

ΑΡΙΣΤΟΤΕΛΕΙΟ ΠΑΝΕΠΙΣΤΗΜΙΟ ΘΕΣΣΑΛΟΝΙΚΗΣ

ΤΜΗΜΑ ΓΕΩΛΟΓΙΑΣ

ΤΟΜΕΑΣ ΓΕΩΛΟΓΙΑΣ & ΦΥΣΙΚΗΣ ΓΕΩΓΡΑΦΙΑΣ

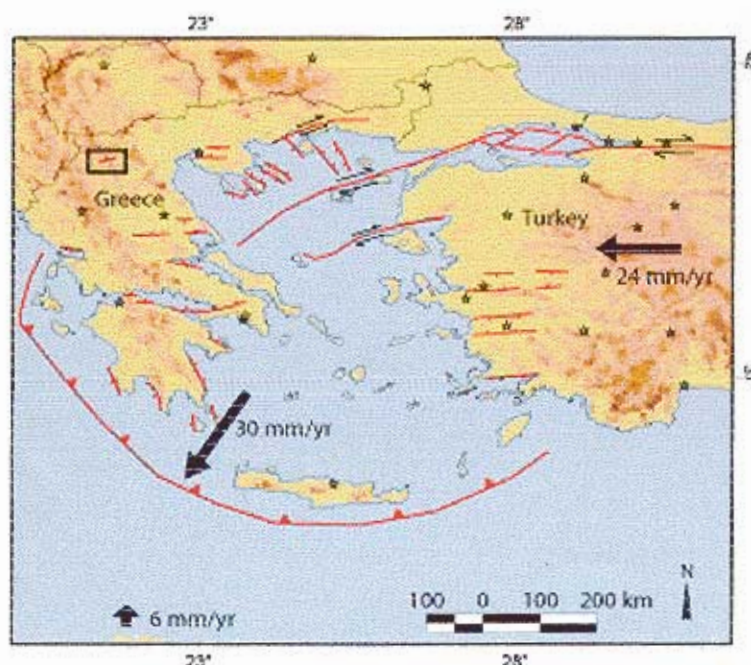
Π.Μ.Σ. ΤΕΚΤΟΝΙΚΗΣ - ΣΤΡΩΜΑΤΟΓΡΑΦΙΑΣ

ΔΙΠΛΩΜΑΤΙΚΗ ΕΡΓΑΣΙΑ

ΑΓΓΕΛΙΑΝ Θ. ΓΕΩΡΓΙΟΥ

ΒΑΡΚΑ Δ. ΠΑΡΑΣΚΕΥΗ

ΤΑ ΕΝΕΡΓΑ ΡΗΓΜΑΤΑ ΤΗΣ Δ. ΜΑΚΕΔΟΝΙΑΣ



ΕΠΙΒΛΕΠΩΝ ΚΑΘΗΓΗΤΗΣ : ΠΑΥΛΙΔΗΣ Σ.

ΘΕΣΣΑΛΟΝΙΚΗ 2004

ΠΕΡΙΕΧΟΜΕΝΑ

ΣΚΟΠΟΣ ΕΡΓΑΣΙΑΣ.....	1
ΟΡΙΣΜΟΙ ΕΝΕΡΓΩΝ ΡΗΓΜΑΤΩΝ.....	2
ΓΕΝΙΚΑ ΓΙΑ ΤΗ ΓΕΩΛΟΓΙΑ ΤΗΣ Δ.ΜΑΚΕΔΟΝΙΑΣ.....	3
ΣΤΡΩΜΑΤΟΓΡΑΦΙΚΗ ΔΙΑΙΡΕΣΗ ΝΕΟΓΕΝΩΝ ΚΑΙ ΤΕΤΑΡΤΟΓΕΝΩΝ ΙΖΗΜΑΤΩΝ ΤΗΣ ΠΕΡΙΟΧΗΣ.....	9
ΒΙΟΣΤΡΩΜΑΤΟΓΡΑΦΙΑ ΤΗΣ ΛΕΚΑΝΗΣ.....	13
ΤΟ ΟΦΕΙΟΛΟΘΙΚΟ ΣΥΜΠΛΕΓΜΑ ΤΟΥ ΒΟΥΡΙΝΟΥ.....	15
ΝΕΟΤΕΚΤΟΝΙΚΗ ΕΞΕΛΙΞΗ ΤΟΥ ΒΥΘΙΣΜΑΤΟΣ ΦΛΩΡΙΝΑΣ – ΒΕΓΟΡΙΤΙΔΑΣ – ΠΤΟΛΕΜΑΪΔΑΣ	16
ΙΣΤΟΡΙΚΗ ΣΕΙΣΜΙΚΟΤΗΤΑ, ΠΑΛΑΙΟΣΕΙΣΜΙΚΟΤΗΤΑ ΚΑΙ ΣΕΙΣΜΙΚΗ ΕΠΙΚΙΝΔΥΝΟΤΗΤΑ ΣΤΗ Δ.ΜΑΚΕΔΟΝΙΑ.....	19
ΠΑΛΑΙΟΣΕΙΣΜΙΚΗ ΙΣΤΟΡΙΑ ΤΗΣ «ΑΣΕΙΣΜΙΚΗΣ» ΠΕΡΙΟΧΗΣ ΤΗΣ Δ.ΜΑΚΕΔΟΝΙΑΣ.....	22
ΤΕΚΤΟΝΙΚΗ ΔΟΜΗ ΤΗΣ ΕΥΡΥΤΕΡΗΣ ΠΛΕΙΟΣΕΙΣΤΗΣ ΠΕΡΙΟΧΗΣ.....	28
ΕΝΕΡΓΟΣ ΤΕΚΤΟΝΙΚΗ ΤΗΣ ΕΥΡΥΤΕΡΗΣ ΠΛΕΙΟΣΕΙΣΤΗΣ ΠΕΡΙΟΧΗΣ.....	30
ΕΚΤΙΜΗΣΗ ΤΗΣ ΣΕΙΣΜΙΚΗΣ ΕΠΙΚΙΝΔΥΝΟΤΗΤΑΣ.....	33
ΒΙΒΛΙΟΓΡΑΦΙΑ.....	35

060049



ΤΜΗΜΑ ΓΕΩΛΟΓΙΑΣ
ΒΙΒΛΙΟΘΗΚΗ

ΜΕΡΟΣ 1

ΑΝΑΦΟΡΑ ΣΤΗΝ ΕΞΕΤΑΖΟΜΕΝΗ ΠΕΡΙΟΧΗ

ΣΚΟΠΟΣ ΕΡΓΑΣΙΑΣ

Μια γενική παραδοχή που προέκυψε, ιδιαίτερα τα τελευταία χρόνια, από το συσχετισμό μεταξύ της νεοτεκτονικής και ενεργού τεκτονικής μιας περιοχής είναι ότι οι λεπτομερείς μελέτη των ρηγμάτων, που έδρασαν κυρίως κατά τη διάρκεια του Τεταρτογενούς, μπορεί να επεκτείνει τα σεισμοϊστορικά δεδομένα για χιλιάδες και εκατοντάδες χιλιάδες χρόνια, ώστε να γίνει δυνατή η χρησιμοποίηση τους στις μελέτες της σεισμικότητας και της σεισμικής επικινδυνότητας.

Προς την κατεύθυνση αυτή γίνεται μια προσπάθεια, μέσα από την εργασία αυτή, να εξεταστεί αυτή η νεοτεκτονική δραστηριότητα ενός τμήματος του ελλαδικού χώρου που παρουσιάζει μία από τις μικρότερες σεισμικότητες, και να συνδεθεί όσο είναι δυνατό, με τα ελάχιστα σεισμολογικά στοιχεία που υπάρχουν για την περιοχή αυτή. Ακολουθώντας την προσέγγιση ότι οι νεοτεκτονικές δομές και ιδιαίτερα εκείνες του Τεταρτογενούς δίνουν τις πιο πλήρεις πληροφορίες για την πρόσφατη και μελλοντική τεκτονική δραστηριότητα (Allen 1974) στην εργασία αυτή δίνεται ιδιαίτερη βαρύτητα στην μελέτη των πιο πρόσφατων γεωλογικά Πτολεμαϊδας-Κοζάνης.

ΟΡΙΣΜΟΙ ΕΝΕΡΓΩΝ ΡΗΓΜΑΤΩΝ

Ο φλοιός της γης (ηπειρωτικός ή θαλάσσιος) στο διάβα της μακράς του ιστορίας των 4,5 δισεκατομμυρίων ετών «έσπασε» δημιουργώντας ρήγματα, με μήκος από λίγα χιλιοστά μέχρι δεκάδες χιλιόμετρα. Πολλά από αυτά τα ρήγματα λειτούργησαν κάποτε στο παρ γεωλογικής ηλικίας ελθόν και σήμερα παρουσιάζονται ανενεργά ή νεκρά. Αντίθετα νεότερης ρήγματα του γήινου φλοιού- για τους γεωλόγους μερικών χιλιάδων ετών- επαναδραστηριοποιούνται κατά ορισμένα χρονικά διαστήματα (κανονικά ή μη) και προκαλούν τους σεισμούς, τα ρήγματα αυτά ονομάζονται ενεργά ρήγματα.

Ορισμοί για τη δράση των ρηγμάτων έχουν δοθεί από ειδικές επιτροπές στις Η.Π.Α., στην Ιαπωνία κ.α. και τηρούνται αυστηρά στην κατασκευή μεγάλων τεχνικών έργων κυρίως πυρηνικών αντιδραστήρων. Στη συνέχεια δίνονται μερικοί ορισμοί:

Η.Π.Α. (U.S. Nuclear Regulatory Commission)

Ένα ρήγμα είναι ενεργό (Capable or Active Fault) όταν: παρουσιάζει κίνηση (σεισμική ή ασεισμική ολίσθηση) στα τελευταία 35000 χρόνια (κυρίως Ολόκαινο) και περισσότερο από μία φορά στα τελευταία 500000 χρόνια ή είναι συνδεδεμένο με ένα άλλο γνωστό ενεργό ρήγμα ή συνδέεται με δύο ή περισσότερα σεισμικά συμβάντα καταγραφμένα με σειсмоγράφους έντασης III MM και μεγαλύτερης.

Διεθνής Επιτροπή Ατομικής Ενέργειας (International Atomic Energy Commission)

Ένα ρήγμα μπορεί να θεωρηθεί ενεργό αν παρουσιάζει τεκμήρια κίνησης στο ύστερο Τεταρτογενές, παρουσιάζει τοπογραφικές

αποδείξεις για πρόσφατη επιφανειακή διάρρηξη, αν συνδέεται άμεσα με σεισμούς καταγεγραμμένους με σεισμολογικά όργανα, αν παρουσιάζει ασεισμική ολίσθηση ή έχει μια αποδεδειγμένα δομική σχέση με ένα γνωστό ενεργό ρήγμα, έτσι ώστε η κίνηση του ενός μπορεί να προκαλέσει την κίνηση του άλλου.

Ιαπωνία

Οι ιαπωνικές οδηγίες διαφέρουν από τους κανόνες των αμερικάνικων επιτροπών πυρηνικής ενέργειας κυρίως στο ότι βασίζονται πολύ στη σεισμικότητα του παρελθόντος (ιστορική και γεωλογική) στη συχνότητα δράσης των σεισμών κ.λ.π. Αυτές οι διαφορές είναι επίσης ξεκάθαρες και στον καθορισμό της δραστηριότητας των ρηγμάτων. Στην Ιαπωνία ο ορισμός των ενεργών ρηγμάτων ακολουθεί τη συνεχή κλίμακα του ρυθμού μετατόπισης (ολίσθησης), που προσδιορίζεται είτε με σεισμολογικές είτε κυρίως με γεωλογικές μεθόδους. Έτσι ένας γενικός ιαπωνικός ορισμός μπορεί να διατυπωθεί «Τα ενεργά ρήγματα καθορίζονται σύμφωνα με το ποσό της μετατόπισής τους ανά μονάδα χρόνου την ολίσθησή τους, τις τεταρτογενείς κινήσεις τους και την αναμενόμενη μελλοντική τους κίνηση».

ΓΕΝΙΚΑ ΓΙΑ ΤΗ ΓΕΩΛΟΓΙΑ ΤΗΣ Δ.ΜΑΚΕΔΟΝΙΑΣ

Σε αυτή την περιοχή της Δ.Μακεδονίας συναντάμε πετρώματα της Αλμωπίας, Πελαγονικής και Υποπελαγονικής ζώνης, καθώς επίσης μολασσικά και Πλειο-τεταρτογενή ιζήματα. Η ζώνη της Αλμωπίας αποτελείται κυρίως από οφειολιθικά πετρώματα, τα οποία

είναι σερπεντινιωμένα, υπερβασικά, γάββρους, pillow-lavas, διαβάσες, μαζώδεις χαλαζιακούς κερατοφύρες που συνδέονται με ιζήματα βαθιάς θάλασσας όπως ραδιολαριτικούς κερατόλιθους, μαύρους αργιλλικούς σχιστόλιθους και γραφιτικούς σχιστόλιθους. Οι οφειόλιθοι έχουν προσδιοριστεί ως προ-Άνω Ιουρασικοί από τα υπερκείμενα ιζήματα (Mercier 1968, Pichon 1977) και ραδιολαριτικά δεδομένα (Roddick et al. 1979, Spray et al. 1984). Η οφειολιθική ακολουθία έχει επωθηθεί πάνω σε μια σιαλική ηπειρωτική ακολουθία, η οποία αποτελείται από μεταμορφωμένους ασβεστόλιθους, σχιστόλιθους και γνεύσιους Παλαιοζωικής έως Ιουρασικής ηλικίας. Επίσης, έχει σκεπαστεί από Μέσο Κρητιδικά-Άνω Τριτογενή ιζήματα αποτελούμενα από ένα κροκαλοπαγές επίκλυσης, ανωκρητιδικούς ασβεστόλιθους και ασβεστο-πηλιτικό φλύσχη.

Τα προαναφερθέντα πετρώματα της Αλμωπίας σχηματίζουν στρώματα εφίππευσης, με κλίση προς τα ΒΑ, τα οποία εφίππεύουν προς τα δυτικά την Πελαγονική ζώνη. Η εφίππευση πραγματοποιήθηκε το Ηώκαινο-Ολιγόκαινο. Τα στρώματα εφίππευσης αποτελούνται κυρίως από οφειόλιθους, μεσοκρητιδικά κροκαλοπαγή, ασβεστόλιθους του Άνω Κρητιδικού και φλύσχη του Ανωτέρου Κρητιδικού – Ανωτέρου Τριτογενούς, αλλά σε μερικές περιοχές πετρωμάτων του προ-οφειολιθικού υποβάθρου, κυρίως τα τριαδικοϊουρασικά μάρμαρα, εμφανίζονται μεταξύ των στρωμάτων εφίππευσης (Mercier 1968, Mountrakis 1976, 1983).

Δύο μεταμορφικά γεγονότα μπορούν να αναφερθούν για τη ζώνη της Αλμωπίας: το πρώτο Ανωτέρου Ιουρασικού - Ανωτέρου Κρητιδικού με χαμηλού βαθμού μεταμόρφωση (πρασινοςχιστολιθική φάση) που επηρεάζει τα πετρώματα του Μέσου Κρητιδικού και, το

δεύτερο μετα-Κρητιδικό που είχε ως αποτέλεσμα έναν αδύνατο χαμηλού βαθμού πρασινοσχιστολιθικό ιστό στα Κρητιδικά ιζήματα.

Η Πελαγονική ζώνη αντιπροσωπεύει ένα πολυφασικό-παραμορφωμένο τεμάχιο της Κιμμερικής ηπείρου (Mountrakis et al. 1987). Τα πετρώματα αυτής της συγκέντρωσης εκτίθενται σε αυτή τη ζώνη. Στη βάση αυτής της συγκέντρωσης ένα σιαλικό υπόβαθρο προ-Αλπικής ηλικίας αποτελείται από πολυφασικά-παραμορφωμένα και μεταμορφωμένα πετρώματα. Αυτή η «Πελαγονική κρυσταλλική ενότητα» δεν είναι ομογενής αλλά αποτελείται από σαφή τμήματα. Στην βόρεια Πελαγονική ενότητα δύο κρυσταλλικά τμήματα έχουν αναγνωριστεί (Mountrakis 1982a,1983): το ανατολικό τμήμα του Βόρρα (Καϊμακτσαλάν) και το δυτικό από το Βέρνο. Αυτά τα κρυσταλλικά τμήματα αντιπροσωπεύουν το προ-Άνω Λιθανθρακοφόρο Πελαγονικό υπόβαθρο και περιλαμβάνουν μία σειρά από μεταμορφικά πετρώματα, στο οποίο ορθογνεύσιοι, οφθαλμοειδείς γνεύσιοι και αμφιβολίτες στη βάση μεταπίπτουν σε διμαρμαρυγιακούς σχιστόλιθους, αμφιβολιτικούς σχιστόλιθους και χαλαζίτες. Πολλές νουμουλιτικές ζώνες παρατηρούνται στα μεταμορφικά πετρώματα και κάποιοι από τους οφθαλμοειδείς γνεύσιους είναι πρωτομυλωνίτες με καλή φολίδωση που προήλθαν από αρχαία γρανιτικά πετρώματα.

Μεγάλες γρανιτικές μάζες του Ανωτέρου Λιθανθρακοφόρου ($302.4 \pm 5 \text{ m.y.}$) εισβάλουν μέσα στο Πελαγονικό κρυσταλλικό υπόβαθρο σε αρκετές θέσεις (Mountrakis 1984). Η παραμόρφωση και η μεταμόρφωση του κρυσταλλικού υποβάθρου προχρονολογεί την εισβολή του γρανίτη και πρέπει να είναι προ-Άνω Λιθανθρακοφόρο. Το δυτικό Πελαγονικό όριο αποτελείται από μία

μετακλαστική ακολουθία ηλικίας Ανωτέρου Περμίου – Ανωτέρου Τριαδικού, με μετααρκόζες, λεπτόκοκκους μεταπηλίτες, φυλλίτες χονδρόκοκκους μεταψαμμίτες, χαλαζιακά κροκαλοπαγή, φακούς ανακρυσταλλωμένου συμφυρματοπαγή ασβεστόλιθο, χονδρόκοκκο λατυποπαγή ασβεστόλιθο και ασβεστο-σχιστόλιθους διασταυρούμενους με ανδεσίτες, τόφφους, βασικές και ρυολιθικές φλέβες. Η μετακλαστική ακολουθία βρίσκεται πάνω στους Άνω Λιθανθρακοφόρους γρανίτες και περνάει προς τα πάνω στο τριαδικοϊουρασικό ανθρακικό κάλυμμα. Μια λεπτομερή μελέτη μας έδειξε ότι αντιπροσωπεύουν ένα περιβάλλον δελταϊκής και ηπειρωτικής κατωφέρειας που αναπτύσσεται στο δυτικό όριο της Πελαγονικής κατά τη διάρκεια της αρχικής τεκτονικής τάφρου της Παλαιοζωικής ηπείρου (Mountrakis 1983,1984, Mountrakis et al. 1983, 1987).

Δύο χωριστά νηριτικά ανθρακικά καλύμματα αποτέθηκαν στα δυτικά και ανατολικά όρια της Πελαγονικής ζώνης κατά τη διάρκεια του τριαδικοϊουρασικού. Το κάλυμμα στο ανατολικό όριο είναι μια νηριτική ανθρακική ακολουθία αποτίθεται δυτικά πάνω στο Πελαγονικό κρυσταλλικό υπόβαθρο στο Άνω Ιουρασικό-Άνω Κρητιδικό. Το νηριτικό ανθρακικό κάλυμμα του δυτικού Πελαγονικού ορίου αποτίθεται στους μετακλαστίτες και δυτικά μεταβαίνει σε βαθύτερους ψαμμίτες, πηλίτες, λεπτόκοκκους ασβεστόλιθους και ιλυόλιθους που αντιπροσωπεύουν μεταβατικές φάσεις σε αυτές της Υποπελαγονικής ζώνης (Mountrakis 1983,1984).

Δύο οφειολιθικές μάζες εμφανίζονται και στα δύο όρια της Πελαγονικής, συνδέονται με ωκεάνεια ιζήματα και οφειολιθικά «melanges». Η ανατολική οφειολιθική μάζα προέρχεται από τη ζώνη

Αξιού (Αλμωπίας) και επωθείται πάνω στα τριαδικοϊουρασικά ανθρακικά πετρώματα του ανατολικού Πελαγονικού ορίου. Οι δυτικοί οφειόλιθοι προέρχονται από την Υποπελαγονική γραμμή ραφής και επωθείται πάνω στο δυτικό Πελαγονικό ανθρακικό κάλυμμα με μία κίνηση προς ΑΒΑ (Mountrakis 1982b).

