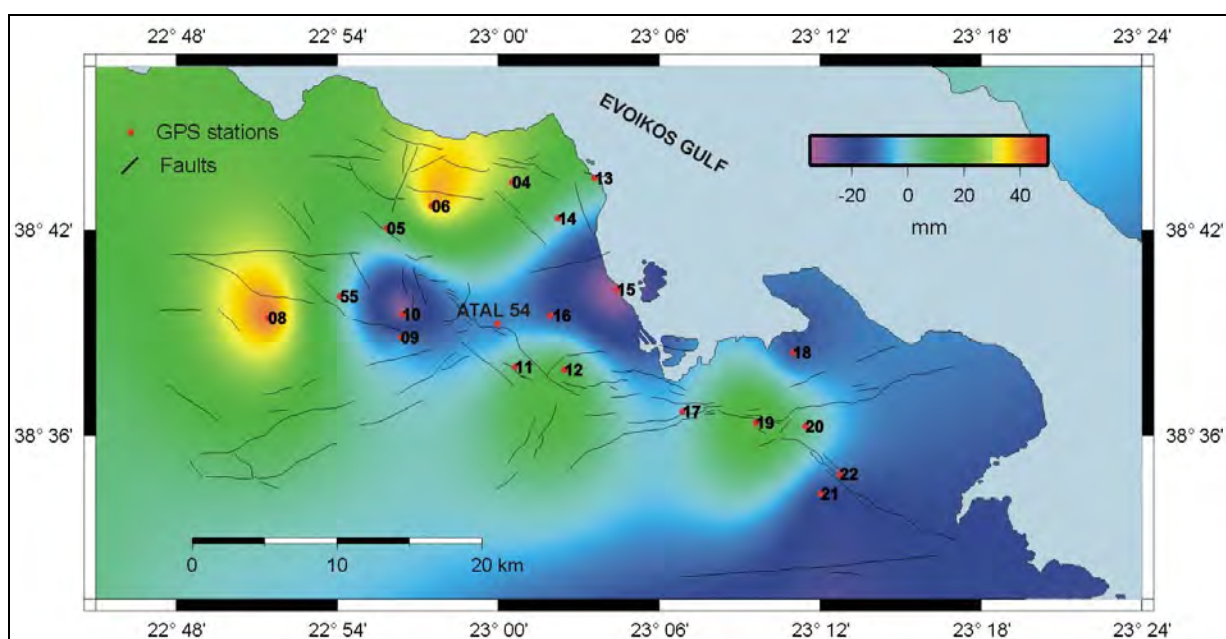
#### **3.1. Σταθμός Αναφοράς Διόνυσος (DION) - Αττικής**

Η ετήσια κίνηση του σταθμού του Διονύσου (DION) σε σχέση με σταθερό σημείο στην κεντρική Ευρώπη έχει με ακρίβεια προσδιορισθεί ως 12.5 mm στην οριζόντια συνιστώσα με διεύθυνση NNA, και +0.5 mm στην κατακόρυφη συνιστώσα (Παραδείσης, προσωπ. επικ). Ο χάρτης οριζοντίων μεταβολών (Εικ. 1.6.α, Πίνακας III) ευρίσκεται σε συμφωνία με την ευρύτερη τεκτονική κίνηση της περιοχής της Ανατολικής Στερεάς Ελλάδος. Οριζόντιες μετακινήσεις με διεύθυνση περίπου A-NNA καταγράφονται στο σύνολο σχεδόν των σταθμών GPS, οι οποίες ακολουθούν τη διεύθυνση και μέγεθος κίνησης του σταθμού του Διονύσου Αττικής. Αποκλίσεις παρατηρούνται σε μερικούς μόνο σταθμούς που το άνωσμα μετατόπισης τους ελέγχεται από τοπικής κλίμακας παραμέτρους.

Η κατακόρυφη συνιστώσα μετατόπισης ελέγχεται κυρίως από τοπικούς παράγοντες εφ' όσον η κατακόρυφη κίνηση του σταθμού αναφοράς (Διόνυσος) είναι πολύ μικρή (μόλις 0.5mm) και η συνεισφορά της στην μετρούμενη κατακόρυφη μετακίνηση του δικτύου της Αταλάντης είναι στα όρια του σφάλματος.



**Εικόνα 1.6.α.** Χάρτης οριζόντιων μετακινήσεων Δικτύου GPS Αταλάντης για την περίοδο Οκτώβριος 2001 – Οκτώβριος 2002, με σταθμό αναφοράς τον Διόνυσο Αττικής.



**Εικόνα 1.6.β.** Χάρτης κατακόρυφων μεταβολών Δικτύου GPS Αταλάντης για την περίοδο Οκτώβριος 2001 – Οκτώβριος 2002, με σταθμό αναφοράς τον Διόνυσο Αττικής.

**ΠΙΝΑΞ III**

Διαφορικές κινήσεις σταθμών GPS περιοχής Αταλάντης ως προς Σταθμό Αναφοράς  
Διονύσου- Αττικής

Κωδικός GPS	Αζιμουθιο (Μοίρες)	Οριζόντια Μετακίνηση (mm)	Σφάλμα Γ. Μήκους (mm)	Σφάλμα Γ. Πλάτους (mm)	Κατακόρυφη Μετακίνηση (mm)	Σφάλμα Κατακορύφου (mm)
04	254.5287	11.6211	4.6065	3.4886	26.3062	4.7413
05	100.8987	16.3957	4.8918	3.3302	8.8196	5.0329
06	79.4265	7.6295	5.8822	4.2802	37.2925	5.9405
08	98.4550	7.4813	5.3600	3.8013	42.7246	5.4406
09	303.8571	19.0263	6.1512	6.3246	-9.0942	7.5611
10	326.6336	9.8183	2.8018	2.0616	-30.6091	2.8844
11	121.7014	11.9887	3.6359	2.4413	6.9885	3.6892
12	89.7121	19.9003	3.5468	2.4207	15.7013	3.6235
13	72.0721	10.7205	5.2326	3.4000	8.7013	5.3226
14	95.3073	18.3788	3.0000	1.9849	1.3962	3.0000
15	91.6603	13.8058	2.9000	1.9799	-34.4996	2.9000
16	126.8699	9.5000	3.1145	3.0017	-14.2975	3.4059
17	75.7064	16.2015	3.6620	2.6401	-2.8992	3.8013
18	119.7874	16.7075	3.7537	2.6870	-14.3890	3.8210
19	114.1324	13.6971	3.7590	2.7785	22.2015	3.8949
20	121.6075	13.7379	3.4409	2.5000	5.7068	3.5000
21	144.1623	13.3222	4.8600	3.2016	-17.5171	4.9204
22	136.5316	13.2276	5.5758	4.5618	-11.3983	5.7454
55	57.2157	7.0178	5.4672	3.8288	1.6174	5.6080
ATAL 54	120.1515	15.7280	1.7205	1.2207	-9.7961	1.8028

### 3.2. Σταθμός Αναφοράς Αταλάντης (No 54)

Ορίζοντας ως σταθμό αναφοράς του GPS δικτύου τον σταθμό στην πόλη της Αταλάντης (No 54) δύναται να μελετηθεί η παραμόρφωση της περιοχής, η οποία οφείλεται σε τοπικά αίτια απαλλασσόμενη από ευρύτερες τεκτονικές παραμορφώσεις. Από τον χάρτη οριζόντιων και κατακόρυφων μεταβολών (Εικ. 1.7, Πίνακας IV) της περιοχής προκύπτει ότι το δίκτυο δύναται να διαχωριστεί σε τρεις ζώνες παραμόρφωσης. Στην ζώνη βορείως της πόλης της Αταλάντης, στη περιοχή του γεωγραφικού πλάτους της Αταλάντης και τέλος, στη ζώνη της περιοχής της Μαλεσίνας, νότια της Αταλάντης.

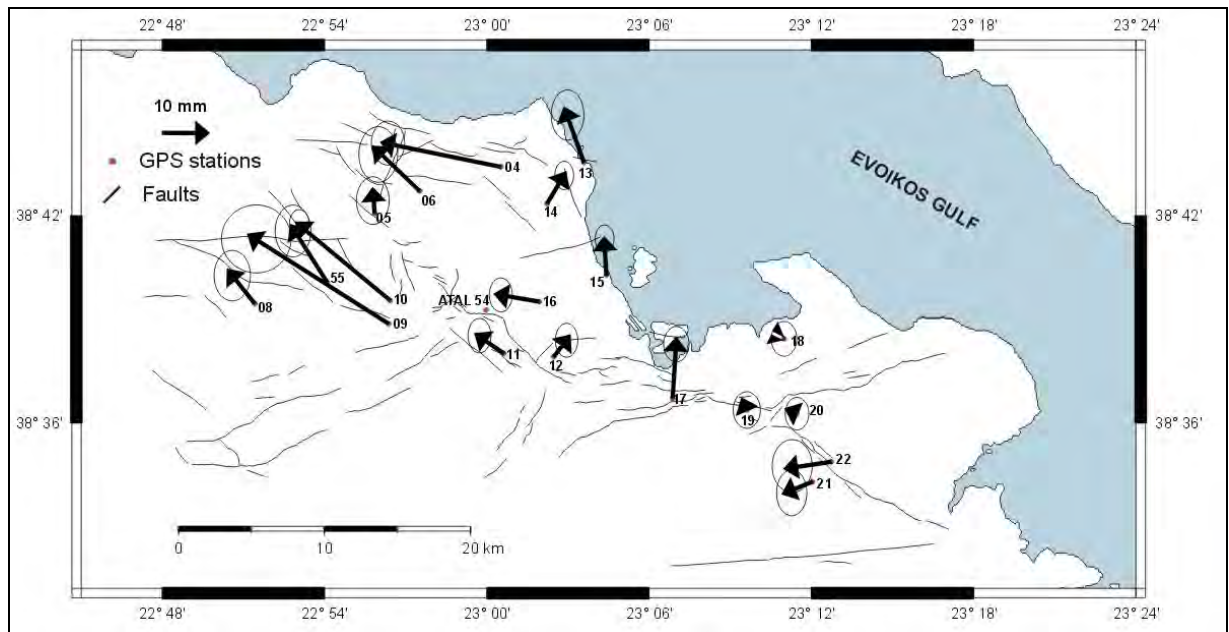
Στην ζώνη βορείως της Αταλάντης και η οποία οριοθετείται από ένα σύνολο ρηγμάτων διεύθυνσης BA-NΔ το άνυσμα οριζόντιας μετατόπισης των σταθμών GPS παρουσιάζεται σχεδόν ομοιόμορφα προσανατολισμένο σε διεύθυνση BBA με μικρές αποκλίσεις. Το μέγεθος του ανύσματος παρουσιάζεται ιδιαίτερα αυξημένο στη περιοχή των σταθμών No 09 & 10 ( $\approx 30$  mm) ενώ μειώνεται αισθητά ( $\approx 10-15$  mm) στους υπόλοιπους σταθμούς της ευρύτερης αυτής περιοχής. Η έντονη διαφοροποίηση των δύο συγκεκριμένων σταθμών πιθανότατα να οφείλεται σε γενικότερες συμπίεστικές δυνάμεις που αναπτύσσονται στο ρηξιτέμαχος του Αγ. Βλάσση από τα περιβάλλοντα ρηξιτέμαχη και εκτόνωση της τάσης αυτής στο συγκεκριμένο ρηξιτέμαχος με την μορφή που περιγράφεται από τα δεδομένα DGPS (αναλυτικότερα εξηγείται στην τεκτονική περιγραφή της περιοχής, Κεφάλαιον III). Η δεύτερη ζώνη περιλαμβάνει τους σταθμούς GPS που ευρίσκονται στο γεωγραφικό πλάτος της πόλης της Αταλάντης. Η οριζόντια συνιστώσα της εδαφικής παραμόρφωσης διατηρεί εν μέρει τον προσανατολισμό των βορειότερων σταθμών, αλλά το μέγεθος του ανύσματος μειώνεται έντονα ( $\approx 8$  mm). Στους σταθμούς GPS, που καλύπτουν το νότιο τμήμα της περιοχής μελέτης, το άνυσμα της οριζόντιας παραμόρφωσης μειώνεται στα όρια του σφάλματος, ενώ η διεύθυνση του για τους σταθμούς στην περιοχή του Μαρτίνου στρέφεται σε διεύθυνση δυτική, αποδίδοντας κινήσεις σχεδόν παράλληλες στα δύο ρηξιτέμαχη που έχουν προσδιοριστεί στην περιοχή (ρηξιτέμαχος Μαρτίνου & Μαλεσίνας)

Η μορφή της κατακόρυφης συνιστώσας εδαφικής παραμόρφωσης (Εικ. 1.7.β), ενώ συντηρεί την κατηγοριοποίηση της ευρύτερης περιοχής της Αταλάντης σε τρεις ζώνες παραμόρφωσης, διευρύνει και μεταβάλλει τα όρια των ζωνών αυτών. Το βόρειο τμήμα της περιοχής μελέτης παρουσιάζει ισχυρές ανυψωτικές τάσεις ( $>20$  mm), ενώ το κεντρικό τμήμα το οποίο περιλαμβάνει την πεδιάδα ανατολικά της Αταλάντης και εκτεινόμενο δυτικότερα συμπεριλαμβάνει τους σταθμούς No 09 & 10, παρουσιάζει αυξημένη καθίζηση

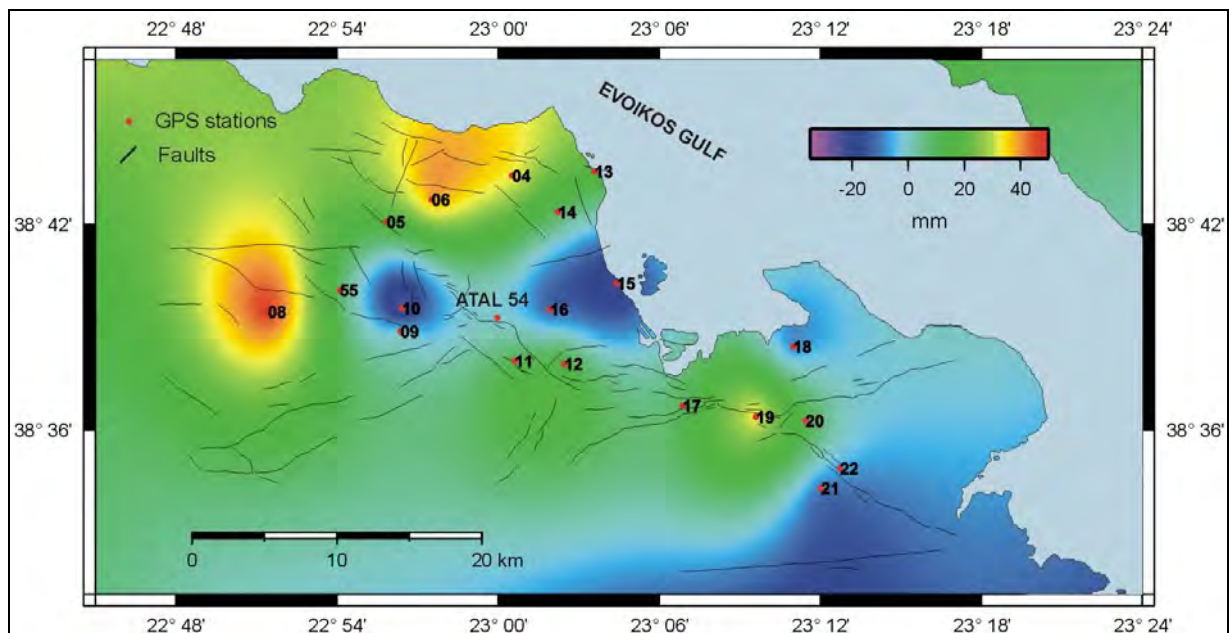
(>15 mm), η οποία όμως περιορίζεται στα όρια αυτής της Α-Δ προσανατολισμένης ζώνης. Οι σταθμοί νοτιότερα παρουσιάζουν διαφορεική ανοδική συνιστώσα παραμόρφωσης ( $\approx 10$  mm), η οποία λαμβάνει την μέγιστη τιμή της ( $\approx 30$  mm) στη περιοχή διαχωρισμού της Ρηξιγενούς Ζώνης Αταλάντης σε δύο κλάδους (στο σταθμό του Προσκυνά, No 19), το οποίο αποτελεί και σημείο τομής των τεσσάρων ρηξιτεμαχών που χαρακτηρίζουν την περιοχή (Προσκυνάς, Θεολόγος, Μαρτίνο, Μαλεσίνα). Διαφορικές καθοδικές κινήσεις παρουσιάζονται και στους ακραίους σταθμούς του δικτύου στην περιοχή του Μαρτίνου (No 21 & 22) και του Θεολόγου (No 18), όμως η τάξη μεγέθους είναι ελαφρώς μεγαλύτερη του ορίου του σφάλματος ( $\approx 7-8$  mm) και, καθώς δεν υπάρχει έλεγχος από σταθμούς νοτιότερα, δεν δύναται να αξιολογηθεί η διαφορεική αυτή κίνηση, η οποία όμως υποδεικνύει σχετικά παρόμοια κατακόρυφη παραμόρφωση των Ρηξιτεμαχών Μαρτίνου και Μαλεσίνας.

Συμπερασματικά διαπιστώνεται μια αυξημένη παραμόρφωση στο βόρειο τμήμα της Ρηξιγενούς Ζώνης Αταλάντης, η οποία οριοθετείται από τις ρηξιγενείς ζώνες με διεύθυνση ΒΑ-ΝΔ οι οποίες διέρχονται νότια των Λιβανάτων, και περιλαμβάνει και την ζώνη του Μαγαπλάτανου. Μικρότερου μεγέθους μεταβολές χαρακτηρίζουν το κεντρικό τμήμα της περιοχής έρευνας, ενώ το νότιο τμήμα παρουσιάζει κυρίως κατακόρυφες κινήσεις, ως αποτέλεσμα των ευρύτερων δυνάμεων που αναπτύσσονται στα όρια των τεσσάρων ρηξιτεμαχών που αναγνωρίζονται στην περιοχή.





**Εικόνα 1.7.α.** Χάρτης οριζόντιων μετακινήσεων σταθμών GPS Ρηξιγενούς Ζώνης Αταλάντης για την περίοδο Οκτώβριος 2001 – Οκτώβριος 2002, με σταθμό αναφοράς τον σταθμό Νο 54.



**Εικόνα 1.7.β.** Χάρτης κατακόρυφης συνιστώσας παραμόρφωσης σταθμών GPS Ρηξιγενούς Ζώνης Αταλάντης για την περίοδο Οκτώβριος 2001 – Οκτώβριος 2002, με σταθμό αναφοράς τον σταθμό Νο 54.

**ΠΙΝΑΞ IV**

Διαφορικές κινήσεις σταθμών GPS περιοχής Αταλάντης ως προς το Σταθμό Αναφοράς την Αταλάντη (No 54)

<b>Κωδικός GPS</b>	<b>Αζιμούθιο (Μοίρες)</b>	<b>Οριζόντια Μετακίνηση (mm)</b>	<b>Σφάλμα Γ. Μήκους (mm)</b>	<b>Σφάλμα Γ. Πλάτους (mm)</b>	<b>Κατακόρυφη Μετακίνηση (mm)</b>	<b>Σφάλμα Κατακορύφου (mm)</b>
04	281.6145	25.8289	4.6065	3.4886	33.0200	4.6530
05	355.8404	5.5145	4.9679	3.4059	16.4185	5.1088
06	313.8188	13.7208	5.8009	4.0460	38.3911	5.8600
08	321.5321	9.3236	5.2802	3.8013	46.9360	5.3600
09	302.5588	35.1194	6.1512	6.3246	-2.2888	7.5611
10	309.8056	25.7738	2.8018	2.0616	-23.7122	2.8844
11	304.5484	7.4061	3.6359	2.4413	11.6882	3.6892
12	37.2664	5.7801	3.5468	2.3431	14.9078	3.6235
13	340.2532	12.4310	5.2326	3.4000	18.1007	5.3226
14	30.8378	7.8032	3.0000	1.9849	9.7961	3.0000
15	356.5107	8.2152	2.9000	1.9799	-21.8997	2.9000
16	279.5601	9.6338	3.5805	2.4207	-12.5999	3.6401
17	3.5487	12.9248	3.6620	2.6401	10.2997	3.8013
18	116.5650	0.2236	3.6797	2.6870	-8.5907	3.7483
19	337.0679	2.8231	3.8471	2.8653	32.4097	3.8949
20	292.9321	2.8231	3.4409	2.5000	12.9089	3.5000
21	247.8905	6.9080	4.8600	3.2016	-10.7117	4.9204
22	261.4692	10.1119	5.5758	4.2059	-6.2103	5.6604
55	327.7420	14.4267	5.4672	3.7643	8.6060	5.6080
ATAL 54	-	-	-	-	-	-

#### **4. ΕΥΧΑΡΙΣΤΙΕΣ**

Ευχαριστούμε θερμά τον καθηγητή κ. Δ. Παραδείση, Σχολή Αγρονόμων Τοπογράφων Μηχανικών του ΕΜΠ, για την παραχώρηση των δεδομένων GPS από τον μόνιμο καταγραφικό σταθμό του Διονύσου Αττικής.

#### **5. ΒΙΒΛΙΟΓΡΑΦΙΑ**

**BERNESE** GPS Software, version 4.2 (2001). Astronomical Institute, University of Bern, Hugentobler U., Schaer S. & Fridez P. (editors), 515 pages.

**SKI Pro**, version 2,00,200 (2000), LEICA AG, Heerbrugg, Switzerland.

## ΚΕΦΑΛΑΙΟΝ ΙΙ

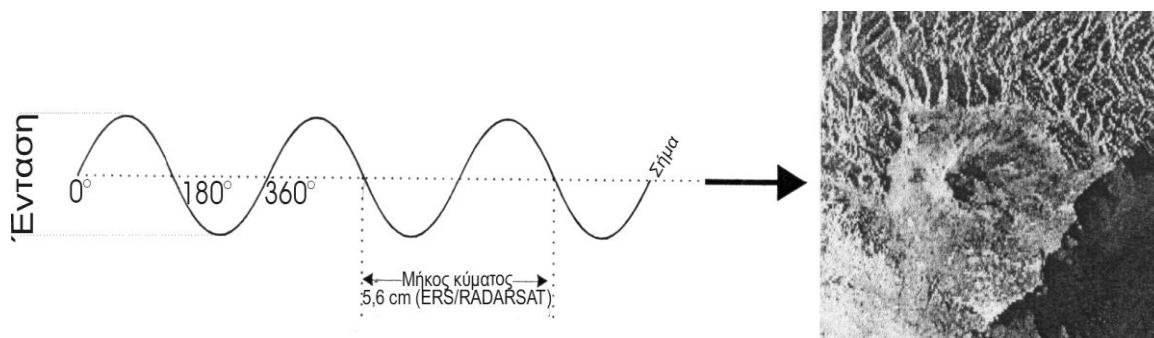
### ΔΙΑΦΟΡΙΚΗ ΣΥΜΒΟΛΟΜΕΤΡΙΑ ΡΑΝΤΑΡ

#### 1. Εισαγωγή

Η μεθοδολογία της Διαφορικής Συμβολομετρίας Ραντάρ (DInSAR) εφηρμόσθη στην ευρύτερη περιοχή της Ρηξιγενούς Ζώνης της Αταλάντης προκειμένου να μελετηθεί η ευρύτερη παραμόρφωση της περιοχής και όχι σημειακά, όπως προκύπτει από τις Διαφορικές Μετρήσεις GPS.

#### 2. Αρχή Μεθόδου Συμβολομετρίας Ραντάρ

Τα όργανα απεικόνισης του τύπου συνθετικού ανοίγματος ραντάρ (SAR), παράγουν εικόνες της επιφάνειας της Γης, ανεξάρτητα από τις καιρικές συνθήκες, ημέρα και νύχτα, με υψηλή χωρική διακριτική ικανότητα, προσφέροντας πληροφορία σχετικά με τα φυσικά χαρακτηριστικά της. Τα συστήματα συνθετικού ανοίγματος ραντάρ καταγράφουν την ένταση και την φάση του σήματος οπισθοσκέδασης. Η ένταση του σήματος δημιουργεί εικόνες με τη μορφή αποχρώσεων του γκρι, σύμφωνα με τις τιμές της έντασης (Εικ. 2.1).

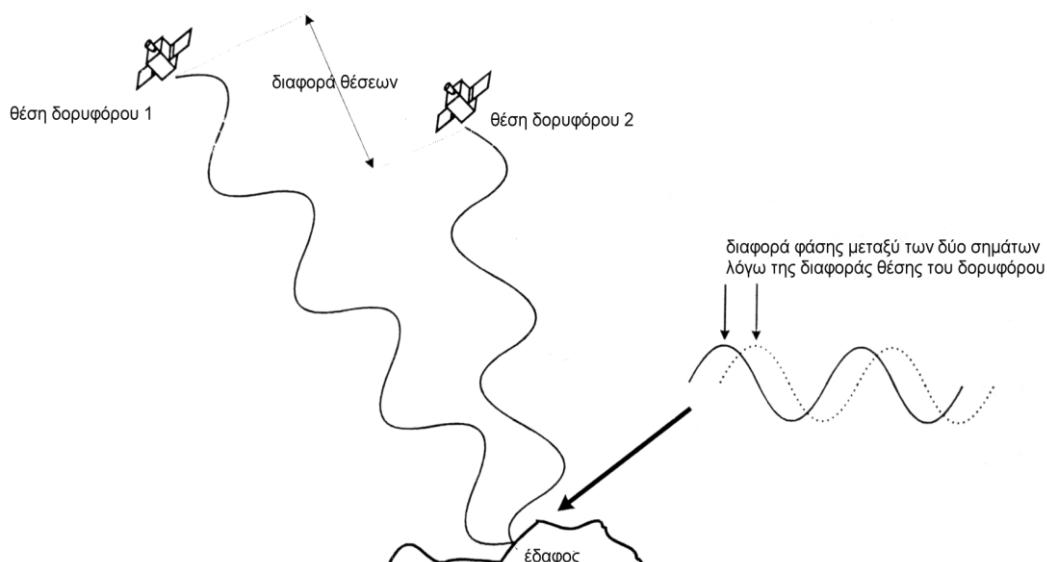


**Εικόνα 2.1** ΗΜ κύμα (Ραντάρ) προσπίπτον επί της επιφανείας του εδάφους

Κάθε κυψελίδα σε μία εικόνα συνθετικού ανοίγματος ραντάρ περιέχει πληροφορίες που αντιστοιχούν σε τρεις διαφορετικές παραμέτρους (Werle, 1992):

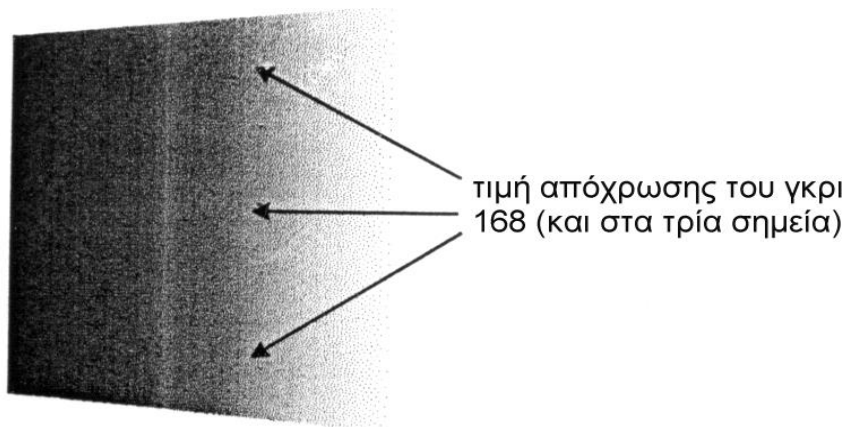
- Την διαδρομή από τον απεικονιστή προς την επιφάνεια της Γης και ξανά πίσω στο όργανο, διαιρούμενο από το μήκος κύματος του σήματος που αντιστοιχεί σε εκατομμύρια κύκλους φάσεων.
- Την αλληλεπίδραση μεταξύ του προσπίπτοντος κύματος και των ανακλαστήρων, εντός της κυψελίδας εδαφικής διακριτικής ικανότητας.
- Την διαφορά φάσης που προκαλείται από το σύστημα επεξεργασίας που χρησιμοποιείται για την εστίαση της εικόνας.

Η **Συμβολομετρία Ραντάρ** είναι μία τεχνική επεξεργασίας των εικόνων ραντάρ για την εξαγωγή πληροφοριών σχετικών με το ανάγλυφο της Γήινης επιφάνειας (Gabriel et al, 1989). Χρησιμοποιούνται οι μετρήσεις της φάσης του λαμβανόμενου σήματος οπισθοσκέδασης ως μία επιπρόσθετη πληροφορία από τα δεδομένα του ραντάρ και ειδικότερα οι μετρήσεις της διαφοράς φάσης από δύο διαδοχικές απεικονίσεις της ίδιας περιοχής. Η θέση, από την οποία ο δορυφόρος καταγράφει μία περιοχή, μεταβάλλεται από λήψη σε λήψη (Εικ. 2.2) και η αντίστοιχη διαφορά στην απόσταση δορυφόρου - Γης προκαλεί διαφορά στη φάση των σημάτων των διαφόρων λήψεων. Η διαφορά στην απόσταση δύναται να εκφραστεί με έναν ακέραιο αριθμό μηκών κύματος συν ένα κλάσμα ενός μήκους κύματος.



**Εικόνα 2.2** Διαφορά φάσης από ανάκλαση σημείου από διαφορετικές Δορυφορικές θέσεις

Ένα συγκεκριμένο εδαφικό σημείο θα εμφανίζει διαφορετική τιμή φάσης, που εξαρτάται άμεσα από την αλλαγή στην απόσταση μεταξύ του δορυφόρου και του συγκεκριμένου σημείου της επιφάνειας της Γης. Η διαφορά φάσης για κάθε επιφανειακό σημείο λαμβάνει μία τιμή μεταξύ των  $0^\circ$  και των  $360^\circ$ . Για μία σειρά σημείων σε μία δεδομένη περιοχή, οι 360 πιθανές τιμές διαφοράς φάσης δύνανται να αποδοθούν ποσοτικά με τις 256 αποχρώσεις του γκρι και να απεικονιστούν ως κροσσοί αποχρώσεων διαφορετικής έντασης (Εικ. 2.3).

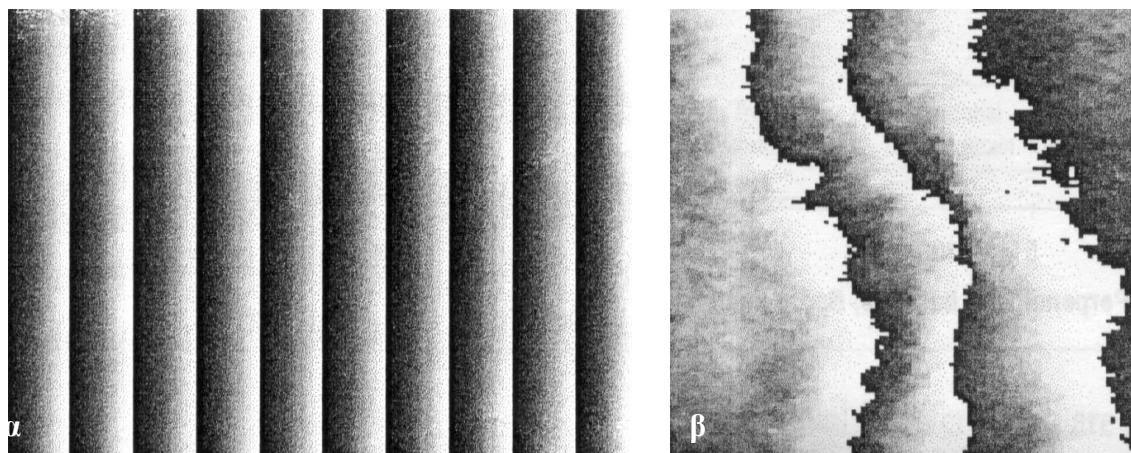


**Εικόνα 2.3.** Αποχρώσεις του γκρι για απόδοση Διαφορών Φάσεως.

Η εικόνα Συμβολομετρίας δημιουργείται από τους κροσσούς συμβολής που προκύπτουν στο σύνολο της περιοχής. Ένας κροσσός συμβολής μπορεί να θεωρηθεί ως μία σειρά από ισοδιαστάσεις στις οποίες κάθε ξεχωριστή απόχρωση του γκρι εντός και κατά μήκος του κροσσού αντιστοιχεί στην ίδια διαφορά φάσης. Η σταθερή διαφορά φάσης εντός ενός κροσσού συμβολής σχετίζεται άμεσα με την σταθερή διαφορά της διαδρομής από τον απεικονιστή προς την επιφάνεια της Γης και ξανά πίσω και συνεπώς σχετίζεται έμμεσα με το μορφολογικό ανάγλυφο της επιφάνειας που απεικονίζεται.

Επομένως, η διαφορά στην απόσταση δορυφόρου - Γης είναι συνάρτηση του αναγλύφου. Για τον λόγο αυτόν, σταθερή διαφορά στην απόσταση μεταξύ των κροσσών συμβολής συσχετίζεται με ένα επίπεδο ανάγλυφο. Καθώς ο δορυφόρος καλύπτει μία μεγάλη έκταση (περίπου 100X100 Km), δημιουργείται μία σειρά από διαδοχικούς κροσσούς συμβολής, που στο εσωτερικό του καθ' ενός η διαφορά φάσης εκφράζεται με τις 256 αποχρώσεις του γκρι (αντίστοιχα, γωνία φάσης  $0^\circ$  -  $360^\circ$ ). Η έκταση και το σχήμα των κροσσών συμβολής

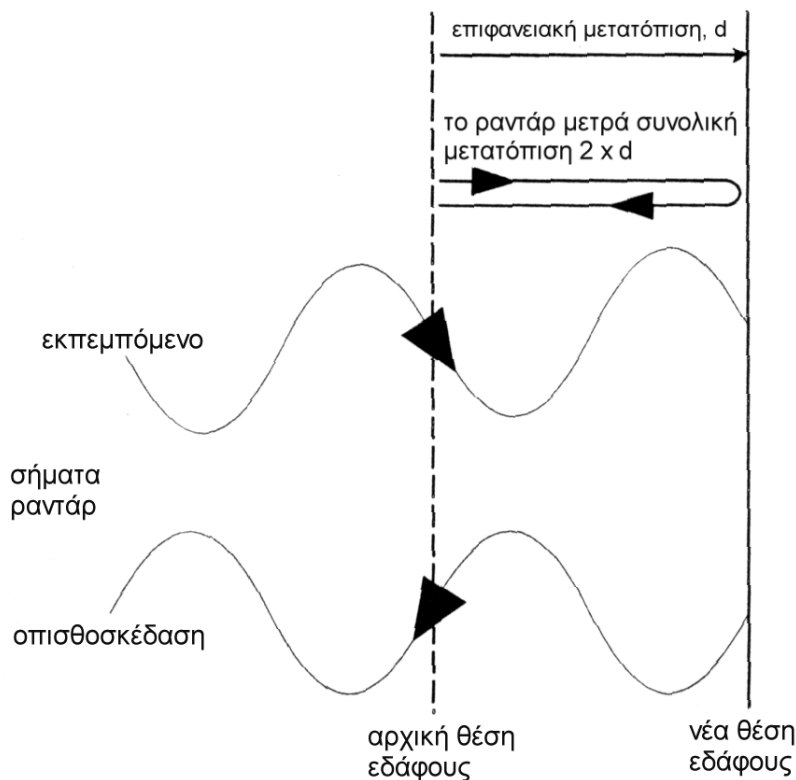
εξαρτώνται από τα τεχνικά χαρακτηριστικά του δορυφόρου, από το μήκος κύματος του σήματος και φυσικά από την τοπογραφία (Εικ. 2.4).



**Εικόνα 2.4** Κροσσοί συμβολής με διαφορά φάσης σε μια επίπεδη επιφάνεια (α) και σε μια τοπο-γραφική ανωμαλία (β).

Ως επέκταση της παραπάνω τεχνικής θεωρείται η **Διαφορική Συμβολομετρία Ραντάρ** (Massonnet, 1993). Το σημαντικότερο πλεονέκτημα αυτής της τεχνικής είναι ότι μπορεί να χρησιμοποιηθεί στην ανίχνευση επιφανειακών μετατοπίσεων που οφείλονται σε διάφορα αίτια, όπως σεισμούς, κατολισθήσεις, καταβυθίσεις κλπ. Η τεχνική αυτή είναι γνωστή με το όνομα Διαφορική Συμβολομετρία Ραντάρ και χρησιμοποιεί εικόνες SAR διαφορετικών ημερομηνιών, στη διάρκεια των οποίων εκδηλώθηκε το φαινόμενο.

Σε μία εικόνα Διαφορικής Συμβολομετρίας η μετατόπιση μπορεί να υπολογιστεί εφ' όσον είναι γνωστό το μήκος κύματος του δορυφορικού συστήματος (στην περίπτωση του ERS είναι 5,6 cm). Λόγω του ότι το σήμα εκτελεί την διαδρομή από τον δορυφόρο προς την επιφάνεια και μέσω της οπισθοσκέδασης πάλι στον δορυφόρο, η μετατόπιση μετράται δύο φορές, επομένως, η πραγματική μετατόπιση είναι η μισή της μετρηθείσης. Αυτό το γεγονός καθορίζει ότι κάθε κροσσός συμβολής αντιπροσωπεύει **2,8** ( $=5,6/2$ ) cm εδαφικής μετατόπισης, κατά μήκος της γραμμής μετάδοσης του σήματος ραντάρ (Εικ. 2.5).



**Εικόνα 2.5.** Προσδιορισμός Εδαφικής Μετατόπισης σημείου από κύμα Ραντάρ.

Το **σημαντικότερο πλεονέκτημα** του υπολογισμού της επιφανειακής μετατόπισης με την μέθοδο της Διαφορικής Συμβολομετρίας, είναι η αυξημένη χωρική διακριτική ικανότητα (διακριτικότητα) σε σχέση με άλλες μεθόδους (π.χ. GPS). Η χωρική διακριτική ικανότητα της μετατόπισης, στην Διαφορική Συμβολομετρία, είναι η ελάχιστη μετατόπιση (διαφορά φάσης), που μπορεί να αντιπροσωπευθεί από μια κυψελίδα κατά την επεξεργασία μίας εικόνας Διαφορικής Συμβολομετρίας (Capes & Haynes, 1996). Η διακριτική ικανότητα της μετατόπισης ποικίλλει, διότι η επιτυχής μέτρηση της διαφοράς φάσης σε μία εικόνα Διαφορικής Συμβολομετρίας καθορίζεται σε μεγάλο βαθμό από την συμβατότητα των εικόνων που χρησιμοποιούνται.

Οι παράγοντες που επηρεάζουν την **συμβατότητα** μεταξύ δύο εικόνων είναι:

- Παράμετροι σχετικοί με την επεξεργασία μίας εικόνας
- Η κάθετη γραμμή βάσης των θέσεων του δορυφόρου κατά τις δύο λήψεις
- Χωρικές αλλαγές (όχι εδαφικές παραμορφώσεις) που προκαλούνται από διαφορετικά χαρακτηριστικά σκέδασης στις δύο εικόνες για το ίδιο χωρικό σημείο.



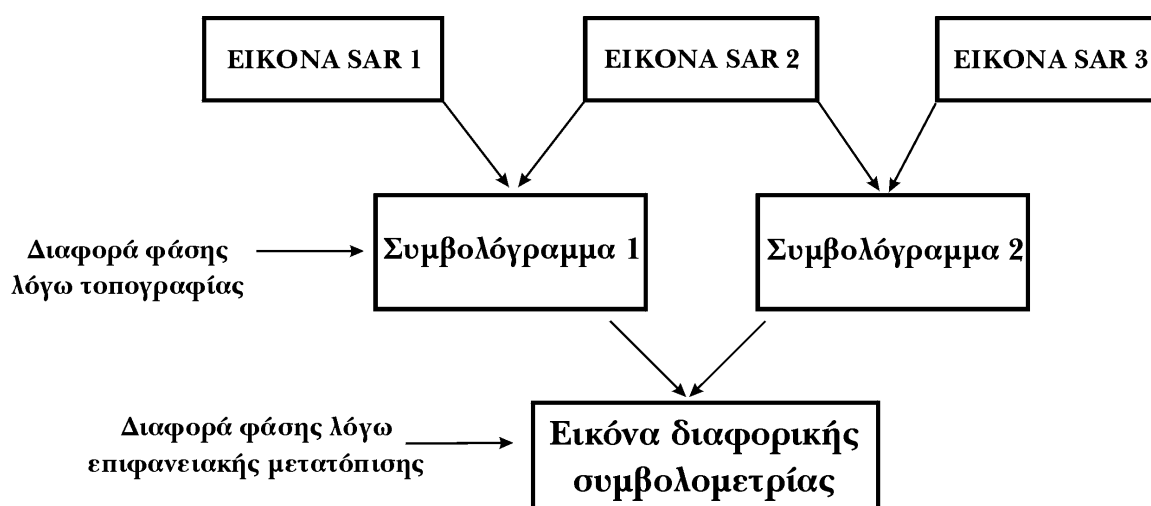
Τέτοιες είναι οι αλλαγές στην κάλυψη Γης και κυρίως εποχιακές (φυτοκάλυψη, επιφανειακή ροή υδάτων). Επομένως είναι σημαντικό να χρησιμοποιηθούν εικόνες που έχουν ημερομηνίες ίδιας εποχής (π.χ. θέρους).

- Για την εκτίμηση της συμβατότητας των εικόνων δημιουργείται αρχικά μια εικόνα συμβατότητας, η οποία διευκολύνει την εκτίμηση του βαθμού συσχέτισης των δύο εικόνων και κατά συνέπεια την χωρική διακριτική ικανότητα που μπορεί να επιτευχθεί.

### 3. Μεθοδολογία και Δεδομένα

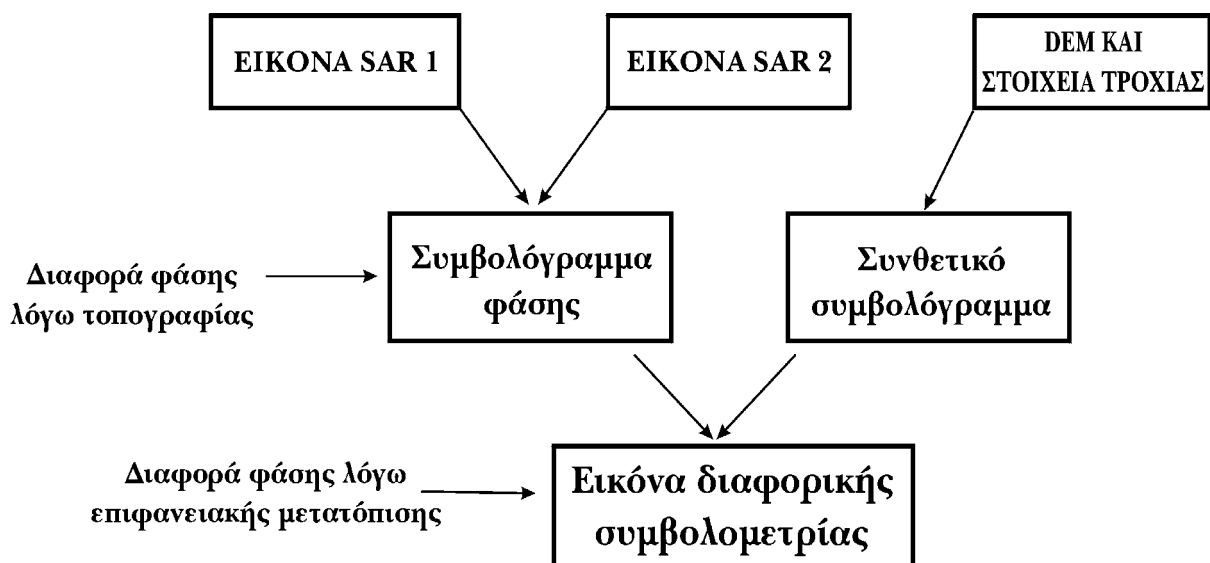
Επί της παρούσης, υπάρχουν δύο διαφορετικοί τρόποι εκτέλεσης της τεχνικής της Διαφορικής Συμβολομετρίας:

**Συμβολομετρία Διπλής Διαφοράς Κροσσών Συμβολής (Εικ. 2.6).** Σύμφωνα με την τεχνική αυτή, λαμβάνονται τρεις εικόνες συνθετικού ανοίγματος ραντάρ διαφορετικής ημερομηνίας και διαφορετικών γωνιών λήψεως. Δημιουργούνται δύο εικόνες Συμβολομετρίας εκμεταλλευόμενοι την διαφορά φάσης μεταξύ της πρώτης και της δεύτερης εικόνας και την διαφορά φάσης μεταξύ της δεύτερης και της τρίτης. Τέλος, η πρώτη εικόνα Συμβολομετρίας αφαιρείται από την δεύτερη και προκύπτει μία τρίτη, την οποία ονομάζουμε εικόνα Συμβολομετρίας διπλής διαφοράς κροσσών.



**Εικόνα 2.6.** Σχηματική παρουσία της μεθόδου διπλής διαφοράς ή των τριών περασμάτων

**Μέθοδος Δύο Λήψεων & Ψηφιακού Μοντέλου Αναγλύφου (Εικ. 2.7).** Η μέθοδος αυτή χρησιμοποιεί δύο εικόνες για να δημιουργήσει μία εικόνα Συμβολομετρίας, ενώ η δεύτερη δημιουργείται με τρόπο «ανάστροφο», με την δημιουργία μίας συνθετικής εικόνας Συμβολομετρίας από το ψηφιακό μοντέλο αναγλύφου της περιοχής. Τέλος, αφαιρείται το «συνθετικό» συμβολόγραμμα από την «γνήσια» εικόνα Συμβολομετρίας και προκύπτει η εικόνα Διαφορικής Συμβολομετρίας.



**Εικόνα 2.7.** Σχηματική παρουσίαση της μεθόδου των δύο λήψεων και χρήση DEM.

Για το συγκεκριμένο ερευνητικό πρόγραμμα επιλέχθηκε η δεύτερη μέθοδος που είναι και μέθοδος που χρησιμοποιείται από την ερευνητική ομάδα καθώς δίνει τα καλύτερα αποτελέσματα όταν συνδυάζεται με την χρήση ενός DEM με υψηλή ανάλυση και ποιότητα.

