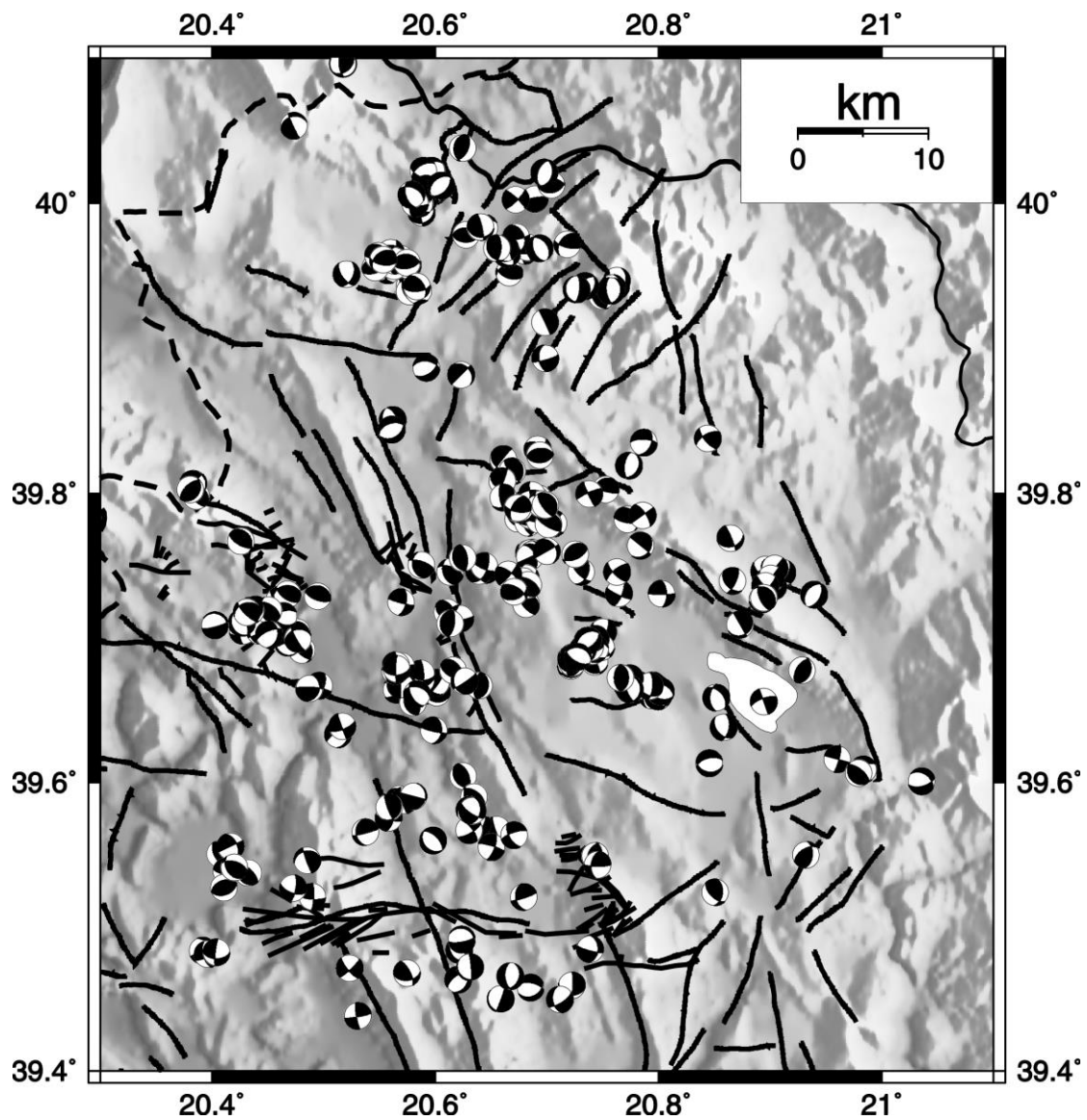


Εργαστήριο Σεισμολογίας Πανεπιστήμιο Πατρών

«ΜΙΚΡΟΣΕΙΣΜΙΚΗ ΔΙΕΡΕΥΝΗΣΗ ΕΝΕΡΓΩΝ
ΡΗΓΜΑΤΩΝ ΤΟΥ ΝΟΜΟΥ ΙΩΑΝΝΙΝΩΝ»

ΤΕΛΙΚΗ ΕΚΘΕΣΗ



ΠΑΤΡΑ 2003

Πορεία του Προγράμματος	4
_Toc48194491	
Γενικά.....	6
1. Μικροσεισμικό Δίκτυο.....	7
1.1 Εγκατάσταση δικτύου και επεξεργασία σεισμολογικών δεδομένων.....	11
1.2 Συλλογή και επεξεργασία σεισμολογικών δεδομένων	14
2. Συλλογή υπαρχόντων σεισμοτεκτονικών δεδομένων, Ενημέρωση Ψηφιακού Υποβάθρου Νομού.(Φάση 1, 2).....	16
2.1 Γεωλογική και Τεκτονική Επισκόπηση	19
2.1.1 Ιόνιος ζώνη	20
2.1.2 Γεωγραφική και γεωτεκτονική θέση της Ιονίου ζώνης.....	21
2.1.3 Λιθοστρωματογραφική εξέλιξη της Ιονίου ζώνης	22
2.1.4 Παλαιογεωγραφική και τεκτορογενετική εξέλιξη της Ιονίου ζώνης	27
2.1.5 Σεισμολογικές έρευνες στην περιοχή της Ηπείρου	31
Φάση 3-Ακριβής υπολογισμός σεισμικών υποκέντρων	32
3.1 Γενικά	32
3.2 Σεισμολογικά δεδομένα - Γενικά	34
3.3 Σεισμολογικά δεδομένα – Προετοιμασία – Έλεγχος ποιότητας	35
3.4 Αντιστροφή σε μία διάσταση.....	41
3.5 Περιγραφή αρχικών μοντέλων ταχυτήτων.....	42
3.6 Υπολογισμός του βέλτιστου 1-Δ μοντέλου ταχυτήτων.....	43
3.7 Έλεγχος αξιοπιστίας του 1-Δ μοντέλου ταχυτήτων	47
3.8 Συμπεράσματα της 1-Δ αντιστροφής	51
3.9 Τομογραφική αντιστροφή.....	53
3.10 Σχεδιασμός τομογραφικής διερεύνησης.....	53
3.11 Αποτελέσματα παθητικής σεισμικής τομογραφίας	57
3.12 Έλεγχος ποιότητας των αποτελεσμάτων της τομογραφικής διερεύνησης	70
3.13 Σύγκριση των αποτελεσμάτων της τομογραφικής διερεύνησης για διαφορετικά σχήματα ray-tracing	76
Φάση 4 Συσχέτιση με τη σεισμικότητα	79
4.1 Γενικά	79
4.2 Ταχύτητες των σεισμικών κυμάτων και ιδιότητες γεωλογικών σχηματισμών ..	79
4.3 Γεωλογική και τεκτονική ερμηνεία των αποτελεσμάτων της παθητικής τομογραφικής διερεύνησης της Ηπείρου.....	81
4.3.1 Ερμηνεία της τρισδιάστατης απεικόνισης των ταχυτήτων διάδοσης των σεισμικών κυμάτων και του λόγου V_p/V_s	81

Φάση 5 Μηχανισμοί γένεσης - Σεισμικότητα και γεωτεκτονική της περιοχής μελέτης.....	88
5.1 Εισαγωγή	88
5.2 Υπολογισμός μηχανισμών γένεσης	88
5.3 Διαδικασία Υπολογισμού του μηχανισμού γένεσης– Πρόγραμμα FPFIT.....	89
5.3.1 Λειτουργία του FPFIT.....	90
5.4 Μηχανισμοί γένεσης στην περιοχή της Ηπείρου	92
Φάση 6 Υπολογισμός πεδίου σεισμοτεκτονικών τάσεων	109
6.1 Εισαγωγή	109
6.2 Διαδικασία υπολογισμού του πεδίου των τάσεων– Πρόγραμμα FMSI	109
6.3 Εφαρμογή της μεθόδου στην περιοχή μελέτης.	112
6.3.1 Γενικά	112
6.3.2 Μεταβολή του πεδίου των τάσεων με το βάθος	113
6.3.3 Πλευρική μεταβολή του πεδίου των τάσεων.....	116
ΒΙΒΛΙΟΓΡΑΦΙΑ	140

Πορεία του Προγράμματος

Η παρούσα έκθεση προόδου αποτελεί την τελική του ερευνητικού προγράμματος «**Μικροσεισμική διερεύνηση ενεργών ρηγμάτων του Νομού Ιωαννίνων**» που έχει ανατεθεί από τον ΟΑΣΠ, στο Εργαστήριο Σεισμολογίας του Πανεπιστημίου Πατρών. Η εξέλιξη του προγράμματος από την φάση 1 έως τη φάση 3 έχει περιγραφεί στην πρώτη έκθεση προόδου, ενώ η πορεία των φάσεων 4 και 5 έχει περιγραφεί στην δεύτερη έκθεση προόδου.

Η συνολική πορεία του προγράμματος έχει ως εξής.

- Συλλογή υπαρχόντων σεισμοτεκτονικών δεδομένων.
- Ενημέρωση Ψηφιακού Υποβάθρου Νομού.
- Ακριβής υπολογισμός μικροσεισμικών υποκέντρων.

(Πρώτη έκθεση προόδου)

- Συσχέτιση με τη σεισμικότητα.
- Υπολογισμός μηχανισμών γένεσης.

(Δεύτερη έκθεση προόδου)

- Υπολογισμός πεδίου σεισμοτεκτονικών τάσεων
- **Τελική έκθεση**

Στην παρούσα **τελική έκθεση** περιγράφονται αναλυτικά όλες οι φάσεις του προγράμματος (συμπεριλαμβανομένης και της τελευταίας, **Φάση 6 Υπολογισμός πεδίου σεισμοτεκτονικών τάσεων** που δεν έχει περιγραφεί στις δύο εκθέσεις προόδου) και τέλος γίνεται ανακεφαλαίωση των αποτελεσμάτων που προέκυψαν.

*Δετομερής περιγραφή των φάσεων του
προγράμματος*

Γενικά

Ο σημαντικότερος ίσως παράγοντας ο οποίος καθορίζει τον σεισμικό κίνδυνο μίας περιοχής είναι η δυναμικότητα και η κατανομή των σεισμικών πηγών της. Πρόσφατοι σεισμοί που συνέβησαν στην χώρα μας (π.χ. Πάτρα 1993, Πύργος 1993, Αθήνα 1999) έδειξαν ότι, μικρά σχετικά ρήγματα είναι δυνατόν να προκαλέσουν σημαντικές αστοχίες, αν βρίσκονται σε μικρή επικεντρική απόσταση και αν είναι άγνωστα στον μηχανικό στη φάση του σχεδιασμού.

Ο νομός Ιωαννίνων ανήκει στην Ζώνη II του NEAK και είναι γεγονός ότι λόγω της μικρής σεισμικότητας που παρουσιάζει δεν έχει τύχει μέχρι σήμερα της δέουσας σεισμολογικής μελέτης με την λεπτομέρεια που έχουν διερευνηθεί άλλες περιοχές της χώρας. Κάτι αντίστοιχο βέβαια συνέβαινε και με τον Νομό Κοζάνης ο οποίος αν και ανήκει στην λιγότερα σεισμικά επικίνδυνη ζώνη του ελλαδικού χώρου, ήταν το επίκεντρο ενός αρκετά μεγάλου σεισμού το 1995. Παρόμοια παραδείγματα υπάρχουν αρκετά τόσο στον Ελλαδικό χώρο όσο και διεθνώς (Αμερική – Ιαπωνία).

Παρατηρούμε δηλαδή ότι ακόμα και σε χώρες που έχουν πολύ πυκνά μόνιμα σεισμολογικά δίκτυα μπορεί η δυναμικότητα κάποιας σεισμικής πηγής ή ακόμα και η ύπαρξή της να μην εκτιμηθεί σωστά. Παρουσιάζεται έτσι επιτακτική η ανάγκη για λεπτομερή μικροσεισμική διερεύνηση όλων των αστικών περιοχών ώστε να αναγνωριστούν στο μεγαλύτερο ποσοστό που είναι σήμερα δυνατόν, όλες οι σεισμικές πηγές που μπορεί να τις επηρεάσουν. Ο μόνος τρόπος είναι η εγκατάσταση και η λειτουργία για μεγάλο χρονικό διάστημα ενός πυκνού μικροσεισμικού σεισμολογικού δικτύου.

Το Εργαστήριο Σεισμολογίας του Πανεπιστημίου Πατρών εγκατέστησε ένα τέτοιο δίκτυο στην ευρύτερη περιοχή του Ν. Ιωαννίνων και δόθηκε έτσι η ευκαιρία να αποτυπωθεί με μοναδική λεπτομέρεια το σεισμοτεκτονικό δυναμικό και τα ενεργά ρήγματα του Νομού. Τα νέα σεισμολογικά δεδομένα τα οποία θα προκύψουν θα χρησιμοποιηθούν στο παρόν πρόγραμμα για τον εκ νέου υπολογισμό της σεισμικής επικινδυνότητας του Νομού και την εκτίμηση των αναμενόμενων εδαφικών κινήσεων σε επίπεδο υποβάθρου.

1. Μικροσεισμικό Δίκτυο

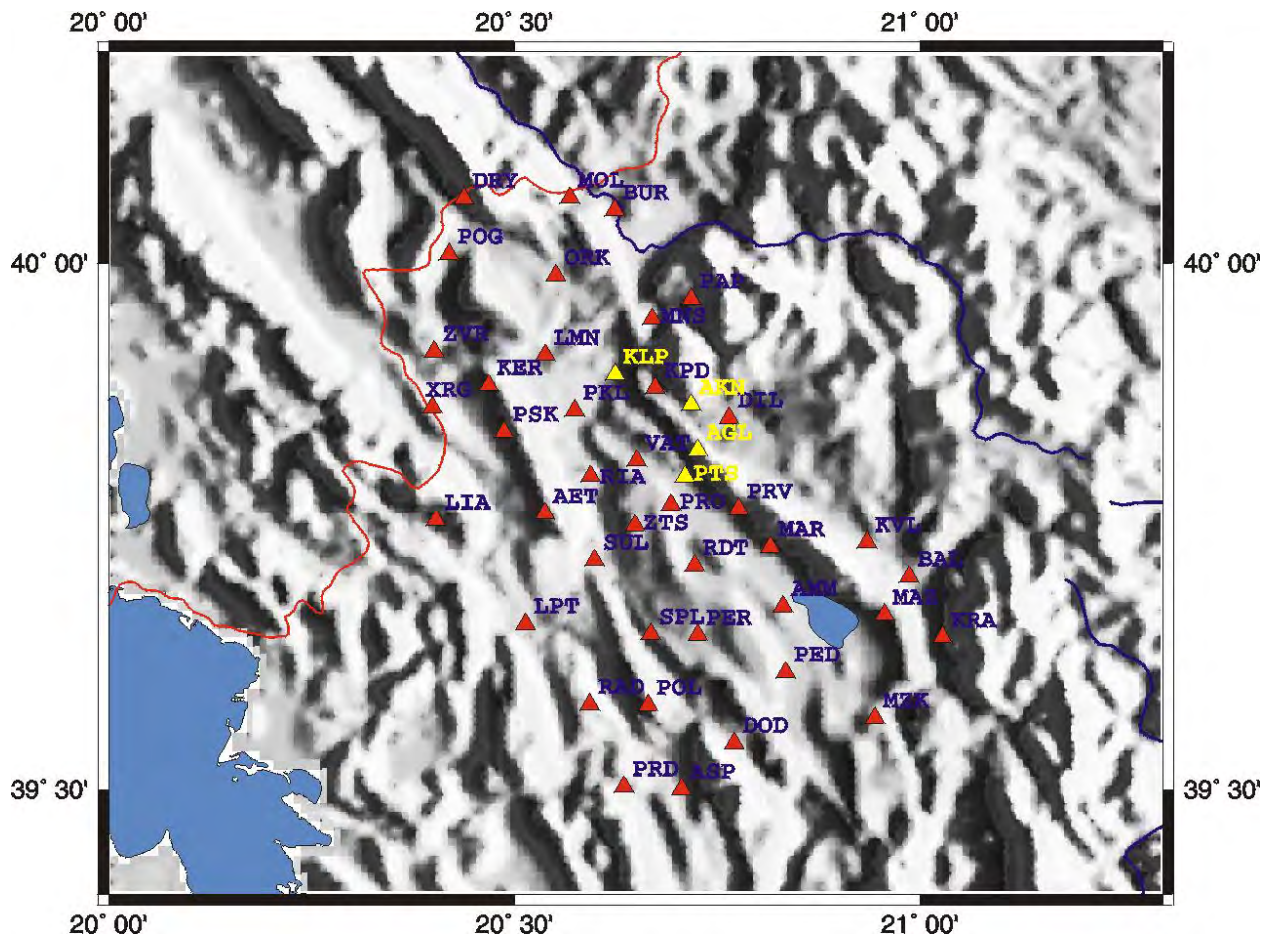
Το καλοκαίρι του 1998 το Εργαστήριο Σεισμολογίας του Πανεπιστημίου Πατρών εγκατέστησε ένα σύγχρονο και πυκνό δίκτυο σειсмоγράφων στην περιοχή της Ηπείρου (Σχ.1), με σκοπό την καταγραφή της μικροσεισμικής δραστηριότητας στην περιοχή.

Το δίκτυο αποτελούταν από 40 σεισμολογικούς σταθμούς 3 συνιστωσών, 34 από αυτούς απαρτίζονταν από 24bit σειсмоγράφους τύπου Earth data PR2400 (Σχ.2α) και σεισμόμετρα 3 συνιστωσών τύπου SIG SR2 (Σχ.2β), ιδιοσυχνότητας 4Hz, τα οποία τοποθετήθηκαν μέσα σε γεωτρήσεις βάθους 15μ.

Οι υπόλοιποι 6 σταθμοί αποτελούνταν από 18bit καταγραφικά τύπου Teledyne PDAS100 και 3 σεισμόμετρα Teledyne S13 ιδιοσυχνότητας 1Hz. Όλοι οι σταθμοί συγχρονίζονταν μέσω GPS και η καταγραφή των δεδομένων καθορίστηκε να είναι συνεχής στα 100 samples/sec. Οι σκληροί δίσκοι με τους οποίους ήταν εφοδιασμένοι οι σειсмоγράφοι είχαν δυνατότητα να αποθηκεύουν συνολικά περίπου 80 Gbyte δεδομένων.

Οι γεωγραφικές συντεταγμένες των θέσεων των σταθμών εκτιμήθηκαν χρησιμοποιώντας GPS υψηλής ακρίβειας (TRIMBLE – True Time), με σφάλμα μέτρησης μικρότερο των 100μ. Με σκοπό τη μεγαλύτερη δυνατή ακρίβεια της κάθε θέσης χρησιμοποιήθηκαν 20 μετρήσεις GPS και στη συνέχεια επιβεβαιώθηκαν σε στρατιωτικούς τοπογραφικούς χάρτες, κλίμακας 1:10000.

Στον Πίνακα 1 περιέχονται τα ονόματα και οι γεωγραφικές συντεταγμένες των σταθμών και στο σχήμα 1 απεικονίζεται η χωρική κατανομή τους. Επίσης απεικονίζεται η μετακίνηση 4 σταθμών (που έγινε τους τελευταίους δύο μήνες της καταγραφής) με σκοπό την καλύτερη κάλυψη της περιοχής.



Σχήμα 1. Χωρική κατανομή των σταθμών του δικτύου στην Ήπειρο. Με κίτρινο χρώμα απεικονίζονται οι σταθμοί που μεταφέρθηκαν κατά τον τελευταίο μήνα της καταγραφής



(α)



(β)

Σχήμα 2. Σεισμολογικά όργανα. α) Καταγραφικό τύπου Earthdata PR2400 β) Σεισμόμετρο τύπου SIG SR2 κατά την τοποθέτησή του σε γεώτρηση

Πίνακας 1 Κατάλογος θέσεων των σταθμών του δικτύου

	Όνομα Σταθμού	Κωδικός	Γεωγρ. Πλάτος	Γεωγρ. Μήκος	Υψόμετρο (m)
1	Παρδαλίτσα	PRD	39° 30' 10.2''	20° 38' 7.2''	850
2	Ασπροχώρι	ASP	39° 30' 02.4''	20° 42' 23.4''	420
3	Δοδώνη	DOD	39° 32' 40.0''	20° 46' 17.1''	650
4	Πολύγυρος	POL	39° 34' 50.1''	20° 39' 54.0''	780
5	Μουζακαίοι	MZK	39° 34' 06.1''	20° 56' 41.8''	620
6	Πεδινή	PED	39° 36' 43.7''	20° 50' 04.4''	650
7	Ραδοβίτσι	RAD	39° 34' 53.0''	20° 35' 36.1''	660
8	Κράνη	KRA	39° 38' 41.9''	21° 01' 41.9''	840
9	Περάτης	PER	39° 38' 50.9''	20° 43' 35.0''	690
10	Σπήλαιο	SPL	39° 38' 53.9''	20° 40' 06.0''	620
11	Μάζια	MAZ	39° 39' 59.4''	20° 57' 24.9''	780
12	Άμμος	AMM	39° 40' 29.2''	20° 49' 53.6''	810
13	Λεπτοκαριά	LPT	39° 39' 28.9''	20° 30' 50.5''	240
14	Ωραιόκαστρο	ORK	39° 59' 19.6''	20° 33' 05.8''	630
15	Ροδοτόπι	RDT	39° 42' 49.2''	20° 43' 21.4''	510
16	Σουλόπουλο	SUL	39° 43' 07.3''	20° 35' 54.4''	270
17	Αγία Μαρίνα	MAR	39° 43' 52.8''	20° 48' 57.6''	650
18	Καβαλάρι	KVL	39° 44' 07.2''	20° 56' 05.4''	660
19	Πογωνιανή	POG	40° 00' 32.2''	20° 25' 11.1''	885
20	Περίβλεπτος	PRV	39° 46' 02.3''	20° 46' 36.4''	650
21	Αετόπετρα	AET	39° 45' 46.7''	20° 32' 16.6''	720
22	Λιάς	LIA	39° 45' 24.4''	20° 24' 13.6''	670
23	Προτόπαπα	PRO	39° 46' 17.3''	20° 41' 37.1''	750
24	Ριάχοβο	RIA	39° 47' 55.6''	20° 35' 40.5''	450
25	Βατατάδες	VAT	39° 48' 47.3''	20° 39' 04.5''	600
26	Δρυμάδες	DRY	40° 03' 42.4''	20° 26' 18.9''	1050
27	Μολιβδοςκέπαστο	MOL	40° 03' 43.7''	20° 34' 08.9''	620
28	Παρακάλαμος	PKL	39° 51' 39.3''	20° 34' 28.7''	400
29	Κάτω Πεδινά	KPD	39° 52' 55.1''	20° 40' 27.5''	690
30	Χαραυγή	XRG	39° 51' 49.5''	20° 23' 57.2''	630
31	Κεράσοβο	KER	39° 53' 05.1''	20° 28' 06.8''	660
32	Λίμνη	LMN	39° 54' 47.5''	20° 32' 18.6''	480
33	Ζάβροχο	ZVR	39° 55' 00.0''	20° 24' 05.6''	630
34	Άγιος Μηνάς	MNS	39° 56' 51.6''	20° 40' 12.9''	810
35	Πάπιγκο	PAP	39° 57' 58.4''	20° 43' 05.5''	900
36	Μπαλτούμας	BAL	39° 42' 09.6''	20° 59' 12.9''	510
37	Ζίτσα	ZTS	39° 45' 05.5''	20° 38' 56.6''	650
38	Μπουραζάνι	BUR	40° 03' 01.8''	20° 37' 26.4''	420
39	Ψηλόκαστρο	PSK	39° 50' 24.6''	20° 29' 15.6''	690
40	Δίλοφο	DIL	39° 51' 13.2''	20° 45' 54.6''	840
41	Καλπάκι	KLP	39° 53' 41.6''	20° 37' 28.1''	602
42	Ασπράγγελοι	AGL	39° 49' 23.2''	20° 43' 21.6''	1212
43	Άγιος Κωνσταντίνος	AKN	39° 51' 58.0''	20° 43' 05.5''	884
44	Πετσάλι	PTS	39° 47' 53.4''	20° 42' 38.5''	435

1.1 Εγκατάσταση δικτύου και επεξεργασία σεισμολογικών δεδομένων

Το πρώτο βήμα πριν από την εφαρμογή κάθε ανάλυσης σε σεισμολογικά δεδομένα είναι η εγκατάσταση και σωστή λειτουργία του μικροσεισμικού δικτύου, η συλλογή δεδομένων και η επεξεργασία τους. Στο διάγραμμα ροής του Σχ.3 παρουσιάζονται όλα τα στάδια της διαδικασίας ενώ στις επόμενες παραγράφους περιγράφονται λεπτομερώς. Η διαδικασία εγκατάστασης ενός δικτύου χωρίζεται σε δύο κύρια στάδια. Το πρώτο στάδιο αφορά στην επιλογή των θέσεων των σεισμολογικών σταθμών (site selection) ενώ το δεύτερο στην τοποθέτηση των οργάνων. Οι δύο αυτές δραστηριότητες πρέπει να πληρούν κάποιες προϋποθέσεις διότι έχουν αντίκτυπο στην ποιότητα των σεισμολογικών δεδομένων. Η επιλογή των θέσεων των σταθμών στην Ήπειρο έγινε ακολουθώντας του εξής κανόνες:

α) Για την καλύτερη δυνατή κάλυψη της περιοχής μελέτης (και κυρίως στην περίπτωση ομογενούς κατανομής της σεισμικότητας) απαιτείται ένας ελάχιστος αριθμός σταθμών. Ο αριθμός αυτός δίνεται από το λόγο A/d^2 , όπου A είναι το εμβαδόν της περιοχής και d η απόσταση μεταξύ των σταθμών (Lee και Stewart, 1981). Στην περίπτωση της Ηπείρου το εμβαδόν της περιοχής ήταν 3600km^2 και η μέση απόσταση μεταξύ των σταθμών 10km. Οι 40 σταθμοί που τοποθετήθηκαν καλύπτουν αυτή την προϋπόθεση.

β) Η μέγιστη γωνία μεταξύ των σταθμών ως προς το επίκεντρο (azimuthal gap) να είναι μικρότερη των 180° (Lee και Stewart, 1981).

γ) Η απόσταση μεταξύ του επικέντρου και του κοντινότερου ως προς το επίκεντρο σταθμού, θα πρέπει να είναι μικρότερη του εστιακού βάθους ώστε αυτό να είναι όσο το δυνατόν ακριβέστερα ορισμένο (Lee και Stewart, 1981). Η πλειοψηφία των σεισμών στην Ήπειρο έχουν εστιακό βάθος από 5 – 15km.

δ) Η γεωμετρία του δικτύου πρέπει να είναι ικανή να καλύπτει την περιοχή μελέτης αλλά και πιθανές περιοχές υψηλού ενδιαφέροντος.

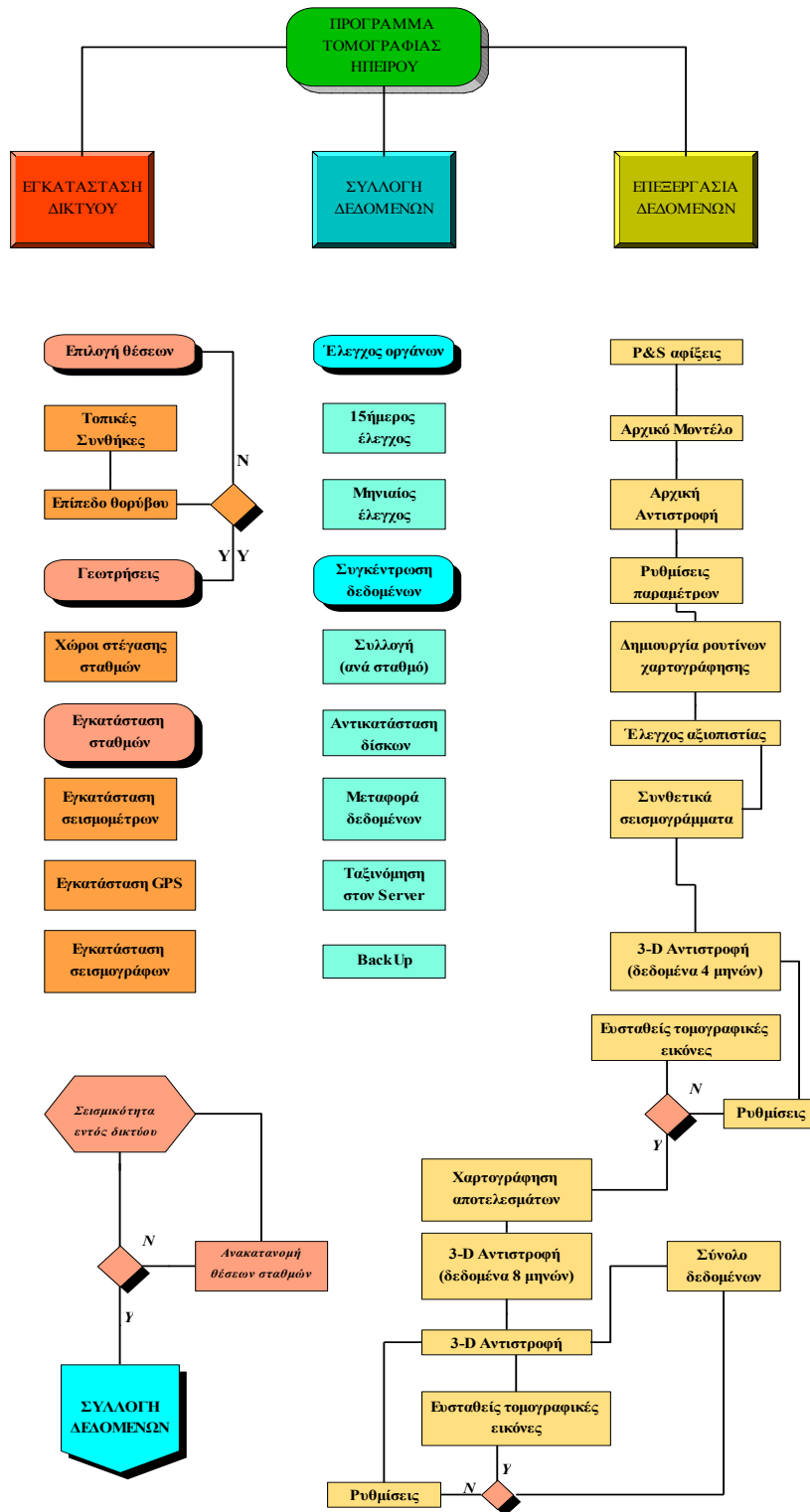
ε) Πρέπει να αποφεύγεται η τοποθέτηση των σεισμομέτρων σε περιοχές χαλαρών εδαφών (π.χ αλούβια) λόγω της ενίσχυσης του εδαφικού θορύβου που προκαλούν. Επίσης, είναι προτιμότερη η εγκατάσταση σταθμών μακριά από ψηλά δένδρα ή κεραιές διότι η ταλάντωση τους εισάγει θόρυβο μεγάλου πλάτους στις καταγραφές.

στ) Η εγκατάσταση των σταθμών πρέπει να γίνεται σε απόσταση από κατοικημένες περιοχές για να μην επηρεάζονται οι καταγραφές από τον πολιτισμικό θόρυβο.

ζ) Τέλος σημαντικοί παράγοντες για την επιλογή μίας θέσης είναι η εύκολη πρόσβαση, η ασφάλεια των οργάνων και η ύπαρξη ηλεκτρισμού.

Μετά την επιλογή των θέσεων ακολουθεί η εγκατάσταση των οργάνων. Κατά τη συγκεκριμένη μελέτη, τα σεισμόμετρα τοποθετήθηκαν μέσα σε γεωτρήσεις βάθους 15μ. (Σχ.2β) και στη συνέχεια οι γεωτρήσεις πληρώθηκαν με τσιμέντο ώστε να περιοριστεί η επίδραση του εδαφικού θορύβου. Στη συνέχεια κατασκευάστηκαν χώροι στέγασης των οργάνων όπου δεν υπήρχε δυνατότητα προστασίας τους και εγκαταστάθηκαν τα συστήματα χρονισμού (GPS) και οι σειсмоγράφοι.

Η διαδικασία εγκατάστασης του δικτύου ολοκληρώθηκε με έλεγχο επί ένα μήνα ώστε να διαπιστωθεί η σωστή λειτουργία του, η ποιότητα των καταγραφών και η πιθανότητα μετακίνησης σταθμών για την καλύτερη κάλυψη της περιοχής μελέτης, σε σχέση με τη σεισμικότητα της περιοχής.



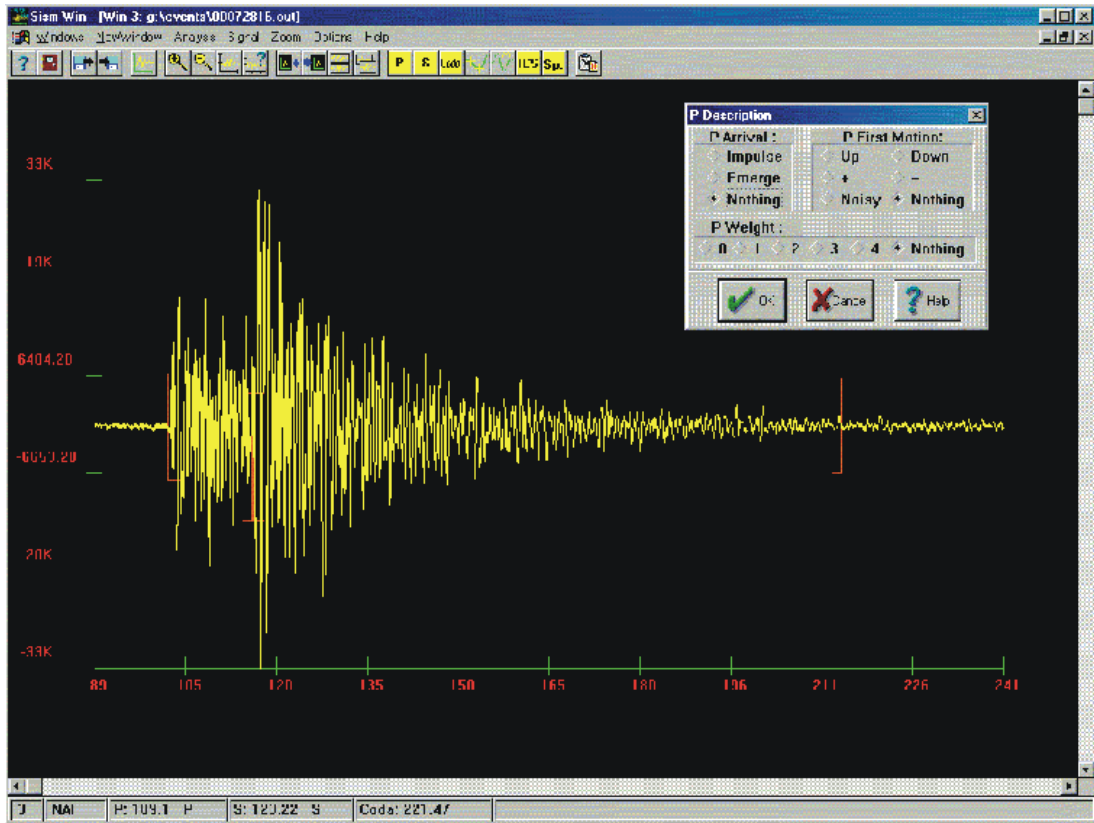
Σχήμα 3. Συνολικό διάγραμμα ροής των εργασιών.

1.2 Συλλογή και επεξεργασία σεισμολογικών δεδομένων

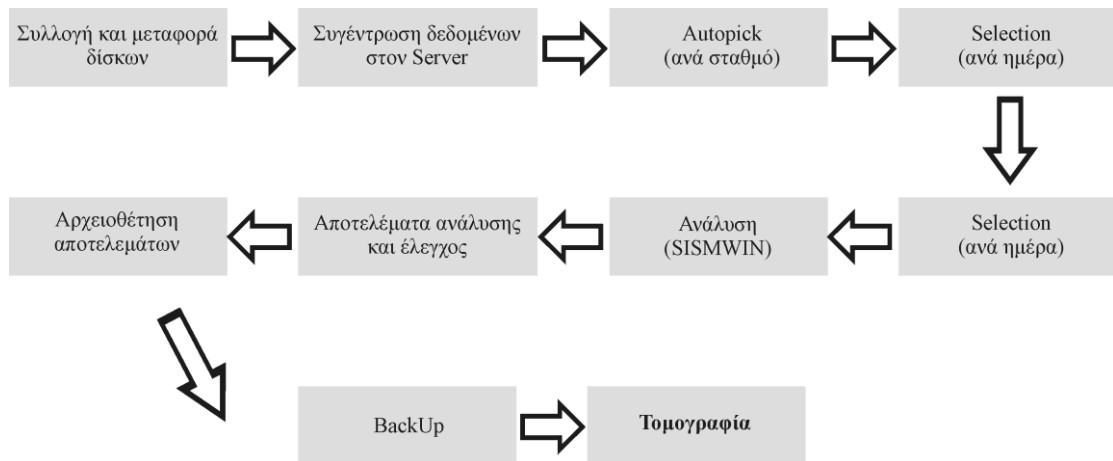
Η συλλογή των δεδομένων γινόταν κάθε 15 ημέρες από συνεργείο του Εργαστηρίου Σεισμολογίας του Πανεπιστημίου Πατρών. Παράλληλα γινόταν έλεγχος της λειτουργίας των οργάνων, διόρθωση πιθανών βλαβών και αντικατάσταση των σκληρών δίσκων των σειсмоγράφων. Στη συνέχεια τα δεδομένα μεταφέρονταν στη βάση επεξεργασίας που είχε δημιουργηθεί στο Εργαστήριο Σεισμολογίας.

Αρχικά τα δεδομένα συγκεντρώνονταν σε έναν κεντρικό διακομιστή (server) και ταξινομούνταν ανά σταθμό και ημέρα. Ο διαχωρισμός των αρχείων που περιείχαν σεισμούς από αυτά που περιείχαν μόνο θόρυβο γινόταν με το πρόγραμμα *Autopick* και τοποθετούνταν σε ξεχωριστό κατάλογο (ανά ημέρα και ανά σταθμό). Στη συνέχεια με το πρόγραμμα επιλογής / συσχέτισης συμβάντων *Selection* επιλέγονταν οι σεισμοί προς ανάλυση, σύμφωνα με τον αριθμό των σταθμών που είχαν καταγράψει το συγκεκριμένο συμβάν. (Τα προγράμματα *Autopick* και *Selection* έχουν υλοποιηθεί και αναπτυχθεί στο Εργαστήριο Σεισμολογίας του Πανεπιστημίου Πατρών).

Η ανάλυση των σεισμολογικών δεδομένων έγινε χρησιμοποιώντας το πρόγραμμα επεξεργασίας σειсмоγραμμάτων SISMWIN (Ξανάλατος και Τσελέντης, 1998). Αρχικά καθορίζονταν οι χρόνοι άφιξης P & S κυμάτων, η διάρκεια του σεισμού (Σχ.4) καθώς και τα χαρακτηριστικά των αφίξεων. Στη συνέχεια τα στοιχεία αυτά εισάγονταν στο πρόγραμμα υπολογισμού επικέντρων και σεισμικών παραμέτρων HYPO71PC (Lee and Lahr, 1972). Τέλος, τα αποτελέσματα της επεξεργασίας καθώς και τα δεδομένα αποθηκεύονταν σε ειδικές ταινίες (BackUp). Στο σχήμα 5 απεικονίζεται η διαδικασία επεξεργασίας των σεισμολογικών δεδομένων.



Σχήμα 4. Χαρακτηριστική εικόνα επεξεργασίας σειсмоγράμματος με το πρόγραμμα SISMWIN (Ξανάλατος και Τσελέντης, 1998).



Σχήμα 5. Διάγραμμα ροής επεξεργασίας σεισμολογικών δεδομένων. Φάσεις του Προγράμματος

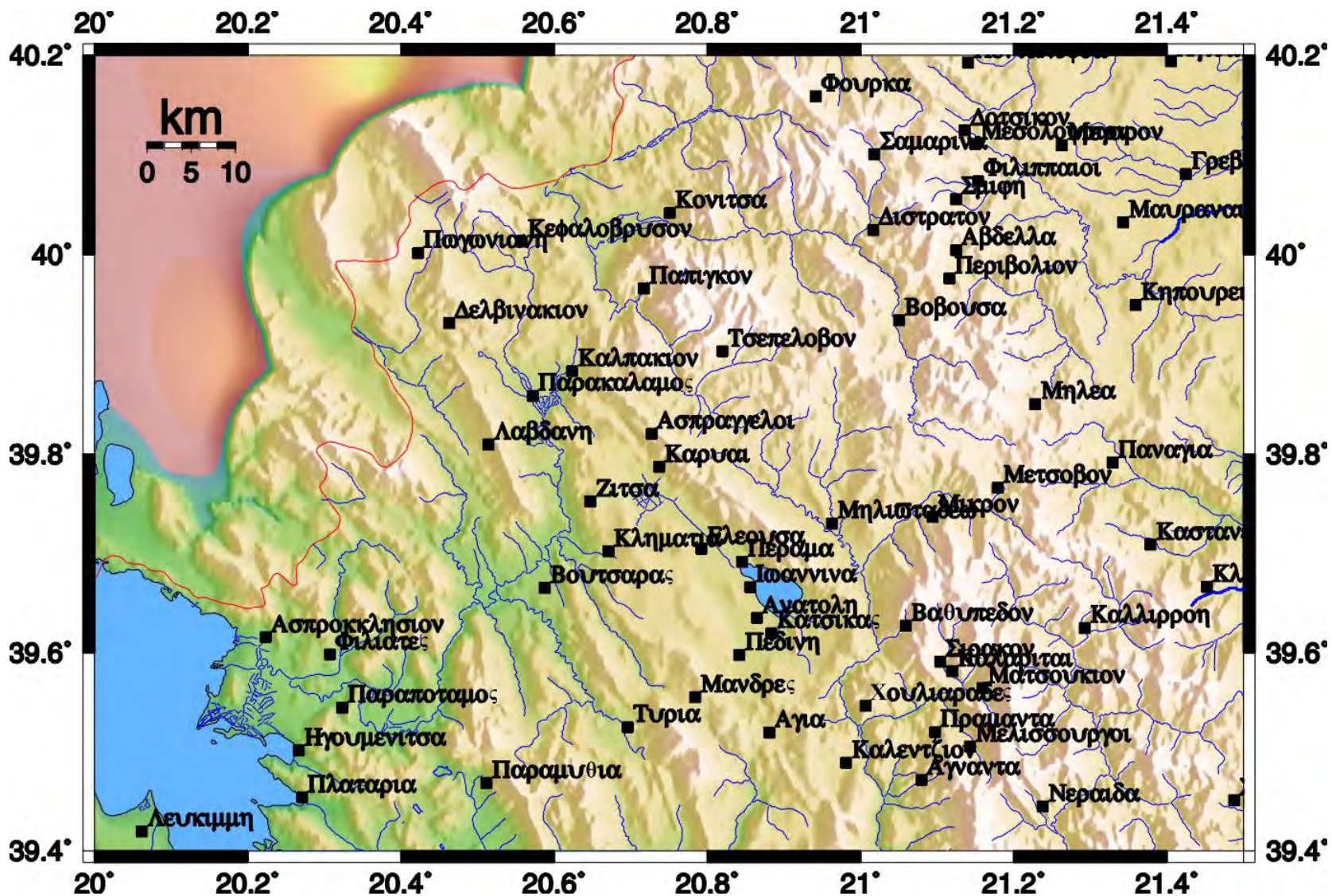
Στη συνέχεια περιγράφεται η πορεία των φάσεων του προγράμματος που προβλέπονται από το χρονοδιάγραμμα.

2. Συλλογή υπαρχόντων σεισμοτεκτονικών δεδομένων, Ενημέρωση Ψηφιακού Υποβάθρου Νομού.(Φάση 1, 2)

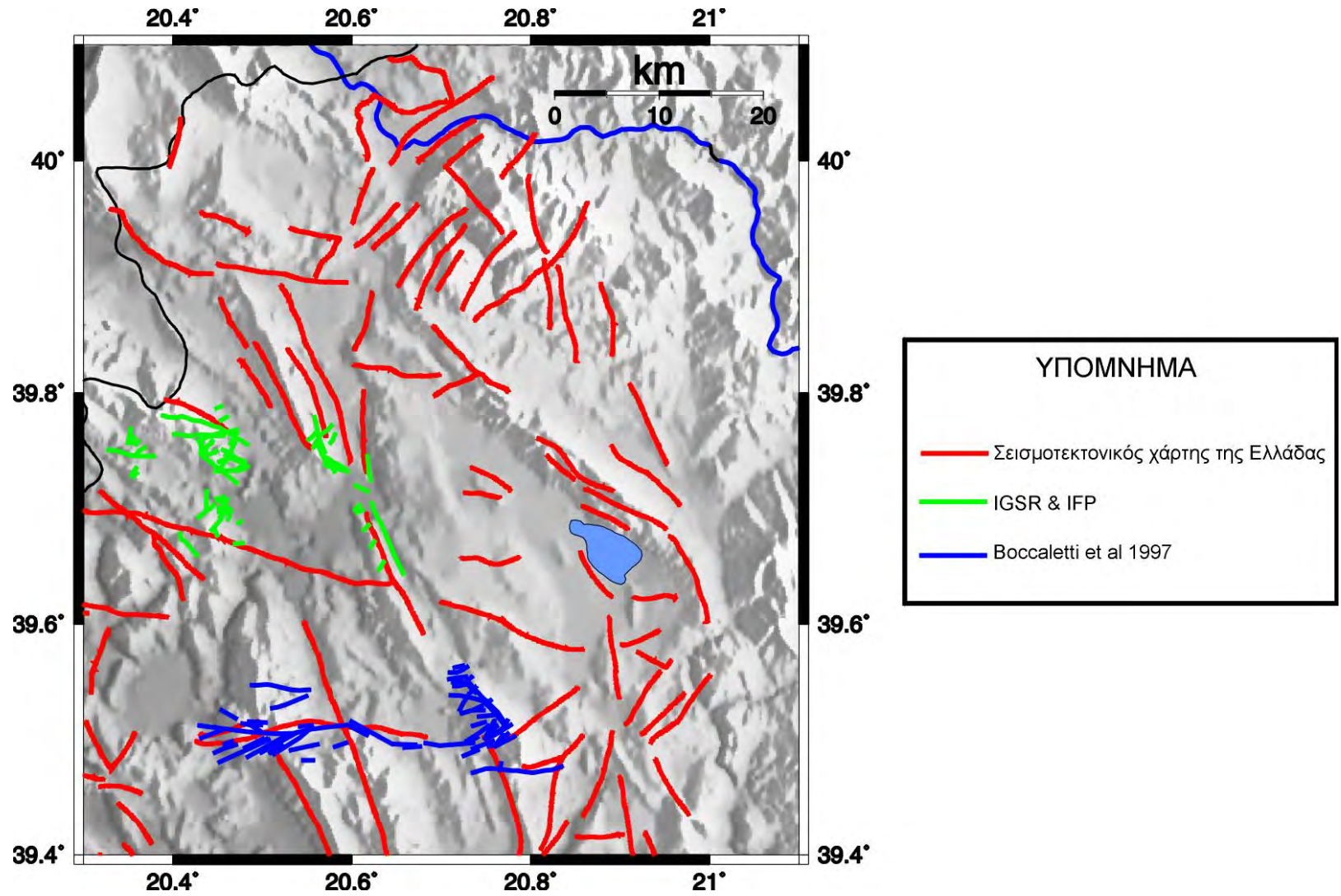
Οι πρώτες δύο φάσεις του προγράμματος αποτελούν και το υπόβαθρο για τις επόμενες. Στην πρώτη προβλέπεται η συλλογή όλων των σεισμοτεκτονικών δεδομένων της περιοχής και η ψηφιοποίηση των χαρτογραφηθέντων ρηγμάτων ώστε να δημιουργηθεί μία βάση σε ένα σύστημα Γεωγραφικών Πληροφοριών (GIS). Στην δεύτερη φάση, η βάση αυτή θα ενισχυθεί και με τοπογραφικά, γεωγραφικά στοιχεία ώστε να δημιουργηθεί ένα Σύστημα Γεωγραφικών Πληροφοριών για την περιοχή (GIS).

Στο Σχ.6 παρουσιάζεται ένα παράδειγμα των γεωγραφικών στοιχείων που έχουν εισαχθεί στο Σύστημα Γεωγραφικών Πληροφοριών, ενώ στο Σχ.7 παρουσιάζονται τα ρήγματα που έχουν συλλεχθεί και ψηφιοποιηθεί. Τα στοιχεία αυτά περιλαμβάνουν την τοπογραφία, το υδρογραφικό δίκτυο καθώς και τους κυριότερους οικισμούς της περιοχής. Για την παραγωγή των ψηφιακών δεδομένων χρησιμοποιήθηκαν οι χάρτες της ΓΥΣ σε κλίμακα 1:250.000 και το πρόγραμμα GIS ARC/INFO. Στη συνέχεια τα δεδομένα μεταφέρθηκαν σε κατάλληλο format ώστε να είναι προσπελάσιμα από το πρόγραμμα GMT (<http://gmt.soest.hawaii.edu/>) που είναι πιο κατάλληλο για επεξεργασία σεισμολογικών δεδομένων.

Κατά την πρώτη φάση του προγράμματος έγινε επίσης και η βιβλιογραφική έρευνα για την συλλογή των έως τώρα δημοσιευμένων εργασιών για την περιοχή. Με βάση της εργασίες που συλλέχθηκαν παρατίθεται στη συνέχεια μια γεωλογική - τεκτονική επισκόπηση της περιοχής.



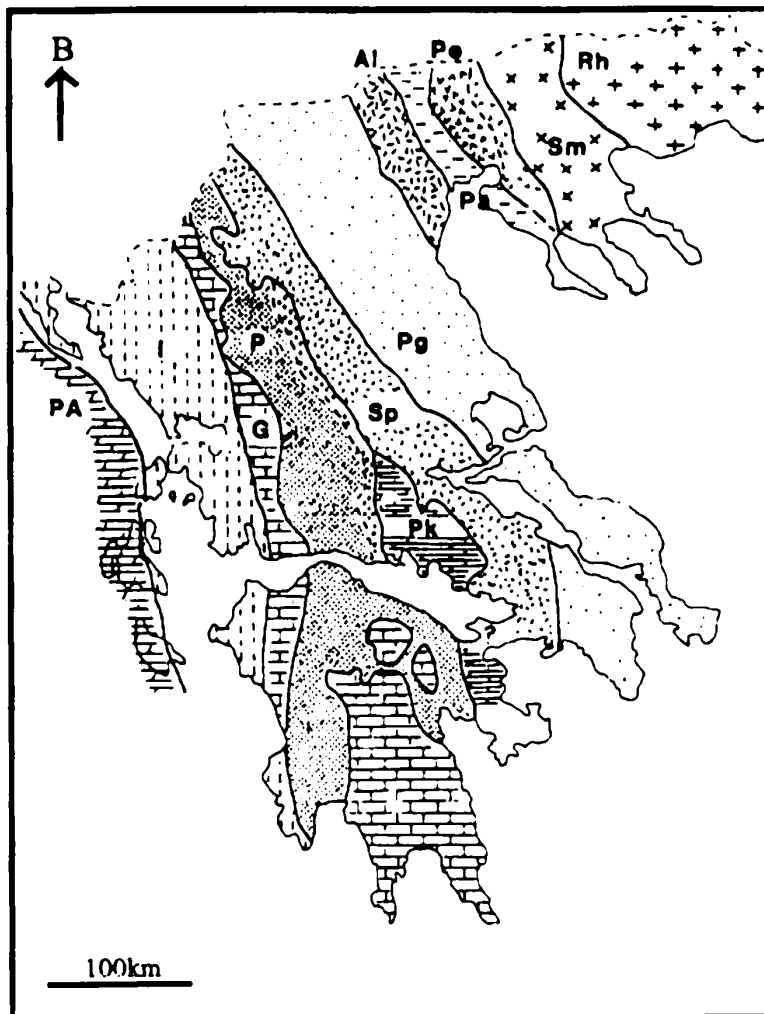
Σχήμα 6. Παράδειγμα του Συστήματος Γεωγραφικών Πληροφοριών για την περιοχή.



Σχήμα 7. Παράδειγμα των ρηγμάτων που έχουν ψηφιοποιηθεί.

2.1 Γεωλογική και Τεκτονική Επισκόπηση

Ως προς τη γεωτεκτονική, η περιοχή μελέτης ανήκει στις *Εξωτερικές Ελληνίδες* και πιο συγκεκριμένα στην *Ιόνια ή Αδριατικοϊόνια Ζώνη* (Σχ.8). Ξεκινώντας από τα δυτικά προς τα ανατολικά οι εξωτερικές Ελληνίδες αποτελούνται από τις ισοπικές ζώνες της *Προαπούλιας*, της *Ιονίου*, της *Γαβρόβου* και της *Πίνδου* (Σχ.8).



Σχήμα 8. Χάρτης γεωτεκτονικών ζωνών (Κατά Mercier et al, 1971). PA= Προαπούλια ζώνη, = Ιόνια ζώνη, G= ζώνη Γαβρόβου, P= ζώνη Πίνδου, P = ζώνη Παρνασσού, S = υποπελαγονική ζώνη, P= Πελαγονική ζώνη, Al = ζώνη Αλμωπίας, Pa = ζώνη Πάϊκου, P = ζώνη Παιονίας, Sm = Σερβομακεδομική μάζα, Rh = μάζα Ροδότης.

Η Προαπούλια ζώνη (Aubouin, 1959) ή ζώνη Παξών (Renz, 1940) χαρακτηρίζεται από μία συνεχή ανθρακική ιζηματογένεση και από απουσία των αποθέσεων του φλύσχη, ο οποίος παρατηρείται στις υπόλοιπες ισοπικές ζώνες. Η Ιόνιος ζώνη (Phillipson, 1898) ή Αδριατικοϊόνιος ζώνη (Renz, 1940) αρχικά θεωρήθηκε ως μία υποθαλάσσια αύλακα και κατά τον Aubouin (1959) ως ένα μειογεωσύγκλινο. Η ζώνη Γαβρόβου (Aubouin, 1959) ή Γαβρόβου – Τριπόλεως (Dercourt, 1964) χαρακτηρίστηκε ως ένα ύβωμα το οποίο χώριζε τις αύλακες Ιονίου και Πίνδου. Τέλος, η ζώνη της Πίνδου (Renz, 1940) αποτελούσε μία αύλακα (βαθύτερη της Ιονίου) και χαρακτηρίστηκε από τον Aubouin (1959) ως ευγεωσύγκλινο (Αβραμίδης, 1999).

Τα παλαιότερα ιζήματα των εξωτερικών Ελληνίδων είναι οι τριαδικοί εβαπορίτες (I.G.S.R & I.F.P., 1966). Οι εβαπορίτες λειτούργησαν ως επιφάνεια αποκόλλησης, κατά τη διάρκεια της μετανάστευσης των εξωτερικών Ελληνίδων προς τα νοτιοδυτικά (Underhill, 1985). Η επιφάνεια αποκόλλησης στην εξωτερική Ιόνιο και την Προαπούλια ζώνη βρίσκεται στη βάση των Μεσοζωικών ανθρακικών ακολουθιών και διεισδύει προς τα ανατολικά μέσα στο προ – Μεσοζωικό υπόβαθρο της Γαβρόβου (Αβραμίδης, 1999) Κατά τη διάρκεια του Μεσοζωικού έχουμε μία συνεχή ιζηματογένεση μέχρι το Ανώτερο Ηώκαινο οπότε και ξεκινούν οι ορογενετικές κινήσεις.

Από το Ανώτερο Ηώκαινο έως το Ανώτερο Ολιγόκαινο θεωρείται ότι η Ιόνιος και η Γάβροβος αποτέλεσαν τη λεκάνη προχώρας της Πίνδου (Underhill, 1985; Clews, 1989) η οποία δημιουργήθηκε από το βάρος των επωθημένων στρωμάτων κατά τη νοτιοδυτική μετανάστευση των εξωτερικών Ελληνίδων (Αβραμίδης, 1999).

Τέλος, η έναρξη της ιζηματογένεσης του φλύσχη στη λεκάνη προχώρας της Πίνδου τοποθετείται από τους ερευνητές είτε στο Ανώτερο Ηώκαινο (I.G.S.R & I.F.P., 1966) είτε στο Κατώτερο Ολιγόκαινο (Fleury, 1980; Leigh, 1991)

2.1.1 Ιόνιος ζώνη

Όπως αναφέρθηκε η περιοχή μελέτης ανήκει στην Ιόνιο ζώνη. Για το λόγο αυτό στις επόμενες παραγράφους παρουσιάζονται οι κυριότερες απόψεις που αφορούν στη ζώνη αυτή ως προς τη γεωγραφική και γεωτεκτονική της θέση, την λιθοστρωματογραφική της εξέλιξη και την παλαιογεωγραφική και τεκτορογενετική εξέλιξη της.

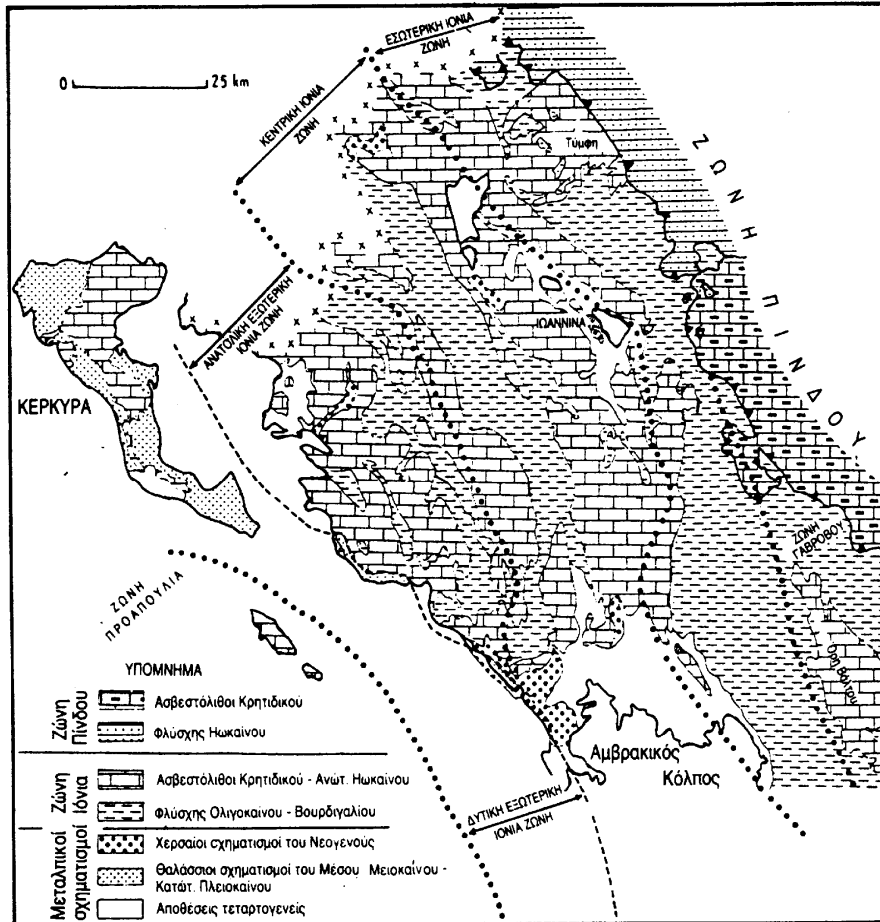
2.1.2 Γεωγραφική και γεωτεκτονική θέση της Ιονίου ζώνης

Η Ιόνιος ζώνη αρχίζει από την Αλβανία και εκτείνεται προς τα νότια προς: Τη Δυτική Ηπειρωτική Ελλάδα (Ήπειρο και Ακαρνανία), τα Ιόνια νησιά (Κέρκυρα, Ανατολικό τμήμα της Λευκάδας, Ιθάκη, Ανατολική Κεφαλονιά και ένα τμήμα της Ζακύνθου και τη Βορειοδυτική Πελοπόννησο (Σχ.8). Σύγχρονες έρευνες έδειξαν ότι στην Ιόνια ζώνη περιλαμβάνεται και η ημιμεταμορφωμένη σειρά των Πλακωδών Ασβεστόλιθων (Plattenkalk). Με αυτό ως δεδομένο πρέπει να θεωρηθεί ότι η Ιόνιος προεκτείνεται μέχρι την Νότια Πελοπόννησο, την Κρήτη και τη Ρόδο (Κατσικάτσος, 1992; Μουντράκης, 1985).

Η Ιόνιος ζώνη χαρακτηρίστηκε ως αυτόχθονη και αποτελούσε μία υποθαλάσσια αύλακα (Aubouin, 1959) που παρεμβалλόταν ανάμεσα στο υποθαλάσσιο ύβωμα της Απούλιας και στο ύβωμα της Γαβρόβου. Η αύλακα αυτή δεν ήταν συνεχής αλλά διακοπτόταν από υβώματα, τα οποία άλλοτε προκαλούσαν μείωση του πάχους των ιζημάτων και άλλοτε στρωματογραφικά κενά.

Στην περιοχή των Ιονίων νήσων η Ιόνια ζώνη είναι επωθημένη προς τα δυτικά πάνω στην Προαπούλια ζώνη (ζώνη Παξών) ενώ προς τα ανατολικά πάνω σε αυτή βρίσκεται επωθημένη η ζώνη της Πίνδου.

Κατά τον Aubouin (1959) και τα I.G.S.R & I.F.P (1966) η Ιόνιος ζώνη χωρίστηκε σε τρεις επιμέρους ζώνες σύμφωνα με τη λιθοστρωματογραφία της περιοχής (Σχ.9). Αυτές είναι α) η Εξωτερική Ιόνιος ζώνη (δυτικά), η οποία διακρίθηκε στη Δυτική και στην Ανατολική Εξωτερική β) Η Κεντρική Ιόνιος ζώνη και γ) η Εσωτερική Ιόνια ζώνη (ανατολικά).

