

ΑΡΙΣΤΟΤΕΛΕΙΟ ΠΑΝΕΠΙΣΤΗΜΙΟ ΘΕΣΣΑΛΟΝΙΚΗΣ
ΣΧΟΛΗ ΘΕΤΙΚΩΝ ΕΠΙΣΤΗΜΩΝ
ΤΜΗΜΑ ΓΕΩΛΟΓΙΑΣ
ΤΟΜΕΑΣ ΓΕΩΦΥΣΙΚΗΣ

ΣΕΙΣΜΙΚΕΣ ΠΗΓΕΣ ΣΤΗΝ ΠΕΡΙΟΧΗ ΤΗΣ
ΑΛΒΑΝΙΑΣ

ΠΟΞΑΜΑΤΗ ΑΛΕΚΑ
ΠΑΠΑΓΕΩΡΓΙΟΥ ΜΑΡΙΑ

ΘΕΣΣΑΛΟΝΙΚΗ 2005

ΑΡΙΣΤΟΤΕΛΕΙΟ ΠΑΝΕΠΙΣΤΗΜΙΟ ΘΕΣΣΑΛΟΝΙΚΗΣ
ΣΧΟΛΗ ΘΕΤΙΚΩΝ ΕΠΙΣΤΗΜΩΝ
ΤΜΗΜΑ ΓΕΩΛΟΓΙΑΣ
ΤΟΜΕΑΣ ΓΕΩΦΥΣΙΚΗΣ

ΣΕΙΣΜΙΚΕΣ ΠΗΓΕΣ ΣΤΗΝ ΠΕΡΙΟΧΗ ΤΗΣ
ΑΛΒΑΝΙΑΣ

ΠΟΞΑΜΑΤΗ ΑΛΕΚΑ Α.Ε.Μ:3203
ΠΑΠΑΓΕΩΡΓΙΟΥ ΜΑΡΙΑ Α.Ε.Μ:3156

ΘΕΣΣΑΛΟΝΙΚΗ 2005

ΠΡΟΛΟΓΟΣ

Η παρούσα διπλωματική εργασία με τίτλο :» Σεισμικές πηγές στην περιοχή της Αλβανίας» , είναι το αποτέλεσμα της μελέτης της ομάδας των φοιτητών του Γεωλογικού Τμήματος, της Σχολής Θετικών Επιστημών, του Αριστοτελείου Πανεπιστημίου Θεσσαλονίκης που αποτελείται από τις Ποξαμάτη Αλέκα και Παπαγεωργίου Μαρία.

Στην εισαγωγή αναπτύχθηκε η γεωλογική δομή και η γεωλογική θέση της Αλβανίας και αναλύθηκαν οι εξωτερικές και οι εσωτερικές ζώνες αυτής. Στο δεύτερο κεφάλαιο αναφέρεται η γεωμετρία και η κινηματική της παραμόρφωσης στην Αλβανική Ορογενετική Ζώνη κατά τη διάρκεια του Τριτογενούς. Στο τρίτο κεφάλαιο αναλύονται οι σημαντικότεροι σεισμοί της Αλβανίας και τέλος στο τέταρτο κεφάλαιο αναφέρονται οι σεισμικές ζώνες της Αλβανίας

Τέλος, θα θέλαμε να ευχαριστήσουμε την υπεύθυνη για την εργασία αυτή καθηγήτρια κ. Αναστασία Κυρατζή για την συμβολή της καθ' όλη την προσπάθεια εκπόνησης της παρούσας εργασίας.

Θεσσαλονίκη 2005

Ποξαμάτη Αλέκα
Παπαγεωργίου Μαρία

ΠΕΡΙΕΧΟΜΕΝΑ

	Σελ.
ΚΕΦΑΛΑΙΟ 1	
Εισαγωγή	6
1.1 Γεωλογική δομή της Αλβανίας	6
1.2 Γεωλογική θέση της Αλβανίας	7
1.3 Τεκτονικές ζώνες της Αλβανίας και η σχέση τους με τις Ελληνίδες	10
1.3.1. Ζώνη Sazani	12
1.3.2. Ιόνιος Ζώνη	13
1.3.3. Ζώνη Kruja	15
1.3.4. Krasta Ζώνη	16
1.3.5. Ζώνη Cukali	19
1.3.6. Ζώνη Αλβανικών Άλπεων	20
1.3.7. Ζώνη Vermoshi	21
1.3.8. Ζώνη Mirdita	23
1.3.9. Ζώνη Korabi	23
1.3.10. Ζώνη Gashi	26
 ΚΕΦΑΛΑΙΟ 2	
Γεωμετρία και κινηματική της παραμόρφωσης στην Αλβανική Ορογενετική Ζώνη κατά τη διάρκεια του Τριτογενούς.	27
2.1 Εισαγωγή	28
2.2 Γεωλογική Ιστορία	29
2.3 Γεωμετρία και κινηματική της παραμόρφωσης	31
2.3.1. D1 Παραμόρφωση	32
2.3.2. D2 Παραμόρφωση	33
2.3.3. D3 Παραμόρφωση	35
2.3.4. D4 Παραμόρφωση	37
2.4 Καθορισμός του χρόνου παραμόρφωσης	38
2.5 Τεκτονική Ερμηνεία	39

ΚΕΦΑΛΑΙΟ 3

Κατανομή της σεισμικότητας	41
3.1 Νεοτεκτονική Ζώνωση	41
3.2 Σύγκλιση μεταξύ του Ορογενούς και της Άδρια μικροπλάκας	44
3.3 Χαρακτηριστικά της σεισμικότητας στην Αλβανία	45
3.3.1. Σεισμικότητα της Αλβανίας στο παρελθόν	45
3.3.2. Όργανα Σεισμικότητας	48
3.4 Κατάλογος των σεισμών με $M_L \geq 3.0$ στην Αλβανία, 1976-1995 και κατανομή της σεισμικής ενέργειας που ελευθερώθηκε	51
3.4.1. Κατανομή της σεισμικής ενέργειας και αθροιστικά μεγέθη.	53
3.5 Λύσεις των επιπέδων των ρηγμάτων, που καθορίστηκαν από κυματικό μοντέλο. Επιβεβαίωση της τεκτονικής σύγκρουσης στην Ανατολική Αδριατική	55
3.5.1. Ανάλυση της κυματικής αναστροφής	57
3.5.2. Χαρακτηριστικοί σεισμοί	58
3.5.3. Κατανομή των μηχανισμών γένεσης	67

ΚΕΦΑΛΑΙΟ 4

Χωρισμός της Αλβανίας σε ζώνες με βάση τη σεισμικότητα	70
4.1.1. Ιόνια-Αδριατική επιμήκης σεισμογενής ζώνη	72
4.1.2. Shkodra- Mati- Bilishti σεισμογενής ζώνη	73
4.1.3. Drini σεισμογενής ζώνη	73
4.1.4. Shkodra- Peja εγκάρσια σεισμογενής ζώνη	74
4.1.5. Lushnja- Elbasani- Dibra σεισμογενής ζώνη	75
4.1.6. Vlora- Tepelena σεισμογενής ζώνη	76
4.2. Vlora- Elbasani- Dibra εγκάρσια ρηξιγενής ζώνη και η σεισμική της δραστηριότητα.	76
4.2.1. Νεοτεκτονικά χαρακτηριστικά της VED	76
4.2.2. Σεισμική δραστηριότητα της VED	77
4.2.3. Λύσεις των εστιακών μηχανισμών για σεισμούς στην VED και πεδία τάσης	84

ΚΕΦΑΛΑΙΟ 5

Συμπεράσματα	89
--------------	----

ΒΙΒΛΙΟΓΡΑΦΙΑ	96
--------------	----

ΚΕΦΑΛΑΙΟ 1^ο

ΕΙΣΑΓΩΓΗ

Η Αλβανία βρίσκεται στο δυτικό τμήμα της Βαλκανικής Θάλασσας. Η έκταση της είναι 28.748Km² και έχει πληθυσμό πάνω από 3.2 εκατομμύρια . Η χώρα είναι κυρίως ορεινή, το 76,6% αποτελείται κυρίως από λόφους και βουνά, ενώ μόνο το 23,4% αποτελείται από πεδιάδες.

1.1 ΓΕΩΛΟΓΙΚΗ ΔΟΜΗ ΤΗΣ ΑΛΒΑΝΙΑΣ

Αν και η Αλβανία είναι γεωγραφικά μια πολύ μικρή χώρα, χαρακτηρίζεται από ποικιλία γεωλογικών σχηματισμών . Μεταξύ αυτών υπάρχουν πετρώματα, από το Παλαιοζωικό μέχρι και το Τεταρτογενές, που αποτελούνται από ιζηματογενή και πετρώματα μαγματικού τύπου μαζί με λιγοστές μεταμορφικές εμφανίσεις .

Η χώρα χωρίζεται σε εσωτερικές και εξωτερικές ζώνες. Οι πρώτες εμφανίζονται στα ΒΑ και οι δεύτερες στα ΝΔ. Στις εσωτερικές ζώνες κυριαρχούν οι οφειόλιθοι, όπου στις μάζες τους περιέχουν και υπερβασικά πετρώματα. Οι οφειόλιθοι της Αλβανίας είναι εκτεταμένοι στις δυτικές περιοχές της Αλπικής Πτυχωμένης Ζώνης και εκεί είναι ορατοί, όσο πουθενά αλλού. Είναι γεγονός ότι άλλες παρόμοιες οφειολιθικές εμφανίσεις βρίσκονται μόνο στο ανατολικό τμήμα αυτής της ζώνης και συγκεκριμένα στην Τουρκία ή στο Ιράν.

Η γεωλογική δομή της Αλβανίας, τμήμα των Διναρίδων (νότιος κλάδος της Αλπικής Πτυχωμένης Ζώνης), ακολουθεί μια ΝΔ διεύθυνση από τις εσωτερικές προς τις εξωτερικές ζώνες.

Τα τεκτονικά επωθημένα καλύμματα παίζουν πρωταρχικό ρόλο στη γεωλογική δομή της χώρας . Τα σημαντικότερα από αυτά είναι αυτά των Αλβανικών Άλπεων και Cukali όπως και αυτά των Krasta's, Mirdita's και Korabi (Nopsca 1906).

1.2 ΓΕΩΛΟΓΙΚΗ ΘΕΣΗ ΤΗΣ ΑΛΒΑΝΙΑΣ

Όπως έχει αναφερθεί, η Αλβανία αποτελεί τμήμα των Διναρίδων, το νότιο κλάδο της Αλπικής Πτυχωμένης Ζώνης. Οι Διναρίδες, που περιγράφηκαν από τον Suess (1883), εκτείνονται νότια των νοτίων Άλπεων κατά μήκος των ανατολικών ακτών της Αδριατικής και Ιονίου θάλασσας και δια μέσου της θάλασσας του Αιγαίου, συναντά τις Ταυρίδες και διαμορφώνει έτσι το τόξο Dinaro-Tauric. Παρατηρείται ότι οι Διναρίδες (με την ευρεία έννοια) χωρίζονται από την εγκάρσια δομή της Shkodra-Resja στις Διναρίδες (με τη στενή έννοια) και στις Ελληνίδες (Kober 1929). Οι Διναρίδες διέρχονται στις Ελληνίδες, στην Αλβανία και μάλιστα στο μεγαλύτερο μέρος της χώρας περιβάλλονται από αυτές (Σχ.1.1).



Σχ.1.1: Η κύρια τεκτονική δομή της Αλπικής Μεσογειακής περιοχής (Tapponnier 1977, *Geology of Albania*, Meco, Aliaj 2000) που δείχνει τη γεωλογική θέση της Αλβανίας.

Το Τόξο του Αιγαίου είναι ορατό στο νοτιότατο άκρο των Ελληνίδων και σε αντίθεση με την Αδριατική σύγκρουση στις Διναρίδες και στις Ελληνίδες, εμφανίζει γεωλογικά και γεωφυσικά χαρακτηριστικά που μοιάζουν με αυτά των νησιώτικων τόξων (Mercier 1979). Η ωκεάνια ζώνη υποβύθισης κλίνει από την Ελληνική Τάφρο προς τα ΒΑ για περίπου 180 Km. Το Κυκλαδικό ηφαιστειακό τόξο και το νότιο Αιγαιακό ιζηματογενές τόξο διακρίνονται στην κύρτωση του Αιγαιακού τόξου (Mercier κ.α 1987). Το τόξο του Αιγαίου εντοπίζεται μεταξύ της Αραβικής - Αφρικανικής/Ευρασιατικής σύγκρουσης από τα Ανατολικά και της Αδριατικής σύγκρουσης προς τα Δυτικά. Το πέρασμα από τη ζώνη της ωκεάνιας υποβύθισης του Αιγαίου προς τη σύγκρουση της Αδριατικής, βρίσκεται

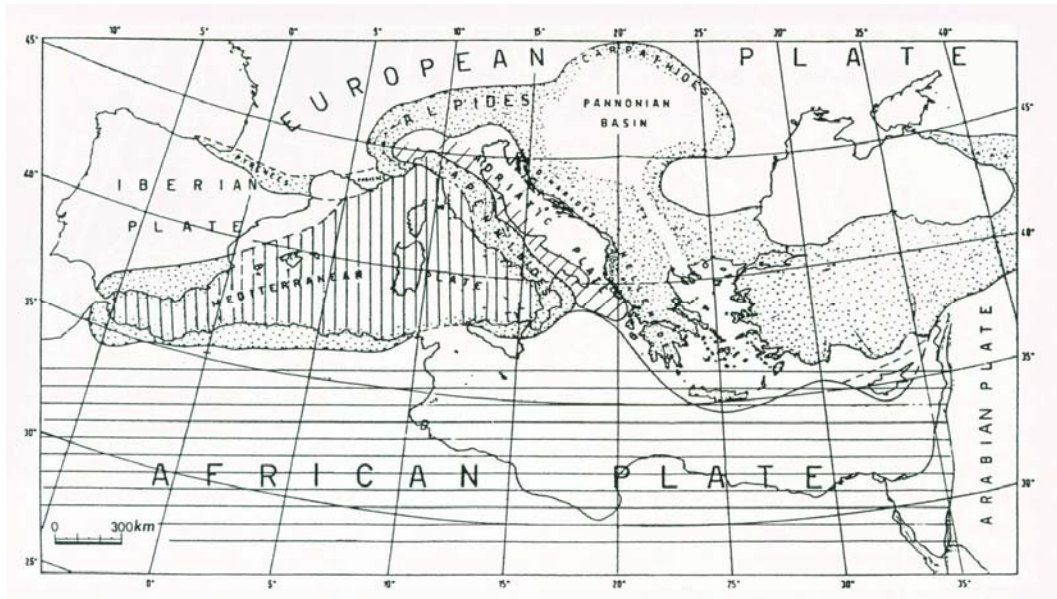
κατά μήκος των Ιόνιων νήσων (Sorel 1976) και συμπληρώνεται με ένα ρήγμα μετασχηματισμού. Οι Monopolis και Bruneton (1982) λαμβάνοντας υπόψιν γενικά τεκτονικά χαρακτηριστικά, που προέκυψαν από γεωλογικά και γεωφυσικά δεδομένα, υπέδειξαν ότι το ρήγμα αυτό προσανατολίζεται 30° ΒΒΑ και βρίσκεται κατά μήκος των δυτικών άκρων των νησιών Κεφαλλονιάς - Λευκάδας. Είναι ένα δεξιόστροφο οριζόντιο ρήγμα με επιπνευτική συνιστώσα (Cushing 1985 Sorel 1989 Scordilis κ.α. 1985).

Επομένως οι Διναρίδες (με την ευρεία έννοια), χωρίζονται με εγκαρσιότητες σε τρία μεγάλα τμήματα: οι Διναρίδες (με την στενή έννοια) χωρίζονται από τις Ελληνίδες, με την εγκαρσιότητα Shkodra-Reja, ενώ το Αιγαϊακό Τόξο, νότια των Ελληνίδων χωρίζεται με το ρήγμα μετασχηματισμού, κατά μήκος των δυτικών ακτών των Ιόνιων νησιών.

Η γεωλογική δομή από την οποία αποτελείται η Αλβανία είναι γνωστή με τον όρο Αλβανίδες (Peza 1967). Οι Αλβανίδες διακρίνονται σε δύο κλάδους: τις Βόρειες Αλβανίδες, που εκτείνονται στην πρώην Γιουγκοσλαβία με τις Διναρίδες και τις Νότιες Αλβανίδες που συνεχίζονται προς Νότο στην Ελλάδα με τις Ελληνίδες. Οι εσωτερικές ζώνες βρίσκονται εντός των Εσωτερικών Αλβανίδων και οι εξωτερικές στις Εξωτερικές Αλβανίδες.

Εφόσον οι Ελληνίδες αρχίζουν στην βόρεια Αλβανία, αμέσως νότια της εγκαρσιότητας Shkodra-Reja και της εγκαρσιότητας του Σπερχειού στην Ελλάδα για να αποτελέσουν έτσι ένα μεγάλο τμήμα με παρόμοιες γειτονικές ζώνες και όμοια, παλαιότερη και νεότερη, γεωλογική εξέλιξη. Έτσι προς τα Βόρεια η μετάβαση θα είναι από τις Αλβανίδες προς τις Διναρίδες πέρα από την εγκαρσιότητα Shkodra-Reja, ενώ προς τα Νότια θα είναι από τις Αλβανίδες προς τις Ελληνίδες πέρα από την εγκαρσιότητα του Σπερχειού.

Η Μεσογειακή Αλπική Ορογενετική Ζώνη ήταν αποτέλεσμα της κίνησης της Αφρικανικής και Ευρασιατικής πλάκας, καθώς και μικρών τμημάτων που αποσπάστηκαν από αυτές (Σχ.1.2). Οι Διναρίδες και οι Ελληνίδες αυτής της ορεινής ζώνης, πάνω στις οποίες αναπτύχθηκε η γεωλογική δομή της Αλβανίας, ακολουθούν τις ισοϋψείς των ανατολικών περιθωρίων της Αδριατικής μικροπλάκας (Giese και Reutter 1978). Η τεκτονική μεταφορά στις Διναρίδες και Ελληνίδες είναι προς την Αδριατική μικροπλάκα και έτσι αυτές βρίσκονται πρόσωπο με πρόσωπο και συγκλίνουν προς τα Απέννινα. Πτυχές, επιπνεύσεις και επωθημένα καλύμματα αντανakλούν τις ποικίλες συμπίεστικές ορογενετικές κινήσεις στις πτυχωμένες ζώνες συμπεριλαμβανομένης και της Αδριατικής μικροπλάκας.



Σχ.1.2: Σχήμα των γεωλογικών πλακών στην περιοχή της Μεσογείου (Finetti e Morelli 1972)

Το ασυνήθιστο στοματικό άνοιγμα των Απεννίνων, των Άλπεων, Διναρίδων και Ελληνίδων που περιλαμβάνει την Αδριατική Θάλασσα και την πλατφόρμα της Απουλίας προσέλκυσαν το ενδιαφέρον για συστηματικές γεωλογικές μελέτες. Αυτή η σχετικά μη πτυχωμένη περιοχή έδρασε σαν ένα σχετικά άκαμπτο στοιχείο με μήκος 1.300Km και πλάτος 100-200Km. Αυτό μπορεί να έρθει σε αντίθεση με τις περιβάλλουσες ισχυρές συμπιέσεις και τις πλαστικές παραμορφώσεις.

Η Αδριατική μικροπλάκα δεν είναι σε άμεση επαφή με την Αφρικανική ήπειρο, αλλά αν αποκλειστούν μερικά περιθωριακά μέρη της φαίνεται ότι έδρασε σαν να ήταν ακρωτήριο της (Giese και Reutter 1978). Το σχήμα των Περι-Αδριατικών ορογενών οφείλεται στην ανώμαλη προσέγγιση της Αδριατικής μικροπλάκας στην Ευρωπαϊκή Προ-Αλπική πλάκα. Τα όρια της Αδριατικής μικροπλάκας με το Αλβανικό ορογενές, φαινομενικά, βρίσκονται κατά μήκος της μορφολογίας της Ιονίου και Αδριατικής Θάλασσας. Αντιπροσωπεύει τη ζώνη της Αδριατικής σύγκρουσης (Aliaj, 1998).

1.3 ΤΕΚΤΟΝΙΚΕΣ ΖΩΝΕΣ ΤΗΣ ΑΛΒΑΝΙΑΣ ΚΑΙ Η ΣΧΕΣΗ ΤΟΥΣ ΜΕ ΤΙΣ ΕΛΛΗΝΙΔΕΣ

Οι τεκτονικές ζώνες στην Αλβανία, νότια της εγκαρσιότητας Skodra-Peja είναι καλύτερα ανεπτυγμένες από αυτές που βρίσκονται στα βόρεια της εγκαρσιότητας αυτής, έτσι ώστε, από διάφορες απόψεις για τη γεωλογική θέση και τη συγκριτική στρωματογραφία να θεωρείται ότι πρόκειται για φαινόμενη ετερογένεση. Σχεδόν όλες οι ζώνες, συμπεριλαμβανομένων και των μολασσικών λεκανών που αναπτύχθηκαν κατά τη διάρκεια του Τριτογενούς, έχουν με λίγες μόνο εξαιρέσεις, αναλογικές σχέσεις με αυτές στην Ελλάδα και συνιστούν τη γεωλογική δομή των Ελληνίδων. Αυτές οι τεκτονικές ζώνες στην Αλβανία εκτείνονται προς ΒΒΔ και μεταξύ αυτών οι εξωτερικές ζώνες ήταν το περιθώριο της Αδριατικής μικροπλάκας. Πολλοί επιστήμονες (Aubouin and Ndojaj 1964, Giese and Reutter 1978, Belostockij 1978), υπέδειξαν ότι, από το Ανώτερο Ιουρασικό και τις αρχές του Κρητιδικού μέχρι το Μ. Μειόκαινο, όλες οι προηγούμενες ζώνες υπέστησαν συμπιεστικές κινήσεις, οι οποίες εκφράστηκαν κυρίως ως πτυχές, εφίππευσεις και τεκτονικά επωθημένα καλύμματα.

Πιο κάτω φαίνεται η αντιστοιχία μεταξύ Αλβανίδων και Ελληνίδων: (Brun 1956, Aubouin 1973, Jacobshagen et. al. 1986).

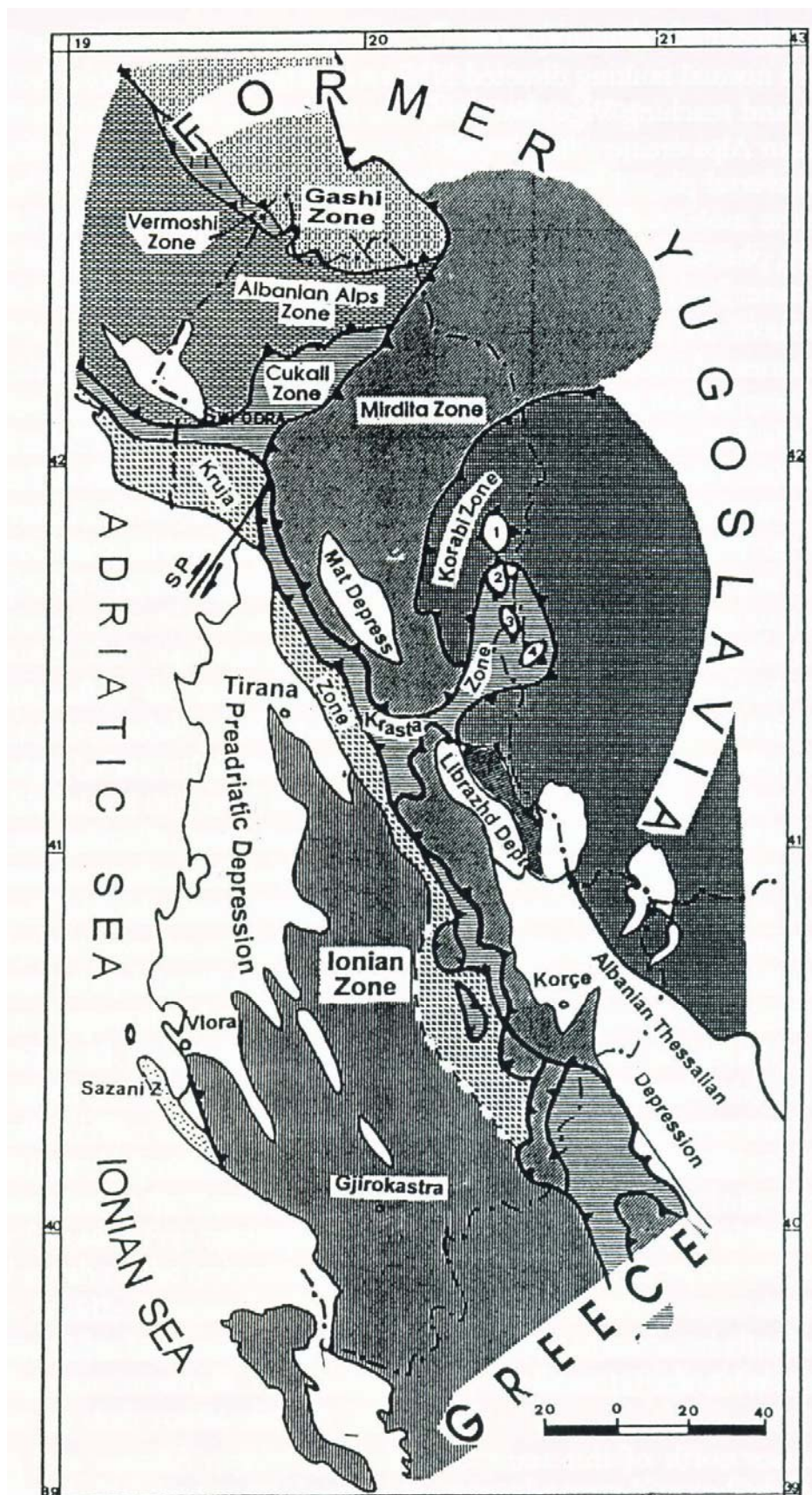
Ζώνες της Αλβανίας

Sazani Ζώνη
Ιόνιος Ζώνη
Kruja Ζώνη
Krasta Ζώνη
Mirdita Ζώνη
Korabi Ζώνη

Ζώνες της Ελλάδας

Ζώνη Παξών (=Προαπουλία)
Ιόνιος Ζώνη
Ζώνη Γαβρόβου-Τρίπολης
Ζώνη Πίνδου
Υποπελαγονική Ζώνη
Πελαγονική Ζώνη

Οι εξωτερικές και οι εσωτερικές Αλβανίδες περιγράφονται πιο κάτω και αναλύεται η κάθε ζώνη χωριστά (Σχ.1.3).

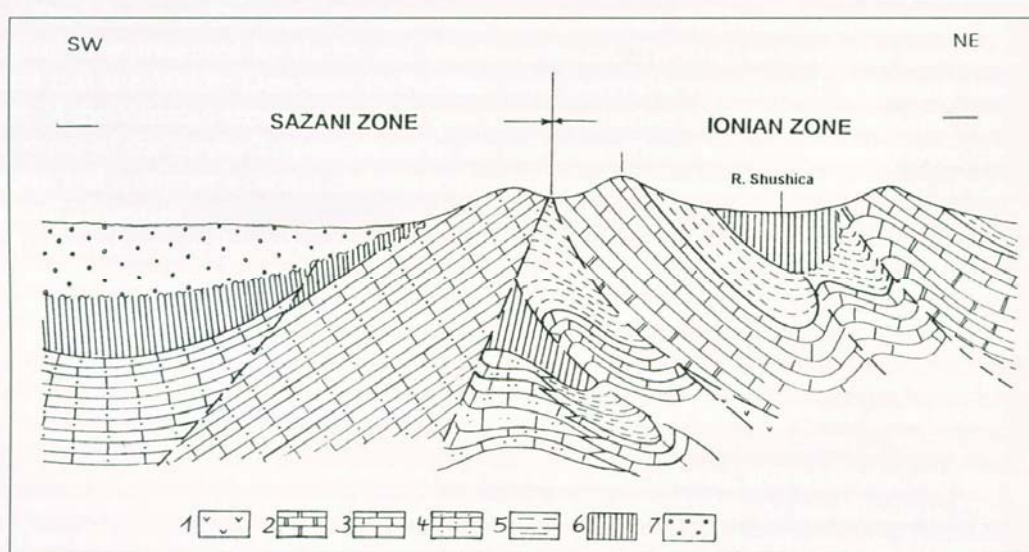


Σχ.1.3: Τεκτονική ζώνωση της Αλβανίας. SP=Shkodra-Preja εγκάρσιότητα που χωρίζει τις Διναρίδες από τις Ελληνίδες. 1,2,3,4 Τεκτονικά παράθυρα της Krupa ζώνης(Meco, Aliaj 2000)

ΕΞΩΤΕΡΙΚΕΣ ΖΩΝΕΣ

1.3.1 Sazani Ζώνη

Πρόκειται για τη δυτική γεωλογική ζώνη της Αλβανίας και παραλληλίζεται με την Προαπουλία ή τη ζώνη Παξών των Ελληνίδων. Αποτελεί τμήμα των ανατολικών περιθωρίων της πλατφόρμας της Απουλίας και γενικά εκτείνεται από ΒΔ προς ΝΑ. Η επιφάνειά της περιλαμβάνει το νησί Sazani, την ορογενετική αλυσίδα Karaburunι και την οροσειρά Kanali. Προς Βορρά βυθίζεται κάτω από την Αδριατική θάλασσα και περιλαμβάνει νηριτικούς χαρακτήρες, (Σχ.1.4).



Σχ.1.4: Τομή που δείχνει τη σχέση μεταξύ Sazani και Ιονίου ζώνης (Gjeologjia e Shqipërisë 1982) 1.Εβαπορίτες, 2.Δολομίτες και ασβεστόλιθοι Α. Τριαδικού, 3.Τελαγικοί ασβεστόλιθοι της Ιονίου ζώνης, 4.Νηριτικοί ασβεστόλιθοι της Sazani ζώνης, 5.Φλύσχος και ιζήματα τύπου φλύσχη, 6.Προμολάσσα και 7.Μολάσσα

Υπάρχουν δυο κύριες τεκτονικές δομές στη ζώνη και αυτές είναι η αντικλινική δόμη του Sazani - Karaburunι και το μονοκλινές του Mali Kanalit. Η πρώτη δομή αποτελείται από Κρητιδικούς και ανθρακικούς σχηματισμούς του Παλαιογενούς, οι οποίοι βυθίζονται ασθενώς, (20° - 40°) προς τις ανατολικές πλευρές του αντικλίνου. Αυτό έρχεται σε πλήρη αντίθεση με τη δυτική πλευρά που υπερκαλύπτει την πλατφόρμα της Απουλίας. Μεταξύ αυτών των δομών, αναπτύσσεται μια εγκαρσιότητα αριστερόστροφη, με διεύθυνση ΔΒΔ έως ΑΝΑ.

Η δεύτερη δομή αποτελείται από Κρητιδικούς και Παλαιογενείς ασβεστόλιθους με γωνίες πλευρών 30° έως 50°. Προς τα δυτικά, αυξάνονται και η μετάβαση προς την πλατφόρμα της Απουλίας γίνεται σταδιακά με ελάχιστες τεκτονικές διαταράξεις .

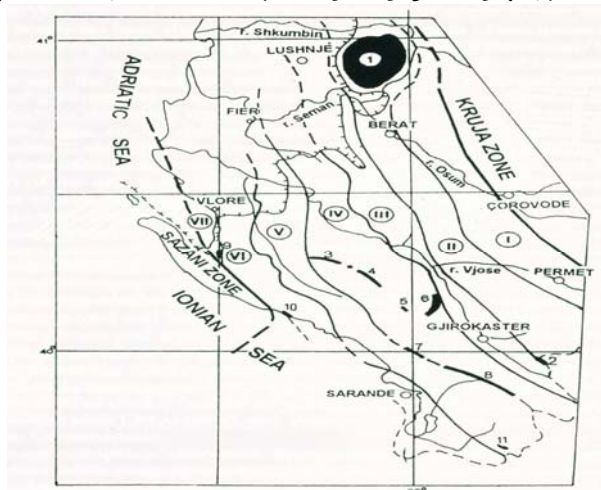
Προς τα ανατολικά, ειδικότερα στην Αύλακα Llogana, βρίσκεται το αντίκλινο Çika και είναι ορατό και το μονοκλινές Mali Kanalit. Η πιο σημαντική όμως φάση διάκρισης μεταξύ αυτών είναι ότι το Ολιγόκαινο της Ιονίου ζώνης αντιπροσωπεύεται από αποθέσεις φλύσχη, ενώ η ζώνη Sazani αντιπροσωπεύεται από νηριτική ανθρακική ιζηματογένεση.

Όσον αφορά στη στρωματογραφία, το στρωματογραφικό προφίλ της ζώνης αποτελείται σχεδόν εξολοκλήρου από ανθρακικούς σχηματισμούς με νηριτικούς χαρακτήρες αφού η ζώνη αποτέλεσε πλατφόρμα από το Αν.Τριαδικό-Ολιγόκαινο.

1.3.2 Ιόνιος Ζώνη

Η Ιόνιος ζώνη έχει ερευνηθεί πολύ, τόσο τεκτονικά όσο και στρωματογραφικά. Γειτονικές της ζώνες είναι η Krupa από τα ανατολικά και η Sazani από τα δυτικά. Στο νοτιότερο τμήμα της, το όριο της με την Krupa δεν είναι τόσο ορατό όσο στο βορειότερο τμήμα της.