Μετά από έρευνα στη βάση δεδομένων EOLI της ESA/ESRIN για τα κατάλληλα ζεύγη συμβολομετρίας δημιουργήθηκε πίνακας με τα χαρακτηριστικά των ζευγών (Br, χρονικό διάστημα μεταξύ των δύο λήψεων κλπ). Μετά από μελέτη όλων των στοιχείων καθώς και της σεισμικότητας στη περιοχή από το 1992 έως το 2000, αποφασίστηκε η επιλογή εικόνων με πολύ χαμηλή Br και σχετική μικρή χρονική απόσταση μεταξύ των λήψεων που αποτελούν τα ζεύγη. Σκοπός ήταν η εξασφάλιση ικανοποιητικής συνοχής μεταξύ των εικόνων με δεδομένο ότι η περιοχή παρουσιάζει ιδιαιτερότητες ως προς την μορφολογία

και την κάλυψη γης. Τα τεχνικά χαρακτηριστικά των εικόνων που επιλέγησαν και τα ζεύγη συμβολομετρίας που δημιουργήθηκαν είναι τα παρακάτω:

Satellite	Frame	Orbit	Date	Bp (ESA)
ERS-2	0765	16530	18 JUN 1998	2m
ERS-2	0765	19536	14 JAN 1999	

Satellite	Frame	Orbit	Date	Bp (ESA)
ERS-2	0765	23544	21 OCT 1999	12m
ERS-2	0765	19536	14 JAN 1999	

Satellite	Frame	Orbit	Date	Bp (ESA)
ERS-2	0765	23544	21 OCT 1999	68m
ERS-2	0765	16530	18 JUN 1998	

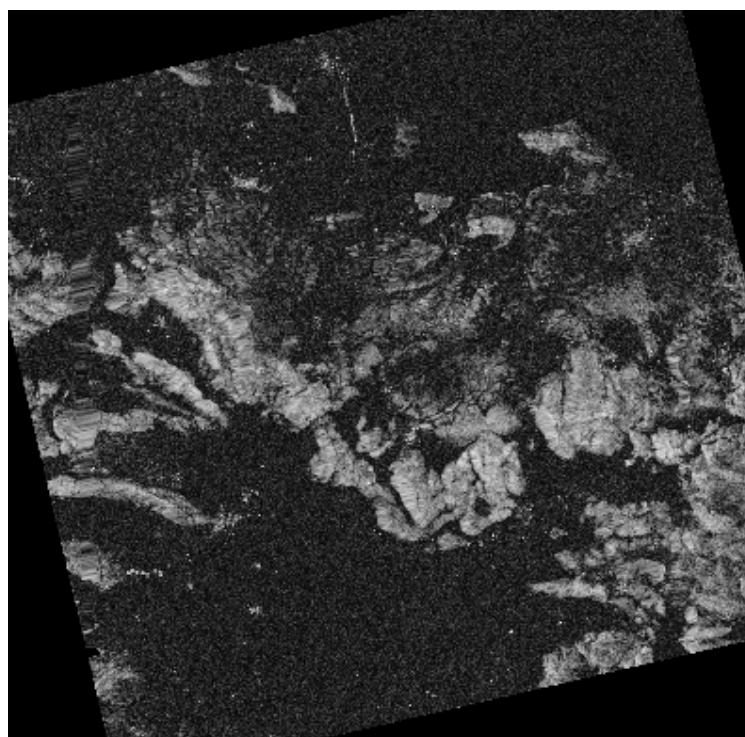
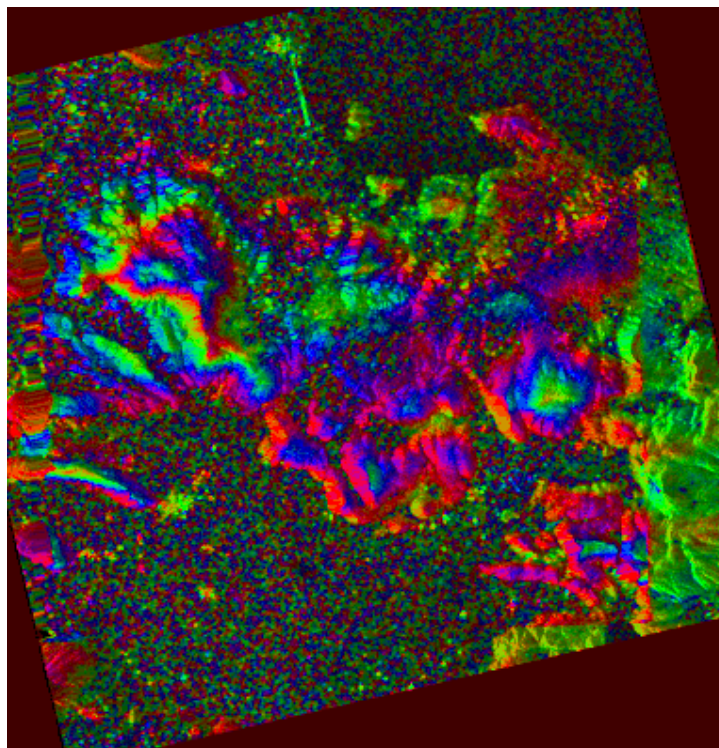
#### 4. Ανάλυση – Ερμηνεία Αποτελεσμάτων

Η επεξεργασία των τριών ζευγών συμβολομετρίας έγινε με την μέθοδο των δύο εικόνων SAR.SLC και την χρήση ενός εξωτερικού DEM. Χρησιμοποιήθηκε το ειδικό λογισμικό EVINSAR της εταιρίας ATLANTIS καθώς και το λογισμικό APP της ίδιας εταιρίας για την παραγωγή εικόνων SLC από Raw δεδομένα. Από την επεξεργασία των δεδομένων προέκυψαν εικόνες συνοχής με σχετικά υψηλό βαθμό συνοχής, πλην των πεδινών περιοχών, όπου λόγω της έντονης γεωργικής χρήσης οι μεταβολές που συμβαίνουν στο χρόνο είναι συνεχείς και μεγάλες. Με δεδομένο την υψηλή συνοχή στη περιοχή ενδιαφέροντος λογικό θα ήταν η δημιουργία εικόνων συμβολομετρίας με έγκυρα αποτελέσματα. Οι εικόνες διαφορικής συμβολομετρίας και για τα τρία ζεύγη (Εικ. 2.8, 2.9 & 2.10) εμφανίζουν ένα μεγάλο αριθμό κροσσών συμβολής, οι οποίοι με μεγάλη ακρίβεια ταυτίζονται με την τοπογραφία της περιοχής. Κροσσοί συμβολής εκτός από εκείνους, οι οποίοι οφείλονται στη παραμόρφωση του εδάφους συχνά εμφανίζονται σε εικόνες διαφορικής συμβολομετρίας και λόγω άλλων παραγόντων.

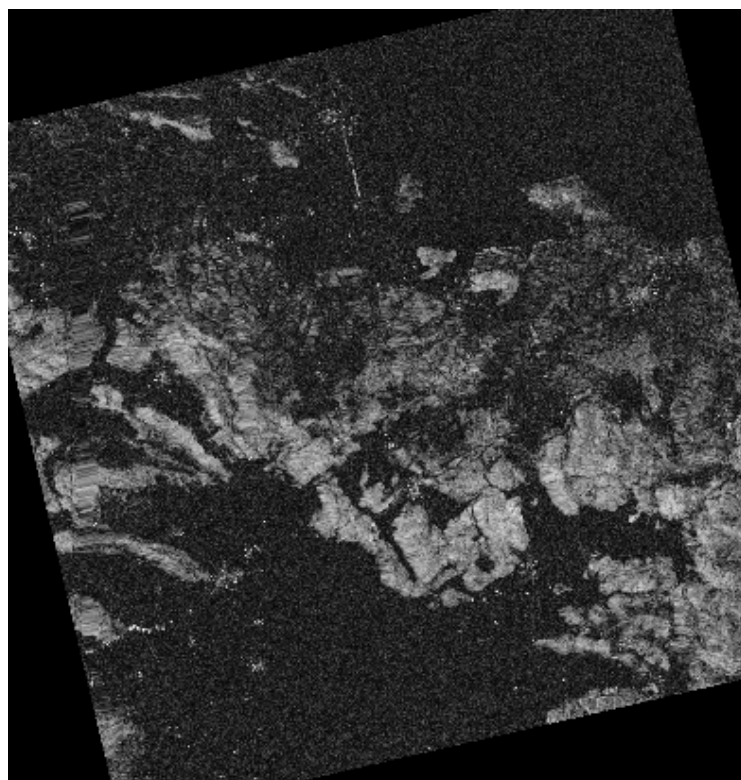
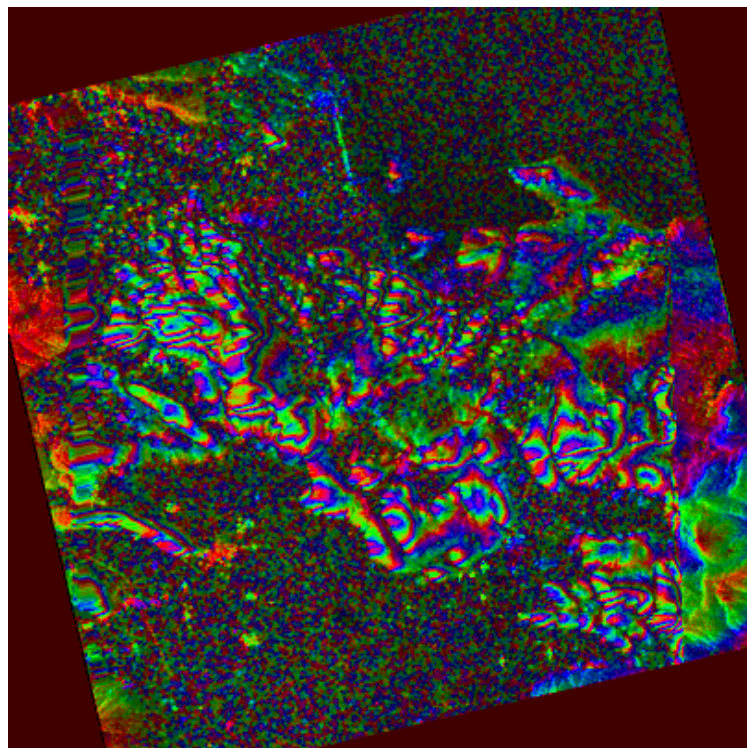
Ένας από τους εξωγενείς παράγοντες που δημιουργούν «ψευδείς» κροσσούς είναι οι μετεωρολογικές συνθήκες που επικρατούν στην περιοχή κατά την λήψη των εικόνων όπως υψηλή υγρασία, ομίχλη κλπ (Tarayre & Massonnet, 1996). Ένας τρόπος αποκλεισμού αυτού του ενδεχομένου είναι η δημιουργία πλέον του ενός συμβολογραφήματος. Στη συγκεκριμένη περίπτωση και στις τρεις εικόνες συμβολομετρίας, που καλύπτουν διαφορετικές χρονικές περιόδους και εποχές, εμφανίζονται οι κροσσοί συμβολής σε μεγάλο αριθμό που ακολουθούν την τοπογραφία. Άλλες αιτίες που μπορούν να προκαλέσουν κροσσούς, που όμως αντιστοιχούν στη τοπογραφία, έχουν σχέση με την επεξεργασία των δεδομένων.

Συγκεκριμένα μπορεί να οφείλεται είτε σε λάθος του μοντέλου στον ακριβή προσδιορισμό της βασικής γραμμής (baseline), είτε σε λάθη στην ταυτοποίηση του εξωτερικού DEM με την «κύρια» εικόνα SAR. Για την πρώτη περίπτωση έγινε προσπάθεια διόρθωσης της διαφορικής φάσης (και επομένως πιθανής υπολειπόμενης τοπογραφικής φάσης) μέσω της αναπροσαρμογής της τιμής της βασικής γραμμής (baseline) και διόρθωσης πιθανών λαθών του πολωνύμου, από τα οποία εξαρτάται άμεσα το μοντέλο προσδιορισμού της βασικής γραμμής (baseline). Και στα τρία ζεύγη που εφαρμόστηκε η τεχνική δεν απέδωσε τα αναμενόμενα. Στη περίπτωση της ακρίβειας στη ταυτοποίησης του εξωτερικού ψηφιακού υψομετρικού μοντέλου με την «κύρια» εικόνα SAR εφαρμόστηκε η τεχνική της βελτιστοποίησης της ταυτοποίησης. Το υπολογισμένο σφάλμα κατά την διάρκεια της αρχικής ταυτοποίησης ήταν στο  $X= 0,78$  και στο  $\Psi= 0,84$  με την βελτιστοποίηση το σφάλμα μειώθηκε στο  $X= 0,72$  και στο  $\Psi= 0,76$ , το οποίο θεωρείται αρκετά ικανοποιητικό, ενώ αυξήθηκε ο αριθμός των εδαφικών σημείων ελέγχου από 21 σε 30. Και σε αυτήν την περίπτωση τα αποτελέσματα δεν ήσαν τα αναμενόμενα.

Με δεδομένο τις παραπάνω άκαρπες προσπάθειες βελτίωσης των αποτελεσμάτων από τις εικόνες διαφορικής συμβολομετρίας, το ενδιαφέρον εστιάστηκε στην ποιότητα του εξωτερικού ψηφιακού μοντέλου αναγλύφου με δεδομένη και την τοπογραφία της

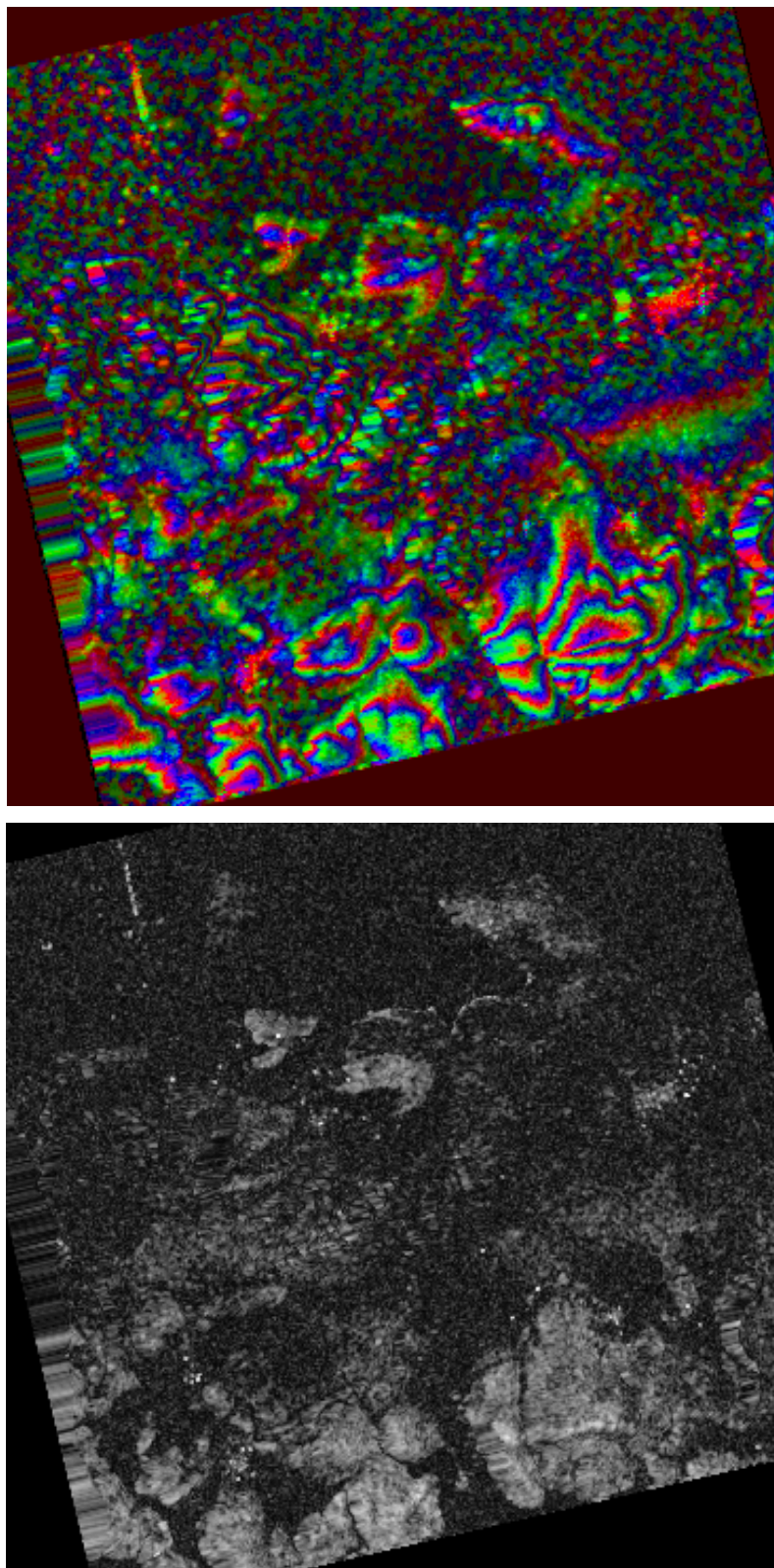


**Εικόνα 2.8.** Εικόνα διαφορικής συμβολομετρίας (επάνω) και η αντίστοιχη εικόνα συνοχής (κάτω) για την περίοδο Ιανουάριος 1999 – Οκτώβριος 1999.



**Εικόνα 2.9.** Εικόνα διαφορικής συμβολομετρίας (επάνω) και η αντίστοιχη εικόνα συνοχής (κάτω) για την περίοδο Ιούνιος 1998 – Ιανουάριος 1999.





**Εικόνα 2.10.** Εικόνα διαφορικής συμβολομετρίας (επάνω) και η αντίστοιχη εικόνα συνοχής (κάτω) για την περίοδο Ιούνιος 1998 – Οκτώβριος 1999.

περιοχής (Muller et al. 1996). Η ερευνητική ομάδα θα προσπαθήσει να επεξεργαστεί εκ νέου τα δεδομένα χρησιμοποιώντας άλλο ψηφιακό μοντέλο αναγλύφου και, για τυχόν διαφοροποίηση των αποτελεσμάτων, θα ενημερωθεί ο ΟΑΣΠ.

## 5. Βιβλιογραφία

- CAPES, R. & HAYNES, M. (1996). A guide to SAR Interferometry. Nigel Press Associates, Edenbridge.
- GABRIEL, A.K., GOLDSTEIN, R.M. & ZEBKER, H.A. (1989). Mapping small elevation changes over large areas: Differential Radar Interferometry. *Geophysical Research: Solid Earth and Planets*, vol. 94, N<sup>o</sup>.B7, pp. 9183-9191.
- TARAYRE H. & MASSONNET D. (1996), Atmospheric artifacts on Interferograms. *Fringe 96 Workshop Proceedings*, vol. II, 125-128
- MASSONNET, D., ROSSI, M., CARMONA, C., ADRAGNA, F., PELTZER, G., FEIGL, K., & RABAUTE, T. (1993). The displacement field of the Landers Earthquake mapped by Radar Interferometry, *Nature*, 364, pp.138-142.
- MULLER J.P., UPTON M., MORLEY J. G, WADGE G., STEVENS N. and MURRAY J.B. (1996), On the accuracy of differential SAR interferometry over Mt Etna. *Fringe 96 Workshop Proceedings*, vol. III, 89-92
- WERLE, B. (1992). Radar Remote Sensing: A Training Manual. Dendron Resource Survey Inc. In cooperation with Energy, *Mines and Resources Canada*. Canada.



## ΚΕΦΑΛΑΙΟΝ ΙΙΙ

### ΤΕΚΤΟΝΙΚΗ ΜΕΛΕΤΗ

#### 1. Εισαγωγή

Η γεωλογική – νεοτεκτονική χαρτογράφηση της ευρύτερης περιοχής, η οποία επηρεάζεται από την Ρηξιγενή Ζώνη της Αταλάντης (PZA) παρουσιάζεται στο εν λόγω κεφάλαιο. Με το δεδομένο ότι η τεκτονική καλείται να υποστηρίξει τις υπόλοιπες μεθοδολογίες που χρησιμοποιούνται στο πλαίσιο του παρόντος ερευνητικού προγράμματος, οι γεωλογικές εργασίες υπαίθρου έγιναν με γνώμονα την αποτελεσματικότητα των διαφόρων μεθοδολογιών και την δυνατότητα ανταλλαγής των δεδομένων που προκύπτουν από την εφαρμογή της κάθε μεθοδολογίας. Ιδιαίτερα κατά τον σχεδιασμό εγκατάστασης του δικτύου GPS, έγινε προσπάθεια να βασισθεί σε καλά επιλεγμένους επίγειους σταθμούς, των οποίων η διαχρονική μεταβολή των χαρακτηριστικών ανεμένετο να αποδώσει χρήσιμα στοιχεία για την ενεργότητα, κινηματική και δυναμική της PZA, σε συνδυασμό με την τεχνική της Διαφορικής Συμβολομετρίας Ραντάρ. Για τον λόγο αυτόν, η επιλογή των θέσεων των σταθμών έγινε όχι απλώς με κριτήρια γεωγραφικά – τοπογραφικά, αλλά (κυρίως) με τεκτονικά – σεισμολογικά.

Κεφαλαιώδους σημασίας ήταν ο καθορισμός των επί μέρους ρηξιτεμαχών τα οποία συμμετέχουν στην ενεργό παραμόρφωση της περιοχής που συντελείται από την PZA. Για τον λόγο αυτόν έγινε προσπάθεια ώστε τα διακριθέντα ρηξιτεμάχη να αποτελούν κατά το μάλλον ή ήττον αυτοτελείς νεοτεκτονικές μονάδες, ανεξαρτήτως διαστάσεων και με βασικό κριτήριο διαχωρισμού τους τις ενεργές σεισμικές και τεκτονικές δομές που τις προσδιορίζουν και οριοθετούν.

#### 2. Γεωλογική Δομή

##### 2.1. Γενικά

Η περιοχή μελέτης δομείται από τους Αλπικούς σχηματισμούς της Υπο-πελαγονικής Ενότητας (και της υπο-ενότητας της Ανατολικής Ελλάδας), ενώ υπάρχουν και πολλές εμφανίσεις οφιολίθων της. Οι παλαιότεροι μεταλπικοί σχηματισμοί χρονολογούνται στο Αν. Μειόκαινο.

## **2.2. Αλπικοί Σχηματισμοί**

Η ενότητα της Υποπελαγονικής – Ανατολικής Ελλάδας απαντά στο σύνολό της στην περιοχή μελέτης. Οι αρχαιότεροι σχηματισμοί είναι οι Άνω Τριαδικοί δολομίτες και δολομιτικοί ασβεστόλιθοι που δομούν μεγάλο τμήμα των ορέων Χλωμό και Ρόδα. Τα ανθρακικά αυτά υπέρκεινται ενός συνόλου λιθολογιών (ψαμμίτες, ηφαιστίτες, ασβεστόλιθοι κ.α) ηλικίας Περμο-Τριαδικής που χαρακτηρίζονται ως ηφαιστειο-ιζηματογενές σύμπλεγμα και που αποτελεί την βάση της ανθρακικής πλατφόρμας της Υπο-πελαγονικής. Η σχέση του ηφαιστειο-ιζηματογενούς συμπλέγματος με τα ανθρακικά χαρακτηρίζεται ως δευτερογενώς τεκτονική επιφάνεια αποκόλλησης (décollement) (Σίδερης, 1981, 1986), ενώ έχουν χαρτογραφηθεί και λεπιώσεις της βάσης της πλατφόρμας με συμμετοχή και του συμπλέγματος στην ευρύτερη περιοχή (Μελιδόνι) (Κράνης, 1999).

Οι Άνω Τριαδικοί δολομίτες εξελίσσονται σε Ιουρασικούς ασβεστολίθους και (σπανιότερα) δολομίτες με χαρακτηριστικά απολιθώματα και βωξιτικούς ορίζοντες. Υπερκείμενή τους τεκτονικά είναι η λεγόμενη σχιστο-ψαμμιτο-κερατολιθική διάπλαση (Τάταρης & Κούνης, 1969), που αποτελεί και τον απόηχο της παλαιο-αλπικής ορογένεσης. Το επεισόδιο αυτό ακολουθήθηκε από την εκ νέου απόθεση ιζημάτων κατά το Κενομάνιο, αρχικά με κλαστικούς και στην συνέχεια με ανθρακικούς σχηματισμούς. Η Αλπική ιζηματογένεση έκλεισε στο Δάνιο με την απόθεση του φλύσχη.

Εμφανίσεις του οφιολιθικού συμπλέγματος υπάρχουν σε όλη την περιοχή (Καλλίδρομο, Χλωμό), αποτελούμενες από τις τυπικές για την περίπτωση λιθολογίες (περιδοτίτες, σερπεντινίτες και λοιπά υπερβασικά, τοπικά συνοδευόμενα από ιζηματογενή πετρώματα – κυρίως ψαμμίτες και πηλίτες).

## **2.3. Μεταλπικοί Σχηματισμοί**

Οι παλαιότερες μεταλπικές αποθέσεις εντοπίζονται στην περιοχή Μαλεσίνας – Προσκυνά. Πρόκειται για κροκαλοπαγή – κροκαλολατυποπαγή, μαργαϊκούς ασβεστολίθους και μάργες υφάλμυρης ή λιμναίας φάσης και ηλικίας Άνω Μειοκαινικής.

Ακολουθούν τα Πλειοκαινικά ιζήματα, το πάχος των οποίων φτάνει τις αρκετές εκατοντάδες μέτρα στην λεκάνη της Λοκρίδας (Μεταξάς 1987, Κράνης 1999). Πρόκειται

για χαλαρά και σπάνια ημισυνεκτικά ιζήματα και κυρίως μάργες, κροκαλοπαγή, άμμους και αργίλους. Η φάση τους είναι λιμναία, ποτάμια και ποταμοχειμάρια, με ταχύτατες εναλλαγές λιθολογιών, οφειλόμενες στα διαρκώς εναλλασσόμενα περιβάλλοντα απόθεσης κατά το Πλειόκαινο.

Υπερκείμενος των προηγούμενων ευρίσκεται ένας σχηματισμός ηλικίας Πλειο-Πλειστοκαινικής, με παραπλήσια λιθολογικά χαρακτηριστικά, ο οποίος φιλοξενεί και λιγνιτικούς ορίζοντες.

Ο αρχαιότερος αμιγώς τεταρτογενής σχηματισμός εμφανίζεται πλησίον της περιοχής Αρκίτσας-Λιβανατών. Σε αντίθεση με τους προηγούμενους, που είναι ιδιαίτερα τεκτονισμένοι και με έντονα διαταραγμένη γεωμετρία, ο συγκεκριμένος εμφανίζεται κυρίως με μικρές κλίσεις ( $<10^\circ$ ) και χωρίς έντονη διαταραχή. Αποτελείται από λεπτομερή υλικά (άμμους με χαρακτηριστική σταυρωτή στρώση, μάργες και αργίλους), ενώ υπάρχουν και χαρακτηριστικοί ορίζοντες – πάγκοι σαφέστατα πιο συνεκτικοί (πχ. *barre a Paludines*, Rondogianni, 1984). Η ηλικία του σχηματισμού αυτού είναι Μεσο-Πλειστοκαινική.

### **3. Τεκτονική Μελέτη**

#### **3.1. Γενικά**

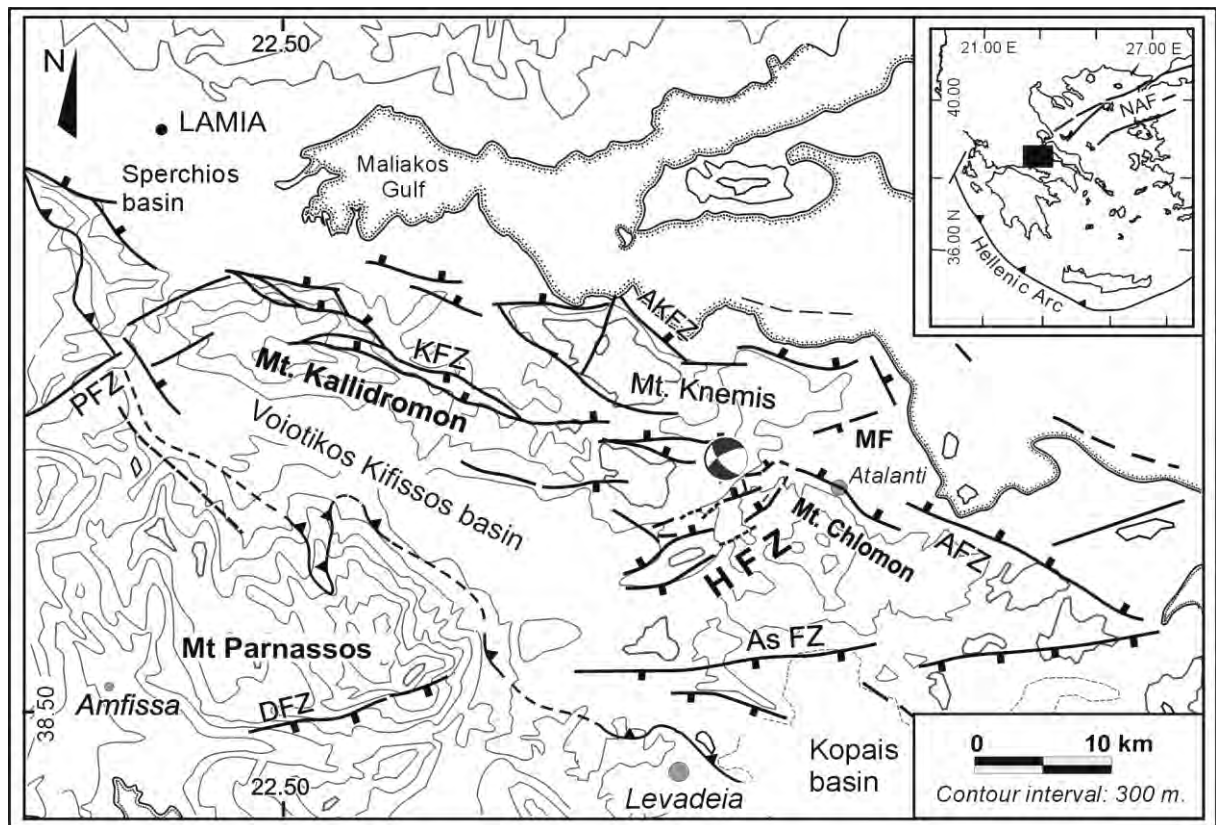
Η ευρύτερη περιοχή μελέτης χαρακτηρίζεται από μεγάλες ρηξιγενείς ζώνες διεύθυνσης ΔΒΔ-ΑΝΑ, οι οποίες οριοθετούν επιμήκεις οροσειρές και βυθίσματα, όπως τα όρη Καλλίδρομο, Χλωμόν και Κνημίσ και τις τεκτονικές τάφρους του Βορείου Ευβοϊκού, της Λεκάνης της Λοκρίδος και του Βοιωτικού Κηφισού (Κράνης 1999, Kranis et al. 2001) (Εικ. 1). Από δυναμικής άποψως, υπόκειται σε δευτερογενή εφελκυσμό διεύθυνσης ΒΒΔ-ΝΝΑ έως ΒΒΑ-ΝΝΔ, οφειλόμενον εν μέρει στην προέλαση της δυναμικής της ρηξιγενούς ζώνης της Βόρειας Ανατολίας εντός των τάφρων του Β. Αιγαίου και των Σποράδων, η οποία έχει προκαλέσει την δημιουργία των τάφρων αυτών, καθώς και την περιστροφή επιμήκων ρηξιτεμαχών (*elongated block rotation*) εντός διατμητικών ζωνών πλάτους 30-50 km (Taymaz et al. 1991, Jackson 1994, Kranis & Papanikolaou 2001, Κράνης 1999, 2002). Κυριότερες τεκτονικές δομές, πέραν της ΡΖΑ, είναι οι Ρ.Ζ. Καλλιδρόμου, Ρ.Ζ. Αρκίτσας- Λόγγου, Ρ.Ζ. Αγ. Κωνσταντίνου, Ρ.Ζ. Καμμένων Βούρλων, Ρ.Ζ. Μαλεσίνας, Ρ.Ζ. Παύλου, Ρ.Ζ. Υαμπόλεως και το ΒΑ περιθώριο του Ορους Παρνασσός. (Εικ. 1).

### 3.2. Ρηξιγενής Ζώνη Αταλάντης (PZA)

Στην παρούσα ενότητα γίνεται συνοπτική αναφορά στα νεοτεκτονικά χαρακτηριστικά της υπό μελέτη ρηξιγενούς ζώνης, όπως αυτά προέκυψαν ύστερα από βιβλιογραφική έρευνα και τις εργασίες της νεοτεκτονικής χαρτογράφησης του παρόντος σταδίου. Πληθώρα ερευνητών έχει ασχοληθεί με την εν λόγω ρηξιγενή ζώνη από τον προηγούμενο αιώνα, κυρίως με αφορμή τους σεισμούς του 1894 (20 & 27 Απριλίου 1894) (Βλ. Ganas (1997), Παλυβός (2001), Pantosti et al. (2001) για ανασκόπηση των αποτελεσμάτων των ερευνών στη PZA).

Η PZA (Εικ. 2) είναι μια σεισμικώς ενεργή δομή με συνολικό μήκος 32-34 km (Ganas 1997, Pantosti et al. 2001), καίτοι αρκετά σύνθετη αναφορικά με την γεωμετρική διάταξη των ρηξι-τμημάτων (fault segments) που την αποτελούν. Τούτο οφείλεται στο γεγονός ότι μολονότι είναι κατά το μάλλον ή ήττον μια ευθύγραμμη ζώνη ιδωμένη σε μεγάλη κλίμακα εργασίας, σε λεπτομερέστερη προσέγγιση, φαίνεται ότι αποτελείται από μια σειρά διαρρήξεων (βλ. Παλυβός (2001) για λεπτομερή ανάλυση), η λειτουργία και αλληλεπίδραση των οποίων δεν έχει ακόμη αποσαφηνισθεί πλήρως – τουλάχιστον στο σύνολο της PZA. Πρόσφατες παλαιο-σεισμολογικές έρευνες (Pantosti et al. (2003)) προτείνουν ότι η PZA έχει διάστημα επαναδραστηριοποίησης που κυμαίνεται μεταξύ 660-1120 έτη και μέσο ρυθμό ολίσθησης 0.5-1.6 mm/yr.

Μία παράμετρος που χρήζει εξέτασης και ελήφθη σοβαρώς υπ' όψιν κατά την διάκριση των νεοτεκτονικών ρηξιτεμαχών, είναι το γεγονός ότι δεν πρόκειται για μια ανεξάρτητη, μεμονωμένη δομή, αλλά αλληλεπιδρά με άλλες νεοτεκτονικές δομές στην ευρύτερη περιοχή (Εικ. 3). Το γεγονός αυτό από μόνο του συνεπάγεται ότι η κατανομή του συνολικού διαχρονικού άλματος, ο ρυθμός ολίσθησης κλπ., θα πρέπει να αποκλίνουν από το ιδανικό μοντέλο ολίσθησης ρηγμάτων, με μέγιστες τιμές στο μέσο, μειούμενες προοδευτικά προς τα άκρα αυτών. Κάτι τέτοιο άλλωστε έχει υποστηριχτεί από προηγούμενες έρευνες (Ganas & White 1996). Για τον λόγο αυτόν, δόθηκε ιδιαίτερη προσοχή τόσο στα γνωστά άκρα της ζώνης, όσο και στις περιοχές ζωνών μεταβίβασης μεταξύ των χαρτογραφημένων ρηξι-τμημάτων της (fault segments).



**Εικόνα 1.** Απλοποιημένος Τεκτονικός Χάρτης ευρύτερης περιοχής έρευνας (Kranis et al., 2001)



**Εικόνα 2.** Άποψη της πόλεως της Αταλάντης από ΒΔ. Το δυτικό τμήμα της ΡΖΑ διέρχεται από τις υπώρειες του Ορους Ρόδα (σπικτή γραμμή).

Άλλο ένα θέμα στο οποίο εστιάσθηκε η μελέτη είναι η τμηματοποίηση (segmentation) της PZA, η οποία, όπως φάνηκε και μετά την ολοκλήρωση των μετρήσεων υπαίθρου και της νεοτεκτονικής χαρτογράφησης, αποτελείται από δύο κύρια ρηξι-τμήματα, μέσης διεύθυνσης ΒΔ-ΝΑ, διατεταγμένα αριστερόστροφα κλιμακωτά. Η ζώνη μεταβίβασης εντοπίζεται νοτιο-ανατολικά της πόλης της Αταλάντης, στην περιοχή του λόφου Κουρκουράς. Αυτός είναι και ο βασικός λόγος για τον οποίο αυτή η μορφοδομή αντιμετωπίσθηκε ως ξεχωριστό ρηξιτέμαχος, παρ' ότι μικρών διαστάσεων. Στους σκοπούς του ερευνητικού προγράμματος περιλαμβάνετο και η διερεύνηση του βαθμού ως προς τον οποίον έχει επιτευχθεί η διασύνδεση (linkage) μεταξύ των δύο ρηξι-τμημάτων, καθώς και ποια μέρη των επικαλυπτόμενων κλάδων είναι περισσότερο ενεργά.

Ιδιαίτερη επίσης προσοχή δόθηκε στην περιοχή Προσκυνά – Χιλιαδούς («διασταύρωση Βουμελιταίας», κατά Παλυβό (2001)), όπου και συναντώνται οι PZA και η P.Z. Μαλεσίνας (PZMA). Η τελευταία είναι γενικής διεύθυνσης ΑΒΑ-ΔΝΔ και φέρεται να έχει αναδράσει κατά τους σεισμούς του 1894. Σε αυτό το σημείο τέθηκε το βασικό ερώτημα, εάν η προς ΝΑ συνέχεια της PZA (περιοχή Μαρτίνου) είναι εξ ίσου ενεργή με το υπόλοιπο τμήμα της ή –παραπλήσια περίπτωση – αν υπάρχει προς τα ΝΑ μετανάστευση της σεισμικής δραστηριότητας της PZA (σύμφωνα με τους Ganas & White, 1996). Μια δεύτερη πιθανή ερμηνεία είναι να έχει παραλάβει η PZMA την σκυτάλη από τη PZA, καθιστώντας το ΝΑ τμήμα της τελευταίας ολιγότερο ενεργό. Φυσικά αμφότερες οι ανωτέρω ερμηνείες θα μπορούσαν να συνυπάρχουν.

Στο ΝΑ της άκρο η PZA συναντά μια καλώς εκπεφρασμένη γραμμική τεκτονική δομή διεύθυνσης περίπου Α-Δ, το ρήγμα Παύλου, το οποίο μαζί με τον ΝΑ κλάδο της PZA ορίζουν ουσιαστικά το ρηξιτέμαχος Ι.





Εικόνα 3. Χάρτης των ιγνών των ρηξιγενών δομών της περιοχής μελέτης. (Τροποποιημένο από Κράνη, 1999 και Παλυβό, 2001)

Η κατάσταση είναι αρκετά περίπλοκη στην ΒΔ απόληξη της ΡΖΑ, που εντοπίζεται στην περιοχή μεταξύ των Ρόδων και του Καλλιδρόμου. Για μεγάλο χρονικό διάστημα επικρατούσε η άποψη ότι η ΡΖΑ προεκτείνεται αρκετά προς τα ΒΑ, φθάνοντας μέχρι και τον Αγ. Κωνσταντίνο. Πρόσφατες όμως έρευνες (Ganas 1997, Κράνης 1999, Παλυβός 2001) έδειξαν ότι η ουσιαστική απόληξη (tip) της ΡΖΑ ευρίσκεται λίγα χιλιόμετρα δυτικά της πόλης της Αταλάντης, ενώ από την θέση αυτήν και δυτικότερα η ΡΖΑ εκφυλίζεται σημαντικά. Είναι δε πιθανόν να συμβαίνει μεταβίβαση της δραστηριότητας στην παραλιακή ρ.ζ. Αρκίτσας – Λογγού (και εν συνεχεία στις ρ.ζ Αγ. Κωνσταντίνου και Καμένων Βούρλων). Ο απότομος αυτός εκφυλισμός στην συγκεκριμένη περιοχή μπορεί επίσης να οφείλεται στην ύπαρξη μιας εγκάρσιας προς την ΡΖΑ ζώνης, της ρ.ζ Υαμπόλεως (Kranis et al. 2001), στην προέκταση της οποίας ευρίσκεται και το πιθανό (θαμμένο) ρήγμα του Μεγαπλατάνου εντός της πεδιάδας της Αταλάντης (Μέμου 1986, Ganas 1997).

#### **4. Γεωλογική – Νεοτεκτονική Χαρτογράφηση**

Βασικό συστατικό της τεκτονικής μελέτης αποτελεί η λήψη πρωτογενών στοιχείων και η αποτύπωσή τους σε χάρτες. Τα βασικά στοιχεία που απαιτούνται στο πλαίσιο μιας τέτοιας μελέτης είναι ο προσδιορισμός του είδους, γεωμετρίας και παραμόρφωσης των επαφών των γεωλογικών σχηματισμών, η χαρτογράφηση και διάκριση χαρακτηριστικών λιθολογιών και φάσεων κυρίως των μεταλλικών σχηματισμών, καθώς και ο προσδιορισμός της γεωμετρίας και παραμόρφωσής τους.

Στοιχεία για την χαρτογράφηση συνελέγησαν από υπάρχουσες εργασίες, διδακτορικές διατριβές και τους υπάρχοντες γεωλογικούς χάρτες του Ι.Γ.Μ.Ε. Η εργασία υπαίθρου που πραγματοποιήθηκε είχε τους εξής σκοπούς:

- ☞ Την χαρτογράφηση συγκεκριμένων περιοχών–κλειδιά, αναφορικά με την οριοθέτηση των νεοτεκτονικών ρηξιτεμαχών, όπως και την κατανόηση, διερεύνηση και ανάλυση του κινηματικού χαρακτήρα συγκεκριμένων τεκτονικών δομών.
- ☞ Την χαρτογράφηση και πιστοποίηση ρηξιγενών δομών της περιοχής, οι οποίες φέρονται ως ενεργές – σεισμικές.



- ☞ Την συμπλήρωση, διόρθωση και λεπτομερέστερη χαρτογράφηση των ορίων των μεταλλικών σχηματισμών, ιδίως όταν αυτά είναι τεκτονικής φύσεως. Η εργασία αυτή ουσιαστικά έρχεται να συμπληρώσει προϋπάρχουσες νεοτεκτονικές χαρτογραφήσεις στην ευρύτερη περιοχή, σε θέσεις που αυτές δεν είχαν επεκταθεί ή σε μεγαλύτερη (λεπτομερέστερη) κλίμακα.
- ☞ Την ενημέρωση – διόρθωση παλαιών χαρτών, οι οποίοι δεν συμπεριελάμβαναν τα απαραίτητα για την παρούσα έρευνα νεοτεκτονικά στοιχεία.
- ☞ Την διάκριση βασικών λιθολογικών τύπων, αντιπροσωπευτικών των περιοχών που εμφανίζονται. Αυτή η διαδικασία είναι ιδιαίτερα διαφωτιστική και αναγκαία για την διάκριση της περιοχής μελέτης σε νεοτεκτονικά ρηξιτεμάχη, όπως αυτή θα περιγραφεί στην συνέχεια.
- ☞ Την διάκριση των νεοτεκτονικών ρηξιτεμαχών. Είναι ίσως και η δυσκολότερη εργασία, δεδομένου ότι έπρεπε να συνεκτιμηθούν πολλοί παράγοντες. Βασικό ρόλο εδώ έχει η κλίμακα εργασίας – παρατήρησης και παρουσίας των αποτελεσμάτων. Η διάκριση των ρηξιτεμαχών ('blocks') έγινε με αυτόν τον γνώμονα. Έγινε κάθε δυνατή προσπάθεια ώστε τα ρηξιτεμάχη να ορίζονται από κύριες θραυσιγενείς δομές, με πιστοποιημένη Άνω Τεταρτογενή δραστηριότητα ή, ακόμη καλλίτερα, συσχετισμένες με ιστορικά ή ενόργανη καταγεγραμμένη σεισμικότητα. Οι θραυσιγενείς αυτές δομές (ρήγματα και ρηξιγενείς ζώνες) παρουσιάζονται στον χάρτη ως συνεχή γραμμικά στοιχεία. Αυτό είναι αποτέλεσμα της κλίμακας παρουσίας των αποτελεσμάτων, δεδομένου ότι οι ζώνες καθ'εαυτές αποτελούνται από μικρότερης τάξεως δομές, οι οποίες είναι διακριτές μόνον σε μεγαλύτερη κλίμακα παρατήρησης. Επίσης, ο όρος «ρηξιτεμάχη» θα μπορούσε να αντικατασταθεί από τον όρο «πολυ-ρηξιτεμάχη», δεδομένου ότι οι μικρότερης τάξεως ή οι λιγότερο ενεργές δομές που εντοπίζονται στο εσωτερικό τους αποτελούν όρια ρηξιτεμαχών μικρότερης κλίμακας. Τα τελευταία είναι ομαδοποιημένα κατά τέτοιο τρόπο, ώστε σε ένα πολυ-τέμαχος να συμπεριλαμβάνονται μικρότερης τάξεως δομές, που έχουν όσο το δυνατόν συγγενέστερα χαρακτηριστικά και κοινή νεοτεκτονική εξέλιξη, τουλάχιστον στο Ανώτερο-Ανώτατο Τεταρτογενές.

Επί πλέον, η διάκριση των ρηξιτεμαχών έλαβε υπ' όψιν της τους «εξωγενείς» περιορισμούς της παρούσας έρευνας, η οποία γίνεται σε συγκεκριμένο χρονικό διάστημα και με συγκεκριμένο προϋπολογισμό. Περαιτέρω ανάλυση σε μικρότερης τάξεως ρηξιτεμάχη σημαίνει και πύκνωση του δικτύου σταθμών G.P.S., με συνεπακόλουθη αύξηση του κόστους και του απαιτούμενου χρόνου παρακολούθησης – επαναμέτρησής των.