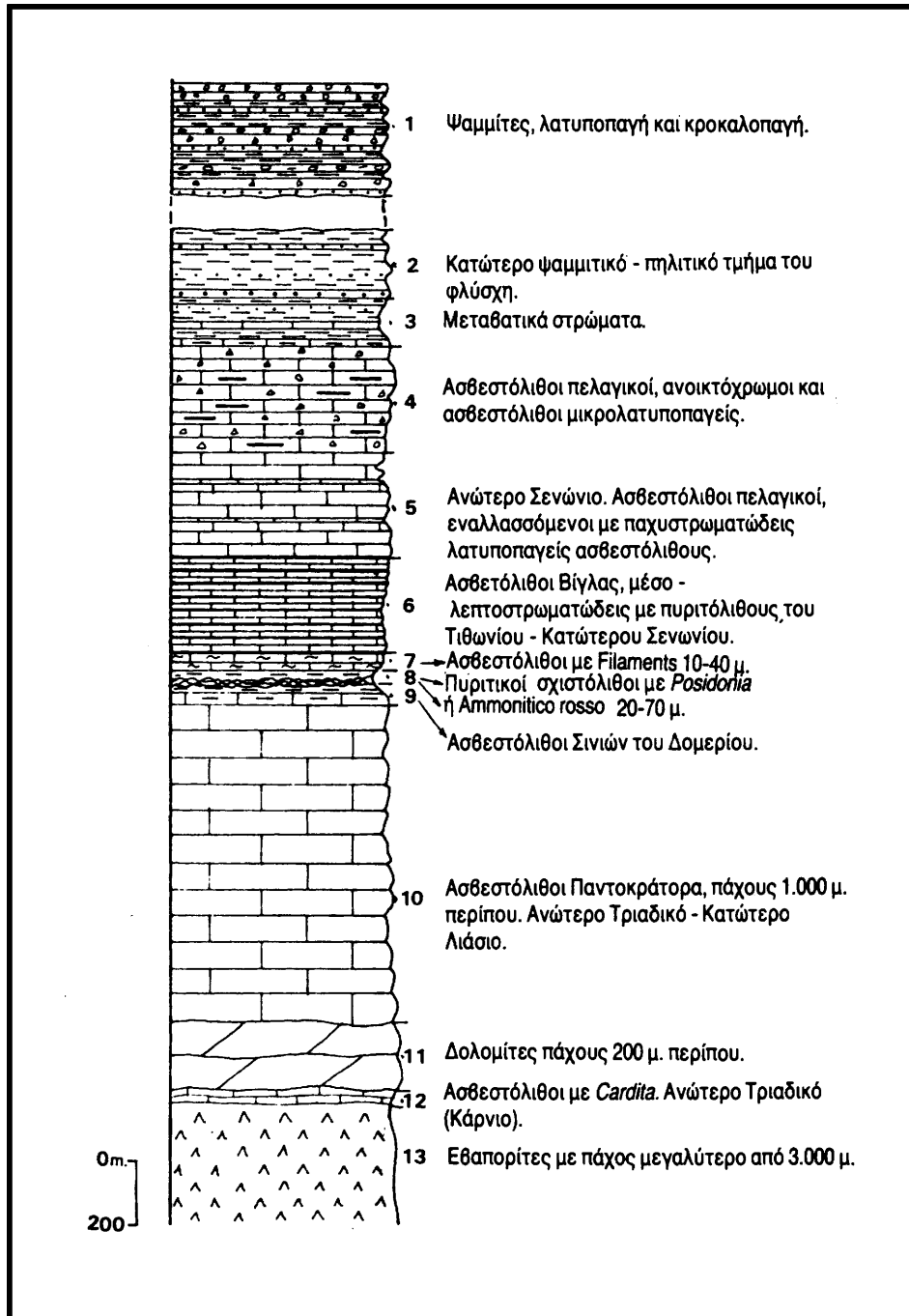


Σχήμα 9. Διάκριση της Ιονίου σε επιμέρους ζώνες. (I.F.P & I.G.S.R, 1966)

2.1.3 Λιθοστρωματογραφική εξέλιξη της Ιονίας ζώνης

Στο Σχ.10 παρουσιάζονται οι σχηματισμοί που παίρνουν μέρος στη λιθοστρωματογραφική επαλληλία της Ιονίας ζώνης και πιο συγκεκριμένα στην περιοχή Ηπείρου και Ακαρνανίας (Κατσιακάτσος, 1992).

Τη βάση της στρωματογραφικής στήλης αποτελούν οι *εβαπορίτες* προκαρνικής ηλικίας, που πολλές φορές συνοδεύονται από ασβεστολιθικά λατυποπαγή. Έχει διαπιστωθεί το μεγάλο πάχος των εβαποριτών στην περιοχή αυτή από γεωτρήσεις και γεωφυσικές μελέτες, κατά την προσπάθεια ανεύρεσης πετρελαίου, όμως τα κατώτερα όρια τους δεν είναι γνωστά. Σύμφωνα με αυτό υπάρχει πιθανότητα να έχουμε συμμετοχή εβαποριτών του Ανώτερου Περμίου. Η μεγάλη γεωγραφική εξάπλωση των εβαποριτών του Τριαδικού, οδηγεί στο συμπέρασμα ότι στην περιοχή αυτή κατά το Κατώτερο – Μέσο Τριαδικό υπήρχε μία θαλάσσια λεκάνη εξάτμισης, στην οποία αποτέθηκαν οι εβαπορίτες της Ιονίας ζώνης (και των Παξών δυτικότερα.).



Σχήμα 10. Λιθοστρωματογραφική στήλη Ιονίου ζώνης (Dercourt et al, 1980).

Το Ανώτερο Τριαδικό αντιπροσωπεύεται από *μαύρους υπολιθογραφικούς απολιθοματοφόρους ασβεστόλιθους*. Ακολουθούν *άσπροι δολομίτες* του Άνω Τριαδικού, με πάχος μέχρι και μερικές εκατοντάδες μέτρα. Πάνω σε αυτούς επίκεινται *νηριτικοί απολιθοματοφόροι ασβεστόλιθοι*, μερικώς δολομιτωμένοι και κυρίως άστρωτοι, οι οποίοι ονομάστηκαν *Ασβεστόλιθοι του Παντοκράτορα*. Έχουν συνολικό πάχος έως 1500μ. και καλύπτουν το στρωματογραφικό εύρος Ανώτερο Τριαδικό - Κατώτερο Λιάσιο (Κατσικάτσος, 1992; Μουντράκης, 1985).

Κατά το Μέσο Λιάσιο παρατηρούνται οι *Ασβεστόλιθοι Σινιών*, οι οποίοι είναι καλά στρωμένοι, φέρουν πυριτόλιθους και το πάχος τους κυμαίνεται από λίγα ως και 200μ. Αποτελούν ιζημάτα ρηχής προς βαθιάς θάλασσας. Το Ανώτερο Λιάσιο χωρίζεται σε δύο φάσεις:

α) Στις αύλακες που είχαν διαμορφωθεί την περίοδο αυτή στην Ιόνια ζώνη παρατηρείται απόθεση πυριτικών ιζημάτων. Αυτά είναι κυρίως απολιθωματοφόροι πυριτόλιθοι, ποικίλου χρώματος που είναι γνωστοί ως *Κατώτεροι Πυριτικοί Σχιστόλιθοι*. Το συνολικό τους πάχος κυμαίνεται από λίγα ως 100μ.

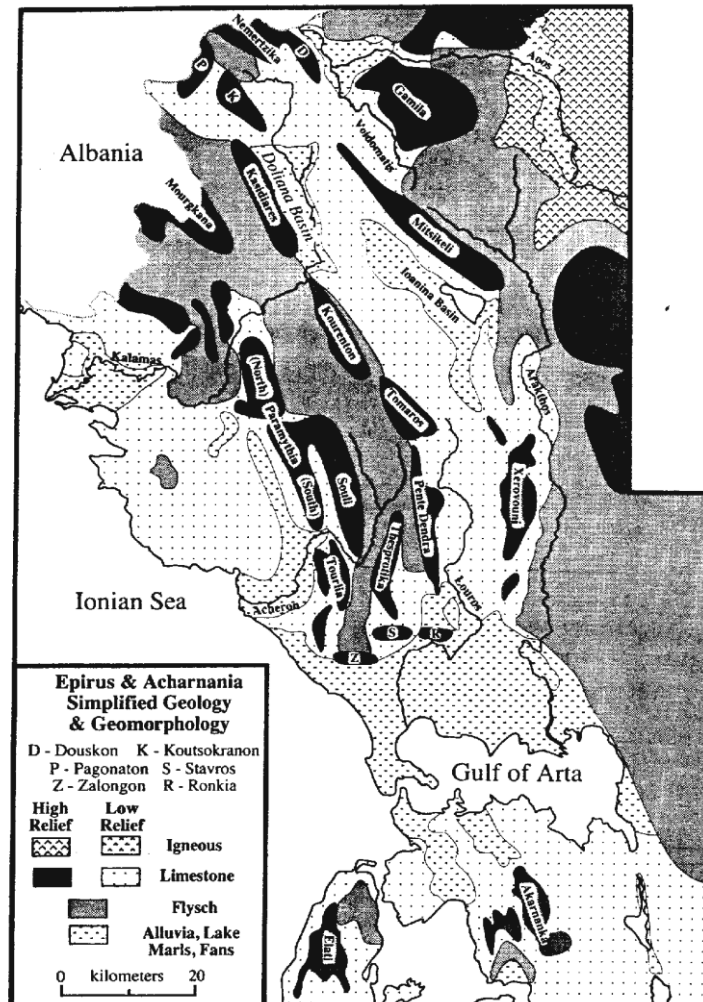
β) Στα υβώματα και στις παρυφές τους εμφανίζονται *ερυθροϊώδεις κονδυλώδεις ασβεστόλιθοι με Αμμωνίτες* με ενστρώσεις μάργων, πάχους έως και 35μ.

Κατά το Μέσο Δογγέριο παρατηρείται ένας ορίζοντας από *λεπτοστρωματώδεις ασβεστόλιθους με πυριτόλιθους* οι οποίοι ονομάστηκαν *Ενδιάμεσοι ασβεστόλιθοι με Filaments*. Στο Ανώτερο Δογγέριο παρατηρούνται *απολιθωματοφόροι πυριτόλιθοι*, πάχους έως και 60μ., γνωστοί ως *Ανώτεροι Πυριτικοί Σχιστόλιθοι με Posidonia*.

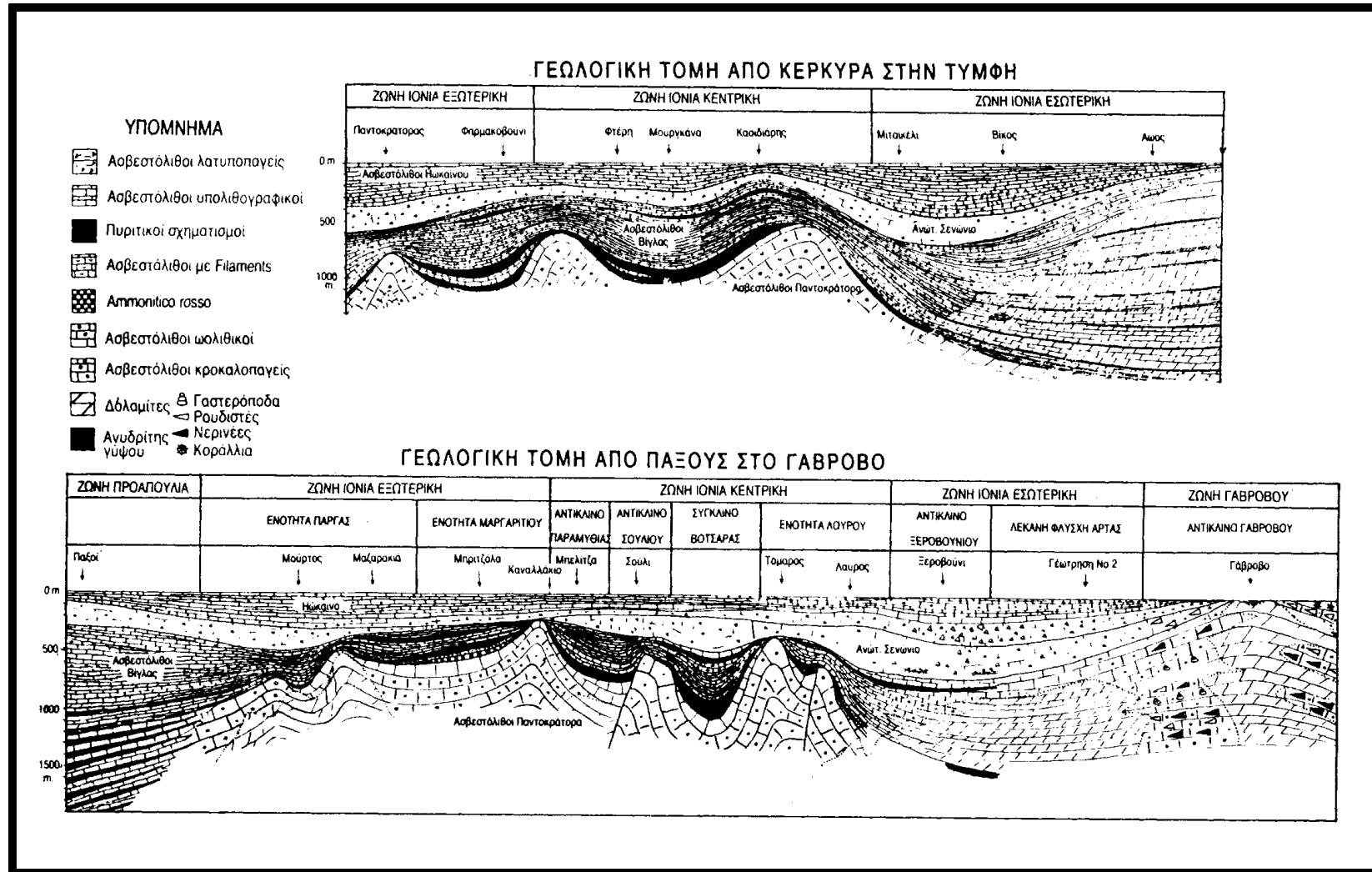
Από το Ανώτερο Ιουρασικό μέχρι το Κατώτερο Σενώνιο αναπτύσσονται σε όλη την έκταση της Ιονίου οι *Ασβεστόλιθοι της Βίγλας*, οι οποίοι είναι λεπτοστρωματώδεις, απολιθωματοφόροι, πελαγικοί ασβεστόλιθοι με ενστρώσεις πυριτόλιθων. Το πάχος τους κυμαίνεται από λίγα έως 700μ. Οι ασβεστόλιθοι της Βίγλας συνεχίζονται προς τα πάνω με πελαγικούς ασβεστόλιθους του Ανώτερου Σενωνίου, πάχους 50 – 500μ. Η ιζηματογένεση συνεχίζεται αδιάκοπα προς τα επάνω με ασβεστόλιθους λατυποπαγείς Ανώτερου Κρητιδικού – Μέσου Ηωκαίνου οι οποίοι έχουν πάχους έως 400μ και χαρακτηρίζονται περισσότερο ως πελαγικοί.

Τέλος παρατηρείται η απώθηση του φλύσχη από το Ανώτερο Ηώκαινο έως το Ακουιάνιο του Κάτω Μειοκαίνου οπότε και συνέβη η πτύχωση της ζώνης. Το συνολικό πάχος του φλύσχη υπολογίζεται περίπου στα 2000μ και η σύσταση του στα κατώτερα στρώματα είναι κυρίως ψαμμιτική – μαργαϊκή ενώ προς τα πάνω παρουσιάζει εναλλαγές μαργών, μαργαϊκών ασβεστόλιθων και κροκαλοπαγών (Κατσικάτσος, 1992; Μουντράκης, 1985) .

Στα σχήματα 11 και 12 που ακολουθούν απεικονίζονται, ένας χάρτης που παρουσιάζει μία απλοποιημένη άποψη για τη γεωλογία της περιοχής Ηπείρου – Ακαρνανίας και δύο χαρακτηριστικές γεωλογικές τομές, τμήματα των οποίων ανήκουν στην περιοχή μελέτης.



Σχήμα 11. Απλοποιημένος γεωλογικός και γεωμορφολογικός χάρτης της περιοχής Ηπείρου – Ακαρνανίας (King et al, 1993)



Σχήμα 12. Χαρακτηριστικές γεωλογικές τομές της Ιονίου ζώνης στην περιοχή της Ηπείρου (I.F.P & I.G.S.R, 1966)

Τα γεωλογικά στοιχεία καθώς και αυτά της τεκτονικής θα συνεισφέρουν σημαντικά στην αξιολόγηση των συμπερασμάτων της σεισμολογικής μελέτης.

2.1.4 Παλαιογεωγραφική και τεκτορογενετική εξέλιξη της Ιονίου ζώνης

Ως προς την παλαιογεωγραφία ενδιαφέρον παρουσιάζει το ζήτημα της δημιουργίας των στρωμάτων εβαπορίτη κατά την Περμοτριάδικη περίοδο. οι εκδοχές που έχουν προταθεί είναι δύο:

α) Η ύπαρξη πολλών και συνεχόμενων στοματολιμνών (παραθαλάσσιες ρηχές λίμνες που η επικοινωνία τους με τη θάλασσα φρασσόταν από χαμηλούς βραχίονες). Με τις παλίρροιες η θάλασσα κατόρθωνε να ξεπερνά του βραχίονες και να εμπλουτίζει τις λίμνες με άλατα.

β) Η ύπαρξη μεγάλων, ρηχών, κλειστών λιμνών χωρίς επικοινωνία με τη θάλασσα αλλά με συνεχή τροφοδοσία σε άλατα από ποτάμια τα οποία προέρχονταν από περιοχές με μεγάλη περιεκτικότητα σε αλατούχα πετρώματα.

Οποιαδήποτε κι αν είναι η εξήγηση γεγονός είναι ότι η Ιόνια ζώνη ήταν, κατά τη διάρκεια του Περμοτριάδικού, μία χερσαία ή πολύ ρηχή θαλάσσια περιοχή που είχε τη δυνατότητα να χερσεύει συχνά ώστε να σχηματίσει τόσο μεγάλου πάχους στρώματα εβαποριτών. Η ίδια παλαιογεωγραφική κατάσταση ίσχυε και κατά τη διάρκεια όλου του Τριαδικού και του Κατώτερου Ιουρασικού οπότε έχουμε την απόθεση νηριτικών ιζημάτων (δολομίτες και ασβεστόλιθους του Παντοκράτορα). Κατά το μέσο Ιουρασικού η Ιόνιος διαμορφώνεται σε μειογεωσύγκλινο με πελαγική – ημιπελαγική ιζηματογένεση.

Τα κοιτάσματα των εβαποριτών εκτός της κανονικής; στρωματογραφικής θέσης στη βάση των αλπικών ιζημάτων, συναντώνται συχνά ανάμεσα στρώματα της ζώνης, νεώτερης ηλικίας (Κρητιδικά και Ηωκαινικά), όπου έχουν ανέλθει διαπυρικά διαμέσου των ρηγμάτων. Αυτή η ανοδική κίνηση του εβαπορίτη είναι αποτέλεσμα της θερμότητας που αναπτύσσεται λόγω γεωθερμικής βαθμίδας και της υψηλής πίεσης που ασκείται από τα υπερκείμενα στρώματα, συνθήκες που καθιστούν τον εβαπορίτη υλικό πλαστικό με ικανότητες ροής.

Η πτύχωση της Ιονίου ζώνης συνέβη το Κάτω Μειόκαινο. Τα στρώματα της ζώνης υπέστησαν έντονη λεπίωση στην οποία τα εβαποριτικά στρώματα έπαιξαν το ρόλο του λιπαντικού που διευκόλυνε τις εσωτερικές ολισθήσεις (Μουντράκης, 1985).

Χαρακτηριστικό γνώρισμα της τεκτονικής δομής της Ιονίου ζώνης στην Ήπειρο και τη Στερεά Ελλάδα είναι τα επάλληλα μεγασύγκλινα και μεγααντίκλινα. Η διεύθυνση τους είναι ΒΒΔ – ΝΝΑ έως ΒΔ – ΝΑ και επωθούνται η εφιππεύουν το ένα πάνω στο άλλο προς τα δυτικά (Σχ.13). Τα κυριότερα μεγασύγκλινα και μεγααντίκλινα της Ιονίου ζώνης είναι:

α) Εσωτερική Ιόνιος ζώνη

Μεγασύγκλινο Ηπείρου – Ακαρνανίας που δέχεται κυρίως την επώθηση του τεκτονικού καλύμματος της Πίνδου και Μεγααντίκλινο του Ξεροβουνίου

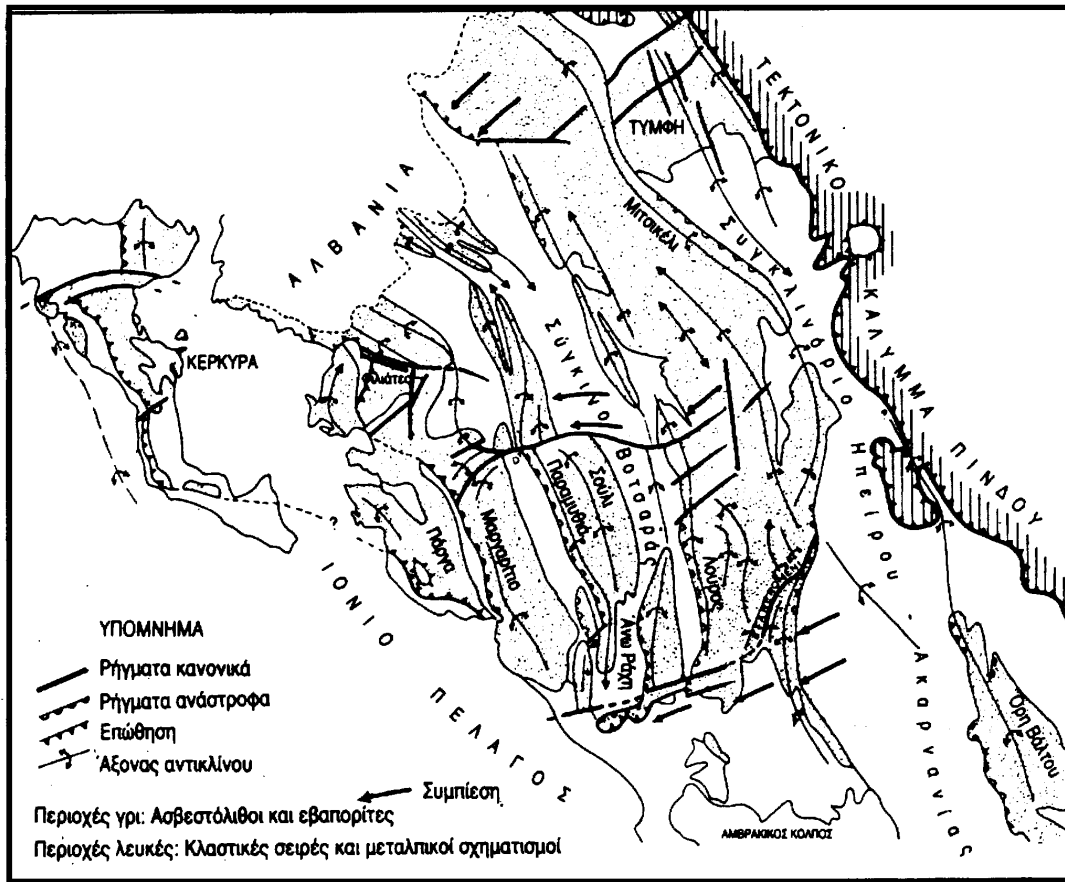
β) Κεντρική Ιόνιος ζώνη

- Αντίκλινο Ιωαννίνων
- Ανατολικό αντικλινόριο που περιλαμβάνει το τεκτονικό λέπιο του ποταμού Λούρου
- Μεγααντίκλινο Μισικελίου
- Σύγκλινο Δερβιτσιάνας
- Αντίκλινο Θεσπρωτικού
- Σύγκλινο Βοτσαράς
- Δυτικό αντικλινόριο που περιλαμβάνει τα αντίκλινα Σουλίου και Παραμυθιάς

Για τα προαναφερθέντα σύγκλινα και αντίκλινα θα γίνει προσπάθεια να συσχετιστούν με τις δομές που θα προκύψουν από την τομογραφική διερεύνηση της περιοχής.

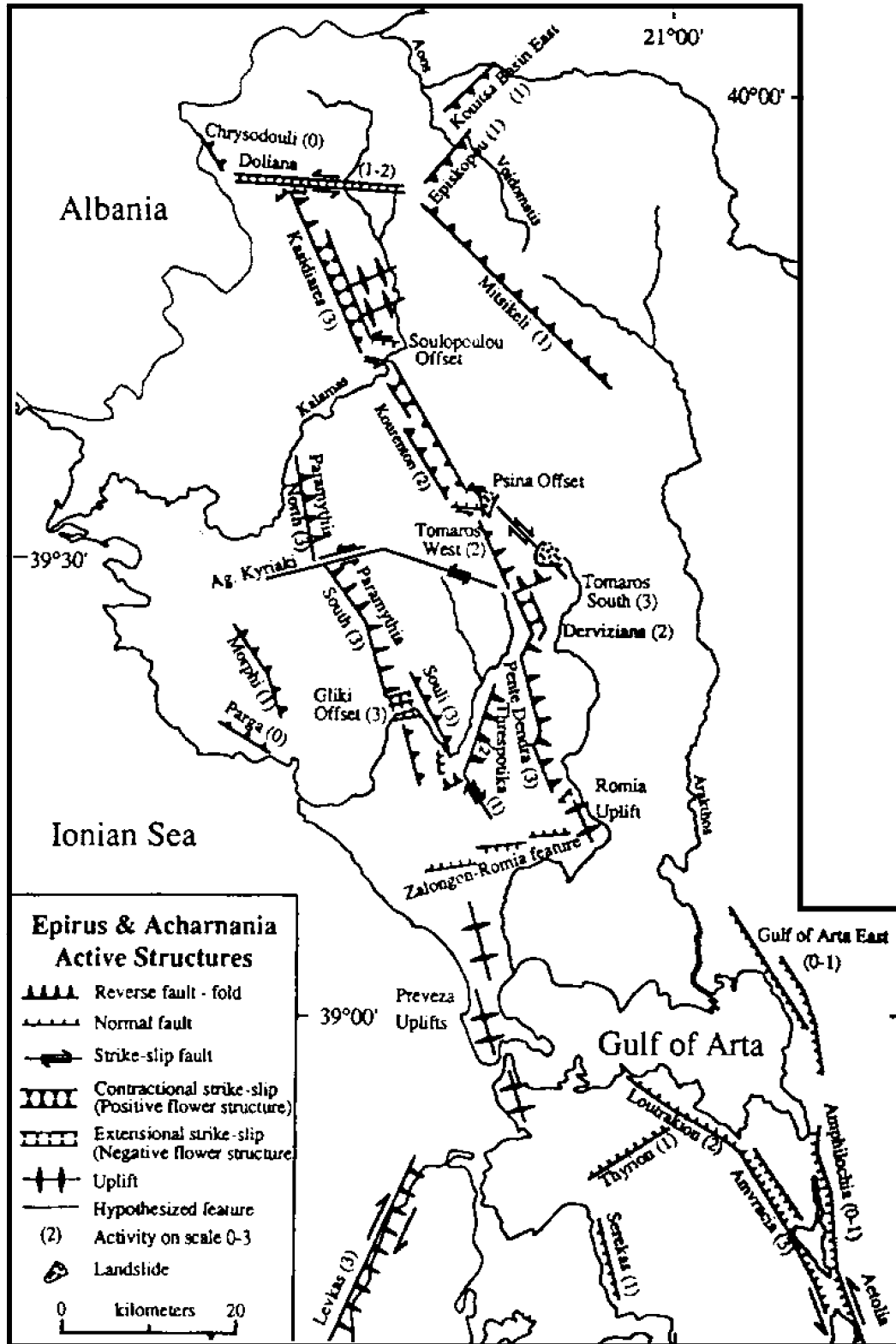
γ) Εξωτερική Ιόνιος ζώνη

- Μεγάλο σύγκλινο της Παραμυθιάς που εφιππεύει πάνω στα αντικλινικά λέπια Μαργαριτίου και Πάργας (Μουντράκης, 1985).



Σχήμα 13. Τεκτονικός χάρτης της Ηπείρου (Ιόνια ζώνη και Πινδικό τεκτονικό κάλυμμα). (I.F.P, I.G.E.Y, 1966)

Ένα επίσης σημαντικό χαρακτηριστικό τεκτονικό στοιχείο της Ιόνιου ζώνης είναι τα μεγάλα ρήγματα και επωθήσεις ΒΒΔ – ΝΝΑ έως ΒΔ – ΝΑ διεύθυνσης (Μουντράκης, 1985), η πορεία των οποίων ανακόπτεται από μεγάλα εγκάρσια ρήγματα οριζόντιας μετατόπισης με διεύθυνση Α – Δ έως ΑΒΑ – ΔΝΔ (Λευκάδα, Κεφαλονιά). Η εικόνα αυτή είναι εμφανής και στο χάρτη του σχήματος 14, όπου παρουσιάζονται οι κυριότερες ενεργές τεκτονικές δομές της περιοχής Ηπείρου – Ακαρνανίας.



Σχήμα 14. Οι κυριότερες ενεργές τεκτονικές δομές στην περιοχή Ηπείρου – Ακαρνανίας (King et al, 1993)

2.1.5 Σεισμολογικές έρευνες στην περιοχή της Ηπείρου

Οι σημαντικότερες από τις σεισμολογικές έρευνες που έχουν γίνει στην περιοχή μελέτης είναι αυτές του Hatzfeld και των συνεργατών του (1995), του King και των συνεργατών του (1983), της Κυρατζή και των συνεργατών της (1987) και του Haslinger και των συνεργατών του (1999). Οι παραπάνω έρευνες συμφωνούν στο γεγονός ότι η μεγαλύτερη σεισμική δραστηριότητα εκδηλώνεται στην περιοχή ανατολικά και δυτικά των αντικλίνων Κούρεντων και Κασιδιάρη καθώς και στην περιοχή του ρήγματος του Σουλίου (Αγίας Κυριακής ή Πετουσίου). Επίσης, από τους μηχανισμούς γένεσης των σεισμικών γεγονότων που χρησιμοποιήθηκαν στις μελέτες αυτές, **προκύπτει το συμπέρασμα ότι το τεκτονικό καθεστώς της περιοχής είναι ιδιαίτερα πολύπλοκο, γεγονός που αποδεικνύεται από τους μηχανισμούς γένεσης οι οποίοι ποικίλουν από καθαρά συμπίεστικοί έως καθαρά εφελκυστικοί.**

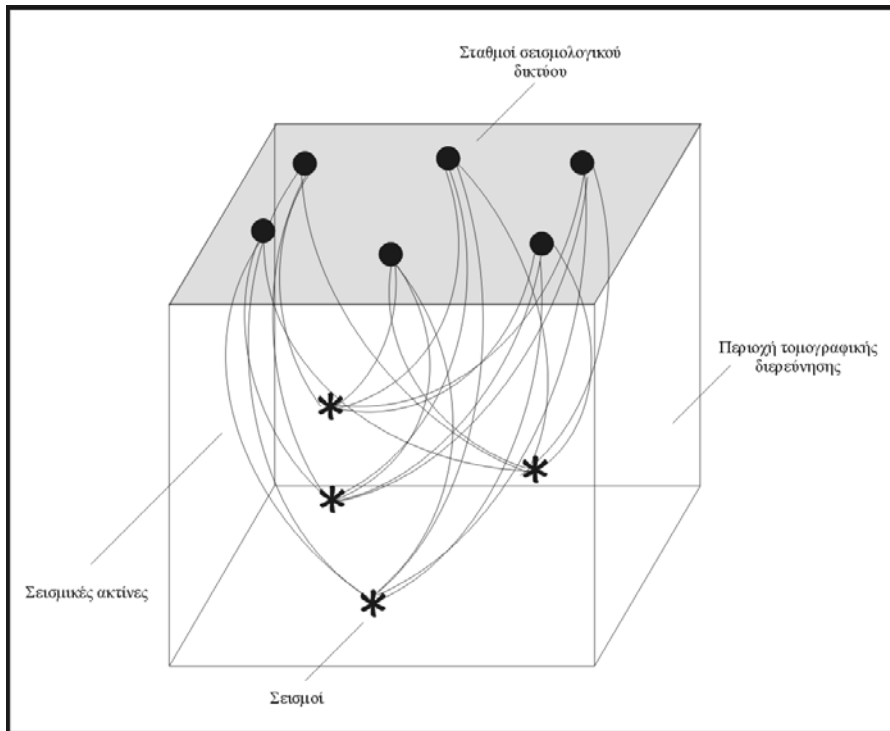
Σημαντικό στοιχείο που παρουσιάζεται από τον Hatzfeld και τους συνεργάτες του (1995), είναι η απότομη μεταβολή των βαθών των υποκέντρων των σεισμών ανατολικά και δυτικά του αντικλίνου του Κασιδιάρη. Η περιοχή αυτή αποκαλείται από τον King και τους συνεργάτες του ως «περιοχή απότομης βύθισης» (area of rapid subsidence). Τα βάθη των υποκέντρων των σεισμών μεταβάλλονται από 5-8 km, - δυτικά του αντικλίνου, έως 15-25 km, ανατολικά αυτού.

Τα αποτελέσματα των παραπάνω μελετών επιβεβαιώνονται και από την παρακολούθηση της σεισμικής δραστηριότητας της περιοχής, τα τελευταία χρόνια από το σεισμολογικό δίκτυο PATNET.

Φάση 3-Ακριβής υπολογισμός σεισμικών υποκέντρων

3.1 Γενικά

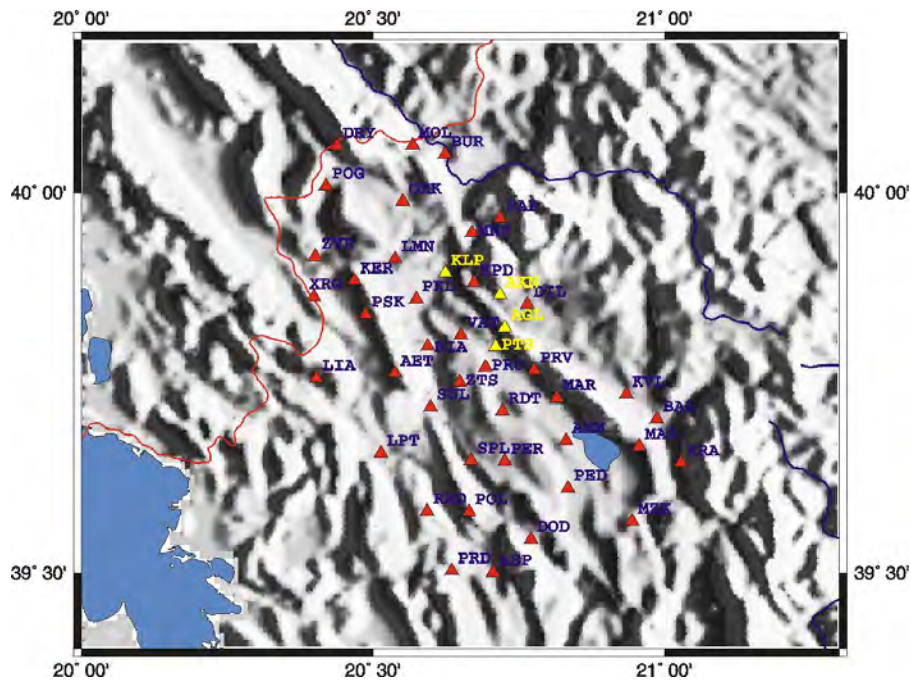
Ο ακριβής προσδιορισμός του υποκέντρου ενός σεισμού, ώστε να είναι δυνατή η συσχέτισή του με ρηξιγενής ζώνες απαιτεί την εγκατάσταση ενός πυκνού σεισμολογικού δικτύου. Στη συνέχεια τα δεδομένα που θα προκύψουν πρέπει να αναλυθούν με σύγχρονες **τεχνικές σεισμικής τομογραφίας** (Σχ.1) ώστε ο προσδιορισμός των υποκέντρων να γίνει με βάση κάποιο **τριδιάστατο μοντέλο** του φλοιού της περιοχής και να επιτευχθεί έτσι η μέγιστη ακρίβεια στον εντοπισμό του υποκέντρου (σφάλμα < 1km).



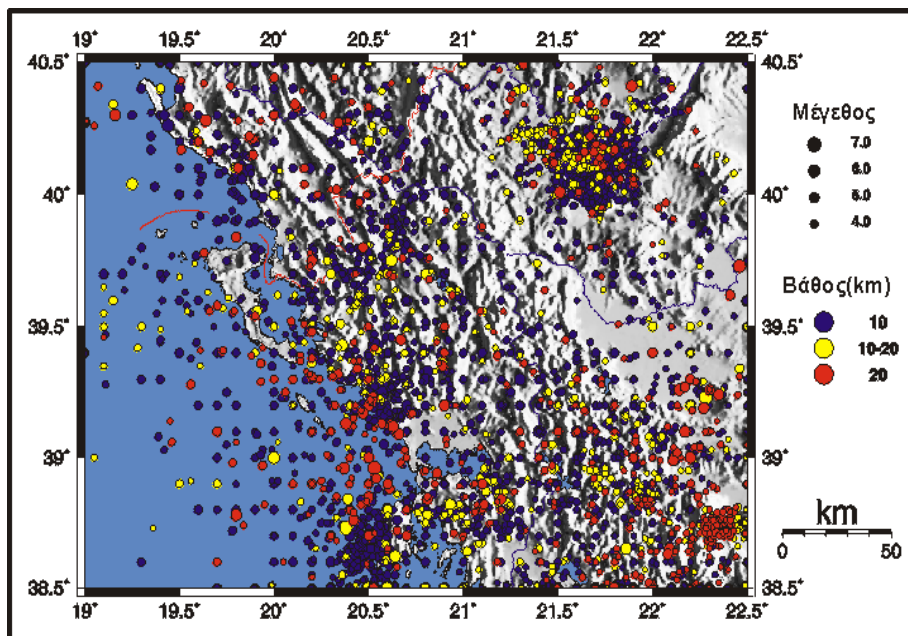
Σχήμα 1. Απλοποιημένη περιγραφή αρχής τοπικής «παθητικής» τομογραφίας.

Η παραπάνω ανάλυση δεν μπορεί να γίνει με τα υπάρχοντα στην Ελλάδα σεισμολογικά δίκτυα, τα οποία καλύπτουν μεγάλες περιοχές και προσδιορίζουν την σεισμικότητα με σφάλματα της τάξης των μερικών χιλιομέτρων. Στο χάρτη του Σχ.3 απεικονίζεται η σεισμικότητα της Ηπείρου για το χρονικό διάστημα 1900 – 1995 με βάση τις καταγραφές διαφόρων σεισμολογικών δικτύων, παρόλο που μπορούμε να διακρίνουμε την γενική κατανομή της σεισμικότητας ή την μετασεισμική ακολουθία του σεισμού της Κόνιτσας δεν μπορούμε να κάνουμε συσχετισμό με ενεργές ζώνες.

Για τον σκοπό αυτό απαιτείται **μικροσεισμικό δίκτυο και σεισμική τομογραφία της περιοχής (Σχ.2).**



Σχήμα 2 Χωρική κατανομή των σταθμών του δικτύου στην Ήπειρο. Με κίτρινο χρώμα απεικονίζονται οι σταθμοί που μεταφέρθηκαν κατά τον τελευταίο μήνα της καταγραφής



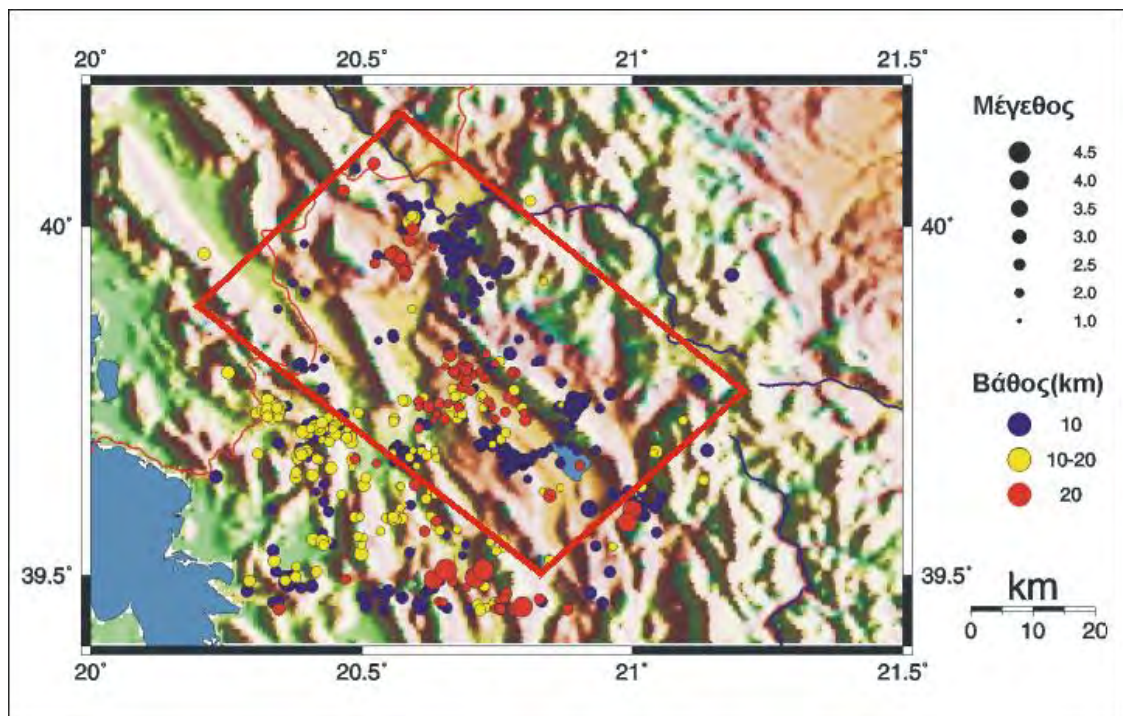
Σχήμα 3. Χάρτης σεισμικότητας της περιοχής Ηπείρου –Ακαρνανίας κατά την περίοδο 1900 –1995. (Πηγή: Βάση δεδομένων Εργαστηρίου Σεισμολογίας Πανεπιστημίου Πατρών)

3.2 Σεισμολογικά δεδομένα - Γενικά

Κατά τη διάρκεια της λειτουργίας του δικτύου από τον Αύγουστο του 1998 έως τις αρχές του Ιουλίου 1999 καταγράφηκαν και υπολογίστηκαν 1368 σεισμοί. Οι 901 από αυτούς εντοπίστηκαν μέσα ή πολύ κοντά στο χώρο του δικτύου. Τα μεγέθη τους κυμαίνονταν από 1.11R έως 4.69R και τα βάθη από πολύ κοντά στην επιφάνεια έως 46 km, με την πλειοψηφία των συμβάντων να εντοπίζεται στα πρώτα 10 km.

Η άριστη ποιότητα των σεισμολογικών δεδομένων είναι εμφανής από τους αριθμούς που εκφράζουν την ακρίβεια επίλυσης κάθε σεισμού (RMS σφάλμα και σφάλματα στο οριζόντιο και στο κατακόρυφο επίπεδο, ERH και ERZ αντίστοιχα). Το RMS για το 97% των καλά υπολογισμένων σεισμών είναι μικρότερο των 0.25sec ενώ τα ποσοστά για τα ERH και ERZ μικρότερα του 1 km είναι 96% και 93% αντίστοιχα.

Επίσης, το 82% των επικέντρων των σεισμών έχουν υπολογιστεί χρησιμοποιώντας τουλάχιστον 15 αφίξεις P&S κυμάτων. Από τους 901 σεισμούς για την διεξαγωγή της τομογραφίας χρησιμοποιήθηκαν 434 σεισμοί οι οποίοι εντοπίστηκαν μέσα στο δίκτυο της Ηπείρου. Στο χάρτη του Σχ. 4 απεικονίζονται οι 901 καλά εντοπισμένοι σεισμοί καθώς και τα όρια της περιοχής μελέτης.



Σχήμα 4. Χάρτης που απεικονίζει την περιοχή μελέτης και τους 901 καλύτερα υπολογισμένους σεισμούς που καταγράφηκαν από το μικροσεισμικό δίκτυο της Ηπείρου.

3.3 Σεισμολογικά δεδομένα – Προετοιμασία – Έλεγχος ποιότητας

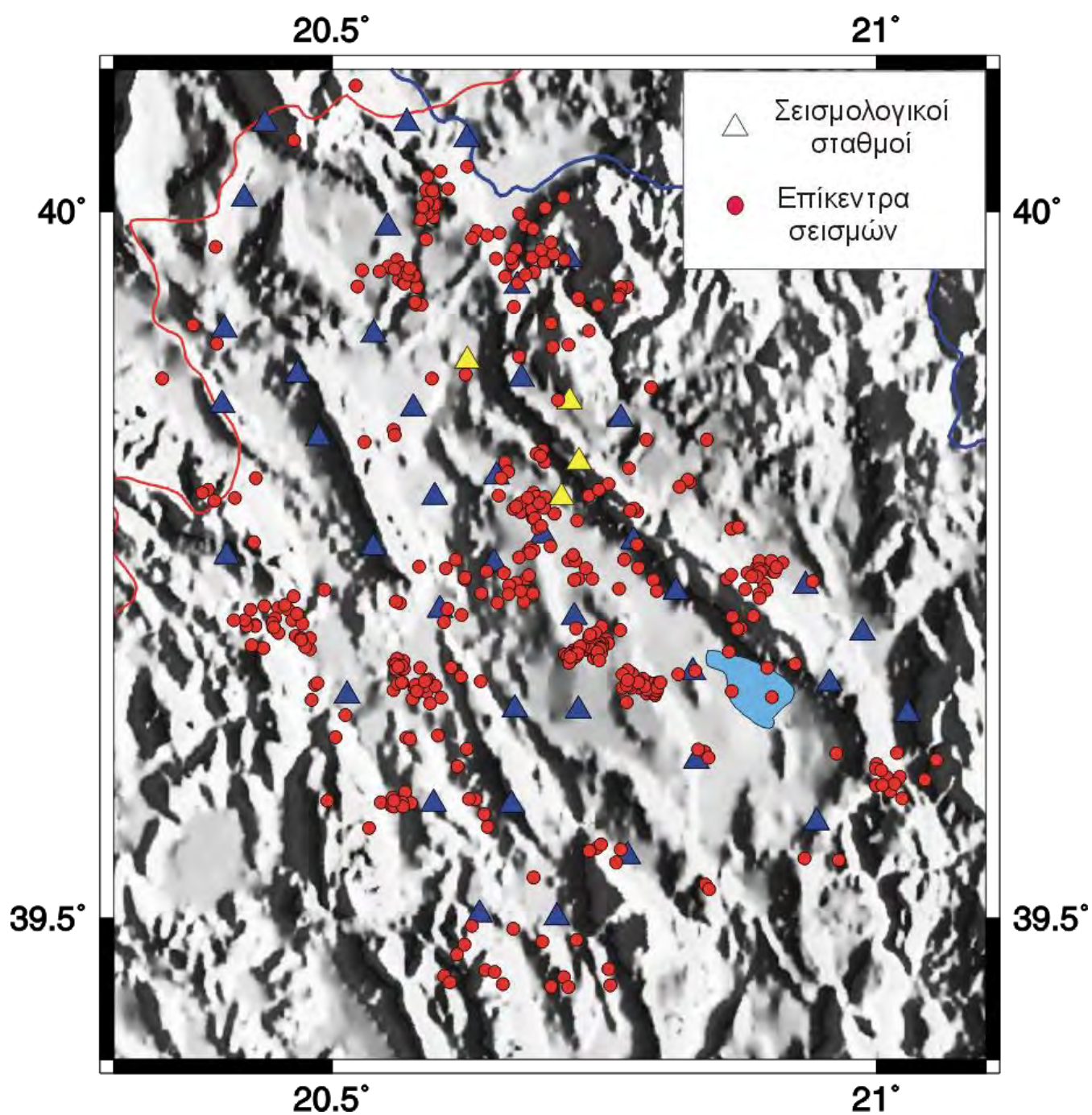
Η καλή ποιότητα των σεισμολογικών δεδομένων κατέχει εξέχουσα θέση στη διαδικασία της τομογραφικής έρευνας. Η επιρροή της στην προσπάθεια απόδοσης της πραγματικής εικόνας των σχηματισμών της περιοχής μελέτης έχει τονιστεί από όλους τους ερευνητές στο χώρο της τομογραφίας. Για το λόγο αυτό δόθηκε ιδιαίτερη προσοχή κατά τον υπολογισμό των πρώτων αφίξεων των σεισμικών κυμάτων, τηρήθηκαν όλες οι προϋποθέσεις σωστής λειτουργίας του σεισμολογικού δικτύου και εφαρμόστηκαν όλα τα κριτήρια επιλογής των ακριβέστερα προσδιορισμένων σεισμών.

Για τον αρχικό προσδιορισμό των επικέντρων των σεισμών χρησιμοποιήθηκε το μονοδιάστατο μοντέλο ταχυτήτων που εφαρμόζεται από το Εργαστήριο Σεισμολογίας του Πανεπιστημίου Πατρών για την περιοχή της Δυτικής Ελλάδας (Tselentis, 1998). Τα χαρακτηριστικά του μοντέλου αναγράφονται στον Πίνακα 1.

Πίνακας 1. Μονοδιάστατο μοντέλο ταχυτήτων που χρησιμοποιήθηκε για τον αρχικό προσδιορισμό των θέσεων των σεισμών που καταγράφηκαν από το μικροσεισμικό δίκτυο της Ηπείρου.

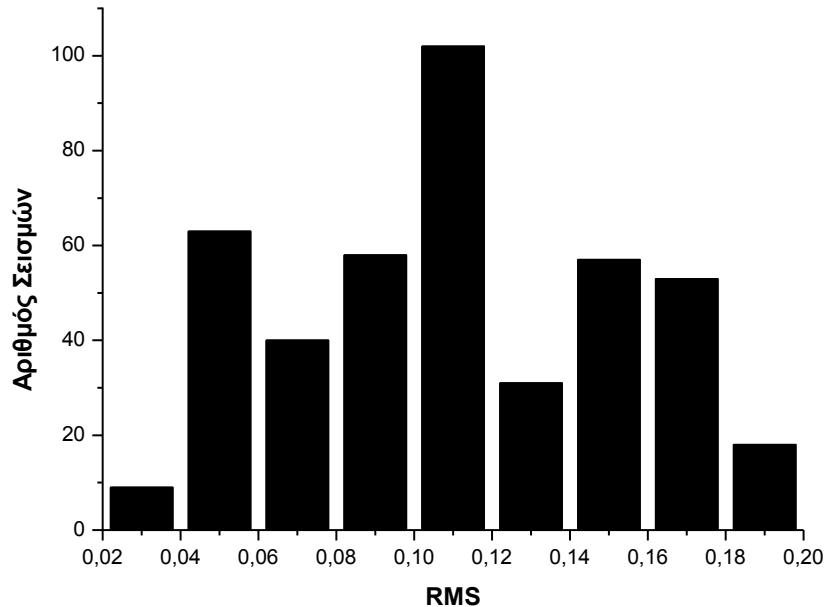
Βάθος (km)	V_p (km/sec)	V_p/V_s
0.00	5.70	1.78
5.00	6.00	1.78
18.00	6.40	1.78
40.00	7.90	1.78

Στη συνέχεια, έγινε η επιλογή των σεισμικών συμβάντων, σύμφωνα με τη θέση των επικέντρων τους. Επιλέγησαν 434 σεισμοί των οποίων τα επίκεντρα εντοπίστηκαν μέσα στην περιοχή που ορίζεται από τη θέση του μικροσεισμικού δικτύου. Στο χάρτη του Σχ.5 απεικονίζονται οι θέσεις των σεισμολογικών σταθμών και τα επίκεντρα των σεισμών που χρησιμοποιήθηκαν για τη διεξαγωγή της τομογραφικής έρευνας.



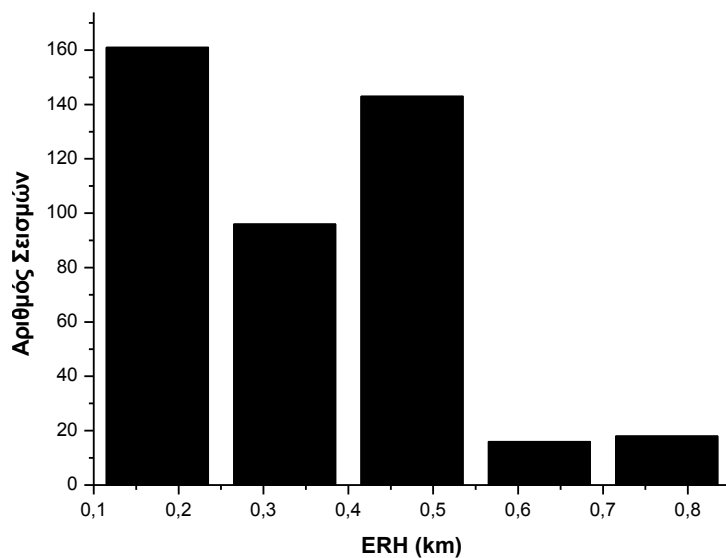
Σχήμα 5. Χάρτης που απεικονίζει την τοπογραφία της περιοχής μελέτης, τις θέσεις των σταθμών του μικροσεισμικού δικτύου και τις θέσεις των επίκεντρων των 434 σεισμών που χρησιμοποιήθηκαν στη διαδικασία της τομογραφικής αντιστροφής.

Το δεύτερο κριτήριο επιλογής των σεισμολογικών δεδομένων που εφαρμόστηκε ήταν οι μικρές τιμές των σφαλμάτων κατά των υπολογισμό των υποκέντρων. Το μέγιστο σφάλμα RMS για τους 434 σεισμούς ήταν 0.20 sec, ενώ ο μεγαλύτερος αριθμός υπολογισμένων επικέντρων χαρακτηρίζεται από RMS μικρότερου των 0.12 sec (ποσοστό 70%). Στο ιστόγραμμα του Σχ. 6 περιγράφεται η κατανομή του RMS για το σύνολο των σεισμών που χρησιμοποιήθηκαν.

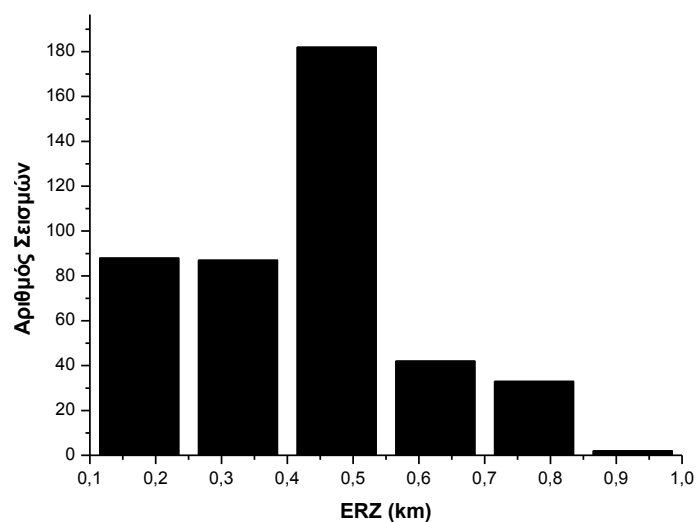


Σχήμα 6. Ιστόγραμμα κατανομής του RMS των 434 σεισμών.

Επίσης, τα σφάλματα σε οριζόντιο και κατακόρυφο επίπεδο ERH και ERZ επιλέχθηκαν ώστε να είναι μικρότερα των 0.8 και 0.9 km αντίστοιχα. Από τα ιστογράμματα του Σχ. 7 παρατηρείται ότι οι πλειοψηφία των επικέντρων χαρακτηρίζεται από οριζόντιο και κατακόρυφο σφάλμα μικρότερο των 500 μέτρων.



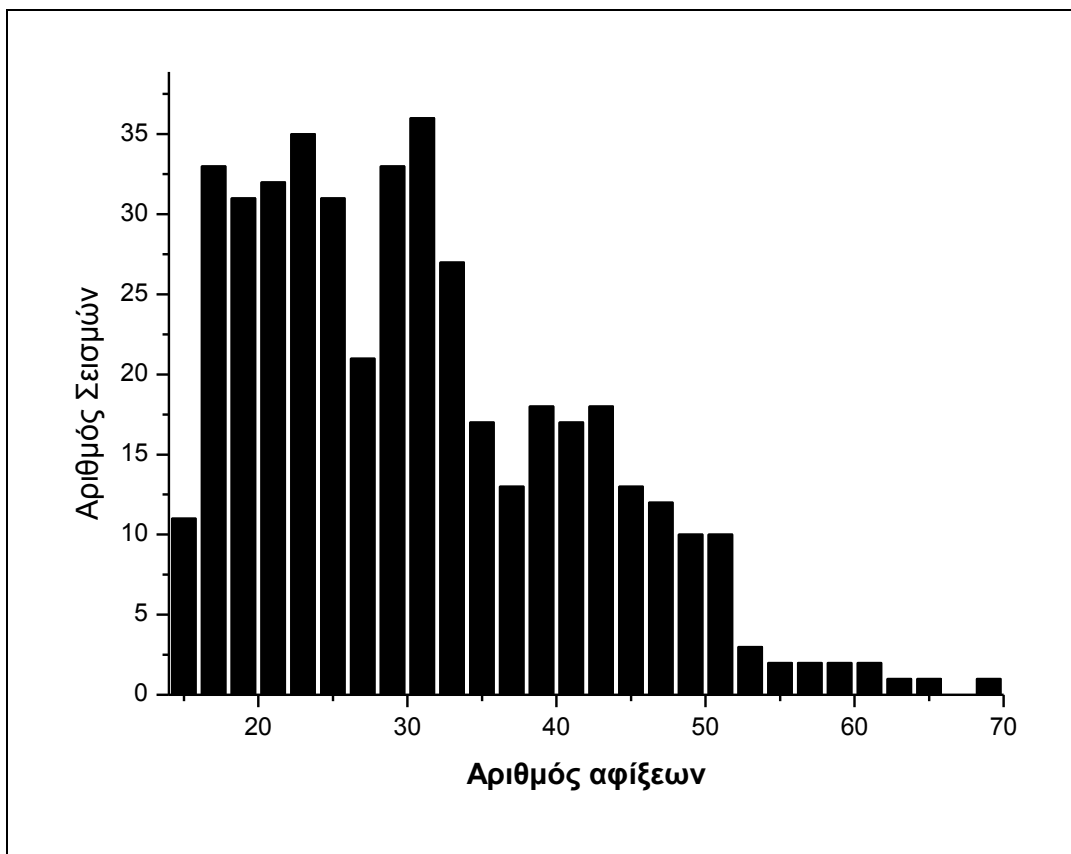
(α)



(β)

Σχήμα 7. Ιστογράμματα κατανομής των χωρικών σφαλμάτων των σεισμών που χρησιμοποιήθηκαν για την τομογραφική αντιστροφή. (α) Οριζόντιο σφάλμα ERH (β) Κατακόρυφο σφάλμα ERZ.

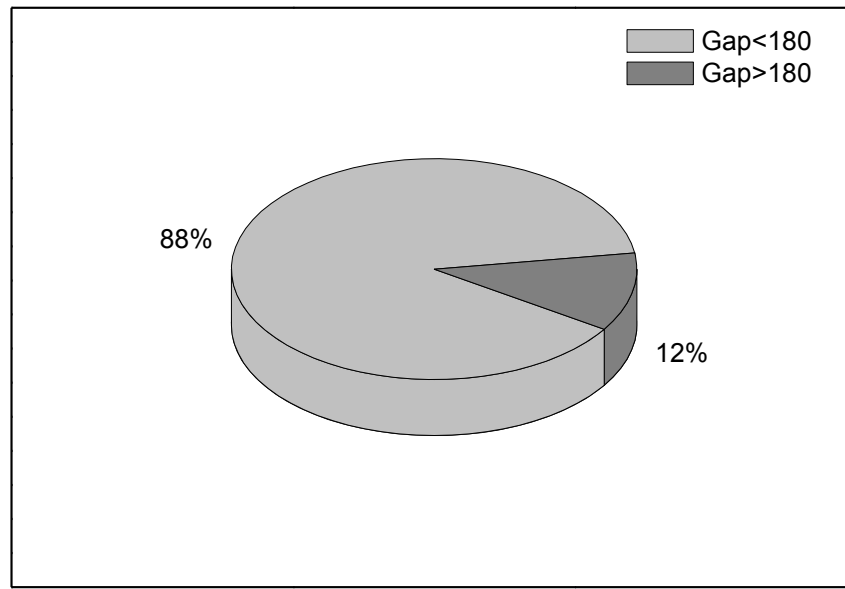
Σημαντικός παράγοντας στην επιλογή των σεισμών αλλά και δείκτης της ποιότητας είναι ο αριθμός καταγραφών των αφίξεων P και S κυμάτων που χρησιμοποιούνται για τον προσδιορισμό των παραμέτρων των υποκέντρων. Στα πλαίσια της τομογραφικής διερεύνησης της Ηπείρου χρησιμοποιήθηκαν σεισμικά γεγονότα που υπολογίστηκαν έχοντας τουλάχιστον 15 παρατηρήσεις χρόνων άφιξης (P και S). Ο μέσος όρος αφίξεων είναι 30, ενώ το σύνολο των καταγραφών είναι 13.020 για τα διαμήκη και εγκάρσια κύματα. (7531 P αφίξεις και 5849 S αφίξεις). Στο ιστόγραμμα του Σχ.8 απεικονίζεται η κατανομή των χρόνων άφιξης των επιλεγμένων σεισμών.



Σχήμα 8. Ιστόγραμμα κατανομής του αριθμού αφίξεων ανά σεισμικό γεγονός.

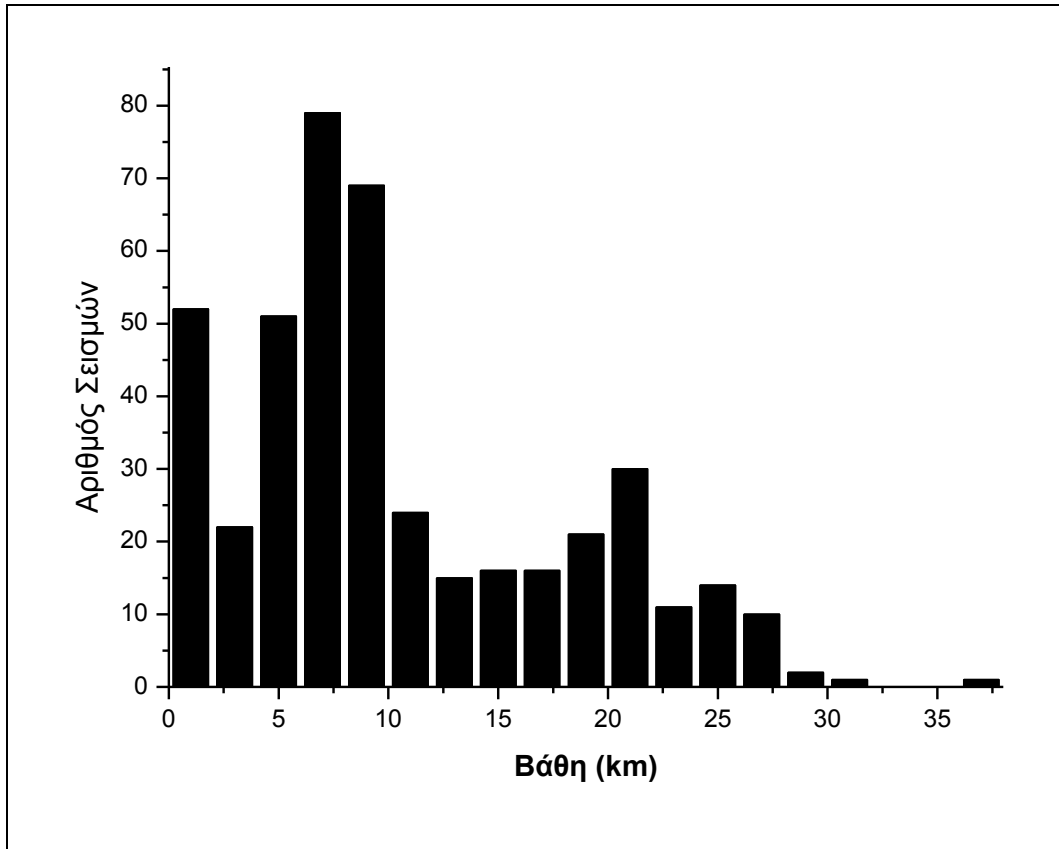
Ένα ακόμα κριτήριο ποιότητας των σεισμολογικών δεδομένων είναι η μέγιστη γωνία μεταξύ των σταθμών καταγραφής και του επικέντρου του σεισμού (azimuthal gap), η τιμή της οποίας θα πρέπει να είναι μικρότερη των 180° . Το κριτήριο αυτό μπορεί να γίνει λίγο πιο ελαστικό στην περίπτωση που υπάρχουν καλά υπολογισμένοι σεισμοί που ενώ δεν πληρούν τη συγκεκριμένη προϋπόθεση, μπορούν να συνεισφέρουν σημαντικά στο πρόβλημα της κάλυψης της περιοχής μελέτης (Eberhard – Phillips, 1993). Το γεγονός αυτό παρατηρείται ιδιαίτερα στην περίπτωση που έχουν

εντοπιστεί σεισμοί στα όρια των σεισμολογικών δικτύων. Από τους 434 σεισμούς που χρησιμοποιήθηκαν στην μελέτη αυτή, το ποσοστό που πληρεί το κριτήριο αυτό είναι της τάξης του 88% (Σχ. 9). Το υπόλοιπο 12% αποτελείται από σεισμούς που παρατηρήθηκαν στα όρια του δικτύου και η συνεισφορά τους κρίθηκε αναγκαία για τη βελτιστοποίηση της κάλυψης της περιοχής.



