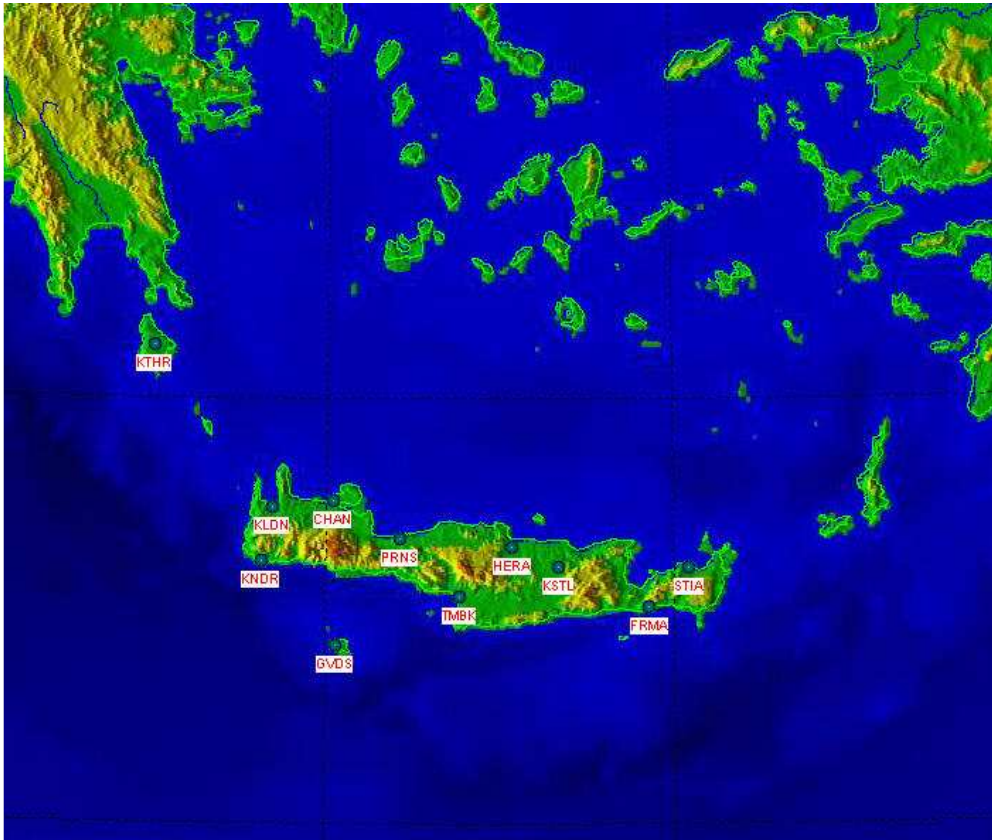


**ΤΕΙ ΚΡΗΤΗΣ ΠΑΡΑΡΤΗΜΑ ΧΑΝΙΩΝ
ΤΜΗΜΑ ΦΥΣΙΚΩΝ ΠΟΡΩΝ ΠΕΡΙΒΑΛΛΟΝΤΟΣ**



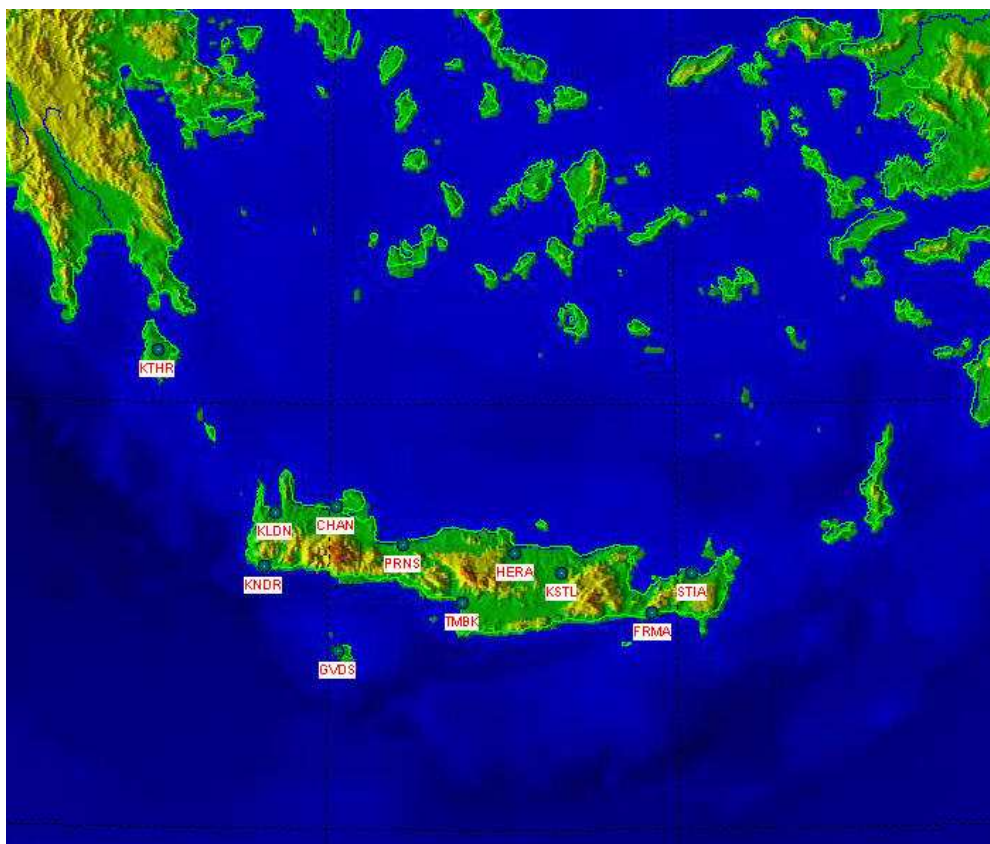
*Βαθμονόμηση περιφερειακών σεισμολογικών σταθμών του
Τηλεμετρικού Δικτύου Κρήτης. Σταθμοί Γαύδου και Κυθήρων*

ΚΑΤΕΡΙΝΑ ΓΙΑΝΝΑΚΟΠΟΥΛΟΥ

Εξεταστική Επιτροπή
Παπαδόπουλος Ηλίας
Σουπιός Παντελής
Κούλη Μαρία

Δεκέμβριος 2010

TECHNOLOGICAL INSTITUTE OF CRETE
DEPARTMENT OF NATURAL RESOURCES AND ENVIRONMENT



Calibration of the regional seismological stations of telemetry net in Crete. Stations in Gaudos and Kithira.

GIANNAKOPOULOU KATERINA

Examining Comitee

Papadopoulos Ilias
Soupios Pantelis
Kouli Maria

October 2010

Ευχαριστίες

Στα πλαίσια της συγκεκριμένης εργασίας αισθανόμαστε την ανάγκη να ευχαριστήσουμε όλους εκείνους που συνέβαλλαν να ολοκληρωθεί η συγκεκριμένη προσπάθεια. Ευχαριστούμε καταρχήν τον κύριο Δρ. Ηλία Παπαδόπουλο, για τη συμμετοχή μας στο ερευνητικό πρόγραμμα βαθμονόμησης των περιφερειακών σεισμολογικών σταθμών της Κρήτης και πιο συγκεκριμένα των σεισμολογικών σταθμών της Γαύδου και των Κυθήρων, για την παραχώρηση των δεδομένων από τους εν λόγω σταθμούς, καθώς επίσης και για το πολύτιμο γραφικό υλικό το οποίο χρησιμοποιήσαμε στην εργασία μας. Επιπλέον, θα θέλαμε να ευχαριστήσουμε θερμά τον κ. Παπαδόπουλο Ηλία για το φιλικό κλίμα συνεργασίας καθ'όλη τη διάρκεια εκπόνησης της διπλωματικής μας εργασίας, καθώς επίσης και για την πολύτιμη συνεισφορά της. Ολοκληρώνοντας ευχαριστούμε την εξεταστική επιτροπή για το χρόνο που μας διέθεσε.

Περίληψη

Σκοπός της συγκεκριμένης εργασίας είναι η παρουσίαση της επεξεργασίας και των αποτελεσμάτων από την βαθμονόμηση των σεισμολογικών σταθμών της Κρήτης και πιο συγκεκριμένα των Κυθήρων και της Γαύδου. Για την διεξαγωγή των αποτελεσμάτων χρησιμοποιήθηκαν δυο προγράμματα το Dimas και το Map Source και στοιχεία απο το NOA (Αστεροσκοπείο Αθηνών).

Abstract

The purpose of this thesis is to present the results from the seismological measurements taken from the seismological stations in Gaudos and in Kithira. For the conduct of results were used two programs Dimas and Map Source and elements by the NOA

ΠΕΡΙΕΧΟΜΕΝΑ

1 ΓΕΩΛΟΓΙΚΑ – ΜΟΡΦΟΛΟΓΙΚΑ ΚΑΙ ΤΕΚΤΟΝΙΚΑ ΧΑΡΑΚΤΗΡΙΣΤΙΚΑ ΤΟΥ ΕΛΛΗΝΙΚΟΥ ΧΩΡΟΥ

1.1 Γεολογικά Χαρακτηριστικά.....	7
1.2 Μορφολογικά Χαρακτηριστικά.....	8
1.3 Τεκτονική της περιοχής της Ελλάδος κατά το τεταρτογενές.....	10
1.4 Απόψεις από την εφαρμογή της θεωρίας των λιθοσφαιρικών πλακών στην περιοχή της Ελλάδας.....	10

2 ΣΕΙΣΜΟΛΟΓΙΚΕΣ ΠΑΡΑΤΗΡΗΣΕΙΣ ΚΑΙ ΜΕΤΡΗΣΕΙΣ ΣΤΟΝ ΕΛΛΗΝΙΚΟ ΧΩΡΟ

2.1 Περίοδος μακροσεισμικών παρατηρήσεων.....	15
2.2 Περίοδος μικροσεισμικών μετρήσεων.....	16
2.3 Σεισμικός θόρυβος.....	19
2.4 Αναλυτική περιγραφή των σεισμικών σταθμών	25
2.4.1 Σεισμολογικοί Σταθμοί με Ενσύρματη Ζεύξη.....	32
2.4.2 Σεισμολογικοί Σταθμοί με Δορυφορική Ζεύξη.....	37
2.5 Ανίχνευση του σεισμικού συστήματος.....	49
2.6 Καταγραφή των σεισμικών κυμάτων και επεξεργασία του σεισμικού γεγονότος από τον Η/Υ.....	50
2.7 Η σημασία της λειτουργίας του τηλεμετρικού συστήματος.....	50
2.8 Η ανάπτυξη των σεισμολογικών δικτύων στη δεκαετία του 1960.....	51
2.9 Ορισμός της ανιχνευτικότητας δικτύου.....	51
2.10 Μέθοδοι υπολογισμού του κατώτερου μεγέθους.....	52
2.11 Άμεση μέθοδος.....	53

3 ΕΠΕΞΕΡΓΑΣΙΑ-ΑΠΟΤΕΛΕΣΜΑΤΑ ΜΕΤΡΗΣΕΩΝ

3.1 Σεισμολογική έρευνα.....	56
------------------------------	----

4 ΒΙΒΛΙΟΓΡΑΦΙΑ

4.1 Βιβλιογραφία.....	67
-----------------------	----

1. ΓΕΩΛΟΓΙΚΑ – ΜΟΡΦΟΛΟΓΙΚΑ ΚΑΙ ΤΕΚΤΟΝΙΚΑ ΧΑΡΑΚΤΗΡΙΣΤΙΚΑ ΤΟΥ ΕΛΛΗΝΙΚΟΥ ΧΩΡΟΥ

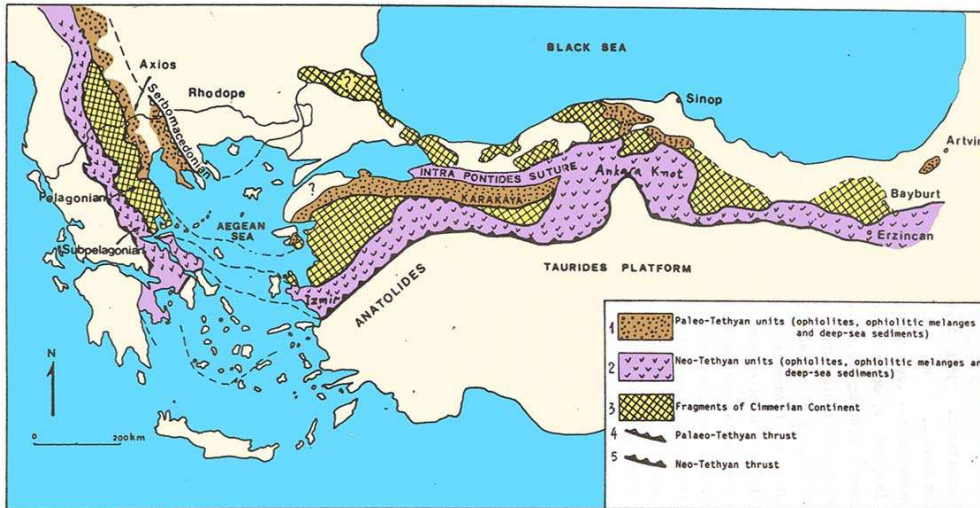
1.1 Γεωλογικά Χαρακτηριστικά

Η σημερινή γεωλογική και τεκτονική θέση της Ελλάδας τοποθετείται στον χώρο όπου συγκρούονται οι πλάκες της Ευρασίας και της Αφρικής. Η θέση αυτή μπορεί σε γενικές γραμμές να θεωρηθεί ότι είναι ανάλογη, με αντίστοιχη θέση που κατέχει στο γεωλογικό παρελθόν. Στον ευρύτερο αυτό χώρο υπήρχε η Τηθύς, μια μεγάλη ωκεάνια θάλασσα, που εκτεινόταν ανάμεσα σε δυο μεγάλες ηπείρους της εποχής εκείνης, την Λαυρασία και την Γκοντβάνα. Χρησιμοποιώντας θέσεις σημερινών γεωγραφικών περιοχών, η Τηθύς εκτεινόταν παράλληλα προς τον Ισημερινό, από τον Ατλαντικό ωκεανό μέχρι τον Ειρηνικό. Στο εσωτερικό της Τηθύος, που ορίζεται σαν το Αλπικό Γεωσύγκλινο, αποτίθεντο πολλά ιζήματα. Από την αρχή του Μεσοζωικού αιώνα (Τριαδικό) άρχισαν μεγάλες ορογενετικές διεργασίες που συνεχίστηκαν μέχρι τον Καινοζωικό αιώνα, με τελικό αποτέλεσμα την ανάδυση μιας μεγάλης ξηράς. Αυτή περιελάμβανε την Ιταλία τις Άλπεις, την Βαλκανική, τμήματα της βόρειας Αφρικής καθώς και μεγάλα τμήματα της νότιας και κεντρικής Ασίας (Μικρά Ασία, Οροσειρά του Ζάγγρου, Ιμαλάια). Το πολύπλοκο αυτό σύστημα οροσειρών ονομάστηκε Αλπικό σύστημα ορέων.

Στον Ευρωπαϊκό χώρο διακρίνονται δυο μεγάλοι κλάδοι αυτού του συστήματος που είναι: Ο Αλπικός κλάδος (Ελβετικές Άλπεις, Απέννινα, Καρπάθια, Ποντιακές οροσειρές) και ο Διναρικός κλάδος (νότιες Άλπεις, τμήμα των Απέννινων, Διναρικές Άλπεις, Ταυρίδες, οροσειρά του Ζάγγρου).

Οι Διναρικές Άλπεις περιλαμβάνουν τις Διναρικές οροσειρές στην Αλβανία και στην Γιουγκοσλαβία καθώς και τις Ελληνικές οροσειρές.

Οι Ελληνικές οροσειρές, όπως και όλες οι επί μέρους οροσειρές κάθε κλάδου, υποδιαιρούνται σε μικρότερες γεωτεκτονικές μονάδες ή αλλιώς σε γεωλογικές ζώνες. Κάθε γεωτεκτονική ζώνη χαρακτηρίζεται από την ορισμένη στρωματογραφική διαδοχή των ιζημάτων της, από ιδιαίτερους λιθολογικούς χαρακτήρες και από την ιδιαίτερη τεκτονική της συμπεριφορά, στοιχεία που εξαρτώνται από την παλαιογεωγραφική της θέση. Οι Ελληνικές γεωτεκτονικές ζώνες, όπως διαμορφώθηκαν σήμερα ύστερα από τις σύγχρονες αντιλήψεις, εικονίζονται στο σχήμα 1.1 (Mountrakis και άλλοι, 1983).



Σχήμα 1.1 Οι Ελληνικές γεωτεκτονικές ζώνες, όπως διαμορφώθηκαν σήμερα (Mountrakis και άλλοι, 1983).

1.2 Μορφολογικά Χαρακτηριστικά

Οι Ελληνικές οροσειρές μπορούν να διακριθούν σε δύο κλάδους: τον δυτικό και τον ανατολικό.

Ο δυτικός κλάδος αποτελείται από την Πίνδο, που εκτείνεται σε διεύθυνση ΒΔ – ΝΑ από το Βόρειο μέρος της χώρας μέχρι την Κρήτη. Εκεί κάμπτεται προς Ανατολάς, συνεχίζεται στα Δωδεκάνησα και ενώνεται με τις Ταυρίδες οροσειρές στην Ν. Τουρκία που συνεχίζονται με διεύθυνση ΒΑ. Το ιδιόμορφο αυτό τόξο που σχηματίζουν οι Δυναρικές, οι Ελληνικές και οι Ταυρίδες οροσειρές ονομάζεται Δυναροταυρικό τόξο ή απλά Ελληνικό τόξο όταν αναφέρεται μόνο για την περιοχή της Ελλάδας.

Η ίδια διεύθυνση ανάπτυξης ΒΔ – ΝΑ ακολουθείται και από τις ανατολικές οροσειρές (Βέρμιο, Πιέρια όρη, Όλυμπος, Όσσα, Πήλιο). Στο Αιγαίο Πέλαγος κάμπτεται προς Ανατολάς και συνεχίζεται στη Μ. Ασία με διεύθυνση ΒΑ.

Οι Drakopoulos και Makropoulos (1983), λαμβάνοντας υπ' όψη τις εργασίες των Allen και Morelli (1971), του Agarwal (1976), και στηριζόμενοι σε νεώτερα σεισμολογικά και τεκτονικά στοιχεία της περιοχής πρότειναν τον παρακάτω βελτιωμένο χάρτη για την ευρύτερη περιοχή της Ελλάδος που εικονίζεται στο σχήμα 1.2.



Σχήμα 1.2 Βελτιωμένος χάρτης της ευρύτερης περιοχής της Ελλάδος με βάση νεώτερα σεισμολογικά και τεκτονικά στοιχεία

Σ' αυτόν διακρίνονται τα παρακάτω γεωμορφολογικά χαρακτηριστικά :

- ❖ Η Μεσογειακή ράχη που εκτείνεται από το Ιόνιο πέλαγος μέχρι την Κύπρο. Επειδή δεν παρουσιάζει τα χαρακτηριστικά μιας τυπικής μεσοωκεάνιας ράχης, ο Finetti (1976), που μελέτησε τα τεκτονικά της χαρακτηριστικά την ονόμασε 'Ανατολική Μεσογειακή Οροσειρά'.
- ❖ Τη Ελληνική τάφρο που αποτελείται από μια σειρά βυθισμάτων μέχρι βάθος 5000m και εκτείνονται παράλληλα προς το Ελληνικό τόξο.
- ❖ Το Ελληνικό τόξο, και προς τα βόρεια, παράλληλα προς αυτό το ηφαιστειακό τόξο. Μεταξύ τους παρεμβάλλεται η Κρητική τάφρος με βάθη έως 2000m
- ❖ Το Αιγαίο πέλαγος βόρεια του ηφαιστειακού τόξου. Στο βορειότερο μέρος του υπάρχει η τάφρος του βορείου Αιγαίου με βάθη έως και 1500m, η ΒΑ προέκταση της είναι το βύθισμα του Μαρμαρά (Parazachos και Comninakis, 1976). Στο δυτικό της μέρος υπάρχει η λεκάνη των Σποράδων (Brooks και Ferentinos, 1980)

1.3 Τεκτονική της περιοχής της Ελλάδος κατά το τεταρτογενές

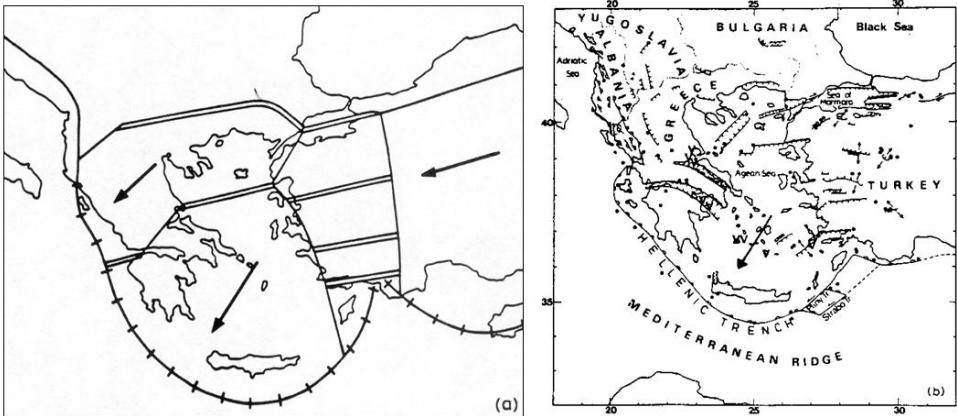
Η περιοχή της Ελλάδος πέρασε από πολλές τεκτονικές φάσεις κατά την διάρκεια της γεωλογικής της ιστορίας. Όσο αφορά την σύγχρονη τεκτονική της συμπεριφορά τα πρόσφατα στοιχεία που υπάρχουν οδηγούν σε πιο συγκεκριμένα συμπεράσματα. Οι περιοχές που επικρατούν τάσεις συμπίεσης και εφελκυσμού καθορίζονται πολύ καλά από τα στοιχεία μηχανισμών γένεσης των σεισμών (Mercier και άλλοι 1972, 1976, Ritsema 1974, Delibasis και Drakopoulos 1974, Karnik 1975, Drakopoulos 1976, Kronberg και Gunther 1978, Delibasis 1981, Drakopoulos και Delibasis 1982) και επιβεβαιώνονται από μικροτεκτονικές μετρήσεις καθώς και από επί τόπου μετρήσεις τάσεων σε αβαθείς γεωτρήσεις (Paquin και άλλοι 1982).

Κατά μήκος του Ελληνικό τόξου, παρατηρείται καθεστώς συμπίεσης (Constantinescu και άλλοι 1966, Comninakis και Papazachos 1972, Le Quelle και άλλοι 1982), ενώ στην υπόλοιπη περιοχή επικρατεί καθεστώς εφελκυσμού με κατακόρυφες και οριζόντιες κινήσεις (McKenzie 1978, Le Pichon και Angelier 1979, 1981, Mercier 1981, Jackson και McKenzie 1983). Η διεύθυνση της ενεργής επέκτασης έχει διεύθυνση περίπου Β – Ν στην περιοχή της Θεσσαλονίκης (Mercier και άλλοι 1979, Soufleris και Stewart 1981, Hertzfeld και άλλοι 1987), στον Κορινθιακό (Sebrier 1977, Jackson και άλλοι 1982) και πιθανόν στις Κυκλάδες, στο Βόρειο Αιγαίο και στη Δ. Ανατολία (Angelier 1979). Με μια τέτοια Β – Ν επέκταση, που παρά τις μικρές οι τοπικές διακυμάνσεις εμφανίζεται να είναι το κύριο τεκτονικό καθεστώς από το Πλειόκαινο, συμφωνούν οι Mercier και άλλοι (1979), Angelier και άλλοι (1982), Lyberis (1984). Σε αντίθεση με την εμφανή αυτή κανονικότητα λίγο βορειότερα από την Ελληνική τάφρο, κατά μήκος του Ελληνικού τόξου, από την Ν. Πελοπόννησο μέχρι την Κρήτη και την Ρόδο, η κατάσταση είναι πιο πολύπλοκη με επέκταση κατά μήκος δυο σχεδόν ορθογώνιων διευθύνσεων Β – Ν και Α – Δ (Angelier 1979), ερμηνεία δορυφορικών εικόνων του Landsat (Armijo και άλλοι 1986), καθώς και σεισμικά δεδομένα του πρόσφατου σεισμού της Καλαμάτας σε σύνδεση με ερμηνείες φωτογραφιών του δορυφόρου SPOT, αεροφωτογραφιών και επί τόπου παρατηρήσεων (Lyon – Kaen και άλλοι, 1987) δείχνουν ότι οι πλέον πρόσφατες κινήσεις οφείλονται σε ρήγματα διευθύνσεων Β – Ν που συνδέονται από επέκταση Α – Δ.

1.4 Απόψεις από την εφαρμογή της θεωρίας των λιθοσφαιρικών πλακών στην περιοχή της Ελλάδας

Ο πρώτος που προσπάθησε να εξηγήσει την πολυπλοκότητα του Ελληνικού χώρου με την θεωρία των λιθοσφαιρικών πλακών ήταν ο McKenzie (1970, 1972), που θεώρησε την ύπαρξη μιας μικρότερης πλάκας στην περιοχή αυτή που την ονόμασε ‘‘πλάκα του Αιγαίου’’. Το μοντέλο αυτό του McKenzie εικονίζεται στο σχήμα 1.3^α. Αυτή περιλαμβάνει το Αιγαίο, την Κρήτη, μέρος της ηπειρωτικής Ελλάδας και μέρος της Δυτικής Τουρκίας. Η βύθιση της Αφρικανικής πλάκας κάτω από αυτή όριζε τα νότια και δυτικά όρια της. Από μηχανισμούς γένεσης σεισμών,

συμπέρανε μια κίνηση μεταξύ των δυο αυτών πλακών που είχε διεύθυνση ΒΑ – ΝΔ. Το βόρειο όριο της οριζόταν από μια σειρά κανονικών ρηγμάτων και ρηγμάτων μετασχηματισμού, τα οποία ήταν επέκταση του ρήγματος της Β. Ανατολίας. Το όριο της με την Τουρκική πλάκα, που βρισκόταν στα Ανατολικά, δεν ήταν καλά καθορισμένο.



Σχήμα 1.3^α Τα μοντέλα του McKenzie για τον Ελληνικό χώρο.

Οι ιδέες αυτές του McKenzie έδωσαν την αφορμή σε πολλούς ερευνητές να ασχοληθούν με μεγαλύτερη λεπτομέρεια στην εξέταση και στην εφαρμογή των ιδεών της τεκτονικής των πλακών στην περιοχή αυτή (Lort 1971, Papazachos και Comninakis 1971, 1976, 1978, Delibasis και Drakopoulos 1974, Galanopoulos 1972, 1973, 1974, 1975, Comninakis και Papazachos 1972, 1976, Alvarez 1973, Dewey και άλλοι 1973, Papazachos 1973, 1974, 1976 a,b, 1977, Makris 1973, 1975, 1976a,b, 1978, Gregersen 1977, Morelli και άλλοι 1975, Makropoulos 1978, Makropoulos και Burton 1981, 1984, Δελήμπασης 1981, Drakopoulos και Delibasis 1982).

Οι εργασίες αυτές συμφωνούν για την σύγκλιση της Αφρικανικής πλάκας κατά μήκος του Ελληνικού τόξου. Πολλοί ερευνητές υποστηρίζουν, στηριζόμενοι στην χωρική κατανομή των υποκέντρων, ότι η σύγκλιση συμβαίνει κατά μήκος μιας πολύ καλά οριζόμενης ζώνης Benioff, που έχει αμφιθεατρικό σχήμα και βυθίζεται με μια κλίση περίπου 35° (Caputo και άλλοι 1970, Papazachos και Comninakis 1971, Malley και Johnson 1971, Karnik 1972, Papazachos 1973, 1977, Gregersen 1977, Richter και Strobach 1978, Comninakis και Papazachos 1980). Υπάρχουν όμως άλλοι μελετητές που αμφισβητούν ότι τα υπόκεντρα ορίζουν ένα τόσο κανονικό σχήμα (Lort 1971, 1973, Galanopoulos 1973, 1975, Jongsma 1975, Hinz και άλλοι 1977, Woodside 1977, Makropoulos 1978, Δελήμπασης 1981, Makropoulos και Burton 1981, 1984).

Οι συγκρουόμενες απόψεις για την μορφή της ζώνης Benioff στην περιοχή της σύγκλισης, οφείλεται σ' ένα μεγάλο μέρος στις ανακρίβειες του προσδιορισμού των υποκέντρων. Όσο οι υποκεντρικοί προσδιορισμοί θα γίνονται ακριβέστεροι τόσο περισσότερες λεπτομέρειες θα αντλούμε για αυτό το θέμα. Επιβεβαίωση αυτής της άποψης είναι τα αποτελέσματα των εργασιών των Leydecker και άλλοι (1975, 1978).