Τα ανωκρητιδικά ιζήματα που είναι ασβεστόλιθοι του Σαντονίου-Καμπανίου-Μαιστριχτίου και φλύσχης του Ανωτέρου Μαιστριχτίου-Αρχές Παλαιοκαίνου, υπερκαλύπτουν τους οφειολίθους του ορίου της Ανατολικής Πελαγονικής ζώνης, καθώς μόνο μερικά κατάλοιπα ασβεστολίθων του Ανωτέρου Κρητιδικού έχουν παρατηρηθεί στο δυτικό όριο.

Ύστερα από λεπτομερείς μελέτες κατά τη διάρκεια πολλών δεκαετιών που αφορούν τον μεταμορφικό ιστό της Βόρειας Πελαγονικής (Brunn 1956, Mercier 1968, Kiliass 1980, Mountrakis 1982a, Spyropoulos et al. 1986, Kiliass & Mountrakis 1987, 1988), τρία μεταμορφικά γεγονότα αναφέρονται για την Πελαγονική ζώνη: το πρώτο είναι ένας προ-Άνω Λιθανθρακοφορος μεταμορφισμός από αμφιβολιτικές φάσεις που επηρέασαν το κρυσταλλικό υπόβαθρο, το δεύτερο είναι μετα-Ιουρασικό (πιθανόν Κάτω Κρητιδικό) από άνω πρασινοσχιστολιθική και αμφιβολιτική φάση μεταμόρφωσης που επηρέασε τους Άνω Λιθανθρακοφόρους γρανίτες, τους Άνω Πέρμιο-Κάτω Τριαδικούς μετακλαστίτες και τα τριαδικοϊουρασικά ανθρακικά πετρώματα. Το τρίτο μεταμορφικό γεγονός είναι μετα-Κρητιδικό (πιθανόν αρχές Τριτογενούς) που οδήγησε σε έναν αδύνατο πρασινοσχιστολιθικό ιστό ίδιο με αυτό της ζώνης της Αλμωπίας.

Τα μεταμορφωμένα πετρώματα του Βουνού Βόρρα σχηματίζουν μια μεγασκοπική αντικλινική δομή που ανταποκρίνεται σε μια

ασύμμετρη πτυχή, ο άξονας της οποίας βυθίζεται ομαλά μέχρι τις 125⁰. Από την άλλη μεριά, τα πετρώματα στην ενότητα του Βέρνου είναι επωθημένα στρώματα τοποθετημένα προς τα ΝΔ ή προς τα ΒΔ. Πιστεύεται ότι η Τριτογενής επώθηση ευθύνεται για την αναστροφή της τεκτονικής ακολουθίας των βουνών Βέρνου.

Η Υποπελαγονική ζώνη αποτελεί την εξωτερική (δυτική) Ελληνική οφειολιθική ραφή που αντιπροσωπεύει μια δυτική ωκεάνεια περιοχή (Boccaletti et al. 1974, Smith et al. 1979, Mountrakis 1982b, 1983). Αποτελείται από μεγάλες οφειολιθικές μάζες, που συνδέονται με ιζήματα βαθιάς θάλασσας του τριαδικοϊουρασικού όπως ραδιολαριτικούς κερατόλιθους, πυριτικούς και αργιλικούς σχιστόλιθους και πηλίτες. Οι οφειόλιθοι και συνοδά ιζήματα βαθιάς θάλασσας υπέρκεινται ασύμφωνα με ανωιουρασικές καλμπιονέλες ή μεσοκρητιδικούς ρουδιστοφόρους ασβεστόλιθους (Pichon 1977, Mavrides et al. 1977).

Τα ιζήματα μολάσας στις αρχές Ολιγοκαίνου μέχρι το Μέσο Μειόκαινο αποτελούν την Μεσοελληνική Αύλακα, η οποία εκτείνεται δυτικά από τα βουνά Τρικλαρίου- Βέρνου- Άσκιου μέχρι τη ζώνη της Πίνδου που σκεπάζουν ασυνεχώς όλα τα πετρώματα της Υποπελαγονικής ζώνης.

Στην περιοχή της Δ.Μακεδονίας έχουν παρατηρηθεί οι εξής μολασσοί σχηματισμοί: 1) ο σχηματισμός Επταχωρίου ηλικίας Σταμπίου που αποτελείται από κυρίως από γκρίζες μάργες και ψαμμίτες, 2) ο σχηματισμός Πενταλόφου-Μετεώρων του Ακουιτάνιου που αποτελείται κυρίως από ψαμμίτες και κροκαλοπαγή, 3) ο σχηματισμός Τσοτυλίου του Ακουιτάνιου-Βουρδιγάλιου που αποτελείται κυρίως από μάργες και ψαμμίτες, 4) ο σχηματισμός

ΤΜΗΜΑ ΓΕΩΛΟΓΙΑΣ
ΒΙΒΛΙΟΘΗΚΗ

Όντριας του Βουρδιγάλιου που αποτελείται κυρίως από ψαμμίτες, μάργες και μαργαϊκούς ασβεστόλιθους (Brunn 1956, Zygogiannis & Soliman 1977).

Τέλος Μειόκαινου-Πλειοκαίνου και Τεταρτογενούς, λιμναίες και χερσαίες αποθέσεις γέμισαν τις εκτεταμένες λεκάνες της Δ.Μακεδονίας ιδιαίτερα τη λεκάνη Φλώρινας-Βεγορίτιδας-Πτολεμαΐδας-Κοζάνης που μεσολαβεί μεταξύ των βουνών Βόρρα και Βέρνου.

ΣΤΡΩΜΑΤΟΓΡΑΦΙΚΗ ΔΙΑΙΡΕΣΗ ΝΕΟΓΕΝΩΝ ΚΑΙ ΤΕΤΑΡΤΟΓΕΝΩΝ ΙΖΗΜΑΤΩΝ ΤΗΣ ΠΕΡΙΟΧΗΣ

Η λεκάνη Βεγορίτιδας-Πτολεμαΐδας είναι ένα τμήμα της μεγαλύτερης λεκάνης του Νεογενούς Φλώρινας-Βεγορίτιδας-Πτολεμαΐδας-Κοζάνης. Αυτή η μεγαλύτερη λεκάνη του Νεογενούς εκτείνεται Βόρεια στη Γιουγκοσλαβία στο πρυνές του Βίτουλα και έχει συνολικό μήκος από την Κοζάνη ως το Βίτουλα περίπου 100km. Το μέσο πλάτος της είναι περίπου 15km. Η λεκάνη είναι ένα πολύ γνωστό βύθισμα στην ελληνική χέρσο με διεύθυνση προς τα ΒΒΑ-ΝΝΔ. Είναι αξιοσημείωτο ότι ράχες και λόφοι διεύθυνσης ΒΑ - ΝΔ, υποδιαίρουν τη λεκάνη σε υπολεκάνες της ίδιας διεύθυνσης. Η λεκάνη Φλώρινας-Βεγορίτιδας-Πτολεμαΐδας-Κοζάνης περιβάλλεται από τα βουνά Βόρρας (2524m) και Βέρμιο (2027m) από τα ανατολικά και Βέρνο (2128m) και Άσκιο (2111m) στα δυτικά. Η υπολεκάνη της

λίμνης της Βεγορίτιδας αναπτύσσεται στην ΒΑ-ΝΔ διεύθυνση ως ένα ανεξάρτητο βύθισμα μεταξύ των βουνών Βόρρα και Βερμίου.

Η λεκάνη Βεγορίτιδας-Πτολεμαΐδας γέμισε με ιζήματα κατά τη διάρκεια του Νεογενούς-Τεταρτογενούς. Τα Νεογενή ιζήματα είναι αποκλειστικά λιμναίας προέλευσης και περιέχουν λιγνίτες. Οι Τεταρτογενείς αποθέσεις είναι συνήθως ποταμολιμναίας και χερσαίας προέλευσης. Στην λεκάνη δεν έχουν αποτεθεί θαλάσσια ιζήματα, καθώς η ηλικία των ιζημάτων βασίζεται στη χλωρίδα, τα λιμναία μαλάκια και τα θηλαστικά. Η απουσία ασυνεχειών μεταξύ των επιπέδων Νεογενούς και Τεταρτογενούς αποθεμάτων, τα απολιθώματα και οι αλλαγές στις ιζηματογενείς φάσεις κάνουν δύσκολους τους στρωματογραφικούς συσχετισμούς. Ωστόσο, εξαιτίας της οικονομικής σημασίας των λιγνιτών μια εκτεταμένη έρευνα έχει ολοκληρωθεί στην περιοχή και πολλά δεδομένα έχουν συμπληρωθεί για καλή γνώση της στρωματογραφίας.

Πολλές στρωματογραφικές διαιρέσεις έχουν προταθεί για τα Νεογενή και Τεταρτογενή ιζήματα της περιοχής. Η κυριότερη διαίρεση είναι αυτή των Anastopoulos & Koukoulas (1972), που είναι οι παρακάτω:

α) ανώτερες σειρές που έχουν περίπου 30m πάχος, μπορούν να υποδιαιρεθούν σε δύο υποομάδες:

-την ανώτερη, που αποτελείται από κιτρινοπράσινα κλαστικά ιζήματα και

-την κατώτερη, που αποτελείται από γκριζοπράσινους ασβεστόλιθους και αργιλικά ιζήματα

β) σειρές αποτελούμενες από λιγνίτες μπορούν να υποδιαιρεθούν σε:

-την ανώτερη ομάδα λιγνιτών ή South Field beds με ένα πάχος περίπου 40m αποτελούμενη από 9-10 στρώματα λιγνιτών με παρεμβολές αργίλου, μάργας και ασβεστολιθικής ιλύος.

-την ενδιάμεση στείρα ομάδα, που αποτελείται από ανοιχτόγκριζες μάργες με παρεμβολές από ασβεστολιθική ιλύ και στρώματα λιγνιτών με πάχος περίπου 2-3cm. Το μέγιστο πάχος αυτής της ομάδας είναι 14m.

-την κατώτερη ομάδα λιγνιτών ή Main Field beds με πάχος περίπου 35m έχει 26-28 στρώματα. Αποτελείται από εναλλασσόμενους λιγνίτες, μάργες και αργίλους. Το πάχος των ανεξάρτητων λιγνιτικών στρωμάτων ποικίλει από μερικά εκατοστά μέχρι 4m. Ένα στρώμα από κιτρινωπή χαλαζιακή άμμο 10-20cm, που ονομάζεται στρώμα 9 από τους ανθρακωρύχους, χρησιμοποιείται σαν στρώμα οδηγός. Ένα στρώμα με *Theodoxus (Calvertia) macedonicus* γνωστό ως ορίζοντας της Νεριτίνας, βρίσκεται στο πάνω τμήμα της ομάδας.

γ) οι χαμηλότερες σειρές αποτελούνται από γκριζες αργιλικές μάργες με φακούς από ασβεστιτικές μάργες, ενώ το κατώτερο τμήμα αποτελείται από αμμώδεις αργίλους με ενστρώσεις από μάργα.

Από την κορυφή στη βάση οι σχηματισμοί της λεκάνης είναι οι ακόλουθοι:

-Ο Σχηματισμός Περδίκια αποτελούμενος από αργιλικούς άμμους, μάργες και κροκαλοπαγή με μικρές κροκάλες και κόκκινα στρώματα. Ο σχηματισμός χαρακτηρίζεται από το κοκκινωπό χρώμα των ιζημάτων και κατέχει την περιοχή των χωριών Περδίκια και Πεντάβρυσος. Οι νεότερες αποθέσεις του σχηματισμού είναι κλαστικά ιζήματα (αλλουβιακά ριπίδια, αργιλικά κοιλώματα, ποταμοχερσαία και πολύ πρόσφατα λιμναία ιζήματα)

-Ο Σχηματισμός Προαστίου είναι ο πιο εκτεταμένος σχηματισμός της περιοχής (Papastamatiou 1952, Ehlers 1960, Anastopoulos & Koukoulzas 1972, Παυλίδης 1985) κατέχει κυρίως την περιοχή μεταξύ των χωριών Προάστιο και Αγ. Χριστόφορο. Βρίσκεται επίσης σε ένα βάθος περίπου 400m στο κεντρικό τμήμα της τάφρου της Πτολεμαΐδας. Ο σχηματισμός Προαστίου είναι ποταμολιμναίας προέλευσης, αποτελούμενος από άμμους και κροκάλες ποικίλου μεγέθους και προέλευσης. Το υλικό μεταφέρθηκε από τα ποτάμια σε μεγάλες αποστάσεις και αποτέθηκε σε δελταϊκό περιβάλλον μέσα στις λίμνες της περιοχής. Ο σχηματισμός Προαστίου βρίσκεται σε ασυμφωνία πάνω στο παλαιότερο σχηματισμό της Πτολεμαΐδας.

-Ο Σχηματισμός Πτολεμαΐδας αποτελείται από τρεις σειρές: την «Κατώτερη», την «αποτελούμενη από λιγνίτη σειρά», και την «Ανώτερη» σύμφωνα με Anastopoulos & Koukoulzas (1972). Ο σχηματισμός Πτολεμαΐδας αποτελείται από εναλλασσόμενα λιγνιτικά στρώματα, αργίλους, μάργες, άμμους και μαργαϊκούς ασβεστόλιθους. Το πάχος του σχηματισμού είναι 20-140m. Το ανώτερο στρώμα αποτελείται από ένα εκτεταμένο γκριζου χρώματος στρώμα από λιμναίο μαργαϊκό ασβεστόλιθο, με πολλά *Planorbis*. Το πάχος του ποικίλει από μερικά εκατοστά σε μερικά μέτρα. Δύο στρώματα του σχηματισμού Πτολεμαΐδας είναι πολύ χαρακτηριστικά και μπορούν να χρησιμοποιηθούν ως στρώματα οδηγοί (Anastopoulos & Koukoulzas 1972, Koukoulzas et al. 1981): α) ο «ορίζοντας της Νεριτίνας», είναι ένα λεπτό στρώμα γκρι μάργας με πολλά απολιθώματα από *Theodoxus (Calvertia) macedonicus*.

β) ο «ορίζοντας της άμμου», είναι ένα στρώμα από κιτρινωπή χαλαζιακή άμμο με πάχος 4-20m.

Ο σχηματισμός Πτολεμαΐδας περιλαμβάνει το λιγνίτη «τύπου Πτολεμαΐδας» και εκτείνεται σε όλη τη λεκάνη.

-Ο Σχηματισμός Βεγόρας βρίσκεται στα όρια της λεκάνης (Βευί, Αχλάδα, Βεγόρα, Κομνηνά). Στα βαθύτερα τμήματα των πεδίων των «Αναργύρων» και «Απόφυσης» έχει βρεθεί κάτω από τον σχηματισμό λιγνίτης της Πτολεμαΐδας. Το κύριο χαρακτηριστικό του σχηματισμού Βεγόρας είναι η παρουσία ξυλίτη (Koukoulas et al. 1979,1981,1983). Αποτελείται από πράσινη άμμο, εναλλασσόμενα στρώματα από αμμώδεις ξυλίτες και μάργες, γκρίζες μάργες και κιτρινωπές αμμώδεις μάργες.

-Ο Σχηματισμός στη Βάση αντιπροσωπεύει τα βαθύτερα τμήματα της Νεογενούς ακολουθίας της λεκάνης και αποτελείται κυρίως από βασικά κροκαλοπαγή με κροκάλες από τα μεταμορφωμένα πετρώματα του υποβάθρου. Βρίσκονται σε ασυμφωνία με τα Παλαιοζωικά-Μεσοζωικά πετρώματα της Πελαγονικής ζώνης και μεταβαίνουν προς τα πάνω μέσα σε μαργαϊκά στρώματα του σχηματισμού της Βεγόρας. Έχουν μόνο βρεθεί από γεωτρήσεις.

ΒΙΟΣΤΡΩΜΑΤΟΓΡΑΦΙΑ ΤΗΣ ΛΕΚΑΝΗΣ

Ο σχηματισμός Περδίκας έχει χρονολογηθεί σε Μέσο - Άνω Πλειόκαινο. Ωστόσο, τα είδη *Coeolodonta antiquitatis*, *Cervus* cf.

Elaphus και *Bos* cf. *Primigenius* τα οποία έχουν πρόσφατα βρεθεί προσδιορίζουν ανωπλειστοκαινική ηλικία.

Ο σχηματισμός Προαστίου αποτελείται από μία πλούσια πανίδα σπονδυλωτών συμπεριλαμβανομένου: *Archidiskodon meridionalis*, *Mammonteus trogonterii*, *Cervus elaphus hippelaphus*, *Palaeoloxodon antiquus antiquus*, *Elaphas meridionalis cromerensis* (Faugères 1966, Velitzelos & Schneider 1973), δηλώνουν ηλικία Κατωτέρου Πλειστοκαίνου.

Ο σχηματισμός Πτολεμαΐδας αποτελείται από μια πλούσια πανίδα μαλακίων, η οποία προσδιορίζει Κάτω Πλειοκαινική ηλικία (Vetoulis 1957, Maratos 1960, 1968, Ehlers 1960), καθώς η χλωρίδα του σχηματισμού Πτολεμαΐδας προσδιορίζει άνω πλειοκαινική ηλικία (Ehlers 1960, Sickenberg & Benda 1965). Πρόσφατες μελέτες των μικροθλαστικών στα κατώτερα τμήματα των λιγνιτοφόρων στρωμάτων δηλώνουν ηλικία Ανωτέρου Ρουσκινίου (Ανωτέρου Πλειοκαίνου) (Wande Weerd, 1979), καθώς για τα απολιθώματα των ανώτερων στρωμάτων με *Hipparion crassum* προσδιορίζει ηλικία Ανωτέρου Ρουσκινίου (Koufos 1982). Παλυνολογικές μελέτες προσδιορίζουν διαφορετικές ηλικίες για το σχηματισμό Πτολεμαΐδας που είναι ηλικίας Κατωτέρου Πλειοκαίνου (Van de Weerd 1979, 1983) και Ανωτέρου Πλειοκαίνου (Ioakim 1981, 1982a,b). Επίσης, ο σχηματισμός Πτολεμαΐδας πρέπει να θεωρηθεί Πλειοκαινικής ηλικίας.

Ο σχηματισμός Βεγόρα περιέχει μια πολύ πλούσια χλωρίδα που προσδιορίζει μια Άνω Μειοκαινική-Κάτω Πλειοκαινική ηλικία (Schneider & Velitzelos 1973). Η παλυνολογική μελέτη του σχηματισμού στην περιοχή Κομνηνά-Ανατολικό-Καρυοχώρι έδωσε Κάτω Πλειοκαινική ηλικία (Ioakim 1982b, Vasiliou 1982) ή Άνω

Μειοκαινική (Van de Weerd 1979b). Επίσης, η ηλικία του σχηματισμού της Βεγόρας είναι πιθανόν να θεωρηθεί Άνω Μειοκαινική-Κάτω Πλειοκαινική.

ΤΟ ΟΦΕΙΟΛΙΘΙΚΟ ΣΥΜΠΛΕΓΜΑ ΤΟΥ ΒΟΥΡΙΝΟΥ

Οι οφειόλιθοι του Βούρινου που τοποθετούνται στο όριο της Πελαγονικής ζώνης με την Μεσοελληνική Αύλακα, είναι ένας από τους πολλούς ελληνικούς οφειόλιθους που αντιπροσωπεύουν απομεινάρια Ιουρασικών θαλασσών. Ο Βούρινος περιλαμβάνει ένα ολοκληρωμένο οφειολιθικό τμήμα (Moore 1969, Rassios et al. 1983a), παρόλο που οι pillow lavas δεν διακρίνονται καλά.

Το σύμπλεγμα τοποθετήθηκε στο Κρητιδικό πάνω από Κάτω Ιουρασικά ανθρακικά, με μικρές σφήνες από Ιουρασικό σχηματισμό του Αγ.Νικολάου στο εμπρόσθιο τμήμα της επώθησης (Pichon & Brunn 1977, Zimmerman 1973, Naylor & Harle 1976). Η διεύθυνση της επώθησης ήταν από ΝΔ προς ΒΑ με παράταξη συστήματος πτεροειδών ρηγμάτων από ΝΔ προς 45° ΒΑ (Roberts et al. 1988, Wright 1986, Naylor & Harle 1976). Αμφιβολίτες μέσα στη ζώνη απόθεσης έχουν χρονολογηθεί στα 179±4εκ. χρόνια (Liassic, by Spray & Roddick 1980).

Το σύμπλεγμα οφειολίθων υπέρκειται ασύμφωνα πάνω σε Άνω Ιουρασικές καλπιονελίτες και ρουδιστικούς ασβεστόλιθους του Κενομανίου (Mavrides 1980, Mavrides et al. 1977, Pichon 1977).

Τριτογενή ρήγματα κόβουν το σύμπλεγμα σε διάφορες δομικές ενότητες.

