

ΑΡΙΣΤΟΤΕΛΕΙΟ ΠΑΝΕΠΙΣΤΗΜΙΟ ΘΕΣΣΑΛΟΝΙΚΗΣ
ΤΜΗΜΑ ΓΕΩΛΟΓΙΑΣ

ΕΡΕΥΝΗΤΙΚΟ ΕΡΓΟ
ΝΕΟΤΕΚΤΟΝΙΚΗ ΧΑΡΤΟΓΡΑΦΗΣΗ ΤΗΣ ΕΛΛΑΔΑΣ
ΚΛΙΜΑΚΑΣ 1:100.000
ΦΥΛΛΟ ΚΟΖΑΝΗ

ΕΠΙΣΤΗΜΟΝΙΚΟΣ ΥΠΕΥΘΥΝΟΣ: ΔΗΜΟΣΘΕΝΗΣ ΜΟΥΝΤΡΑΚΗΣ,
ΚΑΘΗΓΗΤΗΣ ΤΕΚΤΟΝΙΚΗΣ ΓΕΩΛΟΓΙΑΣ

ΟΑΣΠ
Οργανισμός Αντισεισμικού Σχεδιασμού και Προστασίας

Θεσσαλονίκη 1999

ΑΡΙΣΤΟΤΕΛΕΙΟ ΠΑΝΕΠΙΣΤΗΜΙΟ ΘΕΣΣΑΛΟΝΙΚΗΣ
ΤΜΗΜΑ ΓΕΩΛΟΓΙΑΣ

ΕΡΕΥΝΗΤΙΚΟ ΕΡΓΟ
ΝΕΟΤΕΚΤΟΝΙΚΗ ΧΑΡΤΟΓΡΑΦΗΣΗ ΤΗΣ ΕΛΛΑΔΑΣ
ΚΛΙΜΑΚΑΣ 1:100.000
ΦΥΛΛΟ ΚΟΖΑΝΗ

ΕΠΙΣΤΗΜΟΝΙΚΟΣ ΥΠΕΥΘΥΝΟΣ: ΔΗΜΟΣΘΕΝΗΣ ΜΟΥΝΤΡΑΚΗΣ,
ΚΑΘΗΓΗΤΗΣ ΤΕΚΤΟΝΙΚΗΣ ΓΕΩΛΟΓΙΑΣ

ΟΑΣΠ

Οργανισμός Αντισεισμικού Σχεδιασμού και Προστασίας

Θεσσαλονίκη 1999

ΠΕΡΙΕΧΟΜΕΝΑ

1. ΕΙΣΑΓΩΓΗ.....	3
2. ΓΕΩΛΟΓΙΚΗ ΔΟΜΗ ΚΑΙ ΓΕΩΜΟΡΦΟΛΟΓΙΑ ΤΗΣ ΠΕΡΙΟΧΗΣ.....	7
2.1. ΑΛΙΠΚΑ ΚΑΙ ΠΡΟΑΛΙΠΚΑ ΠΕΤΡΩΜΑΤΑ ΤΟΥ ΥΠΟΒΑΘΡΟΥ ΤΗΣ ΠΕΡΙΟΧΗΣ	10
2.2. ΜΕΤΑΛΙΠΚΑ ΙΖΗΜΑΤΑ	12
2.2.1. Μολασσικά ιζήματα της Μεσοελληνικής αύλακας.....	12
2.2.2. Μειοκαινικά ιζήματα στις ΝΔ απολήξεις του ορεινού όγκου Βερμίου	14
2.2.3. Αποθέσεις Πλειοκαίνου και Τεταρτογενούς	14
3. ΝΕΟΤΕΚΤΟΝΙΚΗ - ΣΕΙΣΜΟΤΕΚΤΟΝΙΚΗ ΜΕΛΕΤΗ.....	19
3.1. ΕΝΕΡΓΟΣ ΤΕΚΤΟΝΙΚΗ ΚΑΙ ΝΕΟΤΕΚΤΟΝΙΚΗ ΤΟΥ ΕΥΡΥΤΕΡΟΥ ΧΩΡΟΥ	19
3.2. Η ΡΗΣΙΠΕΝΗΣ ΤΕΚΤΟΝΙΚΗ ΤΗΣ ΠΕΡΙΟΧΗΣ ΜΕΛΕΤΗΣ	23
3.3. ΠΕΡΙΓΡΑΦΗ ΤΩΝ ΜΕΓΑΛΩΝ ΡΗΓΜΑΤΩΝ	28
4. Η ΣΕΙΣΜΙΚΟΤΗΤΑ ΤΗΣ ΠΕΡΙΟΧΗΣ.....	55
ΒΙΒΛΙΟΓΡΑΦΙΑ.....	65

ΠΑΡΑΡΤΗΜΑ Ι. ΛΙΘΟΣΤΡΩΜΑΤΟΓΡΑΦΙΚΕΣ ΣΤΗΛΕΣ ΤΩΝ ΑΛΙΠΚΩΝ-ΠΡΟΑΛΙΠΚΩΝ ΠΕΤΡΩΜΑΤΩΝ ΚΑΙ ΤΩΝ ΜΕΤΑΛΙΠΚΩΝ ΣΧΗΜΑΤΙΣΜΩΝ

ΠΑΡΑΡΤΗΜΑ ΙΙ. ΓΕΩΛΟΓΙΚΕΣ ΤΟΜΕΣ

1. ΕΙΣΑΓΩΓΗ

Το φύλλο "ΚΟΖΑΝΗ" κλίμακας 1:100.000 βρίσκεται στη Δυτική Μακεδονία και περιλαμβάνει ευρεία περιοχή του Νομού Κοζάνης και τμήμα του Νομού Γρεβενών. Ορίζεται από τις γεωγραφικές συντεταγμένες:

- | | |
|------------------------------|-----------------------------|
| α) Βορ. 41°00' Ανατ. 23°30', | β) Βορ. 41°00' Ανατ. 24°00' |
| γ) Βορ. 40°30' Ανατ. 23°30', | δ) Βορ. 40°30' Ανατ. 24°00' |

Η εκπόνηση του νεοτεκτονικού χάρτη είχε σαν κύριο στόχο τον εντοπισμό, τη χαρτογράφηση και τον χαρακτηρισμό των ρηγμάτων της μεγάλης περιοχής που περιλαμβάνεται στο φύλλο "ΚΟΖΑΝΗ", με κατεύθυνση πάντοτε τη διαπίστωση του σεισμικού κινδύνου. Για το σκοπό αυτό το κύριο βάρος της ερευνητικής ομάδας κατευδύνθηκε στη λεπτομερή μελέτη των ρηγμάτων, τα οποία σύμφωνα με τις προδιαγραφές του ΟΑΣΠ διακρίνονται σε σεισμικά, ενεργά, πιθανά ενεργά και ανενεργά ρήγματα.

Η μελέτη των ρηγμάτων έγινε με την λεπτομερή υπαίθρια έρευνα και την παράλληλη εξέταση των αεροφωτογραφιών κλίμακας 1:33.000 και 1:20.000. Χρησιμοποιήθηκαν επίσης οι διαθέσιμες δορυφορικές εικόνες για τον καθορισμό των μεγάλων τεκτονικών δομών.

Κατά την υπαίθρια εργασία αναζητήθηκαν στοιχεία ή ενδείξεις για πιθανές νεότερες δραστηριοποιήσεις των παλιών ρηγμάτων, τόσο αυτών που είχαν χαρτογραφηθεί από προηγούμενες εργασίες και χάρτες, όσο και αυτών που εντοπίστηκαν με την παρούσα έρευνα.

Σύμφωνα πάντοτε με τις προδιαγραφές ως **σεισμικά ρήγματα** χαρακτηρίζονται εκείνα τα ρήγματα για τα οποία υπάρχουν σαφή στοιχεία ότι συνδέονται με συγκεκριμένους σεισμούς. Η ερευνητική ομάδα έκρινε ότι όταν τα στοιχεία αυτά δεν είναι απόλυτα σαφή, τότε τα αντίστοιχα ρήγματα να χαρακτηρίζονται ενεργά και όχι σεισμικά. Προς την κατεύθυνση αυτή έγινε η κάθε δυνατή συσχέτιση των ρηγμάτων που χαρτογραφήθηκαν με τις επιφανειακές διαρρήξεις που δημιουργήθηκαν κατά τον σεισμό της 13ης Μαΐου 1995, καθώς και με τα επίκεντρα των μεγάλων και μικρών σεισμών από τα στοιχεία του Εργαστηρίου Γεωφυσικής του Πανεπιστημίου Θεσσαλονίκης, για να

διευκρινιστούν τα σεισμικά ή πιθανά ενεργά ρήγματα.

Ως **ενεργά ρήγματα** χαρακτηρίζονται τα ρήγματα, που έχουν δραστηριοποιηθεί από το Ανώτερο Πλειστόκαινο μέχρι σήμερα καθώς και εκείνα για τα οποία συνηγορούν ορισμένα από τα βασικά γεωλογικά κριτήρια που αναπτύσσονται παρακάτω.

Ως **πιθανά ενεργά** χαρακτηρίζονται τα ρήγματα που έδρασαν από το Ανώτερο Πλειόκαινο μέχρι το Ανώτερο Πλειστόκαινο, καθώς επίσης και με συνδυασμό των παρακάτω κριτηρίων.

Για το χαρακτηρισμό ως ενεργών ή πιθανών ενεργών ρηγμάτων, εκτός από τα στρωματογραφικά κριτήρια που αναφέρονται παραπάνω, χρησιμοποιήθηκαν και τα ακόλουθα κριτήρια σε συσχέτιση μεταξύ τους:

- (1) Κατανομή επικέντρων μικροσεισμών κατά τρόπο που να δείχνουν πιθανή σύνδεση με τα συγκεκριμένα ρήγματα,
- (2) Γραμμική τοποθέτηση θερμών πηγών,
- (3) Η συνέχεια της ρηξιγενούς γραμμής με άλλο αποδεδειγμένα ενεργό ρήγμα,
- (4) Λειασμένες κατοπτρικές επιφάνειες των ρηγμάτων που αναπτύσσονται στα πετρώματα του υποβάθρου,
- (5) Γεωμορφολογικά κριτήρια όπως σύγχρονες αναβαθμίδες τεκτονικής προέλευσης, νεοσχηματισθείσες τεκτονικές κοιλάδες, πρόσφατη χρονολογημένη απότομη αλλαγή διεύθυνσης χειμάρρου, φαινόμενα έντονης διάβρωσης, αναστροφή αναγλύφου και σχηματισμό κρεμασμένων κοιλάδων γνωστής ηλικίας κλπ.

Ως **ανενεργά ρήγματα** σύμφωνα με τις προδιαγραφές είναι εκείνα που δεν έχουν δραστηριοποιηθεί μετά το Κατώτερο Πλειόκαινο. Θα πρέπει όμως να τονιστεί ιδιαίτερα ότι στην παρούσα εργασία χαρακτηρίστηκαν ως ανενεργά ρήγματα εκείνα για τα οποία δεν υπάρχουν ικανοποιητικές ενδείξεις των παραπάνω κριτηρίων για να χαρακτηριστούν πιθανά ενεργά, χωρίς βέβαια αυτό να συνεπάγεται ότι έχουμε αποδείξεις ότι τα ρήγματα δεν δραστηριοποιήθηκαν μετά το Κατώτερο Πλειόκαινο.

Θα πρέπει γενικά να τονιστεί ότι η μεγαλύτερη προσοχή της ερευνητικής ομάδας επικεντρώθηκε στα μεγάλα ρήγματα (μεγάλου μήκους και άλματος) που θεωρήθηκαν και ως πλέον επικίνδυνα σε πιθανή σεισμική δράση και στα οποία δεσπόζουσα θέση κατέχει η μεγάλη τεκτονική γραμμή του ποταμού Αλιάκμονα που αποτελεί σύστημα ενεργών ρηγμάτων με συνολικό μήκος περί τα 70 km και επεκτείνεται μέχρι την Κεντρική Μακεδονία. Ένα τμήμα (segment) της ρηξιγενούς ζώνης του Αλιάκμονα προκάλεσε ως

γνωστό το σεισμό της 13ης Μαΐου 1995, μεγέδους $M=6.5$.

Στα ρήγματα του νεοτεκτονικού χάρτη σημειώνεται και η διεύθυνση ολίσθησης της τελευταίας (πιο νέας) τεκτονικής κίνησης όπως καθορίζεται από τις γραμμές τεκτονικής ολίσθησης. Δεν σημειώνονται οι ενδεχόμενες παλαιότερες διευδύνσεις κίνησης που διαπιστώθηκαν, για να μην προκληθεί σύγχυση στον κύριο στόχο που είναι η διαπίστωση του σεισμικού κινδύνου.

Θα πρέπει επίσης να αναφερθεί ότι μερικά μεγάλα ρήγματα έχουν χαρτογραφηθεί και βάση γεωφυσικών δεδομένων (αδημοσίευτα στοιχεία) που έχουν πραγματοποιηθεί από το Ι.Γ.Μ.Ε. και συμβολίζονται με ιδιαίτερο χρώμα.

Η ευρύτερη περιοχή Κοζάνης-Γρεβενών χαρακτηρίζονταν μέχρι πρόσφατα ως περιοχή χαμηλής σεισμικότητας με βάση τις σεισμολογικές καταγραφές. Ο μεγάλος όμως σεισμός της που έπληξε την περιοχή στις 13 Μαΐου 1995 κατέστησε αναγκαία την επανεξέταση των σεισμοτεκτονικών συνθηκών στην περιοχή.

Έγινε κινηματική ανάλυση των ενεργών και πιθανών ενεργών ρηγμάτων της περιοχής. Μελετήθηκε η γεωμετρία τους με συστηματικές μετρήσεις στις ρηξιγενείς επιφάνειες τους. Έγινε μορφοτεκτονική μελέτη των τεκτονικών πρανών στις μεγάλες ρηξιγενείς ζώνες. Και τέλος έγινε συσχέτιση της κινηματικής των ρηγμάτων με το ενεργό των τάσεων που προσδιορίστηκε με τα αντίστοιχα αποτελέσματα των πρόσφατων σεισμολογικών ερευνών.

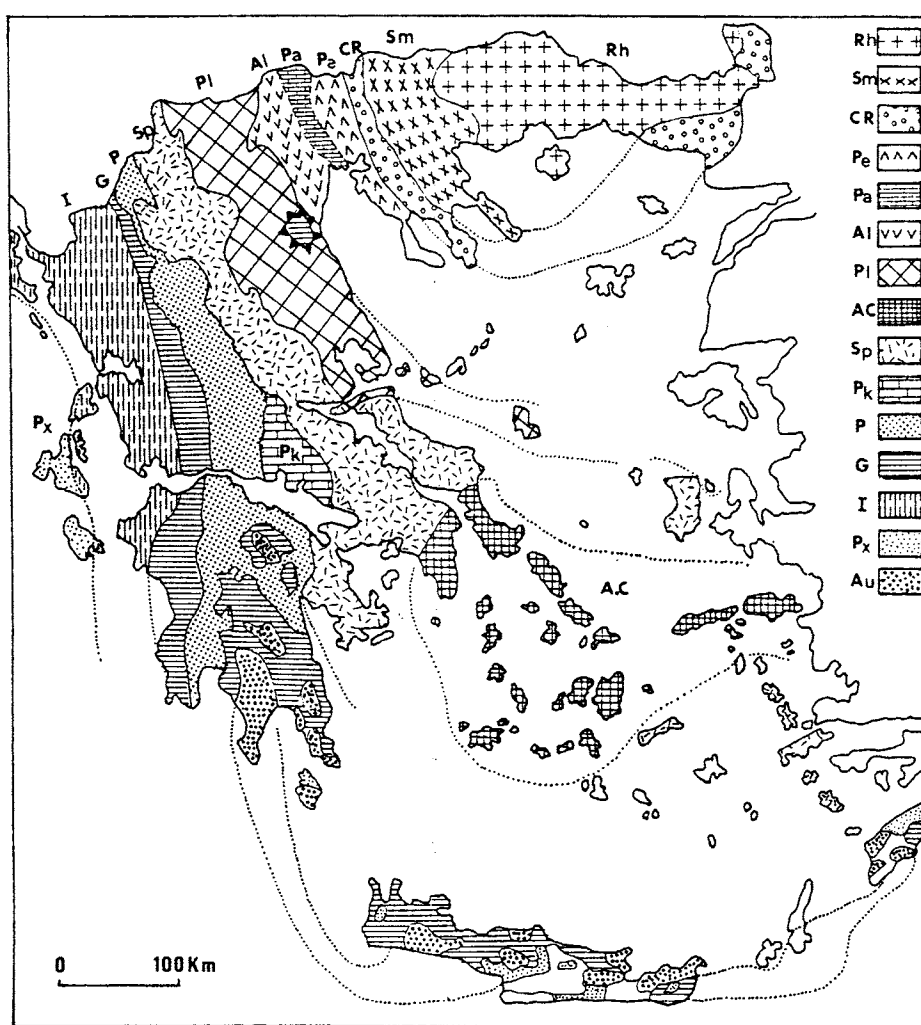
Η Επιστημονική ομάδα του Τμήματος Γεωλογίας του Αριστοτελείου Πανεπιστημίου Θεσσαλονίκης που εργάστηκε για την εκπόνηση του Νεοτεκτονικού χάρτη του φύλλου "ΚΟΖΑΝΗ", κλίμακας 1:100.000 είχε την παρακάτω σύνθεση:

- 1 Μουντράκης Δημοσθένης, Καθηγητής Τεκτονικής Γεωλογίας, Επιστημονικός Υπεύθυνος
- 2 Κίλιας Αδαμάντιος, Καθηγητής Τεκτονικής Γεωλογίας
- 3 Παυλίδης Σπυρίδων, Αναπληρωτής Καθηγητής Νεοτεκτονικής
- 4 Βαβλιάκης Ελευθέριος, Αναπληρωτής Καθηγητής Γεωμορφολογίας
- 5 Τρανός Μάρκος, Διδάκτωρ Τεκτονικής Γεωλογίας
- 6 Ζούρος Νικόλαος, Διδάκτωρ Τεκτονικής Γεωλογίας
- 7 Σπυρόπουλος Νικόλαος, Διδάκτωρ Τεκτονικής Γεωλογίας

- 8 Χατζηπέτρος Αλέξανδρος, Διδάκτωρ Τεκτονικής Γεωλογίας
- 9 Καρακώστας Βασίλειος, Λέκτορας Σεισμολογίας
- 10 Σκορδύλης Μανώλης, Λέκτορας Σεισμολογίας
- 11 Κωστόπουλος Δημήτριος, Διδάκτωρ Παλαιοντολογίας-Στρωματογραφίας
- 12 Γκουντρομίχου Χρύσα, Υπογύφια Διδάκτωρ Τεκτονικής Γεωλογίας.
- 13 Ευφημία Θωμαΐδου, Μεταπτυχιακή φοιτήτρια Τεκτονικής Γεωλογίας
- 14 Τεχνικό Προσωπικό Εργαστηρίου, Παναγιώτης Μαυρομάτης, Ευάγγελος Χατζηλευθερίου, Κωνσταντίνος Νίτσιου, Δήμητρα Χρήστου.

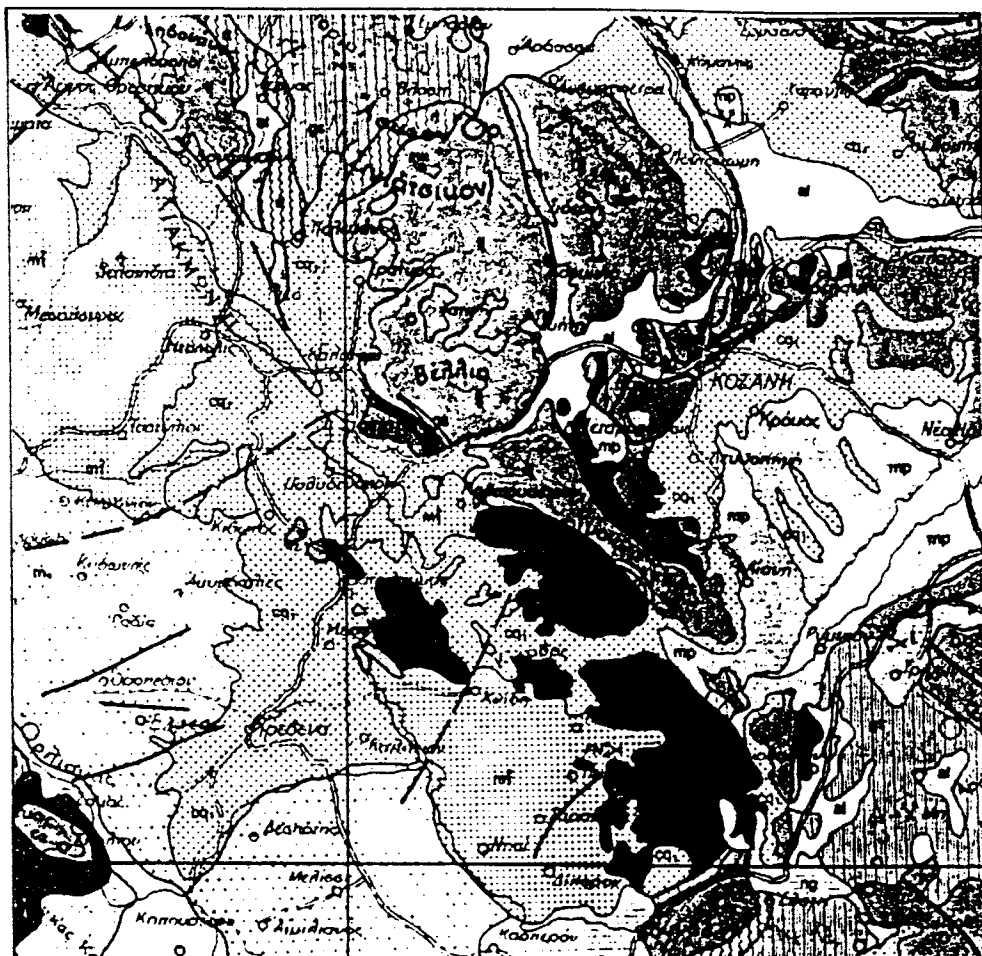
2. ΓΕΩΛΟΓΙΚΗ ΔΟΜΗ ΚΑΙ ΓΕΩΜΟΡΦΟΛΟΓΙΑ ΤΗΣ ΠΕΡΙΟΧΗΣ

Η περιοχή την οποία καλύπτει ο νεοτεκτονικός χάρτης, φύλλο "ΚΟΖΑΝΗ", βρίσκεται στη Δυτική Μακεδονία και σύμφωνα με την διάκριση του Ελληνικού χώρου σε γεωτεκτονικές ζώνες (σχ. 1) τοποθετείται στη Βόρεια Πελαγονική ζώνη, ενώ περιλαμβάνει και ορισμένα πετρώματα των ζωνών Αζιού (Αλμωπίας) και Υποπελαγονικής. Περιλαμβάνει επίσης μολασσικά ιζήματα της Μεσοελληνικής Αύλακας καθώς και Νεογενείς και Τεταρτογενείς αποθέσεις (σχ. 2).



Σχ. 1. Η διάκριση του Ελληνικού χώρου σε γεωτεκτονικές ζώνες (Μουντράκης, 1985)

ΓΕΩΛΟΓΙΚΟΣ ΧΑΡΤΗΣ ΤΗΣ ΠΕΡΙΟΧΗΣ ΚΟΖΑΝΗΣ-ΓΡΕΒΕΝΩΝ
ΚΛΙΜΑΚΑ 1: 500.000 (Ι.Γ.Μ.Ε.)



ΥΠΟΜΝΗΜΑ

- al: Αλλουβιακές αποθέσεις
 cq: Χερσαίες αποθέσεις
 ng: Λιναίες αποθέσεις Νεογενούς (αδιαίρετες)
 p: Λιμναίες αποθέσεις Πλειοκαίνου
 mpr: Λιμναίες-χερσαίες αποθέσεις Ανωτέρου Μειοκαίνου-Πλειοκαίνου
Μολασσικά ιζήματα Μεσοελληνικής Αύλακας (Ακουϊτάνιο-Βουρδιγάλιο)
 m₁: Σχηματισμός Πενταλόφου-Μετεώρων
 m₁²: Σχηματισμός Τσοτυλίου
Πετρώματα Πελαγονικής Ζώνης
 fg: Φλύσχης (Μαιστρίχτιο-Παλαιόκαινο)
 c₂: Ασβεστόλιθοι (Ανω Κρητιδικό)
 tj: Ασβεστόλιθοι, δολομίτες, μάρμαρα (Τριαδικό-Ιουρασικό)
 of: Οφιολιθικά πετρώματα
 rt: Φυλλίτες, σχιστόλιθοι, χαλαζίτες, μεταηφαιστειακά (Πέρμιο-Κ. Τριαδικό)
 gs: Γνεύσοι, οφθαλμογνεύσοι, σχιστόλιθοι, αμφιβολίτες (Παλαιοζωϊκό)

Σχ. 2. Η γεωλογία της ευρύτερης περιοχής του νεοτεκτονικού φύλλου "ΚΟΖΑΝΗ" από τον γεωλογικό χάρτη της Ελλάδας σε κλίμακα 1:500.000 (Ι.Γ.Μ.Ε. 1983)

Από γεωμορφολογική άποψη η περιοχή του φύλλου "ΚΟΖΑΝΗ" περιλαμβάνει:

- ◆ Ένα κύριο ορεογραφικό άξονα ΒΔ-ΝΔ διεύθυνσης που δεσπόζει στο κεντρικό τμήμα του φύλλου χάρτη και αποτελείται από τα βουνά Ασκιο (Σινιάτσικο) με υψόμετρο 2111m στα Βορειοδυτικά και Βούρινος (υψόμετρο 1868m) στα Νότια.
- ◆ Τμήματα του ορεινού όγκου του Βέρμιου που βρίσκονται στο Ανατολικό μέρος του φύλλου χάρτη με την ίδια ΒΔ-ΝΑ διεύθυνση ορεογραφικού άξονα.
- ◆ Τμήματα του όρους Καμβούνια της Θεσσαλίας που βρίσκονται στο ΝΑ άκρο του φύλλου χάρτη.
- ◆ Τη χαμηλή λοφώδη περιοχή που βρίσκεται στη νοτιοδυτική πλευρά του φύλλου χάρτη (ΝΔ του ορεογραφικού άξονα Ασκιου-Βούρινου) και καλύπτεται από τα μολασσικά ιζήματα της Μεσοελληνικής αύλακας.
- ◆ Τη Νεογενή-Τεταρτογενή λεκάνη που βρίσκεται μεταξύ των δύο ορεογραφικών άξονων, Ασκιου-Βούρινου αφ' ενός και Βερμίου αφ' ετέρου και η οποία αποτελεί το νότιο τμήμα της μεγάλης και πολύ σημαντικής λιγνιτοφόρου λεκάνης Φλώρινας-Αμυνταίου-Πτολεμαϊδας-Κοζάνης, διεύθυνσης ΒΔ-ΝΑ.
- ◆ Τη Νεογενή-Τεταρτογενή λεκάνη Σερβίων-Κοζάνης που βρίσκεται μεταξύ των ορεινών όγκων Βούρινου, Βερμίου, Καμβουνίων, και την οποία διατρέχει ο ποταμός Αλιάκμονας με κατεύθυνση από ΝΔ προς ΒΑ στην κοίτη του οποίου δημιουργήθηκε η τεχνητή λίμνη του Πολυφύτου με το αντίστοιχο έργο της Δημόσιας Επιχείρησης Ηλεκτρισμού.

Οι ορεινοί όγκοι που αναφέρθηκαν παραπάνω κατέχονται από αλπικά και προαλπικά πετρώματα κυρίως Πελαγονικής ζώνης, καθώς και των ζωνών Υποπελαγονικής και Αζιού, ενώ στις λοφώδεις περιοχές και στις λεκάνες τα αλπικά και προαλπικά πετρώματα αποτελούν το υπόβαθρο που καλύπτεται από τα μεταλπικά ιζήματα που είναι η Μολάσσα και οι Νεογενείς-Τεταρτογενείς λιμναίες και ποταμοχειμάρειες αποθέσεις.

Στη συνέχεια αναλύονται όλοι οι σχηματισμοί πετρωμάτων της περιοχής αρχίζοντας από τα αλπικά και προαλπικά πετρώματα.

Τα πετρώματα της περιοχής συγκροτούν τις ακόλουθες μεγάλες γεωλογικές μονάδες:

2.1. ΑΛΠΙΚΑ ΚΑΙ ΠΡΟΑΛΠΙΚΑ ΠΕΤΡΩΜΑΤΑ ΤΟΥ ΥΠΟΒΑΘΡΟΥ ΤΗΣ ΠΕΡΙΟΧΗΣ

1. **Κρυσταλλοσχιστώδη πετρώματα (Το κρυσταλλοσχιστώδες της Πελαγονικής ζώνης):** Πρόκειται για τα Παλαιοζωϊκής ηλικίας πολυμεταμορφωμένα και πολυτεκτονισμένα πετρώματα της Πελαγονικής ζώνης και τα μεγάλα γρανιτικά σώματα που έχουν διεισδύσει μέσα σ' αυτά. Συγκεκριμένα στα Παλαιοζωϊκής ηλικίας πετρώματα αναγνωρίζονται γνεύσιοι, αμφιβολίτες, αμφιβολιτικοί και μαρμαρυγιακοί σχιστόλιθοι και μυλωνίτες. Τα πετρώματα αυτά έχουν υποστεί μια αμφιβολιτική μεταμόρφωση Παλαιοζωϊκής ηλικίας. Στα γρανιτικά σώματα, των οποίων η κρυστάλλωση έχει προσδιοριστεί με ραδιοχρονολογήσεις με την μέθοδο U-Rb στο Ανω Λιθανθρακοφόρο (300 My), (Μουντράκης, 1983) αναγνωρίζονται μεταγρανίτες και γρανιτικοί γνεύσιοι. Τα γρανιτικά πετρώματα έχουν υποστεί την επίδραση μιας μεταγενέστερης πρασινοσχιστολιθικής φάσης μεταμόρφωσης στο Ανω Ιουρασικό-Κάτω Κρητιδικό, η οποία ήταν ανάδρομη για τα Παλαιοζωϊκά κρυσταλλικά πετρώματα. Τα παραπάνω πετρώματα στην παρούσα νεοτεκτονική χαρτογράφηση έχουν ομαδοποιηθεί στην χαρτογραφική μονάδα **Pz, gn-sch**, ενώ τα γρανιτικά σώματα έχουν χαρτογραφηθεί με την χαρτογραφική μονάδα **Pz, γ**.
2. **Περμοτριάδική μετακλαστική ακολουθία:** Πρόκειται για μια κλαστική ιζηματογενή-ηφαιστειοκλαστική ακολουθία που αποτέθηκε ασύμφωνα πάνω στο κρυσταλλοσχιστώδες δυτικό περιθώριο της Πελαγονικής ζώνης κατά το Πέρμιο-Κατώτερο Τριαδικό και η οποία εμφανίζεται ως μια ελαφρά μεταμορφωμένη-ημιμεταμορφωμένη ακολουθία εξαιτίας της επίδρασης της μεταγενέστερης πρασινοσχιστολιθικής φάσης μεταμόρφωσης κατά το Ανω Ιουρασικό-Κάτω Κρητιδικό που αναφέρθηκε παραπάνω. Η ακολουθία, η οποία εμφανίζει πάχος περίπου 200m, αποτελείται από εναλλαγές φυλλιτών, μεταπηλιτών, μοσχογιτικών επιδοτικών, σερίκιτικών και γραφιτικών σχιστολίδων με παρεμβολές πρασινιτών, ηφαιστειακών πετρωμάτων (όζινες και βασικές λάβες, τόφφοι και ηφαιστειακά υλικά) και κρυσταλλικών ασβεστολίδων ηλικίας Ανωτέρου Σκύδιου-Κατωτέρου Ανίσιου. Τα παραπάνω πετρώματα έχουν ομαδοποιηθεί στην χαρτογραφική μονάδα **Pz-T₃ sch**.
3. **Τριαδικο-Ιουρασική ανδρακική ακολουθία στο Δυτικό περιθώριο της Πελαγονικής ζώνης που εντάσσεται τόσο στην Πελαγονική ζώνη όσο και στην Υποπελαγονική ζώνη:** ακολουθία ανδρακικής ιζηματογένεσης, η οποία αναπτύχθηκε πάνω στο

κρυσταλλοσχιστώδες και την Περμοτριάδική ακολουθία τόσο στο δυτικό όσο και στο ανατολικό περιθώριο της Πελαγονικής ζώνης κατά την διάρκεια του Τριαδικού-Ιουρασικού και ονομάζεται ως Τριαδικό-Ιουρασικό κάλυμμα της Πελαγονικής ζώνης (Μουντράκης, 1983). Η ιζηματογένεση αυτή, συνολικού πάχους 600-800m (Brunn 1956, Mavrides et al, 1977, Μουντράκης 1983, 1984), περιλαμβάνει κυρίως λευκούς, τεφρούς, μαύρους, λατυποπαγείς ασβεστολίθους, και μεταπίπτει βαθμιαία προς τα δυτικά σε ιζηματογένεση βαθύτερης (ημιπελαγικής-πελαγικής) φάσης. Τα ανθρακικά αυτά ιζήματα, που παρουσιάζονται σήμερα ως ανακρυσταλλωμένοι ασβεστόλιθοι ή μάρμαρα λόγω της μεταγενέστερης Ανω Ιουρασικής-Κάτω Κρητιδικής πρασινοσχιστολιθικής φάσης μεταμόρφωσης που έχουν υποστεί, έχουν ενταχθεί στην χαρτογραφική μονάδα **Mz, k+d**.

4. **Οφειολιθικά πετρώματα και σύνοδα ιζήματα βαθειάς θάλασσας:** Πρόκειται αλλόχθονες μεγάλες οφειολιθικές μάζες που συγκροτούν ένα οφειολιθικό σύμπλεγμα με βασικά και υπερβασικά πετρώματα, κατά θέσεις συμπτυχωμένα με σύνοδα ιζήματα βαθειάς θάλασσας, που βρίσκονται τεκτονικά τοποθετημένα πάνω στην Τριαδικό-Ιουρασική ανθρακική ακολουθία της Πελαγονικής ζώνης, όπως κυρίως ο ορεινός όγκος του Βούρινου. Αξίζει να αναφερθεί ότι ο ορεινός όγκος του Βούρινου αποτελεί ένα από τα σπουδαιότερα οφειολιθικά συμπλέγματα του Ελληνικού χώρου. Τα οφειολιθικά πετρώματα έχουν χαρτογραφηθεί στην χαρτογραφική μονάδα **Mz, o**, ενώ τα ιζήματα βαθειάς θάλασσας, στις θέσεις όπου η έκταση τους επιτρέπει την χαρτογραφική τους διάκριση έχουν ενταχθεί στην χαρτογραφική μονάδα **J₁, sh**.
5. **Μέσο-Ανω Κρητιδικά επικλυσιογενή ιζήματα:** Περιλαμβάνονται ιζήματα που έχουν αποτεθεί επικλυσιογενώς πάνω στις προηγούμενες γεωλογικές μονάδες κατά το Μέσο-Ανώτερο Κρητιδικό. Πρόκειται για ανθρακικά κροκαλοπαγή επίκλυσης που μεταβαίνουν κανονικά προς ανθρακικά πετρώματα. Τα πετρώματα αυτά διαδέχονται κατά το Ανώτερο Μαιστρίχτιο φλυσχικού τύπου ιζήματα. Τα ανθρακικά κροκαλοπαγή και τα ανθρακικά πετρώματα έχουν χαρτογραφηθεί στο παρόν νεοτεκτονικό χάρτη στην χαρτογραφική μονάδα **Mz, k+d**, ενώ τα φλυσχικού τύπου ιζήματα έχουν χαρτογραφηθεί στην χαρτογραφική μονάδα **C₁, f**.
6. **Τεκτονικό κάλυμμα Βερμίου:** Αποτελεί ένα τεκτονικό κάλυμμα από ανθρακικά κροκαλοπαγή και ασβεστολίθους ηλικίας Κάτω Κρητιδικού που χαρτογραφείται κυρίως στις ΝΔ απολήξεις του όρους Βερμίου (ΒΑ τεταρτημόριο του φύλλου), αλλά και στην περιοχή Βατερών και Αργύλου στα ΝΔ της Κοζάνης να επιπτεύει τα Μέσο-Ανω

Κρητιδικά επικλυσίγενή ιζήματα της Πελαγονικής ζώνης. Εντάσσεται στην χαρτογραφική μονάδα **Mz, k+d**.

Από τις παραπάνω χαρτογραφικές μονάδες τα κρυσταλλοσχιστώδη πετρώματα, η Περμοτριάδική μετακλαστική ακολουθία και η Τριαδικο-Ιουρασική ανθρακική ακολουθία ανήκουν στην Πελαγονική ζώνη, οι οφειόλιθοι και τα σύνοδα ιζήματα τοποθετούνται στην Υποπελαγονική ζώνη και δυτικό Πελαγονικό περιδώριο, τα Μέσο-Ανω Κρητιδικά ιζήματα είτε βρίσκονται στο βύθισμα της Κοζάνης της Πελαγονικής ζώνης είτε τοποθετούνται στο τεκτονικό κάλυμμα του Βερμίου που είναι πιθανή προέκταση της ζώνης Αξιού (Αλμωπίας).