Αντιρρήσεις με το μοντέλο του McKenzie δημιουργήθηκαν για την απλοϊκότητα του, με τον καθορισμό των βορείων και ανατολικών ορίων της πλάκας

του Αιγαίου, καθώς και με την υπόθεση της συνέχισης του ρήγματος της Β. Ανατολίας στην Ελλάδα (Papazachos 1973, 1976a,b, 1977, Delibasis και Drakopoulos 1974, Galanopoulos 1975, Crampin και Ucer 1975, Mercier και άλλοι 1976, Dewey και Sengor 1979, Carver και Bollinger 1981, Markopoulos και Burton 1981). Οι μελετητές αυτοί δέχονται ότι το ρήγμα αυτό σταματά στη ΒΑ Ελλάδα σπάζοντας σε μικρότερους κλάδους.

Ο Papazachos (1976 a), στηριζόμενος στην χωρική κατανομή των υποκέντρων σεισμών που συνέβηκαν στο χώρο του βορείου Αιγαίου, συμπέρανε ότι και στη περιοχή αυτή υπάρχει μια βυθιζόμενη ζώνη Benioff όχι τόσο καλά ορισμένη όπως του νοτίου Αιγαίου. Υποστήριξε δε ότι η ζώνη αυτή είναι ότι απομένει από μια σύγκλιση που συνέβαινε στο χώρο αυτό και που τώρα ευρίσκεται στο στάδιο εξαφάνισης.

Ο Makris (1976 b, 1978) πρότεινε ένα άλλο μοντέλο για το χώρο του Αιγαίου. Σύμφωνα με το μοντέλο αυτό, οι παραμορφώσεις σ' αυτήν την περιοχή είναι η επιφανειακή έκφραση μιας θερμής πτέρυγας του μανδύα που εκτείνεται μέχρι τη βάση της λιθόσφαιρας και κινητοποιείται από μηχανισμούς συμπίεσης που αναγκάζουν την λιθόσφαιρα να βυθίζεται μέσα στην ασθενόσφαιρα.

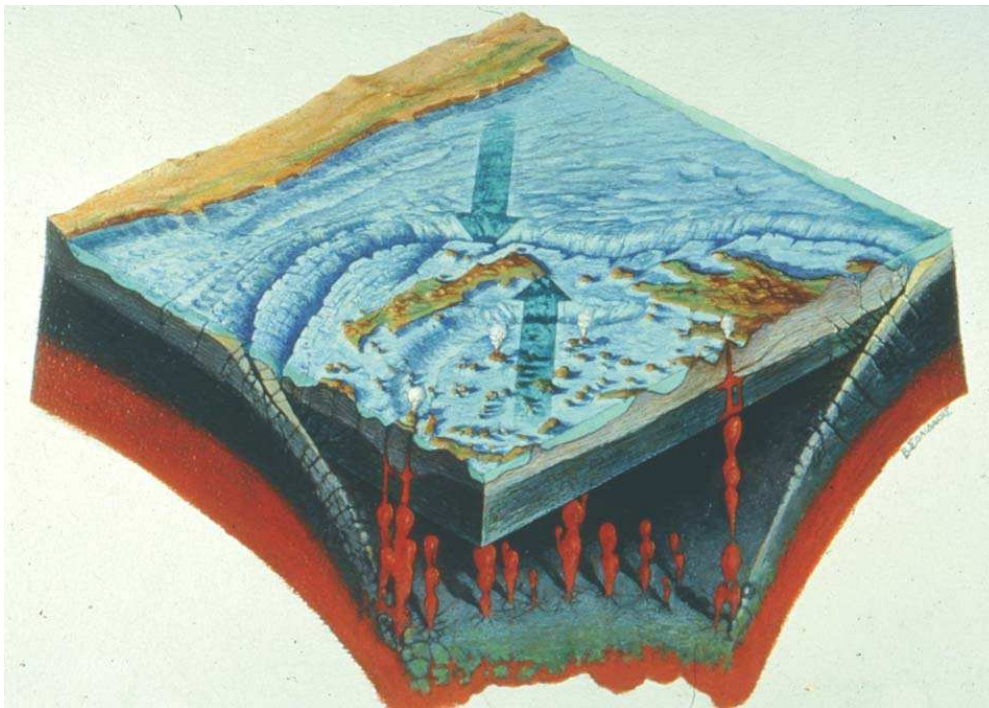
Οι Richter και Strobachy (1978), ερμηνεύουν την ανώμαλη κατανομή των σεισμών ενδιάμεσου βάθους στην περιοχή αυτή, υποστηρίζοντας ότι η μεγάλη καμπυλότητα του τόξου οδηγεί σε εφελκυστικές τάσεις κατά την διεύθυνση του. Αυτές είναι αρκετές για να το σπάσουν σε πολλά τμήματα, που είναι υπεύθυνα για την παρατηρηθείσα διασπορά των υποκέντρων.

Ο McKenzie (1978), προτείνει ένα άλλο μοντέλο. Αυτό βασίζεται σε νέους μηχανισμούς γένεσης σεισμών που περιέχονται στους καταλόγους του USGS, του NOOA, από δορυφορικές φωτογραφίες του LANDSAT και από σεισμικές τομές. Τα κύρια χαρακτηριστικά του μοντέλου αυτού, που απεικονίζεται στο σχήμα 1.3b είναι τα εξής:

- ❖ Στο βόρειο και ανατολικό τμήμα του Αιγαίου, συμβαίνει γρήγορη επέκταση ενώ το νότιο είναι σχετικά ανενεργό.
- ❖ Ο λεπτός φλοιός στο Αιγαίο (πάχος 23km περίπου) και οι ψηλές τιμές της ροής θερμότητας που παρατηρούνται, οφείλονται στην διπλάσια περίπου επέκταση της περιοχής αυτής κυρίως από το Μειόκαινο μέχρι σήμερα.
- ❖ Στη ΒΔ Ελλάδα και Αλβανία οι τάσεις συμπίεσης και επέκτασης που συνυπάρχουν οφείλονται σε θερμική αστάθεια της περιοχής από την ύπαρξη άμορφης μάζας κρύου μανδύα που αποσπάστηκε από το κάτω μέρος της λιθόσφαιρας.
- ❖ Η διεύθυνση της σχετικής κίνησης μεταξύ του νότιου Αιγαίου και της Αφρικής είναι 211° E.
- ❖ Το ρήγμα της Β. Ανατολίας δεν συνεχίζεται στον Ελληνικό χώρο.

Ο McKenzie (1978), και οι Dewey και Sengor (1979), παραδέχονται ότι η θεωρία των τεκτονικών πλακών δεν είναι ιδιαίτερα χρήσιμη σ' αυτή την περιοχή όπου τα κανονικά ρήγματα δεν περιορίζονται σε μια στενή ζώνη.

Οι Le Pichon και Angelier (1979), έδωσαν τα παρακάτω μοντέλα για την ερμηνεία του πολύπλοκου καθεστώτος τάσεων που παρατηρείται στον Ελληνικό χώρο. Μελετώντας την κινητικότητα του τόξου, παρατήρησαν ότι ο τρόπος σύγκρουσης των πλακών δεν είναι ο ίδιος σε όλες τις τάφρους που το περιστοιχίζουν. Στις δυτικές τάφρους (Βόρεια και Νότια του Ταίναρου) που ο άξονας τους είναι κάθετος στη σχετική κίνηση των πλακών συμβαίνει μια σύνθετη κίνηση που αποκλίνει αριστερά. Η συνολική κίνηση της ευρύτερης περιοχής της Ελλάδας σε σχέση με την Αφρική προσομοιώθηκε απ' αυτούς με μια δεξιόστροφη περιστροφή του δυτικού περιθωρίου του Αιγαίου κατά 30° γύρω από ένα πόλο που ευρίσκεται στη θέση $40^\circ\text{N } 18^\circ\text{E}$. Το μοντέλο αυτό επιβεβαιώθηκε από τα αποτελέσματα παλαιομαγνητικών μετρήσεων που έγιναν σε ιζήματα του νεογενούς του εξωτερικού τόξου (Laj και άλλοι, 1982) και που έδειξαν ότι το δυτικό τμήμα του εξωτερικού τόξου υπέστη μια δεξιόστροφη περιστροφή 25° κατά τα τελευταία 5 εκατομμύρια χρόνια. Αντίθετα ο Rotstein (1984) θεωρεί ότι η περιοχή του Αιγαίου περιστρέφεται ως προς την Αφρική και τοποθετεί τον πόλο περιστροφής στην περιοχή της Ρόδου. Με το πρώτο μοντέλο δικαιολογείται η έντονη ενδιάμεσου βάθους σεισμική δράση του Ν.Α. Αιγαίου αλλά αδυνατεί να εξηγήσει την μεγάλη επιφανειακή σεισμική δράση της περιοχής Κεφαλονιάς – Ζακύνθου. Το δεύτερο μοντέλο ερμηνεύει την σεισμική δραστηριότητα της Κεφαλονιάς – Ζακύνθου αλλά δεν ερμηνεύει την δραστηριότητα του Ν.Α. Αιγαίου. Οι Galanopoulos και Delibasis (1983) χρησιμοποιώντας μηχανισμούς γένεσης σεισμών, υποστηρίζουν ότι ο συνδυασμός των δυο αυτών μοντέλων στροφής δικαιολογεί επαρκώς όχι μόνο τα πολλά γεωλογικά και γεωφυσικά χαρακτηριστικά της περιοχής, αλλά και την πολύπλοκη τεκτονική της.



Οι Drakopoulos και Makropoulos (1983), τονίζουν ότι στην περιοχή του Αιγαίου παρατηρούνται μερικά από τα χαρακτηριστικά σύγκλισης αλλά σε πιο

πολύπλοκη μορφή. Στο Αιγαίο η ζώνη καταβύθισης δεν εμφανίζεται σαν το κλασικό μοντέλο μιας τάφρου, αλλά με μια σειρά παράλληλων τάφρων. Αυτό συμφωνεί με την παρατηρηθείσα επιφανειακή σεισμικότητα ειδικά στο ΝΔ μέρος της Κρήτης.

Αυτές οι παρατηρήσεις και η κριτική που ακολούθησε όλα τα προτεινόμενα μοντέλα, που αντανakλούν την πολυπλοκότητα της περιοχής αυτής, οδήγησε πολλούς μελετητές στη χρησιμοποίηση του όρου "περιοχή του Αιγαίου" αντί του προηγούμενου όρου "πλάκα του Αιγαίου".

2. ΣΕΙΣΜΟΛΟΓΙΚΕΣ ΠΑΡΑΤΗΡΗΣΕΙΣ ΚΑΙ ΜΕΤΡΗΣΕΙΣ ΣΤΟΝ ΕΛΛΗΝΙΚΟ ΧΩΡΟ

2.1 Περίοδος μακροσεισμικών παρατηρήσεων

Το φαινόμενο του σεισμού είναι γνωστό στην περιοχή της Ελλάδας, από αρχαιοτάτων χρόνων. Οι πρώτες πληροφορίες και γνώσεις, για την σεισμική δράση στην Ελλάδα, οφείλονται στους ιστορικούς της αρχαιότητας γιατί σε πολλά έργα τους περιέχονται, όχι μόνο απλές αναφορές για σεισμούς που συνέβησαν στην εποχή τους, αλλά εκτενείς περιγραφές των σεισμικών φαινομένων και των αποτελεσμάτων τους.

Οι παλαιότεροι σεισμοί που πιθανολογούνται είναι αυτοί, που συνέβησαν το 2100 π.Χ στην Κνωσό και ένας άλλος που συνέβη το 1750 π.Χ και κατέστρεψε την Φαιστό. Το 1650 π. Χ, άλλος μεγάλος σεισμός καταστρέφει την Κνωσό. Ο Πλούταρχος στους παράλληλους βίους του Κίμωνα και του Λούκουλου, περιγράφει τον μεγάλο σεισμό που ισοπέδωσε την πόλη της Σπάρτης το 464 π.Χ και στοίχισε την ζωή σε 20.000 Λάκωνες. Ο Θουκυδίδης στην Ιστορία του Πελοποννησιακού πολέμου δίνει πληροφορίες για τους σεισμούς που το 426 π.Χ έπληξαν περιοχές της Βοιωτίας και του Μαλλιακού κόλπου. Ο Πausanias στα Αchaϊκά του περιγράφει την καταβύθιση της Ελίκης (πόλις στα βόρεια παράλια της Πελοποννήσου) από μεγάλο σεισμό που έγινε το 373 π.Χ στον Κορινθιακό. Ιστορικές μαρτυρίες υπάρχουν για τους μεγάλους σεισμούς που κατέστρεψαν το 600 π.Χ τους Δελφούς, το 232 ή το 237 π.Χ την ρόδο (Pausanias Κορινθιακά).

Οι σεισμοί στον Ελληνικό χώρο συνεχίστηκαν και στους επόμενους αιώνες μέχρι σήμερα. Οι πληροφορίες όμως όσο πλησιάζουμε στη σύγχρονη εποχή αυξάνονται, εξ' αιτίας της αύξησης πληθυσμού και της ευκολότερης διάδοσης των πληροφοριών. Ενδεικτικά αναφέρονται μερικοί καταστρεπτικοί σεισμοί που συνέβησαν μ.Χ. μέχρι τα τέλη του περασμένου αιώνα: 55 και 365 στην Κρήτη, 551 στη βόρεια ακτή του Κορινθιακού, 554 στην Κω, 667 και 1430 στη Θεσσαλονίκη, 1383 στη Λέσβο, 1468 στην Κεφαλονιά, 1481 στη Ρόδο, 1483 στη ευρύτερη περιοχή της Δωδεκανήσου, 1501, 1681 και 1780 στην Κρήτη, 1684 και 1786 στην Κέρκυρα, 1636 και 1767 στη Κεφαλονιά, 1750 στα Κύθηρα. 1783 στη Λευκάδα, 1810 στην Κρήτη, 1817 στο Αιγαίο, 1820 και 1825 στη Λευκάδα, 1829 στη Δράμα, 1840 στη Ζάκυνθο, 1841 στη Ρόδο, 1846 στη Μεσσήνη, 1856 στην Κρήτη, 1867 στην Κεφαλονιά και Λέσβο, 1869 στην Ζάκυνθο, 1881 στην Χίο, 1886 στις δυτικές ακτές της Μεσσηνίας, 1889 στην Λέσβο, 1894 στην Αταλάντη.

Πολλοί κατάλογοι έχουν δημοσιευτεί που περιέχουν τους σεισμούς του Ελληνικού χώρου από τους αρχαίους χρόνους. Για τους πλέον σφοδρούς απ' αυτούς δίνονται πληροφορίες για τις καταστροφές που επέφεραν στις πληγείσες περιοχές, τον αριθμό των θυμάτων, την εμφάνιση επιφανειακών ιχνών του ρήγματος ή εδαφικών κυμάτων. Τέτοιοι κατάλογοι είναι του Capelle για την περίοδο 600 π.Χ έως 600

μ.Χ του J. Michailovicic Που περιγράφει τους σεισμούς της Ηπείρου του J. Partsch για τους σεισμούς του Ιονίου του Α. Γαλανόπουλου (1955), της UNESCO (1974) των Papazachos και Comninakis (1982) και άλλοι.

2.2 Περίοδος μικροσεισμικών μετρήσεων.

Μετά τον απελευθερωτικό αγώνα του 1821 και την συγκρότηση της Ελλάδας σαν ανεξάρτητο κράτος, άρχισε να εκδηλώνεται το ενδιαφέρον του κράτους για το φαινόμενο του σεισμού.

Ο J. Schmidt, διευθυντής του Αστεροσκοπείου Αθηνών, ήταν ο πρώτος που συστηματικά ασχολήθηκε με την συλλογή πληροφοριών για τους σεισμούς που συνέβαιναν σε όλη την Ελλάδα, χρησιμοποιώντας κρατικούς υπαλλήλους. Αυτός έδωσε λεπτομερείς καταλόγους των σεισμών που παρατηρήθηκαν κατά την περίοδο 1840 – 1878, περιέγραψε παλαιότερους καταλόγους των Α. Perrey και R. Mallet.

Δυστυχώς, προσπαθώντας να συσχετίσει την εκδήλωση των σεισμών με ταυτόχρονη εκδήλωση αστρονομικών και μετεωρολογικών φαινομένων, έδινε μεγάλη σπουδαιότητα μόνο στον χρόνο εμφάνισης των σεισμών και όχι στα αποτελέσματά τους. Ευτυχώς ο κατάλογος του B. Lersch δίνει αρκετές πληροφορίες για τους κυριότερους απ' αυτούς με αποτέλεσμα αυτοί, να μελετηθούν αργότερα καλύτερα και να κατασκευασθούν επίσης και χάρτες ισόσειστων καμπυλών.

Το 1893 δημιουργήθηκε η πρώτη Σεισμολογική υπηρεσία που εγκαταστάθηκε στο Αστεροσκοπείο Αθηνών και είναι ο πρόδρομος του σημερινού Σεισμολογικού Ινστιτούτου. Οι σεισμικές παρατηρήσεις γίνονται στην Αθήνα με δυο σεισμοσκόπια τύπου Brassart και στην επαρχία από τους παρατηρητές των Μετεωρολογικών σταθμών χωρίς όργανα.

Το 1897 αποκτώνται τα πρώτα όργανα εγγραφής σεισμών. Ήταν 5 σειсмоγράφοι τύπου Agamemnone, που εγκαταστάθηκαν και λειτούργησαν στην Αθήνα (Ιούνιος- 1899), Χαλκίδα (Ιούνιος 1900), Καλαμάτα (Σεπτέμβριος 1900), Ζάκυνθος (Οκτώβριος- 1902) και Αιγαίο(Ιανουάριος· 1903). Μπορούμε λοιπόν να θεωρήσουμε ότι αυτό ήταν το πρώτο δίκτυο σεισμολογικών σταθμών το οποίο εγκαταστάθηκε και λειτούργησε στον Ελληνικό χώρο. Το δίκτυο αυτό δεν απέδωσε τα αναμενόμενα εξ' αιτίας του πρωτόγονου τρόπου της κατασκευής των οργάνων και των συχνών βλαβών που παρουσίαζαν. Οι περιφερειακοί σταθμοί λειτούργησαν μέχρι το 1912 περίπου και της Αθήνας μέχρι το 1920.

Το 1910 εγκαθίσταται στο Αστεροσκοπείο και αρχίζει να λειτουργεί από το 1911 σειсмоγράφος Μαίικα δυο οριζοντίων συνιστωσών (N – S, E – W), με σκοπό την καταγραφή των ισχυρών σεισμών του Ελληνικού χώρου. Αυτό ήταν το πρώτο σεισμολογικό όργανο ακριβείας που άρχισε να λειτουργεί στον χώρο της

Ανατολικής Μεσογείου. Η χρονιά αυτή οριοθέτησε την έναρξη σεισμολογικών μετρήσεων ακριβείας από αξιόπιστα όργανα.

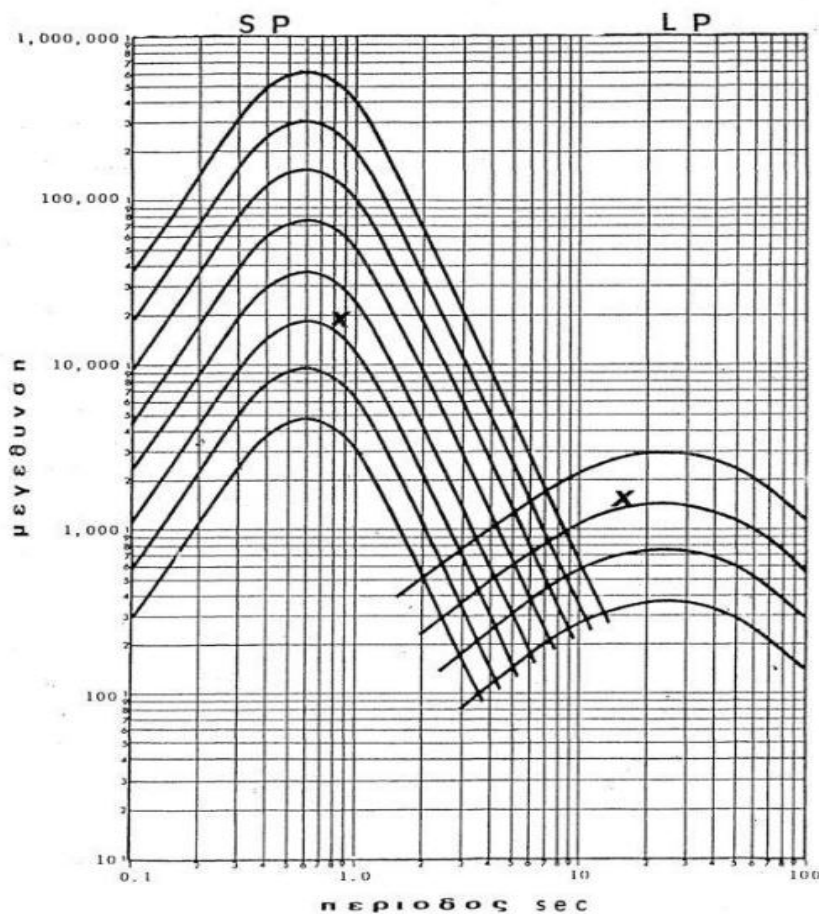
Το 1924 εγκαθίσταται οριζόντιος σειсмоγράφος Wiechert δυο συνιστωσών, δωρεά ομογενούς από το Αμβούργο.

Το 1928 αγοράζεται από το Αστεροσκοπείο κατακόρυφος σειсмоγράφος Wiechert (Z συνιστώσα).

Το 1932 αρχίζει να λειτουργεί σειсмоγράφος οριζόντιας συνιστώσας (N – S) μικρής μεγέθυνσης, που κατασκευάσθηκε από τον τότε διευθυντή του Σεισμολογικού Ινστιτούτου Ν. Κρητικό, για την καταγραφή σφοδρών τοπικών ή κοντινών σεισμών.

Το 1957 δωρίζεται από τον Καναδά και εγκαθίσταται κατακόρυφος σειсмоγράφος τύπου Benioff που θεωρείται το πρώτο όργανο μεγάλης μεγέθυνσης.

Το 1962 εγκαθίσταται στην Αθήνα σταθμός WWSSN (World Wide Standard Station Network). Αυτός αποτελείται από τρεις σειсмоγράφους βραχείας περιόδου (μιας κατακόρυφης και δυο οριζοντίων συνιστωσών) τύπου Benioff καθώς και από τρεις αντίστοιχους σειсмоγράφους μακράς περιόδου τύπου Sprengnether. Στο σχήμα 2.1 δίνεται η καμπύλη βραχείας και μακράς περιόδου.

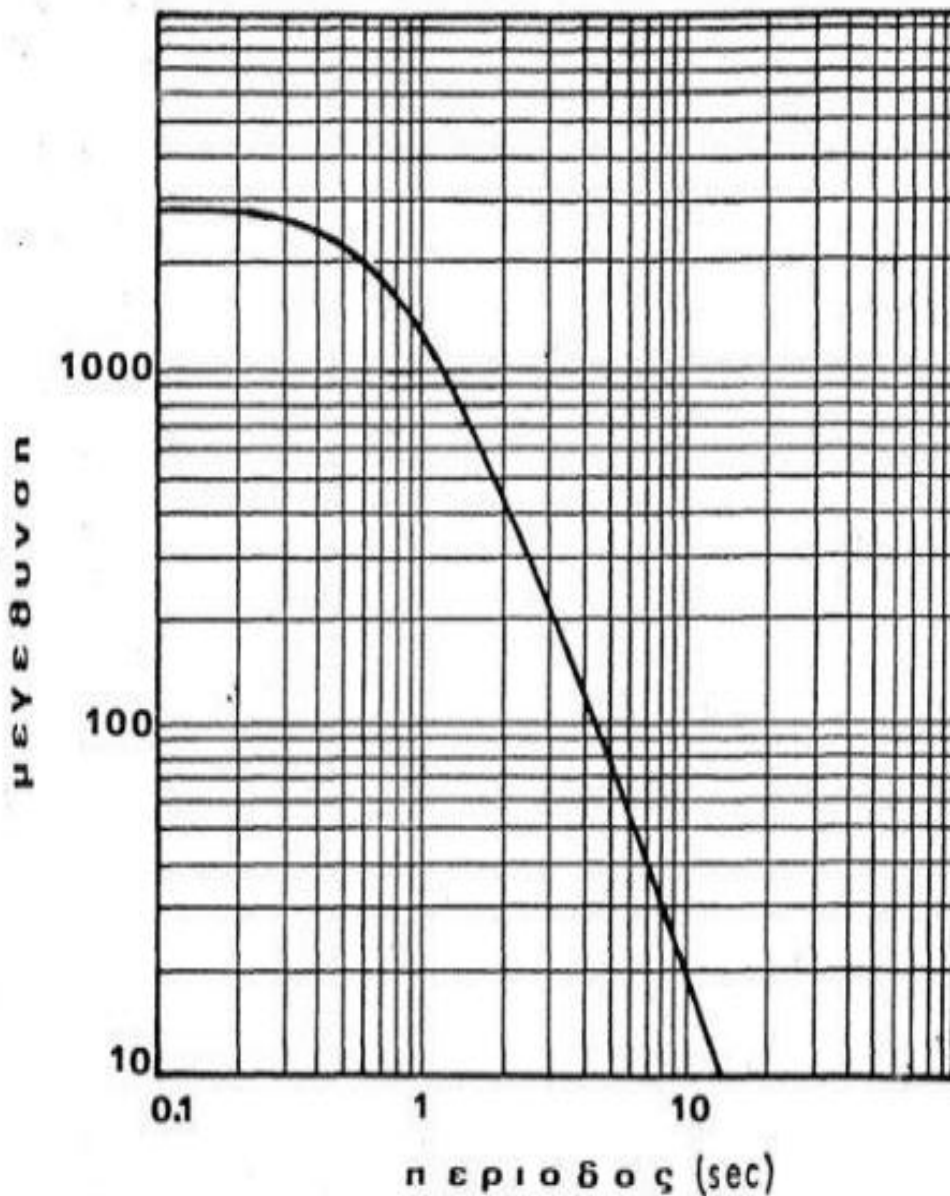


Στο σχήμα 2.1 δίνεται η καμπύλη βραχείας και μακράς περιόδου

Το 1963 τοποθετείται κατακόρυφος σειсмоγράφος Wiechert στην Πάτρα. Αυτός μπορεί να θεωρηθεί σαν ο πρώτος σύγχρονος περιφερειακός σταθμός.

Το 1964 εγκαθίσταται στην Αθήνα σειсмоγράφοι μίας κατακόρυφης και δυο οριζοντίων συνιστωσών τύπου Hiller.

Το 1965 αρχίζει να λειτουργεί στην Αθήνα οριζόντιος σειсмоγράφος δυο συνιστωσών τύπου Wood - Anderson. Το όργανο αυτό χρησιμοποιείται για τον υπολογισμό του τοπικού μεγέθους M_L . Η καμπύλη μεγέθυνσης συναρτήσεως της περιόδου για τα όργανα αυτά δίνεται στο σχήμα 2.2.



Στο σχήμα 2.2 δίνεται η καμπύλη μεγέθυνσης συναρτήσεως της περιόδου

Με την λειτουργία των πρώτων σεισμολογικών οργάνων, με την από το 1962 έναρξη λειτουργίας του σταθμού WWSSN των Αθηνών, με την εγκατάσταση στον ίδιο σταθμό σειсмоγράφου Wood – Anderson και λίγο αργότερα με την ίδρυση των περιφερειακών σταθμών, δίνεται η δυνατότητα καταγραφής και υπολογισμού των παραμέτρων πολλών σεισμών. Αποτέλεσμα ήταν η επιβεβαίωση της σεισμικότητας όλων σχεδόν των περιοχών της Ελλάδας.

Ταυτόχρονα πολλοί μελετητές ασχολήθηκαν με την σύνταξη πληρέστερων και ομογενών καταλόγων που περιέχουν τους σεισμούς αυτού του αιώνα. Σαν δεδομένα χρησιμοποιήθηκαν καταγραφές σεισμών του Ελληνικού χώρου από σταθμούς της Ελλάδας αλλά και του εξωτερικού. Οι κυριότεροι από αυτούς τους καταλόγους που συντάχθηκαν από Έλληνες επιστήμονες είναι των Galanopoulos (1960), Drakopoulos και Delibasis (1974), Comninakis και Papazachos (1980), Makropoulos και Burton (1981) Makropoulos, Drakopoulos και Latoussakis (1985). Αναφέρεται επίσης και ο κατάλογος της UNESCO (1974) που καλύπτει την περίοδο 1901-1971, στη σύνταξη του οποίου έλαβαν μέρος και πολλοί Έλληνες επιστήμονες.