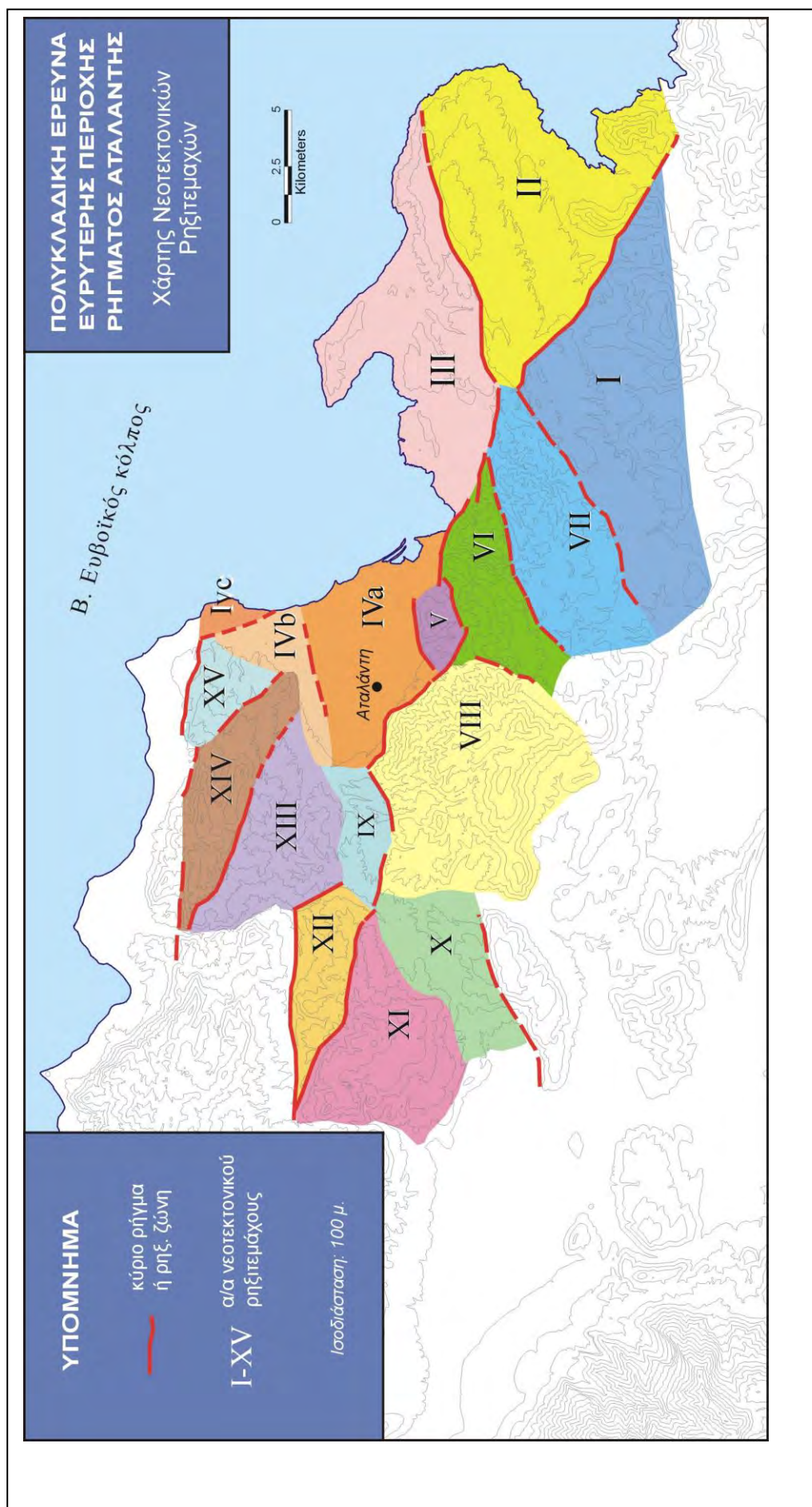
Το σύνολο των εργασιών αυτών κατέληξε στην οριοθέτηση των νεοτεκτονικών ρηξιτεμαχών του χάρτη της Εικόνας 4, τα χαρακτηριστικά των οποίων συνοψίζονται στον Πίνακα Ι.

### **I («Μαλεσίνα»)**

Το πολυτέμαχος αυτό οριοθετείται από τα ΒΑ από το ΝΑ κλάδο της ΡΖΑ, ενώ το νότιο όριό του ταυτίζεται με την ρηξιγενή ζώνη Παύλου, διεύθυνσης περίπου Α-Δ. Έχει αρκετά μεγάλη έκταση (~85 km<sup>2</sup>) και δομείται κυρίως από Αλπικά ανθρακικά, τα οποία είναι εν μέρει καλυμμένα από Πλειοκαινικά και Πλειστοκαινικά ιζήματα στο βόρειο τμήμα του. Στα δυτικά παρατηρείται μια καλώς εκφρασμένη λιθολογική αντίθεση μεταξύ των ανθρακικών και της sch-διάπλασης και των οφιολίθων που δομούν μεγάλο τμήμα του ρηξιτεμάχους VII. Η επαφή μεταξύ των δύο αυτών λιθολογιών είναι τεκτονική και μολονότι είναι πιθανότατα Αλπική, δεν παύει να αποτελεί ένα ευδιάκριτο, γραμμικό περίπου όριο το οποίο χρησιμοποιήθηκε για τον διαχωρισμό των δύο τεμαχών.

### **II («Μαρτίνο»)**

Το τέμαχος αυτό οριοθετείται στα ΝΔ από το προαναφερθέν ΝΑ τμήμα της ΡΖΑ, ενώ από τα ΒΔ το όριό του ταυτίζεται με την ΡΖΜΑ. Αποτελεί μια ενιαία εν πολλοίς νεοτεκτονική μορφοδομή με σταθερές ΝΑ μορφολογικές κλίσεις, που πιθανά αντικατοπτρίζουν την στρέψη του υποκείμενου τεμάχους (footwall backtilt) της ΡΖΜΑ (Παλυβός 2001). Στο συγκεκριμένο τέμαχος επελέγησαν δύο θέσεις σταθμών GPS, η μία δε (ΑΤΑ-03) να ευρίσκεται στην ΝΑ παρυφή του (περιοχή Λάρυμνας), ώστε να φανεί όσο το δυνατόν καλλίτερα η επίδραση του ΝΑ κλάδου της ΡΖΑ στην συνολική κινηματική του τεμάχους αυτού.



**Εικόνα 4.** Χάρτης των διακριθέντων ρηξιτεμαχών για τις ανάγκες της παρούσας μελέτης.

ΠΙΝΑΞ Ι

Διακριθέντα Νεοτεκτονικά Ρηξιτεμάχη

α/α ΡΗΞΙΤΕΜΑΧΟΥΣ	Όνομασία	ΕΚΤΑΣΗ	ΑΝΤΙΠΡΟΣΩΠΕΥΤΙΚΗ ΛΙΘΟΛΟΓΙΑ
Block I	«Μαλεσίνα»	85 km <sup>2</sup>	Νεογενείς αποθέσεις (κυρίως) – εμφανίσεις αλπικών ανθρακικών (στο ΝΑ τμήμα)
Block II	«Μαρτίνο»	88 km <sup>2</sup>	Αλπικοί σχηματισμοί (ανθρακικά, sch-διάπλαση στα Δ) – μεταλλικές αποθέσεις στα ΒΔ
Block III	«Θεολόγος»	61 km <sup>2</sup>	Νεογενείς αποθέσεις – εμφανίσεις προνεογενούς υποβάθρου (Χερσ. Θεολόγου)
Block IVa	«Πεδιάδα Αταλάντης»	38 km <sup>2</sup>	αλλουβιακές αποθέσεις
Block IVb	«Λιβανάτες»	13 km <sup>2</sup>	αλλουβιακές αποθέσεις – μεσ-πλειστοκαινικά ιζήματα
Block IVc	«Κύνος»	3 km <sup>2</sup>	μεσο-πλειστοκαινικά ιζήματα – εμφάνιση αλπικού υποβάθρου (Αγ. Θεόδωροι)
Block V	«Κουρκουράς»	6.5 km <sup>2</sup>	Αλπικά ανθρακικά – λεπτό κάλυμμα νεογενών αποθέσεων
Block VI	«Τραγάνα»	26 km <sup>2</sup>	sch-διάπλαση – οφιόλιθοι – αλπικά ανθρακικά
Block VII	«Προσκυνά»	45 km <sup>2</sup>	sch-διάπλαση – οφιόλιθοι – ανθρακικά (Δ τμήμα)
Block VIII	«Ρόδα»	75 km <sup>2</sup>	αλπικά ανθρακικά – ηφαιστειοιζηματογενής ακολουθία βάσης
Block IX	«Αγ. Βλάσσιος»	12 km <sup>2</sup>	πλειοπλειστοκαινικές και νεογενείς αποθέσεις
Block X	«Καλαπόδι»	27 km <sup>2</sup>	πλειοπλειστοκαινικές και νεογενείς αποθέσεις
Block XI	«Ζέλι»	41 km <sup>2</sup>	Αλπικά ανθρακικά – οφιόλιθοι – πλειοπλειστοκαινικές αποθέσεις στις ΒΑ παρυφές
Block XII	«Πολυδένδρι»	19 km <sup>2</sup>	πλειοπλειστοκαινικές αποθέσεις Λεκάνης Λοκρίδας – τοπικές εμφανίσεις αλπικού υποβάθρου
Block XIII	«Α. Υπολεκάνη»	33 km <sup>2</sup>	νεογενείς αποθέσεις λεκάνης Λοκρίδας – τοπικά, εμφάνιση αλπικού υποβάθρου (Ράχη Σπήλιου)
Block XIV	«Γουλέμι»	26 km <sup>2</sup>	Αλπικά ανθρακικά – ηφαιστειοιζηματογενής ακολουθία βάσης – λεπτό κάλυμμα μεταλλικών αποθέσεων
Block XV	«Αετορράχη»	11 km <sup>2</sup>	Αλπικά ανθρακικά – λεπτό κάλυμμα μεσοπλειστοκαινικών ιζημάτων

### **III («Θεολόγος»)**

Ουσιαστικά αποτελεί το υπερκείμενο τέμαχος (hanging-wall), τόσο της PZMA, όσο και τμήματος της PZA, από το γεωγραφικό πλάτος της Τραγάνας έως την Χιλιαδού. Πρόκειται για ένα συνολικά κατεχόμενο τέμαχος, αν και αναμένονται διαφοροποιήσεις μεταξύ των επί μέρους του τμημάτων. Λόγω της επικρατούσας λιθολογίας, η επιλογή θέσης σταθμού GPS κατέστη ιδιαίτερα δύσκολη, αφού δεν υφίστανται πολλές θέσεις με κατάλληλα τοπογραφικά χαρακτηριστικά που να ταυτίζονται και με εμφανίσεις συνεκτικών πετρωμάτων.

### **IV**

Το τέμαχος αυτό, το οποίο αντιστοιχεί ουσιαστικά στον ευρύτερο χώρο της πεδιάδας της Αταλάντης, υποδιαιρέθηκε σε τρία επί μέρους τμήματα, λόγω τόσο της μεγάλης του έκτασης, όσο και της κοινωνικής – οικονομικής του σπουδαιότητας. Επί πλέον, σημαντικό είναι το γεγονός ότι η περιοχή αυτή πρέπει να φιλοξενεί θαμμένες τεκτονικές δομές (π.χ. ρήγμα Μεγαπλατάνου, (Μέμου 1986, Ganas & White 1996)) κάτω από το πρόσφατο αλλουβιακό κάλυμμα. Τα τμήματα στα οποία διαχωρίστηκε είναι τα εξής:

#### **IVa («Πεδιάδα Αταλάντης»)**

Αποτελεί το μεγαλύτερο επίπεδο μέρος της πεδιάδας της Αταλάντης, από τις υπώρειες του Ορους Ρόδα ως την παραλία (Σκάλα Αταλάντης). Στην επιφάνεια αναπτύσσονται οι αλλουβιακές αποθέσεις της πεδιάδας, οι οποίες καλύπτουν τις Νεογενείς – Πλειο-τεταρτογενείς αποθέσεις της Λοκρίδας.

#### **IVb («Λιβανάτες»)**

Διαχωρίστηκε από το IVa λόγω της πιθανότητας ύπαρξης σημαντικής θαμμένης τεκτονικής δομής μεταξύ Μεγαπλατάνου – Λιβανατών («ρήγμα Μεγαπλατάνου») διεύθυνσης περίπου ABA-ΔΝΔ. Επιφανειακά αναπτύσσονται αλλουβιακές αποθέσεις, ενώ προς τα δυτικά και πλησιάζοντας τις υπώρειες των παρακείμενων μορφολογικών εξάρσεων, υπάρχουν οι εμφανίσεις των Μέσο-Πλειστοκαινικών (περιοχή Λιβανατών) και Νεογενών (περιοχή Μεγαπλατάνου) αποθέσεων.

#### **IVc («Κύνος»)**

Το συγκεκριμένο τέμαχος (μικρής έκτασης) ορίζεται από δύο πιθανές τεκτονικές δομές, το προαναφερθέν ρ. Μεγαπλατάνου (το οποίο αποτελεί το νότιό του περιθώριο) και μια γραμμική μορφολογική ασυνέχεια διεύθυνσης ΒΒΔ-ΝΝΑ, διερχόμενη δυτικά των Λιβανατών. Χαρακτηρίζεται από την εμφάνιση των Μέσο – Πλειστοκαινικών αποθέσεων της Αρκίτσας, ενώ το Αλπικό υπόβαθρο αναδύεται

στην περιοχή του αρχαίου Κύνου, με την μορφή μεσοπλακωδών – παχυπλακωδών ασβεστολίθων. Προς βορράν, το ρηξιτέμαχος αυτό πιθανώς να οριοθετείται από ένα (υποθαλάσσιο;) παρακλάδι του Ρήγματος Αρκίτσας, .

#### **V («Κουρκουράς»)**

Ταυτίζεται ουσιαστικά με τον ομώνυμο λόφο. Αποτελεί την περιοχή/ζώνη μεταβίβασης μεταξύ των δύο κυρίων ρηξι-τμημάτων της PZA. Πρόκειται για μια πολύ σημαντική θέση για την μελέτη της PZA και για τον λόγο αυτόν αντιμετωπίστηκε ως «αυτόνομο» ρηξιτέμαχος, με σκοπό να φανεί ο βαθμός διασύνδεσης των επί μέρους τμημάτων της PZA.

#### **VI («Τραγάνα»)**

Το τέμαχος αυτό, όπως και το επόμενο (VII) ευρίσκεται στο συνολικά υποκείμενο τέμαχος (footwall) της PZA. Φιλοξενεί πληθώρα ρηγμάτων και διαρρήξεων μικρής τάξεως και πιθανότατα αντιστοιχεί σε ένα τέμαχος που ανέρχεται συνολικά λιγότερο από τα παρακείμενά του προς δυσμάς (VIII) και ανατολάς (VII). Εντός του τεμάχους αυτού εντοπίζεται ο σχηματισμός των κροκαλοπαγών της Κολάκας, ο οποίος αναπτύσσεται στο νότιο τμήμα του. Η γειτνίασή του με την ζώνη μεταβίβασης της PZA στον Κουρκουρά (τέμαχος V), καθώς και ο προαναφερθείς πολυτεμαχισμός του αναμένεται να έχουν περιπλέξει την κινηματική του συμπεριφορά. Για τον λόγο αυτόν θεωρήθηκε σκόπιμο να διαχωρισθεί από τα παρακείμενά του τεμάχη, τα οποία παρουσιάζουν σαφώς αραιότερο τεκτονικό ιστό.

#### **VII («Προσκυνά»)**

Δομείται στο μεγαλύτερο μέρος του από μαλακούς Αλπικούς σχηματισμούς (οφιόλιθους, sch-διάπλαση), οι οποίοι έρχονται σε τεκτονική επαφή με τους Άνω Κρητιδικούς ασβεστολίθους και του φλύσχη της ενότητας Ανατολικής Ελλάδας που απαντούν στο νότιο τμήμα του.

#### **VIII («Ρόδα»)**

Πρόκειται ουσιαστικά για τον πυρήνα του Όρους Χλωμό, που δομείται από πετρώματα αλπικής ηλικίας. Αποτελεί σε γενικές γραμμές το υποκείμενο τέμαχος (footwall) της PZA. Το βόρειο όριό του είναι η PZA αυτή καθ' αυτή, ενώ το ανατολικό ταυτίζεται με μια καλώς εκφρασμένη γραμμική μορφοδομή μέσης διεύθυνσης B-N, η οποία διαχωρίζει τα ανθρακικά του όρους από την sch-διάπλαση και τους οφιολίθους που απαντούν νότια του

λόφου Κουρκουράς. Η τεκτονική αυτή επαφή είναι Αλπικής ηλικίας, ωστόσο πιθανολογείται ότι διαδραματίζει κάποιο ρόλο στον καταμερισμό της παραμόρφωσης (strain partitioning) στο σύνολο του υποκειμένου τεμάχους της PZA.

#### **IX («Αγ. Βλάσσιος»)**

Το συγκεκριμένο ρηξιτέμαχος έχει επιμήκη μορφή, διεύθυνσης περίπου ΒΑ-ΝΔ και ευρίσκεται στις δυτικές-βορειοδυτικές υπώρειες των Ρόδων. Ο διαχωρισμός του από το προς ανατολάς παρακείμενό του (VII) βασίσθηκε στην αναγνώριση της σημασίας των δομών που είχαν χαρτογραφηθεί και παλαιότερα, η σημασία των οποίων στην νεοτεκτονική παραμόρφωση άρχισε πρόσφατα να διαφαίνεται (Κράνης 1999, Kranis et al. 2001). Στην περιοχή αυτή η PZA χάνει σχετικά απότομα την ευκρινή μορφολογική της έκφραση και εκφυλίζεται προς τα δυτικά, εισερχόμενη εντός της Λεκάνης της Λοκρίδας και το καλώς εκφρασμένο μέτωπο της ρηξιγενούς ζώνης στις υπώρειες των Ρόδων αντικαθίσταται από μια ζώνη μεταπτώσεων μικρής κλίμακας.

#### **X («Καλαπόδιν»)**

Το τέμαχος αυτό, σε συνδυασμό με το προηγούμενο, ευρίσκεται κατά μήκος μιας πρόσφατα αναγνωρισμένης ρηξιγενούς ζώνης (P.Z. Υαμπόλεως, Παλυβός 2001, Kranis et al. 2001), η οποία φέρεται να επηρεάζει άμεσα την PZA στο δυτικό της άκρο και να διαδραματίζει σημαντικό ρόλο στην προέκταση και τον εκφυλισμό της τελευταίας εντός της Λεκάνης της Λοκρίδας. Από λιθολογική άποψη, απαντούν οι χαλαροί σχηματισμοί του Ζελίου, οι οποίοι δυσχεραίνουν την επιλογή θέσης για τοποθέτηση σταθμών GPS.

#### **XI («Ζέλι»)**

Αντιστοιχεί στην ανατολική απόληξη του Καλλιδρόμου (Σφίγγειον Ορος). Δομείται από Αλπικά πετρώματα (οφιολίθους και ασβεστολίθους), τα οποία στο ανατολικό του τμήμα είναι καλυμμένα από τις Πλειο-Πλειστοκαινικές αποθέσεις του Ζελίου. Το βόρειό του όριο, το οποίο απασχολεί κυρίως την παρούσα μελέτη είναι το Ρήγμα Ζελίου, μέσης διεύθυνσης ΔΒΔ-ΑΝΑ. Το συγκεκριμένο ρήγμα γίνεται λιγότερο καλά εκφρασμένο προς τα ανατολικά, ενώ στα δυτικά και στην περιοχή που φέρει σε επαφή τα Αλπικά ανθρακικά του Καλλιδρόμου με τους μεταλλικούς σχηματισμούς της Λεκάνης Λοκρίδας, έχει πολύ μικρή κλίση (~30°), γεγονός που καθιστά αμφίβολη την ενεργότητά του. Πλην όμως το ρήγμα αυτό διατηρεί μια ευκρινή γραμμική μορφολογική ανωμαλία βόρεια του Ζελίου και

το γεγονός ότι διατέμνει Πλειο-Πλειστοκαινικούς σχηματισμούς, μπορεί να αποτελούν μάρτυρες συνεχιζόμενης δραστηριότητάς του κατά το Ανώτερο Τεταρτογενές.

### **XII («Πολυδένδρι»)**

Το τέμαχος αυτό διαχωρίστηκε από το προηγούμενο λόγω της ύπαρξης του Ρήγματος Ζελίου, το οποίο αποτελεί και το νότιό του περιθώριο. Οι Πλειο-Πλειστοκαινικές αποθέσεις που απαντούν εντός του τεμάχους αυτού έχουν σχετικά μικρό πάχος και το αλπικό υπόβαθρο αναδύεται συχνά κάτω από αυτές. Το βόρειό του όριο είναι μια καλά εκφρασμένη γραμμική τεκτονική δομή (Ρήγμα Πολυδενδρίου), βόρεια του οποίου τα μεταλλικά ιζήματα έχουν πολύ μεγάλο πάχος (έως και 700 m.). Πιθανολογείται ότι το Ρήγμα Πολυδενδρίου είναι πιο ενεργό από αυτό του Ζελίου, με την τεκτονική δραστηριότητα να έχει μεταναστεύσει προς τον Βορρά. Αν συμβαίνει κάτι τέτοιο, είναι πιθανόν το συγκεκριμένο ρηξιτέμαχος να συμπεριφέρεται με παρ' όμοιο τρόπο (από κινηματικής άποψης) με το τέμαχος του Ζελίου. Σε αντίθετη περίπτωση θα πρέπει τα κινηματικά τους χαρακτηριστικά να διαφέρουν.

### **XIII («Αν. Υπολεκάνη»)**

Αποτελεί ουσιαστικά τον κύριο όγκο της ανατολικής υπολεκάνης της Λοκρίδας. Το βόρειό του περιθώριο είναι η ρηξιγενής ζώνη του Γουλεμίου (PZΓΟ), διεύθυνσης ΔΒΔ-ΑΝΑ και το νότιο είναι το προαναφερθέν Ρήγμα Πολυδενδρίου. Είναι μια σύνθετη τεκτονική τάφρος (σε γενικές γραμμές) που διατρέχεται από πληθώρα ρηγμάτων, τα οποία δεν είναι όλα χαρτογραφήσιμα λόγω της επικρατούσας λιθολογίας (χαλαροί σχηματισμοί) και της εκτενούς ανθρώπινης παρέμβασης στο ανάγλυφο.

### **XIV («Γουλέμι»)**

Πρόκειται για τις ανατολικές απολήξεις του Ορους Κνημής (Ξεροβούνι) και αντιστοιχεί σε ένα σύνθετο τεκτονικό κέρασ, ελεγχόμενο από την PZΓΟ στα νότια και την ρ.ζ. Αρκίτσας – Λογγού (PZAΛ) στα βόρεια. Δομείται από Αλπικά ανθρακικά, ενώ εμφανίζεται και το υποκείμενό τους ηφαιστειο-ιζηματογενές σύμπλεγμα (περιοχή Μελιδονίου). Οι Αλπικοί σχηματισμοί καλύπτονται εν μέρει από μικρού πάχους μεταλλικές αποθέσεις.

### **XV («Αετορράχη»)**

Διαχωρίστηκε από το προηγούμενο (XIV) λόγω της πιθανολογούμενης σπουδαιότητας του Ρήγματος της Αρκίτσας, καθώς και από την πιστοποιημένη τμηματοποίηση (segmentation)



του συνόλου της ΡΖΑΛ. Δομείται από Αλπικά ανθρακικά, τα οποία είναι καλυμμένα από τις Μέσο-Πλειστοκαινικές αποθέσεις του σχηματισμού Αρκίτσας, το όριο των οποίων με τα υποκείμενά τους Νεογενή είναι πιθανά σε όλο του το μήκος ρηξιγενές.

## **5. Αποτελέσματα – Συμπεράσματα**

Στην παρούσα ενότητα αναπτύσσονται οι παρατηρήσεις, η αξιολόγηση των αποτελεσμάτων και τα συμπεράσματα που αφορούν κυρίως στην τεκτονική της ΡΖΑ, όπως αυτά προέκυψαν από τον συνδυασμό της νεοτεκτονικής χαρτογράφησης και των διαφορικών μετρήσεων GPS.

Κατ' αρχήν θα πρέπει να αναφερθεί το γεγονός ότι η επιλογή των σταθμών GPS έγινε με βασικό γνώμονα τον διαχωρισμό της περιοχής σε ρηξιτεμάχη, ο οποίος απεδείχθη χρησιμότερος στην πορεία των ερευνών. Και τούτο διότι οι πιθανές διαφορικές κινήσεις μεταξύ των εγκατεστημένων GPS σταθμών ήταν πλέον ασφαλές να αποδοθούν σε χαρτογραφημένα ρήγματα, τα οποία οριοθετούν τα διακριθέντα ρηξιτεμάχη. Κατέστη επίσης δυνατόν, να υπάρξει μια πρώτη προσέγγιση για τον βαθμό ενεργότητας διαφόρων ρηξι-τμημάτων και της κινηματικής των. Ωστόσο, ασφαλείς εκτιμήσεις αναφορικά με τον ρυθμό ολίσθησης (slip-rate) διακεκριμένων (individual) ρηξι-τμημάτων θα μπορούσαν να γίνουν μόνον με νέα επαναμέτρηση των σταθμών, κάτι το οποίο ήταν τόσο εκτός του στόχου, όσο και του χρονικού ορίζοντα του παρόντος ερευνητικού προγράμματος. Κάτι τέτοιο, πάντως, είναι ευκαίιο και πιστεύεται ότι θα αποβεί άκρως διαφωτιστικό ως προς τον πληρέστερο χαρακτηρισμό από πλευράς ενεργότητας της ΡΖΑ.

Ο συνδυασμός διαστημικών τεχνικών και νεοτεκτονικής χαρτογράφησης έδειξε τα ακόλουθα:

1. Η ΡΖΑ στο σύνολό της χαρακτηρίζεται από πολύ μικρούς ρυθμούς ολίσθησης (για τα αποτελέσματα των μετρήσεων βλ. αντίστοιχο κεφάλαιο). Από κινηματικής απόψεως φαίνεται να συμπεριφέρεται ενιαία καθ' όλο το μήκος της, ως ρηξιγενής ζώνη κανονικού χαρακτήρα, με μικρή συνιστώσα οριζόντιας (δεξιόστροφης) μετατόπισης.

2. Ένα σημείο το οποίο συνδέεται εν μέρει με την ανωτέρω παρατήρηση αφορά το ΝΑ τμήμα της ΡΖΑ, από το χωριό Προσκυνάς και ανατολικότερα. Στην περιοχή μεταξύ των

ρηξιτεμαχών I (Μαλεσίνα), II (Μαρτίνο), III (Θεολόγος) και VII (Προσκυνάς) η PZA συναντά τη P.Z. Μαλεσίνας (PZMA). Στην συγκεκριμένη θέση («διασταύρωση Βουμελιταίας» - Παλυβός 2001) παρατηρείται σχετικά μεγάλη ανύψωση, όπως καταγράφεται από τον σταθμό GPS No 19. Επίσης, ανατολικά της θέσης αυτής, τα ρηξιτεμάχη I και II φαίνεται να συμπεριφέρονται ενιαία, από κινηματικής απόψεως, παρ' ότι το πρώτο αντιστοιχεί στο υποκείμενο (footwall) και το δεύτερο στο υπερκείμενο (hanging wall) της PZA. Διαφοροποίηση, αν και όχι ιδιαίτερα ισχυρή, ωστόσο παρατηρείται μεταξύ του ρηξιτεμάχους II και III, τα οποία αντιστοιχούν στο υποκείμενο και υπερκείμενο τέμαχος της PZA (σημειωτέον ότι το ρηξιτέμαχος II αντιστοιχεί τόσο στο υπερκείμενο τέμαχος της PZA όσο και στο υποκείμενο της PZMA). Τα παραπάνω μπορούν να ερμηνευθούν ως ακολούθως:

- (i) Η μετανάστευση της δραστηριότητας της PZA προς το ανατολικό της άκρο (περιοχή Μαρτίνου) πιθανόν να μην είναι τόσο έντονη.
- (ii) Πιθανόν η δραστηριότητα της PZA να έχει μεταβιβασθεί (τουλάχιστον εν μέρει) στην PZMA, η οποία παρουσιάζει και παρόμοια κινηματική συμπεριφορά (κανονική, με μικρή δεξιόστροφη συνιστώσα). Να σημειωθεί ότι σε πρόσφατη έρευνα οι Pantosti et al. (2001), επανεξετάζοντας την περιοχή που επλήγη από τους σεισμούς του 1984 κατέληξαν στο συμπέρασμα ότι στον πρώτο σεισμό (20.4.1894) πιθανότατα ανέδρασε η PZMA.

3. Η λεπτομερής χαρτογράφηση του ίχνους της PZA, όπως αυτή είχε γίνει από τον Παλυβό (2001) και εν συνεχεία ενσωματώθηκε στην παρούσα μελέτη, οδήγησε στο να τοποθετηθούν σταθμοί GPS σε επιλεγμένα, «στρατηγικής» σημασίας σημεία. Ένα εξ αυτών ευρίσκεται στον Λόφο Κουρκουρά (Καστρί), ΝΑ της πόλεως της Αταλάντης, όπου και εντοπίζεται η ζώνη μεταβίβασης μεταξύ του ΒΔ και του ΝΑ ρηξι-τμήματος της PZA, τα οποία και επικαλύπτονται στην εν λόγω θέση, δημιουργώντας μια περιοριστική κάμψη (restraining bend), η οποία μορφολογικά αντιστοιχεί στο προαναφερθέν ύψωμα. Από τεκτονικής απόψεως, τα αποτελέσματα των μετρήσεων GPS ερμηνεύονται ως ακολούθως. Το ύψωμα του Κουρκουρά, το οποίο αντιστοιχεί στο ρηξιτέμαχος V συνολικά ανέρχεται, ενώ ως προς τις οριζόντιες μετατοπίσεις συμπεριφέρεται περίπου ενιαία με τα ρηξιτεμάχη VI (Τραγάνα) και VIII (Ρόδα). Τούτο σημαίνει ότι:

- (i) Η διασύνδεση μεταξύ του ΒΔ και ΝΑ ρηξι-τμήματος της PZA έχει επιτευχθεί σε ποσοστό μεγαλύτερο του 75% και

- (ii) Η όποια δραστηριότητα της PZA εκδηλώνεται μέσω των «εμπρόσθιων» κλάδων των ρηξι-τμημάτων, τα οποία οριοθετούν τον λόφο του Κουρκουρά με την Πεδιάδα Αταλάντης.

4. Το σημαντικότερο, ίσως, συμπέρασμα αφορά την δυτική απόληξη της PZA και την σχέση της με τις προς Δυσμάς κείμενες υπο-παράλληλες με αυτήν ρηξιγενείς ζώνες (P.Z. Αρκίτσας – Λογγού, P.Z. Καλλίδρομου Κράνης 1999). Υπάρχει μια σαφέστατη διαφοροποίηση του κινηματικού καθεστώτος εκατέρωθεν μιας ζώνης διεύθυνσης περίπου BA-ΝΔ, διερχόμενης νότια των Λιβανατών, από τον Μεγαπλάτανο, τις δυτικές υπώρειες του Ορους Χλωμό, το Καλαπόδι και την Σφάκα, η οποία ονομάσθηκε Ρηξιγενής Ζώνη Υαμπόλεως (PZY) από τον Παλυβό (2001). Οι μετρήσεις GPS έδειξαν ότι οι κινήσεις των ρηξιτεμαχών που ευρίσκονται δυτικά αυτής της ζώνης (ρηξιτεμάχη IVb, IVc, IX, X, XI, XII, XIII, XIV και XV) είναι σε μικρό ή πολύ μεγάλο βαθμό διαφορετικές από αυτές των υπολοίπων, τα οποία ευρίσκονται ανατολικά της P.Z. Υαμπόλεως. Πιο συγκεκριμένα:

- (i) Το ρηξιτέμαχος IX, το οποίο ανήκει στο δυτικό άκρο της PZA (και ανήκει συνολικά στο υποκείμενο τέμαχος της PZA) παρουσιάζει εντονότατη διαφοροποίηση ως προς το προς ανατολάς παρακείμενό του (VII: «Ρόδα»), από το οποίο διαχωρίζεται μέσω ενός τμήματος της PZY, διεύθυνσης BA-ΝΔ (κλάδοι Y8 & Y9, Παλυβός 2001).
- (ii) Το ρηξιτέμαχος IVb, το οποίο αποτελεί μικρότερης τάξεως υποδιαίρεση του ρηξιτεμάχους IV, το οποίο συνολικά αντιστοιχεί στην Πεδιάδα Αταλάντης, διαφοροποιείται κινηματικά από το υπόλοιπο της πεδιάδας. Τούτο συμφωνεί με την ερμηνεία των γεωφυσικών διασκοπήσεων της Μέμου (1986), η οποία είχε εντοπίσει ένα θαμμένο ρήγμα διεύθυνσης ABA-ΔΝΔ (Ρήγμα Μεγαπλατάνου) και το οποίο φαίνεται ότι παρουσιάζει δραστηριότητα, πιθανότατα ανήκον και αυτό στο σύστημα της PZY. Ωστόσο, η πιστοποίηση ρηξιγενούς δομής με διεύθυνση BBA-ΝΝΑ, η οποία να διαχωρίζει το ρηξιτέμαχος IVc (που αντιστοιχεί στην παραλιακή λωρίδα μεταξύ Αρκίτσας και Λιβανατών) δεν ήταν δυνατή, εφόσον το συγκεκριμένο ρηξιτέμαχος φαίνεται να συμπεριφέρεται ενιαία με το προς δυσμάς παρακείμενό του XV («Αετορράχη»). Αυτό όμως πιθανότατα να οφείλεται στο γεγονός ότι η περιοχή αυτή ευρίσκεται στα όρια του δικτύου σταθμών GPS.

5. Η περιοχή δυτικά της ΡΖΑ, που αντιστοιχεί στις δυτικές απολήξεις των ορεινών όγκων του Καλλιδρόμου και της Κνημίδος καθώς και στην ανατολική υπολεκάνη της Λοκρίδας (Κράνης 1999), παρουσιάζει τις εντονότερες ανοδικές κινήσεις, καθώς και σημαντικές μετατοπίσεις ως προς το οριζόντιο επίπεδο. Τόσο το μέτρο, όσο και τα ανύσματα των μετατοπίσεων αυτών διαφέρουν από αυτές που παρουσίασαν τα ρηξιτεμάχη που ευρίσκονται ανατολικότερα της ΡΖΥ. Κάτι τέτοιο αναδεικνύει το γεγονός ότι η απόληξη (tip) της ΡΖΑ εντοπίζεται στο ΒΔ άκρο των Ρόδων, ολίγο δυτικότερα από την πόλη της Αταλάντης και δεν προεκτείνεται δυτικότερα, εντός της Λεκάνης Λοκρίδος και στο όρος Κνημίδας, περιοχή η οποία φαίνεται να ελέγχεται από τις ρηξιγενείς ζώνες Αρκίτσας – Λογγού, Αγ. Κωνσταντίνου, Καμμένων Βούρλων και Καλλιδρόμου. Πιθανότατα δε, η αλλαγή αυτή στο κινηματικό καθεστώς, να οφείλεται στην ύπαρξη της Ρ.Ζ. Υαμπόλεως.

## 6. Βιβλιογραφία

- Αγγελίδης, Χ., 1992. Τεχνικο-γεωλογικές συνθήκες ευρύτερης περιοχής Αταλάντης Ν. Φθιώτιδας. *Διδ. Διατριβή*, Γεωλ. Γεωτ. Έρευνες, ΙΓΜΕ, Αθήναι, 186 σελ.
- Ανδρονόπουλος, Β., 1994. Γεωλογική - Τεκτονική μελέτη της περιοχής Αταλάντης, ΙΓΜΕ, Αθήναι.
- Ganas, A. and K. White, 1996. Neotectonic fault segments and footwall geomorphology in Eastern Central Greece from Landsat TM data. *Geol. Soc. Greece Sp. Publ.*, 6, 169-175.
- Ganas, A., 1997. Fault segmentation and seismic hazard assessment in the Gulf of Evia Rift, Central Greece, *PhD Thesis*, Univ. of Reading, 368 p.
- Ιωακείμ, Χ., 1986. Παλυνολογική – Στρωματογραφική μελέτη της γεώτρησης Λ3 περιοχής Άγναντης Λοκρίδας. Αδ. Εκθ. ΙΓΜΕ, 4 σελ., Αθήναι.
- Ioakim, C. and T. Rondoyanni, 1988. Contribution à l'étude géologique de la région de Zeli, Locride (Grece centrale), *Rev. de Micropal.*, 31, 2, 129-136.
- Jackson, J, 1994. Active Tectonics of the Aegean region. *Ann. Rev. Earth Planet. Sci.*, 22, 239-271.
- Jackson, J. and D. McKenzie, 1984. Rotational mechanisms of active deformation in Greece and Iran, in: J.E. Dixon and A.H.F. Robertson (eds.) The geological evolution of the eastern Mediterranean, *Geol. Soc. Sp. Publ.*, 19, 743-754.
- Κράνης, Χ., 1999. Νεοτεκτονική δραστηριότητα ρηξιγενών ζωνών κεντροανατολικής Στερεάς Ελλάδας (Λοκρίδα). *Διδ. Διατριβή, Πανεπιστήμιο Αθηνών*, 234 σελ.
- Kranis, H.D., 2002. Kinematics of active faults in Lokris, central Greece – block rotation within a crustal-scale shear zone? Proc. XVII Congress of the Carpatho-Balkan Geol. Ass., Eds. J. Michalik, L. Simon & J. Vozar, *Geologica Carpathica*, 53, 157-159.
- Kranis, H.D. & D. I. Papanikolaou, 2001. Evidence for detachment faulting on the NE Parnassos mountain front (Central Greece). *Bull. Geol. Soc. Greece*, XXXIV/1, 281-287.

- Kranis, H.D. N. Palyvos, G. Livaditis & H. Maroukian, 2001. The Hyambolis Zone: geomorphological and tectonic evidence of a transverse structure in Lokris (Central Greece). *Bull. Geol. Soc. Greece*, XXXIV/1, 251-257
- Leeder, M.R. and J.A. Jackson, 1993. The interaction between normal faulting and drainage in active extensional basins, with examples from the western United States and Central Greece, *Bas. Res.*, 5, 79-102.
- Lemeille, F., 1977. Etudes néotectoniques en Grèce centrale nord-orientale (Eubée centrale, Attique, Béotie, Locride) et dans les Sporades du Nord (île de Skiros), *Thèse de 3ème Cycle, Université Paris XI - Centre Orsay*, 173 p.
- Μακρόπουλος, Κ., 1994. Μελέτη σεισμικότητας και σεισμικής επικινδυνότητας στην περιοχή της πόλεως της Αταλάντης, Αθήναι.
- Makropoulos, K.C. and V. Kouskouna, 1994. The 1894 April 20 and 17 Atalanti earthquakes: 100 years after - lessons learnt. *XXIV General Assembly of the European Seismological Commission in Athens, Proceedings*, 1, 61-71.
- Μέμου, Τζ., 1986. Γεωφυσική έρευνα στην περιοχή Αταλάντης. Έκθεση Ι.Γ.Μ.Ε., 24 σελ.
- Μεταξάς, Α., 1987. Γεωλογική έρευνα υπο-περιοχής Αγναντης Λεκάνης Β. Λοκρίδας, Αδ. Εκθ. ΙΓΜΕ/Δ. Ε. Π.Υ, Αθήναι.
- Παλυβός, Ν.Ι., 2001. Γεωμορφολογική Έρευνα της Ευρύτερης Περιοχής Αταλάντης Φθιώτιδος. *Διδ. Διατριβή, Πανεπιστήμιο Αθηνών*, 233 σσ.
- Pantosti, D., DeMartini, P.-M., Papanastassiou, D., Palyvos, N., Lemeille, F. and G. Stavrakakis, 2001. A reappraisal of the 1894 Atalanti earthquake surface ruptures (central Greece), *Bull. Seism. Soc. Am.*, 91, 760-780.
- Pantosti, D., DeMartini, P.-M., Papanastassiou, D., Lemeille, F., Palyvos, N., and G. Stavrakakis, 2003. Paleoseismological trenching across the Atalanti fault (Central Greece): evidence for the ancestors of the 1894 earthquake during the Middle Ages and Roman times. *Bull. Seism. Soc. Am.* (in press).
- Roberts, S. and J. Jackson, 1991. Active normal faulting in central Greece: An overview, *Geol. Soc.*, London, sp. publ., 56, 125-142.
- Rondoyianni, Th., 1984. Etude néotectonique des rivages occidentaux du canal d'Atalanti (Grèce Centrale), *Thèse de 3ème Cycle, Université Paris-Sud-Centre d'Orsay*, 193 p.
- Σίδερης, Χ., 1981. Μια νέα θεώρηση του “Παλαιοζωικού” της Αταλάντης, *Ann. Geol. de Pays Hell.*, 30/2, 637-646, Athènes.
- Σίδερης, Χ., 1986. Συμβολή στη γνώση της γεωδυναμικής εξέλιξης κατά το Περμο-Τριαδικό στο χώρο της Ανατολικής Ελλάδας. *Διδακτορική Διατριβή, Πανεπιστήμιο Αθηνών*, Τομέας Δυναμικής, Τεκτονικής Εφαρμοσμένης Γεωλογίας, 214 σ., Αθήναι.
- Skuphos, Th., 1894. Die zwei großen Erdbeben in Lokris am 8/20 und 15/27 April 1894. *Ges. Erdkund.* Zu Berlin 29, 409-474.
- Τάταρης, Α. και Γ. Κούνης, 1969. Η Γεωλογική ενότης των προνεογενών – Μεσοζωικών σχηματισμών Αττικής – Βοιωτίας – Λοκρίδος και τμήματος της Βακχης Πελοποννήσου, *Δελτ. Ελλ. Γεωλ. Ετ.*, VIII, 137-154.
- Taymaz, T., J. Jackson and D. McKenzie, 1991. Active tectonics of the north and central Aegean Sea. *Geophys. J. Int.*, 106, 433-490.

## ΚΕΦΑΛΑΙΟΝ IV

### ΣΕΙΣΜΟΛΟΓΙΚΗ ΜΕΛΕΤΗ ΕΥΡΥΤΕΡΗΣ ΠΕΡΙΟΧΗΣ ΑΤΑΛΑΝΤΗΣ

#### 1. Εισαγωγή

Ο Βόρειος Ευβοϊκός Κόλπος χωρίζει το βόρειο τμήμα της Ευβοίας από την κεντρική Ελλάδα κατά μήκος περίπου 100 km, έχει γενική διεύθυνση ΒΔ-ΝΑ και αποτελεί μία από τις πλέον ενεργές τεκτονικές περιοχές της Κεντρικής Ελλάδος. Ιστορικές αναφορές και αρχαιολογικά ευρήματα αποδεικνύουν ότι από την αρχαιότητα μέχρι πρόσφατα, η ευρύτερη περιοχή έχει πληγεί από καταστροφικούς σεισμούς, όπως το 426π.Χ., το 105μ.Χ., 551μ.Χ., 20 & 27 Απριλίου 1894. Στον 20<sup>ο</sup> αιώνα, η ευρύτερη περιοχή της Κεντρικής Ελλάδος παρουσιάζει μέτρια σεισμικότητα (Shebalin et al. 1974, Galanopoulos 1960, Makropoulos 1978, Drakopoulos & Makropoulos 1983, Χατζηδημητρίου 1984, Παπαϊωάννου 1984, Makropoulos et al. 1989).

Αξιόπιστα μακροσεισμικά στοιχεία δείχνουν ότι τόσο στον 19<sup>ο</sup> αιώνα όσο και παλαιότερα, η περιοχή έχει επανειλημμένως πληγεί από ισχυρούς σεισμούς με εκτεταμένες βλάβες. Χαρακτηριστική περίπτωση είναι η σειρά των ισχυρών σεισμών του 1894, που έπληξαν την περιοχή Αταλάντης. Παρ' ότι οι παράμετροι των σεισμών (Επίκεντρο, Μέγεθος, Βάθος κ.ά.) πριν το 1900, οπότε και άρχισαν οι ενόργανες μετρήσεις, χαρακτηρίζονται από σημαντικές αβεβαιότητες, το πλήθος των υπάρχοντων στοιχείων για την συγκεκριμένη περιοχή επιτρέπει την ενσωμάτωσή τους στον προσδιορισμό των σεισμικών πηγών ζωνών και παρέχει την δυνατότητα εκτίμησης του σεισμικού δυναμικού τους.

Στην παρούσα μελέτη παρουσιάζεται λεπτομερής περιγραφή των Ιστορικών Σεισμών της ευρύτερης περιοχής της Αταλάντης (πριν το 1900). Ακολούθως δίδονται τα σεισμολογικά στοιχεία των σεισμών του 20<sup>ου</sup> αιώνα, μέχρι το 1995. Εν συνεχεία περιγράφεται η μικροσεισμική δραστηριότητα της υπό μελέτη περιοχής, για το χρονικό διάστημα 1996-2001, όπως καταγράφηκε από το Εθνικό Δίκτυο του Γεωδυναμικού Ινστιτούτου του Εθνικού Αστεροσκοπείου Αθηνών και από το μόνιμο τηλεμετρικό ψηφιακό σεισμολογικό δίκτυο του Τομέα Γεωφυσικής-Γεωθερμίας του Πανεπιστημίου Αθηνών. Τέλος, παρουσιάζονται τα

σεισμολογικά στοιχεία που συγκεντρώθηκαν από το σεισμολογικό δίκτυο, το οποίο εγκαταστάθηκε στην ευρύτερη περιοχή της Αταλάντης για τις ανάγκες του παρόντος ερευνητικού προγράμματος και η σεισμική δραστηριότητα, όπως καταγράφηκε από το Εθνικό Δίκτυο του Εθνικού Αστεροσκοπείου Αθηνών και το σεισμολογικό δίκτυο του Τομέα Γεωφυσικής - Γεωθερμίας του Πανεπιστημίου Αθηνών, κατά την διάρκεια του έτους 2002.

## **2. Ιστορικοί Σεισμοί**

Η λεπτομερής εξέταση των σχετικών ιστορικών στοιχείων, σεισμικών καταλόγων και μεμονωμένων εργασιών, που αφορούν την σεισμικότητα της ευρύτερης περιοχής της Αταλάντης, προ του 1900, δείχνει ότι αυτή παρουσιάζεται αυξημένη, σε αντιδιαστολή με την σχετικά χαμηλή σεισμικότητα που την χαρακτηρίζει κατά τον 20<sup>ο</sup> αιώνα. Οι ιστορικοί σεισμοί που έπληξαν την ευρύτερη περιοχή είναι γνωστοί από τους προ Χριστού χρόνους, παρ' ότι ήταν ανέκαθεν αραιοκατοικημένη. Το γεγονός ότι υπάρχουν ικανοποιητικά στοιχεία για μεγάλους σεισμούς (με σχετικά μεγάλες περιόδους επανάληψης), δεν σημαίνει απαραίτητα και απουσία μικροτέρων σεισμών, το οποίο μάλλον οφείλεται στην έλλειψη σχετικών πληροφοριών για αυτούς. Πρέπει να ληφθεί υπ' όψιν ότι η περιοχή δεν περιελάμβανε κατά τους αρχαίους, βυζαντινούς, αλλά και νεώτερους ιστορικούς χρόνους μεγάλα αστικά κέντρα και πυκνή δόμηση.