2.2. ΜΕΤΑΛΠΙΚΑ ΙΖΗΜΑΤΑ

2.2.1. Μολασσικά ιζήματα της Μεσοελληνικής αύλακας

Πάνω στα προαλπικό και αλπικό υπόβαθρο του νεοτεκτονικού χάρτη Κοζάνη αναπτύσσονται μεταλπικά ιζήματα μολασσικού τύπου που αποτελούν ιζήματα της Μεσοελληνικής Αύλακας (σχ. 3) και τα οποία έχουν χαρτογραφηθεί στη χαρτογραφική μονάδα **M, c-st**.

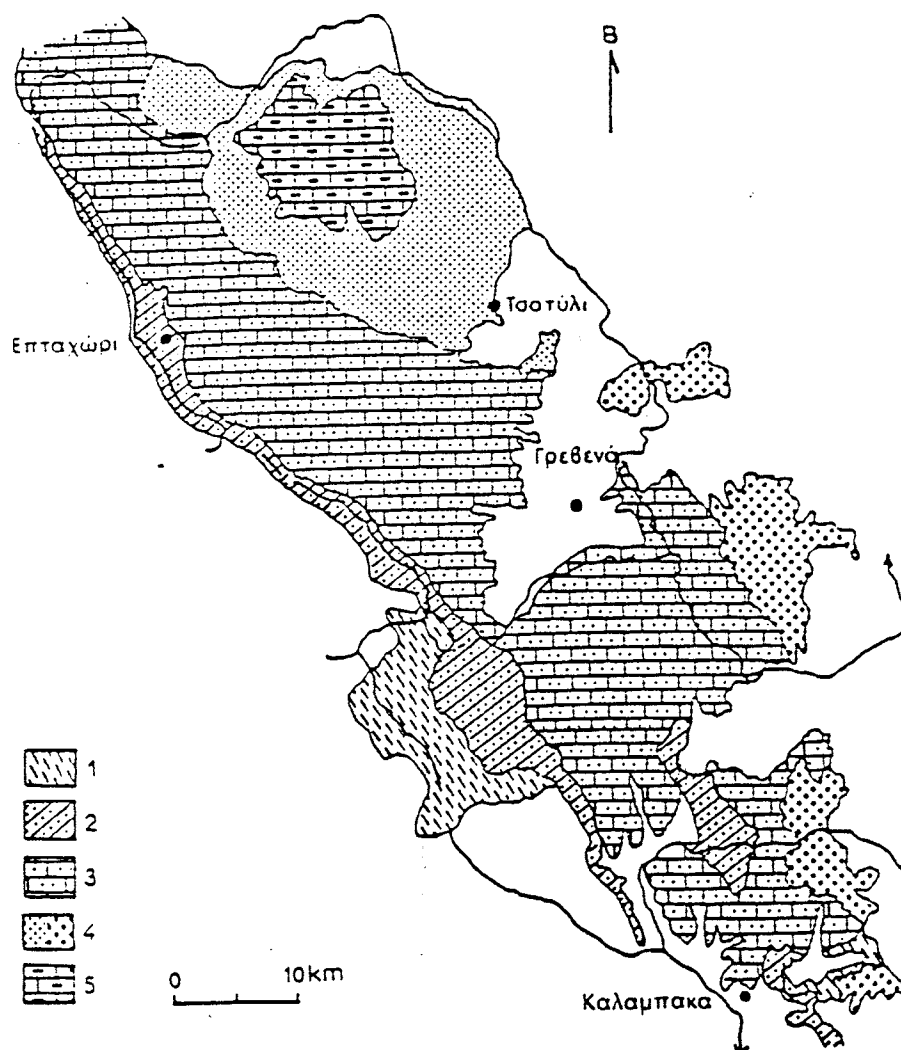
Η Μεσοελληνική αύλακα με γενική ΒΔ-ΝΑ διεύθυνση, σχεδόν παράλληλη στο νέο ορογενετικό μέτωπο των Ελληνίδων οροσειρών, διατρέχει τον κορμό του Ελληνικού ηπειρωτικού χώρου και αποτελείται από ιζήματα που αποτέθηκαν ασύμφωνα πάνω στα αλπικά και προαλπικά πετρώματα κατά την διάρκεια του Ολιγοκαίνου-Μειοκαίνου, καλύπτοντας μεγάλα τμήματα της ευρύτερης περιοχής και κύρια την περιοχή κατά μήκος του ποταμού Αλιάκμονα στο ΝΔ τεταρτημόριο του φύλλου. Η δομή των μολασσικών ιζημάτων υποδηλώνει μια ασυμμετρία στην ανάπτυξη των ιζημάτων αυτών με βύθιση προς τα ΒΑ, που έχει ως αποτέλεσμα να εμφανίζονται στο δυτικό περιδώριο της Μεσοελληνικής αύλακας οι παλαιότεροι σχηματισμοί ενώ στο ανατολικό περιδώριο οι νεότεροι.

Στο φύλλο του νεοτεκτονικού χάρτη ΚΟΖΑΝΗΣ αναπτύσσονται μολασσικά ιζήματα που εντάσσονται στους Σχηματισμούς Πενταλόφου-Μετεώρων και Τσοτυλίου.

Ο Σχηματισμός Πενταλόφου-Μετεώρων αποτελείται από κροκαλοπαγή και γαμμίτες, τα οποία διακρίνονται στα κατώτερα κροκαλοπαγή (πολύμεικτα κροκαλοπαγή με διασταυρωτή στρώση και αδρόκοκκοι γαμμίτες) και στα ανώτερα κροκαλοπαγή (πολύμεικτα κροκαλοπαγή με ενστρώσεις γαμιτών και μαργών). Το συνολικό πάχος του σχηματισμού εκτιμάται σε ορισμένες άλλες περιοχές της Μεσοελληνικής αύλακας ότι φθάνει τα 3.000 m, ενώ η

απόθεση του χρονολογείται στο Ακουϊτάνιο (Κάτω Μειόκαινο).

Ο Σχηματισμός Τσοτυλίου επικάθεται ασύμφωνα στον προηγούμενο Σχηματισμό Πενταλόφου-Μετεώρων, αλλά ενίοτε και απ' ευθείας πάνω στα πετρώματα του υποβάθρου. Στο κατώτερο τμήμα του αποτελείται από συμπαγή οφειολιθικά κροκαλοπαγή εναλλασσόμενα με γραμμίτες και γραμμικές μάργες, ενώ στο ανώτερο τμήμα του κυριαρχούν οι κυανότεφρες αργιλικές μάργες (Fermelli & Ioakim, 1992). Το συνολικό πάχος της σειράς ποικίλει από 200-450m στο δυτικό της τμήμα έως και 1000m στο κεντρικό (Ι.Γ.Ε.Υ. 1972). Ο σχηματισμός χρονολογείται στο Κάτω-Μέσο Μειόκαινο.



Σχ. 3. Η εξάπλωση των μολασικών σχηματισμών της Μεσοελληνικής Αύλακας κατά Brunh (1956). 1. Σχηματισμός Κρανιάς (Ηώκαινο), 2. Σχηματισμός Επταχωρίου (Ανω Ολιγόκαινο), 3. Σχηματισμός Πενταλόφου-Μετεώρων (Ακουϊτάνιο), 4. Σχηματισμός Τσοτυλίου (Βουρδιγάλιο) και 5. Σχηματισμός Οντρια (Ελβέτιο).

2.2.2. Μειοκαινικά ιζήματα στις ΝΔ απολήξεις του ορεινού όγκου Βερμίου

Πρόκειται για πολύμεικτα συνεκτικά λατυποπαγή και κροκαλοπαγή με μεγάλες κροκάλες από τα κρυσταλλοσχιστόδη και τα Μεσοζωϊκά ανδρακικά πετρώματα, τα οποία αποτελούν ένα κλαστικό σχηματισμό που θεωρείται σύγχρονος των μολασσικών ιζημάτων και χαρτογραφείται με την χαρτογραφική μονάδα **M, c-br.**

2.2.3. Αποθέσεις Πλειοκαίνου και Τεταρτογενούς

Ένα μεγάλο τμήμα του νεοτεκτονικού χάρτη Κοζάνη, κλίμακας 1:100.000 καλύπτεται από ηπειρωτικά ιζήματα Πλειοκαινικής και Τεταρτογενούς ηλικίας, τα οποία αποτελούν τα υλικά πλήρωσης τριών Νεογενών λεκανών. Οι λεκάνες αυτές, οι οποίες αναπτύσσονται κατευθείαν πάνω στο αλπικό και προαλπικό υπόβαθρο ή πάνω στα ιζήματα της Μεσοελληνικής αύλακας είναι: (1) η λεκάνη Αγ. Δημητρίου, στο ΒΑ τεταρτημόριο του χάρτη που αποτελεί το ΝΑ τμήμα-απόληξη της λεκάνης της Πτολεμαΐδας, (2) η λεκάνη Κοζάνης-Σερβίων στο ΝΑ τεταρτημόριο του χάρτη, και η λεκάνη των Γρεβενών. Αξίζει να σημειωθεί ότι το πάχος των ιζημάτων στα κεντρικά τμήματα των δύο πρώτων λεκανών ξεπερνά τα 700m.

Στη συνέχεια περιγράφεται χωριστά η κάθε λεκάνη και ιδιαίτερη έμφαση δίνεται στους σχηματισμούς που εκτείνονται στην επιφάνεια και αποτελούν το υλικό έδρασης των ανθρώπινων κατασκευασμάτων.

1. Λεκάνη Πτολεμαΐδας-Αγ. Δημητρίου

Η λεκάνη Αγ. Δημητρίου αποτελεί την προς τα ΝΔ συνέχεια της λιγνιτοφόρου λεκάνης Πτολεμαΐδας.

Οι Πλειοκαινικές αποθέσεις στη λεκάνη Αγ. Δημητρίου, καλύπτονται στο μεγαλύτερο τμήμα τους από τις Τεταρτογενείς αποθέσεις. Μικρές μόνο εμφανίσεις χαρτογραφούνται κυρίως στο βόρειο τμήμα του χάρτη και έχουν ενταχθεί στην χαρτογραφική μονάδα **Plm-s, lk.** Σύμφωνα με τους Αναστασόπουλο & Κούκουζα, (1972); Κούκουζας et al, (1979, 1981) τα ιζήματα αυτά εντάσσονται στο Σχηματισμό Πτολεμαΐδας. Ο σχηματισμός αυτός αποτελείται από εναλλαγές ιζημάτων λιμναίων αργίλλων, άμμων, μαργών, μαργαϊκών ασβεστολίδων και λιγνιτοφόρων στρωμάτων. Μολονότι, οι εναλλαγές, το πάχος και η λιθολογία των διαφόρων στρωμάτων ποικίλλει από περιοχή σε περιοχή, η

γενική λιθοστρωματογραφική εικόνα είναι σχετικά ομοιόμορφη σε όλη την έκταση της λεκάνης.

Οι Τεταρτογενείς αποθέσεις της λεκάνης Αγ. Δημητρίου έχουν διακριθεί στις ακόλουθες χαρτογραφικές μονάδες:

Pt₁, co: Πρόκειται για Κάτω Πλειστοκαινικές (Βυλαφράγκιες) αποθέσεις, στις οποίες έχουν συμπεριληφθεί τα κροκαλοπαγή "Προαστίου", τα οποία είναι ποτάμιες αποθέσεις με διασταυρωτή στρώση και μεγάλο πάχος. Αναγνωρίζονται κυρίως πολύμεικτα κροκαλοπαγή τεφρού χρώματος, των οποίων οι κροκάλες είναι αρκετά αποστρογγυλωμένες που προέρχονται από τα πετρώματα του περιβάλλοντος αλπικού και προαλπικού υποβάθρου. Κατά θέσεις παρεμβάλλονται φακοειδείς ενστρώσεις άμμων με διασταυρωτή στρώση. Στην χαρτογραφική αυτή μονάδα έχουν ακομη περιληφθεί ερυθρές άργιλλοι και λατυποπαγή, τα οποία είναι διευθετημένα σε παράλληλα στρώματα, έχουν ασθενετική συνδετική ύλη και είναι πολύ συνεκτικά.

Pt_m, sc: Μέσο Πλειστοκαινικοί λατυποπαγείς κώνοι. Αποτελούν ένα σχηματισμό από παλαιά λατυποπαγή με χαρακτηριστικό γνώρισμα την συνύπαρξη ερυθρών αργίλλων και θραυσμάτων κυρίως ασβεστολιθικής σύστασης. Η κύρια μάζα τους αποτελείται από ερυθρές αργίλλους, εντός των οποίων παρεμβάλλονται φακοειδείς ενστρώσεις αδρομερών. Τα ασβεστολιθικά στοιχεία αυξάνονται προς τα ανώτερα τμήματα, ενώ προς το κέντρο της λεκάνης το πάχος των συσσωρεύσεων ελαττώνεται προοδευτικά και το υλικό γίνεται περισσότερο αργίλλοαμμώδες.

Pt₁, sc: Ανω Πλειστοκαινικοί ριπιδοειδείς κώνοι και ελλουσιακά πεδία υπωρειών με υλικά ελαφρά συγκολλημένα. Μέσα στη μάζα τους παρατηρούνται μερικές φακοειδείς ενστρώσεις συγκολλημένων, αλλά όχι σκληρών κροκαλοπαγών, ενώ αναγνωρίζονται κόνδυλοι και γευτοειδώλα.

Pt₂, sc: Ανω Πλειστοκαινικές (Βούρμιες) συσσωρεύσεις διαφόρων αδροκλαστικών ιζημάτων. Αναπτύσσονται στις παρυφές των ασβεστολιθικών ορεινών όγκων, συνιστώντας ένα ασβεστολιθικό, ελαφρώς συνεκτικό, επικάλυμμα από πλευρικά κορήματα αποτελούμενο από γωνιώδη θραύσματα και λατύπες εγκλεισμένα μέσα σε κλαστική καστανοκίτρινη δεμελιώδη

μάζα. Συχνά χαρτογραφούνται σε μεμονωμένες εμφανίσεις που δεν μπορούν να συσχετιστούν με ακρίβεια.

H, cs-sc: Σύγχρονοι κώνοι κορημάτων και πλευρικά κορήματα. Κυρίως ανάμεσα στα χωριά Αγ. Δημήτριος και Τετράλοφον.

H, lk: Σύγχρονες λιμναίες αποδέσεις. Αργίλλοι, αμμούχες, ασβεστούχες κατά δέσεις λίγο χουμώδεις, με φυτικά λείψανα και θραύσματα από αρτίγονα μαλάκια.

H, al: Σύγχρονες προσχώσεις, ελουδιακός μανδύας και πλευρικά κορήματα. Αμμοι, άργιλλοι, χαλίκια και συνάγματα στις κοίτες των ρεμάτων ή καλύπτοντας παλαιότερες αποδέσεις.

2. Λεκάνη Κοζάνης-Σερβίων

Στην λεκάνη Κοζάνης-Σερβίων, η οποία αναπτύσσεται στο ΝΑ τεταρτημόριο του χάρτη, επικρατούν λιμναίες και ποταμολιμναίες αποδέσεις που εμφανίζονται να επικαθόνται ασύμφωνα πάνω στα πετρώματα του υποβάθρου. Τα ιζήματα αυτά που χρονικά τοποθετούνται στο Πλειόκαινο έχουν ενταχθεί στην χαρτογραφική μονάδα **Plm-s, lk** και φαίνεται ότι η ανάπτυξη τους σε διεύθυνση ΑΒΑ-ΔΝΔ καθορίζεται σε σημαντικό βαθμό από την διεύθυνση των μεγάλων ρηγμάτων της περιοχής και φυσικά της μεγάλης τεκτονικής γραμμής του Αλιάκμονα.

Διακρίνονται σε τρεις ορίζοντες: (α) **Κατώτερος ορίζοντας**, με κροκαλοπαγή με κροκάλες κυρίως οφειολιθικές, ερυδρές αργίλλους που προς τα πάνω εξελίσσονται σε άμμους και ανοικτόχρωμες μάργες, (β) **Μεσαίος ορίζοντας**, με λεπτοκλαστικά και βιοχημικά ιζήματα όπως άργιλλους, λευκές μάργες και λιγνίτες σε λεπτές ενδιαστρώσεις, (γ) **Ανώτερος ορίζοντας**, με εναλλαγές λευκών μαργών και λεπτών ενστρώσεων μαργαϊκών ασβεστολίδων.

Οι Τεταρτογενείς αποδέσεις της λεκάνης αποτελούνται από χερσαία, ποταμοχερσαία ιζήματα τα οποία έχουν διακριθεί στις ακόλουθες χαρτογραφικές μονάδες:

Pt, co: Πρόκειται για χερσαία ιζήματα, όπως ερυδρές αργίλλοι με χαλίκια, ερυδρές άργιλλοι και λατυποπαγή που χρονολογούνται στο Κατώτερο Πλειστόκαινο (Βιλλαφράγκιο). Οι ερυδρές άργιλλοι που επικρατούν στα κατώτερα τμήματα είναι περισσότερο συμπαγείς

και επικάθονται απευθείας πάνω στις Πλειοκαινικές άμμους, ενώ τα λατυποπαγή είναι ασβεστολιδικά με ασβεστολιδική συνδετική ύλη και πολύ συνεκτικά

Pt_m, sc: Περιλαμβάνονται οι λατυποπαγείς κώνοι που σχηματίζονται από παλαιά λατυποπαγή με χαρακτηριστικό γνώρισμα την συνύπαρξη ερυδρών αργίλλων και θραυσμάτων πετρωμάτων κυρίως ασβεστολιδικών. Χρονικά τοποθετούνται στο Μέσο Πλειστόκαινο (Μινδέλιο).

Pt_{l1}, sc: Ριπιδοειδείς κώνοι και ελλουβιακά πεδία υπωρειών με ελαφρά συγκολλημένα υλικά. Μέσα στη μάζα τους παρατηρούνται μερικές φακοειδείς ενστρώσεις συγκολλημένων, αλλά όχι σκληρών κροκαλοπαγών.

Pt_{l2}, sc: Ανω Πλειστοκαινικές (Βούρμιες) συσσωρεύσεις διαφόρων αδροκλαστικών ιζημάτων στις παρυφές των ασβεστολιδικών ορεινών όγκων, οι οποίες συνιστούν ένα ασβεστολιδικό επικάλυμμα από πλευρικά κορήματα αποτελούμενο από γωνιώδη θραύσματα και λατύπες εγκλεισμένα μέσα σε κλαστική καστανέρυδρη ως καστανοκίτρινη δεμελιώδη μάζα.

H, cs-sc: Σύγχρονοι κώνοι κορημάτων και πλευρικά κορήματα.

H, co: Χερσαίες αποθέσεις ερυδρογαίων και ασβεστολιδικών κορημάτων. Πρόκειται για ένα κλαστικό επικάλυμμα πάχους 10-15m που σχηματίζει ένα ορίζοντα-αναβαθμίδα και εμφανίζει διαφορετική όψη σε διαφορετικές θέσεις. Στη βάση αναγνωρίζεται ένας ορίζοντας από ασβεστολιδικές κροκάλες που βαθμιαία, αλλά γρήγορα μεταβαίνει προς τα πάνω σε ένα ορίζοντα ασβεστιτικού ερυδροπηλού με λεπτές ενδιαστρώσεις μικρών αποστρογγυλωμένων κροκαλών προερχόμενων πιθανώς από παλαιότερα Πλειστοκαινικά ιζήματα.

H, al: Αλλουβιακές αποθέσεις.

3. Λεκάνη Γρεβενών

Το ΝΔ τεταρτημόριο του χάρτη καλύπτεται από ένα μεγάλο τμήμα της λεκάνης των Γρεβενών, το οποίο εμφανίζεται να πληρώνεται από Πλειοκαινικές και Τεταρτογενείς

αποθέσεις, οι οποίες αποτέθηκαν ασύμφωνα τόσο πάνω στο αλπικά πετρώματα όσο και πάνω στα μολασσικά ιζήματα της Μεσοελληνικής Αύλακας.

Η λεκάνη των Γρεβενών παρουσιάζει χαρακτηριστικά ανάλογα με αυτά και των άλλων Νεογενών λεκανών του Βορειοελλαδικού χώρου.

Περιλαμβάνονται πολύ μικρής έκτασης Πλειοκαινικές λιμναίες αποθέσεις, όπως μάργες, άργιλλοι, άμμοι και γαμμίτες με επικρατούν κιτρινόλευκο χρώμα, οι οποίες έχουν ενταχθεί στην χαρτογραφική μονάδα **P1m-s, lk**.

Κατά το διάστημα του Ανωτέρου Πλειοκαίνου-Πλειστοκαίνου οι αποθέσεις μεταπίπτουν σε ποταμολιμναίες και χειμαρρώδεις-ποτάμιες. Οι αποθέσεις αυτές χαρακτηρίζονται από διάφορου βαθμού συνεκτικότητα και σ' αυτές περιλαμβάνονται χαλαρά κροκαλοπαγή με φακούς και ενστρώσεις λεπτόκοκκων ιζημάτων, κυανές-υποπράσινες μάργες, άμμοι, αλλά ακόμη και κροκαλοπαγή, γαμμίτες και κοκκινοχώματα. Οι κροκάλες στα κροκαλοπαγή έχουν προκύψει τόσο από τα οφειολιθικά πετρώματα του Βούρινου στα ανατολικά, όσο και από τους ασβεστόλιθους και τους γαμμίτες της οροσειράς της Πίνδου στα δυτικά. Οι αποθέσεις του Ανωτέρου Πλειοκαίνου-Πλειστοκαίνου χαρτογραφούνται με την χαρτογραφική μονάδα **P1s-Pt, co**.

Οι Τεταρτογενείς αποθέσεις της λεκάνης περιλαμβάνουν επιπόλαιες και μικρής έκτασης κυρίως Ολοκαινικές αποθέσεις από χερσαία, ποταμοχερσαία ιζήματα, τα οποία έχουν διακριθεί στις ακόλουθες χαρτογραφικές μονάδες:

H, cs-sc: Σύγχρονοι κώνοι κορημάτων και πλευρικά κορήματα.

H, co: Χερσαίες αποθέσεις ερυθρογαίων και ασβεστολιθικών κορημάτων. Πρόκειται για ένα κλαστικό επικάλυμμα πάχους 10-15m που σχηματίζει ένα ορίζοντα-αναβαθμίδα και εμφανίζει διαφορετική όψη σε διαφορετικές θέσεις. Στη βάση αναγνωρίζεται ένας ορίζοντας από ασβεστολιθικές κροκάλες που βαθμιαία, αλλά γρήγορα μεταβαίνει προς τα πάνω σε ένα ορίζοντα ασβεστοπικτού ερυθροπηλού με λεπτές ενδιαστρώσεις μικρών αποστρογγυλωμένων κροκαλών προερχόμενων πιθανώς από παλαιότερα Πλειστοκαινικά ιζήματα.

H, al: Αλλουβιακές αποθέσεις.

3. ΝΕΟΤΕΚΤΟΝΙΚΗ - ΣΕΙΣΜΟΤΕΚΤΟΝΙΚΗ ΜΕΛΕΤΗ

3.1. ΕΝΕΡΓΟΣ ΤΕΚΤΟΝΙΚΗ ΚΑΙ ΝΕΟΤΕΚΤΟΝΙΚΗ ΤΟΥ ΕΥΡΥΤΕΡΟΥ ΧΩΡΟΥ

Ο Ελληνικός χώρος βρίσκεται στο όριο σύγκλισης της Ευρασιατικής και Αφρικανικής λιθοσφαιρικής πλάκας, η οποία εκδηλώνεται με ηπειρωτική σύγκρουση στο χώρο της Αδριατικής και Αλβανίας, ενώ νοτιότερα από τα Ιόνια νησιά μέχρι την Κρήτη και την Ρόδο με το σχηματισμό από το Μέσο Μειόκαινο (περίπου 12-15My) ενός νησιώτικου (ηφαιστειακού) τόξου ή καλύτερα μιας σεισμικής ζώνης Benioff, η οποία είναι διεθνώς γνωστή ως Ελληνική ζώνη υποβύθισης (Ελληνικό Τόξο).

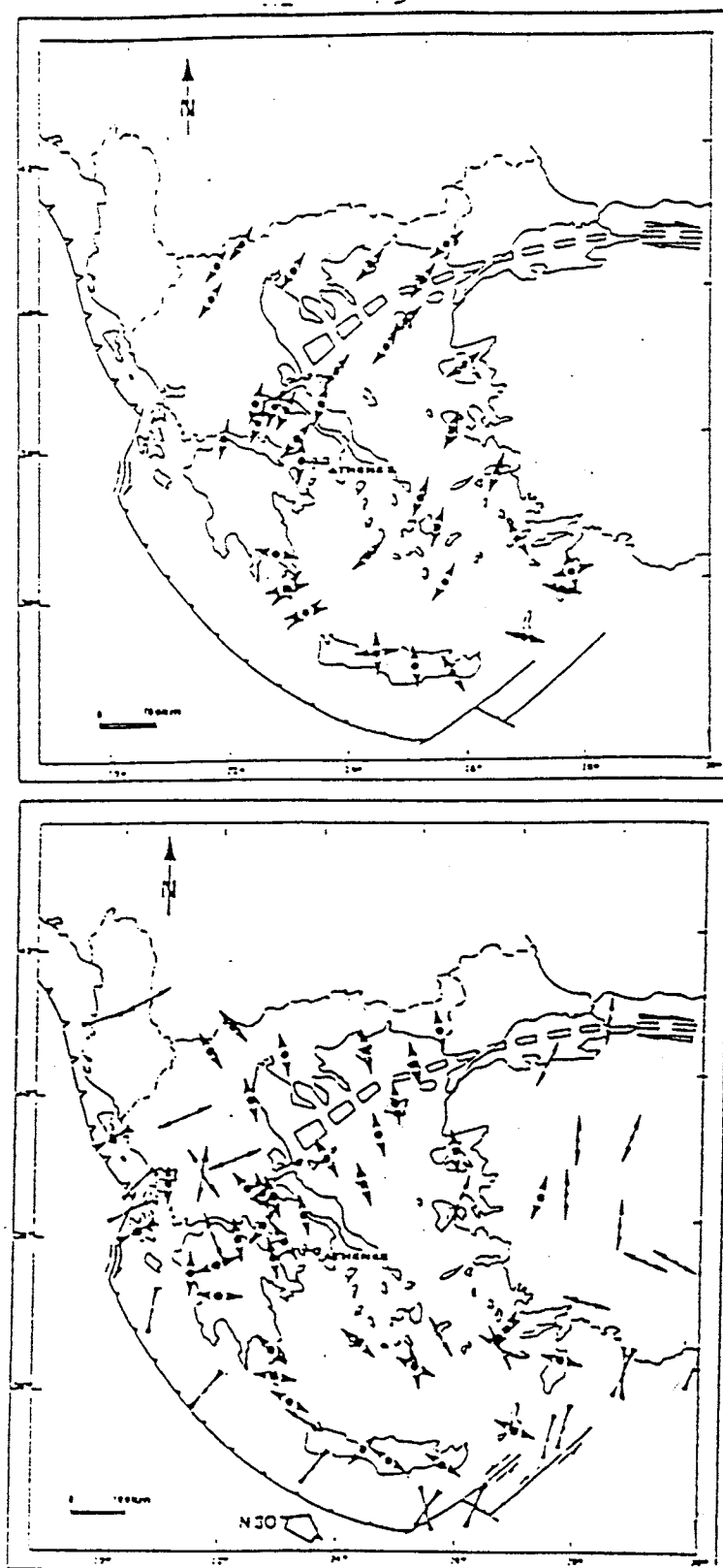
Αποτέλεσμα αυτής της σύγκλισης είναι ο Ελληνικός χώρος να εμφανίζει μια ιδιαίτερα έντονη νεοτεκτονική παραμόρφωση που εκδηλώνεται μέχρι σήμερα με το σχηματισμό και επαναδραστηριοποίηση μεγάλων ενεργών και σεισμικών ρηγμάτων, πολλά από τα οποία είναι υπεύθυνα για το σχηματισμό ή την διαμόρφωση μεγάλων νεοτεκτονικών βυθισμάτων-λεκανών που έχουν πληρωθεί με Νεογενή και Τεταρτογενή ιζήματα και με ισχυρούς σεισμούς τόσο κατά μήκος του Ελληνικού Τόξου όσο και στο εσωτερικό του τμήμα, όπως στο χώρο της Κεντρικής Ελλάδας και της Μακεδονίας.

Μέσα στο πλαίσιο αυτό, ο χώρος της Μακεδονίας θεωρείται ότι αποτελεί ένα χώρο ενδοηπειρωτικής παραμόρφωσης που συνδέεται άμεσα με την σύγκλιση των δύο ηπείρων και εκδηλώνει έντονη οπισθοτόξια εκτατική παραμόρφωση.

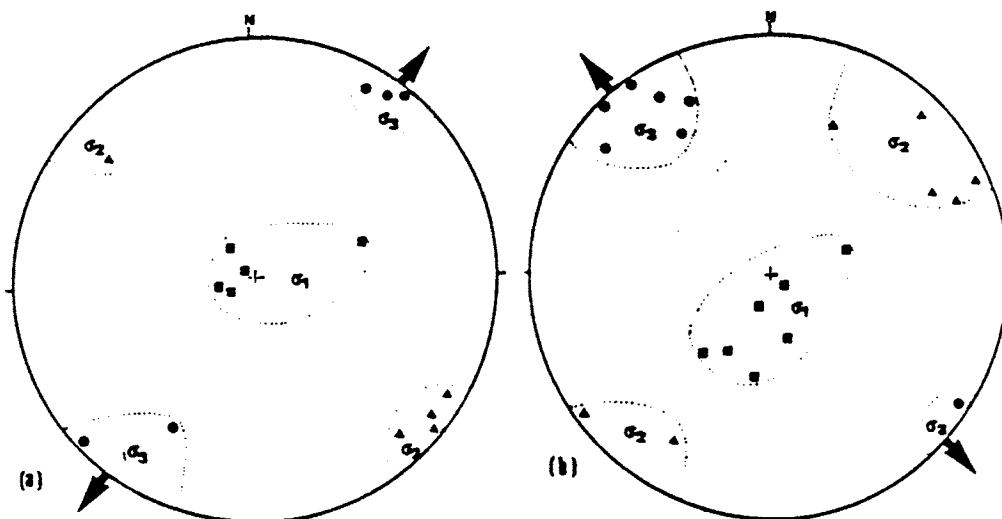
Ωστόσο, ο χώρος της Δυτικής Μακεδονίας πριν τον καταστροφικό σεισμό του 1995 εθεωρείτο ως ένας χώρος χαμηλής σεισμικής δραστηριότητας σε σύγκριση με τις άλλες περιοχές του Ελληνικού χώρου.

Στοιχεία για την νεοτεκτονική παραμόρφωση του χώρου της Δυτικής Μακεδονίας αναφέρονται από τους Παυλίδης (1985) και Pavlides & Mountrakis, (1987) και συμπληρώνονται αργότερα από μεταγενέστερες νεοτεκτονικές και σεισμοτεκτονικές μελέτες που πραγματοποιήθηκαν μετά τον καταστροφικό σεισμό της 13ης Μαΐου 1995.

Από τις μελέτες αυτές προκύπτει ότι στο χώρο της Δυτικής Μακεδονίας από το Ανω Μειόκαινο μέχρι σήμερα επικρατεί ένα ενιαίο εκτατικό εντατικό πεδίο που τείνει στην συνεχή λέπτυνση του ηπειρωτικού φλοιού. Η διεύθυνση του μέγιστου εφελκυσμού προσδιορίζεται σε (σχ. 4, 5):



Σχ. 4. Το πεδίο των τάσεων στον Ελληνικό χώρο όπως προκύπτει από τους μηχανισμούς γένεσης των σεισμών και τις νεοτεκτονικές έρευνες κατά την διάρκεια (α) του Πλειοκαίνου και (β) του Τεταρτογενούς (από Mercier et. al., 1987).



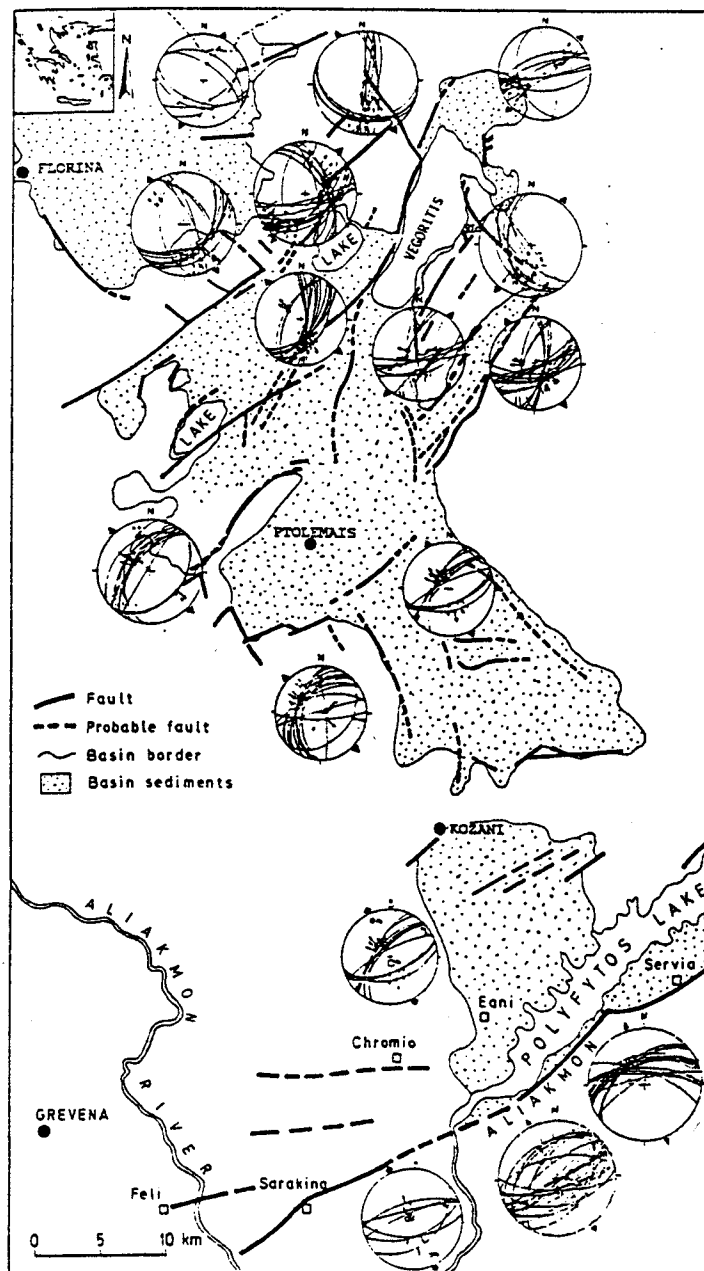
Σχ. 5. Στερεογραφικές προβολές των κυρίων αξόνων τάσης (σ_1 , σ_2 , σ_3) που υπολογίστηκαν από διάφορες περιοχές της λεκάνης Φλώρινας-Πτολεμαΐδας κατά την (α) εφελκυστική φάση του Ανωτέρου Μειοκαίνου-Πλειοκαίνου και (β) εφελκυστική φάση του Τεταρτογενούς (Παυλίδης, 1985; Pavlides & Mountrakis, 1987) (από Εκθ. ΟΑΣΠ σελ. 19).

- (1) ΒΑ-ΝΔ διεύθυνση κατά το διάστημα Ανω Μειοκαίνου-Κάτω Πλειστοκαίνου,
- (2) ΒΒΔ-ΝΝΑ διεύθυνση από το Μέσο Πλειστόκαινο μέχρι σήμερα.

Το ΒΑ-ΝΔ διεύθυνσης εκτατικό πεδίο οδήγησε στην δημιουργία ή/και την επαναδραστηριοποίηση κυρίως ΒΔ-ΝΑ διεύθυνσης ρηγμάτων με κανονικές και πλαγιοκανονικές ολισθήσεις. Πολλά από τα ρήγματα αυτά ήταν υπεύθυνα για την διαμόρφωση της μορφολογίας κατά την περίοδο του Πλειοκαίνου, αφού αποτέλεσαν τα κρασπεδικά (περιθωριακά) ρήγματα για πολλά τεκτονικά θυδίσματα-λεκάνες παρόμοιας ΒΔ-ΝΑ διεύθυνσης μεταξύ των οποίων και τις προαναφερόμενες λεκάνες Πτολεμαΐδας-Αγ. Δημητρίου, Κοζάνης-Σερβίων και Γρεβενών (σχ. 6). Οι λεκάνες αυτές ανήκουν στη μεγάλη σειρά των θυδισμάτων που μορφοποίησαν κατά το Πλειόκαινο τη μεγάλη λεκάνη της Δυτικής Μακεδονίας (Φλώρινας-Αμυνταίου-Πτολεμαΐδας-Κοζάνης) σε διεύθυνση ΒΔ-ΝΑ.