Η οφειολιθική ακολουθία αποτελείται από μεταμορφωμένους τεκτονίτες, βασικά και υπερβασικά συσσωρευτικά πετρώματα, μη συσσωρευτικούς διορίτες και πλαγιογρανίτες, και ένα φυλλώδες σύμπλεγμα φλεβών με κάποιες παρεμβολές pillow lavas, ροές και υδροθερμικό ίασπη (Jackson et al. 1975, Harkings et al. 1980, Rassios et al. 1983a,b). Οι μεταμορφωμένοι τεκτονίτες αποτελούνται από παραμορφωμένους χαρτζβουργίτες και δουνίτες που προέρχονται από ανώτερο ωκεάνειο μανδύα. Αυτά τα υπερμαφικά έχουν μετατραπεί σε μαζώδεις σερπεντινίτες κατά μήκος του ρήγματος. Οι δουνίτες μέσα σε τμήμα του μανδύα φιλοξενούν αποθέματα χρωμιτών όπως είναι οι 7 εκ. τόνοι ορυκτού της Σκούμτσας Ξερολίβαδου.

ΝΕΟΤΕΚΤΟΝΙΚΗ ΕΞΕΛΙΞΗ ΤΟΥ ΒΥΘΙΣΜΑΤΟΣ ΦΛΩΡΙΝΑΣ-ΒΕΓΟΡΙΤΙΔΑΣ-ΠΤΟΛΕΜΑΪΔΑΣ

Η χρονολόγηση του πρωταρχικού σχηματισμού του τεκτονικού βυθίσματος Φλώρινας – Βεγορίτιδας – Πτολεμαΐδας μπορεί να γίνει με βάση την ηλικία των αρχαιότερων ιζημάτων που καλύπτουν τα βαθύτερα σημεία της λεκάνης. Τα μέχρι σήμερα γνωστά νεογενή ιζήματα της λεκάνης είναι εκείνα του σχηματισμού της Βάσης, τα οποία υπόκεινται αμέσως κάτω από τις αμμώδεις αργιλλόμαργες του

σχηματισμού Βεγόρας, ηλικίας Α. Μειόκαινου- Κ. Πλειόκαινου. Έτσι μια ελάχιστη ηλικία για την αρχική δημιουργία του βυθίσματος θα μπορούσε να θεωρηθεί σαν πιο πιθανή εκείνη του Μ.-Α. Μειόκαινου., Επίσης, είναι γνωστό ότι στον Αιγιακό χώρο (Mercier et al, 1979b, Angelier 1979a, Φυτρολάκης 1979, Papanikolaou & Dermitzakis, 1981) καθώς και στην Β. Ελλάδα (Ψιλοβίκος 1977, Lyberis 1984, Psilonikos 1984) αναπτύχθηκε ένα εκτεταμένο εφελκυστικό πεδίο μεταξύ Μέσου και Ανώτερου Μειόκαινου, το οποίο πιστεύεται ότι ήταν γενικό και υπεύθυνο για την δημιουργία μιας σειράς τεκτονικών βυθισμάτων.

Όσον αφορά λοιπόν την παλαιογεωγραφική- νεοτεκτονική εξέλιξη του βυθίσματος Φλώρινας – Βεγορίτιδας – Πτολεμαΐδας διακρίνουμε τα επόμενα στάδια:

1. Συνέπεια του εκτεταμένου εφελκυστικού πεδίου του Μέσου – Ανώτερου Μειόκαινου το οποίο συνεχίστηκε και κατά το Πλειστόκαινο, σχηματίστηκε και διευρύνθηκε το αρχικό τεκτονικό βύθισμα, το οποίο δέχτηκε τα πρώτα χερσοποτάμια ιζήματα. Κατά τη δημιουργία του κυρίως συστήματος βυθίσματος της λεκάνης Φλώρινας – Πτολεμαΐδας αναπτύχθηκαν κανονικά ρήγματα ΒΔ-ΝΑ παράταξης.
2. Στο βύθισμα αυτό αναπτύχθηκε εκτεταμένη λίμνη που είχε σαν συνέπεια να σχηματιστούν τα πρώτα λεπτόκοκκα ιζήματα (άμμοι, μάργες, ξυλίτες, αργιλλομάργες). Όσο διήρκεσε η εφελκυστική τάση στο Πλειόκαινο τα ιζήματα αυτά δέχτηκαν την επίδρασή της και ρηγματώθηκαν. Τμήματα (blocks), κυρίως στα ανατολικά της λεκάνης, έμειναν ανυψωμένα, ενώ άλλα βυθίστηκαν ακόμα περισσότερο.

3. Κατά τη διάρκεια του Πλειόκαινου, συμπληρώθηκε λιμναία ιζηματογένεση (μάργες, άργιλοι, λιγνίτες, μαργαίκοι ασβεστόλιθοι). Από όλα τα παραπάνω ιζήματα συνάγεται ότι το βάθος της λίμνης ήταν μεταβαλλόμενο εποχιακά και οι πηγές τροφοδοσίας του υλικού ήταν τόσο τα κρυσταλλοχιστώδη πετρώματα των δυτικών περιθωρίων της λεκάνης, όσο και τα ανθρακικά των ανατολικών διάρκειας του Πλειόκαινου – περιθωρίων. Από τεκτονική πλευρά, αξιοσημείωτο είναι ότι κατά τη Πλειοπλειστοκαίνου εκδηλώθηκαν και τοπικά συμπίεστικά τεκτονικά επεισόδια μικρής έκτασης.

4. Από το Ανώτατο Πλειόκαινο και ιδιαίτερα από το Κατώτερο Τεταρτογενές άρχισε ένας νέος έντονος εφελκυσμός, διαπιστωμένος σε όλη την έκταση του Αιγαίου, ο οποίος έφερε μεγάλη τεκτονική αναστάτωση στην περιοχή. Επαναδραστηριοποιήθηκαν μεγάλα προϋπάρχοντα ρήγματα, κύρια ΒΑ-ΝΔ διεύθυνσης, τεμάχη (blocks) βυθίστηκαν ακόμα περισσότερο, άλλα ανυψώθηκαν και καινούρια βυθίσματα και εξάρματα δημιουργήθηκαν. Ιδιαίτερα ξεχωρίζει το μεγάλο τεκτονικό βύθισμα της λίμνης Βεγορίτιδας, το οποίο σαν ανεξάρτητο graben αναπτύσσεται μεταξύ Βόρρα και Βερμίου και συνεχίζει ακόμη νοτιότερα μέχρι τη λεκάνη της Πτολεμαΐδας. Ταυτόχρονα η λιμναία ιζηματογένεση διακόπηκε και μία εκτεταμένη λιμνοδελταϊκή και χερσοποτάμια έλαβε χώρα.

Κατά τη διάρκεια του Τεταρτογενούς οι λίμνες περιορίστηκαν σημαντικά και χερσαία ιζήματα και πλευρικά ριπίδια κάλυψαν πολλές περιοχές. Τα ρήγματα επίσης λειτούργησαν μέχρι το Ανώτερο Πλειστόκαινο – Ολόκαινο. Τέλος, σε συνδυασμό πάντα με τα φαινόμενα της διάβρωσης ολοκληρώθηκαν οι διεργασίες που έδωσαν τη σημερινή εικόνα της περιοχής.

ΙΣΤΟΡΙΚΗ ΣΕΙΣΜΙΚΟΤΗΤΑ, ΠΑΛΑΙΟΣΕΙΣΜΙΚΟΤΗΤΑ ΚΑΙ ΣΕΙΣΜΙΚΗ ΕΠΙΚΙΝΔΥΝΟΤΗΤΑ ΣΤΗ Δ. ΜΑΚΕΔΟΝΙΑ

Η Δ.Μακεδονία στη Β. Ελλάδα, ήταν μία σεισμικά ακίνητη περιοχή για έναν ή παραπάνω αιώνες και είχε χαρακτηριστεί ως ασεισμική· άκαμπτο τέμαχος μέσα σε μία μεγάλη ζώνη στην οποία είναι διανεμημένη ηπειρωτική παραμόρφωση και ρηγμάτωση και περιοχή ελάχιστου σεισμικού κινδύνου. Συνεπώς, στις 13 Μαΐου 1995 καταστρεπτικός σεισμός ($M=6.6$) ο οποίος χτύπησε την υποτιθέμενη ασεισμική ζώνη ήταν μία έκπληξη για τους επιστήμονες, την κυβέρνηση και τον πληθυσμό.

Ωστόσο, ιστορικές και αρχαιοσεισμολογικές αποδείξεις, καθώς και αλλαγή στα παράκτια δεδομένα δείχνουν ότι η υποτιθέμενη ασεισμική περιοχή της Δ.Μακεδονίας έχει επηρεαστεί τα τελευταία 2000 χρόνια από τουλάχιστον επτά και πιθανόν εννέα καταστρεπτικούς σεισμούς. Ένας από αυτούς τους σεισμούς συνέβη περίπου το 1700 και ίσως να είχε το ίδιο επίκεντρο, αλλά μεγαλύτερο μέγεθος από τον σεισμό του 1995.

ΣΥΓΧΡΟΝΗ ΣΕΙΣΜΙΚΟΤΗΤΑ Δ.ΜΑΚΕΔΟΝΙΑΣ

Στην Δ.Μακεδονία υπάρχουν επιτακτικά στοιχεία για τη σεισμική και τεκτονική δραστηριότητα. Ωστόσο, η αναγνώριση διαδεδομένων ιχνών πρόσφατης ρηγμάτωσης (Pavlides & Mountrakis, 1987; IGME, unpublished data) διέκοψαν τα σχέδια για εγκατάσταση δεξαμενών πυρηνικών αποβλήτων στην ευρύτερη περιοχή.

Από τους πρόσφατους σεισμούς που παρουσιάζουν ιδιαίτερο ενδιαφέρον για την περιοχή είναι: 10^{ης} Μαρτίου 1974, $M_s=4.5$, 9^{ης} Ιουλίου 1984, $M_s=5.2$ και 18^{ης} Φεβρουαρίου 1986, $M_s=4.9$. Για τον τελευταίο σεισμό η επιμήκυνση των ισοσειστών καμπυλών των εντάσεων V είναι $e=0.68$ και IV $e=0.35$ BA-NA διεύθυνση ($\sim 45^\circ$), δηλαδή στη διεύθυνση των ρηγμάτων που η γεωλογική παρατήρηση έδειξε ότι είναι τα νεότερα (Τεταρτογενή δράση).

Ο σεισμός της 9^{ης} Ιουλίου 1984, τα στοιχεία του οποία έχουν υπολογιστεί με τη μεγαλύτερη δυνατή ακρίβεια $M_L=4.7$, $M_s=5.2$, και γεωγραφικές συντεταγμένες 40.66° B, 21.87° A, βάθος εστίας $H=5\text{km}$ (ATH), 10km (NEIS), 21km (CSEM) και μακροσεισμικό επίκεντρο μεταξύ των χωριών Ξανθόγεια, Περαιά και Πύργοι – συνδέεται άμεσα με ρήγματα της νοτιοανατολικής πλευράς της Βεγορίτιδας και Πύργων, κοιλάδας Κομνηνών (πρόποδες του Βερμίου).

Η Έδεσσα χτυπήθηκε από έναν άλλο σεισμό μεγέθους 5.5 το 1990 το τελευταίο γεγονός προκάλεσε περιορισμένες καταστροφές (εντάσεως V-VI MMS), αλλά η κατάρρευση ενός παλιού, λιτά χτισμένου σπιτιού σκότωσε ένα άτομο και φήμες για έναν μεγαλύτερο επερχόμενο καταστροφικό σεισμό προκαλώντας πανικό στον πληθυσμό. Η υψηλή τρωτότητα των κτιρίων αυτής της πόλης, ως συνέπεια της εμφανής έλλειψης σεισμικότητας έχει επίσης σημειωθεί (Elephtheriou, 1991).

Ωστόσο, σε όλες τις μελέτες των πηγών σημαντικών σεισμών στην Ελλάδα πριν το 1995, η Δ.Μακεδονία χαρακτηρίστηκε σαν μια περιοχή χωρίς σημαντικούς σεισμούς και σαν περιοχή ελάχιστου σεισμικού κινδύνου. Παρόλα αυτά, αυτή η προσέγγιση υιοθετήθηκε ακόμα και στο τρέχον, επίσημο διάγραμμα της ζώνωσης του

σεισμικού κινδύνου στην Ελλάδα, το οποίο μπήκε σε λειτουργία στις 20 Ιουνίου 1995, λίγες μέρες μετά το σεισμό Γρεβενών-Κοζάνης μεγέθους 6.6 στις 13 Μαΐου. Αυτός ήταν ο μεγαλύτερος σεισμός στην Ελλάδα την τελευταία δεκαετία (Papazachos et al., 1995; Pavlides et al., 1995; Hatzfeld et al., 1995) και αποτέλεσε έκπληξη για την κυβέρνηση, την κοινωνία και ειδικότερα για την ελληνική και την παγκόσμια επιστημονική κοινότητα (Stiros, 1995a; Pavlides et al., 1995).

Προφανώς, ο σεισμός δοκίμασε τη θεωρία των ασεισμικών τεμαχίων και έθεσε κάποια ερωτήματα οι απαντήσεις στα οποία είναι μεγάλης σημασίας τόσο στην Ελλάδα όσο και σε άλλες χώρες:

Ο σεισμός του 1995

1. ήταν ένα γεγονός που προκλήθηκε από το γέμισμα τεχνητής λίμνης κοντά στο επίκεντρο όπως αρχικά προτάθηκε από τον Παπαζάχο το 1995;
2. ήταν ένα τυχαίο και σπάνιο γεγονός σαν αυτά που συμβαίνουν σε ασεισμικές, τεκτονικά ανενεργές παλιές κρατονικές περιοχές, όπως για παράδειγμα Ινδία, Αυστραλία και Καναδάς (Crone, 1991; Adams et al., 1991; Crone et al., 1992) ή
3. αντανakλά γεγονότα που συμβαίνουν κάθε 200,500,1000 ή περισσότερα χρόνια σε τεκτονικά “ανενεργό” περιβάλλον; Στην τελευταία περίπτωση ποια είναι η διάρκεια της επανάληψης; Γιατί τις τελευταίες δεκαετίες η περιοχή Γρεβενών-Κοζάνης ήταν σχεδόν ασεισμική, ενώ παρακείμενες περιοχές ήταν σεισμικά ενεργές; Οι απαντήσεις σε αυτές τις ερωτήσεις χρησιμοποιηθούν σε άλλες εμφανή ασεισμικές ζώνες στην Ελλάδα και άλλες χώρες;

Συστηματικές παλαιοσεισμικές και αρχαιοσεισμικές μελέτες που άρχισαν 10 ή περισσότερα χρόνια πριν (Stiros & Pirazzoli, 1995; Stiros & Jones, 1996), όπως επίσης, αποτελέσματα από μελέτες ιστορικής σεισμικότητας άλλων ερευνητών που συνοψίζονται εδώ (για παράδειγμα Notara-Evangellatou, 1992; Papazachos & Papazachos, 1997) δίνουν πληροφορίες οι οποίες επιτρέπουν μια πρώτη απάντηση στα παραπάνω ερωτήματα. Τουλάχιστον πέντε δυνατοί σεισμοί έχουν χτυπήσει την ευρύτερη, υποτιθέμενη σεισμική περιοχή της Δ.Μακεδονίας τα τελευταία 2000 χρόνια και δείχνουν ότι ο σεισμικός κίνδυνος είναι σίγουρα σημαντικός (Ambraseys, 1998). Συγκεκριμένα, ένας σεισμός σαν αυτόν του 1995 Κοζάνης-Γρεβενών συνέβη περίπου το 1700. Αυτοί οι σεισμοί εξάγονται από ιστορικά δεδομένα και μια νέα μεθοδολογία βασισμένη στην αναγνώριση του πλήθους μετασεισμικών επισκευών σε εκκλησίες.

ΠΑΛΑΙΟΣΕΙΣΜΙΚΗ ΙΣΤΟΡΙΑ ΤΗΣ «ΑΣΕΙΣΜΙΚΗΣ» ΠΕΡΙΟΧΗΣ ΤΗΣ Δ.ΜΑΚΕΔΟΝΙΑΣ

Ιστορικά δεδομένα

Ενώ η Δ.Μακεδονία, ως το 1995 θεωρούνταν σεισμική, αρχαίες περιγραφές δείχνουν ότι η πόλη της Βέροιας καταστράφηκε από έναν μεγάλο σεισμό περίπου το 896μ.Χ. (Papazachos & Papazachos, 1989; Mougiaris, 1994). Το οχυρό και η εκκλησία από την ίδια πόλη καταστράφηκε το 1211 από έναν σεισμό με ένταση που υπολογίστηκε VIII και μέγεθος 6.5 (Papazachos & Papazachou, 1997).

Η Έδεσσα έχει επίσης, ενδιαφέρουσα σεισμική ιστορία. Evangellatou-Notara (1993) παραθέτουν δύο αρχαία κείμενα πρωτοαναγνωρισμένα και σχολιασμένα από P.Schreiner που αναφέρουν την καταστροφή αυτής της πόλης μεταξύ του Σεπτεμβρίου 1395 και Αυγούστου 1396.

Σύμφωνα με τους παραπάνω και τα δύο κείμενα αναφέρουν μία μεγάλη καταστροφή της πόλης, ενώ το παλαιότερο δείχνει ότι μέρος της πόλης είχε σκεπαστεί από τα νερά του ποταμού που τη διασχίζει.

Ιστορικές αποδείξεις για έναν πιθανό σεισμό υπάρχουν για μία μικρή πόλη, τα Σέρβια. Ο Τσαρμανίδης (1995) διαφωνεί στο ότι η έκφραση «η γη κουνήθηκε και τα θεμέλια διαταράχτηκαν» που βρέθηκε σε ένα αρχαίο γραπτό δείχνει ένα δυνατό σεισμό που τον αισθάνθηκαν στα Σέρβια, τα μεσάνυχτα της Δευτέρας στις 16 Σεπτεμβρίου (27 με το καινούριο ημερολόγιο) 1695.

Τελικά, ο Golombias (1985/86) εξέδωσε δύο σημειώματα που βρέθηκαν στον τοίχο μιας εκκλησίας και στο Ευαγγέλιο μιας άλλης εκκλησίας μαρτυρώντας για έναν σεισμό στην περιοχή της Καστοριάς. Σύμφωνα με το πρώτο σημείωμα, ένας πολύ δυνατός σεισμός συνέβη στις 17 Μαΐου 1813 και η μετασεισμική ακολουθία κράτησε για 15 μέρες. Σύμφωνα με το δεύτερο σημείωμα ένας δυνατός σεισμός στις 17 Μαΐου 1812 κατέστρεψε τις τζαμαρίες, καμινάδες και σπίτια. Οι άνθρωποι εκκένωσαν τα σπίτια τους και μείνανε σε σκηνές· η σεισμική ακολουθία κράτησε τρεις μήνες. Αυτά τα σημειώματα, δείχνουν ένα δυνατό σεισμό με ένταση τουλάχιστον VIII και μέγεθος τουλάχιστον 6.5 σεισμό που χτύπησε την περιοχή της Καστοριάς το 1812 ή το 1813.

Αρχαιολογικά στοιχεία

Αρχαιολογικές ανασκαφές στην αρχαία Πέλλα, πρωτεύουσα της Μακεδονίας, έδειξαν ότι περίπου στο 90π.Χ. η πόλη καταστράφηκε ολοσχερώς και τμηματικά τουλάχιστον εγκαταλήφθηκε. Ο πληθυσμός μαζεύτηκε σε μια παρακείμενη περιοχή και γι'αυτό το λόγο τα ερείπια των καλοχτισμένων πέτρινων σπιτιών και άλλων κτιρίων στο κέντρο αυτής της εντυπωσιακής πόλης βρέθηκαν όπως είχαν αφεθεί μετά την καταστροφή. Μεταξύ των ερειπίων, σκελετοί από ανθρώπους που πέθαναν και θάφτηκαν κάτω από τα ερείπια (Siganidou, 1981), όπως επίσης βρέθηκαν και σωροί από πολύτιμα κεραμικά αγγεία πήραν κλίση σε ορισμένη κατεύθυνση (Akamatis, 1985). Σε τουλάχιστον μερικές περιπτώσεις, ξύλινα δοκάρια υποστήριζαν κατεστραμμένους τοίχους και στέγες που κινδύνευαν να πέσουν. Αναγνωρίστηκαν από τον J. Akamatis.

Στοιχεία ενός άλλου σεισμού περίπου το 200π.Χ. έρχονται από την Ακρόπολη της Αιάνης, που υπήρξε πρωτεύουσα της αρχαίας Μακεδονίας, 15km νότια της Κοζάνης. Αρχαιολογικές ανασκαφές έφεραν στο φως σημαντικά κτίρια θαμμένα και εγκαταλελειμμένα από ερείπια που έπεσαν από ανώτερα επίπεδα. Η έρευνα σε αυτή την περίπτωση είναι ακόμα σε εξέλιξη, ώστε να μην μπορούν να εξαχθούν τελικά συμπεράσματα, αλλά είναι πιθανόν ότι η εγκατάλειψη αυτών των κτιρίων υποδηλώνει μία μεγάλη καταστροφή που δεν οφείλεται απλά σε ένα τοπικό γεγονός (i.e. a landslide, E. Karamitrou). Ο σεισμός πρέπει να ήταν εντάσεως IX ή μεγαλύτερος και μέγεθος τουλάχιστον 6.0.