Στην συνέχεια παρατίθενται οι ιστορικοί σεισμοί που έπληξαν την ευρύτερη περιοχή της Αταλάντης. Επίσης αναφέρονται και οι μεγάλοι σεισμοί γειτονικών περιοχών που είναι γνωστό ότι προκάλεσαν ή συνάγεται ότι θα πρέπει να είχαν προκαλέσει βλάβες στην υπό μελέτη περιοχή. Οι ημερομηνίες που δίδονται είναι σύμφωνα με το σημερινό ημερολόγιο. Το σύμβολο «~»δείχνει αβεβαιότητα ως προς το έτος του σεισμού.

Οι παράμετροι των σεισμών αυτών δίνονται στον Πίνακα I και η κατανομή των επικέντρων τους παρουσιάζεται στον χάρτη της Εικόνας 2.1.

Στον Πίνακα I παρατίθενται οι μέγιστες ή επικεντρικές μακροσεισμικές εντάσεις  $I_0$ , οι εντάσεις  $I_{CP}$  στη θέση μελέτης (Intensity at the crossing point), οι συντεταγμένες του μακροσεισμικού



επικέντρου Lat-Lon ( $^{\circ}\text{N}-^{\circ}\text{E}$ ), το μακροσεισμικό μέγεθος  $M_m$  (για όσους σεισμούς έχει υπολογισθεί) και στην τελευταία στήλη με την ένδειξη Rem (Remarks) σημειώνονται με «!» όσοι σεισμοί είναι αμφισβητούμενοι ή δεν θεωρούνται ικανοποιητικά τεκμηριωμένοι σύμφωνα με την πρόσφατη βιβλιογραφία.

Σημειώνεται ότι οι παράμετροι (συντεταγμένες επικέντρου, μέγιστη μακρο-σεισμική ένταση, μέγεθος) των σεισμών του Πίνακα Ι προέρχονται από τις εξής μελέτες:

- Για τους σεισμούς αρ. 12, 15 και 28 οι παράμετροι προέρχονται από την μελέτη του Ambraseys (1988).
- Για τους σεισμούς αρ. 1, 2, 3, 4, 5, 11, 14, 16, 17, 18, 19, 20, 21, 22, 23, 30, 31, 33, 35, 36, 38, 39, 41 και 46 οι παράμετροι προέρχονται από την μελέτη των Παπαζάχου Β. & Κ. (1989).
- Για τους σεισμούς αρ. 24, 26, 27, 29, 32, 34, 37, 40, 42, 43, 44, 47, 48, 49, 50, 52, 53 και 54 οι παράμετροι προέρχονται από την μελέτη των Ambraseys & Jackson (1977).
- Τέλος, για τους σεισμούς αρ. 6, 7, 8, 9, 10, 13, 25, 45 και 51 οι παράμετροι υπολογίσθηκαν κατά την εκπόνηση της παρούσας μελέτης.

Η ένταση των Ιστορικών Σεισμών του Πίνακα Ι στην θέση μελέτης υπολογίσθηκε κατά την εκπόνηση της παρούσας έρευνας. *Τονίζεται ότι οι ιστορικοί σεισμοί του Βορείου Ευβοϊκού Κόλπου και της Λαμίας είναι οι σεισμοί αρ. 3, 6 (αμφισβητούμενος), 7, 10, 16, 32, 35 (αμφισβητούμενος), 53 και 54 (Πίνακας Ι).* Στην Εικόνα 2.1 οι καλά τεκμηριωμένοι σεισμοί σημειώνονται με γεμάτο κύκλο, ενώ οι αμφισβητούμενοι με άδειο.

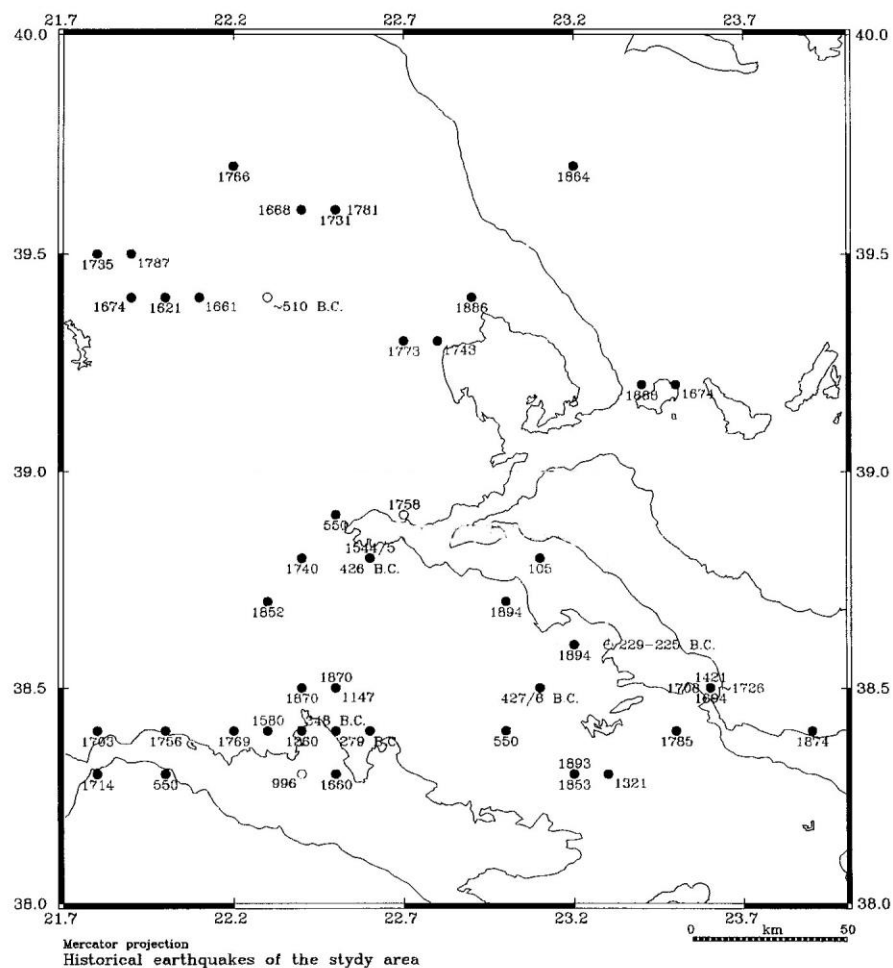
Η μέγιστη ένταση από Ιστορικούς Σεισμούς στην θέση μελέτης είναι βαθμού 10 της μακρο-σεισμικής κλίμακας MSK, και αντιστοιχεί στον σεισμό του 550, ενώ ένταση βαθμού 9 αντιστοιχεί στους σεισμούς του 426 π.Χ., 105 μ.Χ., 1544/5 και 1740.

Εκτός των σεισμών της παραπάνω περιοχής, σημαντικές εντάσεις στην θέση μελέτης έδωσαν και Ιστορικοί Σεισμοί εκτός αυτής, όπως π.χ. οι μεγάλοι σεισμοί της Θήβας του 1853 και 1893 και της Φωκίδας του 1870. Για τους σεισμούς αυτούς υπάρχουν ισόσειστες, οπότε ήταν δυνατός ο υπολογισμός της έντασης στην θέση μελέτης. Ο πρώτος σεισμός έδωσε ένταση βαθμού 6, ο

δεύτερος ένταση 5 και ο τρίτος ένταση 7 στην εξεταζόμενη θέση. Οι εντάσεις αυτές παρατίθενται στην στήλη Ιερ του Πίνακα Ι.

Αν ληφθούν υπόψιν όλα τα παραπάνω, καθώς και ο συντελεστής εξασθένησης της μακροσεισμικής έντασης με την απόσταση για την περιοχή, θα πρέπει να θεωρηθεί πιθανόν ότι και οι σεισμοί του 279 π.Χ. (Δελφών), 550 μ.Χ. (Βοιωτίας και Αχαΐας), 1580 (Φωκίδας), 996 και 1660 (Γαλαξιδίου) και 1756 (Ναυπάκτου) είχαν μακροσεισμικές εντάσεις  $\geq 6$  στην θέση μελέτης.

Αναλυτική περιγραφή των Ιστορικών Σεισμών δίδεται στο Παράρτημα Ι.



Εικόνα 2.1. Κατανομή επικέντρων Ιστορικών Σεισμών (προ του 1900) ευρύτερης περιοχής Αιγαίου

# ΠΙΝΑΞ Ι

## Ιστορικοί Σεισμοί Ευρύτερης Περιοχής Αταλάντης

a/a	Date	Area	Io	Icp	Lat	Lon	H	Mm	Rem
1	~510 B.C.	Pharsala	10		39.4	22.3	n	7.0	!
2	427/6 B.C. Winter	Orchomenos	8		38.5	23.1	n	6.6	
3	426 B.C. Summer	Skarphia	9	9	38.8	22.6	n	7.0	
4	348 B.C.	Delfi	8		38.4	22.5	n	6.7	
5	279 B.C.	Delfi	9	≥6	38.4	22.6	n	6.8	
6	229-225 B.C.	Larymna	10	7	38.6	23.3			!
7	105	Lokris-Euboia	9	9	38.8	23.1			
8	550 January	Boiotia	10	≥6	38.4	23.0			
9	550 Winter	Achaia	10	≥6	38.3	22.0			
10	550 March	Maliakos	10	10	38.9	22.5			
11	996	Galaxidi	9	≥6	38.3	22.4	n	6.8	!
12	1147	Central Greece	8		38.5	22.5			!
13	1260	Galaxidi	7		38.4	22.4			
14	1321	Thebes	8		38.3	23.3	n	6.3	
15	1421	Central Greece	7		38.5	23.6			
16	1544/5 May 02 Morning	Lamia	9	9	38.8	22.6	n	6.8	
17	1580	Mynia	10	≥6	38.4	22.3	n	6.7	
18	1621 February 24	Meteora	7		39.4	22.0	n	6.2	
19	1660 March	Galaxidi	9	≥6	38.3	22.5	n	6.4	
20	1661 March 31	Meteora	7		39.4	22.1	n	6.1	
21	1668 August	Larissa	8		39.6	22.4	n	6.2	
22	1674 January 26 07:00	Meteora	7		39.4	21.9	n	6.2	
23	1674 March 21	Skiathos	6		39.2	23.5	n	6.0	
24	1694 June	Chalkis	8		38.5	23.6	n	6.5	
25	1698 November	Meteora	7		39.7	21.6			
26	1703 February	Naupaktos	7		38.4	21.8	n	6.0	
27	1708	Chalkis	7		38.5	23.6	n	6.0	
28	1714 July 29 12:00	Naupaktos	8		38.3	21.8	n	6.2	
29	~1726	Chalkis	8		38.5	23.6	n	6.0	
30	1731	Larisa	8		39.6	22.5	n	6.0	
31	1735 September 1 06:00	Meteora	7		39.5	21.8	n	6.5	
32	1740 October 5 24:00	Lamia	9	9	38.8	22.4	n	6.6	
33	1743 February 12	Almyros	8		39.3	22.8	n	6.8	
34	1756 October 20	Naupaktos	9	≥6	38.4	22.0	n	6.8	
35	1758 May	Lamia	8	8	38.9	22.7	n	6.8	!
36	1766 November 9 Night	Elassona	8		39.7	22.2	n	6.3	
37	1769	Desfina, Amfissa	7		38.4	22.2	n	6.5	
38	1773 March 16 08:00	Almyros	8		39.3	22.7	n	6.6	
39	1781 August 28	Larisa	8		39.6	22.5	n	6.3	
40	1785 June 24	Thiva	8		38.4	23.5	n	6.2	
41	1787 June 19 03:00	Meteora	7		39.5	21.9	n	6.0	
42	1852 July 14 04:20	Delfi	8		38.7	22.3	n	6.1	
43	1853 August 18 10:30	Thiva	8	6	38.3	23.2	n	6.5	
44	1853 September 29 23:45	Thiva	8		38.3	23.2	n	6.3	
45	1864 October 21	Thessaly	8		39.7	23.2			
46	1868 October 3 23:30	Skiathos	8		39.2	23.4	n	6.2	
47	1870 August 1 02:41	Phokis	9	7	38.5	22.4	n	6.7	
48	1870 August 1 13:33	Phokis	9		38.5	22.4	n	6.3	
49	1870 October 25	Phokis	8		38.5	22.5	n	6.0	
50	1874 March 18 05:08	N. Euboia	7		38.4	23.9	n	6.0	
51	1886 October 22	Volos	7		39.4	22.9			
52	1893 May 23 20:29	Thiva	9	5	38.3	23.2	n	6.0	
53	1894 April 20 17:16	Martino, Malesina	9.5	8	38.6	23.2	n	6.4	
54	1894 April 27 19:45	Ag.Konstantinos	9.5	8	38.7	23.0	n	6.9	

### 3. Σεισμολογικά Δεδομένα Περιόδου 1900 - 1995

Στον χάρτη της Εικόνας 3.1 παρουσιάζονται τα επίκεντρα των σεισμών του 20<sup>ου</sup> αιώνα της ευρύτερης περιοχής της Αταλάντης. Στον χάρτη έχουν χρησιμοποιηθεί διαφορετικά σύμβολα για σεισμούς διαφόρων τάξεων εστιακών βαθών, ενώ οι διαστάσεις κάθε συμβόλου είναι ανάλογες του αντίστοιχου μεγέθους. Οι εστιακές παράμετροι των σεισμών της Εικόνας 3.1 παρουσιάζονται στον κατάλογο του Παραρτήματος II.

Τα στοιχεία αυτά προέρχονται από τον κατάλογο των Makropoulos & Burton (1981), καθώς και τον αντίστοιχο των Makropoulos et al. (1989), που πρόσφατα συμπληρώθηκε ώστε να περιλαμβάνει σεισμούς μέχρι και το 1995.

Οι παράμετροι των σεισμών ενός καταλόγου καθώς και η πληρότητά του, αν δηλαδή περιέχει όλους τους σεισμούς συγκεκριμένου μεγέθους, είναι φυσικό να διαδραματίζουν καθοριστικό ρόλο στην αξιοπιστία κάθε προσπάθειας αποτίμησης του σεισμικού καθεστώτος μιας περιοχής και, επομένως, στο πόσο ρεαλιστική θα είναι η εκτίμηση της σεισμικής επικινδυνότητάς της. Είναι όμως εξ ίσου προφανές ότι λόγω της συνεχώς αυξανόμενης τεχνολογικής ανάπτυξης και του πλήθους των συστημάτων καταγραφής, ιδίως την τελευταία εικοσαετία, κάθε κατάλογος σεισμών παρουσιάζει διαφορετικό βαθμό πληρότητας και ομοιογένειας που εξαρτάται κυρίως από την χρονική περίοδο στην οποία αναφέρεται. Αναγκαστικά στις πρώτες δεκαετίες του αιώνα μας (1900 - 1950), ο πολύ μικρός αριθμός των σειсмоγράφων, σε συνδυασμό και με την χαμηλή ευαισθησία τους, δεν επέτρεπαν την καταγραφή παρά μόνο σχετικά μεγάλου μεγέθους σεισμών ( $M \geq 5,0$ ), από μακρινές αποστάσεις. Για τους λόγους αυτούς και πριν από την χρήση κάθε καταλόγου είναι απαραίτητος ο έλεγχος του βαθμού πληρότητας.

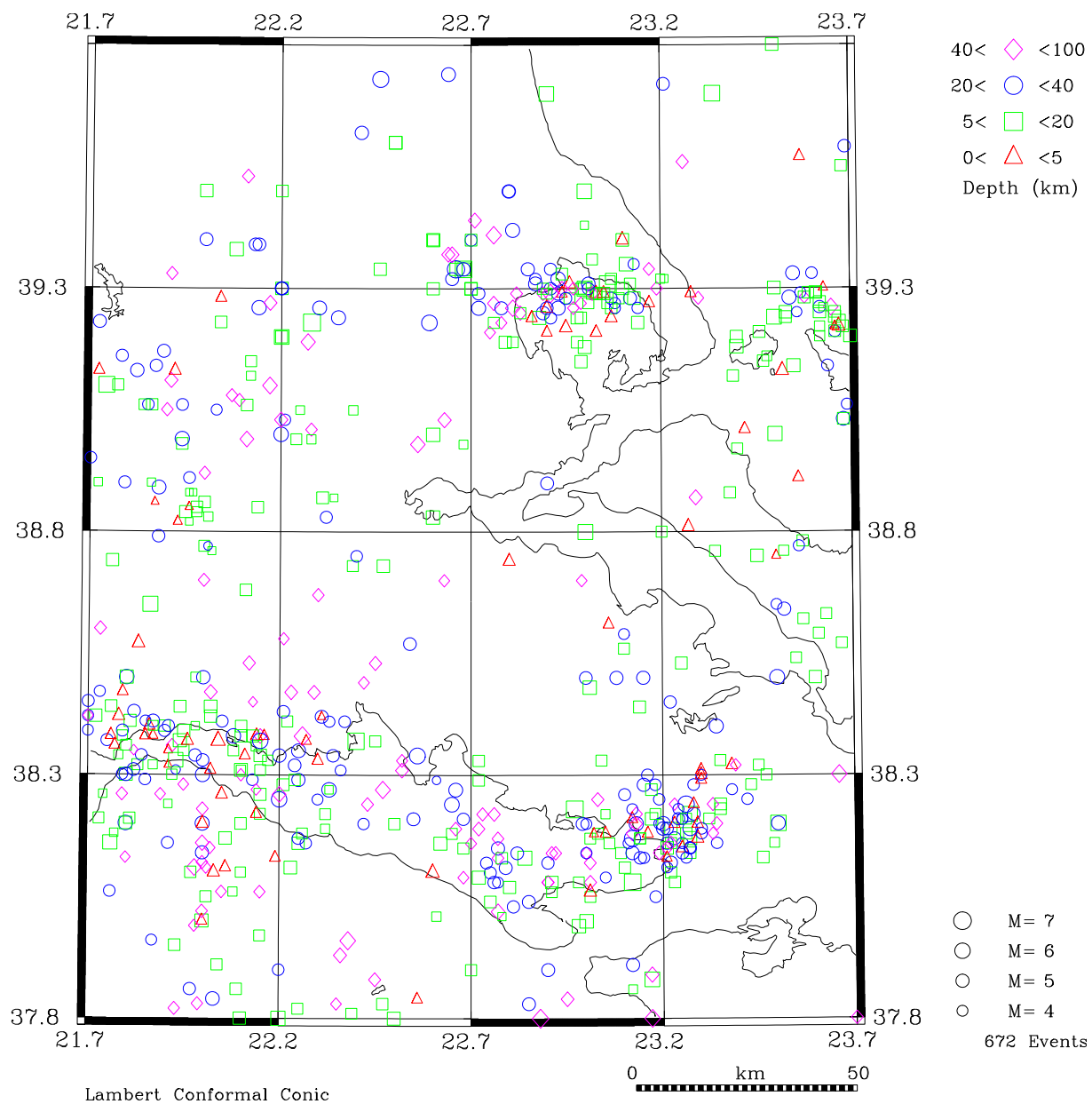
Για τον έλεγχο της πληρότητας του καταλόγου του Παραρτήματος II, εφαρμόσθηκε η αναλυτική μέθοδος που προτάθηκε από τον Stepp (1971). Με την μέθοδο αυτήν καθορίσθηκαν τα χρονικά διαστήματα κατά τα οποία ορισμένη τάξη μεγέθους περιέχεται πλήρως στον κατάλογο. Η ανάλυση βασίζεται στον προσδιορισμό της χρονικής περιόδου που απαιτείται για την αποκατάσταση σταθερού ρυθμού έκλυσης του συγκεκριμένου εύρους μεγεθών. Τα αποτελέσματα της μεθόδου αυτής παρουσιάζονται στον Πίνακα II. Παρατηρούμε ότι ο

κατάλογος είναι πλήρης για όλη την χρονική περίοδο 1900 - 1995 για σεισμούς με μέγεθος  $M \geq 6.5$ , ενώ μόνο μετά το 1975 περιέχει όλους τους σεισμούς με μέγεθος  $M \geq 4.0$ . Με βάση τα αποτελέσματα της ανάλυσης αυτής, είναι δυνατόν να δημιουργηθεί ένας τεχνητά ομοιογενής και πλήρης κατάλογος για όλη την χρονική περίοδο. Η μεθοδολογία αυτή εφαρμόστηκε και στην παρούσα μελέτη.

#### ΠΙΝΑΞ II

Αποτελέσματα Εφαρμογής Αναλυτικής Μεθόδου (Stepp 1971) Καταλόγου Σεισμών Περιόδου 1900-1995  
Παραρτήματος II

Τάξη Μεγέθους	Χρονική Περίοδος με Πλήρη Δεδομένα
$M \geq 4.0$	1975 - 1995
$M \geq 4.5$	1964 - 1995
$M \geq 5.0$	1950 - 1995
$M \geq 5.5$	1920 - 1995
$M \geq 6.0$	1911 - 1995
$M \geq 6.5$	1900 - 1995



**Εικόνα 3.1.** Η σεισμικότητα της ευρύτερης περιοχής της Αιγαίου 1900-1995.

#### **4. Μικροσεισμική Δραστηριότητα Περιόδου 1996 – 2001**

Η μικροσεισμική δραστηριότητα για την περίοδο 1996-2001, δίδεται σε πέντε ενότητες:

- Η πρώτη ενότητα αναφέρεται σε σεισμολογικά στοιχεία που συγκεντρώθηκαν από ένα σεισμολογικό δίκτυο, το οποίο εγκαταστάθηκε στην ευρύτερη περιοχή της Κεντρικής Ελλάδος και λειτούργησε το δεύτερο εξάμηνο του έτους 1996.
- Η δεύτερη ενότητα αναφέρεται σε σεισμολογικά στοιχεία που συγκεντρώθηκαν από ένα σεισμολογικό δίκτυο, το οποίο εγκαταστάθηκε στην ευρύτερη περιοχή της Αταλάντης και λειτούργησε από τον Σεπτέμβριο του 1999 μέχρι το τέλος του ιδίου έτους.
- Η τρίτη ενότητα αναφέρεται σε σεισμολογικά στοιχεία που συγκεντρώθηκαν από το Εθνικό Δίκτυο του Γεωδυναμικού Ινστιτούτου του Εθνικού Αστεροσκοπείου Αθηνών για το χρονικό διάστημα 1996-2001.
- Η τέταρτη ενότητα αναφέρεται σε σεισμολογικά στοιχεία που συγκεντρώθηκαν από το μόνιμο τηλεμετρικό ψηφιακό σεισμολογικό δίκτυο του Τομέα Γεωφυσικής –Γεωθερμίας του Πανεπιστημίου Αθηνών για το χρονικό διάστημα 1996-2001.
- Η πέμπτη ενότητα αναφέρεται σε σεισμολογικά στοιχεία που συγκεντρώθηκαν από ένα σεισμολογικό δίκτυο το οποίο εγκαταστάθηκε στην ευρύτερη περιοχή της Αταλάντης για τις ανάγκες του παρόντος ερευνητικού προγράμματος. Το δίκτυο αυτό άρχισε να λειτουργεί από τα τέλη Φεβρουαρίου 2002. Στη ενότητα αυτή παρουσιάζονται τα πρώτα σεισμολογικά στοιχεία τα οποία προέκυψαν από την επεξεργασία και ανάλυση των κυματομορφών που κατεγράφησαν.

•

##### **4.1. Μικροσεισμική Δραστηριότητα Περιόδου 01.6.1996 – 31.12.1996**

###### Προσωρινό Σεισμολογικό Δίκτυο ευρύτερης περιοχής Αταλάντης

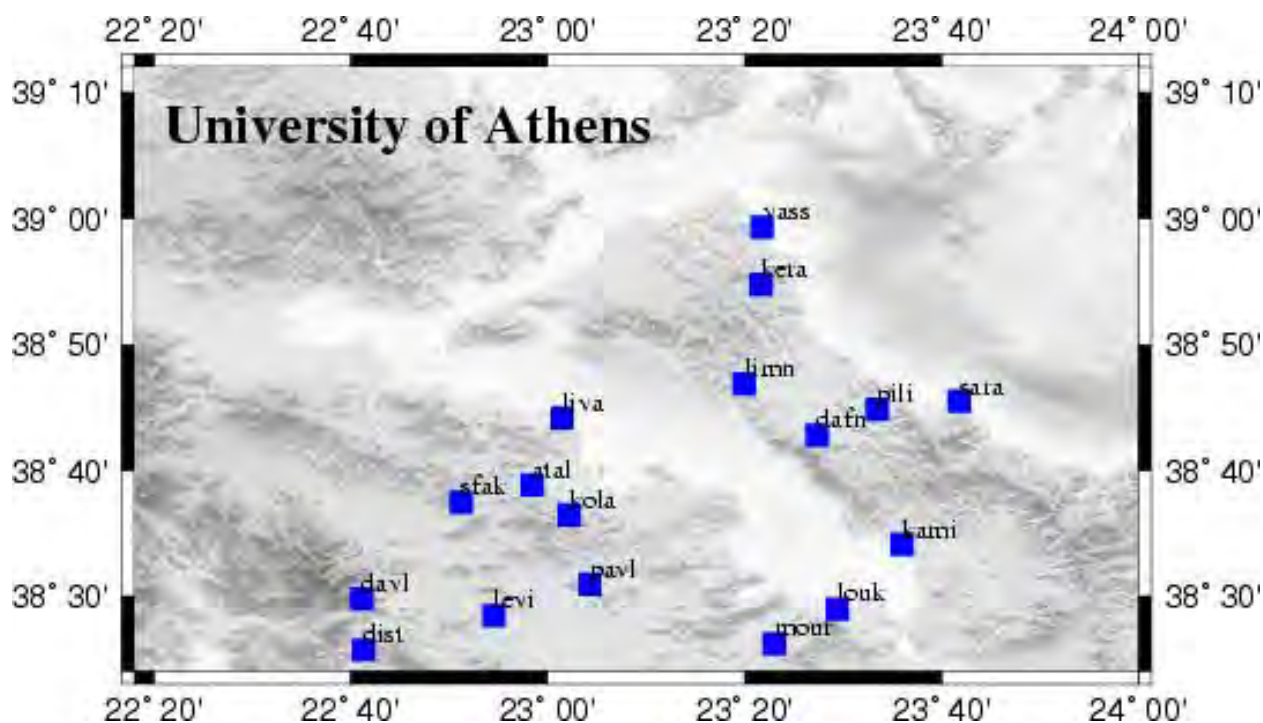
Ο Τομέας Γεωφυσικής-Γεωθερμίας του Πανεπιστημίου Αθηνών σε συνεργασία με τον Τομέα Γεωφυσικής του Αριστοτελείου Πανεπιστημίου Θεσσαλονίκης και με τα σεισμολογικά Ινστιτούτα των Πανεπιστημίων Παρισίων και Γκρενόμπλ της Γαλλίας, τον Ιούνιο του 1996 εγκατέστησαν ένα προσωρινό σεισμολογικό δίκτυο. Το δίκτυο εγκαταστάθηκε σε δύο παράλληλα προφίλ, περίπου 180 km μήκος έκαστο, στην περιοχή του Κορινθιακού και



Ευβοϊκού Κόλπου σε μια διεύθυνση σχεδόν κάθετη στα τεκτονικά βυθίσματα του Κορινθιακού και του Ευβοϊκού. Κατά μήκος των προφίλ αυτών, σεισμολογικοί σταθμοί μιας και τριών συνιστωσών εγκαταστάθηκαν, με μια μέση απόσταση 10 km μεταξύ τους για να επιτευχθεί καλλίτερη δειγματοληψία που θα επιτρέψει ακριβέστερο προσδιορισμό επικέντρων. Συνολικά, 44 σταθμοί εγκαταστάθηκαν μέχρι το τέλος του Ιουνίου του 1996. Το δίκτυο αυτό λειτούργησε μέχρι το τέλος Δεκεμβρίου του 1996.

Η Εικόνα 4.1 απεικονίζει την κατανομή των σταθμών που εγκαταστάθηκαν στην ευρύτερη περιοχή της Αταλάντης. Τρεις τύποι σταθμών ψηφιακής καταγραφής χρησιμοποιήθηκαν:

- MINITITAN σταθμοί μιας συνιστώσας με σεισμόμετρα ιδιοσυχνότητας 2Hz. Συνολικά εγκαταστάθηκαν 14 σταθμοί αυτού του τύπου.
- TITAN σταθμοί τριών συνιστωσών, συνεχούς καταγραφής, με σεισμόμετρα ευρέως φάσματος ιδιοσυχνότητας 33 sec. Συνολικά εγκαταστάθηκαν 12 σταθμοί αυτού του τύπου.
- HADES, σταθμοί τριών συνιστωσών, με σεισμόμετρα ιδιοσυχνότητας 5 sec. Συνολικά εγκαταστάθηκαν 18 σταθμοί αυτού του τύπου.



**Εικόνα 4.1.** Σεισμολογικό Δίκτυο που εγκαταστάθηκε και λειτούργησε κατά το δεύτερο εξάμηνο του 1996 στην ευρύτερη περιοχή της Αταλάντης

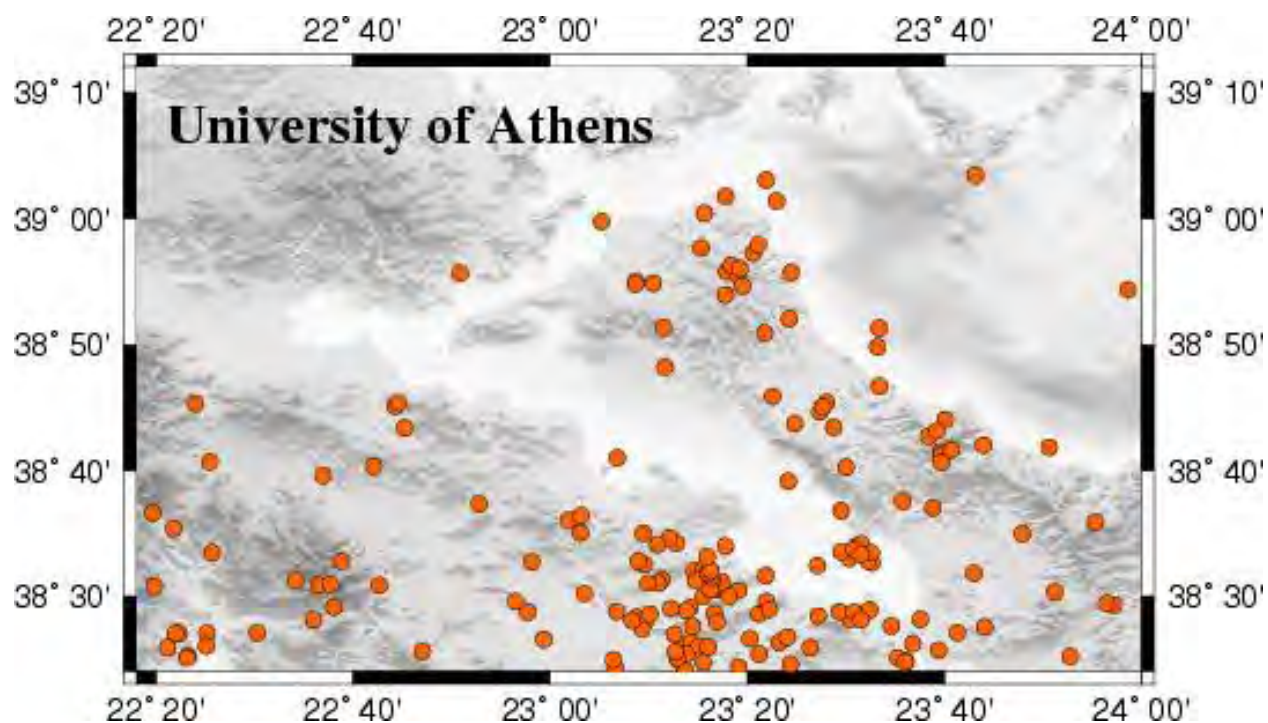
Το μοντέλο ταχύτητας που χρησιμοποιήθηκε για τον προσδιορισμό των επικέντρων, με την χρήση του HYPO71 (Lee & Lahr 1975), αναφέρεται στον Πίνακα III, ενώ ο λόγος  $V_p/V_s$  που υπολογίστηκε με τα στοιχεία που προέκυψαν έχει τιμή  $V_p/V_s = 1.80$ .

Κατά την διάρκεια της λειτουργίας του δικτύου προσδιορίστηκαν 231 μικροσεισμοί στην ευρύτερη περιοχή της Αταλάντης. Στην Εικόνα 4.2 απεικονίζονται τα επίκεντρα των επιλεγμένων σεισμών. Παρατηρώντας την κατανομή των επικέντρων, διαπιστώνεται ο ανομοιογενής τρόπος κατανομής τους, αφού σε κάποιες περιοχές παρατηρείται αυξημένη συγκέντρωση γεγονότων, ενώ σε άλλες μειωμένη. Η περιοχή που παρουσιάζει αυξημένη σεισμικότητα είναι νότια της Αταλάντης και κυρίως γύρω από την Λίμνη Υλίκη. Επίσης η Εύβοια παρουσιάζει μια μικροσεισμική δραστηριότητα τόσο στο βόρειο τμήμα όσο και στην περιοχή νότια της Λίμνης. Επίσης εντοπίζεται και υποθαλάσσια σεισμικότητα ανατολικά της Λίμνης Υλίκης. Αυτό όμως που χαρακτηρίζει την περιοχή είναι ότι το Ρήγμα της Αταλάντης είναι σχεδόν ανενεργό καθ' όλο το μήκος του, για ένα σχετικά μεγάλο χρονικό διάστημα, αυτό των έξι μηνών.

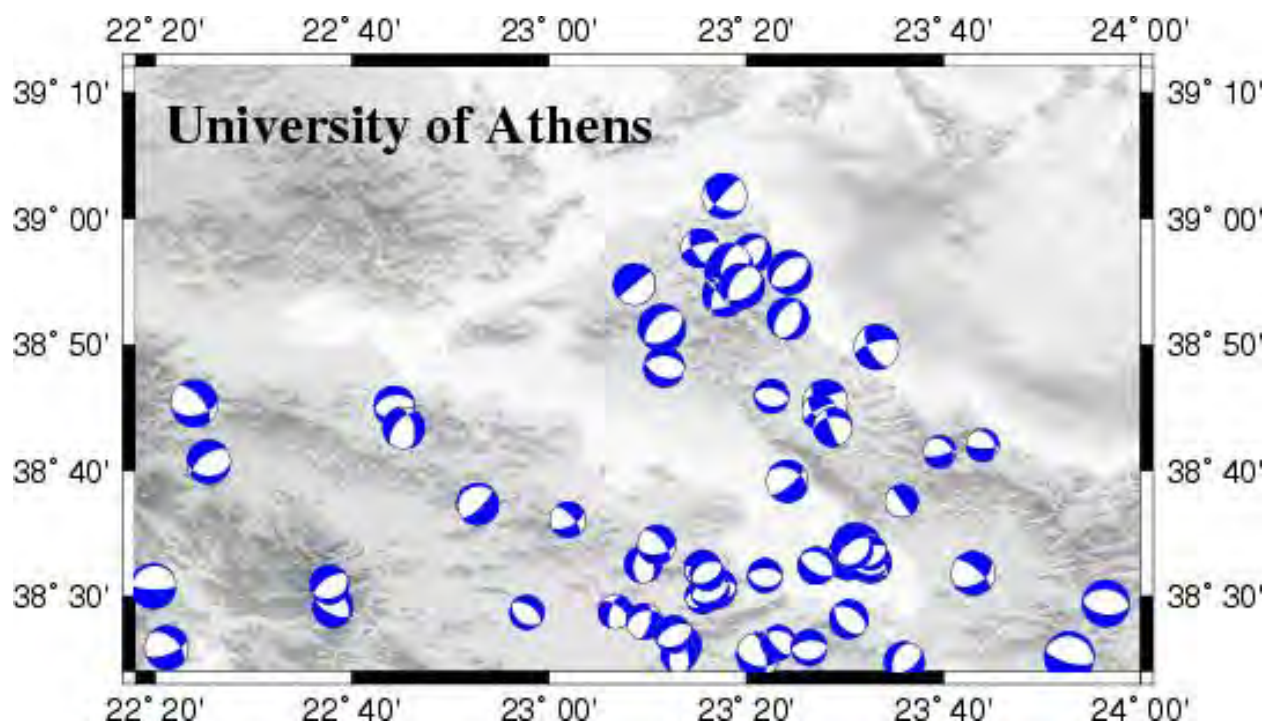
**ΠΙΝΑΞ III**

Μοντέλο Ταχυτήτων

Βάθος (km)	$V_p$ (km/sec)
0.0 – 4.0	4.8
4.0 – 7.0	5.4
7.0– 8.0	5.8
8.0– 10.4	5.9
10.4 – 15.0	6.3
15.0 – 30.0	6.5
> 35.0	7.8



**Εικόνα 4.2.** Σεισμική δραστηριότητα ευρύτερης περιοχής Αταλάντης κατά το δεύτερο εξάμηνο του 1996



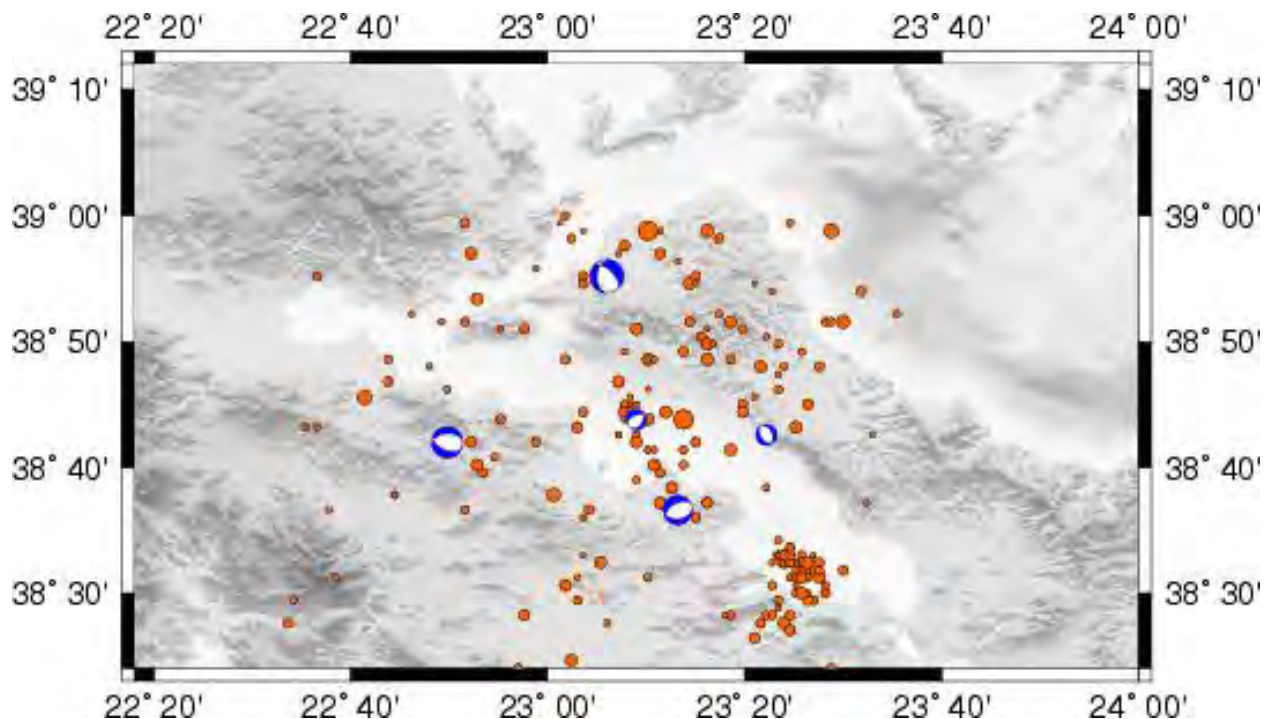
**Εικόνα 4.3.** Μηχανισμοί γένεσης που προσδιορίστηκαν κατά το δεύτερο εξάμηνο του 1996

Με την χρήση των πρώτων αποκλίσεων των πρώτων κυμάτων χώρου προσδιορίστηκαν περισσότεροι από 50 μηχανισμοί γένεσης (Εικόνα 4.3) και υποδεικνύουν κανονικά ρήγματα.

#### 4.2. Μικροσεισμική Δραστηριότητα Περίοδου 12.9.1999 – 27.12.1999

##### Προσωρινό Σεισμολογικό Δίκτυο ευρύτερης περιοχής Αταλάντης

Το Γεωδυναμικό Ινστιτούτο του Εθνικού Αστεροσκοπείου Αθηνών εγκατέστησε ένα προσωρινό σεισμολογικό δίκτυο αποτελούμενο από 5 ψηφιακούς σταθμούς REFTEK τριών συνιστωσών με σεισμόμετρα τριών συνιστωσών τύπου Lennartz, με σκοπό την παρακολούθηση της μικροσεισμικής δραστηριότητας. Τα όργανα τοποθετήθηκαν στα Καμμένα Βούρλα, στην Αταλάντη, στην Μαλεσσίνα, στην Αιδηψό και στην Λίμνη της Ευβοίας. Το δίκτυο ελειτούργησε από την αρχή του Σεπτεμβρίου 1999 έως το τέλος του Δεκεμβρίου 1999 και αρκετές εκατοντάδες μικροσεισμών με  $M > 1.0$  κατεγράφησαν. Το δίκτυο προσέφερε μία ικανοποιητική κάλυψη της περιοχής μελέτης και επέτρεψε τον ικανοποιητικό προσδιορισμό των υποκέντρων.



Εικόνα 4.4. Σεισμική Δραστηριότητα κατά το δεύτερο εξάμηνο του 1999

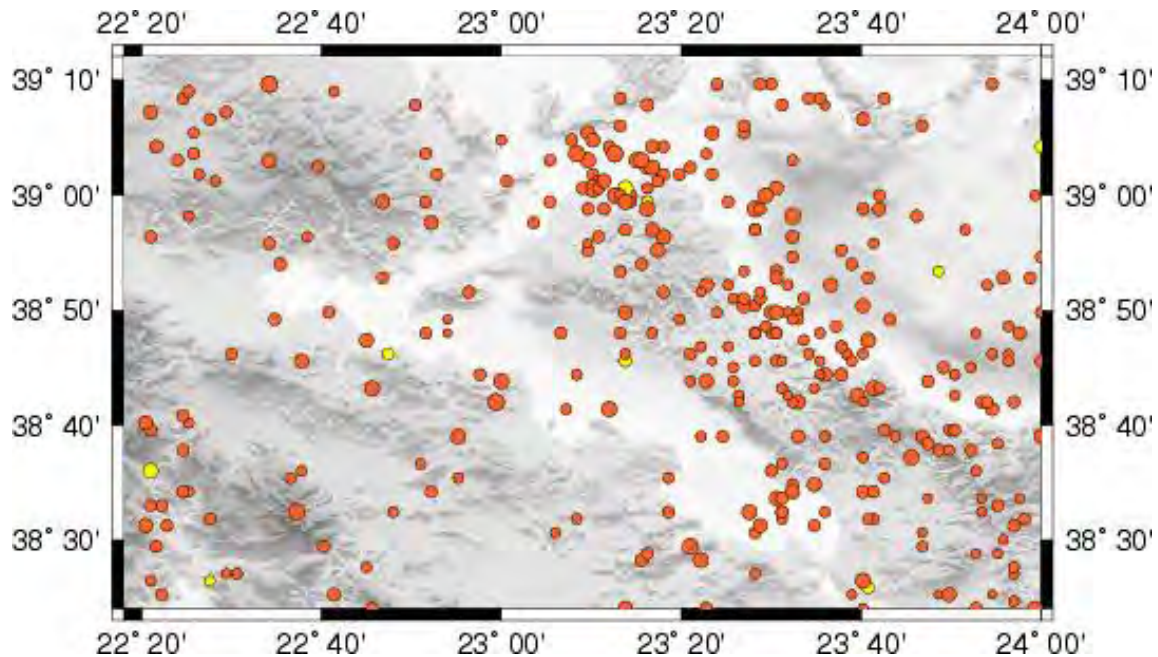
Μολονότι στις καταγραφές παρατηρήθηκε ένας μικροσεισμικός θόρυβος που προήρχετο από τον μεγάλο αριθμό των μετασεισμών του σεισμού της Πάρνηθας της 7ης Σεπτεμβρίου 1999, κατεγράφησαν περισσότερα από 500 γεγονότα και εντοπίσθηκαν 201 σεισμοί που είχαν τουλάχιστον 4 καταγραφές από Ρ-κύματα και 3 από S-κύματα. Οι σεισμικές παράμετροι προσδιορίσθηκαν με την χρησιμοποίηση ενός μοντέλου ταχυτήτων που βασίσθηκε σε τοπικές μελέτες (Makris et al., 2000) και έχει ως εξής:

[πάχος στρώματος (km)/Vp (km/sec)] : 0 – 4 / 4.8, 4 – 7 / 5.4, 7 – 10 / 5.8, 10 – 15 / 6.3, 15 – 30 / 6.5 και > 35 / 7.0.

Η σχέση Vp / Vs εξετιμήθη από τα διαγράμματα Wadati και ευρέθη να έχει την τιμή  $1.78 \pm 0.02$ . Για τον προσδιορισμό των εστιακών τους παραμέτρων εχρησιμοποιήθη το πρόγραμμα HYPOCENTER (Lienert 1994).