Η ΒΒΔ-ΝΝΑ διεύθυνση μέγιστης έκτασης που επικρατεί στον χώρο της Δυτικής Μακεδονίας αποτελεί μικρή διαφοροποίηση του προσανατολισμού της μέγιστης έκτασης που αναγνωρίζεται στο εκτατικό αυτό πεδίο του Τεταρτογενούς και είναι μια ακτινική απόκλιση της μέγιστης έκτασης από ΒΒΔ-ΝΝΑ διεύθυνση στη Δυτική Μακεδονία, σε Β-Ν διεύθυνση έκτασης στην Κεντρική Μακεδονία και σε ΒΒΑ-ΝΝΔ διεύθυνση έκτασης

στο χώρο της Ανατολικής Μακεδονίας και Θράκης. Πρέπει ν' αναφέρουμε ότι η διαφοροποίηση αυτή στον προσανατολισμό της μέγιστης έκτασης του γενικά Β-Ν εκτατικού πεδίου έχει πρόσφατα ερμηνευτεί ότι οφείλεται στον προϋπάρχοντα ιστό, όπως αυτός καθορίζεται από τις μεγάλες ρηξιγενείς γραμμές και στο σχετικό βαθμό τροποποίησης του ιστού αυτού (Τρανός, 1998; Tranos & Mountrakis, 1998).



Σχ. 6. Νεοτεκτονικός χάρτης των Νεογενών-Τεταρτογενών λεκανών Κοζάνης-Πτολεμαΐδας-Φλώρινας, στον οποίο απεικονίζονται τα κύρια ρήγματα της περιοχής και σε στερεογραφικές προβολές τα γεωμετρικά και κινηματικά τους στοιχεία καθώς και η μέγιστη κύρια έκταση που προσδιορίζουν.

Αποτέλεσμα του τελευταίου εκτατικού πεδίου είναι η σύγχρονη σεισμική δραστηριότητα που εκδηλώνεται στο χώρο της Δυτικής Μακεδονίας με το σχηματισμό ή και την επαναδραστηριοποίηση κατά βάση κανονικών ή πλαγιοκανονικών ρηγμάτων με διεύθυνση από Α-Δ μέχρι και ΒΑ-ΝΔ.

Τα παλαιότερα παραμορφωτικά γεγονότα πριν από το Ανω Μειόκαινο που προκάλεσαν τεκτονικές δομές αναγνωρίσιμες και σήμερα στο χώρο της Δυτικής Μακεδονίας είναι σύμφωνα με τις μελέτες (Mountrakis et al., 1992), τα παρακάτω:

- (1) Ένα εκτενές εφελκυστικό πεδίο που χρονικά προσδιορίζεται στο Κάτω Ολιγόκαινο και προκάλεσε το σχηματισμό σε ημιδραυσιγενείς συνθήκες μεγάλων ΒΒΔ-ΝΝΑ διεύθυνσης ρηγμάτων εκτατικής αποκόλλησης και άλλων συμβατών με αυτές δραυσιγενείς δομές.
- (2) Δύο επακόλουθα συμπιεστικά τεκτονικά γεγονότα με ΑΒΑ-ΔΝΔ και ΒΒΑ-ΝΝΔ διεύθυνση μέγιστης συμπίεσης αντίστοιχα, τα οποία έλαβαν χώρα στο Μέσο-Ανω Μειόκαινο. Το πρώτο προκάλεσε ΒΒΔ-ΝΝΑ διεύθυνσης ανάστροφα ρήγματα και Α-Δ ως ΒΑ-ΝΔ ρήγματα οριζόντιας μετατόπισης, ενώ το δεύτερο προκάλεσε το σχηματισμό συζυγών ανάστροφων ρηγμάτων σε διεύθυνση Α-Δ, τόσο μέσα στις οφειολιθικές μάζες, όσο και στα μολασσικά ιζήματα.

3.2. Η ΡΗΞΙΓΕΝΗΣ ΤΕΚΤΟΝΙΚΗ ΤΗΣ ΠΕΡΙΟΧΗΣ ΜΕΛΕΤΗΣ

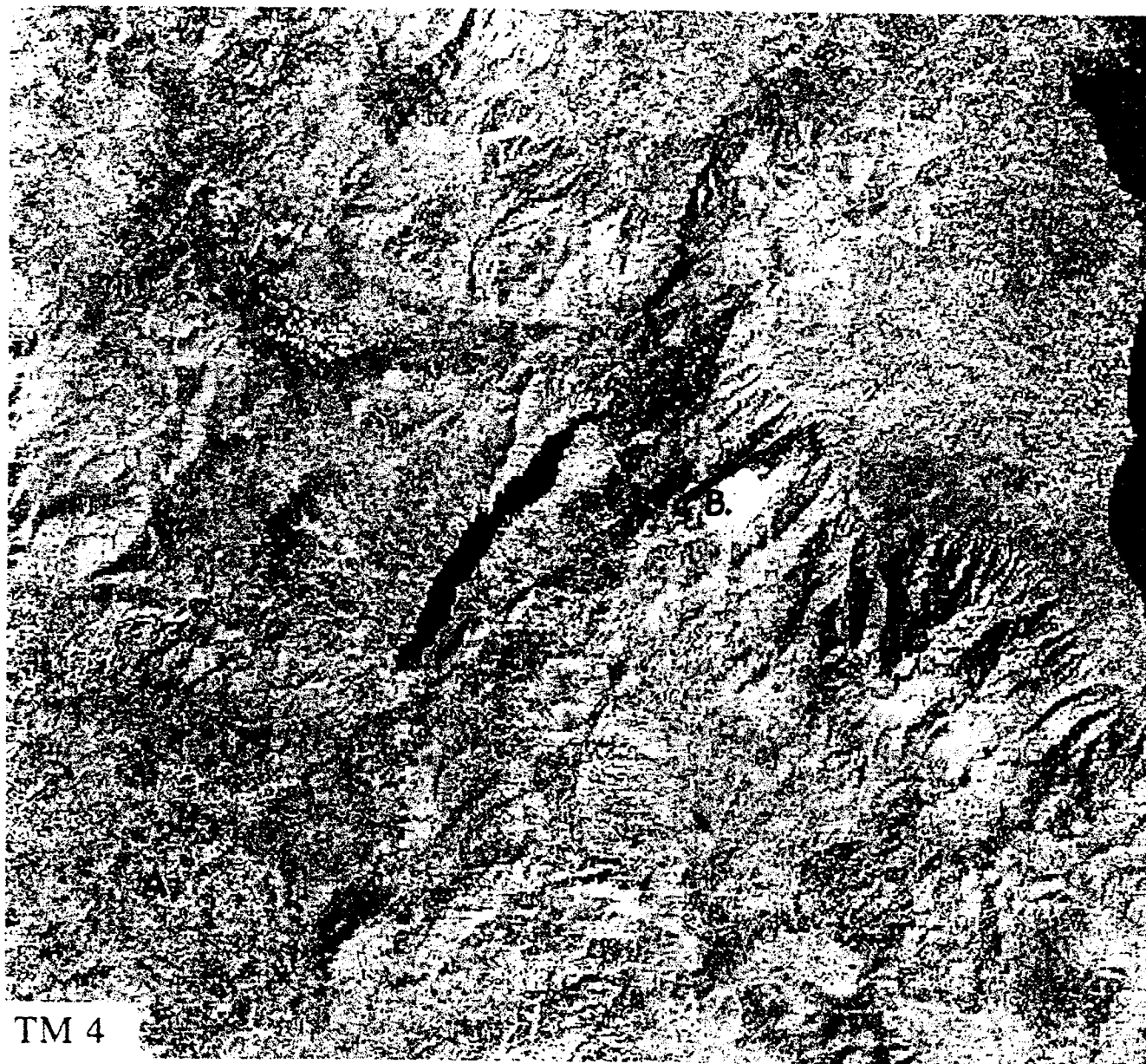
Από την χαρτογράφηση του νεοτεκτονικού φύλλου Κοζάνη προκύπτει ότι στην ευρύτερη περιοχή η ρηγμάτωση είναι πολύπλοκη με την παρουσία μεγάλου αριθμού ρηγμάτων και ρηξιγενών επιφανειών που ομαδοποιούνται με βάση τον προσανατολισμό τους και την τεκτονική τους δράση σε τρεις κυρίως ομάδες ρηγμάτων: (1) ΒΑ-ΝΔ διεύθυνσης ρήγματα, (2) ΒΒΔ-ΝΝΑ διεύθυνσης ρήγματα και (3) Α-Δ έως ΑΒΑ-ΔΝΔ διεύθυνσης ρήγματα. Τα περισσότερα από αυτά λειτούργησαν τουλάχιστο από την περίοδο του Μειοκαίνου, ενώ ορισμένα εξακολουθούν να βρίσκονται σε ενεργό κατάσταση εμφανίζοντας σαφείς ενδείξεις ότι λειτούργησαν κατά το Τεταρτογενές.

Από το σύνολο των ρηγμάτων της περιοχής θα πρέπει να σημειώσουμε το σύστημα ενεργών ρηγμάτων της τεκτονικής γραμμής Αλιάκμονα, η οποία είναι και η σημαντικότερη ρηξιγενής ζώνη στο χώρο της Δυτικής Μακεδονίας (σχ. 7).

Η τεκτονική γραμμή Αλιάκμονα είναι η σημαντικότερη νεοτεκτονική ρηξιγενής ζώνη στο χώρο της Δυτικής Μακεδονίας και προεκτείνεται μέχρι την Κεντρική

Μακεδονία με συνολικό μήκος πάνω από 70km. Παρακολουθεί στενά την κοίτη του ποταμού Αλιάκμονα από την περιοχή Γρεβενών, Κοζάνης, διασχίζει το Βέρμιο, πάντοτε με γενική διεύθυνση ΒΑ - ΝΔ και καταλήγει στην πεδιάδα Βέροιας-Θεσσαλονίκης.

Πρόκειται για ρηξιγενή ζώνη με σημαντική νεοτεκτονική δράση, η οποία έχει κόψει εγκάρσια τις οροσειρές Βούρινου και Βερμίου λόγω αυτής της μακράς νεοτεκτονικής δράσης έχει δημιουργήσει την δίοδο του Αλιάκμονα ποταμού.



Σχ. 7. Δορυφορική εικόνα TM4 στην οποία διακρίνεται εντυπωσιακά η φωτογράμμωση διεύθυνσης ΑΒΑ-ΔΝΔ που αντιστοιχεί στη μεγάλη ρηξιγενή γραμμή του Αλιάκμονα ΑΒ με το τμήμα ρήγματος (Segment) Ρυμνίου-Παλαιοχωρίου-Σαρακήνας στα ΔΝΔ που ενεργοποιήθηκε και το ρήγμα Σερβίων στα ΑΒΑ που δεν ενεργοποιήθηκε.

Τα ρήγματα ή τμήματα ρηγμάτων που την στοιχειοθετούν είναι τα σημαντικότερα στην ευρύτερη περιοχή, όχι μόνο για το μεγάλο μήκος που παρουσιάζουν, αλλά κυρίως γιατί συνδέονται με σεισμική δραστηριότητα, όπως είναι η πρόσφατη ΑΒΑ-ΔΝΔ διεύθυνσης σεισμική ρηξιγενής γραμμή Ρυμνίου-Παλαιοχωρίου-Σαρακήνας, η οποία προκάλεσε το μεγάλο σεισμός Κοζάνης-Γρεβενών της 13ης Μαΐου 1995, μεγέδους $M=6.6$.

Η τμηματοποίηση (segmentation) της ρηξιγενούς ζώνης του Αλιάκμονα επιβεβαιώθηκε με το σεισμό της 13ης Μαΐου 1995 κατά τον οποίο ενεργοποιήθηκε ένα μόνο τμήμα της ρηξιγενούς ζώνης και προκάλεσε το σεισμό μεγέδους $M = 6.6$.

Στη περιοχή του νεοτεκτονικού φύλλου "ΚΟΖΑΝΗ" χαρτογραφούνται από τα Δυτικά προς τα Ανατολικά τα τμήματα ρηγμάτων της τεκτονικής ζώνης Αλιάκμονα (σχ. 7):

1. Σεισμικό ρήγμα Ρυμνίου-Παλαιοχωρίου-Σαρακήνας-Κέντρου,
2. Ενεργό ρήγμα Σερβίων- Βελβενδού,

Ενώ πρέπει να αναφέρουμε ότι ανατολικότερα, αλλά εκτός του χάρτη, η τεκτονική γραμμή Αλιάκμονα στοιχειοθετείται από το ενεργό ρήγμα Βερμίου-Βεργίνας.

Ρήγματα ΒΑ-ΝΔ διεύθυνσης

Τα ρήγματα αυτά χαρτογραφούνται κυρίως στα πετρώματα του υποβάθρου. Χαρακτηρίζονται από συνδεδετικές και αντιδεδετικές συζυγείς ρηξιγενείς επιφάνειες με πολύ μεγάλες γωνίες κλίσης ως και κατακόρυφες. Τα ΒΑ-ΝΔ διεύθυνσης ρήγματα είναι παλιά προϋπάρχοντα ρήγματα, που κινηματικά έχουν λειτουργήσει ως ρήγματα οριζόντιας μετατόπισης και τα οποία έχουν επαναδραστηριοποιηθεί ως κανονικά πλαιοκανονικά ρήγματα υπό το σύγχρονο ενεργό εντατικό πεδίο γενικής διεύθυνσης Β-Ν.

Τα ρήγματα αυτά φαίνονται να τερματίζουν ή να κόβονται από τα ρήγματα με διεύθυνση ΒΒΔ-ΝΝΑ. Τα ΒΑ-ΝΔ διεύθυνσης ρήγματα σε σχέση με τα ρήγματα Α-Δ ως ΑΒΑ-ΔΝΔ διεύθυνσης παρουσιάζουν μια περισσότερο πολύπλοκη γεωμετρική εικόνα. Συγκεκριμένα έχουν παρατηρηθεί οι εξής γεωμετρικές εικόνες: (1) Horse tail γεωμετρία με κύριο ρήγμα το ΒΑ-ΝΔ διεύθυνσης και δευτερεύοντα τα ΑΒΑ-ΔΝΔ ως Α-Δ ρήγματα. Τα τελευταία σταδιακά συνδέονται με πολύ μικρής ενδιάμεσης (δίεδρης) γωνίας σύνδεσης και ενιαία κινηματική λειτουργία κυρίως με τα ΒΑ-ΝΔ τμήματα ρηγμάτων ή ρήγματα, (2) εικόνες ανάπτυξης "βεντάλιας" στις οποίες τα ρήγματα Α-Δ και ΑΒΑ-ΔΝΔ διεύθυνσης τερματίζουν σταδιακά πάνω στα ρήγματα με ΒΑ-ΝΔ διεύθυνση και (3) ΒΑ-ΝΔ διεύθυνσης ρήγματα να κόβονται από τα ρήγματα με Α-Δ διεύθυνση.

BA-NΔ διεύθυνσης ρήγματα παρουσιάζονται και μέσα στα μεταλπηικά ιζήματα και ακόμη στα πρόσφατα Τεταρτογενή, όμως η παρουσία αυτή φαίνεται να οφείλεται στην επιλεκτική πρόσφατη επαναδραστηριοποίηση των BA-NΔ διεύθυνσης ρηγμάτων του υποβάθρου.

Τα ρήγματα BA-NΔ διεύθυνσης τα διαφοροποιούμε από τα ABA-ΔNΔ ως A-Δ διεύθυνσης ρήγματα όχι γιατί στατιστικά είναι εφικτός ένας τέτοιος διαχωρισμός, αλλά γιατί: (α) όπως παρατηρήσαμε μέσα στα Νεογενή και Τεταρτογενή ιζήματα τα ρήγματα που αποδίδονται στο σύγχρονο εντατικό πεδίο έχουν κατά κανόνα ABA-ΔNΔ ως A-Δ διεύθυνση, (β) η ίδια ABA-ΔNΔ ως A-Δ διεύθυνση προσδιορίζεται από το σύνολο των σεισμικών ρωγμών που καταγράφηκαν με τον καταστροφικό σεισμό Κοζάνης-Γρεβενών της 13ης Μαΐου 1995.

Ρήγματα BBA-NNA διεύθυνσης

Στα ρήγματα με αυτή τη γενική BBA-NNA διεύθυνση εντάσσουμε ρήγματα με ευρύ φάσμα προσανατολισμού από BΔ-NA ως B-N διεύθυνσης. Η ροή του ποταμού Αλιάκμονα σε BBA-NNA διεύθυνση στο δυτικό τμήμα του φύλλου, στη περιοχή ανάπτυξης των μολαιοστικών ιζημάτων είναι πιθανό να οφείλεται στα ρήγματα αυτής της διεύθυνσης, τα οποία δημιουργούν σύνθετες εικόνες ρηγμάτωσης με “τραπεζοειδή” γεωμετρία, αλλά ομοιόμορφη κινηματική συμπεριφορά. Η γεωμετρία αυτή προσδιορίζεται έμμεσα από το γεγονός ότι παρατηρείται μια διασπορά τόσο σε παράταξη όσο και σε γωνία κλίσης των ρηξιγενών επιφανειών. Συγκεκριμένα εκτός από τη προαναφερόμενη διασπορά σε διεύθυνση οι ρηξιγενείς επιφάνειες που καταγράφηκαν κατά την υπαίθρια εργασία χαρακτηρίζονται από ενδιάμεσες, μέσες ως και πολύ μεγάλες γωνίες κλίσης τόσο προς τα ABA όσο και προς τα ΔNΔ.

Τα ρήγματα BBA-NNA διεύθυνσης σε σχέση με τα BA-NΔ διεύθυνσης ρήγματα οριζόντιας μετατόπισης γενετικά νεότερα, διότι κόβουν τα τελευταία, ενώ αντίθετα κόβονται από τα A-Δ ως ABA-ΔNΔ διεύθυνσης ρήγματα, εκτός από τις περιπτώσεις κατά τις οποίες υπήρξε επαναδραστηριοποίηση των παλαιότερων BA-NΔ διεύθυνσης ρηγμάτων ως κανονικών.

Τα BBA-NNA διεύθυνσης ρήγματα παρουσιάζουν ένα ευρύ φάσμα γραμμώσεων τεκτονικής ολίσθησης που προσδιορίζουν πλαιοκανονικές και κανονικές δραστηριοποιήσεις. Ωστόσο παρατηρείται μερικές από αυτές να παρουσιάζουν δεξιόστροφες κυρίως πλαιοκανονικές γραμμώσεις τεκτονικής ολίσθησης, ενώ το σύνολο των επιφανειών χαρακτηρίζεται από αριστερόστροφες πλαιοκανονικές δραστηριοποιήσεις, οι οποίες

προσδιορίζουν εφελκυσμό σε ΒΑ-ΝΔ διεύθυνση. Ο εφελκυσμός αυτός χρονολογείται στο διάστημα Ανω Μειοκαίνου-Πλειοκαίνου.

Η παραπάνω διαφοροποίηση των γραμμώσεων τεκτονικής ολίσθησης αποδίδεται σε τοπικές αποκλίσεις, γιατί δεν βρέθηκε σχετική επικάλυψη των δύο αυτών ομάδων γραμμώσεων τεκτονικής ολίσθησης και επιπλέον παρατηρείται σε μικρό αριθμό ρηξιγενών επιφανειών.

Ρήγματα Α-Δ ως ΑΒΑ-ΔΝΔ διεύθυνσης

Τα Α-Δ ως ΑΒΑ-ΔΝΔ διεύθυνσης ρήγματα παρουσιάζουν μεταξύ τους μια συνεχή κατανομή. Το γεγονός αυτό σε συνδυασμό με το ότι τα ρήγματα τόσο με ΑΒΑ-ΔΝΔ όσο και με Α-Δ διεύθυνση είναι αυτά που κατά βάση δραστηριοποιούνται στο σύγχρονο εντατικό πεδίο τα τοποθετεί στην ίδια ομάδα.

Επιπρόσθετα όμως είναι τα ρήγματα που κυρίως αναγνωρίζονται να επηρεάζουν τα Νεογενή και Τεταρτογενή ιζήματα, σε αντίθεση με τα ρήγματα των υπολοίπων διευθύνσεων, των οποίων η παρουσία είναι μικρή μέσα στα ιζήματα αυτά.

Η σχετικά πρόσφατη δράση τους προκύπτει ακόμη από το γεγονός ότι τα ρήγματα αυτά επηρεάζουν και καθορίζουν έντονα το μορφοανάγλυφο της ευρύτερης περιοχής. Συγκεκριμένα, παρατηρούνται να έχουν διαμορφώσει κλιμακωτές ταπεινώσεις ως και διαύλους σε διεύθυνση Α-Δ ως ΑΒΑ-ΔΝΔ κατά μήκος των ορεινών όγκων, τα οποία πληρώνονται με Πλειο-Πλειστοκαινικά ιζήματα.

Τα περισσότερα ΑΒΑ-ΔΝΔ διεύθυνσης ρήγματα, στο Νότιο ήμισυ του φύλλου χάρτη, παρουσίασαν κατά μήκος της ανάπτυξής τους, επιφανειακές ρωγμώσεις από τη σεισμική δραστηριότητα του σεισμού της 13^{ης} Μαΐου 1995. Συνεπώς θεωρούνται κατ' αρχήν, ενεργά ρήγματα διότι έστω και δευτερογενώς επαναδραστηριοποιήθηκαν κατά την πρόσφατη σεισμική δράση. Εξ' άλλου η ανάπτυξή τους κατά διεύθυνση ΑΒΑ-ΔΝΔ, κάθετα δηλαδή στην ανάπτυξη του σ_3 -άξονα του ενεργού πεδίου των τάσεων της ευρύτερης περιοχής της Δυτικής Μακεδονίας ευνοεί την ενεργοποίηση τους από τη δράση αυτού του ενεργού πεδίου τάσεων.

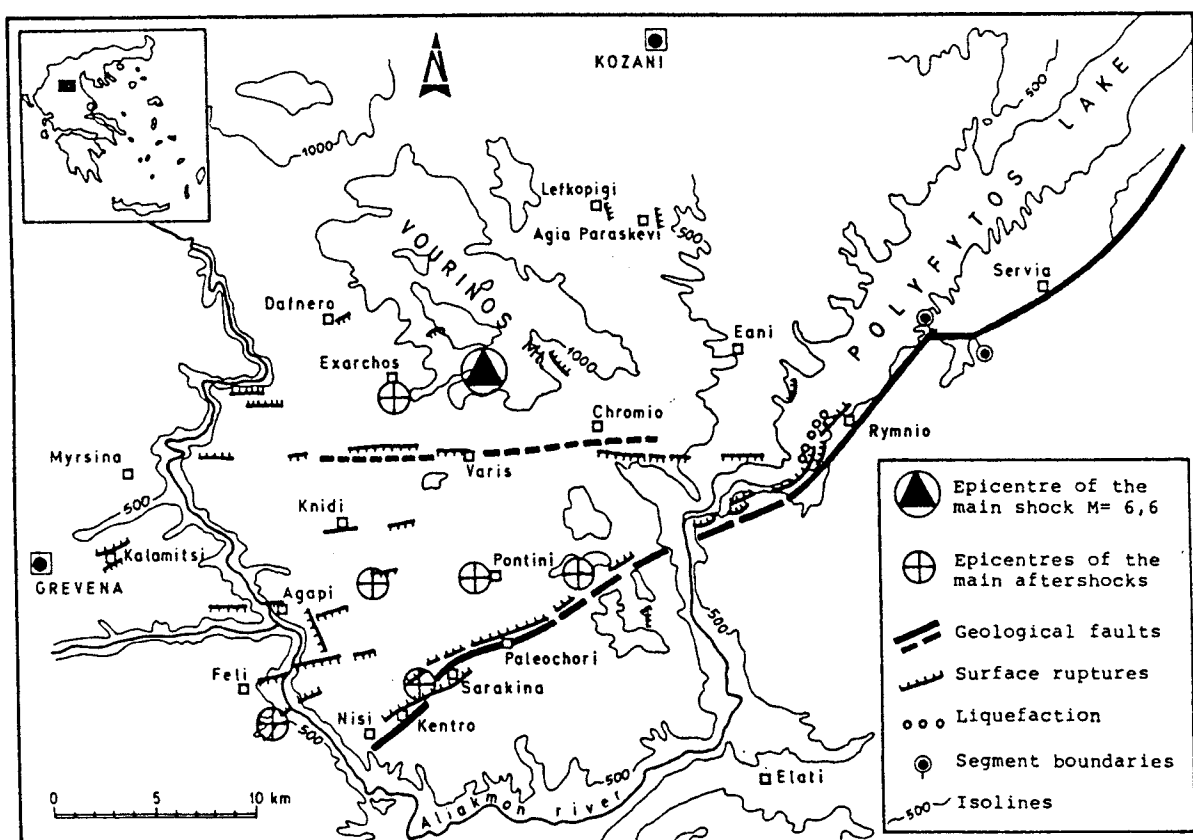
Στα ΑΒΑ-ΔΝΔ διεύθυνσης ρήγματα εντοπίσθηκαν οριζόντιες γραμμώσεις τεκτονικής ολίσθησης, με αριστερόστροφη κίνηση, ενώ σε πολλές περιπτώσεις παρατηρήθηκε μια νεότερη, κανονική κίνηση-αριστερόστροφη πλαγιοκανονική κίνηση που αποτελεί επαναδραστηριοποίηση κατά το σύγχρονο εντατικό πεδίο.

Κριτήρια αλληλοεπίδρασης μεταξύ των ρηγμάτων που αναγνωρίστηκαν, καθώς και σχέσεις στρωματογραφικών στοιχείων και ρηγμάτων στην ευρύτερη περιοχή ενδιαφέροντος, έδειξαν ότι τα ρήγματα με ΑΒΑ-ΔΝΔ έως Α-Δ διεύθυνση, αποτελούν τις σχετικά νεότερες ρηξιγενείς δομές ή επαναδραστηριοποιούνται κατά το μεγαλύτερο μέρος τους από το ενεργό πεδίο τάσεων. Τα ρήγματα με διεύθυνση ΒΔ-ΝΑ παρουσιάζουν μια σχετική αδράνεια, λόγω του προσανατολισμού τους, ως προς την ανάπτυξη του ενεργού πεδίου τάσεων της περιοχής και φαίνεται να είναι τα παλαιότερα.

3.3. ΠΕΡΙΓΡΑΦΗ ΤΩΝ ΜΕΓΑΛΩΝ ΡΗΓΜΑΤΩΝ

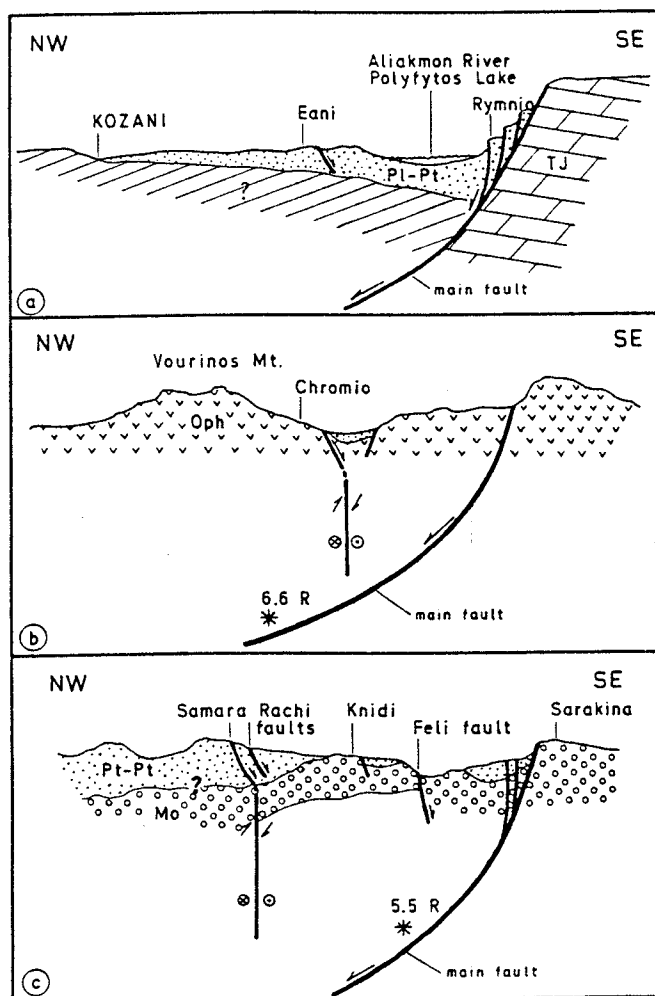
1. Σεισμικό ρήγμα Ρυμνίου-Παλαιοχωρίου-Σαρακίνας-Κέντρου

Η ρηξιγενής γραμμή Παλαιοχωρίου-Σαρακίνας-Κέντρου αποτελεί το σεισμικό τμήμα ρήγματος της τεκτονικής γραμμής Αλιάκμονα που δραστηριοποιήθηκε στις 13 Μαΐου 1995 προκαλώντας το σεισμό Κοζάνης-Γρεβενών, μεγέθους $M=6.6$ (σχ. 8).



Σχ. 8. Σχηματικός χάρτης της πλειόσειστης περιοχής Κοζάνης-Γρεβενών με τα επίκεντρα του κύριου σεισμού της 13ης Μαΐου 1995 και τους κύριους μετασεισμούς, τα κύρια γεωλογικά ρήγματα (Ρηξιγενή ζώνη Αλιάκμονα και ρήγμα Χρωμίου-Βάρης) καθώς και τις πρόσφατες εδαφικές διαρρήξεις. Απεικονίζονται επίσης οι liquefaction δομές και τα όρια των τμημάτων ρηγμάτων ανάμεσα στο Ρύμνιο-Νησί και Σέρβια.

Το σεισμικό ρήγμα Ρυμνίου-Παλαιοχωρίου-Σαρακήνας-Κέντρου είναι ένα ΑΒΑ-ΔΝΔ ($B60^{\circ}-70^{\circ}$) διεύθυνσης κανονικό ρήγμα με μεγάλη γωνία κλίσης προς τα ΒΔ στην επιφάνεια και μετάπτωση του ΒΒΔ τέμαχους. Ωστόσο, όπως υπολογίστηκε από την κατανομή των εστίων της πρόσφατης σεισμικής ακολουθίας, η γωνία κλίσης του ρήγματος γίνεται βαθμιαία μικρότερη στο βάθος, φτάνοντας περίπου τις $30^{\circ}-35^{\circ}/\text{ΒΒΔ}$, με αποτέλεσμα να χαρακτηρίζεται ως λιστρωτό ρήγμα (σχ. 9).



Σχ. 9. Σχηματικές ερμηνευτικές γεωλογικές τομές που απεικονίζουν τη λιστρωτή γεωμετρία του σεισμικού ρήγματος Ρυμνίου-Παλαιοχωρίου-Σαρακήνας-Κέντρου, (α) στο ανατολικό του άκρο, (β) στο κεντρικό τμήμα του ορεινού όγκου Βούρινος και (γ) στο δυτικό του άκρο. Οι απλοποιημένες τομές δείχνουν το πιθανό γεωλογικό μοντέλο για το σεισμό της Δυτικής Μακεδονίας και την επαναδραστηριοποίηση των κυρίων νεοτεκτονικών ρηγμάτων μεταξύ των χωριών Ρύμνιο, Παλαιοχώρι, Σαρακήνα και Νησί, οι οποίες προκάλεσαν τον κύριο σεισμό της 13ης Μαΐου 1995 ($M_s=6.6$) και το κύριο μετασεισμό της 11ης Ιουλίου 1995 ($M_s=5.5$). Στις τομές b, c δείχνεται επίσης το δεξιόστροφο ρήγμα οριζόντιας μετατόπισης Χρώμιου-Βάρης, το οποίο έχει προσδιοριστεί με αερομαγνητικές έρευνες και το οποίο δραστηριοποιήθηκε με μια σειρά μικρών αντιθετικών κανονικών ρηγμάτων. ΠΙ-ΡΤ: Πλειο-Τεταρτογενείς ηπειρωτικές αποθέσεις. Μο: μολασικά ιζήματα. Οφρ: οφειολιθικά πετρώματα, Τ.Ι: Τριαδικό-Ιουραϊκοί ασβεστόλιθοι.

Το συνολικό μήκος του σεισμικού ρήγματος είναι 30 km και διέρχεται από τα χωριά Ρύμνιο, Παλαιοχώρι, Σαρακήνα, Κέντρο, Νησί, επηρεάζοντας τα οφειολιδικά πετρώματα, τα μολασσικά ιζήματα, τις Ανω Πλειοκαινικές-Πλειστοκαινικές αποθέσεις, αλλά ακόμη και τις πρόσφατες αποθέσεις που έχουν σχηματιστεί κατά την διεύθυνση του.

Οι σεισμικές διαρρήξεις του πρόσφατου σεισμού παρακολουθούν στενά την διεύθυνση του ρήγματος, το οποίο σχηματίζει ιδιαίτερα εντυπωσιακά τεκτονικά πρηνή μέσα στα μολασσικά ιζήματα και τις Πλειο-Πλειστοκαινικές αποθέσεις.

Ειδικότερα, στην περιοχή του Ρυμνίου το ρήγμα (ως νεοτεκτονικό ρήγμα) εμφανίζει την παλαιότερη του κατοπτρική επιφάνεια στους Μεσοζωικούς ασβεστόλιθους και γνεύσιους και τις νεότερες παράλληλες ρηξιγενείς του επιφάνειες στα Πλειοκαινικά-Τεταρτογενή ιζήματα που ανήκουν στην ευρύτερη λεκάνη Κοζάνης-Σερβίων. Στη συνέχεια το ρήγμα από το Ρύμνιο μέχρι σχεδόν το Παλαιοχώρι διασχίζει τα οφειολιδικά πετρώματα της μάζας του Βούρινου (Υποπελαγονικής ζώνης), όπου δεν συγκροτεί μία συγκεκριμένη μεγάλη τεκτονική γραμμή, αλλά μια ομάδα μικρότερων παράλληλων διαρρήξεων μέσα στην οφειολιδική μάζα, και από το Παλαιοχώρι προς τα ΝΔ μέχρι το χωριό Νησί και Κέντρο διασχίζει τα μολασσικά ιζήματα (Σχηματισμός Τσοτυλίου) της Μεσοελληνικής αύλακας και τις Ανω Πλειοκαινικές-Πλειστοκαινικές ποταμοχειμάρρειες αποθέσεις της λεκάνης Γρεβενών.

Με την ενεργοποίηση του ρήγματος σε συνολικό μήκος 30 km κατά το σεισμό της 13/5/95 προκλήθηκε μετάπτωση του βόρειου τεμάχους, που επιφανειακά μετρήθηκε με την απογύμνωση των πετρωμάτων σε μια ζώνη 10-20cm, παράλληλης προς το ίχνος του ρήγματος (χωριό Σαρακήνα), και με μια μικρή δεξιόστροφη οριζόντια κίνηση 1-2cm. Κατά μήκος του σεισμικού ρήγματος παρατηρήθηκαν διαδοχικές εφελκυστικές επιφανειακές διαρρήξεις στα μολασσικά ιζήματα και τις Ανω Πλειοκαινικές-Πλειστοκαινικές αποθέσεις. Επίσης προκλήθηκαν κατά μήκος του ρήγματος έντονα φαινόμενα κατολισθήσεων και φαινόμενα ρευστοποίησης του εδάφους (φαινόμενα liquefaction) που εκδηλώθηκαν στην επιφάνεια ως "ηφαίστεια άμμου" στην περιοχή του Ρυμνίου πλησίον της λίμνης Πολυφύτου (σχ. 8).