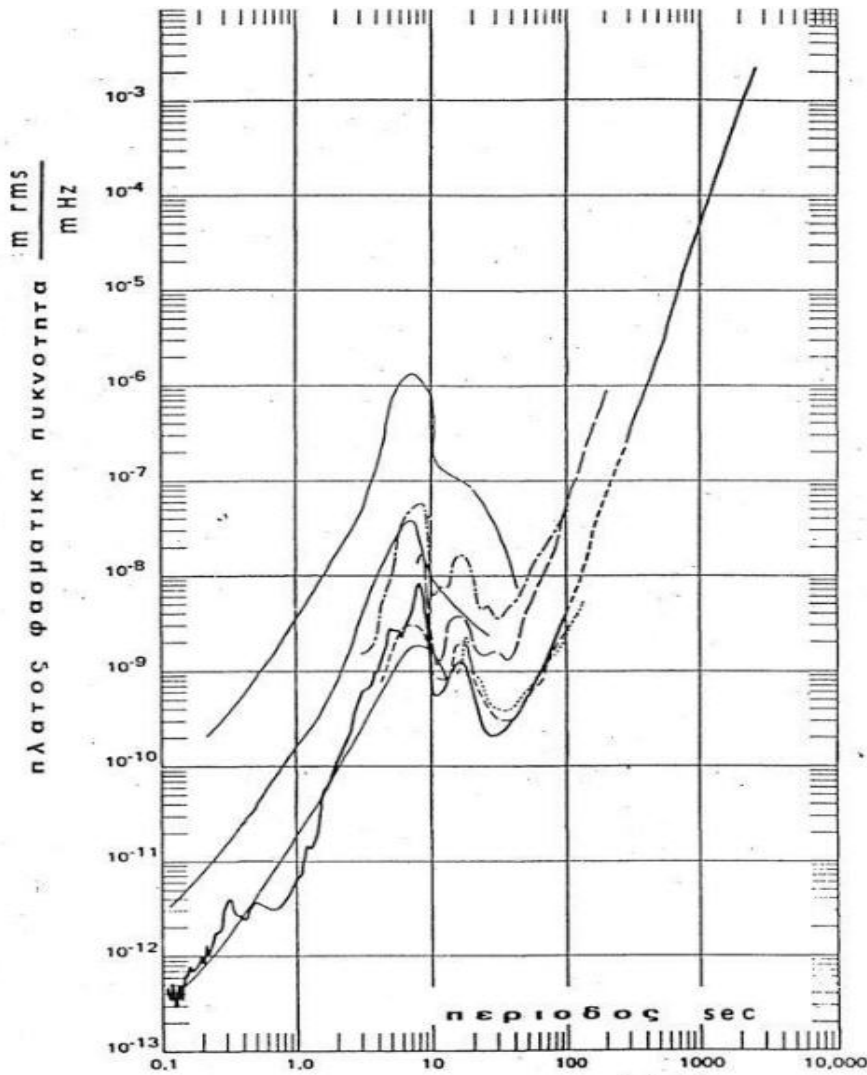
Θεωρείται σκόπιμο στο σημείο αυτό να αναφερθούν και άλλα δίκτυα που λειτουργούν στον Ελληνικό χώρο αλλά που καλύπτουν μικρότερες περιοχές. Αυτά είναι:

- ❖ Το δίκτυο που λειτουργεί από το εργαστήριο Γεωφυσικής του Πανεπιστημίου Θεσσαλονίκης. Αποτελείται από 8 τηλεμετρικούς σταθμούς τοποθετημένους στην Βόρεια Ελλάδα.
- ❖ Μικρά τοπικά δίκτυα σε μερικά από τα μεγάλα φράγματα της χώρας. Τα δίκτυα λειτουργούν με ευθύνη της ΔΕΗ.
- ❖ Το δίκτυο που λειτουργεί από το Εργαστήριο Γεωφυσικής και Σεισμολογίας του Τ.Ε.Ι. Κρήτης. Αποτελείται από 12 σταθμούς τοποθετημένους στην Κρήτη και σε νησιά πλησίον της.

2.3 Σεισμικός θόρυβος

Πριν την ανάπτυξη του τρόπου καταγραφής και επεξεργασίας των σεισμικών σημάτων θεωρείται σκόπιμο να αναπτυχθεί σε συντομία το πρόβλημα του σεισμικού θορύβου.

Στο σχήμα 2.6 παρουσιάζονται χαρακτηριστικά φάσματα του πλάτους του θορύβου που καλύπτουν το εύρος περιόδων από 0.1 sec έως 10000 sec (Brune και Oliver 1959) και προέρχονται από εγγραφές κατακόρυφου σεισμομέτρου. Το σχήμα των φασμάτων που προέρχονται από οριζόντια σεισμομέτρα είναι παρόμοιο, αλλά το απόλυτο πλάτος του θορύβου είναι μικρότερο από αυτό των κατακόρυφων εγγραφών (Fix 1972). Τα φάσματα αυτά έχουν το ίδιο περίπου σχήμα με ένα μέγιστο πλάτος στις περιόδους από 3 sec έως 10 sec. Τα πλάτη για τις περιόδους που είναι μικρότερες των 3 sec ελαττώνονται γρήγορα με εκθετικό ρυθμό αντιστρόφως ανάλογα της τρίτης δύναμης της περιόδου. Για περιόδους μεγαλύτερες των 100 sec το επίπεδο θορύβου αυξάνεται βαθμιαία.



Στο σχήμα 2.6 παρουσιάζονται χαρακτηριστικά φάσματα του πλάτους του θορύβου που καλύπτουν το εύρος περιόδων από 0.1 sec έως 10000 sec (Brune και Oliver 1959) και προέρχονται από εγγραφές κατακόρυφου σεισμομέτρου

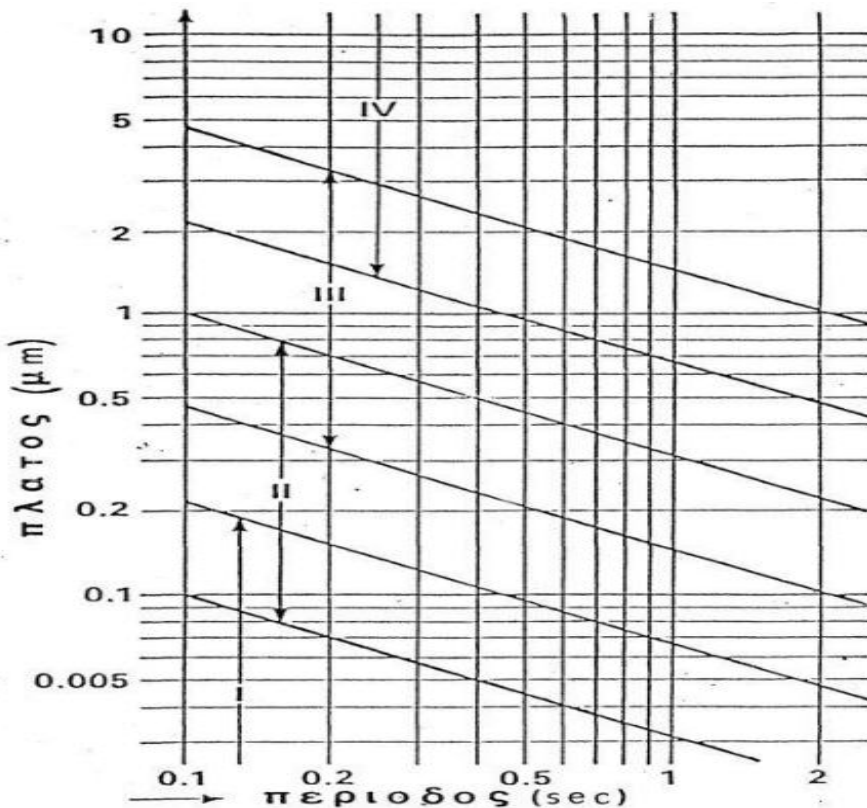
Γενικά ο σεισμικός θόρυβος ανάλογα της προέλευσης διακρίνεται στις εξής κατηγορίες:

- ❖ Θόρυβος περιόδου < 0.01 sec που είναι τοπικής προέλευσης και δημιουργείται από τον άνεμο, την κίνηση των αυτοκινήτων, την βροχή. Η ένταση του και η περίοδος του επηρεάζεται από τα χαρακτηριστικά του εδάφους.
- ❖ Ο θόρυβος που έχει περίοδο από 0.2 sec έως 2.0 sec συναντάται στις πόλεις και οφείλεται στην βιομηχανική δραστηριότητα της.
- ❖ Οι θόρυβοι με περίοδο από 3 sec έως 10 sec είναι οι σημαντικότεροι και συχνά αναφέρονται σαν μικροσεισμοί. Οφείλονται στην κίνηση των κυμάτων, στην γρήγορη μεταβολή της ατμοσφαιρικής πίεσης στην επιφάνεια της θάλασσας, στην ταλάντωση του νερού σε κλειστές λίμνες (seiche) και σε άλλα αίτια (Haubrich και άλλοι 1963). Κατά την διάρκεια του χειμώνα μικροσεισμικές καταιγίδες, που συχνά διαρκούν έως και 3 ημέρες, είναι τόσο έντονες και κάνουν τα σειсмоγράμματα αδύνατο να χρησιμοποιηθούν. Ο μηχανισμός γένεσης

των μικροσεισμών δεν έχει ακόμα ερευνηθεί και είναι αντικείμενο πολλών συζητήσεων. Οι χαρακτηριστικές περιόδους των μικροσεισμών θεωρούνται ότι αντανακλούν την γήινη δομή στην πηγή γένεσης όπως επίσης και της διαδρομής που ακολούθησαν μέχρι να καταγραφούν (Haubrich και άλλοι 1963, Savarensky και άλλοι 1967, Haubrich και McCamy 1963). Στο σχήμα 2.7 εμφανίζονται χαρακτηριστικές τιμές θορύβου που παρατηρούνται στις πόλεις για διαφορετικούς τύπους εδάφους (Kanai και άλλοι 1966).

Μια και οι κυριώτεροι θόρυβοι είναι αυτοί που προέρχονται από τους μικροσεισμούς, φαίνεται λογικό και απαραίτητο να χρησιμοποιούνται τεχνικές φιλτραρίσματος για την απομάκρυνση αυτών των ανεπιθύμητων συχνοτήτων. Το φασματικό περιεχόμενο των σεισμικών σημάτων συνήθως διαφέρει από αυτό του θορύβου και μια σύγκριση των φασματικών τους συνιστωσών επιτρέπει την επιλογή του κατάλληλου φίλτρου.

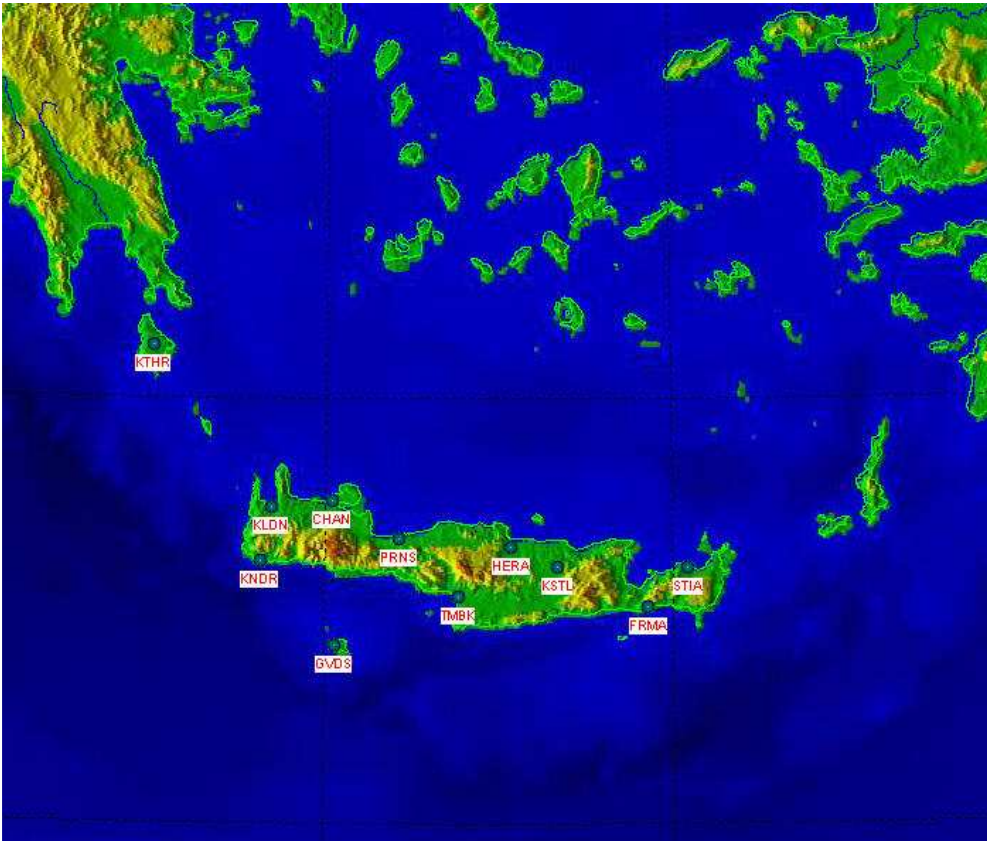
Στο σχήμα 2.7 παρουσιάζεται η σχέση σήματος - θορύβου (SNR) σαν συνάρτηση της συχνότητας, για P - κύματα βραχείας περιόδου. Η κύρια τάση εμφανίζεται σαν ένα μέγιστο, στις συχνότητες από 1.5 Hz έως 3 Hz. Ένα φίλτρο επομένως που θα επιτρέπει την διέλευση αυτών των συχνοτήτων, είναι φανερό ότι δεν θα αυξάνει την σχέση SNR. Αυτό είναι εμφανές στο σχήμα 2.9, όπου χρησιμοποιήθηκε ένα φίλτρο που επιτρέπει την διέλευση των συχνοτήτων από 0.7 Hz έως 4 Hz (Dahlman και Israelson 1977), με αποτέλεσμα τη σημαντική απόσβεση του θορύβου και την ευκρινέστερη διάκριση της εισόδου των P - κυμάτων.



Στο σχήμα 2.7 Πλάτη του σεισμικού θορύβου συνάρτηση της περιόδου για διαφορετικούς τύπους εδάφους.

Όλα τα σύγχρονα σεισμολογικά όργανα είναι εφοδιασμένα με διατάξεις φίλτρων για την καλύτερη απόσβεση του θορύβου. Αυτό γίνεται με την επιλογή κατάλληλου εύρους συχνοτήτων.

Η λειτουργία του σεισμολογικού συστήματος αποτελείται από τους περιφερειακούς σταθμούς, οι οποίοι είναι εγκατεστημένοι σε διάφορα σημεία της Κρήτης και από τον κεντρικό σταθμό των Χανίων, όπως απεικονίζονται στο σχήμα 2.8.



Στο σχήμα 2.8 απεικονίζεται η λειτουργία του σεισμολογικού συστήματος από τους περιφερειακούς σταθμούς και τον κεντρικό σταθμό των Χανίων

Όλοι οι σταθμοί αποτελούνται από τα κάτωθι κύρια υποσυστήματα:

- Σεισμόμετρο ευρέως φάσματος ηλεκτρομαγνητικού τύπου, τριών συνιστωσών (Τύπος GURALP CMG40T)
- Προγραμματιζόμενο σύστημα συλλογής και ψηφιοποίησης δεδομένων υψηλής ανάλυσης (24bits- τύπος REFTEK DAS-130)
- Σύστημα ταυτοχρονισμού GPS (σε σύζευξη με το υποσύστημα 2) τύπου Garmin compact
- Τηλεπικοινωνιακό σύστημα μετάδοσης δεδομένων σε πραγματικό χρόνο

➤ Σύστημα αδιάλειπτης παροχής ενέργειας

Ειδικότερα για την υλοποίηση των εγκαταστάσεων πραγματοποιήθηκαν οι κάτωθι μεθοδολογίες υλοποίησης για κάθε υποσύστημα:

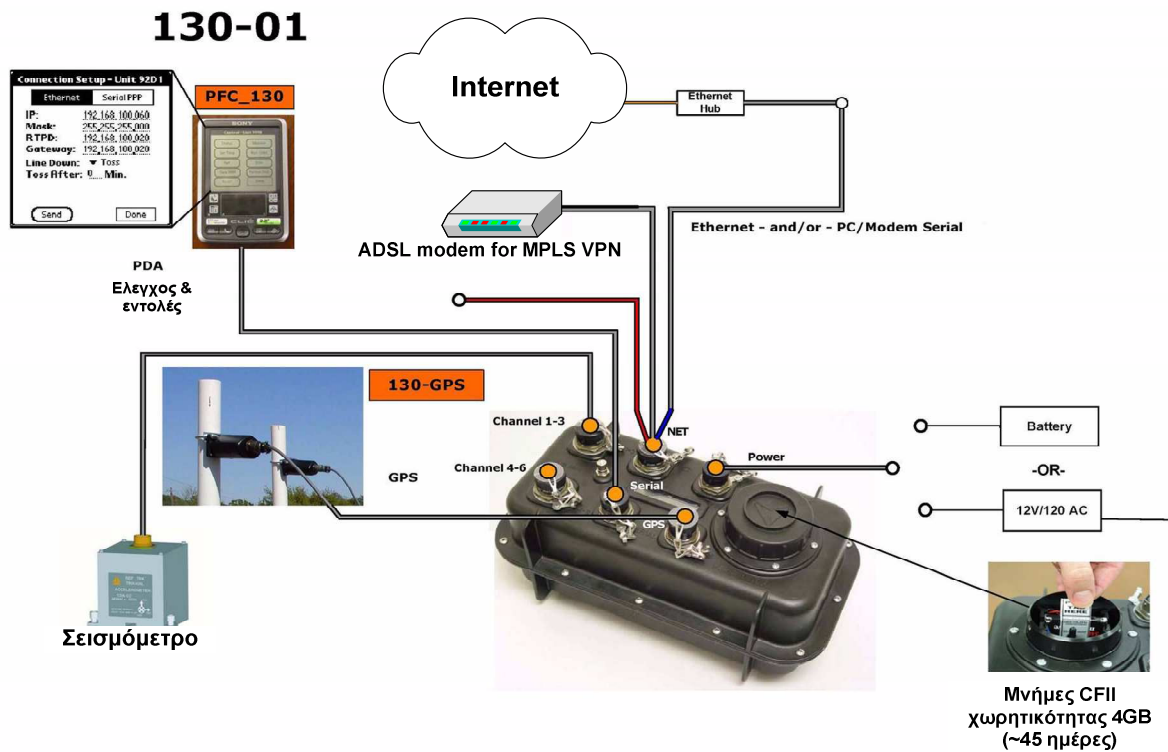
- ❖ Κάθε σεισμόμετρο τοποθετήθηκε επί τσιμεντένιας βάσης η οποία όπου κατέστη δυνατό ήταν σε σύζευξη με βραχώδες υπέδαφος, Σε κάθε περίπτωση το σεισμόμετρο παραμένει προφυλαγμένο από βροχή, άνεμο, υγρασία, έκθεση σε υψηλή θερμοκρασία καθότι:
 - ✓ όπου υπήρξε δυνατότητα η εγκατάσταση έγινε εντός βοηθητικού κτιρίου – οικίσκου, μη άμεσα προσβάσιμου και οχλούμενου από ανθρωπογενείς δραστηριότητες και
 - ✓ όπου υπήρξε η ανάγκη εγκατάστασης του σεισμομέτρου εκτός υπάρχοντος κτιρίου-οικίσκου, τούτο πραγματοποιήθηκε με την κάλυψη του σεισμομέτρου από κατάλληλο υδατοστεγές – θερμομονωμένο κουτί ικανών διαστάσεων. Στις περιπτώσεις αυτές λήφθηκε επιπρόσθετη πρόνοια για την ασφάλεια της εγκατάστασης.
- ❖ Το υποσύστημα DAS-130 προγραμματίστηκε για συνεχή δειγματοληψία 125samples/sec ανά συνιστώσα. Στις περιπτώσεις που η εγκατάστασή του έγινε εντός κτιρίου με το σεισμόμετρο εκτός κτιρίου, η σύζευξή τους δεν ξεπέρασε τα 8m. Δεν παρουσιάστηκε η ανάγκη προενίσχυσης του σήματος σε κανένα από τα εγκατεστημένα σεισμόμετρα. Στην περίπτωση που το DAS-130 εγκαταστάθηκε εκτός κτιρίου, η παροχή ισχύος που εξήλθε του κτιρίου ήταν χαμηλής τάσης (12VDC) και η οποία όδευσε διαμέσου κατάλληλων σωληνώσεων εξωτερικών χώρων ακολουθώντας όλους τους κανόνες ασφάλειας. Η ίδια μεθοδολογία οδεύσεων ακολουθήθηκε και για κάθε άλλη όδευση εξωτερικού χώρου προς το DAS-130.
- ❖ Το σύστημα ταυτοχρονισμού εγκαταστάθηκε, σε κάθε περίπτωση, επί σταθερής βάσης σε κατάλληλες θέσεις (επιτοιχίες, οροφής κ.ο.κ) με ελεύθερο ορίζοντα τουλάχιστον σε ακτίνα 2m. Οι εντοπιζόμενοι δορυφόροι κυμάνθηκαν από 4 έως 7 ικανοποιώντας έτσι, σε κάθε περίπτωση, τις ελάχιστες απαιτήσεις της τεχνολογίας GPS.

- ❖ Το τηλεπικοινωνιακό υποσύστημα στην παρούσα φάση αποτελείται από δύο τεχνολογίες: δορυφορικής (VSAT) και ενσύρματης μετάδοσης (βλέπε και σχετικές ενότητες παρακάτω). Και στις δύο περιπτώσεις το εύρος μετάδοσης δεδομένων που έχει επιλεγεί για κάθε σταθμό είναι αρκετά μεγαλύτερο του ελάχιστα προτεινομένου, εξασφαλίζοντας έτσι την απρόσκοπτη επανεκπομπή δεδομένων σε περίπτωση βραχυχρόνιας διακοπής της τηλεπικοινωνιακής διασύνδεσης. Οι διασυνδέσεις είναι αμφίδρομες επιτρέποντας ταυτόχρονα τη μετάδοση των δεδομένων από τους περιφερειακούς σεισμολογικούς σταθμούς προς τον κεντρικό σταθμό στα Χανιά με ταυτόχρονη αποστολή εντολών διαχείρισης από τον κεντρικό σταθμό στους περιφερειακούς.
- ❖ Για τις εγκαταστάσεις δορυφορικής μετάδοσης, σε κάθε σεισμολογικό σταθμό τοποθετήθηκε ανεξάρτητη βάση στήριξης επί της οποίας στερεώθηκε η απαραίτητη δορυφορική κεραία. Δόθηκε ιδιαίτερη πρόνοια στη μη εύκολη πρόσβαση της εγκατάστασης από μη εξουσιοδοτημένα άτομα. Η μέχρι στιγμής μελέτη της συμπεριφοράς των δορυφορικών εγκαταστάσεων δίνει διαθεσιμότητα δικτύου 100% επιτρέποντας την αδιάλειπτη παροχή δεδομένων προς τον κεντρικό σταθμό στα Χανιά.
- ❖ Για τις εγκαταστάσεις ενσύρματης μετάδοσης, χρησιμοποιείται τεχνολογία ιδεατού ιδιωτικού δικτύου (VPN) με χρήση κυκλώματος ADSL. Και οι δύο λύσεις υλοποιούνται σε συνεργασία με τον τηλεπικοινωνιακό όμιλο ΟΤΕ. Η διαθεσιμότητα των κυκλωμάτων κυμαίνεται από 99% έως και 72% σε μερικές περιπτώσεις. Σε όλες όμως τις περιπτώσεις, μετά από διακοπή της τηλεπικοινωνιακής ζεύξης, έγινε πλήρης επανεκπομπή των δεδομένων στον κεντρικό σταθμό.
- ❖ Σε κάθε σταθμό εγκαταστάθηκε σύστημα αδιάλειπτης παροχής ενέργειας. Εκτός από τη προστασία από υπερτάσεις, σε κάθε περίπτωση, έχει εγκατασταθεί βοηθητική πηγή ενέργειας με μπαταρίες για χρήση από το μετρητικό σύστημα DAS-130, ισχύος ικανής να ανταπεξέλθει για χρονικό διάστημα από 4 έως 18 ημέρες. Ειδικότερα, για τις εγκαταστάσεις που υπάρχει δορυφορικό σύστημα μετάδοσης εγκαταστάθηκε ανεξάρτητο σύστημα αδιάλειπτης παροχής ενέργειας, μόνο για το υποσύστημα δορυφορικής μετάδοσης.

Επιπρόσθετα, όλοι οι σταθμοί δηλώθηκαν στους επίσημους καταλόγους των ISC (www.isc.ac.uk) και FDSN (www.fdsn.org).

2.4 Αναλυτική Περιγραφή των Σεισμολογικών Σταθμών

Στο παρακάτω σχήμα παρατίθεται η τοπολογία και διαμόρφωση ενός τυπικού σταθμού πεδίου του Τηλεμετρικού Σεισμολογικού Δικτύου Κρήτης (HC-SNC) το οποίο:



- ☞ Εκτείνεται πλέον σε ολόκληρη τη νήσο Κρήτη και το Νότιο Αιγαίο.
- ☞ Συνίσταται από αυτόνομους, αυτοματοποιημένους περιφερειακούς μετρητικούς σταθμούς που ενσωματώνουν προηγμένες τεχνικές και τεχνολογίες ψηφιακών μετρήσεων.
- ☞ Στηρίζεται σε ενσύρματη ή/και ασύρματη μεταγωγή δεδομένων αξιοποιώντας σύγχρονες τεχνολογίες τηλεμετάδοσης (οπτικές ίνες, ISDN, DSL, δορυφορικές ζεύξεις, διαδίκτυο κλπ)
- ☞ Πραγματοποιεί τηλεμετρία σε πραγματικό χρόνο.
- ☞ Διαθέτει Κεντρικό Σταθμό (ΚΣ) επιτήρησης και μαζικής αποθήκευσης δεδομένων (τοπολογία αστέρα).

☞ Είναι σε θέση να παρέχει ασφαλή και διαρκή πρόσβαση (μέσω του διαδικτύου) στη βάση δεδομένων του σε πιστοποιημένους χρήστες.

☞ Μέσα από το έργο ΤΑΛΩΣ (ΣΠ-ΚΡ_7) ενισχύθηκε η δυνατότητα αυτοματοποιημένης διάχυσης επιλεγμένων δεδομένων ή/και πληροφοριών σε φορείς-χρήστες.

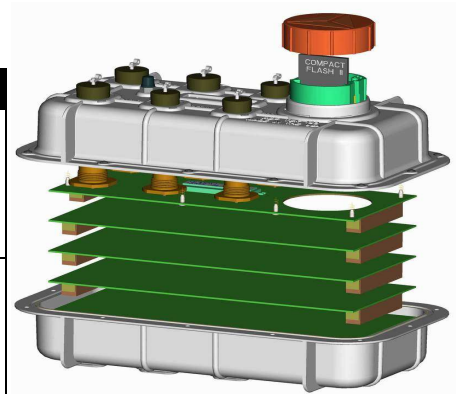


Το μοντέλο 130-01 της εταιρείας REFTEK (βλ. φωτογραφία αριστερά) είναι ένας ψηφιοποιητής 3^{ης} γενιάς ο οποίος έχει αναπτυχθεί ειδικά για σεισμολογικές εφαρμογές σε συνεργασία με το Incorporated Research Institutions of Seismology (IRIS). Οι προδιαγραφές του

βασίζονται στην αρθρωτή και επεκτάσιμη σχεδίαση με βασικό γνώμονα την ευκολία ενσωμάτωσης νέων τεχνολογιών και λειτουργιών όταν και όπως απαιτηθεί.