Σχήμα 9. Διάγραμμα που απεικονίζει τα ποσοστά των σεισμών που υπολογίστηκαν να έχουν αζιμουθιακό κενό μεγαλύτερο ή μικρότερο των 180°.

Οι παραπάνω προϋποθέσεις καθιστούν τα σεισμολογικά δεδομένα που έχουμε στη διάθεση μας, ικανά για την εκπόνηση της τομογραφικής μελέτης. Επίσης, η κατανομή των σεισμικών επικέντρων, σε πολλά συμπλέγματα (clusters) σε όλη την έκταση της περιοχής μελέτης (Σχ. 5) και η κατανομή των βαθών τους (Σχ. 10), όπου διαπιστώνεται ότι η συντριπτική πλειοψηφία των σεισμικών γεγονότων (ποσοστό 84%) εντοπίζεται σε βάθος μικρότερο των 15 km, αποδεικνύουν την καλή κάλυψη της περιοχής μελέτης, η οποία αποτελεί καθοριστικό παράγοντα για την επιτυχή έκβαση μίας τομογραφικής μελέτης.



Σχήμα 10. Ιστόγραμμα κατανομής των βαθών των σεισμών που χρησιμοποιήθηκαν στην τομογραφική μελέτη.

3.4 Αντιστροφή σε μία διάσταση

Βασικό στάδιο της εκπόνησης μίας τομογραφικής διερεύνησης αποτελεί ο καθορισμός ενός μονοδιάστατου μοντέλου ταχυτήτων των σεισμικών κυμάτων που θα χρησιμοποιηθεί ως αρχικό κατά την έναρξη της τρισδιάστατης τομογραφικής αντιστροφής. Για το σκοπό αυτό μπορούν να χρησιμοποιηθούν μοντέλα ταχυτήτων (2-Δ ή 3-Δ) που έχουν προκύψει από προηγούμενες γεωφυσικές και σεισμολογικές έρευνες στην περιοχή μελέτης ή να υπολογιστεί το καταλληλότερο μονοδιάστατο μοντέλο μέσω της διαδικασίας αντιστροφής.

Στην παρούσα έρευνα χρησιμοποιήσαμε τη δεύτερη από τις δύο διαδικασίες, η οποία προτείνεται και ως καταλληλότερη, διότι δεν προκαταλαμβάνει το αποτέλεσμα της τομογραφικής αντιστροφής και επιπλέον το μονοδιάστατο μοντέλο στο οποίο θα βασιστεί η διερεύνηση προκύπτει από τους παρατηρούμενους χρόνους διαδρομής που έχουμε στη διάθεση μας. Επίσης, η ποιότητα των δεδομένων που αναφέρθηκε στην προηγούμενη παράγραφο εξασφαλίζει την ορθότητα του 1-Δ μοντέλου που θα προκύψει από τη διαδικασία αντιστροφής.

Για την υλοποίηση αυτού του σταδίου της διερεύνησης χρησιμοποιήθηκε το πρόγραμμα VELEST (Kissling, 1988; Kissling et al, 1994). Στη συνέχεια, περιγράφεται λεπτομερώς η διαδικασία καθορισμού του βέλτιστου μονοδιάστατου μοντέλου ταχυτήτων των P και S κυμάτων για την περιοχή μελέτης.

3.5 Περιγραφή αρχικών μοντέλων ταχυτήτων.

Τα δεδομένα του προβλήματος που έχουμε στη διάθεση μας είναι οι αρχικές θέσεις των υποκέντρων (όπως υπολογίστηκαν κατά την επεξεργασία σεισμολογικών δεδομένων), οι θέσεις των σεισμολογικών σταθμών και οι χρόνοι άφιξης των σεισμικών κυμάτων στους σταθμούς καταγραφής (όλα με κάποια αβεβαιότητα).

Για τον υπολογισμό του βέλτιστου (1-Δ) μοντέλου ταχυτήτων, το οποίο εξασφαλίζει το μικρότερο συνολικό RMS, απαιτείται η ύπαρξη ενός αξιόπιστου αρχικού μοντέλου. Στην περίπτωση της μελέτης αυτής, χρησιμοποιήθηκαν τρία αρχικά μοντέλα, που έχουν προταθεί για τη Δυτική Ελλάδα ή περιοχές της, με σκοπό την ορθότερη εκλογή αρχικού μοντέλου και κατά συνέπεια τον καθορισμού του καταλληλότερου μοντέλου ταχυτήτων που ικανοποιεί τις γεωτεκτονικές ιδιότητες της περιοχής μελέτης.

Τα μοντέλα που προαναφέρθηκαν είναι τα εξής:

- Το μοντέλο ταχυτήτων που χρησιμοποιείται από το Εργαστήριο Σεισμολογίας του Πανεπιστημίου Πατρών (Tselentis et al., 1998) για τον καθορισμό των επικέντρων στην περιοχή της Δυτικής Ελλάδας (Πίνακας 2).
- Το μοντέλο που προτάθηκε από τον Haslinger (Haslinger, 1999; Haslinger et al, 1999) για την ευρύτερη περιοχή του κόλπου της Άρτας και περιγράφεται στον Πίνακα 2.

Πίνακας 2 1-Δ μοντέλο ταχυτήτων V_p (Haslinger, 1999)

Βάθος (km)	V_p (km/sec)
0.0	5.38
4.0	5.83
7.0	6.25
10.0	6.38
20.0	6.44
30.0	6.50
40.0	8.00

- Το μοντέλο που προτάθηκε από τον Hatzfeld (Hatzfeld et al., 1995) και αναφέρεται στην περιοχή της Ακαρνανίας και της Ηπείρου (Πίνακας 3).

Πίνακας 3 1-Δ μοντέλο ταχυτήτων V_p (Hatzfeld, 1995)

Βάθος (km)	V_p (km/sec)
0.0	5.10
5.0	5.80
17.0	6.20
40.0	7.6

Στους παραπάνω πίνακες αναφέρονται μόνο οι τιμές των ταχυτήτων των διαμήκων σεισμικών κυμάτων. Για το αρχικό μοντέλο ταχυτήτων που περιγράφει τη διάδοση των εγκάρσιων σεισμικών κυμάτων, προτιμήθηκε η διαδικασία των διαγραμμάτων Wadati, με τα οποία μπορούμε να καταλήξουμε σε ασφαλέστερο συμπέρασμα σύμφωνα με τις καταγραφές των χρόνων άφιξης των σεισμικών κυμάτων στους σταθμούς καταγραφής. Η προσέγγιση αυτή αποτελεί τμήμα της επόμενης παραγράφου.

3.6 Υπολογισμός του βέλτιστου 1-Δ μοντέλου ταχυτήτων

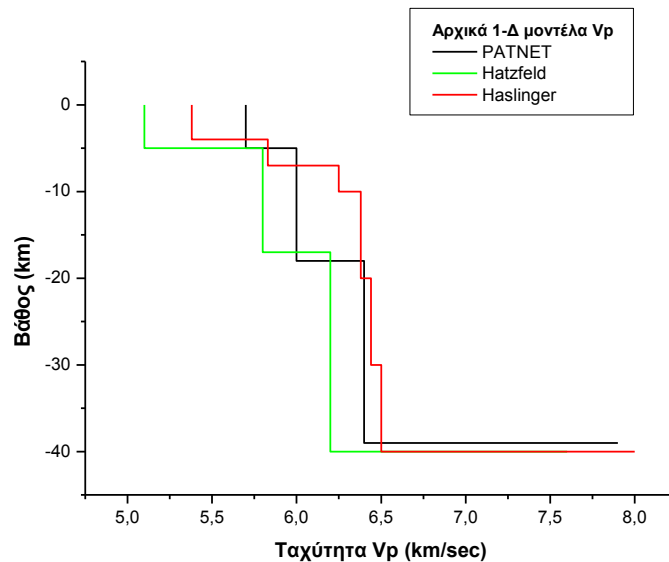
Έχοντας ως δεδομένα την ποιότητα των σεισμολογικών δεδομένων και τα μοντέλα ταχυτήτων που περιγράφηκαν στην προηγούμενη παράγραφο, επιχειρήθηκε ο υπολογισμός του καταλληλότερου 1-Δ μοντέλου για την περιοχή μελέτης, και των διορθώσεων των σταθμών καθώς και ο επαναπροσδιορισμός των σεισμικών επικέντρων.

Αρχικά χρησιμοποιήθηκαν οι 7531 χρόνοι άφιξης των P-κυμάτων, με σκοπό τον υπολογισμό του βέλτιστου 1-Δ μοντέλου ταχυτήτων των διαμήκων κυμάτων και των αντίστοιχων διορθώσεων των σταθμών. Η χρησιμοποίηση των αφίξεων των S κυμάτων αποφεύχθηκε σε αυτό το στάδιο, διότι η αβεβαιότητα που υπεισέρχεται στον καθορισμό τους δεν συμβάλει στη σταθερότητα της λύσης του αντίστροφου προβλήματος. Ακολουθώντας τις υποδείξεις του εγχειριδίου χρήσης του προγράμματος VELEST (Kissling, 1995; Kissling et al 1994), το αρχικό μοντέλο χωρίστηκε σε πέντε στρώματα πάχους 2 km για τα πρώτα δέκα χιλιόμετρα,

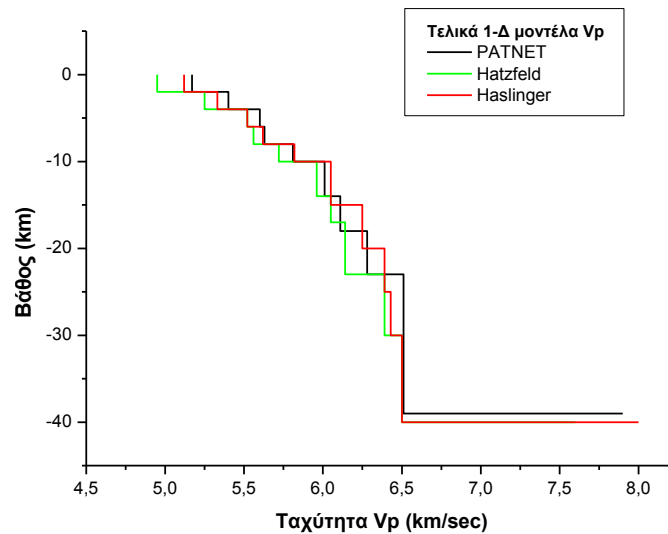
καταλήγοντας σε στρώματα των 5 km σε βάθος 30 – 40 km. Το τελικό 1-Δ μοντέλο προέκυψε ύστερα από συνένωση των στρωμάτων που χαρακτηρίζονται από ίδιες η παραπλήσιες ταχύτητες.

Στα 40 km τοποθετείται η ασυνέχεια Moho στην περιοχή μελέτης σύμφωνα με τους Παπαζάχο και Hatzfeld (Papazachos et al, 1995; Hatzfeld et al 1995), γεγονός που επιβεβαιώνεται από την παρατηρούμενη σεισμικότητα, η οποία δείχνει ότι η σεισμική δραστηριότητα σταματάει στα 36 km.

Στο Σχ.11α απεικονίζονται τα τρία αρχικά μοντέλα ταχυτήτων των εγκάρσιων κυμάτων (Patnet, Hatzfeld και Haslinger) ενώ στο Σχ.11β τα αντίστοιχα μοντέλα που προέκυψαν από τη διαδικασία αντιστροφής.



(α)



(β)

Σχήμα 11. α) Γραφική αναπαράσταση των 1-Δ μοντέλων ταχυτήτων V_p που χρησιμοποιήθηκαν για τον καθορισμό του βέλτιστου μοντέλου β) Τα αντίστοιχα μοντέλα που προέκυψαν από τη διαδικασία αντιστροφής.

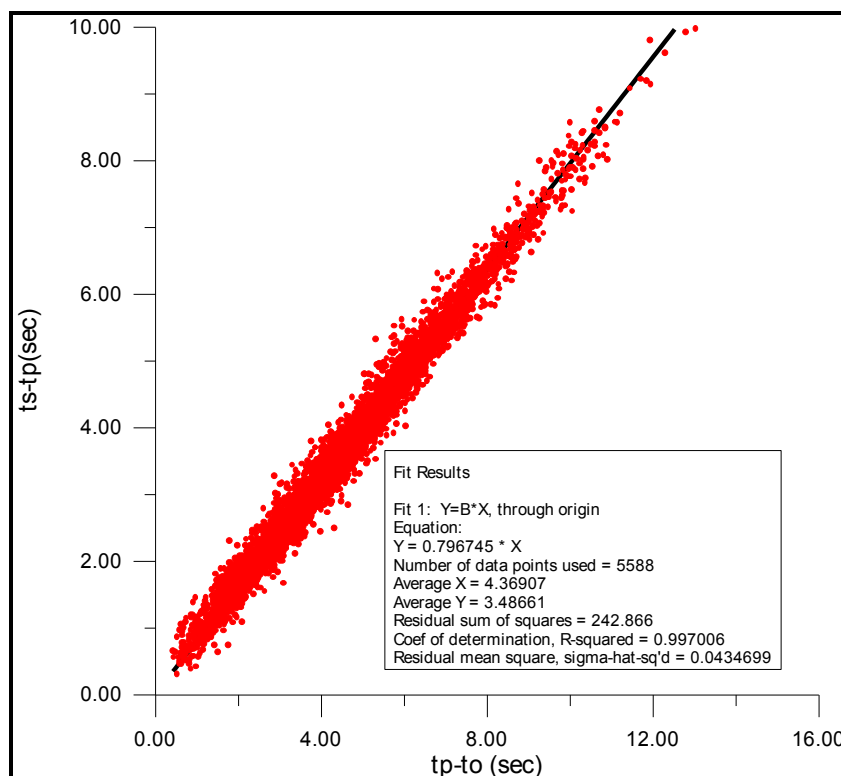
Από τα διαγράμματα αυτά παρατηρείται ότι παρά τις διαφορές των αρχικών μοντέλων, τα παραγόμενα μοντέλα συγκλίνουν μεταξύ τους, γεγονός που πιστοποιεί την ορθότητα της διαδικασίας. Η επίπτωση των μοντέλων αυτών στο συνολικό RMS είναι σημαντική. Η μείωση του είναι της τάξης του 40-45% με μικρότερο RMS να αντιστοιχεί στο 1-Δ μοντέλο που προήλθε από το αρχικό μοντέλο που προτάθηκε από τον Haslinger. Τα τελικά RMS και για τα τρία μοντέλα απεικονίζονται στον Πίνακα 4.

Πίνακας 4. Τελικό RMS για κάθε ένα από τα μοντέλα ταχυτήτων που χρησιμοποιήθηκαν ως αρχικά

Αρχικό μοντέλο	Τελικό ολικό RMS
Haslinger	0.086
PATNET	0.089
Hatzfeld	0.094

Στον παραπάνω πίνακα παρατηρείται ότι τα συνολικά RMS δεν παρουσιάζουν σημαντικές διαφορές, γεγονός αναμενόμενο αφού τα τελικά 1-Δ μοντέλα δεν διαφέρουν πολύ (κυρίως τα δύο πρώτα μοντέλα). Το μοντέλο που τελικά χρησιμοποιήθηκε ως αρχικό για την τομογραφική αντιστροφή, ήταν αυτό που προήλθε από το 1-Δ μοντέλο του Hasslinger για την ευρύτερη περιοχή της Άρτας. Οι λόγοι που οδήγησαν σε αυτή την επιλογή ήταν το μικρότερο τελικό RMS αλλά και το γεγονός ότι το μοντέλο αυτό είναι αποτέλεσμα έρευνας σε τοπική κλίμακα και μάλιστα σε μία περιοχή που γειτνιάζει με τη περιοχή μελέτης και ανήκει στην ίδια ισοπική ζώνη

Στη συνέχεια χρησιμοποιήθηκαν και οι 5849 χρόνοι άφιξης των εγκάρσιων σεισμικών κυμάτων. Το αρχικό 1-Δ μοντέλο που περιγράφει την ταχύτητα διάδοσης τους καθορίστηκε σύμφωνα με το μοντέλο ταχυτήτων των διαμήκων και του λόγου V_p/V_s ο οποίος προκύπτει από διαγράμματα Wadati. Αρχικά, επιχειρήθηκαν διαγράμματα Wadati ανάλογα με το βάθος των υποκέντρων των σεισμών, χωρίς να προκύψουν σημαντικές διαφορές στις τιμές του λόγου V_p/V_s . Έτσι, σύμφωνα με το διάγραμμα του Σχ.12 η τιμή του υπολογίστηκε 1.80, χρησιμοποιώντας το σύνολο των σεισμολογικών δεδομένων.



Σχήμα 12. Γραφικός προσδιορισμός (Wadati) του λόγου V_p/V_s σύμφωνα με τις καταγραφές των 434 σεισμικών γεγονότων που χρησιμοποιήθηκαν.

Κατά τη διαδικασία της αντιστροφής, για τον υπολογισμό του καταλληλότερου μονοδιάστατου μοντέλου ταχυτήτων των S κυμάτων, το μοντέλο των P κυμάτων διατηρήθηκε σταθερό, όπως υπολογίστηκε στο προηγούμενο βήμα και η αντιστροφή έλαβε χώρα μόνο για τις τιμές των ταχυτήτων των S και για τις διορθώσεις των σταθμών. Το τελικό μοντέλο για τα διαμήκη κύματα και ο αντίστοιχος λόγος V_p/V_s περιγράφονται στον Πίνακα 5.

Το συνολικό RMS που προέκυψε από την παράλληλη αντιστροφή για P και S αφίξεις αυξήθηκε κατά 0.023 sec, όπως ήταν αναμενόμενο. Η αύξηση αυτή συσχετίζεται με τη μεγαλύτερη αβεβαιότητα που υπεισέρχεται κατά τον καθορισμό των χρόνων άφιξης των εγκάρσιων κυμάτων σε σχέση με αυτές των διαμήκων.

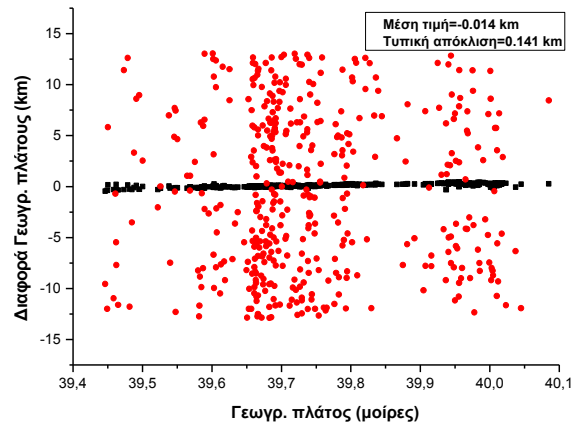
3.7 Έλεγχος αξιοπιστίας του 1-Δ μοντέλου ταχυτήτων

Η σημαντική μείωση του RMS αποτελεί μία ένδειξη ότι το μοντέλο που υπολογίστηκε είναι αξιόπιστο. Όμως, για να υπάρξει μία ολοκληρωμένη εικόνα της ποιότητας του μοντέλου χρησιμοποιούνται κάποιες επιπλέον μέθοδοι ελέγχου.

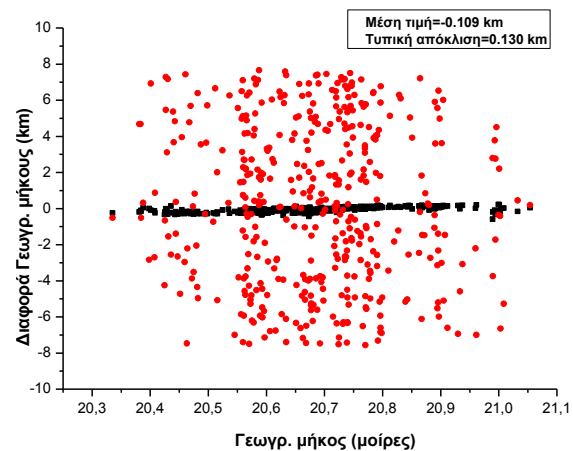
Σαν πρώτη διαδικασία για την πιστοποίηση της καταλληλότητας του μοντέλου θεωρείται η σύγκλιση των τελικών μοντέλων, ύστερα από τη μονοδιάστατη αντιστροφή, παρά τις διαφορές που εμφανίζουν τα αρχικά μοντέλα (Σχ.11).

Η δεύτερη μέθοδος που εφαρμόστηκε για τον ίδιο σκοπό είναι ο έλεγχος του μοντέλου ως προς τις παραμέτρους των υποκέντρων των σεισμών. Δηλαδή, σύμφωνα με αυτή τη διαδικασία προκαλούμε τυχαία μετατόπιση των υποκέντρων που υπολογίστηκαν κατά τη διαδικασία της αντιστροφής, προς κάθε κατεύθυνση και μέχρι 10 km (με κάποια διαφοροποίηση ως προς τους σεισμούς με μικρό εστιακό βάθος ώστε αυτοί να μην υπερβαίνουν την επιφάνεια της θάλασσας). Στη συνέχεια, χρησιμοποιώντας ως αρχικό μοντέλο αυτό που προέκυψε μέσω αντιστροφής και τις αντίστοιχες διορθώσεις των σταθμών, επιχειρούμε νέα αντιστροφή (σύμφωνα με τη διαδικασία που περιγράφεται από το εγχειρίδιο χρήσης του VELEST. Εάν το αποτέλεσμα της αντιστροφής είναι η επαναφορά των μετατοπισμένων υποκέντρων στις αρχικές τους θέσεις (με μικρές αποκλίσεις), συμπεραίνουμε ότι τόσο το μοντέλο ταχυτήτων όσο και οι παράμετροι των υποκέντρων είναι ικανοποιητικά προσδιορισμένα.

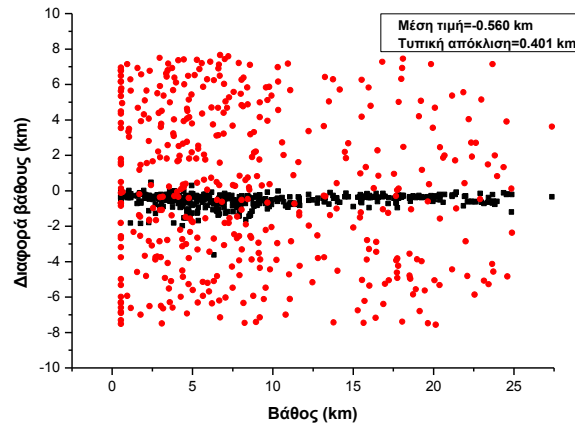
Τα αποτελέσματα αυτής της μεθόδου απεικονίζονται στο Σχ.13 και πιστοποιούν την καλή ποιότητα των αποτελεσμάτων τις αντιστροφής. Με κόκκινο χρώμα περιγράφονται οι διαφορές των μετατοπισμένων θέσεων των υποκέντρων ως προς τις αρχικές θέσεις τους και με μαύρο οι διαφορές τους μετά τη διαδικασία ελέγχου της ποιότητας του μοντέλου. Επίσης, αναγράφονται η μέση διαφορά αρχικών και τελικών θέσεων και η αντίστοιχη τυπική απόκλιση και για τους τρεις άξονες x,y,z.



(α)



(β)



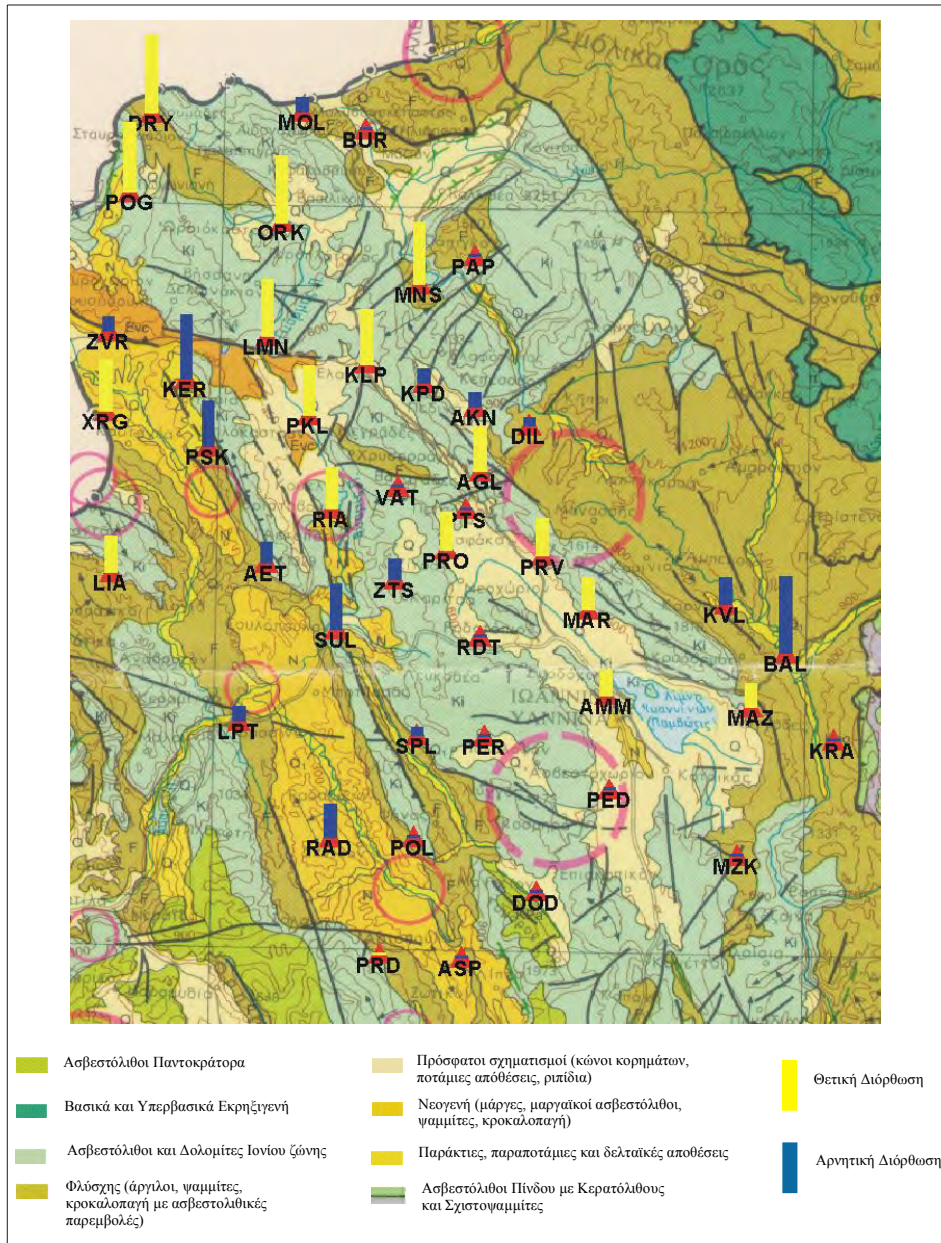
(Υ)

Σχήμα 13. Αναπαράσταση των αποτελεσμάτων του ελέγχου αξιοπιστίας του 1-Δ μοντέλου ταχυτήτων, σύμφωνα με την τεχνική της τυχαίας μεταβολής των παραμέτρων των υποκέντρων.

Η τρίτη απόδειξη της αξιοπιστίας του βέλτιστου 1-Δ μοντέλου είναι η συμφωνία των διορθώσεων των σταθμών που υπολογίστηκαν σε σχέση με την τοπική γεωλογία. Κατά τη διαδικασία της αντιστροφής θεωρήθηκε ως σταθμός αναφοράς ο σταθμός Βαταράδες λόγω της θέσης του στο κέντρο του δικτύου και του μεγάλου αριθμού καταγραφών του. Βάση αυτού υπολογίστηκαν οι διορθώσεις όλων των σταθμών οι οποίες κυμαίνονται από -0.10sec έως 0.12sec , για τις αφίξεις των P κυμάτων. Ανάλογες είναι οι διορθώσεις των σταθμών που υπολογίστηκαν για τις αφίξεις των S κυμάτων με τη διαφορά ότι παρουσιάζουν μεγαλύτερες τιμές γεγονός που μπορεί να δικαιολογηθεί από τον μικρότερο αριθμό S καταγραφών και στην μεγαλύτερη αβεβαιότητα των χρόνων άφιξης τους.

Στο χάρτη του Σχ.14 απεικονίζονται οι P διορθώσεις σε κάθε σταθμό. Με κίτρινο χρώμα απεικονίζονται οι αρνητικές τιμές που αντιστοιχούν σε περιοχές με πραγματικές ταχύτητες μεγαλύτερες αυτών του μοντέλου (π.χ. περιοχές όπου η επιφανειακή γεωλογία χαρακτηρίζεται από την ύπαρξη ασβεστολίθων) και με μπλέ οι θετικές διορθώσεις που αντιστοιχούν σε περιοχές όπου στην επιφάνεια παρατηρούνται χαλαροί σχηματισμοί. Πρέπει όμως να τονιστεί ότι οι διορθώσεις των σταθμών που υπολογίζονται κατά τη διαδικασία υπολογισμού του 1-Δ μοντέλου ταχυτήτων, δεν εξαρτώνται μόνο από την επιφανειακή γεωλογία αλλά και από τον αριθμό και την αζιμουθιακή κατανομή των καταγραφών κάθε σταθμού. Επίσης, επηρεάζονται και από την τρισδιάστατη δομή της υπό μελέτη περιοχής. Σύμφωνα, με

τα παραπάνω μπορούν να δικαιολογηθούν κάποιες διαφορές που παρατηρούνται σε σχέση με την επιφανειακή γεωλογία.



Σχήμα 14. Απεικόνιση των διορθώσεων των σταθμών βάση των χρόνων άφιξης των P κυμάτων σε σχέση με τους αντίστοιχους γεωλογικούς σχηματισμούς. (Σεισμοτεκτονικός Χάρτης Ελλάδας, Ι.Γ.Μ.Ε., 1989)

3.8 Συμπεράσματα της 1-Δ αντιστροφής

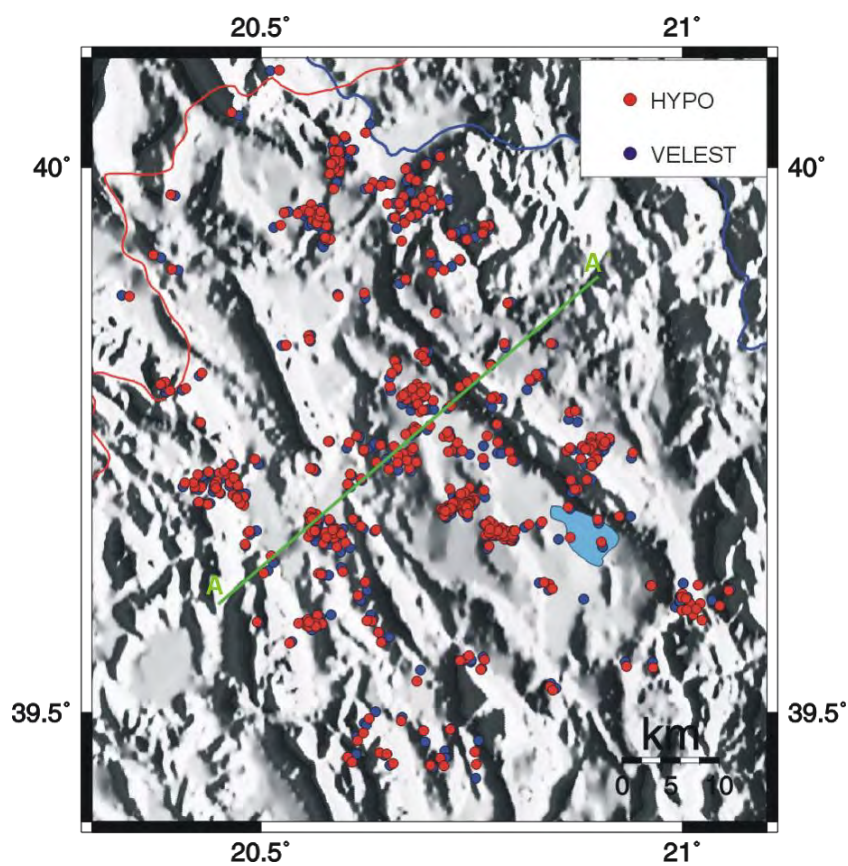
Σύμφωνα με όσα προαναφέρθηκαν, καταφαίνεται ότι το μονοδιάστατο μοντέλο ταχυτήτων των P και S κυμάτων που υπολογίστηκε σε αυτό το στάδιο της διαδικασίας, αποτελεί μία σταθερή λύση του προβλήματος αντιστροφής. Τα αποτελέσματα της διαδικασίας αναγράφονται συνοπτικά στον ακόλουθο πίνακα

Πίνακας 5. Τελικό 1-Δ μοντέλο ταχυτήτων και του λόγου V_p/V_s

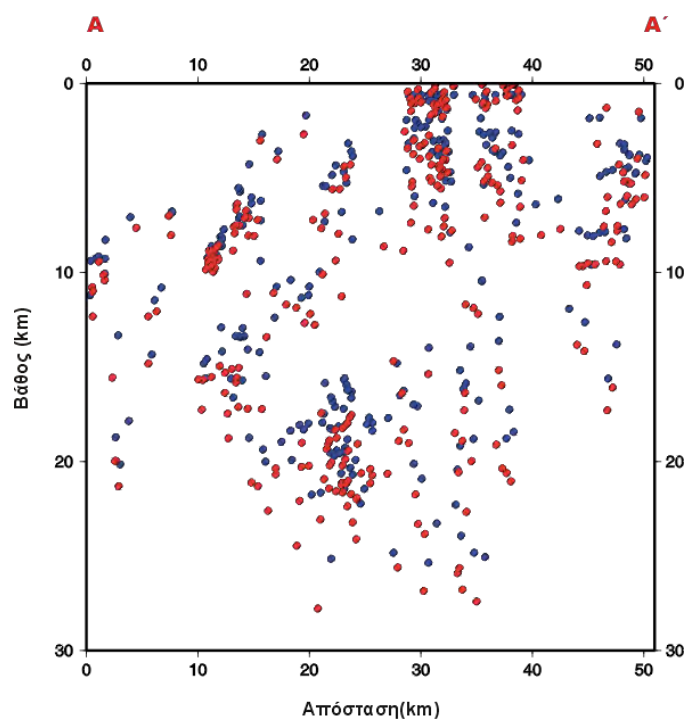
Βάθος (km)	Ταχύτητα V_p (km/sec)	V_p/V_s	Συνολικό RMS (sec)
0	5.12	1.84	0.1119
2	5.33	1.77	
4	5.52	1.78	
6	5.62	1.79	
8	5.82	1.79	
10	6.05	1.83	
15	6.25	1.85	
20	6.39	1.85	
30	6.50	1.85	
40	8.0	1.80	

Από την κατανομή της σεισμικότητας σε σχέση με το βάθος, από τη σύγκλιση των μοντέλων στο Σχ.11β καθώς και από τα στατιστικά στοιχεία που παρέχονται από το πρόγραμμα VELEST μπορούμε να διαπιστώσουμε ότι το μοντέλο που υπολογίστηκε είναι άριστα ορισμένο μέχρι το βάθος των 15-20 km. Το γεγονός αυτό δικαιολογείται λόγω του μεγαλύτερου αριθμού σεισμικών ακτίνων που διέρχονται μέσω αυτών των στρωμάτων (το 90% των σεισμών εντοπίζονται σε βάθη μικρότερα των 20km). Επειδή όμως οι μεταβολές των ταχυτήτων σε βάθη κάτω των 20km είναι μικρές, δεν επηρεάζουν την ορθότητα της λύσης. Αυτό άλλωστε επιβεβαιώνεται και από τις διαδικασίες ελέγχου της αξιοπιστίας του μοντέλου.

Η βελτίωση του μονοδιάστατου μοντέλου έχει επίπτωση και στις θέσεις των σεισμικών γεγονότων. Στο χάρτη του Σχ.15α απεικονίζονται τα αρχικά και τελικά επίκεντρα καθώς και μία τομή ΒΑ διεύθυνσης που περιγράφει τις μεταβολές ως προς το βάθος τους (Σχ.15β).



(α)



(β)

Σχήμα 15. Διαφορές μεταξύ των θέσεων των σεισμών όπως υπολογίστηκαν αρχικά (κόκκινο) και σύμφωνα με το βέλτιστο 1-Δ μοντέλο ταχυτήτων α) ως προς το επίκεντρο και β) ως προς το βάθος

3.9 Τομογραφική αντιστροφή

Το περιεχόμενο των προηγούμενων παραγράφων αναφέρεται στο καθορισμό όλων των απαραίτητων δεδομένων που θα χρησιμοποιηθούν κατά την τρισδιάστατη τομογραφική διερεύνηση της περιοχής μελέτης. Στη συνέχεια περιγράφονται οι λεπτομέρειες της διαδικασίας, τα αποτελέσματα και οι τρόποι ελέγχου της αξιοπιστίας τους, που αποδεικνύουν την ποιότητα της μελέτης.

3.10 Σχεδιασμός τομογραφικής διερεύνησης

Η εικόνα της τρισδιάστατης δομής της περιοχής μελέτης που λαμβάνεται από μία τομογραφική έρευνα αποτελεί μία προσέγγιση της πραγματικής δομής. Σκοπός μας είναι η καλύτερη δυνατή προσέγγιση η οποία εξαρτάται από την ποιότητα των αρχικών δεδομένων καθώς και από τον τρόπο σχεδιασμού και εφαρμογής της διαδικασίας επίλυσης του τρισδιάστατου προβλήματος.

Παραμετροποίηση του προβλήματος

Το πρώτο βήμα προς αυτή την κατεύθυνση αποτελεί η *παραμετροποίηση του προβλήματος*. Το ενδιαφέρον της παρούσας τομογραφικής διερεύνησης εντοπίζεται στα πρώτα 10 km του φλοιού μίας περιοχής διαστάσεων 40 × 78 km. Για την απεικόνιση της τρισδιάστατης δομής αυτού του τμήματος του φλοιού χρησιμοποιήθηκε η μέθοδος του τρισδιάστατου πλέγματος (Thurber, 1983).

Οι διαστάσεις των κυψελίδων που αποτελούν τον κανάβο καθορίστηκαν βάση της κατανομής της σεισμικότητας και των αντίστοιχων σεισμικών ακτίνων καθώς και από τις δοκιμές με συνθετικά μοντέλα. Αρχικά χρησιμοποιήθηκαν κυψελίδες διαστάσεων 2×4×1 και 2×4×2 km. Τα αποτελέσματα των συνθετικών δοκιμών στις δύο περιπτώσεις δεν παρουσίασαν σημαντικές διαφορές. Για το λόγο αυτό χρησιμοποιήθηκε ο κανάβος με τις κυψελίδες μικρότερων διαστάσεων ώστε η απεικόνιση να είναι όσο το δυνατόν πιο λεπτομερής και εφόσον τα σεισμολογικά δεδομένα παρέχουν τη δυνατότητα να συμβεί αυτό.

Από την σχετικά ομοιόμορφη κατανομή της σεισμικότητας στην Ήπειρο διαπιστώθηκε ότι δεν είναι αναγκαία η χρησιμοποίηση κανάβου με μεταβλητό μέγεθος κυψελίδων. Επίσης, η διεύθυνση του κανάβου καθορίστηκε στις 30° σε

σχέση με το Βορρά (ΒΔ – ΝΑ) ώστε να είναι παράλληλος προς τις κυριότερες γεωτεκτονικές δομές της περιοχής μελέτης (Eberhart-Philips, 1993).

Για τον υπολογισμό την ταχυτήτων σε οποιοδήποτε σημείο του τρισδιάστατου κανάβου χρησιμοποιήθηκαν δύο σχήματα παρεμβολής. Το πρώτο είναι η γραμμική spline παρεμβολή ενώ το δεύτερο σχήμα περιλαμβάνει κυβική spline παρεμβολή. Τα δύο αυτά σχήματα χρησιμοποιήθηκαν για διαφορετικές τεχνικές ray tracing.

Τέλος, βάση του αρχικού μονοδιάστατου μοντέλου και με γραμμική παρεμβολή μεταξύ των στρωμάτων υπολογίστηκαν οι αρχικές ταχύτητες για ενδιάμεσα βάθη (στην περίπτωση που η διάσταση των κυψελίδων ως προς το βάθος είναι 1km).

Τεχνικές ray tracing

Στα πλαίσια της τομογραφικής διερεύνησης της Ηπείρου χρησιμοποιήθηκε ο αλγόριθμος SIMULPS14 (1999). Ο αλγόριθμος αυτός είναι βελτιωμένη έκδοση των αλγορίθμων SIMULPS12 (1994) και SIMUL3 (Thurber, 1983) και έχει το πλεονέκτημα της επιλογής της τεχνικής ray tracing. Ο pseudo-bending αλγόριθμος (Um και Thurber, 1987) αποτελεί την πρώτη επιλογή ενώ η δεύτερη ανήκει στην κατηγορία των αλγορίθμων shooting. Ο αλγόριθμος αυτός (RKP ray tracing) προσαρμόστηκε στον κώδικα του SIMULPS από τον Haslinger (Haslinger, 1999) και βασίζεται σε αλγόριθμο του Virieux (1991).

Από τις μέχρι τώρα τομογραφικές μελέτες σε τοπικό επίπεδο έχει αποδειχτεί ότι ο pseudo-bending αλγόριθμος έχει πολύ ακριβή αποτελέσματα για μήκος σεισμικών ακτίνων της τάξης των 50 – 60 km (Eberhart-Phillips, 1986, 1993; Haslinger, 1999) και δεν απαιτεί μεγάλη υπολογιστική ισχύ. Το γεγονός ότι η περιοχή μελέτης είναι διαστάσεων αυτής της τάξης μεγέθους καθιστά αυτό τον τύπο ray tracing κατάλληλο.

Διαδικασία 3-Δ τομογραφικής αντιστροφής

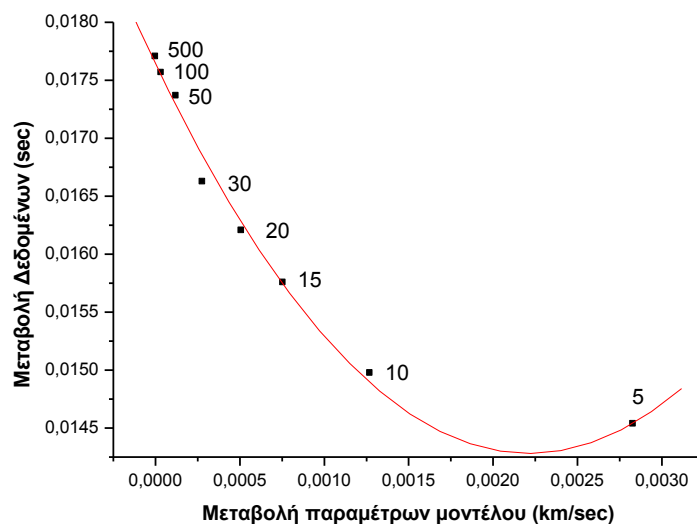
Σημαντικός παράγοντας στη σωστή αντιμετώπιση του αντιστρόφου προβλήματος είναι ο παράγοντα απόσβεσης (damping), ο οποίος εξαρτάται από το πλήθος και την κατανομή των σεισμολογικών δεδομένων, από το μέγεθος του κανάβου και τις διαστάσεις των κυψελίδων που τον αποτελούν.

Για το σωστό υπολογισμού του παράγοντα απόσβεσης επιχειρήθηκαν πολλές δοκιμαστικές εφαρμογές του αλγορίθμου για μία επανάληψη, για διαφορετικούς

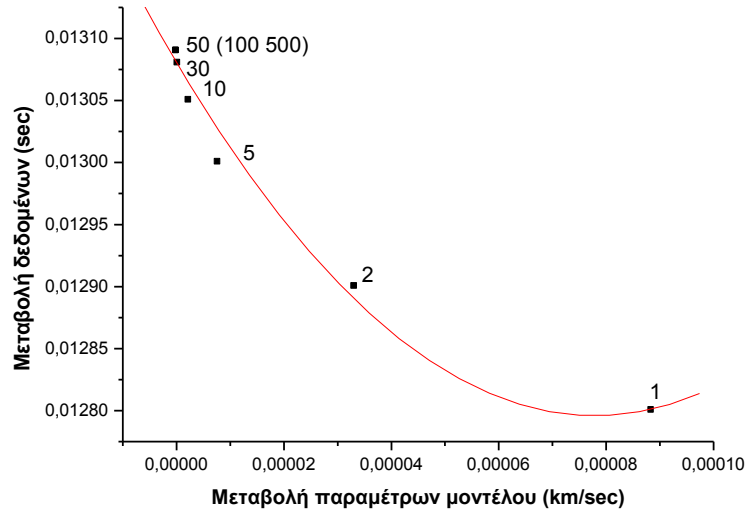
παράγοντες κάθε φορά (από 500 έως 1). Στη συνέχεια, από τις καμπύλες εξισορρόπησης (trade-off curves) που αντιπροσωπεύουν την μεταβολή των δεδομένων σε σχέση με τη μεταβολή του μοντέλου για διαφορετικές τιμές του παράγοντα απόσβεσης υπολογίζεται η κατάλληλη τιμή του παράγοντα.

Η διαδικασία αυτή αποτελείται από δύο στάδια. Αρχικά υπολογίστηκε ο παράγοντας απόσβεσης για τις ταχύτητες των P κυμάτων και στη συνέχεια για τις ταχύτητες των S κυμάτων, διατηρώντας σταθερό τον V_p παράγοντα απόσβεσης σε κάθε βήμα της διαδικασίας. Στο Σχ.16 απεικονίζονται οι καμπύλες εξισορρόπησης για τις δύο περιπτώσεις ταχυτήτων των σεισμικών κυμάτων βάση των οποίων έγινε η επιλογή των παραγόντων απόσβεσης. Για την περίπτωση της V_p αντιστροφής ο παράγοντας καθορίστηκε στην τιμή 15 ενώ για το λόγο V_p/V_s στην τιμή 2.

Η επιλογή του παράγοντα απόσβεσης αποτελεί πολύ σημαντικό στοιχείο για την έκβαση της τομογραφικής αντιστροφής. Μικρές τιμές του μπορούν να οδηγήσουν σε λύσεις με χαμηλό RMS σφάλμα, οι οποίες όμως να παρουσιάζουν μεγάλες διακυμάνσεις στις τιμές των υπολογιζόμενων ταχυτήτων μεταξύ γειτονικών κυψελίδων, γεγονός που μπορεί να οδηγήσει σε λανθασμένες εκτιμήσεις ως προς τη δομή της υπό μελέτη περιοχής. Σε λανθασμένα αποτελέσματα μπορεί να οδηγήσει και η υπερεκτίμηση της τιμής του, διότι οι μεταβολές των παραμέτρων θα περιορίζονται σε πολύ μικρές τιμές γύρω από αυτές του αρχικού μοντέλου.



(α)



(β)

Σχήμα 16. Γραφικός προσδιορισμός του παράγοντα απόσβεσης (καμπύλες εξισορόπησης) για τις περιπτώσεις α) V_p αντιστροφή και β) V_p/V_s αντιστροφή.

Κατά τη διαδικασία αντιστροφής στην παρούσα τομογραφική έρευνα ο παράγοντας απόσβεσης δεν διατηρήθηκε σταθερός στις 5 επαναλήψεις που πραγματοποιήθηκαν ώστε το μοντέλο να συγκλίνει στην τελική του μορφή. Ο λόγος είναι ότι στις τελευταίες επαναλήψεις όπου το μοντέλο συγκλίνει ο παράγοντας απόσβεσης θα πρέπει να γίνεται μεγαλύτερος ώστε να περιορίζονται οι μεταβολές των παραμέτρων του μοντέλου σε σχέση με αυτές που απαιτούνται στις πρώτες επαναλήψεις. Ο τρόπος με τον οποίο διαφοροποιείται ο παράγοντας απόσβεσης σε κάθε επανάληψη εξαρτάται από το λόγο:

$$c = \frac{\varepsilon^2 |\Delta \mathbf{m}|^2}{\sum r^2}$$

όπου ε , $\Delta \mathbf{m}$, και r ο παράγοντας απόσβεσης, οι μεταβολές των παραμέτρων του μοντέλου και οι διαφορές μεταξύ των παρατηρούμενων και υπολογισμένων χρόνων διαδρομής. Η σταθερότητα του λόγου c σε όλες τις επαναλήψεις καθορίζει τον αντίστοιχο παράγοντα απόσβεσης (για τον αλγόριθμο SIMULPS που χρησιμοποιήθηκε στην παρούσα μελέτη).

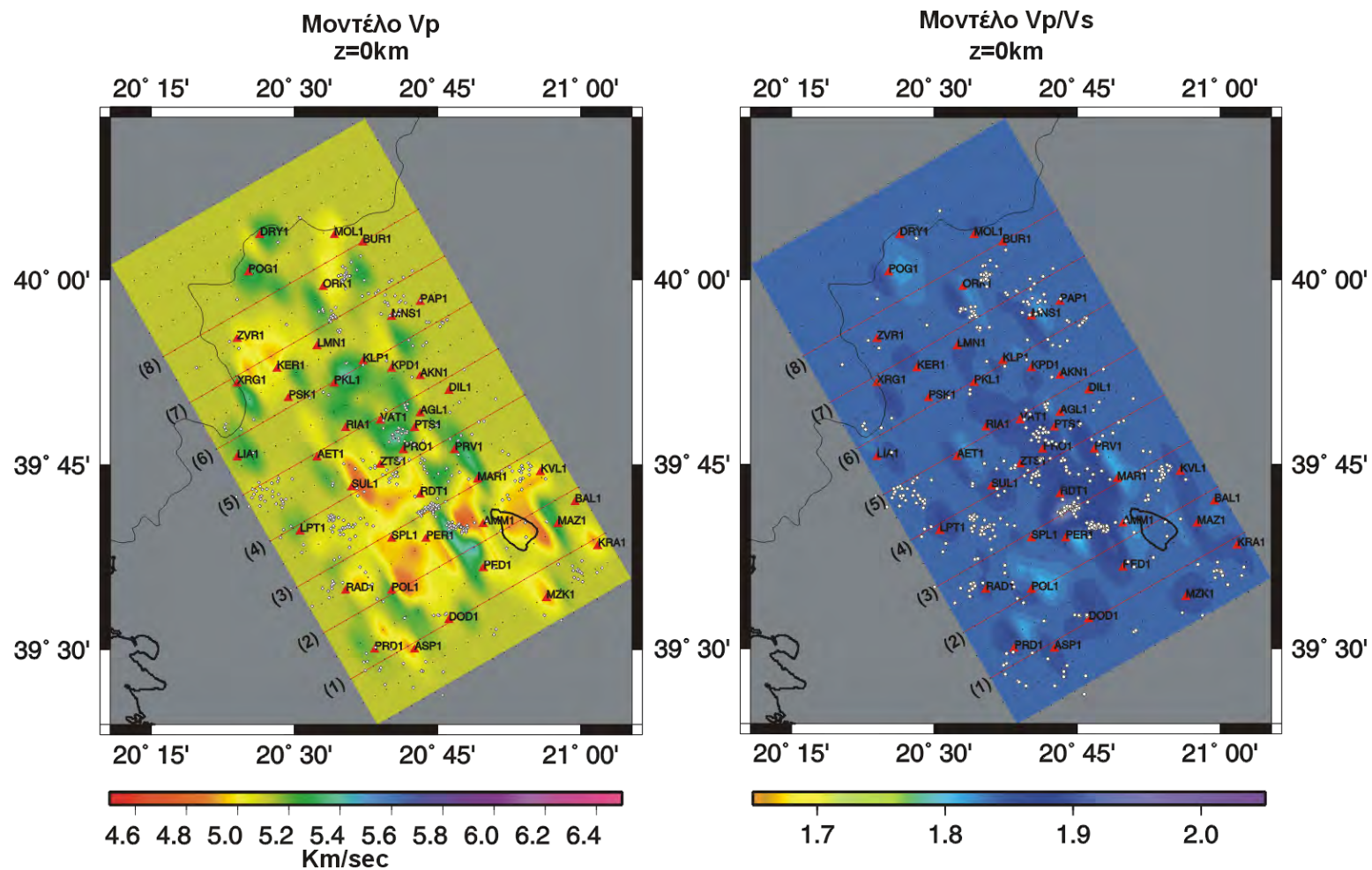
Για την αντιστροφή χρησιμοποιήθηκαν 13.020 αφίξεις P&S κυμάτων (7531 P και 5849 S αφίξεις) για τον υπολογισμό 3006 P παραμέτρων του μοντέλου, 2898 V_p/V_s , 88 διορθώσεων των σταθμών και 1736 παραμέτρων των υποκέντρων.

3.11 Αποτελέσματα παθητικής σεισμικής τομογραφίας

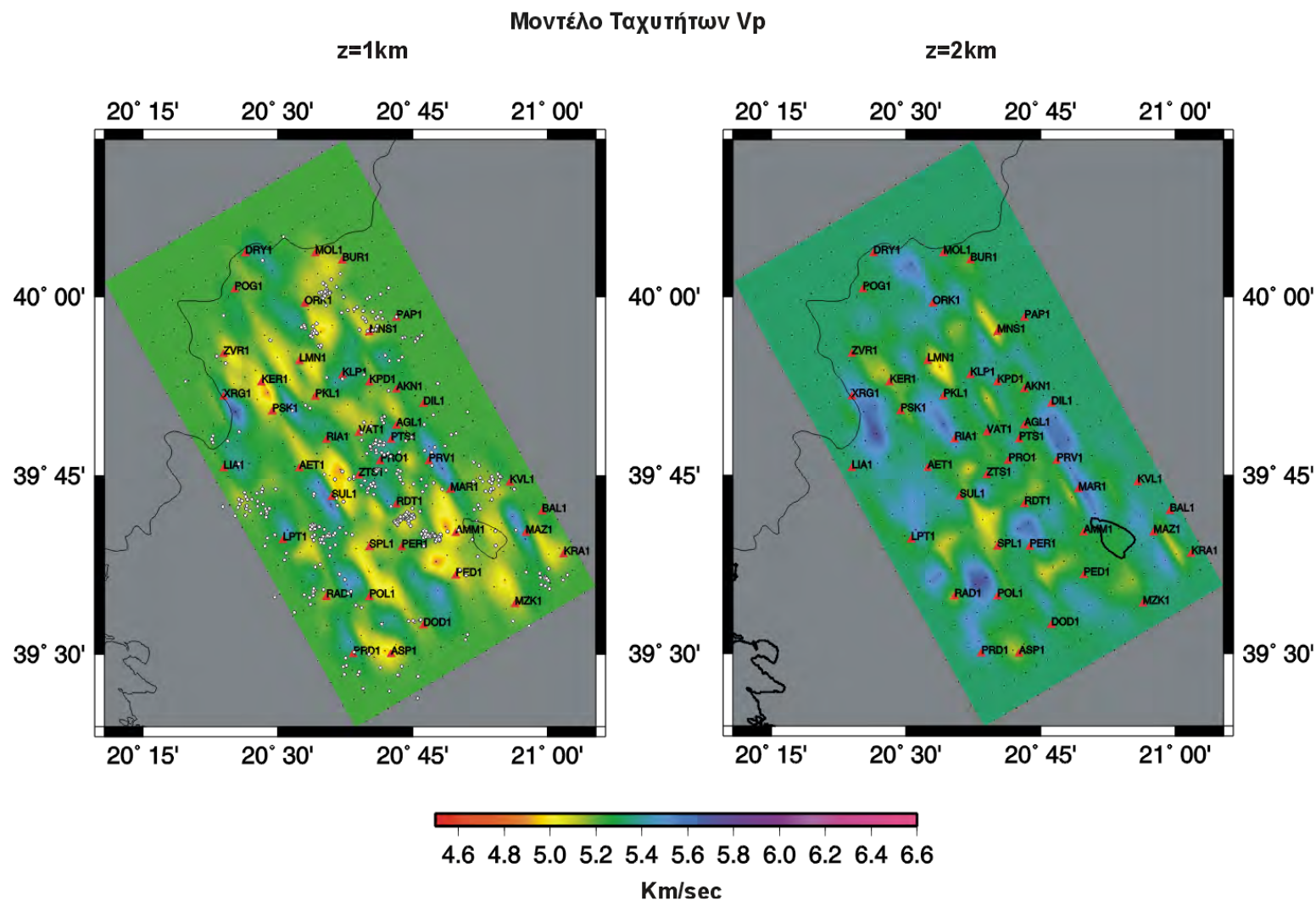
Στην παράγραφο ατή παρουσιάζονται τα αποτελέσματα της παθητικής σεισμικής τομογραφίας που προέκυψαν από την έρευνα στην περιοχή της Ηπείρου. Η τρισδιάστατη δομή των 10km του φλοιού της γης στην περιοχή αυτή προέκυψε χρησιμοποιώντας ως αρχικά δεδομένα, τα αποτελέσματα της 1-Δ αντιστροφής και ακολουθώντας τα βήματα που περιγράφηκαν στην προηγούμενη παράγραφο.

Το πρώτα στοιχείο που αντιπροσωπεύει την καλή ποιότητα των αποτελεσμάτων της τομογραφικής μελέτης είναι η περαιτέρω μείωση του RMS σφάλματος, σε σχέση με αυτό που προέκυψε από την 1-Δ αντιστροφή. Το τελικό RMS της παράλληλης αντιστροφής για τον υπολογισμό της ταχύτητας V_p , του λόγου V_p/V_s , των διορθώσεων των σταθμών και των παραμέτρων των υποκέντρων, ύστερα από πέντε επαναλήψεις, ήταν 0.076 sec (μείωση σε ποσοστό 32%), χρησιμοποιώντας για την επίλυση του ευθέως προβλήματος τον συνδυασμό προσεγγιστικού & pseudo-bending αλγόριθμο των Um και Thurber (1987). Η διαδικασία επίλυσης του προβλήματος χωρίστηκε σε δύο στάδια. Το πρώτο στάδιο αφορούσε μόνο στον υπολογισμό του 3-Δ μοντέλου των ταχυτήτων V_p και των αντίστοιχων διορθώσεων των σταθμών. Στη συνέχεια επιχειρήθηκε παράλληλη αντιστροφή των P και S-P χρόνων διαδρομής, χρησιμοποιώντας το 3-Δ μοντέλο ταχυτήτων των διαμήκων κυμάτων που υπολογίστηκε στο προηγούμενο βήμα και το 1-Δ μοντέλο του λόγου V_p/V_s (Πίνακας 6).

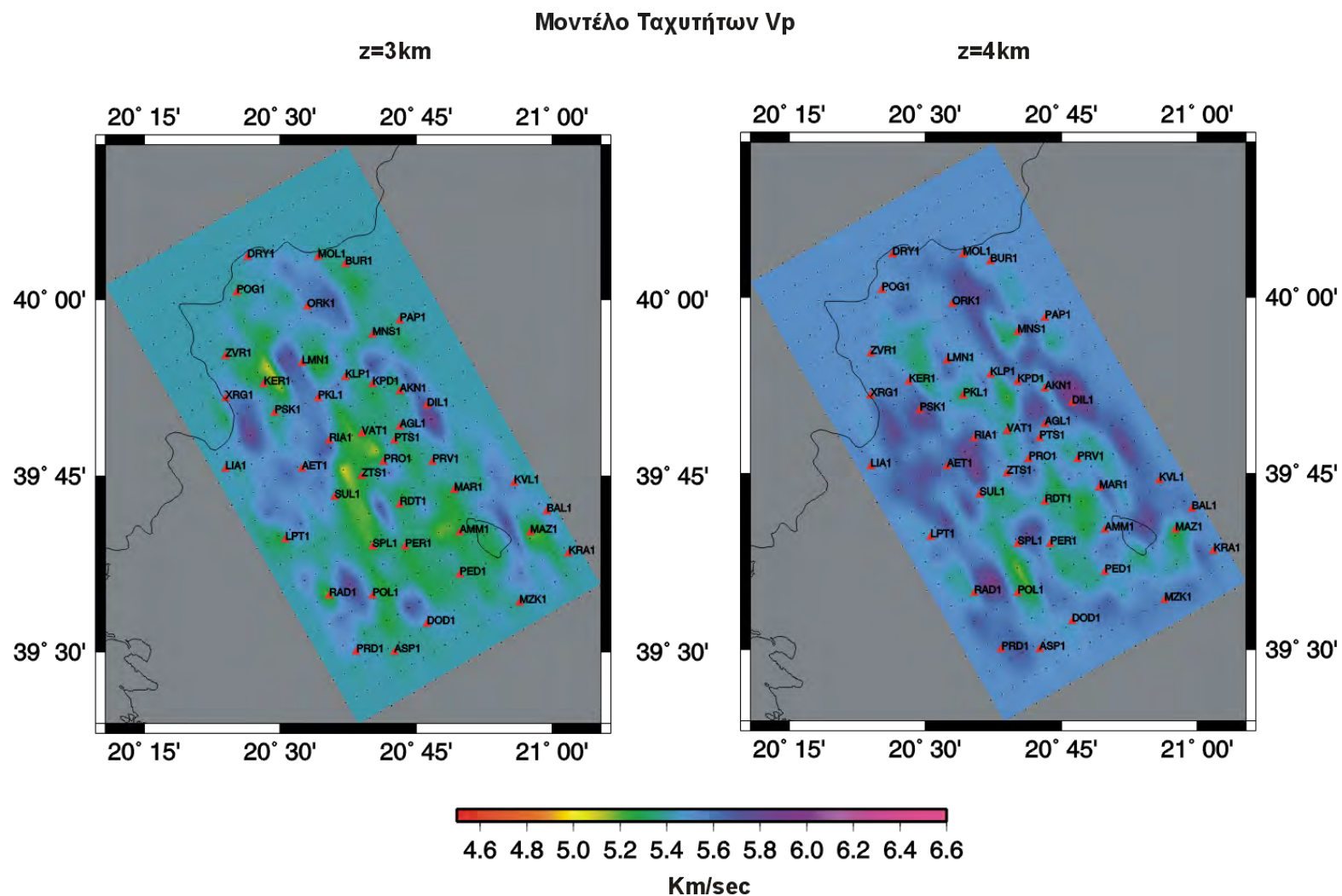
Τα τελικά (3-Δ) μοντέλα, της ταχύτητας των διαμήκων σεισμικών κυμάτων V_p και του λόγου V_p/V_s παρουσιάζονται στα Σχ 17 – 27 για βάθη από 0-10 km και με βήμα 1km. Στο σχήμα 17 απεικονίζονται το μοντέλο ταχυτήτων των P κυμάτων και το αντίστοιχο του λόγου V_p/V_s σε βάθος 0 km. Τα διαγράμματα αυτά περιλαμβάνουν εκτός των μοντέλων, τα επίκεντρα των σεισμών (άσπροι κύκλοι) που χρησιμοποιήθηκαν στην τομογραφική διερεύνηση, τους σταθμούς του δικτύου και τις αριθμημένες γραμμές που αντιστοιχούν σε εγκάρσιες τομές των μοντέλων. Στα υπόλοιπα σχήματα περιλαμβάνονται επιπλέον οι θέσεις των σταθμών (που βοηθούν στην ερμηνεία των αποτελεσμάτων) και η σεισμικότητα μόνο σε βάθος 1km για λόγους ευκρίνειας. Σε όλα τα τομογράμματα διακρίνονται και οι θέσεις των κομβικών σημείων του κανάβου που χρησιμοποιήθηκε (μαύρες τελείες).