Στην ευρύτερη περιοχή κατά μήκος του σεισμικού ρήγματος καταγράψαμε μέσα στα πρόσφατα Πλειο-Πλειστοκαινικά ιζήματα την γεωμετρία και την κινηματική πολλών ρηξιγενών επιφανειών παράλληλων προς το σεισμικό ρήγμα, τα οποία προσδιορίζουν το ενεργό πεδίο των τάσεων σε ΒΒΔ-NNA διεύθυνση (σχ. 10).

ilar-3

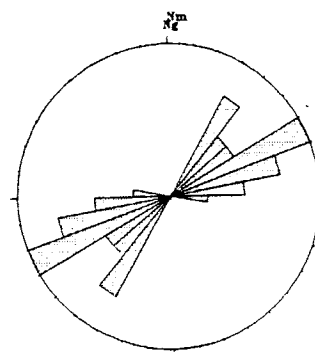
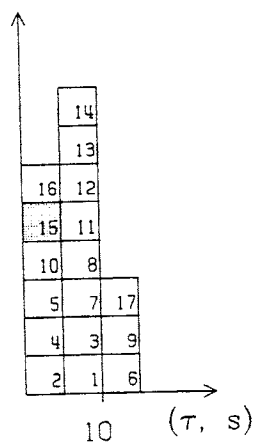
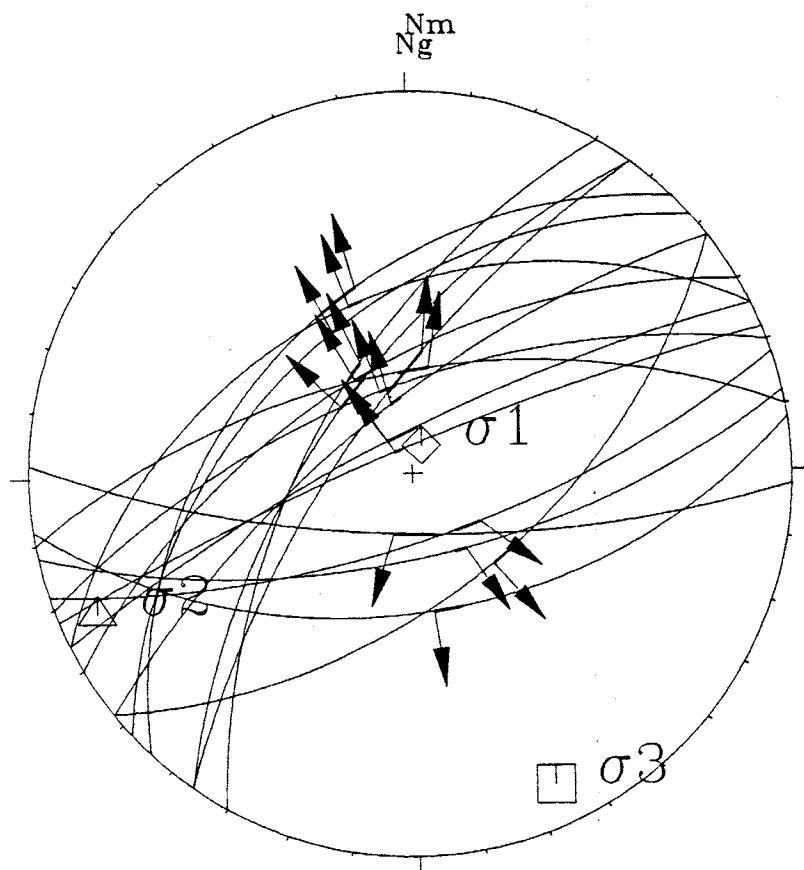
Rapport R 0.919

σ_1 19. 81. -0.83

σ_2 247. 6. 0.36

σ_3 156. 7. 0.47

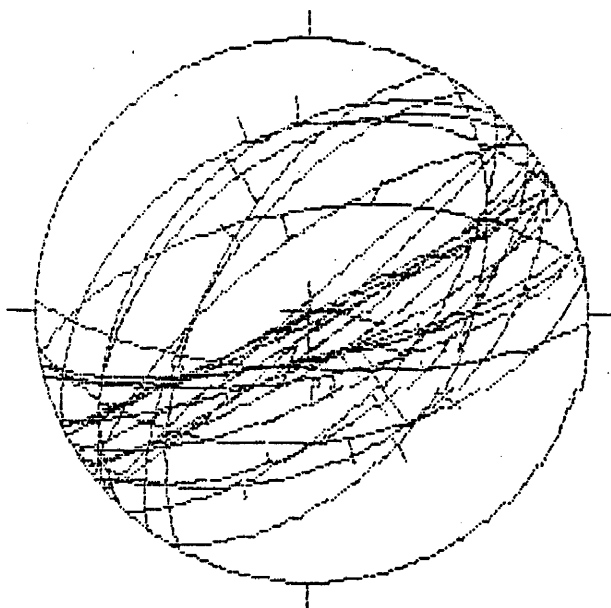
α



$\Sigma \chi. 10\alpha$

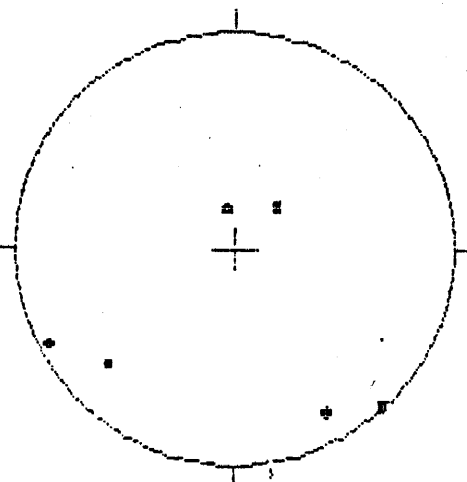
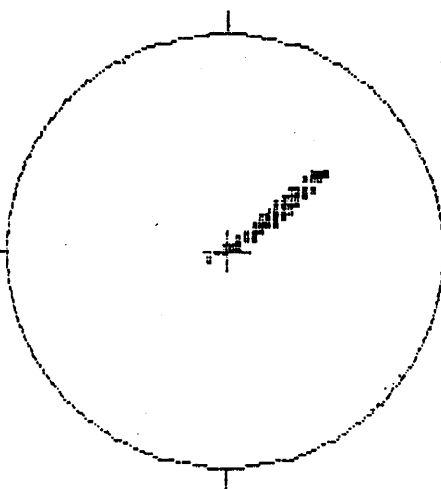
11-a-n
26 data

β



11-a-n
26 data

46, 68 (8.26)
227, 22
137, 1 (8.16)

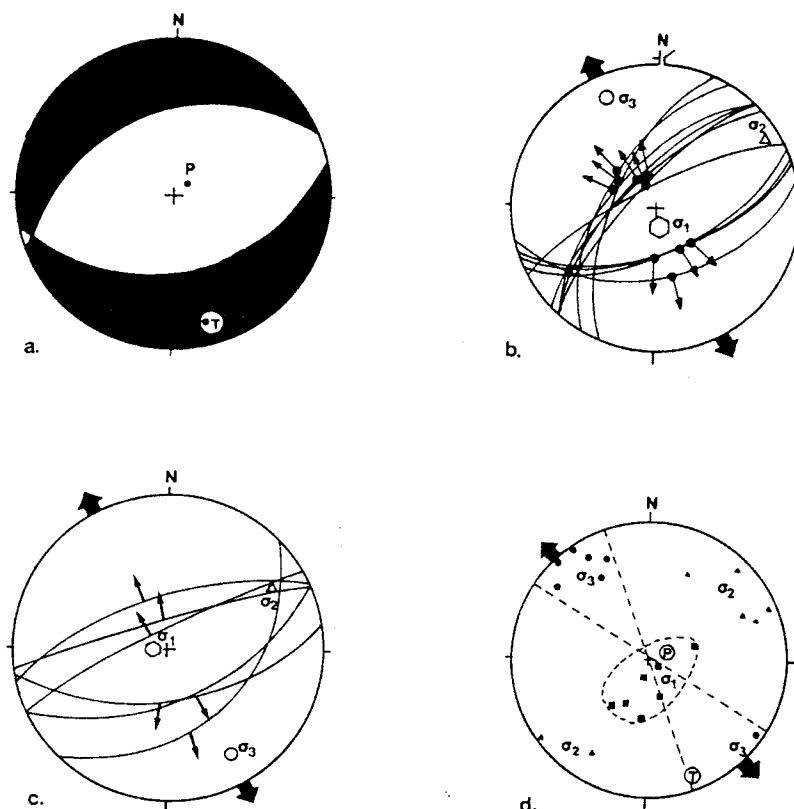


8%
100%

349, 74 (8.42)
242, 5
151, 15 (8.47)

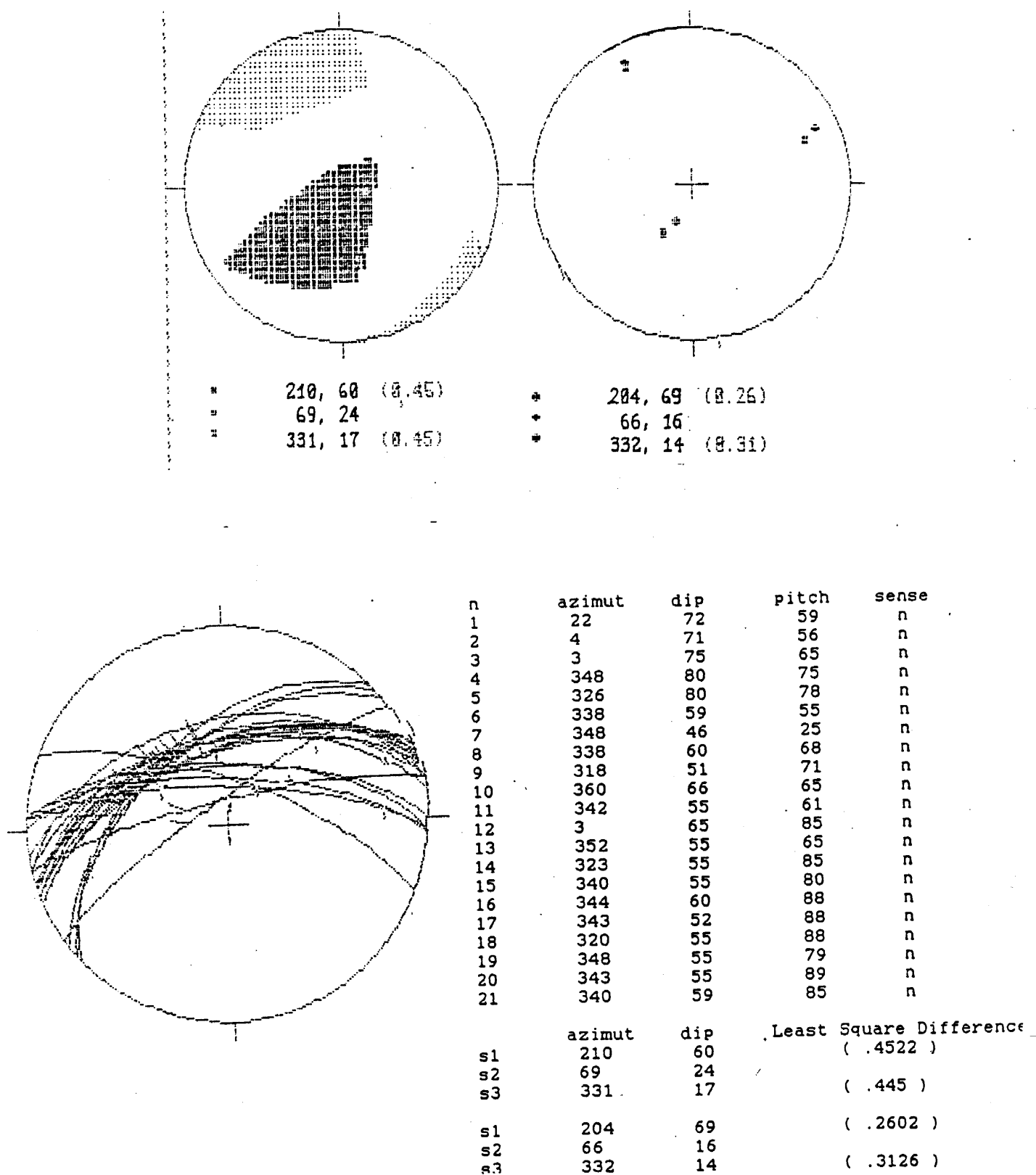
Σx . 106.

γ



Σχ. 10. (α), (β) Δυναμική ανάλυση και προσδιορισμός του ενεργού πεδίου των τάσεων από ρήγματα μέσα στα πρόσφατα Πλειο-Πλειστοκαινικά ιζήματα στη περιοχή κατά μήκος του σεισμικού ρήγματος Ρυμνίου-Παλαιοχωρίου-Σαρακήνας-Κέντρου, (γ) α. Ο μηχανισμός γένεσης του κύριου σεισμού όπως προκύπτει από την ανάλυση της Ιαπωνικής Γεωλογικής Υπηρεσίας (P-άξονας: $60^\circ/82^\circ$, T-άξονας: $157^\circ/1^\circ$), β. Το πεδίο των τάσεων (σ_3 : BBD-NNA διεύθυνση, σ_1 : κατακόρυφος) στη Δυτική Μακεδονία, όπως προκύπτει από την ανάλυση των νεοτεκτονικών ρηγμάτων (Παυλίδης, 1985), γ. Το πεδίο των τάσεων στη πλειόσειστη περιοχή, όπως προκύπτει από την ανάλυση των σεισμικών ρηγμάτων, δ. Οι P- και T-άξονες όπως προκύπτουν από τον κύριο σεισμό εμπίπτουν στις περιοχές των σ_1 και σ_3 όπως αυτές έχουν προσδιοριστεί από τα νεοτεκτονικά δεδομένα.

Συμπερασματικά, όπως προκύπτει από την υπαίθρια γεωλογική μελέτη, τις σεισμολογικές μελέτες και το μηχανισμό γένεσης του σεισμού (Harvard University και Geological Survey of Japan, Hatzfeld et al. 1996) το ρήγμα που προκάλεσε το σεισμό της 13/5/95 ήταν ρήγμα κανονικό, λιστρωτό με διεύθυνση $60^\circ-80^\circ$, κλίση του BBD τεμάχους και συμπίπτει με τη ρηξιγενή γραμμή Ρυμνίου-Παλαιοχωρίου-Σαρακήνας-Κέντρου. Η μέγιστη έκταση κατά το σύγχρονο εφελκυστικό εντατικό πεδίο υπολογίστηκε από τις παραπάνω μελέτες σε οριζόντια δέση και σε BBD-NNA διεύθυνση (σχ. 11).



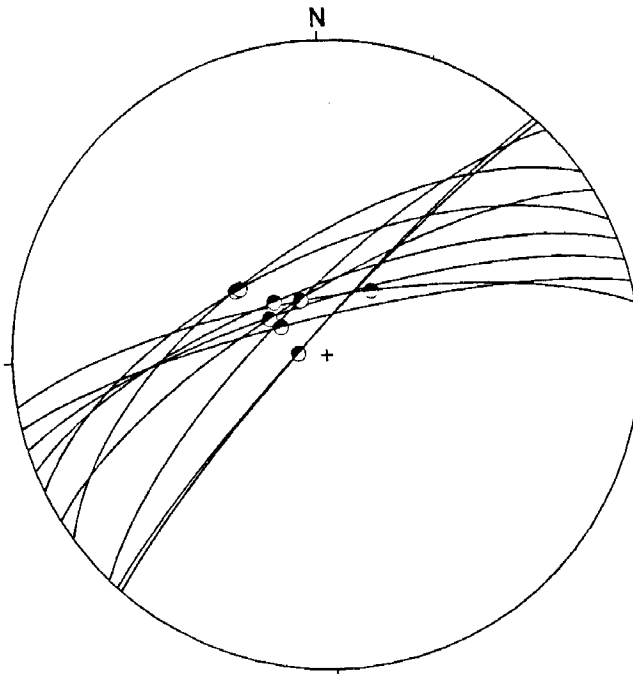
Σχ. 11. Στερεογραφική προβολή (Schmidt διάγραμμα) που δείχνει την κινηματική των συνθετικών και αντιθετικών ρηξιγενών επιφανειών με γραμμώσεις τεκτονικής ολίσθησης που μετρήθηκαν κατά μήκος του σεισμικού ρήγματος και ο προσδιορισμός του ενεργού εντατικού πεδίου.

2. Ενεργό ρήγμα Σερβίων-Βελβενδού

Το ενεργό ρήγμα Σερβίων-Βελβενδού, τμήμα επίσης της μεγάλης τεκτονικής γραμμής Αλιάκμονα, αποτελεί την προς τα ανατολικά συνέχεια του σεισμικού ρήγματος Ρυμνίου-Παλαιοχωρίου-Σαρακίνας-Κέντρου (σχ. 8). Αρχίζει νότια από το χωριό Ρύμνιο και εκτείνεται τουλάχιστον ως τα Σέρβια, ενώ πιθανά συνεχίζεται προς τα ΒΑ προς τα χωριά Πλατανόρεμα και Βελβεντός (εκτός χάρτη).

Το ρήγμα Σερβίων-Βελβενδού με παρόμοια ΑΒΑ-ΔΝΔ διεύθυνση ($B60^\circ$), γωνία κλίσης στην επιφάνεια 60° - 80° / ΒΒΔ και συνολικό μήκος περίπου 24 km, εντοπίζεται στην νότια πλευρά της τεχνητής λίμνης Πολυφύτου διαμορφώνοντας με την εντυπωσιακή κατοπτρική του επιφάνεια στους Μεσοζωικούς ασβεστόλιδους της Πελαγονικής ζώνης, ένα ευθύγραμμο απόκρημνο τεκτονικό πρανές υψομετρικής διαφοράς της τάξης περίπου των 200 m.

Η νεοτεκτονική δράση του ρήγματος που είναι τυπική κανονικού ρήγματος (σχ. 12) έχει προκαλέσει το βύθισμα-λεκάνη που καλύπτεται σήμερα από τη λίμνη Πολυφύτου.



Σχ. 12. Στερεογραφική προβολή, στην οποία δείχνεται η γεωμετρία και η κινηματική του ρήγματος Σερβίων-Βελβενδού.

Η κατοπτρική επιφάνεια του ρήγματος στους ασβεστόλιθους πάνω ακριβώς από την πόλη των Σερβίων παρουσιάζει ιδιαίτερο ενδιαφέρον γιατί δείχνει τις επανειλημμένες δράσεις του ρήγματος. Από τις προηγούμενες (νεοτεκτονικές) δράσεις έχουν δημιουργηθεί χαλαρά ερυθρού χρώματος τεκτονικά κορήματα, πάνω στα οποία δημιουργήθηκε με τη νεότερη, ίσως πολύ πρόσφατη Ολοκαινική, δράση και νέα κατοπτρική επιφάνεια, σχηματίζοντας μάλιστα ένα εντυπωσιακά λειασμένο ανδρακικό επιφλοίομα πάχους 2-3 cm.

Το ρήγμα Σερβίων-Βελβενδού (γνωστό και ως ρήγμα Σερβίων), ωστόσο δεν δραστηριοποιήθηκε με τον πρόσφατο σεισμό Κοζάνης-Γρεβενών, με αποτέλεσμα να χαρακτηρίζεται ως ενεργό ρήγμα και όχι σεισμικό.

3. Σεισμικό ρήγμα Βάρης-Χρωμίου

Με το σεισμό της 13/5/95 στην περιοχή Κοζάνης - Γρεβενών, που προκλήθηκε όπως προαναφέρθηκε από το ρήγμα Ρυμνίου-Παλαιοχωρίου-Σαρακίνας-Κέντρου, δημιουργήθηκαν πολλές επιφανειακές ρωγμές και διαρρήξεις ως εκδηλώσεις μικρών αντιθετικών ρηγμάτων στο υπερκείμενο του ρήγματος τέμαχος (hanging wall).

Μια σειρά από τέτοια αντιθετικά ρήγματα τοποθετούνται ασυνεχώς ως διακοπόμενες επιφανειακές διαρρήξεις μήκους 100 m έως 1000 m, κατά μήκος μιας μεγάλης ρηξιγενούς γραμμής διεύθυνσης Α-Δ κατά μήκος των χωριών Βάρης-Χρωμίου. Η ρηξιγενής αυτή γραμμή, η οποία καλύπτεται στο μεγαλύτερο της τμήμα από Ανω Πλειοκαινικές-Πλειστοκαινικές αποθέσεις είχε αρχικά εντοπισθεί με αερομαγνητικές διασκοπήσεις (ΙΓΜΕ) ως πιθανό ρήγμα οριζόντιας μετατόπισης να επηρεάζει το αλπικό υπόβαθρο (σχ. 8).

Το μήκος του ρήγματος, που ονομάζεται σεισμικό ρήγμα Βάρης-Χρωμίου, υπολογίζεται στα 15 km και τοποθετείται στη θέση του "δίαυλου" της οφειολιδικής μάζας του Βουρίνου που σχηματίζεται κατά μήκος των χωριών Χρόμιο και Βάρη, ενώ εκτείνεται δυτικότερα βόρεια του χωριού Κνίδη.

Αν και δεν υπάρχει καμιά παρατήρηση ότι το ρήγμα έχει πρόσφατη (ενεργό) τεκτονική δράση, εντούτοις κατά το σεισμό της 13/5/95 φαίνεται ότι δραστηριοποιήθηκε δευτερογενώς, όπως προκύπτει από τις προαναφερόμενες κατά μήκος του, αλλά ασυνεχείς κατά παράταξη, αντιθετικές μεταπτώσεις προς Νότο. Επομένως φαίνεται ότι το σεισμικό ρήγμα Βάρης-Χρωμίου λειτούργησε ως δευτερεύον αντιθετικό κανονικό ρήγμα,

παρ' όλο που αρχικά πρέπει να είχε δημιουργηθεί ως ρήγμα οριζόντιας μετατόπισης (παλιά κληρονομημένη δομή).

Οι πλέον εντυπωσιακές επιφανειακές διαρρήξεις που δημιουργήθηκαν είναι αυτές βόρεια του χωριού Κνίδη στο ύψωμα Σαμαρά Ράχη, καθώς επίσης ΝΑ του χωριού Χρώμιο, οι οποίες εμφάνιζαν άνοιγμα 10-20 cm, αν και το μεγαλύτερο ποσοστό αυτής της επιφανειακής μετατόπισης φαίνεται να οφείλεται σε κινήσεις λόγω βαρύτητας κατά μήκος των τεκτονικών πρανών.

4. Σεισμικό Ρήγμα Φελλίου

Αποτελεί ένα νεοτεκτονικό ρήγμα με ΑΒΑ-ΔΝΔ διεύθυνση, το οποίο χαρτογραφείται στον ποταμό Αλιάκμονα κοντά στο χωριό Φελλί. Αποτελεί μια σημαντική ρηξιγενή γραμμή σχεδόν κατακόρυφη, που στο ποτάμι παρατηρήθηκε να κλίνει με 80-85° προς τα ΝΝΑ. Το ρήγμα χαρακτηρίζεται από μια παλαιότερη αριστερόστροφη κίνηση οριζόντιας μετατόπισης και μια μεταγενέστερη κανονική κίνηση. Το ρήγμα επαναδραστικοποιήθηκε κατά την σεισμική ακολουθία Μαΐου-Ιουνίου του 1995. Συγκεκριμένα το ρήγμα παρουσίασε κατακόρυφο άλμα περίπου 15cm και άνοιγμα 1-8cm, ενώ επιπλέον σχηματίστηκαν εδαφικές διαρρήξεις, οι οποίες διέτρεχαν το ίχνος του ρήματος σε ένα μήκος 6km.

5. Ενεργός Ρηξιγενής γραμμή Ποντινής-Πυλωρών

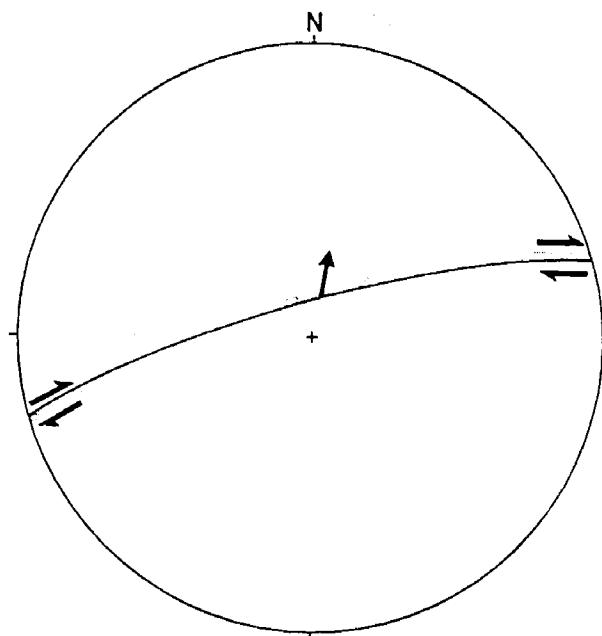
Αποτελεί μία ακόμη σημαντική για την ευρύτερη περιοχή ρηξιγενή γραμμή διεύθυνσης Α-Δ, που επισημάνθηκε από τις δορυφορικές εικόνες και τις αεροφωτογραφίες και στη συνέχεια επιβεβαιώθηκε κατά θέσεις στο ύπαιθρο. Είναι αυτή που διέρχεται ανάμεσα από τα χωριά Ποντινή και Πυλωροί και υλοποιείται από το ρέμα "Παλιοπύλωρο Ρέμα" και ανατολικότερα διακόπτει την συνέχεια του Βούρινου όρους. Μάλιστα η γραμμή αυτή φαίνεται να είναι υπεύθυνη για την πλήρωση του δίαυλου αυτού με τα μολασσικά ιζήματα του σχηματισμού Τσοτυλίου δείχνοντας έμμεσα ότι προϋπήρχαν στα πετρώματα του υποβάθρου, τα ρήγματα με Α-Δ διεύθυνση. Η ρηξιγενής αυτή γραμμή χαρακτηρίζεται ως ενεργός ρηξιγενής γραμμή, στο δυτικό τμήμα της οποίας παρατηρήθηκαν σεισμικές διαρρήξεις (περιοχή Πυλωροί), οι οποίες πιστοποιούν την τουλάχιστον δευτερογενή δραστηριοποίηση τμήματός της.

6. Ενεργό Ρήγμα Ασβεστόπετρας

Αναπτύσσεται στο χώρο νότια από το χωριό Ασβεστόπετρα με ΑΒΑ-ΔΝΔ διεύθυνση και μετάπτωση προς τα ΒΒΔ. Ορειοθετεί τα Τριαδικό-Ιουρασικά ανδρακικά πετρώματα της Πελαγονικής ζώνης στα Νότια από τα Νεογενή και Τεταρτογενή ιζήματα της λεκάνης της Πτολεμαΐδας στα Βόρεια, αποτελώντας έτσι το κρασπεδικό ρήγμα της λεκάνης της Πτολεμαΐδας. Βορειότερα, στο ύψος του χωριού Αρνασσας αναγνωρίζεται το κρασπεδικό ρήγμα της λεκάνης να έχει ΔΒΔ-ΑΝΑ διεύθυνση. Κατά μήκος του ρήγματος αυτού παρατηρήθηκαν χαρακτηριστικές κατοπτρικές επιφάνειες.

Τα γεωμετρικά στοιχεία του ρήγματος Ασβεστόπετρας (σχ. 13) είναι: $F: \sim 345^\circ/80^\circ$ $pt1 \sim 80^\circ$ Α έως 85° ΒΔ, δείχνοντας έτσι δυναμική συμβατότητα με το ενεργό πεδίο τάσεων της ευρύτερης περιοχής μελέτης. Ενώ αναγνωρίστηκε και μια υπολειμματική δεξιόστροφη κίνηση οριζόντιας μετατόπισης (pitch: από 20° Α έως 20° Δ), η οποία συνδέεται με παλιότερη δράση του ρήγματος.

Πλησίον του ρήγματος Ασβεστόπετρας στο υποκείμενο τέμαχος (foot-wall) αναγνωρίσθηκαν μέσα στο Τριαδικό-Ιουρασικά ανδρακικά πετρώματα, μικρότερα ρήγματα με ΒΒΑ-ΝΝΔ διεύθυνση και διεύθυνση κλίσης προς τα ΑΝΑ με μια χαρακτηριστική δεξιόστροφη οριζόντιας μετατόπισης συνιστώσα κίνησης. Τα ρήγματα αυτά κόβονται από



Σχ. 13. Στερεογραφική προβολή, στην οποία δείχνεται η γεωμετρία και η κινηματική του ρήγματος Ασβεστόπετρας.

το ρήγμα της Ασβεστόπετρας, και δεν συνεχίζονται στα Νεογενή ιζήματα της λεκάνης, δείχνοντας έτσι ότι η κανονική επαναδραστηριοποίηση του ρήγματος της Ασβεστόπετρας είναι νεότερη από αυτές τις ρηξιγενείς δομές και χαρακτηρίζεται ως ενεργό ρήγμα. Τέτοια ρήγματα με ανάλογη γεωμετρία και κινηματική έχουν χαρτογραφηθεί σε ολόκληρη την περιοχή μελέτης, αποτελώντας παλιές ρηξιγενείς δομές οριζόντιας μετατόπισης, οι οποίες επαναδραστηριοποιήθηκαν ως κανονικά ρήγματα στο Τεταρτογενές.

Το ορατό μήκος του ρήγματος Ασβεστόπετρας είναι περίπου 7 km, ενώ πιθανά εκτείνεται ανατολικότερα μέσα στα ιζήματα της λεκάνης.

7. Ενεργά ρήγματα Προαστίου

Βορειότερα από το χωριό Ασβεστόπετρα, στον ευρύτερο χώρο του χωριού Προαστίου έχουν χαρτογραφηθεί παράλληλα μεταξύ τους, ΒΑ-ΝΔ διεύθυνσης, κανονικά ρήγματα με μετάπτωση προς τα ΒΔ.

Τα ρήγματα Προαστίου βρίσκονται στην προς Νότο προέκταση της βορειότερης, αλλά εκτός χάρτη, μεγάλης ρηξιγενούς ζώνης Κομνηνών, η οποία με παρόμοια ΒΑ-ΝΔ διεύθυνση ($B40^{\circ}-60^{\circ}$), μετάπτωση προς τα ΒΔ και με συνολικό μήκος 18km αποτελεί το κρασπεδικό ρήγμα της ομώνυμης λεκάνης Κομνηνών.

Τα ρήγματα Προαστίου με την πολύ πρόσφατη δράση τους μετά το Κάτω Πλειστόκαινο, αποτέλεσμα του σύγχρονου εντατικού πεδίου σε ΒΔ-ΝΑ διεύθυνση, φαίνεται να καθορίζουν την γεωμετρία ανάπτυξης των Νεογενών και Τεταρτογενών ιζημάτων στην περιοχή και να προκαλούν την σχετική διαφοροποίηση-διαχωρισμό της λεκάνης Πτολεμαΐδας από την λεκάνη Αγ. Δημητρίου μετά το Κάτω Πλειστόκαινο.

Επειδή η τεκτονική δράση των ρηγμάτων αυτών χρονολογείται μετά το Κάτω Πλειστόκαινο για το λόγο αυτό έχουν χαρτογραφηθεί ως ενεργά ρήγματα.

Εάν όντως υπάρχει ενοποίηση των ρηγμάτων Προαστίου με τη βορειότερη ενεργή ρηξιγενή γραμμή Κομνηνών τότε το συνολικό μήκος ρηξιγενούς ζώνης θα είναι περίπου 30km, καθιστώντας την ως μια ιδιαίτερα σημαντική ενεργή ρηξιγενή ζώνη για την ευρύτερη περιοχή.

8. Ρηξιγενής ζώνη δίαυλου Σιάτιστας-Κοζάνης

Πρόκειται για μια μεγάλου μήκους ρηξιγενή ζώνη ΒΑ-ΝΔ διεύθυνσης, η οποία

φαίνεται να διαχωρίζει τον ορεινό όγκο του Βούρινου στα Βόρεια από τον ορεινό όγκο του Ασκίου, στα Νότια. Διαμορφώνει κατά μήκος της την στενόμακρη, πληρωμένη με Τεταρτογενή ιζήματα, κοιλάδα-διάυλο Σιάτιστας-Κοζάνης.

Η ζώνη αυτή αν και δεν ορίζεται ως μια ενιαία ρηξιγενής γραμμή, εντούτοις τεκμηριώνεται από την ύπαρξη πολλών μικρών συνεχών ρηξιγενών επιφανειών κατά μήκος αυτής. Μια πιθανή εξήγηση για την εικόνα αυτή είναι ότι ο βαθμός αποτύπωσής της στην περιοχή δεν είναι μεγάλος γιατί η περίοδος επανάληψης της δράσης των ρηγμάτων στην περιοχή είναι πολύ μεγάλη με αποτέλεσμα η διάβρωση να υπερτερεί της τεκτονικής δράσης, γεγονός που συμπεραίνεται από το ότι η ζώνη αυτή είναι πολύ πρόσφατη σε δημιουργία (πληρώνεται μόνο με Τεταρτογενή ιζήματα) δηλαδή βρίσκεται σε εμβρυακό στάδιο.

Το γεγονός ότι η ρηξιγενής ζώνη Σιάτιστας-Κοζάνης: (α) παρουσιάζει παρόμοιο προσανατολισμό με αυτό των ενεργών και σεισμικών ρηγμάτων στο χώρο της Δυτικής Μακεδονίας, (β) στοιχειοθετείται από ρήγματα που παρουσιάζουν κινηματική και δυναμική συμβατότητα με το ενεργό πεδίο των τάσεων προσδιορίζοντας ΒΒΔ-ΝΝΑ διεύθυνση μέγιστης έκτασης (σχ. 14), και (γ) είναι πληρωμένη με Τεταρτογενή ιζήματα, όπως προαναφέρθηκε οδηγεί στον χαρακτηρισμό της ως πιθανή ενεργή ζώνη, με πολύ μεγάλο μήκος, επομένως και ανάλογης επικινδυνότητας.

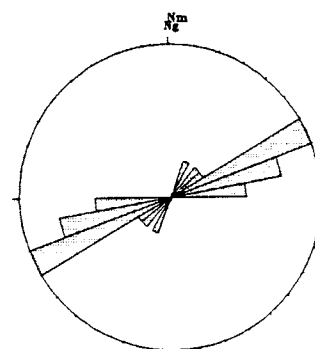
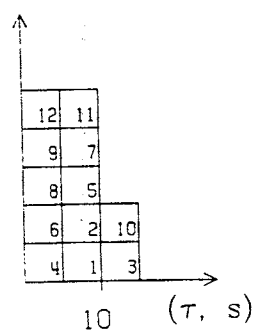
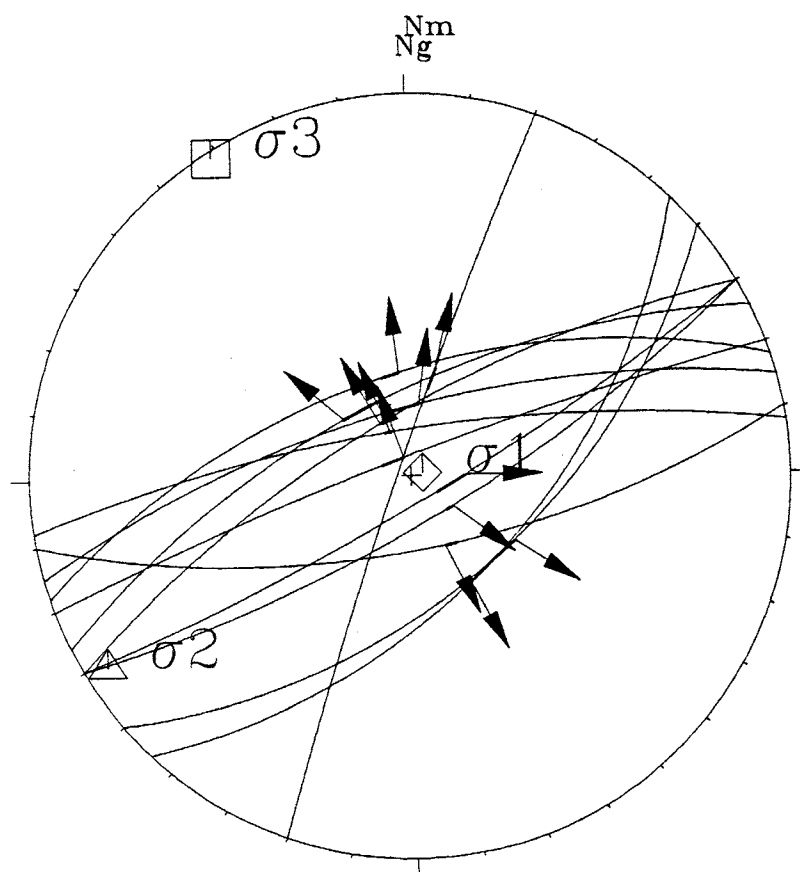
Το συνολικό ορατό μήκος της ρηξιγενούς ζώνης από το ύψος της Σιάτιστας στα Δυτικά μέχρι και το χωριό Δρέπανο στα Ανατολικά είναι περίπου 28km. Αν επιπλέον θεωρηθεί ότι προεκτείνεται ανατολικότερα και συνδέεται με το κρασπεδικό ρήγμα Κουλάδας-Κρεμαστής-Καπνοχωρίου τότε θα πρέπει να χαρακτηριστεί ως μια ρηξιγενής ζώνη μεγάλης σημασίας ανάλογης με τη ρηξιγενή γραμμή Αλιάκμονα. Δεν έχει όμως δειχθεί μια τέτοια σύνδεση.

9. Ρήγμα Λυγερής

Πρόκειται για ένα ΒΑ-ΝΔ ως ΒΒΑ-ΝΝΔ διεύθυνσης κανονικό ρήγμα, το οποίο κλίνει με μεγάλη γωνία κλίσης προς τα ΝΑ, εμφανίζοντας έτσι μετάπτωση του ΝΑ τέμαχους στην περιοχή του χωριού Λυγερής και βορειότερα. Λόγω της μετάπτωσης αυτής, σε συνδυασμό και με την ύπαρξη μικρότερων παράλληλων συνδετικών και αντιθετικών ρηγμάτων, διαμορφώνεται ένα στενό τεκτονικό βύθισμα (η στενή κοιλάδα Λυγερής), το οποίο πληρώνεται με Τεταρτογενή ιζήματα, δείχνοντας έτσι έμμεσα την πρόσφατη δράση του ρήγματος.

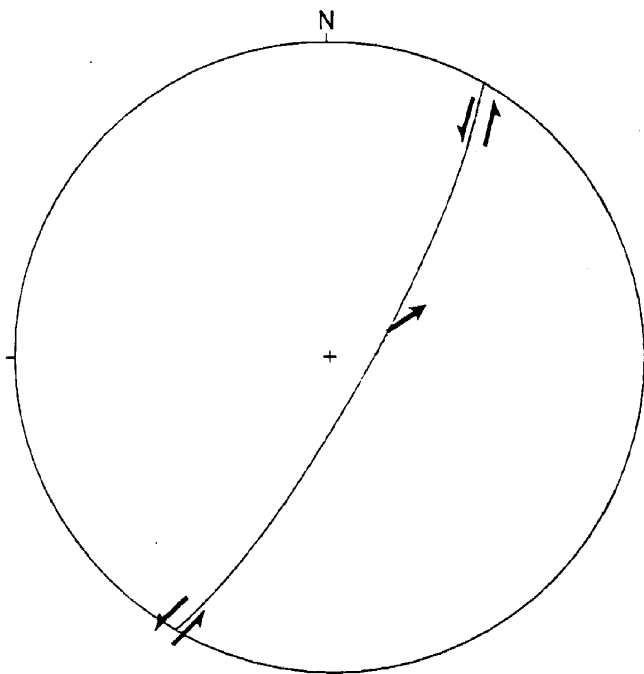
siat-3

Rapport R 0.897

 σ_1 75. 86. -0.82 σ_2 239. 3. 0.34 σ_3 329. 1. 0.48

Σχ. 14. Δυναμική ανάλυση ρηξιγενών επιφανειών που βρέθηκαν κατά μήκος της ρηξιγενοῦς ζώνης Σιάτιστας-Κοζάνης.