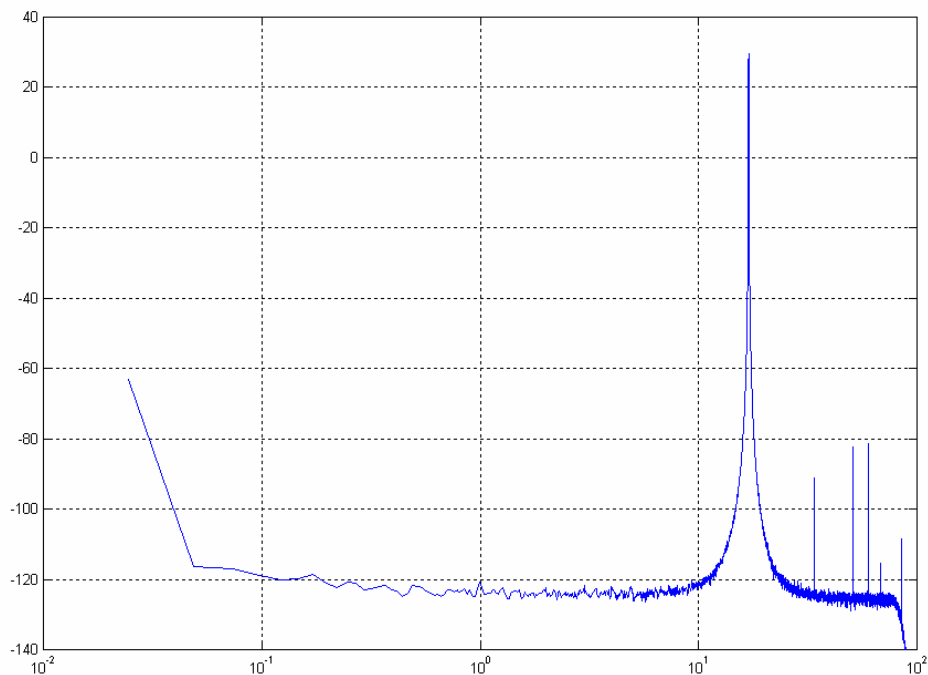
Η αρθρωτή διάταξη του υλικού του 130-01 αποτελείται από 5 κύρια αρθρωτά, όπως φαίνεται στο διπλανό σχήμα και αναλύονται στον πίνακα που ακολουθεί (όπου παρατίθενται με τη σειρά τοποθέτησης).

<i>Module</i>	<i>Περιγραφή</i>	<i>Περιεχόμενα</i>
1	(RT520)	Τροφοδοτικό Προστασία υπέρτασης Εξωτερικές διασυνδέσεις DC-DC μετατροπέας
2	Microcomputer Board (RT506)	CPU SRAM (6 to 16Mbytes) Σειριακές θύρες Ρολόι πραγματικού χρόνου Ethernet ελεγκτής
3	ADC Board (RT505)	24-Bit ADC κανάλια (3) Προενισχυτής εισόδου Ψηφιακά φίλτρα 1M SRAM Direct Memory Access (DMA) ελεγκτής DC-DC μετατροπέας
4	Removable Mass Storage (2 slots available)	Compact Flash card (CF II) 4Gbytes RT526 πλακέτα διασύνδεσης
5	GPS Receiver	Garmin GPS δέκτης



	(External)	RT528 πλακέτα διασύνδεσης
--	------------	------------------------------

Τα κυκλώματα ADC είναι θωρακισμένα και οι διασυνδέσεις εισόδου είναι υλοποιημένες σε ξεχωριστό δίαυλο από τις ψηφιακές τον τρόπο αυτό επιτυγχάνεται σημαντική μείωση του εγγενούς θορύβου. Στο σχήμα που ακολουθεί απεικονίζεται το φασματικό περιεχόμενο του εγγενούς θορύβου υπό διαφορετικές συνθήκες για δειγματοληψία 100Hz.



Ο ψηφιοποιητής 130-01 είναι εξοπλισμένος με ένα Δ - Σ μετατροπέα A/D ανάλυσης 24-bit, χαμηλής κατανάλωσης και έναν αντίστοιχο επεξεργαστή ψηφιακού σήματος (DSP). Υπάρχει η δυνατότητα διαφορετικών ρυθμών δειγματοληψίας, επιλεγόμενων από τον χρήστη. Τα ενσωματωμένα ψηφιακά φίλτρα προσδίδουν μια δυναμική περιοχή της τάξης των 135dB. Ο ρυθμός δειγματοληψίας μπορεί να επιλεγεί μεταξύ των τιμών 1000, 500, 250, 200, 125, 100, 50, 40, 25, 20, 10, 5, και 1 δειγμάτων ανά δευτερόλεπτο (ανά κανάλι). Σε κάθε ρυθμό δειγματοληψίας η χρήση



φίλτρων FIR προφέρει σχεδόν ευθεία απόκριση στο 80% της περιοχής συχνοτήτων κατά Nyquist. Η απολαβή επίσης είναι ρυθμιζόμενη στις κλίμακες (x1) ή (x32) – (x100).

Η ακρίβεια του χρόνου (για τον ακριβή συγχρονισμό) επιτυγχάνεται αφενός με έναν υψηλής ακρίβειας κρυσταλλικό ταλαντωτή και αφετέρου με χρήση εξωτερικής πηγής αναφοράς χρόνου με χρήση εξωτερικού δέκτη GPS (βλ. φωτογραφία). Όταν εκκινεί το 130-01 ο χρόνος ορίζεται από την τιμή που έχει το εσωτερικό ρολόι, το οποίο μπορεί να ρυθμιστεί είτε χειροκίνητα είτε αυτόματα από το GPS. Η έξοδος του GPS ελέγχεται και μόλις επιτευχθεί η λήψη ενός ικανού αριθμού δορυφόρων, η ανανέωση της βάσης χρόνου γίνεται από εκεί και πέρα, αυτόματα.



Το σεισμόμετρο που χρησιμοποιείται είναι το μοντέλο CMG-40T της εταιρείας GURALP, τριών συνιστωσών, το οποίο παρουσιάζει τα εξής βασικά χαρακτηριστικά:

- ✓ Γραμμικότητα μέτρησης 90db
- ✓ Απευθείας έξοδοι ταχύτητας
- ✓ Ατσάλινο, αδιάβροχο περίβλημα
- ✓ Ρυθμιζόμενη οριζοντίωση
- ✓ Υψηλή ευαισθησία

Ο ψηφιοποιητής 130-01 έχει σχεδιαστεί λαμβάνοντας υπόψη τη φορητότητα, ευκολία χρήσης, χαμηλή κατανάλωση και με ελάχιστη ανάγκη συντήρησης. Διαθέτει 6 εισόδους – εξόδους, ενδείκτη LCD display και μια αφαιρούμενη υποδοχή καρτών CF. Συγκεκριμένα διαθέτει 2 υποδοχές τριών καναλιών εκάστη, μία υποδοχή *Terminal* για έλεγχο και παρακολούθηση, μία υποδοχή *Net* που συνδυάζει διασύνδεση Ethernet και Serial PPP για πρόσβαση δικτύου, μία υποδοχή 12 VDC *Power* και μία υποδοχή *GPS* για σύνδεση με την αντίστοιχη εξωτερική κεραία. Ο ενδείκτης LCD απεικονίζει περιοδικά τις σημαντικότερες πληροφορίες που αφορούν την κατάσταση του ψηφιοποιητή επιτρέποντας στον χρήστη την βραχεία παρακολούθηση της διάταξης δίχως την ανάγκη χρήσης υπολογιστή παλάμης:

- Τάση τροφοδοσίας και εσωτερικής μπαταρίας
- Θερμοκρασία □ SRAM χωρητικότητα
- Ωρα και κατάσταση GPS □ Χρήση CF και υπολειπόμενη χωρητικότητα

Η μεταφορά των δεδομένων προς τον Κεντρικό Σταθμό του Σεισμολογικού Δικτύου Κρήτης (HC-SNC) υλοποιείται σε συνεχή ροή με χρήση δορυφορικής ζεύξης (iDirect και Hellas Sat) για τους σταθμούς GVDS και KTHR και ενσύρματη ευρυζωνική ζεύξη (MPLS/VPN over ADSL) για τους σταθμούς KSTL και FRMA.

Σε περίπτωση διακοπής της ζεύξης για σχετικά μεγάλο χρονικό διάστημα (>15min) ο ψηφιοποιητής είναι εφοδιασμένος με σύστημα αποθήκευσης με χρήση καρτών Compact Flash (CF). Κάθε σταθμός είναι εφοδιασμένος με κάρτες CF συνολικής χωρητικότητας 4GB. Η τεχνολογία αποθήκευσης Compact Flash έχει αποδειχτεί αξιόπιστη για αποθήκευση δεδομένων σε κρίσιμες συνθήκες κάτω από εξαιρετικά αντίξοες κλιματολογικές συνθήκες (μη κινούμενα μέρη άρα ιδιαίτερη αντοχή σε συνθήκες υγρασίας, υψηλού υψομέτρου και χαμηλής κατανάλωσης) και για το λόγο αυτό προτιμήθηκαν. Ο ψηφιοποιητής 130-01 έχει ενσωματωμένη τη δυνατότητα συμπίεσης των δεδομένων υπό πρωτόκολλο Steim2 εξασφαλίζοντας κατά μέσο όρο ένα λόγο συμπίεσης 6 για σεισμολογικά δεδομένα (με συνήθεις συνθήκες εδαφικού θορύβου). Με βάση εμπειρικούς υπολογισμούς, κάθε ψηφιοποιητής μπορεί να συλλέξει και να αποθηκεύσει συμπιεσμένα 4GB που αντιστοιχούν περίπου σε 170 ημέρες (δειγματοληψία 100Hz, τρία κανάλια). Τα δεδομένα αποθηκεύονται με χρήση της τεχνικής “ring-buffer”. Το format των δεδομένων ονομάζεται REFTEK data format και είναι συμβατό με το ευρέως διαδεδομένο PASSCAL format.

Η ύπαρξη τηλεπικοινωνιακής ζεύξης επιτρέπει τη μεταφορά των δεδομένων με χρήση του πρωτοκόλλου ftp προς τοπικό τερματικό ή προς τον Κεντρικό Σταθμό (ΚΣ). Με τον τρόπο αυτό, ακόμη και σε περίπτωση πολυήμερης διακοπής της τηλεπικοινωνιακής ζεύξης τα δεδομένα αποθηκεύονται στις κάρτες CF και με τη επαναφορά της ζεύξης γίνεται η αντίστοιχη ανάκτηση δεδομένων με χρήση ftp. Η μετατροπή των δεδομένων μεταξύ των διαφόρων σεισμολογικών formats πραγματοποιείται στον ΚΣ προσδίδοντας έτσι την παραμετρικότητα και την

πολυχρηστικότητα που απαιτείται σήμερα, λόγω της ύπαρξης διαφορετικών format σεισμολογικών δεδομένων.

Όπως προαναφέρθηκε, οι κάρτες CF επιτρέπουν την αποθήκευση των ίδιων δεδομένων με αυτά που αποστέλλονται στον ΚΣ, έτσι ώστε σε περίπτωση που έχουμε οποιαδήποτε διακοπή της τηλεπικοινωνιακής ζεύξης, να μην υπάρξει απώλεια δεδομένων. Επιπλέον, αν η διακοπή είναι μικρής διάρκειας (<5min) τότε τα δεδομένα που έχουν αποθηκευθεί στην ενδιάμεση μνήμη, πέραν της εγγραφής τους στις CF, αποστέλλονται στον ΚΣ με την επαναφορά της ζεύξης. Ο διαχειριστής του σεισμολογικού δικτύου έχει τη δυνατότητα με χρήση του κοινού πρωτοκόλλου *ftp* να αντλήσει τα δεδομένα που του λείπουν. Τα 4GB που συνιστούν τη συνολική χωρητικότητα των CF στον ψηφιοποιητή, επιτρέπουν περίπου 170 ημέρες συνεχών καταγραφών. Μετά το πέρας αυτής της χρονικής περιόδου, ενεργοποιώντας τη λειτουργία “auto-wrap”, τα δεδομένα εγγράφονται διαγράφοντας τα παλαιότερα.

Ο ψηφιοποιητής 130-01 έχει σχεδιαστεί με βασικό γνώμονα τη λειτουργία του σε μη εποπτευόμενες εγκαταστάσεις. Αυτό σημαίνει ότι η αντοχή του σε ιδιαίτερες περιβαλλοντικές συνθήκες είναι εγγυημένη. Χρησιμοποιείται σε πλείστες εγκαταστάσεις όπου υπάρχουν ακραίες καταστάσεις παγετού, ζέστης, υγρασίας, σκόνης δίχως να παρουσιαστούν προβλήματα. Κάθε κρίσιμο υποσύστημα βρίσκεται εντός ενός πλήρους σφραγισμένου περιβλήματος και έχει δοκιμαστεί για εξωτερική θερμοκρασία 60°C. Το λογισμικό των κρίσιμων υποσυστημάτων είναι αποθηκευμένο σε διπλές μνήμες EPROM's ενώ χρονιστές watchdog προστατεύουν το όλο σύστημα από πιθανές αστοχίες της τροφοδοσίας. Επιπρόσθετα, αρχεία State-of-Health (SOH) δημιουργούνται μαζί με τα δεδομένα προκειμένου να παρέχουν στον τελικό χρήστη όλες τις δυνατές πληροφορίες για την κατάσταση του ψηφιοποιητή.

Ο έλεγχος και η παραμετροποίηση των ψηφιοποιητών 130-01 γίνεται με δύο τρόπους: είτε τοπικά, με χρήση υπολογιστή παλάμης (PDA - Personal Data Assistant), είτε εξ' αποστάσεως. Η δεύτερη προσέγγιση αξιοποιεί όλες τις σύγχρονες δυνατότητες τηλεμετρίας και επιτρέπει στο διαχειριστή του Σεισμολογικού Δικτύου να ελέγχει με τη χρήση του κατάλληλου software (διαμέσου δικτύου βασισμένου σε πρωτόκολλο TCP/IP) είτε κάθε σταθμό

ξεχωριστά, είτε καθολικά όλο το δίκτυο. Οι λειτουργίες παραμετροποίησης και ελέγχου είναι ίδιες, είτε γίνονται τοπικά, είτε εξ' αποστάσεως.

Η παραμετροποίηση και ο έλεγχος τοπικά, γίνεται με τη χρήση υπολογιστή παλάμης (PDA) με λειτουργικό σύστημα Palm OS. Το PDA συνδέεται στη σειριακή θύρα *Terminal* και μπορεί να επιτελέσει όλες τις λειτουργίες παραμετροποίησης και πρωταρχικής παρακολούθησης του ψηφιοποιητή.



Τυπικές οθόνες λειτουργίες απεικονίζονται στο παραπάνω σχήμα. Μόλις ρυθμιστεί ο ψηφιοποιητής το PDA μπορεί να αφαιρεθεί. Επιπρόσθετα, αν μετά το πέρας της ρύθμισης διακοπεί η τροφοδοσία του ψηφιοποιητή, μόλις επανεκκινήσει θα έχει διατηρήσει τις ρυθμίσεις που του έγιναν καθότι διαθέτει εσωτερική μπαταρία.

Η ισχύς αποτελεί πάντα έναν σημαντικό παράγοντα στις εγκαταστάσεις σταθμών πεδίου. Ο παρόν ψηφιοποιητής, 3^{ης} γενιάς, έχει καταφέρει να καταναλώνει 375mWatts ανά κανάλι, για ανάλυση 24bits λόγω της χρήσης λογικής 3.3VDC αντί 5VDC. Επιπρόσθετα, έχουν γίνει παρεμβάσεις ώστε κατά τη διάρκεια ενός κύκλου εργασίας, τα μικροϋπολογιστικά συστήματα να μηδενίζουν οποιαδήποτε περιττή κατανάλωση ενέργειας. Π.χ., όταν ο μετατροπέας A/D εξάγει δεδομένα στην μνήμη, η CPU μεταβαίνει σε κατάσταση sleep κατά τη διάρκεια της δειγματοληψίας. Έτσι, σε μία τυπική εγκατάσταση σταθμού πεδίου, η CPU

παραμένει ενεργή περίπου στο 1% του χρόνου που απαιτεί ο μετατροπέας A/D για να μεταφέρει τα δεδομένα του στην μνήμη. Ο παρακάτω πίνακας παρουσιάζει τις καταναλώσεις για τυπικές εφαρμογές:

Passive Broadband Recording Continuously @ 40 and 1 sps:	~ 1 Watt
Passive Short Period Recording Continuously @ 100 sps:	~ 1 Watt
Active Source Recording with a 50% Duty Cycle @ 500 sps:	~ 1 Watt
Telemetry Transmitting 100sps, 40sps and 1sps using the Serial Port:	~ 1.4 Watts

Ένα σύστημα καταγραφής βασισμένο στον ψηφιοποιητή 130-01 (αποτελούμενο από σεισμόμετρο τριών συνιστωσών, GPS, διατάξεις αποθήκευσης και μετάδοσης δεδομένων) μπορεί να τροφοδοτηθεί από μία μπαταρία μολύβδου, η οποία για μία τυπική χωρητικότητα 5Ah μπορεί να διαρκέσει εβδομάδες μέχρι να χρειαστεί επαναφόρτιση. Στην περίπτωση των εν λόγω σταθμών, η εγκατάσταση έχει γίνει με μπαταρίες που βρίσκονται σε κατάσταση stand-by, δηλαδή υπάρχει τροφοδοτικό DC για την παροχή ισχύος. Σε περίπτωση αστοχίας ή διακοπής του, οι εγκατεστημένες μπαταρίες αναλαμβάνουν να παρέχουν την απαιτούμενη ισχύ. Ταυτόχρονα υπάρχει και διάταξη φόρτισης των μπαταριών.

Αν και οι ψηφιοποιητές 130-01 ενσωματώνουν υψηλής ποιότητας αλγόριθμους αναγνώρισης σεισμικών γεγονότων επελέγη η συνεχής ροή δεδομένων προς τον ΚΣ και η επεξεργασία τους εκεί τόσο από το αυτόματο σύστημα επεξεργασίας σεισμολογικών δεδομένων όσο κι από τους εκάστοτε σεισμολόγους βάρδιας.

2.4.1. Σεισμολογικοί Σταθμοί με Ενσύρματη Ζεύξη (MPLS/VPN over ADSL)

Τεχνολογία MPLS

Το MPLS είναι μια τεχνολογία που έχει οριστεί από την IETF (Internet Engineering Task Force) και συνδυάζει την επεκτασιμότητα (scalability) του πρωτοκόλλου IP, τις υψηλές ταχύτητες μεταγωγής (switching) του 2ου επιπέδου του OSI και εξαιρετικές δυνατότητες διαχείρισης του διαθέσιμου εύρους ζώνης (bandwidth) με τη χρήση των μεθόδων Traffic Engineering (TE). Συνεργάζεται με τα πρωτόκολλα δρομολόγησης (routing protocols) που χρησιμοποιούν οι

περισσότεροι ISPs (OSPF, RSVP, MP-BGP, IS-IS) και διασφαλίζει προηγμένες υπηρεσίες (π.χ. IP-VPNs, L2TPv3) παρέχοντας επίπεδα ασφάλειας ισοδύναμα με εκείνα των συμβατικών τεχνολογιών (ATM, Frame-Relay).

Πλεονεκτήματα Τεχνολογίας IP MPLS

Η τεχνολογία Multi Protocol Label Switching (MPLS) έχει δημιουργηθεί ειδικά για να προσδώσει μεγάλες δυνατότητες κλιμάκωσης στην κατασκευή ιδιωτικών δικτύων δεδομένων (VPNs) με συνέπεια να δίνει την δυνατότητα δημιουργίας VPNs που αποτελούνται από αρκετές εκατοντάδες σημεία με μειωμένο κόστος. Παράλληλα, η χρήση της τεχνολογίας IP MPLS για την κατασκευή VPNs προσφέρει μία σειρά από σημαντικά πλεονεκτήματα τα οποία είναι απαραίτητα για την απρόσκοπτη λειτουργία ενός κρίσιμου ιδιωτικού δικτύου δεδομένων:

- Ασφάλεια: Τα VPNs που δημιουργούνται με την τεχνολογία MPLS παρέχουν αυξημένο επίπεδο προστασίας των δεδομένων, καθώς η κίνηση ανάμεσα στα σημεία που ανήκουν στο VPN είναι παντελώς απομονωμένη από την κίνηση άλλων VPNs. Για να επιτύχει τον στόχο της απομόνωσης, το πρότυπο MPLS προβλέπει ότι κάθε MPLS VPN έχει δικό του πίνακα δρομολόγησης (routing table) καθώς και πόρτες που έχουν καθορισθεί άμεσα ότι ανήκουν σε αυτό.
- Ευελιξία: Το MPLS δίνει την δυνατότητα της δημιουργίας κλειστών ιδιωτικών δικτύων των οποίων τα “μέλη” μπορεί να συνδέονται μεταξύ τους με οποιαδήποτε λογική τοπολογία είναι επιθυμητή (π.χ. αστέρας, partial mesh, full mesh). Με τη χρήση MPLS VPN, πολλαπλές τοπολογίες μπορούν να συνυπάρξουν πάνω από ένα ενιαίο δίκτυο. Η ευελιξία του MPLS VPN δίνει τη δυνατότητα ενσωμάτωσης μελλοντικών απαιτήσεων που μπορεί να προκύψουν.
- Ευέλικτο σχήμα διευθυνσιοδότησης: Με τη χρήση του MPLS VPN παρέχεται η δυνατότητα διατήρησης του σχήματος διευθυνσιοδότησης το οποίο έχει υιοθετηθεί μειώνοντας σημαντικά το κόστος υιοθέτησης της νέας τεχνολογίας.
- Ποιότητα υπηρεσιών: Η τεχνολογία MPLS δίνει την δυνατότητα δημιουργίας πολιτικής επιπέδου υπηρεσιών από άκρο σε άκρο.
- Πολλαπλοί τρόποι πρόσβασης: Με την χρήση της τεχνολογίας MPLS δίνεται η δυνατότητα δημιουργίας ιδιωτικού δικτύου χρησιμοποιώντας μία πληθώρα

τεχνολογιών διασύνδεσης, όπως μισθωμένα κυκλώματα, aDSL, Dialup, GPRS.

Δυνατότητες	MPLS VPNs
Ευκολία συντήρησης	Υψηλή
Ασφάλεια	Υψηλή
Ευελιξία/Κλιμάκωση	Υψηλή
Ποιότητα Υπηρεσιών (QoS)	Υψηλή
Δυνατότητα υποστήριξης πολλαπλών λογικών τοπολογιών	Υψηλή
Δυνατότητες πρόσβασης στο VPN με πολλαπλές τεχνολογίες (dialup, aDSL, leased line)	Υψηλή

Αρχή Λειτουργίας Τεχνολογίας MPLS

Σ' ένα δίκτυο που λειτουργεί με την "κανονική" δρομολόγηση, τα πακέτα κατευθύνονται από την πηγή (source) στον προορισμό τους (destination) από κόμβο σε κόμβο (hop by hop). Κάθε ενδιάμεσος δρομολογητής (router), εξάγει από την επικεφαλίδα (header) του στρώματος δικτύου του πακέτου όλη την πληροφορία που χρειάζεται για να το προωθήσει στον επόμενο. Η επεξεργασία με βάση τον IP header επαναλαμβάνεται σε κάθε κόμβο του δικτύου από τον οποίο θα περάσει το πακέτο. Η απόφαση προώθησης ενός πακέτου (routing) βασίζεται στα αποτελέσματα πολλών διαδικασιών:

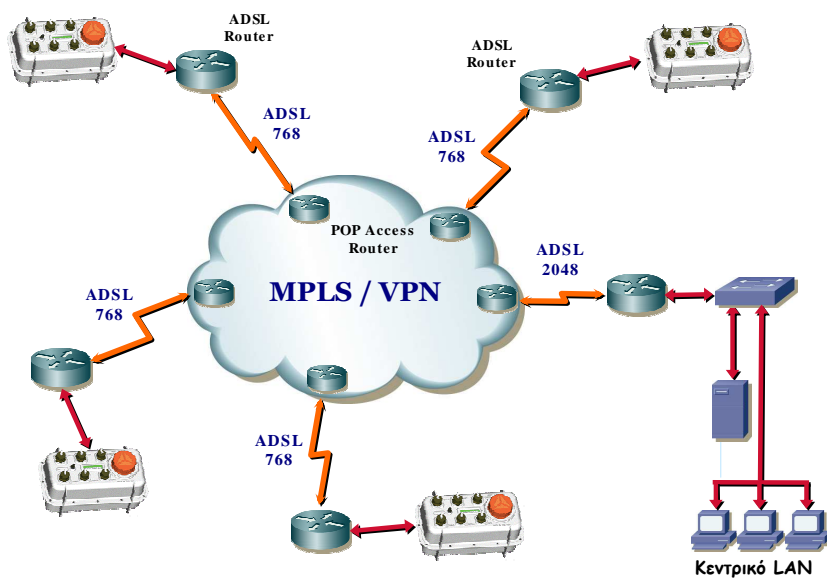
- α) Δημιουργία και συντήρηση ενός πίνακα δρομολόγησης (routing table), ως αποτέλεσμα της λειτουργίας κάποιου δυναμικού πρωτόκολλου δρομολόγησης.
- β) Ταξινόμηση των IP πακέτων σε "κατηγορίες" (Forwarding Equivalency Class, FEC) με βάση τη διεύθυνση προορισμού.
- γ) Αντιστοίχιση των FECs σε επόμενο κόμβο.

Όλα τα πακέτα που ανήκουν στο ίδιο FEC και που προωθούνται από έναν κόμβο ακολουθούν την ίδια διαδρομή. Καθώς το πακέτο ταξιδεύει μέσα στο δίκτυο, κάθε κόμβος εξετάζει με τη σειρά του το πακέτο και το αντιστοιχεί σε ανάλογο FEC. Όταν όμως, χρησιμοποιείται MPLS τεχνολογία, η αντιστοίχιση ενός πακέτου σ' ένα FEC γίνεται μόνο μία φορά, στην είσοδο του δικτύου. Το FEC κωδικοποιείται με μία σταθερού μήκους ετικέτα (label) η οποία και ενσωματώνεται στο αρχικό πακέτο. Οι επόμενοι κόμβοι, αντί να ελέγχουν το περιεχόμενο του IP header, εξετάζουν μόνο την ετικέτα ώστε να προσδιορίσουν τον κόμβο που πρέπει να προωθήσουν το πακέτο. Το προηγούμενο label αντικαθίσταται από ένα καινούργιο

και το πακέτο συνεχίζει τη διαδρομή του. Μία ακόμη διαφορά της τεχνολογίας MPLS, είναι η μετάδοση των δεδομένων μέσα από προκαθορισμένα “μονοπάτια” (Label Switched Paths - LSPs). Μέσω των πρωτοκόλλων διανομής των ετικετών LDP ή/και RSVP, ο κάθε δρομολογητής γνωρίζει εκ των προτέρων τι πρέπει να κάνει για να διαχειρίζεται ένα πακέτο με συγκεκριμένο label.

Ζεύξη MPLS IP-VPN ADSL

Για την ενσύρματη ζεύξη των απομακρυσμένων σταθμών του Τηλεμετρικού



Σεισμολογικού Δικτύου Κρήτης (HC-SNC) έχει επιλεγεί η τεχνολογία MPLS IP-VPN, που προαναφέρθηκε, με τη χρήση ευρυζωνικών συνδέσεων (ADSL). Επίσης, σε περίπτωση βλάβης της σύνδεσης, υφίσταται η δυνατότητα εναλλακτικής δρομολόγησης (μέσω

back-up ISDN πρόσβασης). Η τοπολογία του δικτύου φαίνεται στο διπλανό σχήμα.

Με την τεχνολογία αυτή εγκαταστάθηκαν στα πλαίσια του ΤΑΛΩΣ (ΣΠ-ΚΡ_7) οι απομακρυσμένοι σεισμολογικοί σταθμοί στα Φέρμα (Ιεράπετρα) Λασιθίου και στο Καστέλλι Πεδιάδος του Ηρακλείου.