Αρχαιολογικά στοιχεία από ένα καταστροφικό σεισμό υπάρχουν επίσης για τη Βέροια. Κοντά στην πόλη, ο Petkos (1989) ανακάλυψε ερείπια από ένα κανάλι, η ύπαρξη του οποίου είναι γνωστή από μία περιγραφή του πρώτου αιώνα μ.Χ. Λίγα ερείπια από το κανάλι έχουν διατηρηθεί, αλλά τα διαθέσιμα δεδομένα δείχνουν ότι καταστράφηκε και εγκαταλείφθηκε κατά τον 3^ο αιώνα ή νωρίτερα. Αφού τα κριτήρια του Stiros (1996) για την διαδικασία αναγνώρισης των σεισμών από αρχαιολογικά δεδομένα δεν είναι πλήρεις ικανοποιητικά κατά την παρούσα φάση της εκσκαφής, μπορούμε να θεωρήσουμε αυτά τα δεδομένα ως στοιχεία ενός πιθανού σεισμού με ένταση τουλάχιστον IX και ελάχιστου μεγέθους 6.5.

Ο Σεισμός Κοζάνης-Γρεβενών (περίπου) το 1700

Ο σεισμός περίπου το 1700 έγινε γνωστός από ιστορικά δεδομένα και έχει μοντελοποιηθεί βασισμένο σε έναν μεγάλο αριθμό από επισκευές εκκλησιών στον οποίο εξηγείται μία μετασεισμική αποκατάσταση της ευρύτερης περιοχής της Κοζάνης: εκτός από συγκεκριμένες πολύ γνωστές περιπτώσεις πόλεων ή περιοχών στις οποίες θρησκευτικά προνόμια παραχωρήθηκαν, μεγάλης κλίμακας επισκευές και ανοικοδομήσεις εκκλησιών κατά τη διάρκεια της Οθωμανικής περιόδου όπου πιθανόν μόνο μετά την άδεια του Σουλτάνου, συνήθως ακολουθώντας σεισμούς ή άλλες συμφορές.

Μπορούμε, λοιπόν, να συμπεράνουμε ότι σε μερικές, τουλάχιστον, από τις εμφανή σεισμικές περιοχές μέσα στις ευρύτερες ζώνες της διανεμημένης σεισμικότητας συμβαίνουν δυνατότεροι σεισμοί, αλλά με μεγαλύτερα (200 χρόνια ή

περισσότερο) επαναλαμβανόμενα διαλείμματα από τις παρακείμενες ζώνες. Συνεπώς, ο σεισμικός κίνδυνος από τις εμφανή ασεισμικές περιοχές δεν είναι σίγουρα χαμηλός, αφού από σχετικά μακρές περιόδους σεισμικής ακινησίας οδηγούμαστε σε κατασκευές ευάλωτες στους σεισμούς.

Παράμετροι του σεισμού

Επειδή οι εκκλησίες και τα μοναστήρια ήταν αρχικά προσεκτικά κτισμένα γι' αυτό το λόγο οι πιθανές ζημιές στη δομή που έκαναν αναγκαίες τις επιδιορθώσεις συνηγορούν σε σεισμική ένταση τουλάχιστον της τάξεως των VIII της κλίμακας MMS.

Το επίκεντρο αυτού του σεισμού μπορεί να προσδιοριστεί μερικά χιλιόμετρα βόρεια του Πιλορίου με ακρίβεια καλύτερη των 30km (Ambraseys & Melville, 1982). Το αναφερόμενο επίκεντρο του σεισμού είναι αρκετά κοντά στο επίκεντρο του σεισμού του 1995 που καθορίστηκε από μακροσεισμικά δεδομένα (Papazachos et al., 1995).

Ένα τελικό πρόβλημα παρουσιάστηκε όταν συνέβη ο σεισμός του 1700. Η άδεια του Σουλτάνου για την επισκευή του Καθεδρικού Ναού της Κοζάνης παραχωρήθηκε το 1702, καθώς οι πρώτες επισκευές της εκκλησίας, πιθανόν οι πιο μικρές ολοκληρώθηκαν το 1700. Τέτοιες επισκευές προφανώς άρχισαν μετά την μετασεισμική περίοδο, κατά τη διάρκεια της οποίας γινόταν σεισμοί μεγέθους 6.0 ή ακόμα μεγαλύτεροι προς το τέλος.

Πιθανόν ο αναφερόμενος σεισμός μπορεί να ταυτιστεί με αυτόν του 1695 που είναι το μόνο γνωστό γεγονός από ιστορικές πηγές

γιά αυτή την περίοδο. Ωστόσο, πιστεύουμε ότι είναι ένα διαφορετικό μεταγενέστερο γεγονός για δύο λόγους. Πρώτον, η πρόσφατη ιστορία της περιοχής δείχνει ότι ένας μέσος σεισμός (όπως του 1984) μπορεί να ακολουθηθεί από έναν μεγαλύτερο (όπως του 1995). Μια παρόμοια σχέση μπορεί να υπάρχει για ένα μέσο γεγονός το 1695 και ένα καταστροφικό περίπου το 1700. Και δεύτερον, μια μικρή (το πολύ ενός χρόνου) καθυστέρηση μεταξύ του σεισμού και των πρώτων μετασεισμικών επισκευών είναι πιθανότερη για μία ευημερούσα πόλη στον 18^ο αιώνα.

Συμπερασματικά, μπορούμε να συνοψίσουμε ότι με τα γεωλογικά κυρίως κριτήρια και τα ελάχιστα σεισμολογικά, ορισμένα ρήγματα της περιοχής μπορούν να χαρακτηριστούν, με ένα βαθμό αξιοπιστίας, ενεργά ή πιθανά ενεργά και η περιοχή στο σύνολό της, η οποία παρουσιάζει έντονη νεοτεκτονική δραστηριότητα, ιδιαίτερα κατά την Τεταρτογενή περίοδο και σχεδόν καθόλου σεισμική δράση, μπορεί να χαρακτηριστεί από γεωλογική άποψη ενεργή. Για μια πιο εμπεριστατωμένη όμως και περισσότερο υπεύθυνη τεκμηρίωση της ενεργού δράσης συγκεκριμένων ρηγμάτων της περιοχής είναι απαραίτητα λεπτομερή και ακριβή σεισμολογικά, γεωφυσικά, γεωδαιτικά και άλλα στοιχεία. Η σεισμική δυναμικότητα της περιοχής είναι της τάξης $5.4M_{max}$ με περίοδο επανάληψης 10 χρόνια ή 6.4 για 100 χρόνια, στοιχεία που φαίνεται ότι είναι ανάλογα με τη δυναμικότητα των πιθανών ενεργών ρηγμάτων (M_{max} μεταξύ 5.2-6.5) αν υποτεθεί ότι σε έναν πιθανό σεισμό θα ενεργοποιηθεί το ορατό ή πιθανό μήκος του ρήγματος στο σύνολό του.

ΤΕΚΤΟΝΙΚΗ ΔΟΜΗ ΤΗΣ ΕΥΡΥΤΕΡΗΣ ΠΛΕΙΟΣΕΙΣΤΗΣ ΠΕΡΙΟΧΗΣ

1. Γεωτεκτονική εξέλιξη της ευρύτερης πλειόσειστης περιοχής

Η ευρύτερη περιοχή Κοζάνης – Γρεβενών της Δ. Μακεδονίας, όπου εκδηλώθηκε ο σεισμός της 13^{ης} Μαΐου 1995, έχει υποστεί πολλές τεκτονικές διεργασίες στη διάρκεια εξέλιξης του γεωλογικού χρόνου, οι οποίες προκάλεσαν διάφορες παραμορφώσεις των πετρωμάτων, των σχηματισμών και του ανάγλυφου της περιοχής, μέχρις ότου αυτή πάρει την οριστική τεκτονική της μορφή (Mountrakis, 1982, 1984; Μουντράκης 1983, 1986). Τα τεκτονικά αυτά γεγονότα και οι αντίστοιχες διεργασίες, περιγράφονται παρακάτω συνοπτικά ως παραμορφωτικές φάσεις που εντάσσονται μέσα σε διαδοχικές διεργασίες της γεωτεκτονικής εξέλιξης του χώρου της Δ. Μακεδονίας:

1. Η πρώτη μεγάλη τεκτονική φάση έλαβε χώρα κατά τη διάρκεια του Άνω Ιουρασικού και συνδέεται με την τεκτονική τοποθέτηση των οφειολίθων από τις ωκεάνιες περιοχές των ζωνών Αξιού και Υποπελαγονικής, στο ανατολικό και δυτικό περιθώριο της Πελαγονικής ζώνης, αντίστοιχα.
2. Η συμπίεστική φάση του Ανωτέρου Κρητιδικού - Μέσου έως Άνω Ηωκαίνου προκάλεσε μεγάλες πτυχώσεις στην ευρύτερη περιοχή, δημιουργώντας πτυχές αξονικών διευθύνσεων ΒΔ-ΝΑ κυρίως, καθώς επίσης και τη δημιουργία συνεχών επωθήσεων και εφίππεύσεων και έντονων λεπιώσεων όλων των σχηματισμών της Πελαγονικής ζώνης προς τα δυτικά.

3. Κατά τη διάρκεια του Κάτω Ολιγοκαίνου συνέβη ένα σημαντικό εφελκυστικό γεγονός στον ευρύτερο χώρο κατά τη διεύθυνση ABA-ΔΝΔ, το οποίο είχε ως αποτέλεσμα τη δημιουργία της Μεσο-Ελληνικής Αύλακας από τη συνεχή ρηγμάτωση – ταφρογένεση, όπου και έλαβε χώρα η απόθεση των μολασσικών ιζημάτων.
4. Κατά τη διάρκεια του Μέσου – Ανωτέρου Μειόκαινου, μία συμπιεστική φάση διεύθυνσης A-Δ προκάλεσε ανάστροφες δομές και λεπίωση των οφειολίθων με γενική αξονική διεύθυνση των δομών αυτών B-N. η ίδια φάση προκάλεσε τη δημιουργία μεγάλων ρηγμάτων οριζόντιας μετατόπισης στις διευθύνσεις ΔΒΔ-ΑΝΑ και ΔΝΔ-ΑΒΑ, πολλά από τα οποία επαναδραστηριοποιήθηκαν ως κανονικά ρήγματα στις μετέπειτα εφελκυστικές φάσεις της νεοτεκτονικής.
5. Η συμπιεστική παραμόρφωση ολοκληρώθηκε κατά το Ανώτερο Μειόκαινο με ένα τελευταίο τεκτονικό επεισόδιο, το οποίο προκάλεσε ανάστροφα ρήγματα με διεύθυνση A-Δ στο εσωτερικό των οφειολιθικών μαζών, καθώς επίσης και την επαναδραστηριοποίηση με ανάστροφη συνιστώσα των μεγάλων ρηγμάτων οριζόντιας μετατόπισης που δημιούργησε το προηγούμενο συμπιεστικό επεισόδιο του Μέσου-Ανωτέρου Μειόκαινου.

2. Νεοτεκτονική της ευρύτερης περιοχής

Οι τεκτονικές κινήσεις που λαμβάνουν χώρα από την περίοδο του Ανωτέρου Μειόκαινου μέχρι και σήμερα ανάγονται στη νεοτεκτονική εξέλιξη. Στην ευρύτερη περιοχή της Δ. Μακεδονίας δύο

ήταν οι κύριες φάσεις της νεοτεκτονικής (μεταλπικής) παραμόρφωσης (Παυλίδης, 1985; Pavlides and Mountrakis, 1987):

1. Η πρώτη φάση ηλικίας Ανωτέρου Μειοκαίνου-Πλειοκαίνου είναι εφελκυστική με διεύθυνση μέγιστου εφελκυσμού (σ_3) ΒΑ-ΝΔ. από τον εφελκυσμό αυτό δημιουργήθηκαν ή επαναδραστηριοποιήθηκαν κανονικά ρήγματα κατά διεύθυνση ΒΔ-ΝΑ, ενώ συγχρόνως δημιουργήθηκαν και τα μεγάλα τεκτονικά βυθίσματα – λεκάνες ίδιας διεύθυνσης του Ελληνικού χώρου.
2. Η δεύτερη επίσης εφελκυστική φάση εκδηλώθηκε κατά το Τεταρτογενές με κύρια διεύθυνση εφελκυσμού (σ_3) ΒΒΔ-ΝΝΑ. Συνέπεια αυτής της φάσης ήταν η δημιουργία ή επαναδραστηριοποίηση μεγάλων κανονικών ρηγμάτων ΒΑ-ΝΔ έως Α-Δ διεύθυνσης, τα οποία έπαιξαν καθοριστικό ρόλο στη νεοτεκτονική εξέλιξη της περιοχής. Η τεκτονική αυτή φάση συνεχίζεται μέχρι και σήμερα.

ΕΝΕΡΓΟΣ ΤΕΚΤΟΝΙΚΗ ΤΗΣ ΕΥΡΥΤΕΡΗΣ ΠΛΕΙΟΣΕΙΣΤΗΣ ΠΕΡΙΟΧΗΣ

Αποτέλεσμα της Τεταρτογενούς ηλικίας εφελκυστικής τεκτονικής είναι μια σειρά παράλληλων σχεδόν ρηγμάτων διεύθυνσης ΒΑ-ΝΔ που κυριαρχούν στον ευρύτερο γεωλογικό χώρο της Δ.Μακεδονίας, ορισμένα από τα οποία έχουν ήδη χαρακτηριστεί ως ενεργά ρήγματα με προηγούμενες έρευνες (Παυλίδης, 1985;

Pavlidis and Mountrakis, 1987; Μουντράκης κ.ά., 1995α) και έχει επισημανθεί η σημασία τους για την περιοχή.

Στην ομάδα αυτή εντάσσονται κυρίως τα ενεργά ρήγματα που έχουν εντοπισθεί στον ευρύτερο χώρο της μεγάλης Νεογενούς – Τεταρτογενούς λεκάνης Φλώρινας – Αμυνταίου – Πτολεμαΐδας – Κοζάνης, η οποία έχει διεύθυνση ΒΔ-ΝΑ. Τα ρήγματα αυτά κόβουν εγκάρσια τη λεκάνη έχοντας διεύθυνση ΒΑ-ΝΔ έως ΑΒΑ-ΔΝΔ, με σημαντικότερο το ρήγμα του Αλιάκμονα που θεωρητικά αποτελεί το νότιο όριο της λεκάνης, τμήμα του οποίου ενεργοποιήθηκε κατά το σεισμό της 13^{ης} Μαΐου 1995 στην περιοχή Κοζάνης – Γρεβενών. Το ρήγμα αυτό ανιχνεύθηκε με τη βοήθεια δορυφορικών εικόνων, στις οποίες παρουσιάζεται σαν μία συνεχής γραμμή μεγάλου μήκους.

Η τεκτονική γραμμή του ποταμού Αλιάκμονα αποτελεί τη σημαντικότερη νεοτεκτονική ρηξιγενή ζώνη στο χώρο της Δ.Μακεδονίας, η οποία εκτείνεται μέχρι την Κ.Μακεδονία με συνολικό μήκος πάνω από 70km. Ακολουθεί στενά την κοίτη του ποταμού Αλιάκμονα από την περιοχή Γρεβενών – Κοζάνης, διασχίζει το Βέρμιο, και ακολουθώντας πάντοτε γενική διεύθυνση ΒΑ-ΝΔ διακλαδίζεται προς τα Πιέρια και πιθανόν καταλήγει στην πεδιάδα Βέροιας – Θεσσαλονίκης. Ασφαλώς πρόκειται για ρηξιγενή ζώνη που είχε σημαντική τεκτονική δράση για μακρά περίοδο κατά τη διάρκεια Νεογενούς – Τεταρτογενούς και έχει κόψει εγκάρσια τις οροσειρές Βούρινου και Βερμίου για να δημιουργηθεί η δίοδος του ποταμού Αλιάκμονα.

Εκτός από το μεγάλο ενεργό ρήγμα του Αλιάκμονα, έχουν εντοπιστεί στην περιοχή της μεγάλης λεκάνης Φλώρινας – Αμυνταίου – Πτολεμαΐδας με γεωλογικές έρευνες (Κούκουζας κ.ά.,

1981, 1983; Μουντράκης, 1983; Παυλίδης, 1985; Pavlides and Mountrakis, 1987) και έχουν άλλα έξι (6) εξίσου σημαντικά και ενεργά ρήγματα, τα οποία έχουν διεύθυνση BA-ΝΔ ($B 40^{\circ} - 60^{\circ}$) και διασχίζουν εγκάρσια τη μεγάλη αυτή λεκάνη. Τα ενεργά αυτά ρήγματα είναι τα εξής καθώς πηγαίνουμε από τα νότια προς τα βόρεια: το ρήγμα Προαστίου-Ασβεστόπετρας, το ρήγμα Εμπορίου-Περδίκας (ύψωμα Μπορντό), το ρήγμα Χειμαδίτιδας – Αναργύρων, το ρήγμα Περαίας – Μανιάκι, το ρήγμα Βεγορίτιδας – Αγ. Παντελεήμονα – Βεγόρας και το ρήγμα Νυμφαίου – Ξυνού Νερού-Λίμνης Πετρών.

Η ρηξιγενής ζώνη του Αλιάκμονα αποτελείται από συνεχόμενα ανεξάρτητα (:) τμήματα (segments) που σχηματίζουν μεταξύ τους γωνίες. Η τμηματοποίηση της ρηξιγενούς ζώνης του Αλιάκμονα επιβεβαιώθηκε με τον σεισμό της 13^{ης} Μαΐου 1995 στην περιοχή Κοζάνης – Γρεβενών, κατά τον οποίο ενεργοποιήθηκε ένα μόνο τμήμα της ρηξιγενούς ζώνης και προκάλεσε το σεισμό μεγέθους $M=6.6$ (Μουντράκης κ.ά. 1995α; Pavlides et al., 1995a). Τα τμήματα της ρηξιγενούς ζώνης από τα δυτικά προς τα ανατολικά είναι τα εξής: α) σεισμικό ρήγμα Ρυμνίου – Παλαιοχωρίου Σαρακήνας – Κέντρου, β) ενεργό ρήγμα Σερβιών – Βελβεντού, και γ) ενεργό ρήγμα Βερμίου – Βεργίνας. Από τα ρήγματα αυτά κατά τη διάρκεια του σεισμού της 13^{ης} Μαΐου 1995, ενεργοποιήθηκε μόνο το σεισμικό ρήγμα Ρυμνίου – Παλαιοχωρίου – Σαρακήνας – Κέντρου, σε αντίθεση με τα υπόλοιπα ρήγματα που παρέμειναν αδρανή.

Κατά τη διάρκεια της κύριας δόνησης και των μετασεισμικών γεγονότων που ακολούθησαν, σχηματίστηκαν πολλές ρηξιγενείς επιφάνειες στην ευρύτερη πλειόσειστη περιοχή. Παρατηρήθηκαν

δύο κύριες ρηξιγενείς δομές, οι οποίες συνδέονται με το κύριο και αντιθετικό ρήγμα της περιοχής: η ρηξιγενής δομή της περιοχής Ρυμνίου – Παλαιοχωρίου – Σαρακήνας – Κέντρου (διεύθυνση B 70°), και η ρηξιγενής δομή Χρωμίου – Βάρης – Μυρσίνας (διεύθυνση B 100°), αντίστοιχα. Πολλές ακόμη μικρότερες και δευτερογενείς διαρρήξεις (ρωγμές, σχισμές) σχηματίστηκαν ανάμεσα στις δύο κύριες ρηξιγενείς δομές, η πλειοψηφία των οποίων έχει κατεύθυνση B 70° – 80° (Μουντράκης κ.ά., 1995β).

ΕΚΤΙΜΗΣΗ ΤΗΣ ΣΕΙΣΜΙΚΗΣ ΕΠΙΚΙΝΔΥΝΟΤΗΤΑΣ

Τα στοιχεία για την περιοχή της Κοζάνης-Γρεβενών δείχνουν ότι έχει επηρεαστεί το 1700 περίπου από έναν καταστρεπτικό σεισμό με παραμέτρους κάπως παρόμοιες με αυτές του γεγονότος του 1995. Η καταστροφή στην Αιάνη το 200π.Χ. περίπου μπορεί επίσης να συγγενεύει με έναν παρόμοιο σεισμό. Σεισμοί τύπου 1995 είναι πιθανόν να συμβαίνουν κάθε 250-300 χρόνια.