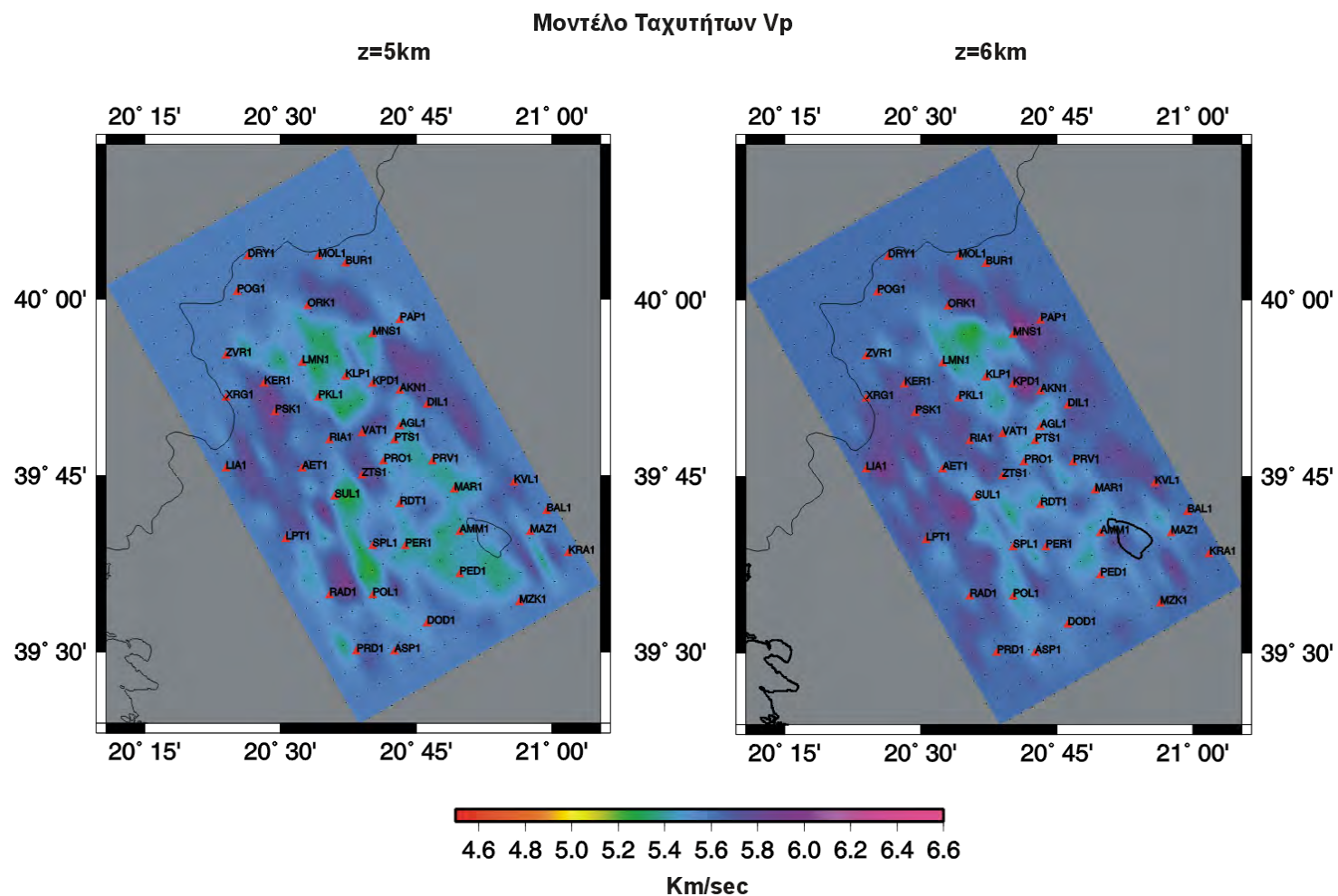
Σχήμα 17 Απεικόνιση των ταχυτήτων των P κυμάτων και του λόγου V_p/V_s σε βάθος 0 km



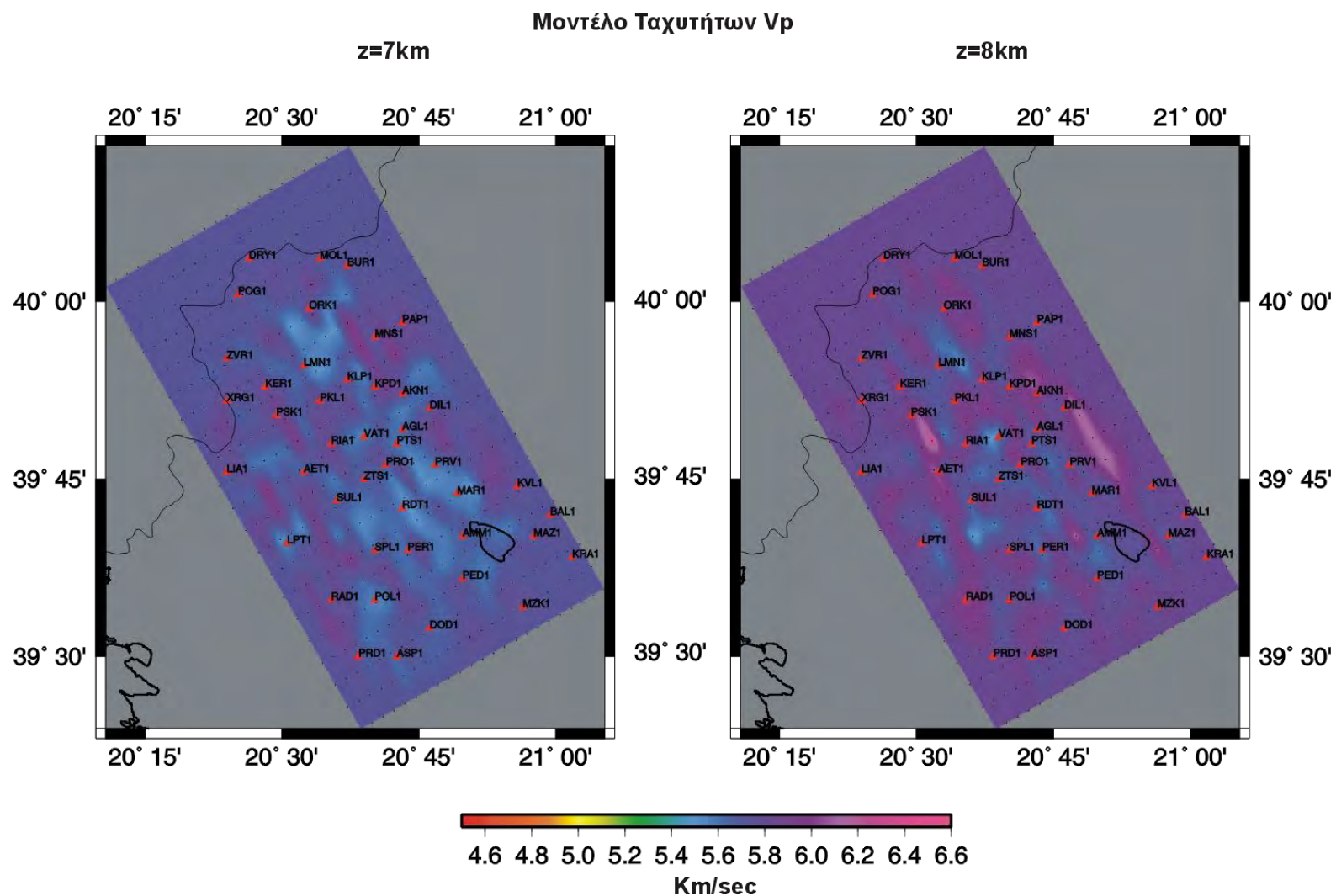
Σχήμα 18 Απεικόνιση των ταχυτήτων των P κυμάτων σε βάθη 1 και 2 km



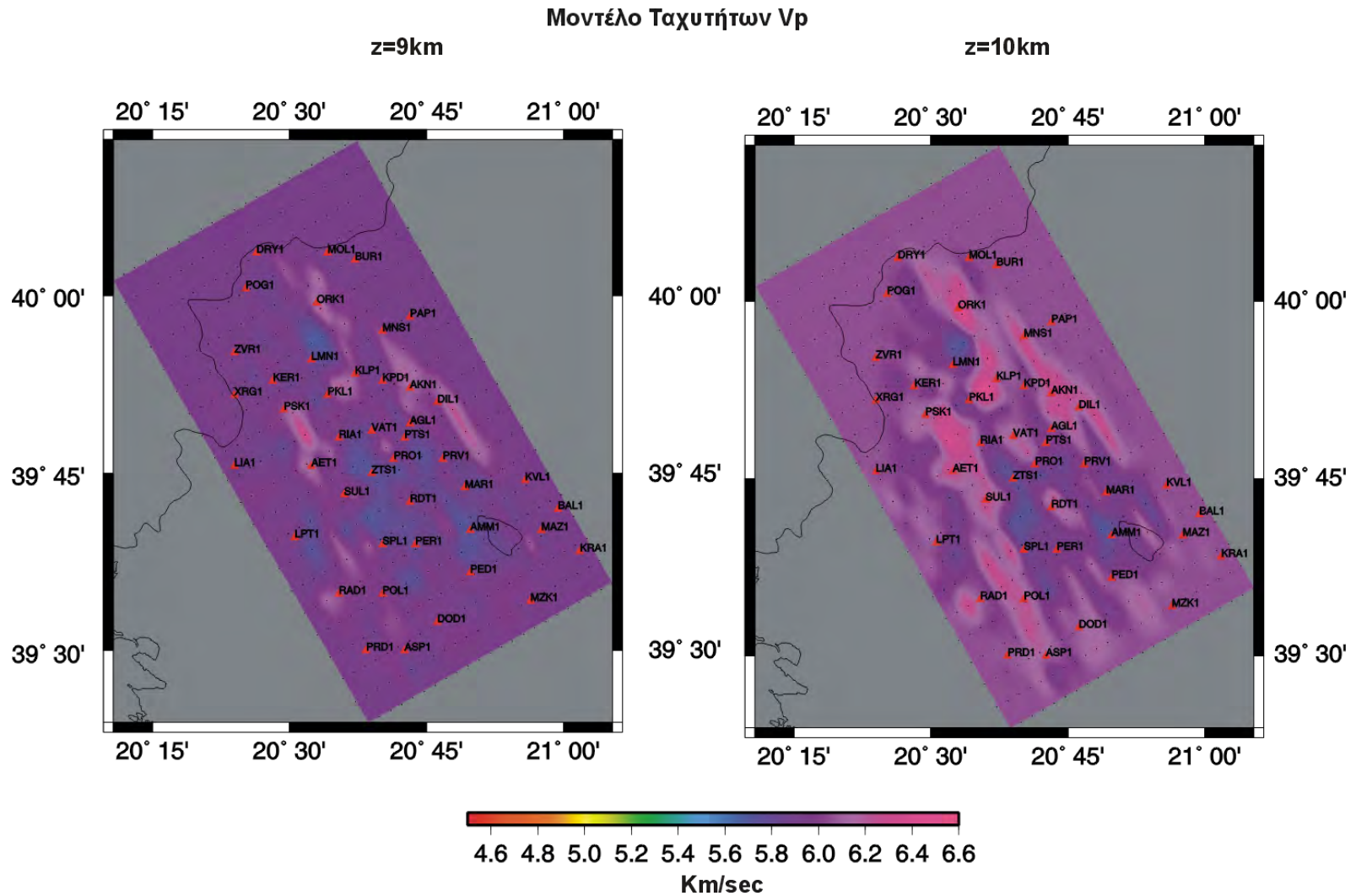
Σχήμα 19. Απεικόνιση των ταχυτήτων των P κυμάτων σε βάθη 3 και 4 km



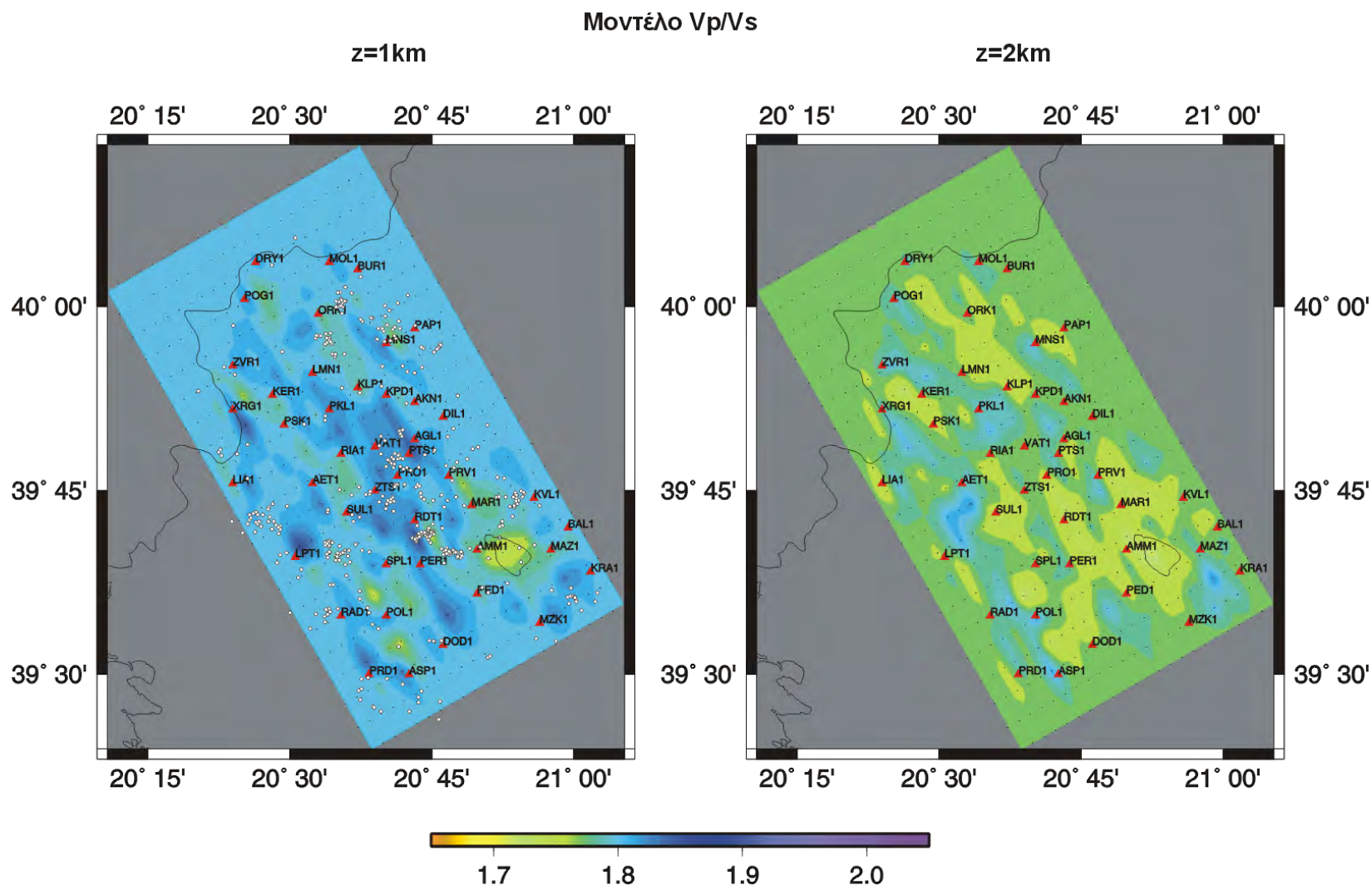
Σχήμα 20. Απεικόνιση των ταχυτήτων των P κυμάτων σε βάθη 5 και 6 km



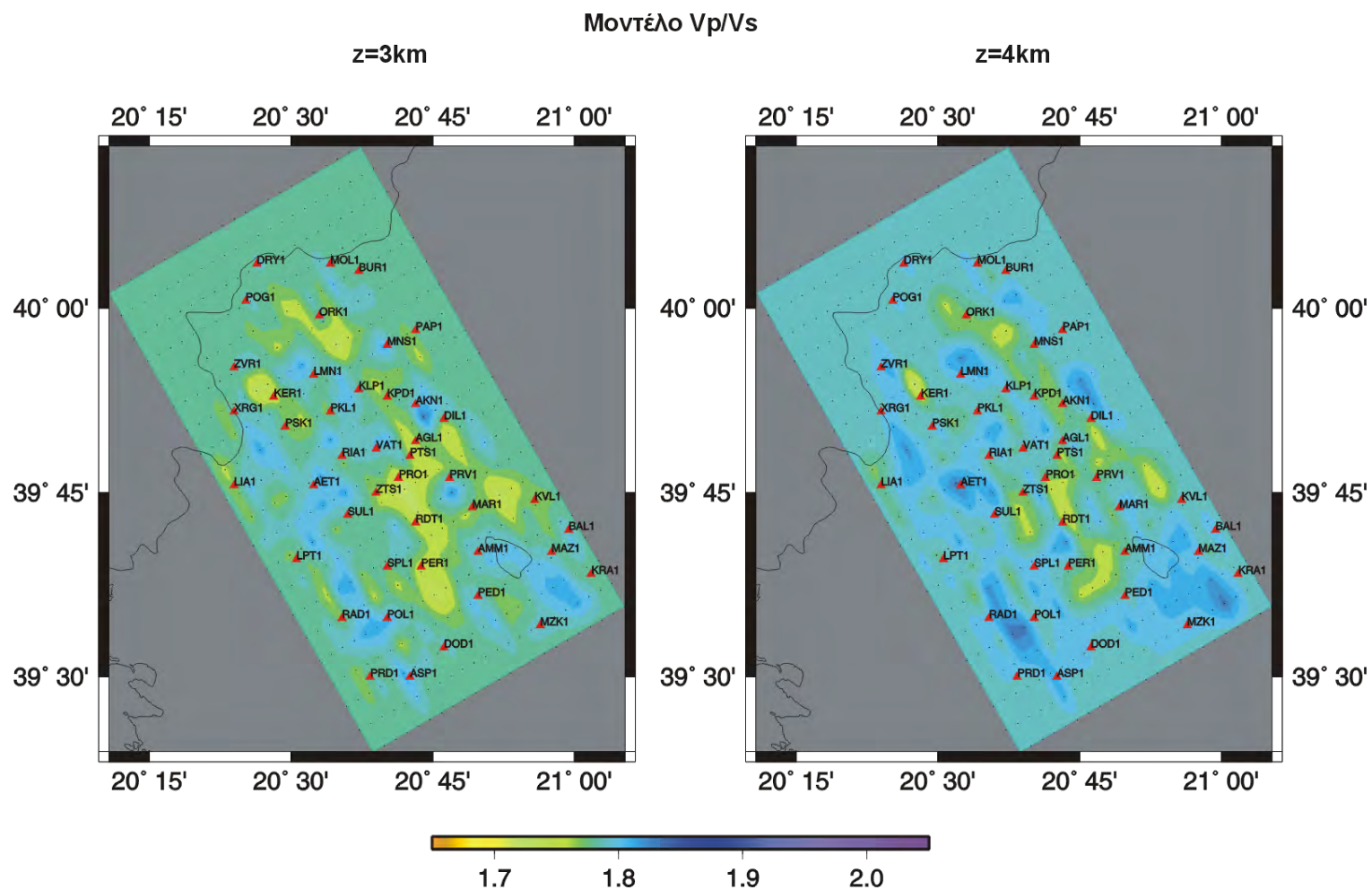
Σχήμα 21. Απεικόνιση των ταχυτήτων των P κυμάτων σε βάθη 7 και 8 km



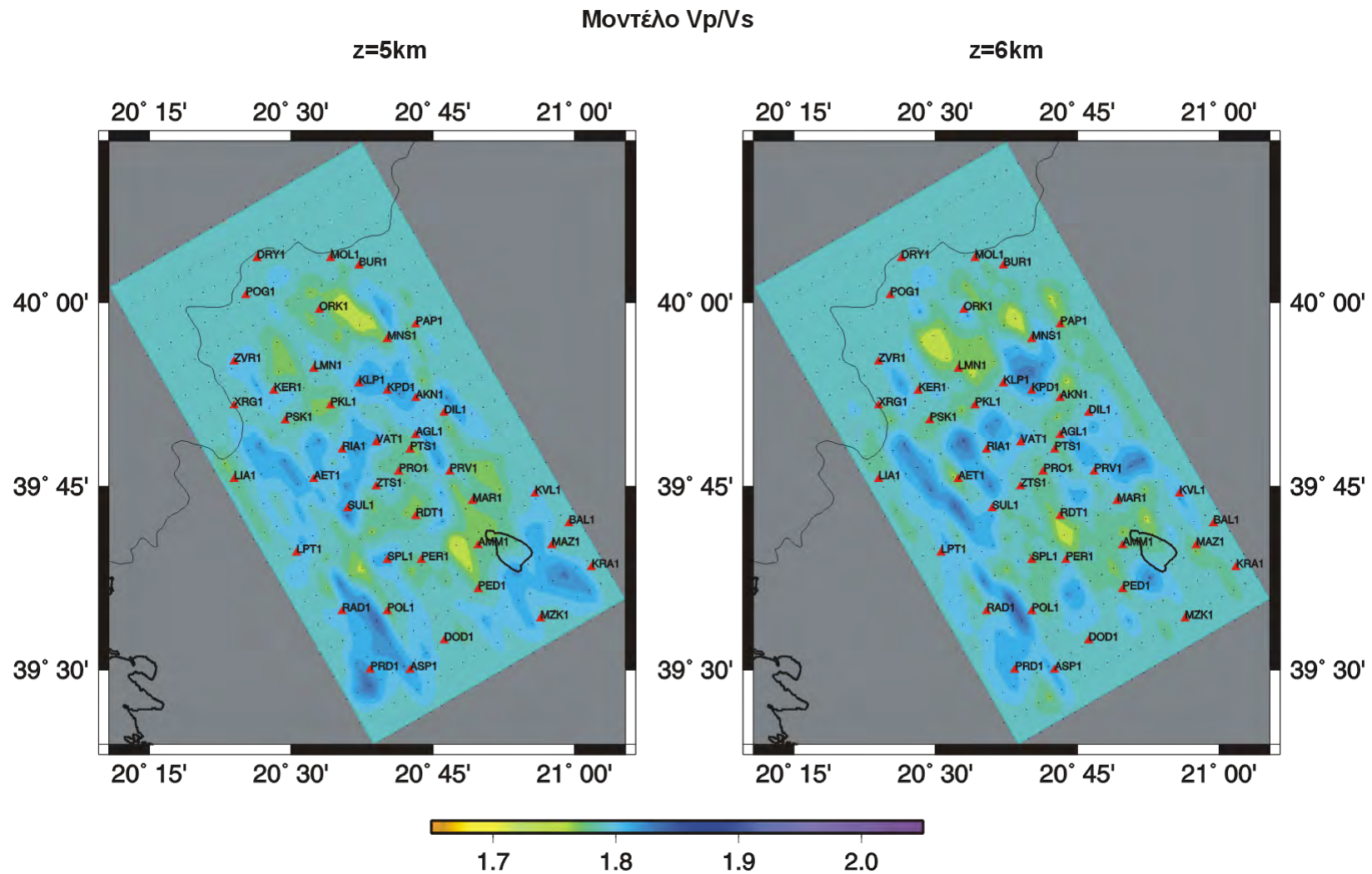
Σχήμα 22. Απεικόνιση των ταχυτήτων των P κυμάτων σε βάθη 9 και 10 km



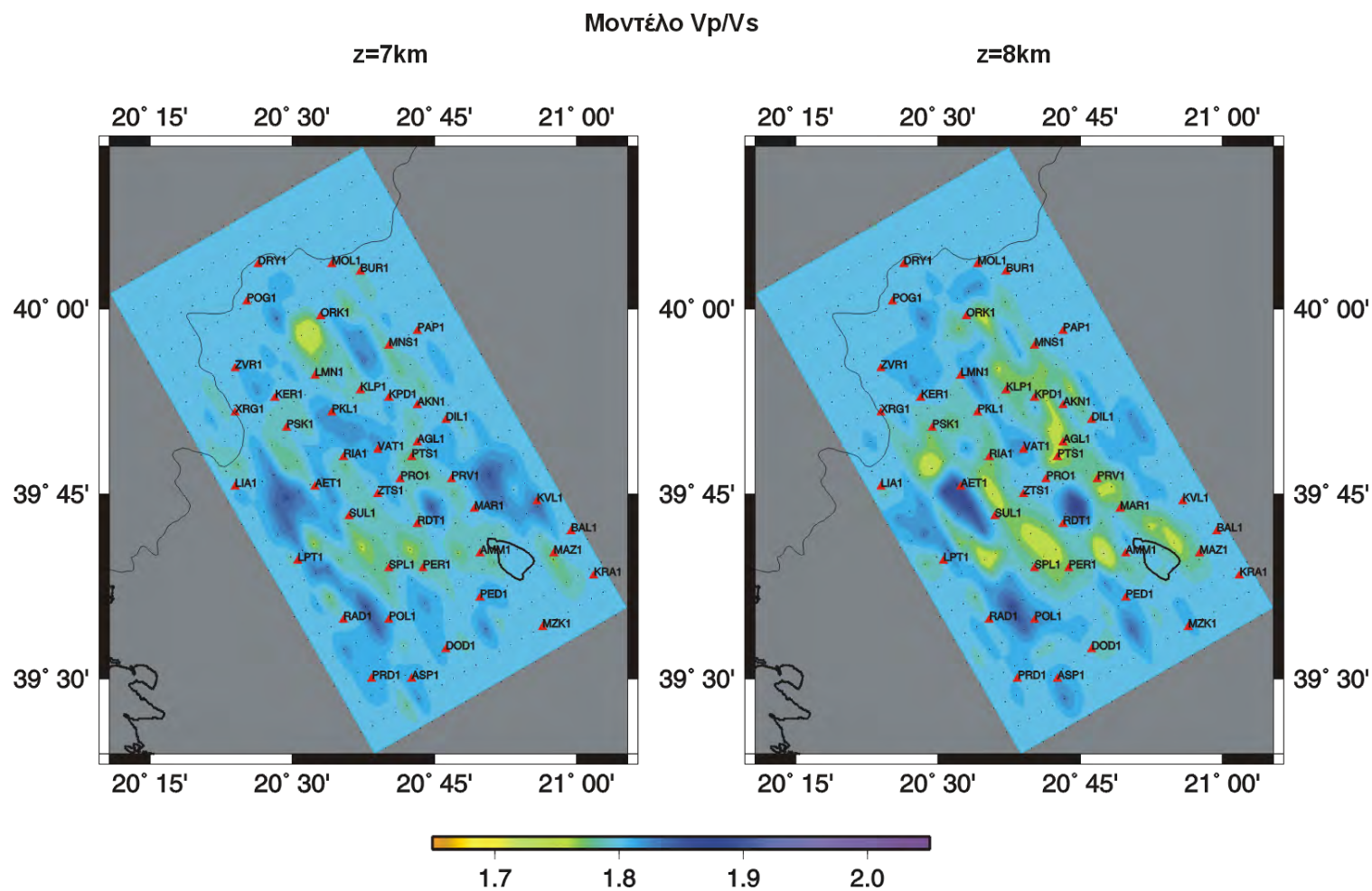
Σχήμα 23. Απεικόνιση του λόγου V_p/V_s σε βάθη 1 και 2 km



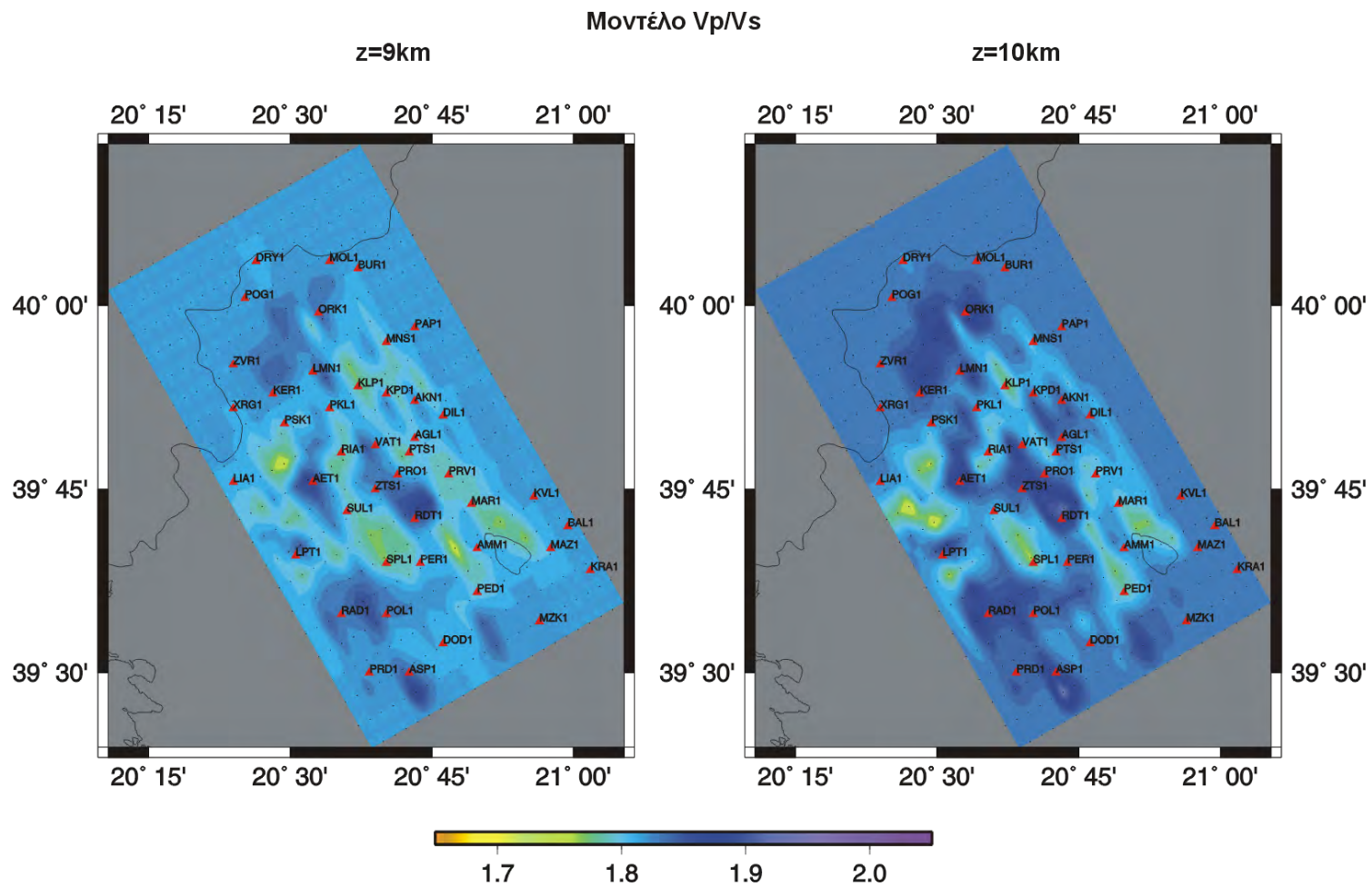
Σχήμα 24. Απεικόνιση του λόγου Vp/Vs σε βάθη 3 και 4 km



Σχήμα 25. Απεικόνιση του λόγου V_p/V_s σε βάθη 5 και 6 km



Σχήμα 26. Απεικόνιση του λόγου Vp/Vs σε βάθη 7 και 8 km



Σχήμα 27. Απεικόνιση του λόγου V_p/V_s σε βάθη 9 και 10 km

Από τα τομογράμματα που παρουσιάστηκαν στα σχήματα 17- 27 αναδεικνύεται η τρισδιάστατη κατανομή των ταχυτήτων των P σεισμικών κυμάτων και του λόγου V_p/V_s στην περιοχή μελέτης. Τα αποτελέσματα αυτά δίνουν τη δυνατότητα περιγραφής των γεωτεκτονικών χαρακτηριστικών της περιοχής μέχρι το βάθος των δέκα χιλιομέτρων.

Στο σχήμα 17 όπου απεικονίζονται οι ταχύτητες V_p και ο λόγος V_p/V_s σε βάθος 0 km (επιφάνεια της θάλασσας). Παρατηρούμε ότι η δυνατότητα ακριβούς περιγραφής τους είναι περιορισμένη λόγω της καθετότητας των σεισμικών ακτίνων που εισέρχονται στα επιφανειακά στρώματα με αποτέλεσμα η αξιοπιστία των αποτελεσμάτων να είναι ικανοποιητική κυρίως στις περιοχές γύρω από τους σταθμούς καταγραφής. (όπου η πυκνότητα των σεισμικών ακτίνων είναι μεγαλύτερη). Πρέπει επίσης να τονιστεί ότι τρία συμπλέγματα 110 σεισμικών γεγονότων συνολικά, που εντοπίζονται δυτικά και ανατολικά της λίμνης των Ιωαννίνων, μεταξύ των σταθμών SPL, RDT, PER, AMM, MAZ, KVL, παρουσιάζουν μικρά βάθη (0.5 –6km) και συνεισφέρουν στην αυξημένη διακριτική ικανότητα στο κέντρο της περιοχής μελέτης. Το γεγονός αυτό επιβεβαιώνεται από τις δοκιμές για τον έλεγχο της αξιοπιστίας που παρουσιάζονται στην επόμενη παράγραφο. Επίσης, είναι φανερό ότι η διακριτική ικανότητα στην περίπτωση των ταχυτήτων των P κυμάτων είναι μεγαλύτερη από αυτή του λόγου V_p/V_s , λόγω του μεγαλύτερου πλήθους και της μικρότερης αβεβαιότητας που χαρακτηρίζει τους χρόνους διαδρομής των P κυμάτων.

Στα σχήματα 18-27 που αναφέρονται σε βάθη 1-10 km η εικόνα των αποτελεσμάτων είναι ιδιαίτερα ευκρινής. Σε βάθος 1km (Σχ.18) παρατηρείται μία εναλλαγή υψηλών – χαμηλών ταχυτήτων που συμφωνούν με την επιφανειακή γεωλογία της περιοχής, η οποία χαρακτηρίζεται κυρίως από παράλληλα σύγκλινα και αντίκλινα NNA-BBD διεύθυνσης. Από τα 2 –6 km το μοντέλο ταχυτήτων και ο λόγος V_p/V_s παρουσιάζεται λιγότερο πολύπλοκο. Ιδιαίτερα στα τομογράμματα των 3-6 km (Σχ. 19-20 και 24-25) είναι φανερή η ύπαρξη του εβαποριτικού πεδίου, που χαρακτηρίζεται από ταχύτητες V_p 5.1-5.4 km/sec και λόγο V_p/V_s 1.70-1.75. Οι περιβάλλοντες των εβαποριτών σχηματισμοί παρουσιάζουν ταχύτητες V_p από 5.5-6.2 km/sec και λόγο V_p/V_s της τάξης του 1.78-1.82 και αντιστοιχούν σε ασβεστολιθικές δομές.

Τέλος σε βάθη 7-10km (Σχ.21-22 και 26-27) οι ταχύτητες των P κυμάτων παρουσιάζουν τιμές 5.45-6.5 km/sec και λόγο V_p/V_s αντίστοιχο με τα προηγούμενα στρώματα. Το γεγονός αυτό δικαιολογείται από την αύξηση των ταχυτήτων των σεισμικών κυμάτων λόγω τις αύξησης του βάθους και τις πίεσης που ασκούν τα υπερκείμενα στρώματα. Οι χαμηλές τιμές του λόγου V_p/V_s μέχρι το βάθος των δέκα

χιλιομέτρων υποδηλώνει την ύπαρξη των εβαποριτών γεγονός που συμφωνεί και με την κατανομή της σεισμικότητας.

Οι θετικές και αρνητικές διορθώσεις των σταθμών είναι αντίστοιχες αυτών που υπολογίστηκαν κατά την 1-Δ αντιστροφή, με μικρότερες όμως τιμές. **Επίσης ο επαναπροσδιορισμός των υποκέντρων των σεισμών που χρησιμοποιήθηκαν έδωσε την δυνατότητα για την αναγνώριση των κυριότερων ενεργών τεκτονικών δομών και τον υπολογισμό αξιόπιστων μηχανισμών γένεσης. Η ερμηνεία των αποτελεσμάτων της διαδικασίας παρουσιάζεται λεπτομερώς στο επόμενο κεφάλαιο.**

3.12 Έλεγχος ποιότητας των αποτελεσμάτων της τομογραφικής διερεύνησης

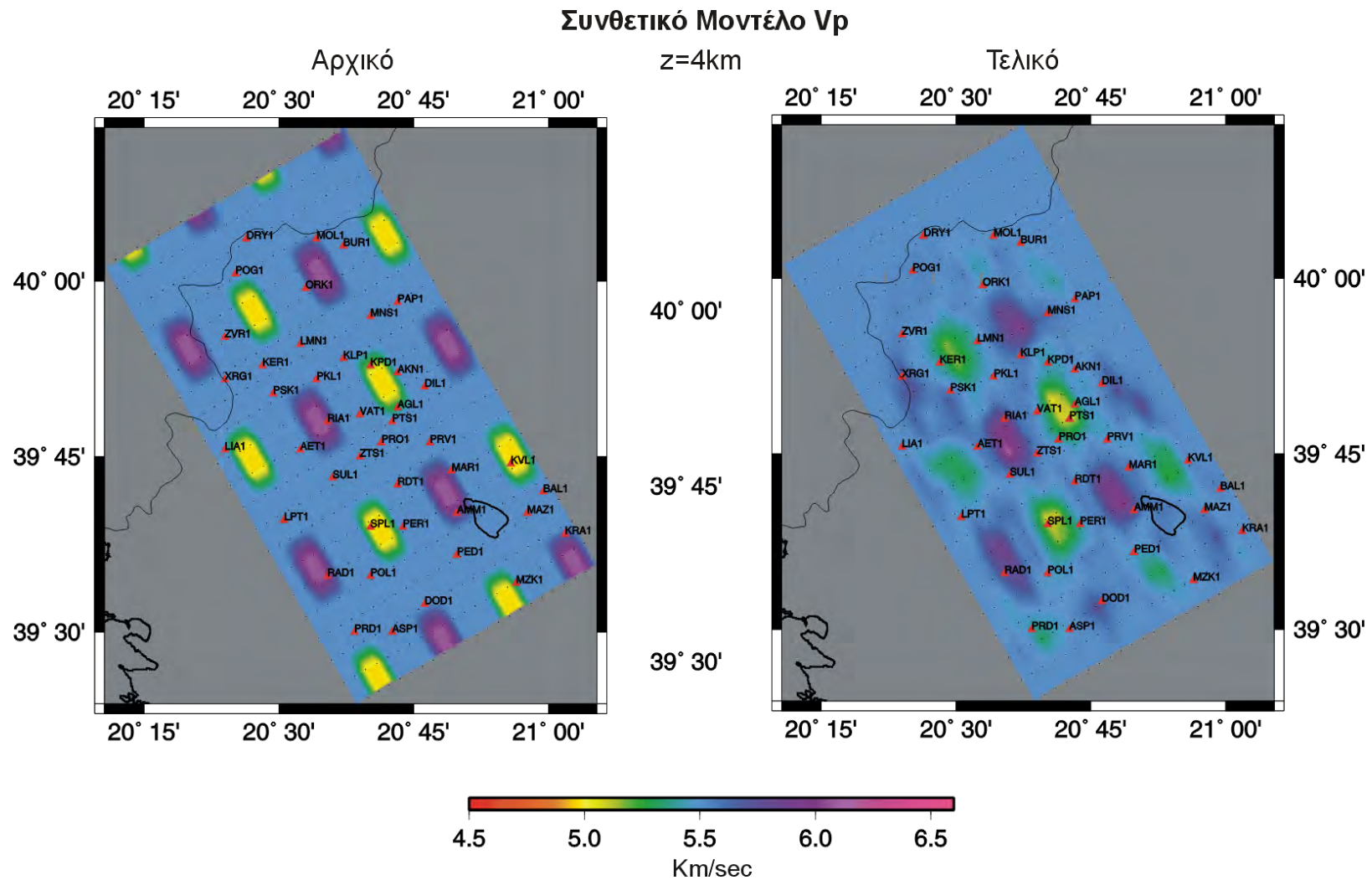
Ο έλεγχος αξιοπιστίας των αποτελεσμάτων αποτελεί ένα από τα βασικότερα στάδια της τομογραφικής διαδικασίας διότι εκτός από την εκτίμηση της ορθότητας τους, αναδεικνύει τις περιοχές υψηλότερης ή χαμηλότερης ανάλυσης, γεγονός που διευκολύνει το έργο της ερμηνείας των αποτελεσμάτων.

Ο έλεγχος ποιότητας στην παρούσα διδακτορική διατριβή βασίστηκε σε δοκιμές ευαισθησίας (checkboard tests). Κατά την εφαρμογή αυτής της μεθόδου τοποθετήθηκαν στο αρχικό 1-Δ μοντέλο τεχνητές μεταβολές $\pm 10\%$ των ταχυτήτων των P κυμάτων, ανά 6km ως προς τον άξονα x και 8km ως προς y, ενώ διατηρήθηκε σταθερός ο λόγος V_p/V_s . Στη συνέχεια υπολογίστηκαν οι χρόνοι διαδρομής για το συνθετικό μοντέλο διατηρώντας τα υπόκεντρα των σεισμών σταθερά. Οι υπολογισμένοι χρόνοι διαδρομής χρησιμοποιήθηκαν σε αντιστροφή, με το αρχικό 1-Δ μοντέλο με σκοπό την αναπαραγωγή ενός τελικού μοντέλου που θα προσεγγίζει το συνθετικό. Η ποιότητα της προσέγγισης αυτής καθορίζει την αξιοπιστία της τομογραφικής διερεύνησης.

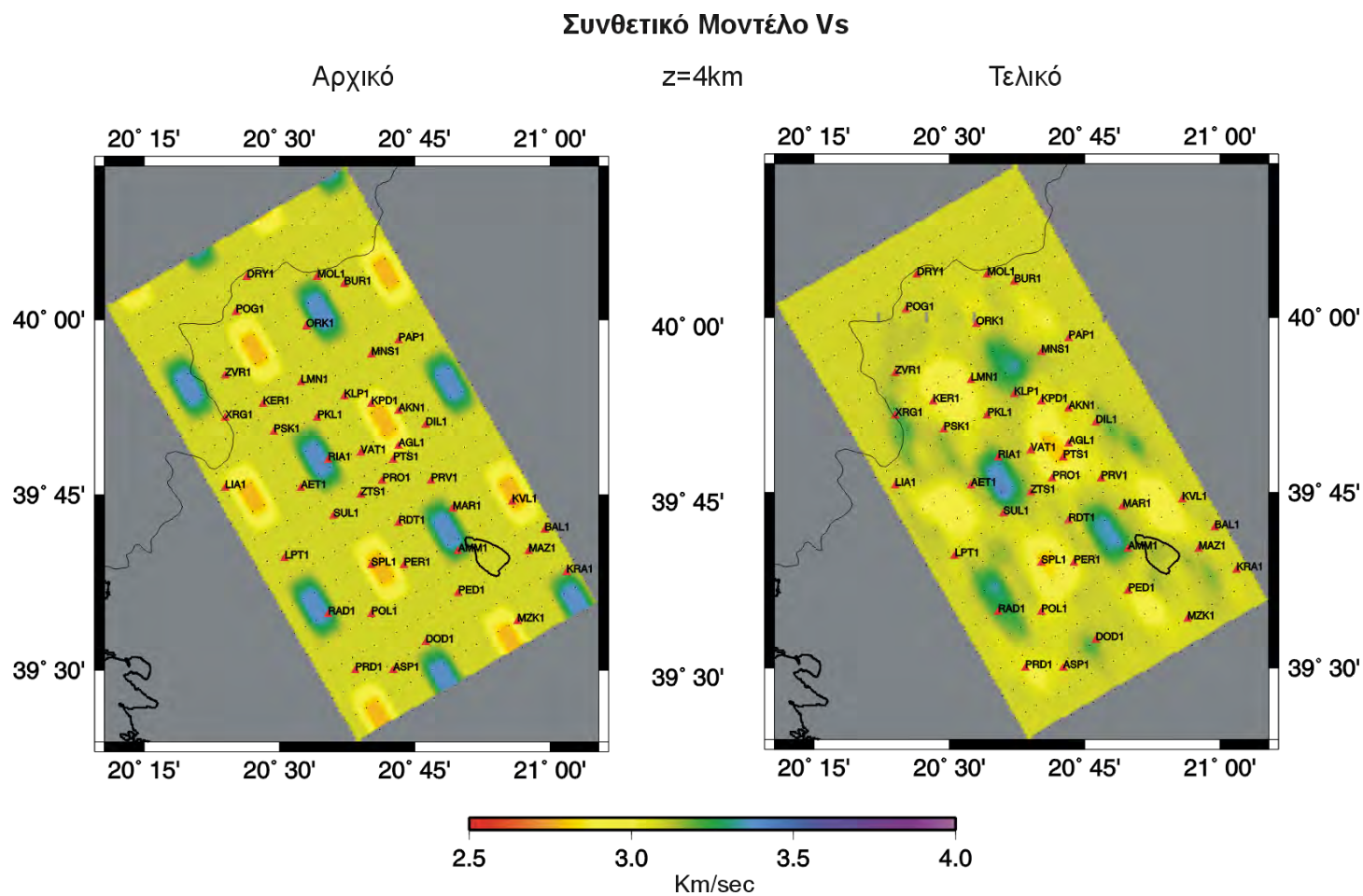
Στα σχήματα 28 και 29 απεικονίζονται τα αρχικά συνθετικά και τελικά μοντέλα των ταχυτήτων V_p και V_s σε βάθος 4km. Σύμφωνα με τις δοκιμές που προαναφέρθηκαν σε βάθος 0 τα αποτελέσματα της τομογραφίας είναι αξιόπιστα μόνο στο κέντρο της περιοχής μελέτης αν και η δομή των ταχυτήτων που παρουσιάζεται στο σχήμα 17 συμφωνεί με τις γεωλογικές δομές που διακρίνονται στην επιφάνεια. Αντίθετα η εικόνα είναι βελτιωμένη σε βάθος 1km ενώ για βάθη 2-10 km περιορισμένη δυνατότητα ανάλυσης παρατηρείται στα άκρα του κανάβου όπου η κάλυψη των

σεισμικών ακτίνων είναι περιορισμένη. Πρέπει να τονισθεί ότι σε όλα τα βάθη και για τα μοντέλα ταχυτήτων V_p και V_s οι θετικές τεχνητές ανωμαλίες αναπαράγονται με μεγαλύτερη ακρίβεια ως προς το πλάτος των τιμών τους ενώ οι αρνητικές έχουν πλάτη 1-2% μικρότερα των αρχικών. Επίσης, η εικόνα που λαμβάνεται για το μοντέλο ταχυτήτων των εγκάρσιων κυμάτων είναι όπως αναμενόταν λιγότερο σαφής από αυτή των P ταχυτήτων γεγονός που οφείλεται στον μικρότερο αριθμό αφίξεων των S κυμάτων και στη μεγαλύτερη αβεβαιότητα που τις χαρακτηρίζει.

Το γενικό συμπέρασμα που προκύπτει από την παραπάνω διαδικασία είναι ότι τα δεδομένα που χρησιμοποιήθηκαν για την τομογραφική διερεύνηση ήταν ικανά να αποδώσουν μία σαφή εικόνα της δομής του τμήματος του φλοιού που μελετήθηκε. Οι αδυναμίες της μελέτης εντοπίζονται στα άκρα της περιοχής και στα επιφανειακά στρώματα για τους λόγους που προαναφέρθηκαν. Η μικρή διαφορά ως προς τις τιμές των αναπαραγόμενων ανωμαλιών που παρατηρήθηκε δεν επηρεάζει την απεικόνιση της δομής του φλοιού της περιοχής μελέτης και ιδιαίτερα στο χώρο που ορίζεται από το δίκτυο σειсмоγράφων.



Σχήμα 28. Απεικόνιση των αποτελεσμάτων των συνθετικών δοκιμών για το μοντέλο Vp σε βάθος 4km.



Σχήμα 29. Απεικόνιση των αποτελεσμάτων των συνθετικών δοκιμών για το μοντέλο Vs σε βάθος 4km.

Τα αποτελέσματα που προέκυψαν κατά την εφαρμογή της παραπάνω διαδικασίας επαληθεύονται από την διερεύνηση της ποιότητας των αποτελεσμάτων χρησιμοποιώντας τη συνάρτηση διάχυσης (spread function), τα διαγώνια στοιχεία του πίνακα ανάλυσης RDE (Resolution Diagonal Elements) και το μέτρο πυκνότητας σεισμικών ακτίνων ανά κομβικό σημείο του κανάβου DWS (Derivative Weighted Sum). Στο σχήμα 30 παρουσιάζονται διαγράμματα που απεικονίζουν την χωρική κατανομή των παραπάνω μέτρων διακριτικής ικανότητας, για το μοντέλο ταχυτήτων V_p σε βάθος 4km. Τα διαγράμματα των προαναφερθέντων μέτρων ποιότητας πιστοποιούν την άριστη ανάλυση στο μεγαλύτερο τμήμα της περιοχής μελέτης, ιδιαίτερα για το μοντέλο ταχυτήτων των διαμήκων κυμάτων. Ανάλογα με τις δοκιμές ευαισθησίας, σε βάθος 0km η ποιότητα της ανάλυσης είναι πολύ καλή στην περιοχή της λίμνης των Ιωαννίνων (λόγω του μεγάλου αριθμού σεισμικών γεγονότων μικρού βάθους) και στις περιοχές γύρω από τους σταθμούς καταγραφής (λόγω της καθετότητας των σεισμικών ακτίνων που διέρχονται μέσω των επιφανειακών στρωμάτων). Σε βάθη από 1-10 km η δυνατότητα ανάλυσης είναι πολύ καλή και για το μοντέλο ταχυτήτων V_p και για το λόγο V_p/V_s .

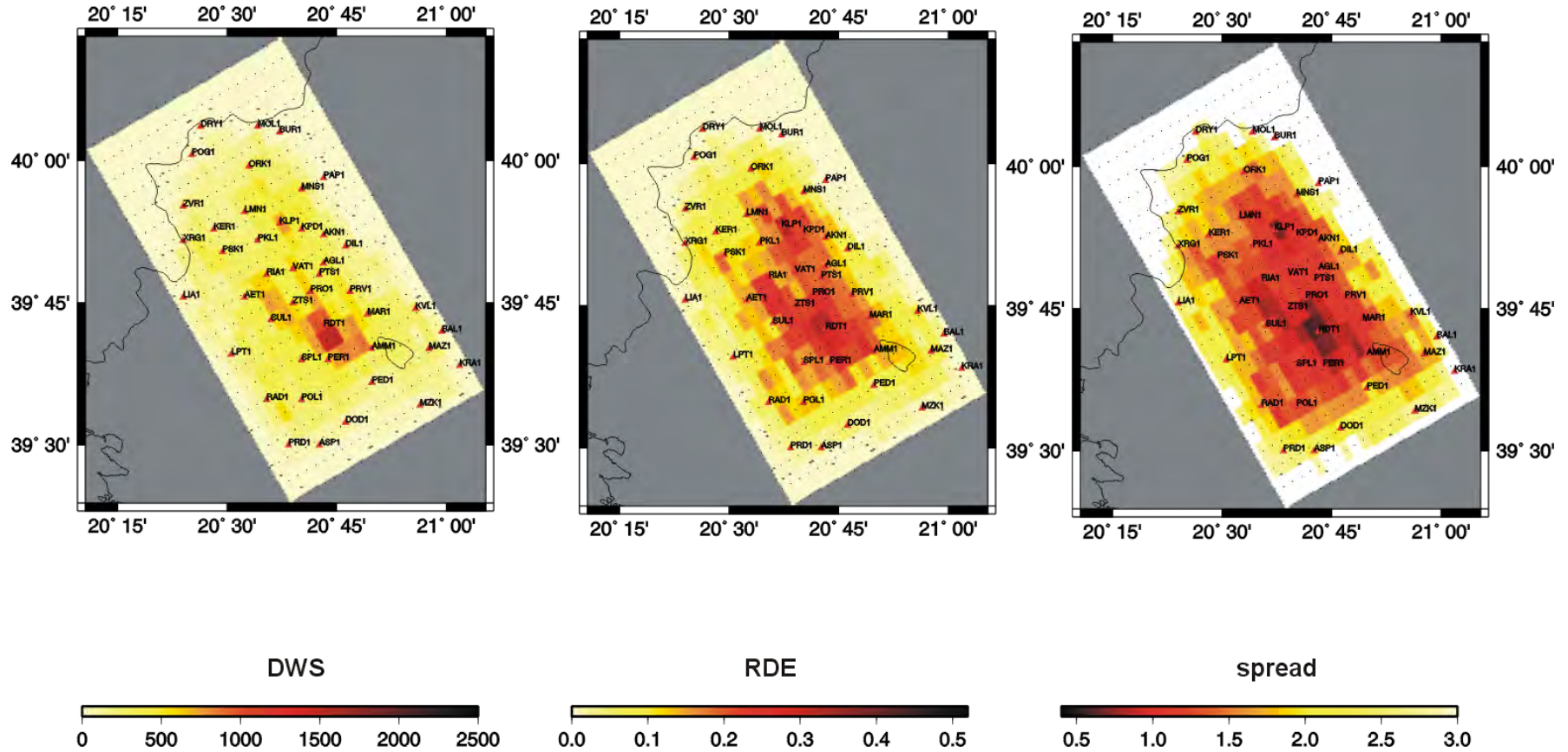
Πιο συγκεκριμένα οι περιοχές στις οποίες η δυνατότητα ανάλυσης (resolving power) είναι ικανοποιητική, σύμφωνα με όλες τις δοκιμές που χρησιμοποιήθηκαν θεωρούνται αυτές που πληρούν τις παρακάτω προϋποθέσεις:

- **Για το μοντέλο ταχυτήτων V_p :** $RDE > 0.5$, $DWS > 500$ και $Spread < 2.5$
- **Για το μοντέλο V_p/V_s :** $RDE > 0.4$, $DWS > 300$, και $Spread < 3.5$

Οι τιμές των παραπάνω μέτρων ποιότητας υποδηλώνουν την διαφορά στην ποιότητα των αποτελεσμάτων μεταξύ των μοντέλων V_p και του λόγου V_p/V_s . Ο μικρότερος αριθμός δεδομένων που αφορούν στα εγκάρσια κύματα και η μεγαλύτερη αβεβαιότητα τους σε σχέση με αυτή των διαμήκων δικαιολογεί την διαφορά αυτή. Επίσης, οι τιμές της συνάρτησης διάχυσης και για το μοντέλο V_p και για το λόγο V_p/V_s παρουσιάζουν αυξημένες τιμές για βάθη 6-10km, σε καμία περίπτωση όμως δεν υπερβαίνουν τις τιμές 3 και 4 αντίστοιχα.

Έλεγχος Ποιότητας Ανάλυσης

Z=4km



Σχήμα 30. Διαγράμματα των παραμέτρων ανάλυσης DWS, RDE, spread, για το μοντέλο ταχυτήτων V_p σε βάθος 4km

Ο συνδυασμός των δοκιμών ευαισθησίας και των μέτρων δυνατότητας ανάλυσης που περιγράφηκαν μπορεί να οδηγήσει σε ασφαλή συμπεράσματα για την ποιότητα της τομογραφικής αντιστροφής. Οι τιμές των RDE, DWS και Spread εξαρτώνται από διάφορους παράγοντες όπως το μέγεθος των κυψελίδων του κανάβου (Toomey και Fougler, 1989) και το σχήμα ray-tracing που χρησιμοποιείται (Haslinger, 1999). Στα πλαίσια των δοκιμών για την καταλληλότερη παραμετροποίηση του προβλήματος χρησιμοποιήθηκε επιπλέον κανάβος με κυψελίδες διαστάσεων $2 \times 4 \times 2$ km. Οι επιπτώσεις του διπλασιασμού του όγκου της κυψελίδας ήταν η αύξηση των τιμών των RDE και DWS και η μείωση των τιμών της συνάρτησης διάχυσης, ενώ παράλληλα παρατηρήθηκε αύξηση του RMS κατά 0.005. Το υψηλότερο RMS και το γεγονός ότι οι δοκιμές ευαισθησίας που εφαρμόστηκαν και για τα δύο σχήματα παραμετροποίησης δεν παρουσίασαν σημαντικές διαφορές, οδήγησε στην επιλογή του σχήματος με διαστάσεις κυψελίδων $2 \times 4 \times 1$ km. Επίσης, σύμφωνα με τους Toomey και Fougler (1989) και Evans et al (1994) το πλάτος των τιμών των μέτρων ανάλυσης που προαναφέρθηκαν, ως μεμονωμένο στοιχείο δεν αποτελεί κριτήριο ποιότητας των αποτελεσμάτων της τομογραφίας.

3.13 Σύγκριση των αποτελεσμάτων της τομογραφικής διερεύνησης για διαφορετικά σχήματα ray-tracing

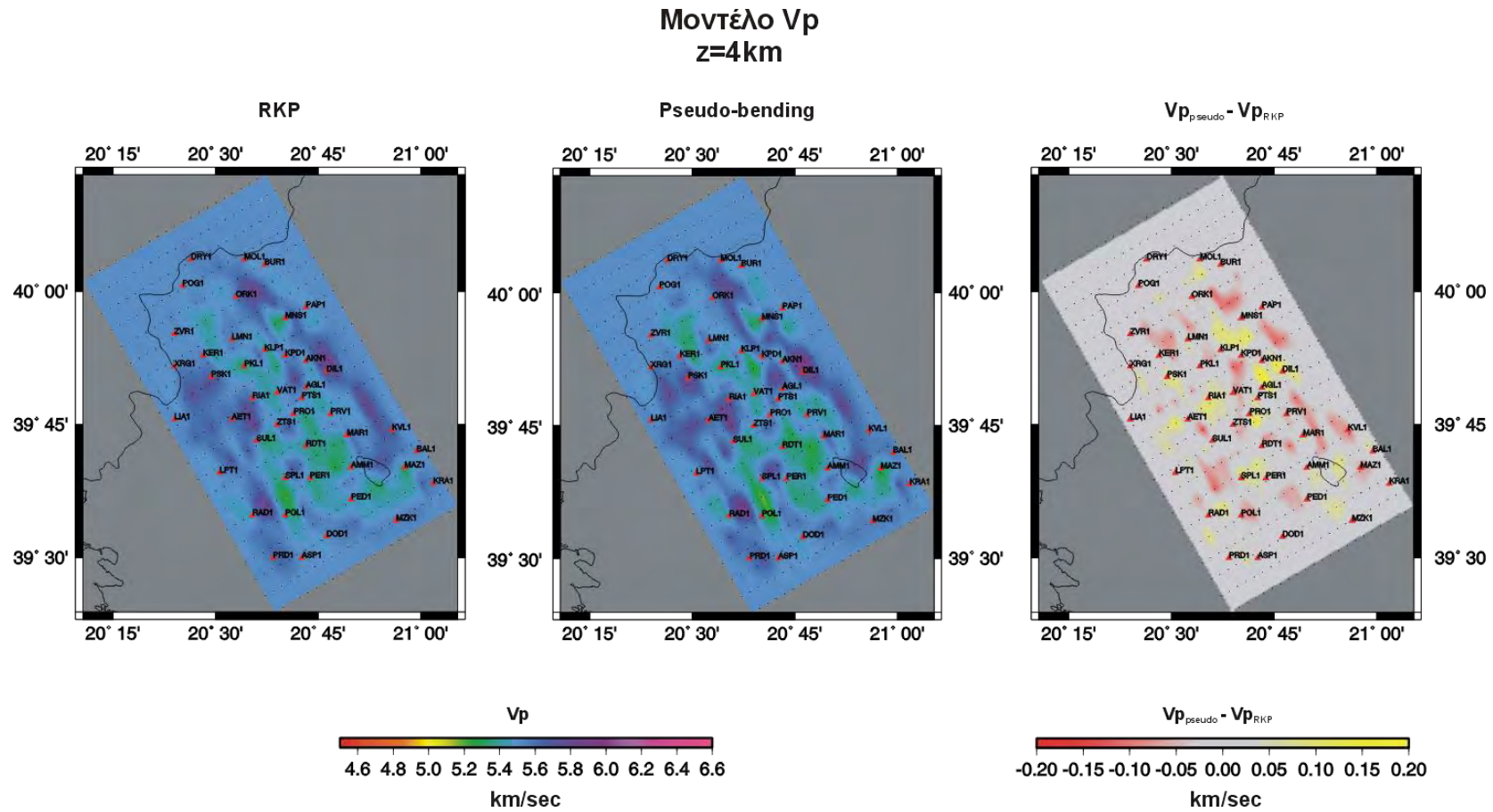
Στα πλαίσια της πληρέστερης αντιμετώπισης του προβλήματος της παθητικής τομογραφικής διερεύνησης κρίθηκε σκόπιμο να εξεταστεί η επίπτωση διαφορετικών τεχνικών επίλυσης του ευθέως προβλήματος στα αποτελέσματα της. Στις προηγούμενες παραγράφους παρουσιάστηκαν τα αποτελέσματα της τομογραφικής μελέτης της Ηπείρου χρησιμοποιώντας τον αλγόριθμο των Um και Thurber (1987). Η εναλλακτική λύση που χρησιμοποιήθηκε είναι ο αλγόριθμος RKP (Runge-Kutta +Perturbations), ο οποίος συμπεριλαμβάνεται στον κώδικα SIMULPS14 (Haslinger, 1999). Ο αλγόριθμος αυτός απαιτεί cubic B-splines σχήμα παρεμβολής (Michellini και McEvily (1991) και έχει ως αποτέλεσμα την πιο ήπια (smooth) περιγραφή της δομής του φλοιού της υπό μελέτη περιοχής.