Καστέλλι Πεδιάδος, HC-KSTL

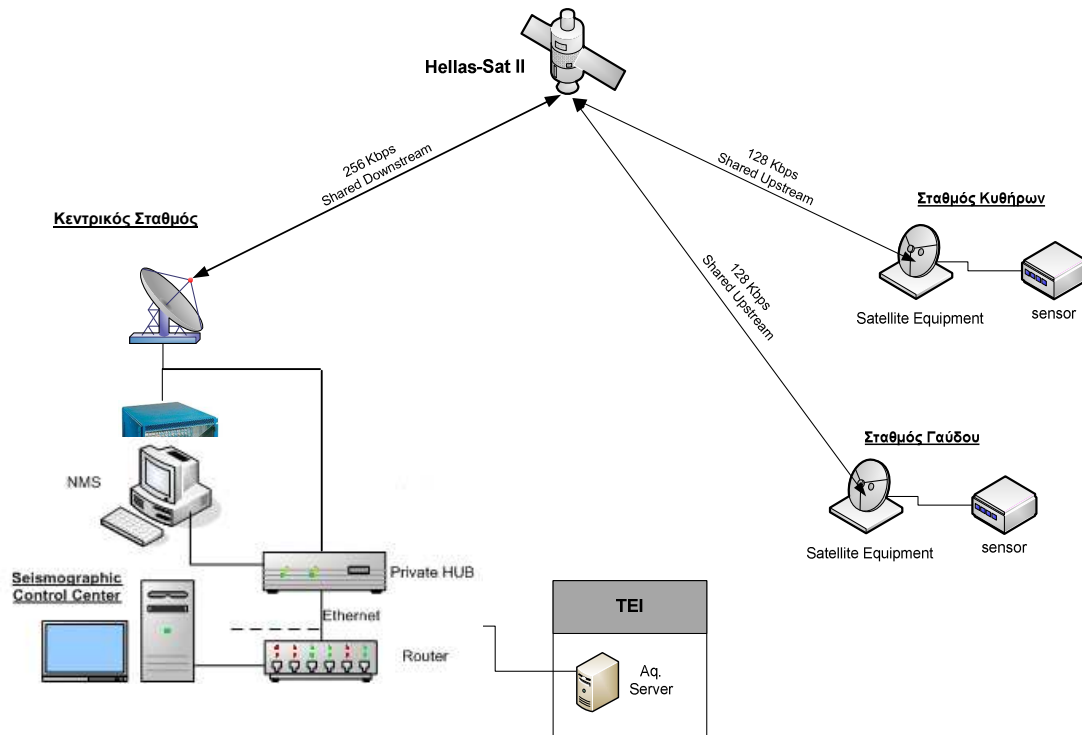


Φέρμα (Ιεράπετρα), HC-FRMA



2.4.2. Σεισμολογικοί Σταθμοί με Δορυφορική Ζεύξη (iDirect)

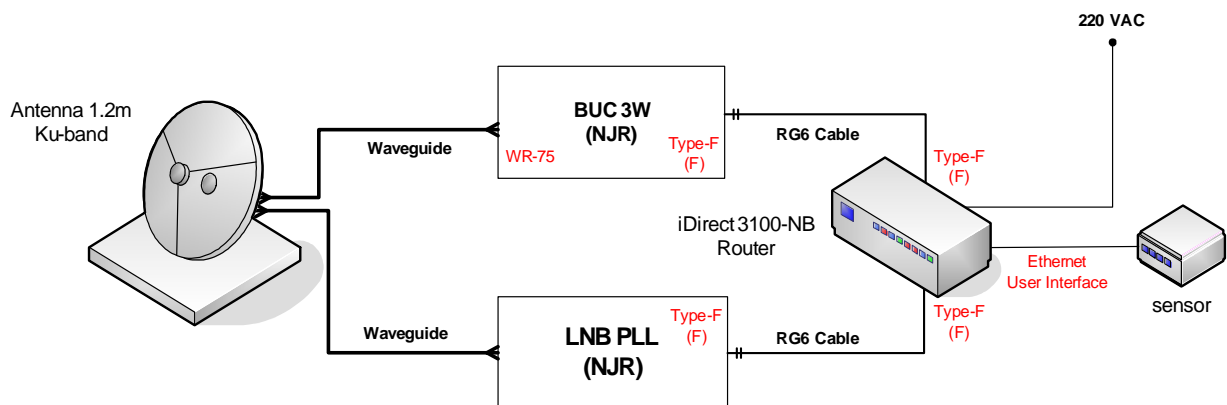
Στις τοποθεσίες Μιτάτα των Κυθήρων και Φάρος της Γαύδου εγκαταστάθηκαν νέοι δορυφορικοί σεισμολογικοί σταθμοί (Remote Stations) στα πλαίσια του έργου ΤΑΛΩΣ (ΣΠ-ΚΡ_7) για την ανάπτυξη του Τηλεμετρικού Σεισμολογικού Δικτύου Κρήτης που εγκαθιστά και λειτουργεί το Τ.Ε.Ι. Κρήτης (Εργαστήριο Γεωφυσικής & Σεισμολογίας), με σκοπό τη συνεχή μετάδοση, σε πραγματικό χρόνο, σεισμολογικών δεδομένων στον Κεντρικό Σταθμό (HUB Station, Acquisition Server) του Τ.Ε.Ι. Κρήτης που εδρεύει στο Εργαστήριο Γεωφυσικής & Σεισμολογίας στα Χανιά. Αντίστοιχα, πληροφορίες ελέγχου μεταδίδονται από τον



κόμβο του ΤΕΙ Κρήτης στα Χανιά προς τους απομακρυσμένους δορυφορικούς κόμβους. Για τη ζεύξη επιλέχθηκε η δορυφορική πλατφόρμα iNFINITI με τεχνολογία iDirect (βλ. και τελική αναφορά Παραδοτέου 8.2). Για τον σκοπό αυτό, ένα iDirect Private Hub, που μπορεί να υποστηρίξει απεριόριστο αριθμό θέσεων μέτρησης, εγκαταστάθηκε στον Κεντρικό Σταθμό έτσι ώστε να παρέχει σύνδεση υψηλής ταχύτητας μιας αναπήδησης (single-hop) μέσω δορυφόρου ανάμεσα στις απομακρυσμένες τοποθεσίες και στον κεντρικό σταθμό. Τα δεδομένα μεταδίδονται από κάθε απομακρυσμένο σταθμό απευθείας στο iDirect private ή στο mini Hub το οποίο ευρίσκεται στον κεντρικό σταθμό. Στο παραπάνω σχήμα απεικονίζεται η τοπολογία του δικτύου.

Ο κάθε τερματικός (απομακρυσμένος) δορυφορικός σταθμός περιλαμβάνει τον παρακάτω δορυφορικό εξοπλισμό:

- ❖ Κεραία Andrew 1.2m Ku-band
- ❖ NJR BUC 3W
- ❖ NJR LNB PLL



Εξοπλισμός Τερματικού Δορυφορικού Σταθμού

Για τη μετάδοση των δεδομένων χρησιμοποιείται δορυφορική χωρητικότητα του δορυφόρου Hellas Sat II, με τα ακόλουθα τεχνικά χαρακτηριστικά:

- ❖ Ρυθμός Μετάδοσης Δεδομένων D/L : 256 Kbps (HUB to Remotes)
- ❖ Ρυθμός Μετάδοσης Δεδομένων U/L : 128 Kbps (Remotes to HUB)
- ❖ Συχνότητα Λειτουργίας : Ku-band
- ❖ Turbo FEC : 0.793 D/L – 0.66 U/L

❖ Eb/No	:	5.5 dB
❖ Availability	:	99.8% D/L – 99.8% U/L
❖ HUB Antenna	:	2.4m
❖ Δορυφόρος	:	Hellas-Sat II

Η τεχνολογία iDirect

Η τεχνολογία iDirect παρέχει ευρυζωνικές λύσεις για τη μεταγωγή δεδομένων, βασισμένες σε δορυφόρους, που στοχεύουν σε εφαρμογές που απαιτούν γρήγορες, ευέλικτες, και γεωγραφικά διασκορπισμένες (εξαπλωμένες) αμφίδρομες TCP/IP επικοινωνίες. Η τεχνολογία iDirect προσπαθεί να καλύψει μια βασική έλλειψη στην ύπαρξη ευρυζωνικών επικοινωνιών για εφαρμογές: οι υπάρχουσες δορυφορικές λύσεις σχεδιάστηκαν έχοντας μικρότερες απαιτήσεις σε εύρος ζώνης, και οι τρέχουσες επίγειες λύσεις (οπτικά και χάλκινα καλώδια) έχουν περιορισμούς στην γεωγραφική τους διαθεσιμότητα, κόστος ανάπτυξης, διαχείρισης, ή/και ταχύτητα πρόσβασης. Από την άλλη ολοένα και αναγνωρίζεται η ευελιξία της δορυφορικής πρόσβασης ως η κατεύθυνση του μέλλοντος. Η δορυφορική ζεύξη οδεύει στο να συνδυάζει την χωρίς περιορισμούς ευελιξία της ασύρματης πρόσβασης, την οικονομική αποτελεσματικότητα των λύσεων VSAT, και την αξιοπιστία και τις επιδόσεις (throughput) των δικτύων οπτικών ινών.

Η τεχνολογία iDirect είναι αποτέλεσμα πολυετούς έρευνας και ανάπτυξης του TDMA, δορυφορικών επικοινωνιών και τεχνολογίας αλγορίθμων λογισμικού. Τα χαρακτηριστικά που βελτίωσαν την τεχνολογική λύση iDirect περιλαμβάνουν TCP/IP βελτιστοποίηση μέσω δορυφόρου (TCP and 3-Way Handshake Acceleration, local DNS caching), QoS και καθορισμός προτεραιότητας στην κυκλοφορία, επιλογές κυκλοφοριακής ευελιξίας, DHCP/NAT, ρυθμίσεις δικτύου και χαρακτηριστικά διαχείρισης, κεντρικός έλεγχος χαρακτηριστικών, και αναπήδηση συχνότητας (Frequency Hopping).

Το σύστημα ευρυζωνικού δικτύου IP VSAT τεχνολογίας iDirect είναι ένα από τα πιο αποδοτικά συστήματα δορυφορικών επικοινωνιών. Υψηλή αποδοτικότητα εύρους ζώνης εξασφαλίζει μικρότερο λειτουργικό κόστος δίχως να προβαίνει σε οποιεσδήποτε υποχωρήσεις ως προς τις επιδόσεις της εφαρμογής και να αποτελεί ακριβή λύση. Πέραν από την αποδοτικότητα του εύρους ζώνης, το σύστημα iDirect παρέχει έναν αριθμό από τεχνολογικούς νεωτερισμούς που χρησιμοποιούν αποτελεσματικά το εύρος ζώνης. Οι δυνατότητες εύρους ζώνης του συστήματος

iDirect ισχύουν τόσο για τις δορυφορικές επικοινωνίες όσο και για τις επικοινωνίες επιπέδου IP.

Δυνατότητες στο επίπεδο δορυφορικών επικοινωνιών (Efficiencies at Satellite Communication Level):

Turbo Product Codes (TPC) on both outroute and inroute: Το TPC block που βασίζεται στο FEC απαιτεί λιγότερη ισχύ για παρόμοιους ρυθμούς εμφάνισης βλαβών (BERs) σε σύγκριση με τα συστήματα που στηρίζονται σε RSV. Αυτό επιτρέπει περισσότερα user IP bits/Hz.

Pure IP-over-the-air έχει την μικρότερη προσαύξηση φόρτου. Συγκρίνοντάς το με συστήματα που βασίζονται στην ψηφιακή μετάδοση ήχου και εικόνας που έχουν πρόσθετη επιβάρυνση από την διαμόρφωση των πακέτων MPEG (MPEG framing). Άρα περισσότερα user IP bits/Hz.

Automatic Remote Synchronization: Αυτόματη άνω ζεύξη, ο έλεγχος συχνότητας και συγχρονισμού επιτρέπει την πιο συμπυκνωμένη δομή πλαισίων TDMA. Αυτό μειώνει τον απαιτούμενο χώρο άρα περισσότερα bits/Hz.

MF-TDMA: Η τεχνική γρήγορων αναπηδήσεων συχνότητας (Fast frequency hopping) εξασφαλίζει βέλτιστο μοίρασμα φόρτου σε όλες τις συχνότητες φορείς. Επιτρέπει μια πιο αποδοτική χρήση του διαθέσιμου εύρους ζώνης και αποφέρει περισσότερα user IP bits/Hz.

Deterministic TDMA or D-TDMA: Οι διατάξεις πρόσβασης χωρίς σύνδεση (contention-less access scheme) έχουν δυνατότητα ωφέλιμου φορτίου περίπου 98% ανεξάρτητα από την κατάσταση κυκλοφοριακής συμφόρησης (congestion) του δικτύου. Άρα περισσότερα user IP bits/Hz.

Carrier Size Granularity: Οποιαδήποτε συχνότητα φορέας ενός συστήματος iDirect μπορεί έχει ρυθμό μετάδοσης στο εγγύτερο 1bps. Αυτό μπορεί να εξοικονομήσει πολύ από το απαιτούμενο δορυφορικό εύρος ζώνης. Και έτσι επιτυγχάνονται περισσότερα user IP bits/Hz.

Carrier Spacing: Βελτιωμένα ψηφιακά φίλτρα επιτυγχάνουν μικρότερο συντελεστή (roll-off), άρα περισσότερα user IP bits/Hz.

Automatic Uplink Power Control: Οι αντισταθμίσεις των διαλείψεων με αυτόματο έλεγχο ισχύος της άνωθεν ζεύξης παρέχει μεγαλύτερη διαθεσιμότητα στην

εξυπηρέτηση. Αυτό επιφέρει καλύτερη απόδοση στον χρόνο ή μεγαλύτερη χρήση του χώρου.

Δυνατότητες στο επίπεδο κυκλοφορίας (Efficiencies at the Traffic level (IP)):

Committed Information Rates: Εξασφαλίζει το εύρος ζώνης σε απομακρυσμένες τοποθεσίες που έχουν δυνατότητες καταιγισμού. Η χωρητικότητα του δορυφόρου μπορεί να διαρθρωθεί ώστε να καλύπτει τις πραγματικές ανάγκες αντί να γίνεται υπερ-διαστασιολόγηση. Άρα περισσότερα user IP bits/Hz.

Application Triggered Committed Information Rates: Επιτρέπει την κατανομή εύρους ζώνης μόνο αν είναι παρών συγκεκριμένος τύπος κυκλοφορίας, συνεπώς παρέχει περισσότερα user IP bits/Hz.

Bandwidth on Demand – Rapid Allocation: Οι αλγόριθμοι Deterministic TDMA Rapid Bandwidth Allocation χρησιμοποιούν αποδοτικότερα το εύρος ζώνης καθώς οι κατανομές γίνονται σε πραγματικό χρόνο σύμφωνα με τις τρέχουσες ανάγκες της κυκλοφορίας. Άρα περισσότερα user IP bits/Hz.

Application QoS: Εξασφαλίζει το εύρος ζώνης σε κρίσιμες εφαρμογές, δίνοντας στις συχνότητες φορείς το κατάλληλο μέγεθος σύμφωνα με τις απαιτήσεις και όχι περισσότερο, συνεπώς περισσότερα user IP bits/Hz.

End-to-End 802.1q VLANs: Επιτρέπει τη διατήρηση πλήρως διαχωριζόμενης κυκλοφορίας με τη χρήση μιας μόνο υποδομής. Έτσι επιτυγχάνεται καλύτερη χρήση του φυσικού χώρου και αποδοτικότερη διαχείριση του δικτύου.

Ευρυζωνικός Δορυφορικός Δρομολογητής (Broadband Satellite Router)



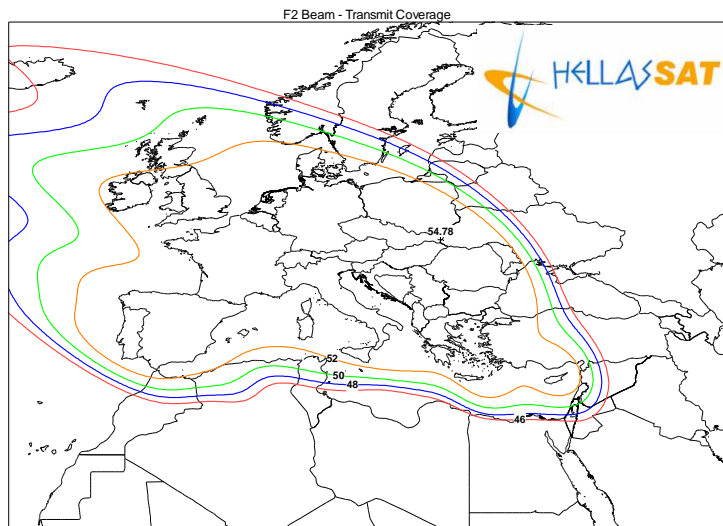
Ο ευρυζωνικός δορυφορικός δρομολογητής iDirect 3000 παρέχει μια οικονομικά και λειτουργικά αποδοτική λύση «ενός κουτιού» η οποία περιλαμβάνει δορυφορικό modem, δρομολογητή IP, βελτιστοποίηση

TCP μέσω δορυφόρου, και QoS/καθορισμός προτεραιοτήτων σε ένα κουτί. Προσφέρει υψηλότερους, και στις δύο κατευθύνσεις, διαθέσιμους ρυθμούς δεδομένων, μειώνει τις καθυστερήσεις (mitigates latency) διά μέσου της επιτάχυνσης iDirect TCP/Web, χρησιμοποιεί έναν μοναδικό υπέρ-ταχύ κώδικα διόρθωσης λαθών ("ECC") που επιτυγχάνει σχεδόν 200% περισσότερη

αποδοτικότητα από ότι οι παραδοσιακές τεχνικές ECC, και αυτόματο από άκρη ως άκρη ενεργειακό έλεγχο για την αύξηση της διαθεσιμότητας κατά την διάρκεια κακών καιρικών συνθηκών. Επιπλέον, υποστηρίζει κυκλοφορία IP δύο κατευθύνσεων, εγκαθίσταται σε σύντομο χρόνο, έχει ενσωματωμένη εφαρμογή QoS και δυνατότητα καθορισμού προτεραιοτήτων, υποστηρίζει τις λειτουργίες DHCP και NAT, έχει βασικές λίστες ελέγχου πρόσβασης [ACL's (access control lists)] και διαθέτει ενσωματωμένο το κύκλωμα κρυπτογράφησης 3DES για την υποστήριξη της κρυπτογράφησης στο επίπεδο σύνδεσης (link layer encryption). Ο ευρυζωνικός δορυφορικός δρομολογητής iDirect 3000 υποστηρίζει ρυθμούς δεδομένων μέχρι τα 18Mbps στο κατέβασμα (downstream or outbound) και μέχρι τα 4.2Mbps στο ανέβασμα (upstream or inbound).

Περιγραφή του Ελληνικού Δορυφόρου Hellas Sat II

Ο Hellas Sat II (τύπος EuroStar E2000+) είναι ένας από τους πιο εξελιγμένους και ισχυρότερους τηλεπικοινωνιακούς δορυφόρους στην Ευρώπη, με ευρεία γεωγραφική κάλυψη (βλ. σχήμα). Κατασκευασμένος από τη Γαλλική εταιρία Astrium, έχει τη δυνατότητα να προσφέρει μια σειρά από τηλεπικοινωνιακές και ευρυζωνικές υπηρεσίες όπως, δορυφορικό Internet, υπηρεσίες voice και data και ψηφιακή δορυφορική εκπομπή τηλεοπτικού σήματος. Ο Hellas Sat II εκτοξεύθηκε την 14^η Μαΐου του 2003 στη γεωστατική τροχιά E39° και τώρα είναι σε πλήρη λειτουργία καλύπτοντας τις τηλεπικοινωνιακές ανάγκες υπουργείων, δημόσιων επιχειρήσεων, εκπαιδευτικών ιδρυμάτων, ερευνητικών κέντρων και τηλεπικοινωνιακών οργανισμών στην Ευρώπη, τη Μέση Ανατολή, την Αφρική, τη Νοτιοανατολική και Κεντρική Ασία. Ο εκτιμώμενος χρόνος λειτουργίας του Hellas Sat II είναι 17 χρόνια και είναι εφοδιασμένος με τριάντα (30) αναμεταδότες (transponders) με 36MHz εύρος ζώνης ο καθένας, διαθέσιμους για ταυτόχρονη λειτουργία τόσο



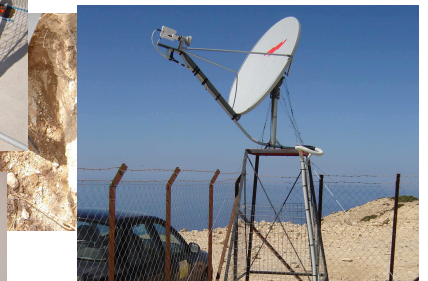
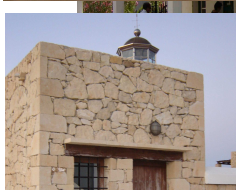
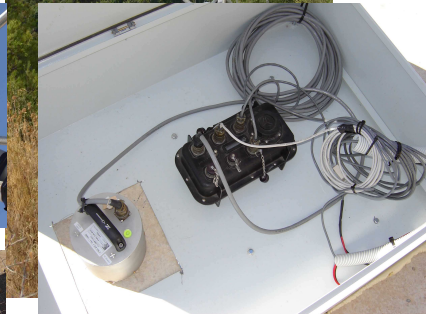
στη σκιά όσο και στο ηλιακό φως. Η λήψη και η εκπομπή λαμβάνουν χώρα μέσω τεσσάρων διπλής πόλωσης κεραιών δέσμης (four dual polarized beam antennas). Οι δύο από αυτές (F1 & F2) είναι σταθερές, με 18 κανάλια και παρέχουν πολύπλοκο σχήμα δέσμης για αποτελεσματική κάλυψη της Ευρώπης, και μέρους της Μέσης Ανατολής και της Βορείου Αφρικής. Οι άλλες δύο κεραιές (S1&S2), με 12 κανάλια, είναι κατευθυνόμενες (μπορούν να παρέχουν εστιασμένη κάλυψη και μπορούν να κατευθυνθούν σε οποιοδήποτε ορατό σημείο της επιφάνειας της Γης) και χρησιμοποιούνται για κάλυψη της Μέσης Ανατολής, της Αφρικής και Νοτιοανατολικής-Κεντρικής Ασίας. Από λειτουργικής άποψης, ο Hellas Sat II παρέχει ευελιξία στους χρήστες επίγειων σταθμών στην περίπτωση που ο σταθμός ανεβάσματος δεδομένων (uplink) είναι περιορισμένος από πλευράς τροφοδοσίας ή/και όταν απαιτείται αντιστάθμιση τροφοδοσίας για να καλυφθούν οι ανάγκες απρόβλεπτων διαλείψεων (unpredictable link fade).

Εγκατάσταση Σεισμολογικού Σταθμού Κυθήρων (HC-



Εγκατάσταση Σεισμολογικού Σταθμού Γαύδου (HC-GVDS) με

Δορυφορική Ζεύξη



Για την πληρέστερη και όσο το δυνατόν υψηλότερη απόδοση του συστήματος ανίχνευσης, ταυτοποίησης και επεξεργασίας σεισμικών γεγονότων, επελέγη η εγκατάσταση δύο, αποδεδειγμένης αξιοπιστίας, συστημάτων λογισμικών εφαρμογών: του SEISCOMP που έχει αναπτυχθεί από το Ινστιτούτο GFZ του Potsdam στη Γερμανία και του SNDP που έχει αναπτυχθεί από το ερευνητικό κέντρο SYNAPSE της Ρωσικής Ακαδημίας Επιστημών. Τα δύο αυτά συστήματα εγκαταστάθηκαν και λειτουργούν παράλληλα στο Εργαστήριο Γεωφυσικής & Σεισμολογίας του ΤΕΙ Κρήτης. Βασική προϋπόθεση για την επιλογή των προαναφερομένων συστημάτων ήταν η πλήρης συμβατότητά τους με το υπάρχον υλικό και λογισμικό του σεισμολογικού δικτύου. Αν και τα δύο συστήματα διαθέτουν και δυνατότητες ελέγχου των ψηφιοποιητών των σεισμολογικών σταθμών σε κανένα από τα δύο δεν ενεργοποιήθηκε αυτή η επιλογή αφενός διότι υπάρχει αντίστοιχο εξειδικευμένο λογισμικό και αφετέρου η εγκατάσταση των δύο αυτών πακέτων αποσκοπούσε στην χρήση τους ως συστήματα ανίχνευσης, ταυτοποίησης και επεξεργασίας σεισμικών γεγονότων. Η εγκατάσταση του κάθε συστήματος έχει πραγματοποιηθεί σε ξεχωριστό υπολογιστικό σύστημα για το καθένα ενώ επιπρόσθετα υπάρχουν άλλα δύο υπολογιστικά συστήματα σε

κατάσταση αναμονής (ένα για το καθένα) τα οποία σε περίπτωση αποτυχίας του υπολογιστή που φιλοξενεί το SEISCOMP ή το SNDP αντίστοιχα, εκκινούν αυτόματα την εφεδρική εγκατάσταση του συστήματος που κατέπεσε. Με τον τρόπο αυτό και για τα δύο συστήματα έχουμε εξασφαλίσει συνεχή απρόσκοπτη λειτουργία η οποία συνεπικουρείται από τα απαραίτητα ανεξάρτητα συστήματα αδιάλειπτης παροχής ενέργειας.

Το σύστημα SEISCOMP διατίθεται δωρεάν και δύναται να εκτελέσει τις παρακάτω εργασίες:

- ✓ Συλλογή δεδομένων
- ✓ Έλεγχος ποιότητας δεδομένων
- ✓ Καταγραφή δεδομένων
- ✓ Επικοινωνία σε πραγματικό χρόνο
- ✓ Παρακολούθηση σεισμολογικού δικτύου
- ✓ Επεξεργασία σεισμικών γεγονότων σε πραγματικό χρόνο
- ✓ Έκδοση ειδοποιήσεων σεισμικών γεγονότων
- ✓ Αρχαιοθέτηση σεισμικών χρονοσειρών
- ✓ Διανομή χρονοσειρών σε συμβατά υπολογιστικά κέντρα

Η εγκατάσταση που πραγματοποιήθηκε περιέλαβε τα ακόλουθα υποπρογράμματα, τα οποία υλοποιούν τις προαναφερόμενες εργασίες:

- ❖ acquisition: Εξυπηρετητής για συλλογή και αρχαιοθέτηση δεδομένων από σεισμολογικούς σταθμούς
- ❖ autopic: Δημιουργία αρχείου φάσεων που χρησιμοποιείται για τον αυτόματο προσδιορισμό επικέντρων.
- ❖ autoloc: Αυτόματος προσδιορισμός επικέντρου με χρήση αποτελεσμάτων του ii.
- ❖ slmon : Δημιουργία ιστοσελίδων για απεικόνιση της κατάστασης των σταθμών του σεισμολογικού δικτύου
- ❖ seisgram: απεικόνιση σε πραγματικό χρόνο των λαμβανόμενων κυματομορφών
- ❖ analysis: Ανάλυση και επαναπροσδιορισμός παραμέτρων σεισμικού γεγονότος από τον χρήστη

Από τα ανωτέρω, ιδιαίτερη παραμετροποίηση πραγματοποιήθηκε στο υποπρόγραμμα i. προκειμένου να συνεργαστεί πλήρως με το υλικό των εγκατεστημένων σεισμολογικών σταθμών. Ειδικότερα, δημιουργήθηκαν εξ' αρχής νέα προφίλ τόσο για κάποια από τα σεισμόμετρα (Guralp) όσο και για συγκεκριμένο ψηφιοποιητή (Reftek DAS-130).

Το σύστημα SNDP ακολουθεί διαφορετική προσέγγιση η οποία συνοψίζεται ακολούθως:

1. Ιεραρχική σχεδίαση. Το σύστημα είναι χωρισμένο σε διάφορα επίπεδα που το καθένα επιτελεί μια ξεκάθαρη λειτουργία με δεδομένη είσοδο και έξοδο. Έτσι το κάθε υποπρόγραμμα εκτελεί την προκαθορισμένη του λειτουργία όταν σκανδαλιστεί και εξάγει τα αποτελέσματά του σε συγκεκριμένο αποδέκτη.
2. Όλες οι λειτουργίες είναι ασύγχρονες και καθοδηγούνται από σήματα – σηματοφόρους (semaphores). Η υλοποίηση αυτή έχει αποδειχτεί από τη διεθνή εμπειρία ότι αποτελεί έναν εξαιρετικά αξιόπιστο τρόπο για συστήματα όπου οι επιμέρους επεξεργασίες δύναται να εκτελούνται παράλληλα προστατεύοντας έτσι τους διαμοιραζόμενους πόρους του υπολογιστικού συστήματος από “συγκρούσεις” και άσκοπη χρήση.

3. Μοναδικός τρόπος παραμετροποίησης. Αν και αποτελείται από ένα σύνολο υποπρογραμμάτων η μοναδικότητα της παραμετροποίησης εξασφαλίζει ότι τα τρέχοντα και οποιαδήποτε μελλοντικά υποπρογράμματα θα ακολουθούν τον ίδιο τρόπο παραμετροποίησης εξαλείφοντας έτσι φαινόμενα δυϊσμού.

Η εγκατάσταση πραγματοποιήθηκε με την προτεινόμενη υλοποίηση του SNDP σε δύο κύρια υποσυστήματα: (α) στο υποσύστημα πραγματικού χρόνου (RTS) και (β) στο υποσύστημα ανάλυσης και επεξεργασίας (SNDA). Σε κάθε ένα από τα υποσυστήματα δύναται να λειτουργούν δύο ή και περισσότερα υποπρογράμματα που επιτελούν την ίδια εργασία παράλληλα, καθιστώντας τη διαδικασία εκτίμησης και σύγκρισης μεταξύ διαφορετικών προσεγγίσεων για το ίδιο πρόβλημα, ταχύτερη και αποτελεσματικότερη.