Τα γεωμετρικά και κινηματικά στοιχεία του ρήγματος της Λυγερής, όπως προσδιορίζονται από τις καταγραμμένες ρηξιγενείς κατοπτρικές επιφάνειες αφορούν τουλάχιστον δύο κινήσεις του ρήγματος (σχ. 15):



Σχ. 15. Στερεογραφική προβολή, στην οποία δείχνεται η γεωμετρία και η κινηματική του ρήγματος Λυγερής.

A. Αριστερόστροφη κίνηση οριζόντιας μετατόπισης (F: $110^\circ - 150^\circ$ / $75^\circ - 80^\circ$ pt1: από 30° BA έως 5° NΔ).

B. Κανονική κίνηση (F: $110^\circ - 150^\circ$ / $75^\circ - 80^\circ$ pt2: $70^\circ - 80^\circ$ BA)

Η κανονική κίνηση είναι η νεότερη κίνηση του ρήγματος και από δυναμικής άποψης συμπίπτει, σε γενικές γραμμές, με το ΒΒΔ-ΝΝΑ διεύθυνσης ενεργό πεδίο τάσεων της ευρύτερης περιοχής μελέτης.

Πλησίον της κύριας ρηξιγενούς επιφάνειας του ρήγματος της Λυγερής μετρήθηκαν ακόμη:

- 1) Μικρότερα ρήγματα με ΒΒΔ-ΝΝΔ διεύθυνση, τα οποία επίσης χαρακτηρίζονται από κινήσεις οριζόντιας μετατόπισης, αλλά δεξιόστροφες σε φορά κίνησης (F: $70^\circ - 100^\circ$ / 80° pt $10^\circ - 20^\circ$ B). Τα ρήγματα αυτά εμφανίζουν σταθερότητα στη γεωμετρία

ανάπτυξης και φαίνεται να αποτελούν χαρακτηριστικές ρηξιγενείς δομές για την ευρύτερη περιοχή.

- 2) Ρήγματα ΒΒΑ-ΝΝΔ διεύθυνσης αντιθετικά προς την κύρια ρηξιγενή επιφάνεια του ρήγματος της Λυγερής, και τα οποία εμφανίζουν κινηματική εικόνα συμβατή με τη νεότερη κινηματική της κανονικής κίνησης του ρήγματος της Λυγερής.

Δεν βρέθηκαν κριτήρια αυστηρά για το χαρακτηρισμό του ρήγματος της Λυγερής ως ενεργού. Οι Πλειστοκαινικές αποδέσεις, που καλύπτουν τον καθρέπτη του ρήγματος δεν φαίνεται να φέρουν ίχνη της επίδρασης του ρήγματος, ώστε να τεκμηριωθεί η δράση του μετά το Πλειστόκαινο και κατ' επέκταση ο ενεργός χαρακτήρας του. Ωστόσο, το γεγονός ότι ο προσανατολισμός του και η πρόσφατη κινηματική του είναι συμβατή με το ενεργό πεδίο των τάσεων της περιοχής παρέχει ενδείξεις για να χαρακτηριστεί ως πιθανό ενεργό.

Το ορατό μήκος του ρήγματος Λυγερής ανέρχεται σε 7,5 km, ενώ είναι πιθανό να αποτελεί ένα κλάδο-προέκταση της ρηξιγενούς ζώνης Σιάτιστας-Κοζάνης.

10. Ρηξιγενής ζώνη Νότιου περιθωρίου της λεκάνης Αγ. Δημητρίου (Κρασπεδικό ρήγμα Κοιλιάδας-Κρεμαστής-Καπνοχωρίου)

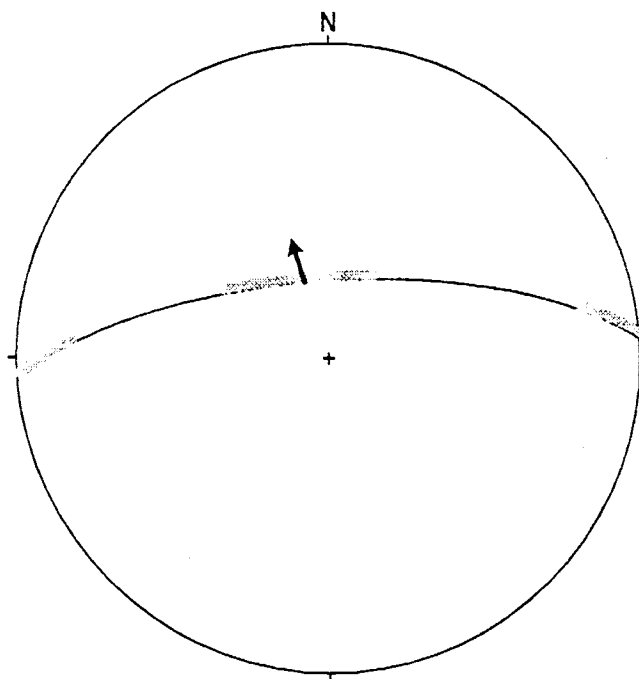
Η ρηξιγενής αυτή γραμμή ορειοδετεί τη λιγνιτοφόρο λεκάνη Αγ. Δημητρίου στη Νότια πλευρά της και στοιχειοδετείται από την παρουσία πολλών επί μέρους τμημάτων-ρηγμάτων κατά μήκος μιας γραμμής γενικής διεύθυνσης Α-Δ, με μεγάλες γωνίες κλίσης προς τα Βόρεια. Κατά συνέπεια, η ρηξιγενής αυτή γραμμή αποτελεί το νότιο περιθωριακό (κρασπεδικό) ρήγμα της λεκάνης Αγ. Δημητρίου.

Τοπικά η ρηξιγενής ζώνη κατά μήκος της παρουσιάζει μικρές αποκλίσεις από τη γενική Α-Δ ανάπτυξή της, που κυμαίνονται από ΑΒΑ-ΔΝΔ μέχρι ΔΒΔ-ΑΝΑ διεύθυνση.

Κατά μήκος αυτής της ρηξιγενούς ζώνης παρατηρήθηκαν παράλληλες μεταξύ τους ρηξιγενείς κατοπτρικές επιφάνειες, που η νοητή προέκταση τους ορίζει τη συγκεκριμένη ζώνη, ενώ ένα μεγάλο τμήμα της καλύπτεται από Πλειστοκαινικά πλευρικά κορήματα και Ολοκαινικές αποδέσεις.

Οι ρηξιγενείς επιφάνειες που μετρήθηκαν κατά μήκος της ρηξιγενούς ζώνης έχουν στοιχεία από $F: 350^\circ-10^\circ / 40^\circ-75^\circ$, που αποτελούν και τις αντιπροσωπευτικότερες μετρήσεις για τη ζώνη, καθώς επίσης και επιφάνειες με αποκλίσεις από τις μετρήσεις αυτές, όπως $F: 50^\circ-60^\circ / 70^\circ-80^\circ$. Αντιθετικές των μετρήσεων δευτερεύουσες ρηξιγενείς

επιφάνειες αναπτύσσονται επίσης, σε όλο το μήκος της ρηξιγενούς ζώνης. Οι γραμμώσεις τεκτονικής ολίσθησης πάνω στις κυρίαρχες Α-Δ ρηξιγενείς επιφάνειες, μπορούν να ταξινομηθούν σ' αυτές που προσδιορίζουν οριζόντιας μετατόπισης ολισθήσεις (pt: 20Δ-20°Α) και σ' αυτές που προσδιορίζουν γενικά αριστερόστροφες πλαγιοκανονικές και κανονικές ολισθήσεις (pt: 60°Δ-80°Α) (σχ. 16).



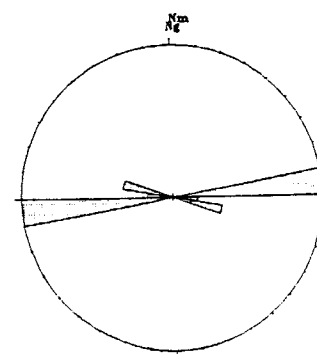
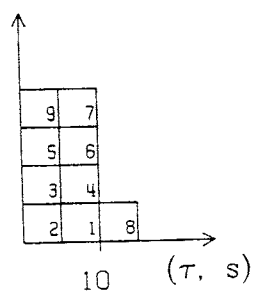
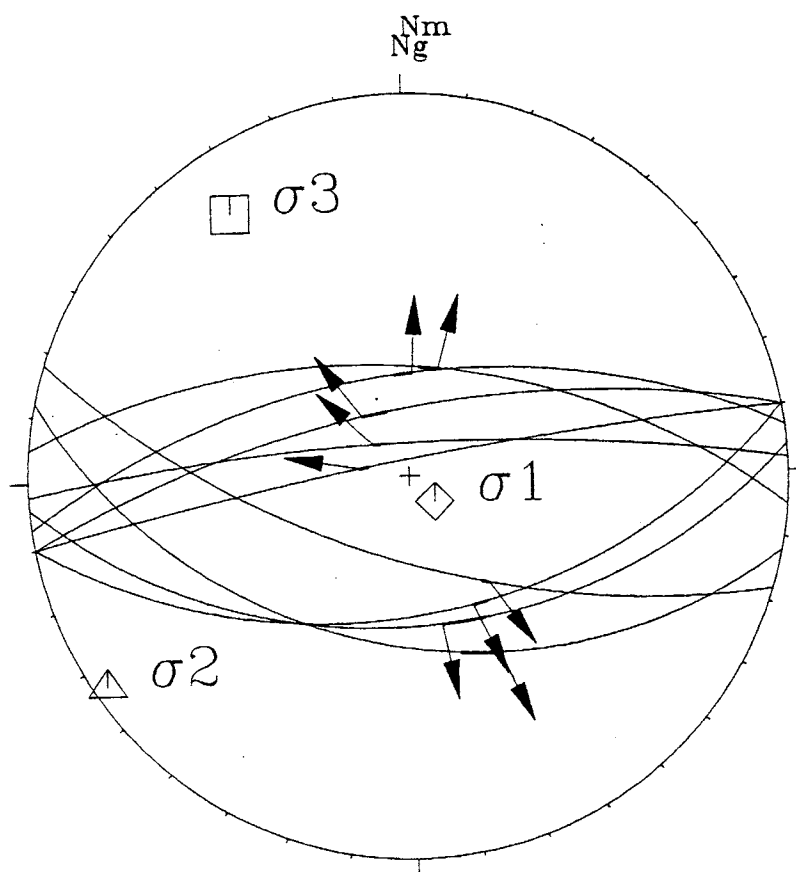
Σχ. 16. Στερεογραφική προβολή, στην οποία δείχνεται η γεωμετρία και η κινηματική του κρασπεδικού ρήγματος Κουλάδας-Κρεμαστής-Καπνοχωρίου.

Οι τελευταίες αποτελούν νεότερες επαναδραστηριοποιήσεις των ρηγμάτων αυτών και είναι σε γενικές γραμμές, συμβατές ως προς το ενεργό πεδίο τάσεων της ευρύτερης περιοχής, γιατί προσδιορίζουν ΒΒΔ-ΝΝΑ διεύθυνση έκτασης (σχ. 17).

Οι γραμμώσεις τεκτονικής ολίσθησης στις ρηξιγενείς επιφάνειες με στοιχεία F: 50°-60° / 70-80° ταξινομούνται επίσης σε γραμμώσεις με μικρή γωνία pitch και γραμμώσεις με μεγάλη γωνία pitch. Μια σχετική χρονολόγηση των γραμμώσεων αυτών δεν έγινε δυνατή στη δέση αυτή των παρατηρήσεων. Οι γραμμώσεις εν τούτοις, με τη μικρή γωνία pitch (pt: 10°-20° ΒΔ ή ΝΑ) συνδέονται με δεξιόστροφες οριζόντιας μετατόπισης κινήσεις, ενώ οι γραμμώσεις τεκτονικής ολίσθησης με τη μεγάλη γωνία pitch (pt: 60°-80° κυρίως προς ΒΔ) συνδέονται με κανονικές κινήσεις.

koilad2

Rapport R 0.803

 σ_1 136.79. -0.83 σ_2 236.2. 0.28 σ_3 327.11. 0.55

Σχ. 17. Δυναμική ανάλυση παράλληλων ρηξιγενών επιφανειών με το κρασπεδικό ρήγμα Κοιλάδας-Κρεμαστής-Καπνοχωρίου και κατά μήκος αυτού.

Μέσα στα πετρώματα του υποβάθρου αναγνωρίζονται και ρήγματα μεγάλης γωνίας κλίσης με B-N διεύθυνση, τα οποία φαίνεται να τερματίζουν πάνω στη μεγάλη A-Δ διεύθυνσης ρηξιγενή ζώνη και εμφανίζουν γραμμώσεις ολίσθησης που αντιστοιχούν σε δεξιόστροφη κίνηση οριζόντιας μετατόπισης (pt: 10°-20°B), ενώ αναγνωρίζονται νεότερες γραμμώσεις ολίσθησης που αντιστοιχούν σε νεότερες κανονικές επαναδραστηριοποιήσεις με σημαντικότερη την δεξιόστροφη πλαγιοκανονική κίνηση (pt: 60°-80°B).

Στοιχεία για ενεργή δράση της ρηξιγενούς ζώνης δεν διαπιστώθηκαν, εντούτοις η τοποθέτηση της ρηξιγενούς γραμμής κάθετα περίπου στην ανάπτυξη του ενεργού εφελκυσμού στην ευρύτερη περιοχή μελέτης καθώς και η συμβατή κινηματική της ζώνης με το ενεργό πεδίο των τάσεων μας επιτρέπει να την χαρακτηρίσουμε ως πιθανή ενεργή ζώνη. Το ορατό μήκος της ρηξιγενούς ζώνης ανέρχεται σε ~17 km.

11. Πιθανό Ενεργό Ρήγμα Κοζάνης

Αποτελεί ένα σημαντικό ρήγμα του νεοτεκτονικού χάρτη, αφού η προέκταση του φαίνεται να συνεχίζεται μέσα στην πόλη της Κοζάνης. Το ρήγμα αναγνωρίσθηκε στη δυτική έξοδο της Κοζάνης προς τη Σιάτιστα και έχει ABA-ΔNΔ διεύθυνση και διεύθυνση κλίσης προς τα NA. Διασχίζει τα Μέσο-Ανω Κρητιδικά ανθρακικά πετρώματα, τους οφειόλιθους, αλλά και τα υποκείμενα Τριαδικό-Ιουρασικά πετρώματα.

Το ταπεινωμένο τέμαχος του ρήγματος στα NA καλύπτεται στο μεγαλύτερο τμήμα του από Πλειστοκαινικά πλευρικά κορήματα και αποθέσεις, που εφάπτονται με την κατοπτική επιφάνεια του ρήγματος.

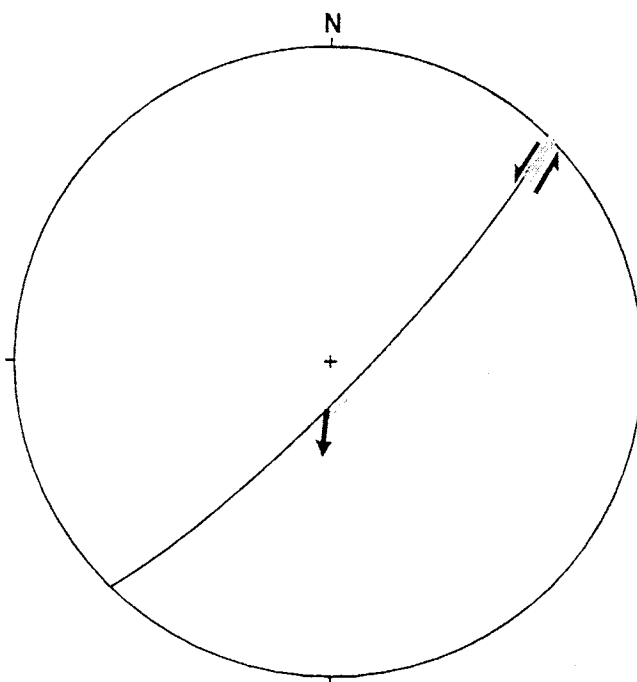
Εξαιτίας των γεωμετρικών χαρακτηριστικών του ρήγματος, τις πολύ καλά λειασμένες κατοπτικές επιφάνειές του και των ενδείξεων της επίδρασης του στις Πλειστοκαινικές αποθέσεις στη βάση της κατοπτικής του επιφανείας, το ρήγμα Κοζάνης μπορεί να ενταχθεί στην ομάδα των ρηγμάτων της περιοχής με πρόσφατη δράση και να χαρακτηριστεί ως πιθανό ενεργό ρήγμα.

Η ρηξιγενής επιφάνεια του ρήγματος αναπτύσσεται με στοιχεία F: 130°-140° / 80°-85° ενώ κατά μήκος της ανάπτυξης του ρήγματος μετρήθηκαν επιπλέον, δευτερεύουσες, αντιθετικές προς αυτό, ρηξιγενείς επιφάνειες με στοιχεία F: 330° / 70°. Πλησίον της πόλης της Κοζάνης έχει χαρτογραφηθεί ακόμη ένα ρήγμα με διεύθυνση A-Δ και διεύθυνση κλίσης προς Νότο, το οποίο εμφανίζει κινηματική και δυναμική εικόνα

ανάλογη με το ρήγμα Κοζάνης αποτελώντας έτσι μια συνδεδεμένη δομή με το ρήγμα της Κοζάνης.

Οι γραμμώσεις ολίσθησης που μετρήθηκαν στην κατοπτρική επιφάνεια του ρήγματος της Κοζάνης αντιστοιχούν σε μια κανονική κίνηση (pt: $80^{\circ}-85^{\circ}\Delta$) και μία παλιότερη δεξιόστροφη κίνηση οριζόντιας μετατόπισης (pt: $5^{\circ}-10^{\circ}\Lambda$) (σχ. 18). Ενώ, στο ρήγμα με διεύθυνση Α-Δ αναγνωρίσθηκαν γραμμώσεις ολίσθησης, που αντιστοιχούν σε μια αριστερόστροφη πλαγιοκανονική κίνηση (pt: $70^{\circ}\Delta$).

Το ορατό μήκος του ρήγματος της Κοζάνης ανέρχεται σε 2,5 km.



Σχ. 18. Στερεογραφική προβολή, στην οποία δείχνεται η γεωμετρία και η κινηματική του πιθανού ενεργού ρήγματος Κοζάνης.

12. Ζώνη ρηγμάτων Οινόης

Πρόκειται για ΒΑ-ΝΔ έως ΑΒΑ-ΔΝΔ διεύθυνσης ζώνη ρηγμάτων, παράλληλων μεταξύ τους, τα οποία κλίνουν στο σύνολό τους προς τα ΝΑ και τα οποία βρίσκονται ΝΑ του χωριού Οινόη. Σε συνδυασμό με τα αντιθετικά ρήγματα που κλίνουν προς τα ΒΔ σχηματίζουν μικρά επιμήκη τεκτονικά βυθίσματα που πληρώνονται με Πλειστοκαινικά ιζήματα.

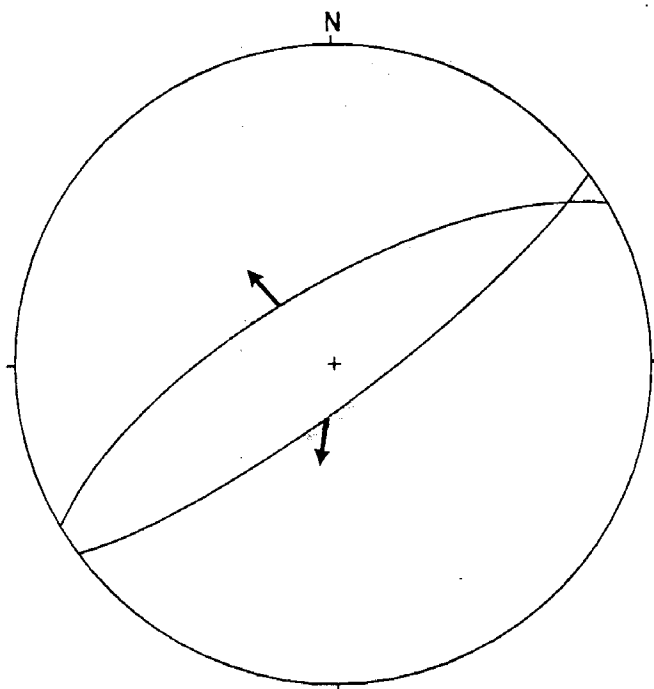
Τα ρήγματα διασχίζουν το Τριαδικό-Ιουρασικά ανδρακικά πετρώματα της Πελαγονικής ζώνης και πιθανόν συνεχίζονται δυτικότερα με την ίδια γεωμετρία μέσα στα

Μεσο-Άνω Πλειοκαινικά λιμναία ιζήματα της λεκάνης της Κοζάνης-Σερβίων (περιοχή Κρόκου-Ανω Κώμης).

Το βορειότερο ρήγμα, από την ομάδα αυτή των ρηγμάτων, χαρακτηρίζεται από μια τμηματοποίηση, αναπτύσσοντας έτσι δυο μικρότερους ανεξάρτητους κλάδους ρηγμάτων. Χαρακτηριστική εικόνα είναι επίσης, η σταδιακή κλιμακωτή μετάπτωση προς τα ΝΑ, που διαμορφώνεται στη μορφολογία λόγω της διαδοχικής σειράς των συνθετικών ρηγμάτων της ομάδας αυτής.

Μετρήθηκαν ρηξιγενείς επιφάνειες και γραμμώσεις ολίσθησης (σχ. 19) με στοιχεία $F: 130^{\circ}-150^{\circ} / 65-85^{\circ}$ pt $70^{\circ}-85^{\circ}$ ΑΒΑ, καθώς και αντιθετικές με στοιχεία $F: 320^{\circ}-350^{\circ} / 65^{\circ}-80^{\circ}$ pt 85° ΝΔ, οι οποίες δείχνουν μια κανονική δραστηριοποίηση των ρηγμάτων αυτών, σύμφωνα με την ενεργό τεκτονική της ευρύτερης περιοχής μελέτης.

Το γεγονός ότι τα ρήγματα εμφανίζουν γεωμετρία, κινηματική και δυναμική συμβατή με το ενεργό πεδίο των τάσεων της περιοχής μελέτης, σε συνδυασμό με το ότι τα ρήγματα αυτά συνεχίζονται προς τα ΝΔ μέσα στα Πλειο-Πλειστοκαινικά ιζήματα υποδηλώνει μια πρόσφατη δραστηριότητα της ρηξιγενούς ζώνης, έτσι ώστε η ζώνη ρηγμάτων Οινόης να θεωρείται ως πιθανή ενεργή.



Σχ. 19. Στερεογραφική προβολή, στην οποία δείχνεται η γεωμετρία και η κινηματική της ζώνης ρηγμάτων Οινόης.

Κάθετα στη ζώνη ρηγμάτων Οινόης χαρτογραφήθηκαν μικρότερα ρήγματα με ΒΔ-ΝΑ έως ΒΒΔ-ΝΝΑ διεύθυνση (F: 240° - 250° / 65° - 70°), τα οποία παρουσιάζουν μια σημαντική δεξιόστροφη κίνηση οριζόντιας μετατόπισης (pt: 20° - 30° B). Η κινηματική και δυναμική των ρηγμάτων αυτών βρίσκεται σε συμφωνία με τη δυναμική των ΑΒΑ-ΔΝΔ κανονικών ρηγμάτων της ζώνης ρηγμάτων, τα οποία ερμηνεύονται ως ρήγματα μεταβίβασης της παραμόρφωσης. Το ορατό μήκος της ζώνης ρηγμάτων Οινόης ανέρχεται σε 3km, εφ' όσον όμως ληφθεί υπόψη η πιθανή προέκταση της μέσα στα Πλειο-Πλειστοκαινικά ιζήματα στα ρήγματα της περιοχής Κρόκου-Ανω Κώμης που περιγράφονται παρακάτω, τότε το μήκος της ζώνης αυτής είναι πολύ μεγαλύτερο.

13. Ζώνη ρηγμάτων Κρόκου-Ανω Κώμης

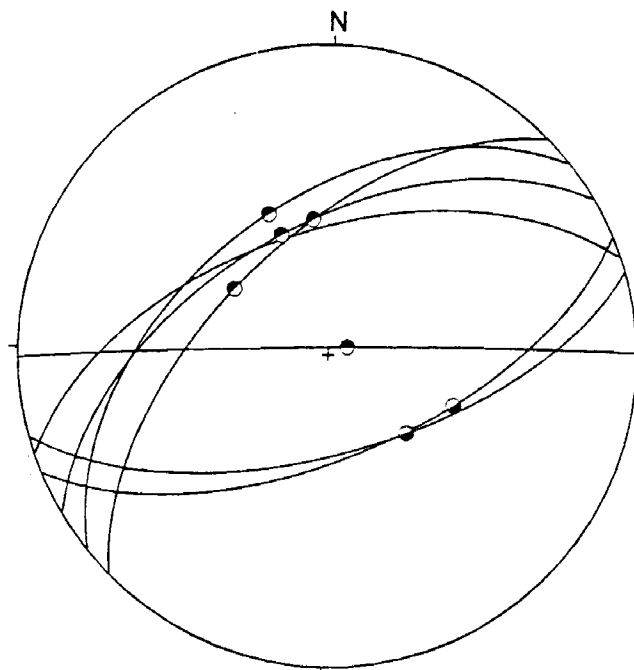
Πρόκειται για μια ζώνη (υπο)παράλληλων κανονικών ρηγμάτων γενικής ΒΑ-ΝΔ έως ΑΒΑ-ΔΝΔ διεύθυνσης, τα οποία βρίσκονται στην ευρύτερη περιοχή των χωριών Κρόκου-Ανω Κώμης και στην προέκταση προς τα ΝΔ της ζώνης ρηγμάτων Οινόης. Τα ρήγματα αυτά παρουσιάζουν παρόμοια γεωμετρία και κινηματική με αυτή της ζώνης ρηγμάτων Οινόης. Στο σύνολό τους είναι συνθετικά ρήγματα που κλίνουν με μεγάλες γωνίες κλίσης προς τα ΝΑ και με άλμα της τάξης μερικών μέτρων προκαλούν την σταδιακή ταπείνωση της μορφολογίας προς τα ΝΑ.

Η κυρίαρχη κίνηση που αναγνωρίζεται στα ρήγματα αυτά (σχ. 20) είναι η κανονική κίνηση (pt: μεταξύ 80° Α και 80° Δ) που είναι παρόμοια με την πρόσφατη κίνηση που περιγράφηκε για τη ζώνη ρηγμάτων Οινόης.

Έτσι ουσιαστικά ίσως θα πρέπει να αναφερόμαστε σε μια και μόνο ενιαία ζώνη ρηγμάτων Κρόκου-Οινόης.

Τα ρήγματα της ζώνης αυτής επηρεάζουν κυρίως τα Μέσο-Ανω Πλειο-καινικά ιζήματα, ωστόσο έχουν παρατηρηθεί ρήγματα της ζώνης να κόβουν τα Κάτω Πλειστοκαινικά ιζήματα.

Το ορατό μήκος της ζώνης ρηγμάτων Κρόκου - Άνω Κώμης, η οποία χαρακτηρίζεται ως πιθανή ενεργή είναι ανάλογο αυτού της ζώνης ρηγμάτων Οινόης.



Σχ. 20. Στερεογραφική προβολή, στην οποία δείχνεται η γεωμετρία και η κινηματική της ζώνης ρηγμάτων Κρόκου-Ανω Κώμης.

14. Πιθανό Ενεργό Ρήγμα Εμπορίου

Πρόκειται για ρήγμα ΒΑ-ΝΔ διεύθυνσης και μετάπτωσης του ΒΔ τέμαχους, το οποίο οριοθετεί τα κρυσταλλοσχιστώδη πετρώματα της Πελαγονικής ζώνης με τα ιζήματα της λεκάνης της Πτολεμαΐδας, στην περιοχή του χωριού Εμπόριο.

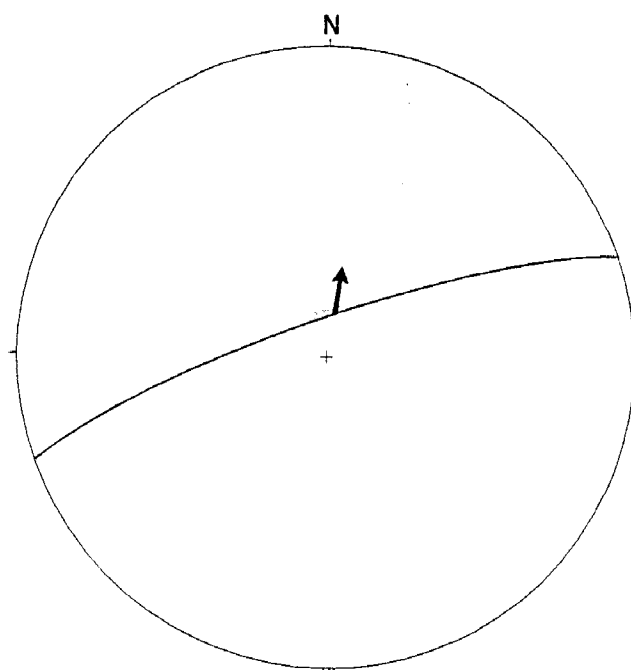
Κατά μήκος του ρήγματος Εμπορίου μετρήθηκαν ρηξιγενείς κατοπτρικές επιφάνειες (σχ. 21) με στοιχεία $F: 340^\circ / 80^\circ \text{ pt } \sim 85^\circ \text{A}$, δείχνοντας έτσι ανάλογη κινηματική και δυναμική με το ΑΒΑ-ΔΝΔ διεύθυνσης ρήγμα της Ασβεστόπετρας. Λόγω του παρόμοιου προσανατολισμού και της παρόμοιας κινηματικής που παρουσιάζει το ρήγμα με το ρήγμα της Ασβεστόπετρας χαρακτηρίσαμε το ρήγμα Εμπορίου ως πιθανό ενεργό.

Το ρήγμα Εμπορίου χαρακτηρίζεται επί πλέον από μια αριστερόστροφη οριζόντια μετατόπισης κίνηση, που αποτελεί μια παλιότερη κίνηση αυτής της ρηξιγενούς επιφάνειας. Συγκεκριμένα μετρήθηκαν γραμμές ολίσθησης με γωνία $\text{pitch} \sim 30^\circ \Delta$. Κατά μήκος του ρήγματος αναπτύσσονται Πλειστοκαινικά πλευρικά κορήματα και Ολοκαινικές

αποθέσεις.

Πρέπει να σημειώσουμε ότι ανάλογης διεύθυνσης ρήγματα αναγνωρίζονται και ανατολικότερα, πλησίον του χωριού Κρυόβρυση, μέσα στα πετρώματα του υποβάθρου, αλλά και στο όριό του με τα ιζήματα της λεκάνης, τα οποία χαρακτηρίζονται από γραμμώσεις ολίσθησης (pitch: $20^{\circ}\Delta-20^{\circ}\Lambda$) που αντιστοιχούν σε κινήσεις οριζόντιας μετατόπισης.

Το ορατό μήκος του ρήγματος Εμπορίου ανέρχεται σε 7 km, χωρίς να είναι ορατή η συνέχεια του μέσα στα ιζήματα της λεκάνης της Πτολεμαΐδας.



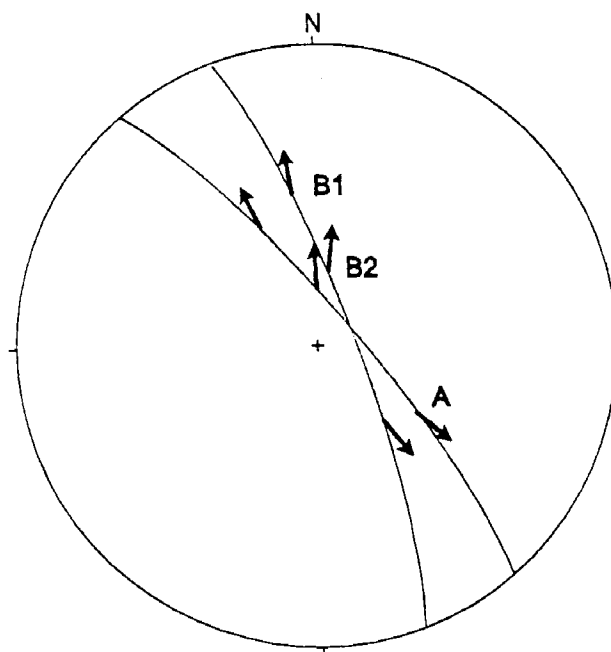
Σχ. 21. Στερεογραφική προβολή, στην οποία δείχνεται η γεωμετρία και η κινηματική του ρήγματος Εμπορίου.

15. Ρήγμα Μαυροδενδρίου-Ποντοκώμης-Μαυροπηγής

Το ρήγμα αυτό αποτελεί ουσιαστικά τμήμα του δυτικού κρασπεδικού ρήγματος της Νεογενούς λεκάνης της Πτολεμαΐδας. Πρόκειται για μια ρηξιγενή ζώνη, που αποτελείται από παράλληλα μεταξύ τους, κανονικά ρήγματα ΒΒΔ-ΝΝΑ διεύθυνσης, τα οποία κλίνουν με μεγάλες γωνίες κλίσης ($>60^{\circ}$) προς τα ΑΒΑ. Η ρηξιγενής αυτή ζώνη οριοδετεί κυρίως τα Τριαδικό-Ιουρασικά ανθρακικά πετρώματα της Πελαγονικής ζώνης με τα Νεογενή και Τεταρτογενή ιζήματα της λεκάνης Πτολεμαΐδας-Αγ. Δημητρίου προκαλώντας τοπικά αντιστροφή της μορφολογικής κλίσης και κλιμακωτή μετάπτωση προς τη λεκάνη.

Παράλληλα προς το κρασπεδικό αυτό ρήγμα και εσωτερικότερα στον ορεινό όγκο (μέσα στο υπόβαθρο της Πελαγονικής), τα ΒΒΔ-ΝΝΑ διεύθυνσης κανονικά ρήγματα εμφανίζουν παρόμοια γεωμετρική εικόνα.

Το ρήγμα Μαυροδενδρίου-Ποντοκώμης-Μαυροπηγής, που στο μεγαλύτερο τμήμα του καλύπτεται από νεότερα Πλειστοκαινικά πλευρικά κορήματα προσδιορίζεται από μια σειρά παράλληλων μεταξύ τους κατοπτρικών ρηξιγενών επιφανειών. Μετρήθηκαν επιφάνειες με στοιχεία $F: 50^\circ / 70^\circ-80^\circ$ έως $F: 100^\circ / 70^\circ-80^\circ$, επάνω στις οποίες αναγνωρίστηκαν δύο κυρίως ομάδες γραμμώσεων τεκτονικής ολίσθησης (σχ. 22). Η πρώτη ομάδα Α σχηματίζει pitch $50-80^\circ$ N και η δεύτερη Β με γωνία pitch $\sim 50-80^\circ$ Β σε σχέση με την παράταξη τους. Η Β ομάδα των τεκτονικών ολισθογραμμώσεων εμφανίζεται να είναι η κυρίαρχη γράμμωση ολίσθησης στις κατοπτρικές επιφάνειες της ρηξιγενούς ζώνης και σε ορισμένες περιπτώσεις, όπως προκύπτει και από παρατηρήσεις και σε άλλα ρήγματα με ανάλογη γεωμετρία φαίνεται ότι η Β ομάδα των γραμμώσεων ολίσθησης θα μπορούσε να διαφευγεί σε δύο ακόμη υποομάδες, με μικρότερη ($B_1: 50-60^\circ$ B) και μεγαλύτερη γωνία pitch ($B_2: 70-85^\circ$ B). Από τις δύο αυτές υποομάδες η B_1 φαίνεται να είναι η νεότερη γράμμωση.



Σχ. 22. Στερεογραφική προβολή, στην οποία δείχνεται η γεωμετρία και η κινηματική του ρήγματος Μαυροδένδριου-Ποντοκώμης-Μαυροπηγής.

Δευτερεύουσες αντιθετικές ρηξιγενείς επιφάνειες με ανάλογη κινηματική και δυναμική αναπτύσσονται παράλληλα προς την κύρια ρηξιγενή ζώνη. Το ορατό μήκος της ρηξιγενούς ζώνης υπολογίζεται σε 12,5 km. Εν τούτοις αν τη θεωρήσουμε τμήμα του κρασπεδικού ρήγματος της λεκάνης Πτολεμαΐδας-Αγ. Δημητρίου το πραγματικό μήκος του θα πρέπει να είναι πολύ μεγαλύτερο.