Το κύριο τεκτονικό χαρακτηριστικό της ζώνης είναι η παρουσία μιας σειράς από αντίκλινα και σύγκλινα, τα οποία εκτείνονται παράλληλα και υποπαράλληλα, σε όλο το μήκος της ζώνης (Σχ.1.5).



Σχ.1.5:Εμφανίσεις εβαποριτών και κύριες δομές στην Ιόνιο ζώνη(Plaku & Murati 1974) I.Osumi Συγκλινική Ζώνη, II. Berati Αντικλινική Ζώνη(1.Διαπειρικός Δόμος, 2.Εβαπορίτες Glina), III.Memaliaj Συγκλινική Ζώνη, IV. Kurveleshi Αντικλινική Ζώνη(Εβαπορίτες:3-Bashaj-Vermiku, 4-Nivica-Zlufi, 5-Kaparielli, 6-Kolonja, 7-Palavli, 8-

Delvina), V. Shushica Συγκλινική Ζώνη, VI. Cika Αντικλινική Ζώνη(Εβαπορίτες: 9-Tragjasi, 10-Palasa, 11-Cifliku), VII. Dukati Συγκλινική Ζώνη.

Γενικά, οι δυτικές πτέρυγες των αντικλίνων δεν είναι ορατές στην επιφάνεια, επομένως η επαφή με τις γειτονικές συγκλινικές δομές είναι πάντα τεκτονική. Λαμβάνοντας υπόψη αυτό, σχεδόν σε όλο το νότιο τμήμα της Ιονίου, διαμέσου της ρηξιγενούς τεκτονικής στους πυρήνες αυτών των δομών, δημιουργήθηκαν ανοίγματα στην επιφάνεια με αποτέλεσμα να είναι ορατό το πλήρες στρωματογραφικό προφίλ. Αυτό αρχίζει με εβαπορίτες του Περμοτριάδικου και δολομίτες του Αν. Τριαδικού που διέρχονται πάνω από τις αποθέσεις φλύσχη του Ολιγοκαίνου - Μειοκαίνου.

Στα βόρεια, οι δομές της Ιονίου βυθίζονται κάτω από τη μολάσσα της Περιδριατικής Κοιλότητας. Αυτή η κατάσταση είναι πιο ορατή βόρεια του ποταμού Vjosa, όπου οι δομές βυθίζονται και διακόπτονται από την εγκαρσιότητα Vlora-Terelena (Aliaj κ.α 1991).

Μερικά αντίκλινα και σύγκλινα είναι :

Postenani Αντίκλινο

Kurveleshi Αντίκλινο

Permeti Σύγκλινο

Shushica Σύγκλινο

Berati Αντίκλινο

Cika Αντίκλινο

Drinos Σύγκλινο

Dukati Σύγκλινο

Ο προσανατολισμός των διαφόρων αντικλινικών δομών είναι βαθμιαίος από την άλλη πλευρά του πυρήνα μέχρι και τις ανατολικές πτέρυγες, γίνεται μονοκλινές με ασθενή ανατολική βύθιση 15° - 20° . Οι ζώνες αυτές των αντικλίνων έχουν διεύθυνση ΒΔ-ΝΑ μεταξύ 320° και 140° . Οι ζώνες των συγκλίνων έχουν την ίδια διεύθυνση και είναι παράλληλες με αυτές των αντικλίνων. Στην περίπτωση των συγκλινικών δομών, το στρωματογραφικό προφίλ αρχίζει με φλύσχη του Ολιγοκαίνου και συνεχίζει μέχρι το Μειόκαινο. Γενικά, οι αντικλινικές δομές έχουν όμοιο στρωματογραφικό προφίλ με τις συγκλινικές αλλά με διαφορετικά πάχη και εύρος ηλικίας.

Μεταξύ των αντικλίνων της Ιονίου ζώνης το πιο σημαντικό είναι το αντίκλινο Kurveleshi. Πολλοί επιστήμονες (Aliaj 1991), αποδίδουν τη δομή του στα τεκτονικά ρήγματα που υπάρχουν κατά μήκος του και εγκαρσίως αυτού και που μπορεί να έχουν παίξει σημαντικό ρόλο και στην τεκτονική διαμόρφωση της ζώνης.

Η ιζηματογενής διαδοχή της Ιονίου εφίππευει Δ-ΝΔ πάνω στους εβαπορίτες κατά τη διάρκεια μιας συμπιεστικής φάσης των σχηματισμών. Οι εβαπορίτες διείσδυσαν στον πυρήνα των αντικλινικών δομών διαμέσου των ρηγμάτων, τα οποία προκάλεσαν παραμόρφωση του ιζηματογενούς καλύμματος της Ιονίου και επηρέασαν το εύρος της επώθησης (Aliaj et. al., 1991). Αλλά και το διαπειρικό φαινόμενο έπαιξε σημαντικό ρόλο στην τεκτονική δομή της ζώνης. Αυτό εμφανίζεται στη ζώνη των αντικλίνων, για παράδειγμα στο αντίκλινο Kurveleshi, στις δυτικές πτέρυγες ή στους πυρήνες των δομών του αντικλίνου

Cika, ενώ κατά μήκος του αντικλίνου Berati, στη δυτική περιφέρεια, οι διαπειρικές δομές εκτείνονται μέχρι και την Ελλάδα όπου και σχηματίζει ένα εβαποριτικό υπόβαθρο (Velaž κ.α 1991).

Ως αποτέλεσμα των πρόσφατων σεισμικών ερευνών, η γενική επιππευτική κίνηση, από τα Α προς τα Δ, φαίνεται να σχετίζεται με μια αντίθετη διεύθυνση, οπισθο-εφίπλευσης. Αυτός ο τύπος ρηγμάτων αποδεικνύει και τον περίπλοκο σχηματισμό της ζώνης (Harta Gjeologjike e Shqiperise 1983, Aliaj 1987, Serjani 1991, Bega 1995).

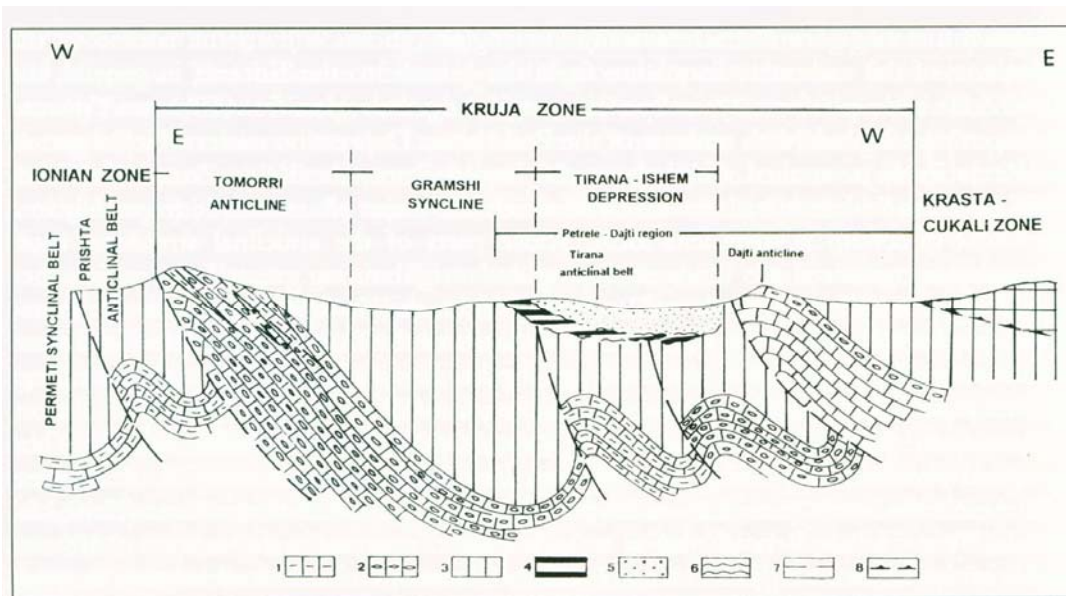
Πρέπει να σημειωθεί, ότι οι εβαπορίτες της ζώνης συγκεντρώνονται στην επιφάνεια της τεκτονικής επαφής αντικλίνων και συγκλίνων και επομένως προμηθεύουν τις βάσεις για το προφίλ της Ιονίου ζώνης. Αυτές οι εμφανίσεις εβαποριτών λαμβάνουν χώρα στις αντικλινικές ζώνες των Berati, Kurveleshi και Cika.

1.3.3 Kruja Ζώνη

Η δομή της ζώνης αυτής (Σχ.1.6), μοιάζει με τις δομές των ζωνών Szani και Ιονίου. Σε τοπική κλίμακα, αντιστοιχεί με τη ζώνη Dalmatian (Διναρίδες) αλλά και με τη ζώνη Γαβρόβου των Ελληνίδων. Στα ανατολικά οριοθετείται από τις ζώνες Krasta και Cukali ενώ στα δυτικά από την Ιόνιο ζώνη. Γενικά έχει διεύθυνση από ΒΔ προς ΝΑ με αζιμούθιο 330°, ενώ οι δομές έχουν βόρεια κατεύθυνση με αζιμούθιο 300°. Η επαφή με τη ζώνη Krasta είναι εμφανής με μια επώθηση, όπου ο φλύσχος Ολιγοκαίνου της Krasta βρίσκεται επωθημένος στον αντίστοιχο φλύσχο Ολιγοκαίνου της ζώνης Kruja.

Τα επωθημένα στρώματα χαρακτηρίζονται από χαμηλή γωνία (15°-30°). Στην περιοχή απόθεσης των ανθρακικών σχηματισμών, από το Ιουρασικό μέχρι το Ηώκαινο, η ζώνη Kruja έχει μια πλατφόρμα τυπικά νηριτική. Στην περιοχή μεταξύ των πόλεων Elbasani και Lezha, η επαφή αποτελείται από μολάσσα της Περιδριατικής Κοιλότητας κατω από την οποία βρίσκεται ένα μέρος της Kruja. Όπως και η Ιόνιος, έτσι και η ζώνη Kruja αποτελείται από σειρές συγκλίνων και αντικλίνων, των οποίων το κύριο χαρακτηριστικό είναι οι φακοειδείς μορφές. Αυτά τα μέλη των αντικλινικών δομών, που συνήθως συγκρούονται, είναι οι ανατολικές κατωφέρειες και οι γειτονικές υποθαλάσσιες ράχεις, από τα οποία εμφανίζονται σε μονοκλινή μορφή. Εκτός από τα εντυπωσιακά ρήγματα, η ζώνη Kruja περιλαμβάνει και εγκάρσια ρήγματα, τα οποία περιπλέκουν τα δομικά χαρακτηριστικά της ζώνης. Στα δυτικά της δομής Makaveshi, γεωφυσικές έρευνες και γεωτρήσεις, έδειξαν ότι υπάρχει μια αντικλινική δομή που εκτείνεται από τα Τίρανα μέχρι το Fushekruje.

Μεταξύ των σημαντικότερων δομικών στοιχείων της ζώνης είναι η διαφοροποίηση του τεκτονικού στίλ της συμβολής Elbasani σε δυο διευθύνσεις, μια προς τα ΒΔ και μια προς τα ΝΑ. Προς τη βόρεια κατεύθυνση, οι αντικλινικές δομές είναι γραμμικές και προς τα δυτικά επωθούνται, ενώ στη ΝΑ διεύθυνση είναι βραχυπτυχωμένου τύπου (Cluka et. al. 1990). Ανεξαρτήτως δευτερογενών στοιχείων, οι μεγαλύτερες εμφανίσεις αντικλινικών δομών της ζώνης, είναι αυτές των οροσειρών Tomorri και Dajti.



Σχ.1.6: Τομή που δείχνει τη σχέση μεταξύ Krasta, Krasta και Ιονίου ζώνης (Dalipi 1984) 1.Ανθρακικές πελαγικές φάσεις της Ιονίου ζώνης, 2.Ανθρακικές νηριτικές φάσεις της Kruja ζώνης, 3. Ολιγόκαινο-Ακουιτάριο, 4. Βουρδιγάλιο, 5. Μειόκαινο, 6. Επίκλυση μεταξύ ιζηματογενών κύκλων, 7. Τεκτονικό ρήγμα, 8. Επώθηση της ζώνης Krasta πάνω στη ζώνη Krasta.

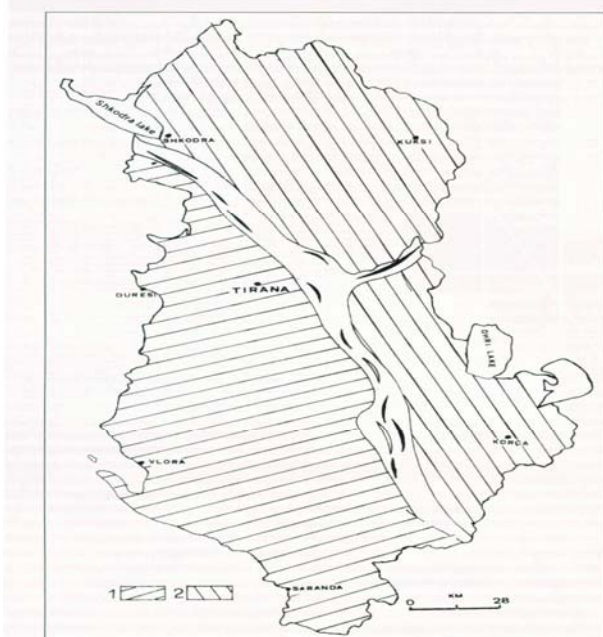
1.3.4 Krasta Ζώνη

Δομικά αυτή η ζώνη είναι από τις πιο περίπλοκες, αφού παρουσιάζει πολλούς δομικούς τύπους. Σε πολλές περιπτώσεις, οι δομές αυτές αντιπροσωπεύονται από επωθήσεις, λεπιοειδείς δομές, τεκτονικά παράθυρα, επωθημένα καλύμματα, κ.α. Έχει γενική διεύθυνση ΒΔ έως Β, με εξαίρεση τη δομή Labinoṭi - Golloboṭida που έχει διεύθυνση ΑΒΑ (Σχ. 1.7).

Οι πλευρές είναι στενές, κλειστές, συχνά ανεστραμμένες με λεπιοειδή δομή. Οι δυτικές πλευρές είναι απότομες και αποτελούνται από ανθρακικούς σχηματισμούς. Οι ανατολικές πλευρές δεν είναι τόσο απότομες και αποτελούνται από αποθέσεις φλύσχη του Παλαιογενούς. Πολλές από τις αντικλινικές δομές αντιπροσωπεύονται μόνο από ΒΑ πλευρές που δείχνουν λεπιοειδή δομή, ενώ οι

ΝΔ πλευρές χωρίζουν σύγκλινα, που λαμβάνουν χώρα κάτω από τεκτονικά δάπεδα (Gjeologjia e Shqipërisë 1982).

Στο Βόρειο τμήμα της ζώνης, που εκτείνεται από το Vau i Dejes μέχρι την οροσειρά Mali Kananies, ανατολικά της Kruja, υπάρχει ένα συμμετρικό αντίκλινο με Α έως ΒΑ διεύθυνση και αποτελείται από ασβεστόλιθους του Αν. Κρητιδικού και φλύσχη του Μαιστριχτίου - Παλαιογενούς. Το μονοκλινές Jubani - Guri Zi αποτελείται από αποθέσεις ηλικίας Μ.-Αν. Τριαδικού - Παλαιογενούς. Προς τα νότια, αυτό το τμήμα αποτελείται από την αντικλινική δομή Manatia και την ενότητα Spiteni (Melo and Kanani, 1984), που βρίσκονται σε τεκτονική επαφή με τη ζώνη Kruja. Στον ποταμό Mati, σε επαφή με τη ζώνη Mirdita, οι ασβεστόλιθοι μετακινήθηκαν προς τα δυτικά και ανήκουν στον πυρήνα των δομών Krasta. Πιο νότια, οι λεπιοειδείς αντικλινικές δομές αυτού του τμήματος, επωθούνται στα ανθρακικά της ζώνης Kruja. Επίσης εμφανίζονται και δύο τεκτονικά επωθημένα καλύμματα, το κατώτερο κάλυμμα Spiteni, που βρίσκεται τεκτονικά τοποθετημένο στη ζώνη Kruja και το κάλυμμα Krasta, που βρίσκεται τοποθετημένο στο προηγούμενο κάλυμμα, (Σχ.1.8) (Melo and Kanani, 1984).



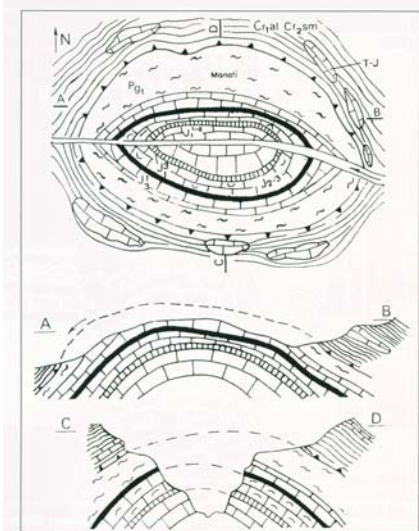
Σχ.1.7: Διεύθυνση των κύριων δομών της ζώνης Krasta. Μαύρο-Αντικλινικές Δομές, Ασπρο-Συγκλινικές Δομές, 1-Κruja, Ιόνιος και Sazani ζώνες, 2-Αλβανικές Άλπεις, Vermoshi, Gashi, Cukali, Mirdita και Korabi ζώνες.

Οι αποθέσεις φλύσχη της Krasta ζώνης (ηλικίας Άλβιο-Κενομάνιο), βρίσκονται τοποθετημένες πάνω στο χερσογενή φλύσχη του καλύμματος Spiteni, ηλικίας Ηωκαίνου.

Το δεύτερο τμήμα της ζώνης, που βρίσκεται στο κέντρο της ζώνης αποτελείται από αντικλινικές και συγκλινικές δομές που επηρεάζονται από λεπιοειδή τεκτονική και επωθήσεις. Στο ΝΑ τμήμα, από το αντίκλινο Krasta και πιο πέρα, η επέκταση της ζώνης γίνεται προς τα ΝΑ και στην περιοχή Gjinar-

Pashtreshi καλύπτεται από τους οφειόλιθους της ζώνης Mirdita. Πιο νότια εμφανίζονται αντικλινικές δομές και μεταξύ αυτών η αντικλινική δομή Griba, η οποία παρουσιάζει αναστροφή.

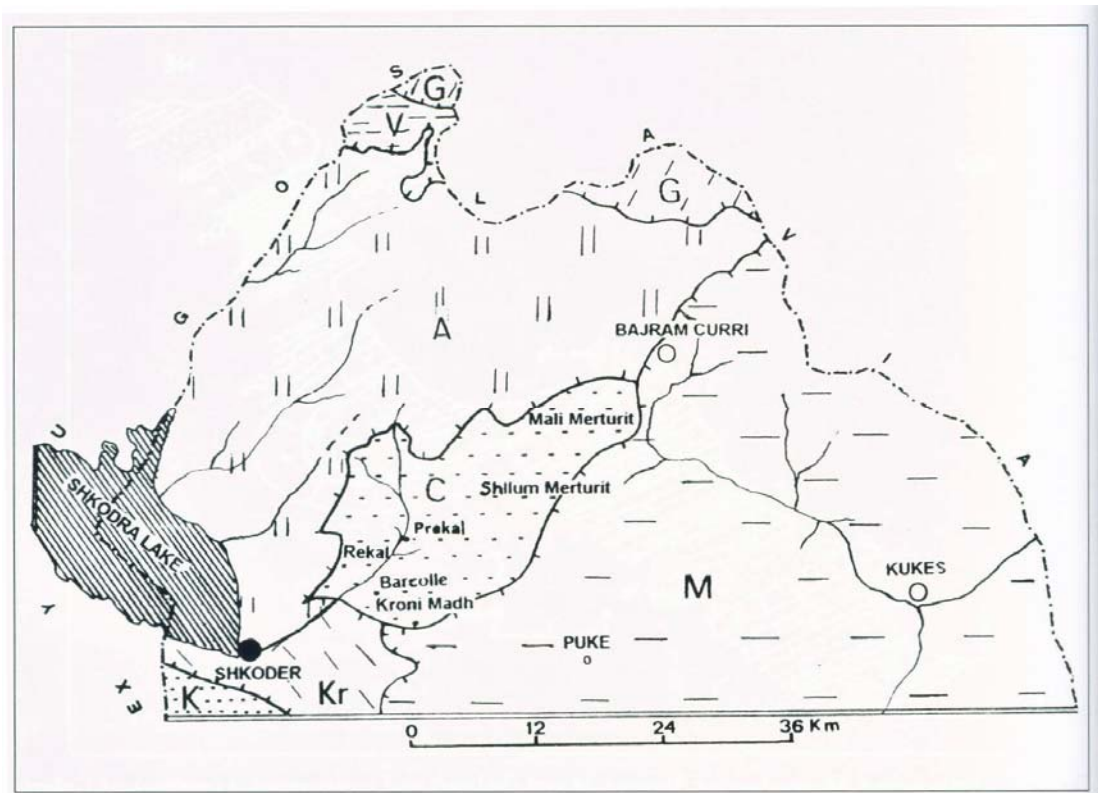
Το τρίτο τμήμα αρχίζει από τη δομή Ostrovica και προς τα νότια, τα αντίκλινα και σύγκλινα, διαφοροποιούνται και καλύπτονται από τους οφειόλιθους της Mirdita και Τριαδικούς-Ιουρασικούς ασβεστόλιθους. Στην περιοχή μεταξύ Lenie-Leskoriku, η ζώνη Krasta μετατοπίζεται προς τα δυτικά πάνω στο φλύσχη της ζώνης Kruja. Επίσης, παρουσιάζεται εδώ και το τεκτονικό παράθυρο Okshuni (Melo et. al, 1991), που αποτελείται από αποθέσεις της ζώνης Mirdita και Korabi. Το τεκτονικό παράθυρο αποτελείται από δύο ενότητες φλύσχη που συνδέονται μεταξύ τους τεκτονικά. Η πρώτη ενότητα φλύσχη είναι ηλικίας Τιθωνίου - Κ. Κρητιδικού και αποτελείται από μαργαίους ψαμμίτες και στρώματα ασβεστολίθων. Αυτός ο φλύσχος ανήκει στο ανατολικό τμήμα της ζώνης και μοιάζει με το φλύσχη της ζώνης Βοιωτίας των Ελληνίδων. Η δεύτερη ενότητα φλύσχη είναι ηλικίας Μαιστριχτίου-Κ. Ηωκαίνου και αντιπροσωπεύει τον κύριο φλύσχη της ζώνης Krasta. Η επαφή των δύο ενοτήτων φλύσχη είναι τεκτονική και έτσι εμφανίζεται το τεκτονικό παράθυρο του φλύσχη του Ηωκαίνου που εμφανίζεται στο φλύσχη του Τιθωνίου-Κ. Κρητιδικού, σε μια περιοχή που ονομάζεται Ura e Muzhaqit. Ο φλύσχος του Τιθωνίου-Κ. Κρητιδικού καλύπτεται από ηφαιστειοιζηματογενείς σειρές (Τριαδικού-Ιουρασικού) και μαγματικά πετρώματα της μάζας Bulqiza (Melo et. al, 1991) ή από Παλαιοζωικές χερσογενείς σειρές της ζώνης Korabi.



Σχ.1.8: Τεκτονικό παράθυρο Manati στην ενότητα Spiteni (Melo and Kanani 1984).

1.3.5 Cukali Ζώνη

Αλβανοί γεωλόγοι πιστεύουν ότι η ζώνη αυτή αποτελεί το βόρειο κλάδο της ονομαζόμενης Krasta-Cukali ζώνης και ότι είναι μια υποζώνη αυτής (Geologjia e Shqiperise, 1982). Επιστήμονες θεωρούν τη ζώνη Cukali ως ένα μεγάλο τεκτονικό παράθυρο, το οποίο από τα ΒΔ επωθείται από τις Αλβανικές Άλπεις και από τα ΝΔ επωθείται από τη ζώνη Mirdita, (Σχ.1.9).



Σχ.1.9:Θέση της ζώνης Cukali(c) και η σχέση της με τις γειτονικές ζώνες στην Βόρεια Αλβανία. G-Gashi ζώνη, V-Vermoshi ζώνη, A-Αλβανικές Άλπεις, M-Mirdita ζώνη, Kr-Krasta ζώνη, K-Kruja ζώνη(Meco, Aliaj 2000).

Μετά από πολλές έρευνες (Geologjia e Shqiperise, 1982), η ζώνη Cukali τοποθετήθηκε δίπλα στην εγκαρσιότητα Shkodra-Reja. Αυτό ενήργησε ως παλαιογεωγραφικό κλείσιμο των Αλβανικών Άλπεων αλλά και ως μια γραμμή, νότια της οποίας μετατοπίστηκαν οι νότιες Αλβανίδες προς τα δυτικά, με μεγαλύτερο εύρος από τις βόρειες Αλβανίδες. Άλλοι επιστήμονες (Qirinxh, 1991), πιστεύουν ότι οι δομές της ζώνης Cukali έχουν Διναρική διεύθυνση και δεν υπάρχει παλαιογεωγραφική μετάβαση από την πλατφόρμα των Αλβανικών Άλπεων στη λεκάνη Cukali. Πιστεύουν ότι το παράθυρο Cukali είναι η νότια συνέχιση της ζώνης Budra και επωθείται τεκτονικά από τις Αλβανικές Άλπεις.

Το παράθυρο Cukali χαρακτηρίζεται από την παρουσία αντικλινόριου με πτυχές και τεκτονική θραύσης. Το μεγαλύτερο αντίκλινο είναι αυτό του Mali Cukalit και η δομή του εμφανίζει δυο αξονικές διευθύνσεις, οι οποίες διασταυρώνονται. Η μεγαλύτερη αξονική διεύθυνση αντιπροσωπεύει τη ΒΑ διεύθυνση της δομής, ενώ η δεύτερη δείχνει τη ΒΔ διεύθυνση των πτυχών.

Λιθολογικά, στους πυρήνες των αντικλίνων, υπάρχουν ηφαιστειοιζηματογενή και ανθρακικά πετρώματα, ηλικίας Τριαδικού-Ιουρασικού. Στους πυρήνες των συγκλίνων υπάρχουν χερσογενείς αποθέσεις, ηλικίας Μαιστρίχτιου-Παλαιογενούς.

Σύμφωνα με τον Theodhori (1988) και άλλους πιστεύεται ότι οι αποθέσεις της ζώνης Cukali αντιπροσωπεύουν θαλάσσιες συνθήκες και μάλιστα ενός ανοιχτού ωκεανού. Πρόκειται για κόκκινους, πράσινους ραδιολαρίτες, ραδιολαριτικούς ασβεστόλιθους και ηφαιστειακά πετρώματα, μαργαίους βιομικριτικούς ασβεστόλιθους, ασβεσταρενίτες, κροκαλοπαγή κ.α.

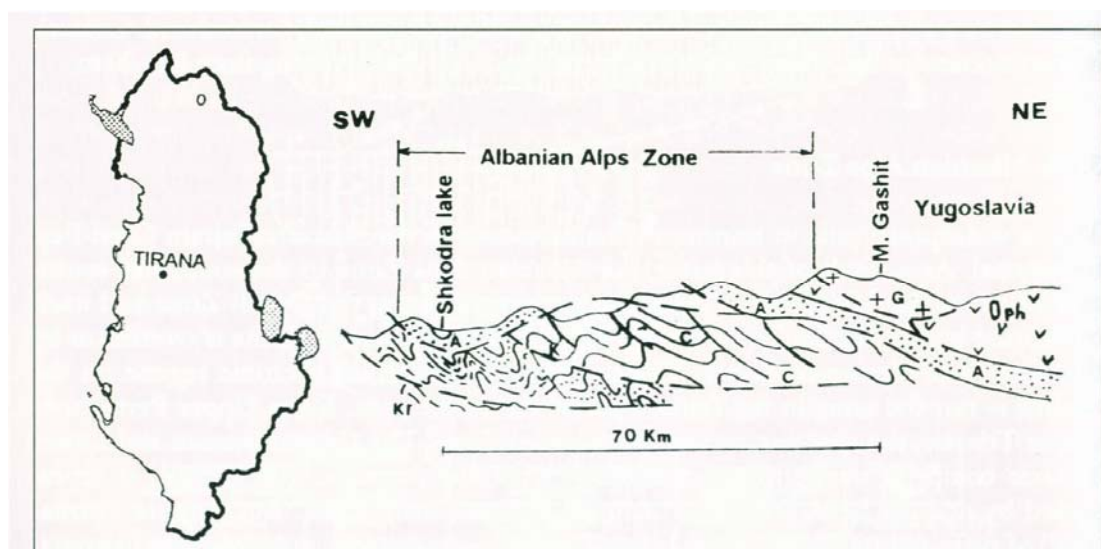
1.3.6 Ζώνη Αλβανικών Άλπεων

Είναι ευρέως διαδεδομένη στη βορειότερη Αλβανία, βόρεια της Shkodra-Bajram Curri-Reja εγκارσιότητας(Σχ.1.10). Αυτό έχει σαν αποτέλεσμα, η ζώνη των Αλβανικών Άλπεων στα Ν και ΝΑ να συνορεύει με τις ζώνες Mirdita και Cukali, επωθείται στη ζώνη Cukali ενώ η ίδια επιπτεύεται από τη ζώνη Mirdita. Στα Β και ΒΑ, η ζώνη επιπτεύεται από τις ζώνες Gashi και Vermoshi (Σχ.1.10). Η παλαιογεωγραφία και η τεκτονική στην επιφάνεια, δεν είναι ίδιες με την υπόλοιπη ζώνη. Από το Αν. Πέρμιο μέχρι το Αν. Τριαδικό, η κατάσταση ήταν περίπου ίδια. Το Αν. Πέρμιο-Κ. Κρητιδικό περιελάμβανε χερσογενή και χερσογενείς-ανθρακικές αποθέσεις. Το Ανίσιο (Τριαδικό) αντιπροσωπεύεται από κονδυλώδη στρώματα, ενώ στο Λαδίνιο αποθέτονται τόφφοι, μαύροι ασβεστόλιθοι και δολομίτες με μεγαλόδοντα. Σε μερικές δομές της ζώνης εμφανίζονται και βωξίτες (Αν. Τριαδικό). Από το Ιουρασικό- Αν. Κρητιδικό, η ζώνη είναι ετερογενής και διαιρείται σε δύο υποζώνες, την Malsia e Madhe υποζώνη (Υψηλού Καρστ) και τη Valbona υποζώνη.

Η πρώτη υποζώνη αναπτύχθηκε δυτικά των Άλπεων και βρίσκεται Β, Α και ΝΑ της υποζώνης Valbona, στην οποία και επωθείται. Αντιθέτως στα Ν και ΝΔ επωθείται στη ζώνη Cukali. Γενικά η Malsia e Madhe υποζώνη αντιπροσωπεύει ένα μεγάλο μονοκλινές που διαχωρίζεται από ρήγματα, σε ξεχωριστά τεμάχη, με γωνία βύθισης 20°-25°, τα οποία μοιράζονται μεταξύ Β και ΒΑ διευθύνσεων.

Η δεύτερη υποζώνη Valbona, βρίσκεται μεταξύ της υποζώνης Malsia e Madhe και της ζώνης Gashi, στην οποία και επωθείται. Στην υποζώνη αυτή βρίσκεται και η μεγάλη αντικλινική δομή του Mali Shkelzenit που εκτείνεται από

τον ποταμό Tiroja και διαχωρίζεται σε τεμάχη, λόγω διασταυρούμενων ρηγμάτων. Ο αντικλινικός πυρήνας εκτείνεται Α-Δ και αποτελείται από χερσογενείς και χερσογενείς-ανθρακικές φάσεις, του Κ. Τριαδικού που συχνά βρίσκονται σε τεκτονική επαφή με ανθρακικά του Μ.-Αν. Τριαδικού. Στην ανατολική διεύθυνση, ο αντικλινικός άξονας καταβυθίζεται. Στο τμήμα, μεταξύ Mesë και Gurraj i Eperit, η υποζώνη αντιπροσωπεύεται από ένα μονοκλινές με γενική διεύθυνση ΔΒΔ έως ΑΝΑ. Αυτό επηρεάζεται από διασταυρούμενα ρήγματα τα οποία δημιουργούν τα τεκτονικά τεμάχη, που αποτελούνται από ανθρακικές και χερσογενείς φάσεις του Περμίου-Κ. Τριαδικού. Τα τεμάχη συγκρούονται νότια της υποζώνης, όπου η υποζώνη επωθείται στο φλύσχη της ζώνης Cukali.