Όπως έχει ήδη αναφερθεί το μήκος των σεισμικών ακτίνων, στη συγκεκριμένη μελέτη, σε ελάχιστες περιπτώσεις ξεπερνά τα 60km, γεγονός που καθιστά κατάλληλη την pseudo-bending τεχνική ray-tracing. Το αποτέλεσμα όμως της τομογραφικής μελέτης είναι μία προσέγγιση της πραγματικής δομής της υπό μελέτη περιοχής, και η επιβεβαίωση ή η διαφοροποίηση τους ανάλογα με την τεχνική που θα

χρησιμοποιηθεί αποτελεί σημαντικό κριτήριο για την έκβαση και την ερμηνεία της. Στο σχήμα 31 απεικονίζονται τα αποτελέσματα της τομογραφικής αντιστροφής με τους δύο διαφορετικούς τρόπους ray-tracing, σε βάθος 4km:

Από τη σύγκριση που παρατίθεται στο σχήμα 31, παρατηρείται ότι τα αποτελέσματα είναι ταυτόσημα ως προς την εικόνα της δομής αλλά διαφέρουν λίγο ως προς τις μέγιστες και τις ελάχιστες τιμές των ταχυτήτων. Πιο συγκεκριμένα από το διάγραμμα που περιγράφει τις διαφορές μεταξύ των τιμών των ταχυτήτων V_p που προέκυψαν από τους δύο διαφορετικούς τρόπους αντιμετώπισης του προβλήματος, διαπιστώνουμε ότι τόσο οι υψηλότερες όσο και οι χαμηλότερες ταχύτητες παρουσιάζουν μικρότερες τιμές στην περίπτωση της τεχνικής RKP. Η ελάχιστη ταχύτητα σε βάθος 4 km είναι 5.08 km/sec, με βάση την τεχνική pseudo-bending και 5.19 km/sec στην περίπτωση της RKP, ενώ η μέγιστη ήταν 6.03 km/sec και 5.98 km/sec αντίστοιχα. Ανάλογα ήταν και τα αποτελέσματα σε όλα τα βάθη.

Η ομοιότητα της τρισδιάστατης δομής που επιτυγχάνεται με τις δύο διαφορετικές τεχνικές, οι μικρές διαφορές στις τιμές των ταχυτήτων (σε ελάχιστες περιπτώσεις ξεπερνούν τα 0.15km/sec) και το παρόμοιο RMS σφάλμα, δεν υποδεικνύουν κάποιον ως καταλληλότερο τρόπο ray tracing, ενώ ως γενικότερο συμπέρασμα προκύπτει η καλή ποιότητα των αποτελεσμάτων της τομογραφικής μελέτης λόγω της σταθερότητας τους και στις δύο προαναφερθείσες περιπτώσεις.



Σχήμα 31. Σύγκριση των αποτελεσμάτων της τομογραφικής διερεύνησης χρησιμοποιώντας διαφορετικές μεθόδους επίλυσης του ευθέως προβλήματος (RKP και pseudo-bending)

Φάση 4 Συσχέτιση με τη σεισμικότητα

4.1 Γενικά

Στο προηγούμενο κεφάλαιο περιγράφηκε η συνολική διαδικασία της παθητικής τομογραφικής διερεύνησης της Ηπείρου, ξεκινώντας από την επιλογή των σεισμολογικών δεδομένων έως τον έλεγχο αξιοπιστίας των αποτελεσμάτων της. Ο σκοπός της παραπάνω ανάλυσης είναι η λεπτομερής απεικόνιση της δομής των πρώτων δέκα χιλιομέτρων του φλοιού της γης, στην περιοχή της Ηπείρου, χρησιμοποιώντας ως μέσο την παθητική σεισμική τομογραφία. Στη φάση συσχέτισης με τη σεισμικότητα παρουσιάζεται η χρήση των αποτελεσμάτων της τομογραφίας, στην μελέτη των γεωτεκτονικών χαρακτηριστικών της περιοχής, σύμφωνα με τις ταχύτητες των σεισμικών κυμάτων και των λόγων V_p/V_s . Εξέχουσα θέση σε αυτή την ερμηνεία κατέχει ο εντοπισμός του εβαποριτικού πεδίου, το οποίο αποτελεί χαρακτηριστικό της Ιονίου ζώνης καθώς και των κυριότερων ενεργών τεκτονικών δομών της περιοχής.

Η ερμηνεία των αποτελεσμάτων της παθητικής τομογραφίας και η συμφωνία τους με τις ήδη υπάρχουσες πληροφορίες από προηγούμενες γεωτεκτονικές ή γεωφυσικές μελέτες, για τη δομή της περιοχής, αποτελεί ένα ακόμη αποδεικτικό στοιχείο της καλής ποιότητας τους και αναδεικνύει την χρησιμότητα της παθητικής τομογραφίας. Αν δε αναλογιστούμε το χαμηλό οικονομικό κόστος και τη μηδενική επιβαρυντική επίπτωση στο περιβάλλον, τότε η εφαρμογή της μεθόδου αποκτά ιδιαίτερη σημασία. Εκτός από την ερμηνεία των αποτελεσμάτων της παθητικής τομογραφίας αντικείμενο του κεφαλαίου αυτού αποτελεί η σύγκριση τους με αποτελέσματα άλλων γεωφυσικών ερευνών που έγιναν στην περιοχή. Ο σκοπός αυτής της σύγκρισης είναι η περαιτέρω αξιολόγηση και πιστοποίηση της ποιότητας των αποτελεσμάτων της παθητικής τομογραφίας καθώς και η ανάδειξη των δυνατοτήτων της μεθόδου..

4.2 Ταχύτητες των σεισμικών κυμάτων και ιδιότητες γεωλογικών σχηματισμών

Η ερμηνεία των αποτελεσμάτων της τομογραφικής διερεύνησης βασίζεται στην διαφοροποίηση που παρουσιάζουν οι ταχύτητες των σεισμικών κυμάτων κατά τη διέλευσή τους μέσα από τους γεωλογικούς σχηματισμούς. Οι ταχύτητες αυτές, για ένα σχηματισμό εξαρτώνται από διάφορους παράγοντες, σημαντικότεροι από τους οποίους είναι (Τσελέντης, 1997):

- Η ορυκτολογική σύσταση του
- Το πορώδες του και το είδος των ρευστών που περιέχει
- Ο βαθμός και ο τρόπος ρηγμάτωσής του
- Το βάθος στο οποίο βρίσκεται

Πιο συγκεκριμένα οι ταχύτητες διάδοσης των εγκάρσιων και διαμηκών σεισμικών κυμάτων αυξάνονται όσο μειώνεται το πορώδες του σχηματισμού. Επίσης, η ταχύτητα V_p αυξάνεται στην περίπτωση κορεσμού των πόρων (σε ρευστό) του σχηματισμού, ιδιαίτερα στην περίπτωση που οι πόροι έχουν τη μορφή ρωγμών και όχι οπών. Αντίθετα, η ταχύτητα των εγκάρσιων κυμάτων δεν επηρεάζεται από τον κορεσμό. Σημαντική επίσης είναι η επίδραση του βάθους του γεωλογικού σχηματισμού διότι συνεπάγεται αύξηση της πίεσης (λόγω των υπερκείμενων σχηματισμών) ελάττωση του πορώδους και κατά συνέπεια αύξηση των ταχυτήτων των σεισμικών κυμάτων.

Οι ταχύτητες διάδοσης των σεισμικών κυμάτων σχετίζονται άμεσα και με τις ελαστικές σταθερές των γεωλογικών σχηματισμών (Τσελέντης, 1997). Ο λόγος του Poisson (και κατά συνέπεια ο λόγος V_p/V_s που υπολογίζεται κατά την τομογραφική αντιστροφή) σχετίζεται με τη λιθολογία και τις ιδιότητες των γεωλογικών σχηματισμών, και αυξάνεται καθώς μειώνεται η συμπιεστότητα του σχηματισμού και μειώνεται καθώς αυξάνεται το ιξώδες του ρευστού με το οποίο είναι πληρωμένο το πορώδες του. Ο λόγος του Poisson αποτελεί σημαντικό παράγοντα για το διαχωρισμό διαφορετικών γεωλογικών σχηματισμών καθώς και για την εκτίμηση του είδους του ρευστού (υγρό ή αέριο) που περιέχεται στο πορώδες διότι η ύπαρξη αερίου οδηγεί σε σημαντική μείωση της τιμής του (Τσελέντης, 1997; Domenico, 1984; Gregory, 1976; Nur και Simmonds, 1969; Tahtam και Stoffa, 1976, Tahtam, 1982).

Η γνώση της κατανομής των ταχυτήτων εκτός από τις πληροφορίες για το χαρακτηρισμό των γεωλογικών σχηματισμών μπορεί να οδηγήσει και στην εξαγωγή χρήσιμων συμπερασμάτων για την τεκτονική της περιοχής μελέτης. Οι ασυνέχειες που παρατηρούνται στις ταχύτητες αποτελούν στοιχεία που μπορούν να χαρακτηρίσουν το γεωτεκτονικό καθεστώς της περιοχής μελέτης. Αν ληφθούν υπόψη οι πληροφορίες από γεωτεκτονικές μελέτες (οι οποίες όμως περιορίζονται σε βάθη κοντά στην επιφάνεια) και η κατανομή των υποκέντρων των σεισμών που προκύπτουν από την τομογραφική

αντιστροφή, τότε υπάρχει ένας σημαντικός αριθμός δεδομένων για την πλήρη διερεύνηση του τεκτονικού καθεστώτος.

Από τα παραπάνω γίνεται κατανοητό ότι η λεπτομερής τρισδιάστατη απεικόνιση των ταχυτήτων διάδοσης των σεισμικών κυμάτων μπορούν να οδηγήσουν στην περιγραφή του τμήματος του φλοιού της γης που μελετάται.

4.3 Γεωλογική και τεκτονική ερμηνεία των αποτελεσμάτων της παθητικής τομογραφικής διερεύνησης της Ηπείρου

Η ερμηνεία των αποτελεσμάτων της παθητικής τομογραφίας στην Ήπειρο χωρίζεται σε δύο στάδια που περιγράφονται στις επόμενες δύο παραγράφους. Στο πρώτο στάδιο γίνεται η ερμηνεία της τρισδιάστατης δομής των ταχυτήτων και στο δεύτερο χρησιμοποιείται η κατανομή των υποκέντρων και των αντίστοιχων μηχανισμών γένεσης, που επαναπροσδιορίστηκαν κατά την τομογραφική αντιστροφή, ώστε να γίνει μία λεπτομερής περιγραφή του γεωτεκτονικού καθεστώτος στην περιοχή.

4.3.1 Ερμηνεία της τρισδιάστατης απεικόνισης των ταχυτήτων διάδοσης των σεισμικών κυμάτων και του λόγου V_p/V_s

Οι τομές των αποτελεσμάτων της τομογραφίας σε βάθος και κατά μήκος της περιοχής μελέτης αποτελούν τη βάση για την απόδοση των γεωτεκτονικών χαρακτηριστικών της. Οι μεταβολές των ταχυτήτων στα επιφανειακά στρώματα, μπορούν να συσχετιστούν με τα υπάρχοντα γεωλογικά δεδομένα και να αποτελέσουν ένα επιπλέον αποδεικτικό στοιχείο για την ορθότητα των αποτελεσμάτων σε βαθύτερα στρώματα.

Το μειονέκτημα στην ερμηνεία αυτών των στρωμάτων είναι η περιορισμένη διακριτική ικανότητα κατά τον υπολογισμό των ταχυτήτων, λόγω της διαδρομής των σεισμικών ακτίνων, οι οποίες σε αυτά τα βάθη κινούνται σε υποκάθετες διευθύνσεις με αποτέλεσμα να αντιπροσωπεύουν κυρίως τις περιοχές κοντά στους σταθμούς καταγραφής. Παρά το γεγονός αυτό και λαμβάνοντας υπόψη την καλή γεωμετρία και πυκνότητα του σεισμολογικού δικτύου, παρατηρείται σωστή αναπαράσταση των δομών της περιοχής σε σύγκριση με λεπτομερείς γεωτεκτονικούς χάρτες (E.I.G. & I.F.P, 1966, I.G.M.E, 1989), με δεδομένη κάποια διαφοροποίηση που μπορεί να οφείλεται και στη διαφορά βάθους.

Στις τομές σε βάθος 0 και 1 km (Σχ. 17 και 18) καθώς και στις κάθετες τομές παρατηρείται μία εναλλαγή των χαμηλών –υψηλών ταχυτήτων που αντιστοιχεί σε ένα σύστημα συγκλίνων και αντικλίνων αντίστοιχα με διεύθυνση ΒΔ-ΝΑ. Οι περιοχές που αντιστοιχούν σε σύγκλινα έχουν πληρωθεί κυρίως με μαργαϊκά και ψαμμικά πετρώματα καθώς και με αποθέσεις αδιαίρετου φλύσχη της Ιονίου ζώνης και χαρακτηρίζονται από χαμηλές ταχύτητες (4.5 – 5.0 km/sec). Οι θέσεις που αντιπροσωπεύουν αντίκλινα δομούνται από ασβεστόλιθούς του Παντοκράτορα, της Βίγλας και της Ιονίου ζώνης, τα οποία αντιστοιχούν σε υψηλότερες ταχύτητες (5.1 – 5.8 km/sec). Τέλος, εντοπίζονται σε όλη την περιοχή μελέτης θέσεις όπου εμφανίζονται Ηωκαινικός ασβεστόλιθος και αποθέσεις φλύσχη.

Πρέπει να σημειωθεί ότι ο λόγος V_p/V_s παρουσιάζει ιδιαίτερα υψηλές τιμές σε βάθος 0 km (Σχ. 17) και άνω (≥ 1.85). Το γεγονός αυτό οφείλεται στους εξής λόγους: α) Στο υψηλό πορώδες των γεωλογικών σχηματισμών που συνήθως είναι κορεσμένοι β) Στην καρστικότητα των ασβεστολίθων και γ) Στο γεγονός ότι, η καθετότητα των σεισμικών ακτίνων στα επιφανειακά στρώματα και η ποιότητα - ποσότητα των δεδομένων που αφορούν στην ταχύτητα των εγκάρσιων σεισμικών κυμάτων καθιστούν περιορισμένη την δυνατότητα ακριβή προσδιορισμού του λόγου V_p/V_s .

Πιο συγκεκριμένα πολύ χαρακτηριστική είναι η δομή χαμηλών ταχυτήτων που αντιστοιχεί στο σύγκλινο της Βοτσαράς, με διεύθυνση ΒΒΔ – ΝΝΑ, μεταξύ των σταθμών POL στα νότια και ZVR στα βόρεια. Οι ταχύτητες που παρατηρούνται στη θέση αυτή και για βάθη 0 και 1 km περιγράφουν ικανοποιητικά την ύπαρξη μαργαϊκών-ψαμμικών αποθέσεων φλύσχη. Το βάθος των αποθέσεων δικαιολογείται και από γεωλογικά στοιχεία, στα οποία το πάχος των φλυσχικών αποθέσεων μπορεί να ξεπερνά τα 2km σε πτυχωμένες περιοχές (Κατσικάτσος, 1992; Μουντράκης, 1985). Οι ταχύτητες που παρατηρούνται στην περιοχή, εμφανώς οριοθετούν την έκταση και τη θέση του συγκλίνου της Βοτσαράς αν και μπορούν να θεωρηθούν υψηλές σε σχέση με τις τυπικές τιμές των ταχυτήτων (στην επιφάνεια) των αποθέσεων. Αυτό μπορεί να δικαιολογηθεί τόσο από τη σύσταση και τη συνεκτικότητα του φλύσχη καθώς και από το γεγονός ότι οι τιμές αυτές πιθανόν να επηρεάζονται από τους γειτονικούς σχηματισμούς που χαρακτηρίζονται από υψηλότερες ταχύτητες.

Στο ανατολικό τμήμα της περιοχής μελέτης διακρίνεται μία δομή υψηλών ταχυτήτων (5.4 – 5.7 km/sec), η οποία αντιστοιχεί στο μεγα-αντίκλινο του Μιτσικελίου. Η δομή

αυτή διακόπτεται από κανονικά εγκάρσια ρήγματα (Σεισμοτεκτονικός χάρτης Ι.Γ.Μ.Ε, 1989). Το τελευταίο γίνεται εμφανές στην περιοχή μεταξύ των σταθμών MAR, KVL, MAZ, AMM, όπου μεταξύ των ασβεστολίθων (υψηλές ταχύτητες) παρεμβάλλονται αποθέσεις του φλύσχη (χαμηλές ταχύτητες).

Στην περιοχή της λίμνης των Ιωαννίνων η ύπαρξη τεταρτογενών υλικών και αποθέσεων φλύσχη περιγράφεται από τις χαμηλές ταχύτητες που παρατηρούνται στην περιοχή (4.5 – 5.0 km/sec). Επίσης η κατά τόπους εμφάνιση Τριαδικών λατυποπαγών στην επιφάνεια (στα νοτιοανατολικά του σταθμού PED) σε συνδυασμό με την ύπαρξη μικρολατυποπαγών ασβεστολίθων της Βίγλας, περιγράφεται ικανοποιητικά από τις παρατηρούμενες ταχύτητες αν και μπορούν να θεωρηθούν χαμηλότερες από τις αναμενόμενες. Οι χαμηλές τιμές του λόγου V_p/V_s (1.70-1.75) στην περιοχή της λίμνης, επιβεβαιώνουν την διεύθυνση του εβαπορίτη σε βάθος 1km. Το γεγονός αυτό είναι ιδιαίτερα εμφανές στη δεύτερη εγκάρσια τομή τόσο της ταχύτητας V_p όσο και του λόγου V_p/V_s

Στο νότιο τμήμα της περιοχής η εναλλαγή χαμηλών – υψηλών ταχυτήτων συσχετίζεται με το σύστημα συγκλίνων – αντικλίνων που προαναφέρθηκε. Ξεκινώντας την περιγραφή από τα ανατολικά παρατηρούνται διαδοχικά το σύγκλινο στην περιοχή ΚΡΑ (τμήμα συγκλίνου Ηπείρου – Ακαρνανίας), το αντίκλινο του Μπισικελίου (μεταξύ των θέσεων ΚΡΑ – ΜΖΚ), ένα σύγκλινο στην περιοχή ΜΖΚ, τις αντικλινικές δομές Αετοράχης – Τόμαρου, το σύγκλινο του Βοτσαρά και το βόρειο τμήμα του αντικλίνου της Παραμυθιάς, το οποίο εξελίσσεται προς βορρά στην αντικλινική δομή της Μουργκάνας (Γεωλογικός χάρτης Ηπείρου, Ε.Ι.Γ, Ι.Φ.Ρ, 1966).

Στο βόρειο τμήμα της περιοχής οι χαμηλές ταχύτητες που παρατηρούνται κατά τόπους (μεταξύ των θέσεων ZVR, KER, LMN, PKL) συσχετίζονται με την επιφανειακή εμφάνιση του Τριαδικού (γύψος και συνεκτικά λατυποπαγή), το οποίο έχει ανέλθει διαπυρικά. Οι υψηλές ταχύτητες που εμφανίζονται μεταξύ των σταθμών RIA, PKL, KER, PSK, POG αντιπροσωπεύουν την επιφανειακή εμφάνιση των ασβεστολίθων της Ιονίου ζώνης που οφείλεται στο ανάστροφο ρήγμα του Κασιδιάρη. Στα Βορειοδυτικά, οι υψηλές ταχύτητες μεταξύ των σταθμών DRY, ORK, MOL, BUR αντιστοιχούν σε ασβεστολίθους, ενώ οι χαμηλές ταχύτητες στις θέσεις MNS, PAP, BUR, MOL αντιπροσωπεύουν τα ιζήματα που δομούν την κοιλάδα του Αώου – Βοϊδομάτη αλλά και τις κατά τόπους εμφανίσεις του φλύσχη της ζώνης της Πίνδου.

Σε βάθος 2 km η εικόνα διαφοροποιείται (Σχ. 18) και οι ταχύτητες που εμφανίζονται σε μεγαλύτερο ποσοστό είναι αυτές που αντιπροσωπεύουν τους ασβεστόλιθους του

Παντοκράτορα (5.5 – 5.9 km/sec). Οι χαμηλές ταχύτητες στο σύγκλινο της Βοτσαράς υποδηλώνουν την ύπαρξη του φλύσχη και όπως απεικονίζεται στις εγκάρσιες τομές, είναι και το μέγιστο βάθος του. Τέλος, η κατά τόπους εμφάνιση του Τριαδικού που αναφέρθηκε, στα υπερκείμενα στρώματα, σε βάθος 2km παρατηρείται σε μεγάλη έκταση. Ιδιαίτερα εμφανής είναι η διείσδυση των εβαποριτών του Τριαδικού ανάμεσα στους ασβεστόλιθους στην περιοχή της λεκάνης των Ιωαννίνων και πιο συγκεκριμένα κατά μήκος των αναστροφών ρηγμάτων του Μιτσικελίου και των Κούρεντων – Κασιδιάρη (ταχύτητα 4.9 – 5.3 km/sec, για βάθος 2km και ανάλογα με τη σύσταση τους). Ανάλογες ταχύτητες παρατηρούνται στην περιοχή ZVR, KER, LMN και αντιστοιχούν στους εβαπορίτες οι οποίοι εμφανίζονται και επιφανειακά. Η εκτεταμένη εμφάνιση των εβαποριτών πιστοποιείται και από τις χαμηλές τιμές του λόγου V_p/V_s (Σχ. 6.19) που παρατηρούνται (1.70-1.75)

Σε βάθος 3 km η εικόνα των ταχυτήτων (Σχ.19) είναι σαφώς πιο ευκρινής καθώς αντιπροσωπεύουν οι υψηλότερες τους παλαιότερους ασβεστόλιθους του Παντοκράτορα ενώ οι χαμηλότερες (μέχρι 5.4 km/sec) τις διεισδύσεις των εβαποριτών. Ανάλογη είναι η δομή των ταχυτήτων στα 4 και 5km (Σχ.19-20) όπου στις ίδιες περιοχές συνεχίζεται η εμφάνιση των εβαποριτών με παρόμοιες χαρακτηριστικές ταχύτητες καθώς και των ασβεστολίθων αντίστοιχα ενώ στα 6km παρατηρείται μία μικρή άνοδος στις τιμές που αφορούν στους εβαπορίτες λόγω του βάθους και πιθανόν και της σύστασης τους.(π.χ ο αλίτης χαρακτηρίζεται από χαμηλές ταχύτητες ενώ ο ανυδρίτης ή ο γύψος παρουσιάζουν ταχύτητες συγκρίσιμες με αυτές των ασβεστολίθων).

Σε βάθος 3 – 6km (Σχ.24-25) οι τιμές του λόγου V_p/V_s είναι χαμηλές στις θέσεις που έχουν διεισδύσει εβαπορίτες και υψηλότερες όπου οι ταχύτητες των διαμήκων κυμάτων χαρακτηρίζουν ασβεστόλιθους. Αξιοσημείωτο είναι το γεγονός ότι σε βάθη 5 και 6km, οι τιμές του λόγου V_p/V_s που αντιστοιχούν στους εβαπορίτες παρουσιάζουν κατά τόπους μικρή άνοδο (1.75-1.78), η οποία πιθανόν να οφείλεται στην ενσωμάτωση μέσα στην μάζα των εβαποριτών στρώσεων γεωλογικών σχηματισμών.

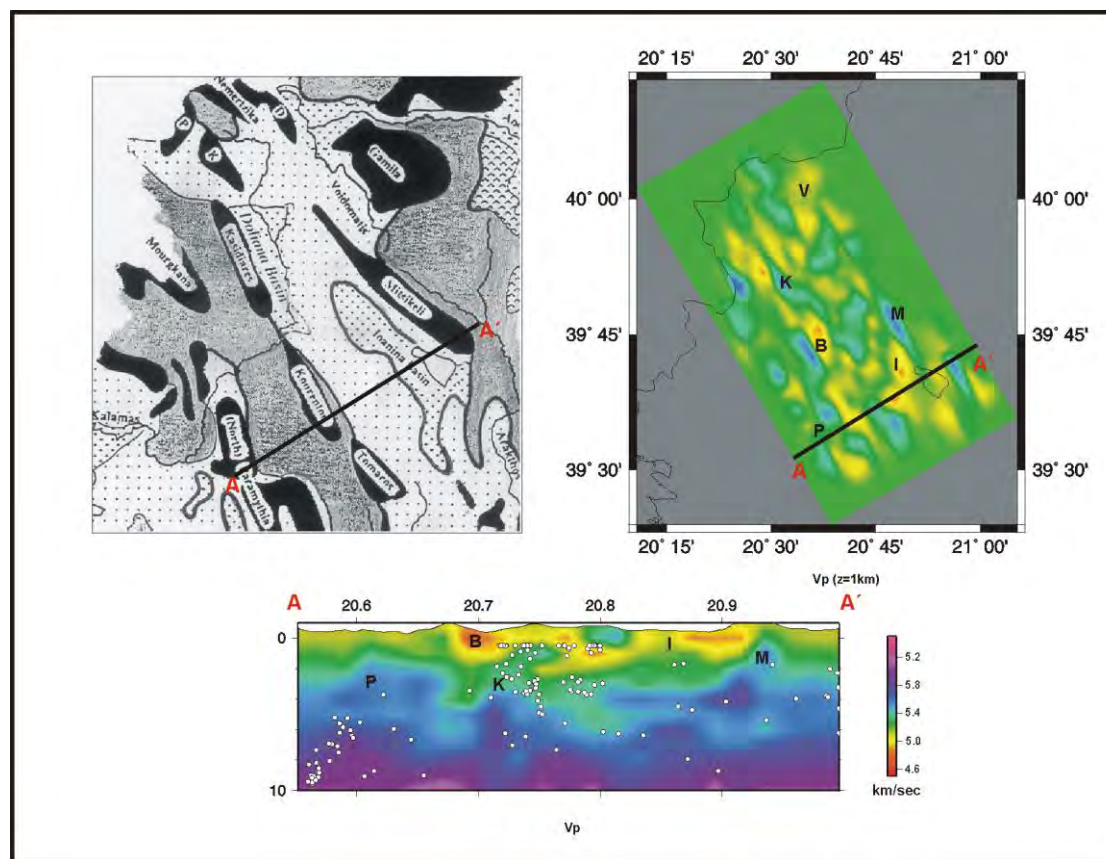
Σε βάθη 7 και 8 km (Σχ.21), στις περιοχές όπου στα υπερκείμενα στρώματα είναι εμφανής η ύπαρξη εβαποριτών, παρατηρούνται χαμηλότερες ταχύτητες σε σχέση με τις ταχύτητες που αντιστοιχούν σε αυτές των ασβεστολίθων ή του υποβάθρου. Για το λόγω αυτό θεωρείται ότι οι ταχύτητες αυτές αντιπροσωπεύουν εβαπορίτες και η υψηλή τιμή τους οφείλεται στο βάθος ή στη σύστασή τους. Ανάλογα είναι τα αποτελέσματα της τομογραφικής διερεύνησης σε βάθη 9 και 10 km (Σχ.22), όπου

από τις υψηλές ταχύτητες του υποβάθρου και των Τριαδικών ασβεστολίθων διαφοροποιούνται κάποιες περιοχές χαμηλότερων ταχυτήτων που υποδηλώνουν την ύπαρξη των εβαποριτών.

Στα αντίστοιχα βάθη ο λόγος V_p/V_s (Σχ.26-27) παρέχει μία ευκρινέστερη εικόνα για την ύπαρξη των εβαποριτών παρουσιάζοντας υψηλότερες τιμές στα περιβάλλοντα πετρώματα που αντιστοιχούν σε ασβεστόλιθους ή υπόβαθρο.

Σύμφωνα με όσα προαναφέρθηκαν, προκύπτει ότι οι εβαπορίτες και οι ασβεστόλιθοι έχουν πάχη που μπορούν να ξεπερνούν και τα 10 km. Τα πάχη αυτά έρχονται σε αντίθεση με αντίστοιχα που αναφέρονται συχνά στη βιβλιογραφία (Κατσικάτσος, 1992; Μουντράκης, 1985), θεωρείται όμως ότι προέκυψαν λόγω του καθεστώτος συμπίεσης που έλαβε χώρα στην περιοχή και προκάλεσε πτυχώσεις και ανάστροφα ρήγματα. Αποτέλεσμα αυτού είναι τα πάχη των στρωμάτων στις θέσεις που έχουν πτυχωθεί και επωθηθεί να εμφανίζονται αρκετά μεγαλύτερα από τα αρχικά πάχη απόθεσης. Παρόμοια εικόνα παρουσιάζουν γεωτεκτονικά μοντέλα που έχουν προταθεί για περιοχές βόρεια της περιοχής μελέτης (Velaj et al, 1999; Robertson και Shallo, 2000).

Στο σχήμα 32, παρουσιάζεται ένα απλοποιημένο γεωλογικό μοντέλο της περιοχής (King et al, 1993) καθώς και δύο αντιπροσωπευτικές τομές του τρισδιάστατου μοντέλου ταχυτήτων των διαμήκων σεισμικών κυμάτων (η πρώτη σε βάθος 1km και η δεύτερη εγκάρσια κατά μήκος της γραμμής AA'). Το γεωλογικό μοντέλο συμφωνεί με τις παρατηρήσεις επί των αποτελεσμάτων της σεισμικής τομογραφίας που προηγήθηκαν γεγονός που επιβεβαιώνεται από την αντιστοιχία των κυριότερων γεωτεκτονικών δομών όπως περιγράφεται στο σχήμα 32.



Σχήμα 32. Αντιστοίχιση των κυριότερων γεωλογικών δομών μεταξύ των αποτελεσμάτων της παθητικής τομογραφίας και του γεωλογικού μοντέλου της περιοχής μελέτης. (P:Παραμυθιά, B: Βοτσαράς, K: Κούρεντων-Κασιδιάρης, I: Πεδίο Ιωαννίνων, M: Μιτσικέλι, V: Βοϊδομάτης)

Φάση 5 Μηχανισμοί γένεσης - Σεισμικότητα και γεωτεκτονική της περιοχής μελέτης

5.1 Εισαγωγή

Ένα από τα αποτελέσματα της παθητικής σεισμικής τομογραφίας είναι η βελτιστοποίηση των υποκέντρων των σεισμών, σε σχέση με τον αρχικό προσδιορισμό τους, με μοντέλα 1Δ. Το γεγονός αυτό οφείλεται στο τρισδιάστατο μοντέλο ταχυτήτων των σεισμικών κυμάτων που προκύπτει κατά τη διαδικασία αντιστροφής το οποίο περιορίζει τα λάθη των υπολογισμών σε πολύ χαμηλές τιμές (<1km). Με βάση το ίδιο τρισδιάστατο μοντέλο προκύπτουν και τα απαραίτητα στοιχεία για τον υπολογισμό του μηχανισμού γένεσης (αζιμούθιο και γωνία ανάδυσσης), επομένως και στην περίπτωση του μηχανισμού γένεσης, η επίλυση που προκύπτει είναι πολύ ακριβής σε σχέση με την επίλυση με 1-Δ μοντέλο σεισμικών ταχυτήτων. Η ακρίβεια των παραπάνω υπολογισμών συμβάλει στην καλύτερη ερμηνεία των αποτελεσμάτων και στην καλύτερη μελέτη του σεισμοτεκτονικού καθεστώτος.

5.2 Υπολογισμός μηχανισμών γένεσης

Τα απαραίτητα δεδομένα για τον υπολογισμό του μηχανισμού γένεσης ενός σεισμού είναι **οι πρώτες αποκλίσεις**, σε κάθε σταθμό καταγραφής (polarities), το **αζιμούθιο** του σταθμού και **η γωνία ανάδυσσης**. Αρχικά, οι πρώτες αποκλίσεις προκύπτουν από τα σειсмоγράμματα κατά την φάση των μετρήσεων. Τα λάθη τα οποία συνδέονται με αυτές τις μετρήσεις είναι πολύ μικρά εξαιτίας κυρίως της ποιότητας των δεδομένων που χρησιμοποιήθηκαν (ψηφιακά δεδομένα υψηλής ανάλυσης).

Το αζιμούθιο και η γωνία ανάδυσσης υπολογίζονται στη συνέχεια, από το πρόγραμμα προσδιορισμού του υποκέντρου. Τα κυριότερα λάθη στον προσδιορισμό του μηχανισμού γένεσης εισάγονται σε αυτό το βήμα, εξαιτίας της χρήσης μη κατάλληλων μοντέλων 1Δ στην επίλυση. Τόσο το αζιμούθιο όσο κυρίως η γωνία ανάδυσσης μπορεί να διαφέρουν σημαντικά και να οδηγούν την επίλυση σε λάθος εκτιμήσεις του μηχανισμού (Zahradnik et al 2000). Τα συνηθισμένα μοντέλα 1Δ που χρησιμοποιούνται στον προσδιορισμό του υποκέντρου περιέχουν αρκετά συχνά «πλασματικές» αλλαγές στις ταχύτητες εξαιτίας της διαδικασίας με την οποία έχουν προκύψει (ελαχιστοποίηση του RMS). Ειδικά για μικρές επικεντρικές αποστάσεις τα

λάθη στη γωνία ανάδυσσης είναι σημαντικά και επηρεάζουν τον προσδιορισμό του μηχανισμού γένεσης.

Από τα παραπάνω προκύπτει ότι η επίλυση με βάση το αζιμούθιο και τη γωνία ανάδυσσης, που προκύπτουν από τρισδιάστατο μοντέλο ταχυτήτων, υπερέχει σημαντικά της συνηθισμένης διαδικασίας με μοντέλα 1Δ, γιατί δεν υφίστανται οι περιορισμοί που αναφέραμε.

Το πρόγραμμα SIMULPS14 υπολογίζει μετά τη διαδικασία της αντιστροφής και **το αζιμούθιο, γωνία ανάδυσσης που αντιστοιχεί σε κάθε σεισμό, με βάση το τελικό τρισδιάστατο μοντέλο ταχυτήτων που έχει προκύψει**. Στη συνέχεια τα παραπάνω δεδομένα εισάγονται στο πρόγραμμα υπολογισμού του μηχανισμού γένεσης FPFIT, Reasenberg and Orpenheimer 1985, το οποίο υπολογίζει το βέλτιστο μηχανισμό γένεσης που αντιστοιχεί σε μία σειρά από παρατηρήσεις, βασιζόμενο σε μια διαδικασία grid search σε δύο στάδια.

5.3 Διαδικασία Υπολογισμού του μηχανισμού γένεσης– Πρόγραμμα FPFIT

Το πρόγραμμα FPFIT υπολογίζει ένα «βέλτιστο» μηχανισμό γένεσης για τα δεδομένα που του έχουν δοθεί (πολικότητες, αζιμούθιο και γωνία ανάδυσσης). Η επίλυση γίνεται για σεισμική πηγή που αντιστοιχεί σε διπλό ζεύγος δυνάμεων. Η αντιστροφή για τον υπολογισμό του βέλτιστου μηχανισμού γίνεται σε δύο στάδια και επιλέγεται ο μηχανισμός που παρουσιάζει συνολικά τα μικρότερα λάθη, ικανοποιεί δηλαδή στο μέγιστο βαθμό τις πολικότητες που έχουν παρατηρηθεί. Στην διαδικασία ελαχιστοποίησης των λαθών χρησιμοποιούνται δύο συντελεστές βαρύτητας, ο πρώτος βασίζεται στην πραγματική διακύμανση των τιμών των δεδομένων και ο δεύτερος στην θεωρητική ακτινοβολία των P κυμάτων από μια σεισμική πηγή διπλού ζεύγους δυνάμεων (το πρόγραμμα FPFIT χρησιμοποιεί μόνο την πολικότητα των P-κυμάτων, Τσελέντης 1997). Ο δεύτερος συντελεστής δίνει όπως είναι φυσικό, μεγαλύτερη βαρύτητα σε παρατηρήσεις που βρίσκονται κοντά στους λοβούς ακτινοβολίας των P-κυμάτων και μικρότερη σε παρατηρήσεις κοντά στα επίπεδα διάρρηξης.

Εκτός από τον υπολογισμό της μοναδικής «βέλτιστης» λύσης μηχανισμού γένεσης το FPFIT υπολογίζει και εναλλακτικές λύσεις οι οποίες αντιστοιχούν σε «τοπικά» ελάχιστα της συνάρτησης λάθους. Οι λύσεις αυτές, αν υπάρχουν, αντιστοιχούν συνήθως σε μηχανισμούς γένεσης αρκετά διαφορετικούς από την «βέλτιστη» λύση και μπορούν να αξιολογηθούν, αν ληφθούν υπ' όψη τα λάθη στους υπολογισμούς των παρατηρήσεων καθώς και τα τεκτονικά στοιχεία της περιοχής

μελέτης. Για κάθε σεισμό υπολογίζεται ο μηχανισμός γένεσης (διεύθυνση, κλίση και διάνυσμα ολίσθησης) καθώς και η αντίστοιχη διακύμανσή τους. Επιπρόσθετα υπολογίζονται όλοι οι μηχανισμοί γένεσης που εμπεριέχονται στην παραπάνω διακύμανση (P και T άξονες).

Το πρόγραμμα FPFIT δέχεται σαν είσοδο ένα αρχείο, στο οποίο περιέχονται παρατηρήσεις πολλών σεισμών προς αντιστροφή. Τα δεδομένα επεξεργάζονται με την σειρά που είναι τοποθετημένα στο αρχείο εισόδου και ανεξάρτητα από τους επιμέρους δείκτες λάθους για κάθε σεισμό, τελικά προκύπτουν και συνολικοί δείκτες λάθους για όλους τους σεισμούς που περιέχονται στο αρχείο εισόδου. Υπολογίζονται έτσι συνολικοί δείκτες λάθους για κάθε σταθμό παρατήρησης και για κάθε κλάση παρατήρησης (ανάλογα με το συντελεστή βαρύτητας). Από αυτούς τους συνολικούς δείκτες λαθών προκύπτουν και επιπλέον δείκτες που εκφράζουν την επιτυχία της αντιστροφής. Ο αναλυτής έχει έτσι την δυνατότητα να εκτιμήσει την ορθότητα των υπολογισμών και να διορθώσει τους υπολογισμούς π.χ. αντιστρέφοντας την πολικότητα ενός σταθμού ή μεταβάλλοντας τους συντελεστές βαρύτητας των μετρήσεων αν το κρίνει απαραίτητο.

Όπως έχει ήδη αναφερθεί το πρόγραμμα FPFIT υποθέτει ότι οι παρατηρήσεις έχουν προκύψει από μια σεισμική πηγή διπλού ζεύγους δυνάμεων (double-couple source) και με βάση την υπόθεση αυτή υπολογίζει το «βέλτιστο» μηχανισμό γένεσης. Σε περίπτωση που κάτι τέτοιο δεν ισχύει, χρειάζεται προσοχή στην χρήση του προγράμματος μια και τα αποτελέσματα θα είναι λανθασμένα. Επίσης από λάθη στις παρατηρήσεις που εισάγονται στο πρόγραμμα (π.χ. από ένα σταθμό ο οποίος έχει κάποιο τεχνικό πρόβλημα και παρουσιάζει αντεστραμμένη πολικότητα ή από υπεραπλουστευμένα μοντέλα ταχυτήτων τα οποία δίνουν λανθασμένες γωνίες ανάδυσης §παρ.5.2) προκύπτουν αρκετά συχνά λάθος επιλύσεις μηχανισμών γένεσης.

Για τους παραπάνω λόγους τα δεδομένα που εισάγονται στο πρόγραμμα θα πρέπει να έχουν όσο το δυνατόν καλύτερη ποιότητα (μεγάλος αριθμός σταθμών, ψηφιακές μετρήσεις, λεπτομερές μοντέλο ταχυτήτων κλπ) ώστε να περιοριστεί ο αριθμός των δυνατών λύσεων και να απλουστευθεί η ερμηνεία των αποτελεσμάτων.

5.3.1 Λειτουργία του FPFIT

Για κάθε σεισμό, E^j , το FPFIT συγκρίνει την πολικότητα που έχει παρατηρηθεί στον σταθμό k με αυτή που προκύπτει θεωρητικά για μια σειρά από μοντέλα σεισμικής πηγής M^i . Στη συνέχεια υπολογίζεται για κάθε ένα από τα μοντέλα αυτά η παρακάτω συνάρτηση λάθους $F^{i,j}$

$$F^{i,j} = \frac{\sum_k \left\{ |P_o^{j,k} - P_t^{i,k}| \cdot W_o^{j,k} \cdot W_t^{i,k} \right\}}{\sum_k \left\{ W_o^{j,k} \cdot W_t^{i,k} \right\}} \quad (5.1)$$

οι όροι $P_o^{j,k}$, $P_t^{i,k}$ περιγράφουν την παρατηρηθείσα (observed) και την θεωρητική πολικότητα, αντίστοιχα (0.5 για συμπίεση και -0.5 για εφελκυσμό). Ο όρος $W_o^{j,k}$ είναι η βαρύτητα που έχει δοθεί στις παρατηρήσεις, ενώ ο όρος $W_t^{i,k} = [A(i,k)]^{1/2}$ είναι η τετραγωνική ρίζα του κανονικοποιημένου πλάτους των P-κυμάτων που προκύπτει από την θεωρία, για τον σταθμό k και για το μοντέλο σεισμικής πηγής M^i . Η παραπάνω εξίσωση δίνει μικρότερη βαρύτητα σε παρατηρήσεις κοντά στα επίπεδα διάρρηξης, ώστε να ελαχιστοποιηθεί η αβεβαιότητα που συνήθως υπάρχει σε αυτές τις μετρήσεις (κοντά στο επίπεδο διάρρηξης το πλάτος των P-κυμάτων είναι το μικρότερο).

Το μοντέλο διάρρηξης (μηχανισμός γένεσης) για το οποίο η παραπάνω συνάρτηση έχει την μικρότερη τιμή επιλέγεται από το πρόγραμμα σαν η τελική επίλυση. Στην εξαιρετική περίπτωση που δύο ή περισσότεροι μηχανισμοί έχουν την ίδια τιμή της $F^{i,j}$ τότε εισάγεται ένας επιπλέον όρος, για την επιλογή του βέλτιστου μηχανισμού, ο παρονομαστής της εξίσωσης 5.1 να έχει τη μεγαλύτερη τιμή. Με τον όρο αυτό επιλέγονται σαν ορθές οι λύσεις για τις οποίες οι παρατηρήσεις απέχουν περισσότερο από τα επίπεδα διάρρηξης.

Ο έλεγχος όλων των πιθανών μοντέλων διάρρηξης $[M^i]$ γίνεται σε δύο στάδια. Στο πρώτο στάδιο χρησιμοποιείται ένα μεγάλο βήμα (20°) (coarse grid) για κάθε μια παράμετρο (διεύθυνση, κλίση, διάνυσμα ολίσθησης) και ελέγχονται όλοι οι πιθανοί συνδυασμοί τους. Φυσικά οι υπολογισμοί γίνονται για τιμές της διεύθυνσης από 0° έως 160° ώστε να μην υπολογιστεί η $F^{i,j}$ και για το βοηθητικό επίπεδο. Στο πρώτο στάδιο υπολογίζεται η επίλυση που αντιστοιχεί στην ελάχιστη τιμή της $F^{i,j}$, F_{min} καθώς και οι επιλύσεις που αντιστοιχούν σε σχετικά ελάχιστα της $F^{i,j}$ αν υπάρχουν. Στο δεύτερο στάδιο οι λύσεις που επιλέχθηκαν λαμβάνονται σαν το κέντρο ενός λεπτομερούς κανάβου (fine grid), (βήμα κανάβου, 5° για την διεύθυνση και την κλίση, 10° για το διάνυσμα ολίσθησης). Στο στάδιο αυτό δεν ελέγχονται όλοι οι πιθανοί συνδυασμοί αλλά μόνο τα μοντέλα διάρρηξης που βρίσκονται σε $\pm 45^\circ$ απόσταση για την διεύθυνση και την κλίση και σε $\pm 30^\circ$ για το διάνυσμα ολίσθησης, σε σχέση με την κεντρική τιμή που προέκυψε από το προηγούμενο στάδιο. Το δεύτερο στάδιο είναι και το τελικό των υπολογισμών και από αυτό προκύπτει η τελική λύση ή λύσεις καθώς και τα αντίστοιχα λάθη.

5.4 Μηχανισμοί γένεσης στην περιοχή της Ηπείρου

Η παραπάνω μεθοδολογία εφαρμόστηκε στα δεδομένα που προέκυψαν από τα προηγούμενα στάδια της μελέτης (3 και 4). Από τους 434 σεισμούς που χρησιμοποιήθηκαν στην τομογραφική διερεύνηση της Ηπείρου, επιλέχθηκαν 270, οι οποίοι είχαν περισσότερες από 15 αφίξεις Ρ-κυμάτων (ποσοστό 65% αυτών είχε περισσότερες από 20 αφίξεις) για τον υπολογισμό του μηχανισμού γένεσης.

Όπως αναφέρθηκε χρησιμοποιήθηκε το πρόγραμμα FPFIT και σε ποσοστό 90% των περιπτώσεων προέκυψαν μοναδικές λύσεις. Για τις περιπτώσεις που οι λύσεις ήταν πολλαπλές, επιλέχθηκαν σαν ορθές αυτές με τους καλύτερους δείκτες λαθών όπως αυτοί υπολογίζονται από το FPFIT.

Οι μηχανισμοί γένεσης που υπολογίστηκαν έχουν πολύ μικρά λάθη ($<10^\circ$ για την διεύθυνση, κλίση, διάνυσμα ολίσθησης) και στο τελευταίο στάδιο του προγράμματος θα χρησιμοποιηθούν για τον υπολογισμό των σεισμοτεκτονικών τάσεων στην περιοχής μελέτης. Στον Πίνακα 5.1 παρουσιάζονται τα συνοπτικά αποτελέσματα όπως προέκυψαν από το FPFIT, ενώ στο σχήμα 7.2 απεικονίζεται η κατανομή των μηχανισμών γένεσης στην περιοχή μελέτης καθώς και μία εγκάρσια τομή κατά μήκος της γραμμής AA'.

Πίνακας 5.1 Μηχανισμοί γένεσης που προέκυψαν από την παραπάνω ανάλυση.

Γεωγρ. Μήκος	Γεωγρ. Πλάτος	Βάθος	Διεύθυνση	Κλίση	Διάνυσμα Ολίσθησης	Μέγεθος
20.73983	39.68917	.66	60	70	100	2.09
20.86633	39.7395	8.35	25	70	130	2.48
20.68383	39.75867	15.44	40	25	0	2.48
20.68567	39.75917	15.98	110	30	-160	2.51
20.689	39.75867	16.63	135	80	130	2.54
20.6865	39.75767	16.21	10	20	70	2.22
20.585	39.66233	6.15	170	25	130	1.89
20.74033	39.69383	1.12	50	40	120	1.92
20.6275	39.97817	.48	90	45	90	2.65
20.59633	39.669	6.18	60	80	-100	2.82
20.59017	39.66333	4.18	125	70	0	2.05
20.736	39.6945	.1	55	5	-30	2.32
20.66633	39.95233	2.71	110	55	110	2.75
20.79767	39.66533	.1	20	50	-70	2.35
20.68067	39.79317	18.63	180	5	-20	2.74
20.5205	39.95117	23.45	145	60	-130	2.21
20.7495	39.93616	6.71	155	30	80	2.1
20.47333	40.05333	25.07	155	85	-60	2.56
20.577	39.94316	23.09	125	70	-10	2.41
20.56883	39.96183	24.83	125	65	120	2.42
20.57533	39.95733	20.39	75	70	30	2.25
20.5575	39.95383	23.64	155	50	40	2.94
20.56333	39.95683	24.11	105	65	110	2.73
20.56017	39.966	25	25	70	50	2.34

20.56317	39.9605	24.46	180	50	130	2.25
20.6015	39.66233	6.14	100	30	120	1.92
20.67933	39.785	18.35	105	60	40	2.13
20.70567	39.77917	21.24	40	85	160	1.89
20.6105	39.718	2.91	125	45	70	1.85
20.69217	39.79683	19.55	125	25	130	2.01
20.74267	39.68367	3.37	105	15	40	2.42
20.69067	39.7955	19.92	160	10	140	2.55
20.68967	39.78933	20.67	140	65	-110	2.13
20.68433	39.75583	16.96	65	90	-140	2.16
20.93933	39.73	7.2	25	50	-100	2.18
20.68083	39.74166	21.76	175	50	-140	2.08
20.62483	39.6045	11.34	145	35	80	2.07
20.661	39.82367	1.37	120	25	-10	2.11
20.51283	39.63334	11.81	5	25	-140	2.71
20.78767	39.66533	3.88	110	25	130	2.55
20.583	40.00417	3.19	70	65	60	2.8
20.79417	39.66033	.56	105	80	130	2.43
20.68	39.96733	3.45	180	75	100	2.4
20.4805	39.69183	11.29	135	65	80	2.86
20.46233	39.72683	6.74	160	85	-150	2.36
20.4415	39.71684	8.83	55	65	150	2.3
20.6815	39.72334	16.7	140	70	100	2.35
20.73533	39.69	2.66	75	35	-90	2.44
20.56817	39.58883	13.74	105	60	80	2.01
20.38583	39.79817	7.11	140	65	100	2.23
20.6135	39.74567	19.06	160	45	130	2.37
20.64383	39.98317	4.22	15	65	60	2.42
20.9285	39.67767	.42	20	35	80	2.07
20.86433	39.76917	7.81	75	35	10	2.3
20.38317	39.80684	6.93	45	90	80	2.8
20.90167	39.7365	4.64	130	75	160	2.9
20.73533	39.69217	.62	135	25	-80	2.43
20.89617	39.7415	4.23	140	35	-110	2.92
20.73483	39.69117	.88	125	50	-40	2.13
20.762	39.943	5.01	175	35	-120	2.59
20.76267	39.94667	4.77	20	35	-40	2.28
20.75867	39.94167	6.22	150	60	-110	2.96
20.75733	39.93967	4.82	15	30	-70	2.54
20.73817	39.693	.44	165	10	0	2.2
20.72233	39.6855	.19	80	50	-160	2.19
20.57183	39.5875	12.9	165	80	-160	2.31
20.73067	39.69	3.62	165	50	-60	2.37
20.722	39.684	.1	105	5	-130	2.04
20.873	39.70933	8.3	150	90	70	2.3
20.6405	39.98367	3.37	95	25	20	2.73
20.74017	39.693	.29	20	30	-130	2.16
20.7955	39.66567	.32	80	65	-140	1.99
20.794	39.6675	.1	115	70	-150	2.14
20.7525	39.8025	13.65	105	80	110	2.17
20.739	39.69067	.33	130	55	-50	2.17
20.439	39.71967	7.33	160	25	-40	2.18
20.67867	39.73967	15.69	75	35	100	2.06
20.85167	39.65867	2.15	180	50	-60	2.48
20.75017	39.70417	5.39	135	45	-150	2.06
20.7215	39.68067	6.43	90	15	130	2.06
20.55817	39.5755	17.62	105	80	-150	2.31
20.5695	39.72483	15.34	105	85	30	2.06

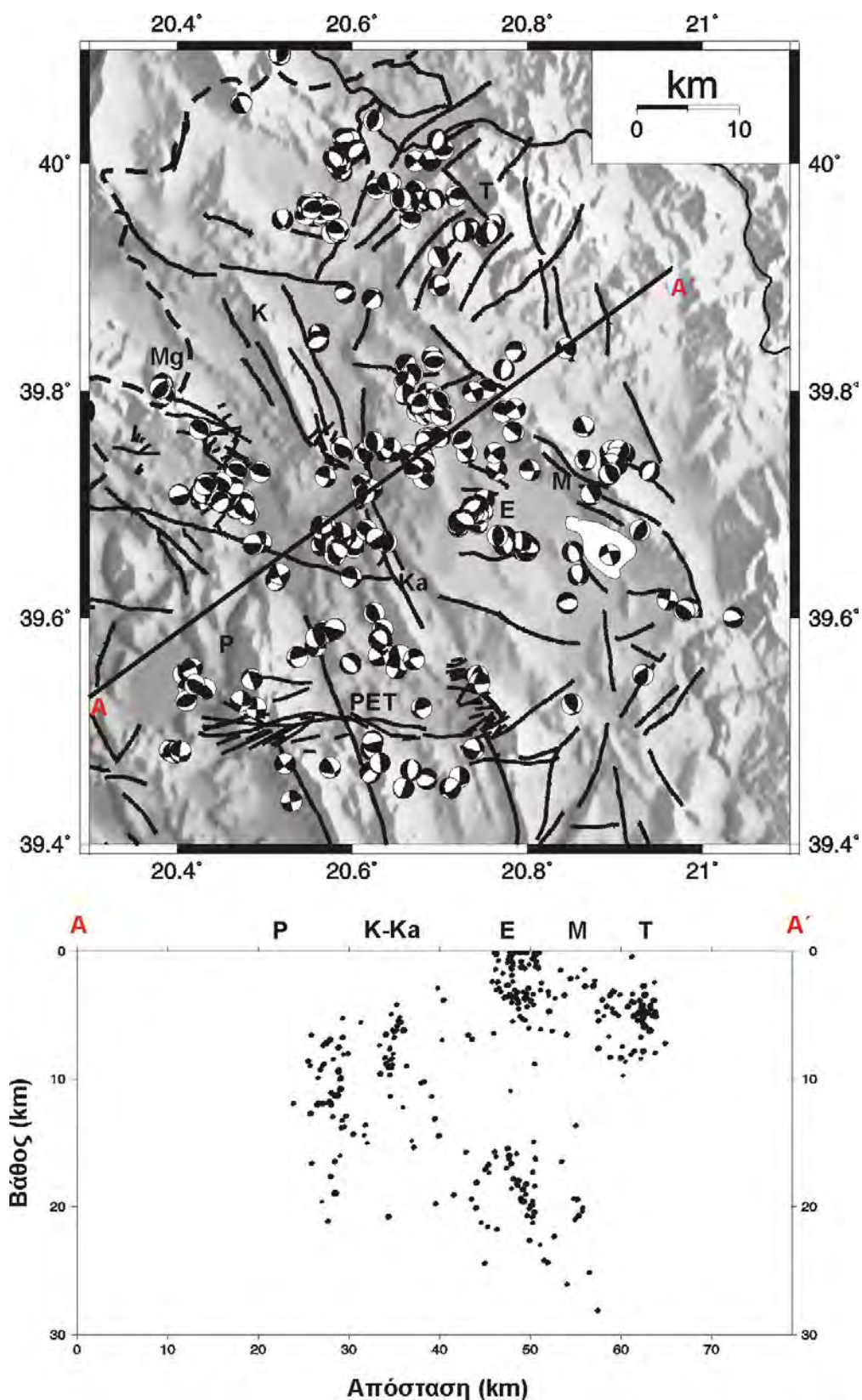
20.60033	39.66917	8.98	150	35	30	2.02
20.73783	39.6905	.36	130	65	-40	2.4
20.58767	39.9935	24.8	65	25	-20	2.56
20.59	40.003	24.3	160	50	140	2.65
20.73783	39.6945	4.01	180	50	-20	2.18
20.741	39.69117	1.42	55	70	80	1.99
20.8455	39.61333	13.17	100	35	-70	2.03
20.639	39.66717	11.37	10	30	90	1.84
20.5875	39.7505	14.44	165	35	140	2.45
20.58717	39.668	5.85	85	30	10	2.33
20.77183	39.782	20.71	100	70	70	2.59
20.68283	39.96967	3.17	70	55	-10	2.83
20.58033	39.5905	14.3	105	90	-100	2.32
20.5985	39.63617	20.76	5	40	170	2.49
20.476	39.704	9.99	135	70	100	2.52
20.6455	39.74717	20.09	40	60	-140	2.38
20.6985	39.89317	2.73	75	80	-40	2.62
20.4275	39.705	8.59	180	70	30	2.31
20.6895	40.00283	3.93	60	10	70	2.36
20.58733	39.6755	5.55	100	50	20	2.27
20.63917	39.7465	19.4	150	65	-130	2.03
20.669	39.81517	18.21	5	20	130	2.57
20.64417	39.74983	18.1	15	70	160	2.54
20.468	39.69683	12.04	140	10	-20	2.25
20.67417	39.7825	17.8	125	45	100	2.43
20.73783	39.7995	3.45	155	85	170	2.43
20.89467	39.74617	7.81	120	75	-180	2.72
20.743	39.54917	14.4	5	45	80	1.81
20.62233	39.7135	3.82	80	80	-30	2.3
20.5745	39.959	23.14	80	55	80	2.74
20.7995	39.65967	1.19	130	45	-110	2.43
20.78267	39.66717	2.91	145	45	-90	2.58
20.61583	39.67767	10.3	115	50	70	2.05
20.8955	39.7475	5.89	120	50	-160	3.16
20.90783	39.742	4.27	170	50	-80	2.41
20.6585	39.44983	6.5	130	10	-160	2.32
20.91083	39.74517	3.86	140	65	-140	2.67
20.78017	39.6665	3.34	165	50	-40	2.23
20.577	39.93933	24.26	150	55	100	2.15
20.54633	39.9555	5.12	70	60	80	2.24
20.58483	39.93983	24.13	20	55	140	2.61
20.84417	39.83783	7.96	140	70	150	2.07
20.5835	39.94267	24.08	85	60	50	2.37
20.73417	39.943	5.05	35	35	-100	2.92
20.59917	40.00834	7.45	15	65	-160	2.62
20.683	39.77967	17.95	160	60	80	2.45
20.5885	40.01017	8.21	110	90	-10	2.69
20.59967	40.0095	7.63	60	60	-120	2.95
20.66	39.80833	18.17	120	40	10	2.11
20.7225	39.683	1.43	5	30	80	1.99
20.59417	40.00733	7.32	45	80	-160	2.36
20.90383	39.74817	4.52	130	10	-180	2.3
20.68317	39.73667	16.06	145	35	110	1.95
20.56517	39.66433	9.59	55	65	-130	2.46
20.899	39.73833	5.26	40	90	10	2.65
20.90267	39.73567	2.72	160	10	-160	2.69
20.57083	39.66667	8.32	100	30	-100	1.84
20.9005	39.74133	3.41	35	90	-40	3.02

20.66533	39.74383	21.54	40	80	20	1.93
20.6135	39.70984	19.75	180	25	80	2.08
20.59633	40.0225	7.35	100	55	-60	2.67
20.58917	40.02234	8.66	110	50	-50	3
20.46	39.72567	10.78	140	70	70	2.9
20.6215	39.484	5.37	145	35	-110	2.57
20.58633	40.00483	7.89	120	85	0	3.08
20.59183	40.01	7.97	120	65	-40	3.12
20.44283	39.705	11.83	60	80	-70	2.01
20.58017	39.6555	6.52	160	35	90	2.47
20.71833	39.97183	5.42	105	70	130	2.26
20.68533	39.78467	19.55	70	30	110	2.42
20.569	39.66767	8.35	180	90	-80	1.95
20.77567	39.66783	3.63	115	45	60	1.99
20.58567	39.99983	7.55	130	65	-30	2.61
20.7945	39.66717	.1	140	20	-80	2.09
20.7485	39.69367	4.5	95	25	50	2.13
20.62367	39.49083	4.82	165	80	180	2.26
20.4675	39.73033	8.02	125	60	110	2.18
20.66067	39.79716	18.57	170	70	60	1.85
20.42667	39.7105	12.7	155	25	-90	2.47
20.7735	39.81917	7.6	30	30	-70	2.76
20.697	39.7915	20.77	30	55	40	1.87
20.69817	39.918	4.74	155	90	90	2.27
20.69167	39.8305	4.7	40	70	40	2.7
20.58667	40.00733	7.89	115	30	-120	2.54
20.7435	39.69933	4.05	145	40	-70	2.4
20.464	39.71517	9.35	120	40	-50	2.23
20.7645	39.73083	24.36	115	80	-160	2.2
20.78383	39.76383	19.42	40	25	-180	2.31
20.54883	39.964	23.21	90	70	70	2.6
20.8955	39.736	4.83	140	85	-160	2.96
20.72167	39.68567	3.03	120	45	-100	2.1
20.58183	40.00017	7.04	95	75	-30	2.21
20.477	39.6995	9.44	150	80	-60	2.33
20.893	39.72683	3.36	80	75	-120	2.07
20.7305	39.74583	19.87	135	70	50	2.16
20.69333	39.78167	19.02	95	75	40	2.11
20.802	39.663	.1	110	45	-90	2.2
20.49483	39.729	13.6	110	65	90	2.12
20.79183	39.66667	.24	5	70	-60	2.15
20.5655	39.67983	9.06	135	75	-50	1.67
20.78683	39.835	4.85	25	45	-150	2.04
20.85833	39.63817	46.95	140	45	-130	2.8
20.73867	39.4845	12.32	105	80	-130	2.03
20.74533	39.543	14.48	90	80	140	2.02
20.56417	39.6775	8.7	95	75	-60	1.74
20.5695	39.68083	9.1	175	80	-180	2.03
20.56467	39.68117	9.1	90	65	10	2.05
20.723	39.6865	2.44	120	55	-80	2.1
20.694	39.82617	3.16	85	45	90	2.13
20.5655	39.67883	8.99	85	50	-10	1.68
20.743	39.69233	.1	130	55	-60	2.19
20.7265	39.94067	4.33	165	20	-110	2.54
20.73883	39.69367	3.65	85	60	-180	1.97
20.6935	39.969	3.4	160	50	-80	2.05
20.72433	39.6865	.74	155	45	-80	1.95
20.89433	39.72783	3.99	155	65	100	2.27

20.932	39.55	4.52	5	50	50	2.29
20.732	39.69183	2.67	5	15	-50	2
20.78567	39.78483	25.12	55	90	20	2.11
20.592	39.88667	10.93	55	50	-120	1.76
20.45083	39.71933	11.07	160	40	120	2.21
20.72233	39.45933	16.59	100	30	-170	2.46
20.40267	39.70883	11.91	75	80	-100	2.18
20.80283	39.73067	19.36	90	85	30	1.9
20.496	39.667	18.92	115	85	30	2.95
20.487	39.66516	21.12	20	25	20	2.06
20.62617	39.67017	10.22	165	20	-160	2.15
20.62433	39.75533	15.71	160	30	80	2.04
20.69983	39.76	17.94	60	90	60	2.03
20.70383	40.01283	5.82	80	40	80	2.21
20.451	39.70233	11.92	10	35	-140	2.48
20.65517	39.56733	8.89	160	80	-130	2.15
20.6205	39.46333	5.3	20	30	-120	3.06
20.73667	39.69817	.9	55	50	-90	2.05
20.96017	39.61617	4.29	105	90	10	2.4
20.53733	39.5655	16.59	75	85	120	2.03
20.89417	39.656	28.11	160	90	160	2.16
20.6745	39.789	15.84	180	40	130	1.89
20.51733	40.09617	29.69	175	65	60	2.61
20.51667	39.639	11.27	160	85	-160	2.4
20.7015	39.7785	22.61	120	75	90	2.28
20.77417	39.67216	.1	120	15	-80	1.92
20.72517	39.758	16.19	65	60	100	1.86
20.68	39.78983	19.33	115	80	60	2.24
20.6725	39.97683	5.97	80	75	50	2.4
20.57867	40.00583	4.2	160	55	-60	2.19
20.66417	39.96533	5.43	140	25	-100	2.33
20.66233	39.96917	4.65	170	15	-70	2.05
20.43483	39.719	9.27	55	25	-180	2.13
20.56183	39.85067	6.88	145	30	-100	2.29
20.672	40.00267	6.36	45	80	10	2.43
20.63483	39.59	9.68	140	35	100	2.02
20.55867	39.58283	16.44	160	80	80	2.41
20.76283	39.74567	22.32	135	70	160	2.24
20.98333	39.609	2.51	140	60	-30	2.57
20.77133	39.66817	1.23	60	85	-150	2.36
20.6865	39.79883	20.11	170	80	150	2.14
20.5835	39.66117	4.93	150	55	-60	1.9
20.77417	39.6645	.81	160	70	-100	2.36
20.85083	39.524	14.64	5	45	130	2.42
21.03567	39.60083	5.22	75	60	-120	2.84
20.695	39.7925	20.79	155	60	110	2.1
20.69867	39.79183	20.42	145	70	90	2.55
20.426	39.767	7.53	120	65	80	2.54
20.561	39.844	6.56	60	40	-100	2.32
20.71167	39.4495	5.81	170	45	-150	2.3
20.43117	39.718	12.01	135	75	120	2.55
20.62317	39.88183	6.02	45	90	60	2.03
20.7275	39.687	3.17	120	60	-80	1.97
20.60533	40.01217	5.97	40	50	-100	2.21
20.65517	39.969	6.17	150	30	60	2.12
20.69767	40.02117	4.21	10	40	-100	2.51
20.766	39.6725	.1	180	50	90	2.2
20.55317	39.961	2.2	100	60	120	2.27