Το ρήγμα Μαυροδενδρίου-Ποντωκόμης-Μαυροπηγής χαρακτηρίζεται ως ανενεργό λόγω του μη άμεσα συμβατού προσανατολισμού του με το σύγχρονο εντατικό πεδίο ΒΒΔ-ΝΝΑ διεύθυνσης που αναγνωρίζεται στην περιοχή της Δυτικής Μακεδονίας. Παρ' όλα αυτά περιγράφεται στην παρούσα έκθεση λόγω του μεγάλου μήκους του και λόγω του ότι κατά τον σεισμό της 13ης Μαΐου 1995 στο χωριό Μαυροδένδρι έγιναν πολλές ζημιές, δυσανάλογες με την απόσταση του από το σεισμικό ρήγμα και την επικεντρική περιοχή, γεγονός που δημιούργησε την υπόνοια ότι το ρήγμα Μαυροδενδρίου-Ποντοκόμης-Μαυροπηγής επαναδραστηριοποιήθηκε δευτερογενώς. Δεν υπάρχουν όμως άλλα στοιχεία που να ενισχύουν την παραπάνω υπόνοια.

16. Ρηξιγενής ζώνη Αγ. Χαραλάμπους

Η ρηξιγενής ζώνη Αγίου Χαραλάμπους βρίσκεται στο ανατολικό άκρο της λεκάνης Αγ. Δημητρίου, Ανατολικά του χωριού Αγ. Δημήτριος και Βόρεια του χωριού Αγ. Χαράλαμπος. Περιλαμβάνει ουσιαστικά για δυο υποπαράλληλα και αντιθετικά μεταξύ τους ρήγματα, που διασχίζουν με ΒΒΑ-ΝΝΔ έως Β-Ν διεύθυνση τα Τριαδικό-Ιουρασικά ανδρακικά πετρώματα της Πελαγονικής ζώνης, διαμορφώνοντας ένα τοπικό στενόμακρο τεκτονικό βύθισμα, που καλύπτεται στα χαμηλότερα μέρη του από πρόσφατα Ολοκαινικά πλευρικά κορήματα.

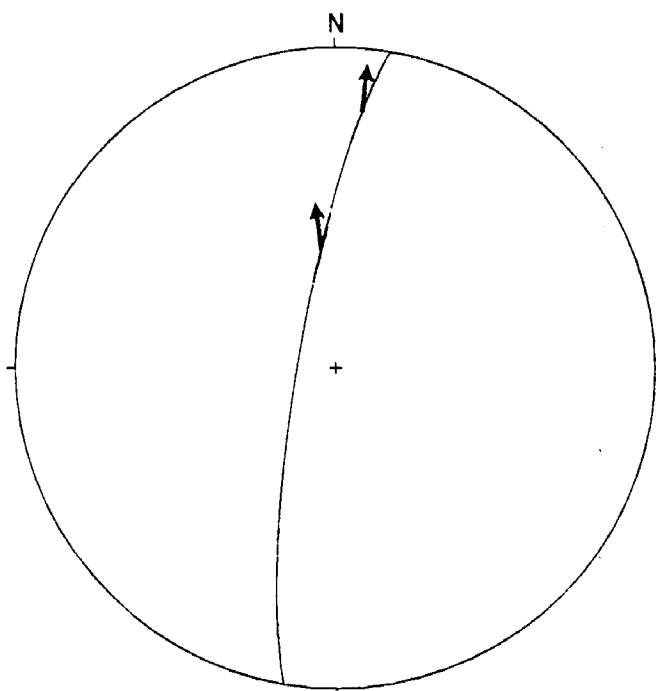
Το κύριο ρήγμα κλίνει προς τα δυτικά με μεγάλη κλίση, προκαλώντας κλιμακωτή μετάπτωση του υπερκείμενου στα δυτικά τεμάχους του ρήγματος. Οι μετρήσεις κατά μήκος του ρήγματος κυμαίνονται από F: 270° - 300° / 65° - 90° , ενώ το αντιθετικό ρήγμα παρουσιάζει κατοπτρικές επιφάνειες με ΑΝΑ διεύθυνση κλίσης (F: 100° - 120° / 70°). Κατά μήκος της κύριας ρηξιγενούς επιφάνειας οι μετρήσεις των γραμμώσεων ολίσθησης, έδειξαν ότι αυτές θα μπορούσαν να ταξινομηθούν σε δύο διαφορετικές ομάδες γραμμώσεων ολίσθησης (σχ. 23):

1. Γραμμώσεις ολίσθησης που αντιστοιχούν σε μια σχετικά παλαιότερη δεξιόστροφη κίνηση οριζόντιας μετατόπισης (pt: 10° - 30° B). Στην κίνηση αυτή πιθανά να

εντάσσονται ως συζυγείς δομές μικρότερα BBA-NNΔ διεύθυνσης (F: $10^\circ / 65^\circ$) αριστερόστροφα ρήγματα οριζόντιας μετατόπισης, αποτελώντας πιθανόν δευτερεύουσες αντιθετικές Riedel-δομές ως προς την κύρια ρηξιγενή ζώνη και συνθετικές BBΔ-NNΔ διεύθυνσης δεξιόστροφες Riedel δομές (F: $220^\circ\text{-}240^\circ / 70^\circ$, pt: $20^\circ\text{-}30^\circ\Delta$).

2. Γραμμές ολίσθησης που αντιστοιχούν σε μια νεότερη δεξιόστροφη πλαιοκανονική κίνηση (pt: $50^\circ\text{-}80^\circ\text{B}$). Το γεγονός αυτό φανερώνει την επαναδραστηριοποίηση της ρηξιγενούς ζώνης Αγίου Χαραλάμπους, από ένα νεότερο δυναμικό πεδίο, συμβατό με το ενεργό πεδίο της ευρύτερης περιοχής μελέτης.

Το ορατό μήκος της ρηξιγενούς ζώνης ανέρχεται σε 6km, ενώ η ζώνη χαρακτηρίζεται ως ανενεργή ή καλύτερα όχι διαπιστωμένα ενεργή, κυρίως λόγω του μη ευνοϊκού γεωμετρικού προσανατολισμού της ζώνης σε σχέση με τον προσανατολισμό του σύγχρονου εντατικού πεδίου.



Σχ. 23. Στερεογραφική προβολή, στην οποία δείχνεται η γεωμετρία και η κινηματική της ρηξιγενούς ζώνης Αγ. Χαραλάμπους.

4. Η ΣΕΙΣΜΙΚΟΤΗΤΑ ΤΗΣ ΠΕΡΙΟΧΗΣ

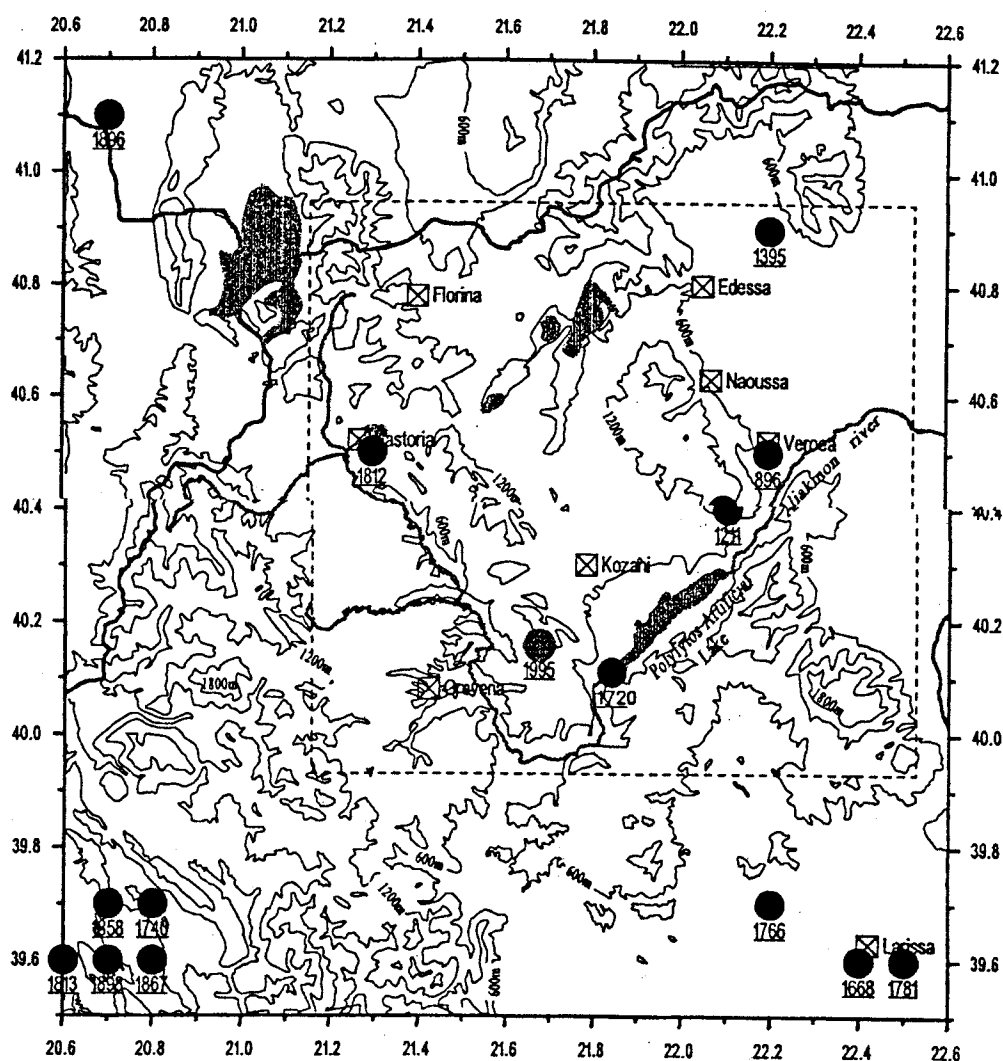
Η περιοχή της Δυτικής Μακεδονίας χαρακτηρίζεται, γενικά, ως περιοχή χαμηλής σεισμικότητας. Οι ιστορικές πληροφορίες για τη γένεση ισχυρών σεισμών στο χώρο αυτό είναι αρκετά περιορισμένες, ενώ ανάλογη είναι και η σεισμική δραστηριότητα κατά τη διάρκεια του παρόντα αιώνα. Παρ' όλα αυτά, η γένεση του ισχυρού σεισμού με $M=6,6$ το 1995, οι ιστορικές πληροφορίες που υπάρχουν και η μελέτη της τεκτονικής της περιοχής δείχνουν ότι στην περιοχή γίνονται ισχυροί σεισμοί. Όμως, η περίοδος επανάληψης τέτοιων σεισμών φαίνεται ότι είναι αρκετά μεγάλη. Η πρόσφατη σεισμική δραστηριότητα στην περιοχή περιορίζεται μόνον μετά το 1977 ενώ η πληρότητα των δεδομένων γίνεται σταδιακά καλύτερη με την εγκατάσταση νέων σεισμολογικών σταθμών στο βορειοελλαδικό χώρο. Η περιοχή χαρακτηρίζεται από τη γένεση επιφανειακών σεισμών, συμπέρασμα που προκύπτει τόσο από την κατανομή των εστιακών βαθών των μεγαλύτερων σεισμών που έγιναν πρόσφατα στην περιοχή, όσο και από την κατανομή των εστιακών βαθών των μετασεισμών της σεισμικής ακολουθίας του 1995, οι εστιακές παράμετροι των οποίων προσδιορίστηκαν ακριβέστερα με τη χρήση και δικτύου φορητών σεισμογράφων.

Υπάρχουν ιστορικά στοιχεία που περιγράφουν ισχυρούς σεισμούς που προκάλεσαν καταστροφές στις πόλεις της περιοχής αυτής (Parazachos and Parazachou, 1997). Πληροφορίες για τους σεισμούς αυτούς δίνονται στον πίνακα (I). Συγκεκριμένα, για κάθε σεισμό, δίνονται η ημερομηνία γένεσης, οι συντεταγμένες του επικέντρου του, το μέγεθος καθώς και η μέγιστη ένταση και η περιοχή στην οποία παρατηρήθηκε. Στο χάρτη του σχ. 24 δίνεται η γεωγραφική κατανομή των επικέντρων των σεισμών αυτών. Φαίνεται ότι τα επίκεντρα των σεισμών του 896, 1211, 1720 και 1995 κατανέμονται κατά μήκος ΒΑ-ΝΔ διεύθυνσης ακολουθώντας τη δομή της λεκάνης στην οποία ρέει ο ποταμός Αλιάκμονας. Η κατανομή αυτή των επικέντρων δείχνει ότι η διαμόρφωση της κοίτης του ποταμού Αλιάκμονα συνδέεται με την ενεργό τεκτονική της περιοχής.

Πίνακας (I) .- Πληροφορίες που αφορούν ισχυρούς σεισμούς που έγιναν από τους ιστορικούς χρόνους μέχρι σήμερα στην περιοχή της δυτικής Μακεδονίας. Στην πρώτη στήλη δίνεται η ημερομηνία γένεσης του σεισμού, στη δεύτερη και τρίτη οι συντεταγμένες του επικέντρου τους, στην τέταρτη το μέγεθος (μέγεθος ροπής) και στην τελευταία η μέγιστη μακροσεισμική ένταση καθώς και η πόλη στην οποία παρατηρήθηκε (Papazachos and Papazachou, 1997).

DATE	LATITUDE (N)	LONGITUDE (E)	MAGNITUDE	INTENSITY, SITE
February, 1896	40.50	22.20	6.0	VIII, Veroea
1211	40.40	22.10	6.5	VIII, Veroea
October, 1395	40.90	22.20	6.7	VIII, Edessa
1720	40.10	21.80	6.5	VII, Kozane
May 29, 1812	40.50	21.30	6.5	VIII, Kastoria
May 13, 1995	40.16	21.67	6.6	IX+, Knide

Με βάση πληροφορίες που αναφέρονται από τους Παπαζάχο και Παπαζάχου (1997), ο σεισμός του 896 κατέστρεψε την πόλη της Βέροιας, ενώ ο σεισμός του 1211 κατέστρεψε το φρούριο της Βέροιας και την εκκλησία της Παναγίας. Ο σεισμός του 1395 κατέστρεψε τη Έδεσσα και μέρος των τειχών της Θεσσαλονίκης. Ο σεισμός του 1720 προκάλεσε βλάβες στον καθεδρικό ναό του Αγίου Νικολάου της Κοζάνης (Ραφαϊοαννου, 1989) και σε αρκετές πόλεις και χωριά της περιοχής. Ο σεισμός του 1812 κατέστρεψε τζαμιά, σπίτια και καμινάδες στην πόλη της Καστοριάς ενώ η μετασεισμική του ακολουθία διήρκεσε τρεις μήνες. Τέλος, ο σεισμός του 1995, που είναι και ο πλέον πρόσφατος ισχυρός σεισμός της περιοχής, προκάλεσε καταστροφές στην περιοχή Κοζάνης-Γρεβενών. Αρκετά χωριά των δύο νομών καταστράφηκαν ολοσχερώς. Στην περιοχή της Νομαρχίας Κοζάνης από 43.184 κτήρια, τα 7.693 κατέρρευσαν, καταστράφηκαν ή υπέστησαν σοβαρές ζημιές. Στην περιοχή της Νομαρχίας Γρεβενών 1924 κτήρια επί συνόλου 9.590 είχαν αντίστοιχες επιπτώσεις. Το σύνολο των ζημιών υπολογίζεται ότι έφθασε τα 450.000.000 δολάρια Η.Π.Α.. Του σεισμού αυτού προηγήθηκαν προσεισμοί ο μεγαλύτερος από τους οποίους έγινε τέσσερα λεπτά πριν τον κύριο σεισμό και είχε μέγεθος $M=4,5$ ενώ ο ισχυρότερος μετασεισμός ($M=5,5$) έγινε στις 17 Ιουλίου του ίδιου χρόνου, δηλαδή, δυο μήνες μετά τη γένεση του κύριου σεισμού.

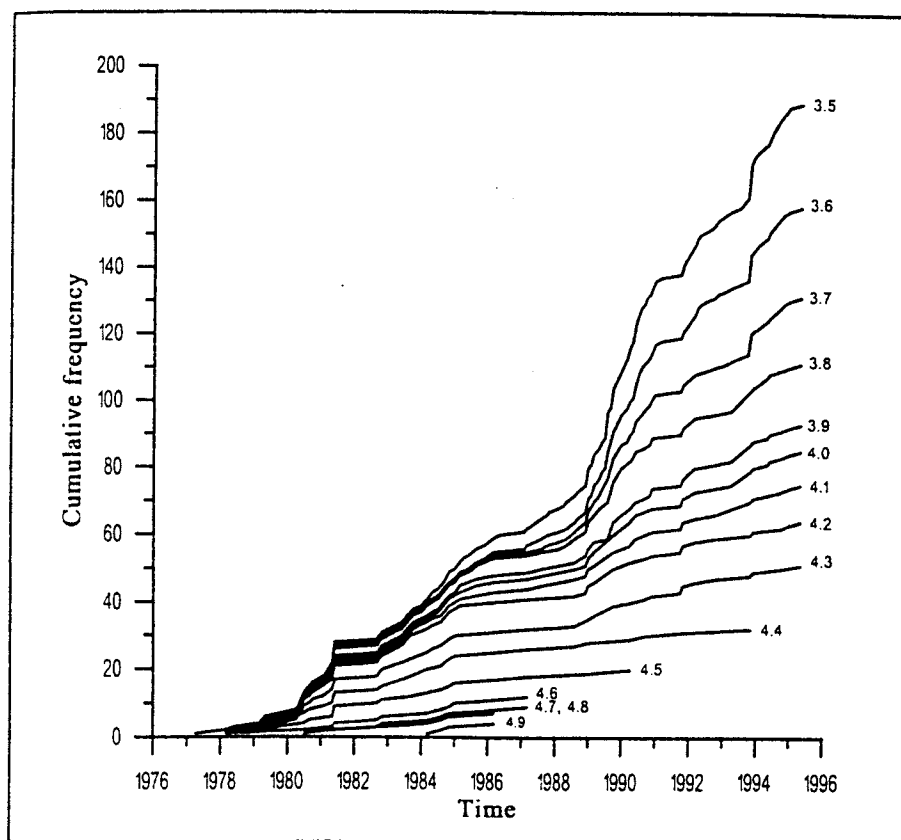


Σχ. 24. Επίκεντρα των ισχυρότερων γνωστών σεισμών της περιοχής από τους ιστορικούς χρόνους μέχρι σήμερα.

Για να εξεταστεί η πληρότητα των δεδομένων της περιοχής, σε συνάρτηση με το χρόνο, ο Καρακάισης και οι συνεργάτες του (1998) χαρτογράφησαν τη μεταβολή της τιμής της αδροιστικής συχνότητας σεισμών διαφόρων μεγεθών που έγιναν στην ευρύτερη περιοχή από τον Οκτώβριο του 1975 μέχρι τον Απρίλιο του 1995, σε συνάρτηση με το χρόνο (σχ. 25). Ως ευρύτερη περιοχή θεωρήθηκε ο χώρος που ορίζεται από τη διακεκομμένη γραμμή στο σχ. 24. Είναι χαρακτηριστικό ότι πριν από τον Οκτώβριο του 1975 και για μεγάλο χρονικό διάστημα, δεν υπάρχει κανένα επίκεντρο σεισμού στην περιοχή αυτή. Παρατηρείται ότι η συχνότητα γένεσης σεισμών με $M \geq 4,0$ παραμένει μάλλον σταθερή από το 1981, ενώ από το 1986 και μετά απουσιάζουν εντελώς σεισμοί με $M \geq 4,6$. Η από-

τομη αύξηση του αριθμού των σεισμών με μεγέδη $3,9 \leq M \leq 3,5$ από το 1989 και μετέπειτα οφείλεται, κυρίως, στην αύξηση της ανιχνευτικής ικανότητας του δικτύου σειсмоγράφων του Εργαστηρίου Γεωφυσικής του Α.Π.Θ. μετά την εγκατάσταση και λειτουργία νέων σταθμών κοντά στην περιοχή της μελέτης, αλλά είναι πιθανό να οφείλεται και σε αύξηση του ρυθμού γένεσης σεισμών τέτοιων μεγεθών μερικά χρόνια πριν από τη γένεση του ισχυρού σεισμού της 13ης Μαΐου 1995. Πάντως, η χαρτογράφηση αυτή δείχνει ότι το δείγμα των δεδομένων είναι πλήρες για σεισμούς με μεγέδη $M \geq 4,0$ από το 1981 ενώ από το 1989 και μετά το δείγμα δεδομένων είναι πλήρες για σεισμούς με μεγέδη $M \geq 3,5$.

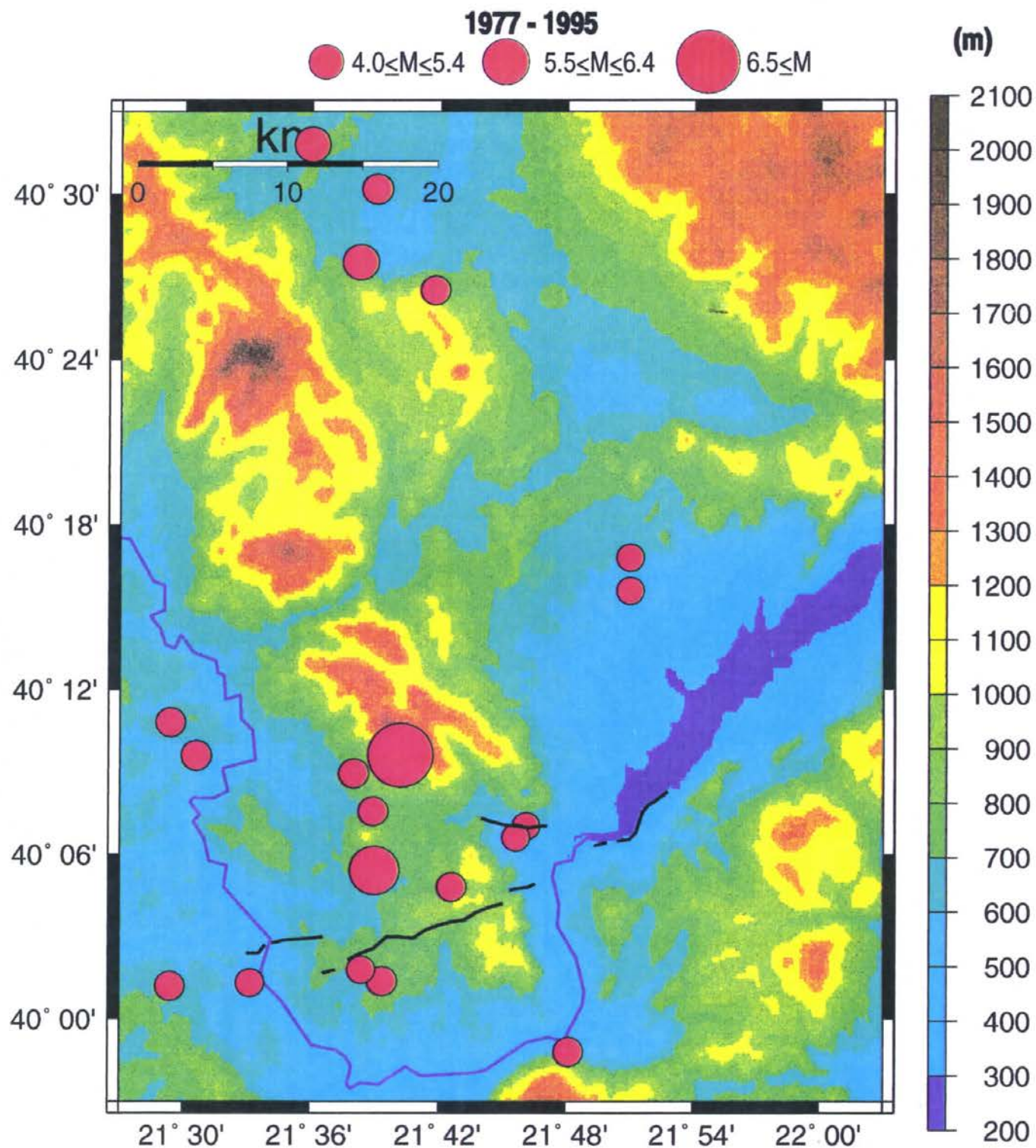
Όπως ήδη αναφέρθηκε, δεδομένα για την πρόσφατη σεισμική δραστηριότητα στην ευρύτερη περιοχή υπάρχουν μόνο μετά το 1975. Στην περιοχή που καλύπτεται από το φύλλο μελέτης, δεδομένα υπάρχουν από το 1977 και μετά. Τα επίκεντρα όλων των σεισμών που έγιναν στην περιοχή αυτή κατά το χρονικό διάστημα 1977-1995 πριν την εκδήλωση της σεισμικής ακολουθίας στην περιοχή Κοζάνης-Γρεβενών και είχαν μέγεθος $M \geq 4,0$, δηλαδή, τα πλήρη δεδομένα, δίνονται στο χάρτη του σχ. 26, στον οποίο όμως



Σχ. 25. Γραφική παράσταση της μεταβολής της συσσωρευτικής συχνότητας εμφάνισης σεισμών διαφόρων μεγεθών στην ευρύτερη περιοχή της μελέτης, σε συνάρτηση με το χρόνο.

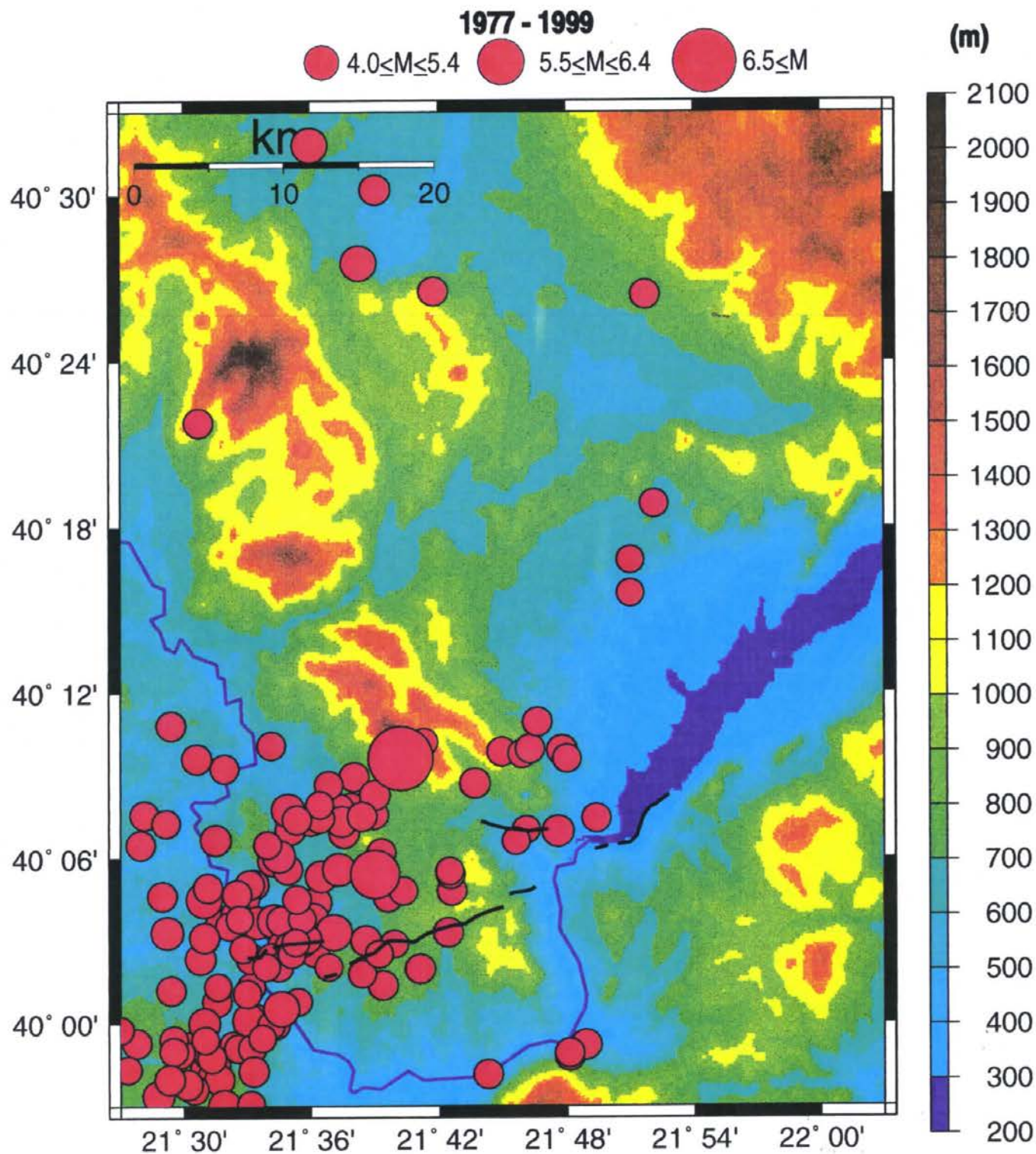
απεικονίζεται ενδεικτικά και το επίκεντρο του μεγάλου σεισμού της 13ης Μαΐου 1995.

Παρατηρείται συγκέντρωση επικέντρων κατά μήκος της κοίτης του ποταμού Αλιάκμονα. Αξιοσημείωτη είναι και στο χάρτη αυτό, όπως και στο χάρτη του σχ. 24, η



Σχ. 26. Χαρτογράφηση των επικέντρων όλων των σεισμών της περιοχής με μέγεθος $M \geq 4,0$ που έγιναν πριν την εκδήλωση της σεισμικής ακολουθίας του 1995.

απουσία σημαντικού αριθμού σεισμών γεγονός που δικαιολογεί τον χαρακτηρισμό της περιοχής ως περιοχή χαμηλής σεισμικότητας. Χαρακτηριστικό είναι το γεγονός ότι από το 1720 μέχρι το 1977 κανείς ισχυρός σεισμός δεν είναι γνωστός στην περιοχή.

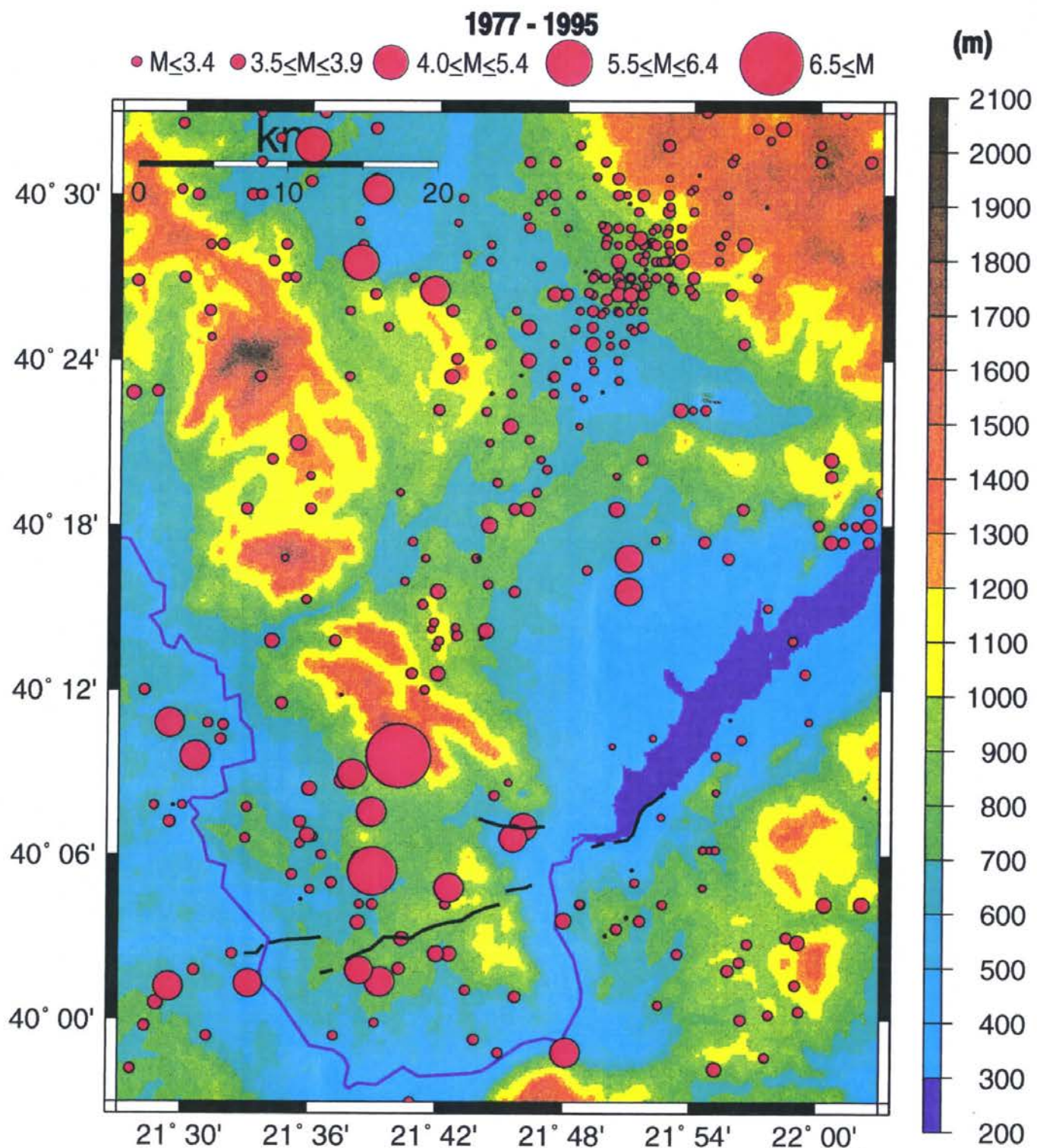


Σχ. 27. Επίκεντρα όλων των σεισμών με μεγέθη $M \geq 4,0$ που έγιναν στην περιοχή από το 1977 μέχρι σήμερα.

Στο χάρτη του σχ. 27 παρουσιάζονται τα επίκεντρα όλων των σεισμών με μεγέδη $M \geq 4,0$ που έγιναν από το 1977 μέχρι και σήμερα. Συγκρίνοντας το χάρτη αυτό με το χάρτη του σχ 26 παρατηρούμε την έντονη συγκέντρωση επικέντρων στην περιοχή όπου εκδηλώθηκε η σεισμική ακολουθία του 1995 η οποία διακρίνεται για το μεγάλο αριθμό των μετασεισμών της.

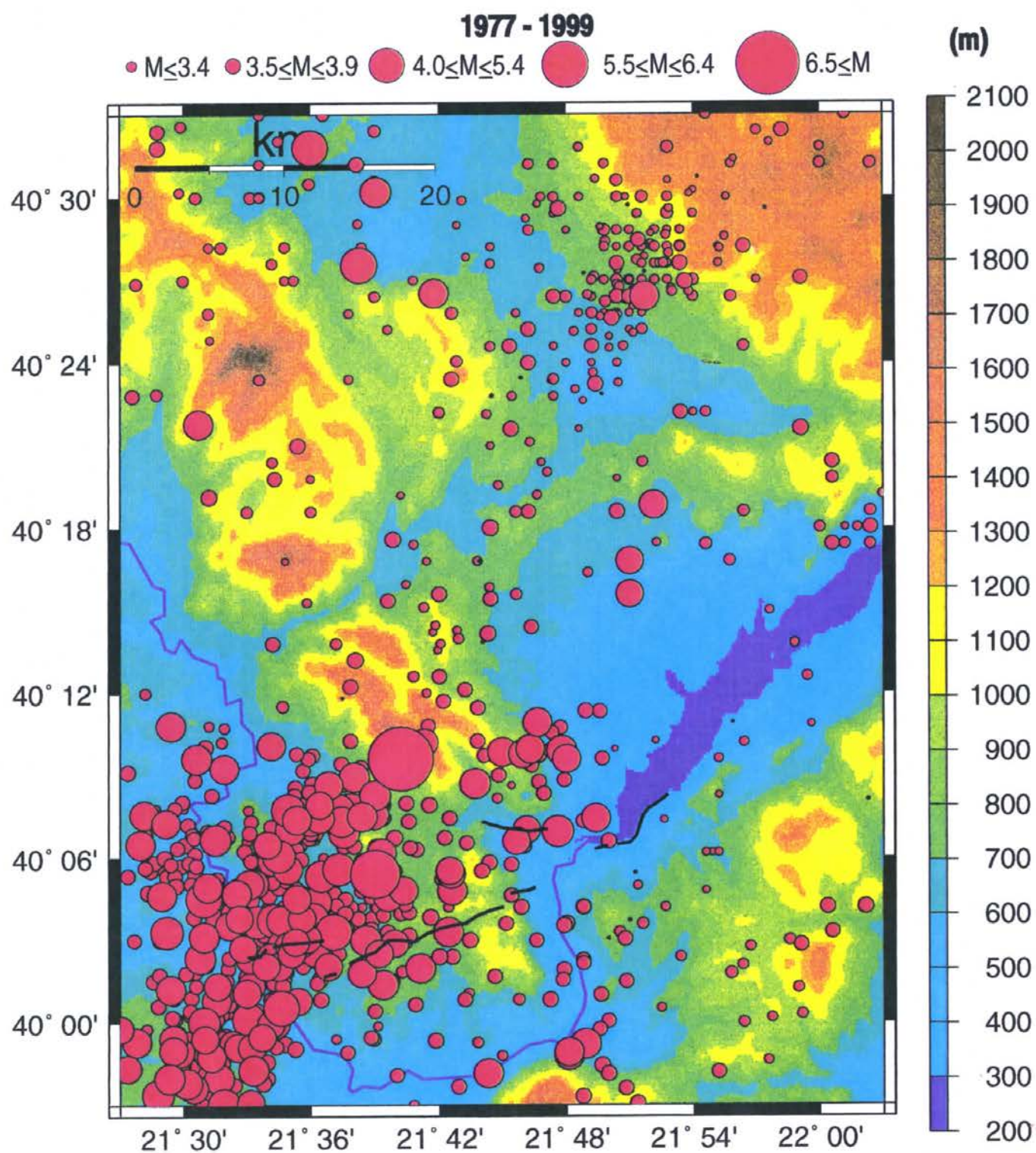
Στους χάρτες των σχ. 28 και 29 έχουν χαρτογραφηθεί τα επίκεντρα όλων των γνωστών σεισμών που έχουν γίνει πρόσφατα στην περιοχή που καλύπτεται από το φύλλο μελέτης. Έχουν χρησιμοποιηθεί πέντε διαφορετικά σύμβολα έχοντας υπόψη, κυρίως, την πληρότητα των δεδομένων. Η πρώτη κατηγορία περιλαμβάνει τους σεισμούς με μέγεθος $M \leq 3,4$. Το δείγμα δεδομένων για τους σεισμούς αυτούς δεν είναι πλήρες. Τα δεδομένα αυτά, όμως, μπορούν να συμβάλουν στον καθορισμό ενεργών τεκτονικών δομών της περιοχής, όμως η εικόνα που δίνουν για τη σεισμικότητα της περιοχής, πιθανόν, δεν είναι αξιόπιστη. Η δεύτερη κατηγορία δεδομένων είναι οι σεισμοί με μεγέδη $3,5 \leq M \leq 3,9$. Αν και το εύρος των μεγεθών είναι αρκετά μικρό, καθορίστηκε ως ιδιαίτερη κατηγορία επειδή για σεισμούς με μεγέδη $M \geq 3,5$ τα δεδομένα είναι πλήρη από το 1989 μέχρι σήμερα ενώ η επόμενη κατηγορία με μεγέδη $4,0 \leq M \leq 5,4$ παρουσιάζει πληρότητα από $M=4,0$ για όλο το διάστημα μελέτης. Τέλος, όπως φαίνεται στο υπόμνημα του χάρτη, χρησιμοποιήθηκαν δύο διαφορετικά σύμβολα για να χαρτογραφηθούν τα επίκεντρα των ισχυρών σεισμών με μεγέδη $M \geq 5,5$.