Οι σεισμοί στην περιοχή μελέτης εντοπίζονται σε βάθη μικρότερα των 15km, η δε χωρική τους κατανομή δείχνει μία διασπορά στην ευρύτερη περιοχή (Εικόνα 4.4). Δύο ομάδες σεισμών είναι δυνατόν να παρατηρηθούν, μία στο νότιο άκρο του κόλπου, περιοχή του Όρμου Σκορπονερίου και μία άλλη, βόρεια της Χερσονήσου Μαλεσίνας. Η νοτιότερη ομάδα σεισμών είναι πυκνότερη, καλά προσδιορισμένη και καταλαμβάνει μεγαλύτερη περιοχή, ενώ η βόρεια ομάδα δείχνει μία διάσπαρτη χωρική κατανομή. Διάσπαρτη σεισμικότητα παρατηρείται, επίσης στο βορειότερο τμήμα της Ευβοίας. Ο Όρμος Σκορπονερίου αποτελεί το νοτιότερο άκρο του Ρήγματος Αταλάντης. Η νότια ομάδα σεισμών εντοπίζεται βόρεια του ίχνους του Ρήγματος Αταλάντης, στο καταβυθισμένο τέμαχος. Σε αυτήν την περιοχή, εκτός από το παραπάνω ρήγμα, υπάρχουν επίσης οι ρηξιγενείς ζώνες της Παραλίμνης και του Παύλου, οι οποίες έχουν μία διεύθυνση ΔΝΔ – ΑΒΑ, βυθίζονται ΝΑ και είναι σχεδόν κάθετες στο Ρήγμα Αταλάντης, και πιθανόν να ελέγχουν το νότιο άκρο του. Η ομάδα εντοπίζεται στην συμβολή αυτών των ρηξιγενών ζωνών και δεν είναι δυνατόν να συσχετισθεί με ένα συγκεκριμένο ρήγμα. Η ομάδα σεισμών βόρεια της Μαλεσίνας δεν μπορεί επίσης να συσχετισθεί ακριβώς με ένα από τα ρήγματα αυτής της περιοχής, (Αταλάντη, Μαλεσίνα) ή με το ρήγμα που οριοθετεί τις νότιες ακτές Ευβοίας. Προσδιορίσθηκαν επίσης και 5 μηχανισμοί γένεσης που υποδεικνύουν κανονικά ρήγματα.





**Εικόνα 4.5.** Σεισμική δραστηριότητα κατά το χρονικό διάστημα 1996-2001 (ΕΑΑ)

#### **4.3. Μικροσεισμική Δραστηριότητα Περιόδου 0 1.1.1996 – 31.12.2001**

##### Σεισμολογικό Δίκτυο Γεωδυναμικού Ινστιτούτου Εθνικού Αστεροσκοπείου Αθηνών

Η Εικόνα 4.5 αναφέρεται στην σεισμική δραστηριότητα της υπό μελέτη περιοχής κατά το χρονικό διάστημα 1996 – 2001. Τα επίκεντρα έχουν προσδιορισθεί από το Γεωδυναμικό Ινστιτούτο του Εθνικού Αστεροσκοπείου Αθηνών (ΕΑΑ). Πρόκειται για μια έντονη μικροσεισμική δραστηριότητα που εστιάζεται κυρίως στην Εύβοια. Η Κεντρική αλλά κυρίως η Βόρεια Εύβοια παρουσιάζει μία αυξημένη συγκέντρωση επικέντρων σε αντίθεση με το Ρήγμα Αταλάντης, όπου η σεισμικότητα είναι πολύ χαμηλή. Η μεγάλη πλειοψηφία των σεισμών αυτών έχουν μεγέθη μικρότερα από  $M=3.5$  της κλίμακας Ρίχτερ. Με κίτρινο χρώμα συμβολίζονται οι σεισμοί με ενδιάμεσο βάθος. Κατά την χρονική διάρκεια 1996–2001, εντοπίστηκαν 365 μικροσεισμοί στην περιοχή.

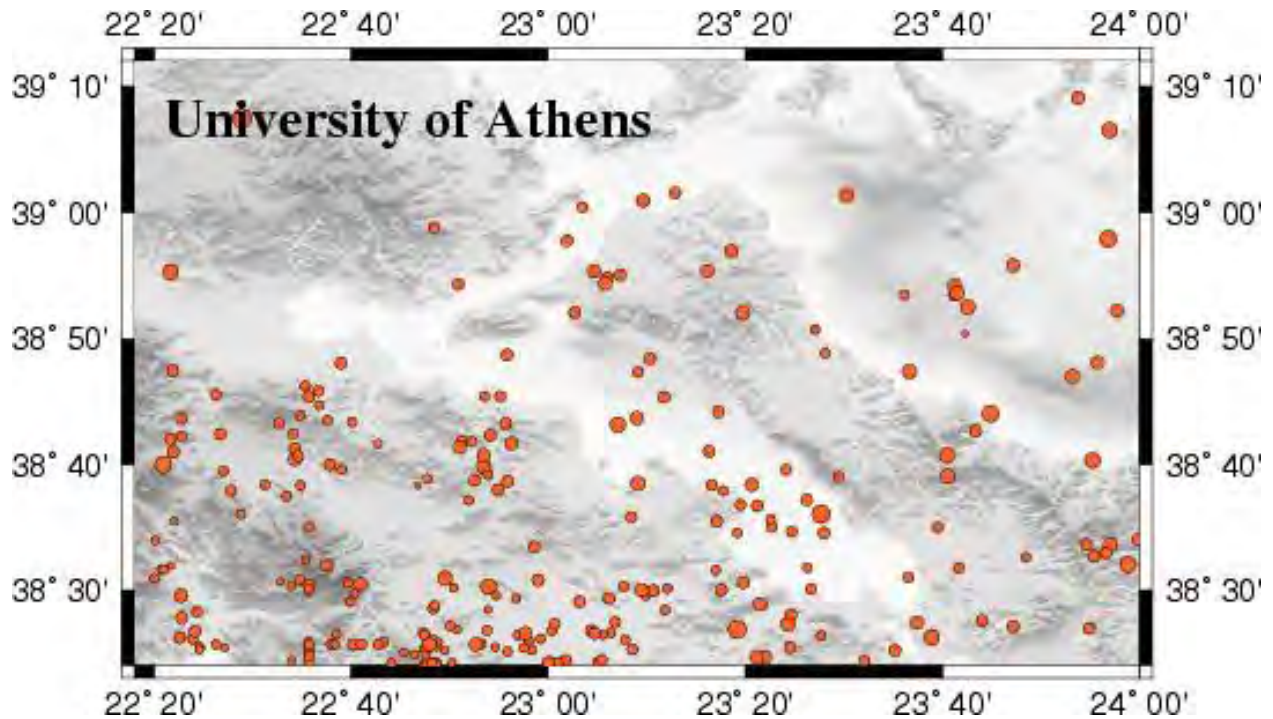
#### **4.4. Μικροσεισμική Δραστηριότητα Περιόδου 01.1.1996 – 31.12.2001**

##### Σεισμολογικό Δίκτυο Τομέα Γεωφυσικής-Γεωθερμίας Πανεπιστημίου Αθηνών

Ο Τομέας Γεωφυσικής-Γεωθερμίας του Πανεπιστημίου Αθηνών έχει εγκαταστήσει ένα σεισμολογικό τηλεμετρικό ψηφιακό σεισμολογικό δίκτυο (CORNET) στην ευρύτερη περιοχή του Ανατολικού Κορινθιακού Κόλπου. Το δίκτυο αυτό λειτουργεί από τα τέλη του 1995 και έχει καταγράψει έως σήμερα περισσότερους από 6000 σεισμούς που έχουν λάβει χώρα κυρίως στην ευρύτερη περιοχή της Κεντρικής Ελλάδος. Η Εικόνα 4.6 αναφέρεται στην σεισμική δραστηριότητα της υπό μελέτη περιοχής κατά το χρονικό διάστημα 1996-2001 και έχουν εντοπισθεί από το δίκτυο CORNET. Οι σεισμοί εντοπίζονται κυρίως νοτιο-δυτικά του Ρήγματος Αταλάντης και στην υποθαλάσσια περιοχή του Ευβοϊκού Κόλπου. Συγκρίνοντας τις εικόνες 4.5 και 4.6 διαπιστώνεται ότι πρόκειται για δύο συμπληρωματικές απεικονίσεις. Στην Εικόνα 4.5 όπου οι σεισμοί έχουν προσδιορισθεί από το δίκτυο ΕΑΑ εντοπίζονται κυρίως ΒΑ του χάρτη, ενώ στην Εικόνα 4.6, όπου οι σεισμοί έχουν εντοπισθεί από το δίκτυο CORNET, εντοπίζονται κυρίως ΝΔ. Επίσης στην Εικόνα 4.6 διακρίνονται δύο ομάδες σεισμών, που θα μπορούσαν να συσχετισθούν με το Ρήγμα Αταλάντης. Η μεγάλη πλειοψηφία των σεισμών αυτών έχει μεγέθη μικρότερα από  $M=3,5$  της κλίμακας Ρίχτερ. Κατά την χρονική διάρκεια 1996–2001 στην περιοχή εντοπίστηκαν 363 μικροσεισμοί από το δίκτυο CORNET.

Το τοπικό σεισμολογικό δίκτυο, που εγκαταστάθηκε πρόσφατα στην περιοχή για τις ανάγκες του παρόντος ερευνητικού προγράμματος, θα διαφωτίσει περισσότερο την σεισμικότητα γύρω από το Ρήγμα Αταλάντης. Επίσης, τα δύο τηλεμετρικά δίκτυα ATHENET και VOLNET του Τομέα Γεωφυσικής-Γεωθερμίας του Πανεπιστημίου Αθηνών, που πρόκειται να λειτουργήσουν, θα δώσουν πρόσθετα στοιχεία για την περιοχή. Η κεντρική δορυφορική κεραία του νέου τηλεμετρικού συστήματος έχει ήδη εγκατασταθεί στο κτίριο Γεωλογίας του Πανεπιστημίου Αθηνών. Επίσης έχει πραγματοποιηθεί αναμετάδοση κυματομορφών μέσω δορυφόρου και σε πραγματικό χρόνο έχουν καταγραφεί τα σεισμικά κύματα στον κεντρικό σεισμολογικό σταθμό. Αναμένεται να εγκατασταθούν τα δορυφορικά συστήματα στους απομακρυσμένους κεντρικούς σταθμούς, προκειμένου να αρχίσει η λειτουργία του νέου σεισμολογικού δικτύου.



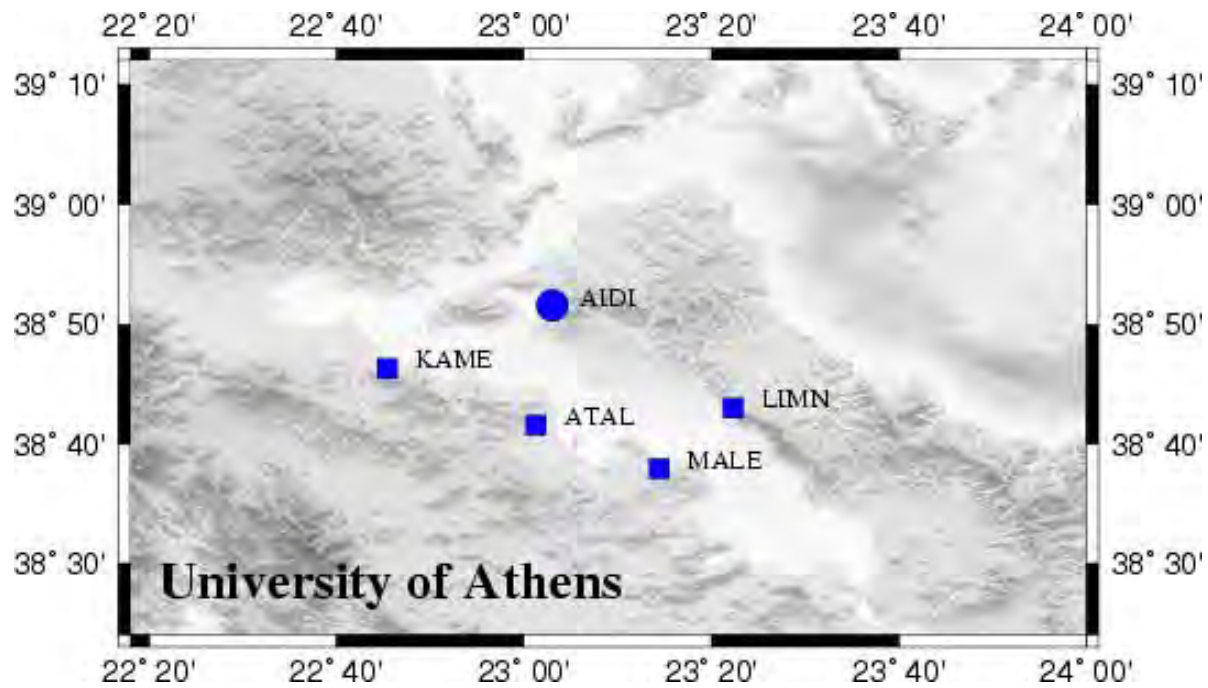


Εικόνα 4.6. Σεισμική δραστηριότητα κατά το χρονικό διάστημα 1996-2001 (CORNET)

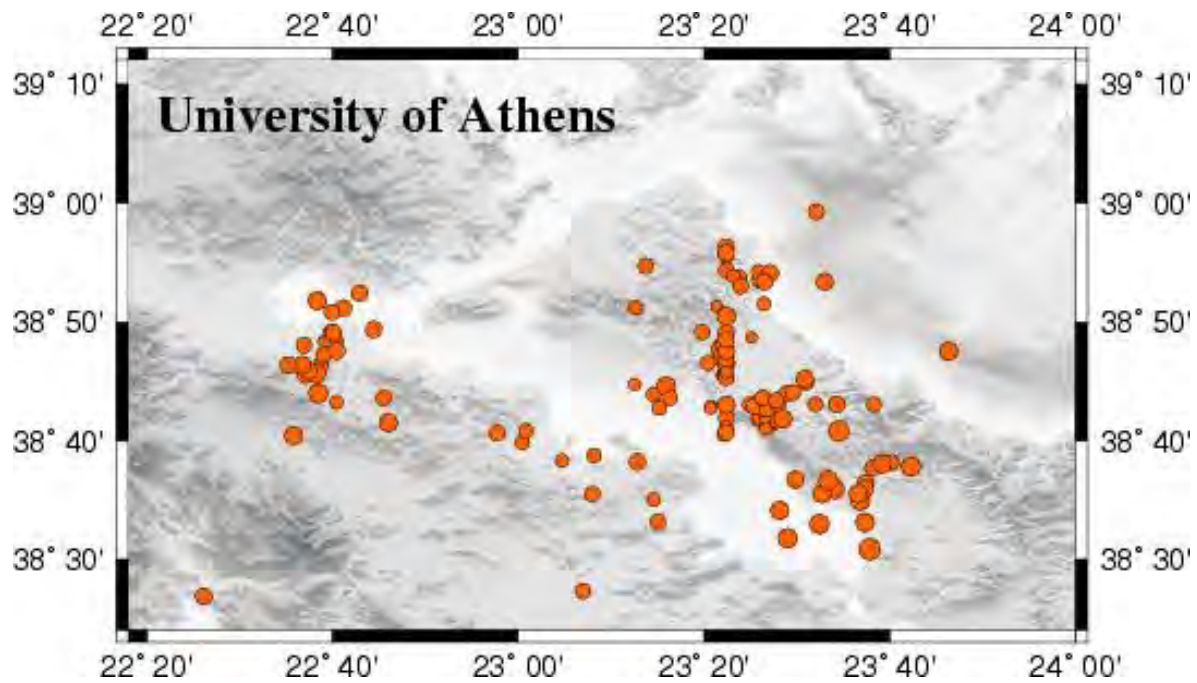
#### 4.5. Μικροσεισμική Δραστηριότητα Περιόδου 22.2.2002 – 3.3.2002

##### Προσωρινό Σεισμολογικό Δίκτυο ευρύτερης περιοχής Αταλάντης

Ο Τομέας Γεωφυσικής-Γεωθερμίας του Πανεπιστημίου Αθηνών εγκατέστησε στα τέλη Φεβρουαρίου του τρέχοντος έτους, ένα τοπικό προσωρινό σεισμολογικό δίκτυο (ATAL2002) στην ευρύτερη περιοχή της Αταλάντης, προκειμένου να καταγραφεί η σεισμικότητα της περιοχής. Το δίκτυο αυτό αποτελείται από τέσσερις ψηφιακούς σειсмоγράφους τύπου REFTEK (σύντομα θα εγκατασταθεί και ένας πέμπτος στην Αιδηψό) εξοπλισμένους με σεισμόμετρα ευρέως φάσματος τύπου GURALP (33sec). Οι θέσεις των σταθμών σημειώνονται στην Εικόνα 4.7 με τετράγωνο μπλε σύμβολο καθώς επίσης και ο σταθμός που πρόκειται να εγκατασταθεί στην Αιδηψό με μπλε κύκλο. Κατά το χρονικό διάστημα 23/02/2002 έως 21/3/2002 προσδιορίστηκαν οι εστιακές παράμετροι για 187 σεισμικά γεγονότα. Από αυτά τα 137 εντοπίστηκαν στην υπό μελέτη περιοχή. Στην Εικόνα 4.8 παρουσιάζεται η σεισμική δραστηριότητα όπως αυτή κατεγράφη από το τοπικό δίκτυο.



Εικόνα 4.7. Σεισμολογικό Δίκτυο που εγκαταστάθηκε στην υπό μελέτη περιοχή



Εικόνα 4.8. Σεισμική δραστηριότητα που προσδιορίστηκε από το τοπικό δίκτυο

Οι θέσεις των σταθμών σημειώνονται στον Πίνακα IV που ακολουθεί. Επί πλέον, οι σταθμοί του δικτύου κατέγραψαν μεμονωμένα πλήθος μικρών, πολύ τοπικών γεγονότων, τα οποία δεν έγιναν αισθητά σε δεύτερο σταθμό.

**ΠΙΝΑΞ IV**

Στοιχεία Σταθμών Τοπικού Σεισμολογικού Δικτύου

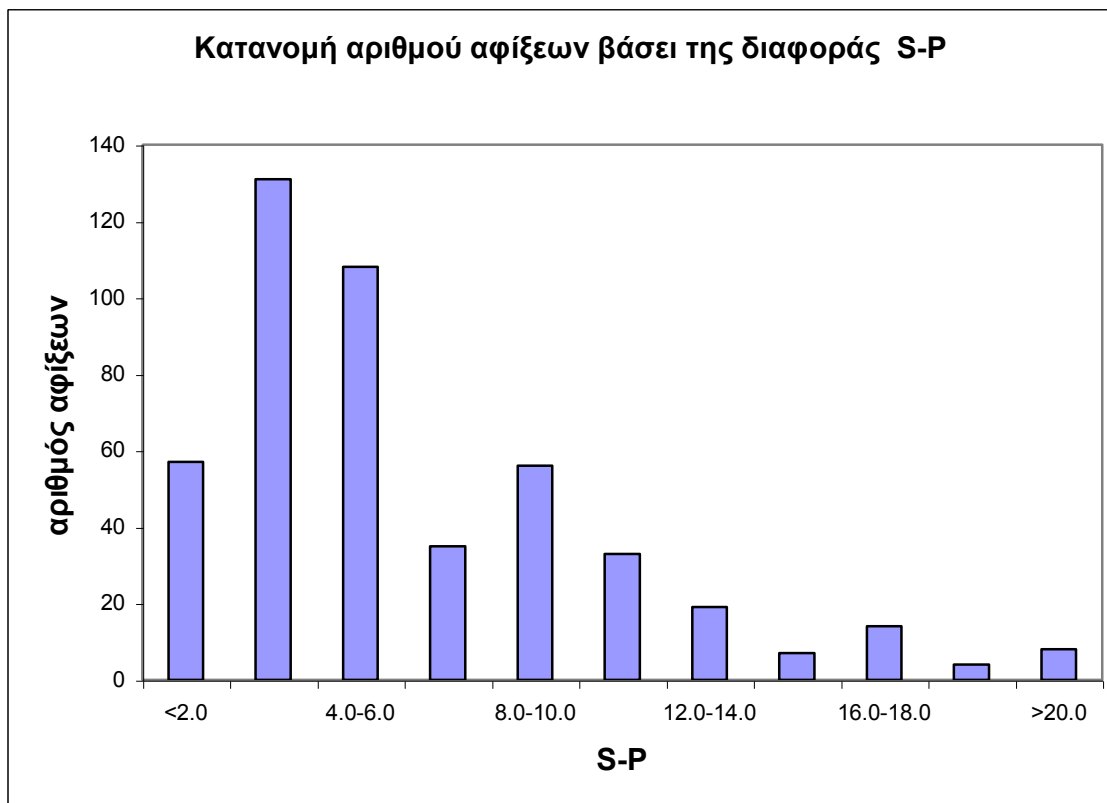
Όνομα	Θέση	Γεωγρ. μήκος (°)	Γεωγρ. πλάτος (°)	Υψόμετρο (m)
ATAL	Αταλάντη	23,021	38,693	342
MALE	Μαλεσίνα	23,241	38,632	260
KAME	Καμ. Βούρλα	22,756	38,771	363
LIMN	Λίμνη Ευβοίας	23,371	38,716	143

Τα διαγράμματα που ακολουθούν, παρέχουν μια προκαταρκτική στατιστική ανάλυση της σεισμικής δραστηριότητας στην υπό μελέτη περιοχή. Στο διάγραμμα της Εικόνας 4.9 απεικονίζεται η χρονική κατανομή των σεισμικών γεγονότων.



**Εικόνα 4.9.** Ιστόγραμμα της χρονικής κατανομής του αριθμού των σεισμών

Διαπιστώνεται η ύπαρξη μίας μικρής σεισμικής δραστηριότητας στην ευρύτερη περιοχή, η οποία παρουσιάζει κάποια μέγιστα κατά το τέλος του Φεβρουαρίου και το πρώτο πενθήμερο του Μαρτίου. Το υπόλοιπο χρονικό διάστημα διατηρείται σε χαμηλά επίπεδα, με μέσο αριθμό 5 γεγονότων ανά ημέρα. Σε ό,τι αφορά την απόσταση των γεγονότων αυτών από τους σταθμούς του τοπικού δικτύου, αυτή είναι κατά κύριο λόγο μικρή, όπως υποδηλώνει η κατανομή του αριθμού αφίξεων στους διαφόρους σταθμούς βάσει της διαφοράς χρόνων άφιξης S-P. Από το διάγραμμα της Εικόνας 4.10 καθίσταται σαφές ότι η συντριπτική πλειοψηφία αφίξεων χαρακτηρίζεται από διαφορά S-P μικρότερη των 6 sec. Παρατηρείται ωστόσο και μικρός αριθμός γεγονότων, τα οποία εντοπίζονται σε μεγαλύτερες αποστάσεις από τους σταθμούς του τοπικού δικτύου. Οι πιο μακρινοί από αυτούς δεν παρουσιάζουν ενδιαφέρον στα πλαίσια του συγκεκριμένου ερευνητικού προγράμματος.

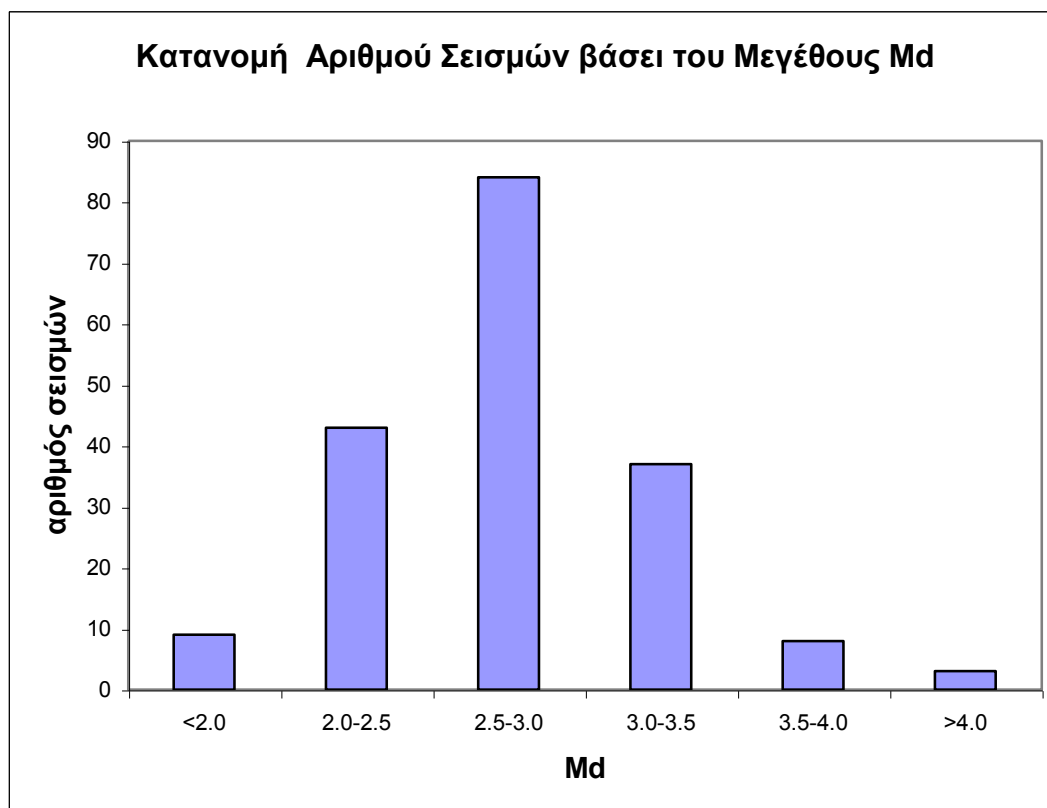


**Εικόνα 4.10.** Ραβδόγραμμα κατανομής αριθμού αφίξεων στους διάφορους σταθμούς του τοπικού Δικτύου Αταλάντης, βάσει της διαφοράς χρόνων άφιξης S-P.

Το διάγραμμα της Εικόνας 4.11 απεικονίζει την κατανομή του αριθμού των σεισμικών γεγονότων βάσει του μεγέθους διάρκειας  $M_d$ . Για τον υπολογισμό του μεγέθους, η διάρκεια έχει ορισθεί ως το χρονικό διάστημα, που παρεμβάλλεται μεταξύ της άφιξης του επιμήκους κύματος P και του σημείου, κατά το οποίο το πλάτος του σήματος προσεγγίζει το επίπεδο του εδαφικού θορύβου.

Διαπιστώνεται ότι σχεδόν τα μισά από τα γεγονότα, που κατεγράφησαν, έχουν μέγεθος μεταξύ  $M=2,5$  και  $M=3,0$  R, ενώ σημαντικός είναι και ο αριθμός των γεγονότων, με μέγεθος μεταξύ  $M=2,0$  και  $M=2,5$  R, καθώς και μεταξύ  $M=3,0$  και  $M=3,5$  R. Το ελάχιστο μέγεθος, που παρατηρήθηκε, ισούται με  $M=1,57$ , ενώ κατεγράφησαν δύο γεγονότα μεγέθους  $M=4,17$  R, το οποίο αποτελεί το μέγιστο παρατηρηθέν μέγεθος.

Σημειώνεται ότι όλοι οι σεισμολογικοί κατάλογοι της χρονικής περιόδου 1996-2001, που περιγράφονται στην εν λόγω ενότητα παρατίθενται στο Παράρτημα ΙΙΙ.



**Εικόνα 4.11.** Ραβδόγραμμα κατανομής αριθμού σεισμών, που κατεγράφησαν από το τοπικό δίκτυο της Αταλάντης, βάσει του μεγέθους διάρκειας,  $M_d$ .

## **5. Μικροσεισμική Δραστηριότητα Έτους 2002**

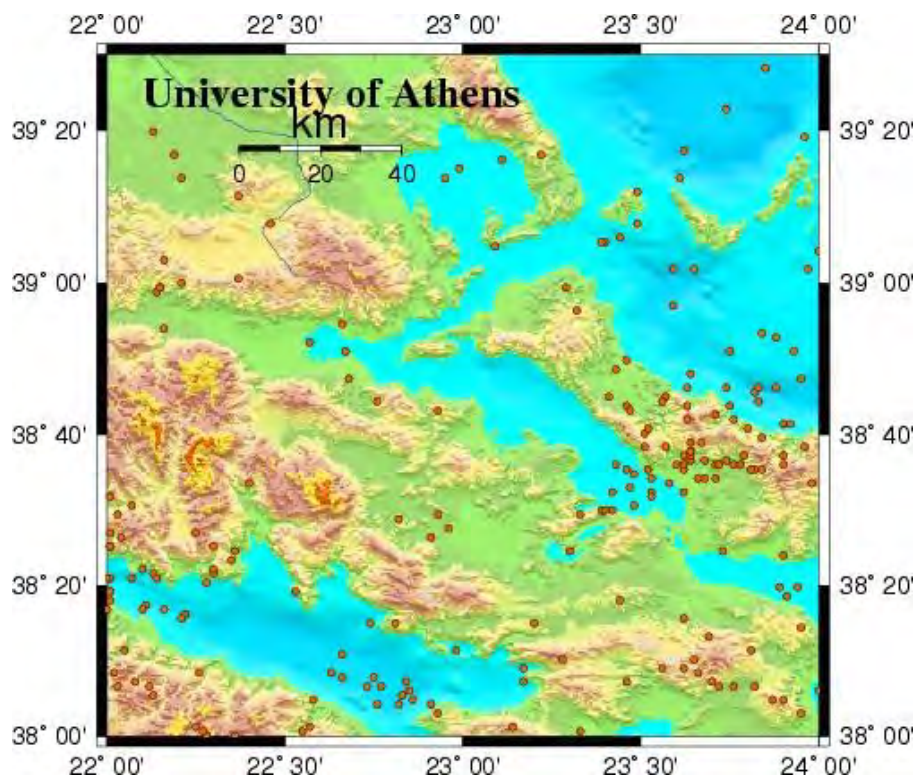
Η μικροσεισμική δραστηριότητα του έτους 2002 δίδεται με την παρουσίαση των σεισμολογικών στοιχείων που συγκεντρώθηκαν από το σεισμολογικό δίκτυο, το οποίο εγκαταστάθηκε στην ευρύτερη περιοχή της Αταλάντης για τις ανάγκες του παρόντος ερευνητικού προγράμματος, από τον Τομέα Γεωφυσικής - Γεωθερμίας. Το δίκτυο αυτό λειτούργησε για έξι μήνες. Επίσης, δίδεται η σεισμική δραστηριότητα όπως καταγράφηκε από το Εθνικό Δίκτυο του Εθνικού Αστεροσκοπείου Αθηνών και από το σεισμολογικό δίκτυο του Τομέα Γεωφυσικής-Γεωθερμίας του Πανεπιστημίου Αθηνών, στην διάρκεια του έτους 2002.

### **5.1. Μικροσεισμική Δραστηριότητα Περιόδου 1.1.2002 – 31.12.2002**

#### Σεισμολογικό Δίκτυο Γεωδυναμικού Ινστιτούτου Εθνικού Αστεροσκοπείου Αθηνών

Η σεισμική δραστηριότητα της υπό μελέτη περιοχής κατά το έτος 2002 απεικονίζεται στην Εικόνα 5.1. Τα επίκεντρα που έχουν προσδιορισθεί από το Γεωδυναμικό Ινστιτούτο του Εθνικού Αστεροσκοπείου Αθηνών εντοπίζονται κυρίως βόρεια της Χαλκίδας (περιοχή Ψαχνών). Στην Βόρεια Εύβοια, καθώς και στην ευρύτερη περιοχή της Αταλάντης, η σεισμικότητα είναι περιορισμένη. Η πλειοψηφία των σεισμών αυτών έχουν μεγέθη μικρότερα του  $M=3.5$  της κλίμακας Ρίχτερ. Ο μεγαλύτερος σεισμός συνέβη στις 20 Φεβρουαρίου 2002 με μέγεθος  $M_d=4.0$  στην περιοχή των Ψαχνών. Στην εικόνα 5.1 απεικονίζονται 214 μικροσεισμοί που εντοπίστηκαν από το Γεωδυναμικό Ινστιτούτο του Αστεροσκοπείου Αθηνών κατά την διάρκεια του έτους 2002.



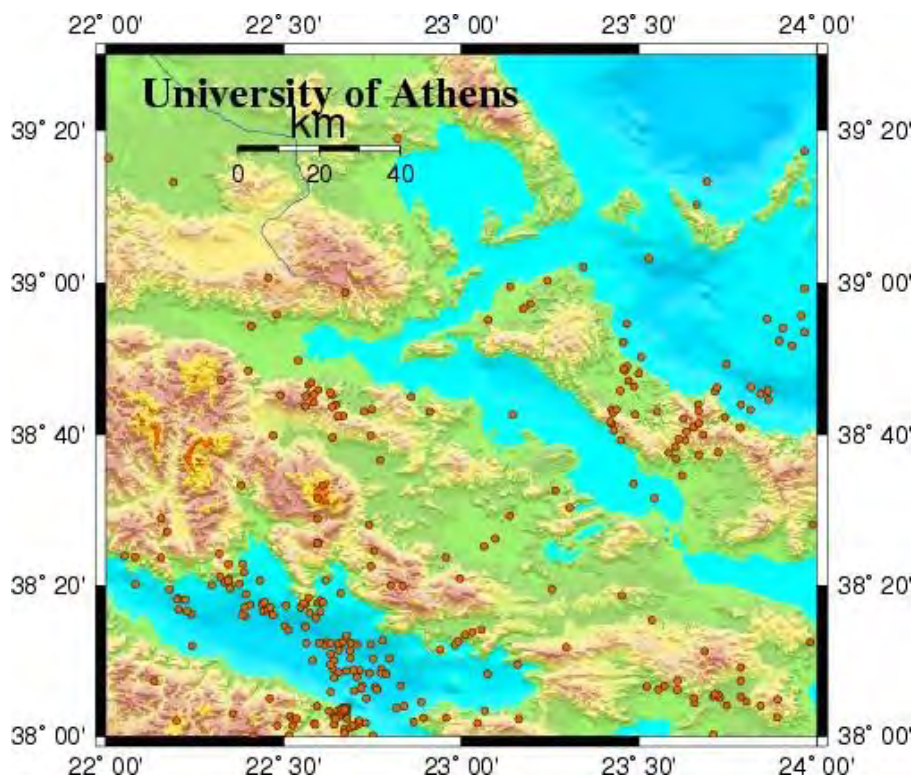


**Εικόνα 5.1.** Σεισμική δραστηριότητα κατά το έτος 2002 (ΕΑΑ)

## **5.2. Μικροσεισμική Δραστηριότητα Περιόδου 1.1.2002 – 31.12.2002**

### Σεισμολογικό Δίκτυο Τομέα Γεωφυσικής-Γεωθερμίας Πανεπιστημίου Αθηνών

Το σεισμολογικό δίκτυο CORNET του Τομέα Γεωφυσικής-Γεωθερμίας του Πανεπιστημίου Αθηνών κατέγραψε περισσότερους από 300 μικροσεισμούς, με μεγέθη που κυμαίνονται μεταξύ 2.0 και 4.0 της κλίμακας Ρίχτερ, κατά την διάρκεια του έτους 2002. Τα επίκεντρα των σεισμών παρουσιάζονται στην Εικόνα 5.2. Οι σεισμοί εντοπίζονται κυρίως στην ευρύτερη περιοχή των Ψαχνών και στην Λίμνη Ευβοίας. Μικρή δραστηριότητα παρουσιάζει η Βόρεια Εύβοια και ο Ευβοϊκός Κόλπος. Στην εικόνα 5.2 εντοπίζεται επίσης μία ομάδα μικροσεισμών στα Καμμένα Βούρλα καθώς και βόρεια της Λίμνης Υλίκης. Οι επί πλέον σεισμοί που παρατηρούνται σε σχέση με τον προηγούμενο χάρτη (Εικ. 5.1) αντιστοιχούν σε γεγονότα με μέγεθος μικρότερο του 2.9 και δεν έχουν εντοπισθεί από το Γεωδυναμικό Ινστιτούτο.



**Εικόνα 5.2.** Σεισμική δραστηριότητα κατά το έτος 2002 (CORNET)

### **5.3. Μικροσεισμική Δραστηριότητα Περιόδου 22.2.2002 – 20.9.2002**

#### Προσωρινό Τοπικό Σεισμολογικό Δίκτυο Ευρύτερης Περιοχής Αταλάντης

Ο Τομέας Γεωφυσικής-Γεωθερμίας του Πανεπιστημίου Αθηνών εγκατέστησε στα τέλη Φεβρουαρίου του έτους 2002, ένα τοπικό προσωρινό σεισμολογικό δίκτυο (ATAL2002) στην ευρύτερη περιοχή της Αταλάντης, προκειμένου να καταγραφεί η σεισμικότητα της περιοχής. Το δίκτυο αυτό αποτελείται από τέσσερις ψηφιακούς σειсмоγράφους τύπου REFTEK εξοπλισμένους με σεισμόμετρα ευρέως φάσματος τύπου GURALP (33sec). Οι θέσεις των σταθμών δίδονται στον Πίνακα V.

Κατά το χρονικό διάστημα 23/2/2002 – 20/9/2002 προσδιορίστηκαν οι εστιακές παράμετροι για 701 σεισμικά γεγονότα, εκ των οποίων τα 430 εντοπίστηκαν στην ευρύτερη περιοχή της



Αταλάντης και συμπεριλαμβάνονται στην ψηφιακή βάση δεδομένων που αναπτύχθηκε για την περιοχή μελέτης. Επί πλέον, οι σταθμοί του δικτύου κατέγραψαν μεμονωμένα πλήθος μικροσεισμών (περισσότερους από 2500), τα οποία δεν κατεγράφησαν σε δεύτερο σταθμό.

#### ΠΙΝΑΞ V

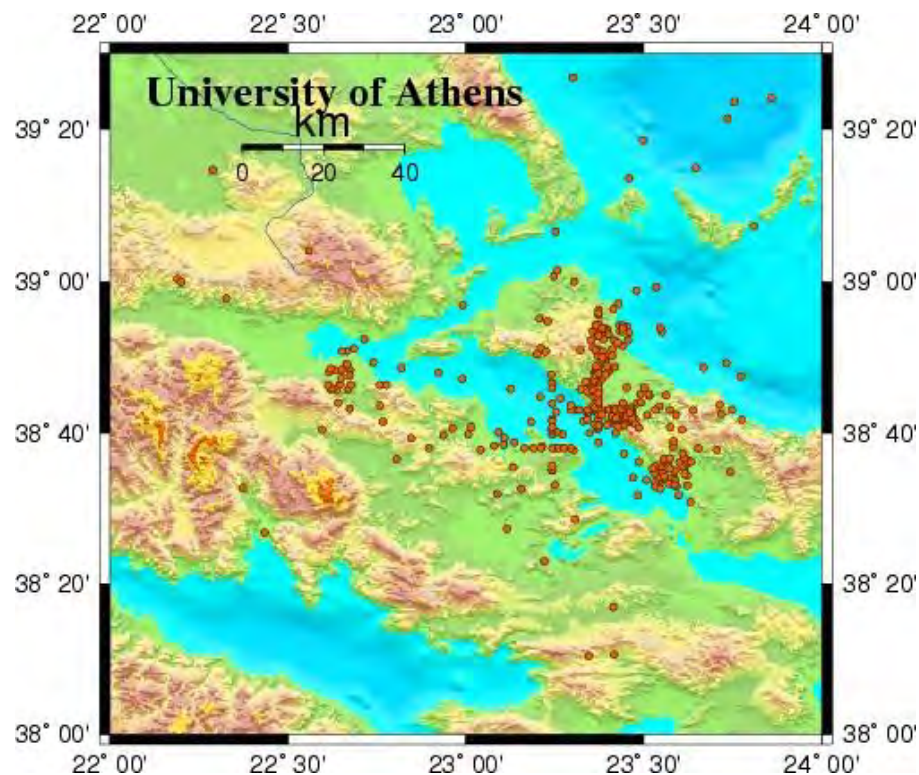
Στοιχεία Σταθμών Τοπικού Σεισμολογικού Δικτύου

Όνομα	Θέση	Γεωγρ. μήκος (°)	Γεωγρ. πλάτος (°)	Υψόμετρο (m)
ATAL	Αταλάντη	23,021	38,693	342
MALE	Μαλεσίνα	23,241	38,632	260
KAME	Καμ. Βούρλα	22,756	38,771	363
LIMN	Λίμνη Ευβοίας	23,371	38,716	143

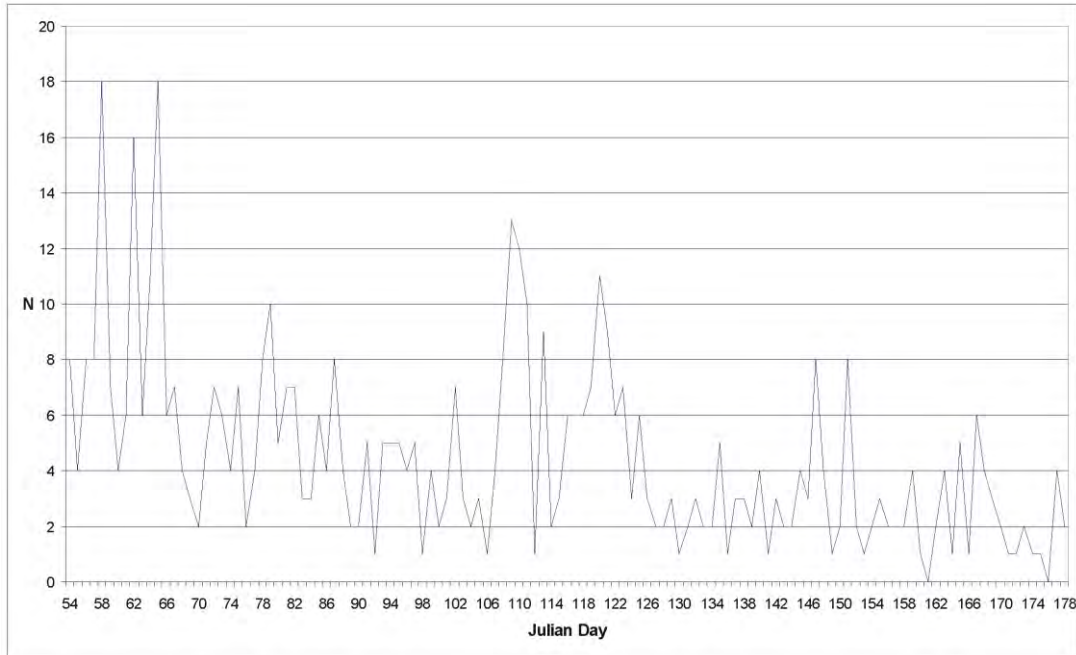
Στην Εικόνα 5.3 παρουσιάζεται η σεισμικότητα της υπό μελέτη περιοχής, όπως αυτή κατεγράφη από το τοπικό δίκτυο. **Η έντονη μικροσεισμική δραστηριότητα που εντοπίστηκε αναδεικνύει την χρησιμότητα του τοπικού δικτύου σε σχέση με τα μόνιμα σεισμολογικά δίκτυα.** Η ευρύτερη περιοχή Αταλάντης-Βορείου Ευβοϊκού Κόλπου-Βόρειας Εύβοιας παρουσιάζει έντονη μικροσεισμική δραστηριότητα, η οποία εντοπίζεται με ακρίβεια κατά μήκος ενεργών ρηξιγενών ζωνών. Διακρίνονται ομάδες σεισμών τόσο στην περιοχή Μαλεσίνας-Αταλάντης όσο και στα Καμμένα Βούρλα. Στην Βόρεια Εύβοια εντοπίζεται ο μεγαλύτερος αριθμός σεισμών κυρίως στην περιοχή των Ψαχνών, της Λίμνης Ευβοίας και βορειότερα μέχρι τα Βασιλικά.

Οι περισσότεροι σεισμοί έχουν βάθη που κυμαίνονται από την επιφάνεια του εδάφους μέχρι τα 20 km. Οι δύο ισχυρότεροι σεισμοί που κατεγράφησαν από το τοπικό δίκτυο είχαν μέγεθος  $M=3,5$  και έγιναν στις 28 Φεβρουαρίου & 21 Μαρτίου 2002.

Η χρονική κατανομή των σεισμών αυτών απεικονίζεται στην Εικόνα 5.4. Σημαντικός αριθμός σεισμικών καταγραφών διαπιστώνεται κατά το πρώτο δεκαπενθήμερο λειτουργίας του δικτύου. Ο αριθμός των καταγραφών σταδιακά ελαττώνεται μέχρι τις αρχές Ιουνίου, οπότε παρατηρείται μία νέα, αλλά μικρότερη, αύξηση του αριθμού των σεισμικών επικέντρων, η οποία διαρκεί περίπου 20 ημέρες. Για το υπόλοιπο χρονικό διάστημα, ο αριθμός των καταγραφέντων γεγονότων ανά ημέρα είναι μικρός.



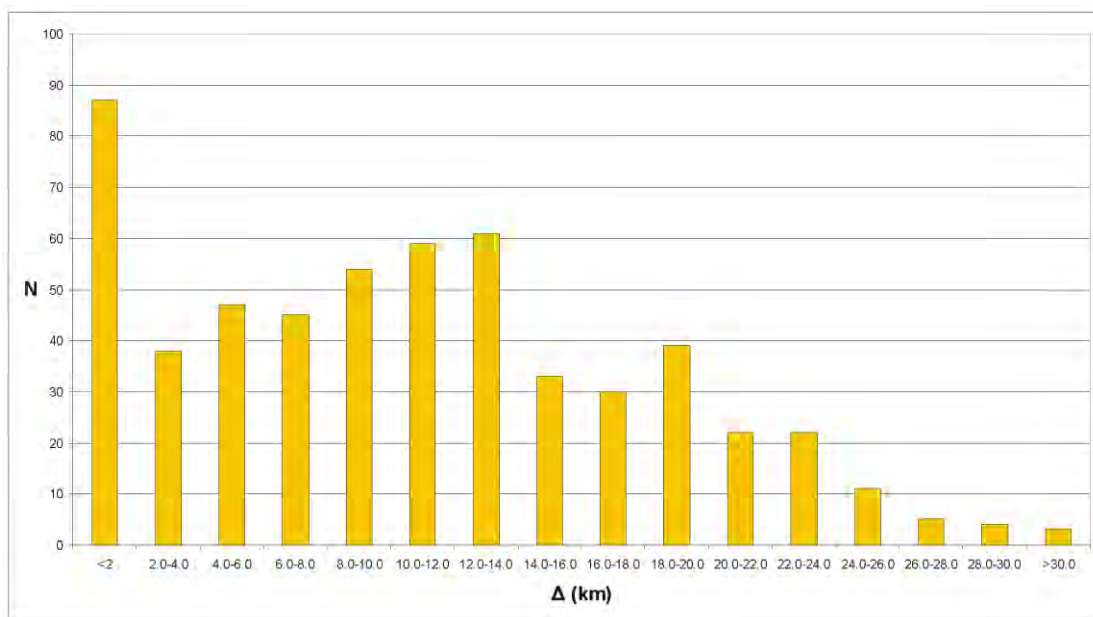
**Εικόνα 5.3.** Χωρική κατανομή επικέντρων προσδιορισθέντων από το τοπικό δίκτυο



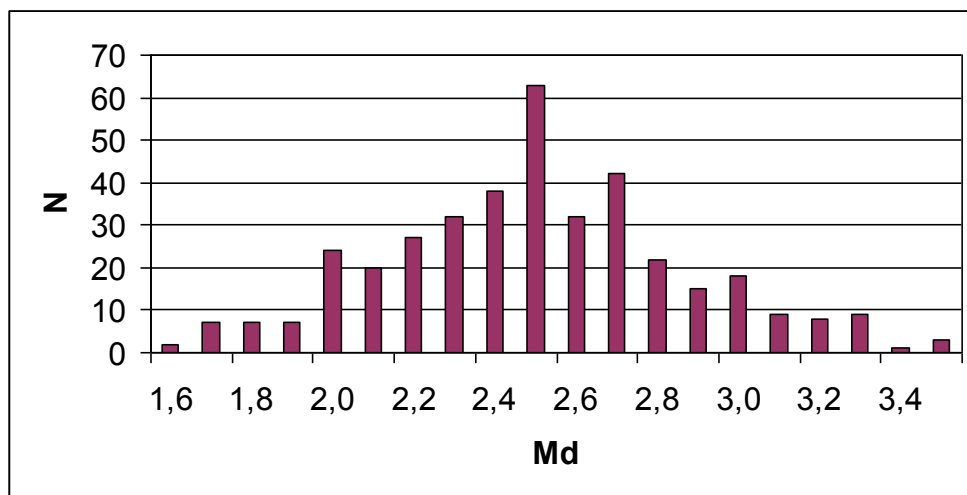
**Εικόνα 5.4:** Χρονική κατανομή αριθμού σεισμών ανά ημέρα.