20.38033	39.80267	7.21	35	30	80	2.67
20.67067	39.73183	17.06	70	45	50	2.35
20.62433	40.03817	6.56	25	55	100	2.21
20.674	39.79	18.17	100	65	140	2.41
20.97917	39.60667	2.61	140	25	100	2.51
20.68533	39.45783	28.66	65	35	-120	1.94
20.39167	39.4835	.61	65	90	-130	2.37
20.52333	39.47133	3.88	140	75	-170	2.4
20.66717	39.46567	21.57	20	35	-70	2.35
20.48967	39.52083	6.67	95	75	10	3.05
20.40717	39.5505	8.99	150	55	90	2.67
20.39617	39.48083	2.94	65	75	-30	2.66
20.48533	39.546	11.64	160	85	120	1.85
20.4725	39.52683	12.58	110	60	-160	1.92
20.63117	39.472	7.93	125	10	-140	2.36
20.413	39.53833	6.18	100	70	30	2.77
20.5745	39.46783	1.13	85	45	30	2.67
20.62367	39.49117	6.35	80	75	-100	2.28
20.404	39.48233	18.77	90	50	-10	2.39
20.43233	39.53733	3.05	145	25	100	2.43
20.41667	39.55583	4.5	65	90	40	2.08
20.41083	39.52717	12.3	70	45	90	2.28
20.53067	39.43817	7.4	80	85	170	2.44
20.42017	39.54133	6.06	145	40	120	2.41
20.598	39.55983	23.58	135	30	-90	2.32
20.67917	39.52067	8.96	170	40	10	1.85
20.63767	39.57117	9.66	35	55	-110	1.27
20.63033	39.567	10.98	60	70	-160	1.47
20.65017	39.55517	7	20	70	-170	1.81
20.6705	39.5635	13.06	150	60	-20	1.78
20.63067	39.581	12.42	20	65	-110	1.86
20.63317	39.5805	9.35	10	40	-30	1.85

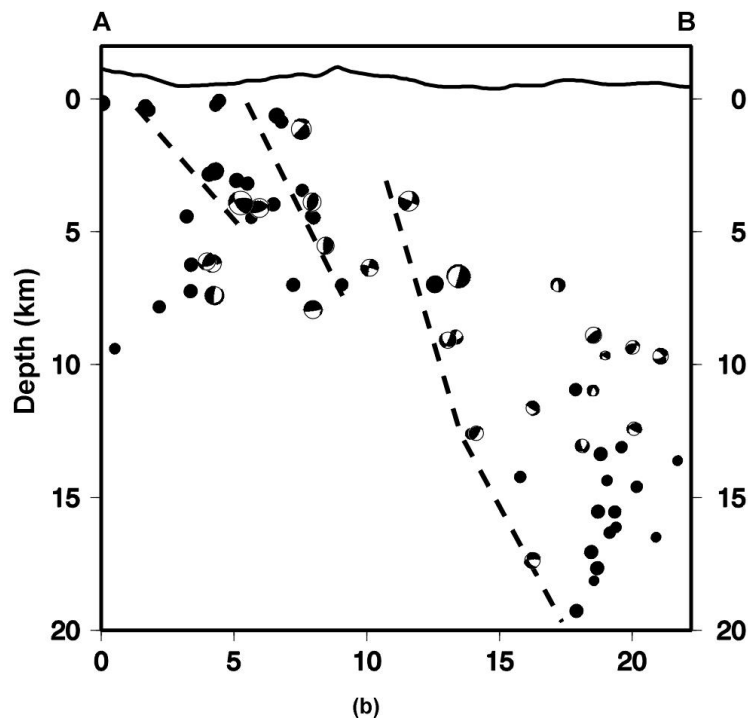
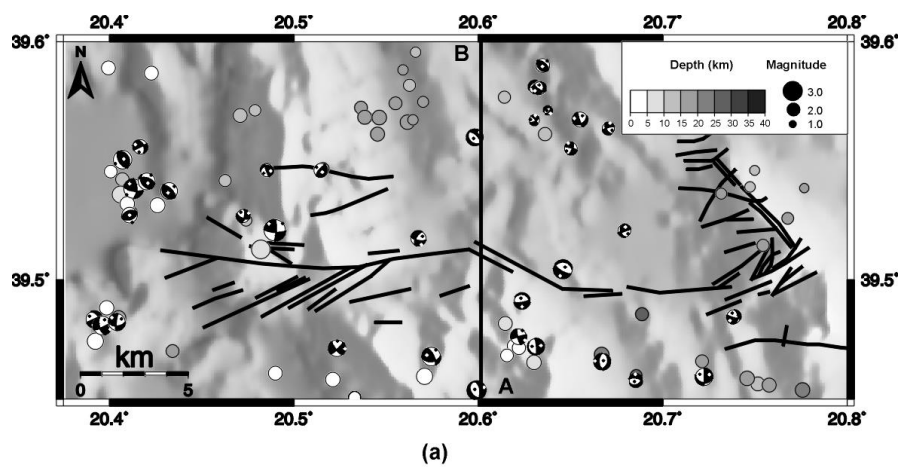
Οι τομές αυτές μπορούν να συσχετιστούν με τις κυριότερες γεωλογικές δομές όπως αυτές περιγράφονται σε άλλες μελέτες στην περιοχή της νοτιοδυτικής Ελλάδας (Hatzfeld et al, 1995; King et al, 1993). Το πλεονέκτημα της μεγαλύτερης ακρίβειας των αποτελεσμάτων της παρούσας μελέτης σύμφωνα με όσα προαναφέρθηκαν, προσφέρει έναν επιπλέον εργαλείο ελέγχου των γεωλογικών μοντέλων. Οι δομές που έχουν περιγραφεί στην προηγούμενη παράγραφο σύμφωνα με το τρισδιάστατο μοντέλο ταχυτήτων V_p και του λόγου V_p/V_s ταυτίζονται με αυτές που περιγράφονται από τα σεισμολογικά δεδομένα (Σχ.1)



Σχήμα 1. Απεικόνιση των μηχανισμών γένεσης και των υποκέντρων των σεισμών όπως προκύπτουν από την τομογραφική αντιστροφή. (P: Παραμυθιά, K-Ka: Κούρεντων – Κασιδιάρης, M: Μπισκέλι, T: Τύμφη, Mg: Μουργκάνα, PET: Πετούσι, E: Εβαπορίτες)

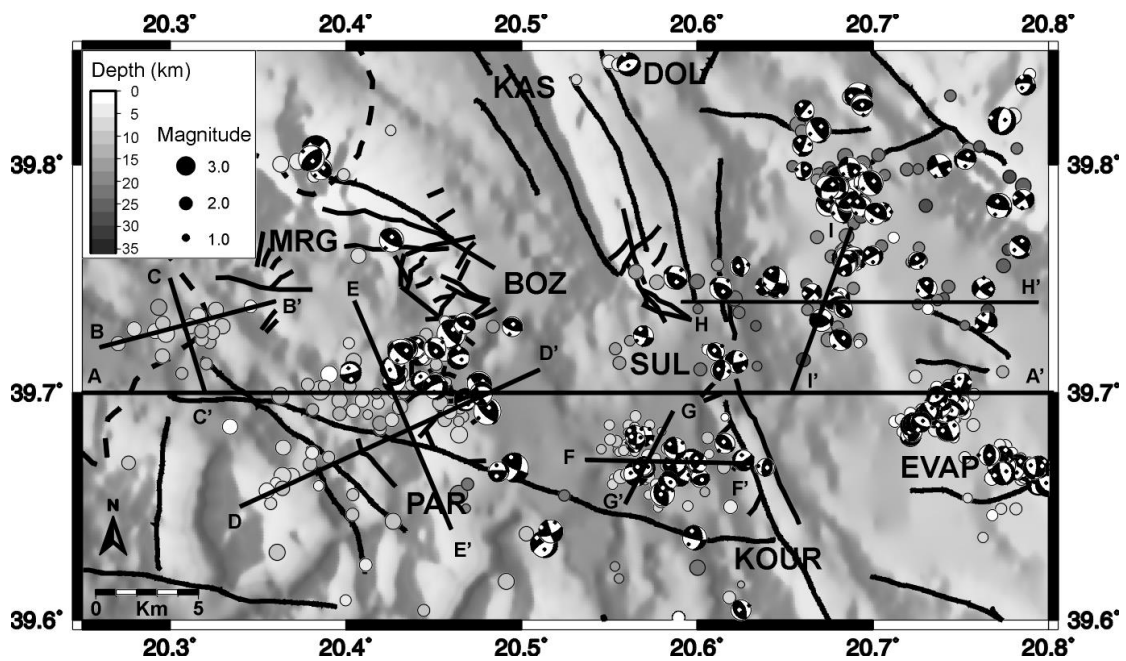
Αυτό που εύκολα μπορεί να διαπιστωθεί από την παρατήρηση των μηχανισμών γένεσης είναι η πολυπλοκότητα του τεκτονικού καθεστώτος στην περιοχή μελέτης. Σημαντικό είναι το γεγονός της ύπαρξης μηχανισμών γένεσης που συμφωνούν με ανάστροφα ρήγματα κυρίως σε μεγαλύτερα βάθη (15-30 km) ενώ οι δομές με μικρότερα βάθη παρουσιάζουν κανονικό έως οριζόντιο χαρακτήρα.

Πιο συγκεκριμένα στην περιοχή Πετούσι (PET) παρατηρούνται μηχανισμοί γένεσης πλαγιοκανονικού χαρακτήρα. Οι μηχανισμοί αυτοί συσχετίζονται με το πλαγιοκανονικό ρήγμα του Πετουσίου ή της Αγίας Κυριακής (Hatzfeld et al, 1995; King et al, 1993, Boccaletti et al., 1997). Επιπλέον παρατηρείται μία μεταβολή από τα δυτικά προς τα ανατολικά, του χαρακτήρα διάρρηξης από καθαρά οριζόντιο σε κανονικό ή πλαγιοκανονικό (Σχ.2).

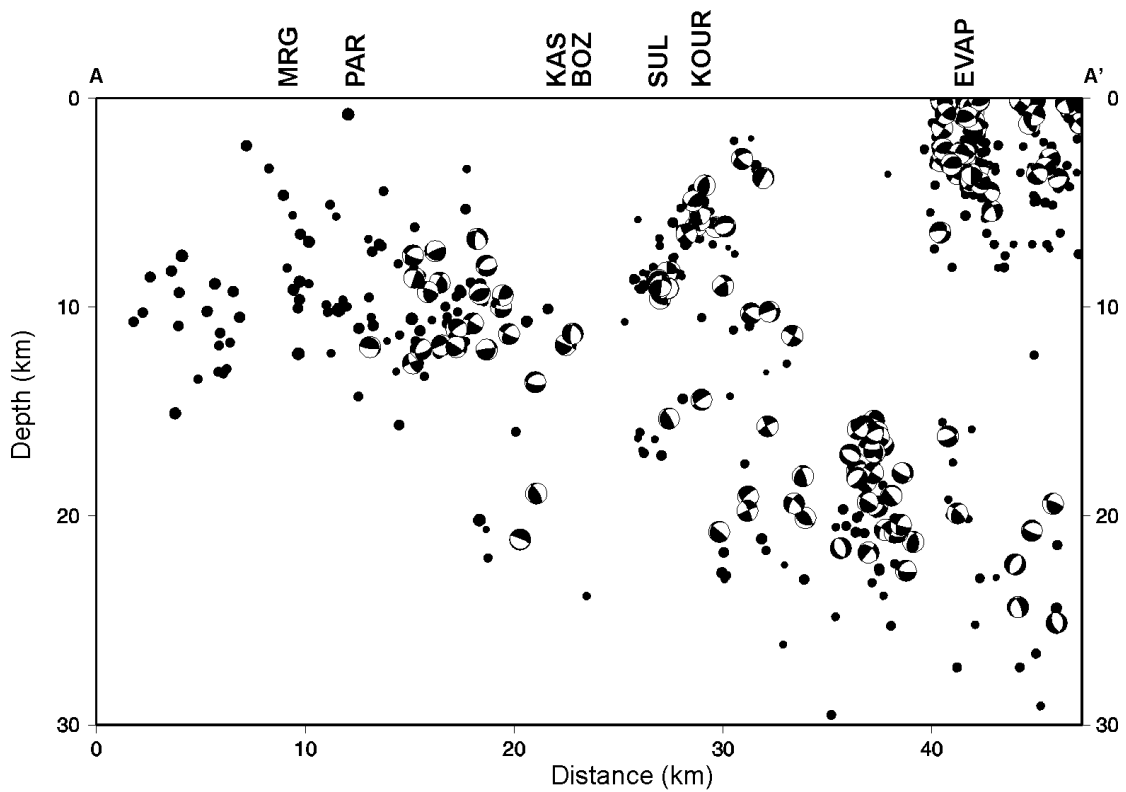


Σχήμα 2 α) Σεισμικότητα και μηχανισμοί γένεσης στην περιοχή του ρήγματος της Αγίας Κυριακής β) κάθετη τομή ΑΑ''

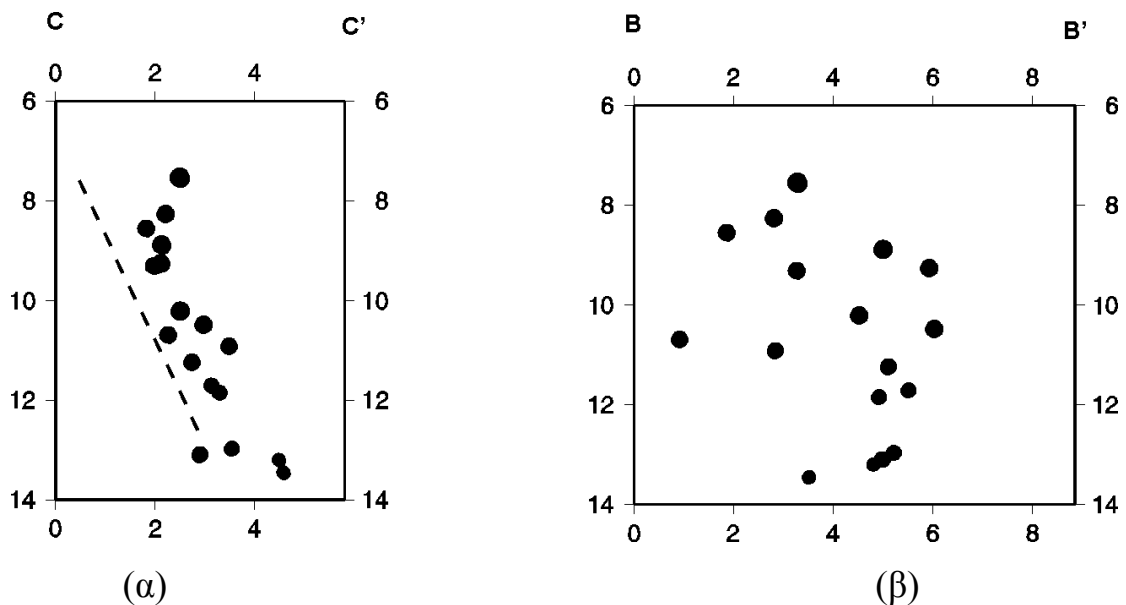
Βορειότερα μεταξύ των περιοχών Παραμυθιά, Μουργκάνα και Κούρεντων -Κασιδιάρη παρατηρείται μία έντονη σεισμική δραστηριότητα. Οι συμπιεστικοί μηχανισμοί γένεσης συγκεντρώνονται κατά μήκος του ανάστροφου ρήγματος των Κούρεντων και της Μουργκάνας. Σημαντικός αριθμός πλαγιοκανονικών και οριζόντιων μηχανισμών γένεσης παρατηρούνται σε δύο συμπλέγματα, το πρώτο νότια του αντικλίνου της Μουργκάνας και το δεύτερο στην περιοχή Σουλόπουλο, όπου παρατηρείται μετατόπιση των ανάστροφων ρηγμάτων Κούρεντων και Κασιδιάρη. Το γεγονός αυτό συμφωνεί με τις προηγούμενες μελέτες που έχουν γίνει στην περιοχή (Hatzfeld et al, 1995; King et al, 1993, I.F.P, 1966) και οι οποίες προτείνουν την ύπαρξη μικρών κανονικών και πλαγιοκανονικών ρημάτων καθώς και το οριζόντιο ρήγμα του Σουλόπουλου (Souloroulo offset). Σε αντίθεση με τις διαπιστώσεις του King και των συνεργατών του (1993) δεν παρατηρήθηκαν σεισμικά γεγονότα που να συνδέονται με τη δραστηριότητα του ανάστροφου ρήγματος του Κασιδιάρη. Στην παραπάνω μελέτη το ρήγμα αυτό θεωρείται να παρουσιάζει έντονη δραστηριότητα (Σχ.3, 4, 5, 6, 7).



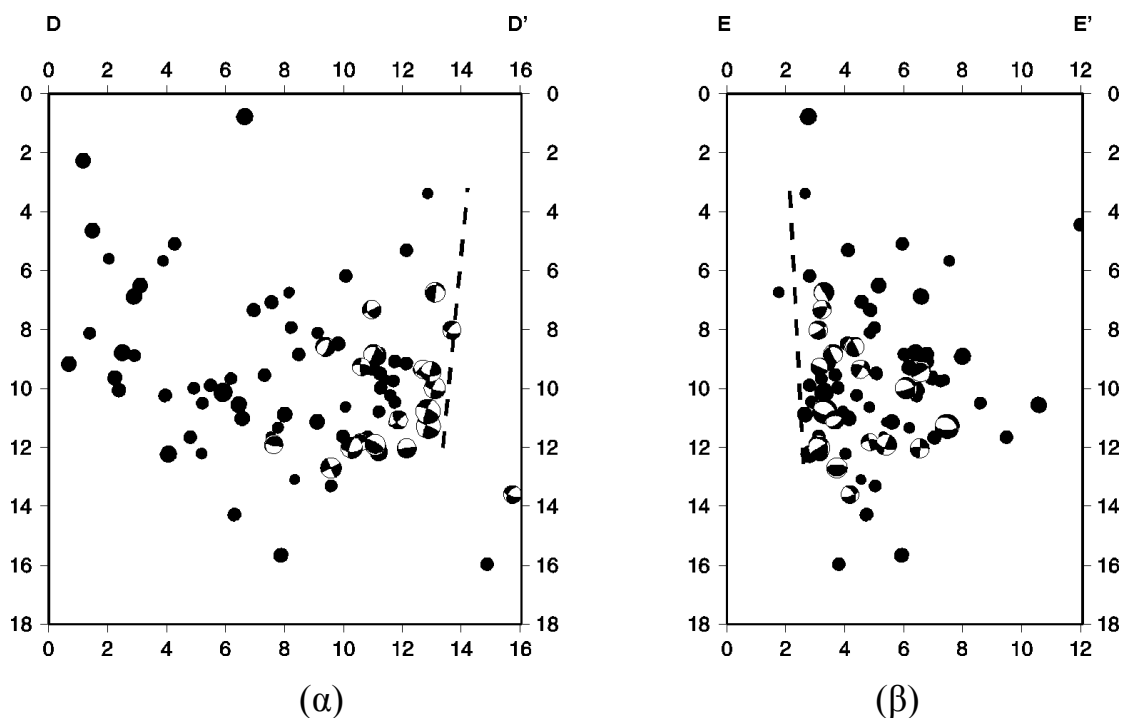
Σχήμα 3α. Σεισμικότητα και μηχανισμοί γένεσης στην περιοχή της Παραμυθιάς-Μουργκάνας PAR, Παραμυθιά, KOUR, Κούρεντων, SUL, Σουλόπουλο, KAS, Κασιδιάρη, MRG Μουργκάνα, DOL, Δολιανά, EVAP, Εβαποριτικό πεδίο. Η γενική τομή AA' και οι δευτερεύουσες τομές παρουσιάζονται στα επόμενα σχήματα.



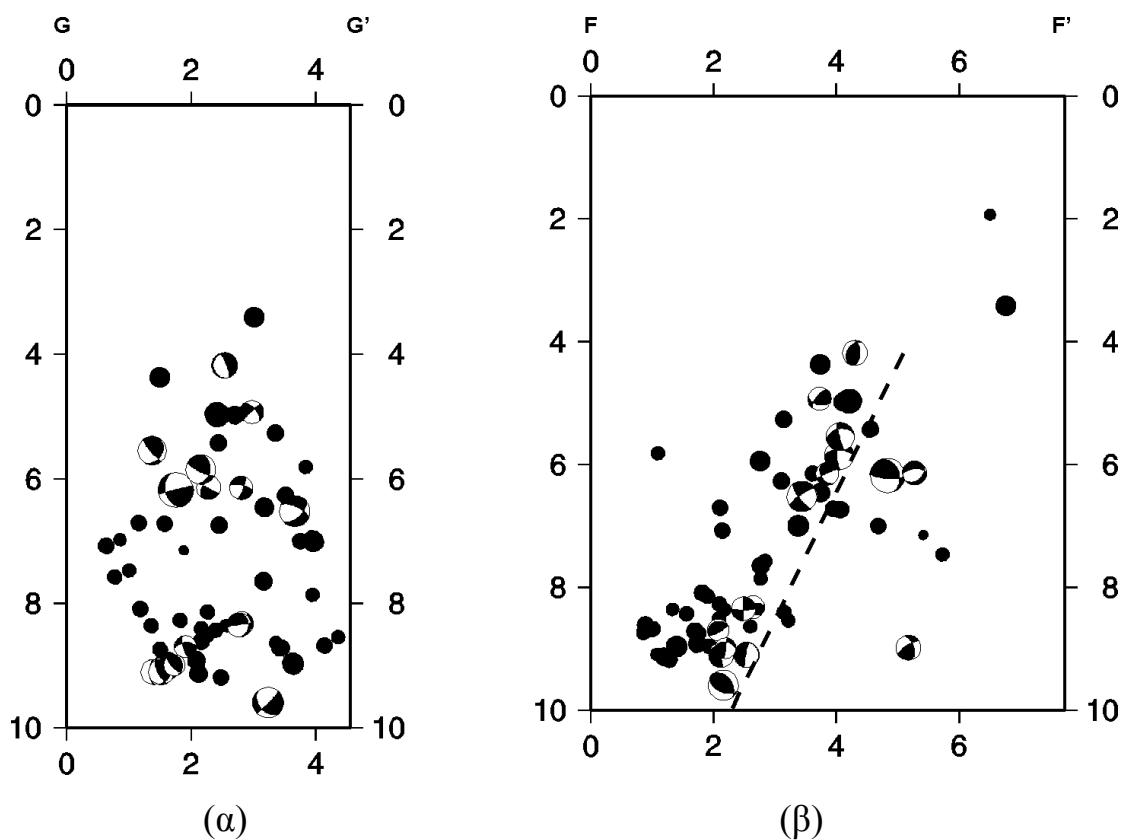
Σχήμα 3β. Σεισμικότητα και μηχανισμοί γένεσης στην περιοχή της Παραμυθιάς-Μουργκάνας Τομή AA'.



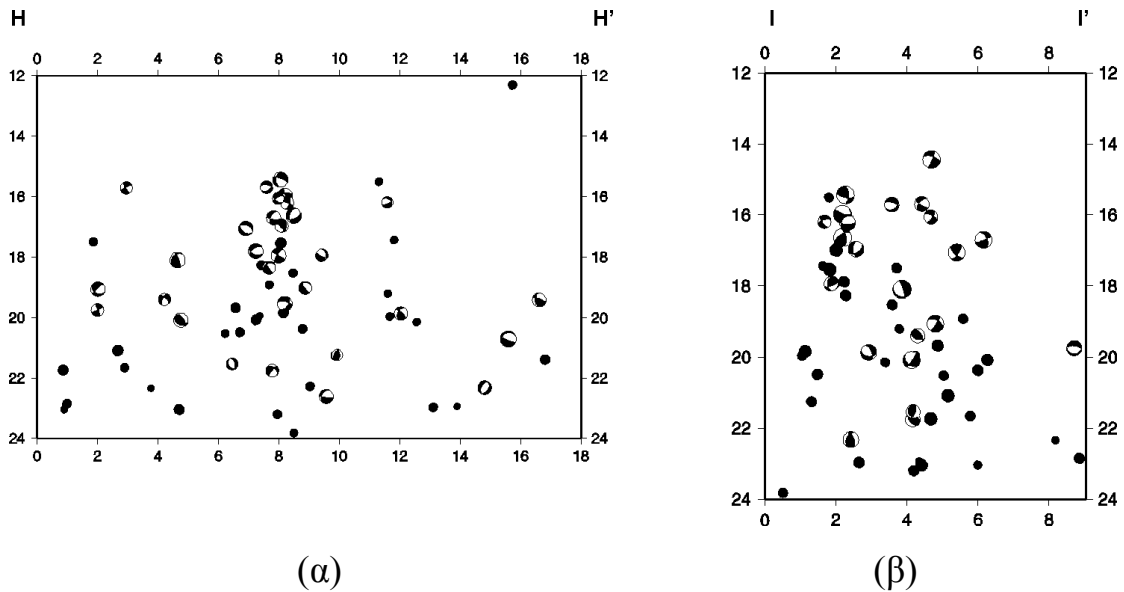
Σχήμα 4α,β. Σεισμικότητα και μηχανισμοί γένεσης στην περιοχή της Παραμυθιάς-Μουργκάνας Τομές CC' και BB'.



Σχήμα 5α,β. Σεισμικότητα και μηχανισμοί γένεσης στην περιοχή της Παραμυθιάς-Μουργκάνας Τομές DD' και EE'.

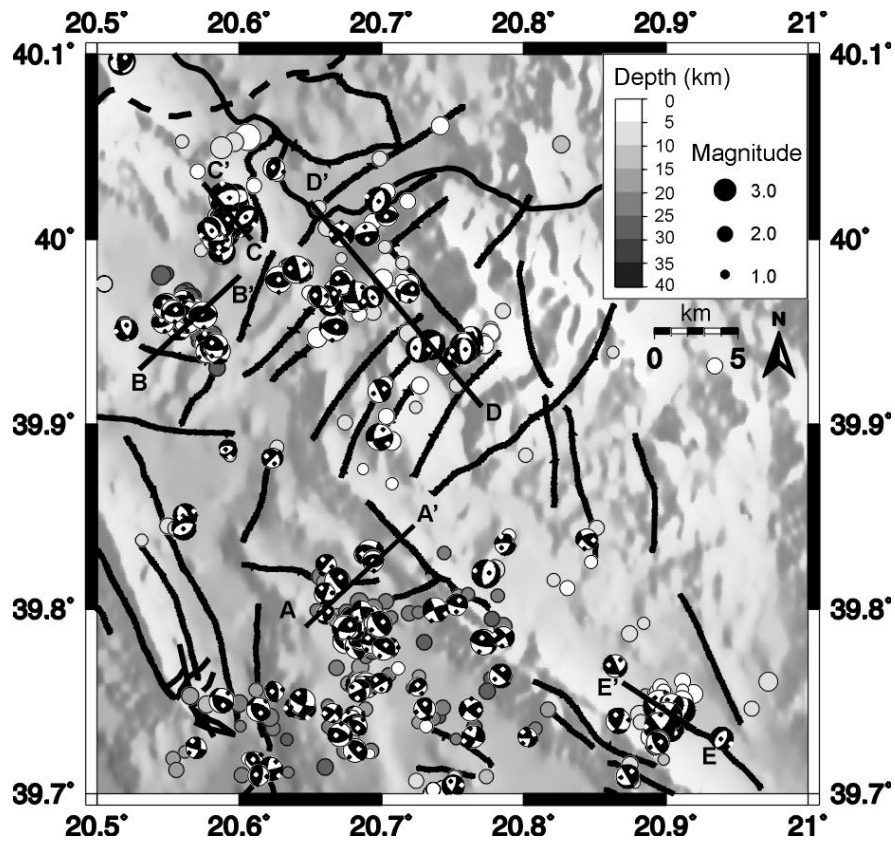


Σχήμα 6α,β. Σεισμικότητα και μηχανισμοί γένεσης στην περιοχή του Σουλόπουλου. Τομές GG' και FF'.

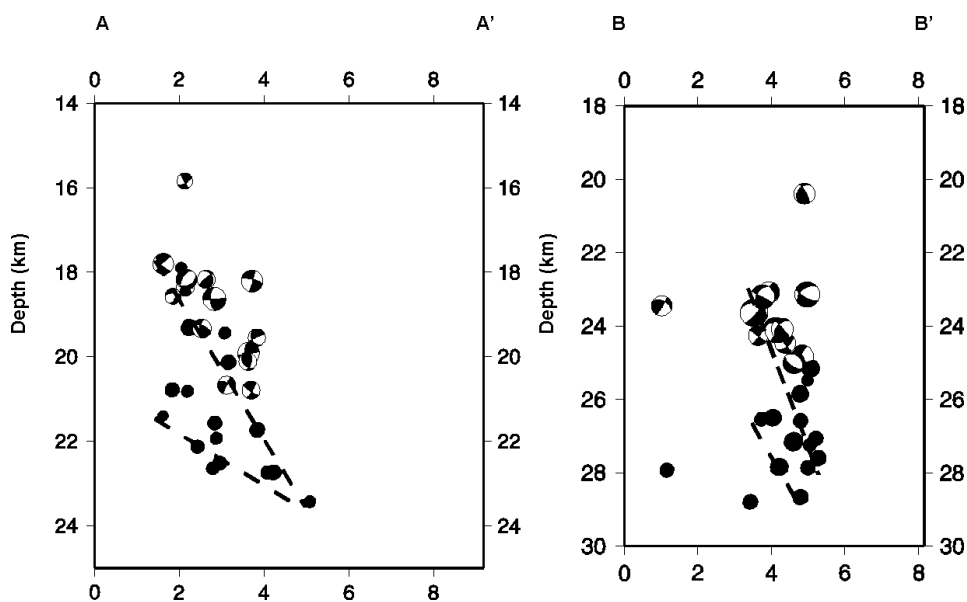


Σχήμα 7α,β. Σεισμικότητα και μηχανισμοί γένεσης στην περιοχή της λεκάνης των Ιωαννίνων. Τομές HH' και II'.

Σημαντική διαφοροποίηση των σεισμικών γεγονότων ως προς το βάθος αλλά και ως προς τους μηχανισμούς γένεσης παρατηρείται μεταξύ των αντικλίνων Κούρεντων-Κασιδιάρη και Μπισικελίου. Ανατολικά του Σουλόπουλου και βόρεια της λεκάνης των Δολιανών (DOL) παρατηρούνται δύο συμπλέγματα σεισμών που παρουσιάζουν σημαντική μεταβολή στο βάθος σε σχέση με τη σεισμικότητα της περιοχής μελέτης. Το βάθος των σεισμών αυτών κυμαίνεται από 15-30 km και οι ανάστροφοι μηχανισμοί γένεσης τους προσδιορίζουν την ύπαρξη ενός καθεστώτος συμπίεσης (Σχ.8). Μεταξύ αυτών των δύο συμπλεγμάτων παρατηρήθηκε η χαμηλότερη σεισμική δραστηριότητα κατά τη διάρκεια της καταγραφής. Ελάχιστα επίκεντρα έχουν προσδιοριστεί στην περιοχή της λεκάνης των Δολιανών σε μικρό βάθος και με κανονικούς μηχανισμούς γένεσης.



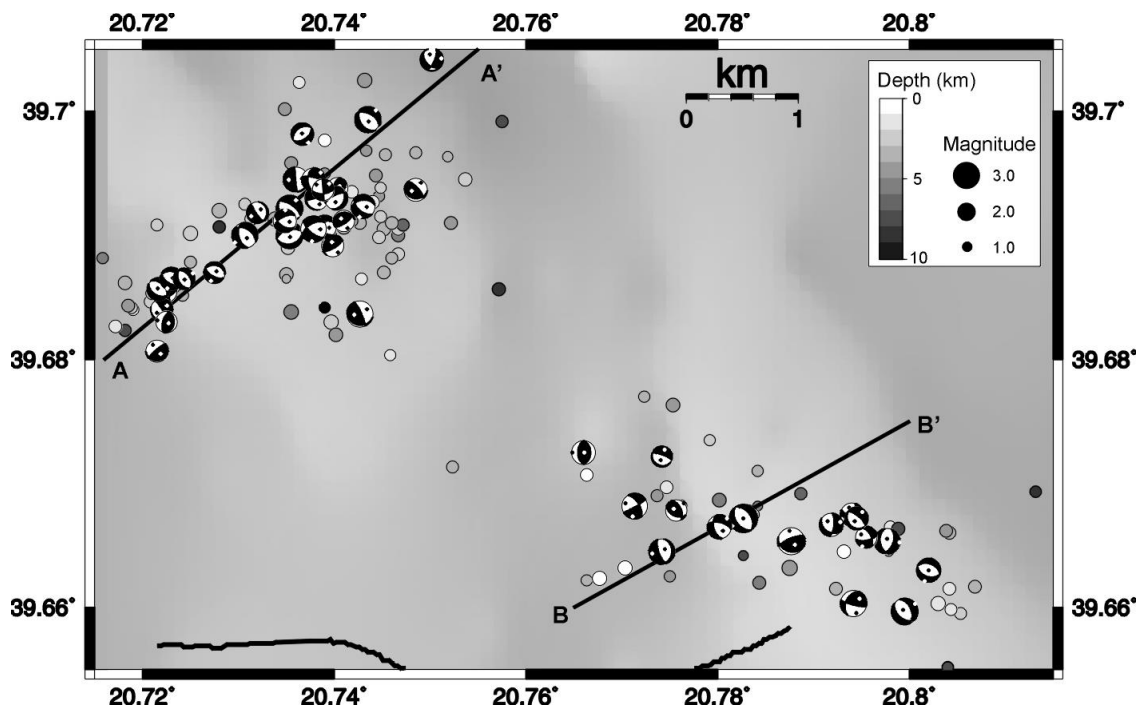
(α)



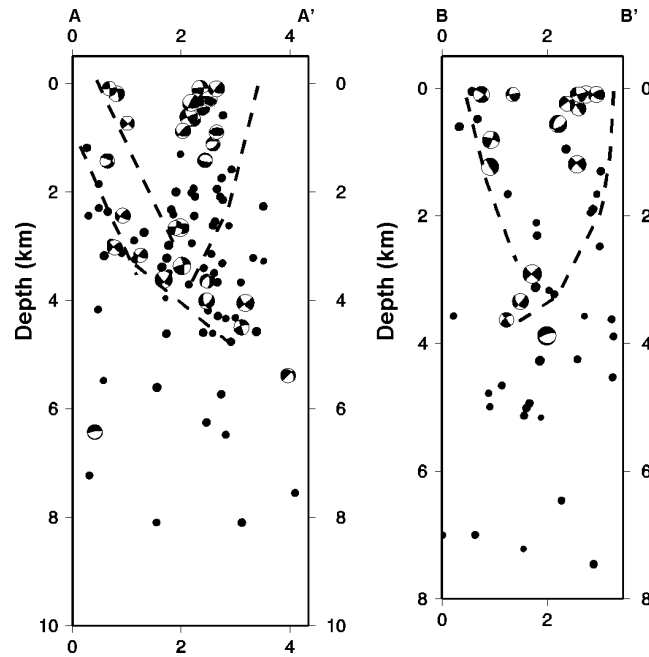
(β)

Σχήμα 8α,β. Σεισμικότητα και μηχανισμοί γένεσης στην περιοχή της λεκάνης των Ιωαννίνων. Τομές AA' και BB'. Διακρίνονται τα δύο συμπλέγματα σεισμών με ανάστροφους μηχανισμούς γένεσης.

Στην περιοχή δυτικά της λίμνης των Ιωαννίνων και νότια των προαναφερθέντων συμπλεγμάτων παρατηρείται μία σημαντική σεισμική δραστηριότητα. Οι σεισμοί αυτοί σχηματίζουν δύο συμπλέγματα μικρού βάθους (0.5-5km) και παρουσιάζουν κανονικό χαρακτήρα διάρρηξης. Τα δύο αυτά συμπλέγματα σχετίζονται με συζυγή κανονικά ρήγματα, αποτέλεσμα της διαπυρικής διείσδυσης των εβαποριτών κοντά στην επιφάνεια. Η παρουσία των εβαποριτών στην περιοχή αυτή επιβεβαιώνεται από τα αποτελέσματα της παθητικής τομογραφίας καθώς και από την επιφανειακή εμφάνιση τριαδικών λατυποπαγών και γύψου νότια των δύο συμπλεγμάτων και βορειότερα στην περιοχή της λεκάνης των Δολιανών (Σχ.9α,β)



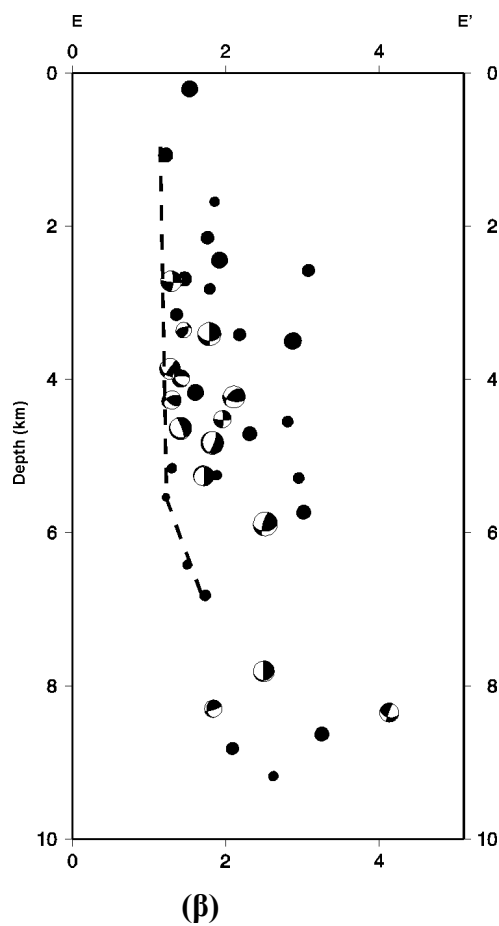
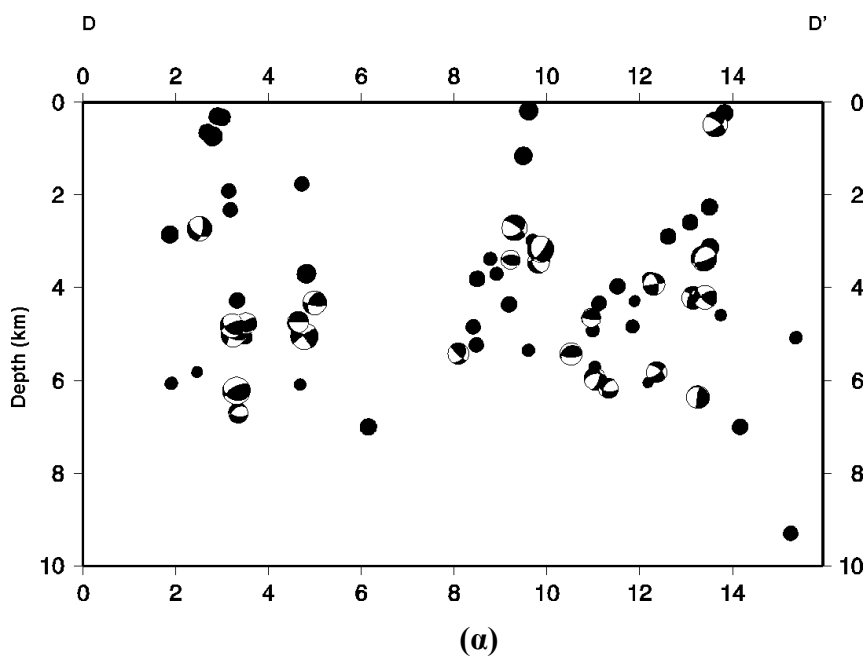
(α)



(β)

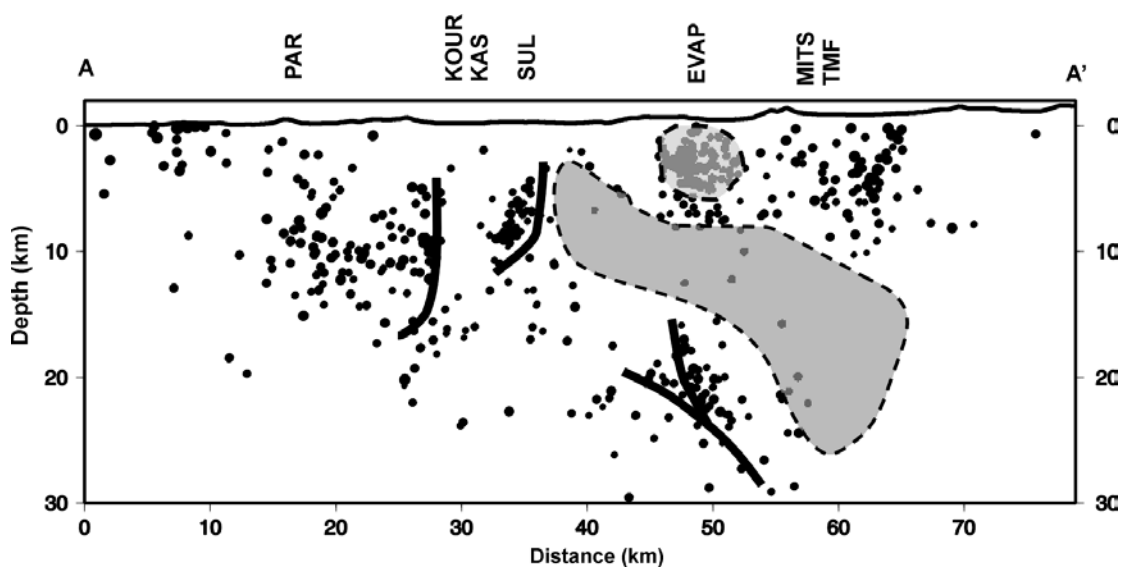
Σχήμα 9α,β. Σεισμικότητα και μηχανισμοί γένεσης στην περιοχή της λεκάνης των Ιωνανίνων. Τομές AA' και BB'. Διακρίνονται οι κανονικοί μηχανισμοί γένεσης σεισμών που σχετίζονται με τη διείδυση εβαποριτών.

Σημαντική σεισμική δραστηριότητα παρατηρείται στην περιοχή της Τύμφης και ανατολικά του Μισικελίου. Η σεισμικότητα περιορίζεται σε βάθος 2 έως 10 km. Η πλειοψηφία των μηχανισμών γένεσης είναι κανονικοί - πλαγιοκανονικοί με διεύθυνση BBA ενώ ένας μικρότερος αριθμός παρουσιάζει διεύθυνση βορρά-νότο. Οι παραπάνω μηχανισμοί γένεσης συμφωνούν με τα συμπεράσματα των Παπαζάχου και Κυρατζή (1996) για την περιοχή αυτή. Μία πιθανή εξήγηση των μηχανισμών αυτών είναι ο εφελκυσμός που παρατηρείται πίσω από την περιοχή της επώθησης (Σχ.10α, β).



Σχήμα 10α,β. Σεισμικότητα και μηχανισμοί γένεσης στην περιοχή της Τύμφης. Οι τομές DD' και EE' διακρίνονται στο σχήμα 8α.

Είναι γεγονός ότι σε σχηματισμούς με μεγάλη πλαστικότητα, όπως οι εβαπορίτες, δεν παρατηρείται σεισμική δραστηριότητα. Βάσει αυτού, αξιοσημείωτη είναι η ταύτιση της πολύ περιορισμένης σεισμικής δραστηριότητας στην περιοχή μεταξύ των αντικλίνων Κούρεντων –Κασιδιάρη και Μιτσικελίου, όπως φαίνεται στην εγκάρσια τομή του σχήματος 7.2, με την ύπαρξη εβαποριτών όπως υποδεικνύεται από τα αποτελέσματα της παθητικής σεισμικής τομογραφίας (Σχ.11). Η συμφωνία αυτή αποτελεί ένα επιπλέον στοιχείο που επιβεβαιώνει την ποιότητα των αποτελεσμάτων της παθητικής τομογραφίας και την χρησιμότητά τους σε σεισμοτεκτονικές μελέτες.



Σχήμα 11. Σεισμικότητα και μηχανισμοί γένεσης της περιοχής μελέτης. Σημειώνονται οι κυριότερες δομές όπως προέκυψαν από την παραπάνω ανάλυση.

Φάση 6 Υπολογισμός πεδίου σεισμοτεκτονικών τάσεων

6.1 Εισαγωγή

Αν υποθέσουμε ότι το πεδίο των τάσεων σε μία περιοχή είναι ομοιόμορφο τότε μπορούμε χρησιμοποιώντας τους μηχανισμούς γένεσης των σεισμών να υπολογίσουμε το μοντέλο των τάσεων για την ευρύτερη περιοχή. Το αποτέλεσμα που προκύπτει από την παραπάνω ανάλυση είναι οι διευθύνσεις των κύριων αξόνων (σ_1 , σ_2 , σ_3) καθώς και το $R = (\sigma_2 - \sigma_1) / (\sigma_3 - \sigma_1)$ (shape factor) που είναι ένας δείκτης του σχετικού μεγέθους του κάθε άξονα.

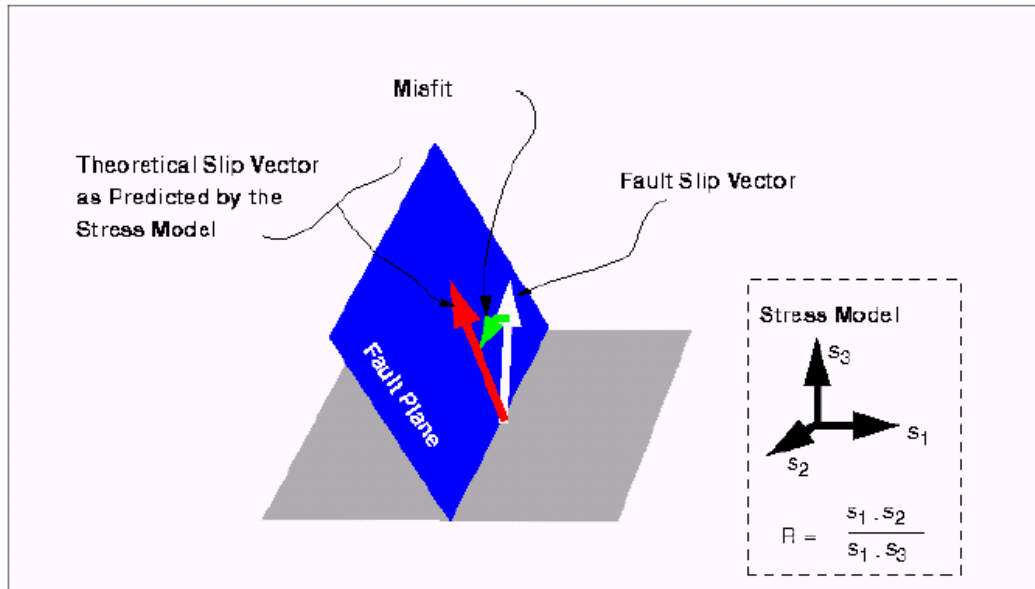
Τα παραπάνω αποτελέσματα μπορούν να χρησιμοποιηθούν για τον διαχωρισμό μιας περιοχής σε διαφορετικές σεισμοτεκτονικές ζώνες, για τον έλεγχο των προτεινόμενων τεκτονικών μοντέλων, των εντοπισμό περιοχών με ανομοιογενές πεδίο τάσεων κλπ. Χρησιμοποιώντας σαν δεδομένα τους μηχανισμούς γένεσης της φάσης 5, η παραπάνω μεθοδολογία εφαρμόστηκε στην περιοχή μελέτης και προσδιορίστηκε το πεδίο των τάσεων τόσο συνολικά όσο και για επιμέρους περιοχές.

6.2 Διαδικασία υπολογισμού του πεδίου των τάσεων– Πρόγραμμα FMSI

Για τον προσδιορισμό του πεδίου των τάσεων χρησιμοποιήθηκε το πρόγραμμα FMSI, Gephart and Forsyth (1984) και Gephart (1990). Η κυριότερη υπόθεση στην οποία και βασίζεται ο αλγόριθμος είναι ότι το πεδίο των τάσεων είναι ομοιόμορφο σε όλη την περιοχή. Επίσης θεωρείται ότι το διάνυσμα ολίσθησης για κάθε μηχανισμό γένεσης είναι παράλληλο προς την διεύθυνση της μέγιστης διατμητικής τάσης πάνω στο ρήγμα και ότι οι σεισμοί είναι διατμητικές μετατοπίσεις πάνω σε προϋπάρχουσες ασυνέχειες (ρήγματα).

Το πρόγραμμα προσπαθεί χρησιμοποιώντας ένα αλγόριθμο αντιστροφής να υπολογίσει τις παραμέτρους του μοντέλου (διευθύνσεις κύριων αξόνων και τιμή του R) οι οποίες και ελαχιστοποιούν την διαφορά ανάμεσα στα πραγματικά δεδομένα και στα συνθετικά αποτελέσματα του μοντέλου. Ο παράγοντας που χρησιμοποιείται για να υπολογιστεί η καλύτερη προσέγγιση στα δεδομένα είναι η γωνία που σχηματίζει

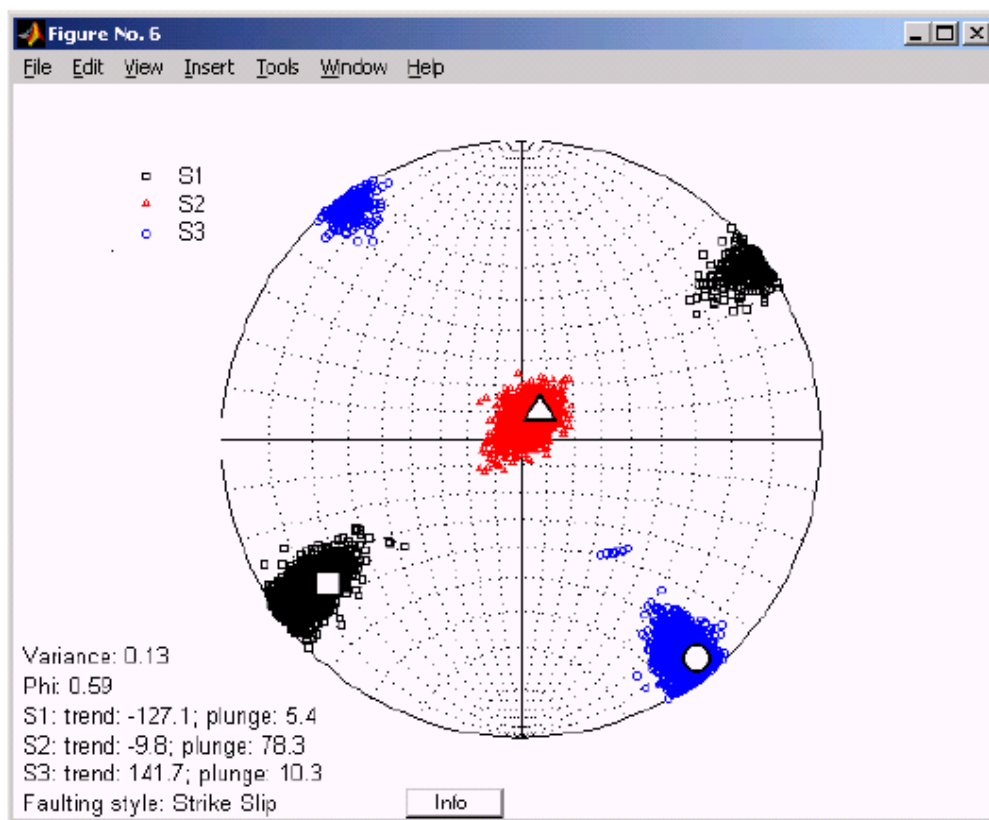
το διάνυσμα ολίσθησης με το θεωρητικό διάνυσμα ολίσθησης για το κάθε μοντέλο τάσεων. Έτσι το μοντέλο που παρουσιάζει τις μικρότερες διαφορές επιλέγεται τελικά σαν τελική λύση της αντιστροφής. Στο Σχ.1 παρουσιάζεται σχηματικά ο τρόπος προσδιορισμού της απόκλισης (misfit) του μοντέλου από τα δεδομένα.



Σχήμα 1. Τρόπος υπολογισμού της απόκλισης του μοντέλου των τάσεων από τα δεδομένα.

Παρόλο που το τελικό μοντέλο τάσεων αντιπροσωπεύει την πλειονότητα των δεδομένων είναι δυνατόν κάποιοι μηχανισμοί γένεσης να μην συμφωνούν με το μοντέλο αυτό. Σε αυτή την περίπτωση τα δεδομένα μπορούν να χωριστούν σε δύο ή περισσότερες ομάδες και να επαναληφθεί η διαδικασία (Gephart and Forsyth, 1984). Η τελική τιμή της απόκλισης που υπολογίζεται είναι ένδειξη του κατά πόσον η αρχική υπόθεση (ότι το πεδίο των τάσεων είναι ομοιόμορφο σε όλη την περιοχή) ισχύει ή όχι. Σύμφωνα με τους Wyss et al. (1992) στην περίπτωση ομοιόμορφου πεδίου τάσεων σε μία περιοχή και λαθών στα δεδομένα της τάξης των 5°, 10° και 15° οι τιμές απόκλισης πρέπει να είναι της τάξεως των 3°, 6° και 8° αντίστοιχα.

Για την εισαγωγή των δεδομένων στο πρόγραμμα FMSI και την γραφική απεικόνιση των αποτελεσμάτων χρησιμοποιήθηκε το πρόγραμμα ZMAP (Wiemer and Zuniga, 1994), σε περιβάλλον Matlab (Σχ.2).



Σχήμα 2. Παράδειγμα παρουσίασης των αποτελεσμάτων της αντιστροφής από το πρόγραμμα Zmap.

6.3 Εφαρμογή της μεθόδου στην περιοχή μελέτης.

6.3.1 Γενικά

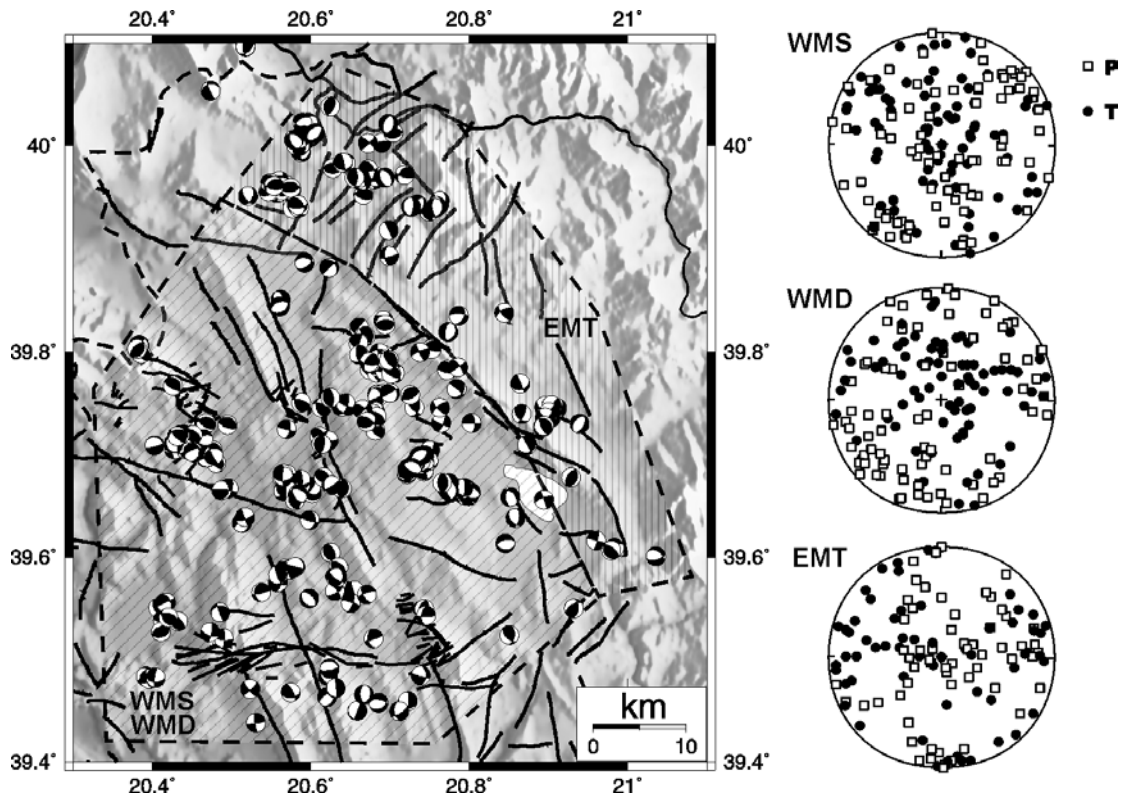
Οι 270 μηχανισμοί γένεσης που προσδιορίστηκαν στα πλαίσια του προγράμματος συνιστούν την καλύτερη συλλογή δεδομένων για την περιοχή της Ηπείρου. Στα δεδομένα αυτά συναντώνται σχεδόν όλοι οι τύποι μηχανισμών γένεσης (κανονικοί, ανάστροφοι κλπ), γεγονός που αποδεικνύει ότι το πεδίο των τεκτονικών τάσεων στην περιοχή είναι ανομοιογενές.

Για τον λόγο αυτό η μέθοδος των Gephart και Forsyth (1984) δεν εφαρμόστηκε σε όλη την περιοχή μελέτης αλλά σε υποπεριοχές για τις οποίες υποθέτουμε ότι το πεδίο των τάσεων είναι ομοιογενές. Πιο συγκεκριμένα η περιοχή χωρίστηκε σε τρεις μικρότερες περιοχές και ο διαχωρισμός έγινε με βάση την κατανομή των σεισμών και τους αντίστοιχους μηχανισμούς γένεσης.

Στο Σχ.3 παρουσιάζεται η περιοχή μελέτης και οι 270 μηχανισμοί γένεσης. Στο ίδιο σχήμα παρουσιάζονται (με γραμμοσκίαση) και οι τρεις υποπεριοχές για τις οποίες έγινε η εφαρμογή της μεθόδου των Gephart και Forsyth (1984), καθώς και η προβολή των αξόνων P και T για τους σεισμούς της κάθε υποπεριοχής. Η επιλογή των υποπεριοχών έγινε με βάση τις παρακάτω παρατηρήσεις

- οι μηχανισμοί γένεσης παρουσιάζουν μια ομοιομορφία ανατολικά του Μιτσικελίου (κυρίως κανονικοί μηχανισμοί) σε αντίθεση με την περιοχή δυτικά του Μιτσικελίου όπου συναντώνται διάφοροι τύποι μηχανισμών (Φάση 5, Σχ. 1)
- η παραπάνω παρατήρηση ισχύει και για τους σεισμούς με βάθος μεγαλύτερο των 15km. Σεισμοί με τέτοιο βάθος απαντώνται κυρίως δυτικά από το Μιτσικέλι και οι μηχανισμοί γένεσης που έχουν υπολογιστεί παρουσιάζουν μια ομοιομορφία στον τρόπο διάρρηξης (ανάστροφοι μηχανισμοί). Το γεγονός αυτό υποδεικνύει ομοιόμορφο πεδίο τάσεων στα παραπάνω βάθη καθώς και αλλαγή του πεδίου των τάσεων με το βάθος.

Έτσι οι τρεις περιοχές ορίστηκαν σαν EMT, περιοχή ανατολικά από το Μιτσικέλι (Τύμφη), WMS δυτικά από το Μιτσικέλι και για βάθος σεισμών μικρότερο από 15km και τέλος WMD περιοχή δυτικά από το Μιτσικέλι και σεισμοί με βάθος μεγαλύτερο από 15km.



Σχήμα 3. Χάρτης της περιοχής μελέτης με τους 270 καλά προσδιορισμένους μηχανισμούς γένεσης και προβολή των αξόνων P και T των σεισμών κάθε υποπεριοχής. Η περιοχή WMD έχει την ίδια έκταση με την περιοχή WMS αλλά περιλαμβάνει μόνο τους σεισμούς με βάθος μεγαλύτερο από 15km.

6.3.2 Μεταβολή του πεδίου των τάσεων με το βάθος

Όπως αναφέρθηκε το πεδίο των τάσεων υπολογίστηκε (σε σχέση με το βάθος) για δύο περιοχές α) από 0-15km και β) από 15-30km (Σχ.3). Τα αποτελέσματα της ανάλυσης παρουσιάζονται στον Πίνακα 1 και με τη μορφή διαγραμμάτων στα Σχ.4 και Σχ.5.

Σύμφωνα με τα αποτελέσματα για βάθη μεγαλύτερα από 15km (υποπεριοχή WMD) ο άξονας σ_3 είναι σχεδόν κατακόρυφος (κλίση 60°) ενώ ο άξονας σ_1 είναι οριζόντιος και έχει διεύθυνση 203° . Η παραπάνω διάταξη των κύριων αξόνων της τάσης αντιστοιχεί σε ένα καθεστώς συμπίεσης με κύρια διεύθυνση την ΒΑ-ΝΔ.

Το παραπάνω τεκτονικό καθεστώς συμφωνεί πολύ καλά με το σημερινό καθεστώς των τάσεων στην δυτική Ελλάδα. Πιο συγκεκριμένα με το πεδίο των τάσεων που έχει προσδιοριστεί για την θαλάσσια περιοχή από την Λευκάδα έως την Κέρκυρα στην οποία έχουμε σύγκρουση ηπειρωτικού φλοιού (collision). Επίσης

συμφωνεί και με το πεδίο των τάσεων που επικρατούσε στην περιοχή κατά την δημιουργία των επωθήσεων στην Δυτική Ελλάδα.