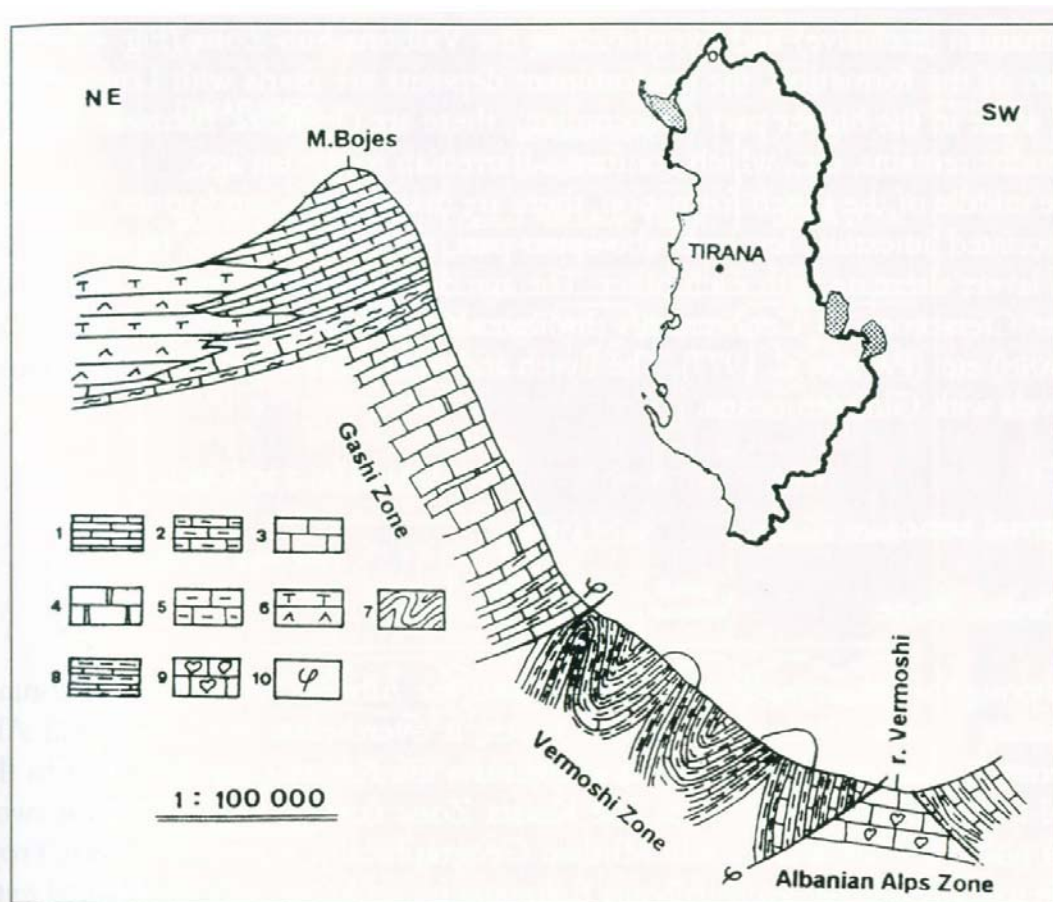


Σχ.1.10: Τομή της ζώνης των Αλβανικών Άλπεων με τη χαρακτηριστική επωθημένη δομή (Meco, Aliaj 2000) Oph-Οφειόλιθοι, G-Gashi Ζώνη, C-Cukali Ζώνη, K-Krasta Ζώνη, Kr-Kruja Ζώνη.

1.3.7 Ζώνη Vermoshi

Έχουν εκφραστεί διάφορες απόψεις για τη γεωλογική θέση της ζώνης καθώς και για τις σχέσεις της με τις γειτονικές ζώνες, (Σχ.1.11). Πολλοί πάντως επιστήμονες (Meco και Aliaj), πιστεύουν ότι αντιπροσωπεύει μια ανεξάρτητη τεκτονική ζώνη στην οποία οι Μεσοζωικές αποθέσεις αποτελούν τον πυρήνα των αντικλινικών δομών και διαφέρουν από τις αντίστοιχες της ζώνης Gashi. Γενικά η ζώνη θεωρείται τυπικό τεκτονικό επωθημένο κάλυμμα στη ζώνη των Αλβανικών Άλπεων. Η επαφή των δυο ζωνών βρίσκεται μεταξύ του φλύσχη (Μαιστρίχτιου) της υποζώνης Valbona και του φλύσχη του Malsia e Madhe (Παλαιοκαίνου-Ηωκαίνου). Ο χαρακτήρας των επωθημένων καλυμμάτων της

ζώνης πάνω στις Αλβανικές Άλπεις εμφανίζεται υπο τη μορφή τεκτονικών παραθύρων, όπου το εύρος της οριζόντιας μετατόπισης ξεπερνά τα 10Km (Tektonika e Albanideve, 1984).



Σχ.1.11:Εγκάρσιο προφίλ στη ζώνη Vermoshi και η σχέση της με γειτονικές ζώνες(Gashi και Αλβανικές Άλπεις),(Peja et al 1990).

ΕΣΩΤΕΡΙΚΕΣ ΖΩΝΕΣ

1.3.8 Mirdita Ζώνη

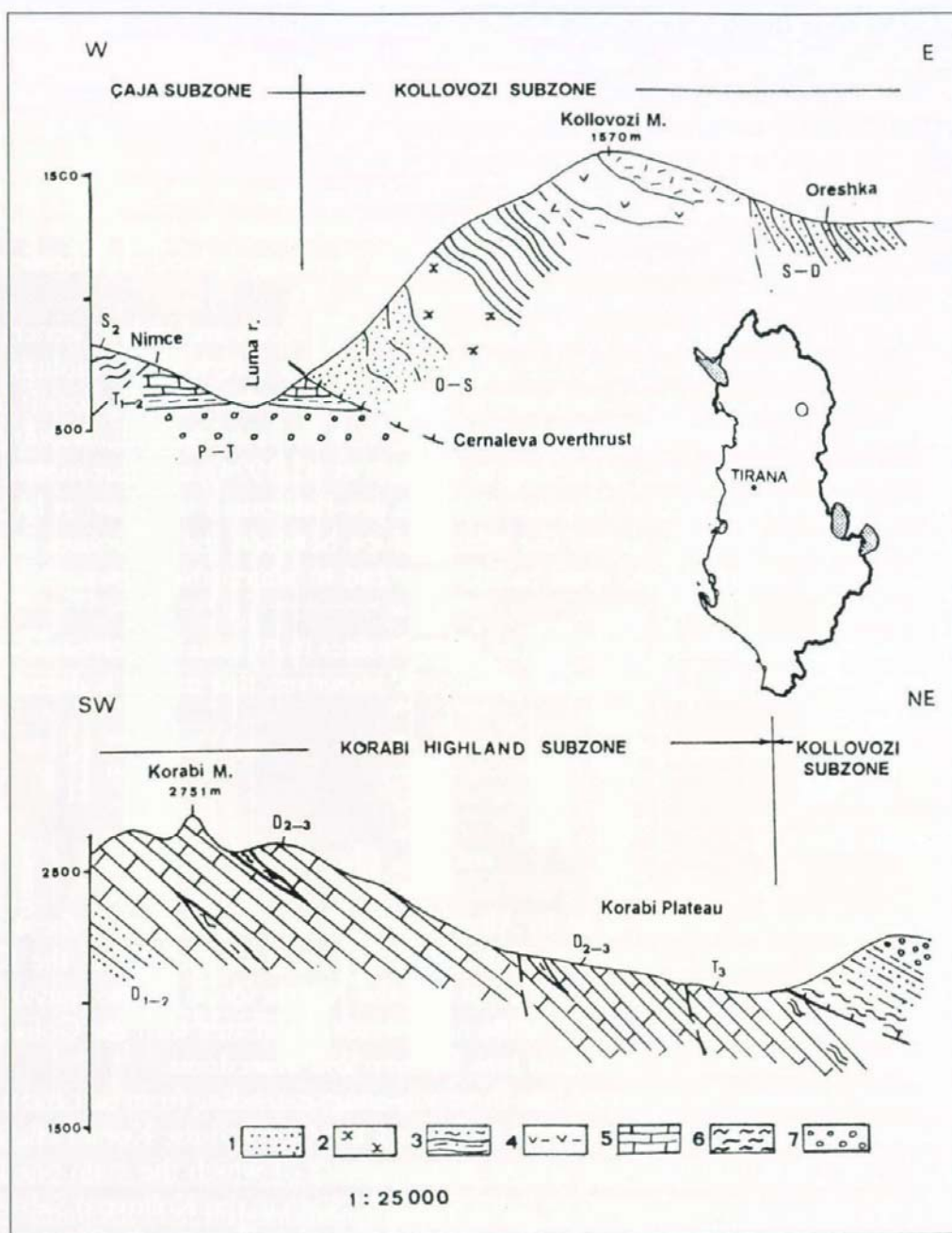
Πρόκειται για τη μεγαλύτερη και σπουδαιότερη ζώνη στην Αλβανία. Στα ανατολικά βρίσκεται σε επαφή με τη γειτονική Korabi ζώνη, ενώ, προς τα βόρεια επωθείται στις ζώνες Cukali και στις Αλβανικές Άλπεις. Στα δυτικά, επωθείται τεκτονικά στη ζώνη Krasta. Στο γεωγραφικό πλάτος, μεταξύ Labitoni-Dibra, η ζώνη Krasta, χωρίζει τη Mirdita σε δυο τμήματα, βόρεια και νότια Mirdita. Η βόρεια Mirdita έχει διεύθυνση Ν έως ΝΑ ενώ η νότια Mirdita έχει διεύθυνση ΒΒΔ-ΝΑ.

Όσον αφορά τη γεωλογική θέση της ζώνης και τις σχέσεις της με τις γειτονικές ζώνες, η πιο διαδεδομένη άποψη είναι ότι υπάρχει κίνηση των εσωτερικών ζωνών προς τις εξωτερικές, από Α προς Δ, και οι δομές έχουν Διναρική Διεύθυνση, δηλ, ΒΒΔ-ΝΝΑ. Η ζώνη Mirdita είναι γνωστή και ως ζώνη μαγματικών πετρωμάτων ή ζώνη οφειολίθων. Αυτό οφείλεται στο μεγάλο πάχος των οφειολίθων στην περιοχή (14Km). Στη ζώνη όμως εμφανίζονται και ιζηματογενείς και ηφαιστειοιζηματογενείς αποθέσεις. Αλβανοί γεωλόγοι (Kodra 1988, 1995, Kodra e Gjata 1989, Shallo κ.α 1992) διαιρούν τη ζώνη σε 3 ενότητες: α)Πελαγική Ενότητα Qerreti-Miliska, που βρίσκεται στο κέντρο της ζώνης, όπου είχε αναπτυχθεί ο ωκεανός Mirdita, β)Πλατφόρμα Hajmeli στα δυτικά της ζώνης και γ)Η πλατφόρμα Gjallica στα ανατολικά της ζώνης.

1.3.9 Korabi Ζώνη

Πρόκειται για την ανατολικότερη ζώνη της Αλβανίας, η οποία επωθείται στη ζώνη Mirdita στα δυτικά, ενώ υπερκαλύπτει τα στρώματα, Τιθωνίου-Κ. Κρητιδικού, της ζώνης Krasta. Προς τα νότια, η ζώνη Korabi αντιστοιχεί με την Πελαγονική των Ελληνίδων, ενώ βορειότερα αντιστοιχεί με τη ζώνη Golia των Διναρίδων. Ανατολικότερα συνεχίζει στο Κόσσοβο και στην Μακεδονία.

Μπορεί να χωριστεί σε 3 υποζώνες, που εκτείνονται από ΑΒΑ έως ΝΝΔ. Αυτές είναι οι Kollovozi, Caja και Korabi (Σχ.1.12).



Σχ.1.12: Η σχέση των 3 υποζωνών της Korabi ζώνης (Meco 1988). 1-Ψαμμίτες, 2-Χαλαζίτες, 3-Πηλιτικοί σχιστόλιθοι, 4-Ιγκριμβρίτες, 5-Ασβεστόλιθοι, 6-Αργιλικοί σχιστόλιθοι και 7-Κροκαλοπαγίτες.

*Η υποζώνη Kollovozi αντιπροσωπεύει το ανατολικότερο τμήμα της ζώνης και υπερκαλύπτει την υποζώνη Korabi. Ακολουθεί βόρεια, τις δομές των Βορja-Kollovozi-Shtrezi μονοκλινών, το σύγκλινο Τυναj κ.α. Παρουσιάζει τεκτονική επωθητική επαφή με τις Περμοτριάδικες αποθέσεις της υποζώνης Çajja, προς τα δυτικά.

Δομικά, η υποζώνη χαρακτηρίζεται από μονοκλινείς πτυχές οι οποίες χαρακτηρίζονται από μια δυτική αναστροφή. Η επαφή με τις άλλες δυο υποζώνες είναι επωθητική. Η επώθηση αυτή είναι ορατή σε πολλά σημεία. Ένα από τα αποδεικτικά στοιχεία για την τεκτονική των επωθημένων καλυμμάτων είναι το τεκτονικό παράθυρο Borja που ανήκει στη δυτική υποζώνη Caja.

*Η υποζώνη Caja βρίσκεται δυτικά της Kollovozi, στην οποία και επωθείται. Εκτείνεται από τον ποταμό Luma, στα βόρεια του χωριού Fshati, μέχρι την περιοχή Muhuri. Η ηλικία των πετρωμάτων της αρχίζει από το Ορδοβίσιο και φτάνει μέχρι το Κ. Δεβόνιο. Αποτελείται από ανθρακικές, πελαγικές κυρίως αποθέσεις, με εναλλαγές ηφαιστειακών και αργιλικών σχιστολίθων.

Από τον ποταμό Veleshica και νοτιότερα, η υποζώνη υπερκαλύπτει τις αποθέσεις φλύσχη της ζώνης Krasta. Γενικά, η υποζώνη έχει περίπλοκη δομή. Στο βόρειο τμήμα εμφανίζεται μια αντικλινική δομή με διεύθυνση βόρεια, η οποία γίνεται πολύπλοκη από κατακόρυφο ρήγμα.

Ο πιο διαδεδομένος σχηματισμός της υποζώνης ονομάζεται Σχηματισμός Μαύρων Σχιστολίθων του Muhuri που είναι τυπικό για την Παλαιοζωική στρωματογραφία της Αλβανίας.

*Η υποζώνη Korabi, δομικά, αποτελεί ένα μονοκλινές με βύθιση 35° προς βορρά και 25° προς ΒΑ. Γενικά, στη δομή, σημαντικό ρόλο έπαιξαν η λεπιοειδής τεκτονική και τα επωθημένα καλύμματα που παρατηρούνται στους Παλαιοζωικούς σχηματισμούς της οροσειράς Korabi αλλά και η ρηξιγενής τεκτονική.

Στα δυτικά, οι Παλαιοζωικές-Τριαδικές σειρές της Mali Korabi βρίσκονται σε τεκτονική επαφή με τους εβαπορίτες του Mali Bardhe και με το φλύσχη της ζώνης Krasta. Στρωματογραφικά, η υποζώνη διακρίνεται σε δυο συστήματα, το Παλαιοζωικό και το Τριαδικό.

Τέλος, στη ζώνη Korabi, πολύ σημαντική, είναι η δομή του επωθημένου καλύμματος Grama που αποτελείται από ηφαιστειοζηματογενείς σειρές του Μ. Τριαδικού και βρίσκεται τεκτονικά πάνω στις Ηωκαινικές αποθέσεις των εξωτερικών ζωνών της Αλβανίας. Το επωθημένο κάλυμμα αποτελείται από σχιστόλιθους, διαβάσες και ασβεστόλιθους. Χαρακτηρίζεται από πτυχές και κατακόρυφη ρηγμάτωση.

Πολλά είναι και τα τεκτονικά παράθυρα που εμφανίζονται στη ζώνη, όπως είναι αυτά του Mali Bardhe, Banjat e Peshkopise κ.α. Αυτά ανήκουν στις ζώνες Kruja ή Ιονίου και οι ηλικίες, όπως φαίνεται από τους εβαπορίτες, είναι Περμοτριαδική. Το τεκτονικό παράθυρο Kercishti είναι η απόδειξη ότι η ζώνη Kruja βρίσκεται μέσα στη ζώνη Korabi.

Ένα γιγαντιαίο εβαποριτικό παράθυρο (6-11Km) βρίσκεται στο Mali Bardhe και διασχίζει τον Παλαιογενή φλύσχη της ζώνης Krasta προς το βορρά και το επωθημένο κάλυμμα Grama προς τα νότια. Προς τα βόρεια, ο φλύσχος της Krasta καλύπτεται από Παλαιοζωικές και Τριαδικές αποθέσεις της ζώνης Korabi.

1.3.10 Gashi Ζώνη

Η ζώνη περιλαμβάνει την Β-Α γωνία της Αλβανίας. Η δομή της είναι πολύπλοκη και έχει διεύθυνση ΒΒΔ. Από τη γεωλογική δομή της και την παλαιογεωγραφία της φαίνεται ότι είναι τμήμα των εσωτερικών ζωνών της Αλβανίας.

Στη ζώνη Gashi, οι σχηματισμοί που αποτελούν το γεωλογικό προφίλ είναι η ηφαιστειοιζηματογενής σειρά Ceremi (Σιλούριο-Δεβόνιο), η ηφαιστειοιζηματογενής σειρά Rura-Sulbica (Πέρμιο-Κ. Τριαδικό), η γαββροπλαγιογρανιτική μάζα, μεταξύ αυτών, Trokuzi και κροκαλοπαγίτες-ψαμμίτες-χαλαζίτες που επικάθονται αυτών. Η γαββροπλαγιογρανιτική μάζα εκτείνεται ΒΑ, ενώ οι ηφαιστειοιζηματογενείς αποθέσεις έχουν Β και ΒΔ πτυχωμένη δομή. Στα ανατολικά των αποθέσεων αυτών, υπάρχουν ανατολικές καταβυθίσεις με γωνίες 25° , ενώ προς τα δυτικά και ΝΔ οι γωνίες είναι μικρότερες, 15° . Γενικά η ζώνη Gashi υπερκαλύπτει τις Αλβανικές Άλπεις.

Η ζώνη Gashi διαιρείται σε 4 ορίζοντες που είναι οι εξής:

α) Ηφαιστειοιζηματογενής Σχηματισμός Ceremi που περιλαμβάνει σχιστόλιθους και ανθρακικά, φυλλίτες και πηλίτες, ψαμμίτες-χαλαζίτες-σχιστόλιθους με παρεμβολές ασβεστολίθων.

β) Γαββροπλαγιογρανιτική μάζα Trokuzi που περιλαμβάνει γάββρους, γρανίτες.

γ) Ηφαιστειοιζηματογενής Σχηματισμός Rura-Sulbica με ασβεστόλιθους, ανθρακικούς σχιστόλιθους με ηφαιστειακά πετρώματα, ανδεσίτες, δακίτες, βασάλτες, αργίλους και χαλαζιτικούς ψαμμίτες.

δ) Σχηματισμός κροκαλοπαγιτών-ψαμμιτών-χαλαζιτών, της Kreshi Vuj Kut-Ali Cela Αύλακας, με ανθρακικά, ηφαιστειακά πετρώματα και ασβεστόλιθους.

ΚΕΦΑΛΑΙΟ 2°

ΓΕΩΜΕΤΡΙΑ ΚΑΙ ΚΙΝΗΜΑΤΙΚΗ ΤΗΣ ΠΑΡΑΜΟΡΦΩΣΗΣ ΣΤΗΝ ΑΛΒΑΝΙΚΗ ΟΡΟΓΕΝΕΤΙΚΗ ΖΩΝΗ ΚΑΤΑ Η ΔΙΑΡΚΕΙΑ ΤΟΥ ΤΡΙΤΟΓΕΝΟΥΣ.

Η γεωλογική χαρτογράφηση και η δομική ανάλυση κατά μήκος των κεντρικών και βόρειων Αλβανίδων, μας επιτρέπει να στηρίζουμε την κινηματική και την ιστορία της Αλβανικής ορογενετικής ζώνης στην Τριτογενή ηπειρωτική σύγκρουση, ανάμεσα στην Απουλία και στην Ευρωπαϊκή πλάκα. Διακρίνονται τέσσερα κύρια παραμορφωτικά γεγονότα:

1)D1 που έλαβε χώρα στο Ηώκαινο-Ολιγόκαινο και δημιούργησε ΝΔ λεπίωση στα άκρα των Εξωτερικών Αλβανίδων σε συνδυασμό με ΒΑ επώθηση. Κατά τη διάρκεια της συμπίεσης D1, η ζώνη Korabi των Εσωτερικών Αλβανίδων, μαζί με τους υπερκείμενους οφειόλιθους της Mirdita, επωθούνται πάνω στις Εξωτερικές Αλβανίδες. Η παραμόρφωση D1 συνοδεύεται από πάχυνση του φλοιού.

2)D2 που έλαβε χώρα στο Ολιγόκαινο-Μειόκαινο και συνδέεται με λέπτυνση του φλοιού και επέκταση του υποβάθρου των Εξωτερικών Αλβανίδων, ενώ συνεχίζεται η σύγκλιση της πλάκας και η συμπίεση μεταναστεύει προς τα ΝΔ, προς τα πιο εξωτερικά μέρη των Αλβανίδων. Κατά την επέκταση της D2, οι οφειόλιθοι της Mirdita, ανεπηρέαστοι κατέρχονται προς τα ΝΔ καλύπτοντας μέρος των Εξωτερικών Αλβανίδων.

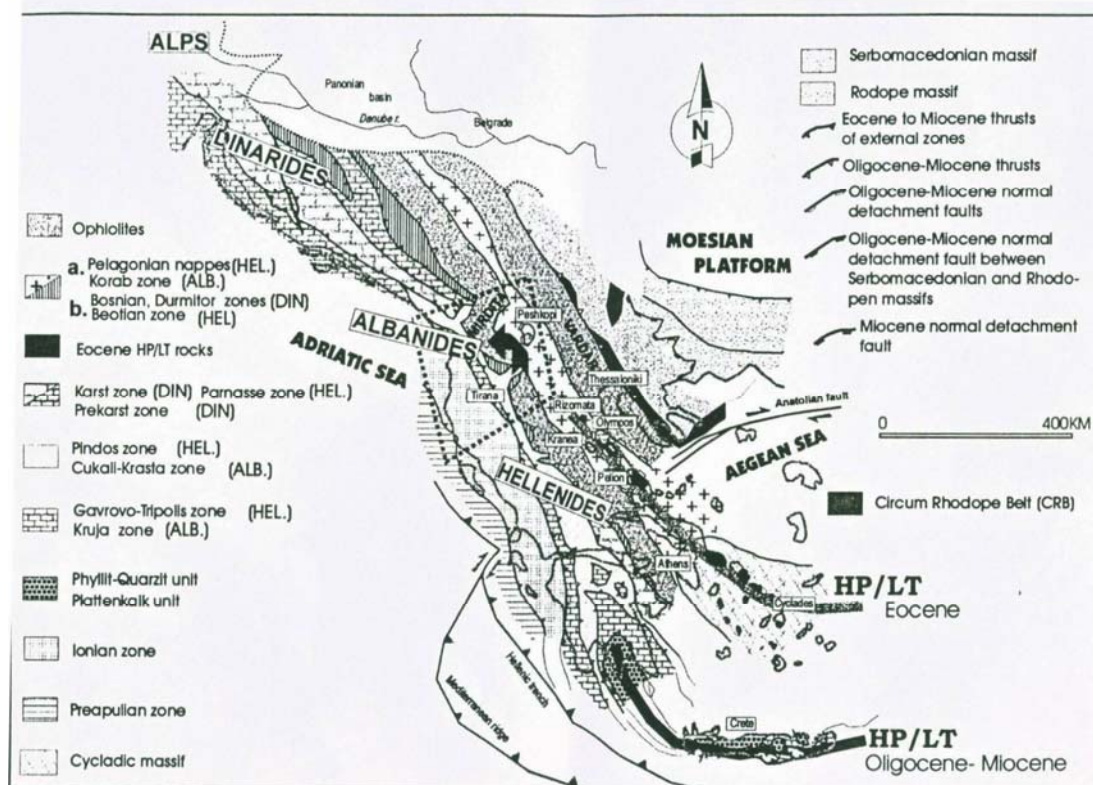
3)D3 ακολουθεί μια ΒΑ-ΝΔ μίκρυνση στο Μ.-Κ. Μειόκαινο

4)Τέλος υψηλής γωνίας D4 κανονικά ρήγματα τροποποιούν ισχυρά, από το Μειόκαινο, προς τα εμπρός την προϋπάρχουσα παραμόρφωτική γεωμερία των Αλβανίδων.

Η Τριτογενής κινηματική εξέλιξη των Αλβανίδων είναι σε πλήρη συμφωνία με την Τριτογενή κινηματική ιστορία των Ελληνίδων, φανερώνοντας ότι η ίδια γεωδυναμική εξέλιξη επηρέασε τις δύο περιοχές, κατά το Τριτογενές.

2.1 ΕΙΣΑΓΩΓΗ

Η Αλβανική ορογενετική ζώνη εκτείνεται προς τα ΒΒΔ-NNA και βρίσκεται μεταξύ Διναρικών και Ελληνικών Άλπεων. (Σχ.2.1) Δημιουργήθηκε από την Αλπική ορογενετική εξέλιξη στη δυτική Βαλκανική περιοχή που σχετίζεται με την σύγκλιση των πλακών μεταξύ Απουλίας και Ευρασίας και το κλείσιμο του ωκεανού της Μεσοζωικής Τηθύος (Aubouin e Ndojaj 1964, Shallo 1990,1992, Kodra e Bushati 1991, Beccaluva κ.α 1994).

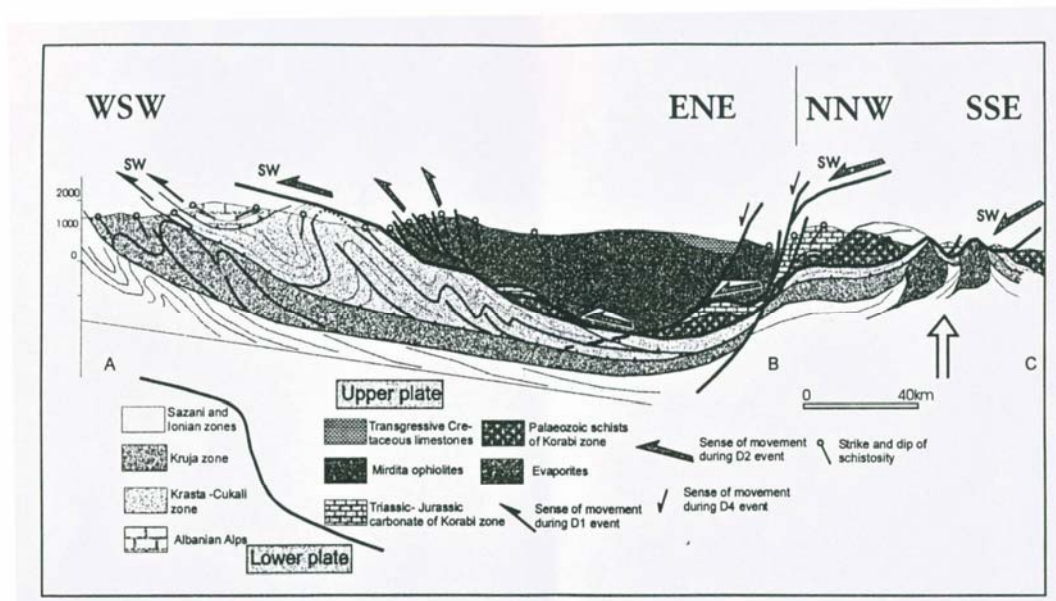


Σχ.2.1: Γεωλογικός χάρτης των κύριων τεκτονικών στοιχείων της Βαλκανικής Χερσονήσου (Godfriaux 1968, Aubouin et al 1970, Duerr et al 1978, Burchfiel 1980, Alther et al 1982, Seidel 1982, Kiliadis and Mountrakis 1985, 1987, Dinter and Royden 1993).

Η γεωλογική έρευνα που έγινε στην Αλβανική ορογενετική ζώνη αποκάλυψε πολλές δυσκολίες όσον αφορά τη δημιουργία και τη δομή της. Γενικά, ενισχύεται η άποψη για ένα πολυσύνθετο ορογενές δημιουργημένο από μια ετερογενή τεκτονική, επαλλήλων επωθημένων καλυμμάτων, Παλαιοζωικών, Μεσοζωικών και Καινοζωικών περιοχών (Aubouin e Ndojaj 1964, Collaku e Cadet 1991, Melo κ.α 1991 e Xhamo κ.α 1991).

2.2 Γεωλογική Ιστορία

Πολλές τεκτονοστρωματογραφικές ενότητες αποτελούν την Αλβανική ορογενετική ζώνη, συμπεριλαμβανομένων και των ακολουθιών των παθητικών και ενεργών ηπειρωτικών περιθωρίων, συγκεντρώσεις ρωγμών και οφειολίθων, χαμηλού βαθμού μεταμορφωμένα βασικά πετρώματα. Από την τεκτονική κορυφή μέχρι τον τεκτονικό πυθμένα υπάρχουν τα εξής: (Σχ.2.2) (Aubouin e Ndojaj 1964, Kodra e Gjoja 1983, Xhomo κ.α 1985, Meco 1988, Shallo 1990,1992, Kodra e Bushati 1991, Beccaluna κ.α 1994)



Σχ.2.2: Τεκτονική τομή διαμέσου της Αλβανικής Ορογενετικής Ζώνης (Kilias et al 2001)

1) Mirdita οφειολιθική ζώνη με ιζηματογενές κάλυμμα του Α. Ιουρασικού, ραδιολαριτικούς κερατόλιθους και οφειολιθικά μίγματα και ιζήματα φλύσχη του Τιθωνίου-Κ. Κρητιδικού. Σε μερικές περιοχές, υπάρχουν επικλυσιογενείς Κρητιδικοί ασβεστόλιθοι πάνω σε οφειολιθικά πετρώματα της Mirdita. Κατά μήκος της ζώνης επαφής των οφειολίθων της Mirdita με τις υποκείμενες ανατολικές και δυτικές περιφερειακές ενότητες, εμφανίζεται μια στενή ζώνη μεταμόρφωσης, αμφιβολιτικής-πρασινοσχιστολιθικής φάσης που αντιπροσωπεύει το μεταμορφικό πέλμα των οφειολίθων της Mirdita (Turku 1987).

2) Korabi ζώνη αποτελούμενη από χαμηλού βαθμού μεταμορφωμένα, Ορδοβισίου-Δεβονίου, ιζηματογενή και μαγματικά πετρώματα που καλύπτονται από κροκαλοπαγή Περμίου-Κ. Τριαδικού, μια τεκτονική που σχετίζεται με την Κ.-

Μ. Τριαδικού ηφαιστειοιζηματογενή σχηματισμό και Α. Τριαδικού-Ιουρασικού ανθρακικά πετρώματα.

3)Οι Αλβανικές Άλπεις αποτελούνται από Τριαδικού - Κρητιδικού χερσογενή πετρώματα και τύπου πλατφόρμας ανθρακικά που καλύπτονται από ιζήματα τύπου φλύσχη, ηλικίας Μαιστρίχτιο-Παλαιόκαινο. Αυτά αποτελούν την νοτιότερη συνέχεια των Διναρίδων μέσα στην Αλβανία.

4)Η ζώνη Krasta-Cukali που αποτελείται από χερσογενή πετρώματα ηλικίας Τριαδικού και νηριτικούς ασβεστολίθους Τριαδικού, ιζηματογενή πετρώματα βαθιάς θάλασσας του Ιουρασικού και Κ. Κρητιδικού ιζήματα, τύπου φλύσχη που συνεχίζεται προς τα πάνω με Κρητιδικούς πελαγικούς ασβεστόλιθους και φλύσχη ηλικίας Μαιστρίχτιου-Ηωκαίνου.

5)Η ζώνη Kruja που αποτελείται από Μεσοζωικά, νηριτικά ανθρακικά πετρώματα, από το Τριαδικό μέχρι το Α. Κρητιδικό, που καλύπτονται από φλύσχη ηλικίας Ηωκαίνου-Ολιγοκαίνου.

6)Η Ιόνιος ζώνη που αποτελείται από εβαποριτικά πετρώματα Περμοτριαδικού, τα οποία καλύπτονται από ανθρακικά ιζήματα του Κ. Τριαδικού-Ηωκαίνου, διαδεχόμενα από φλύσχη Ολιγοκαίνου-Μειοκαίνου.

7)Η ζώνη Sazani που αποτελείται από νηριτικά, ανθρακικά και ανθρακικά-κλαστικά ιζήματα, ηλικίας Ιουρασικού-Μειοκαίνου που καλύπτονται από χερσογενή πετρώματα του Νεογενούς και από νεότερα ιζήματα.

Τα μολασσικά ιζήματα του Ολιγοκαίνου-Πλειοκαίνου, γεμίζουν τις ΒΔ-ΝΑ λεκάνες που δημιουργούνται κυρίως μέσα σε οφειολιθικά πετρώματα (Anon 1983).

Από την τεκτονοστρωματογραφική θέση και τη δομική τους εξέλιξη οι Αλβανικές Άλπεις, η ζώνη Krasta-Cukali, η ζώνη Kruja, η Ιόνιος ζώνη και η Sazani φαίνεται να σχηματίζουν τα ανατολικά όρια της Απουλίας πλάκας. Αυτές οι ενότητες ανήκουν στις Εξωτερικές Αλβανίδες και χαρακτηρίζονται από συνεχή ιζηματογένεση, από το Τριαδικό μέχρι το Τριτογενές. Αντιθέτως, η ζώνη Korabi ανήκει στις Εσωτερικές Αλβανίδες και η Mirdita οφειολιθική ζώνη αντιπροσωπεύει το κατάλοιπο του Μεσοζωικού ωκεανού της Τηθύος (Shallo 1990,1992 Mello κ.α 1991, Kodra e Bushati 1991).

Τα κύρια γεγονότα της γεωλογικής εξέλιξης των Αλβανίδων συνοψίζονται στα εξής: (Shallo 1991,1992 Melo κ.α 1991, Kodra e Bushati 1991).

Α)Κ.-Μ. Τριαδικού πρόωρη αλπική τεκτονική συνοδευόμενη από ανθρακική ιζηματογένεση τύπου πλατφόρμας.

Β)Αν. Τριαδικού-Μ. Ιουρασικού ωκεάνια εξάπλωση και σχηματισμοί οφειολιθικού τύπου.