Το υποσύστημα πραγματικού χρόνου RTS αποτελείται από:

- i. Διαχειριστή δεδομένων (DLM). Είναι το υποπρόγραμμα που εκτελεί τη λήψη, τον έλεγχο και την αρχειοθέτηση των σεισμικών καταγραφών σε πραγματικό χρόνο.
- ii. Ανιχνευτές σεισμικών γεγονότων (DP). Λειτουργούν σε πραγματικό χρόνο με δεδομένα που δέχονται από τον DLM και προορίζονται για ανίχνευση σεισμικού γεγονότος. Επί του παρόντος, εκτός από το παραδοσιακό ανιχνευτή STA/LTA χρησιμοποιούνται παράλληλα και ανιχνευτής βασισμένος σε συναρτήσεις κυματιδίων καθώς και ένας προκαταρκτικός ανιχνευτής βασισμένος σε νευρωνικά δίκτυα. Σε κάθε ανίχνευση επιλέγεται αυτόματα το αποτέλεσμα από εκείνο τον ανιχνευτή που παρουσιάζει τον μεγαλύτερο βαθμό βεβαιότητας.
- iii. Προσδιοριστές σεισμικών παραμέτρων. Για τον προσδιορισμό των παραμέτρων του ανιχνευθέντος σεισμικού γεγονότος αξιοποιούμε δύο υποπρογράμματα: το διαδοδομένο HYPO 2000 και το Regass (υλοποίηση SYNAPSE). Αμφότερα έχουν παραμετροποιηθεί ώστε να λαμβάνουν αυτόματα τις απαραίτητες σεισμικές χρονοσειρές από το ii. και εξάγουν τα αποτελέσματά τους ανεξάρτητα, προκειμένου να υπάρχει η δυνατότητα σύγκρισης μεταξύ των.

Το υποσύστημα ανάλυσης και επεξεργασίας SNDA αποτελείται από:

- i. Γραφικό περιβάλλον επεξεργασίας.
- ii. Γλώσσα μακροεντολών συμβατή με Matlab.
- iii. Εντολές απλής (φιλτράρισμα, προσδιορισμός φάσματος, εύρεση και μαρκάρισμα φάσεων κλπ) και σύνθετης σεισμολογικής επεξεργασίας (ανάλυση time-domain, FK ανάλυση, σεισμική τομογραφία, προσδιορισμός πηγών με χρήση νευρωνικών δικτύων, μοντελοποίηση πηγών κλπ)

Τα ανωτέρω χρησιμοποιούνται σε πραγματικό χρόνο, ενώ υπάρχει φυσικά και η δυνατότητα χρήσης τους σε μη πραγματικό χρόνο από το SNDA, δίχως να επηρεάζεται η αντίστοιχη λειτουργία τους σε πραγματικό χρόνο.

Στην εγκατάσταση που πραγματοποιήθηκε στο Εργαστήριο Γεωφυσικής & Σεισμολογίας του ΤΕΙ Κρήτης, τα υποπρογράμματα που ενσωματώθηκαν είναι τα εξ' ορισμού περιεχόμενα, τα οποία παραμετροποιήθηκαν πλήρως για τις ανάγκες του σεισμολογικού δικτύου. Ιδιαίτερη παραμετροποίηση πραγματοποιήθηκε στα υποπρογράμματα ii. προκειμένου να μεγιστοποιήσουμε την αποτελεσματικότητά τους σε σχέση με τις ιδιαιτερότητες της περιοχής που καλύπτει το σεισμολογικό δίκτυο.

2.5 Ανίχνευση του σεισμικού σήματος

Τα σήματα που φθάνουν στον κεντρικό σταθμό μέσω των τηλεφωνικών γραμμών από τους περιφερειακούς σταθμούς, μετατρέπονται κατ' αρχήν από αναλογικά σε ψηφιακά, με την βοήθεια κατάλληλων μετατροπέων (analog to digital converters). Η ψηφιοποίηση γίνεται με ρυθμό 50 δειγμάτων σε κάθε δευτερόλεπτο. Υπάρχει επίσης η δυνατότητα επιλογής ενός άλλου ρυθμού ψηφιοποίησης από 1 έως 600 δείγματα το δευτερόλεπτο. Τα σήματα αυτά ανιχνεύονται συνεχώς για να διαπιστωθεί αν είναι θόρυβος ή σεισμικό σήμα (signal detecting). Εάν διαπιστωθεί ότι το σήμα ανήκει σε σεισμικά κύματα ενός σεισμικού γεγονότος ενεργοποιείται το στάδιο ανίχνευσης του σεισμού (event detection), που ελέγχει εάν το σεισμικό αυτό σήμα παρατηρείται ταυτόχρονα και σε Κ άλλους τουλάχιστον σταθμούς οπότε αρχίζει το επόμενο στάδιο. Ο αριθμός Κ των σταθμών που ανιχνεύουν το σεισμικό γεγονός καθορίζεται εκ των προτέρων και συνήθως αντιστοιχεί σε αριθμό 4 ή περισσότερων σταθμών. Ο πιο πάνω αλγόριθμος ενεργοποίησης της καταγραφής (trigger) περιγράφεται αναλυτικά από τους Veith (1978), και Teledyne Geotech (1985).

2.6 Καταγραφή των σεισμικών κυμάτων και επεξεργασία του σεισμικού γεγονότος από τον Η/Υ

Με την διαπίστωση ότι τα εισερχόμενα ψηφιακά σήματα οφείλονται σε σεισμικό γεγονός, καταγράφονται αυτόματα στη μνήμη του Η/Υ. Η καταγραφή αρχίζει πάντα μερικά sec πριν την άφιξη της πρώτης φάσης των Ρ-κυμάτων και τελειώνει αφού καταγραφεί το σεισμικό γεγονός. Υπάρχει επίσης η δυνατότητα της καταγραφής του σεισμικού γεγονότος από την αρχή του μέχρι κάποιου χρονικού σημείου πριν το τέλος του σεισμικού σήματος, ανάλογα με τον προγραμματισμό που έκανε εκ των προτέρων ο χειριστής του συστήματος.

Το σύστημα αναγνωρίζει αυτόματα τις πρώτες αφίξεις των σεισμικών φάσεων Ρ, S και προχωρά στον υπολογισμό των σεισμικών παραμέτρων καθώς και του μεγέθους. Όλες αυτές οι πληροφορίες καθώς και οι κυματομορφές, μεταφέρονται από την μνήμη του Η/Υ σε μαγνητικές ταινίες όπου καταχωρούνται προσωρινά, μέχρις ότου ο αναλυτής θα εξετάσει τα αποτελέσματα για να τα αποδεχτεί ή να τα τροποποιήσει και τελικά θα τα αποθηκεύσει σε κατάλληλες μαγνητικές ταινίες σαν αρχείο. Ο τρόπος λειτουργίας του συστήματος SDP, όπως αναπτύχθηκε προηγουμένως, παρουσιάζεται σχηματικά στο σχήμα 2.13.

2.7 Η σημασία της λειτουργίας του τηλεμετρικού συστήματος

Με την εγκατάσταση των νέων σταθμών το τηλεμετρικό δίκτυο του Σεισμολογικού Ινστιτούτου θα αποτελείται από 17 σταθμούς που θα είναι διασκορπισμένοι σ' όλη την Ελλάδα. Η σημασία του δικτύου αυτού είναι πολύ μεγάλη όχι μόνο από την σημαντική αύξηση του αριθμού των σεισμολογικών σταθμών, αλλά και από την υψηλή, σύγχρονη τεχνολογία των σταθμών και του συστήματος του Ηλεκτρονικού Υπολογιστή που το υποστηρίζει. Η σημασία αυτή αναλύεται παρακάτω:

- Με την λειτουργία των σταθμών, που θα καλύπτουν όλο τον Ελληνικό χώρο και με ταυτόχρονη μετάδοση των αναγραφών τους μέσω τηλεφωνικών

γραμμών στον κεντρικό σταθμό των Αθηνών, θα είναι δυνατή η άμεση παρακολούθηση της σεισμικότητας ολόκληρου του Ελλαδικού χώρου.

- Η καταγραφή των σεισμικών σημάτων από τον Η/Υ σε ψηφιακή μορφή, θα δώσει την δυνατότητα να μελετηθεί το σεισμικό φαινόμενο με μεγαλύτερη λεπτομέρεια σύμφωνα με τις τελευταίες εξελίξεις και απαιτήσεις της επιστήμης.
- Η ψηφιακή καταγραφή των σεισμικών κυμάτων και το πυκνότερο σεισμικό δίκτυο θα βοηθήσει στον ακριβέστερο προσδιορισμό των σεισμικών παραμέτρων, με συνέπεια την άμεση βελτίωση του συλλεγόμενου υλικού, τόσο σε ποιότητα όσο και σε ποσότητα. Μια τέτοια ποιότητα υλικού θα δώσει την δυνατότητα να απαντηθούν και ενδεχομένως να επιλυθούν πολλά ερωτήματα που σχετίζονται με την σεισμική και τεκτονική πολυπλοκότητα του Ελληνικού χώρου.

2.8 Η ανάπτυξη των σεισμολογικών δικτύων στην δεκαετία του 1960.

Με την έναρξη της δεκαετίας του 1960, στον χώρο της παγκόσμιας σεισμολογίας άρχισε μια μεγάλη επιστημονική επανάσταση. Οι προηγμένες επιστημονικά και οικονομικά χώρες, διέθεσαν σημαντικά χρηματικά ποσά, κατέβαλαν πολλές προσπάθειες και απασχόλησαν ένα μεγάλο αριθμό επιστημονικού προσωπικού για την σχεδίαση νέων, ευαίσθητων σεισμολογικών οργάνων τα οποία στην συνέχεια εγκαταστάθηκαν σε διάφορες χώρες όλου του κόσμου. Αυτή η δραστηριότητα είχε σαν αντικειμενικό σκοπό την χρησιμοποίηση των συλλεγόμενων σεισμικών παρατηρήσεων για την εφαρμογή της “Παγκόσμιας Συμφωνίας για τον Έλεγχο των Πυρηνικών Δοκιμών” (Comprehensive Test Ban Treaty).

Έτσι το 1961 ξεκίνησε η εγκατάσταση ενός δικτύου 125 ομοιόμορφων σεισμολογικών σταθμών σε όλο τον κόσμο. Το δίκτυο αυτό είναι γνωστό σαν WWSSN (World Wide Standard Stations Network). Τον ίδιο καιρό ξεκίνησε και η λειτουργία σεισμικών συστοιχιών, όπως η Eskedalemuir στην Μεγάλη Βρετανία (1962) που αποτελείτο από 20 σεισμόμετρα, η NORSAR (Norwegian Seismic Array) στη Νορβηγία (1963, 20 σεισμόμετρα), η LASA (Large Aperture Seismic Array) στην Montana των ΗΠΑ (1965, 200 σεισμόμετρα), η APLA (Alaskan Long – Period Array) στην Αλάσκα (1969, 80 σεισμόμετρα), η Γαλλική CEQ (1974, 500 σεισμόμετρα) και άλλες πολλές (Dahlman και Israelson 1977).

2.9 Ορισμός της ανιχνευτικότητας δικτύου.

Η ικανότητα ανίχνευσης ενός σεισμού, ορισμένου μεγέθους, από ένα σεισμολογικό δίκτυο ορίζεται σαν η συνολική πιθανότητα ανίχνευσης του σεισμού από τους σταθμούς του δικτύου. Κατ’ αρχάς προσδιορίζεται το κατώτερο μέγεθος σεισμικής ανίχνευσης Μτ, με πιθανότητα 50 ή 90 επί της εκατό, σαν ένα μέτρο της απόδοσης των σταθμών. Αυτό είναι το μέγεθος για το οποίο ο σταθμός αναμένεται να καταγράψει τα 50 ή 90 επί της εκατό όλων των σεισμών που έχουν μέγεθος ίσο ή μεγαλύτερο από αυτό.

Ο καθορισμός της τιμής του κατώτερου μεγέθους, Μτ, για τους σταθμούς ενός δικτύου είναι απαραίτητος και πρωταρχικός παράγοντας, για να καθοριστεί στην συνέχεια η ανιχνευτικότητα του δικτύου. Η τιμή του επηρεάζεται από πολλά

και διαφορετικά χαρακτηριστικά των σταθμών ή του δικτύου όπως είναι ο περιβάλλον θόρυβος, η σχετική ένταση των σεισμικών σημάτων, το είδος και η ποιότητα των οργάνων, οι τεχνικές και οι διαδικασίες που χρησιμοποιούνται για την συλλογή, την αξιολόγηση και την ανάλυση των σεισμικών δεδομένων.

2.10 Μέθοδοι υπολογισμού του κατώτερου μεγέθους.

Στην βιβλιογραφία αναφέρονται πολλοί τρόποι για τον καθορισμό του κατώτερου μεγέθους. Αυτοί μπορούν να διακριθούν σε τρεις κατηγορίες.

- a. **Η άμεση μέθοδος** που βασίζεται στην μελέτη του περιβάλλοντος θορύβου. Με μετρήσεις των πλατών του σεισμικού σημείου και του θορύβου μπορεί να ευρεθεί η σχέση 'σήματος – θορύβου', (SNR : Signal to Noise Ration), που απαιτείται για την ανίχνευση. Έτσι με την χρησιμοποίηση σημάτων διαφορετικών πλατών μπορεί να εκτιμηθεί από αυτά η ανιχνευτικότητα του δικτύου. (Lacoss 1969, Harley 1971).
Η χρήση αυτής της μεθόδου απαιτεί καταγραφές μεγάλου αριθμού σεισμών σε ψηφιακή μορφή, για να είναι δυνατός ο υπολογισμός των φασμάτων του σήματος και του θορύβου.
- b. **Η επαναληπτική ή αυξητική μέθοδος.** Σύμφωνα μ' αυτήν την μέθοδο συγκρίνεται η σεισμικότητα με την παρατηρηθείσα απόδοση ανίχνευσης. Αυτή η διαδικασία γίνεται σε δυο στάδια. Πρώτα εκτιμάται η σεισμικότητα μιας περιοχής ή ενός σταθμού χρησιμοποιώντας τα σεισμικά δεδομένα που παρατηρήθηκαν. Αυτό επιτυγχάνεται σχεδιάζοντας την γραφική παράσταση του αριθμού των σεισμικών γεγονότων συναρτήσει του μεγέθους τους. Κατόπιν συγκρίνεται, στα μικρά μεγέθη, ο παρατηρηθείς με τον αναμενόμενο αριθμό σεισμικών γεγονότων. Έτσι υπολογίζεται η κλίση της καμπύλης μεγέθους – συχνότητας με διάφορους τρόπους όπως με την τεχνική των ελαχίστων τετραγώνων ή με την μέθοδο της μέγιστης πιθανότητας, (maximum likelihood method). Τέτοιες τεχνικές περιγράφονται από τους Aki (1965), Lacoss και Kelly (1969), Ringdal (1976). Στην μέθοδο αυτή συχνά χρησιμοποιείται η αθροιστική συχνότητα σεισμών από τα μεγαλύτερα προς τα μικρότερα μεγέθη (Bungum και H usebye, 1974), σύμφωνα με την θεμελιώδη σχέση της σεισμολογίας $\log N = a - bM$ των Gutenberg και Richter (1944).
- c. **Η άμεση μέθοδος** που στηρίζεται στην σύγκριση του εξεταζόμενου δικτύου ή σταθμού με ένα σύστημα αναφοράς. Έτσι επιλέγεται ένας αριθμός γεγονότων που καταγράφηκε στο δίκτυο ή σταθμό αναφοράς. Στη συνέχεια υπολογίζεται η επί της εκατό πιθανότητα ανίχνευσης για κάθε μέγεθος από το εξεταζόμενο δίκτυο ή σταθμό (Ringdal 1975).
Η μέθοδος αυτή δίνει ένα αμερόληπτο κατώτερο όριο μεγέθους, εάν και μόνο εάν, η ανεξάρτητη πηγή πληροφοριών για το μέγεθος, έχει κατώτερο όριο αρκετά μικρότερο από αυτό του εξεταζόμενου δικτύου ή σταθμού.
Βελτίωση της μεθόδου αυτής προτάθηκε από τους Matsumura (1984) και Papanastasiou (1986). Η μέθοδος τους δίνει άριστα αποτελέσματα για πυκνά μικροσεισμικά δίκτυα που αποτελούνται από σταθμούς υψηλής απόδοσης,

ώστε η καταγραφή μικροσεισμικών μεγεθών 1.0 της κλίμακας Richter ή και μικρότερων να θεωρείται σύνηθες γεγονός.

Στη πτυχιακή αυτή χρησιμοποιήθηκαν η άμεση μέθοδος και η αυξητική ή επαναληπτική μέθοδος για την εύρεση του κατώτερου μεγέθους για κάθε σταθμό του δικτύου του Σεισμολογικού Ινστιτούτου. Η εφαρμογή της έμμεσης μεθόδου ήταν αδύνατη μια και στην πλειονότητα τους οι σταθμοί του Σεισμολογικού Ινστιτούτου έχουν αναλογική καταγραφή σε φωτογραφικό χαρτί. Η χρησιμοποίηση των δυο μεθόδων ήταν αναγκαία αφ' ενός μεν για να συγκριθούν τα αποτελέσματα αφ' ετέρου δε για να διαπιστωθεί η επίδραση του μεγέθους, όπως υπολογίζεται από το σταθμό των Αθηνών, στο κατώτερο μέγεθος των άλλων σταθμών.

2.11 Άμεση μέθοδος.

Η τεχνική που χρησιμοποιήθηκε έχει συνοπτικά ως εξής: Υποτίθεται ότι υπάρχει ένας σταθμός αναφοράς, από τον οποίο είναι γνωστά τα μεγέθη m_1, m_2, \dots, m_n , η σεισμικών γεγονότων. Για κάθε ένα γεγονός, όλοι οι σταθμοί του δικτύου ελέγχονται εάν έχουν καταγράψει ή όχι το γεγονός. Απώτερος σκοπός είναι να ευρεθεί για κάθε σταθμό μια σχέση $P(m)$ που να προσαρμόζεται καλύτερα στα αποτελέσματα, που παριστούν την πιθανότητα ανίχνευσης για κάθε μέγεθος m . Η σχέση $P(m)$ ακολουθεί την αθροιστική κατανομή και είναι της μορφής:

$$P(m) = \phi (m - \mu / \sigma)$$

Όπου μ είναι η μέση τιμή και σ η τυπική απόκλιση. Η μέση τιμή αντιστοιχεί στην πιθανότητα 50% και σχετίζεται απ' ευθείας με την ευαισθησία του σταθμού. Όσο μικρότερη είναι η τιμή της τόσο πιο ευαίσθητος είναι ο σταθμός. Η τυπική απόκλιση παριστά την διασπορά των σημείων γύρω από την μέση τιμή και δίνεται από την σχέση:

$$\sigma = (\sqrt{2\pi} \text{ κλίση})$$

Για να ευρεθούν οι τιμές μ και σ εφαρμόζεται η τεχνική της μέγιστης πιθανότητας (Ringdal 1975). Ας είναι $x_i = 1$ εάν ο σταθμός ανίχνευσε το i γεγονός ($i = 1, 2, \dots, n$), και $x_i = 0$ εάν όχι. Η πιθανότητα που αναζητείται ευρίσκεται συνδυάζοντας τα αποτελέσματα x_1, x_2, \dots, x_n και γράφεται ως εξής :

$$L (x_1, \dots, x_n / \mu, \sigma) = \prod_{i=1}^n P (m_i)^{x_i} (1 - P (m_i))^{1-x_i}$$

Με την μέθοδο της μέγιστης πιθανότητας, μεγιστοποιείται η προηγούμενη συνάρτηση πιθανότητας και τα μ, σ υπολογίζονται.

Για να χρησιμοποιηθεί η μέθοδος αυτή, θεωρήθηκε ο σταθμός των Αθηνών σαν σταθμός αναφοράς. Είναι ο μοναδικός σταθμός του δικτύου που είναι εφοδιασμένος με σειсмоγράφο Wood - Anderson, για τον προσδιορισμό του τοπικού μεγέθους M_L και που έχει τα κανονικά τεχνικά χαρακτηριστικά (φυσική περίοδος σεισμομέτρου 0.8, εξασθένηση 50 και μεγέθυνση 2800). Ο σταθμός αυτός ευρίσκεται γεωγραφικά στο κέντρο του δικτύου, με αποτέλεσμα να καταγράφει ομοιόμορφα την σεισμικότητα της περιοχής που καλύπτει το δίκτυο ($19^\circ E - 29^\circ E, 34^\circ N - 42^\circ N$), και έτσι τα δεδομένα του να θεωρούνται αντιπροσωπευτικά όλου του δικτύου.

Η μέθοδος εφαρμόστηκε για κάθε ένα από τους σταθμούς του σεισμολογικού δικτύου. Σαν δεδομένα χρησιμοποιήθηκαν όλοι οι σεισμοί που καταγράφηκαν κατά

τα έτη 2007 και 2008 όπως περιέχονται στα αυτόματα δελτία του Σεισμολογικού Σταθμού, με την προϋπόθεση ότι το τοπικό μέγεθος M_L είχε υπολογιστεί από τον σταθμό των Αθηνών. Σεισμοί που καταγράφηκαν στη παραπάνω χρονική περίοδο, αλλά δεν ανιχνεύθηκαν από κάποιο σταθμό γιατί ευρίσκετο εκτός λειτουργίας λόγω βλάβης ή συντήρησης, εξαιρέθηκαν από τους υπολογισμούς για τον αντίστοιχο σταθμό. Χρησιμοποιήθηκε αυτή η χρονική περίοδος γιατί από το 2004 αρχίζει η συστηματική χρησιμοποίηση H/Y από Το Σεισμολογικό Ινστιτούτο για τον υπολογισμό των σεισμικών παραμέτρων. Μέχρι το έτος αυτό οι υπολογισμοί γίνονται γραφικά, με αποτέλεσμα να μην θεωρούνται ακριβείς.

Είναι παγκόσμια αποδεκτό ότι ο καλύτερος τρόπος υπολογισμού του τοπικού μεγέθους M_L , όπως αυτό καθορίζεται από τον Richter (1935), για σεισμούς που συμβαίνουν στην περιοχή που ελέγχεται από ένα δίκτυο και καταγράφονται στους σταθμούς του, είναι η χρησιμοποίηση για την καταγραφή των σεισμικών κυμάτων σειсмоγράφου τύπου Wood - Anderson. Για να είναι όμως το υπολογιζόμενο μέγεθος ακριβέστερο, είναι απαραίτητο να γίνει ο προσδιορισμός του από όσο το δυνατόν περισσότερες καταγραφές από σε σειсмоγράφους Wood - Anderson που θα ευρίσκονται γύρω από το επίκεντρο. Έτσι το τελικό μέγεθος θα είναι ο μέσος όρος των υπολογισμένων μεγεθών. Η διαδικασία αυτή είναι αναγκαία για να ξεπεραστεί η αδυναμία που παρουσιάζουν τα όργανα αυτά στον ακριβή προσδιορισμό του μεγέθους από σεισμούς με τοπικό μέγεθος $M_i < 3.0$ οι οποίοι προέρχονται από αποστάσεις μεγαλύτερες των 200 Km.

Κάτι ανάλογο παρατηρήθηκε από τον Gupta και άλλους (1973), για τον προσδιορισμό του μεγέθους από παρόμοια όργανα Wood - Anderson που ευρίσκονται σε λειτουργία στην Ινδία.

Ο Galanopoulos (1971), υπολόγισε την τιμή 2.0 σαν το κατώτερο μέγεθος για αξιόπιστη αναγραφή σεισμών στην περιοχή της Αττικής από τον σταθμό της Αθήνας και σε απόσταση 100 Km απ' αυτόν. Οι Galanopoulos και Μακροπούλου (1981), χρησιμοποιώντας στοιχεία των καταλόγων του ISC για την περίοδο 1971-1977 προσδιόρισαν ότι το κατώτερο μέγεθος σεισμών του Ελληνικού χώρου είναι 4.5. Οι Suzuki και Ito (1980), χρησιμοποιώντας στοιχεία από την ίδια πηγή είχαν υπολογίσει την παραπλήσια τιμή 4.6.

Επειδή οι κατάλογοι του ISC, δίνουν τις τιμές του μεγέθους στην κλίμακα M_b οι Galanopoulos και Μακροπούλου (1981), χρησιμοποιώντας τον αριθμό σταθμών που κατέγραψαν κάθε σεισμό, εδημιούργησαν κατάλληλο τύπο που με την βοήθειά του μετέτρεψαν το μέγεθος από M_b σε τοπικό M_L . Με τον ίδιο τύπο προσδιόρισαν την τιμή του μεγέθους για όσους σεισμούς δεν είχαν. Στη συνέχεια εφαρμόζοντας την μέθοδο του Stepp (1971), όπως αυτή βελτιώθηκε από τον Drakopoulos (1976), προσδιόρισαν την τιμή $M_i = 3.4$, σαν τιμή κατώτερου μεγέθους για τους σεισμούς του Ελληνικού χώρου που εντοπίζονται από τους σταθμούς του Σεισμολογικού Ινστιτούτου και καταγράφονται στους καταλόγους του ISC.

Το αποτέλεσμα τους είναι σε πλήρη συμφωνία με τα αποτελέσματα που υπολογίστηκαν από την παρούσα διατριβή. Πράγματι ο μέσος όρος του κατώτερου μεγέθους από όλους τους σταθμούς έχει την τιμή 3.5. Ο σταθμός των Αθηνών όπως προαναφερθεί, χαρακτηρίζει λόγω της θέσεως του και των καταγραφών του την σεισμικότητα όλου του Ελληνικού χώρου. Εάν θεωρήσουμε ότι ο σταθμός της Πεντέλης μπορεί να εξομοιωθεί με αυτόν της Αθήνας επειδή ευρίσκεται σε απόσταση μόλις 20Km απ' αυτόν, τότε η τιμή του κατώτερου ορίου του σταθμού αυτού, που είναι 3.3 είναι πάλι σε πολύ καλή συμφωνία με το αποτέλεσμα που υπολόγισαν οι δύο μελετητές.

3. ΕΠΕΞΕΡΓΑΣΙΑ-ΑΠΟΤΕΛΕΣΜΑΤΑ ΜΕΤΡΗΣΕΩΝ

3.1 Σεισμολογική έρευνα

Για την εκπόνηση της ακόλουθης πτυχιακής μελέτης χρησιμοποιήθηκαν δυο βασικά προγράμματα, το DIMAS και το MAP SOURCE, σε συνδυασμό με τα δεδομένα που είχε καταγράψει το NOA (Αστεροσκοπείο Αθηνών) για τα έτη 2007-2008.

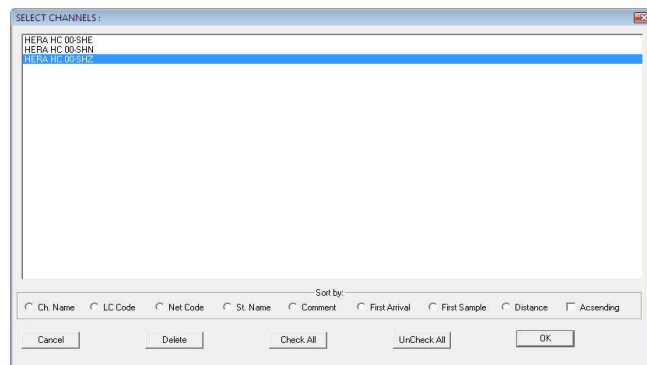
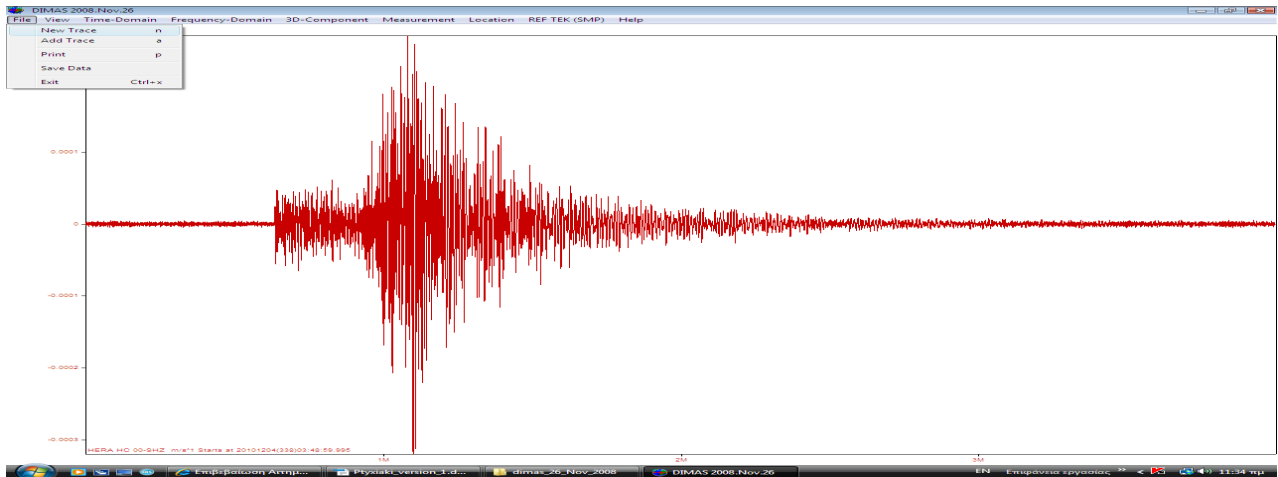
Το DIMAS είναι το πρόγραμμα που χρησιμοποιήθηκε για την ανάλυση των σεισμών που καταγράφηκαν από τους σταθμούς των Κυθήρων και της Γαύδου για τα έτη 2007-2008.