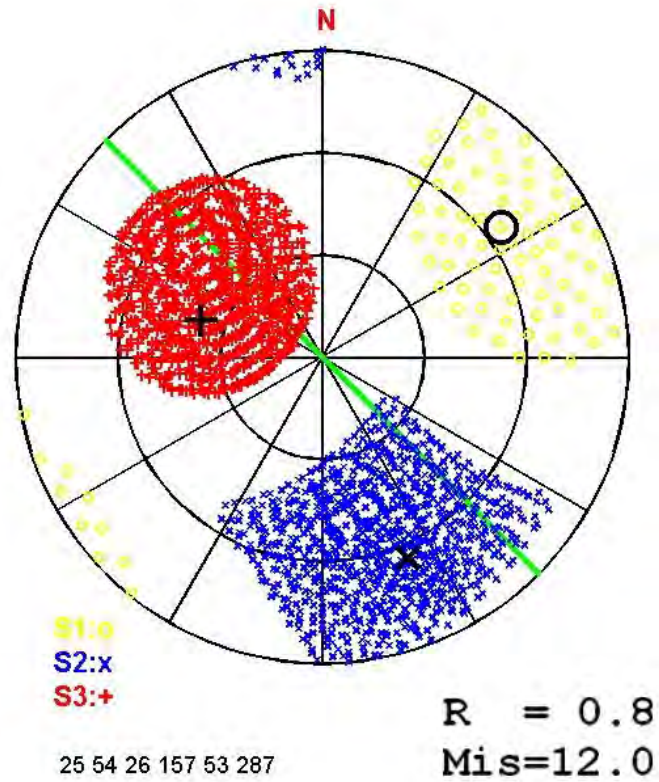
Μπορούμε λοιπόν να υποθέσουμε ότι το πεδίο των τάσεων που παράγει την σύγκρουση του ηπειρωτικού φλοιού στις βόρειο δυτικές ακτές της Ελλάδας, επηρεάζει σε βάθη μεγαλύτερα από 15km τις τεκτονικές τάσεις στην περιοχή της Ηπείρου.

Παρόμοια αποτελέσματα για τις διευθύνσεις των κύριων αξόνων της τάσης στην περιοχή έχουν προταθεί από διαφόρους συγγραφείς π.χ. (Hatzfeld et al., 1995; Parazachos and Kiratzi, 1996).

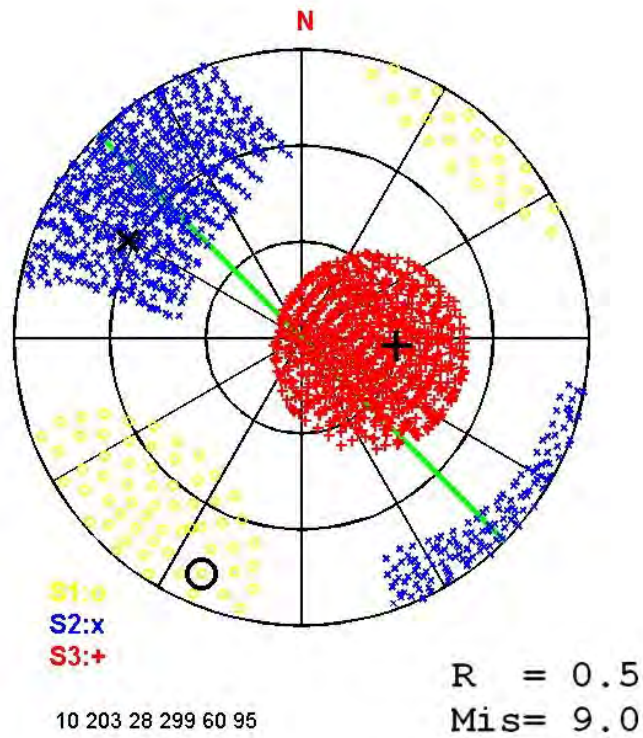
Για την υποπεριοχή WMS το πεδίο των τάσεων που υπολογίστηκε είναι αρκετά πιο περίπλοκο μια και όλοι οι άξονες των τάσεων είναι υποπαράλληλοι. Η παραπάνω διάταξη των αξόνων αντιστοιχεί σε ανομοιογενές πεδίο τάσεων. Γενικά το τεκτονικό καθεστώς στην υποπεριοχή αυτή μπορεί να χαρακτηριστεί σαν transpressional, και οι μηχανισμοί γένεσης που αναμένονται είναι ανάστροφοι, πλάγιοι και πλαγιοανάστροφοι.

	σ_1 (κλίση/ διεύθυνση)	σ_2 (κλίση/ διεύθυνση)	σ_3 (κλίση/ διεύθυνση)	R	Απόκλιση
EMT	67/182	21/27	9/294	0.5	10
WMS	25/54	26/157	53/287	0.8	12
WMD	10/203	28/299	60/95	0.5	9

Πίνακας 1. Συγκεντρωτικά αποτελέσματα της αντιστροφής για τις τρεις υποπεριοχές



Σχήμα 4. Αποτελέσματα αντιστροφής για την περιοχή WMS.



Σχήμα 5. Αποτελέσματα αντιστροφής για την περιοχή WMD.

6.3.3 Πλευρική μεταβολή του πεδίου των τάσεων

Όπως αναφέρθηκε η διαφοροποίηση που παρατηρείται στους μηχανισμούς γένεσης ανατολικά και δυτικά του Μιτισικελίου οδήγησε στον διαχωρισμό των δεδομένων ακριβώς στην περιοχή αυτή (EMT).

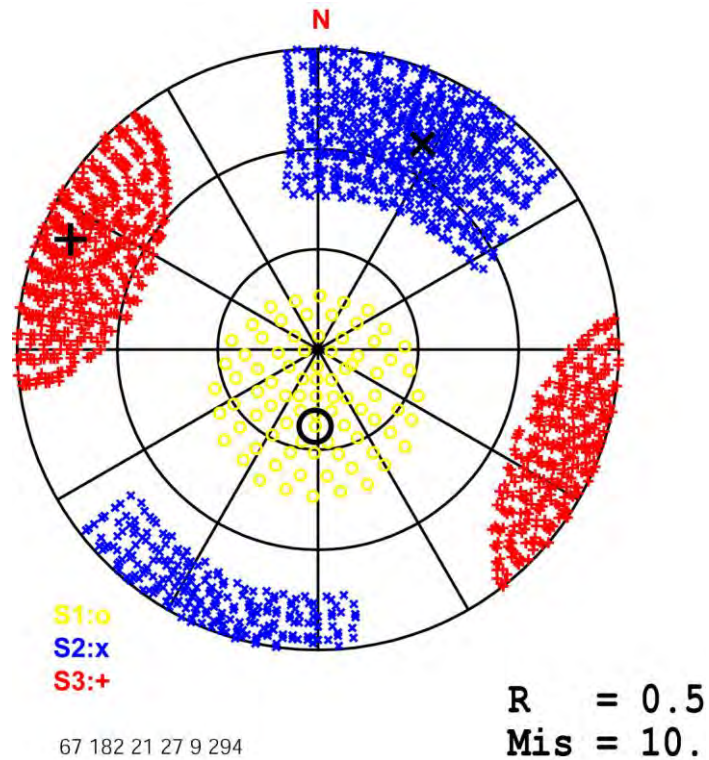
Τα αποτελέσματα παρουσιάζονται στον Πίνακα 1 και στο Σχ.6. Για το καλύτερο μοντέλο τάσεων που προσδιορίστηκε, ο άξονας σ_1 (μέγιστης συμπίεσης) έχει διεύθυνση 182° και είναι σχεδόν κατακόρυφος (κλίση 67°) ενώ ο άξονας σ_3 (μέγιστου εφελκυσμού) έχει διεύθυνση 294° και είναι σχεδόν οριζόντιος (κλίση 9°).

Παρατηρείται έτσι μια αλλαγή στο τεκτονικό καθεστώς της περιοχής σε πολύ μικρή οριζόντια απόσταση. Έτσι από καθαρά εφελκυστικό (ανατολικά του Μιτισικελίου) το πεδίο των τάσεων μεταβαίνει όπως έχει αναφερθεί στην προηγούμενη παράγραφο σε transpressional στην περιοχή δυτικά του Μιτισικελίου.

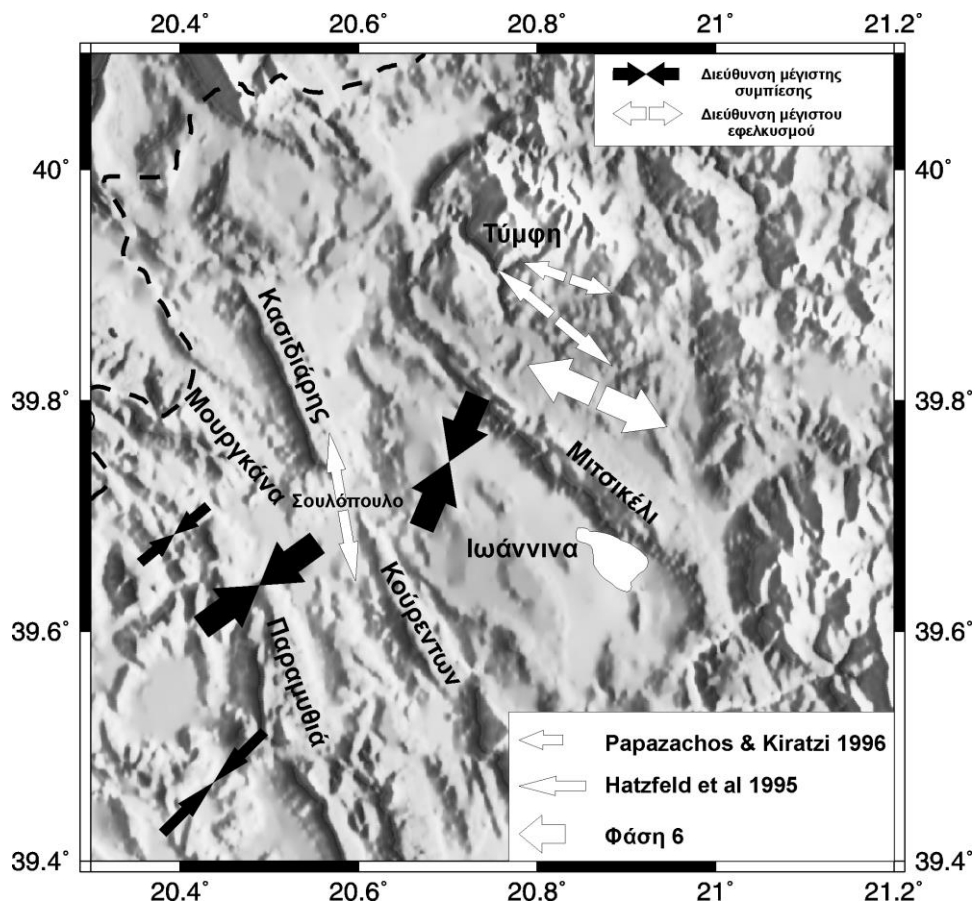
Με βάση τα παραπάνω μπορούμε να πούμε ότι το Μιτισικέλι είναι το όριο στο οποίο παρατηρείται η αλλαγή στο τεκτονικό καθεστώς και πιστεύεται ότι οι εβαπορίτες που συναντώνται στην περιοχή του Μιτισικελίου έχουν παίξει σημαντικό ρόλο στην αλλαγή του τεκτονικού καθεστώτος κυρίως παρέχοντας μια επιφάνεια αποκόλλησης και διαχωρισμού των τάσεων, με την διεύθυνσή τους κάτω από το Μιτισικέλι (Φάση 5, Σχ.11).

Το πεδίο των τάσεων που υπολογίστηκε για την περιοχή ανατολικά του Μιτισικελίου (EMT) συμφωνεί αρκετά με τα αποτελέσματα των Kiratzi et al. (1987). Στην παραπάνω εργασία το τεκτονικό καθεστώς στην περιοχή αποδίδεται στην σύγκρουση ηπειρωτικού φλοιού που λαμβάνει χώρα στην θαλάσσια περιοχή της δυτικής Ελλάδας καθώς και στον εφελκυσμό που παρατηρείται πίσω από το τόξο (back-arc extension).

Στο Σχ.7 συγκρίνονται τα αποτελέσματα που προέκυψαν στη διάρκεια της Φάσης 6 του προγράμματος με τα αποτελέσματα των μελετών των Parazachos and Kiratzi 1996 και Hatzfeld et al 1995. Παρατηρείται πολύ καλή συσχέτιση για την περιοχή ανατολικά του Μιτισικελίου καθώς και για την περιοχή της Παραμυθιάς. Για την περιοχή του Σουλόπουλου οι Hatzfeld et al 1995 υπολόγισαν καθεστώς εφελκυσμού γεγονός που δεν αποδεικνύεται με βάση τους μηχανισμούς γένεσης που υπολογίστηκαν στη Φάση 5 και τα αποτελέσματα της Φάσης 6. Τέλος από τους παραπάνω συγγραφείς δεν αναφέρεται η διαφοροποίηση που παρατηρείται στο πεδίο των τάσεων με το βάθος (βλ.παρ.6.3.2).



Σχήμα 6. Αποτελέσματα αντιστροφής για την περιοχή EMT.



Σχήμα 7. Σύγκριση των αποτελεσμάτων της Φάσης 6 με τα αποτελέσματα των Papazachos and Kiratzi 1996 και Hatzfeld et al 1995.

Συζήτηση - Συμπεράσματα

Στα πλαίσια του προγράμματος «Μικροσεισμική διερεύνηση ενεργών ρηγμάτων του Νομού Ιωαννίνων» που ανατέθηκε από τον ΟΑΣΠ, στο Εργαστήριο Σεισμολογίας του Πανεπιστημίου Πατρών μελετήθηκε το σεισμοτεκτονικό καθεστώς στην περιοχή της Ηπείρου.

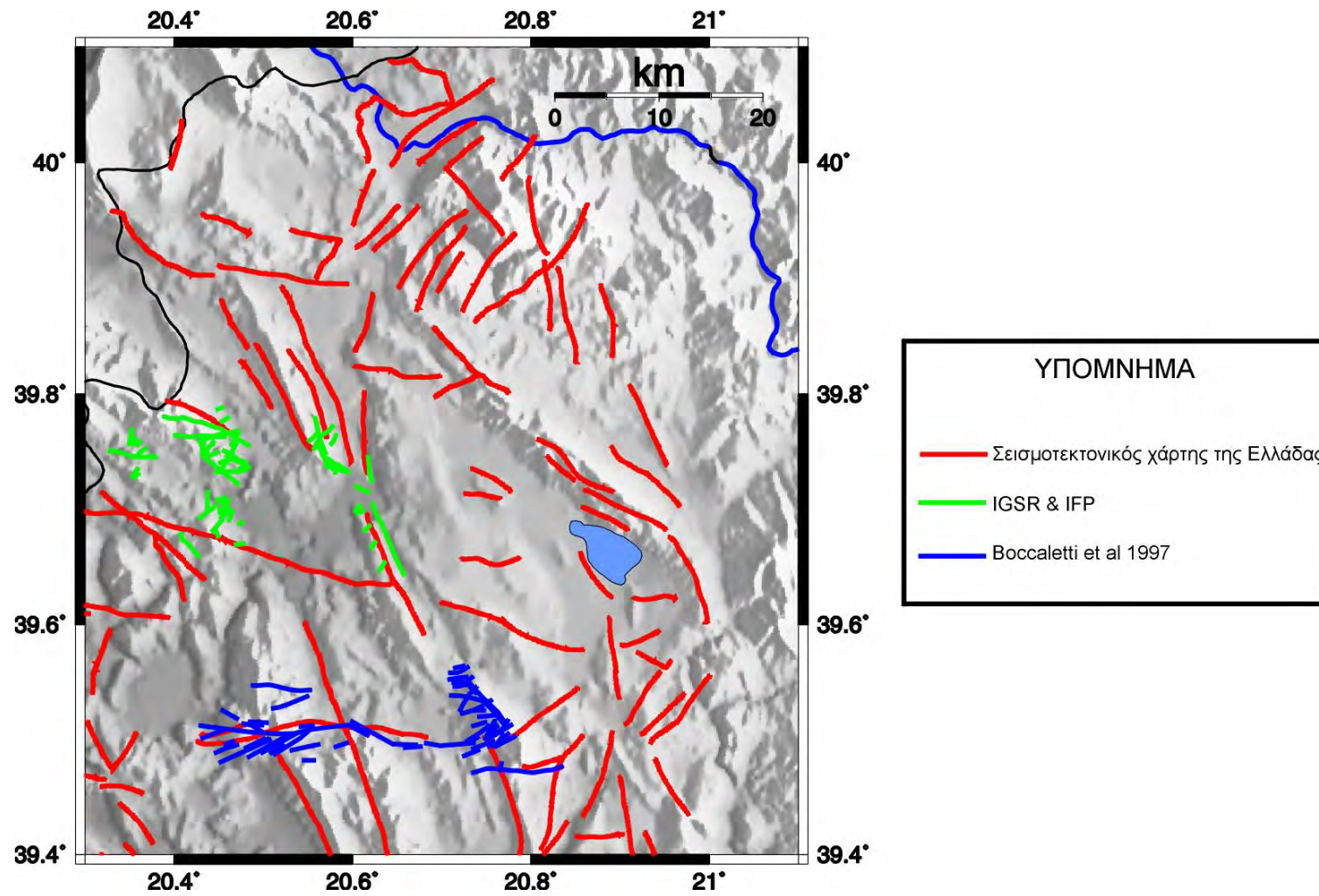
Η διάρκεια του προγράμματος ήταν δύο χρόνια και η ολοκλήρωσή του έγινε στις ακόλουθες έξι φάσεις.

1. Συλλογή υπαρχόντων σεισμοτεκτονικών δεδομένων.
2. Ενημέρωση Ψηφιακού Υποβάθρου Νομού.
3. Ακριβής υπολογισμός μικροσεισμικών υποκέντρων.
4. Συσχέτιση με τη σεισμικότητα.
5. Υπολογισμός μηχανισμών γένεσης.
6. Υπολογισμός πεδίου σεισμοτεκτονικών τάσεων

Στην διάρκεια των δύο πρώτων φάσεων έγινε η συλλογή όλων των σεισμοτεκτονικών δεδομένων της περιοχής και η ψηφιοποίηση των χαρτογραφηθέντων ρηγμάτων ώστε να δημιουργηθεί μία βάση σε ένα σύστημα Γεωγραφικών Πληροφοριών (GIS). Η βάση αυτή ενισχύθηκε και με τοπογραφικά, γεωγραφικά στοιχεία ώστε να δημιουργηθεί ένα Σύστημα Γεωγραφικών Πληροφοριών για την περιοχή (GIS) (Σχ.1).

Όπως πρόκυψε από την έρευνα της βιβλιογραφίας, οι σημαντικότερες από τις σεισμολογικές έρευνες που έχουν γίνει στην περιοχή μελέτης είναι αυτές του Hatzfeld και των συνεργατών του (1995), του King και των συνεργατών του (1983), της Κυρατζή και των συνεργατών της (1987) και του Haslinger και των συνεργατών του (1999) Οι παραπάνω έρευνες συμφωνούν στο γεγονός ότι η μεγαλύτερη σεισμική δραστηριότητα εκδηλώνεται στην περιοχή ανατολικά και δυτικά των αντικλίνων Κούρεντων και Κασιδιάρη καθώς και στην περιοχή του ρήγματος του Σουλίου (Αγίας Κυριακής ή Πετουσίου).

Επίσης, από τους μηχανισμούς γένεσης των σεισμικών γεγονότων που χρησιμοποιήθηκαν στις μελέτες αυτές, προκύπτει το συμπέρασμα ότι το τεκτονικό καθεστώς της περιοχής είναι ιδιαίτερα πολύπλοκο, γεγονός που αποδεικνύεται από τους μηχανισμούς γένεσης οι οποίοι ποικίλουν από καθαρά συμπίεστικοί έως καθαρά εφελκυστικοί.



Σχήμα 1. Παράδειγμα των σεισμοτεκτονικών στοιχείων που περιέχονται στη βάση δεδομένων.

Σημαντικό στοιχείο που παρουσιάζεται από τον Hatzfeld και τους συνεργάτες του (1995), είναι η απότομη μεταβολή των βαθών των υποκέντρων των σεισμών ανατολικά και δυτικά του αντικλίνου του Κασιδιάρη. Η περιοχή αυτή αποκαλείται από τον King και τους συνεργάτες του ως «περιοχή απότομης βύθισης» (area of rapid subsidence). Τα βάθη των υποκέντρων των σεισμών μεταβάλλονται από 5-8 km, -δυτικά του αντικλίνου, έως 15-25 km, ανατολικά αυτού.

Τα αποτελέσματα των παραπάνω μελετών επιβεβαιώνονται και από την παρακολούθηση της σεισμικής δραστηριότητας της περιοχής, τα τελευταία χρόνια από το σεισμολογικό δίκτυο PATNET.

Στη συνέχεια στις φάσεις 3 και 4 έγινε ο ακριβής υπολογισμός της θέσης των μικροσεισμικών υποκέντρων και η συσχέτιση των αποτελεσμάτων με τις τεκτονικές δομές της περιοχής. Για τον υπολογισμό των υποκέντρων χρησιμοποιήθηκε η τεχνική της σεισμικής τομογραφίας. Με την μέθοδο αυτή υπολογίζονται μέσω μιας διαδικασίας αντιστροφής, το βέλτιστο μοντέλο ταχυτήτων για την περιοχή (σε τρεις διαστάσεις) καθώς και οι συντεταγμένες των σεισμικών γεγονότων (χρόνος, γεωγραφική θέση, βάθος).

Η ελαχιστοποίηση του λάθους στον προσδιορισμό του επικέντρου είναι πολύ σημαντική και τελικά προκύπτουν υπόκεντρα πολύ καλά προσδιορισμένα (λάθη της τάξης των εκατοντάδων μέτρων) σε σχέση με την απλή διαδικασία υπολογισμού του επικέντρου, στην οποία τα λάθη είναι της τάξης των χιλιομέτρων. Τα αποτελέσματα αυτά μπορούν να χρησιμοποιηθούν στη συνέχεια στην εξαγωγή συμπερασμάτων για το τεκτονικό καθεστώς της περιοχής.

Το αρχικό στάδιο στην εφαρμογή της παθητικής σεισμικής τομογραφίας είναι ο προσδιορισμός ενός αξιόπιστου μοντέλου ταχυτήτων σε μία διάσταση (1D). Για το σκοπό αυτό χρησιμοποιήθηκαν οι 7531 χρόνοι άφιξης των P-κυμάτων, με σκοπό τον υπολογισμό του βέλτιστου 1-Δ μοντέλου ταχυτήτων των επιμήκων κυμάτων και των αντίστοιχων διορθώσεων των σταθμών. Η χρησιμοποίηση των αφίξεων των S κυμάτων αποφεύχθηκε σε αυτό το στάδιο, διότι η αβεβαιότητα που υπεισέρχεται στον καθορισμό τους δεν συμβάλει στη σταθερότητα της λύσης του αντίστροφου προβλήματος.

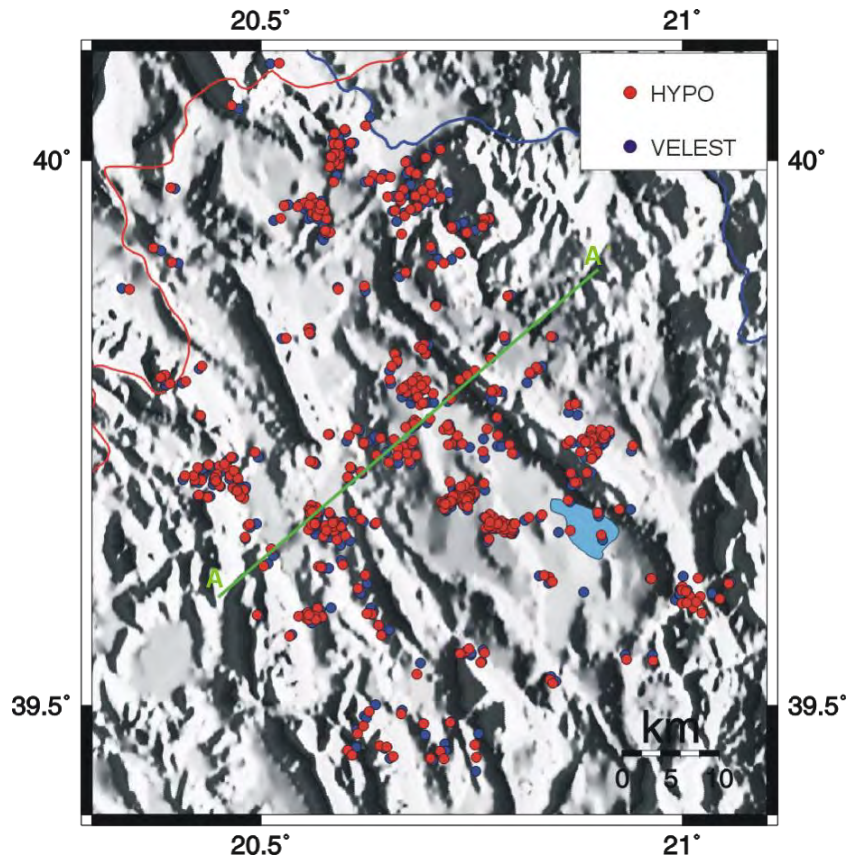
Για τους υπολογισμούς χρησιμοποιήθηκε το πρόγραμμα VELEST (Kissling, 1995; Kissling et al 1994) καθώς και τρία αρχικά μοντέλα. Το μοντέλο ταχυτήτων που χρησιμοποιείται από το δίκτυο Patnet καθώς και αυτά που προτείνονται για την περιοχή από τους Hatzfeld και Haslinger. Τα αποτελέσματα από την εφαρμογή της παραπάνω διαδικασίας παρουσιάζονται στον Πίνακα 1

Πίνακας 1. Τελικό 1-D μοντέλο ταχυτήτων και του λόγου V_p/V_s

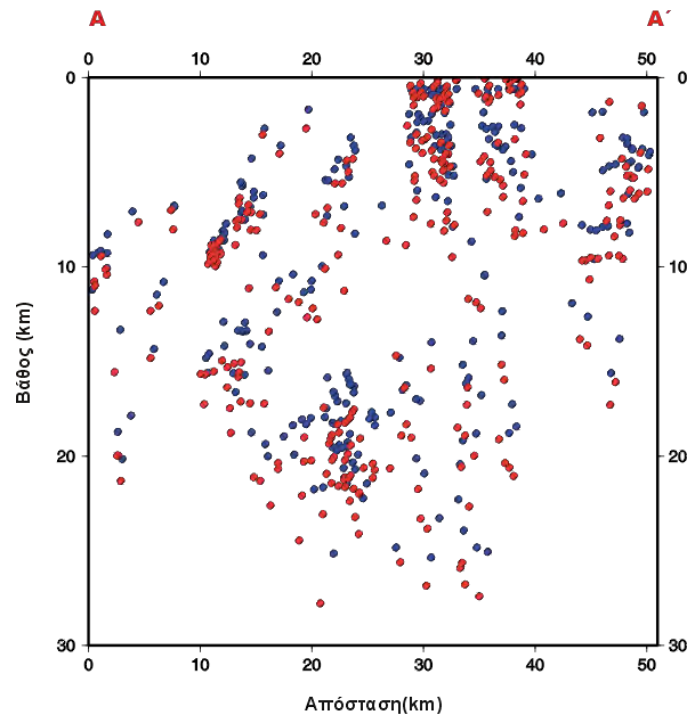
Βάθος (km)	Ταχύτητα V_p (km/sec)	V_p/V_s	Συνολικό RMS (sec)
0	5.12	1.84	0.1119
2	5.33	1.77	
4	5.52	1.78	
6	5.62	1.79	
8	5.82	1.79	
10	6.05	1.83	
15	6.25	1.85	
20	6.39	1.85	
30	6.50	1.85	
40	8.0	1.80	

Από την κατανομή της σεισμικότητας σε σχέση με το βάθος, από τη σύγκλιση των μοντέλων καθώς και από τα στατιστικά στοιχεία που παρέχονται από το πρόγραμμα VELEST μπορούμε να διαπιστώσουμε ότι το μοντέλο που υπολογίστηκε είναι άριστα ορισμένο μέχρι το βάθος των 15-20 km. Το γεγονός αυτό δικαιολογείται λόγω του μεγαλύτερου αριθμού σεισμικών ακτίνων που διέρχονται μέσω αυτών των στρωμάτων (το 90% των σεισμών εντοπίζονται σε βάθη μικρότερα των 20km). Επειδή όμως οι μεταβολές των ταχυτήτων σε βάθη κάτω των 20km είναι μικρές, δεν επηρεάζουν την ορθότητα της λύσης. Αυτό άλλωστε επιβεβαιώνεται και από τις διαδικασίες ελέγχου της αξιοπιστίας του μοντέλου.

Η βελτίωση του μονοδιάστατου μοντέλου έχει επίπτωση και στις θέσεις των σεισμικών γεγονότων. Στο χάρτη του Σχ.2α απεικονίζονται τα αρχικά και τελικά επίκεντρα καθώς και μία τομή ΒΑ διεύθυνσης που περιγράφει τις μεταβολές ως προς το βάθος τους (Σχ.2β).



(α)



(β)

Σχήμα 2. Διαφορές μεταξύ των θέσεων των σεισμών όπως υπολογίστηκαν αρχικά (κόκκινο) και σύμφωνα με το βέλτιστο 1-Δ μοντέλο ταχυτήτων α) ως προς το επίκεντρο και β) ως προς το βάθος

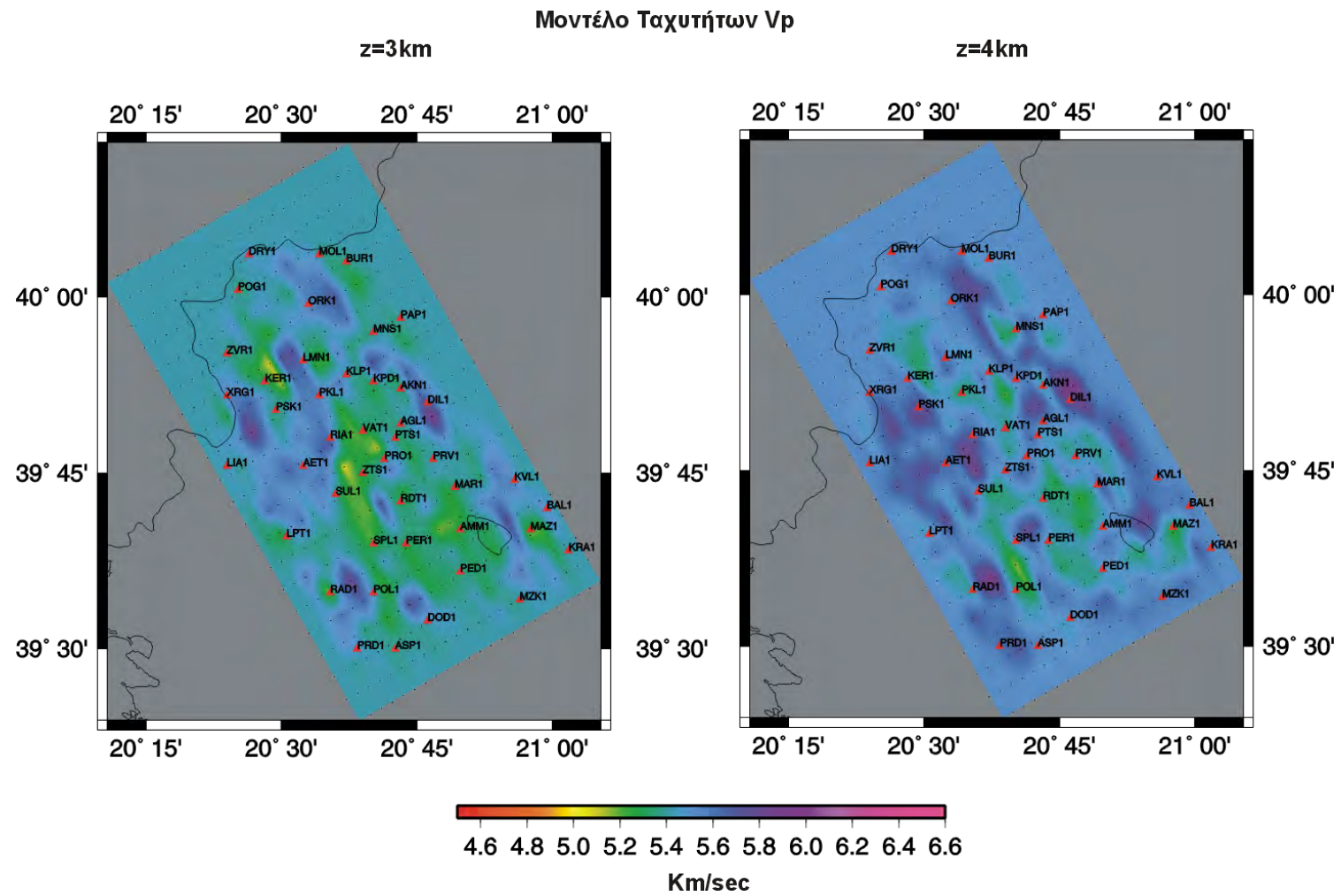
Τα αποτελέσματα από την εφαρμογή της παραπάνω μεθόδου χρησιμοποιήθηκαν στην τρισδιάστατη τομογραφική διερεύνηση της περιοχής μελέτης. Για το σκοπό αυτό χρησιμοποιήθηκε ο αλγόριθμος SIMULPS14 (1999). Ο αλγόριθμος αυτός είναι βελτιωμένη έκδοση των αλγορίθμων SIMULPS12 (1994) και SIMUL3 (Thurber, 1983) και έχει το πλεονέκτημα της επιλογής της τεχνικής ray tracing.

Οι διαστάσεις των κυψελίδων που αποτελούν τον κানাβο καθορίστηκαν βάση της κατανομής της σεισμικότητας και των αντίστοιχων σεισμικών ακτίνων καθώς και από τις δοκιμές με συνθετικά μοντέλα. Αρχικά χρησιμοποιήθηκαν κυψελίδες διαστάσεων $2 \times 4 \times 1$ και $2 \times 4 \times 2$ km. Τα αποτελέσματα των συνθετικών δοκιμών στις δύο περιπτώσεις δεν παρουσίασαν σημαντικές διαφορές. Για το λόγο αυτό χρησιμοποιήθηκε ο κানাβος με τις κυψελίδες μικρότερων διαστάσεων ώστε η απεικόνιση να είναι όσο το δυνατόν πιο λεπτομερής και εφόσον τα σεισμολογικά δεδομένα παρέχουν τη δυνατότητα να συμβεί αυτό. Από την σχετικά ομοιόμορφη κατανομή της σεισμικότητας στην Ήπειρο διαπιστώθηκε ότι δεν είναι αναγκαία η χρησιμοποίηση κανάβου με μεταβλητό μέγεθος κυψελίδων. Η διεύθυνση του κανάβου καθορίστηκε στις 30° σε σχέση με το Βορρά (ΒΔ – ΝΑ) ώστε να είναι παράλληλος προς τις κυριότερες γεωτεκτονικές δομές της περιοχής μελέτης (Eberhart-Philips, 1993).

Για τον υπολογισμό των ταχυτήτων σε οποιοδήποτε σημείο του τρισδιάστατου κανάβου χρησιμοποιήθηκαν δύο σχήματα παρεμβολής. Το πρώτο είναι η γραμμική spline παρεμβολή ενώ το δεύτερο σχήμα περιλαμβάνει κυβική spline παρεμβολή. Τα δύο αυτά σχήματα χρησιμοποιήθηκαν για διαφορετικές τεχνικές ray tracing. Τέλος, βάση του αρχικού μονοδιάστατου μοντέλου και με γραμμική παρεμβολή μεταξύ των στρωμάτων υπολογίστηκαν οι αρχικές ταχύτητες για ενδιάμεσα βάθη (στην περίπτωση που η διάσταση των κυψελίδων ως προς το βάθος είναι 1km).

Από την εφαρμογή της παθητικής σεισμικής τομογραφίας προέκυψαν οι τρισδιάστατες μεταβολές του μοντέλου ταχυτήτων, του λόγου V_p/V_s , οι διορθώσεις των σταθμών και οι παραμέτροι των υποκέντρων (χρόνος γέννησης, γεωγραφική θέση, αζιμούθιο, γωνία ανάδυσης κλπ.). Στο Σχ.3 παρουσιάζονται τα αποτελέσματα της κατανομής των ταχυτήτων των P κυμάτων για τα βάθη των 3 και 4km. (Τα αποτελέσματα περιγράφονται λεπτομερώς στο κυρίως κείμενο της μελέτης).

Η συμφωνία των αποτελεσμάτων της τομογραφίας με τα γεωλογικά και τεκτονικά μοντέλα στην περιοχή της Νοτιοδυτικής Ελλάδας καθώς και με τα αποτελέσματα γεωφυσικών και σεισμολογικών ερευνών επιβεβαιώνει την ποιότητα της παθητικής τομογραφίας στην περιοχή μελέτης και γενικότερα τη χρησιμότητα της στο πεδίο έρευνας του εσωτερικού της γης.



Σχήμα 3. Απεικόνιση των ταχυτήτων των P κυμάτων σε βάθη 3 και 4 km

Τα αποτελέσματα της σεισμικής τομογραφίας χρησιμοποιήθηκαν στη συνέχεια για την εξαγωγή συμπερασμάτων για το τεκτονικό καθεστώς της περιοχής. Η ερμηνεία τους χωρίζεται σε δύο φάσεις, στην πρώτη φάση γίνεται η ερμηνεία της τρισδιάστατης δομής των ταχυτήτων και στη δεύτερη χρησιμοποιείται η κατανομή των υποκέντρων και των αντίστοιχων μηχανισμών γένεσης, ώστε να γίνει μία λεπτομερής περιγραφή του γεωτεκτονικού καθεστώτος στην περιοχή.

Οι τομές των αποτελεσμάτων της τομογραφίας σε βάθος και κατά μήκος της περιοχής μελέτης αποτελούν τη βάση για την απόδοση των γεωτεκτονικών χαρακτηριστικών της. Οι μεταβολές των ταχυτήτων στα επιφανειακά στρώματα, μπορούν να συσχετιστούν με τα υπάρχοντα γεωλογικά δεδομένα και να αποτελέσουν ένα επιπλέον αποδεικτικό στοιχείο για την ορθότητα των αποτελεσμάτων σε βαθύτερα στρώματα.

Το μειονέκτημα στην ερμηνεία αυτών των στρωμάτων είναι η περιορισμένη διακριτική ικανότητα κατά τον υπολογισμό των ταχυτήτων, λόγω της διαδρομής των σεισμικών ακτίνων, οι οποίες σε αυτά τα βάθη κινούνται σε υποκάθετες διευθύνσεις με αποτέλεσμα να αντιπροσωπεύουν κυρίως τις περιοχές κοντά στους σταθμούς καταγραφής. Παρά το γεγονός αυτό και λαμβάνοντας υπόψη την καλή γεωμετρία και πυκνότητα του σεισμολογικού δικτύου, παρατηρείται σωστή αναπαράσταση των δομών της περιοχής σε σύγκριση με λεπτομερείς γεωτεκτονικούς χάρτες (E.I.G. & I.F.P, 1966, I.G.M.E, 1989), με δεδομένη κάποια διαφοροποίηση που μπορεί να οφείλεται και στη διαφορά βάθους.

Στις τομές σε βάθος 0 και 1 km καθώς και στις κάθετες τομές παρατηρείται μία εναλλαγή των χαμηλών –υψηλών ταχυτήτων που αντιστοιχεί σε ένα σύστημα συγκλίνων και αντικλίνων αντίστοιχα με διεύθυνση ΒΔ-ΝΑ. Οι περιοχές που αντιστοιχούν σε σύγκλινα έχουν πληρωθεί κυρίως με μαργαϊκά και ψαμμιτικά πετρώματα καθώς και με αποθέσεις αδιαίρετου φλύσχη της Ιονίου ζώνης και χαρακτηρίζονται από χαμηλές ταχύτητες (4.5 – 5.0 km/sec). Οι θέσεις που αντιπροσωπεύουν αντίκλινα δομούνται από ασβεστόλιθους του Παντοκράτορα, της Βίγλας και της Ιονίου ζώνης, τα οποία αντιστοιχούν σε υψηλότερες ταχύτητες (5.1 – 5.8 km/sec). Τέλος, εντοπίζονται σε όλη την περιοχή μελέτης θέσεις όπου εμφανίζονται Ηωκαινικός ασβεστόλιθος και αποθέσεις φλύσχη.

Πρέπει να σημειωθεί ότι ο λόγος V_p/V_s παρουσιάζει ιδιαίτερα υψηλές τιμές σε βάθος 0 km και άνω (≥ 1.85). Το γεγονός αυτό οφείλεται στους εξής λόγους: α) Στο υψηλό πορώδες των γεωλογικών σχηματισμών που συνήθως είναι κορεσμένοι β) Στην καρστικότητα των ασβεστολίθων και γ) Στο γεγονός ότι, η καθετότητα των σεισμικών ακτίνων στα επιφανειακά στρώματα και η ποιότητα - ποσότητα των

δεδομένων που αφορούν στην ταχύτητα των εγκάρσιων σεισμικών κυμάτων καθιστούν περιορισμένη την δυνατότητα ακριβή προσδιορισμού του λόγου V_p/V_s .

Πιο συγκεκριμένα πολύ χαρακτηριστική είναι η δομή χαμηλών ταχυτήτων που αντιστοιχεί στο σύγκλινο της Βοτσαράς, με διεύθυνση BBD – NNA, μεταξύ των σταθμών POL στα νότια και ZVR στα βόρεια. Οι ταχύτητες που παρατηρούνται στη θέση αυτή και για βάθη 0 και 1 km περιγράφουν ικανοποιητικά την ύπαρξη μαργαϊκών-ψαμμιτικών αποθέσεων φλύσχη. Το βάθος των αποθέσεων δικαιολογείται και από γεωλογικά στοιχεία, στα οποία το πάχος των φλυσχικών αποθέσεων μπορεί να ξεπερνά τα 2km σε πτυχωμένες περιοχές (Κατσικάτσος, 1992; Μουντράκης, 1985). Οι ταχύτητες που παρατηρούνται στην περιοχή, εμφανώς οριοθετούν την έκταση και τη θέση του συγκλίνου της Βοτσαράς αν και μπορούν να θεωρηθούν υψηλές σε σχέση με τις τυπικές τιμές των ταχυτήτων (στην επιφάνεια) των αποθέσεων. Αυτό μπορεί να δικαιολογηθεί τόσο από τη σύσταση και τη συνεκτικότητα του φλύσχη καθώς και από το γεγονός ότι οι τιμές αυτές πιθανόν να επηρεάζονται από τους γειτονικούς σχηματισμούς που χαρακτηρίζονται από υψηλότερες ταχύτητες.

Στο ανατολικό τμήμα της περιοχής μελέτης διακρίνεται μία δομή υψηλών ταχυτήτων (5.4 – 5.7 km/sec), η οποία αντιστοιχεί στο μεγα-αντίκλινο του Μιτισκελίου. Η δομή αυτή διακόπτεται από κανονικά εγκάρσια ρήγματα (Σεισμοτεκτονικός χάρτης Ι.Γ.Μ.Ε, 1989). Το τελευταίο γίνεται εμφανές στην περιοχή μεταξύ των σταθμών MAR, KVL, MAZ, AMM, όπου μεταξύ των ασβεστολίθων (υψηλές ταχύτητες) παρεμβάλλονται αποθέσεις του φλύσχη (χαμηλές ταχύτητες).

Στην περιοχή της λίμνης των Ιωαννίνων η ύπαρξη τεταρτογενών υλικών και αποθέσεων φλύσχη περιγράφεται από τις χαμηλές ταχύτητες που παρατηρούνται στην περιοχή (4.5 – 5.0 km/sec). Επίσης η κατά τόπους εμφάνιση Τριαδικών λατυποπαγών στην επιφάνεια (στα νοτιοανατολικά του σταθμού PED) σε συνδυασμό με την ύπαρξη μικρολατυποπαγών ασβεστολίθων της Βίγλας, περιγράφεται ικανοποιητικά από τις παρατηρούμενες ταχύτητες αν και μπορούν να θεωρηθούν χαμηλότερες από τις αναμενόμενες. Οι χαμηλές τιμές του λόγου V_p/V_s (1.70-1.75) στην περιοχή της λίμνης, επιβεβαιώνουν την διείδυση του εβαπορίτη σε βάθος 1km. Το γεγονός αυτό είναι ιδιαίτερα εμφανές στη δεύτερη εγκάρσια τομή τόσο της ταχύτητας V_p όσο και του λόγου V_p/V_s

Στο νότιο τμήμα της περιοχής η εναλλαγή χαμηλών – υψηλών ταχυτήτων συσχετίζεται με το σύστημα συγκλίνων – αντικλίνων που προαναφέρθηκε. Ξεκινώντας την περιγραφή από τα ανατολικά παρατηρούνται διαδοχικά το σύγκλινο στην περιοχή KRA (τμήμα συγκλίνου Ηπείρου – Ακαρνανίας), το αντίκλινο του Μιτισκελίου (μεταξύ των θέσεων KRA – MZK), ένα σύγκλινο στην περιοχή MZK, τις

αντικλινικές δομές Αετοράχης – Τόμαρου, το σύγκλινο του Βοτσαρά και το βόρειο τμήμα του αντικλίνου της Παραμυθιάς, το οποίο εξελίσσεται προς βορρά στην αντικλινική δομή της Μουργκάνας (Γεωλογικός χάρτης Ηπείρου, Ε.Ι.Γ, Ι.Φ.Ρ, 1966).

Στο βόρειο τμήμα της περιοχής οι χαμηλές ταχύτητες που παρατηρούνται κατά τόπους (μεταξύ των θέσεων ZVR, KER, LMN, PKL) συσχετίζονται με την επιφανειακή εμφάνιση του Τριαδικού (γύψος και συνεκτικά λατυποπαγή), το οποίο έχει ανέλθει διαπυρικά. Οι υψηλές ταχύτητες που εμφανίζονται μεταξύ των σταθμών RIA, PKL, KER, PSK, POG αντιπροσωπεύουν την επιφανειακή εμφάνιση των ασβεστολίθων της Ιονίου ζώνης που οφείλεται στο ανάστροφο ρήγμα του Κασιδιάρη. Στα Βορειοδυτικά, οι υψηλές ταχύτητες μεταξύ των σταθμών DRY, ORK, MOL, BUR αντιστοιχούν σε ασβεστολίθους, ενώ οι χαμηλές ταχύτητες στις θέσεις MNS, PAP, BUR, MOL αντιπροσωπεύουν τα ιζήματα που δομούν την κοιλάδα του Αώου – Βοϊδομάτη αλλά και τις κατά τόπους εμφανίσεις του φλύσχη της ζώνης της Πίνδου.

Σε βάθος 2 km η εικόνα διαφοροποιείται και οι ταχύτητες που εμφανίζονται σε μεγαλύτερο ποσοστό είναι αυτές που αντιπροσωπεύουν τους ασβεστόλιθους του Παντοκράτορα (5.5 – 5.9 km/sec). Οι χαμηλές ταχύτητες στο σύγκλινο της Βοτσαράς υποδηλώνουν την ύπαρξη του φλύσχη και όπως απεικονίζεται στις εγκάρσιες τομές, είναι και το μέγιστο βάθος του. Τέλος, η κατά τόπους εμφάνιση του Τριαδικού που αναφέρθηκε, στα υπερκείμενα στρώματα, σε βάθος 2km παρατηρείται σε μεγάλη έκταση. Ιδιαίτερα εμφανής είναι η διείσδυση των εβαποριτών του Τριαδικού ανάμεσα στους ασβεστόλιθους στην περιοχή της λεκάνης των Ιωαννίνων και πιο συγκεκριμένα κατά μήκος των ανάστροφων ρηγμάτων του Μισικελίου και των Κούρεντων – Κασιδιάρη (ταχύτητα 4.9 – 5.3 km/sec, για βάθος 2km και ανάλογα με τη σύστασή τους). Ανάλογες ταχύτητες παρατηρούνται στην περιοχή ZVR, KER, LMN και αντιστοιχούν στους εβαπορίτες οι οποίοι εμφανίζονται και επιφανειακά. Η εκτεταμένη εμφάνιση των εβαποριτών πιστοποιείται και από τις χαμηλές τιμές του λόγου V_p/V_s που παρατηρούνται (1.70-1.75)

Σε βάθος 3 km η εικόνα των ταχυτήτων είναι σαφώς πιο ευκρινής καθώς αντιπροσωπεύουν οι υψηλότερες τους παλαιότερους ασβεστόλιθους του Παντοκράτορα ενώ οι χαμηλότερες (μέχρι 5.4 km/sec) τις διεισδύσεις των εβαποριτών. Ανάλογη είναι η δομή των ταχυτήτων στα 4 και 5km όπου στις ίδιες περιοχές συνεχίζεται η εμφάνιση των εβαποριτών με παρόμοιες χαρακτηριστικές ταχύτητες καθώς και των ασβεστολίθων αντίστοιχα ενώ στα 6km παρατηρείται μία μικρή άνοδος στις τιμές που αφορούν στους εβαπορίτες λόγω του βάθους και πιθανόν και της σύστασής τους. (π.χ ο αλίτης χαρακτηρίζεται από χαμηλές ταχύτητες ενώ ο ανυδρίτης ή ο γύψος παρουσιάζουν ταχύτητες συγκρίσιμες με αυτές των ασβεστολίθων).

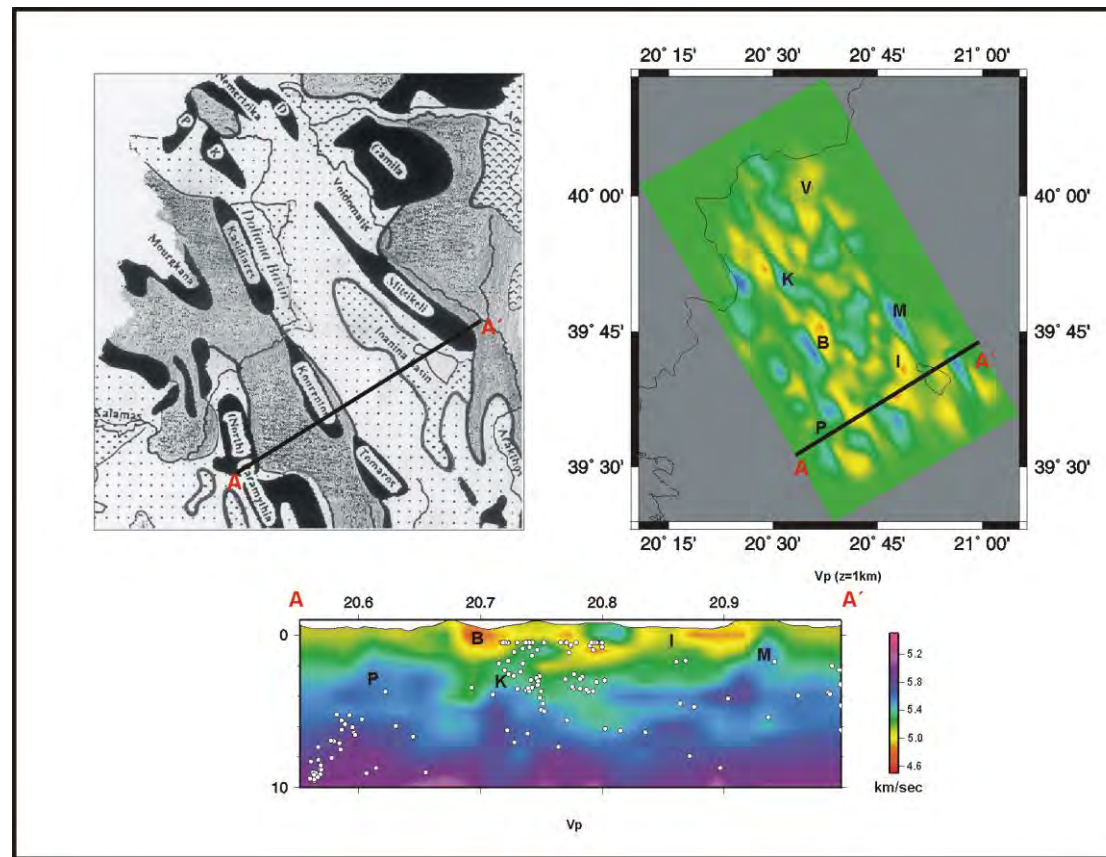
Σε βάθος 3 – 6km οι τιμές του λόγου V_p/V_s είναι χαμηλές στις θέσεις που έχουν διεισδύσει εβαπορίτες και υψηλότερες όπου οι ταχύτητες των διαμήκων κυμάτων χαρακτηρίζουν ασβεστόλιθους. Αξιοσημείωτο είναι το γεγονός ότι σε βάθη 5 και 6km, οι τιμές του λόγου V_p/V_s που αντιστοιχούν στους εβαπορίτες παρουσιάζουν κατά τόπους μικρή άνοδο (1.75-1.78), η οποία πιθανόν να οφείλεται στην ενσωμάτωση μέσα στην μάζα των εβαποριτών στρώσεων γεωλογικών σχηματισμών.

Σε βάθη 7 και 8 km, στις περιοχές όπου στα υπερκείμενα στρώματα είναι εμφανής η ύπαρξη εβαποριτών, παρατηρούνται χαμηλότερες ταχύτητες σε σχέση με τις ταχύτητες που αντιστοιχούν σε αυτές των ασβεστολίθων ή του υποβάθρου. Για το λόγω αυτό θεωρείται ότι οι ταχύτητες αυτές αντιπροσωπεύουν εβαπορίτες και η υψηλή τιμή τους οφείλεται στο βάθος ή στη σύσταση τους. Ανάλογα είναι τα αποτελέσματα της τομογραφικής διερεύνησης σε βάθη 9 και 10 km, όπου από τις υψηλές ταχύτητες του υποβάθρου και των Τριαδικών ασβεστολίθων διαφοροποιούνται κάποιες περιοχές χαμηλότερων ταχυτήτων που υποδηλώνουν την ύπαρξη των εβαποριτών.

Στα αντίστοιχα βάθη ο λόγος V_p/V_s παρέχει μία ευκρινέστερη εικόνα για την ύπαρξη των εβαποριτών παρουσιάζοντας υψηλότερες τιμές στα περιβάλλοντα πετρώματα που αντιστοιχούν σε ασβεστόλιθους ή υπόβαθρο.

Σύμφωνα με όσα προαναφέρθηκαν, προκύπτει ότι οι εβαπορίτες και οι ασβεστόλιθοι έχουν πάχη που μπορούν να ξεπερνούν και τα 10 km. Τα πάχη αυτά έρχονται σε αντίθεση με αντίστοιχα που αναφέρονται συχνά στη βιβλιογραφία (Κατσικάτσος, 1992; Μουντράκης, 1985), θεωρείται όμως ότι προέκυψαν λόγω του καθεστώτος συμπίεσης που έλαβε χώρα στην περιοχή και προκάλεσε πτυχωσεις και ανάστροφα ρήγματα. Αποτέλεσμα αυτού είναι τα πάχη των στρωμάτων στις θέσεις που έχουν πτυχωθεί και επωθηθεί να εμφανίζονται αρκετά μεγαλύτερα από τα αρχικά πάχη απόθεσης. Παρόμοια εικόνα παρουσιάζουν γεωτεκτονικά μοντέλα που έχουν προταθεί για περιοχές βόρεια της περιοχής μελέτης (Velaj et al, 1999; Robertson και Shallo, 2000).

Στο Σχ. 4, παρουσιάζεται ένα απλοποιημένο γεωλογικό μοντέλο της περιοχής (King et al, 1993) καθώς και δύο αντιπροσωπευτικές τομές του τρισδιάστατου μοντέλου ταχυτήτων των διαμήκων σεισμικών κυμάτων (η πρώτη σε βάθος 1km και η δεύτερη εγκάρσια κατά μήκος της γραμμής AA'). Το γεωλογικό μοντέλο συμφωνεί με τις παρατηρήσεις επί των αποτελεσμάτων της σεισμικής τομογραφίας που προηγήθηκαν γεγονός που επιβεβαιώνεται από την αντιστοιχία των κυριότερων γεωτεκτονικών δομών όπως περιγράφεται στο Σχ.4.



Σχήμα 4. Αντιστοίχιση των κυριότερων γεωλογικών δομών μεταξύ των αποτελεσμάτων της παθητικής τομογραφίας και του γεωλογικού μοντέλου της περιοχής μελέτης. (P:Παραμυθιά, B: Βοτσαράς, K: Κούρεντων-Κασιδιάρης, I: Πεδίο Ιωαννίνων, M: Μιτσικέλι, V: Βοϊδομάτης)

Με βάση το τρισδιάστατο μοντέλο ταχυτήτων της σεισμικής τομογραφίας προέκυψαν και τα απαραίτητα στοιχεία για τον υπολογισμό του μηχανισμού γένεσης (αζιμούθιο και γωνία ανάδυσσης). Επομένως και για τον μηχανισμό γένεσης όπως και για το επίκεντρο η επίλυση που προκύπτει είναι πολύ ακριβής σε σχέση με την επίλυση με 1-D μοντέλο σεισμικών ταχυτήτων. Η ακρίβεια των παραπάνω υπολογισμών συμβάλει στην καλύτερη ερμηνεία των αποτελεσμάτων και στην καλύτερη μελέτη του σεισμοτεκτονικού καθεστώτος.

Από τους 434 σεισμούς που χρησιμοποιήθηκαν στην τομογραφική διερεύνηση της Ηπείρου, επιλέχθηκαν 270, οι οποίοι είχαν περισσότερες από 15 αφίξεις P-κυμάτων (ποσοστό 65% αυτών είχε περισσότερες από 20 αφίξεις) για τον υπολογισμό του μηχανισμού γένεσης. Για τον υπολογισμό του μηχανισμού γένεσης χρησιμοποιήθηκε το πρόγραμμα FPFIT, Reasenberg and Oppenheimer 1985, το οποίο υπολογίζει το βέλτιστο μηχανισμό γένεσης που αντιστοιχεί σε μία σειρά από παρατηρήσεις, βασιζόμενο σε μια διαδικασία grid search σε δύο στάδια

Στον Πίνακα 2 παρουσιάζονται τα συνοπτικά αποτελέσματα όπως προέκυψαν από το FPFIT, ενώ στο Σχ.5 απεικονίζεται η κατανομή των μηχανισμών γένεσης στην περιοχή μελέτης καθώς και μία εγκάρσια τομή κατά μήκος της γραμμής ΑΑ'.

Πίνακας 2. Μηχανισμοί γένεσης που προέκυψαν από την παραπάνω ανάλυση.