Γ)Μ.-Αν. Ιουρασικό, τοπική σύγκλιση με ενδο-ωκεάνια υποβύθιση, μια ζώνη υπερ-υποβύθισης με διαδεδομένη εξέλιξη και σχηματισμοί οφειολιθικού τύπου, αρχικά με μετατόπιση οφειολίθων συνδεδεμένη με σχηματισμούς οφειολίθων μεταμορφικής γλώσσας.

Δ)Τιθώνιο-Κ. Κρητιδικό, με συνεχόμενες μετατοπίσεις και τμηματικές ανυψώσεις οφειολίθων, μερικό κλείσιμο του ωκεανού Midrita και σχηματισμοί οφειολιθικών μιγμάτων.

Ε)Ορογένεση Ηωκαίνου και Ολιγοκαίνου-Μειοκαίνου που οδηγούν στην τελική σύγκρουση και στην, προς τα δυτικά, επώθηση. Από την άλλη όμως, οι Aubouin et al! (1970), Collaku e Cadet (1991) θεωρούν ότι οι οφειόλιθοι Midrita είχαν επωθηθεί, κατά τη διάρκεια του Ιουρασικού, από τον ωκεανό Vardar, λεκάνη που τοποθετείται ανατολικά της ζώνης Korabi (Σχ.2.1), οφειλόμενη σε ηπειρωτική σύγκρουση.

2.3 Γεωμετρία και Κινηματική της Παραμόρφωσης

Η λεπτομερής δομική ανάλυση έγινε στις διάφορες τεκτονοστρωματογραφικές ενότητες της Αλβανικής ορογενετικής ζώνης και στις τεκτονικές επαφές. Εκθέτει πολλές κατηγορίες δομής που καταγράφουν μια πολυσύνθετη ιστορία παραμόρφωσης.

Έχουν διακριθεί τέσσερις κύριες κατηγορίες δομής που οφείλονται σε τέσσερα γεγονότα παραμόρφωσης κατά τη διάρκεια του Τριτογενούς. Οι D1 και D2 χαρακτηρίζονται από ημι-ελαστικές έως ευθραυστές συνθήκες, ενώ οι D3 και D4 είναι τυπικά εύθραυστα γεγονότα. Έτσι θεμελιώθηκαν τα τυπικά δομικά χαρακτηριστικά των τεσσάρων παραμορφωτικών διαδικασιών, η παραγωγική τους σχέση όπως και η γεωδυναμική τους σημασία, δίνοντας μια νέα διάταξη της Τριτογενούς τεκτονικής εξέλιξης των Αλβανίδων, στην οποία σημαντικό ρόλο έπαιξε η επέκταση. Διατμητικά αισθητήρια-δείκτες, χαρακτηριστικά εύθραυστης και ελαστικής τεκτονικής(Hancock 1985, Hanmerk e Passchier 1991), χρησιμοποιήθηκαν για να καθοριστεί η κίνηση της τεκτονικής κορυφής.

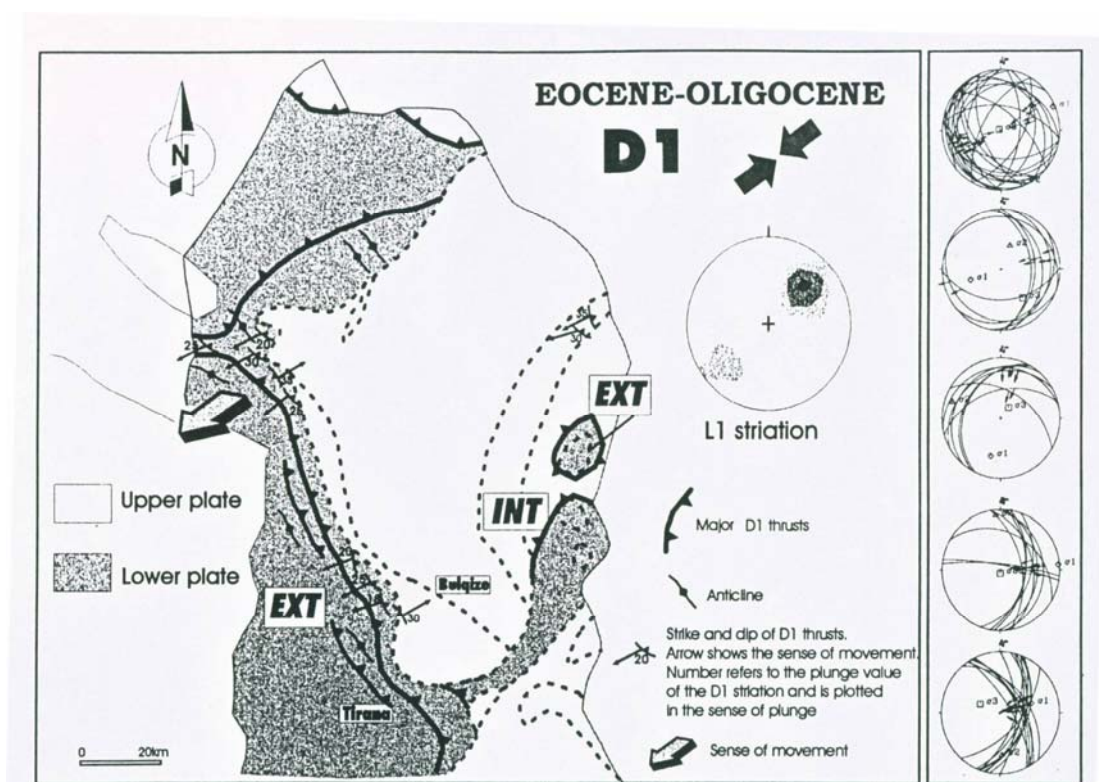
Έκτος από αυτό, για να υπολογιστεί η κατευθυντήρια τάση του κάθε ενός γεγονότος παραμόρφωσης, υπολογίσθηκε η τάση από ένα μεγάλο σύνολο ρηγμάτων ολίσθησης, χρησιμοποιώντας τους αλγορίθμους των Carey και Brunier(1974). Ως αποτέλεσμα, ήταν ο προσανατολισμός των κύριων αξόνων τάσης, όπως και η αναλογία τους να βρεθούν για κάθε γεγονός παραμόρφωσης.

Πρόωρες προ-Τριτογενείς ελαστικές δομές και ιστοί έχουν τροποποιηθεί κατά τη διάρκεια της Τριτογενούς παραμόρφωσης. Τέτοιες δομές είναι αυτές που συνδέονται με την Μ.-Αν. Ιουρασική, αμφιβολιτική μεταμορφωτική φάση των οφειολίθων της Midrita (Turku 1987, Beccaluna κ.α 1994) ή αυτές που σχετίζονται με χαμηλού βαθμού, τοπική παραμόρφωση της ζώνης Korabi (Kodra e Gjoka 1983, Meco 1988).

2.3.1 D1 Παραμόρφωση

Οι D1 δομές είναι αντιπροσωπευτικές για τις ζώνες Krasta-Cukali, Kruja και Ιόνιο. Αποτελούνται από ασύμμετρες, ανάστροφες, με ΒΔ-ΝΑ διεύθυνση, πτυχές και επιππεύσεις συνδεδεμένες με μια κύρια κορυφή με ΝΔ κίνηση. Οι επιππεύσεις της D1 χαρακτηρίζονται από διπλή γεωμετρία. Οι οπισθοεπωθήσεις, που κλίνουν απότομα προς τα ΝΔ συνδεδεμένες με την προς ΒΑ κίνηση της τεκτονικής κορυφής, διακρίνονται τοπικά. Τα πλευρικά κεκλιμένα επίπεδα, τα πλάγια ανάστροφα ρήγματα και τα οριζόντια άλματα ρήγματος συνδέονται με τις D1 επιππεύσεις. Κανένας μολυντικός ιστός ή μεταμόρφωση είναι συνδεδεμένα με την παραμόρφωση D1.

Οι αναλύσεις παλαιοτάσης αποδεικνύουν, κατά τη διάρκεια της D1, ένα προσανατολισμό ΒΑ-ΝΔ, με οριζόντιο μέγιστο άξονα τάσης (σ_1) και ένα κάθετο ελάχιστο άξονα τάσης (σ_2) (Σχ.2.3).



Σχ.2.3: Τεκτονικός χάρτης του Αλβανικού Ορογενούς με τα κύρια στοιχεία της D1 παραμόρφωσης. Φαίνονται και τα διαγράμματα παλαιοτάσης.(Kilias et al 2001).

2.3.2 D2 Παραμόρφωση

Οι D2 δομές είναι ορατές στους Παλαιοζωικούς σχιστόλιθους της ζώνης Korabi και των οφειολίθων της ζώνης Mirdita. Στη ζώνη Korabi και στο ανατολικό περιθωριακό κομμάτι των οφειολίθων Mirdita, οι δομές D2 χαρακτηρίζονται από μια πορεία, ΒΔ-ΝΑ προς ΒΒΑ-ΝΝΔ, μικρής γωνίας, εύθραυστη μέχρι εύθραυστη-ελαστική επέκταση των ζωνών διάτμησης, οι οποίες διεισδύουν στις D1 δομές. Στα τεκτονικά χαμηλότερα κομμάτια της ζώνης Korabi, κοντά και κατά μήκος της τεκτονικής επαφής με τον υποκείμενο Τριτογενή φλύσχη οι ζώνες διάτμησης D2 ορίζονται από ΒΑ-ΝΔ προσανατολισμό, D2 λευκού μαρμαρυγία, λεπτόκοκκου χλωρίτη και επιμηκυσμένους κόκκους χαλαζία. Εδώ, οι D2 ζώνες διάτμησης, επηρεάστηκαν από εύθραυστες και πιο απότομες κλίνουσες ταινιώδεις διατμήσεις, με την ίδια κινηματική συμμετρία με τις, χαμηλής γωνίας, D2 ζώνες διάτμησης, δείχνοντας έτσι την εξέλιξη της παραμόρφωσης σε πιο εύθραυστες συνθήκες και αβαθή φλοιώδη επίπεδα.

Στα τεκτονικά υψηλότερα επίπεδα της ζώνης Korabi και στο ανατολικό περιθωριακό κομμάτι των οφειολίθων της Mirdita, οι D2 διατμητικές ζώνες στερούνται κάποιας νέας ορυκτοποίησης και οι επιφάνειες τους έχουν μια ΒΑ-ΝΔ πορεία με εύθραυστες γραμμώσεις. Η τεκτονική επαφή μεταξύ των οφειολίθων Mirdita και των υποκείμενων μεσοζωικών μαρμάρων της ζώνης Korabi διαμορφώνει μια κύρια D2 ζώνη ρήγματος, η οποία μεταφράζεται, από Μουντράκη κ.α(1993), ως μία κανονική αποσπασματική ζώνη κατά μήκος της οποίας οι οφειόλιθοι ήταν αποσπασμένοι προς τα ΝΔ (Σχ.2.2, 2.4).

Γενικά, οι κινηματικοί δείκτες δείχνουν μια σχετικά σταθερή κορυφή, κατερχόμενη προς τα ΝΔ, με μια αίσθηση διάτμησης κατά μήκος των D2 διατμητικών ζωνών. Οι διατμητικές ζώνες με αντίθετα κατερχόμενη κορυφή, με ΒΑ αίσθηση διάτμησης, είναι συνδεδεμένες με τις ίδιες συνθήκες σχηματισμού με την κορυφή των ΝΔ διατμητικών ζωνών και σχηματίζουν συζυγή διατμητικές ζώνες που είναι σποραδικά εμφανείς (Σχ.2.2). Αυτή η γεωμετρία της κινηματικής δείχνει μια συνιστώσα αξονικής παραμόρφωσης κατά τη διάρκεια της D2 παραμόρφωσης.

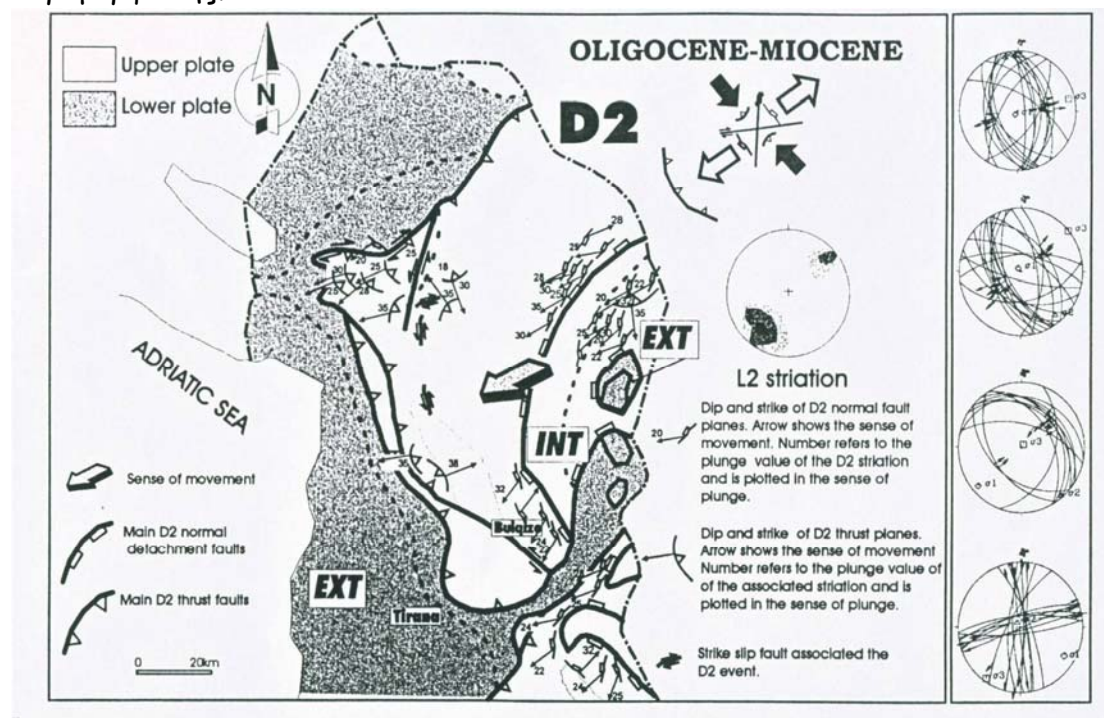
Τα ρήγματα εφίππευσης, με κύρια κορυφή με αίσθηση κίνησης ΝΔ, δεσπόζουν στο δυτικό μετωπικό κομμάτι των οφειολίθων Mirdita. Αυτά διεισδύουν, ως εφίππευσεις εκτός ακολουθίας, στη D1 διπλή εφίππευση της υποκείμενης ζώνης Krasta-Cukali και έτσι μεταχρονολογείται το D1 σύστημα εφίππευσης. Αυτές οι, τοπικά, εξελιγμένες συρρικνωμένες δομές, ως εκτός ακολουθίας φυλλώδεις εφίππευσεις, πρέπει να έχουν σχηματισθεί αμέσως μετά την D1 παραμόρφωση, επομένως, κατά την ίδια στιγμή με τις κύριες D2, χαμηλής γωνίας, εκτεταμένες ζώνες διάτμησης.

Οι τάσεις υπολογίστηκαν από πληθυσμό ρηγμάτων, στα επίπεδα των D2 εκτεταμένων διατμητικών ζωνών, αποδεικνύοντας ότι στα εσωτερικά μέρη των

Αλβανίδων και στο ανατολικότερο μέρος των οφειολίθων Mirdita, κατά τη διάρκεια της D2 παραμόρφωσης, ο ελάχιστος δείκτης της τάσης (σ_3) ήταν οριζόντιος με προσανατολισμό ΒΑ-ΝΔ και ο μέγιστος δείκτης της τάσης (σ_1) ήταν κάθετος. Αντίθετα στις αναλύσεις παλαιότητας των, χαμηλής γωνίας, ανάστροφων ρηγμάτων στα μετωπικά μέρη των οφειολίθων Mirdita, δείχνουν ότι τα ρήγματα είχαν δημιουργηθεί από ένα σύστημα τάσης με οριζόντιο ΒΑ-ΝΔ προσανατολισμό του μέγιστου δείκτη τάσης (σ_1) και κάθετο ελάχιστο δείκτη τάσης (σ_3) (Σχ.2.4).

Επιπλέον, οι συρρικνωμένες δομές με πορεία ΒΑ-ΝΔ έχουν αποτυπωθεί τοπικά στις D2 δομές αλλά έχουν επηρεαστεί από τις νεότερες D3 δομές. Αυτό δείχνει μια ΒΔ-ΝΑ συνιστώσα σμίκρυνσης κατά τη διάρκεια των τελευταίων σταδίων της D2 παραμόρφωσης ή λίγο πιο μετά.

Τέλος, ένα ΔΝΔ-ΑΒΑ και ένα ΒΒΔ-ΝΝΑ έως ΒΒΑ-ΝΝΔ, δεξιόστροφο και αριστερόστροφο οριζόντιο άλμα ρηγμάτων αντιστοίχως, που είναι ορατά στη ζώνη Korabi και στην οφειολιθική ζώνη της Mirdita, πρέπει να σχετίζονται με την παραμορφωτική εξέλιξη D2. Αυτά δείχνουν μια γραμμική κινηματική συμμετρία με την D2 κινηματική και είναι αρχαιότερες των D3 δομών, αφού τα Μειοκαινικά μολασσικά ιζήματα έχουν επηρεαστεί από τις δομές D3 και όχι από τις δομές D2. Εκτός αυτού, το πλευρικό κεκλιμένο επίπεδο των οριζοντίων αλμάτων των ρηγμάτων, που σχετίζονται με το D1 παραμορφωτικό γεγονός, δείχνουν μία διαφορετική γεωμετρία και κινηματική, με τα πιο πάνω ΔΝΔ-ΑΒΑ και ΒΒΔ-ΝΝΑ έως ΒΒΑ-ΝΝΔ οριζόντια άλματα των ρηγμάτων της D2 παραμόρφωσης.



Σχ.2.4: Τεκτονικός χάρτης του Αλβανικού Ορογενούς με τα κύρια στοιχεία της D2 παραμόρφωσης. Φαίνονται και τα διαγράμματα παλαιότητας.(Kiliaris et al 2001).

ΑΠΟΔΕΙΞΕΙΣ ΓΙΑ ΤΗΝ ΟΡΙΖΟΝΤΙΑ ΕΠΕΚΤΑΣΗ

Πολλά κριτήρια που έχουν ήδη χρησιμοποιηθεί από πολλούς, για άλλες περιοχές, για να αποδείξουν την οριζόντια φλοιώδη έκταση και λέπτυνση (Lister κ.α 1984, Ratschbacher κ.α 1989,1991, Lee e Lister 1992) έχουν αναγνωρισθεί στα εσωτερικά μέρη της Αλβανικής ορογενετικής ζώνης, κατά τη διάρκεια του D2 παραμορφωτικού γεγονότος:

α) Προσανατολισμός και αίσθηση μετατόπισης δείχνουν γεωμετρία κανονικού ρήγματος κατά μήκος των D2 διατμητικών ζωνών και κύρια τεκτονική επαφή μεταξύ των οφειολίθων της Mirdita και της ζώνης Korabi και μεταξύ της ζώνης Korabi και του υποκείμενου Τριτογενή φλύσχη.

β) Ο ελάχιστος κύριος δείκτης τάσης (σ_3) είναι σχεδόν οριζόντιος με προσανατολισμό ΒΑ-ΝΔ, ενώ ο μέγιστος κύριος άξονας τάσης (σ_1) είναι σχεδόν κάθετος, οδηγώντας έτσι σε κάθετη λέπτυνση και οριζόντια επέκταση.

γ) Η αλλαγή στο μηχανισμό παραμόρφωσης στις D2 διατμητικές ζώνες, στα βαθύτερα σημεία του φλοιού της ζώνης Korabi, στην αρχή εύθραυστο-ελαστικό και τελικά ελαστικό, δείχνει ότι οι ενότητες παραμόρφωσης μετακινούνται από τα βαθύτερα στα επιφανειακά επίπεδα του φλοιού ταυτόχρονα με τεκτονική απογύμνωση.

δ) Η απόθεση του ανώτερου τεκτονικού επωθημένου καλύμματος των οφειολίθων της Mirdita ασύμφωνα πάνω στο φλύσχη της D1 εφίπτευσης, των χαμηλότερων τεκτονικών επωθημένων καλυμμάτων, με απουσία των περιφερειακών ενοτήτων οφειολίθου και της Korabi στο Παλαιοζωικό, υπονοεί απόσβεση των οφειολίθων και της υποκείμενης ζώνης Korabi μετά την D1 λεπίωση. Καμία αντιγραφή δεν έχει αναγνωριστεί μεταξύ των οφειολίθων και του υποκείμενου εξωτερικού φλύσχη. Εξάλλου, η επικρεμάμενη επικάλυψη των Τριαδικό-Ιουρασικών ανθρακικών περιθωριακών ιζημάτων της ζώνης Korabi βρίσκεται παραθετημένη έναντι του Τριτογενή φλύσχη των εξωτερικών ζωνών των Αλβανίδων, εξαιτίας της απουσίας όλων των Παλαιοζωικών σχιστολίθων της ζώνης Korabi (Σχ.2.2, 2.4).

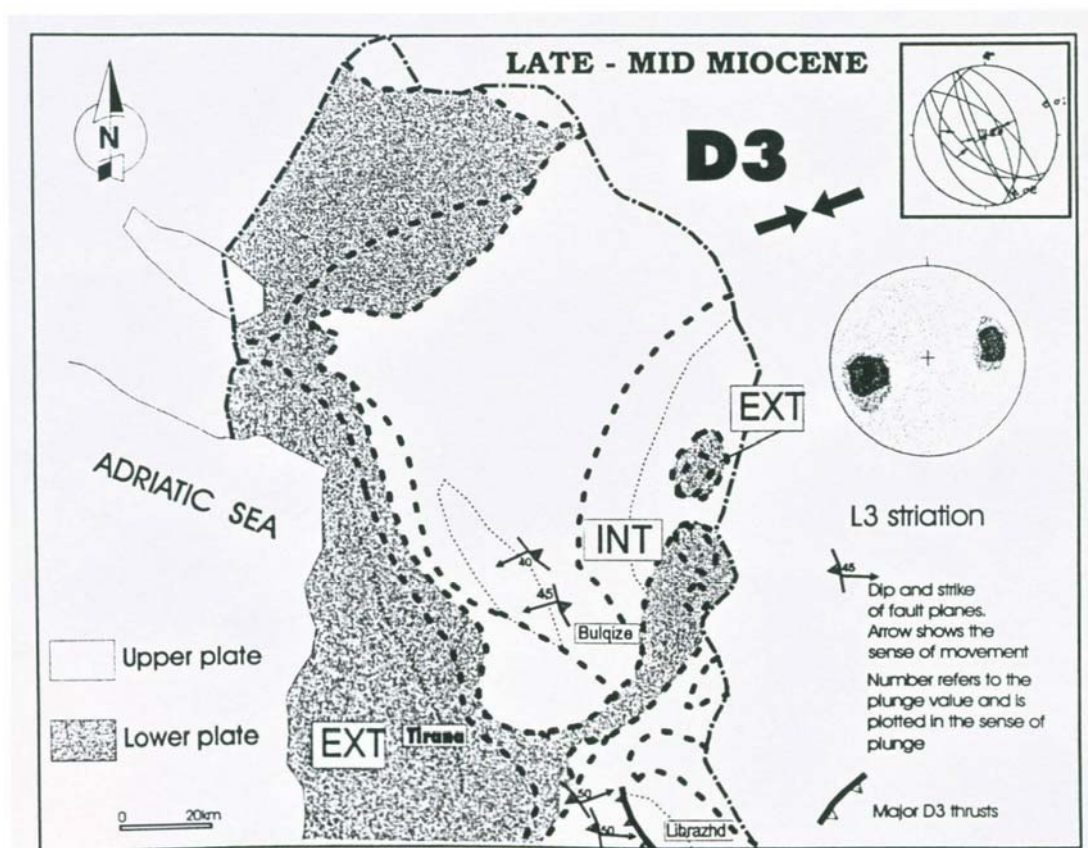
2.3.3 D3 Παραμόρφωση

Η D3 παραμόρφωση χαρακτηρίζεται από συρρικνωμένες δομές με ΒΔ-ΝΑ διεύθυνση, όπως είναι τα ανάστροφα ρήγματα και οι ασύμμετρες Knick πτυχές με διεύθυνση ΝΔ ή ΒΑ (Σχ.2.5). Οι D3 δομές έχουν αναγνωρισθεί κατά μήκος των ορίων της μολασσικής λεκάνης και των οφειολίθων της Mirdita κοντά στο Librazhd, όπου οι οφειολίθοι επωθούνται πάνω στα μολασσικά ιζήματα ηλικίας Μ.-Αν. Μειοκαίνου προς τα ΒΑ.

Οι D3 δομές διεισδύουν στις D2 δομές και έτσι πρέπει να αποδωθούν σε ένα νεότερο παραμορφωτικό γεγονός που έλαβε χώρα μετά την D2 παραμόρφωση.

Οι αναλύσεις της παλαιότητας των D3 ανάστροφων ρηγμάτων δείχνουν ότι το σύστημα τάσεων που δημιούργησε αυτές τις δομές χαρακτηρίζονται από ένα οριζόντιο μέγιστο δείκτη τάσης (σ_1) με προσανατολισμό ΒΑ-ΝΔ και ένα κάθετο ελάχιστο δείκτη τάσης (σ_3) κατά τη διάρκεια της D3 παραμόρφωσης.

Οι δομές D3, κινηματικά, συντονίζονται με τις συρρικνωμένες δομές, που έχουν περιγραφεί για τα μετωπικά μέρη των οφειολίθων της Mirdita προς τα δυτικά, άλλα οι δυο κατηγορίες των δομών έχουν διακριθεί εξαιτίας των διαφορετικών γεγονότων και περιοχών όπως επίσης και από το διαφορετικό χρόνο δημιουργίας τους. Οι D3 δομές δημιουργήθηκαν μετά τα Μ.Μειοκαίνου μολασσικά ιζήματα, ενώ οι συρρικνωμένες δομές στα μετωπικά τμήματα των οφειολίθων της Mirdita εμφανίστηκαν αμέσως μετά την D1 λεπίωση του φλύσχη.

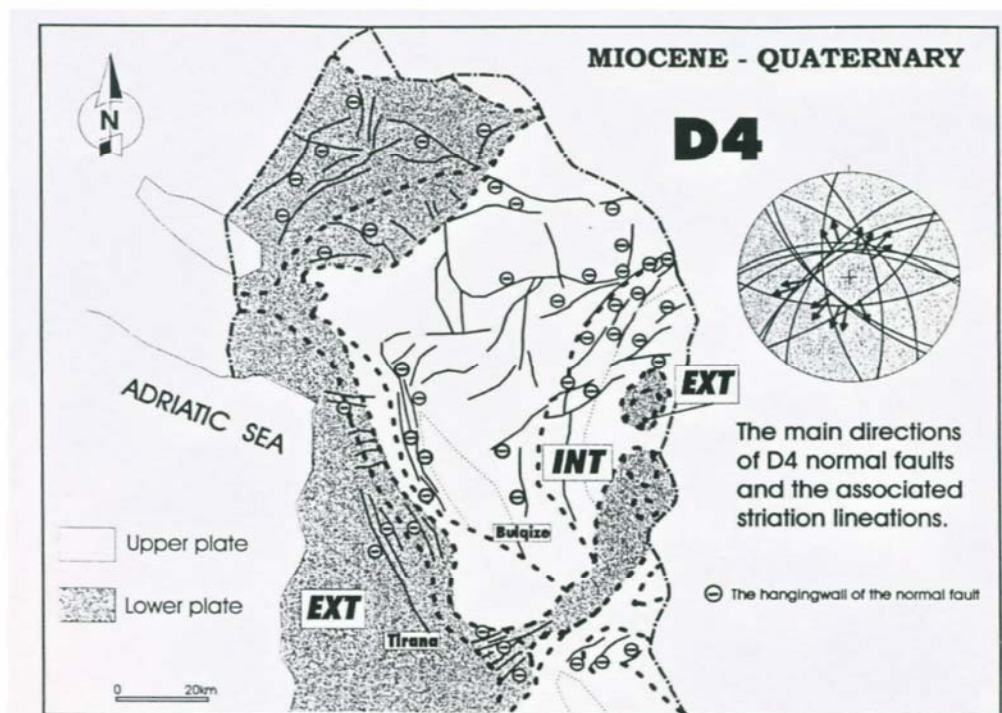


Σχ.2.5: Τεκτονικός χάρτης του Αλβανικού Ορογενούς με τα κύρια στοιχεία της D3 παραμόρφωσης. Φαίνεται και το διάγραμμα παλαιότητας.(Kilias et al 2001).

2.3.4 D4 Παραμόρφωση

Οι δομές D4 είναι νεότερες στην μελετούμενη περιοχή, διεισδύοντας σε όλες τις προηγούμενες δομές που περιγράφηκαν, έτσι ώστε να έχουν τροποποιήσει πολύ τη γεωμετρία των προϋπαρχόντων παραμορφώσεων. Η παραμόρφωση D4 περιλαμβάνει ρήγματα μεγάλης γωνίας με πολλές κατευθύνσεις κλίσης-ολίσθησης μέχρι πλάγια κατερχόμενη αίσθηση της μετατόπισης (Σχ.2.6).

Πολλά από τα D4 ρήγματα έχουν δημιουργήσει σημαντικά τεκτονοστρωματογραφικά κενά μεταξύ των πολλών λιθοστρωματογραφικών ενοτήτων των Αλβανίδων. Ένα τέτοιο κύριο ρήγμα μεγάλης γωνίας με κανονική πλάγια μετατόπιση προς τα ΝΔ είναι το ρήγμα που χωρίζει τα οφειολιθικά πετρώματα της Midrita από τη ζώνη Korabi στην περιοχή Kukës, σχηματίζοντας πιθανόν το εξελικτικό τελευταίο αμιγές εύθραυστο στάδιο της κανονικής D2 αποσπασματικής ζώνης μεταξύ των δυο ενοτήτων (Σχ.2.2, 2.6) (Μουντράκης κ.α 1993).



Σχ.2.6: Τεκτονικός χάρτης του Αλβανικού Ορογενούς με τα κύρια κανονικά ρήγματα που σχετίζονται με την D4 επέκταση (Kiliash et al 2001).

2.4 Καθορισμός του χρόνου παραμόρφωσης

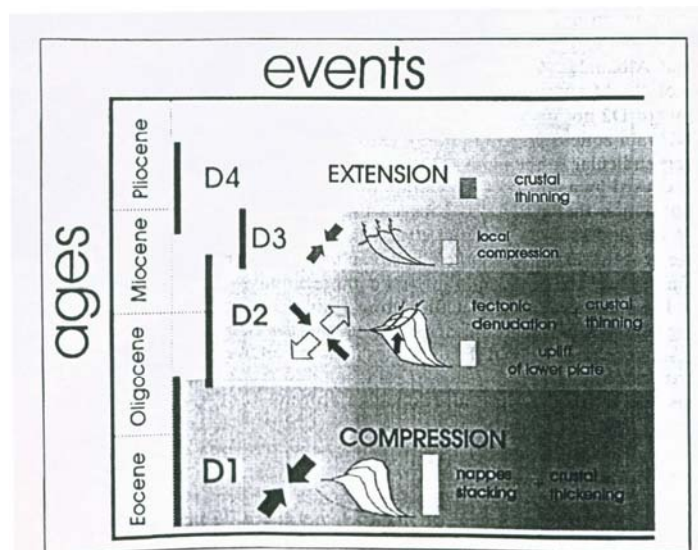
Λαμβάνοντας υπόψη την Τριτογενή δομική ιστορία των Αλβανίδων που περιγράφηκε πιο πάνω, μπορεί να καθοριστεί ο χρόνος παραμόρφωσης ως εξής (Σχ.2.7) :

Η D1 παραμόρφωση έχει χρονολογηθεί από προηγούμενους ευρενητές (Aubouin e Ndojaj 1964, Melo κ.α 1991, Collaku e Cadet 1991) ως ένα συμπίεστικό γεγονός που έλαβε χώρα στο Ηώκαινο-Κ. Ολιγόκαινο. Η D2 παραμορφωτική εξέλιξη, έλαβε χώρα μετά το Κ. Ολιγόκαινο. Τα μολασσικά ιζήματα του Κ.-Μ. Ολιγοκαίνου της μολασσικής λεκάνης δημιουργήθηκαν στους οφειόλιθους της Midrita (Aho 1983) σημειώνοντας την απαρχή της επέκτασης από το Κ.-Μ. Ολιγόκαινο (Κίλιας κ.α 1991, Μουντράκης κ.α 1993, Wilson 1993).

Η D4 επέκταση κυριάρχησε σε ολόκληρες της Αλβανίδες από το Α. Μειόκαινο μέχρι σήμερα, αφού οι ενδοηπειρωτικές λεκάνες, οριοθετημένες από D4 κανονικά ρήγματα μεγάλης γωνίας, είχαν γεμίσει από χερσαία ιζήματα Α. Μειοκαίνου αλλά και από νεότερα (Aho 1983).

Η D3 σμίκρυνση τοποθετείται χρονολογικά μεταξύ των εκτεταμένων γεγονότων D2 και D4. Επηρεάζει τα μολασσικά ιζήματα του Μ.-Α. Μειοκαίνου (Aho 1983) και συνδέεται με την επώθηση των οφειολίθων της Midrita πάνω στα μολασσικά ιζήματα. Έτσι η D3 παραμόρφωση πρέπει να ενήργησε για ένα μικρό χρονικό διάστημα κατά τη διάρκεια του Μ.-Α. Μειοκαίνου.