Ενώ το MAP SOURCE μας βοήθησε να απεικονίσουμε τους σεισμούς στον χάρτη της Ελλάδας, με βάση τις συντεταγμένες τους, δίνοντας έτσι το σημείο (επίκεντρο) στο οποίο πραγματοποιήθηκε ο σεισμός.

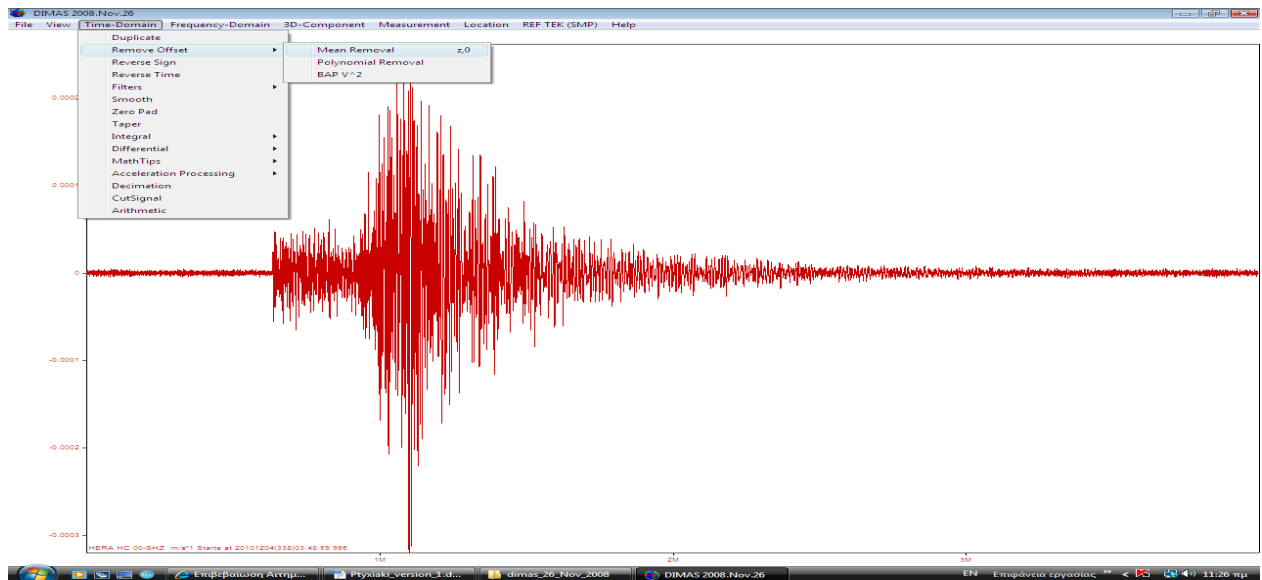
Παρακάτω θα αναλυθούν τα δυο προγράμματα με βάση την διαδικασία που ακολουθήθηκε για την διεξαγωγή των αποτελεσμάτων.

DIMAS

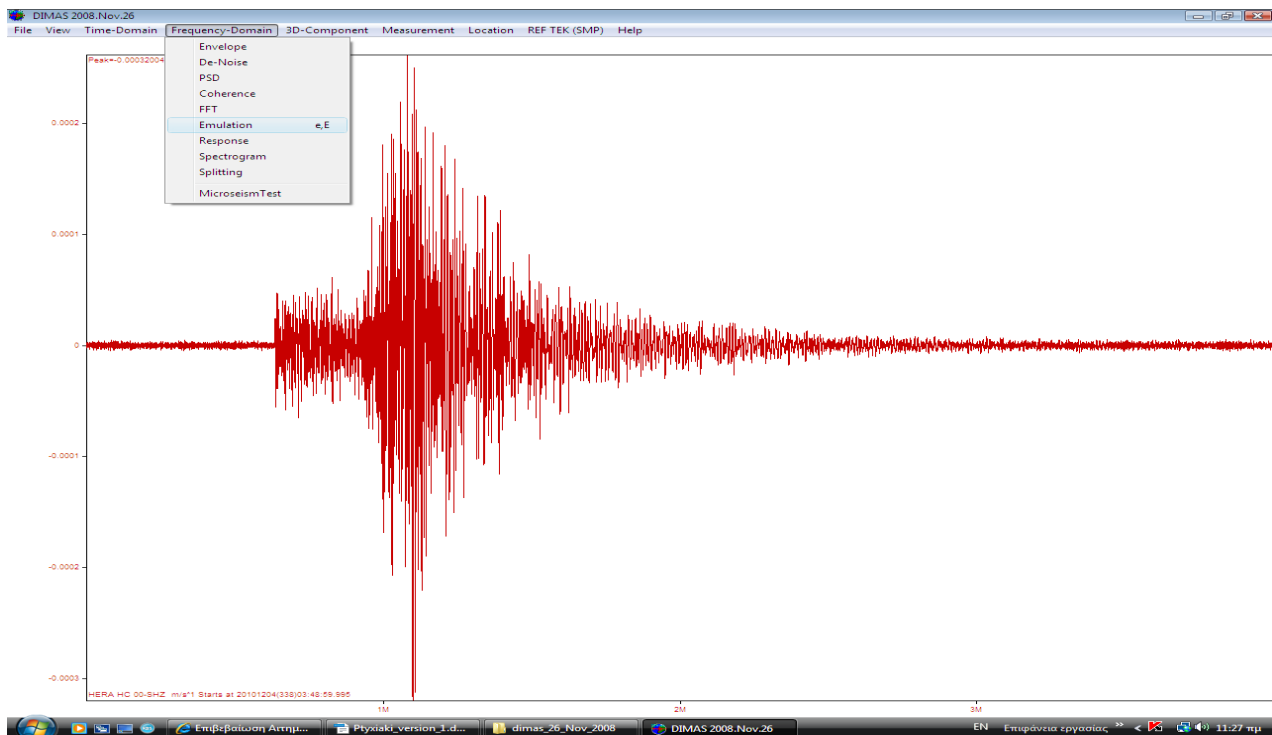
Ανοίξαμε το DIMAS και από την επιλογή File ανεβάσαμε έναν έναν τους σεισμούς που είχε καταγράψει ο κάθε σταθμός σύμφωνα πάντα με τα δεδομένα του NOA σε ότι αφορά τις ώρες.



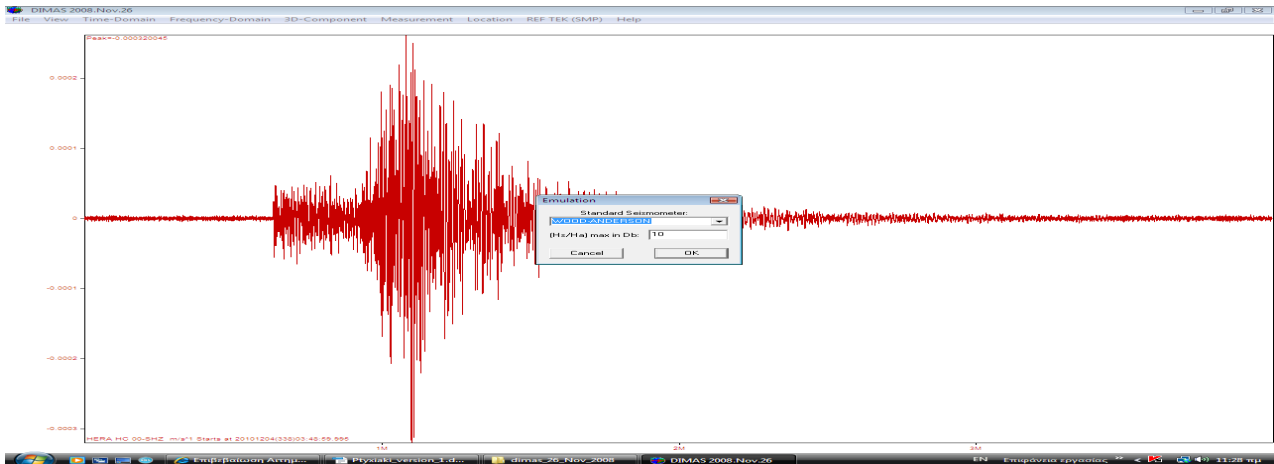
Κατόπιν ρυθμίσαμε τις ακόλουθες παραμέτρους από το κεντρικό μενού, (μπάρα η οποία εμφανίζεται στο πάνω μέρος του προγράμματος), από το Time Domain πατήσαμε Remove Offset και Mean Removal,



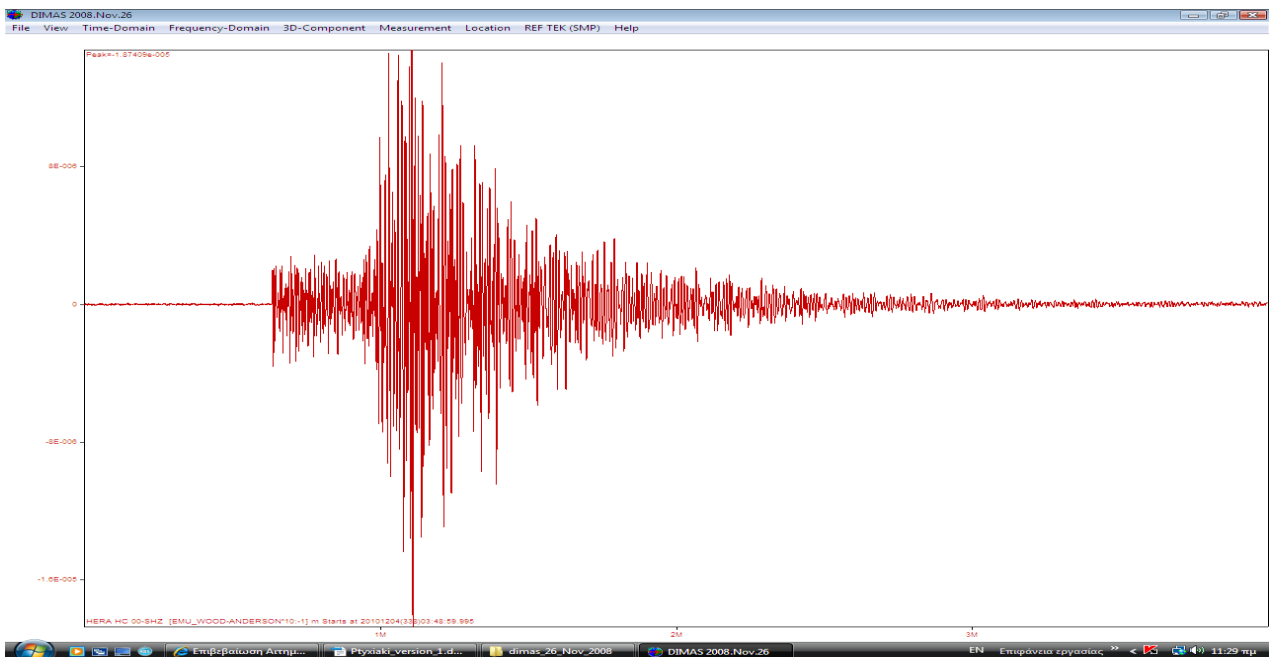
από το Frequency Domain πατήσαμε Emulation



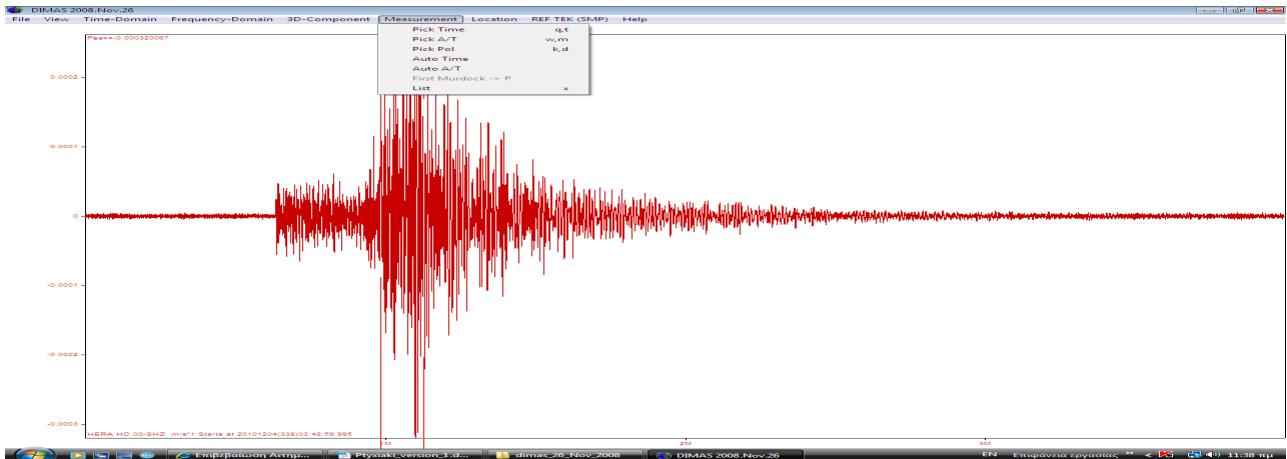
και στον πίνακα που εμφανίστηκε διαλέξαμε ως Standard Seismometer το Wood – Anderson και βάλαμε το $(H_s - H_a)_{\max}$ in Db ίσο με 10.



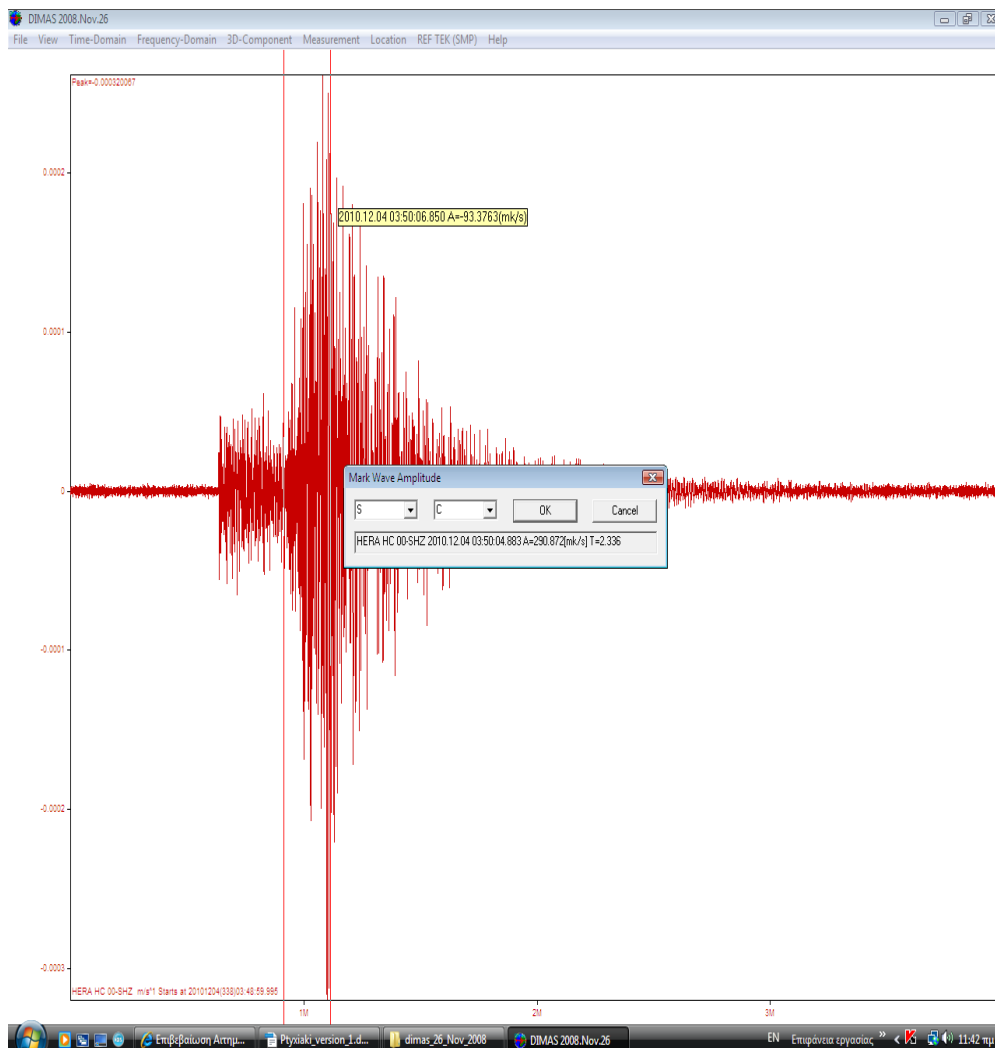
Αφού πατήσαμε ok στο παραπάνω πινακάκι η εικόνα του σεισμού μας θα ήταν η παρακάτω.

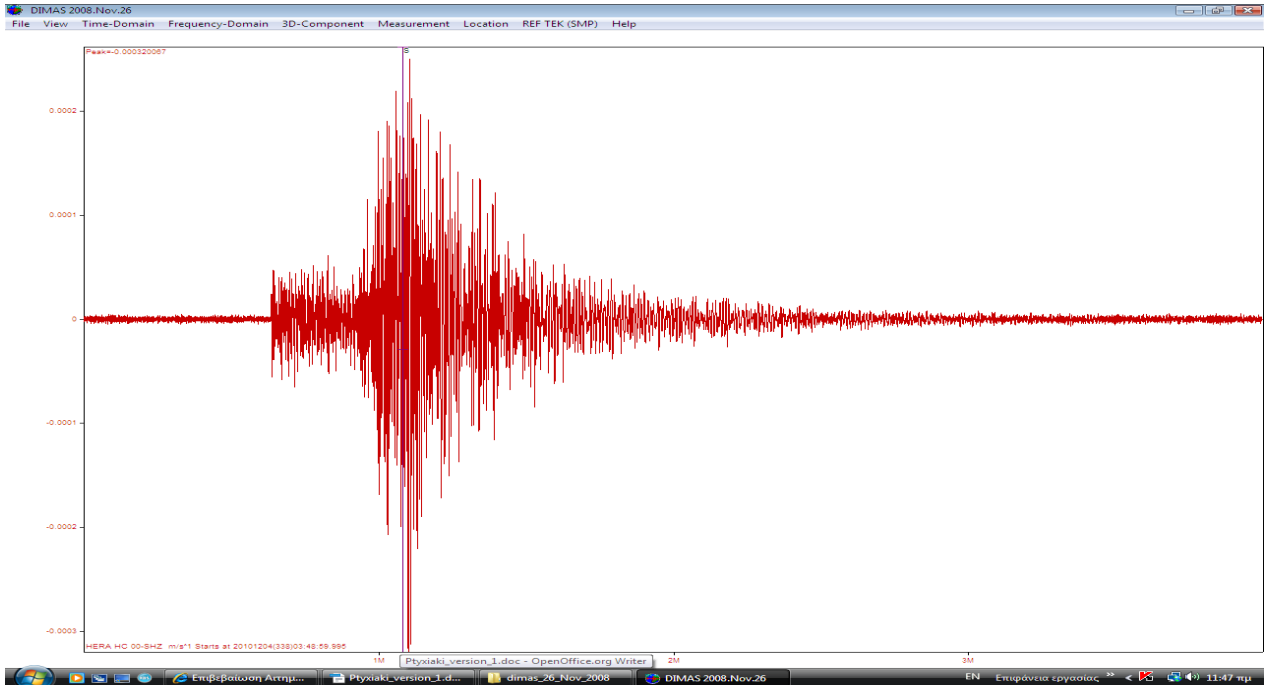


Όταν τα δεδομένα από τους δικούς μας σταθμούς συμφωνούσαν με αυτά του NOA και οι σταθμοί μας είχαν καταγράψει σεισμό τότε αναλύαμε τις κυματομορφές και μετρούσαμε το μήκος και το πλάτος τους αυτό γινόταν από το μενού Measurement με την επιλογή Pick A/T.

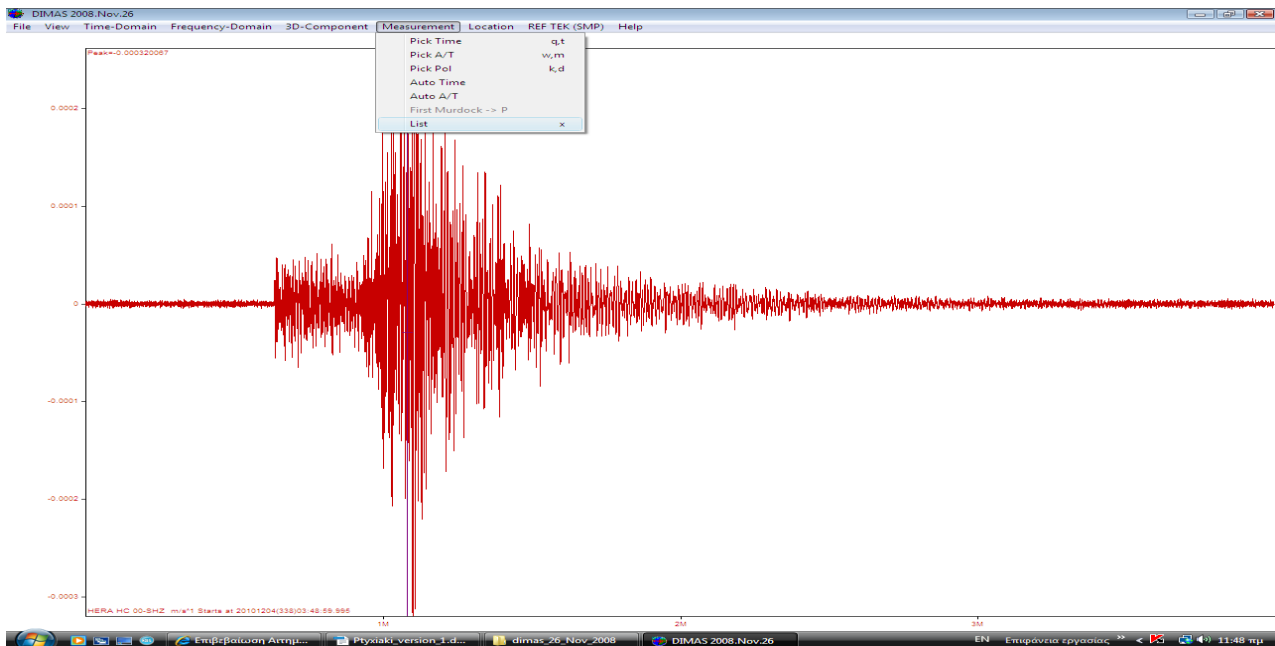


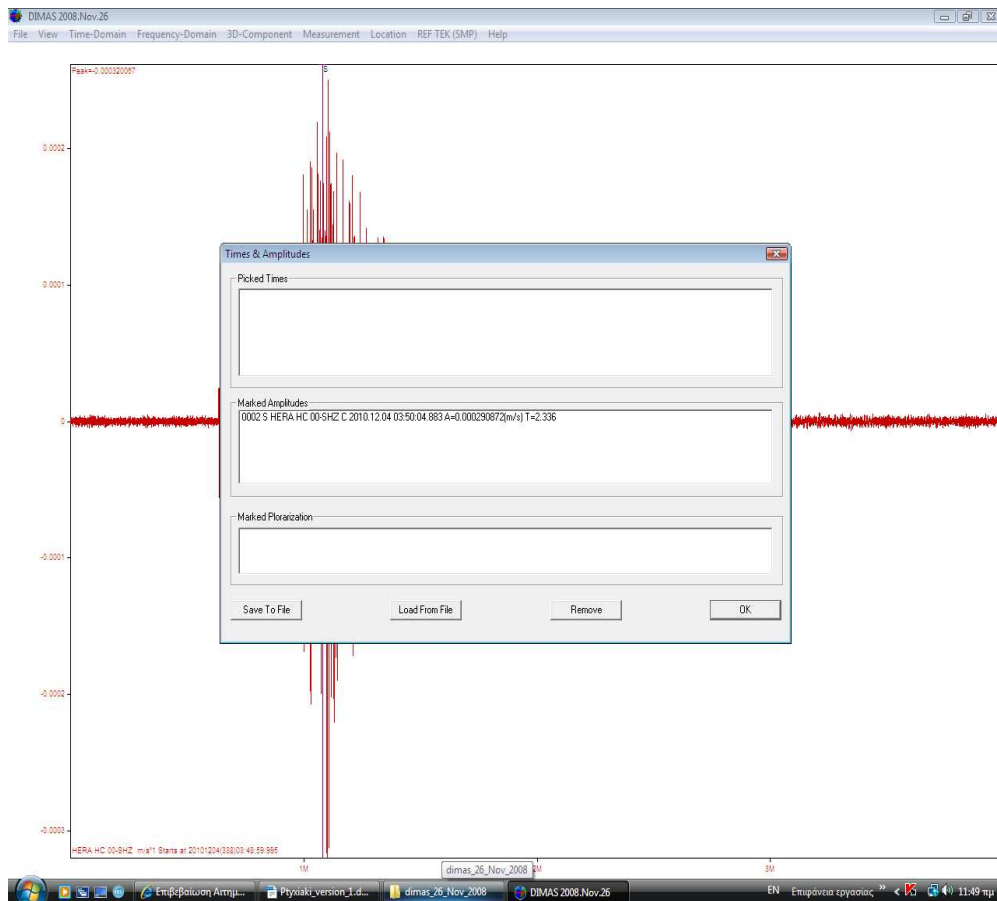
Εμφανίστηκε μια οριζόντια γραμμή στην εικόνο μας η οποία μπορούσε να μετακινηθεί, διαλέξαμε με την βοήθεια αυτής της γραμμής το σημείο που μας ενδιέφερε πάνω στο σεισμό και κλικάρουμε λίγο πριν και λίγο μετά το σεισμό, στο πινάκι που εμφανίστηκε Marc Wave Amplitude διαλέξαμε S και C





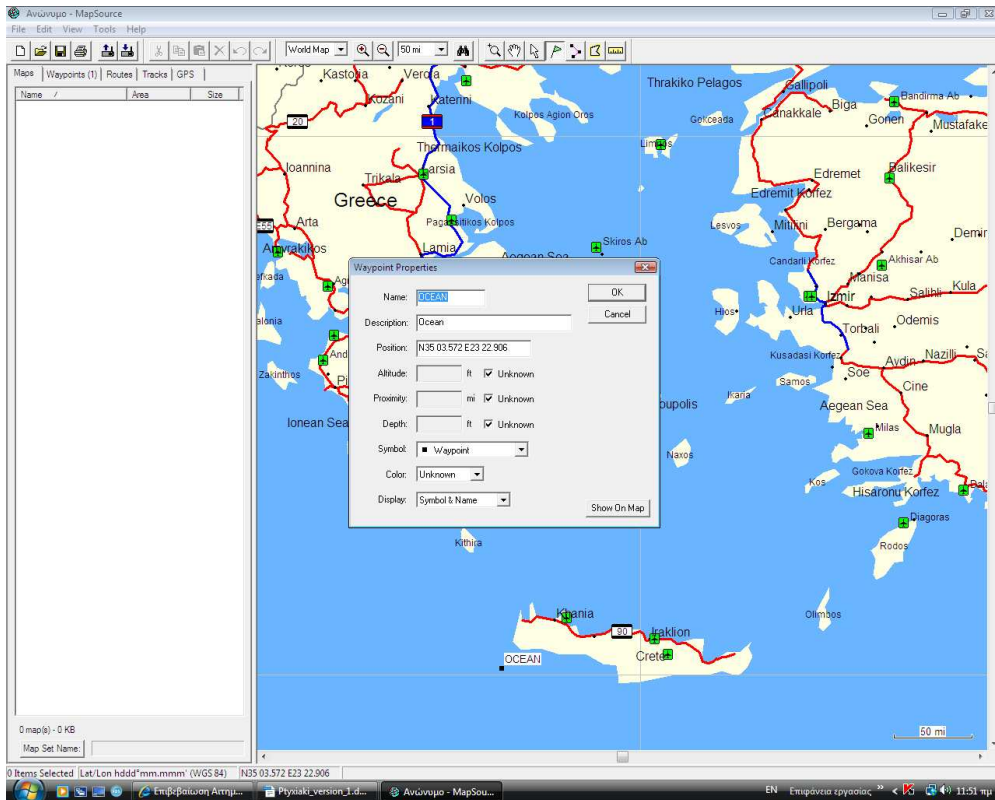
Κατόπιν αποθηκεύαμε τα δεδομένα μας, σε έναν καινούργιο φάκελο που είχαμε δημιουργήσει, με την βοήθεια πάλι του μενού Measurement πατώντας στην επιλογή List.