Τα γεγονότα που έχουν καταγραφεί είναι στην πλειονότητά τους τοπικού χαρακτήρα, όπως προκύπτει από το ραβδόγραμμα της Εικόνας 5.5, όπου απεικονίζεται ο αριθμός των σεισμών βάσει της ελάχιστης επικεντρικής απόστασης από σταθμούς του δικτύου, όπως αυτή προσδιορίστηκε από το λογισμικό HYPO. Διαπιστώνεται ότι ένας σημαντικός αριθμός σεισμών απέχει απόσταση μικρότερη των 2 km από τον πλησιέστερο σταθμό του δικτύου, ενώ περισσότερα από τα μισά καταγραφέντα γεγονότα απέχουν λιγότερο από 15 km από τον πλησιέστερο σταθμό. Το πλήθος των γεγονότων, που βρίσκεται σε απόσταση μεγαλύτερη των 25 km από τον πλησιέστερο σταθμό του σεισμολογικού δικτύου, είναι πολύ μικρό.

Η κατανομή του αριθμού των καταγραφέντων σεισμών, βάσει του μεγέθους διάρκειας, δίδεται στο ραβδόγραμμα της Εικόνας 5.6. Παρατηρείται ότι τα μεγέθη, που έχουν προσδιορισθεί, είναι γενικά πολύ μικρά με μέγιστο μέγεθος  $M = 3,5$ . Η συντριπτική πλειονότητα των σεισμικών γεγονότων χαρακτηρίζεται από μεγέθη διάρκειας, τα οποία κυμαίνονται μεταξύ  $M=2,0$  και  $M=3,5$ .



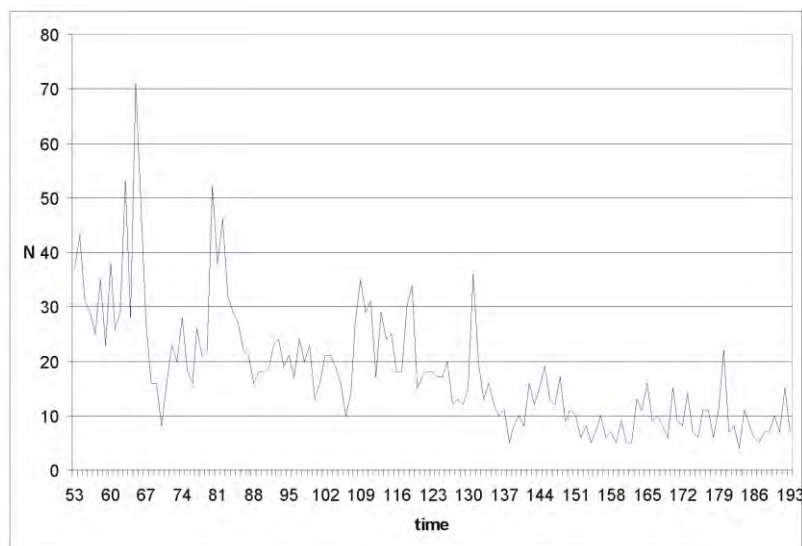
**Εικόνα 5.5:** Διάγραμμα κατανομής αριθμού καταγραφέντων σεισμών βάσει της ελάχιστης επικεντρικής απόστασης από σταθμούς του σεισμολογικού δικτύου.



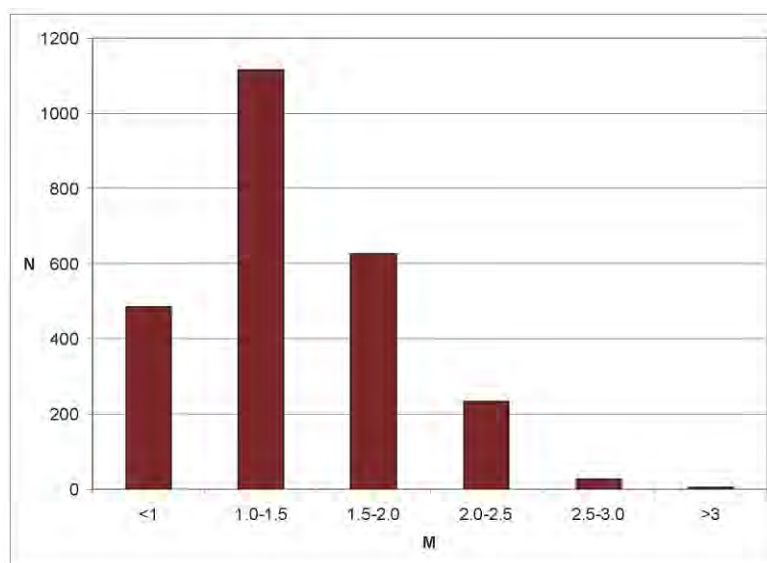
**Εικόνα 5.6:** Κατανομή αριθμού καταγραφέντων σεισμών βάσει του μεγέθους διάρκειας του σεισμικού σήματος.

Εκτός των σεισμών, των οποίων οι εστιακές παράμετροι προσδιορίστησαν, κατεγράφησαν και 2555 γεγονότα από έναν μόνο σταθμό του δικτύου. Από τους σεισμούς αυτούς οι 1808 κατεγράφησαν από τον σταθμό στην Λίμνη Ευβοίας, οι 471 από τον σταθμό στα Καμμένα Βούρλα, ενώ μόλις 4 σεισμοί κατεγράφησαν στην Μαλεσίνα. Πρόκειται για πολύ τοπικού χαρακτήρα σεισμούς, οι οποίοι δεν έγιναν αισθητοί από δεύτερο σταθμό. Η χρονική κατανομή των γεγονότων αυτών απεικονίζεται στο διάγραμμα της Εικόνας 5.7. Προκύπτουν τα αντίστοιχα ακριβώς συμπεράσματα, όπως και στην περίπτωση των σεισμών, για τους οποίους προσδιορίστηκαν οι εστιακές παράμετροι, σε ό,τι αφορά τα διαστήματα αυξημένης και μικρότερης σεισμικότητας.

Για τα γεγονότα αυτά, προσδιορίστηκε ένα μέγεθος διάρκειας, για τον υπολογισμό του οποίου εκτός της διάρκειας του σεισμικού σήματος, χρησιμοποιήθηκε η διαφορά χρόνων άφιξης  $S - P$  και μία μέση ταχύτητα βάσει του χρησιμοποιούμενου μοντέλου ταχυτήτων. Όπως διαπιστώνεται από το ραβδόγραμμα της Εικόνας 5.8, όπου αποδίδεται η κατανομή του αριθμού των σεισμικών γεγονότων βάσει του μεγέθους, τα μεγέθη είναι πολύ μικρά και δικαιολογούν την καταγραφή των γεγονότων αυτών από έναν μόλις σταθμό. Συγκεκριμένα, η συντριπτική πλειονότητα των γεγονότων χαρακτηρίζεται από μεγέθη της τάξης των 1,0 έως 2,0 βαθμών, ενώ σημαντικό είναι το πλήθος των γεγονότων με μέγεθος μικρότερο του 1,0.



**Εικόνα 5.7:** Χρονική κατανομή σεισμών καταγραφέντων από έναν μόνο σταθμό του Σεισμολογικού Δικτύου Αταλάντης.



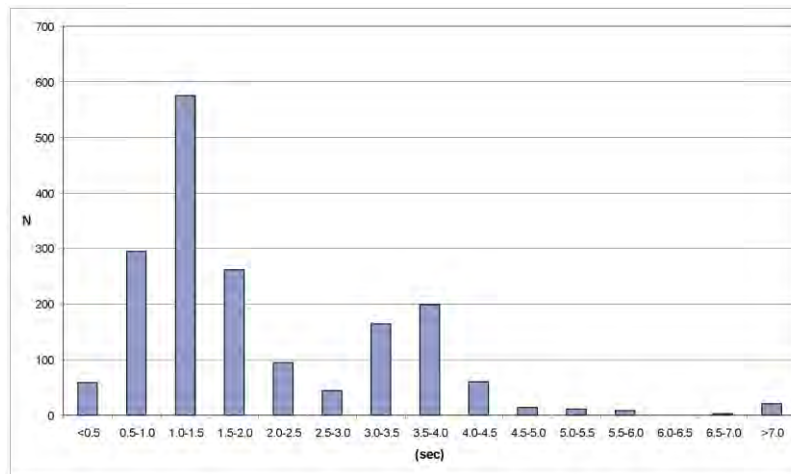
**Εικόνα 5.8:** Κατανομή του αριθμού των σεισμών καταγραφέντων από έναν μόνο σταθμό του δικτύου, βάσει του μεγέθους.

Το γεγονός ότι οι σεισμοί αυτοί κατεγράφησαν από τους σταθμούς LIMN ή KAME, που ευρίσκονται στο νοτιότερο και βορειότερο άκρο του σεισμολογικού δικτύου, αντιστοίχως, υποδεικνύει ότι πρόκειται για πολύ τοπικούς σεισμούς στην περιοχή των σταθμών αυτών. Για κάθε σεισμό υπολογίστηκε η χρονική διαφορά S-P και λαμβάνοντας υπ' όψιν την μέση ταχύτητα των χωρικών κυμάτων, έγινε εκτίμηση της επικεντρικής απόστασης. Οι Εικόνες 5.9 και 5.10 απεικονίζουν τον αριθμό των σεισμών σε σχέση με την διαφορά S-P.

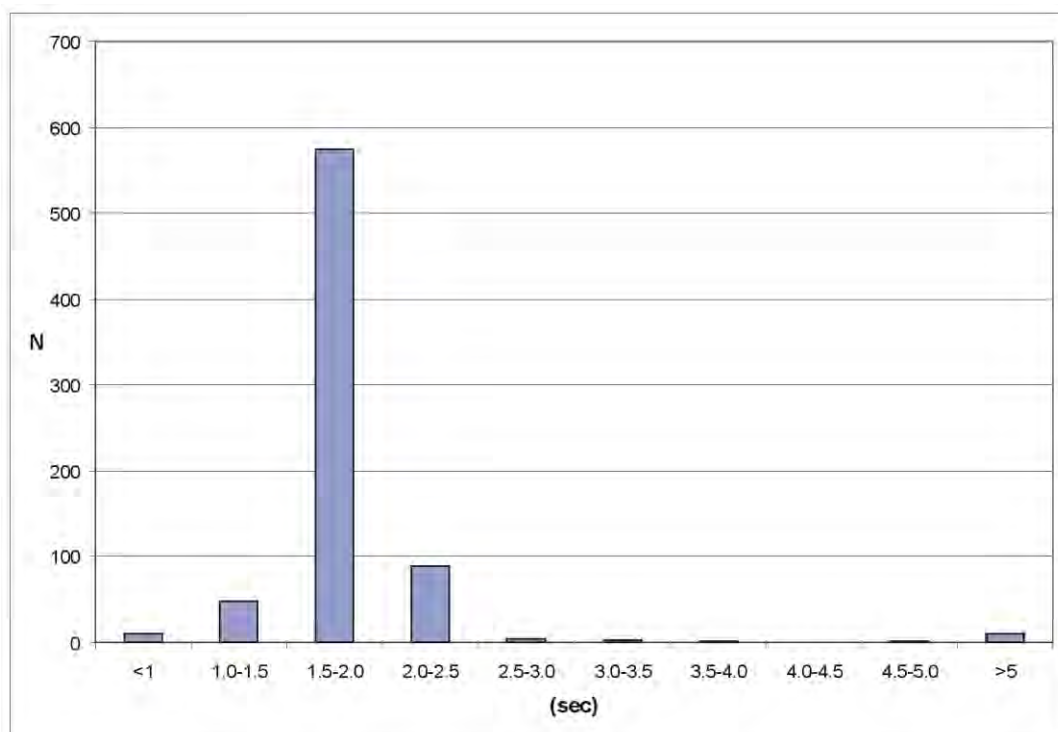
Στην Εικόνα 5.9 παρουσιάζεται ο αριθμός των σεισμών για διάφορες τιμές της διαφοράς χρόνων άφιξης S – P για τον σταθμό LIMN. Διαπιστώνεται ότι ο μεγαλύτερος αριθμός των γεγονότων παρουσιάζει διαφορά S–P, η οποία κυμαίνεται μεταξύ 0,5 και 2,0 sec, γεγονός το οποίο υποδηλώνει ότι οι σεισμοί αυτοί σημειώθηκαν πολύ κοντά στο σεισμολογικό σταθμό της Λίμνης Ευβοίας. Μία μικρότερη συγκέντρωση σεισμών χαρακτηρίζεται από διαφορά χρόνων της τάξεως των 3,0 έως 4,0 sec, ενώ για μεγαλύτερες τιμές της διαφοράς αυτής, ο αριθμός σεισμών είναι πολύ μικρός.

Το αντίστοιχο διάγραμμα για τον σταθμό KAME απεικονίζεται στην Εικόνα 5.10. Στην περίπτωση αυτή, παρατηρείται ότι το σύνολο σχεδόν των γεγονότων αντιστοιχεί σε διαφορά χρόνων άφιξης S – P της τάξης των 1,5 έως 2,0 sec. Πρόκειται και πάλι για χρονική διαφορά, η

τιμή της οποίας υποδηλώνει πολύ μικρή επικεντρική απόσταση των σεισμικών γεγονότων από τον σταθμό καταγραφής.



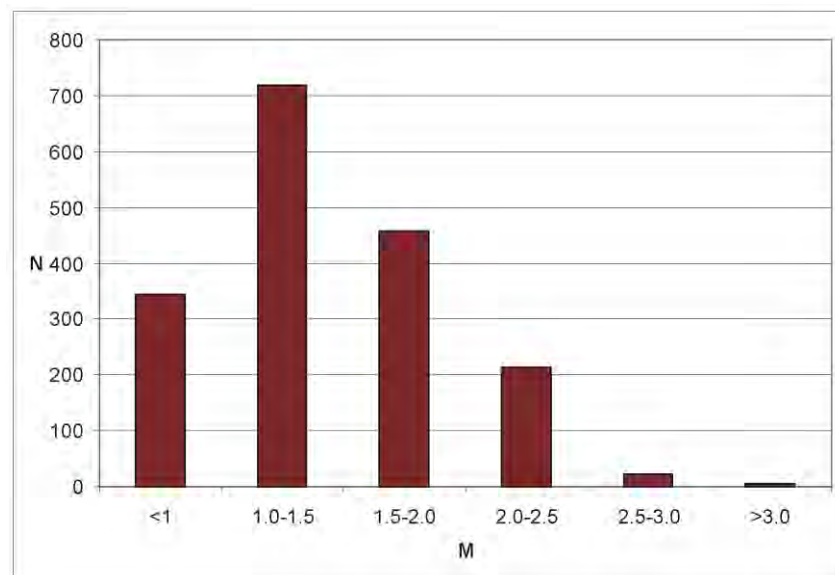
**Εικόνα 5.9.** Κατανομή αριθμού σεισμών καταγραφέντων μόνον από τον σταθμό LIMN, βάσει της διαφοράς χρόνων άφιξης S-P.



**Εικόνα 5.10.** Κατανομή αριθμού σεισμών καταγραφέντων μόνο από τον σταθμό KAME, βάσει της διαφοράς χρόνων άφιξης S-P.

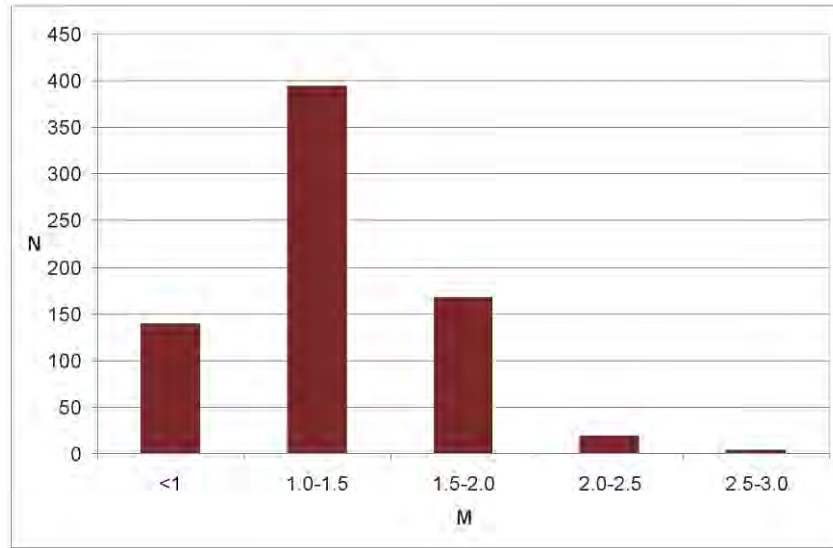
Όπως έχει προαναφερθεί, τα μικρά μεγέθη των γεγονότων αυτών σε συνδυασμό με τον τοπικό τους χαρακτήρα, συνετέλεσαν ώστε να μην καταγραφούν οι σεισμοί αυτοί από δεύτερο σταθμό. Στις Εικόνες 5.11 και 5.12 που ακολουθούν, απεικονίζεται η κατανομή βάσει του μεγέθους για κάθε έναν από τους σταθμούς LIMN και KAME ξεχωριστά. Για τον σταθμό στην Λίμνη Ευβοίας (Εικόνα 5.11) παρατηρείται ότι περισσότερα από τα μισά γεγονότα χαρακτηρίζονται από μέγεθος μικρότερο των 1,5 βαθμών, ενώ η συντριπτική πλειονότητα των γεγονότων έχει μέγεθος, που δεν υπερβαίνει το 2,5. Ανάλογη είναι η εικόνα στις καταγραφές του σταθμού των Καμμένων Βούρλων, όπως φαίνεται και στην Εικόνα 5.12, με την διαφορά ότι τα μεγέθη είναι μικρότερα και δεν υπερβαίνουν τους 2,0 βαθμούς της κλίμακας Ρίχτερ.

Οι σεισμολογικοί κατάλογοι που εμελετήθησαν στην εν λόγω ενότητα δίδονται στα Παραρτήματα III & IV.



**Εικόνα 5.11.** Κατανομή αριθμού σεισμών καταγραφέντων μόνο από τον σταθμό LIMN, βάσει του μεγέθους.





**Εικόνα 5.12.** Κατανομή σεισμών καταγραφέντων μόνο από τον σταθμό KAME, βάσει του μεγέθους.

## 6. ΣΥΜΠΕΡΑΣΜΑΤΑ

Η ευρύτερη περιοχή της Αταλάντης αποτελεί μία από τις πιο ενεργές τεκτονικές δομές της Κεντρικής Ελλάδος. Ιστορικές αναφορές και αρχαιολογικά ευρήματα αποδεικνύουν ότι η ευρύτερη περιοχή έχει πληγεί επανειλημμένως από ισχυρούς σεισμούς (Shebalin et al. 1974, Galanopoulos 1960, Makropoulos 1978, Drakopoulos & Makropoulos 1983, Χατζηδημητρίου 1984, Παπαϊωάννου 1984, Makropoulos et al. 1989, Ambraseys & Jackson 1990, Papazachos & Papazachou 2003). Οι τελευταίοι δύο ισχυροί σεισμοί που έγιναν στις 20 και 27 Απριλίου 1894 έπληξαν την περιοχή από τον Άγιο Κωνσταντίνο στα βορειο-δυτικά μέχρι την Λάρυμνα στα νοτιο-ανατολικά. Στα γεγονότα αυτά, καθώς και στο θαλάσσιο κύμα (tsunami) που έπληξε τις παράκτιες περιοχές, έχουν αναφερθεί εκτεταμένα οι Skouphos 1894, Mistopoulos 1895 και Papavasiliou 1894a,b. Από τις μελέτες αυτές συμπεραίνεται ότι το κανονικό ρήγμα της Αταλάντης ήταν εκείνο που ενεργοποιήθηκε σε ένα μήκος περίπου 60km, σε διεύθυνση ΒΔ-ΝΑ και κλίση ΒΑ.

Η σεισμική δραστηριότητα της περιοχής κατά τον 20<sup>ο</sup> αιώνα χαρακτηρίζεται από μέτρια σεισμικότητα. Αυτό συμπεραίνεται τόσο από τα ενόργανα στοιχεία που έχουν προκύψει από τα μόνιμα σεισμολογικά δίκτυα, όσο και από προσωρινά δίκτυα που εγκατεστάθηκαν στην περιοχή. Όμως, την τελευταία δεκαετία, σεισμολογικά δεδομένα υποδεικνύουν αύξηση του ρυθμού σεισμικότητας, κυρίως στο νότιο τμήμα του Ευβοϊκού Κόλπου. Από το προσωρινό σεισμολογικό δίκτυο που λειτούργησε το δεύτερο εξάμηνο του 1996 κατεγράφησαν σεισμοί ανατολικά των Ψαχνών Ευβοίας και στην ευρύτερη περιοχή της Μαλεσίνας. Στην Βόρεια Εύβοια η σεισμικότητα παρουσίαζε διασπορά και εντοπίσθηκε κυρίως μεταξύ της Λίμνης Ευβοίας και της Ιστιαίας. Από την ανάλυση προέκυψαν μηχανισμοί γένεσης που υποδεικνύουν κανονικά ρήγματα σε γενική διεύθυνση ΒΔ-ΝΑ. Ανάλογα αποτελέσματα προέκυψαν και από το προσωρινό δίκτυο που λειτούργησε το δεύτερο εξάμηνο του 1999. Προέκυψαν όμως και ορισμένες διαφορές, όπως η σεισμικότητα που εντοπίσθηκε εντός του κόλπου και κυρίως η ομάδα των σεισμών που προσδιορίσθηκε στην ευρύτερη περιοχή της Λάρυμνας. Από τις δύο τελευταίες μελέτες προκύπτει ότι οι δύο ομάδες σεισμών που προσδιορίσθηκαν το 1996 και το 1999 εντοπίζονται σε γειτονικές περιοχές και ενδεχομένως ανήκουν στην ίδια ρηξιγενή ζώνη.

Μία ζώνη που επαναδραστηριοποιήθηκε το 2002 είναι αυτή ανατολικότερα της περιοχής των Ψαχνών. Αυτό προκύπτει από το προσωρινό σεισμολογικό δίκτυο που εγκαταστάθηκε στην ευρύτερη περιοχή της Αταλάντης για τις ανάγκες του παρόντος επιστημονικού προγράμματος. Η μικροσεισμική δραστηριότητα που κατεγράφη το πρώτο εξάμηνο του 2002 ήταν σημαντική. Περισσότεροι από 3000 μικροσεισμοί συνέβησαν, εκ των οποίων μόνον οι 701 εντοπίσθηκαν από το δίκτυο. Για την πλήρη καταγραφή των σεισμών θα έπρεπε το δίκτυο να αποτελείτο από περισσότερους σταθμούς. Αυτό θα επέτρεπε όχι μόνον τον εντοπισμό των σεισμών, αλλά και τον προσδιορισμό μηχανισμών γένεσης, μία πληροφορία σημαντική για την μελέτη των ρηξιγενών ζωνών, τον τρόπο διάρρηξης των πετρωμάτων και των επιπτώσεων στις τοπικές εδαφικές συνθήκες.

Η σεισμικότητα που εντοπίσθηκε το 2002 από το δίκτυο είναι σημαντική όχι μόνο διότι υποδεικνύει μία αλλαγή στον ρυθμό σεισμικότητας, αλλά και διότι εντοπίζεται πλησίον ενεργών τεκτονικών δομών που ενδεχομένως να ενεργοποιηθούν στο μέλλον. Ήδη τον Ιούνιο του 2003 υπήρξε μια νέα ενεργοποίηση στην περιοχή των Ψαχνών.

Για τους παραπάνω λόγους κρίνεται αναγκαία η συνεχής παρακολούθηση της σεισμικής δραστηριότητας της ευρύτερης περιοχής της Αταλάντης για τα δύο επόμενα έτη. Το σεισμολογικό δίκτυο που έχει ήδη εγκατασταθεί πρέπει να συνεχίσει να λειτουργεί και αν κριθεί αναγκαίο να γίνει εγκατάσταση και νέων σταθμών. Αυτό θα επιτρέψει τον εντοπισμό των μικροσεισμών και την ουσιαστική σύγκριση των αποτελεσμάτων που θα προκύψουν με άλλα γεωφυσικά δεδομένα, όπως είναι οι μετρήσεις GPS και Συμβολομετρία Ραντάρ, οι οποίες τεχνικές είναι σε θέση να προσδιορίσουν την τυχόν παραμόρφωση της περιοχής, σε συνδυασμό με αυτήν που προκύπτει από τα σεισμολογικά στοιχεία.

## 7. Βιβλιογραφία

- Αμαντος, Κ. Ι. (1932). Σπύρου Λάμπρου Βραχέα Χρονικά. Μνημεία της Ελληνικής Ιστορίας, Τομ. Α, Τευχ. Ι, *Πραγματεία Ακαδημίας Αθηνών*.
- Ambraseys, N. N. (1988). Data for investigation of the long-term, seismicity of Central Greece. *Proc. European School on the Seismic Hazard Assessment*, Athens 9-16 May 1988, 1-7.
- Ambraseys, N. N. & Pantelopoulos, P. (1989). The Fokis (Greece) earthquake of 1 August 1870. *European Earthquake Engineering*, 1,10-18.
- Ambraseys, N. N. & J. A. Jackson (1990). Seismicity and associated strain of central Greece between 1890 & 1988. *Geophysical Journal International*, 101(3), 663-708.
- Ambraseys, N.N. & Finkel, C.F. (1992). The seismicity of the Eastern Mediterranean region during the turn of the eighteen century. *Istanbuler Mitteilungen*, 42:148-162.
- Ambraseys N.N. (1994a). Material for the investigation of the seismicity of central Greece. Materials of the CEC Project “*Review of the seismicity in Europe*”, vol. 2,1-10.
- Ambraseys, N.N. (1994b). A note on two little-known 16th-18th century earthquakes in central Greece. *Ελλην. Επιτρ. Σπουδών ΝΑ Ευρώπης*, Επιστ. ανακοιν. - διαλ., 2 (1992-1994), 75-82.
- Ambraseys, N.N & White, D.P. (1996). Seismicity of the Eastern Mediterranean and Middle East - I. *ESEE* research report no. 96-3, Imperial College, London.

Ambraseys, N.N. & Finkel, C.F. (1997). Unpublished Ottoman information on the seismicity of the Balkans 1550-1750. *Proc. 3rd Intern. Congr. Turkish Stud.*, Crete Univ. Press (in press).

Ambraseys, N.N. & Jackson, J.A. (1997). Seismicity and strain release in Central Greece since 1694. *Journ. of Earthquake Engineering*, vol.1, no.3.

Armijo, R.; Meyer, B.; King, G.; Armijo, R.; Meyer, B.; King, G.; Rigo, A. & Papanastassiou, D. (1996). Quaternary evolution of the Corinth Rift and its implications for the Late Cenozoic evolution of the Aegean. *Geophys. J. Int.*, 126, 11-53.

Βέης, Ν. (1944). Σεισμολογικά εκ των έργων του Κωνσταντίνου Καισάρειου Δαπόντε. “*Πρακτ. Ακαδ. Αθηνών*, 4 Μαΐου 1944”, 120-123, Αθήνα.

Berryat, J. (1761). Liste chronologique des eruptions de volcans, des tremblements de terre etc. *Collection Academique*, Ed. J. Desaint, Paris.

Burton, P.; Melis, N. & Brooks, M. (1995). Coseismic crustal deformation on a fault zone defined by microseismicity in the Pavliani area, central Greece. *Geophys. J. Intern*, 123, 16-40.

Cundy, A. B.; Kortekaas, S.; Dewez, T.; Stewart, I.; Croudace, I.; Maroukian, H.; Papanastassiou, D.; Gaki-Papanastassiou, K.; Pavlopoulos, K.; & Dawson, A. (2000). Coastal impacts of the 1894 Gulf of Atalanti earthquakes, central Greece. *Marine Geology*, 170, 3-26.

Eliet, P. & Gawthorpe, R. (1995). Drainage development and sediment supply within rifts, examples from the Sperchios basin, central Greece. *Journal Geol. Soc. London*, 152, 883-893.

Ευαγγελάτου-Νοταρά, Φ. (1987-88). Και τα πολλά της Πελοποννήσου σεισμού γεγονόσιν παρανάλωμα. *Πρακ. Γ' Διεθνούς Συνεδρίου Πελοποννησιακών Σπουδών*, Καλαμάτα, 8-15 Σεπτεμβρίου 1985, 427-448.

Ευαγγελίδης, Τ. (1913). Η νήσος Σκιάθος. 198-200, Αθήνα.

Γαλανόπουλος, Α. Γ. (1955). Σεισμική Γεωγραφία της Ελλάδας. *Γεωλογικά Χρονικά Ελληνικών Χωρών*, 6, 83-121.

Galanopoulos, A. G. (1960). A catalogue of shocks with  $I_0=VI$  or  $M=5$  for the years 1801-1958. Athens, 1-119.

Galanopoulos, A. G. (1961). A catalogue of shocks with  $I_0=VI$  for the years prior to 1800. Athens, 1-19.

Gaudry, A. (1856). Sur les tremblements de terre qui ont renverse en août 1853 la ville de Thèbes. *Comptes Rendues Acad. Scie.*, vol. 42, pp. 24-7, Paris.

Γεωργιάδης, Σ. Α. (1904). Περί σεισμών και κατασκευής αντισεισμικών οικοδομημάτων. 246 σελ., Αθήνα.

Guidoboni, E.; Comastri, A. & Traina, G. 1994. Catalogue of ancient earthquakes in the Mediterranean area up to the 10<sup>th</sup> century. *ING*, Rome.

Karnik, V. (1971). Seismicity of the European area, Part II 1801-1900. “*D. Reidel Publ. Comp., Dordrecht, Netherlands*”, 218pp.

Korres, M. (1985). Twelve programs for the restoration of the Parthenon. *Proc. 2<sup>nd</sup> Intern. Meeting Restor. Acropolis Monuments*, Publ. Minist. Culture and Sci., Athens.

Κούστας, Γ. (1858). Σεισμός Κορίνθου (The earthquake in Corinth). “*Πανδώρα*”, τομ. 8, φυλ. 202, 225-229, Αθήνα.

Lagios, E.; Makropoulos, K. & Drakopoulos, J. (1985). Gravity and seismicity monitoring in a high seismic hazard zone, central Greece. *Proceedings 3rd International Symposium on the Analysis of Seismicity and Seismic Risk. Liblice Castle, Czechoslovakia*, June 17-25, 1985, 142-154.

Λάμπρος, Σπ. (1881). Σεισμοί εν Αθήναις προ του 1821. *Εστία*, Αριθμ. 280, 10.5.1881, Αθήνα.

Λάμπρος, Σπ. (1910). *Νέος Ελληνομνήμων*, Τομ. 7, Αθήνα.

Lienert B. (1994). HYPOCENTER 3.2: a computer program for locating earthquakes locally, regionally and globally. Edition *Hawaii Institute of Geophysics & Planetology*. 70p.

Makris, J.; Papoulia, J.; Papanikolaou, D. & Stavrakakis, G. (2000). Thinned continental crust below northern Evoikos gulf, central Greece, detected from deep seismic sounding. *Submitted for publication to Annali di Geofisica*.

Makropoulos, K.; Drakopoulos, J. & Latousakis, J. (1989). A revised earthquake catalogue since 1987. *Geophys. J. Int.* 98, 391-394.

Makropoulos, K.C. & Kouskouna, V. (1994). The 1894 April 20 and 27 Atalanti earthquakes: 100 years after - lessons learnt. *Proc. of the XXIV ESC General Assembly*, Athens, 19-24 September 1994, 61-71.

Μαραβελάκης, Μ. Ι. (1938). Συμβολή εις την γνώσιν του ιστορικού των σεισμών της Ελλάδος και των γειτονικών αυτής χωρών εκ των ενθυμήσεων. Θεσσαλονίκη, 80 σελ.

Μίχας, Γ. Κ. (1978). Το Μαρτίνο (Λούτσι) Βοιωτίας.

Mitsopoulos, K. (1894). Die Erdbeben von Theben und Lokris in der Jahren 1893 und 1894. *Abdruck aus Dr. A. Petermanns Geogr. Mitteilungen*, 10, 1-11.

Mitsopoulos, C. (1894). Die erdbeben von Theben und Lokris in den jahren 1893 und 1894. *Petermanns Geogr. Mitteilungen* 10, 217-227, Gotha.

- Mitsopoulos, K. (1895). The mega-earthquake of Lokris in April 1894, Athens. 40 pp., (in Greek).
- Montandon F. (1953). Les tremblements de terre destructeurs en Europe. 195 pp., Geneve.
- Νέγρης, Φ. (1901). Διαταράξεις του Φλοιού της Γης. Αρχιμήδης, Αθήνα, 152-157.
- Papadimitriou, P.; Makropoulos, K. & Drakopoulos, J. (1993). Earthquake rupture process of the Volos-Almiros area (central Greece). *Proceedings of the 2nd congress of the Hellenic Geophysical Union*, 509-519.
- Papadimitriou, P.; Makropoulos, K.; Kassaras, J.; Kaviris, G. & Drakopoulos, J. (1996). The Cornet permanent digital telemetry network, book of abstracts 490-491p, *1<sup>st</sup> congress of the Balkan Geophysical Society, Athens, Greece*.
- Παπαζάχος, Β. & Παπαζάχου, Κ. (1989). Οι σεισμοί της Ελλάδας. Εκδ. Ζήτη Θεσσαλονίκη, 357σ
- Pantosti, D.; De Martini, P.; Papanastassiou, D.; Palyvos, N.; Lemeille, F. & Stavrakakis, G. (2000). A reappraisal of the 1894 Atalanti earthquake surface ruptures (central Greece). *Under publication at BSSA*.
- Παπαιωάννου, Ι. (1984). Το 510 π.Χ. στα Φάρσαλα και Κραννώνα. Ο πρώτος ιστορικά μαρτυρούμενος σεισμός της Θεσσαλίας. Γεγονότα και πρόσωπα μέσα από αρχαία κείμενα. *Εφημ. 'Ελευθερία'*, 12/2/1984.
- Παπαιωάννου, Ι. (1988). Η σεισμική ιστορία της Λάρισας κατά τον 18ο και 19ο αιώνα. *Εφημ. Ελευθερία*, 7 Αυγούστου 1988, Λάρισα.
- Παπαιωάννου, Ι. (1992). Η σεισμική ιστορία των Τρικάλων μέχρι το 1954. *Ανάπτυξη από τον 22ο τόμο του περιοδικού Θεσσαλικό Ημερολόγιο*, σελ 253-257.
- Παπαιωάννου, Ι. (1993). Οι μεγάλοι σεισμοί στην Φθιώτιδα και Ευρυτανία τον 18ο αιώνα. *Εφημ. Λαμιακός Τύπος*, Νοέμβριος 1993, έτος 54ο, περίοδος Β' αρ. φύλ. 16359, σελ 9.
- Παπαιωάννου, Ι. (1994). Ο σεισμός του 105 μ.Χ. στην Λοκρίδα και Βόρεια Εύβοια. *Λαμιακός Τύπος*, Κυριακή 22 Μαΐου 1994, σελ. 8.
- Papaoiannou, J.; Makropoulos, K. & Kouskouna, V. (1994). Revision of some historical earthquakes in Central Greece. *Proc. of the XXIV ESC General Assembly*, Athens, 19-24 September 1994, 1711-1713.
- Papanastassiou, D.; Latoussakis, J. & Stavrakakis, G. (2001). A revised catalog of earthquakes in the broader area of Greece for the period 1950-2000. *Submitted to the 9th Congress of the Geological Society of Greece*.
- Papanastassiou, D.; Maroukian, H.; Gaki-Papanastassiou, K.; Lemeile, F. & Palyvos, N. (2000). Archaeoseismological and Morphological study in the coastal area of Lokris, central Greece. *ESC XXVII General Assembly*, Book of Abstracts, 10-15 Sept. Lisbon.
- Papavassiliou, A. (1894a). Sur le tremblement de terre de Locride (Grèce) du mois d' Avril 1894. *C. R. Acad. Sci. Paris*, 19, 112-114.

- Papavassiliou, A. (1894b). Sur la nature de la grande crevasse produite à la suite du dernier tremblement de terre de Locride. *C. R. Acad. Sci. Paris*, 19, 380-381.
- Papazachos, B. C. & Papazachou, C. B. (1997). The earthquakes of Greece. P. Ziti & Co., Thessaloniki, pp. 304.
- Papazachos, B. C. & Papazachou, C. B. (2003). The earthquakes of Greece. P. Ziti & Co., Thessaloniki, pp. 286.
- Philippon, A. (1894). Das dies jährige Erbeben in Lokris. *Zeitschrift Ges. Erdkunde zu Berlin*, 21, 332-334.
- Reasenber, P. & Oppenheimer. D. (1985). FPFIT, FPLOT and FPPAGE: Fortran computer programs for calculating and displaying earthquake fault-plane solutions. *USGS Open-File Report*, 85-739, 46p.
- Richter, C. (1958). Elementary Seismology. “W.H. Freeman and Co. San Francisco”, 768 pp.
- Roberts, S. & Jackson, J. (1991). Active normal faulting in central Greece: an overview. In: Roberts A.M., Yielding G. & Freeman B. (eds). The Geometry of Normal faults, *London Geological Society, Special Publication*, 56, 125-142.
- Σάθας, K.N. (1865 / 1962). Χρονικόν Ανέκδοτον Γαλαξειδίου, 221 σελ., Αθήνα.
- Schmidt, J.F. (1879). Studien ueber erdbeben. 1-136, 316-360, Leipzig.
- Schreiner, P. (1975). Die Byzantinischen Kleinchroniken. Österreichischen Akademie der Wissenschaften, Wien.
- Shebalin, N.V. (Editor). (1974b). Atlas of Isoseismals. Part III. “UNDP/UNESCO Survey of the Seismicity of the Balkan Region”, Skopje.
- Sieberg, A. (1932a). Erdbebengeographie. *Handbuch der Geophysik*, Bd.4, 687-1005, Berlin.
- Sieberg, A. (1932b). Untersuchungen uber erdbeben und bruchschollenbau im ostlichen Mittelmeergebiet. *Verlag von Gustav Fisher*, 163-273, Jena.
- Σιμόπουλος, Κ. (1973). Ξένοι ταξιδιώτες στην Ελλάδα. 1700-1800. τομ. Β, Αθήνα.
- Σκουβαράς, Ε. (1967). Ολυμπιώτισσα. *Ακαδημία Αθηνών*, Κέντρον Ερεύνης του μεσαιωνικού και Νέου Ελληνισμού, Αθήνα.
- Skouphos, T. (1894). Die swei grossen Erdbeben in Lokris am 8/20 und 15/27 April 1894. *Zeitschrift Ges. Erdkunde zu Berlin*, 24, 409-474.

## ΚΕΦΑΛΑΙΟΝ V

### ΑΝΑΠΤΥΞΗ ΣΥΣΤΗΜΑΤΟΣ ΓΕΩΓΡΑΦΙΚΩΝ ΠΛΗΡΟΦΟΡΙΩΝ

#### 1. Γενικά

Πλήθος και διαφόρου είδους δεδομένα (τοπογραφικά, γεωλογικά, τεκτονικά, μορφοτεκτονικά, σεισμολογικά, γεωδαιτικά και δορυφορικά) επεξεργάσθησαν στην παρούσα μελέτη (Εικόνα 1). Τα δεδομένα ήσαν διαφόρου τύπου (ascii, raster, διανυσματικά (vector), αναλογικά) σε διαφορετικά χαρτογραφικά συστήματα (Transverse Mercator, γεωγραφικές συντεταγμένες κ.ά.) και γεωδαιτικά συστήματα αναφοράς (WGS'84, ED50, HGRS'87). Κρίθηκε αναγκαίο, η διαχείριση της πολυθεματικής πληροφορίας να γίνει μέσα από ένα Σύστημα Γεωγραφικών Πληροφοριών (ΣΓΠ / GIS) με σκοπό:

- Την προσαρμογή των δεδομένων σε Κοινό Χαρτογραφικό Προβολικό Σύστημα (Map Projection) και Γεωδαιτικό Σύστημα Αναφοράς (Datum).
- Την ανάπτυξη και οργάνωση της Βάσης Δεδομένων με την απαραίτητη πληροφορία, ώστε ανά πάσα στιγμή να είναι δυνατή η διαχείριση, ανάλυση και ενημέρωση αυτής.
- Την σύνθεση και διαχείριση θεματικών και συνθετικών επιπέδων πληροφορίας σχετικών με Τοπογραφικά, Γεωλογικά, Τεκτονικά και Γεωδαιτικά δεδομένα καθώς και χαρτών όπως: Ψηφιακό Μοντέλο Αναγλύφου, Γεωλογικό, Σεισμικών Επικέντρων.
- Την εύκολη εξαγωγή συμπερασμάτων συνδυάζοντας διάφορα θεματικά επίπεδα και χάρτες.

Η Ανάπτυξη του Συστήματος Γεωγραφικών Πληροφοριών, για την περιοχή μελέτης, ακολούθησε τα παρακάτω στάδια:



## 2. Εισαγωγή Δεδομένων

Η εισαγωγή και επεξεργασία των δεδομένων έγινε με χρήση των ArcView και Arc/Info 8.1 & 8.2 του Συστήματος Γεωγραφικών Πληροφοριών ArcGIS (ESRI, 2001). Τα δεδομένα - στοιχεία ταξινομήθηκαν σε γεωγραφικές ενότητες – θεματικά επίπεδα (shapefiles), όπου κάθε στοιχείο μέσα σε αυτά, ορίζεται από την γεωγραφική θέση (χωρική πληροφορία) και τα περιγραφικά χαρακτηριστικά του (γραφική πληροφορία). Θεματικά επίπεδα δημιουργήθηκαν σύμφωνα με τις ακόλουθες κατηγορίες:

Γραμμικά χαρτογραφικά στοιχεία (polylines)	Τεκτονικά δεδομένα: Ρήγματα και τεκτονικές επαφές
Επιφανειακά χαρτογραφικά στοιχεία (polygons)	Γεωλογικοί Σχηματισμοί
Σημειακά χαρτογραφικά στοιχεία (points)	Σεισμολογικά Δεδομένα
	Θέσεις GPS Μετρήσεων

Έγινε προσαρμογή των δεδομένων σε κοινό χαρτογραφικό προβολικό σύστημα και συγκεκριμένα το «Transverse Mercator», στο Ελληνικό Γεωδαιτικό Σύστημα Αναφοράς «ΕΓΣΑ '87» (HGRS'87) με Σφαιροειδές (Spheroid) το GRS'80.