Σε αυτήν την περίπτωση, το ανώτερο όριο της κύριας D2 παραμόρφωσης τοποθετείται στο Μ. Μειόκαινο και τα D2 εξελεκτικά στάδια μεταξύ Κ. Ολιγοκαίνου-Μ. Μειοκαίνου.



Σχ.2.7: Τα κύρια χαρακτηριστικά των 4 παραμορφωτικών διεργασιών που επηρεάζουν την Αλβανική Ορογενετική ζώνη κατά το Τριτογενές (Kilias et al 2001).

2.5 Τεκτονική Ερμηνεία

Η περιγραφή για τις Τριτογενείς δομικές μορφές της Αλβανικής ορογενετικής ζώνης έδειξε ότι τα δύο κύρια στάδια παραμόρφωσης που συνδέονται με την ορογενετική διαμόρφωση είναι καλά αποκαλυμμένα. Αυτά τα δύο στάδια είναι ένας σωρός από επωθημένα καλύμματα κατά τη διάρκεια συμπίεσης και ορογενετικής κατάρρευσης, κατά τη διάρκεια της επέκτασης.

Η D1 συμπίεση δημιούργησε ένα σωρό από επωθημένα καλύμματα και πάχυνση του φλοιού. Κατά τη διάρκεια της D1, η ζώνη Korabi και οι οφειολίθοι της Mirdita επωθήθηκαν στον Τριτογενή φλύσχη των εξωτερικών Αλβανίδων, έτσι ώστε οι Αλβανίδες να χωριστούν σε μια ανώτερη πλάκα της ζώνης Korabi και των οφειολίθων και σε μια κατώτερη των εξωτερικών Αλβανίδων (Σχ.2.8).

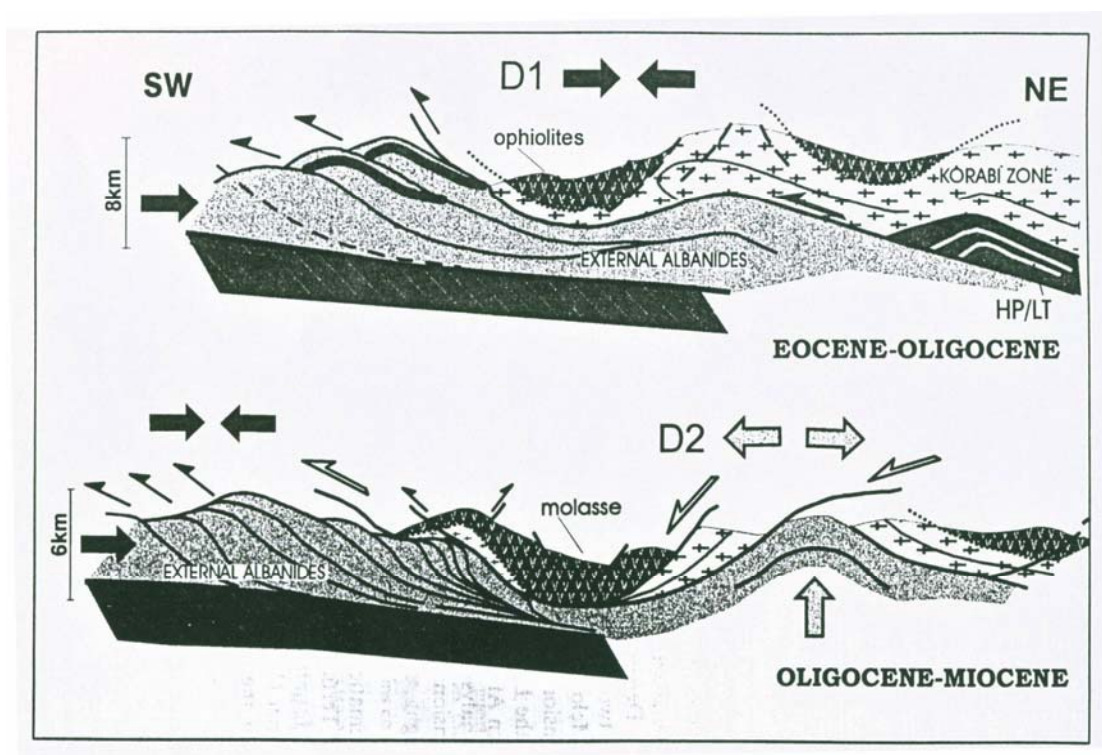
Ο σωρός των επωθημένων καλυμμάτων παρατάχθηκε ΝΔ, μέχρι διαδοχικά νεότερα περιθωριακά ιζήματα βρέθηκαν στη δύση, στη φυλλώδη ζώνη εφίππευσης (Σχ.2.8).

Η κατάρρευση των επαλλήλων τεκτονικών επωθημένων καλυμμάτων και η λέπτυνση του φλοιού έλαβαν χώρα κατά τη διάρκεια της D2 επέκτασης αλλά κάτω από μία συνεχόμενη πλάκα σύγκλισης με ταυτόχρονα επωθημένα καλύμματα, συσσωρευμένα και πτυχωμένα, στις περισσότερες εξωτερικές περιοχές της προχώρας, προς τα δυτικά. Η τεκτονική απογύμνωση έλαβε χώρα κυρίως προς ΝΔ πίσω από ΝΔ μετανάστευση της συμπίεσης, ακολουθώντας την κατεύθυνση των μεταφερθέντων επωθημένων καλυμμάτων. Η εκτεταμένη κατάρρευση του παχύσμενου ηπειρωτικού φλοιού ακολουθήθηκε από μη στέγαση και την προς τα πάνω κίνηση των υποκείμενων τεκτονικών ενοτήτων της κατώτερης πλάκας που είναι εκτεθειμένα σε μια σειρά από τεκτονικά παράθυρα εκατέρωθεν των εσωτερικών Αλβανίδων στην περιοχή Episkopi (Collaku e Cadet 1991, Melo κ.α 1991). Σε αυτή την περίπτωση, η τεκτονική επαφή μεταξύ της ζώνης Korabi και του εξωτερικού φλύσχη πρέπει να ερμηνευθεί ως το αρχικό εφίππευτικό επίπεδο που επαναδραστηριοποιήθηκε κατά τη διάρκεια της ορογενετικής κατάρρευσης, κατά μήκος της οποίας η ανώτερη πλάκα της ζώνης Korabi τοποθετήθηκε πάνω στην κατώτερη πλάκα των εξωτερικών Αλβανίδων. Επιπλέον, οι συρρικνωμένες δομές που αναγνωρίστηκαν στα δυτικά μετωπικά μέρη των οφειολίθων της Mirdita έπρεπε να σχηματίσουν συρρικνωμένες δομές ολίσθησης συνδεδεμένες με D2 κανονική απόσπαση (ΝΔ) των οφειολίθων κατά μήκος των ανατολικότερων περιθωριακών ορίων μαζί με τη ζώνη Korabi (Μουντράκης κ.α 1993). Η ΒΔ-ΝΑ σμίκρυνση με κάθετη συνιστώσα, στην κύρια D2 έκταση μπορεί να θεωρηθεί ότι δημιουργήθηκε από μία παραμόρφωση σύσφιξης κατά τη διάρκεια της D2 παραμόρφωσης.

Η συστολή D3 που δημιουργήθηκε μεταξύ των δυο κύριων εκτεταμένων γεγονότων, D2 και D4, είναι σημαντική για την κατανόηση της δομικής εξέλιξης της Αλβανικής ορογενετικής ζώνης. Δείχνει ότι η μετα-ορογενετική επέκταση

και κατάρρευση μπορεί σύντομα να διακοπεί από συρρικνωμένα γεγονότα, ενώ η πλάκα σύγκλισης συνεχίζεται σταθερά και η πίεση είναι ακόμα ενεργή.

Κατά τη διάρκεια του D4 γεγονότος, η εκτεταμένη παραμόρφωση επαναδραστηριοποιείται και συνεχίζεται μέχρι σήμερα. Η τελική μη στέγαση της κατώτερης πλάκας συνέβη κατά τη διάρκεια της D4 επέκτασης με διαβρωσιγενή απογύμνωση. Η ενεργή συμπίεστική τεκτονική που θεμελιώθηκε πιο εξωτερικά στην ταφρογενή ζώνη, μεταξύ Αφρικανικής και Ευρασιατικής πλάκας (Le Pichon e Angelier 1979), έδρασε ταυτόχρονα με την εκτεταμένη τεκτονική σε ολόκληρο το Αλβανικό ορογενές.



Σχ.2.8: Σχηματική απεικόνιση της τεκτονικής εξέλιξης της Αλβανικής Ορογενετικής ζώνης κατά το Τριτογενές (Kilias et al 2001).

ΚΕΦΑΛΑΙΟ 3°

ΚΑΤΑΝΟΜΗ ΤΗΣ ΣΕΙΣΜΙΚΟΤΗΤΑΣ

Συστηματικές νεοτεκτονικές μελέτες στην Αλβανία άρχισαν περίπου το 1970 (Aliaj 1979,1982, Aliaj κ.α 1995,1996, Bicoku e Aliaj 1974), για να συμπληρωθούν έτσι οι νεοτεκτονικοί χάρτες της Αλβανίας. Οι αναλύσεις αυτές και οι μελέτες στηρίχθηκαν σε γεωλογικά, γεωμορφολογικά, γεωφυσικά και σεισμολογικά δεδομένα. Έτσι στο κεφάλαιο αυτό θα περιγράψουμε την νεοτεκτονική και την σεισμικότητα της Αλβανίας, και που οφείλονται αυτές καθώς και τους σημαντικότερους σεισμούς που έλαβαν χώρα στην Αλβανία.

Το Αλβανικό και παρακείμενο ορογενές οφείλεται στη σύγκρουση της Αδριατικής μικροπλάκας και αποτελείται από επάλληλα επωθημένα καλύμματα. Συνήθως, χωρίζεται σε δυο περιοχές με διαφορετικά τεκτονικά συστήματα. Αυτά, είναι ένα εξωτερικό που επηρεάζεται από τη συμπίεση και ένα εσωτερικό που οφείλεται στην επέκταση (Aliaj 1991, 1998). Ένα τεκτονικό σύστημα από κέρατα και τάφρους, που παρατηρείται στη δομή, από το Πλειόκαινο-Τεταρτογενές, οφείλεται σε κανονικά ρήγματα και το οποίο χαρακτηρίζει την πρόσφατη νεοτεκτονική δομή. Εξωτερικά αυτή η δομή, καθώς αναπτύσσεται συμφύεται, με εξαίρεση την Περι-Αδριατική Κοιλότητα.

Η Αλβανία είναι μια από τις πιο σεισμικές χώρες της Ευρώπης. Πολλοί, από τους ισχυρούς σεισμούς, που συμβαίνουν στη χώρα, λαμβάνουν χώρα κατά μήκος καλά προσδιορισμένων ζωνών, όπως είναι η Ιόνια-Αδριατική παραθαλάσσια και που συμπίπτει με τα όρια, ανάμεσα στην Ευρωπαϊκή πλάκα και την Αδριατική μικροπλάκα. Πρέπει να σημειωθεί ότι η ορολογία που χρησιμοποιείται για τις σεισμογενείς ζώνες διαφέρει από αυτήν που χρησιμοποιείται για τις γεωλογικές. Άλλες σεισμικές ζώνες είναι: η ζώνη Drini στο εσωτερικό της Ευρωπαϊκής πλάκας, η εγκάρσια ζώνη Lushnja-Elbasani-Dibra, που εκτείνεται από ΝΔ προς ΒΑ, η οποία διασχίζει τις εξωτερικές και εσωτερικές περιοχές.

3.1 Νεοτεκτονική (Πλειόκαινο-Τεταρτογενές) Ζώνωση

Στο διάστημα μεταξύ Πλειοκαίνου-Τεταρτογενούς παρατηρήθηκε ισχυρή και προοδευτική ανύψωση στη Μεσογειακή περιοχή, ιδιαίτερα στην Αλβανία (Aliaj 1998). Η αρχή αυτών των διεργασιών, δηλ στο Πλειόκαινο, χαρακτηρίζεται από εκτεταμένη τεκτονική, η οποία επηρέασε την εσωτερική περιοχή της χώρας και δημιούργησε τεκτονικές δομές με κέρατα και τάφρους.

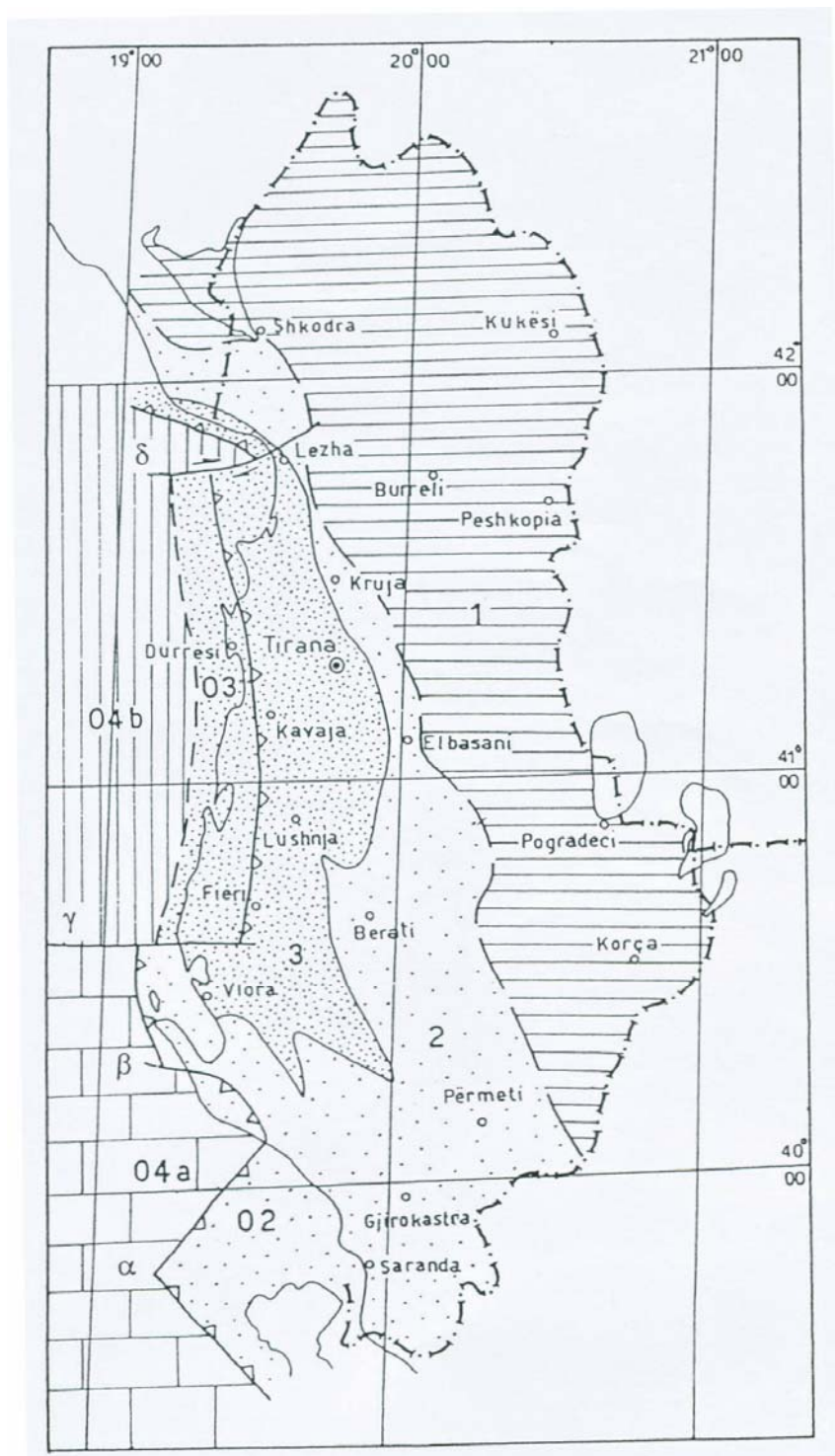
Η Περι-Αδριατική λεκάνη, με μολάσσα και οι λεκάνες Matī και Librazhdi απέκτησαν το σχήμα τους κατά τη διάρκεια του Μ.-Α. Μειοκαίνου. Στην οροσειρά Midrita και Korabi (ύψους 1800m), τα κατάλοιπα και η διαπότιση των μολασσικών ιζημάτων αυτής της ηλικίας, υπάρχουν και μοιάζουν με αυτά της Περι-Αδριατικής λεκάνης (Gjata κ.α 1984, 1987). Αυτά βεβαιώνουν και την ύπαρξη μιας μεγάλης Μειοκαινικής μολασσικής λεκάνης στις εσωτερικές περιοχές της χώρας. Κατά τη διάρκεια του Πλειοκαίνου - Τεταρτογενούς έλαβε χώρα μια πολύ ισχυρή ανύψωση, που δημιούργησε αλυσίδες ορέων, με κέρατα που εναλλάσσονται με τάφρους, που συχνά κατείχαν λεκάνες λιμνών.

Αυτές οι νότιες και νοτιοδυτικές Αλβανικές εκτάσεις, που αντιπροσωπεύουν πτυχωσιγενείς αποθέσεις, οι οποίες ξεπροβάλλουν στην επιφάνεια κατά τη διάρκεια του Μ. Μειοκαίνου, χαρακτηρίζονται από χαμηλά βουνά με ομαλό ανάγλυφο, στο Πλειόκαινο. Αυτό επιβεβαιώνεται από τις λεπτόκοκκες πυριτοκλαστικές αποθέσεις του Σχηματισμού Helmesi, που συγκεντρώνεται στην Περι-Αδριατική λεκάνη. Οι χονδρόκοκκες πυριτοκλαστικές αποθέσεις του Σχηματισμού Rrogozhina δείχνουν ότι οι οροσειρές, που περιέβαλλαν τη λεκάνη, ήταν υψηλές, με απότομο ανάγλυφο.

Η ισχυρή ανύψωση των περιοχών αυτών, στο Πλειόκαινο-Τεταρτογενές υποδηλώνεται από τις μολασσικές αποθέσεις του Αν. Μειοκαίνου, 900-1000m πάνω από το επίπεδο της θάλασσας, στα ανατολικά περιθώρια της Περι-Αδριατικής Κοιλότητας.

Το συμπέρασμα, από τις πιο πάνω πληροφορίες, είναι ότι η νεοτεκτονική περίοδος στην Αλβανία, περικλείει μια περίοδο, από το Πλειόκαινο μέχρι το Τεταρτογενές, με πολύ ισχυρές και προοδευτικές ανυψώσεις.

Η νεοτεκτονική ζώνωση της Αλβανίας βασίζεται σε αναλύσεις τεκτονικών συστημάτων και στους τύπους παραμόρφωσης, που έλαβαν χώρα. Τέσσερις μεγάλες νεοτεκτονικές ενότητες έχουν αναγνωρισθεί, όπου η κάθε μια βασίζεται στην αίσθηση, ένταση και στη χρονολόγηση των κατακόρυφων κινήσεων. Η κάθε μια μπορεί να υποδιαιρεθεί σε πολυάριθμα επιφανειακά τεκτονικά στοιχεία, τα οποία εμφανίζονται στον Νεοτεκτονικό χάρτη της Αλβανίας (κλίμακα 1:200.000) (Aliaj κ.α 1995). Οι τέσσερις ενότητες, που εμφανίζονται στο (Σχ.3.1) είναι οι εξής: α)Εσωτερική περιοχή της Αλπικής Πτύχωσης που επηρεάσθηκε από τεκτονική επέκταση, β)Εξωτερική περιοχή της Αλπικής Πτύχωσης που επηρεάσθηκε από προ-Πλειοκαινικές συμπιεστικές κινήσεις, γ)Περι-Αδριατική Κοιλότητα επηρεασμένη από μετα-Πλειοκαινικές συμπιεστικές κινήσεις και δ)Πλειοκαινική-Τεταρτογενή Προχώρα στις, μακριά από τις ακτές, περιοχές της Αδριατικής και Ιονίου.



Σχ.3.1: Χάρτης της νεοτεκτονικής ζώνωσης της Αλβανίας (Aliaj et al 1996). Οι 4 κύριες ενότητες είναι οι εξής: 1)Εσωτερική περιοχή της Αλπικής Πτύχωσης που επηρεάστηκε από τεκτονική επέκταση, 2)Εξωτερική περιοχή της Αλπικής Πτύχωσης που επηρεάστηκε από προ-Πλειοκαινικές συμπιεστικές κινήσεις, 3)Περι-Αδριατική Κοιλότητα επηρεασμένη από μετα-Πλειοκαινικές συμπιεστικές κινήσεις και 4)Πλειοκαινική-Τεταρτογενή Προχώρα στις, μακριά από τις ακτές, περιοχές της Αδριατικής και Ιονίου. Το μέτωπο του ορογενούς κόβεται από Ν προς Β και αντικαθίσταται από Othoni Island-Dhermi(α), Gjiri i Ariut-Dukat(β), βόρεια του Sazani Island(γ) και Gjiri i Drinit-Lezha(δ), εγκαρσιότητες

3.2 Σύγκλιση μεταξύ του ορογενούς και της Άδρια μικροπλάκας

Σεισμικές και γεωλογικές πληροφορίες, τοποθετούν τα όρια σύγκλισης μεταξύ του ορογενούς και του απαραμόρφωτου μέρους της Αδριατικής μικροπλάκας

Στη χέρσο της Ιονίου ζώνης, το ορογενετικό μέτωπο, που αποτελεί τη Προαπουλία ζώνη, ακολουθεί τυχαία τη μορφολογία. Στην Ελλάδα, αρχίζει με μια κατωφέρεια, νότια του νησιού Ζάκυνθος, όπου λαμβάνει χώρα ωκεάνια βύθιση κάτω από τις Ελληνίδες. Μετά ακολουθεί την κατωφέρεια Λικζουνίου-Λευκάδας, όπου κατά μήκος ενός ρήγματος μετασχηματισμού που εκτείνεται ΒΑ, βρίσκεται η μετάβαση, από την ωκεάνια ζώνη υποβύθισης προς την ηπειρωτική Αδριατική ζώνη σύγκρουσης. Μετά από αυτό, βρίσκεται η κατωφέρεια Λευκάδας-Κέρκυρας, όπου το μέτωπο του ορογενούς αποτελείται από την Ιόνιο ζώνη.

Εκτός από αυτό, το μέτωπο του ορογενούς, έρχεται σε συμφωνία με την εγκάρσιότητα Othoni Island-Dhermi (του τύπου δεξιο-πλευρικό οριζόντιο άλμα), κατά μήκος τυχαίας μορφολογίας, στη μετάβαση, από την ηπειρωτική κρηπίδα προς την βαθία, Ιόνιο, χέρσο, μεταξύ του νησιού Κέρκυρα και της πόλης Himara. Εδώ, η Ιόνιος ζώνη είναι μετατοπισμένη ΝΔ, σε μεγάλη απόσταση, κατά μήκος του οριζόντιου άλματος (Aliaj κ.α 1996, Aliaj 1998).

Το ορογενετικό μέτωπο, που αποτελείται από τη ζώνη Sazani, βόρεια της εγκάρσιότητας Othoni Island- Dhermi, αρχίζει με μια ηπειρωτική κατωφέρεια, ΝΔ της οροσειράς Mali i Kanalit και τη χερσόνησο Karaburunι μέχρι το νησί Sazani όπου, ως αποτέλεσμα επιπτώσεων, λαμβάνει χώρα η μετάβαση, από το μονοκλινές Mali i Kanalit μέχρι την Απουλία πλατφόρμα. Επίσης, βόρεια της εγκάρσιότητας Gjiri i Ariut-Dukat, υπάρχει μια μεγάλη εφίπνευση που αποτελεί το πέρασμα, από το μέτωπο εφίπνευσης Sazani μέχρι την Απουλία πλατφόρμα.

Κατά μήκος μιας εγκάρσιότητας, που εκτείνεται Α προς Δ και βόρεια του νησιού Sazani, η μετάβαση την Απουλία πλατφόρμα προς την Αλβανική λεκάνη, λαμβάνει χώρα στη χερσαία Αδριατική.

Το μέτωπο του ορογενούς, βρίσκεται κάτω από τη μολάσσα, στις ακτές της Περι-Αδριατικής κοιλοτητας και πιθανόν περνά, κατά μήκος της ανατολικής γραμμής Fraculla-Durrresi, στην Αδριατική χέρσο μέχρι την εγκάρσιότητα Gjiri i Drimit-Lezha, όπου επιβεβαιώνεται ότι η Ιόνιος ζώνη αποτελεί το μέτωπο (Bega 1995, Aliaj κ.α 1996).

Προηγούμενες έρευνες, έδειξαν ότι, κατά μήκος των ορίων σύγκλισης, μεταξύ του ορογενούς και του απαραμόρφωτου μέρους της Άδριας μικροπλάκας στην Αλβανία, υπάρχει διαχωρισμός. Νότια της εγκάρσιότητας Othoni Island-Dhermi, η Ιόνιος ζώνη είναι στο ορογενετικό μέτωπο, ενώ προς τα βόρεια της εγκάρσιότητας του νησιού Sazani, αυτό το μέτωπο αποτελεί τη ζώνη Sazani. Και

στις περιοχές της Περι-Αδριατικής κοιλότητας, προς την εγκαρσιότητα *Gjiri i Drinit-Lezha*, το μέτωπο βρίσκεται κάτω από τη μολάσσα και προφανώς αντιπροσωπεύεται από την Ιόνιο ζώνη. Βόρεια αυτής της εγκαρσιότητας, το μέτωπο βρίσκεται στη ζώνη *Kruja*, κάτω από τη μολάσσα. Αυτός ο διαχωρισμός, συμπαιρένεται, ότι είναι αποτέλεσμα της τομής και της μετατόπισης του ορογενετικού μετώπου.

3.3 Χαρακτηριστικά της Σεισμικότητας στην Αλβανία

Η σεισμικότητα στην Αλβανία χαρακτηρίζεται από ισχυρή μικροσεισμική δραστηριότητα ($1.0 < M < 3.0$), συχνά από μικρής κλίμακας σεισμούς με μεγέθη $3.0 < M < 5.0$ και πιο σπάνια από, μεσαίου βαθμού, σεισμούς με μεγέθη $5.0 < M < 7.0$. Η κύρια αιτία αυτής της σεισμικότητας είναι η αλληλοεπίδραση μεταξύ Αδριας μικροπλάκας και του Αλβανικού ορογενούς. Οι εστίες των σεισμών συγκεντρώνονται κυρίως κατά μήκος ενεργών ρηγμάτων και ρηξιγενών ζωνών.

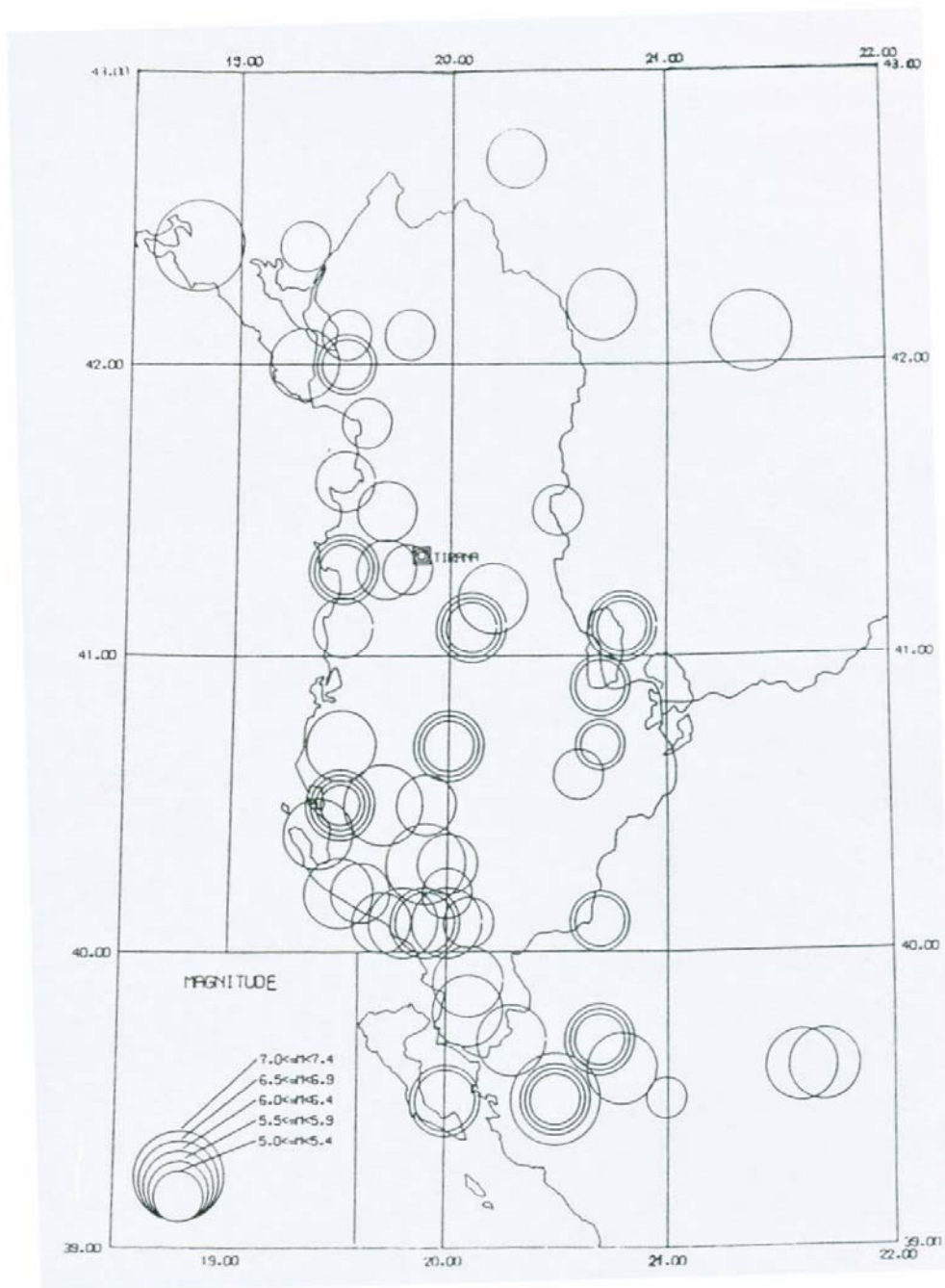
3.3.1 Σεισμικότητα της Αλβανίας στο παρελθόν

Από τον 2^ο και 3^ο αιώνα π.χ μέχρι το 1900 μ.χ, είχαν σημειωθεί στην Αλβανία 55 σεισμοί με επίκεντρικές εντάσεις $I_0 > VIII$ MSK-64 και από αυτούς οι 15 είχαν ένταση $I_0 > IX$ MSK-64 (κατά Medreder, Sponheur e Karnik 1964, κλίμακα έντασης) (Σχ.3.2).

Κατά τη διάρκεια του 19^{ου} αιώνα έλαβαν χώρα 36 σεισμοί. Προφανώς, ο ακριβής αριθμός των σεισμών, που έλαβαν χώρα κατά τη διάρκεια των τελευταίων δύο χιλιετιών, να είναι πολύ μεγαλύτερος από αυτό που αναφέρεται αλλά τα στοιχεία έχουν χαθεί.

Υπάρχουν δεδομένα, τα οποία αναφέρονται σε πολύ μεγάλους και καταστροφικούς σεισμούς, που κατέστρεψαν την πόλη *Durrresi*, κατά τη διάρκεια της ιστορίας.