Ο χάρτης του σχ. 28 περιλαμβάνει τα επίκεντρα των σεισμών που έγιναν κατά τη διάρκεια του χρονικού διαστήματος 1977-1995, δηλαδή, πριν την εκδήλωση της σεισμικής ακολουθίας του 1995. Από τους σεισμούς της ακολουθίας αυτής σημειώνεται μόνο το επίκεντρο του κύριου σεισμού. Όλα τα επίκεντρα των σεισμών που έγιναν από το 1977 μέχρι τις 30 Απριλίου 1999 παρουσιάζονται στο χάρτη του σχ. 29. Όπως μπορεί να παρατηρηθεί, μεγάλο μέρος της δραστηριότητας οφείλεται στη μετασεισμική ακολουθία του σεισμού του 1995. Πολύ χαρακτηριστική είναι η συγκέντρωση μικρών σεισμών που παρατηρείται στο βόρειο τμήμα της εξεταζόμενης περιοχής, δηλαδή, στον ευρύτερο χώρο της Πτολεμαίδας. Προς τα ανατολικά παρατηρείται αρκετά μεγάλος αριθμός των σεισμών με μικρά μεγέδη. Η διεύθυνση κατανομής των επικέντρων φαίνεται να είναι ΒΑ-ΝΔ, περίπου κάθετη με τη διεύθυνση των κύριων μορφολογικών δομών της περιοχής και περίπου παράλληλη με τη διεύθυνση κατανομής των επικέντρων της σεισμικής ακολουθίας του 1995. Στο δυτικό τμήμα του χώρου αυτού ο αριθμός των σεισμών είναι πολύ



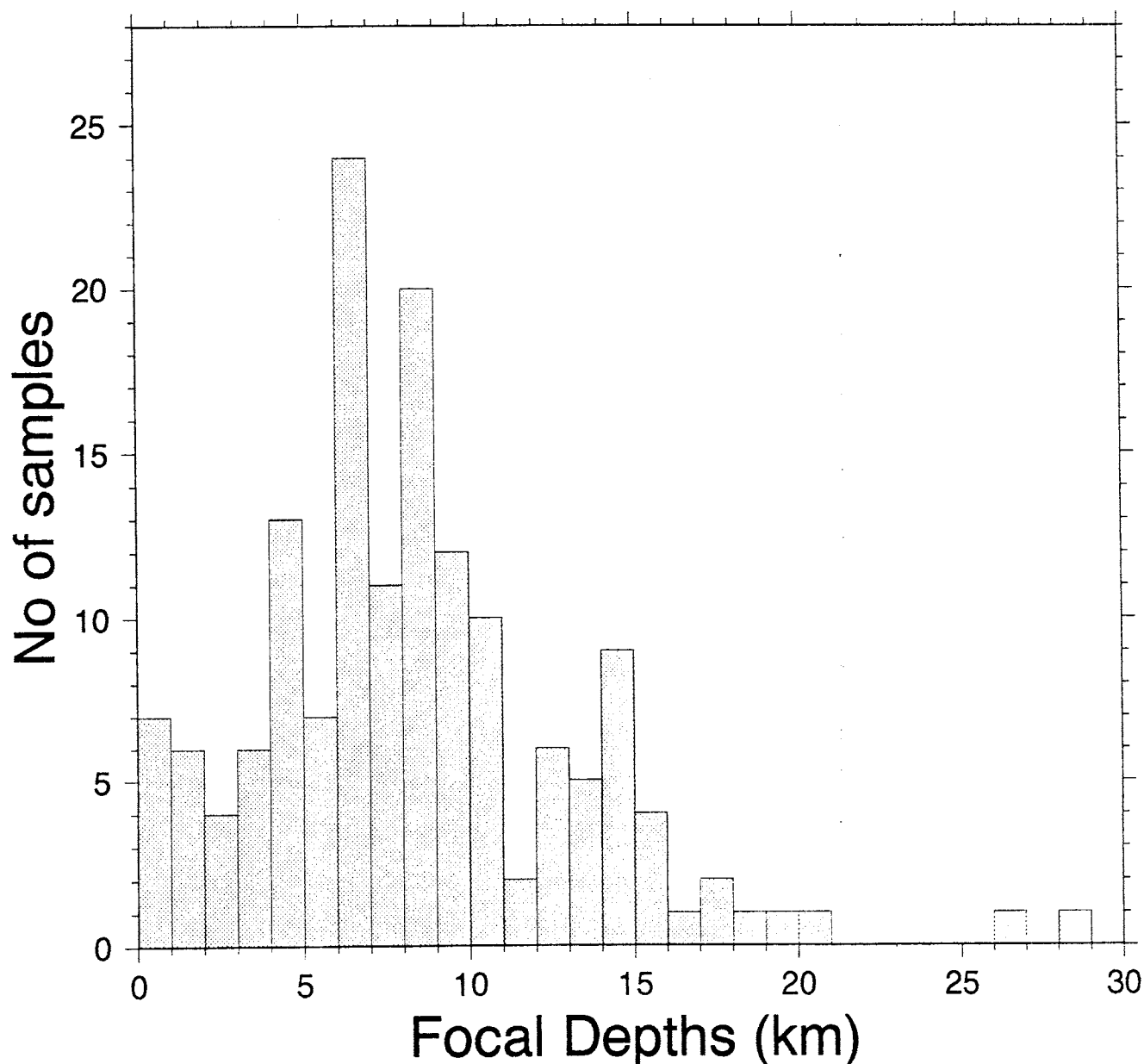
Σχ. 28. Επίκεντρα όλων των γνωστών σεισμών της περιοχής που έγιναν από το 1977 μέχρι τις 13 Μαΐου 1995.

μικρότερος τα μεγέθη, όμως, των σεισμών αυτών είναι μεγαλύτερα. Τέσσερις σεισμοί με μεγέθη $M \geq 4,0$ που έχουν γίνει στην περιοχή σχηματίζουν μια ζώνη ΒΔ-ΝΑ διεύθυνσης



Σχ. 29. Επίκεντρα όλων των γνωστών σεισμών της περιοχής που έγιναν από το 1977 μέχρι τις 30 Απριλίου 1999.

που είναι παράλληλη με τη διεύθυνση της μορφολογίας στην περιοχή. Νοτιότερα, στην περιοχή της Κοζάνης και στο χώρο μεταξύ του Βούρινου και του ΒΑ άκρου της λίμνης του Πολυφύτου η σεισμικότητα χαρακτηρίζεται από σεισμούς μικρών μεγεθών τα επίκεντρα των οποίων σχηματίζουν, μάλλον, μια ζώνη ΑΒΑ-ΔΒΔ διεύθυνσης. Στο χώρο δυτικά της λίμνης του Πολυφύτου παρουσιάζεται η υψηλότερη σεισμικότητα, όχι μόνο μετά αλλά και πριν το 1995. Τέλος, η σεισμική δραστηριότητα η οποία παρατηρείται στην περιοχή στα νοτιοανατολικά της λίμνης του Πολυφύτου, φαίνεται να ακολουθεί μια ΒΑ-ΝΔ διεύθυνση, ενώ χαρακτηρίζεται από τη γένεση μικρών σεισμών ($M \geq 4,0$).



Σχ. 30. Κατανομή εσπικών βαθών των σεισμών με μεγέθη $M \geq 4,0$ που έγιναν στην περιοχή μελέτης από το 1981 μέχρι σήμερα.

Για να μελετηθεί η κατανομή των εστιακών βαθών έγινε το ιστόγραμμα κατανομής των τιμών τους (σχ. 30). Για το σκοπό αυτό χρησιμοποιήθηκαν μόνο τα δεδομένα των σεισμών με μεγέθη $M \geq 4,0$ που έγιναν στην περιοχή από το 1977 μέχρι σήμερα των οποίων οι εστιακές παράμετροι έχουν προσδιοριστεί ακριβέστερα από αυτές των μικρών σεισμών, ώστε τα αποτελέσματα να είναι περισσότερο αξιόπιστα.

Όπως μπορεί να παρατηρηθεί, οι εστίες των σεισμών αυτών κατανέμονται στα πρώτα 20km από την επιφάνεια της γης. Η συγκέντρωση παρουσιάζεται εντονότερη στο διάστημα 3-16km, ενώ το μέγιστο των τιμών παρατηρείται στα 6-9km. Η κατανομή αυτή βρίσκεται σε καλή συμφωνία με την κατανομή των εστιακών βαθών των μετασεισμών της σεισμικής ακολουθίας του 1995, όπου ο υπολογισμός των εστιακών παραμέτρων των σεισμών έγινε με τη χρήση δικτύου φορητών σειсмоγράφων (Hatzfeld et al., 1997) και τρισδιάστατου μοντέλου της δομής της περιοχής (Papazachos et al., 1998).

ΒΙΒΛΙΟΓΡΑΦΙΑ

- Brunn J. (1956). Contribution á l' étude géologique du Pinde septentrional et d' une partie de la Macedoine occidentale, *Annales Géologiques de Pays Helléniques*, 7, 1 - 358.
- Fermeli G. and C. Ioakim (1992). Biostratigraphy and paleoecological interpretation of Miocene successions in the molassic deposits to Tsotylon, Mesohellenic Trench (Grevena area, N. Greece), *Paleontologia i Evolucio*, 24/25, 199 - 208.
- Hatzfeld, Karakostas, V., Ziazia, M., Selvaggi, G., Leborgne, S., Berge, C., Guiguet, R., Paul, A., Voidomatis, P., Diagourtas, D., Kassaras, I., Koutsikos, I., Makropoulos, K., Azzarra, R., Di Bona, M., Baccheschi, S., Bernard, P. and C. Papaioannou (1997). The Kozani-Grevena (Greece) earthquake of May 13, 1995, revisited from a detailed seismological study. *Bull. Seism. Soc. Am.* 87, 463-473.
- Hatzfeld, Karakostas, V., Ziazia, M., Selvaggi, G., Leborgne, S., Berge, C., Makropoulos, K. (1998). The Kozani-Grevena (Greece) earthquake of May 13, 1995, a seismological study. *J. Geodynamics*, 26, 2-4, 245-254.
- Ι.Γ.Ε.Υ. (1972). Γεωλογικός χάρτης της Ελλάδος 1:50.000 - Φύλλον Γρεβενά, *Ινστιτούτο Γεωλογίας και Ερευνών Υπεδάφους, Αθήνα*.
- Ι.Γ.Μ.Ε. (1980). Γεωλογικός χάρτης της Ελλάδος 1:50.000 - Φύλλο Κοζάνη, *Ινστιτούτο Γεωλογικών και Μεταλλευτικών Ερευνών, Αθήνα*.

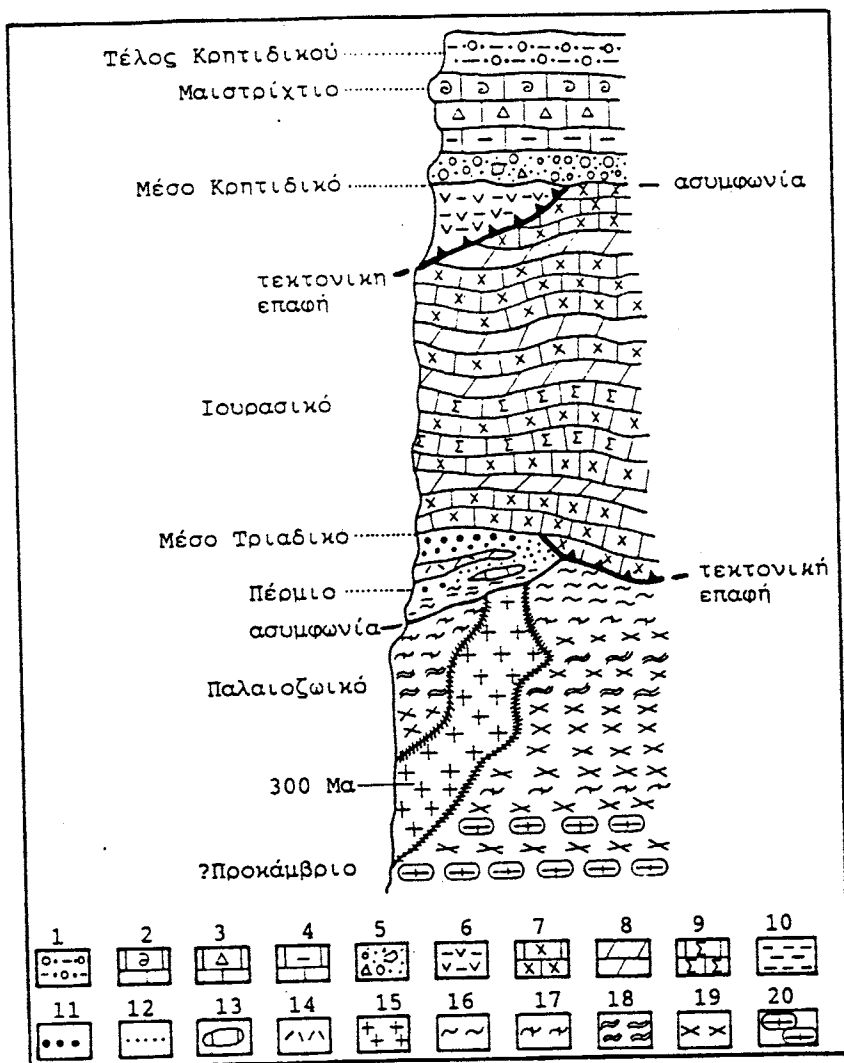
- I.G.M.E. (1982). Γεωλογικός χάρτης της Ελλάδος 1:50.000 - Φύλλο Σιάτιστα, *Ινστιτούτο Γεωλογικών και Μεταλλευτικών Ερευνών, Αθήνα*.
- I.G.M.E. (1993). Γεωλογικός χάρτης της Ελλάδος 1:50.000 - Φύλλο Κνίδη, *Ινστιτούτο Γεωλογικών και Μεταλλευτικών Ερευνών, Αθήνα*.
- I.G.M.E. (1983). Γεωλογικός χάρτης της Ελλάδας, 1:500.000. *Ινστιτούτο Γεωλογικών και Μεταλλευτικών Ερευνών, Αθήνα*.
- Karakaisis, G. F., Hatzidimitriou, P. M. Scordilis, E. M. & D. G. Panagiotopoulos (1998). Seismicity of Western Macedonia, Greece. *J. Geodynamics*, 26, 2-4, 297-307.
- Κούκουζας Κ., Θ. Κωτής, Μ. Πλουμίδης και Α. Μεταξάς (1981). Κοιτασματολογική έρευνα λιγνιτοφόρου πεδίου "Αποφύσεως" περιοχής Αναργύρων - Αμυνταίου, *I.G.M.E., Ερευν. Ενεργ. Πρ. Υλών*, 1, 1 - 52.
- Κούκουζας Κ., Θ. Κωτής, Μ. Πλουμίδης, Α. Μεταξάς και Δ. Δημητρίου (1983). Κοιτασματολογική έρευνα λιγνιτικού κοιτάσματος Κομνηνών Πτολεμαΐδας, *I.G.M.E., Ερευν. Ενεργ. Πρ. Υλών*, 2, 1 - 103.
- Mavrides A., U. Skourtsis - Coroneou and S. Tsaila - Monopolis (1977). Contribution to the geology of Subpelagonian zone (Vourinos area, West Macedonia), *VI Coll. Geol. Aegean region*, Athens, 175 - 195.
- Mercier, J-L., Sorel, D. & K. Simeakisl (1987). Changes in the state of stress in the overriding plate of a subduction zone: the Aegean Arc from the Pliocene to the Present. *Annls. Tectonicae*, 1, 1, 20-39.
- Μουντράκης Δ. (1983). Η γεωλογική δομή της Βόρειας Πελαγονικής ζώνης και η γεωτεκτονική εξέλιξη των Εσωτερικών Ελληνίδων, *Πραγματεία για Υψηγεσία, Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης*, 289 σ.
- Mountrakis D. (1984). Structural evolution of the Pelagonian zone in northwestern Macedonia, *Journal of Geological Society, Special Publication*, 17, 581 - 590.
- Μουντράκης Δ. (1985). Γεωλογία της Ελλάδας, *University Studio Press, Θεσσαλονίκη*, 207σ.
- Μουντράκης Δ. (1986). The Pelagonian zone in Greece. A polyphase-deformed fragment of the Cimmerian continent and its role in the geotectonic evolution of the Eastern Mediterranean, *Journal of Geology*, 94, 335-347.

- Mountrakis, D., Kiliyas, A. & N. Zouros (1992). Kinematic analysis and tertiary evolution of the Pindos-Vourinos ophiolites (Epirus-Western Macedonia, Greece). *Bull. Geol. Soc., Greece*, 28, 1, 111-124.
- Mountrakis, D., Pavlides, S., Zouros, N., Astaras, Th. & A. Chatzipetros (1998). Seismic fault geometry and kinematics of the 13 May 1995 Western Macedonia (Greece) earthquake. *J. Geodynamics*, 26, 2-4, 175-196.
- Papazachos, B. C. & C. B. Papazachou (1997). The Earthquakes of Greece. Ziti Publications, Thessaloniki, p356.
- Παυλίδης Σ. (1985). Νεοτεκτονική εξέλιξη της λεκάνης Φλώρινας-Βεγορίτιδας - Πτολεμαΐδας, *Διδακτορική Διατριβή, Α.Π.Θ.*, 265 σ.
- Pavlides S. and D. Mountrakis (1987). Extensional tectonics of northwestern Macedonia, Greece, since the Late Miocene, *Journal of Structural Geology*, 9, 385 - 392.
- Τρανός, Μ. (1998). Συμβολή στη μελέτη της νεοτεκτονικής παραμόρφωσης στο χώρο της Κεντρικής Μακεδονίας και του Βορείου Αιγαίου. Διδακτορ. Διατριβή, Αριστ. Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης.
- Tranos, M. D. & D. M. Mountrakis (1998). Neotectonic joints of Northern Greece; their significance on the understanding of the active deformation. *Bull. Geol. Soc. Greece*, 32, 1, 209-219.

ΠΑΡΑΡΤΗΜΑ Ι

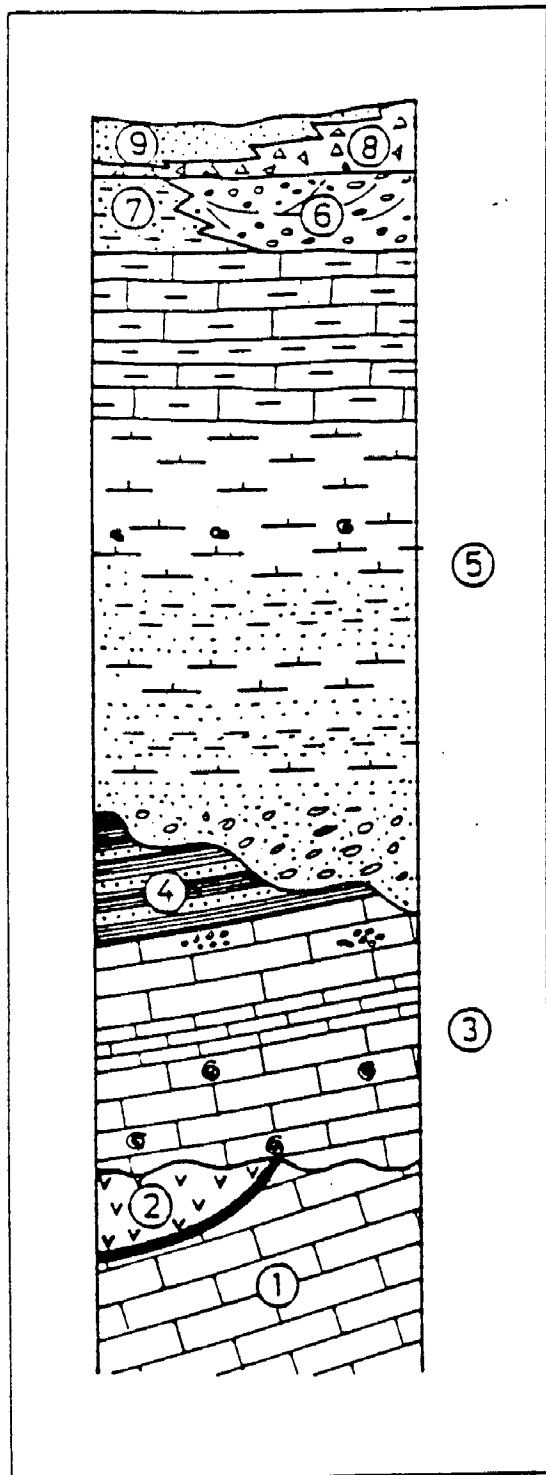
**Λιδοστρωματογραφικές στήλες
των αλπικών - προαλπικών πετρωμάτων
και των μεταλπικών σχηματισμών**

ΣΥΝΟΠΤΙΚΗ ΛΙΘΟΣΤΡΩΜΑΤΟΓΡΑΦΙΚΗ ΣΤΗΛΗ ΤΗΣ ΠΕΛΑΓΟΝΙΚΗΣ ΖΩΝΗΣ



Συνοπτική λιθοστρωματογραφική - τεκτονική στήλη της Πελαγονικής ζώνης. 1 - 5: Επικλυσιογενή ιζήματα Μέσου - Άνω Κρητιδικού. 1: Φλύσχης Άνω Μαιστριχτίου - Κάτω Παλαιοκαίνου, 2: ασβεστόλιθος Μαιστριχτίου, 3: μικρολατυποπαγείς ασβεστόλιθοι, 4: μαργαϊκοί ασβεστόλιθοι, 5: κροκαλο - λατυποπαγή της βάσης, 6: οφειόλιθοι και συνοδά πελαγικά ιζήματα, 7 - 9: πετρώματα των δύο ανθρακικών καλυμμάτων Τριαδικού - Ιουρασικού, 7: κρυσταλλικοί ασβεστόλιθοι και μάρμαρα, 8: δολομίτες, 9: σιπολίνες, 10 - 14: πετρώματα της μετακλαστικής σειράς Περμίου - Κάτω Τριαδικού, 10: μετα - πελίτες, φυλλίτες, 11: χαλαζιακά μετα - κροκαλοπαγή, 12: μετα - ψαμμίτες, μετα - αρκόζες, 13: φακοί ασβεστολίθων, 14: μετα - ρυόλιθοι, μετα - τόφφοι, 15: γνευσιωμένοι γρανίτες Άνω Λιθανθρακοφόρου, 16 - 20: πετρώματα του κρυσταλλοσχιστώδους υποβάθρου Παλαιοζωικής ή και προ - Κάμβριας ηλικίας, 16: σχιστόλιθοι (χλωριτικοί, μαρμαρυγικοί, αμφιβολιτικοί, επιδοιτικοί), 17: διμαρμαρυγικοί - γρανιτοειδείς σχιστόλιθοι, 18: αμφιβολίτες, 19: γνεύσιοι, 20: οφθαλμογνεύσιοι.

ΣΥΝΟΠΤΙΚΗ ΛΙΘΟΣΤΡΩΜΑΤΟΓΡΑΦΙΚΗ ΣΤΗΛΗ ΤΗΣ ΥΠΟΛΕΚΑΝΗΣ ΚΟΖΑΝΗΣ - ΣΕΡΒΙΩΝ



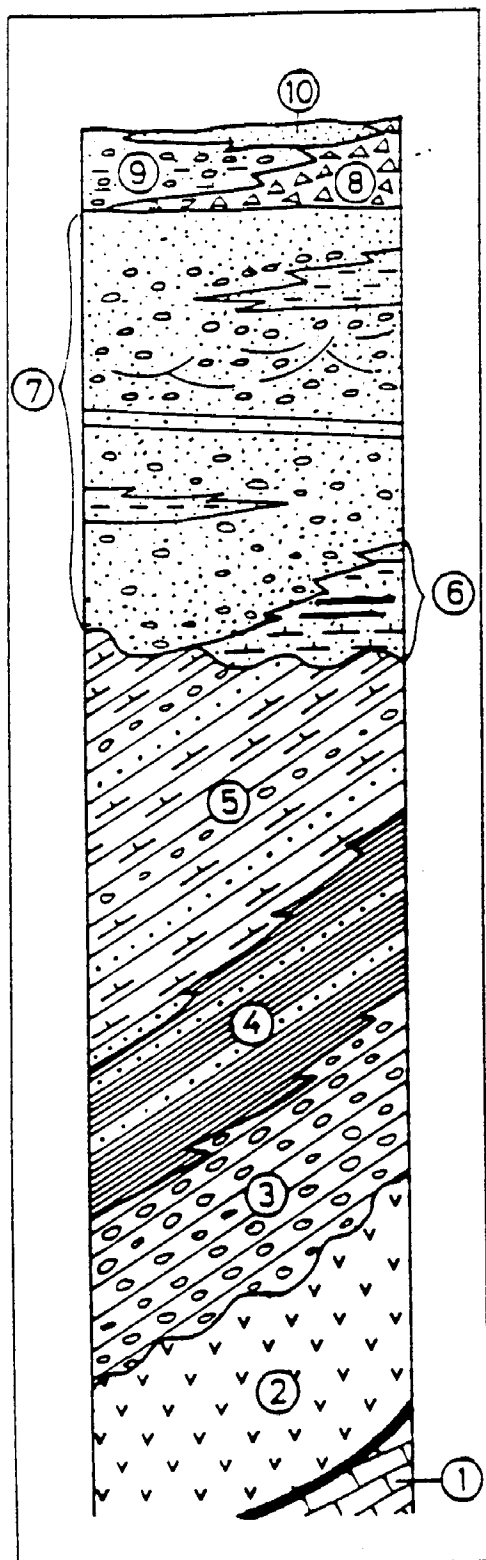
9. Αλλουβιακές και πρόσφατες ποτάμιες αποθέσεις
8. Κώνοι κορημάτων και αλλουβιακά ριπίδια, Ολόκαινο
7. Χερσαίες αποθέσεις-ερυθροχώματα
6. Αποθέσεις παλαιών ποτάμιων αναβαθμιδών, Πλειστόκαινο
5. Λιμναίες αποθέσεις:
Ασβεστόμαργες, μάργες, άμμοι, Πλειόκαινου-Πλειστόκαινου

Αλπικοί Σχηματισμοί

4. Φλύσχης Πελαγονικής, Μαιστρίχτιο.
3. Ασβεστόλιθοι Ιουρασικού-Κρητιδικού.
2. Οφιόλιθοι Τριαδικού-Ιουρασικού.
1. Ασβεστόλιθοι Τριαδικού-Ιουρασικού

- Τεκτονική επαφή
- ~ Ασυμφωνία
- ⚡ Πλευρική μετάβαση
- ⊙ Ασπόνδυλα
- ✱ Τρηματοφόρα

ΣΥΝΟΠΤΙΚΗ ΛΙΘΟΣΤΡΩΜΑΤΟΓΡΑΦΙΚΗ ΣΤΗΛΗ ΤΗΣ ΛΕΚΑΝΗΣ ΓΡΕΒΕΝΩΝ



10. Αλλουβιακές και πρόσφατες ποτάμιες αποθέσεις.
9. Αποθέσεις παλαιών ποτάμιων αναβαθμιδων, Ολόκαινο
8. Κώνοι κορημάτων και αλλουβιακά ριπίδια, Ολόκαινο.
7. Ποταμοχειμάρριες αποθέσεις Πλειοκαίνου-Πλειστοκαίνου.
6. Ενότητα Καρπερού - Δεσκάτης: λιμναίες αποθέσεις (Πλειόκαινο)

Μολασσικές αποθέσεις Σχηματισμού Τσοτυλίου, Μειόκαινο

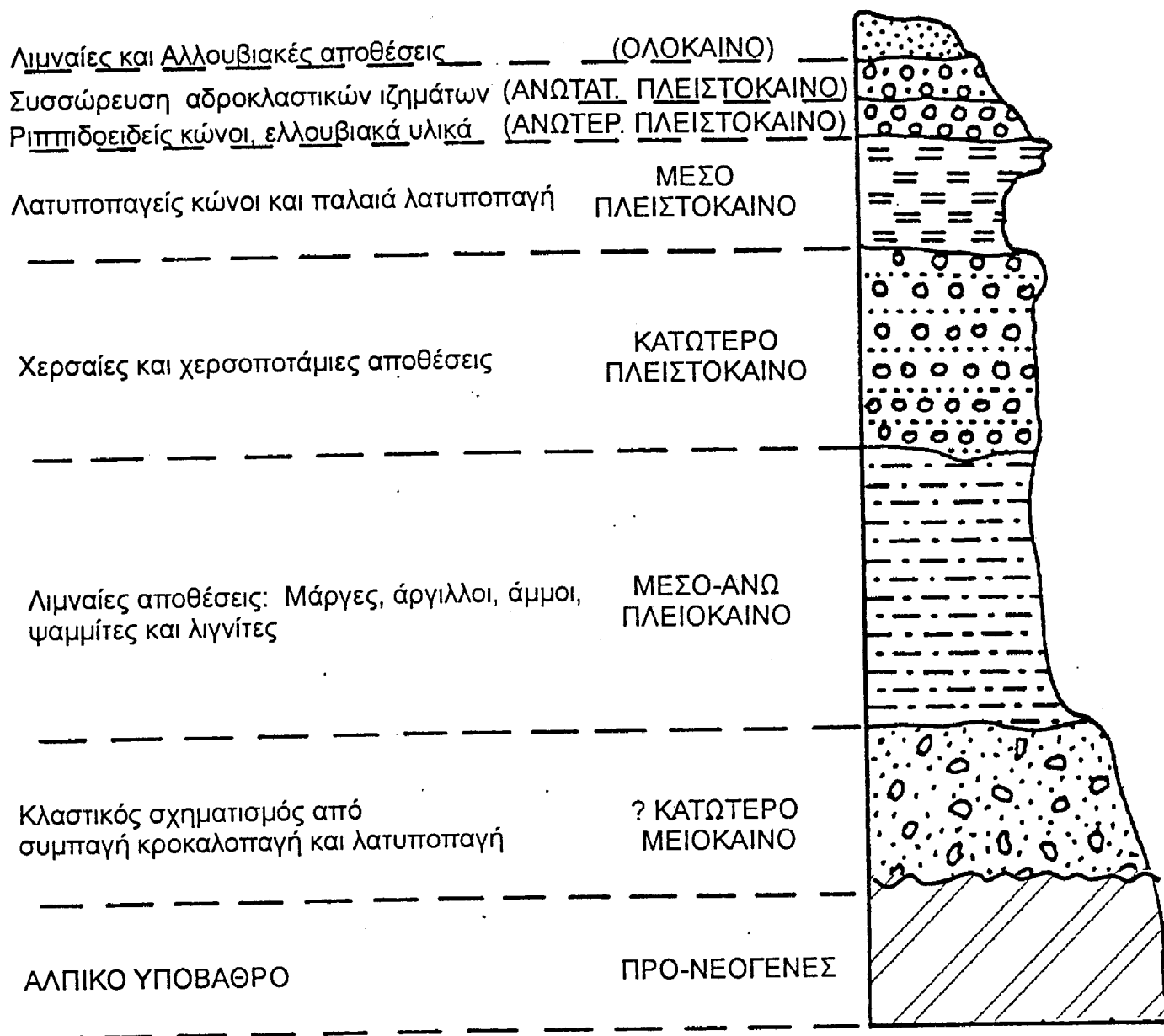
5. Εναλλαγές μαργών, ψαμμιτών, κροκαλοπαγών
4. Κυανοί πηλίτες-ιλυόλιθοι
3. Συνεκτικά κροκαλοπαγή βάσης

Αλπικοί σχηματισμοί

2. Οφιόλιθοι Τριαδικού-Ιουρασικού
1. Ασβεστόλιθοι Τριαδικού-Ιουρασικού

- Τεκτονική επαφή
 Ασυμφωνία
 Πλευρική μετάβαση

ΣΥΝΟΠΤΙΚΗ ΛΙΘΟΣΤΡΩΜΑΤΟΓΡΑΦΙΚΗ ΣΤΗΛΗ ΤΗΣ ΥΠΟΛΕΚΑΝΗΣ ΑΓ. ΔΗΜΗΤΡΙΟΥ



ΠΑΡΑΡΤΗΜΑ ΙΙ

Γεωλογικές τομές

(βλ. ιδ. αίτηρο σχέδιο)

NEOTECTONIC MAP OF GREECE**SCALE 1:100.000****SHEET: KOZANI**

CONTENTS

1. INTRODUCTION	76
2. STRUCTURAL GEOLOGY AND GEOMORPHOLOGY OF THE AREA.....	78
2.1. ALPINE AND PRE-ALPINE ROCKS OF THE BASEMENT	78
2.2. POST-ALPINE SEDIMENTS	80
2.2.1. <i>Molasse-type sediments of the Meso-Hellenic Trough</i>	80
2.2.2. <i>Miocene sediments in the SW foothills of the Vermio Mountain</i>	80
2.2.3. <i>Pliocene and Quaternary Deposits</i>	81
3. NEOTECTONICS, SEISMOTECTONICS AND DESCRIPTION OF THE MAJOR FAULTS	84
3.1. NEOTECTONICS AND ACTIVE TECTONICS OF THE AREA	84
3.2. FAULTING OF THE AREA	85
3.3. DESCRIPTION OF THE MAJOR FAULTS OF THE AREA	87
4. SEISMICITY OF THE AREA	96

1. INTRODUCTION

The neotectonic sheet of "KOZANI" (scale 1:100.000) refers to an area, which is situated in the Western Macedonia and consists of a large part of the Prefecture of Kozani, as well as a part of the Prefecture of Grevena. The geographical coordinates of the map's area are:

- a) North 41°00' East 23°30', b) North 41°00' East 24°00'
 c) North 40°30' East 23°30' d) North 40°30' East 24°00'

The main aim of the field work in the area, was the detection, mapping and description of faults, providing a better view of the seismic hazard in the broader area. Thus, the research group focused on the fault study, dividing faults according to the international standards into seismic, active, probable active and inactive faults.

The study of faults was carried out through a detailed field research, along with the use of air photos (scale 1:33.000 and 1:20.000) and satellite images in an attempt to localize the main tectonic structures of the area.

According to the international standards, faults are distinguished based on the following descriptions:

1. **Seismic faults** are those that have been definitely connected with particular earthquakes. If there is no evidence for this connection the fault is simply characterized as an Active fault and not as a Seismic one.
2. **Active faults** are those that have been activated since Late Pleistocene.
3. **Probable Active** faults are those that were active from Late Pliocene to Late Pleistocene.
4. **Inactive faults** are those that have not presented any slip activation later than Early Pliocene.

The above fault descriptions were characterized using the following field-tested criteria:

1. The existence of fresh and recent fault slickensides
2. The possible connection between the faults and the epicenters of small earthquakes forming a well defined geometry.
3. The linear development of several thermal springs along faults

4. The prolongation of a fault in another certain active fault
5. Specific geomorphologic criteria related to faults such as triangular facets, recent tectonic terraces, fault (line) scarps, linear and/or hanging valleys, river captures and diversification, areas with intense erosion etc.