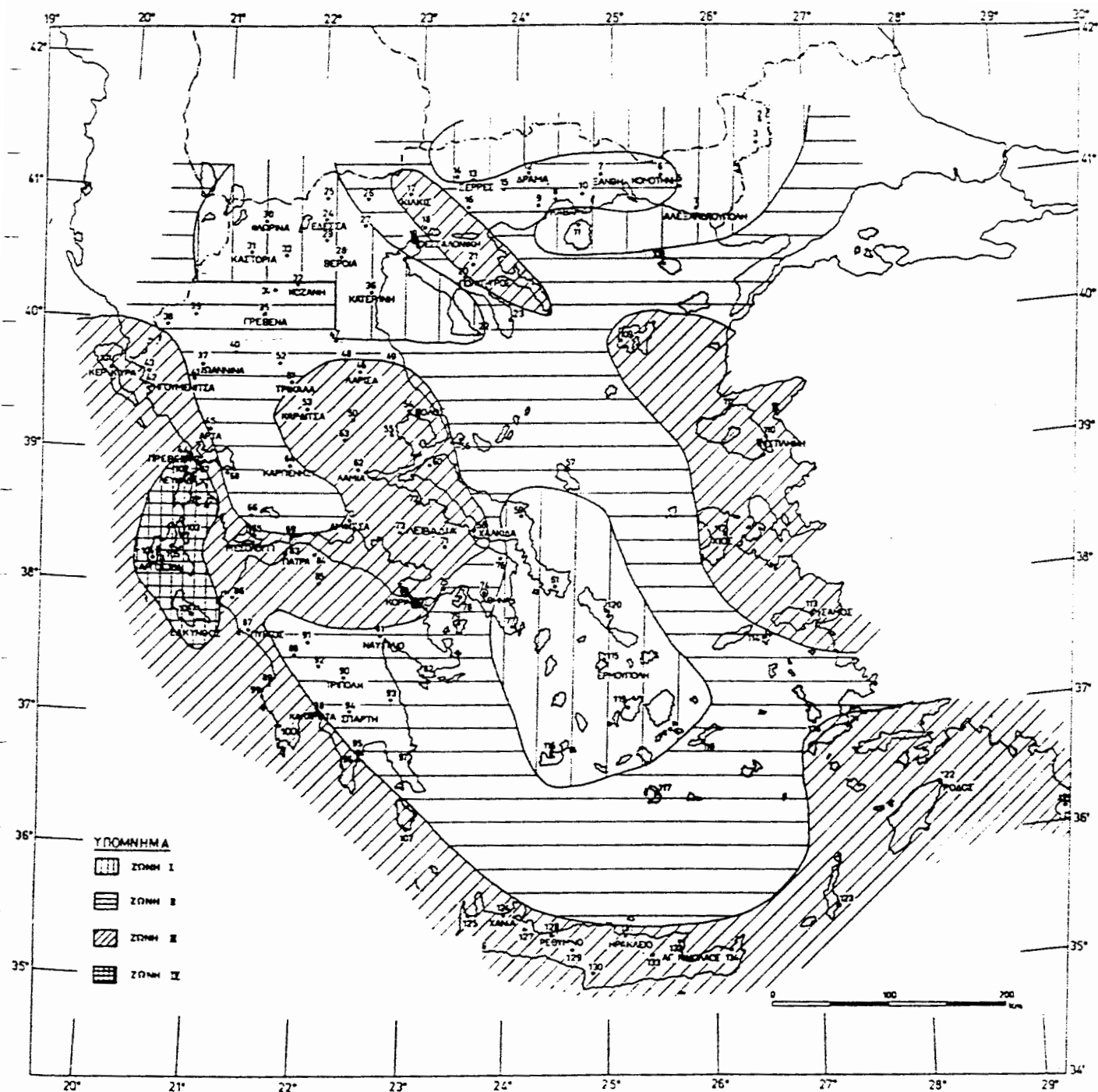
Ένα παρόμοιο συμπέρασμα μπορεί να εξαχθεί για τη Βέροια αφού αυτή η πόλη έχει επηρεαστεί από καταστροφικό σεισμό το 896, 1211 και πιθανόν περίπου το 200μ.Χ., δείχνουν συστηματικά επαναλαμβανόμενα καταστροφικά γεγονότα. Καταστροφικοί σεισμοί στην Πέλλα και στην Καστοριά έχουν επίσης καταγραφεί, δείχνοντας ότι μεγάλοι σεισμοί είναι κατανεμημένοι σε όλη τη Δ. Μακεδονία.

Αυτό το αποτέλεσμα είναι πολύ σημαντικό για να υπολογιστεί ο σεισμικός κίνδυνος στην περιοχή και ιδιαίτερα στην τρωτότητα ποικίλων κτισμάτων και μεγάλων τεχνικών έργων που έχουν

κατασκευαστεί με σχετικά χαλαρές προδιαγραφές κατά τη διάρκεια σεισμικής ησυχίας. Παρουσιάζει ενδιαφέρον ότι η επιτάχυνση του σεισμού του 1995 έχει φτάσει τα όρια σχεδιασμού του φράγματος του Πολυφύτου, στον Αλιάκμονα ποταμό, μόλις δυτικά της Κοζάνης, σε μια περιοχή όπου τα σεισμικά κύματα είχαν εξασθενήσει.

Σύμφωνα με τα παραπάνω και μετά το σεισμό της 13^{ης} Μαΐου 1995 το διάγραμμα των ζωνών σεισμικού κινδύνου στην Ελλάδα αναθεωρήθηκε βάσει των καινούριων δεδομένων όπως φαίνεται στον χάρτη του ΕΑΚ 2000.

Ο σεισμικός κίνδυνος στην περιοχή Γρεβενών – Κοζάνης στην ευρύτερη περιοχή της Δ. Μακεδονίας δεν πρέπει να θεωρείται μικρός και θα πρέπει ιδιαίτερα να αντιμετωπιστεί και ο κίνδυνος των επιπτώσεων ενός μελλοντικού μεγάλου σεισμού στα μεγάλα τεχνικά έργα (π.χ. φράγματα, αστοχίες κατασκευών, ενεργοποίηση κατολισθήσεων, κ.λ.π.) καθώς και σε άλλες πόλεις που θεωρούνται και αυτές ασεισμικές (π.χ. Έδεσσα, Βέροια, κ.λ.π., παρ. Pavlides, 1997).



Χάρτης Ζωνών Σεισμικής Επικινδυνότητας της Ελλάδος

ΕΛΛΗΝΙΚΟΣ ΑΝΤΙΣΕΙΣΜΙΚΟΣ ΚΑΝΟΝΙΣΜΟΣ 2000

ΒΙΒΛΙΟΓΡΑΦΙΑ

Allen, R.C., 1974. Geological Criteria for Evaluating Seismicity. Bull. Seism. Soc. Am., 86, 1041-1057.

Angelier, J. (1979a) Néotectonique de l'Arc Egéen. Thèse de Doctorat d'Etat, Soc. Géol., France, Publ. 3, 418pp.

Adams, J., Wetmiller, R., Hasegawa, H. & Drysdale, J. (1991) The first surface faulting from an intraplate earthquake in North America. Nature 352 (6336), 617-619.

Akamatis, J. (1985) Clay matrices from Pella. Contribution to the study of the Hellenistic pottery. PhD Thesis, Thessaloniki University, (in Greek).

Ambraseys, N. & Melville, C. (1982) A history of Persian earthquakes. Cambridge University Press.

Anastopoulos, I.C. & Koukoulas, K.N. 1972. Economic geology of the southern part of Ptolemais lignite basin (Macedonia, Greece) (in Greek with English summary). Geol. Geophys. Res., 15, 1-189.

Boccaletti, M., Manetti, P. & Peccerillo, A. 1974. The Balkanids as an Instance of Back-Arc Thrust Belt: Possible Relation with the Hellenides. Geol. Soc. Am. Bull., 85, 1077-1084.

Brunn, J.H. 1956. Etude géologique du Pindus septentrional et la Macédoine occidentale. Ann. Géol. Pays Hellén., 7, 1-358.

Christensen, F. and Roberts, S., 1986. Formation of olivine pseudo-crescolumates by syntectonic axial planar growth during mantle deformation. *Geol. Mag.*, 123, 73-79.

Crone, A. (1991) Earthquakes in aseismic zones. *Nature* 352, 570.

Crone, A., Machette, M. & Bowman, R. (1992) Geologic investigations of the 1988 Tennant Creek, Australia earthquakes – Implications for paleoseismicity in stable continental regions. *US Geol. Survey Bulletin* 2032 – A, 1992.

Ehlers, H. 1960. Expertise Ptolemais. 21 Bder (Bericht unveröffentlicht).

Elephtheriou, A. (1991) Macroseismic examination of the areas of Pella and Kilkis Districts hit by the 21-12-1990 earthquake, M=5.5. Unpublished IGME Report 6381, (in Greek).

Faugeres, L. 1966. Découverte d'une molaire d'*Elephas antiquus* dans le bassin de Kozani, Ptolemais (Macédoine occidentale). *C.R. Somm. Soc. Géol. France*, 184-185.

Faugeres, L. 1975. Recherches géomorphologiques en Grèce septentrionale (Macédoine centrale, Macédoine occidentale). *Thèse Univ. de Paris, VI*, 849pp.

Galanopoulos, A. (1981) The damaging earthquakes and the earthquake potential of Greece (in Greek). *Annales Géologiques des pays helliniques* 30, 647-724.

Golombias, G. (1985) Notes of religious books of Kastoria. *Macedonika* 25, 297-360, (in Greek).

Harkins, M., Green, H. and Moores, E., 1980. Multiple intrusive events documented from the Vourinos ophiolite, northern Greece. *Am. Jour. Sci.*, 280-A, 284-296.

Hatzfeld, D. et al. (1995) The Kozani-Grevena (Greece) earthquake of May 13, 1995, Ms=6.6. Preliminary results of a field multidisciplinary survey. *Seismological Research Letters* 66, 61-70.

Ioakim, C 1982b. Palynological study of the borehole Δ25, East Kariochori. IGME, Strat. Stud. of Greek lignites, No 6, 22 p.

Ioakim, C. 1981. Etude palynologique des formations ligniteuses du Pliocene superieur de la region Anargyri-Amynteon (Grèce). Presented at APLF Conference 1981, Genève, 11 pp.

Ioakim, C. 1982a. Palynological study of the borehole P₇, Proastion-Ptolemais. IGME, Strat. Stud. of Greek lignites. No 5, 21 p.

Jackson, E., Green, H. and Moores, E., 1987. The Vourinos Ophiolite, Greece: Cyclic units of lineated cumulates overlying harzburgite tectonite. *Geol. Soc. Am. Bull.*, 86, 390-398.

Kantza, A., Valsami, E. and Cann, J., 1990. Hydrothermal alteration in the Pindos ophiolite, NW Greece with emphasis on the epidosite formation (abstr.) Submitted to: 1990 Conference of the Hellenic Geologic Company, Thessaloniki, Greece, May 7-11.

Kilias, A. & Mountrakis, D. 1987. Zum tektonischen Bau der Zentral-Pelagonischen Zone (Kamvounia-Gebirge, N. Griechenland). *Z. dt. Geol. Ges.* 138, 211-237.

- Kilias, A. & Mountrakis, D. 1989. The Pelagonian Nappe. Tectonics, metamorphism and magmatism. Bull. Geol. Soc. Greece, Vol. XXIII/1, 29-46.
- Kilias, A., 1980. Zur Geologie und Tectonik der östlichen Varnus-Gebirge (NW-Makedonien): Unpubl. Ph. D. dissertation Univ. Thessaloniki, Greece, 271 p.
- Koufos, G.D. 1982. *Hipparion crassum* Gervais, 18959 from the lignites of Ptolemais (Macedonia, Greece). Proc. Kon. Nederlandse Ak., B 85 (2), 229-239.
- Koukouzas, K., Kotis, Th., Ploumidis, M. & Metaxas, A. 1979. Economic geology of the Anargiri-Amynteon lignitic deposits (in greek with English summary) Ec. Res., n° 9, 1-69.
- Koukouzas, K., Kotis, Th., Ploumidis, M. & Metaxas, A. 1981. Coal exploration of "Apophysis" Field of Anargiri Amynteon area, W. Macedonia. IGME, Res. Energy Resour. No 1, 1-52 p.
- Koukouzas, K., Kotis, Th., Ploumidis, M., Metaxas, A. & Dimitriou, D. 1984. Lignite deposit of Komnina area Ptolemais (W. Macedonia). IGME, Res. for energy Resour. No 2, 103 p.
- Lyberis, N. (1984). Geodynamique du domain égéen depuis le Miocene supérieur. Thèse Doctorat d'Etat, Univ. P. -M. Curie, Paris VI, 367pp.
- Maratos, G., 1960. Ligniferous basin of Amynteon-Veri-Florina. Geol. Inv. IGME, No 29, 1-46 p.
- Mavrides, A., 1980. Apropos de l'âge de mise en place tectonique du cortège ophiolitique du Vourinos (Grece). In: Panayiotou, A.,

ed., Ophiolites. Proceedings Intern. Ophiolite Symposium, Cyprus, 1979, 340-350.

Mavrides, A., Skourtis-Coroneou, U. & Tsaila-Monopolis, S. 1977. Contribution to the geology of Subpelagonian zone (Vourinos area, West Macedonia). VI Coll. Geol. Aegean region, Athens, 175-195.

Mavrides, A., Skourtis-Coroneou, V. and Tsila-Monopolis, S., 1977. Contribution to the geology of Supelagonian zone (Vourinos area, W Macedonia). In: VI Coll. On the Geology of the Aegean Region, Athens, 1977, I: 175-195.

Mercier, J. - L., Delibasis, N., Gauthier, A., Jarrige, J., Lemeille, F., Philip, H., Sebrier, M. & Sorel, D. (1979b). La néotectonique de l'Arc Egéen Rev. Geogr. Phys. Géol. Dyn., 21, 67-92.

Mercier, J. 1968. Etude géologique des zones Internes des Hellénides en Macédoine centrale (Grèce). Contribution à l'étude du metamorphisme et de l'évolution magmatique des zones internes des Hellénides. Thèses, Paris 1966, Ann. Geol. Pays Hellen., 20, 1-792.

Moore, E., 1969. Petrology and Structure of the Vourinos Ophiolitic Complex of Northern Greece. Geol. Soc. Am. Spec. Paper 118, 74 pp.

Mountrakis, D. 1982a. Etude géologique des terrains metamorphiques de Macédoine occidentale (Grèce). Bull. Soc. Géol. France, 24, 697-704 pp.

Mountrakis, D. 1982b. Emplacement of the Kastoria ophiolite on the western edge of the Internal Hellenides (Greece). *Ofioliti*, 7, N. 2/3, 397-406.

Mountrakis, D. 1983. Structural geology of the North Pelagonian zone s.l. and geotectonic evolution of the internal Hellenides. Unpub. "Habilitation" Univ. Thessaloniki, Greece, 283, 289 p.

Mountrakis, D. 1984. Structural evolution of the Pelagonian zone in northwestern Macedonia, Greece, in DIXON, J.E., and ROBERTSON, A.H.F., eds., *The geological evolution of the eastern Mediterranean*: Geol. Soc. London Spec. Pub. 17, p. 581-590.

Mountrakis, D. 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. *J. Geol.*, 94, 335-347 pp.

Mountrakis, D., Eleftheriadis, G., Christofidis, G., Kiliass, A. & Sapountzis, E. 1987. Silicic Metavolcanics in the western Pelagonian Margin of Greece Related to the Opening of the Neo-Tethys. *Chem. Erde*, 47, 167-179.

Mountrakis, D., Sapountzis, E., Kiliass, A., Eleftheriadis, G. & Christofidis, G. 1983. Paleogeographic conditions in the western Pelagonian margin in Greece during the initial rifting of the continental area. *Can. J. Earth Sci.*, 21, 1673-1681.

Mountrakis, D. 1976. Geological study of the Pelagonian and Axios zone boundary in the Almopias area. Thesis, Univ. of Thessaloniki (unpubl.) 164pp.

Μουντράκης, Δ., Παυλίδης, Σ., Ζούρος, Ν., Χατζηπέτρος, Α. και Κωστόπουλος, Δ. (1995α). Διαπιστώσεις από υπαίθρια γεωλογική έρευνα για το σεισμό της 13^{ης} Μαΐου 1995 (Ms=6.6) στην περιοχή Κοζάνης – Γρεβενών (Δυτική Μακεδονία), *Γεωτεχνική Ενημέρωση*, 73, 65-72 σελ.

Μουντράκης, Δ., Παυλίδης, Σ., Ζούρος, Ν., Χατζηπέτρος, Α. και Κωστόπουλος, Δ. (1995β). Νεοτεκτονική μελέτη – γεωλογική χαρτογράφηση των οικισμών της πλειόσειστης περιοχής Κοζάνης-Γρεβενών, 325 σελ.

Mouyiaris, N. (1994) Seismic history of the Aegean Region, 2400BC-AD1990. Unpublished PhD Thesis, Univ. of Patras, (in Greek).

Naylor, M. and Harle, T., 1976. The Paleogeographic significance of rocks and structures of the Vourinos ophiolite, Northern Greece. I. Geol. Soc. London 132. 67-76.

Papaioannou, L. (1989) The Cathedral of St. Nicolas at Kozani. Kozani (in Greek).

Papanicolaou, D. J. & Dermitzakis, M. D. (1981). Major Changes from the Last Stage of the Hellenides to the Actual Hellenic Arc and Trench System. Int. Symp. On the Hell. Arc and Trench, Athens, II, 57-73.

Papastamatiou, J. 1952. Geological study of lignite in Ptolemais area. IGME, Geol. Geoph. Res. 2, No 1, 95 p.

Papazachos, B. & Papazachos, K. (1997) Earthquakes in Greece. Zitis, Thessaloniki.

Papazachos, B. & Papazachou, K. (1989) Earthquakes in Greece. Zitis, Thessaloniki, (in Greek and extensive English summaries).

Papazachos, B. et al., (1995) The natural process of generation of the main shock of Kozani-Grevena of 13 May 1995 ($M_s=6.6$) and of its seismic sequence. Publication no 4, Geophysics Laboratory, Aristotelian University of Thessaloniki.

Pavlidis, S. & Caputo, R. (1997) The 29th General Assembly of the IASPEI. Field trip to Western Macedonia and Thessaly. pp. 11-13.

Pavlidis, S. & Mountrakis, D. (1987) Extensional tectonics of northwestern Macedonia, Greece, since the late Miocene. *Journal of structural Geology* 9, 385-392.

Pavlidis, S. & Mountrakis, D. 1985/86. Neotectonics of the Florina-Vegorititis-Ptolemais Neogene basin (NW Greece). An example of extensional tectonics of the greater Aegean area. *Ann. Geol. Pays Hell.*, 33, 311-327.

Pavlidis, S. & Mountrakis, D. 1987. Extensional tectonics of northwestern Macedonia, Greece, since the late Miocene. *Journal of Structural Geology*, 9, 385-392 pp.

Pavlidis, S. & Simeakis, K. (1987) Neotectonics and active tectonics in low seismicity areas of Greece: Vegorititis (NW Macedonia) and Melos Isl. complex (Cyclades) – Comparison. *Annales Géologiques des Pays Helleniques* 33, 161-176.

Pavlidis, S. 1985. Neotectonic evolution of the Florina-Vegoritiss-Ptolemais basin (W.Macedonia, Greece), (in greek with English summary). Doct. Thesis, Sc. Ann. Fac. Phys. Math., Univ. Thessaloniki, 23 (43), 1-265.

Pavlidis, S. B., Mountrakis, D. M., Chatzipetros, A. A., Zouros, N. C. and Kostopoulos, D. S. (1995a). The Grevena-Kozani (May 13, 1995) earthquake, western Macedonia, Greece: seismogenic faulting in an "aseismic" area, 3rd Workshop on statistical models and methods in Seismology; Applications on prevention and forecasting of earthquakes, Thera, 18-20 September 1995.

Pavlidis, S. B., Mountrakis, D. M., Chatzipetros, A. A., Zouros, N. C. and Kostopoulos, D. S. (1995b). The May 1995 western Macedonia, Greece (Kozani-Grevena) earthquake; preliminary results, Terra Nova, 7, 544-549 pp.

Pavlidis, S., 2000. Σημειώσεις Νεοτεκτονικής-Γεωλογίας των Σεισμών-Εισαγωγή στη Νεοτεκτονική, Μορφοτεκτονική και Παλαιοσεισμολογία (Α.Π.Θ. Τομέας Γεωλογίας και Φυσικής Γεωγραφίας). 57-58.

Pearce, J., Lippard, S. and Roberts, A., 1984. Characteristics and tectonic significance of supra-subduction zone ophiolites. In: Kokelar, B., and Howels, M., eds., Marginal Basin Geology, Blackwell Sci. Publ. 77-94.

Petkos, A. (1989) The aquaduct of Veria. Archaeological Analekta ex Athinon 22, 197-210, (in Greek).

Pichon, J. and Brunn, J., 1977. Observations preliminaries sur les formations sous-jacentes aux peridotites du Vourinos. In: BUMA, Coll. Grenoble, 1977.