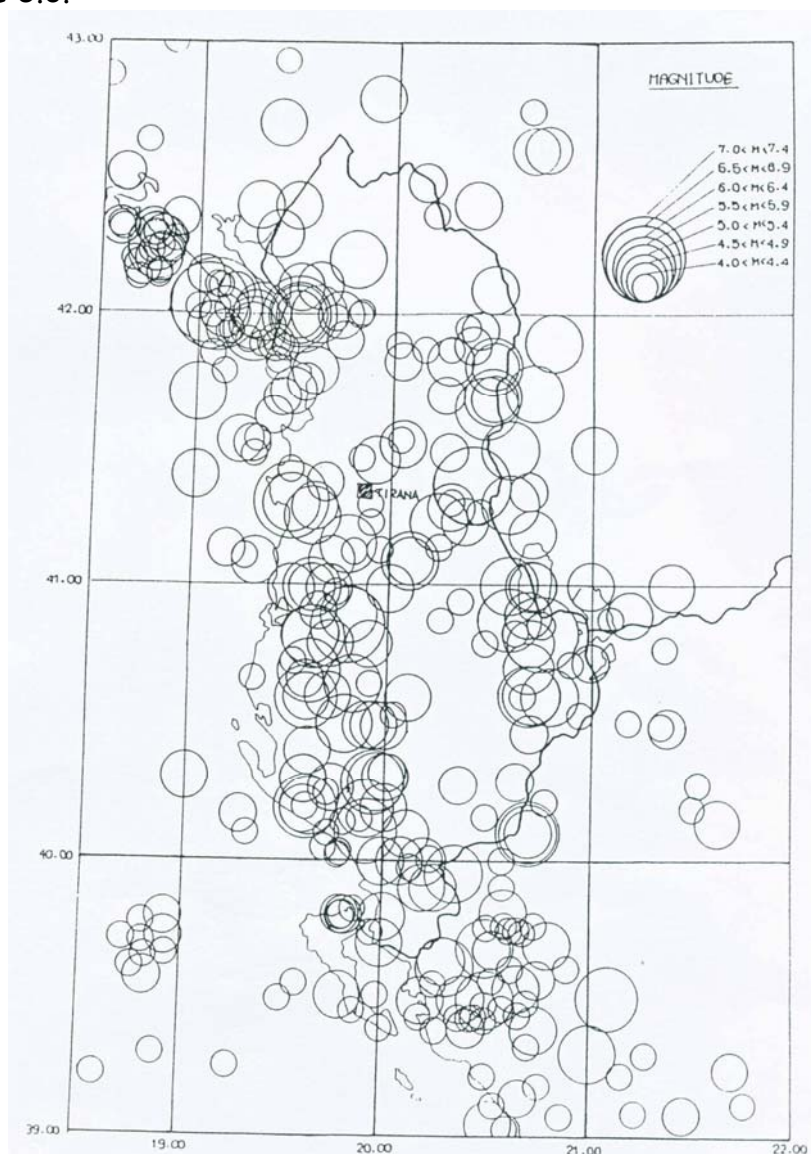
A/A	ΠΟΛΗ	ΗΜΕΡΟΜΗΝΙΑ	ΑΠΟΤΕΛΕΣΜΑ
1	Durresi	177 π.χ	
2	Durresi	334 ή 335 μ.χ	
3	Durresi	506 μ.χ	Καταστράφηκε
4	Durresi	1273	η
5	Durresi	1279	πόλη
6	Durresi	1869	
7	Durresi	1870	
8	Apolonia	2ο και 3ο αιωνα μ.χ	Σημαντικές καταστροφές
9	Butrinti	1153	Ισοπεδώθηκε η πόλη
10	Vlora	1833	Καταστροφή
11	Vlora	1851	της
12	Vlora	1859	πόλης
13	Vlora	1866	
14	Elbasani	12 Οκτωβρίου 1851	200 Νεκροί
15	Berati	1851	Καταστροφή σπιτιών και του κάστρου της πόλης
16	Berati	29 Δεκεμβρίου 1851	400 Νεκροί Τούρκοι στρατιώτες
17	Tepelena	Μάρτιος 1701	
18	Tepelena	Απρίλιος 1868	
19	Elbasani	1380	
20	Elbasani	Σεπτέμβριος 1842	
21	Konospoli	Ιούνιος 1823	
22	Konospoli	Φεβρουάριος 1872	
23	Himara	Οκτώβριος 1858	
24	Himara	Αύγουστος 1869	
25	Himara	Ιούνιος 1893	
26	Delvina	Ιούλιος 1854	
27	Delvina	Σεπτέμβριος 1858	
28	Delvina	Ιανουάριος 1897	
29	Gjirokastra	Δεκέμβριος 1866	
30	Shkodra	Ιούλιος 1855	



Σχ.3.2: Χάρτης επικέντρων των ιστορικών σεισμών στην Αλβανία (Sulstarova 1987).

3.3.2 Όργανα σεισμικότητας

Καταγραφές, μεσαίου βαθμού σεισμών χρησιμοποιώντας Ευρωπαϊκά σειсмоγραφικά όργανα, άρχισαν να γίνονται στην Αλβανία και στις γειτονικές χώρες, στις αρχές του 20^{ου} αιώνα (Σχ.3.3). Ένα δίκτυο από 13, μικρής περιόδου, σειсмоγράφους του αναλογικού τύπου DD-1 λειτουργεί συνεχώς στην Αλβανία από το 1976 και καταγράφει σεισμικά γεγονότα με $M_L > 2.5$, που λαμβάνουν χώρα στην Αλβανία. Επίσης, έχει ολοκληρωθεί και η εγκατάσταση ενός νέου τηλεμετρικού δικτύου που αποτελείται από 8 σεισμολογικούς σταθμούς. Κατά τη διάρκεια του 1976-1992, το Αλβανικό Σεισμολογικό Δίκτυο, κατέγραψε 1200 σεισμούς με $M_L > 3.0$, από τους οποίους οι 100 είχαν $M_L > 4.0$ και οι 5 με $M_L > 5.0$.



Σχ.3.3: Χάρτης των σεισμικών επικέντρων στην Αλβανία για την περίοδο 1901-1970, με $M \geq 5.0$ και για την περίοδο 1971-1987, με $M \geq 4.0$ (Sulstarova 1987)

Κατά τη διάρκεια του 20^{ου} αιώνα, η Αλβανία έζησε μερικούς πολύ καταστροφικούς σεισμούς, από τους οποίους οι πιο σημαντικοί είναι:

Σεισμός στην πόλη Shkodra, την 1^η Ιουνίου 1905, $M_s=6.6$, $I_o=IX$ Msk-64, 200 άνθρωποι νεκροί, 500 τραυματίες, πάνω από 1500 σπίτια καταστράφηκαν (Kocial e Sulstarona 1980).

Λίμνη Ohrid, στις 18^η Φεβρουαρίου 1911 με $M_s=6.7$, $I_o=IX$ Msk-64. Ο σεισμός αυτός είχε ως αποτέλεσμα την πρόκληση πολλών ζημιών και πολλούς νεκρούς.

Πόλη Terelena στις 26 Νοεμβρίου 1920 με $M_s=6.4$, $I_o=IX$ Msk-64. Σχεδόν όλη πόλη καταστράφηκε, 36 νεκροί και 102 τραυματίες (Sulstarona e Kocial 1975)

Πόλη Durrresi στις 17 Δεκεμβρίου 1926 με $M_s=6.2$, $I_o=IX$ Msk-64. Πολλά σπίτια καταστράφηκαν στις πόλεις Durrresi, Shijaku και Kanaaja

Llogara στις 21 Νοεμβρίου 1930 με $M_s=6.0$, $I_o=IX$ Msk-64, 30 άνθρωποι νεκροί, 100 τραυματίες, πολλά χωριά καταστράφηκαν νότια της πόλης Vlorë.

Peshkopi στις 27 Αυγούστου 1942 με $M_s=6.0$, $I_o=IX$ Msk-64 με 44 νεκρούς, 119 τραυματίες, 1424 σπίτια καταστράφηκαν στην πόλη και τα περίχωρα.

Lushnja την 1 Σεπτεμβρίου 1959 με $M_s=6.2$, $I_o=VIII-IX$ Msk-64, προκλήθηκαν πολλές ζημιές.

Korça στις 26 Μαΐου 1960 με $M_s=6.4$, $I_o=IX$ Msk-64, με 7 νεκρούς, 127 τραυματίες και πολλές υλικές ζημιές.

Fieri στις 18 Μαρτίου 1962 με $M_s=6.2$, $I_o=VIII$ Msk-64 με 5 νεκρούς, 177 τραυματίες, 1335 σπίτια καταστράφηκαν όπως και πολλά κοινωνικο-πολιτισμικά μνημεία.

Dibra στις 30 Νοεμβρίου 1967 με $M_s=6.6$, $I_o=IX$ Msk-64 με 20 νεκρούς, 214 τραυματίες και σημαντικές ζημιές (Sulstarona e Kocial 1980).

Στα σύνορα Αλβανίας Μαυροβουνίου στις 15 Απριλίου 1979 με $M_s=6.9$, $I_o=IX-X$ Msk-64. Στην Αλβανία καταστράφηκαν 2606 σπίτια, είχαμε 35 νεκρούς, 382 τραυματίες, καταστράφηκαν πολιτισμικά μνημεία. Σημαντικές ζημιές σε 14512 περιουσίες στις πόλεις Shkodra και Lezha.

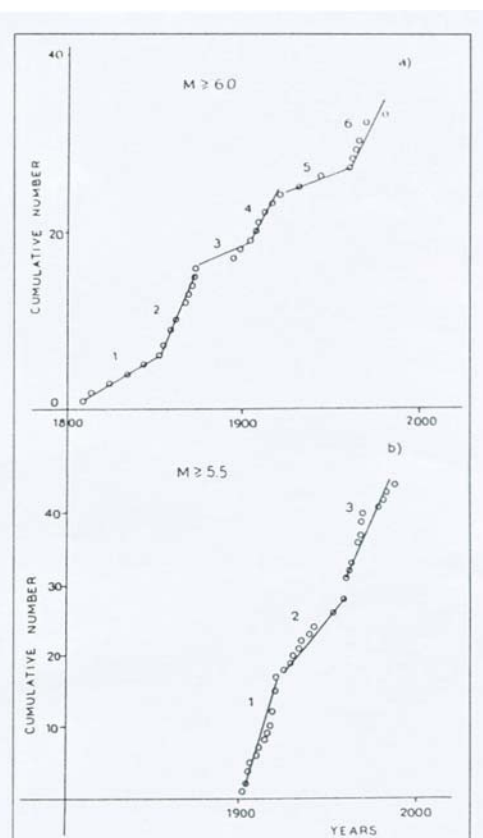
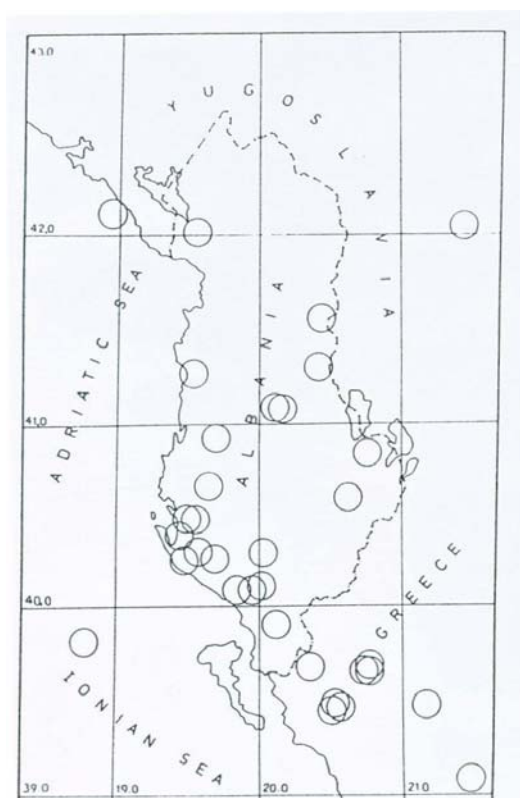
Η συνολική σεισμική ενέργεια που εκδηλώθηκε στην Αλβανία, από τον 20^ο αιώνα μέχρι σήμερα, είναι έντασης $E=6.448 \times 10^{15}$ J, η οποία ανταποκρίνεται σε ένα μόνο σεισμό με $M_s=7.34$ (Muko e Puka 1993).

Οι πιο πολλοί σεισμοί που καταγράφηκαν μέχρι σήμερα, έλαβαν χώρα σε ένα βάθος περίπου 20Km, με σπάνιες εξαιρέσεις, σε βάθη 30Km. Αυτό δείχνει ότι η σεισμικότητα, μέσα και γύρω από την Αλβανία, συγκεντρώνεται στο φλοιό της Γης. Σεισμοί με υπόγεια δραστηριότητα, έχουν επικεντρική ένταση VI, VII, VIII και IX Msk-64, που είναι το αποτέλεσμα σεισμών με M_s , που κυμαίνεται μεταξύ 4.9, 5.5, 6.0, και 6.6.

Αναλύσεις των αθροιστικών αριθμών των σεισμών της Αλβανίας με $M_s > 6.0$, που έλαβαν χώρα μεταξύ 1801-1992 (Σχ.3.4), έδειξαν ότι, σε 6 διαστήματα, η σεισμική ενέργεια εναλλασσόταν, από χαμηλές σε υψηλές τιμές (Σχ.3.5), (Mucso e Ruka 1993). Η διάρκεια της χαμηλής σεισμικότητας ήταν περίπου 31-43 χρόνια, σε σύγκριση με την υψηλή σεισμικότητα που ήταν 17-21 χρόνια. Αυτά τα δεδομένα επαληθεύουν την υπόθεση, ότι η σεισμική δραστηριότητα στην Αλβανία είναι κυκλική. Η σημερινή σεισμικότητα στη χώρα αντανakλά ένα, χαμηλής σεισμικότητας διάστημα, που πιθανόν να συνεχιστεί μέχρι το τέλος της δεύτερης δεκαετίας του 21^{ου} αιώνα (Mucso e Ruka 1993).

Κατά μέσο όρο, κάθε 5 χρόνια, σεισμοί με ένταση VII, κάθε 10-20 χρόνια, σεισμοί με ένταση VIII, κάθε 30-35 χρόνια, σεισμοί με IX $M_{sk}-64$, λαμβάνουν χώρα, με πιθανότητες που υπερβαίνουν το 80% .

Στην Αλβανία, έχουν παρατηρηθεί και εποχιακοί σεισμοί. Από το 1901 μέχρι το 1990, το 70% των σεισμών με $M_s > 4.5$ έγιναν μεταξύ Νοεμβρίου και Απριλίου, ενώ το 1/3 των σεισμών έλαβε χώρα στο διάστημα, μεταξύ Νοεμβρίου-Δεκεμβρίου. Ο Μυκο (1995) εισηγήθηκε ότι οι μεταβολές των υπόγειων νερών ίσως να ενεργούν σαν βαλβίδα, που αφήνει τη συσσωρευμένη σεισμική ενέργεια να ελευθερωθεί νωρίτερα, από ότι αν δεν λάμβαναν χώρα τέτοιες μεταβολές .



Σχ.3.4: Χάρτης των σεισμικών επικέντρων στην Αλβανία με $M \geq 6.0$ για την περίοδο 1801-1992 (Mucso and Ruka 1993).

Σχ.3.5: Οι αθροιστικοί αριθμοί των σεισμών με (α) $M \geq 6.0$ και (β) $M \geq 5.5$ (Mucso and Ruka 1993).

3.4 Κατάλογος των σεισμών με $ML > 3.0$ στην Αλβανία, από το 1976-1995 και κατανομή της σεισμικής ενέργειας που ελευθερώθηκε.

Η περιοχή που μελετήθηκε, οριοθετείται από γεωγραφικό πλάτος $39^{\circ}B$ και $43^{\circ}B$ και γεωγραφικό μήκος $18.5^{\circ}A$ και $21.5^{\circ}A$. Χρησιμοποιήθηκε, ως κύρια πηγή, το μηνιαίο δελτίου του Αλβανικού Σεισμολογικού Δικτύου. Τα δεδομένα έχουν συμπληρωθεί και από αναφορές, που δόθηκαν από τα μηνιαία δελτία των σεισμολογικών κέντρων των Rodgorica, Σκοπίων και Αθηνών. Ο αλγόριθμος που χρησιμοποιήθηκε για την υποκεντρική απόσταση είναι FASTHYPO (Herrman 1979) μαζί με μια μέθοδο τροποποίησης, για τον καλύτερο καθορισμό του βάρους (Mucso 1992). Αυτή η διαδικασία περιέχει, μετά τον προσδιορισμό του βάρους ($H=10Km$), τον καθορισμό τριών παραμέτρων: γεωγραφικό πλάτος(F), γεωγραφικό μήκος(L) και το χρόνο γένεσης του σεισμού(T). Μετά, αφού έχουν ήδη προσδιοριστεί οι τρεις παράμετροι χρησιμοποιούνται διάφορες υποθέσεις, έτσι ώστε να επιτευχθεί η καλύτερη λύση (το ελάχιστο $gr = \sum (ti - Ti)^2$, όπου ti , Ti είναι αντιστοίχως οι παρατηρούμενοι και υπολογίσιμοι χρόνοι για το σταθμό I), μεταβάλλοντας το βάθος, H μεταξύ 1-5 Km. Λαμβάνοντας υπ' όψη τη λύση αυτή, ως προκαταρκτική, υπολογίζονται ταυτόχρονα όλες οι παράμετροι, κλίνοντας προς το ελάχιστο του gr .

Σε ένα απλούστερο μοντέλο, ένας συνεχής φλοιός πάχους 40Km και μια γραμμική αύξηση της ταχύτητας ($V=5.45+0.055H$ και $V=5.0+0.065H$ αντιστοίχως για περιοχές βόρεια του $41^{\circ}B$ και νότια του $41^{\circ}B$), χρησιμοποιούνται στη μέθοδο αυτή. Η πιο πάνω διαφορά, είναι επειδή η περιοχή βόρεια του $41^{\circ}B$ ανήκει σχεδόν εξ' ολοκλήρου στην εσωτερική σεισμοτεκτονική περιοχή, ενώ νότια του $41^{\circ}B$ ανήκει στην εξωτερική σεισμοτεκτονική περιοχή της Αλβανίας. Για τα περισσότερα από τα γεγονότα, που βρίσκονται έξω από τα Αλβανικά σύνορα και που συμπεριλαμβάνονται στην έρευνα αυτή, τα υπόκεντρα δίνονται από τα δελτία του Διεθνούς Σεισμολογικού Κέντρου και σε μερικές περιπτώσεις από τα μηνιαία δελτία των Αθηνών. Τρεις κατηγορίες υποκεντρικών παραμέτρων έχουν καθοριστεί: Κατηγορία Α, με αμφίβολα γεωγραφικά πλάτη(F) πάνω από 5 Km, γεωγραφικό μήκος (L) πάνω από 5 Km και βάθος μεγαλύτερο από 7 Km. Κατηγορία Β, με (F) και (L) άνω των 10 Km και βάθος άνω των 12 Km και κατηγορία Γ, με (F) και (L) άνω των 15 Km και βάθος άνω των 20 Km. Οι διαφορές στην απόσταση και στο βάθος για τα υπόκεντρα, από το Διεθνές Σεισμολογικό Κέντρο, για σεισμούς με $M > 4.5$ φαίνονται στο.

Όλα τα μεγέθη είχαν υπολογισθεί, χρησιμοποιώντας την πρότυπη φόρμουλα, που χρησιμοποιήθηκε πρόσφατα από το σταθμό των Τυράνων (Mucso e Minga 1991):

$ML = \log(A/T) + 1.663 \log D + 0.0008D - 3.433$, όπου A είναι το εύρος σε nm, T η περίοδος σε sec και D η απόσταση, ανάμεσα στο σταθμό και το επίκεντρο, σε Km.

Μερικές φορές, το μέγεθος δίνεται από τον τύπο:

$MD = 2.326 \log \tau + 0.0007D - 1.84$, όπου τ η διάρκεια σε sec (Mucso e Minga 1991).

Λαμβάνοντας υπόψη το εύρος και την περίοδο υπολογίζονται σφάλματα των 5mm και 0.1 sec, αντιστοίχως, και για το επίκεντρο των 10Km, το μέγεθος έχει σφάλμα, σε όλο τον κατάλογο +/- 0.2. Χρησιμοποιώντας τα τοπικά μεγέθη M_L , πρέπει να μετατρέψουμε όλα τα άλλα μεγέθη, M_s και M_b που δίνονται από τα δελτία του Διεθνή Σεισμολογικού Κέντρου και τα μεγέθη M_L που δίνονται από την Αθήνα και Rodgonica, στα δικά μας πρότυπα μεγέθη. Για το λόγο αυτό, έχουν βρεθεί γραμμικές φόρμουλες, με βάση τη σύγκριση των μεγεθών για περιπτώσεις όπου και τα δύο μεγέθη είναι γνωστά:

$$*M_L(TIR)=0.5M_b(\Delta\Sigma K)+1.746(181 \text{ παρατηρήσεις, συντελ.παλινδρόμησης } 0.84)$$

$$*M_L(TIR)=0.575M_s(\Delta\Sigma K)+1.96(46 \text{ παρατηρήσεις, συντελ.παλινδρόμησης } 0.81)$$

$$*M_L(TIR)=0.9M_L(A\theta\eta\nu)+0.05(124 \text{ παρατηρήσεις, συντελ.παλινδρόμησης } 0.89)$$

$$*M_L(TIR)=0.96M_L(POG)+0.12(74 \text{ παρατηρήσεις, συντελ.παλινδρόμησης } 0.86)$$

Οι φόρμουλες αυτές είναι βάσιμες για τα τοπικά μεγέθη $3.0 < M_L < 5.0$

Υπάρχουν, περίπου, 400 αισθητοί σεισμοί στον κατάλογο και από αυτούς οι 25 είχαν προκαλέσει σημαντικές καταστροφές, (Πίνακας 1). Τα μακροσεισμικά δεδομένα συλλέχθηκαν από υπαίθριες παρατηρήσεις (ειδικά για τους σεισμούς με $M_L > 4.5$). Με βάση τις 174 παρατηρήσεις, για την συσχέτιση του M_L με την ένταση, και τις 87 παρατηρήσεις, για την συσχέτιση του M_D με την ένταση, κατασκευάστηκαν οι εξής φόρμουλες:

$$*M_L=0.47I_o+1.32(97 \text{ παρατηρήσεις, συντελ.παλινδρόμησης } 0.81)$$

$$*M_D=0.38I_o+1.82(82 \text{ παρατηρήσεις, συντελ.παλινδρόμησης } 0.86)$$

Οι φόρμουλες αυτές είναι βάσιμες για μεγέθη $3.0 < M_L < 5.0$.

Year	Month	Day	Hour	Min	S	Lat.	Lon.	D	M_L	Class	U/F/D
76	3	2	19	41	34.1	40.66	19.59	11	4.9	B	D
77	9	23	2	58	0.4	41.55	20.12	25	5.0	A	D
77	12	3	5	39	28.9	40.08	19.86	37	4.2	A	D
78	6	24	0	14	27.9	41.7	20.35	20	4.5	B	D
78	8	18	20	53	20.5	41.84	20.32	22	4.8	A	D
79	4	9	2	10	20.4	42.07	19.2	3	4.8	A	D
79	4	15	6	19	42.8	41.85	19.21	0	6.9	A	D
79	4	17	5	39	58.6	42.52	18.54	0	5.3	A	D
79	4	18	19	51	12.6	42.09	19.01	2	4.5	A	D
79	5	12	3	30	35.7	42.25	18.96	0	4.9	A	D
79	5	24	17	23	17.9	42.24	18.75	10	5.9	A	D
79	5	24	20	35	30	42.23	18.77	10	4.8	A	D
82	11	16	23	41	19.3	40.79	19.65	20	5.7	A	D
85	11	19	4	51	59.8	42.31	19.99	16	4.0	B	D
85	11	21	21	57	13.8	41.69	19.47	10	5.1	B	D
86	3	3	1	24	3.7	41.96	20.32	10	4.6	B	D
86	10	27	22	32	20.2	41.96	19.59	10	4.5	A	D
87	1	7	0	39	26.9	40.41	20.65	20	4.6	A	D
87	2	13	13	58	6.2	40.21	20.04	9	4.6	A	D
88	1	9	1	2	46.6	41.24	19.83	1	5.3	A	D
88	3	26	20	35	11.5	40.03	19.89	5	4.7	A	D
88	10	14	16	12	20.6	40.18	19.93	19	4.5	A	D
89	7	14	6	52	7.7	41.94	20.13	19	4.7	A	D
90	5	14	17	4	22.2	40.66	19.99	12	4.4	A	D
92	5	8	5	15	47.8	39.97	19.75	15	4.4	A	D

Πίνακας 1: Σεισμοί που προκάλεσαν ζημιές στην Αλβανία, 1976-1995 (Muco 1998)

3.4.1 Κατανομή της σεισμικής ενέργειας και αθροιστικά μεγέθη

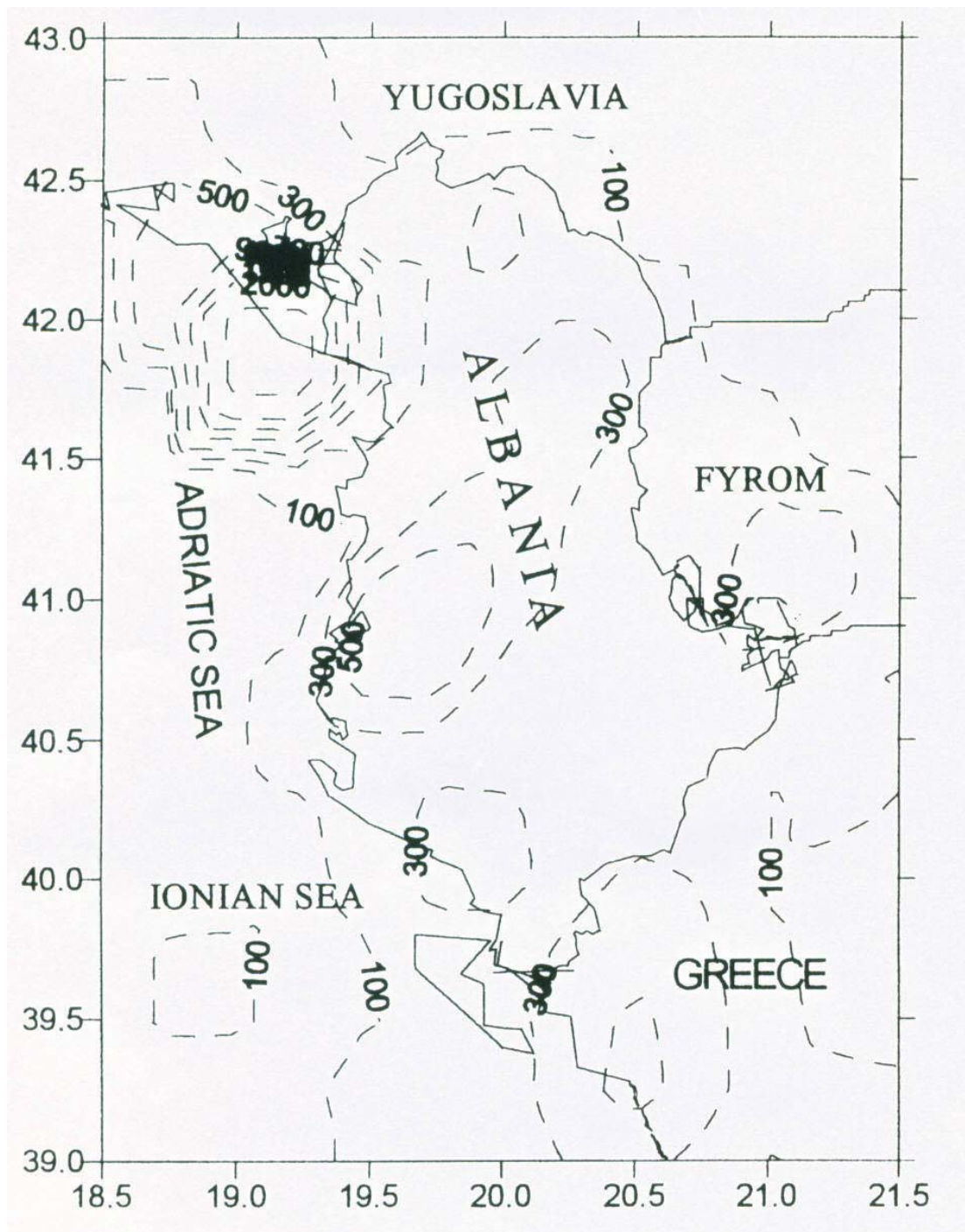
Η ολική σεισμική ενέργεια που απελευθερώθηκε από τους 2153 σεισμούς του καταλόγου είναι $1.535 \times 10^{21} \text{ erg}$. Τα $\frac{3}{4}$ της ποσότητας αυτής, έχουν ελευθερωθεί από το σεισμό της 15^{ης} Απριλίου 1979 ($M_L=6.9$). Η ολική σεισμική ενέργεια που ελευθερώθηκε, αντιστοιχεί, σε σεισμό μεγέθους $M_L=7.0$

Βασισμένη στον κατάλογο των σεισμών που έχουν συμβεί στην Αλβανία, την περίοδο 1976-1995, μπόρεσε να γίνει εφικτή η κατανομή της σεισμικής ενέργειας αυτής της περιόδου. Σε αυτή την περίπτωση, εφαρμόστηκε η μέθοδος που χρησιμοποίησε ο Bath(1982) για τη Σουηδία. Η ενέργεια υπολογίζεται ως εξής: $\log E = 12.3 + 1.27 M_L$, όπου $\log E$ = δεκαδικός λογάριθμος. Το ομαδικό στοιχείο καθορίζεται από το γεωγραφικό πλάτος, διαστήματος 39° - 39.5° B και από το γεωγραφικό μήκος, διαστήματος 18.5° - 19° A . Έτσι, το μέγεθος του κάθε στοιχείου είναι 0.5° και για το γεωγραφικό μήκος αλλά και για το γεωγραφικό πλάτος. Τα στοιχεία μεταβάλλονται βήμα με βήμα κατά 0.25° γεωγραφικό πλάτος και 0.25° γεωγραφικό μήκος. Τα γεγονότα που εντοπίζονται να συνορεύουν, μεταξύ στοιχείων, συμπεριλαμβάνονται και στα δυο γειτονικά στοιχεία. Η ολική ενέργεια (ΣE), για κάθε στοιχείο, για την περίοδο 1976-1995, εντοπίζεται στο κέντρο του κάθε στοιχείου. Για τις διαστάσεις του πιο πάνω βρέθηκαν τα εξής: αυξάνοντας τις διαστάσεις, γίνεται παράλογη η κατανομή της ενέργειας, ενώ μειώνοντας τις διαστάσεις έχουμε καλύτερα αποτελέσματα. Σχεδόν τα ίδια αποτελέσματα μπορούμε να δούμε και στη μέθοδο παρεμβολής-τριγωνικής, που χρησιμοποιείται στη χαρτογράφηση των αποτελεσμάτων.

Από αυτή τη διαδικασία αποτελεσμάτων, των 220 στοιχείων, λιγότερο από το 10% έχουν μηδέν ενέργεια στο σύνολο, που σημαίνει ότι μέσα σε αυτά δεν υπάρχουν επίκεντρα.

Η αθροιστική αξία του μεγέθους, χρησιμοποιώντας την $M_L = (\log \Sigma E - 12.3) / 1.27$ υπολογίζεται για κάθε στοιχείο. Αθροιστικό μέγεθος, M_L , είναι το μέγεθος που πρέπει να έχει ένας σεισμός έτσι ώστε να χορηγεί ενέργεια ίση με την ολική ενέργεια, ανά στοιχείο, στην περίοδο 1976-1995. Αυτό το μέγεθος μπορεί να υπολογισθεί απ' ευθείας από το M_L και δίνει το ίδιο αποτέλεσμα.

Ένα ειδικό πρόγραμμα στο Turbo Pascal, για PC's, έχει γραφτεί για να προγραμματίζει την σεισμική ενέργεια και τα αθροιστικά μεγέθη του κάθε στοιχείου. Οι διαστάσεις του στοιχείου και οι μεταβολές μπορούν να επιλεγθούν. Χρησιμοποιώντας το πρόγραμμα SURFER, 5.04 version, μαζί με την μέθοδο παρεμβολής-τριγωνικής, η σημασία της σεισμικής ενέργειας $(\Sigma E)^{(1/2)}$ και τα αθροιστικά μεγέθη M_L έχουν χαρτογραφηθεί (Σχ.3.6).



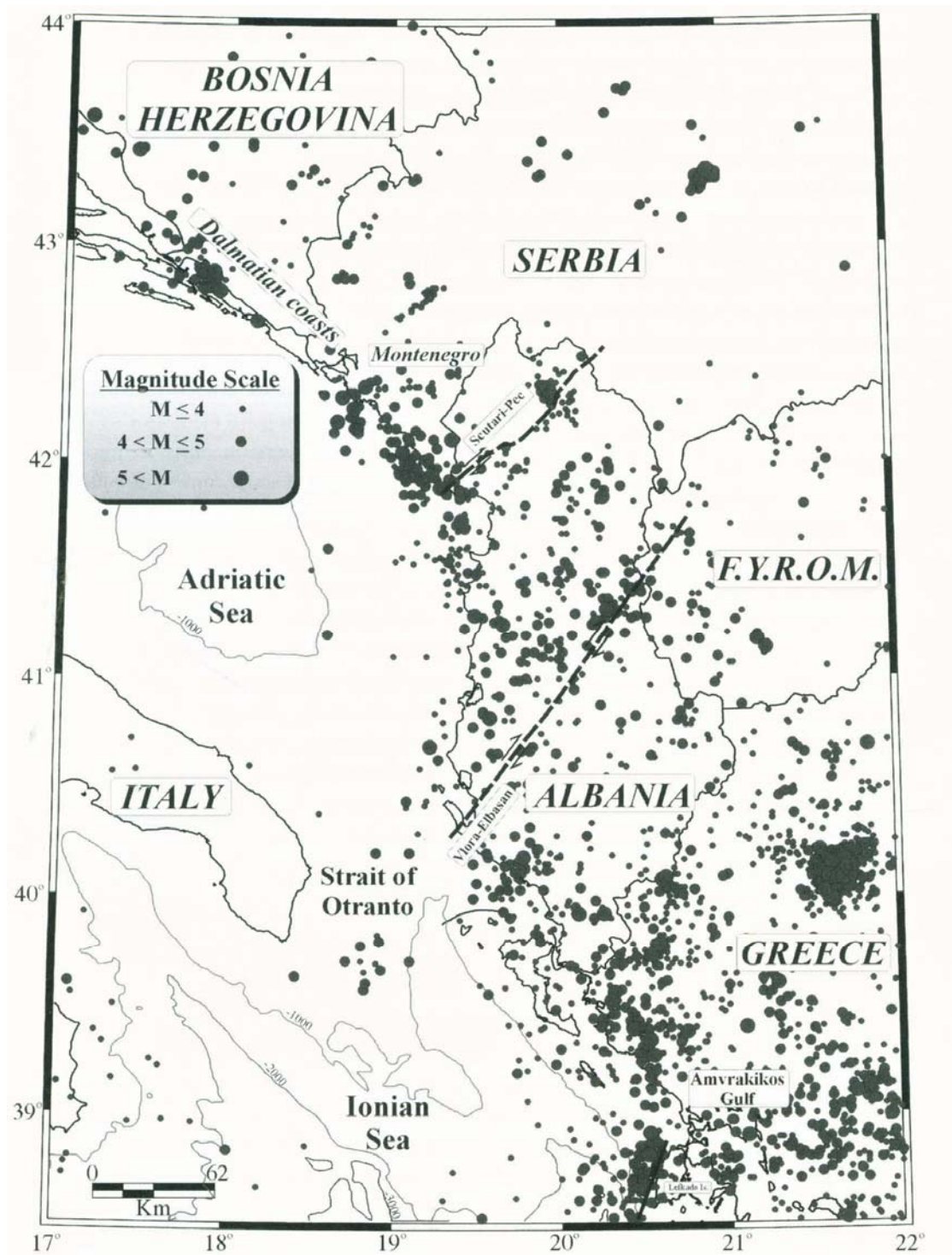
Σχ.3.6: Κατανομή της σεισμικής ενέργειας που απελευθερώθηκε στην Αλβανία, 1976-1995 (Muso 1998).