Γεωγρ. Μήκος	Γεωγρ. Πλάτος	Βάθος	Διεύθυνση	Κλίση	Διάνυσμα Ολίθησης	Μέγεθος
20.73983	39.68917	.66	60	70	100	2.09
20.86633	39.7395	8.35	25	70	130	2.48
20.68383	39.75867	15.44	40	25	0	2.48
20.68567	39.75917	15.98	110	30	-160	2.51
20.689	39.75867	16.63	135	80	130	2.54
20.6865	39.75767	16.21	10	20	70	2.22
20.585	39.66233	6.15	170	25	130	1.89
20.74033	39.69383	1.12	50	40	120	1.92
20.6275	39.97817	.48	90	45	90	2.65
20.59633	39.669	6.18	60	80	-100	2.82
20.59017	39.66333	4.18	125	70	0	2.05
20.736	39.6945	.1	55	5	-30	2.32
20.66633	39.95233	2.71	110	55	110	2.75
20.79767	39.66533	.1	20	50	-70	2.35
20.68067	39.79317	18.63	180	5	-20	2.74
20.5205	39.95117	23.45	145	60	-130	2.21
20.7495	39.93616	6.71	155	30	80	2.1
20.47333	40.05333	25.07	155	85	-60	2.56
20.577	39.94316	23.09	125	70	-10	2.41
20.56883	39.96183	24.83	125	65	120	2.42
20.57533	39.95733	20.39	75	70	30	2.25
20.5575	39.95383	23.64	155	50	40	2.94
20.56333	39.95683	24.11	105	65	110	2.73
20.56017	39.966	25	25	70	50	2.34

Συμπεράσματα

20.56317	39.9605	24.46	180	50	130	2.25
20.6015	39.66233	6.14	100	30	120	1.92
20.67933	39.785	18.35	105	60	40	2.13
20.70567	39.77917	21.24	40	85	160	1.89
20.6105	39.718	2.91	125	45	70	1.85
20.69217	39.79683	19.55	125	25	130	2.01
20.74267	39.68367	3.37	105	15	40	2.42
20.69067	39.7955	19.92	160	10	140	2.55
20.68967	39.78933	20.67	140	65	-110	2.13
20.68433	39.75583	16.96	65	90	-140	2.16
20.93933	39.73	7.2	25	50	-100	2.18
20.68083	39.74166	21.76	175	50	-140	2.08
20.62483	39.6045	11.34	145	35	80	2.07
20.661	39.82367	1.37	120	25	-10	2.11
20.51283	39.63334	11.81	5	25	-140	2.71
20.78767	39.66533	3.88	110	25	130	2.55
20.583	40.00417	3.19	70	65	60	2.8
20.79417	39.66033	.56	105	80	130	2.43
20.68	39.96733	3.45	180	75	100	2.4
20.4805	39.69183	11.29	135	65	80	2.86
20.46233	39.72683	6.74	160	85	-150	2.36
20.4415	39.71684	8.83	55	65	150	2.3
20.6815	39.72334	16.7	140	70	100	2.35
20.73533	39.69	2.66	75	35	-90	2.44
20.56817	39.58883	13.74	105	60	80	2.01
20.38583	39.79817	7.11	140	65	100	2.23
20.6135	39.74567	19.06	160	45	130	2.37
20.64383	39.98317	4.22	15	65	60	2.42
20.9285	39.67767	.42	20	35	80	2.07
20.86433	39.76917	7.81	75	35	10	2.3
20.38317	39.80684	6.93	45	90	80	2.8
20.90167	39.7365	4.64	130	75	160	2.9
20.73533	39.69217	.62	135	25	-80	2.43
20.89617	39.7415	4.23	140	35	-110	2.92
20.73483	39.69117	.88	125	50	-40	2.13
20.762	39.943	5.01	175	35	-120	2.59
20.76267	39.94667	4.77	20	35	-40	2.28
20.75867	39.94167	6.22	150	60	-110	2.96
20.75733	39.93967	4.82	15	30	-70	2.54
20.73817	39.693	.44	165	10	0	2.2
20.72233	39.6855	.19	80	50	-160	2.19
20.57183	39.5875	12.9	165	80	-160	2.31
20.73067	39.69	3.62	165	50	-60	2.37
20.722	39.684	.1	105	5	-130	2.04
20.873	39.70933	8.3	150	90	70	2.3
20.6405	39.98367	3.37	95	25	20	2.73
20.74017	39.693	.29	20	30	-130	2.16
20.7955	39.66567	.32	80	65	-140	1.99
20.794	39.6675	.1	115	70	-150	2.14
20.7525	39.8025	13.65	105	80	110	2.17
20.739	39.69067	.33	130	55	-50	2.17
20.439	39.71967	7.33	160	25	-40	2.18
20.67867	39.73967	15.69	75	35	100	2.06
20.85167	39.65867	2.15	180	50	-60	2.48
20.75017	39.70417	5.39	135	45	-150	2.06
20.7215	39.68067	6.43	90	15	130	2.06
20.55817	39.5755	17.62	105	80	-150	2.31
20.5695	39.72483	15.34	105	85	30	2.06

Συμπεράσματα

20.60033	39.66917	8.98	150	35	30	2.02
20.73783	39.6905	.36	130	65	-40	2.4
20.58767	39.9935	24.8	65	25	-20	2.56
20.59	40.003	24.3	160	50	140	2.65
20.73783	39.6945	4.01	180	50	-20	2.18
20.741	39.69117	1.42	55	70	80	1.99
20.8455	39.61333	13.17	100	35	-70	2.03
20.639	39.66717	11.37	10	30	90	1.84
20.5875	39.7505	14.44	165	35	140	2.45
20.58717	39.668	5.85	85	30	10	2.33
20.77183	39.782	20.71	100	70	70	2.59
20.68283	39.96967	3.17	70	55	-10	2.83
20.58033	39.5905	14.3	105	90	-100	2.32
20.5985	39.63617	20.76	5	40	170	2.49
20.476	39.704	9.99	135	70	100	2.52
20.6455	39.74717	20.09	40	60	-140	2.38
20.6985	39.89317	2.73	75	80	-40	2.62
20.4275	39.705	8.59	180	70	30	2.31
20.6895	40.00283	3.93	60	10	70	2.36
20.58733	39.6755	5.55	100	50	20	2.27
20.63917	39.7465	19.4	150	65	-130	2.03
20.669	39.81517	18.21	5	20	130	2.57
20.64417	39.74983	18.1	15	70	160	2.54
20.468	39.69683	12.04	140	10	-20	2.25
20.67417	39.7825	17.8	125	45	100	2.43
20.73783	39.7995	3.45	155	85	170	2.43
20.89467	39.74617	7.81	120	75	-180	2.72
20.743	39.54917	14.4	5	45	80	1.81
20.62233	39.7135	3.82	80	80	-30	2.3
20.5745	39.959	23.14	80	55	80	2.74
20.7995	39.65967	1.19	130	45	-110	2.43
20.78267	39.66717	2.91	145	45	-90	2.58
20.61583	39.67767	10.3	115	50	70	2.05
20.8955	39.7475	5.89	120	50	-160	3.16
20.90783	39.742	4.27	170	50	-80	2.41
20.6585	39.44983	6.5	130	10	-160	2.32
20.91083	39.74517	3.86	140	65	-140	2.67
20.78017	39.6665	3.34	165	50	-40	2.23
20.577	39.93933	24.26	150	55	100	2.15
20.54633	39.9555	5.12	70	60	80	2.24
20.58483	39.93983	24.13	20	55	140	2.61
20.84417	39.83783	7.96	140	70	150	2.07
20.5835	39.94267	24.08	85	60	50	2.37
20.73417	39.943	5.05	35	35	-100	2.92
20.59917	40.00834	7.45	15	65	-160	2.62
20.683	39.77967	17.95	160	60	80	2.45
20.5885	40.01017	8.21	110	90	-10	2.69
20.59967	40.0095	7.63	60	60	-120	2.95
20.66	39.80833	18.17	120	40	10	2.11
20.7225	39.683	1.43	5	30	80	1.99
20.59417	40.00733	7.32	45	80	-160	2.36
20.90383	39.74817	4.52	130	10	-180	2.3
20.68317	39.73667	16.06	145	35	110	1.95
20.56517	39.66433	9.59	55	65	-130	2.46
20.899	39.73833	5.26	40	90	10	2.65
20.90267	39.73567	2.72	160	10	-160	2.69
20.57083	39.66667	8.32	100	30	-100	1.84
20.9005	39.74133	3.41	35	90	-40	3.02

Συμπεράσματα

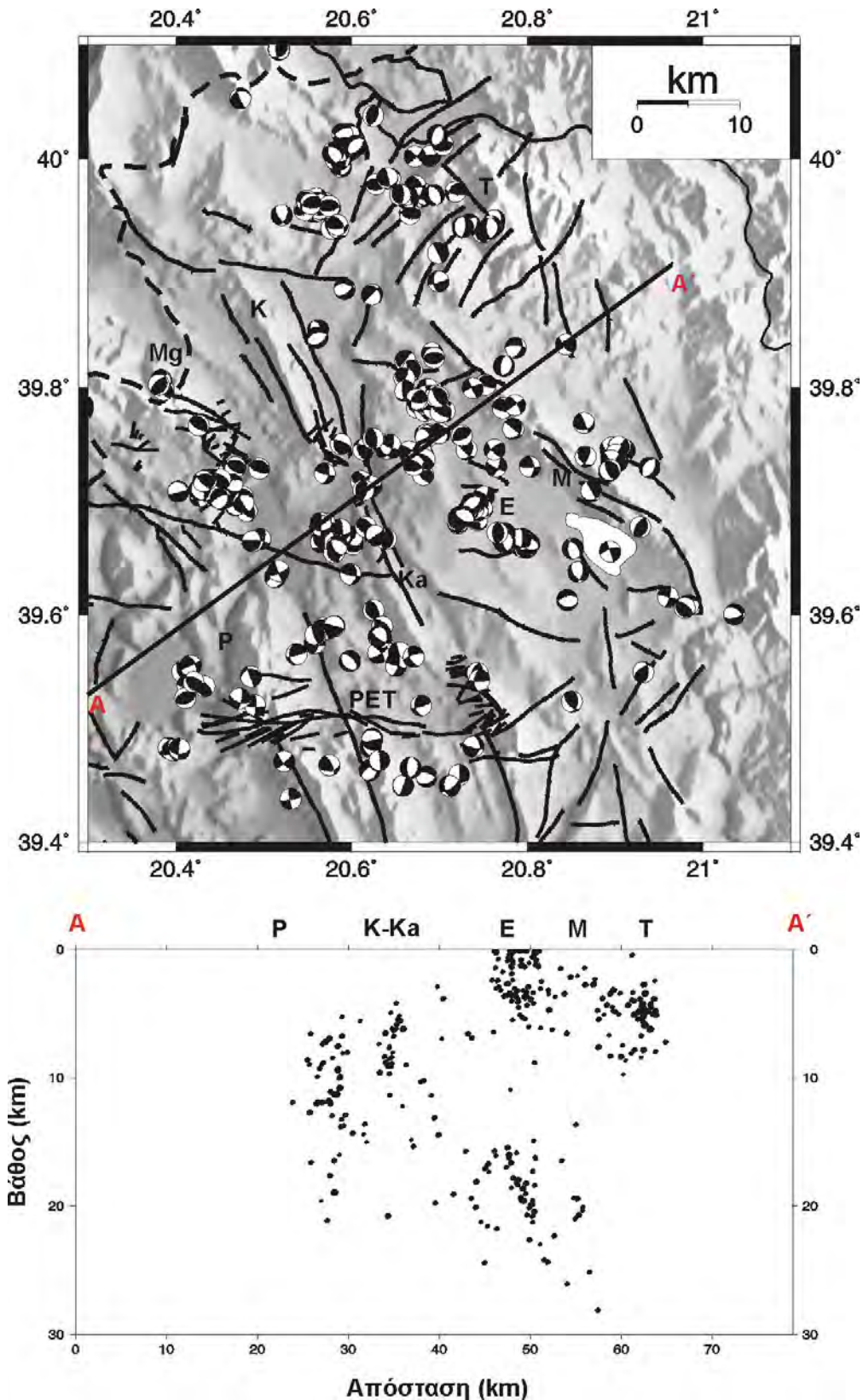
20.66533	39.74383	21.54	40	80	20	1.93
20.6135	39.70984	19.75	180	25	80	2.08
20.59633	40.0225	7.35	100	55	-60	2.67
20.58917	40.02234	8.66	110	50	-50	3
20.46	39.72567	10.78	140	70	70	2.9
20.6215	39.484	5.37	145	35	-110	2.57
20.58633	40.00483	7.89	120	85	0	3.08
20.59183	40.01	7.97	120	65	-40	3.12
20.44283	39.705	11.83	60	80	-70	2.01
20.58017	39.6555	6.52	160	35	90	2.47
20.71833	39.97183	5.42	105	70	130	2.26
20.68533	39.78467	19.55	70	30	110	2.42
20.569	39.66767	8.35	180	90	-80	1.95
20.77567	39.66783	3.63	115	45	60	1.99
20.58567	39.99983	7.55	130	65	-30	2.61
20.7945	39.66717	.1	140	20	-80	2.09
20.7485	39.69367	4.5	95	25	50	2.13
20.62367	39.49083	4.82	165	80	180	2.26
20.4675	39.73033	8.02	125	60	110	2.18
20.66067	39.79716	18.57	170	70	60	1.85
20.42667	39.7105	12.7	155	25	-90	2.47
20.7735	39.81917	7.6	30	30	-70	2.76
20.697	39.7915	20.77	30	55	40	1.87
20.69817	39.918	4.74	155	90	90	2.27
20.69167	39.8305	4.7	40	70	40	2.7
20.58667	40.00733	7.89	115	30	-120	2.54
20.7435	39.69933	4.05	145	40	-70	2.4
20.464	39.71517	9.35	120	40	-50	2.23
20.7645	39.73083	24.36	115	80	-160	2.2
20.78383	39.76383	19.42	40	25	-180	2.31
20.54883	39.964	23.21	90	70	70	2.6
20.8955	39.736	4.83	140	85	-160	2.96
20.72167	39.68567	3.03	120	45	-100	2.1
20.58183	40.00017	7.04	95	75	-30	2.21
20.477	39.6995	9.44	150	80	-60	2.33
20.893	39.72683	3.36	80	75	-120	2.07
20.7305	39.74583	19.87	135	70	50	2.16
20.69333	39.78167	19.02	95	75	40	2.11
20.802	39.663	.1	110	45	-90	2.2
20.49483	39.729	13.6	110	65	90	2.12
20.79183	39.66667	.24	5	70	-60	2.15
20.5655	39.67983	9.06	135	75	-50	1.67
20.78683	39.835	4.85	25	45	-150	2.04
20.85833	39.63817	46.95	140	45	-130	2.8
20.73867	39.4845	12.32	105	80	-130	2.03
20.74533	39.543	14.48	90	80	140	2.02
20.56417	39.6775	8.7	95	75	-60	1.74
20.5695	39.68083	9.1	175	80	-180	2.03
20.56467	39.68117	9.1	90	65	10	2.05
20.723	39.6865	2.44	120	55	-80	2.1
20.694	39.82617	3.16	85	45	90	2.13
20.5655	39.67883	8.99	85	50	-10	1.68
20.743	39.69233	.1	130	55	-60	2.19
20.7265	39.94067	4.33	165	20	-110	2.54
20.73883	39.69367	3.65	85	60	-180	1.97
20.6935	39.969	3.4	160	50	-80	2.05
20.72433	39.6865	.74	155	45	-80	1.95
20.89433	39.72783	3.99	155	65	100	2.27

Συμπεράσματα

20.932	39.55	4.52	5	50	50	2.29
20.732	39.69183	2.67	5	15	-50	2
20.78567	39.78483	25.12	55	90	20	2.11
20.592	39.88667	10.93	55	50	-120	1.76
20.45083	39.71933	11.07	160	40	120	2.21
20.72233	39.45933	16.59	100	30	-170	2.46
20.40267	39.70883	11.91	75	80	-100	2.18
20.80283	39.73067	19.36	90	85	30	1.9
20.496	39.667	18.92	115	85	30	2.95
20.487	39.66516	21.12	20	25	20	2.06
20.62617	39.67017	10.22	165	20	-160	2.15
20.62433	39.75533	15.71	160	30	80	2.04
20.69983	39.76	17.94	60	90	60	2.03
20.70383	40.01283	5.82	80	40	80	2.21
20.451	39.70233	11.92	10	35	-140	2.48
20.65517	39.56733	8.89	160	80	-130	2.15
20.6205	39.46333	5.3	20	30	-120	3.06
20.73667	39.69817	.9	55	50	-90	2.05
20.96017	39.61617	4.29	105	90	10	2.4
20.53733	39.5655	16.59	75	85	120	2.03
20.89417	39.656	28.11	160	90	160	2.16
20.6745	39.789	15.84	180	40	130	1.89
20.51733	40.09617	29.69	175	65	60	2.61
20.51667	39.639	11.27	160	85	-160	2.4
20.7015	39.7785	22.61	120	75	90	2.28
20.77417	39.67216	.1	120	15	-80	1.92
20.72517	39.758	16.19	65	60	100	1.86
20.68	39.78983	19.33	115	80	60	2.24
20.6725	39.97683	5.97	80	75	50	2.4
20.57867	40.00583	4.2	160	55	-60	2.19
20.66417	39.96533	5.43	140	25	-100	2.33
20.66233	39.96917	4.65	170	15	-70	2.05
20.43483	39.719	9.27	55	25	-180	2.13
20.56183	39.85067	6.88	145	30	-100	2.29
20.672	40.00267	6.36	45	80	10	2.43
20.63483	39.59	9.68	140	35	100	2.02
20.55867	39.58283	16.44	160	80	80	2.41
20.76283	39.74567	22.32	135	70	160	2.24
20.98333	39.609	2.51	140	60	-30	2.57
20.77133	39.66817	1.23	60	85	-150	2.36
20.6865	39.79883	20.11	170	80	150	2.14
20.5835	39.66117	4.93	150	55	-60	1.9
20.77417	39.6645	.81	160	70	-100	2.36
20.85083	39.524	14.64	5	45	130	2.42
21.03567	39.60083	5.22	75	60	-120	2.84
20.695	39.7925	20.79	155	60	110	2.1
20.69867	39.79183	20.42	145	70	90	2.55
20.426	39.767	7.53	120	65	80	2.54
20.561	39.844	6.56	60	40	-100	2.32
20.71167	39.4495	5.81	170	45	-150	2.3
20.43117	39.718	12.01	135	75	120	2.55
20.62317	39.88183	6.02	45	90	60	2.03
20.7275	39.687	3.17	120	60	-80	1.97
20.60533	40.01217	5.97	40	50	-100	2.21
20.65517	39.969	6.17	150	30	60	2.12
20.69767	40.02117	4.21	10	40	-100	2.51
20.766	39.6725	.1	180	50	90	2.2
20.55317	39.961	2.2	100	60	120	2.27

Συμπεράσματα

20.38033	39.80267	7.21	35	30	80	2.67
20.67067	39.73183	17.06	70	45	50	2.35
20.62433	40.03817	6.56	25	55	100	2.21
20.674	39.79	18.17	100	65	140	2.41
20.97917	39.60667	2.61	140	25	100	2.51
20.68533	39.45783	28.66	65	35	-120	1.94
20.39167	39.4835	.61	65	90	-130	2.37
20.52333	39.47133	3.88	140	75	-170	2.4
20.66717	39.46567	21.57	20	35	-70	2.35
20.48967	39.52083	6.67	95	75	10	3.05
20.40717	39.5505	8.99	150	55	90	2.67
20.39617	39.48083	2.94	65	75	-30	2.66
20.48533	39.546	11.64	160	85	120	1.85
20.4725	39.52683	12.58	110	60	-160	1.92
20.63117	39.472	7.93	125	10	-140	2.36
20.413	39.53833	6.18	100	70	30	2.77
20.5745	39.46783	1.13	85	45	30	2.67
20.62367	39.49117	6.35	80	75	-100	2.28
20.404	39.48233	18.77	90	50	-10	2.39
20.43233	39.53733	3.05	145	25	100	2.43
20.41667	39.55583	4.5	65	90	40	2.08
20.41083	39.52717	12.3	70	45	90	2.28
20.53067	39.43817	7.4	80	85	170	2.44
20.42017	39.54133	6.06	145	40	120	2.41
20.598	39.55983	23.58	135	30	-90	2.32
20.67917	39.52067	8.96	170	40	10	1.85
20.63767	39.57117	9.66	35	55	-110	1.27
20.63033	39.567	10.98	60	70	-160	1.47
20.65017	39.55517	7	20	70	-170	1.81
20.6705	39.5635	13.06	150	60	-20	1.78
20.63067	39.581	12.42	20	65	-110	1.86
20.63317	39.5805	9.35	10	40	-30	1.85



Σχήμα 5. Απεικόνιση των μηχανισμών γένεσης και των υποκέντρων των σεισμών όπως προκύπτουν από την τομογραφική αντιστροφή. (P: Παραμυθιά, K-Ka: Κούρεντων – Κασιδιάρης, M: Μπισικέλι, T: Τύμφη, Mg: Μουργκάνα, PET: Πετούσι, E: Εβαπορίτες)

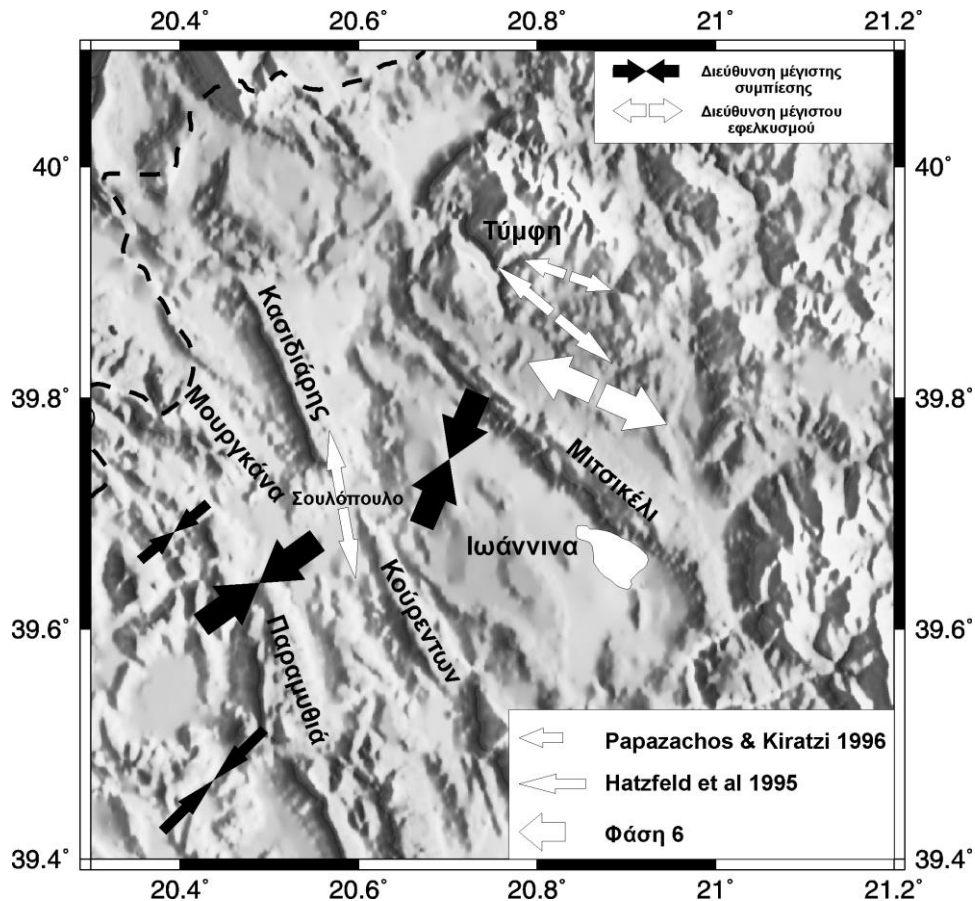
Αυτό που εύκολα μπορεί να διαπιστωθεί από την παρατήρηση των μηχανισμών γένεσης είναι η πολυπλοκότητα του τεκτονικού καθεστώτος στην περιοχή μελέτης. Σημαντικό επίσης είναι το γεγονός της ύπαρξης μηχανισμών γένεσης που συμφωνούν με ανάστροφα ρήγματα κυρίως σε μεγαλύτερα βάθη (15-30 km) ενώ οι δομές που βρίσκονται σε μικρότερα βάθη παρουσιάζουν κανονικό έως οριζόντιο χαρακτήρα.

Τα λεπτομερή αποτελέσματα της συσχέτισης υποκέντρων και μηχανισμών γένεσης με τις τεκτονικές δομές της περιοχής μελέτης περιγράφονται αναλυτικά στο κείμενο της τελικής έκθεσης. Αυτό που πρέπει όμως να σημειωθεί στα γενικά συμπεράσματα είναι ότι όπως προκύπτει από τα παραπάνω δεδομένα σημαντικό ρόλο στην τεκτονική της Ηπείρου παίζουν οι εβαπορίτες, οι οποίες εμφανίζονται με μεγάλα πάχη και διευσδύουν στις επιφάνειες των μεγάλων επωθήσεων μέχρι την επιφάνεια του εδάφους. Οι επωθήσεις αυτές φαίνεται να είναι ακόμη και σήμερα ενεργές. Παρατηρήθηκαν επίσης, αρκετά ρήγματα (μερικά δεν περιέχονται στους τεκτονικούς χάρτες) τα οποία παρουσιάζουν μικροσεισμική δράση (π.χ. Πετούσι – Αγία Κυριακή) καθώς και περιοχές που ενώ έχει αναφερθεί ότι έχουν μικροσεισμική δράση δεν καταγράφηκαν μικροσεισμοί.

Οι μηχανισμοί γένεσης χρησιμοποιήθηκαν στην τελική φάση για τον υπολογισμό του πεδίου των τάσεων στην περιοχή. Τα αποτελέσματα που προέκυψαν από την παραπάνω ανάλυση είναι οι διευθύνσεις των κύριων αξόνων (σ_1 , σ_2 , σ_3) καθώς και το $R = (\sigma_2 - \sigma_1) / (\sigma_3 - \sigma_1)$ (shape factor) που είναι ένας δείκτης του σχετικού μεγέθους του κάθε άξονα. Η ανάλυση έγινε για τρεις υποπεριοχές και τα αποτελέσματα παρουσιάζονται στον Πίνακα 3 και στο Σχ.6.

	σ_1 (κλίση/ διεύθυνση)	σ_2 (κλίση/ διεύθυνση)	σ_3 (κλίση/ διεύθυνση)	R	Απόκλιση
EMT	67/182	21/27	9/294	0.5	10
WMS	25/54	26/157	53/287	0.8	12
WMD	10/203	28/299	60/95	0.5	9

Πίνακας 3. Συγκεντρωτικά αποτελέσματα της αντιστροφής για τις τρεις υποπεριοχές



Σχήμα 6. Σύγκριση των αποτελεσμάτων της Φάσης 6 με τα αποτελέσματα των Papazachos and Kiratzi 1996 και Hatzfeld et al 1995

Όπως φαίνεται και στο Σχ.6 το πεδίο των τάσεων είναι αρκετά ανομοιογενές στην περιοχή μελέτης. Σαν γενικά συμπεράσματα όμως μπορούμε να πούμε, ότι σε βάθη μεγαλύτερα από 15km το πεδίο των τάσεων αντιστοιχεί σε ένα καθεστώς συμπίεσης με κύρια διεύθυνση την ΒΑ-ΝΔ.

Το παραπάνω τεκτονικό καθεστώς συμφωνεί πολύ καλά με το σημερινό πεδίο των τάσεων στην δυτική Ελλάδα. Πιο συγκεκριμένα με το πεδίο των τάσεων που έχει προσδιοριστεί για την θαλάσσια περιοχή από την Λευκάδα έως την Κέρκυρα στην οποία έχουμε σύγκρουση ηπειρωτικού φλοιού (collision). Επίσης συμφωνεί και με το πεδίο των τάσεων που επικρατούσε στην περιοχή κατά την δημιουργία των επωθήσεων στην Δυτική Ελλάδα. Μπορούμε λοιπόν να υποθέσουμε ότι το πεδίο των τάσεων που παράγει την σύγκρουση του ηπειρωτικού φλοιού στις βόρειο δυτικές ακτές της Ελλάδας, επηρεάζει σε βάθη μεγαλύτερα από 15km τις τεκτονικές τάσεις στην περιοχή της Ηπείρου.

Παρόμοια αποτελέσματα για τις διευθύνσεις των κύριων αξόνων της τάσης στην περιοχή έχουν προταθεί από διάφορους συγγραφείς π.χ. (Hatzfeld et al., 1995; Papazachos and Kiratzi, 1996) (Σχ.6).

Στην επιφάνεια (<15km) το πεδίο των τάσεων παρουσιάζει σημαντική διαφοροποίηση δυτικά και ανατολικά της επώθησης του Μιτσικελίου. Έτσι για την περιοχή ανατολικά της επώθησης υπολογίστηκε καθαρά εφελκυστικό πεδίο ενώ για την περιοχή δυτικά το πεδίο των τάσεων που υπολογίστηκε είναι αρκετά πιο περίπλοκο μια και όλοι οι άξονες των τάσεων είναι υποπαράλληλοι. Η παραπάνω διάταξη των αξόνων αντιστοιχεί σε ανομοιογενές πεδίο τάσεων και γενικά το τεκτονικό καθεστώς στην υποπεριοχή αυτή, μπορεί να χαρακτηριστεί σαν *transpressional*.

Με βάση τα παραπάνω μπορούμε να πούμε ότι το Μιτσικέλι είναι το όριο στο οποίο παρατηρείται η αλλαγή στο τεκτονικό καθεστώς και πιστεύεται ότι οι εβαπορίτες που συναντώνται στην περιοχή του Μιτσικελίου έχουν παίξει σημαντικό ρόλο στην αλλαγή του τεκτονικού καθεστώτος κυρίως παρέχοντας μια επιφάνεια αποκόλλησης και διαχωρισμού των τάσεων, με την διεύθυνσή τους κάτω από το Μιτσικέλι. Το πεδίο των τάσεων που υπολογίστηκε για την περιοχή ανατολικά του Μιτσικελίου (EMT) συμφωνεί αρκετά με τα αποτελέσματα των Kiratzi et al. (1987). Στην παραπάνω εργασία το τεκτονικό καθεστώς στην περιοχή αποδίδεται στην σύγκρουση ηπειρωτικού φλοιού που λαμβάνει χώρα στην θαλάσσια περιοχή της δυτικής Ελλάδας καθώς και στον εφελκυσμό που παρατηρείται πίσω από το τόξο (*back-arc extension*).

ΒΙΒΛΙΟΓΡΑΦΙΑ

- Αβραμίδης, Π (1999) Περιβάλλοντα ιζηματογένεσης των τριτογενών σχηματισμών της Λεκάνης Κληματίας – Παραμυθιάς Ηπείρου. Πιθανή γένεση και αποθήκευση υδρογονανθράκων , *Διδακτορική διατριβή*, Παν. Πατρών
- Avramidis P., Zeliidis A., Kontopoulos N., 2000. Thrust dissection control of deep-water clastic dispersal patterns in the Klematia – Paramythia foreland basin, western Greece, *Geol. Mag.*, 137(6), 667-685.
- Aki, K and Richards, P.J. (1980) *Quantitative Seismology*, W.H. Freeman, San Francisco
- Aki, K., and Lee, W.H.K (1976) Three-dimensional seismic-velocity anomalies under a seismic array using first P-arrival time from local earthquakes, 1. A homogeneous initial model. *J. Geophys. Res.*, 81: 4381-99
- Aki, K., Christofersson, A. and Husebye, E.S et al. (1974) Three-dimensional seismic velocity anomalies in the crust and upper-mantle under the U.S.G.S. California seismic array. *EOS, Trans. Am. Geophys. Union*, 56: 1145
- Aki, K., Christofersson, A. and Husebye, E.S. (1976) Three-dimensional seismic structure of the lithosphere under Montana LASA. *Bull. Seismol. Soc. Am.*, 66: 501-24
- Aki, K., Christofersson, A. and Husebye, E.S. (1977) Determination of the three-dimensional seismic structure of the lithosphere. *J. Geophys. Res.*, 82: 277-96
- Allesandrini B., Beranzoli, L., Dracatos, G., Falcone, C., Karantonis, G., Mele, F.M. and Stavrakakis G. (1997) Back-arc basins and P-wave crustal velocity in the Ionian and Aegean Regions, *Geoph. Res.Letters*, 24: 527-530
- Ambraseys, N.N. and Jackson, J.A. (1990) Seismicity and associated strain of central Greece between 1890 and 1988, *Geophys. J. Int*, 101: 663-709
- Aubouin, J. (1959) Contribution a l'etude geologique de la Grece septentrionale: les confins de l'Epire et de la Thessalie, *Ann. Geol. Pays Hellen.*, 10,483
- Backus, G.E and Gilbert, J.F. (1967) Numerical application of a formalism for geophysical inverse problems, *Geophys. J. Roy. Astron. Soc*, 13: 247-276
- Backus, G.E and Gilbert, J.F. (1968) The resolving power of gross earth data, *Geophys. J. Roy. Astron. Soc*, 16: 169-205
- Backus, G.E and Gilbert, J.F. (1970) Uniqueness in the inversion of gross earth data, *Phil. Trans. Roy.Soc.London, Ser.A*, 266: 123-192
- Benz, H.M. and Smith, R.B. (1984) Simultaneous inversion for lateral velocity variations and hypocenters in the Yellow stone region using earthquake and refraction data, *J. Geophys. Res.*, 95: 4633-46
- Berryman J.G.(1990) Lecture notes on: Nonlinear Inversion Theory: I. Borehole seismic tomography, University of California, Lawrence Livermore National Laboratory

- Billiris, H., Paradissis, D., Veis, G., England, P., Featherstone, W., Parsons, B., Cross, P., Rands, P., Rayson, M., Sellers, P., Ashkenazi, V., Davison, M., Jackson, J. and Ambraseys, N. (1991) Geodetic determination of tectonic deformation in central Greece from 1900 to 1988, *Nature*, 350: 124-129
- Bjork, A. (1975) Methods for sparse linear least squares problems, in *Sparse Matrix Computations*, (ed. Bunch, J and Rose, D.) Academic, New York
- Boccaletti, M., Caputo, R., Mountrakis, D., Pavlides, S. (1997) Paleoseismicity of the Souli fault, Epirus, Western Greece, *J. Geodyn.*, 24: 117-127
- Bott M.H.P., 1959. The mechanics of oblique slip faulting, *Geol.Mag.*, 96: 109-117.
- Bois, P., La Porte, M., Lavergne, M. et al (1972) Well to well seismic measurements, *Geophysics*, 47: 471-80
- Brunn, J.H (1956) Contribution à l' étude géologique du Pinde septentrional et d' une partie de la Macedoine occidentale. *Ann. Géol. Pays Hellen.*, 7: 1-358, Athènes
- Cerveny, V., Molotcov, I.A. and Psesnic, I (1977) Ray method in seismology, Universita Karlova, Praha
- Chou, C.W. and Booker (1979) A backus Gilbert aproach to the inversion of travel time data for three-dimensional velocity structure, *Geophys. J. R. astr. Soc.*, 59: 325-44
- Clayton, R.W. (1984) Seismic tomography *EOS, Trans. Am. Geophys. Union*, 65: 236
- Clayton, R.W., and Comer, R.P. (1983) A tomographic analysis of mantle heterogeneities, *EOS, Trans. Am. Geophys. Union*, 64: 776
- Clews, J.E (1989) Structural controls on basin evolution: Neogene to Quaternary of the Ionian zone, Western Greece, *J. Geol. Soc. London*, 146: 447-457
- Cormack, A.M. (1963) Representation of a function by its line integrals, with some radiological applications, *J. Appl. Geophys.*, 34:2722-7
- Creager, K.C. Jordan, T.H. (1986a) Aspherical structure of the core-mantle boundary from PKP travel times, *Geophys.Res.Lett.*, 13: 1397-500
- Crosson, R.S (1976) Crustal structure modeling of earthquake data Part 1. Simultaneous least squares estimation of hypocenter and velocity parameters. *J. Geophys. Res.*, 81: 3036-46
- Dercourt, (1964) Contribution à l' étude géologique d' un secteur du Pèloponese septentrional, *Ann. Géol. Pays. Hellen*, 15: 1-418, Athènes
- Dewey, J.F., Pitman, W.C. and Ryan, W.B.F. (1973) Plate tectonics and the evolution of the Alpine system, *Geol. Soc. Am. Bull.*, 84, 3137-3180
- Dines, K.A. and Lyttle, R.J (1979) Computerized geophysical tomography, *Proc. IEEE*, 67: 1065-1073

- Domenico, S.N. (1984) Rock lithology and porosity determination from shear and compressional wave velocity, *Geophys.*, 73: 5407-5420
- Doornbos, D.J. and Hilton, T. (1989) Models of the core mantle boundary and the travel times of internally reflected core phases, *J. Geophys. Res.*, 94: 15.741-51
- Dziewonski, A.M. (1984) Mapping the lower mantle: Determination of lateral heterogeneity in P velocity up to degree and order 6, *J. Geophys. Res.*, 89: 5929-5952
- Dziewonski, A.M., Hager, B.H. and O'Connell, R.J. (1977) Large scale heterogeneities in the lower mantle *J. Geophys. Res.*, 82: 239-55
- Eberhart-Phillips, D. (1986) Three-dimensional velocity structure in northern California Coast Ranges, for inversion of local arrival times, *Bull. Seismol. Soc. Am.*, 76: 1025-52
- Eberhart-Phillips, D. (1990) Three-dimensional P-and S-velocity structure in the Coalinga region, California, *J. Geophys. Res.*, 95: 15343-63
- Eberhart-Phillips, D. (1993) Local earthquake tomography: earthquake source regions, in *Seismic Tomography: Theory and Practice* (ed. Iyer, H.M. and Hirahara, K.), Chapman & Hall, London
- Eberhart-Phillips, D. and Michael A.J. (1989) Active faulting and deformation of the Coalinga anticline as interpreted from 3-D velocity structure and seismicity, *J. Geophys. Res.*, 94: 15565-86
- E.I.Γ & I.F.P. (1966) Γεωλογικός χάρτης Ηπείρου
- Ellsworth, W.L. (1977) Three-dimensional structure of crust and upper mantle beneath the Island of Hawaii, *Ph.D. Thesis*, Massachusetts Institute of Technology, Cambridge, MA
- Evans, J.R., Eberhart-Phillips, D. and Thurber, C.H. (1994) User's manual for SIMULPS12 for imaging Vp and Vp/Vs: A derivative of the "Thurber" tomographic inversion SIMUL3 for Local Earthquakes and Explosions. *Open File Report 94-431*, U.S. Geological Survey.
- Fessenden, R. A. (1917) Method and apparatus for locating ore-bodies, *U.S. patent 1.240, 328*
- Fleury, J.J. (1980) Les zones de Gavrovo-Tripolitza et du Pinde-Olonos (Grèce Continentale et Peloponnèse du Nord), Evolution d'une plateforme et d'un bassin dans leur cadre alpin, *Soc. geol. Nord. Publ., n° 4*, Lille
- Fouger, G.R., Arnott, S.K. (1993) Local tomography: volcanoes and the accretionary plate boundary in Iceland, in *Seismic Tomography: Theory and Practice* (ed. Iyer, H.M. and Hirahara, K.), Chapman & Hall, London
- Franklin, J.N (1970) Well-posed stochastic extensions of ill-posed linear problems, *J. Math. Anal. Appl.*, 31: 682-716
- Geiger, L. (1910) Herbestimmung bei Erdbeben in *die Angewandte Geophysik Hallway*, Göttingen, Germany, 4: 331-349

- Gerver, M and Markushevitch, V. (1966) Determination of the seismic wave velocity from the travel-time curve, *Geophys. J. R. astr. Soc.*, 11: 165-173
- Gephart, J.W and D.W. Forsyth (1984). An improved method for determining the regional stress tensor using earthquake focal mechanism: application to the San Fernando earthquake sequence, *J. Geophys. Res.* 89, 9305-9320.
- Gephart, J (1990) Stress and the direction of slip on fault planes, *Tectonics* 9, 845-858
- Gilbert, J.F. and Dziewonski, A.M. (1975) An application to the normal mode theory to the retrieval of structure parameters and source mechanisms from seismic spectra, *Phil. Trans. Roy. Soc. London*, 278: 187
- Gilbert, P. (1972) Iterative methods for the three-dimensional reconstruction of an object from projections, *J. Theor. Biol.*, 36: 105-117
- Gordon, R. (1974) A tutorial on ART (Algebraic Reconstruction Technique) *IEEE Trans. Nucl. Sci.*, NS-21: 78-93
- Gouly, N.R. (1993) Controlled source tomography for mining and engineering applications, in *Seismic Tomography: Theory and Practice* (ed. Iyer, H.M. and Hirahara, K.), Chapman & Hall, London
- Gouly, N.R., Thatcher, J.S (1990) and Frindlay, M.J. Experimental investigation of crosshole seismic techniques for shallow coal exploration, *Q. J. Eng. Geol.*, 23: 217-28
- Grand, S.P (1987) Tomographic inversion for shear velocity beneath the north American plate *J. Geophys. Res.*, 92: 14065-90
- Gregory, A.R. (1976) Fluid saturation effects on dynamic elastic properties of sedimentary rocks, *Geophys.*, 41: 895-921
- Haslinger, F. (1998) Velocity structure, seismicity and seismotectonics of Northwestern Greece between the Gulf of Arta and Zakynthos, *Ph.D Thesis*, Swiss Fed. Inst. Tech, Zurich
- Haslinger, F., Kissling E., Ansorge, J., Hatzfeld, D., Papadimitriou, E., Karakostas, V., Makropoulos, K., Kahle, H.-G. and Peter, Y.(1999) 3D crustal structure from local earthquake tomography around the Gulf of Arta (Ionian Region, NW Greece), *Tectonophysics*, 304: 201-218
- Hatzfeld, D., Kassaras, I., Panagiotopoulos, D., Amorese, D., Makropoulos, K., Karakaisis, G. and Coutand, O. (1995) Microseismicity and strain pattern in northwestern Greece, *Tectonics*, 14: 773-785
- Hawley, B.W., Zandt, G. and Smith, R.B. (1981) Simultaneous inversion for hypocenters and lateral velocity variations: an iterative solution with a layered model, *J. Geophys. Res.*, 86: 7073-76
- Herglotz, G. (1907) Über das benndorfche Problem der Fortpflanzungsgeschwindigkeit der Erdbebenstrahlen, *Z.Geophys.*, 8: 145-7

- Hestenes, M.R (1975) Pseudoinverses and conjugate gradients, *Communications of the ACM*, 18: 40-43
- Hestenes, M.R (1980) Conjugate directions and optimization, *Springer*, Berlin
- Hestenes, M.R. and Steifel, E. (1952) Methods of conjugate gradients for solving linear systems, *J. Res. Nat. Bur. Stan.* B 49, 409-436
- Hirahara, K. (1977) A large scale three-dimensional seismic structure under the Japan Island sand the sea of Japan, *J. Phys. Earth*, 25: 393-417
- Horiuchi, S., Ishii, H. and Takagi, A. (1982) Two dimensional depth structure of the crust beneath Tohoku District, I. Method and Conrad discontinuity, *J. Phys. Earth*, 30: 47-69
- Houndsfield, G.N. (1973) Computerized transverse axial scanning tomography: Part I. Description of the system. *Br. J. Radiol.*, 46: 1016-22
- Humphreys, E. and Clayton, R.W (1988) Adaptation of back-projection tomography to seismic travel time problems, *J. Geophys. Res.*, 93:1073-85
- Ινστιτούτο Γεωλογικών και Μεταλλευτικών Ερευνών (1989) Σεισμοτεκτονικός Χάρτης της Ελλάδος., Αθήνα
- I.G.S.R & I.F.P. (1966) Étude géologique de l' Epire (Grèce Nord-occidentale), Technip., Paris
- Institute for Geology Subsurface Research of Greece & Institute Francais de Petrole. 1966. Etude geologique de l'Epire. Paris: Technip, 306pp.
- King G., Sturdy D. and Whitney J. The landscape geometry and active tectonics of the northwest Greece, *Geol.Soc.Am.Bull.*, 105, 137-161,1993.
- King G., Tselentis A., Gomberg J., Molnar P., Roecker S., Sinvhal H., Soufleris C., Stock J., 1983. Microearthquake seismicity and active tectonics of northwestern Greece. *Earth and Planet Sci. Lett.*, 66, 279-288.
- Kiratzi A.A., Papadimitriou E.E., Papazachos B.C., 1987. A microearthquake survey in the Steno dam site in northwestern Greece, *Ann. Geophys.*, Ser. B.5., 161-166.
- Kissling, E., Elsworth, W.L., Eberhart-Phillips, D. and Kradofler, U. (1994) Initial reference models in seismic tomography, *J. Geophys. Res.*, 99: 19.635-19.646
- Lee W. H. K., Bennet R.E. and Meagher K.L., 1972. A method of estimating magnitude of local earthquakes from signal duration, U.S. Geological Survey, Open File Report 1-28.
- Lee, W. H. K. and Lahr J.C., 1975. HYPO71 (Revised): A Computer Program for Determining Hypocenter, Magnitude, and First Motion Pattern of Local Earthquakes, U.S. Geol. Survey, Open File Report 85-749.
- Lee W.H.K., and Valdes C.M., 1985. HYPO71PC A personal computer version of the HYPO71 earthquake location program, U.S.Geological Survey Open File Report, 85-749

- Ivansson, S. (1983) Remark on an earlier iterative tomographic algorithm, *Geophys. J. R. astr. Soc.*, 75: 855-860
- Ivansson, S. (1986) Seismic borehole tomography –theory and computational methods, *Proc. IEEE*, 74: 328-38
- Jackson, D.D. (1979) The use of a priori data to resolve non-uniqueness in linear inversion, *Geophys. J. R. astr. Soc.*, 57: 137-157
- Jackson, D.D., (1972) Interpretation of inaccurate, insufficient and inconsistent data, *Geophys. J. R. astr. Soc.*, 28: 97-109
- Jackson, J. (1994) Active tectonics of the Aegean Region, *Annu. Rev. Earth Planet Sci.*, 22, 239-271
- Jackson, J. and McKenzie, D. (1988) The relationship between the plate motions and seismic moment tensors, and the rates of the active deformation in the Mediterranean and Middle East, *Geophysical. J.*, 93: 45-73
- Jongsma, D., Woodside, J., King, G. and Van Ninte, J. (1987) The Medina Wrench: a key to the kinematics of the central and eastern Mediterranean over the past 5MA, *Earth Planet Sci. Lett.*, 82: 97-106
- Jordan, T.H. and Franklin, J.N. (1971) Optimal solutions to a linear inverse problem in geophysics, *Proc. Nat. Acad. Sci.*, 68: 291-293
- Julian, B.R and Gubbins, D. (1977) Three-dimensional seismic ray tracing, *J. Geophys.*, 43: 95-113
- Kahle, H.-G. and Mueller, M.V., Geiger, A., Danuser, G., Mueller, S., Veis, G., Billiris, H. and Paradisis, D. (1995) The strain field in NW Greece and the Ionian Islands: Results inferred from GPS measurements, *Tectonophysics*, 249:41-52
- Kastens, K.A., Gilbert, L.E., Hurst, K.J., Veis, G., Paradissis, D., Billiris, H., Shluter, W. and Seeger, H. (1996) GPS evidence for arc-parallel extension along the Hellenic arc, Greece, *Tectonophysics*
- Κατσικάτσος, Γ.Χ (1992) Γεωλογία της Ελλάδας, Παν. Πατρών, *Ο.Ε.Δ.Β*, Αθήνα
- Kazcmarz, S. (1937) Angenäherte auflösang von systemen linearer Gleichungen, *Bull. Acad. Polon. Sci. Lett.*, A: 355-357
- Kennett, B.L.N., Sambridge, M.S and Williamson P.R. (1990) Subspace methods for large inverse problems with multiple parameter classes. *Geophys. J. Int.*, 94:237-47
- King, G., Sturdy, D. and Whitney, J. (1993) The landscape geometry and the active tectonics of Northwest Greece, *Geol.Soc.Am. Bull.*, 105: 137-161
- King, G.C.P., Tselentis, A., Gomberg, J., Molnar, P., Roecker, S.W., Sinvhal, H., Soufleris, C. and Stock, J.M. (1983) Microearthquake seismicity and active tectonics of northwestern Greece, *Earth Planet. Sci. Lett.*, 66, 279-88
- Kiratzis, A.A, Papadimitriou, E.E, Papazachos, B.C. (1987) A microearthquake survey in the Steno dam site in Northwestern Greece, *Ann. Geophys.*, B5: 161-166

- Kissling, E. (1988) Geotomography with local earthquake data, *Reviews of Geophysics*, 26:659-698
- Kissling, E., Elsworth, W.L., Eberhart-Phillips, D. and Kradofler, U. (1994) Initial reference models in seismic tomography, *J. Geophys. Res.*, 99: 19.635-19.646
- Koch, M. (1985) A numerical study of the determination of the 3D structure of the lithosphere by linear and non-linear inversion of teleseismic travel times, *Geophys. J. R. astr. Soc.*, 80: 73-93
- Lanczos, C. (1961) Linear differential operators, *Van Nostrand*, London
- Lawson, C.L and Hanson, R.J (1974) Solving least squares problems, *Prentice-Hall*, Englewood Cliffs, NJ
- Lawson, C.L. (1973) Sparse matrix methods based on orthogonality and conjugasy, *Technical Report*,33-627, Jet Propulsion Laboratory
- 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
- Le Pichon, X., Chamot-Rooke, N., Lallemand, S., Noomen, R. and Veis, G. (1995) Geodetic determination of the kinematics of the central Greece with respect to Europe: Implications for the Eastern Mediterranean tectonics, *J. Geophys. Res.*, 100: 12.675-12.690
- Lee W.H.K. and Lahr, J.C. (1972) HYPO71 (revised) A computer program for determining hypocenters, magnitude and first motion pattern of local earthquakes, *U.S.Geol.Surv. Open File Rep.*, 75: 311,
- Lee, W.H.K. and Stewart, S.W. (1981) Principals and applications of microearthquake networks, *Academic Press*, New York
- Lees, J.M. Crosson, R.S (1989) Tomographic inversion for three-dimensional velocity structure at Mount St. Helens using earthquake data, , *J. Geophys. Res.*, 94: 5716-28
- Leigh, S.P. (1991) The sedimentary evolution of the Pindos Foreland Basin, Western Greece, *Ph.D Thisis*, University of Wales, Cardiff
- Levenberg, K. (1944) A method for the solution of certain non-linear problems in least-squares, *Quart. Appl. Math.*, 2:164-168
- Lin, C.H. and Roecker, S.W. (1990) Determination of tearthquake hypocenters, focal mechanisms and velocity structure in the Morgan Hill area through 3-D circular ray tracing, *EOS, Trans. Am. Geophys. Union*, 71: 1445
- Lutter, W.J. and Nowack, R.L. (1990) Inversion for crustal structure using reflections from the PASSCAL Ouachita experiment, *J. Geophys. Res.*, 95: 4633-46
- Lutter, W.J., Nowack, R.L. and (1990) Seismic imaging for upper crustal structure using travel times from the PASSCAL Ouachitta experiment, *J. Geophys. Res.*, 95: 4621-31

- Marquardt, D.W. (1963) An algorithm for least squares estimation of non-linear parameters, *SIAM J. Appl. Math.*, 11, 431-441
- McCann, D.M., Baria, R. and Jackson, P.D. et al (1986) Applications of crosshole seismic measurements, *Geophysics*, 51: 914-29
- McKenzie, D. (1972) Active tectonics of the Mediterranean region, *Geophys. J. R. Astr. Soc.*, 30: 109-185
- McKenzie, D. (1978) Active tectonics of the Alpine Himalayan belt: the Aegean Sea and surrounding regions, *Geophys. J. R. astr. Soc.*, 55: 217-245
- Meijer, P.Th. and Wortel, M.J.R. (1997) Present-day dynamics of the Aegean region: A model analysis of the horizontal pattern of stress and deformation, *Tectonics*, 16: 879-895
- Melis N.S and Tselentis G-A. (1997) 3-D P wave velocity structure in Western Greece determined from tomography using earthquake data recorded at the University of Patras seismic network (PATNET), *Pure and Appl. Geophys*, 152: 329-348
- Menke, W. (1977) Lateral inhomogeneities in P velocity under the Tarbella array of the lesser Himalayas of Pakistan, *Bull. Seismol. Soc. Am.*, 67: 725-34
- Menke, W. (1989) Geophysical data Analysis: Discrete inverse theory, *Academic Press*, San Diego, California
- Michelini A. and McEvelly T.V. (1991) Seismological studies at Parkfield. I. Simultaneous inversion for velocity structure and hypocenters using cubic B-splines parameterization, *Bull. Seismol. Soc. Am.*, 81: 524-52
- Michelini, A. (1995) An adaptive-grid formalism for travelttime tomography, *Geophys. J. Int.*, 121:489-510
- Minster J.B. and Jordan T.H. (1978) Present day plate motions, *J. Geophys. Res.*, 83: 5331-5354
- Morelli, A and Dziewonski, A.M. (1987) Topography of the core-mantle boundary and lateral homogeneity of the liquid core, *Nature*, 325: 678-83
- Moser, T.J. (1991) Shortest path calculation of seismic rays, *Geophysics*, 56: 59-67
- Μουντράκης, Δ.Μ. (1985) Γεωλογία της Ελλάδας, *University Studio Press*, Θεσσαλονίκη
- Nakanishi, I (1985) Three-dimensional structure beneath Hokkaido Tohoku region as derived from tomographic inversion of P-arrival times, *J. Phys. Earth*, 33: 241-56
- Nakanishi I. and Anderson, D.L. (1984) Measurements of mantle wave velocities and inversion for lateral heterogeneities and anisotropy. II. Analysis by single station method, *Geophys. J. R. astr. Soc.*, 78: 573-617
- Natterer, F. (1986) The Mathematics of Computerized Tomography, *Wiley*, New York

- Nolet, G. (1985) Solving and resolving inadequate and noisy tomographic systems, *J. Comput. Phys.*, 61: 463-82
- Nolet, G. (1987) Seismic wave propagation and seismic tomography, in *Seismic Tomography*, (ed. G. Nolet), Reidel, Hingham, MA, pp.1-23
- Nowack, R.L and Lutter, W.J. (1988) A note on the calculation of covariance and resolution, *Geophys. J.*, 95: 205-7
- Nur, A. and Simmonds, G. {1969} The effect of viscosity of a fluid phase on velocity in low porosity rocks, *Earth and Plan. Sci. Lett*, 99-108
- Ξανάλατος, Ν., Μελής.Ν.Σ και Τσελέντης, Α. (1998) SISMWIN: Ένα πρόγραμμα επεξεργασίας και ανάλυσης σεισμολογικών δεδομένων για WINDOWS, *Δελτίο Ελληνικής Γεωλογικής Εταιρίας XXXII/4*, 295-301, Πρακτικά 8ου Διεθνούς Συνεδρίου, Μάιος 1998, Πάτρα
- Oral, M.B., Reilinger, R.E., Toksoz, N.M., King, R.W., Barka, A., Klinik, I. and Lenk, O. (1995) Global Positioning System offers evidence of plate motions in Eastern Mediterranean, *EOS. Trans. Am. Geophys.*, U76: 9-12
- Paige, C.C. and Saunders, M.A. (1982) LSQR: An algorithm for sparse linear equations and sparse least squares, *ACM Trans .Math. Software*, 8: 43-71
- Papazachos, B.C. and Kiratzi, A.A. (1996) A detailed study of the active crustal deformation in the Aegean and surrounding, *Tectonophysics*, 253: 129-153
- Papazachos, B.C. and Komninakis, P.E. (1971) Geophysical and tectonic features of the Aegean Arc, *J. Geophys. Res.*, 76: 8517-8533
- Papazachos, B.C. Kiratzi, A.A., Papadimitriou, E.E (1992) Orientation of active faulting in the Aegean and Surrounding area, presented at *the 6th Congress of the Geological Society of Greece*, Athens, Greece
- Papazachos, B.C., Papadimitriou, E.E., Kiratzi, A.A. and Papazachos, C.B. (1997c) The stress field in the Aegean area as deduced from fault plane solutions of shallow earthquakes, *IASPEI 29th General Assembly*, 18-28 August 1997
- Papazachos, C.B. (1998) Crustal and Upper mantle P and S velocity structure of the Serbomacedonian massif (Northern Greece), *Geophys. J. Letters*, 134: 25-39
- Papazachos, C.B. (1999) Seismological and GPS evidence for the Aegean-Anatolia interaction, *Geophys. Res. Letters*, 26: 2653-2656
- Papazachos, C.B. and Nolet, G. (1997a) P and S velocity structure of the Hellenic area obtained by robust non-linear inversion of arrival times, *J. Geophys. Res.*, 102: 8349-8367
- Papazachos, C.B. and Nolet, G. (1997b) Non-linear arrival time tomography. *Ann. Geofis.*, 40: 85-97
- Papazachos, C.B. and Scordilis E.M (1998) Crustal structure of the Rhodope and surrounding area obtained by non-linear inversion of P and S travel times and its tectonic implications, *Acta Vulcanologica*, 10: 339-345

- Papazachos, C.B., Hatzidimitriou, P. M., Panagiotopoulos, D.G. and Tsokas, G.N. (1995) Tomography of the upper crust and mantle in southeast Europe, *J. Geophys. Res.*, 100: 12405-12422
- Pavlis, G.L. and Booker, J.R. (1980) The mixed discrete-continuous inverse problem: Application to the simultaneous determination of earthquake hypocenters and velocity structure, *J. Geophys. Res.*, 85: 4801-4810
- Pereyra, V., Lee, W.H.K. and Keller, H.B. (1980) Solving two-point seismic ray-tracing problems in heterogeneous medium, Pt.1. A general adaptive finite difference method, *Bull. Seismol. Soc. Am.*, 70: 79-99
- Philippson, A. (1898) La tectonique de l' Egèide, *Ann. de Gèogr.*, 7: 112-141, Paris
- Prothero, W.A., Taylor, W.J. and Eickemeyer, J.A. (1988) A fast two point three-dimensional ray tracing algorithm using a simple step search method, *Bull. Seismol. Soc. Am.*, 78: 1190-8
- Pulliam, R.J., Vasco, D.W. and Johnson, L.R. (1992) A simultaneous inversion of ISC travel time residuals for mantle P-velocity, source mislocations and station corrections, *J. Geophys. Res*
- Radon, J. (1917) Über die bestimmung von functionen durch ihre intergralwerte langs gewisser manningfaltigkeiten, *Ber.Verth.Saecshs. Akad. Wiss, Leipzig, Math. Phys. Kl.*, 69: 262-77
- Reasenber, P. and D. Oppenheimer (1985). FPFIT, FPLOT and FPPAGE: Fortran Computer Programs for Calculating and Displaying Earthquake Fault Plane Solutions, U.S.Geol.Surv., Open-File Rep., 95-515, MenloPark, California, 24pp.
- Reillinger, R.E., McClusky, S.C., Oral, M.B., King, R.W, Toksoz, M.N., Barka, A., Klinik, I., Lenk, O. and Sanli, I. (1997) Global Positioning System measurements of present-day crustal movements in the Arabia-Africa-Eurasia plate collision zone, *J. Geophys. Res.*, 102: 9983-9999
- Renz, C. (1940) Die Tectonik der Griechischen Gebirge, *Pragm. Akad. Athinon*, 8: 171 S., Athen.
- Ritsema, A.R (1974) The earthquake mechanism of the Balkan region, *R. Netherl. Meteorol. Inst. Sci. Rep.*, 74: 1-36
- Robertson, A. and Shallo, M. (2000) Mesozoic-Tertiary tectonic evolution of Albania in its regional Eastern Mediterranean context, *Tectonophysics*, 316: 197-254
- Roecker, S.W. (1977) Seismicity and Tectonics of the Pamir-Hindu-Kush region of central Asia, *Ph.D Thesis*, MIT, Massachusetts, USA
- Roecker, S.W. (1982) The velocity structure of the Pamir-Hindu Kush region: Possible evidence of subducted crust, *J. Geophys. Res.*, 87: 945-959
- Romanowicz, B.A (1979) Seismic structure of the upper mantle beneath United States by three-dimensional inversion of body wave arrival times, *Geophys. J. R. astr. Soc.*, 57: 479-506

- Romanowicz, B.A (1980) A study of large scale variations of P velocity in the upper mantle beneath Western Europe, *Geophys. J. R. astr. Soc.*, 63: 217-232
- Sambridge, M.S. and Kenett, B.L.N (1990) Boundary value ray tracing in heterogeneous medium: a simple and versatile algorithm, *Geophys. J. Int.*, 101: 157-68
- Sengupta, M.K and Toksoz, M.N. (1976) Three-dimensional model of seismic velocity variations in Earth's mantle, *Geophys.Res.Lett.*, 3: 84-86
- Shearer, P.M., Toy, K.M. and Orcutt, J.A (1988) Axi-symmetric earth models and inner core anisotropy, *Nature*, 333: 228-32
- Spakman, W. (1988) Upper mantle delay time tomography with an application to the Collision Zone of the Eurasian, African and Arabian plates, *Ph.D. Thesis*, University of Utrecht
- Spakman, W. and Nolet, G. (1988) Imaging algorithms, accuracy and resolution in delay time tomography, in *Mathematical Geophysics*, (eds N.J. Vlaar, G. Nolet, M.J.R. Wortel, et al) Reidel, Hingham, MA, pp.155-87
- Spakman, W., Van der Lee, S. and Van der Hilst, R. (1993) Travel time tomography of the European-Mediterranean mantle down to 1400 km,
- Spencer, C. and Gubbins, D. (1980) Travel-time inversion for simultaneous earthquake locations and velocity structure determination in lateral varying media, *Geophys. J. R. astr. Soc.*, 63: 95-116
- Stork, C. and Clayton, R.W (1986) Application of tomography to two data sets containing lateral velocity variations, in *Extended Abstracts, 57th SEG International Meetings*, New Orleans, 11-15 October 1987, SEG, Tulsa
- Suetsugu, D. and Nakanishi, I. (1987) Three-dimensional velocity map of the upper mantle beneath the Pacific Ocean as determined for Rayleigh wave dispersion, *Phys. Earth Planet. Inter.*, 47: 205-29
- Tahtam, R.H and Stoffa R.L. (1976) Vp/Vs – a potential hydrocarbon indicator, *Geophys*, 41: 837-849
- Tahtam, R.H. (1982) Vp/Vs and lithology, *Geophys*, 47: 336-344
- Tanabe, K., (1971) Projection method for solving a singular system of linear equations and its applications, *Numer. Math.*, 17: 203-214
- Tanimoto (1990) Long-wavelength S-wave velocity structure throughout the mantle. *Geophys. J. Int.*, 100: 327-36
- Tarantola, A. (1987) Inverse Problem Theory: Methods for data fitting and model parameter estimation, *Elsevier*, Amsterdam
- Tarantola, A. and Nercessian, A. (1984) Three-dimensional inversion without blocks, *Geophys. J. R. astr. Soc.*, 76: 299-306
- Taylor, S.R. and Toksoz, M.N. (1979) Three-dimensional crust and upper mantle structure of the northeastern United States, *J. Geophys. Res.*, 84: 7627-7644

- Taymaz, T., Jackson, J. and McKenzie (1991) Active tectonics of the north and central Aegean Sea, *Geophys. J. Int.*, 106: 433-490
- Thurber, C.H and Eberhart Phillips, D. (1999) Local earthquake tomography with flexible gridding, *Comp. & Geosc.*, 25: 809-818
- Thurber, C.H. (1983) Earthquake locations and three-dimensional crustal structure in Coyote Lake area, Central California, *J. Geophys. Res.*, 88: 8226-36
- Thurber, C.H. (1986) Analysis methods for kinematic data from local earthquakes, *Rev. Geophys.*, 24: 793-805
- Thurber, C.H. (1993) Local Earthquake Tomography: velocities and Vp/Vs-theory, in *Seismic Tomography: Theory and Practice* (ed. Iyer, H.M. and Hirahara, K.), Chapman & Hall, London
- Thurber, C.H., Atre, S.R. and Eberhart-Phillips, D. (1991) Vp/Vs variations along Loma Prieta rupture zone, in *U.S. Geol. Surv. Redbook Conference on the seismotectonic Significance of the Loma Prieta Earthquake*, Asilomar, California
- Toomey, D.R. and Fougler, G.R. (1989) Tomographic inversion of local earthquake data from the Hengill-Grensdalur central volcano complex, Iceland, *J. Geophys. Res.*, 94: 17497-510
- Tselentis G.-A., (1998) Fault lengths during the Patras 1993 earthquake sequence as estimated from the pulse width of initial P wave, *Pure Appl. Geophys.* 152: 75-89.
- Tselentis, G. and Makropoulos, C. (1986) Rates of crustal deformation in the Gulf of Corinth (central Greece) as determined from seismicity, *Tectonophysics*, 124: 55-66
- Tselentis, G.-A., N. Melis, E. Sokos, and K. Papatsimpa (1996). The Egion June 15, 1995 (6.2 ML) Earthquake, Western Greece, *Pure Appl. Geophys.* 147, 83-98.
- Tselentis G.-A., 1998. Fault lengths during the Patras 1993 earthquake sequence as estimated from the pulse width of initial P wave, *Pure Appl. Geophys.* 152, pp. 75-89.
- Τσελέντης, Α (1997) Σύγχρονη Σεισμολογία, Παπασωτηρίου, Αθήνα
- Um, J. and Thurber, C.H (1987) A fast algorithm for two-point seismic ray-tracing, *Bull. Seismol. Soc. Am.*, 77: 792-86
- Underhill, J.R. (1985) Neogene and Quaternary Tectonics and Sedimentation in Western Greece, *Ph.D Thesis*, University of Wales, Cardiff
- Van der Sluis, A. and Van der Vost, H.A. (1987) Numerical solution of large sparse linear algebraic systems arising from tomographic problems, in *Seismic Tomography*, (ed. G. Nolet), Reidel, Hingham, MA, pp. 49-83
- Velaj, T., Davison, I., Serjani, A. and Alsop, J. (1999) Thrust tectonics and the role of Evaporites in the Ionian zone of the Albanides, *AAPG Bull.*, 83: 1408-1425

- Vidale, J.E (1990) Finite-difference calculation of travel times in three dimensions, *Geophys.*, 93: 2047-52
- Virieux, J. (1991) Fast and accurate ray tracing by Hamiltonian perturbation, *J. Geophys. Res.*, 96: 579-594
- Walck, M.C. (1988) Three-dimensional Vp/Vs variations for the Coso Region, California, *J. Geophys. Res.*, 93: 2047-52
- Walck, M.C. and Clayton, R.W. (1987) P wave velocity variations in the Coso Region, California, derived from local earthquake travel times, *J. Geophys. Res.*, 92: 393-405
- Wesson, R.L. (1971) Travel-time inversion for laterally inhomogeneous crustal velocity models, *Bull. Seismol. Soc. Am.*, 61: 729-46
- Wessel P. and Smith W.H.F., 1991. Free software helps map and display data. *EOS Trans. AGU* 72, 441: 445-446.
- Wiemer, S., and R. F. Zuniga (1994). ZMAP - a software package to analyze seismicity, *EOS, Transactions, Fall Meeting, AGU*, 75, 456.
- Wiechert, E. (1910) Bestimmung des Weges der Erdbebenwellen im Erdinneren. I. Theoretisches, *Phys. Z.*, 11, 294-304
- Wiggins R.A. (1972) General linear inverse problem- Implication of surface waves and free oscillations for earth structure, *Rev. Phys. Space Phys.*, 10: 251-285
- Woodhouse, J.H and Dziewonski, A.M (1984) Mapping the upper mantle: Three-dimensional modeling of earth structure by inversion of seismic waveforms *J. Geophys. Res.*, 89: 5953-86
- Wyss, M, B.Liang, W.Taginawa and W. Xiaopin (1992) Comparison of orientations of stress and strain tensor based on fault plain solutions in Kaoiki, Hawaii, *J. Geophys. Res.*, 97, 4769-4790.
- Zelt, C.A and Smith, R.B. (1992) Seismic travel time inversion for 2-D crustal velocity structure, *Geophys. J. Int.*, 108: 16-34
- Zhang, Y.S. (1991) Three-dimensional modeling of the upper mantle structure and its implication to tectonics. *Ph.D. Thesis*, California Institute of Technology
- Zhao, D., Horiuchi, S. and Hasegawa, A. (1990) 3-D seismic velocity structure of the crust and the uppermost mantle in the northeastern Japan Arc *Tectonophysics*, 181: 135-49