Pichon, J., 1977. Une transversale dans la zone Pelagonienne depuis les collines de Krappa (S-W) jusqu'au massif du Vermion (N-E): les premieres series transgressives sur les ophiolites. In: VI Coll. On the Geology of the Aegean Region, Athens, I: 163-171.

Psilovikos, A. (1984). Geomorphological and structural modification of the Serbomacedonia massif during the Neotectonic stage. Tectonophysics 110, 27-85.

Rassios, A., 1981. Geology and Evolution of the Magmatic Rocks of the Vourinos ophiolite, Northern Greece. Ph. D. Thesis, Univ. of Calif, Davis, 495 pp.

Rassios, A., Beccaluva, V., Bortolotti, A., Mavrides, A. and Moores, E., 1983a. Vourinos Ophiolitic Complex: Field Excursion Guidebook. Ofioliti 8(3), 275-292.

Rassios, A., Moores, E. and Green, H., 1983b. Magmatic structure and stratigraphy of the Vourinos ophiolite complex, Northern Greece. Ofioliti 8(3), 377-410.

Roberts, S., Rassios, A., Wright, L., Vacondios, I., Vrachatis, G., Grivas, E. and Nesbitt, R., 1988. Structural controls on the location and form of the Vourinos chromite deposits, In: Boissonnas, J and Omenetto, P., eds., Mineral Deposits within the European

Community. Soc. for Geol. Appl. to Min. Dep., Spec. Publ. 6, 249-266.

Roddick, J.C., Cameron, W.E. & Smith, A.G., 1979. Permo-Triassic and Jurassic ^{40}Ar - ^{39}Ar ages from Greek ophiolites and associated rocks. *Nature*, 279, 788-790.

Siganidou, M. (1981) Pella, section 1, block 2, Archaeological excavations report. *Archaeologicon Deltion* 36 (B2) 318, (in Greek).

Smith, A.G., Woodcock, N.H. & Naylor, M.A. 1979. The structural evolution of a Mesozoic continental margin, Orthris Mountain, Greece. *J. Geol. Soc. London*, 136, 589-603.

Soliman, H.A. & Zygojannis, N. 1977a. On the Biozonation of the Oligocene sequences by Foraminifera in the South Mesohellinic Basin, Northern Greece. VI Coll. Geol. Aegean region, Athens, 1085-1094.

Soliman, H.A. & Zygojannis, N. 1977b. Foraminiferal assemblages from the Eocene of Mesohellinic basin, Northern Greece. VI Coll. Geol. Aegean region, Athens, 1095-1104.

Spray, J.G., Bebie, J., Rex, D.C. & Roddick, J.C., 1984. Age constraints on the igneous and metamorphic evolution of the Hellenic-Dinari ophiolites, in DIXON, J.E., and ROBERTSON, A.H.F. eds., *The geological evolution of the eastern Mediterranean*: Geol. Soc. London Spec. Pub. 17, p. 619-627.

Spyropoulos, N., Kiliadis, A. & Mountrakis, D. 1986. Contribution to the study of the structural Geology of the Pelagonian zone in the

Askion Mountains, W. Macedonia. 3 Coll. Geol. Soc. Greece, Vol. XX, 121-138.

Stiros, S. & Jones, R. (1996) Archaeoseismology. Fitch Laboratory Occasional Paper 7, Oxford, 268 pp.

Stiros, S. & Pirazzoli, P. (1995) Paleoseismic studies in Greece. A review. Quaternary International 25, 57-63.

Stiros, S. (1995) Unexpected shock rocks and 'aseismic' area. Eos, Trans. Am. Geophys. Union 76, 513, (also p.519).

Stiros, S. (1996) Identification of earthquakes from archaeological data: Methodology, criteria and limitations. In Archaeoseismology, ed. S. Stiros and R. Jones, pp. 129-152. Fitch Laboratory Occasional Paper 7, Oxford.

Tsarmanides, A. (1995) Contribution to the history of the Servia district during the period 1350-1912. Vol. A, 1350-1880. Servia, (in Greek).

Van De Weerd, A. 1979a. Early Ruscinian rodents and lagomorphs (Mammalia, Greece). Proc. Kon. Nederlandse AK., B 82(2), 127-170.

Van De Weerd, A. 1979b. Palynology of some Upper Miocene and Lower Pliocene sections in Greece. Preliminary results, Biostratigraphic implications. Ann. Gèol. Pays Hell., Tome hors sèrie, fasc. III, 1253-1261.

Van De Weerd, A. 1983. Palynology of Some Upper Miocene and Pliocene Formations in Greece. Geologisches Jahrbuch, Reihe B, Heft 48.

Varga, R. and Moores, E., 1985. Spreading structure of the Troodos ophiolite. Geology, 13, 846-850.

- Velitzelos, E. & Gregor, H. – J. 195. Neue paläofloristische Befunde im Neogen Griechenlands. *Doc. Naturae*, 25, 1-4.
- Velitzelos, E. & Petrescu, J. 1981. Seltene Pflanzliche Fossilien aus dem Braunkohlenbecken von Vegora. *Ann. Géol. Pays Hell.*, 30, 767-777, 3 pls.
- Velitzelos, E. & Schneider, H. 1973. Beiträge zur Geologie West-Makedoniens 1. Elephantiden-Reste aus dem Pleistozän Florina. *Ann. Mus. Goulandris*, 251-256.
- Vetoulis, D. 1957. Contribution to the knowledge of Ptolemais basin, Macedonia. *Ann. Geol. Pays Hell.*, 8, 48-79.
- Wright, L., 1986. The effect of deformation on the Vourinos Ophiolite. In: Rassios, A., Roberts, S. and Vacondios, I., Research Report 1984-1986. A Multidisciplinary Approach to the Genesis of Chrome Deposits in the Vourinos Ophiolite Complex, 156-216.
- Zimmerman, J., 1972. Emplacement of the Vourinos ophiolitic complex, Northern Greece. *Mem. Geol. Soc. Am.*, 132, 225-239.
- Παυλίδης, Σ. Β. (1985) Νεοτεκτονική εξέλιξη της λεκάνης Φλώρινας-Βεγορίτιδας-Πτολεμαΐδας (Δ. Μακεδονία) Διδακτορική διατριβή που υποβλήθηκε στο Γεωλογικό τμήμα της Σχολής Θετικών Επιστημών του Α.Π.Θ.
- Φυτρολάκης, Λ. Ν. (1979). Η γεωλογική τομή της Κρήτης (προβλήματα, παρατηρήσεις και συμπεράσματα). *Διατρ. Υφηγ.*, Αθήνα, 146σ., +1 τεκτ. Χάρτης.

Ψιλοβίκος, Α. (1977). Παλαιογεωγραφική εξέλιξη της λεκάνης και της λίμνης της Μυγδονίας (Λαγκαδά – Βόλβης). Διατριβή επί διδακτορίας, Θεσσαλονίκη, 1977, 156σ.

ΜΕΡΟΣ 2

ΑΝΑΦΟΡΑ ΣΤΑ ΡΗΓΜΑΤΑ ΤΗΣ ΠΕΡΙΟΧΗΣ

ΡΗΓΜΑ ΒΕΡΜΙΟΥ-ΒΕΡΓΙΝΑΣ

Αποτελεί τη συνέχεια του ρήγματος Σερβιών-Βελβενδού, στη ρηξιγενή ζώνη Αλιάκμονα, ακολουθεί την κοίτη του ποταμού Αλιάκμονα με διεύθυνση ΒΑ-ΝΔ (50^0 - 60^0), διασχίζοντας εγκάρσια την οροσειρά του Βερμίου, αποτελώντας και το φυσικό όριο στα βουνά Βέρμιο και Φλάμπουρο.

Στα παραπάνω βουνά, κόβει τα πετρώματα της Πελαγονικής ζώνης, δηλαδή τα κρυσταλλοχιστώδη πετρώματα και τους μεσοζωικούς ασβεστόλιθους με συνολικό μήκος 20km. Φαίνεται ότι αποτελείται από δύο επιμέρους αυτόνομα τμήματα (segments) που ξεχωρίζουν δυτικά του χωριού Πολύδενδρον, όμως δεν έχει απόλυτα διευκρινιστεί διότι αποτελεί ένα πολύ λίγο μελετημένο τμήμα της ρηξιγενούς ζώνης Αλιάκμονα.

Υπάρχουν υπόνοιες ότι η ρηξιγενής γραμμή αυτή δεν σταματά στους πρόποδες του Βερμίου κοντά στη Βεργίνα, αλλά συνεχίζεται πιο ανατολικά μέσα στις τεταρτογενείς αποθέσεις της λεκάνης Βέρροιας-Θεσσαλονίκης όπου έχουν εντοπιστεί παλαιότερα με γεωφυσικές διασκοπήσεις δύο σχεδόν παράλληλες τεκτονικές γραμμές καλυμμένες τελείως από τις προσχώσεις της πεδιάδας. Ενδεχόμενη σύνδεση των γραμμών αυτών (ή μιας από τις δύο) με τη μεγάλη ρηξιγενή ζώνη Αλιάκμονα θα πρόσθετε στην τελευταία μεγαλύτερο μήκος και μεγαλύτερη επικινδυνότητα. Η σύνδεση όμως αυτή δεν παρατηρήθηκε στην ύπαιθρο.

VERMIO-VERGINA FAULT

It is the continuation of the Servia-Velvendos fault, in the rupture zone of Aliakmon, follows the river's sill NE-SW (50^0 - 60^0), splitting transversal the range of mount Vermio. It is also the natural boundary for the mountains Vermio and Flambouro.

On these mountains the fault, cuts the rocks of the Pelagonic zone, that are the crystal shally rocks and the Mesozoic limestones with total length of 20km. There are suspicions that the rupture zone does not stop at the foot of the mount Vermio, near Vergina, but continues easterly to the quaternary sediments of the Veria-Thessaloniki basin that have been located with geophysical logs two almost parallel tectonic lines covered by the sills of the plain. Probable colligation of these lines (or one of the two) with the big rupture zone of Aliakmon would add to the last largest length and the major risk. This colligation was not comprehensible with outdoor observations.

BIBLIOGRAPHY

Μουντράκης, Δ. Μ., Χάρτης ενεργών ρηγμάτων του ελληνικού χώρου περιοχή Μακεδονίας.

ΡΗΓΜΑ ΒΕΓΟΡΙΤΙΔΑΣ-ΑΓ.ΠΑΝΤΕΛΕΗΜΟΝΑ

Κανονικό ρήγμα ΒΑ-ΝΔ (30° έως 40°) διεύθυνση, κλίση 60° ΝΑ με μετάπτωση προς τα ΝΑ και μήκος 12 km στην ΒΔ πλευρά της λίμνης την οποία και οριοθετεί. Συνολικό μήκος 20km. Η συνέχεια του στη λεκάνη γίνεται σε δύο κλάδους. Ο πρώτος ξεκινά από τη Βεγόρα, συνεχίζει στη ΝΑ πλευρά του υψώματος Νεάπολη και σβήνει στις λοφοσειρές του Σωτήρα. Ο δεύτερος με σχεδόν ΒΝ διεύθυνση κατευθύνεται προς τα χωρία Λακκία και Φιλώτα και πιθανόν ακόμα περισσότερο προς Πτολεμαΐδα και Άρδασσα. Το άλμα του υπολογίζεται μεταξύ 200m και 500m με στοιχεία του πυθμένα της λίμνης (Παυλίδης 1985).

Εκτιμάται ότι είναι γεωλογικά ενεργό ρήγμα από σειρά παρατηρήσεων στα τεκτονικά κορήματα που καλύπτουν την κατοπτρική του επιφάνεια και από την παρόμοια κινηματική συμπεριφορά και γεωμετρία με τα υπόλοιπα παράλληλα ενεργά ρήγματα της μεγάλης λεκάνης.

Συνέχεια αυτού του ρήγματος στη βόρεια πλευρά της Βεγορίτιδας θα πρέπει να είναι η μεγάλη μετάπτωση στη θέση Λάκκα που καλύπτεται από τα παχιά πλευρικά κορήματα. Το μήκος της ολικής διάρρηξης πρέπει να ξεπερνά τα 30km.

VEGORITIDA- AG. PANTELEIMONAS FAULT

It is a normal fault, tends to the NE-SW (30° - 40°), dips 60° to SE with displacement to the SW and has length 12km to the NW side of the lake to which is a limit. Total length 20km. Its continuation to the lake consists of two branches. The first one starts from Vegora, continues

to the SE side of the Neapoli's elevation and vanishes on the Sotira's hills. The second one, with almost N to S direction proceeds the villages Lakkia and Philota and probably even more to Ptolemaida and Ardassa. The slip is estimated between 200m and 500m, with elements from the bottom of the lake (Pavlides 1985).

Series of observations to the tectonic debris that cover the slickenside and similar kinematic behaviour and geometry with the other parallel active fault of the big lake, is esteemed that the fault is geologically active.

Continuation of this fault to the north side of Vegoritida must be the big displacement of the position Lakka that is covered by the thick side debris. The length of the total rapture must exceed 30km.

BIBLIOGRAPHY

Μουντράκης, Δ. Μ., Χάρτης ενεργών ρηγμάτων του ελληνικού χώρου περιοχή Μακεδονίας.

Παυλίδης, Σ. Β. (1985) Νεοτεκτονική εξέλιξη της λεκάνης Φλώρινας-Βεγορίτιδας-Πτολεμαΐδας (Δ. Μακεδονία) Διδακτορική διατριβή που υποβλήθηκε στο Γεωλογικό τμήμα της Σχολής Θετικών Επιστημών του Α.Π.Θ.

ΡΗΓΜΑ ΣΕΡΒΙΩΝ – ΒΕΛΒΕΝΔΟΥ

Παράταξη $B70^0$, κλίση $B\Delta$, σχηματίζει το νότιο άκρο της λεκάνης της Κοζάνης που οριοθετεί τους πελαγονικούς μεσοζωικούς ασβεστόλιθους και τις παράκτιες αποθέσεις της Πλειο-Πλειστοκαινικής τεχνητής λίμνης του Πολυφύτου.

Το ρήγμα των Σερβιών αποτελείται από δύο τμήματα ρήγματος: α) το τμήμα του Βελβενδού στα δυτικά διαχωρίζει την ψηλότερη κορυφή της οροσειράς Φλάμπουρο από αυτό το τμήμα της λεκάνης του Αλιάκμονα που έχει στην περιοχή αυτή το μεγαλύτερο μήκος της 12km (Doutsos & Koukouvelas., 1998). Μετατόπιση κατά μήκος αυτού υπολογίζεται σε 2100m (Mountrakis et al., 1998), β) το τμήμα του Πολυφύτου στα ανατολικά του ρήγματος της Σαρακήνας δημιουργεί μια μικρότερη οροσειρά όπου το ποτάμι Αλιάκμονας ρέει στη λεκάνη της Θεσσαλονίκης. Η μετατόπιση κατά μήκος είναι μικρή. Το ρήγμα των Σερβιών, που είναι το ΒΑ τμήμα του ρήγματος του Αλιάκμονα δεν ενεργοποιήθηκε κατά τη διάρκεια του σεισμού στις 13 Μαΐου 1995. Ωστόσο είναι ένα εντυπωσιακό τυπικό κανονικό ρήγμα ($ABA-\Delta N\Delta$ παράταξη, κλίση 70^0-80^0 $B\Delta$) με πολύ πρόσφατη επαναδραστηριοποίηση.

SERVIA – VELVENDOS FAULT

Strike $N70^0$, dip NNW , forms the southern margin of the Kozani basin bounding the Pelagonian Mesozoic limestones and the Plio-Pleistocene deposits of the Polyfytos artificial lake.

The Servia fault is consisted of two main segments: a) Velvendos segment to the west separates the highest peak of the Flambouro

mountain chain from this segment of the Aliakmon basin which at this area its width is 12km. The displacement is 2100m (Mountrakis et al., 1998), b) Polyfytos segment to the east of the Sarakina fault forms a smaller mountain chain where the Aliakmon river flows in the Thessaloniki basin. The displacement along it is small.

The Servia fault, which is the NE segment of the Aliakmon fault, was not activated during the 13th May 1995 earthquake. However, it is an impressive typical normal fault (ENE-WSW strike, dip 70⁰-80⁰ NW) with recent reactivation.

BIBLIOGRAPHY

Μουντράκης, Δ. Μ., Χάρτης ενεργών ρηγμάτων του ελληνικού χώρου περιοχή Μακεδονίας (συνοδευτικό επεξηγηματικό τεύχος)

Γκουντρομίχου, Χρύσα Χρ., Μελέτη της νεοτεκτονικής δράσης του ρήγματος των Σερβιών – Κοζάνης (Δ. Μακεδονία) διατριβή ειδίκευσης. Σελ. 24., 46.

Doutsos, Th., Koukouvelas, I., Fractal analysis of the normal fault in northwestern Aegean area, Greece J. Geodynamics Vol. 26, No. 2-4, pp. 197-216.

Mountrakis et al. , 1998.

Goldsworthy, M., Jackson, J., 2000, Migration of activity within normal fault systems: examples from the Quaternary of mainland Greece, Journal of structural geology 23(2001) 489-506.

Doutsos, Th., Koukouvelas, I., 1998. Fractal analysis of normal faults in northwestern Aegean area, Greece, J. Geodynamics Vol. 26, No. 2-4, pp. 197-216.

ΡΗΓΜΑ ΡΥΜΝΙΟΥ-ΣΑΡΑΚΗΝΑΣ

Το ρήγμα της Σαρακήνας που αναφέρεται στο γεωλογικό χάρτη του ΙΓΜΕ (1:50.000) ενεργοποιήθηκε κατά τη διάρκεια του σεισμού της 13^{ης} Μαΐου 1995 ($M_s=6.6$) για να δώσει μια ρηξιγενή επιφάνεια που τείνει ΒΑ (Παυλίδης κ.α. 1995) μήκους 25 km. Διακρίνονται τρία επιμέρους τμήματα: α) Ρυμνίου, β) Παλαιοχωρίου, γ) Νησιού. Το κεντρικό κομμάτι (Παλαιοχωρίου) υπερκαλύπτει από τα νότια το κομμάτι Νησί και βυθίζεται κάτω από το κομμάτι Ρυμνίου στα βόρεια. Είναι ένα κανονικό ρήγμα που τείνει στα ΑΒΑ-ΔΝΔ και κλίνει προς ΒΒΔ και τα κυρίως, σεισμογενούς δομής, ίχνη ρήγματος παρατηρήθηκαν 10-15km ανάμεσα στο Παλαιοχώρι- Σαρακήνα-Νησί, καθώς το ολικό μήκος του κομματιού του κανονικού ρήγματος που ενεργοποιήθηκε κατά τη διάρκεια του σεισμού πιστεύεται ότι είναι περίπου 30km από το Ρύμνιο στο Νησί (Μουντράκης κ.α. 1996). Η σεισμική ολίσθηση κατά μήκος της σεισμικής διάρρηξης ελαττώνεται προς τα δυτικά από 20cm στο Ρύμνιο, σε 10cm στο Παλαιοχώρι προς 0 στο Κεντρί. Προς τα δυτικά η παραμόρφωση διαχέεται σε ένα πλήθος αντιθετικών ρηγμάτων με μήκος έως και 2km και μετατοπίσεις επ'αυτών ως και 10cm.

Στο ρήγμα παρατηρήθηκε κανονική-πλαγιοκανονική μετάπτωση του βόρειου τεμάχους με κλίση περίπου 70° ΒΔ και δομές ενεργούς τεκτονικής. Πρόκειται για ρήγμα λιστρωτό.

ΤΜΗΜΑ ΡΥΜΝΙΟΥ

Προς τα ανατολικά έχει μήκος 10km και διαχωρίζει τα Καμβούνια όρη από τη λεκάνη του Αλιάκμονα. Το δομικό ανάγλυφο εγκάρσια στο 45° κλίσεως ρήγμα είναι 900m περίπου που δίνει μία μετατόπιση της τάξεως των 1400m. Ο ανεξάρτητος υπολογισμός των μετατοπίσεων

με διαφορετικές μεθόδους πιστοποιεί ότι η μετατόπιση στο τέμαχος του Ρυμνίου είναι ανεξάρτητη κλίμακας «fractal». Το κομμάτι του Ρυμνίου είναι το πιθανό σημείο εκκίνησης της ρήξης στο σεισμό της 13^{ης} Μαΐου 1995.

ΤΜΗΜΑ ΠΑΛΑΙΟΧΩΡΙΟΥ

Μήκος 8km. Δείχνει χαμηλή βύθιση οροφής που αντικατροπτίζεται στις μικρές τεταρτογενείς λεκάνες (βάθους έως και 200m) κατά μήκος του τμήματος αυτού. Το δομικό ανάγλυφο, εγκάρσια σε αυτό είναι περίπου 300m.

Το βύθισμα κατά μήκος του ρήγματος του Παλαιοχωρίου έχει δώσει πληροφορίες για τουλάχιστον τρία πρωτεύοντα γεγονότα κατά τη διάρκεια του Τεταρτογενούς (Chatzipetros et al., 1998).