3.5 Λύσεις των επιπέδων των ρηγμάτων, που καθορίστηκαν από κυματικό μοντέλο. Επιβεβαίωση της τεκτονικής σύγκρουσης στην Ανατολική Αδριατική.

Οι παράμετροι για 13 σεισμούς, που έλαβαν χώρα στη ΝΑ Αδριατική έχουν καθοριστεί χρησιμοποιώντας Ρ και SH κυματική αναστροφή. Τα αποτελέσματα αυτού του μοντέλου συγκεντρώθηκαν μαζί με άλλους 11 σεισμούς με $M > 5$ των οποίων οι εστιακοί μηχανισμοί είχαν καθοριστεί, κυρίως, από το κυματικό μοντέλο. Τα αποτελέσματα επιβεβαιώνουν ότι η κίνηση, σε χαμηλής γωνίας ανάστροφα ρήγματα, προκάλεσε την παραμόρφωση στα νότια παράλια της Γιουγκοσλαβίας διαμέσου Αλβανίας μέχρι τη Λευκάδα, στη ΒΔ Ελλάδα. Αυτή η ζώνη επώθησης έχει μια ΒΔ-ΝΑ πορεία, ακολουθεί την ακτογραμμή και βυθίζεται προς την ήπειρο. Οι γωνίες ολίσθησης αυτών των γεγονότων έχουν πορεία $\sim 229^\circ$ κατά μήκος των Δαλματικών ακτών, $\sim 247^\circ$ κατά μήκος της Αλβανίας και ΒΔ της Ελλάδας. Η παραμόρφωση αποδίδεται στην ηπειρωτική σύγκρουση, μεταξύ του Αδριατικού τεμάχους, στα Δυτικά και της Ευρασίας, στα ανατολικά. Κατά μήκος της γραμμής των οροσειρών στην ανατολική Αλβανία και στη ΒΔ Ελλάδα, λαμβάνει χώρα Α-Δ επέκταση. Η Α-Δ επέκταση, σχετιζόμενη με την ορογενετική ζώνη, μπορεί να αποδοθεί σε μια ποικιλία μοντέλων όπως: βαρύτητα, εσωτερική παραμόρφωση του επιπτευτικού επιπέδου, πιθανή κατάρρευση της πυκνής λιθόσφαιρας του Αδριατικού τεμάχους κάτω από την Ευρασιατική λιθόσφαιρα, σε συνδυασμό με συμπιεστικές τάσεις που εφαρμόστηκαν κατά μήκος της ζώνης σύγκρουσης.

Στο (Σχ.3.7) φαίνεται η κατανομή της σεισμικότητας στην Αλβανία αλλά και στις γύρω περιοχές. Σεισμικές μελέτες δείχνουν ότι, το πιο ενεργό τμήμα είναι της Ν. Δαλματίας, κατά μήκος της παράκτιας περιοχής, ενώ η Αλβανία χαρακτηρίζεται από γεγονότα μετρίου μεγέθους σεισμών (Mucco 1994, 1998). Η γραμμή Scutari-Pec και αυτή της Vlora-Elbasan, στη βόρεια και νότια Αλβανία, αντιστοίχως, εγκάρσιως του άξονα της ορογενετικής ζώνης (Pamir 1983) μπορεί να αναγνωριστεί από την κατανομή της σεισμικότητας. Το πεδίο παρατηρήσεων δείχνει ότι το ρήγμα Scutari-Pec και τα κοντινά ρήγματα, παράλληλα στο Scutari-Pec, μπορούν να χαρακτηριστούν σαν δεξιόστροφα ρήγματα μετασχηματισμού (Hoxha e Boullier 1995).

Παλαιομαγνητικά αποτελέσματα δείχνουν ότι οι εξωτερικές ζώνες της Αλβανίας, όπως και στη Β. Ελλάδα, έχουν υποστεί δεξιόστροφη περιστροφή, περίπου 45° , (Kissel e Speranza 1995, Mauritsch κ.α 1995, 1996) ενώ η περιοχή βόρεια των Δυναρίδων χαρακτηρίζεται από αριστερόστροφη περιστροφή, με το ρήγμα μετασχηματισμού να σημειώνει τη μετάβαση ανάμεσα στις δυο περιστροφές (Mauritsch κ.α 1996).



Σχ.3.7: Κατανομή της σεισμικότητας στη νότια Δαλματία-Αλβανία-ΒΔ Ελλάδα (Lounari et al 2001).

3.5.1 Ανάλυση της Κυματικής Αναστροφής

Οι παράμετροι των σεισμών είχαν επιβεβαιωθεί χρησιμοποιώντας P και SH κυματική αναστροφή, ακολουθώντας τη μέθοδο που είχε περιγραφεί από το Nabelek(1984) και τον αλγόριθμο του McCaffrey κ.α (1991). Σκοπός ήταν να βρεθεί ένα μοντέλο για όλους τους σεισμούς με $M > 5.0$, που έλαβαν χώρα στην περιοχή, μεταξύ των μεσημβρινών $17^\circ\text{A}-21^\circ\text{A}$ και των παράλληλων $38.5^\circ\text{B}-43.5^\circ\text{B}$. Ψηφιακά δεδομένα δόθηκαν από το Παγκόσμιο Σεισμογραφικό Δίκτυο, για περισσότερους από 30 σεισμούς. Εντούτοις, από αυτά τα γεγονότα, μόνο τα 13 είχαν σήμα/θόρυβο αναλογίας >2 και ικανό αριθμό P και SH κυμάτων για την αναστροφή.

Τα δεδομένα αποτελούνται από ψηφιακά P και SH κύματα, από σταθμούς με επικεντρική απόσταση 30° μέχρι 90° . Τόσο τα δεδομένα με μεγάλη περίοδο (συχνότητες 1 Hz), όσο και αυτά με μεγαλύτερη (20 Hz) είχαν αναλυθεί. Η διαδικασία που ακολουθήθηκε, έγινε για να αναστραφούν τα δεδομένα μακρο-περιόδου, για να βρεθεί ο εστιακός μηχανισμός και μετά έχοντας αυτή τη λύση να αναστραφεί το εστιακό βάθος και τη χρονική πηγή λειτουργίας χρησιμοποιώντας τα δεδομένα με μεγαλύτερες συχνότητες. Τα πλούσια, σε υψηλές συχνότητες δεδομένα βοήθησαν περισσότερο στο να καθοριστεί η πηγή βάθους και η χρονική πηγή λειτουργίας, σε αντίθεση με τα δεδομένα, σχετικά, μέτριας συχνότητας. Ένα φίλτρο χρησιμοποιήθηκε στα δεδομένα, για να αφαιρεθούν ο θόρυβος με υψηλές συχνότητες (Oppenheim & Schaffer 1989). Οι γωνιακές συχνότητες του φίλτρου καθορίστηκαν οπτικά, συγκρίνοντας το εύρος, του φάσματος του σήματος με αυτό του θορύβου. Στις περισσότερες περιπτώσεις, η αξιοσημείωτη συχνότητα των κυμάτων βρισκόταν περίπου, μεταξύ $f_1=0.01\text{Hz}$ και $f_2=0.2\text{Hz}$ για κύματα με μεγάλη περίοδο και $f_1=0.1\text{Hz}$ και $f_2=2\text{Hz}$ για αυτά με μεγαλύτερη περίοδο. Επομένως, αυτές οι συχνότητες χρησιμοποιήθηκαν ως γωνιακές συχνότητες του φίλτρου. Όλα τα κύματα μετατράπηκαν σε καταγραφές μετατόπισης, πριν εκτελεστεί η αναστροφή.

Η πηγή δομής αναφέρθηκε ως ένα στρώμα πάνω από το ημι-διάστημα (ανώτερο στρώμα: $V_p=6.0\text{Km.sec}(-1)$, $V_s=3.7\text{ Km.sec}(-1)$, $\rho=2.75\text{ gr.cm}(-3)$, κατώτερο ημι-διάστημα: $V_p=6.8\text{Km.sec}(-1)$ $V_s=3.9\text{Km.sec}(-1)$ $\rho=2.90\text{ gr.cm}(-3)$), όπου V_p και V_s είναι η μέση ταχύτητα των P και S κυμάτων και ρ η πυκνότητα (Παναγιωτόπουλος και Παπαζάχος 1985). Ένα, χαμηλής στάθμης, στρώμα, πάνω από το ανώτερο στρώμα, συμπεριλήφθηκε στις περιπτώσεις των υποθαλάσσιων πηγών. Η ληφθείσα δομή θεωρήθηκε ότι ήταν ένα ομογενές ημι-διάστημα. Τα εύρη είχαν προσαρμοστεί για γεωμετρική διάδοση, μια απλή λειτουργία επικεντρικών αποστάσεων (Langston & Helmberger 1975) και για απόσβεση, χρησιμοποιώντας τη μέθοδο Futterman(1962) με $t=1\text{ sec}$ για P και $t=4\text{ sec}$ για SH. Η αναστροφή απαιτεί, να βρεθεί η ελάχιστη απροσάρμοστη λύση

για διεύθυνση, βύθιση, κλίση, βάθος και κλιμακωτή κίνηση, μεταξύ των συνθετικών και παρατηρούμενων σειсмоγραμμάτων, σε μια ισοζυγισμένη αίσθηση, ελαχίστων τετραγώνων.

Για την εκτίμηση των σφαλμάτων που παρέρχονται στις παραμέτρους, ακολουθείται η διαδικασία των McCaffrey και Nabelek(1987), Molnar e Lyon-Caen, για να βρεθούν καλύτερες ρεαλιστικές τιμές. Σε αυτή τη διαδικασία, η ελάχιστη απροσάρμοστη λύση ελέγχεται με άλλες λύσεις, αλλάζοντας την τιμή ενός ή περισσοτέρων παραμέτρων, σε διαφορετική τιμή από αυτή της ελάχιστης απροσάρμοστης λύσης και μετά γίνεται η αναστροφή. Βαθμιαία αλλάζουμε τις τιμές των παραμέτρων, πάνω από το σημείο, όπου η συμφωνία με το παρατηρούμενο κυματικό, επιδεινώνεται σημαντικά. Αυτό σημαίνει ότι οι άλλοι παράμετροι δεν μπορούν να αντισταθίσουν τις αλλαγμένες παραμέτρους και ότι οι τιμές αυτών των παραμέτρων, βρίσκονται έξω από το εύρος των αποδεχόμενων τιμών.

3.5.2 Χαρακτηριστικοί σεισμοί

Στον πίνακα 2 φαίνονται οι παράμετροι του εστιακού μηχανισμού, για 13 σεισμούς που αναφέρονται εδώ, αλλά και οι παράμετροι για άλλους 11 που δημοσιεύθηκαν παλιότερα. Τα γεγονότα αυτής της μελέτης επιλέχθησαν είτε επειδή δεν είχαν μελετηθεί, ή επειδή υπήρχε μόνο μια λύση προσιτή, ή είχαν μελετηθεί, αλλά όχι χρησιμοποιώντας την P και SH κυματική αναστροφή. Από τα γεγονότα του πίνακα 2, μόνο για τα γεγονότα 5 και 6 καθορίστηκαν οι παράμετροι με P-κύματα με πολικότητες πρώτης κίνησης. Τα δεδομένα και η συνθετική για κάθε σεισμό φαίνονται στα (Σχ.3.8-3.11). Πιο κάτω αναφέρονται τα αποτελέσματα αναστροφής, ξεχωριστά για κάθε περιοχή.

▪ Νότια ακτή Δαλματίας - Μαυροβούνιο

-790409

Αυτό το γεγονός έλαβε χώρα στη νότια ακτή της Δαλματίας. Είναι η πιο ενεργή, σεισμική περιοχή και οι σεισμοί λαμβάνουν χώρα σε μια ζώνη ~100km έκτασης, νότια της πόλης Split προς την Αλβανία. Ο σεισμός έγινε στις 15 Απριλίου 1979 στο Μαυροβούνιο και η συχνότητα των μετασεισμών κυριαρχεί στην σύγχρονη σεισμική ιστορία της περιοχής. Το γεγονός 790409 είναι ένας προσεισμός του κυρίου σεισμού του Μαυροβουνίου. Η ελάχιστη απροσάρμοστη λύση (Σχ.3.8α) δείχνει επώθηση με μία σημαντική συνιστώσα οριζοντιού άλματος. Η λύση των Anderson και Jacson (1987), βασισμένη στις πολικότητες πρώτης κίνησης, δείχνει καθαρά επώθηση, κατά μήκος BA-ND επιπέδων. Εντούτοις, αυτή η λύση παράγει συνθετικές με απροσάρμοστα για SH κύματα.

No.	Date ymd	Origin time h:m	Lat. N (°)	Lon. E (°)	M	$M_0 \times 10^{17}$ Nm	Centr. depth km	Strike 1 (°) N	Dip 1 (°)	Rake 1 (°)	Strike 2 (°) N	Dip 2 (°)	Rake 2 (°)	P axis Az/Dip	T axis Az/Dip	R
1	660205	02:01	39.10	21.74	6.2	24.600	11 (± 4)	263 (± 30)	40 (± 25)	-95 (± 20)	90	50	-86	31/84	177/5	2
2	661029	02:39	38.90	21.10	5.5	2.300	15 (± 4)	324 (± 30)	40 (± 15)	48 (± 30)	194	61	119	263/12	151/62	2
3	670501	07:09	39.60	21.29	5.9	9.900	10 (± 6)	153 (± 30)	42 (± 15)	-85 (± 25)	326	48	-95	190/85	59/3	2
4	671130	07:23	41.41	20.44	6.2	22.000	9 (± 5)	190 (± 30)	43 (± 10)	-88 (± 15)	7	47	-92	242/88	98/2	2
5	690403	22:12	40.50	19.90	5.5	-	18	164	40	97	335	50	84	69/5	208/83	1
6	700819	02:01	41.10	19.80	5.4	-	21	332	19	90	152	71	90	242/26	62/64	1
7	731104	15:52	38.89	20.44	5.8	6.100	23 (± 7)	324 (± 40)	50 (± 10)	81 (± 25)	158	41	101	60/5	183/82	2
8	790409	02:10	41.91	19.01	5.4	1.726	9 (± 5)	306 (+5/-15)	28 (± 8)	30 (± 20)	189	76	115	260/27	128/52	3
9	790415	06:19	42.09	19.21	6.9	248.300	12 (± 6)	316 (± 30)	14 (± 20)	90 (± 30)	136	76	90	226/31	46/59	2
10	790415	14:43	42.32	18.68	5.7	4.100	8 (± 4)	339 (± 25)	10 (± 12)	113 (± 35)	136	81	86	229/36	41/54	2
11	790524	17:23	42.26	18.75	5.9	10.200	6 (± 4)	322 (± 20)	35 (± 10)	90 (± 25)	142	55	90	232/10	52/80	2
12	800518	20:02	43.29	20.84	5.8	6.468	10 (± 4)	21 (± 10)	79 (+9/-4)	156 (+10/-15)	116	66	12	70/9	336/25	3
13	810310	15:16	39.31	20.74	5.4	1.581	7 (+5/-2)	350 (± 20)	25 (± 5)	106 (± 20)	152	66	82	248/21	48/68	3
14	821116	23:41	40.88	19.59	5.4	1.700	17 (± 4)	323 (± 30)	27 (± 10)	92 (± 25)	141	63	89	232/18	49/72	2
15	840513	12:45	42.93	17.73	5.4	1.449	16 (± 4)	350 (+10/-25)	30 (+5/-10)	148 (± 20)	108	75	64	218/25	347/53	3
16	850116	23:35	40.67	19.22	5.2	0.751	17 (± 5)	282 (± 20)	17 (± 8)	20 (+30/-10)	173	84	106	249/37	100/48	3
17	851121	21:57	41.68	19.37	5.6	3.222	8 (+5/-3)	345 (± 20)	15 (± 10)	119 (+15/-25)	135	77	83	231/32	35/57	3
18	880109	01:02	41.16	19.68	5.7	4.989	30 (± 3)	323 (+30/-15)	25 (+5/-10)	69 (+10/-20)	166	67	100	249/21	93/67	3
19	900616	02:16	39.16	20.54	5.5	2.493	7 (+6/-3)	352 (± 20)	33 (+7/-10)	105 (+20/-10)	154	58	80	251/13	37/75	3
20	930613	23:26	39.28	20.49	5.3	1.113	9 (+6/-5)	325 (+20/-10)	30 (± 10)	106 (± 15)	127	61	81	224/16	16/72	3
21	960726	18:55	40.08	20.64	5.1	0.614	7 (+5/-4)	34 (± 15)	36 (+10/-5)	-93 (± 15)	218	54	-88	138/81	306/9	3
22	960905	20:44	42.48	17.95	5.7	4.381	12 (± 5)	302 (± 10)	40 (+5/-10)	71 (+15/-10)	146	53	105	225/7	107/76	3
23	960917	13:45	42.90	17.65	5.4	1.651	7 (± 5)	285 (+15/-10)	14 (+9/-4)	79 (+15/-20)	116	76	93	204/31	30/59	3
24	970516	07:00	40.93	20.47	5.3	1.147	7 (+5/-3)	352 (± 15)	47 (± 5)	-135 (± 10)	228	59	-53	192/58	292/7	3

Πίνακας 2: Εστιακοί μηχανισμοί για 24 σεισμούς με $M \geq 5.0$ που έλαβαν χώρα στη ΝΑ Αδριατική (Louvari et al 2001). R:1. Anderson and Jackson (1987), 2. Baker et al (1997), 3. This study.

-840513

Η ελάχιστη απροσάρμοστη λύση (Σχ.3.8β) δείχνει ένα B 350° κατευθυνόμενο επίπεδο, που βυθίζεται προς τα ανατολικά με γωνία 30° και με σημαντική, αριστερόστροφη συνιστώσα, οριζοντίου άλματος. Η αντιστοίχιση μεταξύ παρατηρούμενων και συνθετικών κυμάτων είναι πολύ καλή. Τρεις συμπληρωματικές πολικότητες πρώτης κίνησης χρησιμοποιήθηκαν από 3 σταθμούς με επικεντρικές αποστάσεις μικρότερες των 30° (Kono, Kev e Ber). Η λύση, Harvard CMT, για αυτό το γεγονός είναι: διεύθυνση=311°, βύθιση=16°, κλίση=112°. Στο κατώτερο τμήμα του (Σχ.3.8β) φαίνεται ότι η αντιστοιχία, μεταξύ παρατηρούμενων και συνθετικών κυμάτων, για διάφορα βάθη, επιδεινώνεται.

-960905

Αυτό το γεγονός έλαβε χώρα στην Αδριατική Θάλασσα, κοντά στην ακτή Δαλματίας. Σε αυτή την αναστροφή χρησιμοποιήθηκαν 31 P και 15SH κύματα. Η επικρατέστερη ελάχιστη απροσάρμοστη λύση (Σχ.3.8γ) δείχνει επιπνευτική ρηγμάτωση κατά μήκος ΒΔ-ΝΑ κατευθυνόμενων επιπέδων. Και τα δυο επίπεδα αποτελούνται από πρόσθετες πολικότητες πρώτης κίνησης σε 14 σταθμούς με αποστάσεις <30°. Η λύση, Harvard CMT (δ διεύθυνση=328°, βύθιση=32°, κλίση=92°) μοιάζει με τη λύση αυτής της έρευνας. Γι' αυτό το γεγονός 33 P

κύματα καταγράφηκαν από σταθμούς ευρείας ομάδας και χρησιμοποιήθηκαν. Αυτά τα δεδομένα, αναστράφηκαν για να εκτιμηθεί η χρονική πηγή λειτουργίας και το εστιακό βάθος. Η χρονική πηγή λειτουργίας δείχνει ότι αυτή ελευθερώθηκε στα πρώτα 2 sec.

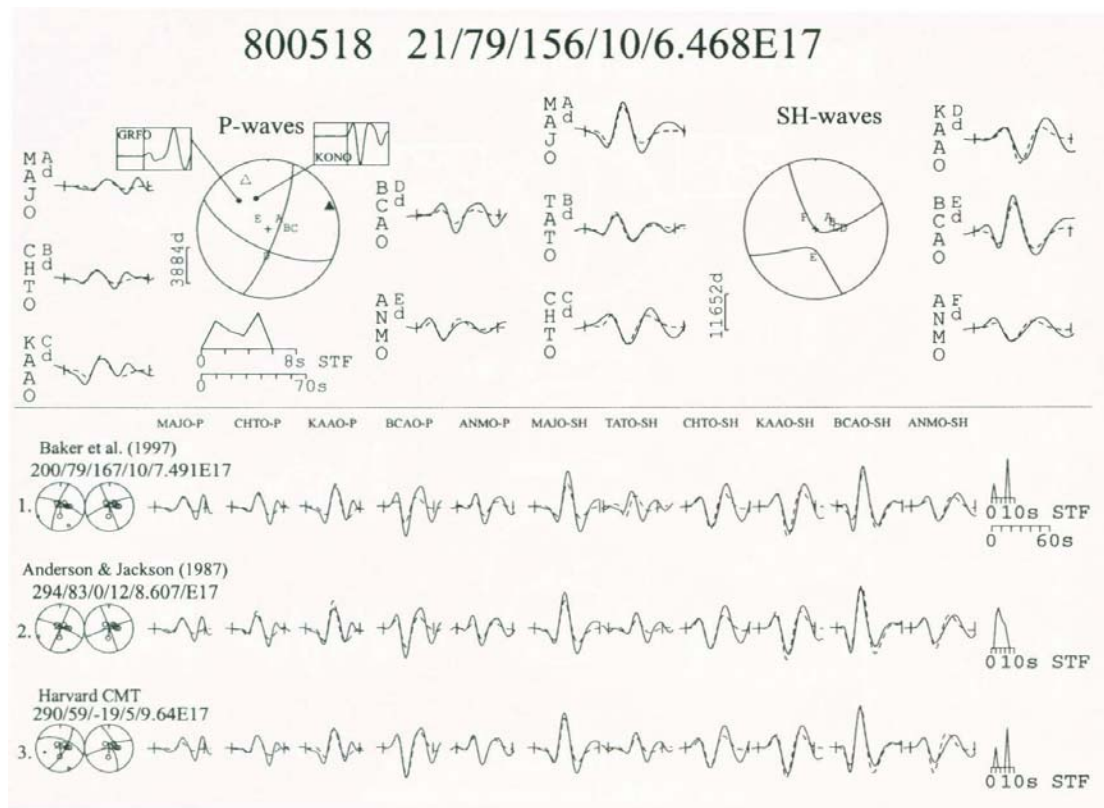
-960917

Το καλό αζιμούθιο του ορίζοντα ανάκλασης και ο ικανός αριθμός των P και SH κυμάτων (Σχ.3.8δ) βοήθησαν στο να βρεθεί μια καλή λύση. Δώδεκα επιπρόσθετες αναγνώσεις P- κυμάτων, πρώτης κίνησης, βρίσκονται σε πολύ καλή συμφωνία με την επικρατέστερη ελάχιστη απροσάρμοστη λύση. Το απότομο βυθιζόμενο επίπεδο, προς τα ΝΔ, είναι εξαναγκασμένο από την κυματική. Η λύση, Harvard CMT, (διεύθυνση=295°, βύθιση=35°, κλίση=76°) αποτύχε να προβλέψει τις πολικότητες σε ορισμένους από τους σταθμούς. Το κατώτερο τμήμα του (Σχ.3.8δ) δείχνει την αντιστοιχία μεταξύ παρατηρούμενων και συνθετικών κυματικών, για δεδομένα ευρή συνόλου, τα οποία υπέστησαν αναστροφή για να εκτιμηθεί το βάθος και ο χρόνος λειτουργίας.

▪ ΣΕΡΒΙΑ

-800518

Αυτός είναι ο μόνος σταθμός που εντοπίστηκε στη Σερβία. Υπήρχαν λίγες καταγραφές διαθέσιμες, εντούτοις, το ικανό αζιμούθιο του ορίζοντα ανακλάσεως επέτρεψε μια καλή λύση. Η ελάχιστη απροσάρμοστη λύση αλλά και οι δυο πολικότητες πρώτης κίνησης, για σταθμούς <30°, υποστήριζαν ένα μηχανισμό οριζόντιου άλματος (Σχ.3.9). Υπήρχαν τρεις προηγούμενες, καθορισμένες λύσεις για αυτό το γεγονός: Baker κ.α (1997) οι οποίοι χρησιμοποίησαν αναλογικές καταγραφές, Anderson e Jackson (1987) που βασίστηκαν στις πολικότητες πρώτης κίνησης και Harvard. Η λύση αυτής της έρευνας δε διαφέρει από τις πρώτες δυο και επιβεβαιώνει την ισχυρή συνιστώσα οριζόντιου άλματος αυτού του σεισμού.



Σχ.3.9: Σεισμός στη Σερβία (Louvari et al 2001).

■ ΑΛΒΑΝΙΑ

-850116

Η ελάχιστη απροσάρμοστη λύση είναι εξαναγκασμένη από ικανό ορίζοντα ανάκλασης κυματικής SH, εντούτοις, μόνο ένας μικρός αριθμός κυματικής P, με χαμηλή αναλογία σήματος-θορύβου, ήταν διαθέσιμος για την αναστροφή (Σχ.3.10 α). Σε αυτή την αίσθηση, η λύση θεωρείται ελλιπής. Δείχνει, χαμηλής γωνίας, επιπτευτικό ρήγμα όμοιο με το επίπεδο ρήγματος που υπάρχει στην ακτή Δαλματίας με μικρή συνιστώσα οριζόντιου άλματος. Προηγούμενες λύσεις γι' αυτό το γεγονός δεν υπάρχουν.

-851121

Αυτό το γεγονός εντοπίζεται στη χέρσο της ΒΔ Αλβανίας. Η ελάχιστη απροσάρμοστη λύση (Σχ.3.10β) δηλώνει, χαμηλής γωνίας, επιπτευτική ρηγμάτωση κατά μήκος ενός Β 345°Α κατευθυνόμενου επιπέδου. Η λύση

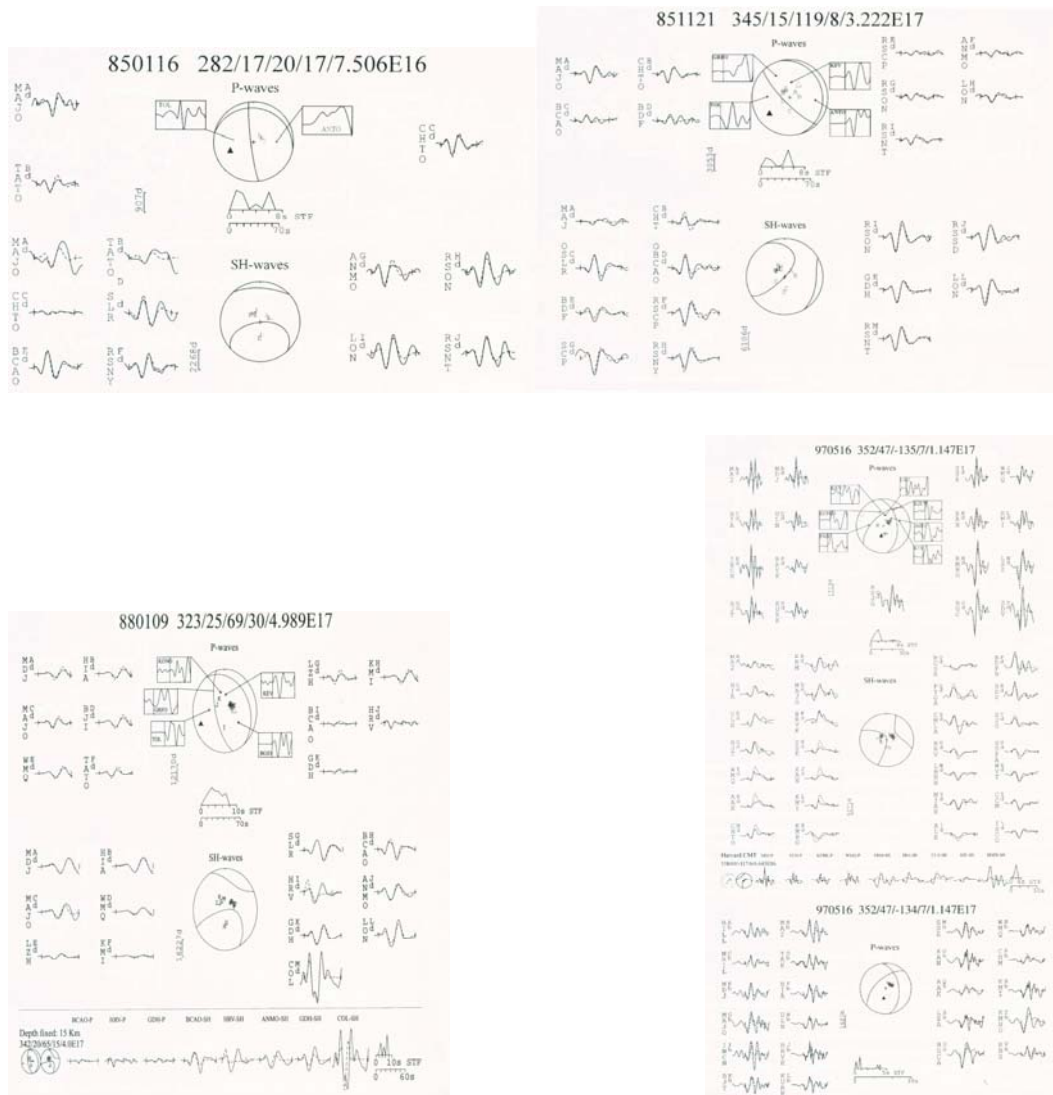
εξαναγκάζεται από καλό ορίζοντα ανάκλασης, κυματικής SH. Τέσσερις επιπρόσθετες, P-κυμάτων, πολικότητες πρώτης κίνησης, από σταθμούς με απόσταση <30°, χρησιμοποιήθηκαν για τη λύση. Η κλίση δεν έχει ακόμα διευκρινισθεί και μπορεί να κυμαίνεται από 94° μέχρι 134°. Η λύση, Harvard CMT, δίνει διεύθυνση=306°, βύθιση=20°, κλίση=65°.

-880109

Η ελάχιστη απροσάρμοστη λύση βρίσκεται σε συμφωνία με τις, P-κυμάτων, πολικότητες πρώτης κίνησης από πέντε σταθμούς με απόσταση <30°, που εξαναγκάζουν το απότομο βυθιζόμενο επίπεδο. Αυτό το γεγονός, έχει το βαθύτερο εστιακό βάθος από όλα τα γεγονότα, που δηλώνει ότι βαθύτερα τμήματα του φλοιού συμμετέχουν στην παραμόρφωση. Αν λάβουμε υπόψη μια επιφανειακή πηγή, τα συνθετικά που παράγονται επιδεινώνουν σημαντικά την αντιστοιχία τους με τα παρατηρούμενα (Σχ.3.10γ).

-970516

Αυτός ο σεισμός εντοπίζεται στην ανατολική Αλβανία κατά μήκος του ορογενούς. Η αναλογία, σήματος-θορύβου, δεν ήταν πολύ καλή σε μερικούς σταθμούς, εντούτοις, ο καλός ορίζοντας ανάκλασης της κυματικής P και SH και 8 επιπρόσθετες πολικότητες πρώτης κίνησης σε κοντινούς σταθμούς (Απόσταση < 30°) επέτρεψαν τον εξαναγκασμό του εστιακού μηχανισμού. Επιπλέον, οι καταγραφές ευρέου συνόλου, ήταν διαθέσιμες. Η ελάχιστη απροσάρμοστη λύση, που προήλθε από την αναστροφή των δεδομένων μακράς περιόδου, (Σχ.3.10δ) δηλώνει κανονική ρηγμάτωση με μικρή συνιστώσα οριζόντιου άλματος. Η λύση, Harvard CMT, γενικά συμπίπτει με τη λύση αυτής της έρευνας, εντούτοις, όπως φαίνεται και στο κατώτερο τμήμα του σχήματος, αποτυγχάνει να προβλέψει τις πολικότητες σε κυματική SH. Η αναστροφή 22 κυματικών, ευρύ συνόλου, συμπεραίνουν εστιακό βάθος 7Km και μικρή χρονική πηγή λειτουργίας(1-5 sec).



Σχ.3.10: Σεισμοί στην Αλβανία (Louvari et al 2001).