The research group has focused on the major faults of the area (those of important length and slip). Among them, the most important fault is the "tectonic line of Aliakmon River", which forms an active fault zone of a total length over 70 km that extends to the central part of Macedonia. One segment of the Aliakmon fault zone is responsible for the earthquake of 13 May 1995 ($M=6.5$) in this area.

In order to avoid a probable confusion, only the last slip-movement of the fault slickenside is presented on the map and no the previous ones which are not significant for the seismic hazard.

The "Neotectonic Map of KOZANI" was carried out by the research group of the Geological Department at the Aristotle University of Thessaloniki with Scientific Responsible the Professor of Structural Geology Demosthenis Mountrakis.

2. STRUCTURAL GEOLOGY AND GEOMORPHOLOGY OF THE AREA

The area of "KOZANI" sheet is situated in Western Macedonia and occupies the western margin of the Pelagonian geotectonic zone towards the Subpelagonian zone (Brunn, 1956; Mountrakis, 1983, 1986). Three main lithological groups can be distinguished in the broader region: the Pelagonian Alpine and pre-Alpine rocks, the molasse-type sediments of the Meso-Hellenic Trough and the Neogene and Quaternary continental deposits.

The geomorphology of the area is mainly characterized from:

- A main mountain range chain in a NW-SE orientation in the central part of the map, formed by Askio (Siniatsiko) Mountain (2111m) and Vourinos Mountain (1868m) in South.
- Parts of Vermio Mountain which are situated in the eastern part of "KOZANI" sheet and they present the same NW-SE orientation.
- Parts of Kamvounia Mountain in the SE part of the sheet.
- A hilly landscape located in the NW part of the sheet that is covered by molassic sediments of the Meso-Hellenic Trough.
- A Neogene-Quaternary basin which lies between the main mountain ranges of the area (Askio-Vourinos and Vermio) and constitutes the southern part of the major Florina-Amintaio-Ptolemaida-Kozani Basin trending NW-SE.
- The Neogene-Quaternary Servia-Kozani Basin which lies between Vourinos Mountain, Vermio Mountain and Kamvounia Mountain. Aliakmon River flows through this basin.

The mountain ranges of this area consist of Alpine and pre-Alpine rocks of the Pelagonian zone, as well as of rocks of the Subpelagonian and Axios zones which constitute the basement of the area. In hilly regions and basins the Alpine and pre-Alpine basement are unconformably covered by the post-Alpine molassic sediments and Neogene-Quaternary lacustrine-continental deposits.

The main geological units exposed in the area are the following:

2.1. ALPINE AND PRE-ALPINE ROCKS OF THE BASEMENT

1. The crystalline rocks of the Pelagonian zone, representing the sialic basement of

Pre-Alpine age, composed of polyphase deformed and metamorphosed rocks, e.g. orthogneisses, augen-gneisses, amphibolites two-mica schists, amphibolitic schists, and mylonites. These rocks have been metamorphosed in the amphibolite facies during Paleozoic. Large masses of granites intruded the Pelagonian crystalline basement during the Upper Carboniferous (~300 My, Mountrakis 1984). A Late Jurassic – Early Cretaceous metamorphism of greenschist facies, has affected these granites. In this neotectonic map the metamorphic rocks of the Paleozoic basement have been mapped in the **Pz,gn-sch** map unit, whereas the granitic bodies in the **Pz,v** one.

2. **The Metaclastic sequence of Permian age**, occupies the western Pelagonian margin and consists of meta-arkoses, fine-grained metapelites, phyllites, coarse-grained metasediments, quartzose conglomerates, lenses of recrystallized arenaceous limestones, coarse limestone breccias, and calc-schists interbedded with andesites, tuffs, basic, and rhyolitic dykes (Mountrakis 1983, 1984). The metaclastic sequence has a thickness of almost 200m, and it is of Late Permian – Early Anisian age (Permian – Early Triassic). It is mapped in the **Pz-Ti,sch** map unit.
3. **The Mesozoic carbonate sequences of the Pelagonian margins**, were deposited on both the western and eastern margin of the Pelagonian zone during the Triassic – Jurassic. The neritic carbonate rocks of the western Pelagonian margin display a thickness of 600-800m and consist mainly of crystalline limestones deposited on the Upper Paleozoic metaclastics. Westward this carbonate sequence passes transitionally into deeper water sandstones, pelites, fine-grained limestones and siltstones, which represented facies transitional to those of the Subpelagonian zone. The Late Jurassic – Early Cretaceous metamorphism of greenschist facies affected the carbonate sequences as well. The Mesozoic carbonate rocks have been mapped in the **Mz,k+d** map unit.
4. **The ophiolites and deep-sea sediments**. An allochthonous ophiolitic complex of basic and ultrabasic rocks associated with deep-sea sediments, thrust on the Pelagonian Mesozoic carbonate rocks, forming the Vourinos ophiolitic complex. The ophiolites have been mapped in the **Mz,o** map unit, and the deep sea sediments in the **J₁,sh** one.
5. **The transgressive sediments of Middle-Late Cretaceous age**, have been deposited transgressively on the above geological units and consist mainly of carbonate

conglomerates, and limestones. They are succeeded by flysch-type sediments. The carbonate conglomerates and limestones are included in the **Mz,k+d**, map unit while the flysch-type sediments are mapped in the **C₁f** map unit.

6. **The nappe of Vermio.** It is a tectonic nappe of carbonate conglomerates and limestones of Early Cretaceous age, which is mainly observed in the SW endings of Vermio Mountain (NE part of the map), as well as in the area of Vatera and Argylos villages in the SW of Kozani, where it thrusts on the Middle-Late Cretaceous transgressive sediments of the Pelagonian zone. The nappe of Vermio is included in the **Mz,k+d** map unit.

2.2. POST-ALPINE SEDIMENTS

2.2.1. Molasse-type sediments of the Meso-Hellenic Trough

The Meso-Hellenic Trough, is an extensive NNW-SSE trending basin, which was developed, parallel to the Hellenic orogenic fabric and was filled out with molasse-type sediments during Oligocene – Miocene times. The characteristic dipping of these sediments with low-angles towards NE suggests the remarkable asymmetric development of the Meso-Hellenic Trough.

Five molassic formations have been discriminated, the two younger of which cover extensively the southwestern part of the mapped area of the Kozani sheet. They are Pentalophos and Tsotyliion formations. The molasse-type sediments have been mapped in the **M, c-st** map unit.

The Pentalophos formation consists of conglomerates passing upwards into alternations of sandstones and clays, sandy marls and conglomerates of Early Miocene age (Aquitania). Its total thickness is up to 3000m in several sites of the Meso-Hellenic Trough.

The Tsotyliion formation consists of cohesive ophiolitic conglomerates alternating with sandstones and marls and its thickness varies from 200 to more than 1000m.

2.2.2. Miocene sediments in the SW foothills of the Vermio Mountain

They consist of cohesive breccias and conglomerates, which derived from the crystalline and Mesozoic carbonate rocks exposed in the area. They constitute a clastic formation, which is of the same age as the molassic sediments. In this map, these Miocene

sediments are mapped in the **M,c-br** map unit.

2.2.3. Pliocene and Quaternary Deposits.

Three major basins with Pliocene and Quaternary deposits are distinguished in the area of the "KOZANI" sheet:

1. The Ag.Dimitrios Basin located in the NE part of the map. This basin is the extension towards the SE of the Ptolemais Basin.
2. The Kozani-Servia Basin located in the SE part of the map.
3. The Grevena Basin.

The thickness of the sediments in the central part of both the Ag. Dimitrios and Kozani-Servia basins, is over 700m.

1. Ag.Dimitrios (Ptolemais) Basin

The basin of Ag. Dimitrios is the southeastern extension of the large Ptolemais Basin and has been filled up by Pliocene sediments which are almost totally covered by Quaternary deposits. However, there are a few outcrops of Middle Upper Pliocene sediments, which are included in the **Plm-s,lk** map unit. These sediments, according to Anastopoulos & Koukouzas, 1972; Koukouzas et al, 1979, 1981, belong to the "Ptolemais Formation"; consisting of alternations of marls, clays, sandstones, and lignites.

The Quaternary deposits of Ag.Dimitrios Basin are distinguished into the following map units:

Pti,co: Terrestrial and fluvio-terrestrial deposits including: a, the "Proastion" polymictic fluvial conglomerates of large thickness (Lower Villafranchian), b, red clays and gravels and c, red clays and breccia (Upper Villafranchian Lower Pleistocene).

Ptm,sc: Brecciated talus cones and old breccia with a characteristic formation of red clays and debris of carbonate rocks. (Middle Pleistocene).

Pts1,sc: Talus cones and eluvial fields with slightly cohesive materials in the foothills. (Upper Pleistocene).

Pts2,sc: Accumulation of various types of coarse-grained sediments, covering the carbonate rocks of the mountain slopes. (Uppermost Pleistocene).

H,cs-sc: Recent talus cones and scree.

H, lk: Lacustrine deposits: Clays, sandy and calcareous clays, partly humic at places with

plant remnants and mollusk fragments.

H, al: Alluvial deposits: Recent deposits, eluvial mantle and scree. Sands, clays, gravels and accumulations mainly in the river beds.

2. Kozani-Servia Basin

The sediments of the Kozani-Servia Basin are mainly lacustrine deposits and they lie unconformably on the Pre-Alpine and Alpine bedrock. They are of Pliocene age and in this map they are included in the **P_{lm-s}** map unit. These sediments can be distinguished in three horizons:

- a. **The lower horizon**, with ophiolitic conglomerates and red clays passing upwards into sand and lightly colored marls.
- b. **The middle horizon**, with fine-grained and biochemical sediments such as clays, white marls and thin intercalations of lignites.
- c. **The upper horizon**, with alternations of white marls and thin intercalations of marly limestones.

The Quaternary deposits of the Kozani-Servia basin are distinguished into the following map units:

P_{ti,co}: Terrestrial and fluvio-terrestrial deposits (Lower Pleistocene). They include: a. conglomerates of Proastion (polymictic fluvial conglomerates of large thickness) (Lower Villafranchian), b. red clays and gravels and c. red clays and breccia (Upper Villafranchian).

P_{tm,sc}: Brecciated talus cones and old breccia with a characteristic formation of red clays and debris of carbonate rocks. (Middle Pleistocene).

P_{ts1,sc}: Talus cones and eluvial fields with slightly cohesive materials in the foothills. (Upper Pleistocene).

P_{ts2,sc}: Accumulation of various types of coarse-grained sediments, covering the carbonate rocks of the mountain slopes. (Uppermost Pleistocene).

H,cs-sc: Recent talus cones and scree.

H, co: Terrestrial deposits: a. terra rossa, calcareous debris, b. river terraces of Aliakmonas River (sands, sandy gravels, sandy clays and gravels), c. deposits forming a clastic covering mantle of calcareous pebbles that pass upwards to calcitic reddish muds.

H. al: Alluvial deposits: Recent deposits, elluvial mantle and scree. Sands, clays, gravels and accumulations mainly in the river beds.

3. Grevena Basin

In the Grevena Basin, alpine rocks and molassic sediments are covered unconformably by Pliocene and Quaternary sediments. There are a few Pliocene lacustrine deposits, such as marls, clays, sands and yellow to white sandstones, which are included in the **Plm-s, lk** map unit. During the Upper Pliocene-Pleistocene, these deposits passed up to fluvial-lacustrine and fluvio-torrential deposits, and they mapped in the Pls-Pt co. map unit. They mainly consist of loose conglomerates, bluish-greenish clays, yellow-red clays, conglomerates, sandstones, sands and redsoils.

The Quaternary deposits of the Grevena Basin are distinguished into the following map units:

H.cs-sc: Recent talus cones and scree.

H. co: Terrestrial deposits: a. terra rossa, calcareous debris, b. river terraces of Aliakmonas River (sands, sandy gravels, sandy clays and gravels), c. clastic deposits mainly consisting of calcareous pebbles that pass upwards to calcitic reddish muds.

H. al: Alluvial deposits: Recent deposits, elluvial mantle and scree. Sands, clays, gravels and accumulations mainly in the river beds.

3. NEOTECTONICS, SEISMOTECTONICS AND DESCRIPTION OF THE MAJOR FAULTS

3.1. NEOTECTONICS AND ACTIVE TECTONICS OF THE AREA

The Greek territory lies close to and dominated by the convergent boundary in between the Eurasian and Africa plate. Collision processes in the area of Albania and Adriatic-Ionian Sea and the subduction of the African plate underneath the Eurasian plate at the part from the Ionian Islands southwards to Crete and further east to Rhodes Island characterize this convergent boundary. Due to this subduction a well-established active Beniof zone and a volcanic arc since the Middle-Late Miocene, have been recognized along the well known Hellenic Arc.

Because of this convergence the Greek mainland reveals an intense neotectonic deformation associated with the formation and reactivation of large active faults, the formation of many fault-bounded basins filled up with Neogene and Quaternary sediments and the intense seismic activity.

In this framework the area of Macedonia is considered as an area of back-arc (intracontinental) deformation directly connected to the aforementioned convergence in between the Eurasia and Africa plate. However, the Western Macedonia area before the devastating earthquake of the 13 May 1995, was thought as an area of low seismic activity in comparison to the other regions of the Greek mainland.

The neotectonic deformation of the Western Macedonia is dominated by an extensional stress regime since Late Miocene with the tensional orientations trending NE-SW during Pliocene and NNW-SSE during Quaternary (Pavlidis, 1995; Pavlidis & Mountrakis, 1987). The NE-SW extensional stress field activated the NNW-SSE normal faults and led to the formation of many fault-bounded basins e.g. the Ptolemais basin belonging to the large Florina-Amynteon-Ptolemais-Kozani basin. The NNW-SSE extensional stress field activated mostly the ENE-WSW trending normal faults. The NNW-SSE tensional orientation of the recent stress field in Western Macedonia deviates from the N-S tensional orientation which is the generally recognized in the Greek mainland. This deviation has been interpreted as the result of the differentiation of the already existed tectonic fabric (i.e. the dominant presence of close-spaced large faults trending NE-SW to ENE-WSW) and the deformation rate (Tranos, 1998; Tranos &

Mountrakis, 1998).

Previous deformation according to Mountrakis et al. (1992) refers to an extensive extensional deformational phase with NE-SW tensional orientation in Early Oligocene times forming mostly NNW-SSE trending detachment faults and two successive compressional events associated with reverse and strike-slip faults that took place during the Middle-Late Miocene with maximum stress axis trended ENE-WSW and NNE-SSW respectively.

3.2. FAULTING OF THE AREA

From the neotectonic mapping of the "KOZANI" sheet derives that the faulting of the wider area is fairly complicated. Based on their orientation and tectonic activity, these faults can be distinguished into three groups:

1. NE-SW trending faults
2. NNW-SSE trending faults
3. E-W to ENE-WSW trending faults

Most of these faults have been activated since Miocene, while some of them remain active faults.

The most important fault of the area is the 70km-long Aliakmonas fault zone that follows the ENE-WSE orientation of the Aliakmonas River and extends easterly up to Thessaloniki-Veria basin (Central Macedonia). It is well observable on the satellite images as a long continuous photolineament. The Aliakmonas fault zone is characterized by an intense neotectonic activity. As a result the fault has cut across both the Vourinos and the Vermio mountain range.

NE-SW trending faults

NE-SW trending faults are mainly observed in the basement. They present synthetic and antithetic conjugate surfaces, steeply inclined and in some cases even vertical.

NE-SW trending faults are pre-existing strike-slip faults that have been reactivated as normal, oblique-normal faults under the active extensional N-S stress field.

These faults seem to abut or be cut by NNW-SSE faults. NE-SW trending faults present a more complicated geometry than those of E-W to ENE-WSW strike. The following structures have been observed:

1. Horse tail geometry, having as main fault one of NE-SW strike and as secondary those of ENE-WSW to E-W strike. The last ones become gradually connected by low intermediate linkage angle and unified kinematic function mainly by the NE-SW trending segments or faults.
2. Pictures of "fan" development, in which faults of E-W and ENE-WSW strike gradually terminated on faults of NE-SW strike.
3. NE-SW trending faults cut by faults of E-W strike.

NE-SW trending faults are observed in the neogene sediments and recent Quaternary sediments as well. However, their presence in these sediments is due to selective recent reactivation of basement's NE-SW trending faults under the active NNW-SSE extensional stress field.

NNW-SSE trending faults

This group includes faults of NW-SE to N-S strike. The flow of Aliakmonas River through the molassic sediments in a NNW-SSE direction (as it appears in the west part of the map), is probably due to these faults.

The NNW-SSE faults reveal medium to high dip angles either towards ENE or WSW. These faults are younger than NE-SW trending strike-slip faults because they cut the later. On the other hand, NNW-SSE trending faults appear to be cut by E-W to ENE-WSW trending faults, except in cases in which older NE-SW trending faults have been reactivated as normal.

The NNW-SSE faults bear a variety of tectonic striations, which mostly define oblique-normal and normal re-activations. Only some of them indicate mainly dextral oblique-normal movements, while the majority of them indicate sinistral oblique-normal movements. The last ones define an extensional NE-SW stress field. This extensional phase took place during Late Miocene-Pliocene. Thus the NNW-SSE trending faults can be considered as less favorable to slip under the active stress field.

The above differentiation of the tectonic striations is attributed to a local disturbance of the stress field.

E-W to ENE-WSW trending faults

The E-W to ENE-WSW trending faults are the most active ones under the recent

stress field. Moreover, these are the faults which are mainly observed to affect the Neogene and Quaternary sediments, in comparison to faults of other trends, whose presence in the sediments is rather rare.

The close relationship between these faults and the morphology of the area, is an additional evidence of their recent activation. They produced successive stepped degradation to the morphology, even corridors in an E-W to ENE-WSW orientation across the mountain ranges, which are filled by Plio-Pleistocene sediments.

During the earthquake of 13 May 1995, ground ruptures were formed along most of the ENE-WSW faults. Thus, these faults are regarded as active faults, and they were activated even secondary, during the recent seismic activity, because their ENE-WSW orientation favours their re-activation under the active stress field.

The ENE-WSW trending faults display horizontal tectonic striations, with sinistral sense of movement. In many cases, a younger sinistral normal-oblique movement was observed and indicates the reactivation of these faults under the recent stress field.

Field data indicate that the faults of ENE-WSW to E-W strike, are either the neo-formed structures in the area, or they are preexisted faults which have been reactivated under the recent stress field.

3.3. DESCRIPTION OF THE MAJOR FAULTS OF THE AREA

1. Rymnio-Palaeochori-Sarakina-Kentro Seismic fault

The Palaeochori-Sarakina-Kentro fault constitutes the seismic fault segment of the Aliakmonas fault zone, which was activated on 13 May 1995 generating the earthquake of Kozani-Grevena ($M=6.6$).

The Rymnio-Palaeochori-Sarakina-Kentro seismic fault is an ENE-WSW ($N60^{\circ}-70^{\circ}$) trending fault, steeply inclined to the NW, with displacement of its NNW block. However, the distribution of the focuses of the recent seismic sequence, indicates that the dip angle of the fault surface becomes gradually lower by depth (about $30^{\circ}-35^{\circ}$ to the NNW) so that it is characterized as listric fault.

The total length of the seismic fault is 30km and it passes through the villages of Rymnio, Palaeochori, Sarakina, Kentro, Nisi, affecting the ophiolites, the molassic sediments, the Late Pliocene-Pleistocene deposits.

The seismic ruptures of the recent earthquake follow closely the orientation of this

fault, which forms impressive tectonic slopes in the molassic sediments and the Plio-Pleistocene deposits. Especially in the area of Rymnio village, the fault reveals its oldest scarp in the Mesozoic limestones and gneisses and its youngest parallel scarps in the Pliocene-Quaternary sediments of the basin of Kozani-Servia. From the Rymnio to the Palaeochori village, the fault affects the Vourinos ophiolitic complex, where it doesn't constitute a unique tectonic line, but a group of parallel ruptures. From the Palaeochori towards the SW, to the villages of Nisi and Kentro, it affects the molassic sediments (Tsotyliion formation) of the Mesohellenic Trough and the Late Pliocene-Pleistocene fluvio-torrential deposits of the Grevena basin.

2. Servia-Velvendos Active fault

The active fault of Servia-Velvendos is another fault segment of the km long Aliakmon fault zone consisting the eastern extension of the Rymnio-Palaeochori-Sarakina-Kentro seismic fault segment. It is observed between the villages of Rymnio and Servia, and it's possibly prolonged NE to the villages of Platanorema and Velventos.

The Servia-Velvendos fault has the same ENE-WSW orientation ($N60^{\circ}$) as the whole Aliakmon tectonic zone, dip 60° - 80° NNW and total length of about 24km. It's located in the southern part of the artificial lake of Polyfytos, in the part in between the villages of Rimnio and Servia, where it affects the Mesozoic limestones of the Pelagonian zone forming impressive scarps of about 200m high.

The neotectonic activity of this fault is typical of a normal fault and generated the trough-basin, which today is covered by the lake of Polyfytos. Its slickenside, formed in the limestones right above the town of Servia, is of special interest because it displays the repeated activities of the fault. There is also a very recent (Holocene) slickenside on red color scree material. An impressively polished carbonate crust of 2-3cm thickness was produced on this new slickenside. This material has been produced during Holocene reactivations of the fault and covered the previous neotectonic slickenside on the Mesozoic limestones.

However, the fault of Servia-Velvendos hasn't been activated during the recent earthquake in the region of Kozani-Grevena, and thus is characterized as an active and not as a seismic fault.

3. Varis-Chromio Seismic fault

It is a dextral strike-slip fault of the basement, located in the corridor of the Vourinos ophiolites with an E-W direction. It has been detected by geophysical research and can only be observed in a few quarries in the area, because it is completely covered by the Quaternary deposits, which have not been affected by that. Small strike-slip faults of the same zone cut all of the ophiolitic terrain and offset chrome ore bodies, particularly close to the covered main strike-slip fault. Although there is no evidence of the neotectonic reactivation of the fault, during the devastating earthquake many non-continuous in line fractures of 100-500 m have been observed along the Varis-Chromio fault suggesting that the fault is a seismic one.

4. Felli Seismic fault

It is a very important antithetic fault, in the valley of Aliakmon river near the village of Felli. It is a neotectonic fault, trending ENE-WSW and dipping 80° - 85° SSE, with previous strike-slip activity. It was reactivated as a normal antithetic fault during the May – June 1995 seismic sequence and produced displacement of about 15cm and heaves 1-8cm in the well consolidated molassic conglomerates.

5. Pontini-Pilori active fault

Another important tectonic lineament constitutes the E-W trending Pontini-Pilori, fault which has been detected from the satellite images and air photos and later was confirmed in the field. It passes through the villages of Pontini and Pilori, the "Paliopiloro Stream", which is formed along the fault, and towards the east interrupts the continuation of Vourinos Mountain. The fault seems to be responsible for the corridor's filling by molassic sediments of the Tsotyliion formation, indicating that E-W faults were formerly present in the basement.

The Pontini-Pilori fault is regarded as active one whereas in its western part, surface ruptures have been observed, proofing that this part has been secondary activated during the recent seismic activity.

6. Asbestopetra Active fault

This fault is located in the south of Asbestopetra village, trending ENE-WSW and

dipping to the NNW. It's the marginal fault of Ptolemais basin and defines the contact between the Triassic-Jurassic carbonate rocks of the Pelagonian zone in the south and Neogene and Quaternary sediments of the Ptolemais basin in the north.

The geometric elements of the Asbestopetra fault are: $F \sim 345^\circ/80^\circ$ pitch $\sim 80^\circ E$ to $85^\circ NW$. There is also an older dextral strike-slip movement (pitch $20^\circ E$ to $20^\circ W$), which is due to an earlier fault's activation.

The length of Asbestopetra fault is almost 7km, but it's possibly prolonged towards E into the basin's sediments.

7. Proastio Active faults

In the wider area of the Proastio village many normal faults of NE-SW strike and dip to the NW have been observed.

The faults of Proastio are located in the prolongation towards the south of the Komnina fault zone. The last one is the marginal fault of the Komina basin having NE-SW strike ($N 40^\circ-60^\circ$), dip towards the NW and a total length of 18km.

The faults of Proastio have been activated, after Early Pleistocene, and control the development of the Quaternary sediments in this area as well as the division between Ptolemais basin and the basin of Ag. Dimitrios. Because of their recent tectonic activity, these faults are regarded as active faults.

If these faults consist the continuation of the rupture zone of Komnina, towards SW then the total length of this fault zone would be almost 30km, indicating that this is a very big active fault zone of the area.

8. Siatista-Kozani corridor fault zone

This is a km-long ENE-WSW fault zone that coincides to the Kozani-Siatista longitudinal narrow corridor separating the Askion Mt. at the N from the Vourinos Mt at the S.

The fault zone is not defined as a unique continuous fault zone, but it is established from the many smaller non-continuous faults that are align it. A possible explanation for this view could be ascribed to the ratio in between the low deformation rate of the faults (long-time reactivation period of these faults) and the high erosion rate of the area.

The length of the zone is about 28 km in between the Siatista and the Drepano

villages. Furthermore, if one considers that it possibly extends easterly and joins the Koilada-Kremasti-Kapnochori marginal fault, although there is no such evidence, then the composite fault zone becomes analogous to the Aliakmonas fault zone.

The Siatista-Kozani corridor fault zone presents similar ENE-WSW trend with that of the active and seismic faults of the Western Macedonia and it is filled up only with Quaternary deposits. It also presents kinematics and dynamic compatibility with the contemporary NNW-SSE active stress field. Because of these reasons the Siatista-Kozani corridor fault zone is fairly characterized as possible active fault zone analogous to the large active faults of the Western Macedonia and with similar potential seismic hazard.

9. Ligeri Fault

It is a NE-SW to NNE-SSW trending normal fault, dipping towards SE at high angles. In combination with other parallel synthetic and antithetic faults, forms a fault zone which causes a narrow tectonic graben. This graben is filled out by Quaternary sediments thus indicating that fault has been recently activated.

The observed fault slickensides display bear slickenlines that correspond at least to two movements of this fault:

- a. a sinistral strike-slip movement (F: 110° - 150° / 75° - 80° pt1: 30° NE to 5° SW),
- b. a normal movement (F: 110° - 150° / 75° - 80° pt2: 70° - 80° NE).

The later one is younger and it dynamically corresponds to the NNW-SSE trending active stress field of the wider area.

Other structures observed near Ligeri fault are:

1. Minor faults trending NNW-SS, which display dextral strike-slip movements, (F: 70° - 100° / 80° pt 10° - 20° N).
2. NNE-SSW antithetic faults.

Ligeri fault is regarded as possibly active, because of its orientation and compatibility to the active stress field. Its length is almost 7.5km and it is possibly a fault branch of the Siatista-Kozani corridor fault zone.

10. Ag.Dimitrios southern marginal fault zone (Kilada-Kramasti-Kapnochori fault zone)

This fault zone constitutes the southern marginal fault of the coal-bearing Ag.

Dimitrios basin. It is composed of an array of sub-parallel in line faults that strike in general E-W and dip towards N at high angles. Pleistocene scree and Holocene deposits have been formed along the fault zone and even more they cover a large part of it.

Fault slickensides measured along this fault zone bear slickenlines corresponding to a previous right-lateral strike-slip movement and a later left-lateral oblique-normal to normal movement. The later normal movement of the fault zone is dynamically compatible to the contemporary NNW-SSE stress field of the area.

Clues about the recent activity of the Koilada-Kremasti-Kapnochori fault zone have not been directly observed. However, the fact that the attitude of the fault zone favors its reactivation under the contemporary active stress field and indeed its latest movement was compatible with this stress field, permit us to characterize this fault zone as a possible active one. The length of the fault zone is up to 17 km.

11. Possible active Kozani fault

This fault is a significant neotectonic fault, because it runs across the city of Kozani. More precisely, at the western edge of Kozani the fault has been observed as an ENE-WSW trending normal fault dipping towards SSE at high angles and affecting the Middle-Upper Cretaceous carbonate rocks, the ophiolites and the Triassic-Jurassic marbles.

The downthrown part of the fault is mostly covered by the Uppermost Pleistocene deposits that the later were formed to bound against the fault trace.

The fault having a length of about 2.5 km reveals at least two movements: (a) a right-lateral strike-slip movement and (b) a later formed left-lateral oblique-normal one, which is dynamically compatible to the recent NNW-SSE stress field.

The fault has been characterized as an active one, because it presents a geometric, kinematic and dynamic compatibility with the NNW-SSE active stress field, fresh slickensides, and along the formed fault scarps it affects the Uppermost Pleistocene scree deposits.

12. Inoi fault system

This 3 km - long fault system comprises an array of (sub) parallel NE-SW to ENE-WSW trending faults, the majority of which dips towards SSE at high angles. These

faults along with the antithetic ones form several longitudinal fault grabens, which are filled out with Pleistocene sediments and they generally form an array of step-forming successive steep fault scarps towards SSE.

The NE-SW to ENE-WSW normal faults cut the Triassic-Jurassic marbles of the Pelagonian zone and they probably extend westwards within the Middle - Upper Pliocene lacustrine sediments of the Kozani-Servia basin (area of Krokos-Ano Komi villages) with the same geometry.

The fact that the geometry and kinematics of the Inoi fault system is compatible to the recent NNW-SSE active stress field and it extends into the sediments of the Kozani-Servia basin allow us to characterize this fault system as probable active one.

13. Krokos-Ano Komi fault system

This is a possible active fault system of sub-parallel normal faults of NE-SW trending normal faults that mainly affect the Middle-Upper Pliocene lacustrine sediments in the wider area of Krokos and Ano Komi villages. However, some of them have been observed to affect the Lower Pleistocene sediments as well. The faults of the Krokos-Ano Komi fault system reveal similar geometry and kinematics with those of the Inoi fault system. At their majority, they are synthetic faults dipping at high angles to the SE so that to depress the wider landform with step-formed fault scarps.

A normal movement similar to this described for the Inoi fault system characterizes the faults of the Krokos-Ano Komi one, the length of which equals that of the later.

14. Possible active Emporio fault

This is a fault of NE-SW strike and displacement of its NW block, which defines the contact between the crystalline basement of the Pelagonian zone and the neogene-quaternary sediments of the Ptolemais basin in the area of the village of Emporio.

Along this fault slickensides have been observed (F:340°/80° pt:~85°E) indicating kinematics and dynamics similar to those of the ENE-WSW trending fault of Asbestopetra. Thus, because of its similar orientation and kinematics to those of the fault of Asbestopetra, the fault of Emporio is regarded as possible active.

Moreover, this fault is characterized of a sinistral strike-slip movement, which is an older one (pt: ~30°W). Pleistocene scree and Holocene deposits are observed along the

fault.

Faults with similar strike have been observed, near the village of Kriobrisi, into the basement, as well as in the contact between the basement and the sediments of the basin. These faults display tectonic striations of strike-slip movement (pitch: 20°W - 20°E).

The Emporio fault has a length of 7km, but its extension into the sediments of the Ptolemais basin is not visible.

15. Mavrodendri-Pontokomi-Mavropigi fault zone

This is the boundary fault zone of the Ag. Dimitrios basin and a fault segment to the broader western boundary fault zone of the Ptolemais-Ag. Dimitrios basin.

It comprises NNW-SSE synthetic and parallel normal faults that dip at high angles ($>60^{\circ}$) to the ENE so that to juxtapose the Neogene and Quaternary sediments of the Ag. Dimitrios basin against the Triassic-Jurassic marbles of the mountain range of Askion. Along the fault zone, fault scarps and inverse morphology are easily observed, whereas faults with similar orientation there exist also in its footwall (mountainous area).

Along the boundary fault zone many fault slickensides bear slickenlines that mostly define an extensional right-lateral oblique movement and a left-lateral oblique-normal and oblique movement. The last one is the later formed and further might be subdivided into the oblique-normal movement and the relatively younger oblique one.

The Mavrodendri-Pontokomi-Mavropigi fault zone has been characterized as inactive one, because its strike does not favor its reaction under the recent NNW-SSE active stress field. However, its secondary reactivation could not be excluded since a lot of damages have been recorded in the village of Mavrodendri during the recent earthquake of 13 May 1995, although it was far enough from the epicentral area.

16. Ag.Charalampos fault zone

The Ag.Charalampos fault zone is located in the eastern margin of Ag. Dimitrios basin, north of Ag.Charalampos village. It actually consists of two sub-parallel antithetic faults, which cut the Triassic-Jurassic carbonate rocks of the Pelagonian zone in a NNE-SSW to N-S direction. They form a graben partly covered by recent Holocene scree.

The main fault is steeply inclined to the west. Representative measurements of the fault's surface are: $F:270^{\circ}\text{-}300^{\circ}/65^{\circ}\text{-}90^{\circ}$, while the antithetic fault displays scarps of ESE

inclination (F:100°-120°/70°). Along the main fault, two groups of tectonic striations have been observed:

- 1, those corresponding to an older dextral strike-slip movement (pt:10°-30°N) and
- 2, those corresponding to a younger dextral oblique-normal movement (pt:50°-80°N).

The visible length of this tectonic zone is up to 6km. It is regarded as an inactive fault because of its geometrical orientation in comparison with the orientation of the recent stress field.

4. SEISMICITY OF THE AREA

Until very recently, the region of the Western Macedonia was considered to be of low seismicity. There is no clear information about the historical seismicity of the area while the seismic activity during the 20th century was not important. However, the damaging earthquake of 13 May 1995 ($M_s=6.6$) in combination with recent neotectonic studies of the Kozani-Grevena region, taking into account and some rare historical information, lead us to believe that strong earthquakes do happen in this area, but the re-occurrence period of such events seems to be rather long.

The historical information of some strong earthquakes, which caused damages in the towns of the area (Papazachos & Papazachou, 1997), are given in table (1). The map of Fig.24 shows the geographical distribution of the epicenters of these earthquakes. The epicenters of the earthquakes of 896, 1211, 1720 and 1995 are distributed in a NE-SW orientation following the structure of the Aliakmon River basin. This distribution indicates that the flow of Aliakmon River is directly related to the active tectonics of the area.

Based on historical information given by Papazachos & Papazachou (1997), the earthquake of 896 destroyed the town of Veria, while the earthquake of 1211 destroyed the fort of Veria and the church of Virgin Mary. The earthquake of 1395 destroyed the town of Edessa and a part of Thessaloniki's walls. The earthquake of 1720 caused damages in the cathedral of Ag.Nikolaos in Kozani (Papaioannou, 1989) and in towns and villages of the area. The earthquake of 1812 destroyed houses and chimneys in the town of Kastoria, while the aftershock sequence lasted 3 months. Finally, the earthquake of 1995, which is the most recent strong earthquake in the area, caused damages in the region of Kozani-Grevena. Many villages of these two prefectures were totally destroyed.

There have been foreshocks, of which the strongest one occurred 4 minutes before the main earthquake ($M=4.5$), while the strongest aftershock ($M=5.5$) occurred at 17 July of the same year, that is 2 months after the main shock.

To check the plenitude of the data for this area, in relation with time, Karakaisis et al. (1998) mapped the variance of the values of the cumulative frequency of earthquakes that occurred in the wider area from October 1975 to April 1995, in relation with time (fig.20). Before October 1975 and for a long time, no epicenters are observed on the map of this area. The frequency of occurrence of earthquakes of $M \geq 4.0$ is rather

steady since 1981, while since 1986 there are no earthquakes of $M \geq 4.6$. The rapid increase of the number of earthquakes of $3.9 \leq M \leq 3.5$ since 1989 is mainly due to the development of the detecting ability of the seismographic network of the Laboratory of Geophysics at the Aristotle University, after the installation of new stations closely to the research area. It's possibly due to the increasing rate of occurrence of earthquakes of such magnitude, some years before the earthquake of 13 May 1995. In any case, this mapping indicates that the data sample is complete for earthquakes of $M \geq 4.0$ since 1981, while since 1989 the data sample is complete for earthquakes of $M \geq 3.5$.

The most epicenters of the area are located along the river of Aliakmon. However, there isn't a quite large number of strong earthquakes in this area so that it is characterized as a low seismicity region.

The gathering of small earthquakes in the northern part of the area, that is in the wider area of Ptolemais, is really remarkable. Towards the east a large amount of small magnitude earthquakes is observed. The epicenters seem to be distributed in a NE-SW orientation, almost vertically to the orientation of the main morphological structures of the area and parallel to the orientation of the epicenter distribution of the seismic sequence of 1995. In the western part of this area, the number of earthquakes is smaller, but the magnitudes are higher. Four earthquakes of $M \geq 4.0$ form a NW-SE trending zone, which is parallel to the trend of the morphology of the area. In the area of Kozani, and in the region between the Vourinos Mountain and the NE edge of the Polyfytos lake, the seismicity is characterized by earthquakes of low magnitude, the epicenters of which are distributed along ENE-WSW trending zone. The highest seismicity is located in the western part of the Polyfytos lake. The seismic activity that occurs in the southeeastern part of the Polyfytos lake, follows the NE-SW orientation of the epicenters distribution of small earthquakes ($M \geq 4.0$).

The seismic focuses of earthquakes $M \geq 4.0$ are distributed in a depth of 20km from the earth's surface. The gathering is more intensive in the interval between 3-16km, while the maximum of values occurs between 6-9km. Such distribution is in accordance with the distribution of focal depths of the aftershocks of the seismic sequence of 1995.