Μεγαλύτερο ενδιαφέρον αποτελεί η απορροή γύρω από το ρήγμα του Παλαιοχωρίου, του οποίου το τοίχωμα αποτελεί ένα σύστημα από παράλληλα ρεύματα που ρέουν παράλληλα με την κλίση του πρανούς προς τον Αλιάκμονα. Κάποια από αυτά τα ρεύματα προέρχονται από την ΒΔ πλευρά του ρήγματος του Παλαιοχωρίου και είναι πιθανόν να έχουν διαμορφωθεί πριν ακόμα το ρήγμα του Παλαιοχωρίου ενεργοποιηθεί. Δεν υπάρχει απόδειξη ότι τα ρεύματα έχουν διασχίσει το ρήγμα του Παλαιοχωρίου με τομή προς τα ΒΔ. Ένα από αυτά τα ποτάμια δημιούργησε την επικρεμμάμενη επικάλυψη και αντέστρεψε την ροή του καθώς απέτυχε να χαράξει, αρκετά γρήγορα ώστε να κρατηθεί στο ίδιο επίπεδο, με την προεκβολή στο ρήγμα του Παλαιοχωρίου.

Η ερμηνεία της εξέλιξης του ρήγματος εξαρτάται από την προέλευση του προτύπου της γραμμικής υπόγειας ροής η οποία κόβεται από το ρήγμα του Παλαιοχωρίου και ρέει τώρα πάνω στο τμήμα του

ρήγματος. Εάν το B-N σύστημα ρευμάτων που σχηματίστηκαν σύμφωνα με την κλίση του πρηνούς της δυτικής συνέχειας του ρήγματος της Δεσκάτης, τότε ο σχηματισμός του ρήγματος του Παλαιοχωρίου αντιπροσωπεύει μια μετανάστευση της δραστηριότητας στην επικρεμμάμενη επικάλυψη του παλαιότερου ρήγματος, όπως στην Περαία. Από την άλλη πλευρά, το ρεύμα B-N μπορεί να υπάρχει επειδή ο Αλιάκμονας ρέει Α-Δ του Παλαιοχωρίου. Ωστόσο, υπάρχουν άλλα δύο σημαντικά χαρακτηριστικά του προτύπου του B-N ρεύματος: (1) φαίνεται καλύτερα οργανωμένο σε ένα απλό γραμμικό σύστημα από ότι σε άλλους παραπόταμους δίπλα στον Αλιάκμονα, και (2) τα ρεύματα ρέουν κατά την κατεύθυνση της κλίσης της επιφάνειας που διακρίνεται πάνω στα συστήματα διάχυσης. Αυτά τα δύο χαρακτηριστικά φαίνονται περισσότερο σύμφωνα με την τεκτονική προέλευση αυτού του πρηνούς και του συστήματος των ρευμάτων από ότι με την διάβρωση των ρευμάτων από τον Αλιάκμονα. (Goldsworthy & Jackson, 2000).

ΤΜΗΜΑ ΝΗΣΙΟΥ

Μήκος 5km. Προκαλεί μια ήπια στροφή της οροφής ώστε να συγκεντρωθούν κατά μήκος αυτού τεταρτογενή ιζήματα μόνο κατά θέσεις.

Από τα παραπάνω είναι προφανές ότι το ρήγμα της Σαρακήνας λειτουργεί ως ένα μεμονομένο, αλλά τεμαχισμένο ρήγμα. Επιπλέον, πρέπει να τονισθεί ότι η μέγιστη μετατόπιση δεν συμβαίνει στο κέντρο του ρήγματος, αλλά είναι μετατοπισμένη προς την περιοχή επικάλυψης με το ρήγμα των Σερβιών. Το γεγονός αυτό δείχνει την αλληλεπίδραση των δύο ρηγμάτων.

Καθόσον, η μέγιστη μετατόπιση των 1700m εγκάρσια στο ρήγμα της Σαρακήνας έλαβε χώρα κατά τη διάρκεια των τελευταίων 6 εκ ετών μπορεί να υπολογιστεί ένας ετήσιος ρυθμός ολίσθησης της τάξεως των 0.3mm/yr. Για να συμπτυχθεί η μετατόπιση των 1700m απαιτούνται 3500 σεισμικά γεγονότα με συνσεισμική μετατόπιση της τάξεως των 0,5m. Το διάστημα επαναλήψεως θα πρέπει να είναι της τάξεως των 2000 ετών. Ο μεγάλος λόγος ανύψεως βάσεως προς βύθιση οροφής υποδηλώνει ότι τουλάχιστον ένα τμήμα του ρήγματος της Σαρακήνας πρέπει να είναι επίπεδο. Για τους παρακάτω όμως λόγους θεωρούμε ότι το ρήγμα αυτό έχει μια λιστρική (κυρτή) γεωμετρία με κεντρικό τμήμα επίπεδο και κυρτά ακρα: α) μεγάλης κλίσεως ρήγματα (60° - 80°) σε επιφανειακά στρώματα,β) πλήθος αντιθετικών ρηγμάτων που συνοδεύει το ρήγμα αυτό,γ) μηχανισμοί γεννέσεως μικρών μετασεισμών που δείχνουν οριζόντιες κινήσεις στη βάση του ρήγματος και στη μετάβαση προς την πλαστική περιοχή του φλοιού. (Μακρόπουλος κ.α.1996).

RYMNIO-SARAKINA FAULT

Sarakina fault that is reported on the geological map of IGME (1:50.000) was activated during the 13th May 1995 earthquake ($M_s=6.6$), while a rupture surface was created, strikes to NE (Pavlidis et al 1995) 25km long.

Three segments are distinguished: 1) Rymnio 2) Paleochori 3) Nisi. The central segment (Paleochori) is overlapped to the south by the Nisi segment and under lapped to the north by the Rymnio segment. It is a normal fault that tends ENE-WSW and dips NNW and the main fault traces where observed 10-12km between Paleochori-Sarakina-Nisi, while the total length of the segment that was activated during the earthquake is believed to be 30km from Rymnio to Nisi (Mountrakis et al 1996). The seismic offset along the seismic rupture decreases to the west from 20cm in Rymnio to the 10cm in Paleochori to 0cm in Kentri. To the west the deformation is spread in many antithetic faults up to 2000m long and displacements up to 10cm.

It was observed normal displacement of the north segment, dipping 70° NW and structure of active tectonic. The fault is listric

RYMNIO SEGMENT

To the east it is 10km long and separates Kamvounia Mountain from the Aliakmon basin. The independent estimation of the displacements with different methods certifies that the displacement in the Rymnio segment is independent to the "fractal" scale.

Rymnio segment is probably the starting point for the earthquake on 13th May 1995.

PALEOCHORI SEGMENT

8km long. Shows low roof's trough that is reflected on the small quaternary basins (with depth up to 200m) along this segment. The structural relief, transversely to this is about 300m.

Trenching across the Paleochori fault has revealed evidence for at least three prior events during the Quaternary (Chatzipetros et al., 1998).

Of greater interest are details of the drainage around the Paleochori fault, whose footwall contains a system of parallel streams flowing down the dip slope into the Aliakmon. Some of these streams originate NW of the Paleochori fault and are thus likely to have been established before it became active. There is no evidence that the streams have crossed the Paleochori fault by headward incision to the NW. One of these rivers has since ponded in the hanging wall and reserved its flow as it failed to incise fast enough to keep pace with uplift on the Paleochori fault.

The interpretation of the fault evolution depends on the origin of the sub-linear drainage pattern, which is cut by the Paleochori fault and now flows down its footwall. If the N-S stream system formed on the hanging wall dip slope of a westward continuation of the Deskati fault represents a migration of activity into the hanging wall of that older fault, as at Perea. On the other hand, the N-S stream may exist simply because the Aliakmon flows E-W south of Paleochori. However, there are two other significant characteristics of the N-S stream pattern: (1) it seems better organised into a regular, linear system than other tributaries of the Aliakmon nearby, and (2) the streams flow down the dip direction of the recognisable surface preserved on their interfluvies. These two characteristics seem more compatible with a tectonic origin of that slope and stream system than with an origin by headward erosion of streams from the Aliakmon. (Goldsworthy & Jackson, 2000).

NISI SEGMENT

5km long. Provokes a low turn of the roof, so as for quaternary sediments to be gathered in certain places.

From the above it is obvious that the Sarakina fault acts as an only but separated fault. Moreover, the maximum displacement does not happen in the centre of the fault, but is placed to the area where the Servia fault overlaps. This shows the interaction between the two faults.

The maximum displacement of 1700m transverse to the Sarakina fault took place during the last 6million years can estimate an annual sliding rate up to 0.3mm/yr.

For the displacement of 1700m to decrease are required 3500 seismic events with sin seismic displacement up to 0.5m. The fault has listric geometry, a) faults with large dip (60^0 - 80^0) in surface layer, b) many antithetic faults that are with this fault, c) mechanisms that create small metaseisms that show horizontal movements in the base of the fault and at the transition to the plastic area of the crust.

BIBLIOGRAPHY

Ο σεισμός της 13^{ης} Μαΐου 1995 Κοζάνης-Γρεβενών: επιστημονική και κοινωνική προσέγγιση.

Μουντράκης Δ., Χάρτης ενεργών ρηγμάτων του ελληνικού χώρου περιοχή Μακεδονίας.(συνοδευτικό επεξηγηματικό τεύχος)

Γκουντρομίχου Χρ., Χρύσας, Μελέτη της νεοτεκτονικής δράσης του ρήγματος Σερβιών Κοζάνης (Δ. Μακεδονία), διατριβή ειδίκευσης. Σελ. 33., 37.

Doutsos, T., Koukouvelas, I., 1998. Fractal analysis of normal faults in northwestern Aegean area, Greece. J. Geodynamics Vol. 26, No. 2-4, pp. 197-216.

Chatzipetros, A. A., Pavlides, S. B., Mountrakis, D. M., 1998. Understanding 13 May 1995 western Macedonia earthquake: a paleoseismological approach. J. Geodynamics Vol. 26, No. 2-4, pp. 327-339.

Christaras, B., Dimitriou, An., Lemoni, Hel., 1998. Soil quality as a factor of the distribution of damages at the meizoseismal area of the Kozani-Grevena 1995 earthquake, in Greece ($M_s=6.6$) J. Geodynamics Vol. 26, No. 2-4, pp. 393-411.

Goldsworthy, M., Jackson, J., 2000, Migration of activity within normal fault systems: examples from the Quaternary of mainland Greece, Journal of structural geology 23(2001) 489-506.

ΑΣΒΕΣΤΟΠΕΤΡΑΣ)

Εντοπίζεται στη λεκάνη Κομνηνών και πιθανόν συνδέεται με ορισμένα μικρότερα ρήγματα στη λεκάνη Πτολεμαΐδας και αποκτά μεγάλο μήκος (Koukouzas et al., 1981-83; Mountrakis., 1983; Pavlides., 1985; Pavlides & Mountrakis., 1987). Το ρήγμα αυτό έχει διεύθυνση ΒΑ-ΝΔ (40^0) με κλίση και μετάπτωση προς ΒΔ. Το ρήγμα στην πορεία της γεωλογικής εξέλιξης είναι αυτό που έχει κόψει την ανθρακική μάζα των πετρωμάτων του υποβάθρου (ασβεστόλιθοι Μεσοζωικού) και έχει δημιουργήσει τη λεκάνη Κομνηνών. Το συνολικό γράμμα του ρήγματος στην περίοδο του Πλειο-τεταρτογενούς είναι πολύ μεγάλο περίπου 400m στην περιοχή των ιζημάτων Πτολεμαΐδας-Προαστίου, αλλά δεν έχει υπολογισθεί το πρόσφατο άλμα. Το μήκος τους υπολογίζεται σε 18km κατά μήκος της λεκάνης των Κομνηνών αλλά υπάρχουν βάσιμες υπόνοιες ότι το ρήγμα συνεχίζεται προς τα ΝΔ, διασχίζοντας εγκάρσια τη μεγάλη λεκάνη Αμυνταίου-Πτολεμαΐδας και πιθανότατα συνδέεται με ορισμένα μικρότερα ρήγματα μέσα στα ιζήματα της λεκάνης και ίσως φτάνει μέχρι το χωριό Ασβεστόπετρα στην άλλη πλευρά του ρήγματος.

Το τμήμα του ρήγματος που βρίσκεται μέσα στη μεγάλη λεκάνη καθώς και τμήμα του ρήγματος στην έξοδο της λεκάνης των Κομνηνών ανατολικά του χωριού Ανατολικό, επηρεάζουν Πλειστοκαινικά ιζήματα για το λόγο αυτό το ρήγμα θεωρείται γεωλογικά ενεργό, καθώς επίσης και διότι το ρήγμα έχει την ίδια ΒΑ-ΝΔ των άλλων μεγάλων ρηγμάτων της Δ. Μακεδονίας και το πεδίο

των τάσεων που υπολογίστηκε από τις ρηξιγενείς επιφάνειες της διεύθυνσης αυτής στην περιοχή, ταυτίζεται με το ενεργό εφελκυστικό πεδίο διεύθυνσης ΒΔ-ΝΑ (Pavlidēs., 1985).

Αν θεωρηθεί ως ενιαία γεωτεκτονική γραμμή Κομνηνών-Ανατολικού-Ασβεστόπετρας τότε το συνολικό μήκος του ρήγματος φτάνει τα 30km, για το λόγο αυτό πρέπει να ληφθεί σοβαρά υπόψη δεδομένου ότι αποτελεί το πλησιέστερο σημαντικό ρήγμα στην πόλη της Πτολεμαΐδας.

PTOLEMAIDA (KOMNINA-ASVESTOPETRA) FAULT

It is located at the Komnina basin and is probably connected with some smaller faults at the Ptolemaida basin, so it acquires great length (Koukouzas et al., 1981-83; Mountrakis., 1983; Pavlidēs., 1985; Pavlidēs & Mountrakis., 1987). The fault strikes NE-SW (40°), dips to NW. The fault cuts the carbonate cover of the basement (Mesozoic limestones) and has created the Komnina basin.

The total displacement of the fault in the period of Plio-quaternary is very big at about 400m in a place of the sediments on Ptolemaida-Proastio, but it has not been estimated the recent slip of the fault. The length of the fault is about 18km along the Komnina basin, but it probably continues to the SW, crossing the immense basin of Amyntaio-Ptolemaida and probably connects with smaller faults in the sediments of the basin and it is possible that it reaches the village Asvestopetra at the other side of the fault.

The part of the fault that is located in the basin along with the part of the fault at the exit of the Komnina basin at the eastern part of the

village Anatoliko, affecting the sediments of Pleistocene, for this reason the fault is considered to be geologically active, as well as because the fault tends to the NE-SW like the other immense active faults of the W. Macedonia and the field of stresses that was estimated by the rupture surfaces of this direction.

BIBLIOGRAPHY

Μουντράκης, Δ. Μ., Χάρτης ενεργών ρηγμάτων του ελληνικού χώρου περιοχή Μακεδονίας.

Mountrakis, D. (1983) Structural geology of the North Pelagonian zone s.l. and geotectonic evolution of the internal Hellenides (in Greek). Unpublished 'Habilitation', University of Thessaloniki, Greece, pp. 283.

Pavlidis, S. (1985) Neotectonic evolution of the Florina-Vegoritiss-Ptolemais basins. PhD thesis. University of Thessaloniki Greece, pp. 256.

Pavlidis, S. and Mountrakis, D. (1987) Extensional tectonics of northwestern Macedonia, Greece, since the late Miocene. J. Struct. Geol. 9, pp. 385-392.

ΡΗΓΜΑ ΠΕΡΑΙΑΣ – ΜΑΝΙΑΚΙ

Βρίσκεται ανατολικά της λίμνης Βεγορίτιδας, έχει διεύθυνση ΒΑ-ΝΔ περίπου 40° , κλίση 75° - 85° και μετάπτωση προς τα ΝΑ. Τοποθετείτε παράλληλα στον επιμήκη άξονα της λίμνης Βεγορίτιδας και έχει συνολικό μήκος 12km. Παρατηρείτε στην ύπαιθρο κατά μήκος του εθνικού δρόμου Θεσσαλονίκης – Πτολεμαΐδας στο τμήμα μεταξύ των χωριών Περαιά και Μανιάκι. Η νεότερη από τις κινήσεις που διακρίθηκαν πάνω στην κατοπτρική επιφάνεια του ρήγματος είναι η κίνηση κανονικού ρήγματος που συμφωνεί με το σύγχρονο πεδίο των τάσεων στη ΒΔ-ΝΑ διεύθυνση. Το άλμα του ρήγματος μέσα στα ασβεστολιθικά πετρώματα εκτιμήθηκε από 2m μέχρι 15m.

Ένας σεισμός μεγέθους $m_b=5.1$ με έναν μηχανισμό που εντοπίζει κανονική κίνηση με παράταξη ΒΑ-ΝΔ, δημιουργήθηκε κοντά στο σύστημα των ρηγμάτων της Περαιάς (Pavlides & Simeakis, 1987/88). Το σύστημα ρηγμάτων Περαιάς αποτελείται από μια σειρά παράλληλων ρηγμάτων που φτάνουν τα 500m μήκος, το καθένα με μικρότερο ανάγλυφο από το τυπικό των 20m-100m σε μια περιοχή με πλάτος 5km-8km (Pavlides & Mountrakis, 1987). Τα ρήγματα της Περαιάς βρίσκονται όλα στους ασβεστόλιθους και διαιρούν το πρηνές με κλίση 8° προς το ρήγμα της Βεγορίτιδας, κόβοντας ένα σύστημα από ρεύματα με κατεύθυνση ΒΔ που αποστραγγίζονται μέσα στη λίμνη. Πολλές από τις αρχικές πορείες των ρευμάτων διατηρήθηκαν στις αποξηραμένες κοιλάδες. Αυτή η γεωμορφολογία συζητείται με περισσότερη λεπτομέρεια από τους Goldsworthy & Jackson 2000.

PERAIA-MANIAKI FAULT

It is located in the eastern part of Vegoritida lake, tends NE-SW at about 40° , dip 75° - 80° and displacement to the SE. It is situated parallel to the longitudinal axis of the Vegoritida lake and has total length 12km. It can be seen outdoors along the national road Thessaloniki-Ptolemaida in the part between the villages Peraia and Maniaki. The youngest of the movements that has perceived on the slickenside is a movement of a normal fault that agrees with the recent field of stresses on the NW-SE direction. The slip, in the limestones has estimated from 2m to 15m.

In 1984, an earthquake of $m_b=5.1$ with a mechanism indicating normal faulting with a NE-SW strike, occurred close to the Perea fault system (Pavlidis & Simeakis, 1987/88).

The Perea fault system is composed of a series of parallel fault strands up to 5km long, each with a much lower relief of typically 20m-100m spread over a region 5km-8km wide (Pavlidis & Mountrakis, 1987). The Perea faults are all in limestone and break up a recognisable 8° slope dipping towards the Vegoritida's fault, cutting a system of NW-flowing streams that once drained into the lake. Many of the original stream courses are now preserved as dry valleys. This geomorphology is discussed in greater detail by Goldsworthy and Jackson (2000).

ΤΜΗΜΑ ΓΕΩΛΟΓΙΑΣ
ΒΙΒΛΙΟΘΗΚΗ

BIBLIOGRAPHY

Μουντράκης, Δ. Μ., Χάρτης ενεργών ρηγμάτων του ελληνικού χώρου περιοχή Μακεδονίας.

Goldsworthy, M., Jackson, J., (2000) Migration of activity within normal fault systems: examples from the Quaternary of mainland Greece, *Journal of structural geology* 23(2001) 489-506.

Pavlides, S. and Mountrakis, D. (1987) Extensional tectonics of northwestern Macedonia, Greece, since the late Miocene. *J. Struct. Geol.* 9, pp.385-392.