## 3. Θεματικά Επίπεδα - Οργάνωση Βάσης

Μετά την δημιουργία των θεματικών επιπέδων, τα οποία συνιστούν την βάση δεδομένων για την περιοχή μελέτης, ακολούθησε η οργάνωση της βάσης, με την προσθήκη της απαραίτητης περιγραφικής πληροφορίας σε κάθε θεματικό επίπεδο, ώστε να καλυφθούν οι ανάγκες της έρευνας. Τα θεματικά επίπεδα που παρήχθησαν δίδονται στον Πίνακα Ι:

# ΠΙΝΑΞ Ι

Θεματικά Επίπεδα Βάσης Δεδομένων Ευρύτερης Περιοχής Αταλάντης

Θεματικά Επίπεδα	Στοιχεία
coasteg1s	Ακτογραμμή (ως γραμμή)
contourseg	Ισοϋψείς (ως γραμμές)
cornetepiceg	Επίκεντρα σεισμών (ως σημεία), ταξινομημένα σε σχέση με το μέγεθος (M), περιόδου 1995-2002 (από δίκτυο CORNET του Τομέα Γεωφυσικής – Γεωθερμίας, ΕΚΠΑ)
epic0095eg	Επίκεντρα σεισμών (ως σημεία), ταξινομημένα σε σχέση με το μέγεθος, περιόδου 1901-1995 (από Κατάλογο Makropoulos et al., 1989)
epic1996eg	Επίκεντρα σεισμών (ως σημεία), ταξινομημένα σε σχέση με το μέγεθος (M), περιόδου 1996 (από προσωρινό τοπικό δίκτυο του Τομέα Γεωφυσικής – Γεωθερμίας, ΕΚΠΑ)
epic1999eg	Επίκεντρα σεισμών (ως σημεία), ταξινομημένα σε σχέση με το μέγεθος (M), περιόδου 1999 (από κατάλογο ΓΙ, Εθνικού Αστεροσκοπείου Αθηνών)
epic2002toteg	Επίκεντρα σεισμών (ως σημεία), ταξινομημένα σε σχέση με το μέγεθος (M), περιόδου 2002 (από προσωρινό τοπικό δίκτυο του Τομέα Γεωφυσικής – Γεωθερμίας, ΕΚΠΑ)
noaepiceg	Επίκεντρα σεισμών (ως σημεία), ταξινομημένα σε σχέση με το μέγεθος (M), περιόδου 1996-2002 (από κατάλογο ΓΙ, Εθνικού Αστεροσκοπείου Αθηνών)
gpsp01 gps02xy100	Συντεταγμένες (x, y, z) θέσεων – σημείων σταθμών GPS για την περίοδο Οκτωβρίου 2001 & Οκτωβρίου 2002
gps0102xyeg	Γραμμική οριζόντια εδαφική παραμόρφωση μετρούμενη από GPS κατά το 2001-2002
gridz	Επιφανειακή κατακόρυφη εδαφική παραμόρφωση μετρούμενη από GPS κατά το 2001-2002
Stddife100	Σφάλμα οριζόντιας εδαφικής παραμόρφωσης εκφραζόμενο με κύκλο
faultseg	Ρηξιγενείς ζώνες και ρήγματα (ως γραμμές)
formationseg	Γεωλογικοί σχηματισμοί (ως πολύγωνα), όπως έχουν ταξινομηθεί κατά την γεωλογική χαρτογράφηση της περιοχής και τα γεωλογικά όρια (ως γραμμές)
fault_blockseg	Ρηξιτεμάχη (ως πολύγωνα)
Imgdemg.img	Ψηφιακό Μοντέλο Αναγλύφου
Jan99oct99.img Jun98jan99.img Jun98oct99.img	Διαφορικά Συμβολογραφήματα Ραντάρ

Η δημιουργία της βάσης δεδομένων, ως γνωστόν, δεν είναι αναγκαία μόνο για την σχεδίαση θεματικών ή συνθετικών χαρτών. Αποτελεί απαραίτητη προϋπόθεση για την εκμετάλλευση της δυνατότητας των ΣΓΠ ως προς την επεξεργασία και διαχείριση των δεδομένων, ανάλογα με τους σκοπούς και επιδιώξεις κάθε μελέτης. Για τον σκοπό αυτόν είναι απαραίτητη η προσθήκη κάποιων επί πλέον πεδίων σε κάθε θεματικό επίπεδο, ώστε αυτά να ενημερωθούν με όλες τις απαραίτητες παραμέτρους, οι οποίες χαρακτηρίζουν κάθε γεωλογικό, τεκτονικό, σεισμολογικό ή γεωδαιτικό στοιχείο (γραφική πληροφορία). Για όλους τους παραπάνω λόγους δημιουργήθηκαν τα παρακάτω πρόσθετα στοιχεία:

i) Στα θεματικά επίπεδα των σεισμικών επικέντρων δημιουργούνται τα πεδία “year”, “date”, “hr\_min\_sec”, “lat\_n”, “long\_e”, “h”, “m”, “codem”, με την παρακάτω αντιστοίχιση:

year	Χρονολογία σεισμικού γεγονότος
date	Ημερομηνία σεισμικού γεγονότος
hr_min_sec	Ωρα σεισμικού γεγονότος
long_e, lat_n	Συντεταγμένες λ και φ επικέντρου
h	Βάθος (H) επικέντρου
m	Μέγεθος (M) σεισμικού γεγονότος
codem	Κωδικός ομαδοποίησης συναρτήσει του μεγέθους, όπου παίρνει την τιμή 1 όταν $M < 3$ , 2 όταν $3 \leq M < 4$ και 3 όταν $M \geq 4$

ii) Στα θεματικά επίπεδα που αφορούν στις Διαφορικές μετρήσεις GPS “gpsp01”, “gps02xy100” και “gps0102xyeg” περιλαμβάνονται τα πεδία “easting01”, “northing01”, “ellip\_height”, “sd\_eastin”, “sd\_northi”, “sd\_height”, “easting02”, “northing02”, “ellip\_h\_1”, “sd\_east\_1”, “sd\_north0”, “sd\_heig\_1”, “azimuth\_de”, “elldif\_mm”, “stdevdifn” “stdevdife”, “hightdif”, “stdevh\_mm”, “x100”, “y100”, “stdevdife100”, με την παρακάτω αντιστοιχία:

“easting01”, “northing01”, “easting02”, “northing02”	Συντεταγμένες (x,y) των σημείων – θέσεων των σταθμών GPS Οκτωβρίου 2001 (αρχή ανύσματος οριζόντιας παραμόρφωσης) και Οκτωβρίου 2002 (τέλος ανύσματος οριζόντιας παραμόρφωσης)
“ellip_height”, “ellip_h_1”,	Υψόμετρο θέσης τον Οκτώβριο 2001 και Οκτώβριο 2002 αντίστοιχα
“stdeastin”, “sd_east_1”	Σταθερή απόκλιση (standard deviation) κατά τον άξονα X τον Οκτώβριο 2001 και Οκτώβριο 2002 αντίστοιχα
“sd_northi”, “sd_north0”	Σταθερή απόκλιση κατά τον άξονα Y τον Οκτώβριο 2001 και Οκτώβριο 2002 αντίστοιχα
“sd_height”, “sd_heig_1”	Σταθερή απόκλιση κατά τον άξονα Z τον Οκτώβριο 2001 και Οκτώβριο 2002 αντίστοιχα
“azimuth_de”	Διεύθυνση οριζόντιας παραμόρφωσης
“elldif_mm”, “hightdif”	Οριζόντια και κατακόρυφη παραμόρφωση, αντίστοιχα
“stdevdifn” “stdevdife”,	Σταθερή απόκλιση της οριζόντιας παραμόρφωσης κατά τους άξονες X και Y αντίστοιχα
“stdevh_mm”	Σταθερή απόκλιση της οριζόντιας παραμόρφωσης κατά τον άξονα Z
“x100”, “y100”,	«Ψευδο – συντεταγμένες» X και Y τέλους ανύσματος οριζόντιας παραμόρφωσης για την απεικόνισή της σε χάρτη
“stdevdife100”	Ψευδο - σφάλμα της οριζόντιας παραμόρφωσης κατά τον άξονα X για την απεικόνιση σε χάρτη

iii) Στα θεματικά επίπεδα “contourseg” και “coasteg1” περιλαμβάνεται το πεδίο “elev”, στο οποίο αντιστοιχίζεται το υψόμετρο.

iv) Στο θεματικό επίπεδο των ρηξιγενών ζωνών “faultseg” προστίθενται τα πεδία “code”, “name”, “zone”, “activity”, “order” και “visible” στα οποία αντιστοιχίζονται χαρακτηριστικά κάθε ρηξιγενούς ζώνης ή ρήγματος ως εξής:

code	Μοναδικός αριθμός για κάθε δεδομένο
name	Όνομα ρηξιγενούς ζώνης ή ρήγματος ολογράφως
zone	Όνομα ρηξιγενούς ζώνης ή ρήγματος σε συντομογραφία
activity	Χαρακτηρισμός ρήγματος ως ενεργό (1) ή πιθανώς ενεργό (2)
order	Τάξη μεγέθους ρήγματος με τον χαρακτηρισμό ως κύριο (1) ή δευτερεύον (2)
visible	Χαρακτηρισμός ρήγματος ως ορατό ή μη ορατό

v) Στο θεματικό επίπεδο των γεωλογικών σχηματισμών “formationeg” προστίθεται το πεδίο “formation”, στο οποίο έγινε η ταξινόμηση των γεωλογικών σχηματισμών.

vi) Στο θεματικό επίπεδο των ρηξιτεμαχών “fault\_blockseg” προστίθενται τα πεδία “name” και “code”, στα οποία κάθε ρηξιτέμαχος προσδιορίζεται από ένα όνομα και έναν λατινικό αριθμό, αντίστοιχα.

Η βάση δεδομένων δύναται να ενημερώνεται συνεχώς (διορθώνεται ή εμπλουτίζεται με νέα στοιχεία), ανάλογα με τα νεώτερα δεδομένα και τις εκάστοτε εξελίξεις και ανάγκες, έχει επομένως διαχρονική αξία.

## 4. Σύνθεση Χαρτών

### 4.1. Ψηφιακό Μοντέλο Αναγλύφου (ΨΜΑ/DTM)

Βασικό στοιχείο στην συγκεκριμένη μελέτη, αλλά και γενικότερα στην ευρύτερη γεωφυσική έρευνα αποτελεί το Ψηφιακό Μοντέλο Αναγλύφου (ΨΜΑ / DTM). Το ΨΜΑ της ευρύτερης περιοχής Αταλάντης προμηθεύθηκε από την IGD GROUP ΑΕ. Προέρχεται από φωτογραμμετρική επεξεργασία στερεοζευγών Δορυφορικών Εικόνων SPOT, χωρικής διακριτικής ικανότητας 10m, οι οποίες ελήφθησαν την δεκαετία του 1990, τη χρήση του ψηφιακού φωτογραμμετρικού σταθμού της LH Systems. Η επεξεργασία έχει γίνει από την GEOMET ΕΠΕ ενώ τα δεδομένα έχουν επιλεγεί από την INFOTOP ΕΠΕ (IGD GROUP ΑΕ). Το εν λόγω αρχείο εδόθη υπό μορφή «GeoTIFF» στο Ελληνικό Γεωδαιτικό Σύστημα Αναφοράς 1987 (ΕΓΣΑ '87, HGRS'87), με ακρίβειες 20m στο οριζόντιο επίπεδο και 7-11m στο κατακόρυφο επίπεδο. Το παραπάνω αρχείο μετετράπη σε αρχείο «GRID» του Arc/Info. Τα χαρακτηριστικά του δίδονται στον παρακάτω Πίνακα II.

**ΠΙΝΑΞ II**

Χαρακτηριστικά ΨΜΑ Ευρύτερης Περιοχής Ελάτειας - Λιβανάτων

Μέγεθος κυψελίδας	: 20 m
Γραμμές	: 1420
Στήλες	: 2240
Τύπος	: Signed Integer
Προβολικό Σύστημα	: TM
Γεωδαιτικό Σύστημα Αναφοράς	: HGRS'87
Σφαιροειδές	: GRS'80
Μονάδες	: Μέτρα (m)

Το ΨΜΑ της ευρύτερης περιοχής Αταλάντης (Εικ. 2) χρησιμοποιήθηκε για την παραγωγή των Διαφορικών Συμβολογραφημάτων Ραντάρ της ευρύτερης περιοχής. Επίσης, απετέλεσε υπόβαθρο για θεματικές εφαρμογές, όπως σκιασμένο ανάγλυφο ή τρισδιάστατα μοντέλα (3-D) με διαφόρους παραμέτρους ως προς τη σκίαση, περιλαμβάνοντας τις θέσεις των GPS

μετρήσεων, τα σεισμικά επίκεντρα, τα ρήγματα και άλλα στοιχεία της βάσης δεδομένων, με σκοπό την εξαγωγή συμπερασμάτων.

Γενικότερα, το ΨΜΑ είναι απαραίτητο στοιχείο για την γεω-αναφορά και την ορθο-διόρθωση των δορυφορικών εικόνων (Vassilopoulou et al., 2002), όπως και για την ανάλυση αναγλύφου με την παραγωγή αντιπροσωπευτικών χαρτών (μορφολογικών κλίσεων, μορφολογικών ασυνεχειών, επιφανειών επιπέδωσης κ.ά. – Βασιλοπούλου 1999, Vassilopoulou 2001). Αποτελεί βασικό δεδομένο στην ευρύτερη γεωφυσική έρευνα και τις γεω-περιβαλλοντικές εφαρμογές (Vassilopoulou & Hurni, 2001) μέσα από την ανάπτυξη ενός Σ.Γ.Π., τόσο στο εργαστήριο όσο και στην υπαίθρο χώρα, για την παραγωγή χαρτών και την εξαγωγή συμπερασμάτων σχετικών με την γεωμορφολογία, τεκτονική και την γεωδυναμική μελέτη μιας περιοχής.

#### **4.2. Προβολή Θέσεων GPS Μετρήσεων – Χάρτης Εδαφικής Παραμόρφωσης**

Οι θέσεις των GPS μετρήσεων, ως σημεία, περιλαμβάνονται στο θεματικό επίπεδο «gps01». Η απεικόνιση αυτών έγινε με υπόβαθρο το σκιασμένο ανάγλυφο της περιοχής «Ελάτειας – Λιβανάτων» (Εικ. 3). Το ΨΜΑ απετέλεσε χρήσιμο στοιχείο σε συνδυασμό με την Γεωλογία και την Τεκτονική της περιοχής για μια πρώτη επιλογή των θέσεων στο εργαστήριο, πριν τις εργασίες υπαίθρου, όπου έγινε ο τελικός καθορισμός των θέσεων. Το γραμμικό θεματικό επίπεδο «gps0102xyeg» και το αρχείο καννάβου (grid) «gridh» χρησιμοποιήθηκαν για την απεικόνιση της οριζόντιας και κατακόρυφης εδαφικής παραμόρφωσης της περιοχής σε χάρτη (Εικ. 4).

#### **4.3. Χάρτες Σεισμικών Επικέντρων**

Τα επίκεντρα των σεισμών ταξινομήθηκαν σε σχέση με το μέγεθος (M) και παρήχθησαν οι χάρτες διασποράς των επικέντρων ανά συγκεκριμένους καταλόγους (είτε του Γεωδυναμικού Ινστιτούτου ΕΑΑ, είτε του Πανεπιστημίου Αθηνών, συγκεκριμένων χρονικών περιόδων) με υπόβαθρο το ΨΜΑ (Εικ. 5, 6, 7, 8, 9, 10). Τα επίκεντρα περιλαμβάνονται στα θεματικά επίπεδα «epic0095eg», «epic1996eg», «epic1999eg», «noaepiceg», «cornetepiceg», «epic2002toteg» και ο συμβολισμός εδόθη συναρτήσει του μεγέθους (M) και βάσει του κωδικού «codem».

#### **4.4. Γεωλογικός Χάρτης**

Ο Γεωλογικός Χάρτης της ευρύτερης περιοχής Ρήγματος Αταλάντης συνετέθη από τα θεματικά επίπεδα των γεωλογικών σχηματισμών και των ρηγμάτων σε κλίμακα 1/100.000. Κάθε ενότητα σχηματισμών και ρηγμάτων αποδόθηκε με συγκεκριμένο συμβολισμό, βάσει των κωδικών, οι οποίοι εδόθησαν στην βάση δεδομένων (Εικ. 11).

#### **4.5. Χάρτης Ρηξιτεμαχών**

Ο Χάρτης Ρηξιτεμαχών συνετέθη από το θεματικό επίπεδο ρηξιτεμαχών «fault\_blockseg» σε κλίμακα 1/100.000, βάσει του ονόματος κάθε ρηξιτεμάχους (Εικ. 12).

#### **4.6. Χάρτες Διαφορικών Συμβολογραφημάτων Ραντάρ**

Το ΨΜΑ και οι τρισδιάστατες όψεις του απετέλεσαν υπόβαθρο για αρκετές θεματικές εφαρμογές και την εξαγωγή συμπερασμάτων στην παρούσα μελέτη. Μερικές εξ αυτών ανεφέρθησαν παραπάνω. Λόγω κυρίως εξωγενών παραγόντων (πιθανώς μετεωρολογικές συνθήκες κατά την λήψη των εικόνων Ραντάρ κ.ά.) η εφαρμογή της Διαφορικής Συμβολομετρίας Ραντάρ απέτυχε να παράγει εικόνες Διαφορικών Συμβολογραφημάτων ικανών να αποτυπώσουν την πιθανή τεκτονική παραμόρφωση της περιοχής. Για τον λόγο αυτόν τα Διαφορικά Συμβολογραφήματα δεν συνδυάστηκαν με τα υπόλοιπα δεδομένα της βάσης, όπως το ΨΜΑ, την γεωλογία και τεκτονική για την παραγωγή τρισδιάστατων όψεων και άλλων χαρτών.

#### **4.7. Συνθετικοί Χάρτες**

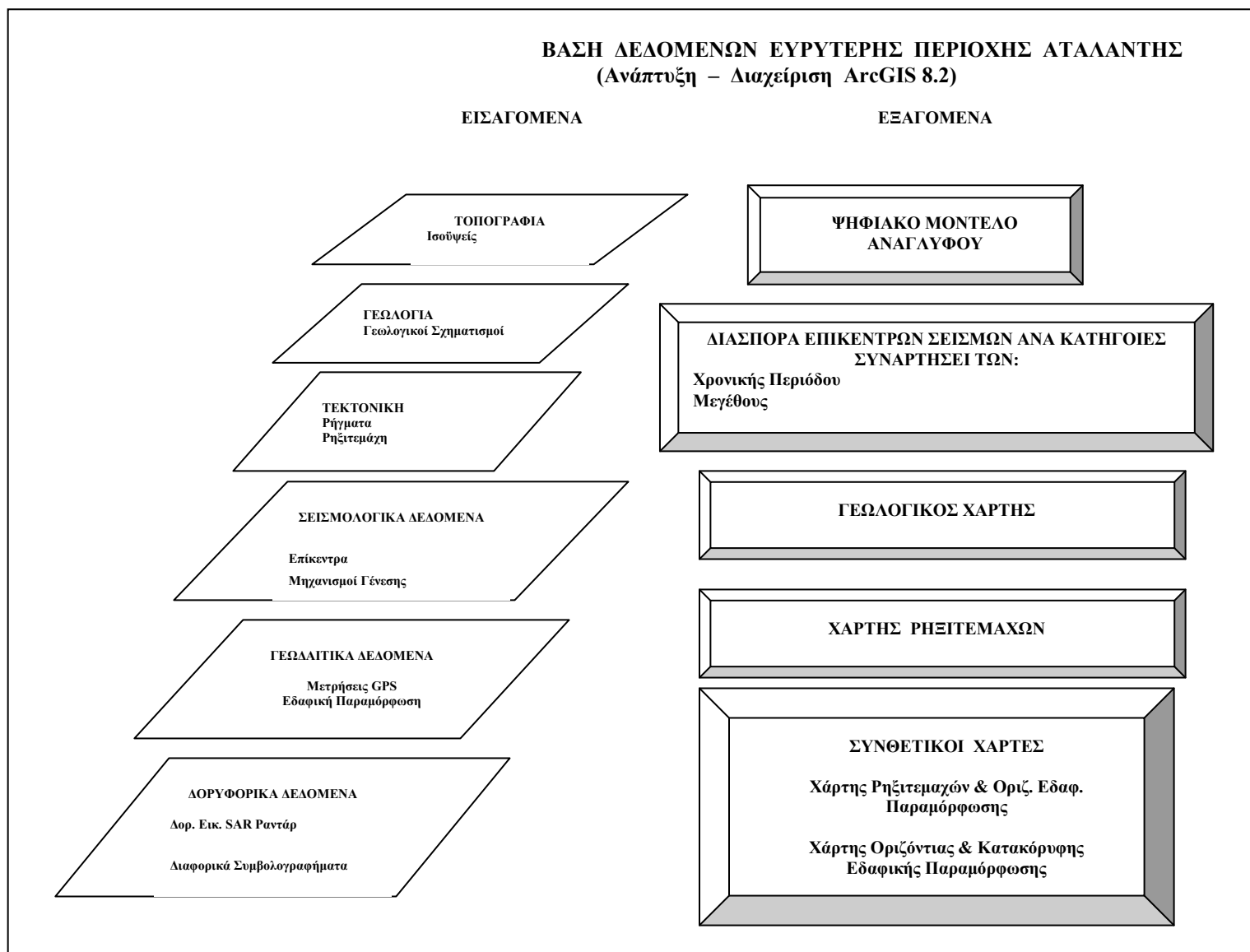
Ο συνδυασμός διαφόρων θεματικών δεδομένων (τεκτονικών, τοπογραφικών, μετρήσεων GPS κ.ά.) και η παραγωγή συγκεκριμένων συνθετικών χαρτών δίνει την δυνατότητα του ευκολότερου συσχετισμού των δεδομένων για την διεξαγωγή συμπερασμάτων, ανάλογα με το αντικείμενο κάθε μελέτης. Στην συγκεκριμένη μελέτη συνδυάστηκαν το Ψ.Μ.Α με τα θεματικά επίπεδα των ρηξιτεμαχών, των ρηγμάτων - ρηξιγενών ζωνών και οι μικρομετακινήσεις που προέκυψαν από την ανάλυση των μετρήσεων GPS για την



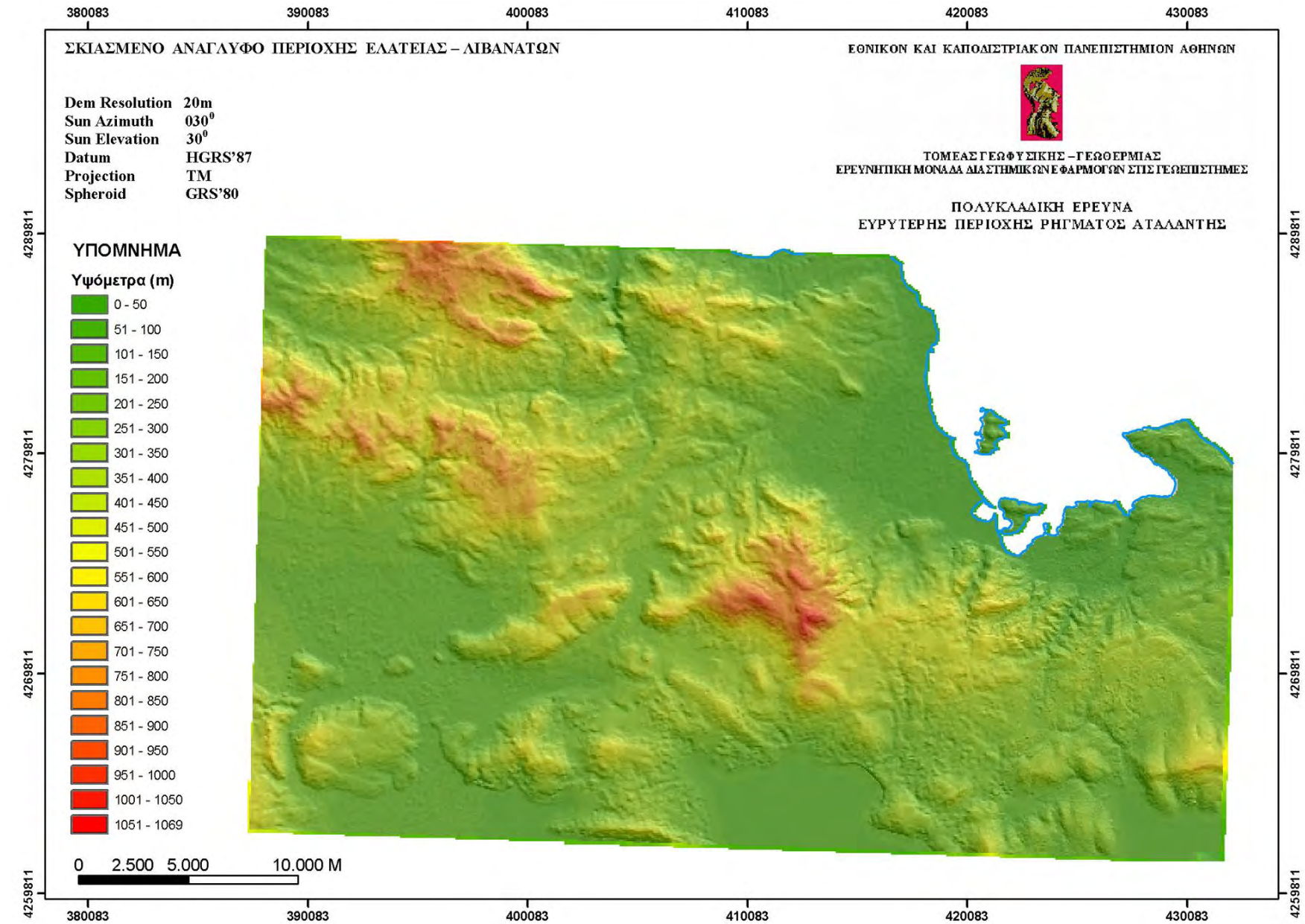
παραγωγή συνθετικών χαρτών, η ερμηνεία των οποίων βοήθησε στην διεξαγωγή συμπερασμάτων (Εικ. 13 &14).

#### **4.8. Παρατηρήσεις – Προοπτικές**

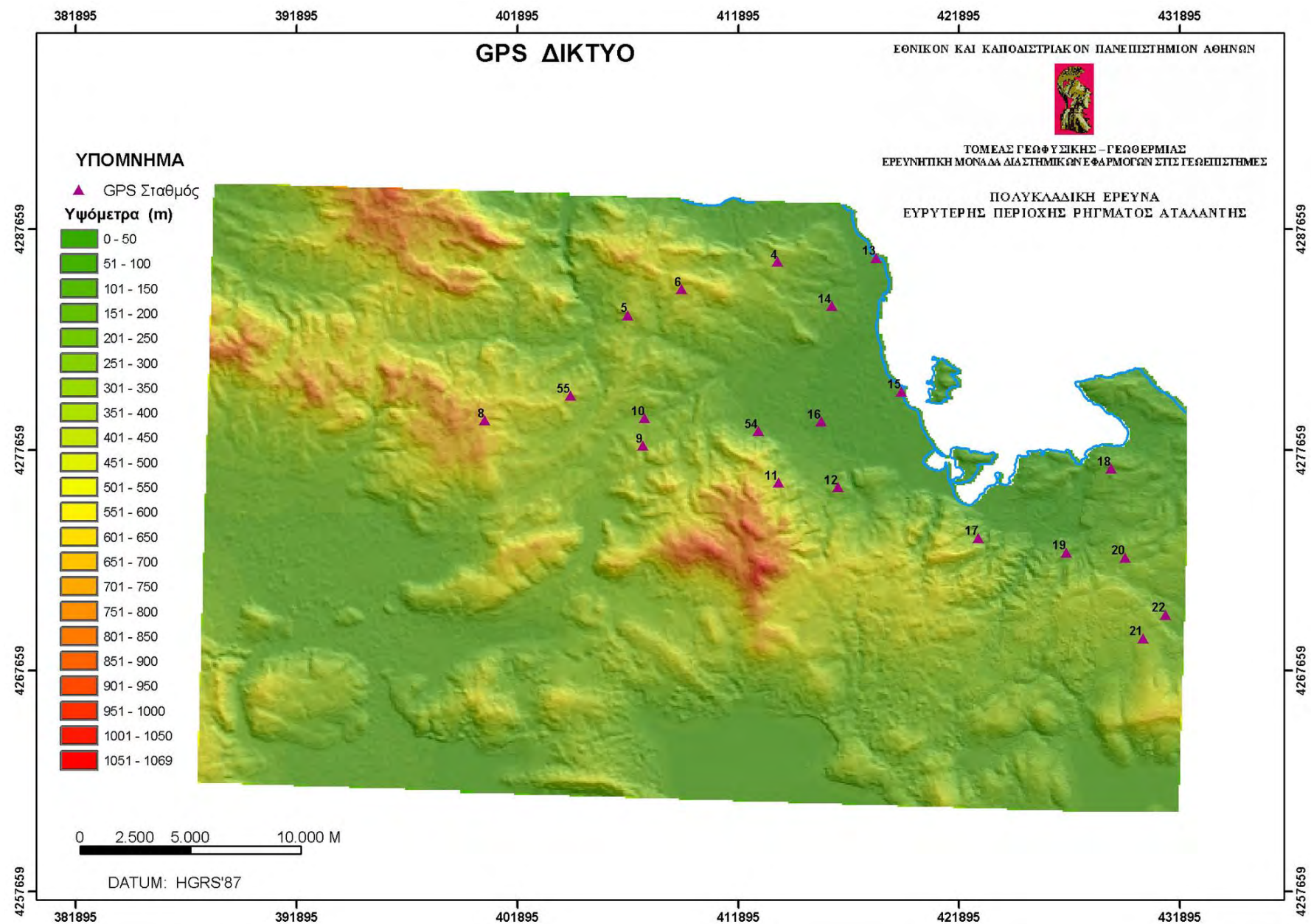
Σκοπός της παρούσας εργασίας, στο πλαίσιο του ερευνητικού προγράμματος, ήταν η δημιουργία ψηφιακής βάσης δεδομένων μέσα από την ανάπτυξη ΣΓΠ για την περιοχή μελέτης. Αποτέλεσμα ήταν η δημιουργία της ψηφιακής βάσης δεδομένων και η διαχείρισή της, ώστε να επιτευχθεί η σύνθεση συγκεκριμένων θεματικών επιπέδων και χαρτών. Σημειώνεται ότι η βάση δεδομένων δύναται να ενημερώνεται, σύμφωνα με τις εκάστοτε ανάγκες και απαιτήσεις, με σκοπό ως και την περαιτέρω δημιουργία ενός συστήματος λήψεως αποφάσεων για τον σωστό αντισεισμικό σχεδιασμό, οργάνωση και προστασία.



Εικόνα 1. Βάση Δεδομένων Ευρύτερης Περιοχής Αταλάντης

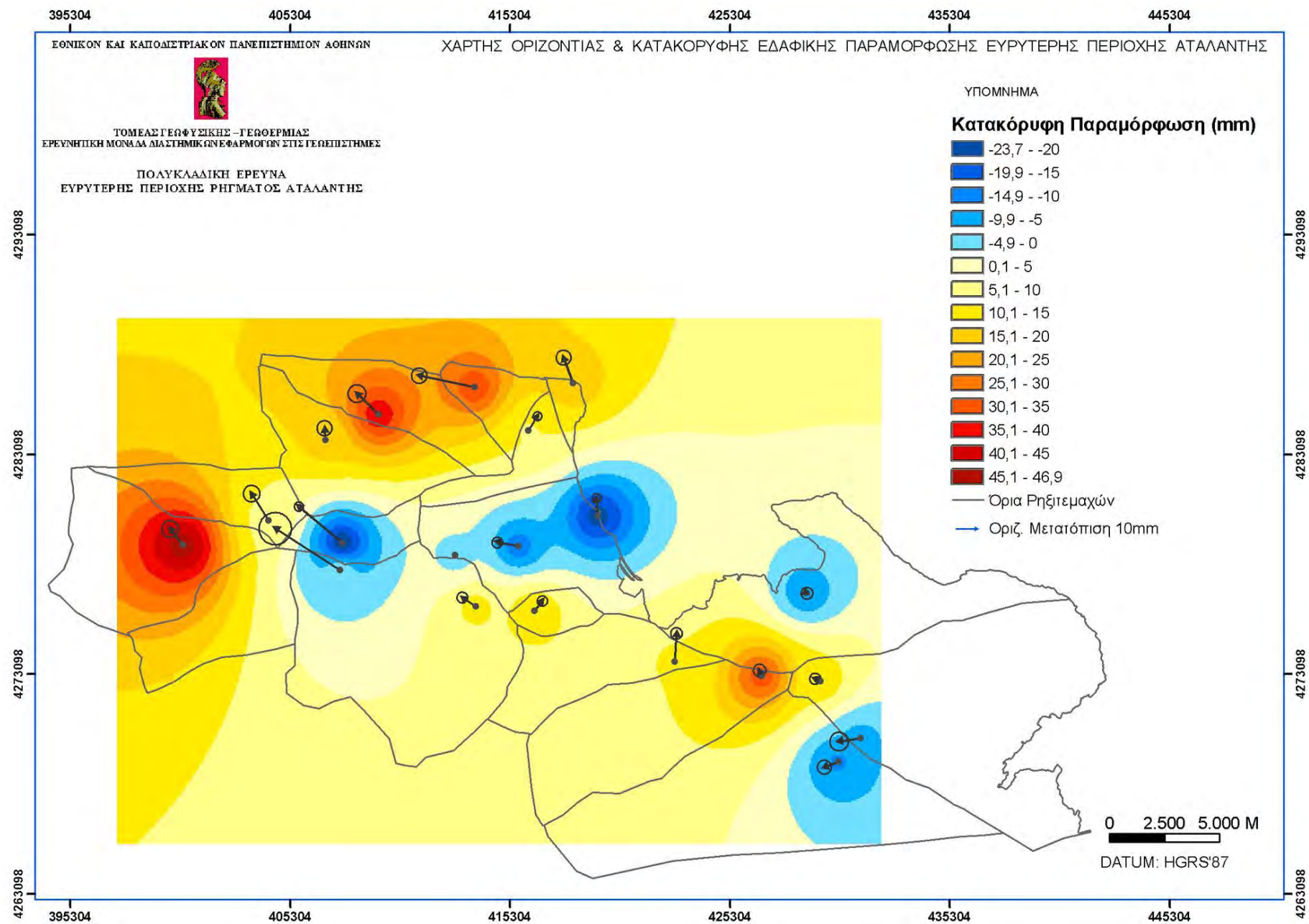


Εικόνα 2. Σκιασμένο Ανάγλυφο Ευρύτερης Περιοχής Αταλάντης από ΨΜΑ (20 m).

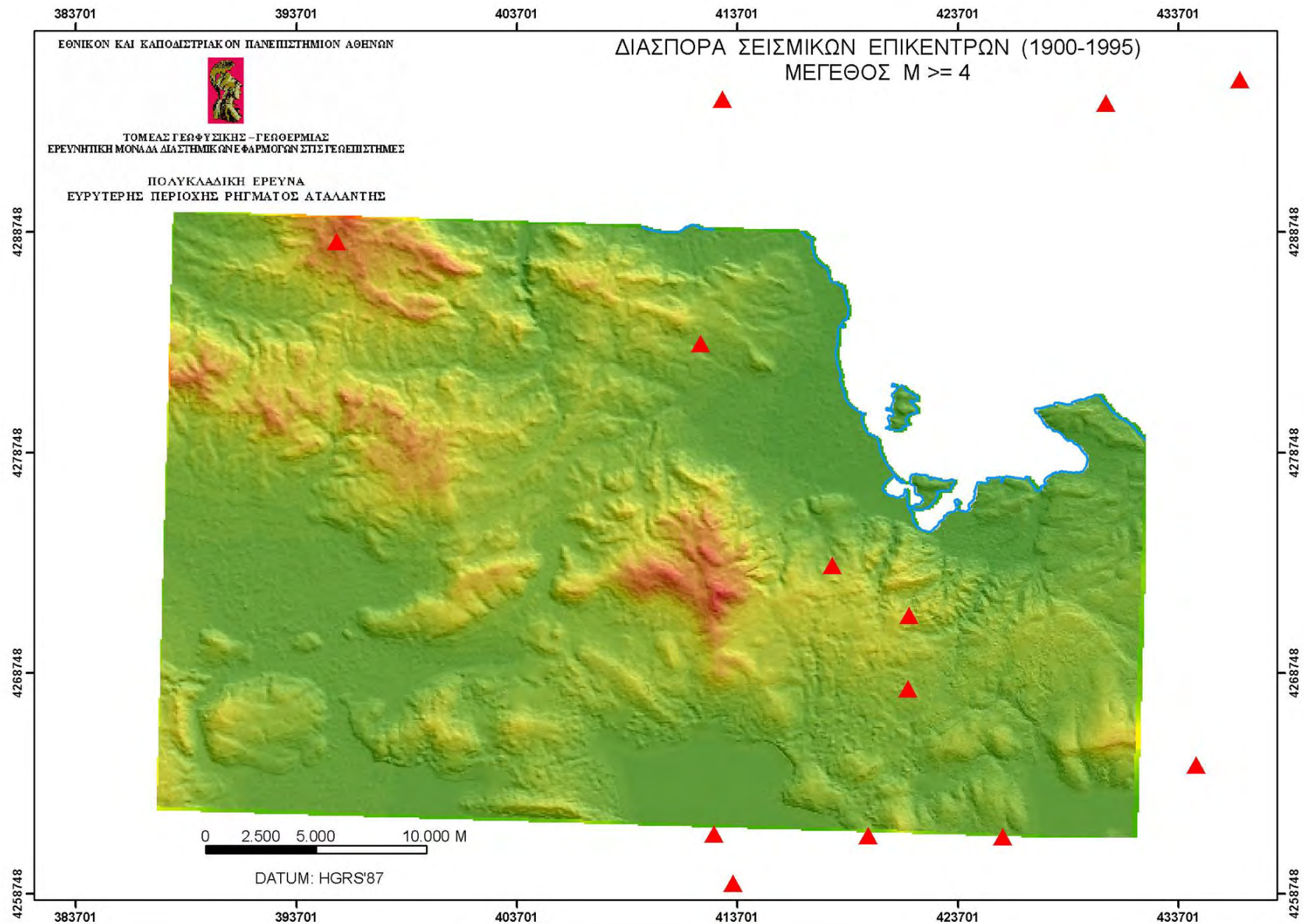


**Εικόνα 3.** Απεικόνιση των θέσεων μετρήσεων GPS με υπόβαθρο το ΨΜΑ ευρύτερης περιοχής Ατλαντικής



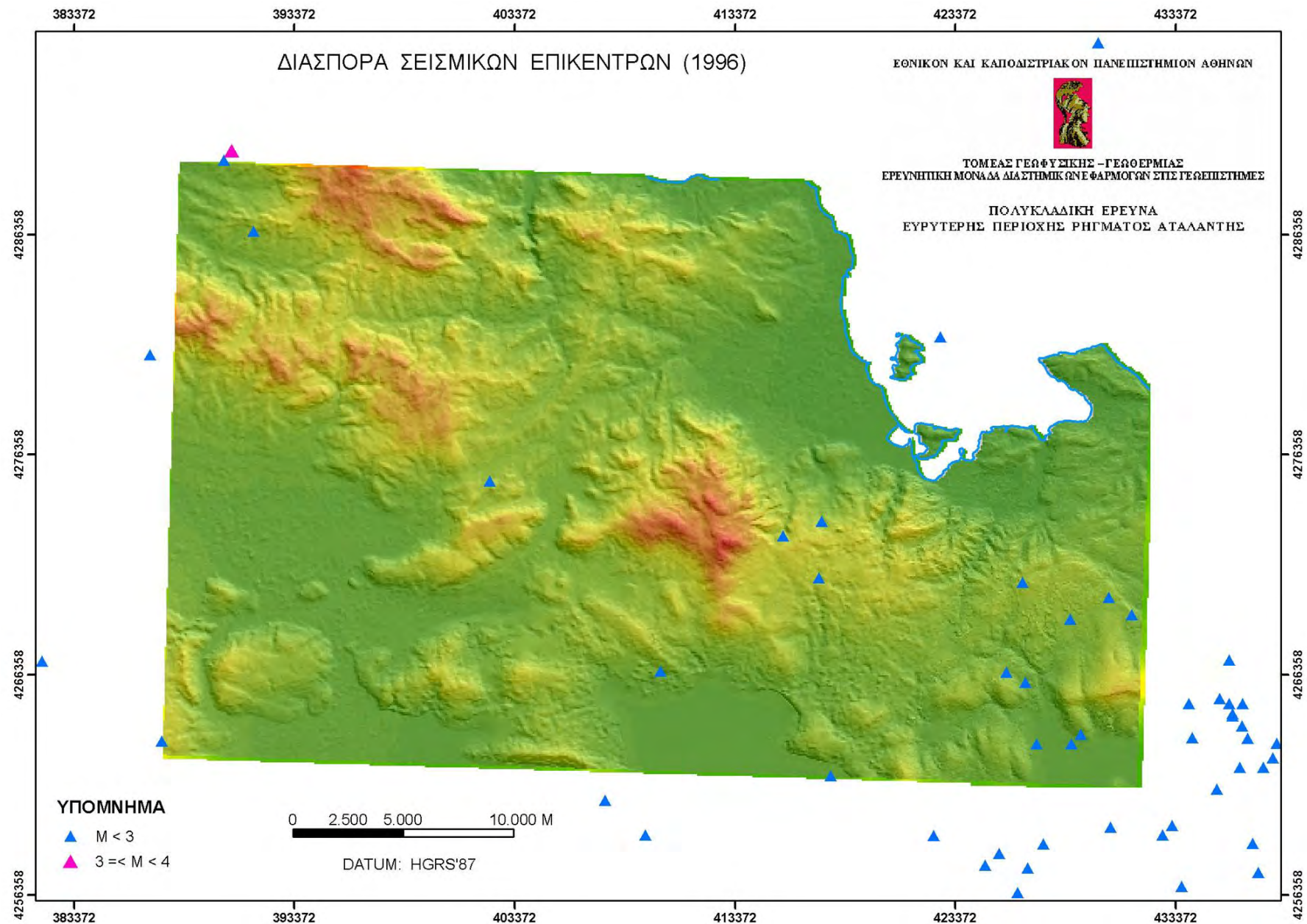


Εικόνα 4. Χάρτης Εδαφικής Παραμόρφωσης Ευρύτερης Περιοχής Αταλάντης βάσει των GPS μετρήσεων

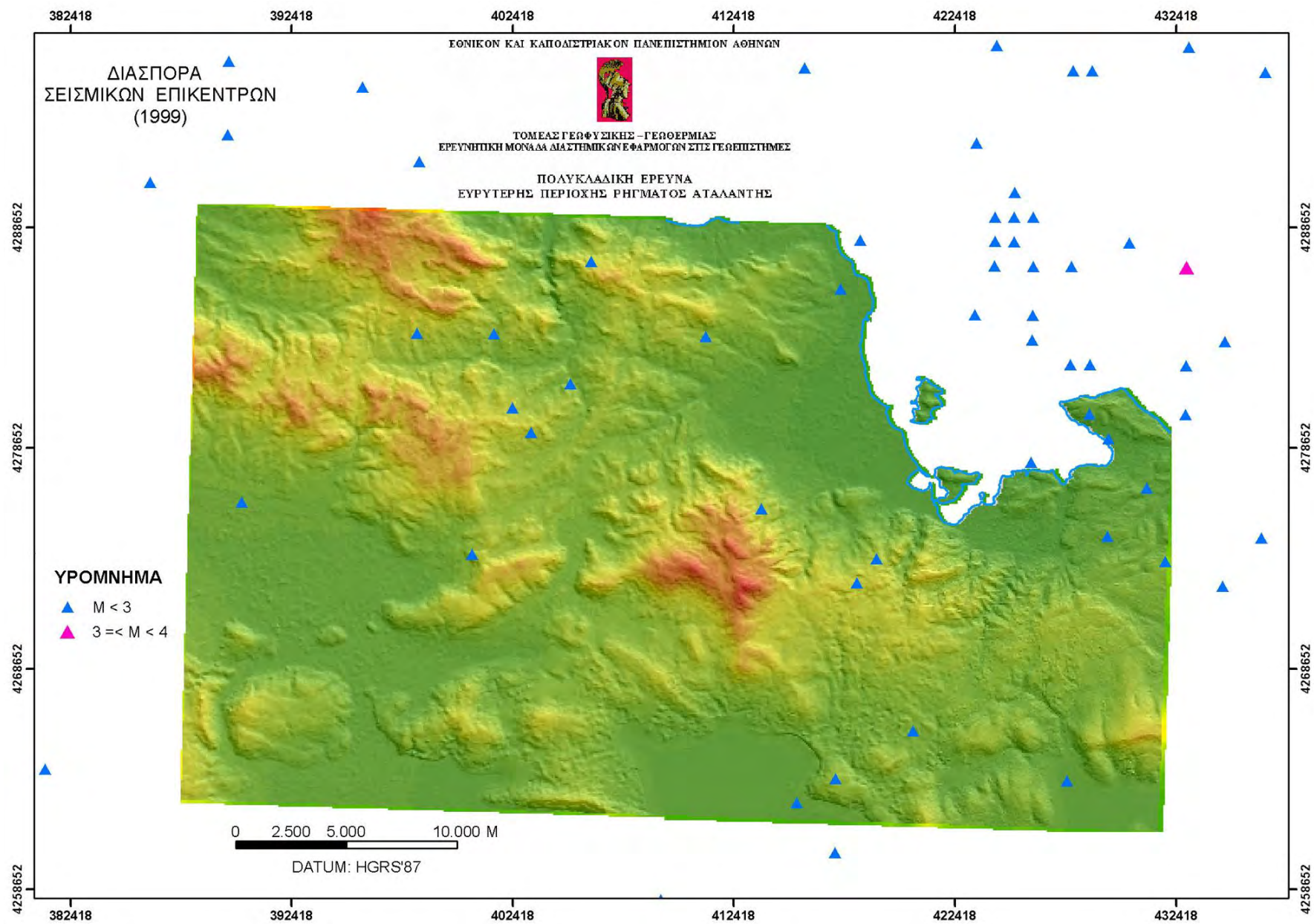


Εικόνα 5. Διασπορά epicέντρων σεισμικών γεγονότων χρονικής περιόδου 1901 – 1995 (Κατάλογος Makropoulos et al., 1989)