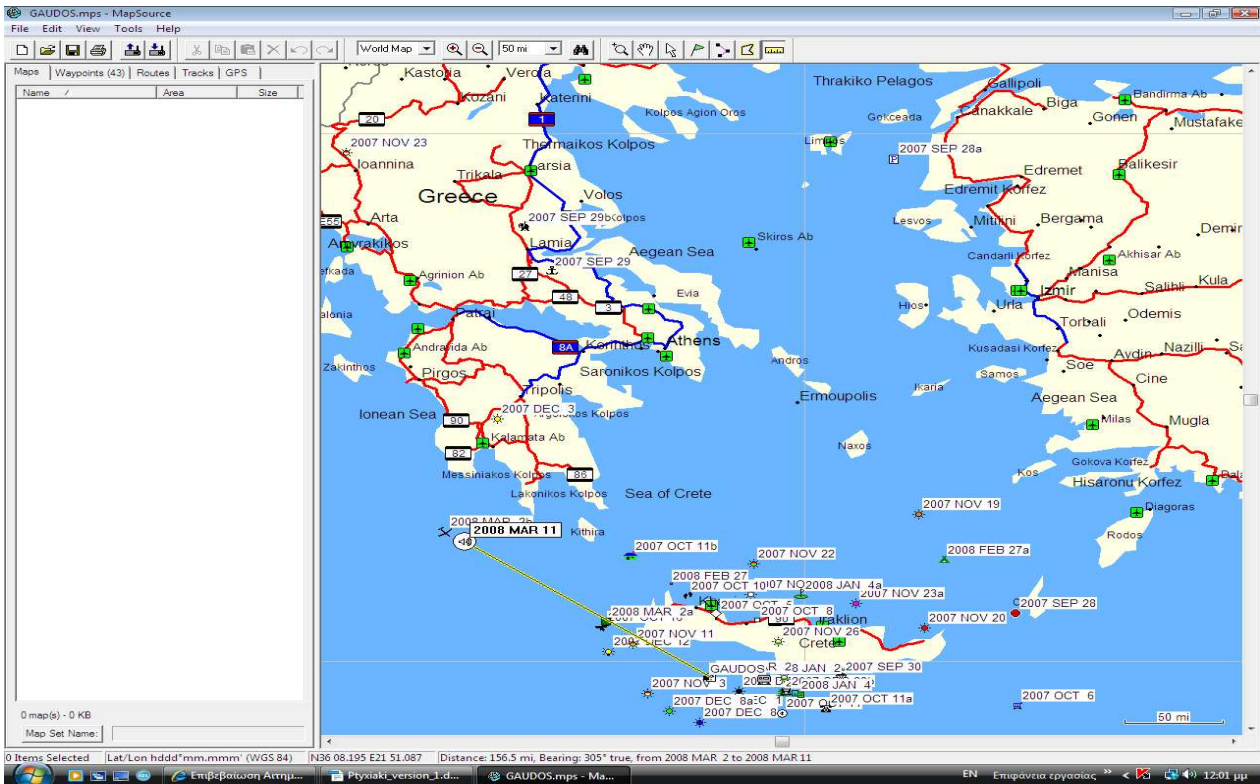
MAP SOURCE

Σε ότι αφορά τώρα MAP SOURCE, πρώτα απεικονίσαμε πάνω στον χάρτη το σημείο στο οποίο βρισκόταν ο σταθμός μας γράφοντας στο πινακάκι που εμφανίστηκε το όνομα του σταθμού και τις συντεταγμένες του.



Κατόπιν μεταφέραμε τους σεισμούς που είχε καταγράψει ο εκάστοτε σταθμός βάζοντας σαν όνομα την ημερομηνία καταγραφής του σεισμού και προσθέτοντας τις συντεταγμένες του κάθε σεισμού, όπως κάναμε παραπάνω, ώστε να απεικονιστεί πάνω στον χάρτη το σημείο που σημειώθηκε ο σεισμός

Τέλος μετρήσαμε την απόσταση από το σταθμό μας μέχρι το σημείο καταγραφής του κάθε σεισμού. Πατήσαμε στο Map Source τον χάρακα και πήγαμε τον κέρσορα πάνω στο σταθμό κλικάρουμε εκεί και μετά πάνω στον κάθε σεισμό και καταγράψαμε την απόσταση που έδειχνε στο κάτω μέρος της οθόνης.



Κατόπιν καταγράψαμε όλα τα δεδομένα μας δηλαδή της αποστάσεις που μετρήσαμε παραπάνω σε ένα φύλλο excel

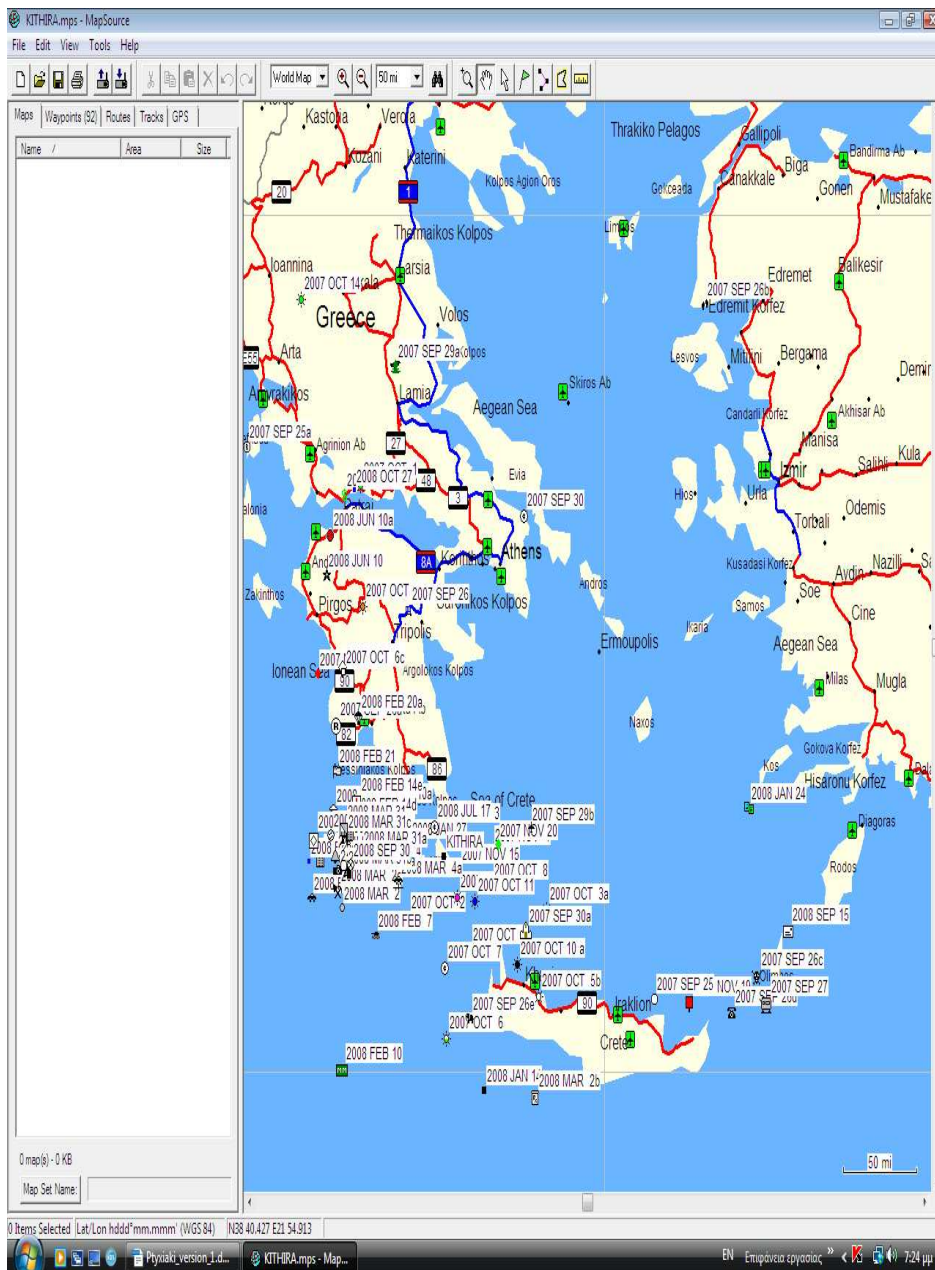
Ημερομηνία	Απόσταση
2008 FEB 7	91.74
2008 FEB 10	180.5
2008 FEB 10a	91.19
2008 FEB 14	91.60
2008 FEB 14a	110.2
2008 FEB 14b	107.6
2008 FEB 14c	127.0
2008 FEB 14d	105.7
2008 FEB 14e	104.3
2008 FEB 15	138.1
2008 FEB 16	124.5
2008 FEB 16a	151.3
2008 FEB 16b	149.7
2008 FEB 20	114.6
2008 FEB 20a	131.4
2008 FEB 20b	105.1
2008 FEB 21	131.9
2008 FEB 21a	106.7
2008 FEB 21b	109.0
2008 JAN 14	158.1
2008 JAN 14a	146.5
2008 JAN 24	340.9
2008 JAN 27	36.60
2008 JUL 17	21.98
2008 JUN 10	224.6
2008 JUN 10a	242.3
2008 MAR 1	103.2
2008 MAR 1a	101.6
2008 MAR 1b	96.85
2008 MAR 1c	117.4
2008 MAR 2	119.4
2008 MAR 2a	105.7
2008 MAR 2b	167.0
2008 MAR 2c	120.9
2008 MAR 4	121.8
2008 MAR 4a	64.23
2008 MAR 4b	118.2
2008 MAR 4c	110.2
2008 MAR 4d	110.2
2008 MAR 11	102.7
2008 MAR 11a	126.6

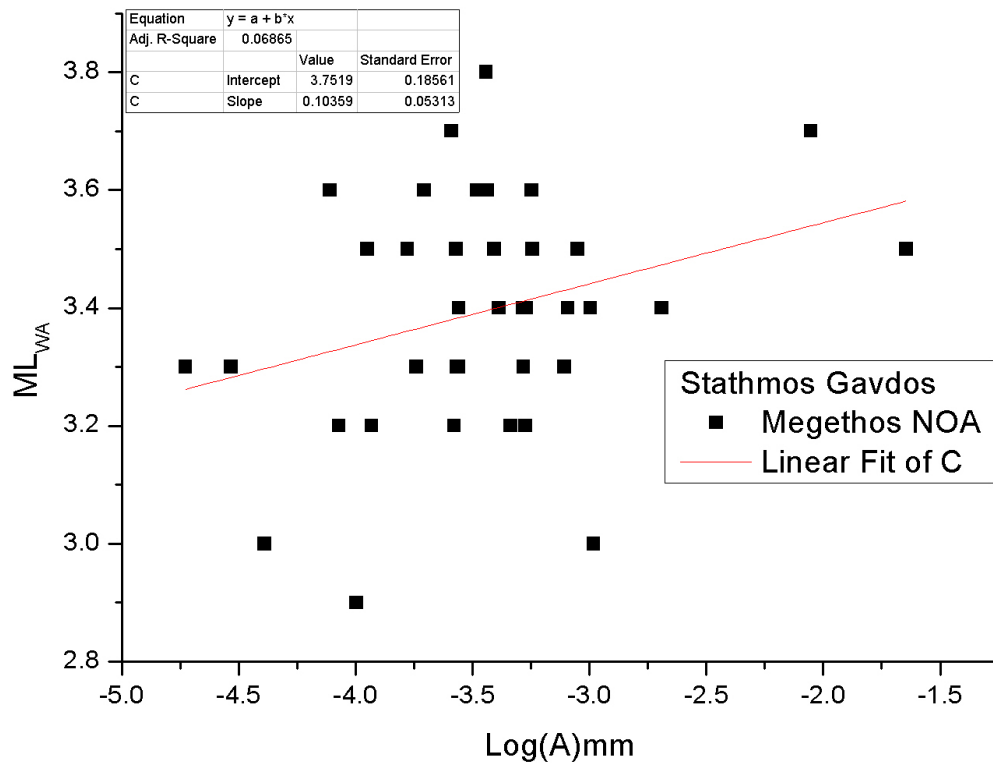
Όλα αυτά τα δεδομένα μας βοήθησαν στο να δημιουργήσουμε την γραφική παράσταση 1.

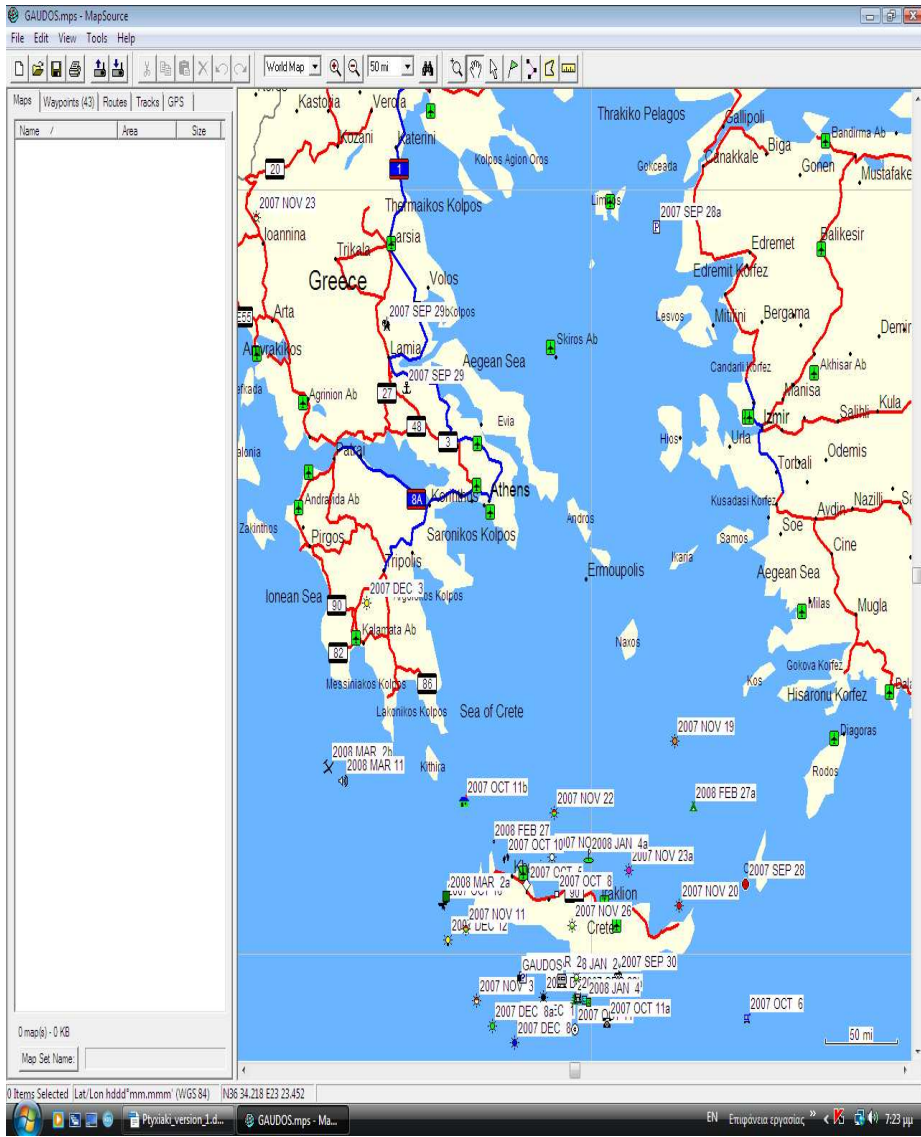
Στους χάρτες που παρουσιάζονται παρακάτω, με την βοήθεια του Map Source, φαίνεται η απεικόνιση όλων των σεισμών που καταγράφηκαν από τον σταθμό της Γαύδου και των Κυθήρων αντίστοιχα. Τα δεδομένα αποθηκεύτηκαν σε στήλες όπου καταγράφονταν η ημερομηνία και ώρα του σεισμού, η απόσταση του από το σταθμό και το πλάτος καταγραφής των εγκαρσίων κυμάτων σε χιλιοστά. Στη συνέχεια με τη χρήση της σχέσης του Richter

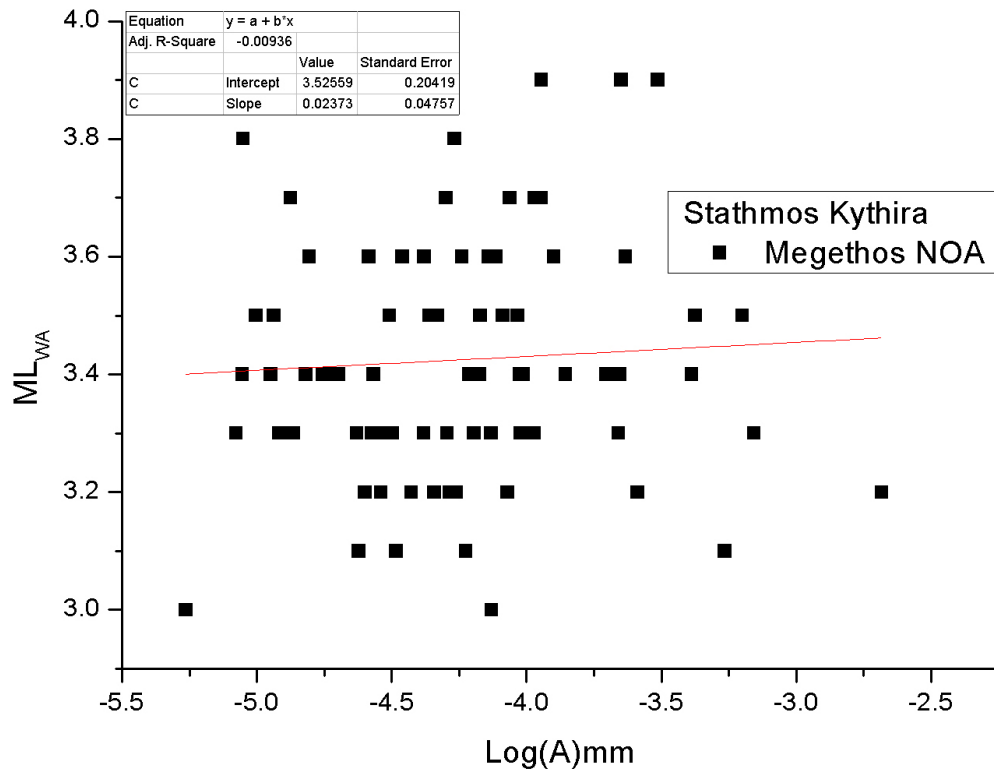
$$ML = \log A + B$$

έγινε γραφική παράσταση του μεγέθους του σεισμού με το λογάριθμο του πλάτους καταγραφής για τους δύο σταθμούς.



Σταθμός της ΓαύδουΣταθμός των Κυθήρων





Σύμφωνα με τις παραπάνω γραφικές, η εξίσωση της ευθείας που περιγράφει καλύτερα τα δεδομένα του σταθμού της Γαύδου είναι $ML=3.7519 + 0.1035\log(A)$, ενώ για το σταθμό των Κηθύρων είναι $ML=3.5255 + 0.0237\log(A)$

4. Βιβλιογραφία

- ADAMS, R.D. (1977). Survey of practice in determining magnitudes, of near earthquakes. Part 2. Europe, Asia, Africa, Australia and Pacific. World Data Center. A Solid Earth Geophys. Rep SE – 8, 1 – 67.
- AGARWAL, N.K., JACOBY, W.R. And BERCKHEMER, H. (1976). Teleseismic P – wave traveltimes residuals and deep structure of the Aegean region. Tectonophysics, 31, 33 – 57.
- AKI, K. (1965). Maximum likelihood estimate of b in the formula $\log N = a - bm$ and its confidence limits. Bull Earthquakes Res. Inst. Tokyo Univ., 43, 237 – 239.
- ALLEN, T.D. And MORELLI, C. (1971). Ageophysical study of the Mediterranean sea. Boll. Geophys. Res. 77, 6427 – 6434.
- ALVAREZ, W. (1973). The application of plate tectonics to the Mediterranean region in : Implications of Continental Drift to the Earth Sciences, 2. Academic Press, London. 893 – 908.
- ANDERSON, K.R. (1981). Epicentral location using arrival time order. Bull. Seismol. Soc. Am., 71, 541 – 546.
- ANGELIER, J. (1979). Neotectonique de l'arc Egeen. These d'Etat, Univ. Paris VI, 405p.
- BOOKER, A.H. (1964). Estimation of network capabilities. DATDC Report No 98, Teledyne Geotech. Alexandria, Virginia.
- BROOKS, M. and FERENTINOS, G. (1980). Structure and evolution of the Sporades basin of the North Aegean trough Northern Aegean sea. Tectonophysics, 68, 15 – 30.
- BRUNE, J.N. And OLIVER, J. (1959). The seismic noise of the earth's surface. Bull. Seismol. Soc. Am. 49, 349 – 353.
- COMNINAKIS, P. and PAPAACHOS, B. (1972). Seismicity of the eastern Mediterranean and some tectonic features of the Mediterranean Ridge. Geol. Soc. Am. Bull., 83, 1093 – 1102
- COMNINAKIS, P. and PAPAACHOS, B. (1976). Note on the crystal structure of the eastern Mediterranean. Ann. Geofis., 24, 59 – 63.

COMNINAKIS, P. and PAPAZACHOS, B. (1980). Space and time distribution of the intermediate focal depth earthquakes in the Hellenic arc. *Tectonophysics*, 70, T35 – T47.

COMNINAKIS, P. and PAPAZACHOS, B. (1982). A catalogue of earthquakes in Greece and surrounding area for the period 1901 – 1980. Publ. No 5, Geophys. Lab. Thessaloniki Univ., 146p.

DELIBASIS, N. and DRAKOPOULOS, J. (1974). Focal mechanism of earthquakes in the North Aegean Sea 1965 – 1968 and related problems. Proc. 13th Gen. Assem. Eur. Seismol. Comm. (Brasov 1972). Part I, INST Geol. Rom. Studil Tech. Econ. D. No 10, 149 – 167.

DELIBASIS, N. (1981). Volcanic arc and attenuation of seismic wave propagation of the Aegean tecton. *EOS. Trans. Am. Geophys. Union*, 62, 231.

DRAKOPOULOS J. and DELIBASIS, N. (1974). Balkan region – Catalogue of earthquakes. UNESCO Project Office, Skopje, Shebalin, N. V., Karnik, V and Hadzievski ed.

DRAKOPOULOS J. and DELIBASIS, N. (1982). The focal mechanism of earthquakes in the major area of Greece for the period 1974 – 1981. Publ. No 2, Seismol. Lab., Univ. Athens, 130p.

DRAKOPOULOS J. (1976). On the completeness of macroseismic data a) in the area of Greece b) in the Balkan area, Proc. Seminar Seismic Zoning Maps, UNESCO, Skopje, 1, 132 – 155.

DRAKOPOULOS and MAKROPOULOS, K. (1983). Seismicity and hazard analysis in the area of Greece. Publ. No 1. Seismol, lab. Univ. Athens 125p.

FINETTI, I. (1976). Mediterranean Ridge : a young submerged chain associated with the Hellenic Arc. *Boll. Geofis. Teor. Appl.*, 19, 31 – 65.

ΓΑΛΑΝΟΠΟΥΛΟΣ, Α. (1955). Σεισμική Φεωγραφία της Ελλάδος. *Annales Geol. Pays Hellemique*. 6, 83 – 121

GALANOPOULOS, A.G. (1960). A catalogue of shocks with $I_0 > VI$ or $M > 5$ or the year 1801-1958. *Nat. Obs. Athens. Seismol. Inst.* 119p.

GALANOPOULOS, A.G. (1971). Minimum and maximum magnitude threshold in the area of Attica, Greece. *Ann. Geophys.* XXIV. 29, 54.

GALANOPOULOS, A.G. (1972). Plate tectonics in the area of Greece as reflected in the deep focus seismicity. *Bull. Geol. Soc. Greece*, 9, 266 – 285.

GALANOPOULOS, A.G. (1973). On the difference of the stress field in the two centers of higher earthquake activity in the area of Greece. *Ann. Geol. Pays. Hell.*, 25, 429 – 442.

GALANOPOULOS, A.G. (1974). On the processes along the Hellenic arc. *Ann. Geofis.*, 27, 429 – 442.

GALANOPOULOS, A.G. (1975). A new model accounting for the intermediate earthquakes at the convex side of the Hellenic arc. *Ann. Geol. Pays Hell.*, 27, 355 – 370.

GALANOPOULOS, A.G. MAKROPOULOS, K.C. (1981). On the accuracy of mb – determination from the number of the reporting stations. Lowering of the magnitude threshold and difference in the indexes of seismic hazard and seismic risk in the area of Greece. *Proc. 2nd Intern. Symp. Analysis of Seismicity and Seismic Hazard. Liblice. Czechoslovakia.*

GALANOPOULOS, A.G., DELIBASIS, N. (1983). Counterclockwise rotation of stress pattern in the area of Greece. *Acad. Athens.* 58, 548 – 563.

Le PICHON, X. AND ANGELIER, J. (1979). The Hellenic arc and trench system: a key to the neotectonic evolution of the Eastern Mediterranean area. *Tectonophysics*, 60, 1 – 42.

MAKRIS, J. (1973). Some geophysical aspects of the evolution of the Hellenides. *Bull. Geol. Soc. Greece*, 10, 206 – 213.

MAKRIS, J.(1975). Crustal structure of the Aegean sea and the Hellenides obtained from geophysical surveys. *J. Geophys. Res.*, 41, 441 – 443.

MAKRIS, J.(1976a). Geophysical investigations of the Hellenides. *Hamb. Geophys. Einzelschr.*, 27, 1- 98.

MAKRIS, J.(1976b). A dynamic model of the Hellenic arc deduced from geophysical data. *Tectonophysics*, 36, 339 – 346.

MAKRIS, J.(1978). The crust and upper mantle of the Aegean region from deep soundings. *Tectonophysics*, 46, 269 – 284.

MAKROPOULOS, K. (1978). The statistics of large earthquake magnitude and evaluation of Greek seismicity. Ph. D. Thesis, Edinburgh univ. Edinburgh, 193p.

MAKROPOULOS, K. and BURTON, P. W. (1981). A catalogue of seismicity in Greece and adjacent areas. *Geophys. j. r. Astr. Soc.*, 65, 741 – 762.

MAKROPOULOS, K. and BURTON, P. W. (1984). Greek tectonics and seismicity. *Tectonophysics*, 106, 275 – 304.

McKENZIE, D. (1970). Plate tectonics of the Mediterranean region. *Nature*, 226, 239 – 243.

- McKENZIE, D. (1972). Active tectonics of the Mediterranean region. *Geophys. J. R. Astr. Soc.*, 30, 109 – 185.
- PAPAZACHOS, B.C. (1973). Distribution of seismic foci in the Mediterranean and surrounding area and its tectonic implication. *Geophys. J. R. Astr. Soc.*, 33, 419 – 428.
- PAPAZACHOS, B.C. (1974). Seismotectonics of the eastern Mediterranean area. In J. S. Solnes (ed), *Engineer, Seismological and Earthquake Engineer*. Noordhoff, Leiden, 1 – 31.
- PAPAZACHOS, B.C. (1976a). Evidence of crustal shortening in the Northern Aegean region. *Boll. Geofis. Teor. Appl.*, 13, 66 - 71.
- PAPAZACHOS, B.C. (1976b). Seismotectonics of the northern Aegean area. *Tectonophysics*. 33, 199 – 209.
- PAPAZACHOS, B.C. (1977). A lithospheric model to interpret focal properties of intermediate and shallow shocks in Central Greece. *Pure Appl. Geophys.*, 155, 655 – 666.
- PAPAZACHOS, B.C. And COMNINAKIS P.E. (1971). Geophysical and tectonic features of the Aegean arc. *J. Geophys. Res.*, 76, 8517 – 8533.
- PAPAZACHOS, B.C. And COMNINAKIS P.E. (1978). Deep structure and tectonics of the eastern Mediterranean. *Tectonophysics*. 46, 285 – 296.
- RICHTER, C.F. (1943). Calculation of small distances. *Bull. Seismol. Soc. Am.* 33, 243 – 250.