Pavlides, S., Simeakis, K., (1987/88) Neotectonics and active tectonics in low seismicity areas of Greece: Vegoritis (NW Macedonia) and Melos Isl. Complex (Cyclades)- Comparison

ΡΗΓΜΑ ΝΥΜΦΑΙΟΥ-ΞΥΝΟΥ ΝΕΡΟΥ- ΠΕΤΡΩΝ

Πρόκειται για το βορειότερο και πιο σημαντικό ενεργό ρήγμα της λεκάνης Αμυνταίου – Πτολεμαΐδας. Είναι κανονικό ρήγμα στο οποίο οφείλει τη δημιουργία του το έξαρμα Κλειδιού, Ξυνού Νερού, Αετού. Ξεκινά από τη ΒΒΔ πλευρά της λίμνης Πετρών. Άλμα περιοχής 250m. Έχει γενική διεύθυνση ΒΑ-ΝΔ που κυμαίνεται από 40° - 50° και κλίση 60° ΝΑ. Το συνολικό του μήκος είναι 30km (Μουντράκης 1983). Στις κατοπτρικές του επιφάνειες διαπιστώθηκε μια παλαιότερη κανονική κίνηση με αριστερόστροφη συνιστώσα (Παυλίδης 1985) . Η συνέχεια του ρήγματος δεν εμφανίζεται επιφανειακά μεταξύ των χωριών Πέτρες και Ξυνό Νερό δηλαδή σε μια περιοχή με σχετικά χαμηλό υψόμετρο. Πιθανόν να πρόκειται για περίπτωση υπόγειας δράσης του ρήγματος χωρίς την επιφανειακή εμφάνιση της ρηξιγενούς επιφάνειας. Από το χωριό Ξυνό Νερό το ίδιο ρήγμα συνεχίζει σε ΝΔ διεύθυνση προς τα χωριά Φανός, Αετός και μέχρι το Νυμφαίο, όπου πλέον επηρεάζει τα μεταμορφωμένα πετρώματα της ενότητας του Βέρνου. Στη θέση αυτή παρουσιάζει το μεγαλύτερο ορατό του άλμα (1400m υψόμετρο στο Νυμφαίο, 650m στον Αετό) και εμφανίζεται σαν κανονικό ρήγμα (Μουντράκης 1983).

Το ρήγμα χαρακτηρίζεται ως ενεργό διότι στην περιοχή των χωριών Ξυνού Νερού και Φανού επηρεάζει Πλειστοκαινικά ιζήματα. Μέσα στα αμμορυχεία Πετρών παρατηρούνται αλληπάλληλες μικρότερες ρηξιγενείς επιφάνειες παράλληλες και πολύ κοντά στο ρήγμα που δημιουργούν συνεχείς κλιμακωτές μικρές μεταπτώσεις στα Πλειστοκαινικά στρώματα. Στην ίδια περιοχή των Πετρών οι νεότερες επαναδραστηριοποιήσεις του ρήγματος επηρεάζουν πρόσφατους τραβερτινικούς σχηματισμούς.

Το πεδίο των τάσεων που υπολογίστηκε από τις μετρήσεις των γραμμών τεκτονικής ολίσθησης εμφανίζει τον άξονα μέγιστου εφελκυσμού σ_3 στην ΒΔ-ΝΑ διεύθυνση που θεωρείται και η ενεργός (Pavlides., 1985; Pavlides & Mountrakis 1987).

NYMPHAIO-XINO NERO-PETRON FAULT

It's the northern and most important active fault of the Amintaio – Ptolemaida lake. It is a normal fault to which owes the creation of the horsed, on Clidi, Xino Nero, Aetos. It starts from the NNW side of the lake Petra. Slip of this area is 250m. Tends generally to NE–SW that is between 40^0 - 50^0 , and dip of 60^0 SE. The total length is 30km (Mountrakis '83). On the slickenside is ascertained an older normal movement with laevogyrate component and younger normal movement with dextrose component (Pavlides '85). The continuation of the fault it is not obvious superficially between the villages Petres and Xino, as in an area with a low altitude. Probably, it's a matter of an underground action of the fault without the superficial appearance of the fault surface.

From the village Xino Nero, the same fault continues to the SW to the villages Phanos, Aetos and up to Nimphaio, that affects the charnockite rocks of the Vemo's section. On this place the fault presents it's bigger visible slip (1400m altitude on Nimphaio, 650m on Aeto) and is presented as a normal fault (Mountrakis '83).

The fault is characterised as active because in the area of the villages Xino Nero and Phanos affects Pleistocene sediments. In the sand mines of Petres can be seen many smaller faults parallel and very close to the fault that create continual small-escalated displacements on the Pleistocene layers. On the same area of Petres the younger revives of the fault affecting the recent travertine formations.

The field of stresses that was estimated from the lines of the tectonic sliding presents the axis of the greatest tense σ_3 on the NW-SE direction that is the active one (Pavlides, 1985; Pavlides & Mountrakis 1987) .

BIBLIOGRAPHY

Μουντράκης, Δ. Μ., Χάρτης ενεργών ρηγμάτων του ελληνικού χώρου περιοχή Μακεδονίας.

Pavlides, S. (1985) Neotectonic evolution of the Florina-Vegoritiss-Ptolemais basins. PhD thesis. University of Thessaloniki Greece, pp. 256.

Pavlides, S. and Mountrakis, D. (1987) Extensional tectonics of northwestern Macedonia, Greece, since the late Miocene. J. Struct. Geol. 9, pp. 385-392.

Mountrakis, D. (1983) Structural geology of the North Pelagonian zone s.l. and geotectonic evolution of the internal Hellenides (in Greek). Unpublished 'Habilitation', University of Thessaloniki, Greece, pp. 283.

ΡΗΓΜΑ ΚΕΛΛΗΣ-ΑΓ. ΑΘΑΝΑΣΙΟΥ

Κανονικό ρήγμα με κλίση και μετάπτωση προς τα ΝΑ. Έχει ΒΑ-ΝΔ διεύθυνση και μήκος 12km. Αναπτύσσεται στους Τριαδικο-ιουρασικούς ασβεστόλιθους. Έδρασε κατά το Τεταρτογενές. Βρίσκεται στη ΝΔ πλευρά του Βόρρα και βόρεια των λιμνών Πετρών και Βεγορίτιδας.

KELLI-AG.ATHANASIOS FAULT

Normal fault with dip and displacement to the SE has NE-SW direction and length 12km. It is developed in the Triassic- Jurassic limestone. It was activated during the Quaternary. It is located on the SW side of mountain Vorras and northward to the lakes Petron and Vegoritida.

BIBLIOGRAPHY

Pavlidis, S. (1985) Neotectonic evolution of the Florina-Vegoritis-Ptolemais basins. PhD thesis. University of Thessaloniki Greece.

ΡΗΓΜΑ ΓΡΙΒΑΣ-ΓΟΥΜΕΝΙΣΑΣ

Το ρήγμα αυτό εντοπίζεται στους πρόποδες του βουνού Πάικου. Έχει διεύθυνση ΒΑ-ΝΔ (40° - 50°), κλίση 80° προς ΝΑ. Πρόκειται για ρήγμα κανονικό με μετάπτωση προς τα ΝΑ. Το συνολικό ορατό μήκος του ρήγματος υπολογίζεται στα 12Km, αλλά λόγω της μορφολογίας της ανάπτυξης του παραπάνω ορίου της λεκάνης πιθανολογείται η επέκτασή του τόσο προς τα ΝΔ αλλά κυρίως προς τα ΒΑ και έτσι το συνολικό του μήκος να φτάνει τα 24km.

Το ρήγμα χαρακτηρίζεται ως σεισμικό, αποκλειστικά με σεισμολογικά κριτήρια. Στο ρήγμα αυτό αποδίδεται ο σεισμός μεγέθους $M_L=5.4$ και $M_s=5.9-6.0$, μικροσεισμικό επίκεντρο $40,9^{\circ}$ N- $22,4^{\circ}$ E και μέγιστες παρατηρηθήσες εντάσεις (MM) $I_0 = VII$ στα νότια της Αριδαίας, της Έδεσσας και της Γευγελής. Ο σεισμός οφείλεται σε ρήγμα μήκους 15km περίπου (χωρίς επιφανειακή έκφραση), ΒΔ-ΝΑ παράταξης ($B45^{\circ}$), κλίση 47° και κανονική συνιστώσα κίνησης.

GRIVA- GOUMENISA FAULT

This fault is located on the foot of mountain Paiko. Strikes NE-SW (40° - 50°), dips 80° to SE. It is a normal fault that dips to SE. The total visible length of the fault is about 12km, but because of the morphology of the basin has developed, is believed that its extension as much to SW, as mostly to NE, the total length goes up to 24km.

The fault is characterized as seismic, exclusively with seismic standards. To this fault is ascribed the earthquake with magnitude

$M_L=5.4$ and $M_s=5.9-6.0$, microseismic epicentre $40,9^{\circ}N-22,4^{\circ}E$ and maximum observed strains (MM) $I_0=VII$ to the south of Aridaia, Edessa and Gevgeli. The earthquake is due to the rupture, about 15km length (not superficial), NW-SE tends ($N45^{\circ}$), dips 47° and normal movement component.

BIBLIOGRAPHY

Μουντράκης, Δ. Μ., Χάρτης ενεργών ρηγμάτων του ελληνικού χώρου περιοχή Μακεδονίας

Παυλίδης, Σ. Β., Ερευνητικό πρόγραμμα «Γεωλογική – Τεκτονική μελέτη ρηγμάτων περιοχής φράγματος Αλμωπαίου».

ΡΗΓΜΑ ΕΜΠΟΡΙΟΥ- ΠΕΡΔΙΚΑ

Παρατηρήθηκε μεταξύ του χωριού Εμπορίου στους πρόποδες του όρους Άσκιου και του χωριού Περδίκια στην μέση της λεκάνης. Κυρίως παρατηρείται κατά μήκος του ΒΔ βυθίσματος του υψώματος Μπορντό και προφανώς το εν λόγω βύθισμα οφείλεται στο μεγάλο αυτό εγκάρσιο ρήγμα που αποτελεί το όριο μεταξύ Πλεικαινικών ιζημάτων, του υψώματος Μπορντό. Και των αντίστοιχων Πλειστοκαινικών του βυθίσματος. Το ρήγμα έχει διεύθυνση ΒΑ-ΝΔ (50^0) μετάπτωση προς τα ΒΔ και συνολικό μήκος 15km. Αντιπροσωπεύει την πλέον πρόσφατη ανωτεταρτογενή ως και σύγχρονη τεκτονική δράση. Τα επίκεντρα μιας σειράς μικρών σεισμών της 25^{ης} Οκτωβρίου 1982 εντοπίζονται στην περιοχή του ρήγματος αυτού.

EMPORIO-PERDIKA FAULT

It is observed between the village Emporio on the foot of mount Askio and the village Perdika in the middle of the basin. Especially, it is observed along the NW trough of the elevation of Bordeaux, so obviously this trough is due to this big transverse fault that is the border between the Pleistocene sediments of the Bordeaux elevation and the correlative Pleistocene sediments of the trough. The fault tends NE-SW (50^0), displacement to the NW and has total length 15km. Represents the most recent, ibquaternary tectonic action. The

epicentres of a series of small earthquakes at the 28th October 1982 are located in the area of this fault.

BIBLIOGRAPHY

Μουντράκης, Δ. Μ., Χάρτης ενεργών ρηγμάτων του ελληνικού χώρου περιοχή Μακεδονίας.

ΡΗΓΜΑ ΔΕΣΚΑΤΗΣ

Το ρήγμα έχει μήκος 30km. Αποτελείται από τέσσερα τμήματα: α) το τμήμα Κατάκαλη στα δυτικά. Η μετατόπιση του ρήγματος αυτού υπολογίζεται σε 1000m, β) το τμήμα Βουνάσα ανατολικά, παρουσιάζει με την ίδια μέθοδο μια μετατόπιση της τάξεως των 400m, γ) το τμήμα του Τρανόβαλτου, δ) το τμήμα του Μικρόβαλτου που αλλάζει διεύθυνση προς ΒΒΑ, συνοδεύεται από πολλά μικρά αντιθετικά ρήγματα και συνδέει τα ρήγματα της Δεσκάτης με της Σαρακήνας.

Το τοίχωμα του ρήγματος της Δεσκάτης είναι υψηλότερο και πιο απότομο, όπως τα τυπικά ρήγματα μέσα στους ασβεστόλιθους, αλλά συγκρινόμενο με ενεργά ρήγματα της Πισίας, Καμένα Βούρλα, ή ακόμα και στο σύστημα Ρυμνίου-Σερβιών με παράταξη ΒΑ, η μορφολογία του ρήγματος της Δεσκάτης είναι υποταγμένο χωρίς απότομους γκρεμούς ή σε εκτεθημένα μέτωπα ρήγματος τα οποία είναι κοινά με τα ρήγματα μέσα στους ασβεστόλιθους.

Το ρήγμα της Δεσκάτης δεν έχει παρουσιάσει κίνηση σε ιστορικούς σεισμούς, αλλά η ιστορική σεισμικότητα γι'αυτή την περιοχή είναι πολύ μικρή (Stiros, 1998; Ampraseys, 1999).

DESKATI FAULT

The fault is 30km long and divided in four segments: a) the Katakali segment to the west. Its displacement is estimated to 1000m, b) the Vounasa segment in the east, which presents with the same method a displacement of 400m, c) the Tranovalto segment, d) the Microvalto segment, which changes direction to NNE, accompanied by many

small antithetic faults and connects the Deskati with the Sarakina fault.

The footwall of the Deskati fault is higher and steeper, as is typical of faults in limestone, but compared to the active faults of Pisias, Kammenas Vourlas or even the Rymnio-Servia system along strike to the NE, the morphology of the Deskati fault is subdued, without abrupt cliffs or exposed fault faces that are common for those other faults in limestone.

The Deskati fault is not moved in historical earthquakes, but the historical seismicity of the region has been very low, and locations poorly constrained (Stiros, 1998; Ambraseys, 1999).

BIBLIOGRAPHY

Doutsos, Th., Koukouvelas, I., 1998. Fractal analysis of normal faults in northwestern Aegean area, Greece, J. Geodynamics Vol. 26, No. 2-4, pp. 197-216.

Ο σεισμός της 13^{ης} Μαΐου 1995 Κοζάνης –Γρεβενών: επιστημονική και κοινωνική προσέγγιση.

Goldsworthy, M., Jackson, J., 2000, Migration of activity within normal fault systems: examples from the Quaternary of mainland Greece, Journal of structural geology 23(2001) 489-506.

ΡΗΓΜΑ ΧΡΩΜΙΟΥ – ΚΝΙΔΗΣ

Τείνει προς Α-Δ ($B90^0 - B100^0$). Ξεκινά ανατολικά του Χρωμίου και πιθανόν να συνεχίζεται προς το χωριό Μυρσίνα, δίπλα στα Γρεβενά. Το μήκος της γραμμής διάρρηξης υπολογίζεται χονδρικά στα 15km και τοποθετείται στο διάδρομο της οφειολιθικής μάζας του Βούρινου, κοντά στο χωριο Κνίδη. Το μεγαλύτερο μήκος του ρήγματος είναι καλυμμένο από νέα τεταρτογενή ιζήματα. Δραστηριοποιήθηκε δευτερογενώς κατά το σεισμό της 13^{ης} Μαΐου 1995 και προκάλεσε αντιθετικές μεταπτώσεις προς το νότο κατά διαστήματα ασυνεχώς σε όλο το μήκος του.

Η ρηξιγενής αυτή γραμμή παρουσιάζεται στην περιοχή του Χρωμίου με τη μορφή σειράς παράλληλων ανοιχτών διαρρήξεων και κατολισθήσεων μέσα σε αποθέσεις της λεκάνης της Κοζάνης, ηλικίας Βιλλαφράγκιου. Πιο δυτικά στην περιοχή Βάρης και Σαμαρά Ράχης, η γραμμή αυτή εμφανίζεται μερικές φορές με τη μορφή ολισθήσεων βαρύτητας.

Λειτουργήσε ως δευτερεύων αντιθετικό κανονικό ρήγμα, παρόλο που αρχικά είχε δημιουργηθεί ως ρήγμα οριζόντιας μετατόπισης.

CHROMIO – KNIDI FAULT

Tends E – W ($N90^0 - N100^0$). Starts from the eastern side of Chromio and probably continues to the village Myrsina, next to Grevena. The longitude of this crack line is estimated 15km and placed on the ophiolitic sequence of mount Vourinos, near the village Chromio and extended North to the village Knidi. New quaternary sediments cover

the largest part of the fault. The earthquake secondarily energized it with the earthquake of the 13th May 1995 and caused antithetic displacements to the south.

This rupture line appears at Chromio village with the form in a row of open parallel cracks and landslides in emplacements to the Kozani basin (Villafraghian). Westerly at the place of Vari and Samara Rachi, the line is sometimes appeared with the form of gravitational sliding. It worked as a secondarily antithetic normal fault, although it started as a horizontal displacement fault.

BIBLIOGRAPHY

Σεισμός της 13^{ης} Μαΐου 1995 Κοζάνης – Γρεβενών: Επιστημονική και κοινωνική προσέγγιση.

Μουντράκης, Δ. Μ., Χάρτης ενεργών ρηγμάτων του ελληνικού χώρου περιοχή Μακεδονίας.

Mountrakis, D. M., Pavlides, S. B., Zouros, N., Astaras, Th., Chatzipetros, A. A., 1998. Seismic fault geometry and kinematics of the 13 May 1995 western Macedonia (Greece) earthquake, J. Geodynamics Vol. 26, No. 2-4, pp. 175-196.

ΙΓΜΕ Γεωλογικός Χάρτης 1:50.000.

ΡΗΓΜΑ ΧΕΙΜΑΔΙΤΙΔΑΣ-ΑΝΑΡΓΥΡΩΝ

Είναι κανονικό ρήγμα με διεύθυνση ΒΑ-ΝΔ (60^0) κλίση και μετάπτωση προς τα ΒΑ και προφανώς έχει δημιουργήσει το βύθισμα της λίμνης Χειμαδίτιδας ως ένα μεταγενέστερο (τεταρτογενές) εσωτερικό βύθισμα μέσα στη μεγάλη λεκάνη Φλώρινας-Αμυνταίου-Πτολεμαίδας (Μουντράκης 1983). Το συνολικό μήκος του ρήγματος είναι 14km. Αρχίζει από το δυτικό κράσπεδο της μεγάλης λεκάνης και συνεχίζεται προς τα ΒΑ μέσα στη λεκάνη, διέρχεται από το χωριό Ανάργυροι και δημιουργεί μια μικρή μορφοτεκτονική αναβαθμίδα κατά μήκος ενός αρδευτικού καναλιού (Παυλίδης 1985). Το συνολικό μήκος του ρήγματος στη νεοτεκτονική δράση του υπολογίστηκε με τη γεωμετρική διερεύνηση των λιγνιτικών στρωμάτων εκατέρωθεν του σε 130m (Κουκούζας κ.α. 1981). Το ρήγμα διασχίζει ολόκληρη την Πλειοκαινική και Τεταρτογενή σειρά των ιζημάτων μέχρι τα πλέον πρόσφατα ολοκαινικά και έτσι χαρακτηρίζεται ως γεωλογικά ενεργό ρήγμα.

CHIMADITIDA-ANARGYRON FAULT

It is a normal fault that tends NE-SW (60^0), dip and displacement to the NE and obviously has created the trough of Chimaditida lake as a subsequent (Quaternary) inner trough in the big lake of Florina-Amyntaio-Ptolemaida (Mountrakis 1983). The total length of the fault is 14km. It starts from the western edging of the big basin and continues to the NE in the basin, crossing the village Anargyri and creates a small morphotectonic terrace along an irrigating canal

(Pavlidis 1985). The total length of the fault in the neotectonic action, that was estimated with the geometric research of the lignite layers in 130m. (Koukouzas et al 1981). The fault crosses all the Pleistocene and Quaternary series of sediments up to most recent Holocene sediments and that is why it is characterized as a geological active fault.

BIBLIOGRAPHY

Μουντράκης, Δ. Μ., Χάρτης ενεργών ρηγμάτων του ελληνικού χώρου περιοχή Μακεδονία.

Παυλίδης., Σ. Β. (1985) Νεοτεκτονική εξέλιξη της λεκάνης Φλώρινας-Βεγορίτιδας-Πτολεμαΐδας (Δ. Μακεδονία) Διδακτορική διατριβή που υποβλήθηκε στο Γεωλογικό τμήμα της Σχολής Θετικών Επιστημών του Α.Π.Θ.

ΡΗΓΜΑ ΑΧΛΑΔΑΣ-ΣΚΟΠΟΥ-ΠΑΠΑΔΙΑΣ

Κανονικό ρήγμα με ΒΑ-ΝΔ διεύθυνση. Το μήκος του ξεπερνά τα 10km. Δραστηριοποιήθηκε έντονα κατά το Νεογενές και το Τεταρτογενές. Αναπτύσσεται κυρίως στο κρυσταλλοσχιστώδες υπόβαθρο και συνεχίζεται στα ιζήματα της λεκάνης της Φλώρινας. Βρίσκεται στη δυτική πλευρά του Βόρρα παρά τα Ελληνογιουγκοσλαβικά σύνορα.

ACHLADA-SKOPOS-PAPADIA FAULT

Normal fault with NE-SW direction. Its length is over 10km long. It was intensely activated along Neogene and Quaternary. It is mostly developed on the metamorphic footwall and continues in the sediments of the Florina's basin. It is located on the west side of mountain Vorras near the Greek-Yugoslavian boundaries.

BIBLIOGRAPHY

Σ. Β. Παυλίδης., (1985) Νεοτεκτονική εξέλιξη της λεκάνης Φλώρινας-Βεγορίτιδας-Πτολεμαΐδας (Δ. Μακεδονία) Διδακτορική διατριβή που υποβλήθηκε στο Γεωλογικό τμήμα της Σχολής Θετικών Επιστημών του Α.Π.Θ.