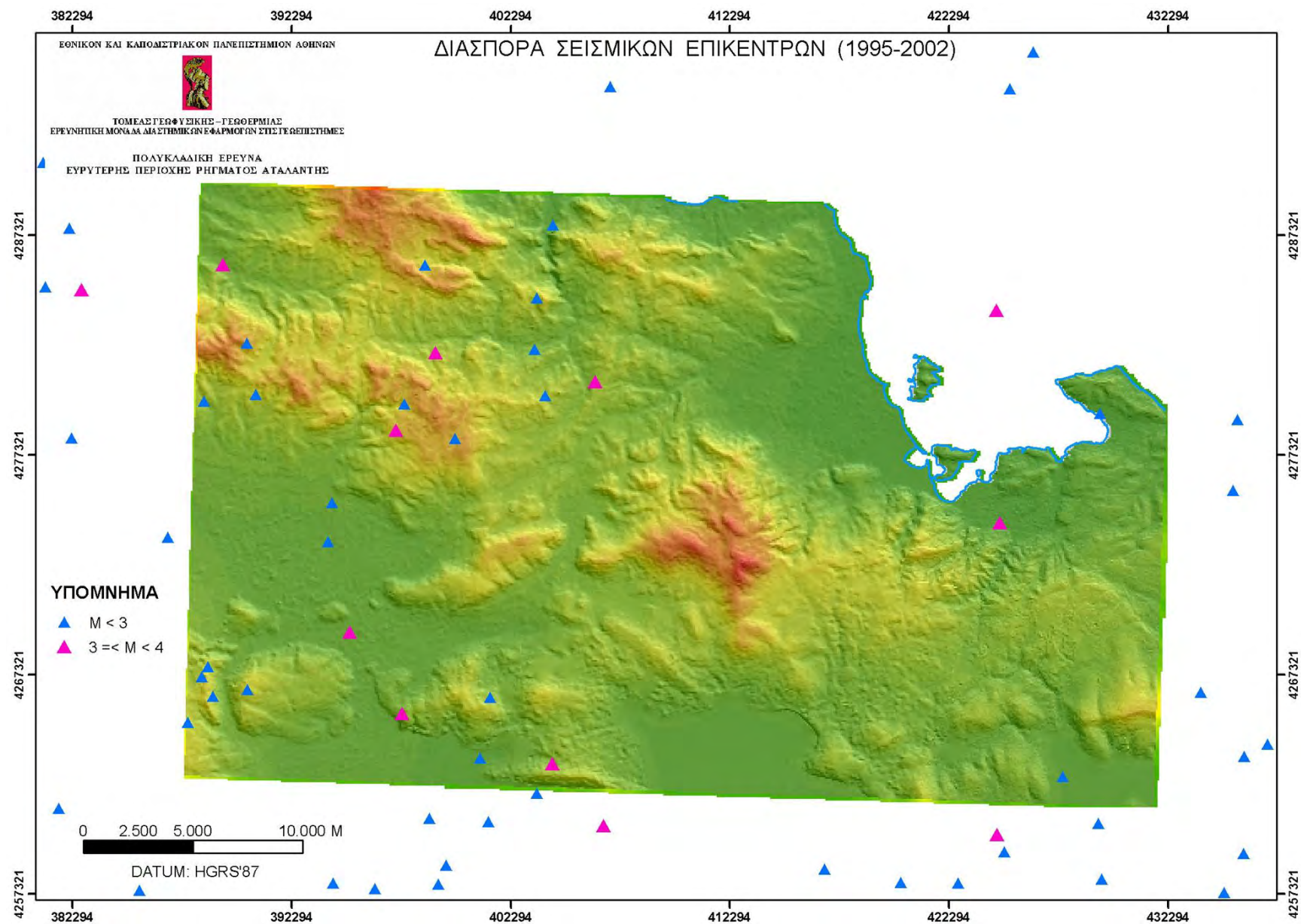


**Εικόνα 6.** Διασπορά σεισμικών epicέντρων χρονικής περιόδου 1996 (Δίκτυο του Τομέα Γεωφυσικής – Γεωθερμίας, ΕΚΠΑ)

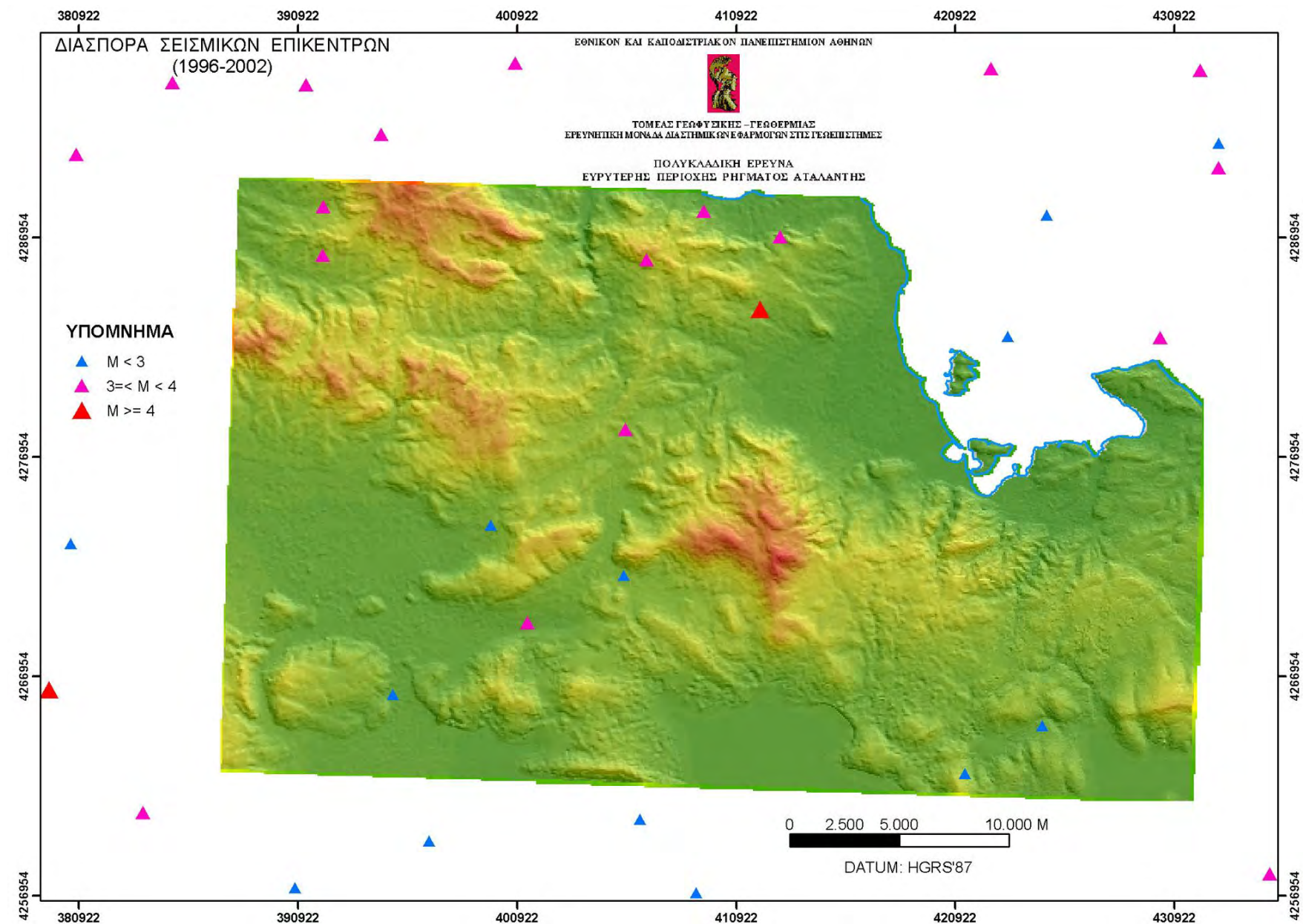


Εικόνα 7. Διασπορά σεισμικών epicέντρων χρονικής περιόδου 1999 (Κατάλογος Γεωδυναμικού Ινστιτούτου Εθνικού Αστεροσκοπείου Αθηνών)



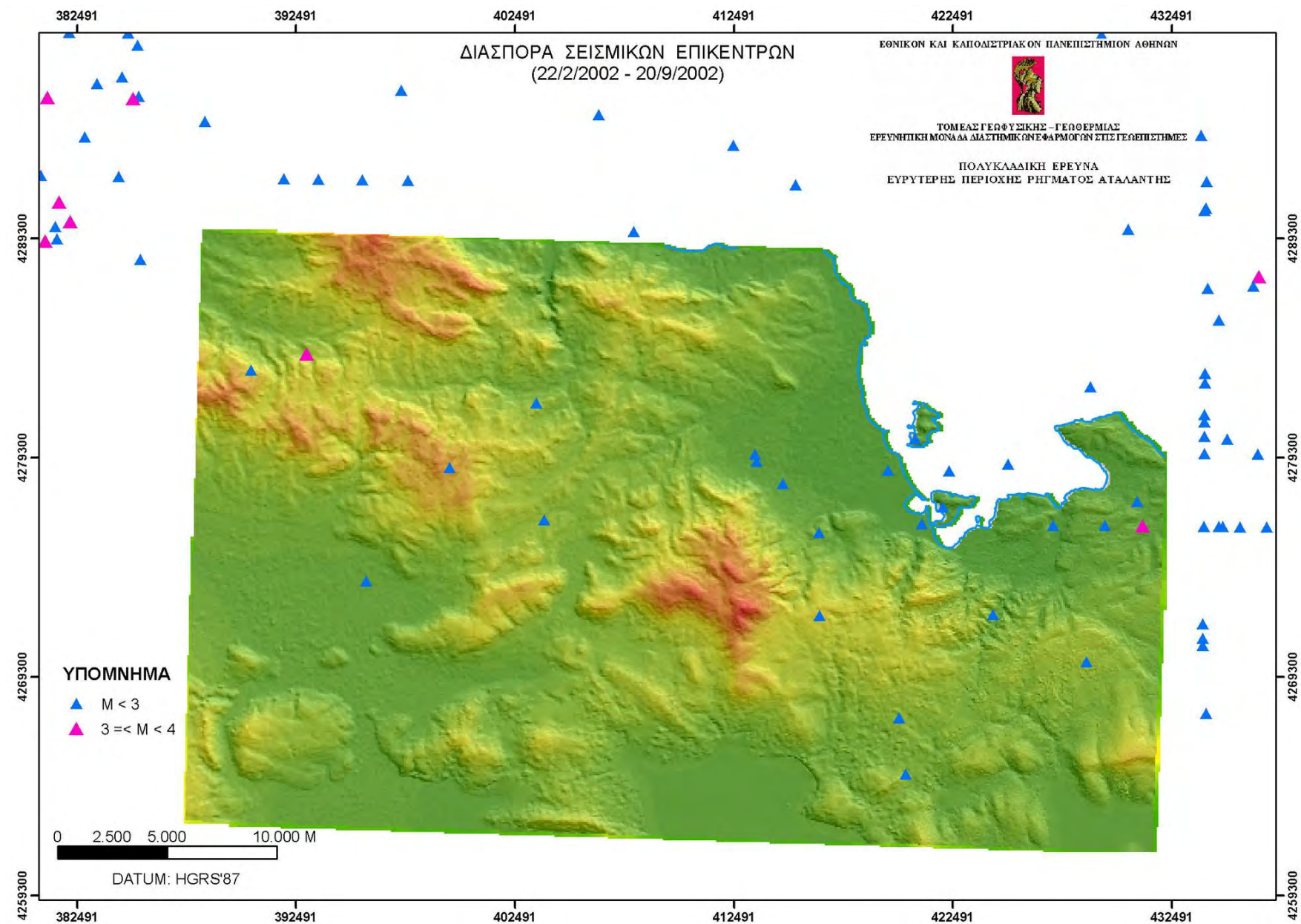


Εικόνα 8. Διασπορά σεισμικών epicέντρων χρονικής περιόδου 1995-2002 (Δίκτυο CORNET του Τομέα Γεωφυσικής – Γεωθερμίας, ΕΚΠΑ)



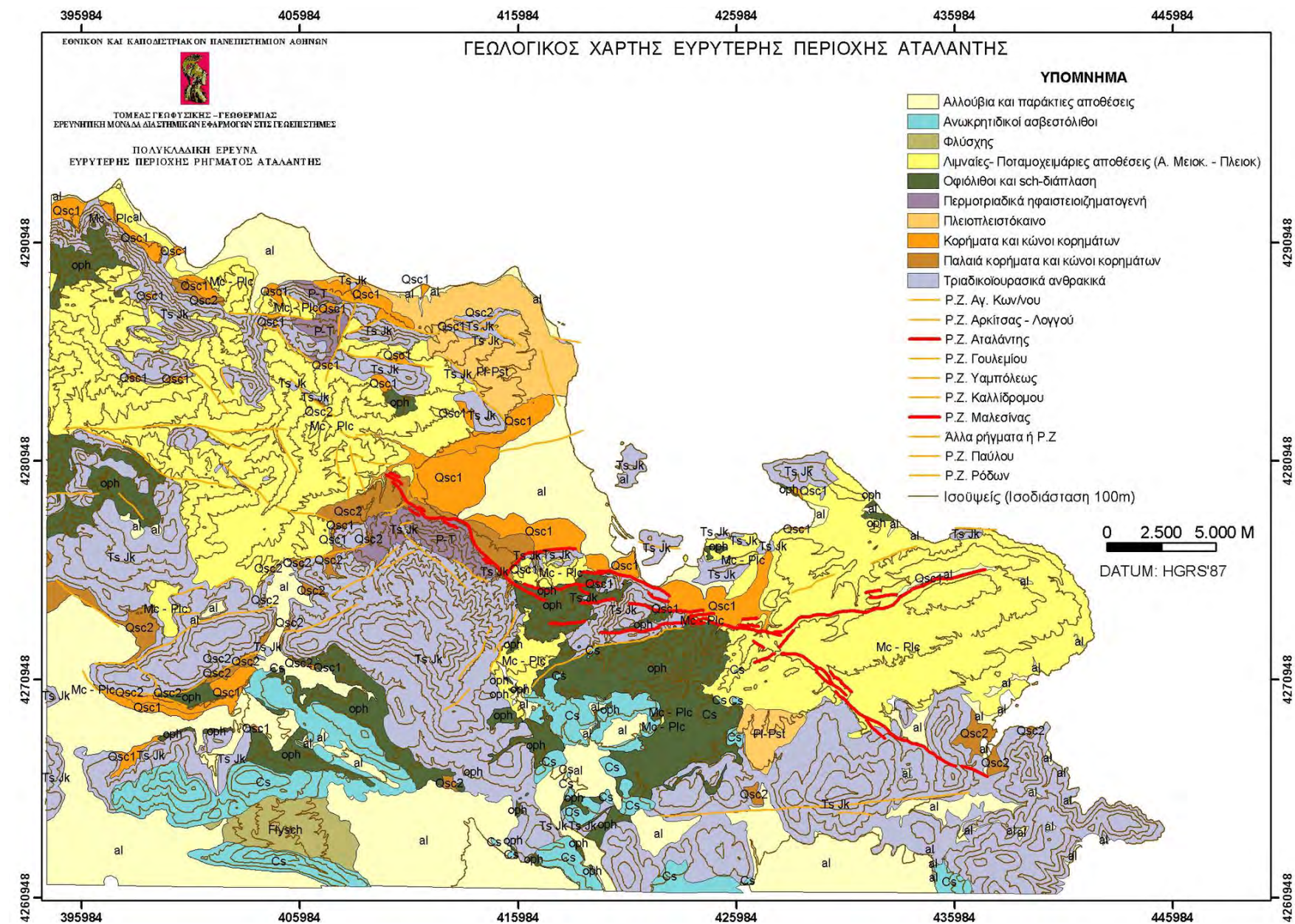
**Εικόνα 9.** Διασπορά σεισμικών επικέντρων χρονικής περιόδου 1996-2002 (Κατάλογος Γεωδυναμικού Ινστιτούτου Εθνικού Αστεροσκοπείου Αθηνών)





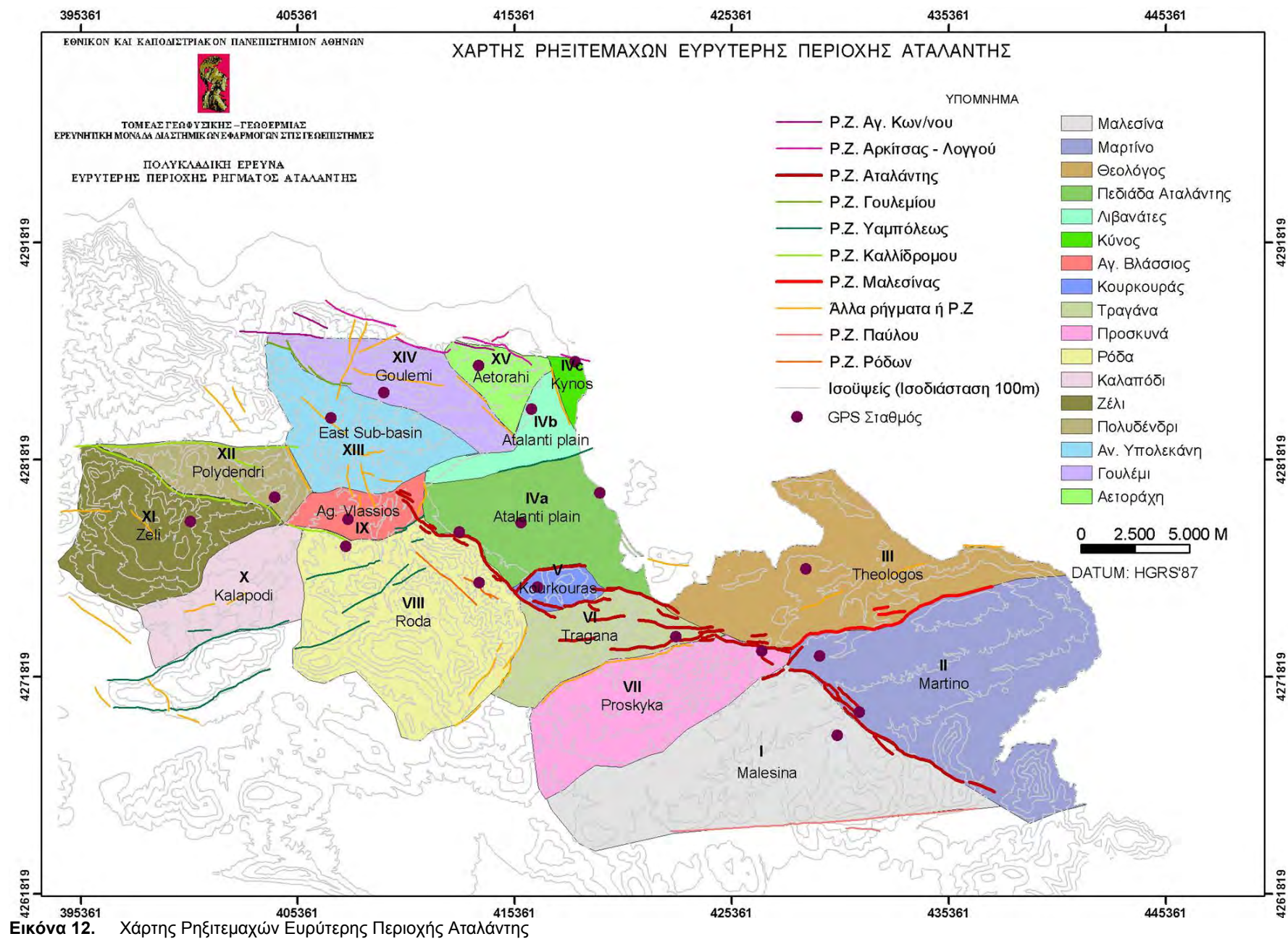
**Εικόνα 10.** Διασπορά σεισμικών epicέντρων χρονικής περιόδου 2002 (Προσωρινό δίκτυο του Τομέα Γεωφυσικής – Γεωθερμίας, ΕΚΠΑ)



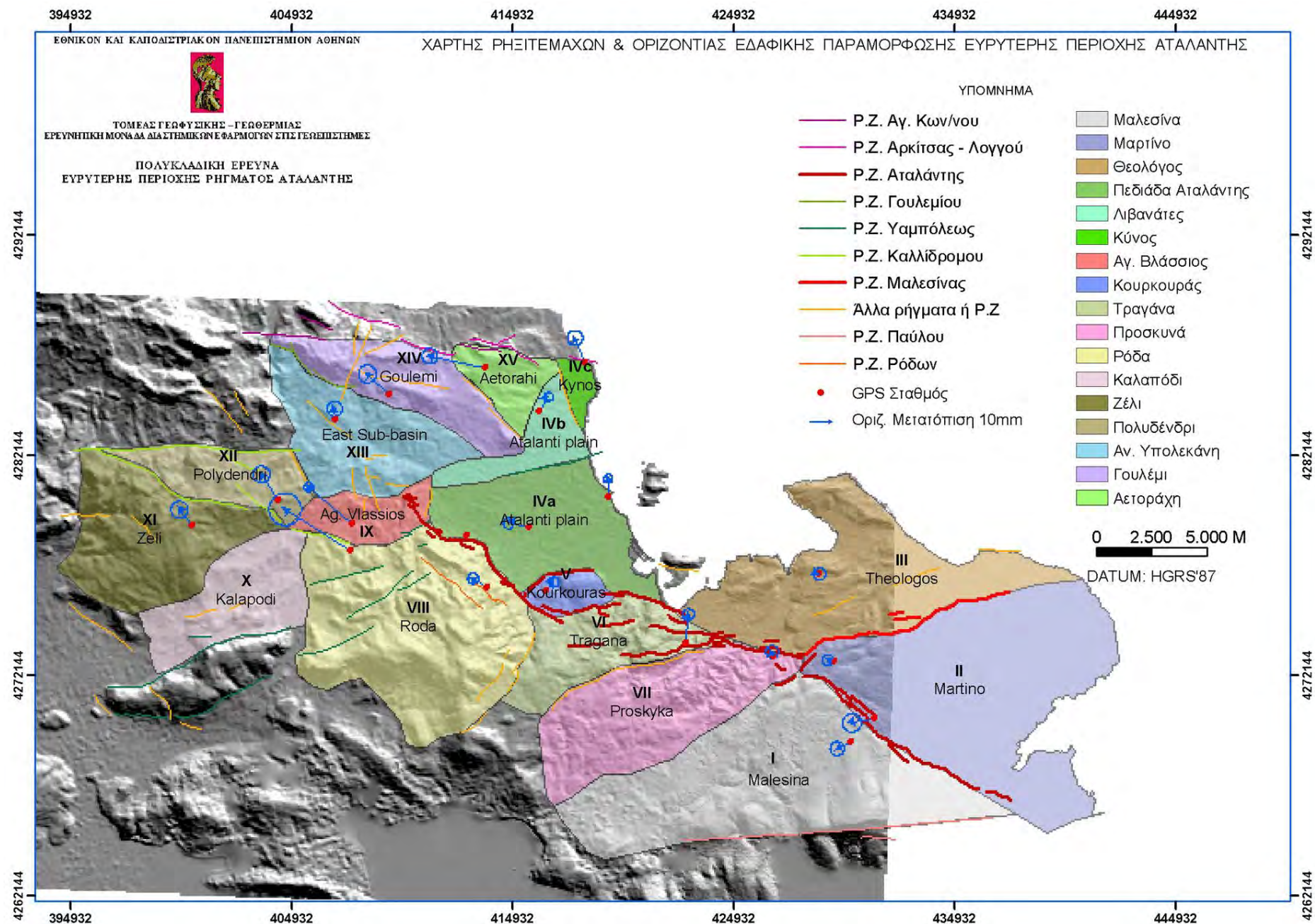


Εικόνα 11. Γεωλογικός Χάρτης Ευρύτερης Περιοχής Αταλάντης



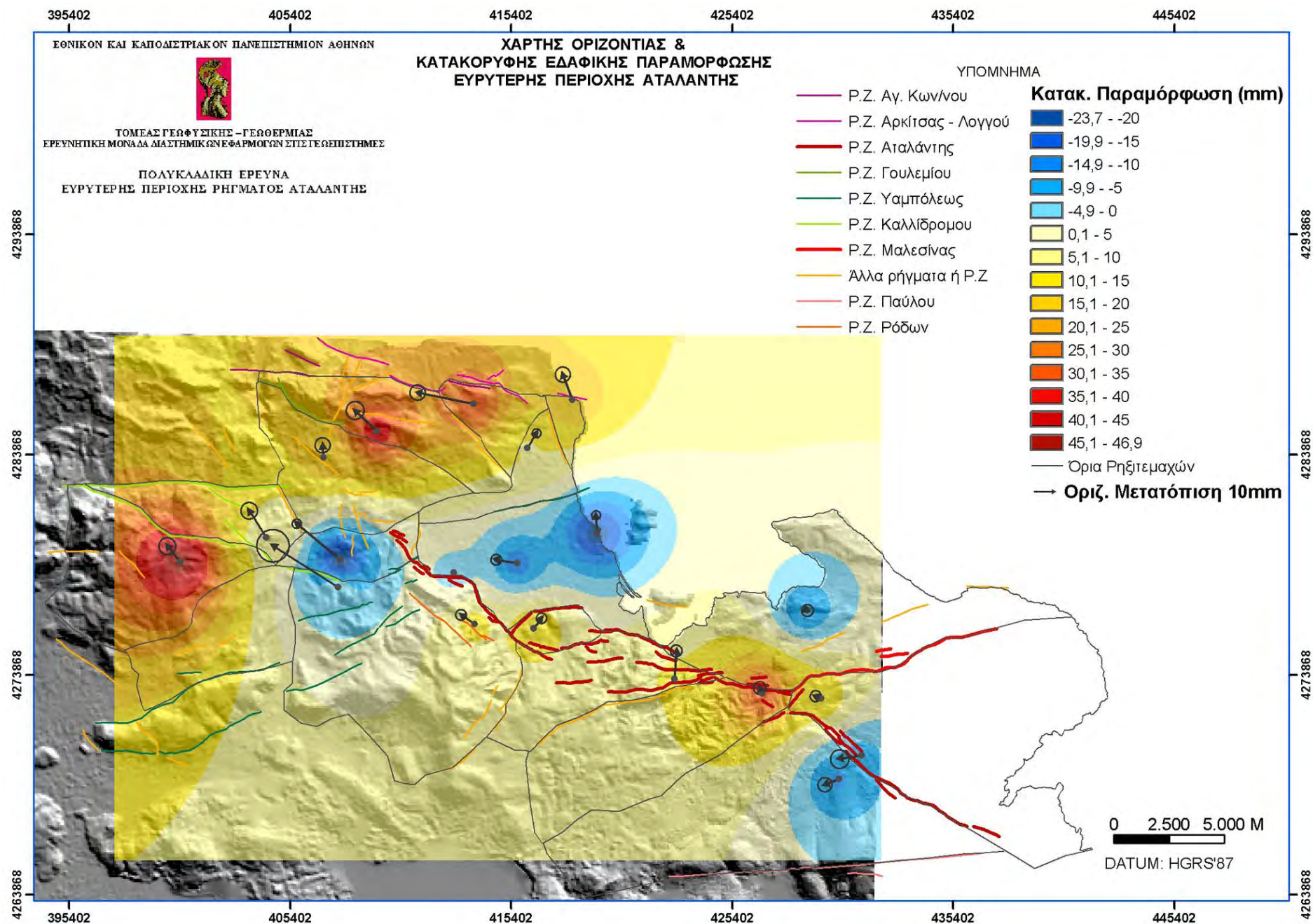






Εικόνα 13. Χάρτης Ρηξιτεμαχών και Οριζόντιας Εδαφικής Παραμόρφωσης Ευρύτερης Περιοχής Αταλάντης





Εικόνα 14. Χάρτης Οριζόντιας και Κατακόρυφης Εδαφικής Παραμόρφωσης – Ρηγιγενών Ζωνών και Ρηξιτεμαχών Ευρύτερης Περιοχής Αταλάντης.

## 5. Βιβλιογραφία

Βασιλοπούλου, Σ. (1999). Συμβολή στη Γεωδυναμική της Αργολίδας με την Ανάπτυξη Συστήματος Γεωγραφικών Πληροφοριών (G.I.S.) και την Χρήση Δεδομένων Τηλεανίχνευσης. *Διδακτορική Διατριβή*, Πανεπιστήμιο Αθηνών, Τμήμα Γεωλογίας, 194 σελ.

ESRI (2001). GIS by ESRI, Arc/Info ver.8.

Vassilopoulou, S. (2001). “PROANA” A useful Software for Terrain Analysis and Geoenvironmental Applications – Study Case on the Geodynamic Evolution of Argolis Peninsula, Greece. Proc. 20<sup>th</sup> *International Cartographic Conference*, Beijing, China, pp. 3432-3440.

Vassilopoulou, S. & Hurni, L. (2001). The Use of Digital Elevation Models in Emergency and Socio-Economic Planning: A Case Study at Kos – Yali – Nisyros - Tilos Islands, Greece. Proc. 20<sup>th</sup> *International Cartographic Conference*, Beijing, China, pp. 3424-3431.

Vassilopoulou, S., Hurni, L., Dietrich, V., Baltsavias, M., Pateraki, M., Lagios, E. & Parcharidis, Is. (2002). Ortho-Photo Generation using IKONOS-2 Imagery and High Resolution DEM: A Case Study on Volcanic Hazard Monitoring of Nisyros Island (Greece), *ISPRS Journal of Photogrammetry and Remote Sensing*, 57, 24-38.



## ΚΕΦΑΛΑΙΟΝ VI

### ΣΥΜΠΕΡΑΣΜΑΤΑ

Η μελέτη της ευρύτερης περιοχής του Ρήγματος Αταλάντης περιελάμβανε την συλλογή, επεξεργασία και ανάλυση πλήθους και διαφόρου είδους δεδομένων σχετικών με την γεωλογία, τεκτονική, τοπογραφία και τις δορυφορικές εικόνες Ραντάρ (Διαφορική Συμβολομετρία Ραντάρ) σε συνδυασμό με τα σεισμολογικά και γεωδαιτικά δεδομένα (GPS). Η διαχείριση και επεξεργασία των ως άνω πολυκλαδικών δεδομένων έγινε μέσα από ένα Σύστημα Γεωγραφικών Πληροφοριών (ΣΓΠ), με σκοπό τον ευκολότερο συσχετισμό τους και την σύνθεση των απαιτούμενων χαρτών. Αποτέλεσμα ήταν η ευκολότερη εξαγωγή συμπερασμάτων, αλλά και η δημιουργία ψηφιακής βάσης δεδομένων για περαιτέρω μελλοντική διαχείριση, ανάλυση αλλά και εμπλουτισμό της από τον ΟΑΣΠ. Τα αποτελέσματα που προέκυψαν από την εν λόγω μελέτη συνοψίζονται στα παρακάτω:

- Στην περιοχή μελέτης διακρίθηκαν τρεις ζώνες παραμόρφωσης, σύμφωνα με τα αποτελέσματα που προέκυψαν από την μελέτη των τεκτονικών μετακινήσεων τη χρήση των Διαφορικών Μετρήσεων GPS και θέτοντες ως σταθμό αναφοράς του δικτύου τον σταθμό GPS στην πόλη της Αταλάντης, ώστε να δειχθεί η μελέτη της παραμόρφωσης σε τοπική κλίμακα (Εικ. 3.7):
  - (i) Η βόρεια ζώνη παραμόρφωσης, η οποία οριοθετείται από τις BA-NΔ διεύθυνσης ρηξιγενείς ζώνες, οι οποίες διέρχονται νότια από τις Λιβανάτες, με οριζόντιες κινήσεις BBA διεύθυνσης και σαφή κατακόρυφη ανυψωτική συνιστώσα.
  - (ii) Η ζώνη της ευρύτερης περιοχής της πόλεως της Αταλάντης, η οποία χαρακτηρίζεται από οριζόντιες μετακινήσεις σχετικά παρόμοιου προσανατολισμού με την βόρεια ζώνη, αλλά μικροτέρου οριζοντίου ανύσματος, ενώ παρατηρείται διαφορική καθίζηση.
  - (iii) Η νότια ζώνη παραμόρφωσης, στην οποία η κατακόρυφη συνιστώσα, ανυψωτικού χαρακτήρα, είναι η επικρατούσα σε σχέση με την πολύ ασθενέστερη (στα όρια του σφάλματος) οριζόντια συνιστώσα.

Η Διαφορική Συμβολομετρία Ραντάρ αποτελεί ένα βασικό εργαλείο μελέτης της εδαφικής παραμόρφωσης, διότι προσφέρει ευρεία χωρική κάλυψη της περιοχής μελέτης σε σχέση με τον σημειακό χαρακτήρα των Διαφορικών Μετρήσεων GPS. Στην παρούσα μελέτη,

μάλλον λόγω εξωγενών παραγόντων, οφειλομένων κατά πάσα πιθανότητα σε επικρατούσες τοπικές μετεωρολογικές συνθήκες, η εφαρμογή της εν λόγω τεχνικής απέτυχε να παράγει Διαφορικά Συμβολογραφήματα, ικανών να αποτυπώσουν την πιθανή εδαφική παραμόρφωση της ευρύτερης περιοχής.

Τα αποτελέσματα των Διαφορικών μετρήσεων GPS και η ερμηνεία τους σε σχέση με την νεοτεκτονική χαρτογράφηση έδειξε τα ακόλουθα:

- Από γεωλογικής και τεκτονικής απόψεως, η περιοχή υποδιαιρέθηκε σε δεκατρία (I-XIII) νεοτεκτονικά «ρηξιτεμάχη» ή «πολυτεμάχη» σύμφωνα κυρίως με την κλίμακα παρατήρησης και εργασίας (Κεφ. 5, Εικ. 12). Τα ρηξιτεμάχη ορίζονται από κύριες θραυστιγενείς δομές με πιστοποιημένη Άνω Τεταρτογενή δραστηριότητα (δομές συσχετιζόμενες με ιστορικά ή ενόργανη καταγεγραμμένη σεισμικότητα). Στο εσωτερικό τους τα πολυτεμάχη εχωρίσθησαν σε επί μέρους ρηξιτεμάχη, με βάση τις δομές μικροτέρας τάξεως, τα οποία έχουν συγγενή χαρακτηριστικά και κοινή νεοτεκτονική εξέλιξη τουλάχιστον στο Ανώτερο-Ανώτατο Τεταρτογενές. Επί πλέον, η διάκριση των ρηξιτεμαχών έλαβε υπ' όψιν «εξωγενείς» περιορισμούς της παρούσας έρευνας, η οποία έγινε σε συγκεκριμένο χρονικό διάστημα και με συγκεκριμένο προϋπολογισμό. Περαιτέρω ανάλυση σε μικροτέρας τάξεως ρηξιτεμάχη απαιτούσε πύκνωση του δικτύου σταθμών GPS, με συνεπακόλουθη αύξηση του κόστους και του απαιτούμενου χρόνου παρακολούθησης – επαναμέτρησής τους.
- Η Ρηξιγενής Ζώνη Αταλάντης (PZA) στο σύνολό της χαρακτηρίζεται από πολύ μικρούς ρυθμούς ολίσθησης. Από κινηματικής απόψεως, φαίνεται να συμπεριφέρεται ενιαία καθ' όλο το μήκος της, ως ρηξιγενής ζώνη κανονικού χαρακτήρα, με μικρή συνιστώσα οριζόντιας (δεξιόστροφης) μετατόπισης (Κεφ. 5, Εικ. 13).
- Η μετανάστευση της δραστηριότητας της PZA προς το ανατολικό της άκρο (περιοχή Μαρτίνου) πιθανόν δεν είναι τόσο έντονη. Η δραστηριότητα της PZA έχει πιθανόν μεταβιβασθεί (τουλάχιστον εν μέρει) στην Ρηξιγενή Ζώνη Μαλεσίνας (PZMA), η οποία παρουσιάζει και παρόμοια κινηματική συμπεριφορά (κανονική, με μικρή δεξιόστροφη συνιστώσα), όπως προκύπτει από τα αποτελέσματα των Διαφορικών μετρήσεων GPS (Κεφ. 5, Εικ. 13). Σημειώνεται ότι σε πρόσφατη έρευνα οι Pantosti et al. (2001), επανεξετάζοντας την περιοχή, η οποία επλήγη από τους σεισμούς του 1894

κατέληξαν στο συμπέρασμα ότι κατά τον πρώτο σεισμό (20/04/1894) πιθανότατα ανέδρασε η PZMA.

- Η συνολική διαφορική κίνηση του υψώματος του Κουρκουρά (Κεφ. 5, Εικ. 14) υποδηλώνει ότι:
  - (i) Η διασύνδεση μεταξύ του ΒΔ και ΝΑ ρηξι-τμήματος της PZA έχει επιτευχθεί, βάσει γεωλογικών εκτιμήσεων, σε ποσοστό μεγαλύτερο του 75% και
  - (ii) Η όποια δραστηριότητα της PZA εκδηλώνεται μέσω των «εμπροσθίων» - βορείων - κλάδων των ρηξι-τμημάτων, τα οποία οριοθετούν τον λόφο του Κουρκουρά με την πεδιάδα της Αταλάντης.
- Αξιοσημείωτα συμπεράσματα προκύπτουν για την δυτική απόληξη της PZA και την σχέση της με τις προς δυσμάς κείμενες υπο-παράλληλες με αυτήν ρηξιγενείς ζώνες (P.Z. Αρκίτσας – Λογγού, P.Z. Καλλιδρόμου, - Βλ. Κράνης (1999)). Είναι σαφέστατη η διαφοροποίηση του κινηματικού καθεστώτος εκατέρωθεν μιας ζώνης διεύθυνσης περίπου ΒΑ-ΝΔ, διερχομένης νότια των Λιβανατών, από τον Μεγαπλάτανο, τις δυτικές υπώρειες του Ορους Χλωμό, το Καλαπόδι και την Σφάκα, η οποία ονομάστηκε Ρηξιγενής Ζώνη Υαμπόλεως (PZY) (Παλυβός 2001). Οι διαφορικές μετρήσεις GPS (Κεφ. 5, Εικ. 13) έδειξαν ότι οι κινήσεις των ρηξιτεμαχών, τα οποία ευρίσκονται βόρεια αυτής της ζώνης (ρηξιτεμάχη IVb, IVc, IX, X, XI, XII, XIII, XIV και XV) είναι σε μικρό ή μεγάλο βαθμό διαφορετικές από αυτές των υπολοίπων, τα οποία ευρίσκονται νότια της P.Z. Υαμπόλεως. Συγκεκριμένα:
  - (i) Το ρηξιτέμαχος IX, το οποίο ανήκει στο ΒΔ άκρο της PZA (και ανήκει συνολικά στο υποκείμενο τέμαχος της PZA) παρουσιάζει εντονότατη διαφοροποίηση ως προς το προς νότον παρακείμενό του (VII: «Ρόδα»), από το οποίο διαχωρίζεται μέσω ενός τμήματος της PZY, διεύθυνσης ΒΑ-ΝΔ (κλάδοι Y8 & Y9, Παλυβός (2001)).
  - (ii) Το ρηξιτέμαχος IVb, το οποίο αποτελεί μικροτέρας τάξεως υποδιαίρεση του ρηξιτεμάχους IV, το οποίο συνολικά αντιστοιχεί στην πεδιάδα της Αταλάντης, διαφοροποιείται κινηματικά από το υπόλοιπο της πεδιάδας. Τούτο συμφωνεί και με ερμηνεία γεωφυσικών διασκοπήσεων στην περιοχή (Μέμου (1986)), κατά την οποία είχε εντοπισθεί ένα θαμμένο ρήγμα διεύθυνσης ΑΒΑ-ΔΝΔ (Ρήγμα Μεγαπλατάνου), και το οποίο διαφαίνεται να εμφανίζει δραστηριότητα, πιθανότατα ανήκον και αυτό στο σύστημα της PZY. Ωστόσο, η πιστοποίηση

ρηξιγενούς δομής με διεύθυνση ΒΒΔ-ΝΝΑ, η οποία να διαχωρίζει το ρηξιτέμαχος IVc (που αντιστοιχεί στην παραλιακή λωρίδα μεταξύ Αρκίτσας και Λιβανάτες) δεν ήταν δυνατή, εφ' όσον το συγκεκριμένο ρηξιτέμαχος φαίνεται να συμπεριφέρεται ενιαία με το προς δυσμάς παρακείμενό του XV («Αετορράχη»). Οι μετρήσεις GPS δεν μπορούν να διευκρινίσουν περαιτέρω το νεοτεκτονικό καθεστώς της συγκεκριμένης δομής, εφ' όσον η περιοχή αυτή ευρίσκεται στα όρια του δικτύου σταθμών GPS και δεν υπάρχει πλήρης έλεγχος αναφορικά με βορειότερα παρακείμενες περιοχές.

- Η περιοχή δυτικά της PZA, η οποία αντιστοιχεί στις δυτικές απολήξεις των ορεινών όγκων του Καλλιδρόμου και της Κνημίδος καθώς και στην ανατολική υπολεκάνη της Λοκρίδος (Κράνης 1999), παρουσιάζει έντονες ανοδικές κινήσεις (Κεφ. 5, Εικ. 14), καθώς και σημαντικές μετατοπίσεις (ΒΔ διεύθυνσης) ως προς το οριζόντιο επίπεδο. Τόσο το μέτρο, όσο και τα ανύσματα των μετατοπίσεων αυτών διαφέρουν από αυτά που παρουσίασαν τα ρηξιτέμαχη τα οποία ευρίσκονται νοτιότερα της PZY. Κάτι τέτοιο αναδεικνύει το γεγονός ότι η απόληξη της PZA εντοπίζεται στο ΒΔ άκρο των Ρόδων, ολίγο δυτικότερα από την πόλη της Αταλάντης και δεν προεκτείνεται δυτικότερα, εντός της Λεκάνης της Λοκρίδος και στο Ορος Κνημίδος, περιοχή η οποία φαίνεται να ελέγχεται από τις ρηξιγενείς ζώνες Αρκίτσας – Λογγού, Αγ. Κωνσταντίνου, Καμμένων Βούρλων και Καλλιδρόμου. Πιθανότατα δε η αλλαγή αυτή στο κινηματικό καθεστώς οφείλεται στην ύπαρξη της P.Z. Υαμπόλεως.

Σε ό,τι αφορά την σεισμική δραστηριότητα της περιοχής, προέκυψαν συγκεκριμένα αποτελέσματα από την σεισμολογική μελέτη, η οποία διεξήχθη κατά την διάρκεια του ερευνητικού προγράμματος. Γενικά, η σεισμικότητα στην περιοχή μελέτης ήταν πολύ περιορισμένη κατά τον 20<sup>ο</sup> αιώνα και ειδικότερα έως τις αρχές της δεκαετίας του 1990 και χαρακτηρίζεται ως μέτρια. Την τελευταία δεκαετία όμως το σεισμικό καθεστώς φαίνεται να αλλάζει. Παρατηρείται μια προοδευτική αύξηση της σεισμικότητας στο νότιο κυρίως τμήμα του Ευβοϊκού Κόλπου και προς την Εύβοια (ευρύτερη περιοχή Ψαχνών – Λίμνης) (Κεφ 4, Εικ. 4.2, 4.5, 4.8, & 5.3). Το γεγονός αυτό ίσως δημιουργήσει και επιφέρει τα επόμενα έτη επί πλέον επιπτώσεις δυτικότερα, προς την ευρύτερη περιοχή του Ρήγματος Αταλάντης. Συγκεκριμένα, η σεισμολογική μελέτη προσδιόρισε τα παρακάτω αποτελέσματα:

- Από προσωρινό σεισμολογικό δίκτυο, το οποίο ελειτούργησε το δεύτερο εξάμηνο του 1996, κατεγράφησαν σεισμοί ανατολικά των Ψαχνών Ευβοίας και στην ευρύτερη περιοχή της Μαλεσίνας (Κεφ. 4, Εικ. 4.2). Στην Βόρεια Εύβοια η σεισμικότητα παρουσίασε διασπορά και εντοπίστηκε κυρίως μεταξύ της Λίμνης Ευβοίας και της Ιστιαίας. Οι μηχανισμοί γένεσης, οι οποίοι προέκυψαν από την ανάλυση, υποδεικνύουν κανονικά ρήγματα σε γενική διεύθυνση ΒΔ-ΝΑ (Κεφ. 4, Εικ. 4.3).
- Τα αποτελέσματα που προέκυψαν από προσωρινό δίκτυο, το οποίο ελειτούργησε το δεύτερο εξάμηνο του 1999, ήσαν ανάλογα (Κεφ. 4, Εικ. 4.4). Προέκυψαν όμως και ορισμένες διαφορές, όπως η σεισμικότητα που εντοπίστηκε εντός της θαλάσσιας περιοχής, και κυρίως η ομάδα των σεισμών που προσδιορίστηκε στην περιοχή της Λάρυμνας (περιοχή δυτικότερα της ομάδος σεισμών που προσδιορίστηκαν το 1996).
- Γενικά από τις δύο παραπάνω μελέτες προέκυψε ότι οι δύο ομάδες σεισμών, οι οποίες προσδιορίστηκαν το 1996 και το 1999 εντοπίζονται σε γειτονικές περιοχές που ενδεχομένως να ανήκουν στην ίδια ρηξιγενή ζώνη. Η συγκεκριμένη ζώνη επανεδραστηριοποιήθη το 2002 ανατολικότερα, στην περιοχή των Ψαχνών, όπως προέκυψε από το προσωρινό σεισμολογικό δίκτυο, το οποίο εγκαταστάθηκε στην ευρύτερη περιοχή της Αταλάντης για τις ανάγκες του παρόντος ερευνητικού προγράμματος κατά το 2002 με συνέχεια και κατά το 2003 (Κεφ. 4, Εικ. 5.3).
- Η μικροσεισμική δραστηριότητα, η οποία κατεγράφη κατά το πρώτο εξάμηνο του 2002, ήταν σημαντική (Κεφ. 4, Εικ. 5.3). Περισσότεροι από 3000 μικροσεισμοί συνέβησαν, εκ των οποίων μόνον οι 430 εντοπίστηκαν από το τοπικό δίκτυο στην ευρύτερη περιοχή της Αταλάντης και συμπεριλαμβάνονται στην ψηφιακή βάση δεδομένων που αναπτύχθηκε για την περιοχή μελέτης. Για την πλήρη καταγραφή των σεισμών θα έπρεπε το δίκτυο να περιελάμβανε μεγαλύτερο αριθμό σταθμών. Αυτό θα επέτρεπε όχι μόνον τον εντοπισμό των σεισμών, αλλά και τον προσδιορισμό μηχανισμών γένεσης, μία πληροφορία σημαντική για την μελέτη των ρηξιγενών ζωνών, τον τρόπο διάρρηξης των πετρωμάτων και των επιπτώσεων στις τοπικές εδαφικές συνθήκες, όπως αυτή έχει καταγραφεί από τις διαφορικές μικρο-μετακινήσεις που προέκυψαν από τις Διαφορικές μετρήσεις GPS και έχει περιγραφεί από την νεοτεκτονική ερμηνεία.

- Η σεισμικότητα που εντοπίσθηκε το 2002 από το σεισμολογικό δίκτυο είναι σημαντική όχι μόνον διότι δείχνει μία αλλαγή στον ρυθμό σεισμικότητας, αλλά και διότι εντοπίζεται πλησίον ενεργών τεκτονικών δομών που ενδεχομένως ενεργοποιηθούν στο μέλλον με επιπτώσεις ίσως και δυτικότερα προς την ευρύτερη περιοχή του Ρήγματος Αταλάντης. Μια τέτοια ένδειξη αποτελεί πιθανώς η νέα ενεργοποίηση στην περιοχή των Ψαχνών, τον Ιούνιο του 2003.

Για όλους τους παραπάνω λόγους και με το δεδομένο ότι η ευρύτερη περιοχή της Αταλάντης αποτελεί μία από τις πλέον ενεργές τεκτονικές δομές της Κεντρικής Ελλάδος, κρίνεται αναγκαία η συνεχής παρακολούθηση της σεισμικής δραστηριότητας της περιοχής και κατά τα δύο επόμενα έτη (2004 & 2005). Το σεισμολογικό δίκτυο που έχει ήδη εγκατασταθεί και λειτουργεί, πρέπει η λειτουργία του να συνεχισθεί, και, αν κριθεί αναγκαίο, να γίνει εγκατάσταση και νέων σταθμών. Αυτό θα επιτρέψει τον εντοπισμό των μικροσεισμών και την ουσιαστική σύγκριση των αποτελεσμάτων, τα οποία θα προκύψουν από άλλα δεδομένα, όπως είναι οι Διαφορικές μετρήσεις GPS, που δείχνουν ότι η παραμόρφωση της περιοχής είναι μεγαλύτερη από αυτήν που προκύπτει από τα σεισμολογικά στοιχεία.