▪ ΒΟΡΕΙΟΔΥΤΙΚΗ ΕΛΛΑΔΑ

-810310

Αυτός είναι ένας, μετρίου μεγέθους, σεισμός ($M=5.4$) που έλαβε χώρα στη ΒΔ Ελλάδα, για τον οποίο, μόνο λίγες κυματικές είναι διαθέσιμες. Η ελάχιστη απροσάρμοστη λύση (Σχ.3.11 α) δείχνει σχεδόν, εφίππευτική ρηγμάτωση σε ένα ρηχό βυθιζόμενο επίπεδο με διεύθυνση $B350^\circ$.

-900616

Οι κυματικές γι' αυτό το γεγονός ήταν πολυπλοκές, συγκρινόμενες με τις προηγούμενες. Τα δεδομένα μακράς περιόδου δίνουν ελάχιστη απροσάρμοστη λύση (Σχ.3.11β), εξαναγκαζόμενη από πέντε πολικότητες πρώτης κίνησης, που δηλώνει ανάστροφη ρηγμάτωση σε ΒΔ-ΝΑ κατευθυνόμενα επίπεδα. Η λύση, Harvard CMT, (διεύθυνση= 329° , βύθιση= 39° , κλίση= 102°) μοιάζει με τη λύση αυτής της έρευνας. Το βάθος και η χρονική πηγή λειτουργίας βρέθηκαν από καταγραφές ευρέως συνόλου. Μια βαθιά πηγή (15Km) επιδεινώνει σημαντικά την αντιστοιχία των συνθετικών κυματικών, ευρέως συνόλου.

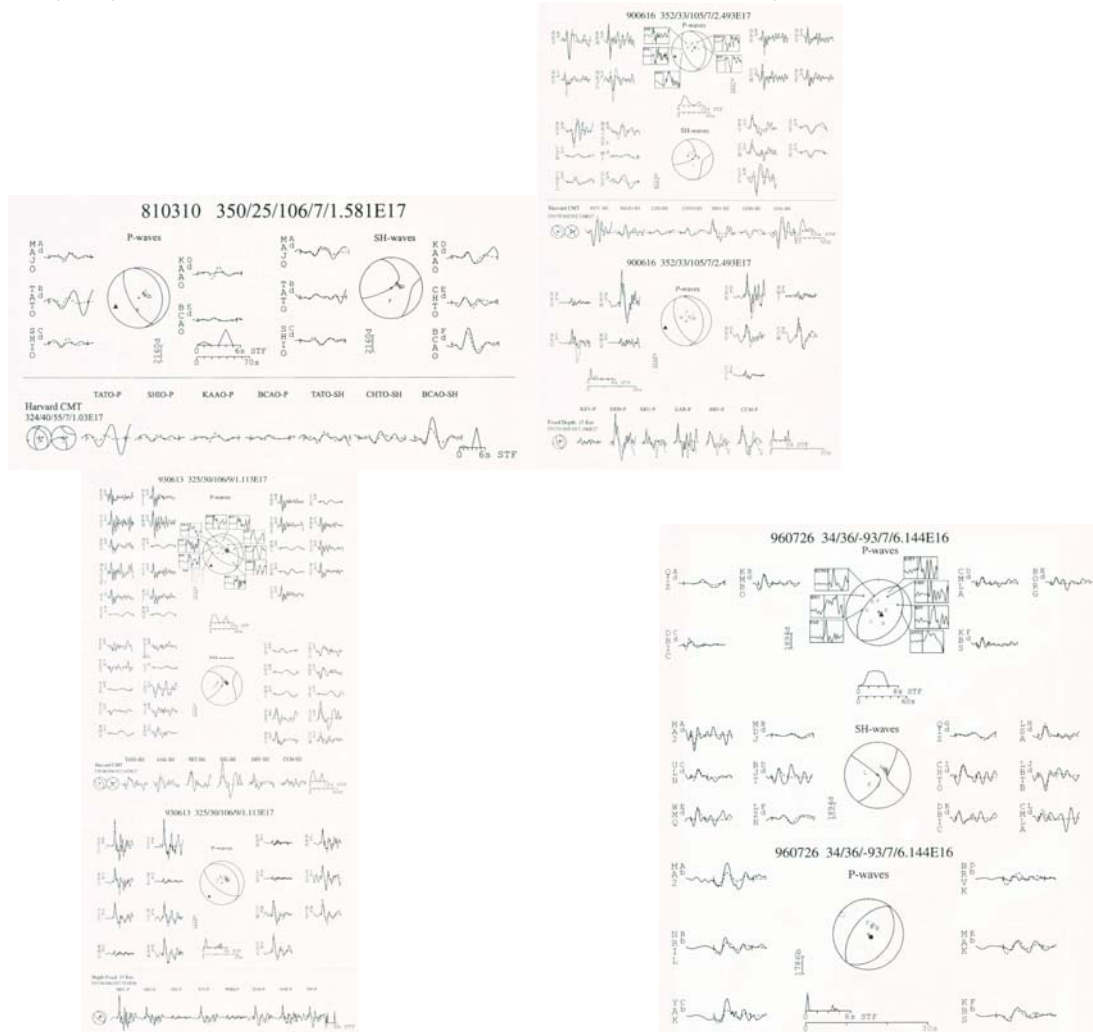
-930613

Αυτός ο σεισμός καταγράφηκε με καλό ορίζοντα ανάκλασης, του σταθμού. Η ελάχιστη απροσάρμοστη λύση (Σχ.3.11γ) δηλώνει ανάστροφη ρηγμάτωση κατά μήκος ΔΒΔ-ΑΝΑ κατευθυνόμενων επιπέδων. Οι πολικότητες πρώτης κίνησης σε 10 σταθμούς, χρησιμοποιήθηκαν ως συμπλήρωμα. Η λύση, Harvard CMT, (διεύθυνση= 330° , βύθιση= 48° , κλίση= 106°), χρησιμοποιείται για σύγκριση. Χρησιμοποιώντας τα δεδομένα ευρέως φάσματος, ένα εστιακό βάθος 15Km δηλώνει ότι καλύτερη αντιστοιχία μεταξύ παρατηρούμενων και συνθετικών κυμάτων, εξαναγκάζεται για πιο ρηχή πηγή.

-960726

Αυτός ο σεισμός εντοπίζεται κατά μήκος των συνόρων Ελλάδας-Αλβανίας. Αν και ήταν ένας, μεσαίου μεγέθους, σεισμός ($M=5.1$), ήταν αισθητός στην Κόνιτσα (ΒΔ Ελλάδα). Χρησιμοποιήθηκαν 7 πολικότητες πρώτης κίνησης από σταθμούς με απόσταση $<30^\circ$, για την επίτευξη της καλύτερης λύσης (Σχ.3.11δ). Η ελάχιστη απροσάρμοστη λύση, δηλώνει κανονική ρηγμάτωση σε ΒΑ-

ΝΔ κατευθυνόμενα επίπεδα: ένας τύπος ρηγμάτωσης που παρατηρείται κατά μήκος της ορεινής ζώνης των Ελληνίδων. Η αναστροφή των καταγραφών, ευρείου φάσματος, δείχνει αβαθή πηγή 7Km και καλή χρονική πηγή λειτουργίας (~1.5 sec). Προηγούμενες λύσεις για αυτό το γεγονός δεν υπάρχουν.

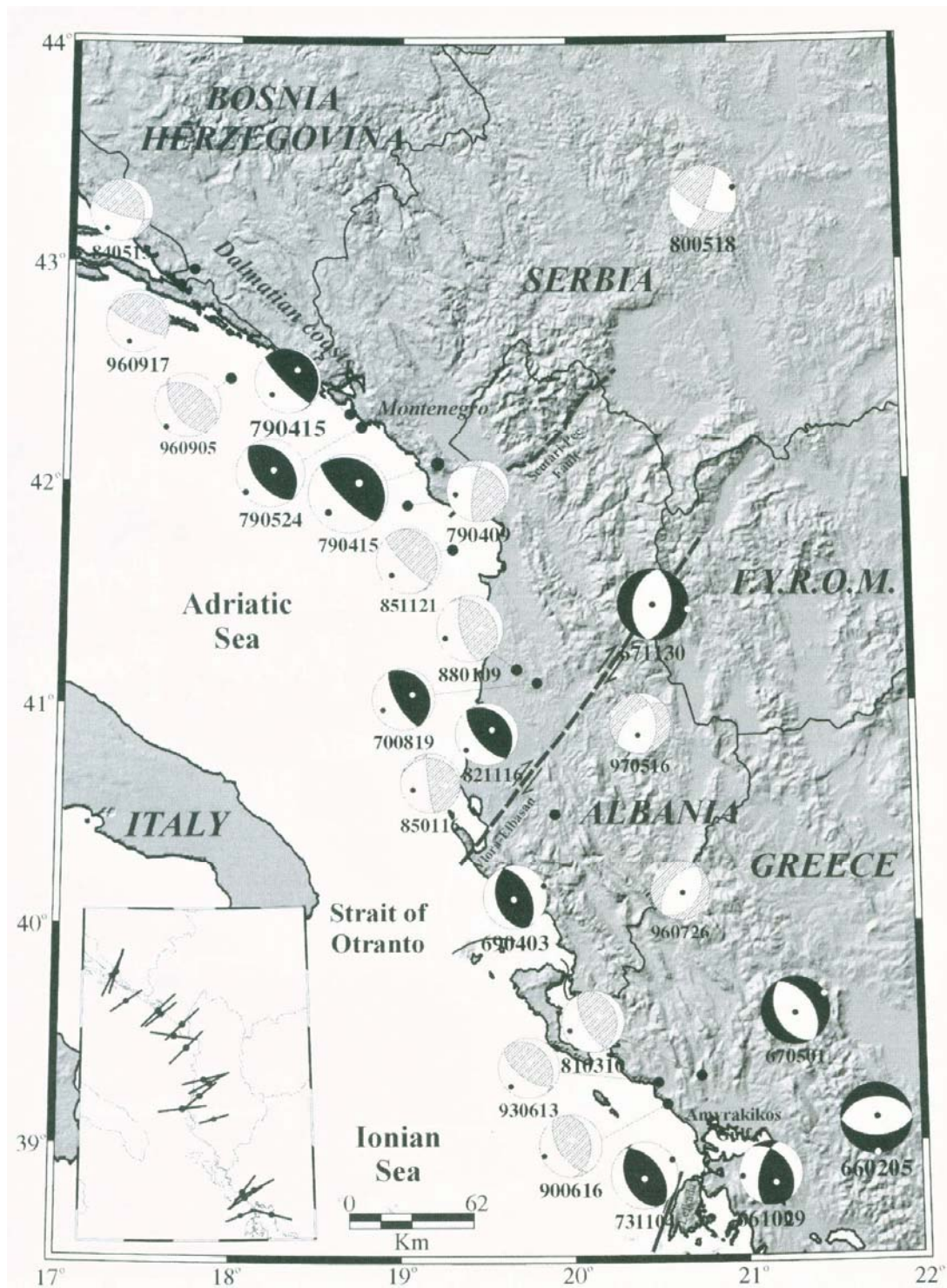


Σχ.3.11:(α.β.γ.δ): Σεισμοί στη ΒΔ Ελλάδα (Lounari et al 2001).

3.5.3 Κατανομή των Μηχανισμών Γένεσης

Οι εστιακοί μηχανισμοί των γεγονότων, που αναφέρθηκαν μαζί με αυτούς που είχαν δημοσιευθεί προηγουμένως, φαίνονται στον πίνακα 2 και στο (Σχ.3.12) και χωρίζονται σε τρεις κατηγορίες: α) μικρής γωνίας επώθηση σε ΒΔ-ΝΑ κατευθυντικά επίπεδα, β) υψηλής γωνίας ανάστροφη ρηγμάτωση, επίσης σε ΒΔ-ΝΑ κατευθυντικά επίπεδα και γ) κανονική ρηγμάτωση σε Β-Ν κατευθυντικά επίπεδα, κατά μήκος των αλυσίδων ορέων Διναρίδων-Ελληνίδων. Η επώθηση περιορίζεται σε μια στενή ζώνη, πλάτους 70Km και ακολουθεί την ακτογραμμή. Το κύριο αζιμούθιο, των ΒΔ-ΝΑ επιπέδων, είναι $321^{\circ} \pm 23^{\circ}$ κατά μήκος της ακτής της Δαλματίας, $319^{\circ} \pm 21^{\circ}$ κατά μήκος της Αλβανικής ακτής για να γίνει $336^{\circ} \pm 16^{\circ}$ κατά μήκος της ΒΔ Ελλάδας. Στις περισσότερες περιπτώσεις, τα μικρής γωνίας επίπεδα βυθίζονται ΒΑ, προς την ακτογραμμή. Τα ανύσματα των αλμάτων των ρηγμάτων, αυτών των γεγονότων, θεωρώντας το μικρής γωνίας επίπεδο ως το επίπεδο του ρήγματος, εκτείνεται ΝΔ-ΒΑ (Σχ.3.12). Εκεί υπάρχει μια ενεργή, ενδοχώρια, ζώνη επέκτασης που διασταυρώνει την ανατολική Αλβανία και ΒΔ Ελλάδα, κατά μήκος της ορογενετικής σφήνας. Αυτή η επέκταση ανυψώθηκε από Β-Ν κατευθυνόμενα, κανονικά ρήγματα, που εντοπίστηκαν εκατέρωθεν ανυψωμένων περιοχών, στο εσωτερικό μέρος της πτυχωμένης και εφιππευτικής ζώνης.

Τα σχήματα (3.13 α-γ) δείχνουν τρία κατακόρυφα τμήματα κατά μήκος της νότιας ακτής της Δαλματίας, Αλβανίας και ΒΔ Ελλάδας αντιστοίχως. Στην αριστερή πλευρά των σχημάτων, σχεδιάστηκε το εμπρόσθιο ημισφαίριο των εστιακών σφαιρών της κάθε περιοχής και στη δεξιά πλευρά του σχήματος, προβάλλονται οι κύριοι άξονες τάσης και τα υποτιθέμενα επίπεδα των ρηγμάτων. Η τοπογραφία φαίνεται στο ανώτερο τμήμα της κάθε περιοχής. Για τα γεγονότα εφίππευσης και ανάστροφης ρηγμάτωσης, υποθέτουμε ότι το ενεργό ρήγμα είναι αυτό με ΒΔ διεύθυνση και με μικρή γωνία βύθισης προς την ακτή. Αυτές οι, μικρής γωνίας, εφιππεύσεις και ανάστροφα ρήγματα φαίνονται στα σχήματα της κάθε περιοχής και είναι κοινά τόσο σε πτυχωμένες-εφιππευτικές ζώνες, όσο και σε ενδοχώριες λεκάνες. Για την Αλβανία, τα σχήματα δείχνουν ότι η παραμόρφωση περιλαμβάνει και τα κατώτερα τμήματα του φλοιού (15-30 Km).



Σχ.3.12: Εστιακοί μηχανισμοί των σεισμών με $M \geq 5.0$. Τα μαύρα τεταρτημόρια δηλώνουν συμπίεση, ενώ τα άσπρα διαστολή. Το ένθετο δείχνει τα ανύσματα των μηχανισμών επώθησης κατά μήκος των ακτών (Lounari et al 2001).

ΚΕΦΑΛΑΙΟ 4°

ΧΩΡΙΣΜΟΣ ΤΗΣ ΑΛΒΑΝΙΑΣ ΣΕ ΖΩΝΕΣ ΜΕ ΒΑΣΗ ΤΗ ΣΕΙΣΜΙΚΟΤΗΤΑΣ

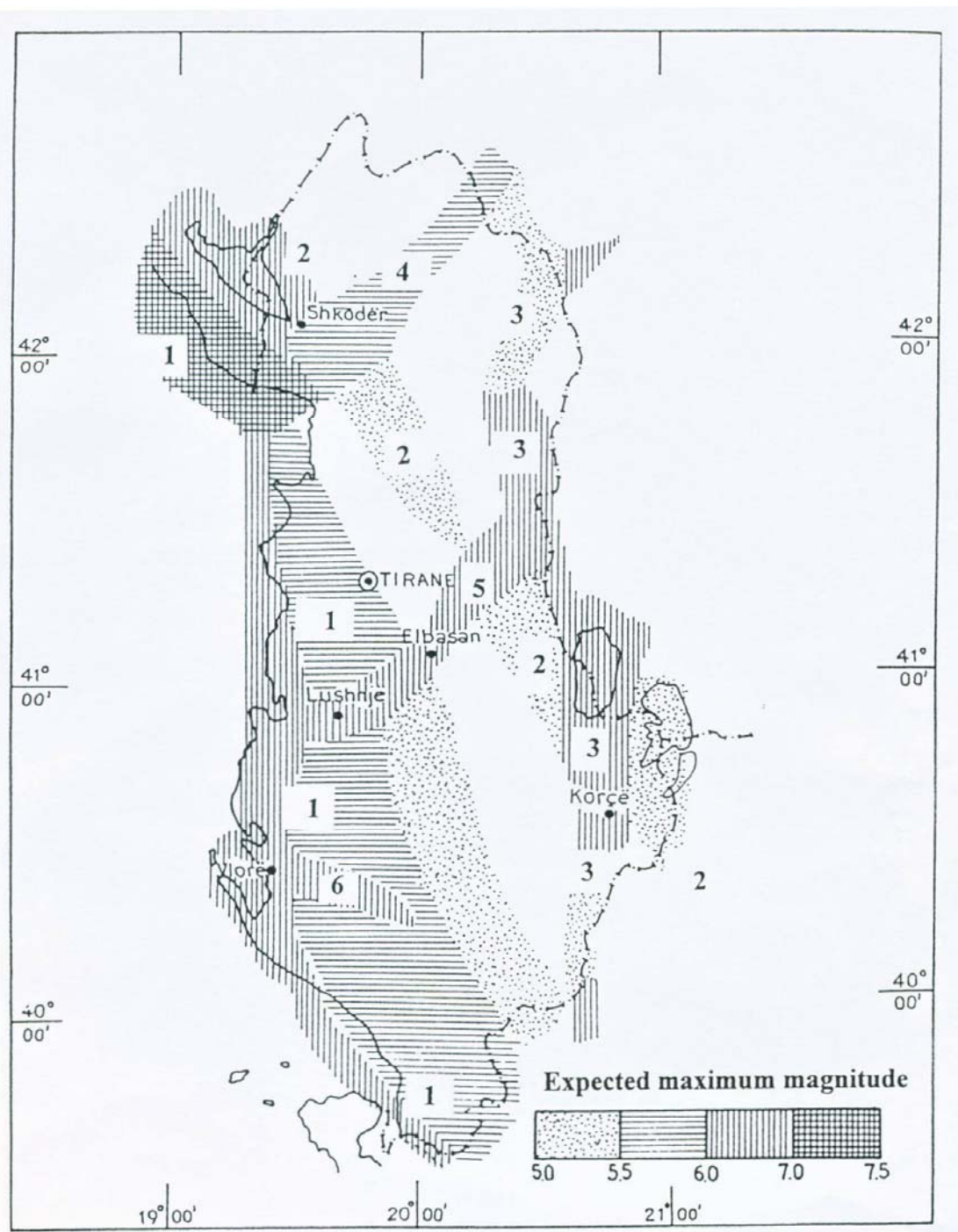
Οι ενδογενείς διεργασίες στο φλοιό της Γης, οι οποίες αποκαλύπτονται από επιφανειακές σεισμικές εστίες, είναι υπεύθυνες για τη σεισμική δραστηριότητα στην Αλβανία αλλά και στις γειτονικές χώρες. Υπάρχει μια στενή σύνδεση μεταξύ σεισμών και νεοτεκτονικών ρηξιγενών δομών. Ενεργά ρήγματα αντιπροσωπεύουν ασθενείς ζώνες, επιφλοιωμένες δομές, οι οποίες ανοίγουν περιοδικά και προκαλούν σεισμούς.

Για αυτό το λόγο γίνονται ειδικές αναφορές για τη σεισμοτεκτονική ανάλυση και σύνθεση, ακολουθώντας την αντίληψη ότι η πιο πάνω σύνδεση λαμβάνει χώρα σε κάθε ενεργή ρηξιγενή ζώνη στην Αλβανία και στις γειτονικές χώρες. Σχετικά αναμενόμενα μεγάλα μεγέθη σεισμών συμπεραίνονται από τα υπάρχοντα σεισμολογικά δεδομένα. Σχ.4.1

Με βάση μια σεισμοτεκτονική σύνθεση, έχουν προσδιορισθεί στην Αλβανία τρεις επιμήκης και τρεις εγκάρσιες σεισμογενείς ζώνες. Αυτές είναι οι εξής: (Aliaj 1979, Aliaj and Sulstarova 1994)

- 1) Ιόνια-Αδριατική επιμήκης σεισμογενής ζώνη
- 2) Shkodra Mati-Bilishti επιμήκης σεισμογενή ζώνη
- 3) Drini επιμήκης σεισμογενής ζώνη
- 4) Shkodra-Peja εγκάρσια σεισμογενής ζώνη
- 5) Lushnja-Elbasani-Dibra εγκάρσια σεισμογενής ζώνη
- 6) Vlora-Tepelena εγκάρσια σεισμογενής ζώνη

Υπάρχουν και μερικά άλλα εγκάρσια ρήγματα ή ρηξιγενής ζώνες στην εξωτερική αλλά και εσωτερική περιοχή όπως για παράδειγμα Borshi-Kardhiqi και Othoni Island-Dhermi, το ρήγμα Kurbneshi-Skarica, όλα τα σεισμικά ενεργά ρήγματα και έχουν τον ίδιο βαθμό σεισμικότητας, όπως και οι γύρω περιοχές.



Σχ.4.1: Χάρτης των σεισμογενών ζωνών στην Αλβανία με αναμενόμενο μέγιστο μέγεθος (Mucco and Aliaj 2000). Επιμήκειες ζώνες: 1.Ιόνια-Αδριατική, 2.Shkoder Mati-Bilishti, 3.Drini και Εγκάρσιες ζώνες: 4.Shkoder-Peja, 5.Lushnja-Elbasani-Dibra, 6.Vlora-Tepelena.

4.1.1 Ιόνια-Αδριατική επιμήκης σεισμογενής ζώνη

Πρόκειται για μεγάλο τμήμα της Αδριατικής και Ιόνιας παράκτιας σεισμογενής ζώνης, η οποία συνεχίζεται κατά μήκος των δυτικών ακτών του Μαυροβουνίου, Αλβανίας και Ελλάδας (Σχ.4.1). Η Ιόνια-Αδριατική σεισμογενής ζώνη εκτείνεται από ΒΔ-ΝΑ, στην εξωτερική περιοχή του συμπίεστικού συστήματος. Αντιπροσωπεύει μια ρηξιγενή ζώνη, η οποία αποτελείται από πολυάριθμα ενεργά επιμήκη ρήγματα επιπτεύσεων και πιο σπάνια οπισθο-επιπτεύσεις, που κόβονται κατά μήκος από οριζόντια άλματα (Aliaj 1988). Το μήκος της είναι περίπου 250 Km και το πλάτος της κυμαίνεται από 70-80 Km στην Αλβανία.

Μικροτεκτονικές έρευνες και λύσεις εστιακών μηχανισμών των σεισμών, δείχνουν ότι η ρηξιγενής ζώνη που αναφέρθηκε πιο πάνω, βρίσκεται τώρα σε σύστημα συμπίεστικής τάσης, με ΝΔ-ΒΑ πορεία κάθετα στην Αδριατική σύγκρουση (Aliaj 1988, Sulstarova 1986, Muko 1994).

Συνολικά τα ρήγματα είναι ακόμη ενεργά και σεισμογενή. Κατά μήκος και κοντά σε αυτά, έχουν αναφερθεί πολυάριθμοι ισχυροί σεισμοί. Αναφέρονται οι εξής:

- 16 Απριλίου 1601 (Io=IX) στη Vlora
- 6 Απριλίου 1667 (Io=X) στο Dubrovník
- 11 Φεβρουαρίου 1872 (Io=IX) στη Sagiadha-Konispoli
- 14 Ιουνίου 1893 (Io=IX) στις Kudhesi, Vlora
- 1 Ιουνίου 1905 (M=6.6) στη Shkodra
- 17 Δεκεμβρίου 1926 (M=6.2) στο Durrësi
- 21 Νοεμβρίου 1930 (M=6.1) στις Llogara, Vlora
- 18 Μαρτίου 1962 (M=6.2) στο Fieri
- 15 Απριλίου 1979 (M=7.2) στα σύνορα Μαυροβουνίου-Αλβανίας
- 9 Ιανουαρίου 1988 (M=5.7) στα Tirana (Sulstarova e Kocij 1975)

Κατά μήκος της Ιόνιας-Αδριατικής σεισμογενής ζώνης, σεισμοί με αναμενόμενο M_{max} μεταξύ 7.0 και 7.4, μπορεί να λάβουν χώρα βόρεια της Shkodra-Preja εγκάρσιας ρηξιγενής ζώνης, ενώ νότια αυτής μπορεί να εκδηλωθούν σεισμοί με M_{max} μεταξύ 6.0 και 6.9. Η σεισμικότητα κατά μήκος αυτής της σεισμογενής ζώνης μέχρι νότια της εγκάρσιότητας Shkodra-Preja, ελαττώνεται βαθμιαία από το ανατολικό πτυχωμένο μέτωπο.

4.1.2 Shkodra-Mati-Bilishti σεισμογενής ζώνη

Αυτή η ζώνη εκτείνεται ΒΔ-ΝΑ, στην εσωτερική περιοχή του ευρύτερου συστήματος και τέμνει την περιοχή πλάγια. Ακολουθεί την Shkodra Πλειοκαινική-Τεταρτογενή τάφρο, τη Kashajeti Πλειοκαινική τάφρο, τη Mati Μειοκαινική μολασσική τάφρο και τη Librazhdi Μειοκαινική μολασσική ημι-τάφρο μέχρι τη Derolli Πλειοκαινική ημι-τάφρο ΝΑ της περιοχής Mokra, διακόπτεται από τη Drini, ταφρογενή, ρηξιγενή ζώνη η οποία εκτείνεται Β-Ν. Πολλοί σεισμοί με $M < 5.0$ προκλήθηκαν κατά μήκος αυτής της ζώνης και αναφέρονται μερικοί:

- 16 Νοεμβρίου 1929 $M=4.9$ στις Klosi, Mati
- 18 Ιανουαρίου 1958 $M=4.7$ Νότια της Bilishti
- 23 Σεπτεμβρίου 1977 $M=5.0$ Περιοχή Macukylli, Mati
- 28 Φεβρουαρίου 1982 $M=4.9$ στη Librazdi

Εντούτοις, ο ισχυρότερος σεισμός έλαβε χώρα την 1^η Ιουνίου 1905, στη Shkodra, με $M=6.6$

Η σεισμογενής αυτή ζώνη, της Shkodra-Mati-Bilishti, είναι ικανή να προκαλέσει σεισμούς με προβλεπόμενο M_{max} από 6.0 μέχρι 6.9 κατά μήκος της τάφρου Shkodra. Σεισμοί με αναμενόμενο M_{max} , από 5.0 μέχρι 5.4, μπορούν να λάβουν χώρα κατά μήκος του τμήματος Kashajeti-Bilishti (Aliaj 1988)

4.1.3 Drini σεισμογενής ζώνη

Αυτή η ζώνη εκτείνεται Β-Ν στην εσωτερική περιοχή του ευρύτερου συστήματος και ακολουθεί την κοιλάδα του ποταμού Drini i Zi, από τη λίμνη Ohrid στα βόρεια, συνεχίζοντας νότια στις κοιλάδες Korca και Erseka, μια απόσταση μεγαλύτερη των 200 Km. Παρουσιάζει μια σχετικά στενή, Β-Ν πορείας, Πλειοκαινική-Τεταρτογενή, ταφρογενή, ρηξιγενή ζώνη με μέγιστο πλάτος 10-15 Km. Γεωδυναμικά, είναι η πιο ενεργή περιοχή, με τη μεγαλύτερη σεισμική δραστηριότητα στην Ανατολική Αλβανία.

Οι κύριες δομές της αναπτύσσονται πλάγια στις κύριες προ-Πλειοκαινικές δομές και εκδηλώνονται ως πολυάριθμες τάφρους ή ημι-τάφρους, από το Kukesi μέχρι το Erseka.

Μικροτεκτονικά δεδομένα και λύσεις εστιακών μηχανισμών, των σεισμών φλοιού, δείχνουν ότι η Drini ρηξιγενής ζώνη και η περιοχή κατά μήκος της υπόκεινται σε μια ΒΔ-ΝΑ επέκτασης (Aliaj 1994, Muco 1994). Η Drini ρηξιγενής ζώνη παραμένει ενεργή και σεισμογενής. Στο 20^ο αιώνα, ισχυροί σεισμοί έλαβαν χώρα κατά μήκος της ζώνης και αναφέρονται οι εξής:

- 18 Φεβρουαρίου 1911 $M=6.7$ στη λίμνη Ohrid

- 22 Δεκεμβρίου 1919 $M=6.1$ στις Leskouiku-Konica
- 30 Μαρτίου 1921 $M=5.8$ στο Peshkopi
- 7 Δεκεμβρίου 1922 $M=5.7$ στην οροσειρά Korabi
- 28 Ιανουαρίου 1931 $M=5.8$ στην Korca
- 27 Αυγούστου 1942 $M=6.0$ στη Peskopi
- 26 Μαΐου 1960 $M=6.4$ στη Korca

Μεταξύ των ιστορικών σεισμών, πρέπει να αναφερθεί ο σεισμός της 16^{ης} Ιουνίου 1456 με $I_0=IX$. (Sulstarova e Kociaj 1975)

Στο μέλλον, μπορεί να λάβουν χώρα σεισμοί με $M_{\max}$ από 6.0 μέχρι 6.9, κατά μήκος της Drini σεισμογενής ζώνης και συγκεκριμένα κατά μήκος των ταφρών Peshkopi, λίμνη Ohrid και Korca (Σχ.4.1).

4.1.4 Shkodra-Peja εγκάρσια σεισμογενής ζώνη

Αυτή η εγκάρσια ρηξιγενής ζώνη κόβει εγκαρσίως, τόσο τις εξωτερικές, όσο και τις εσωτερικές περιοχές από τα NNΔ-BBA. Στην εσωτερική περιοχή εκδηλώνεται σαν μια πολύ στενή, Πλειοκαινική-Τεταρτογενής, ταφρογενής ζώνη που εκτείνεται BBA από Trogoja προς τα δυτικά της Ruka και από μια ABA πορεία κανονικού ρήγματος, που εκτείνεται από το Komani μέχρι ΝΔ της Shkodra. Στην εξωτερική περιοχή, διασχίζει μια Α-Δ πορεία οριζοντίου άλματος, από τη Lezha μέχρι Gjiri I Drinit.

Η Shkodra-Peja εγκάρσια σεισμογενής ζώνης είναι ενεργή και σεισμογενής. Έχουν καταγραφεί οι εξής σεισμοί:

- 11 Φεβρουαρίου 1662 με $I_0=VIII$ στη Peja
- 3 Ιουλίου 1855 με $I_0=VIII$ στη Shkodra
- 27 Αυγούστου 1948 με $M=5.5$ στις Trushi-Shkodra
- 3 Νοεμβρίου 1968 με $M=5.5$ στο Ulgini. (Sulstarova e Kociaj 1975)

Κατά μήκος της σεισμογενής αυτής ζώνης, έλαβε χώρα πρόσφατη σεισμική δραστηριότητα. Η σπουδαιότερη ήταν αυτή στην περιοχή Nikaj-Merturi, που διήρκησε από το Νοέμβριο 1985 μέχρι τον Αύγουστο 1986 και είχε $M_{\max}=4.2$. (Mucic 1991) Η σεισμική δραστηριότητα στην περιοχή Vau I Dejes, κατά τη διάρκεια του 1976, είχε $M_{\max}=4.5$ και αυτή στην περιοχή Gjiri I Drinit, το Νοέμβριο 1985, είχε $M_{\max}=5.1$. Όλες αυτές οι περιοχές βρίσκονται κατά μήκος της εγκαρσιότητας.

Η σύνθετη λύση του εστιακού μηχανισμού των σεισμών που προκαλείται από τη ρηξιγενή ζώνη Shkodra-Peja, στην εσωτερική περιοχή δείχνει ένα εφελκυστικό σύστημα τάσης που εκτείνεται ΒΔΒ (Mucic e Sulstarova 1996). Στη σεισμογενή ζώνη της Shkodra-Peja, αναμένονται σεισμοί με $M_{\max}$ από 5.5 μέχρι 5.9.

4.1.5 Lushnja-Elbasani-Dibra σεισμογενής ζώνη

Η ζώνη αυτή κόβει εγκάρσιως τις εσωτερικές και εξωτερικές περιοχές, από τα ΝΔ προς τα ΒΑ και αντιπροσωπεύεται από τον διαπειρικό δόμο Dumre, την Elbasani Τεταρτογενή τάφρο, τις εγκάρσιες δομές της Labinoṭi και το εγκάρσιο τεκτονικό κέρας Gollobodra. Έχει μήκος, περίπου, 100Km και μέγιστο πλάτος 10Km. (Aliaj 1988)

Η ζώνη είναι ενεργή και έχουν καταγραφεί πολυάριθμοι ισχυροί σεισμοί κατά τη διάρκεια του 20^{ου} αιώνα. Μερικοί από αυτούς είναι:

- 18 Δεκεμβρίου 1920 με $M=5.6$ στο Elbasani
- 31 Μαρτίου 1935 με $M=5.7$ στη Cermenika
- 1 Σεπτεμβρίου 1959 με $M=6.2$ στη Lushnja
- 30 Νοεμβρίου 1967 με $M=6.6$ στη Golloborda

Μεταξύ των ιστορικών σεισμών αναφέρονται αυτοί του 1380 ($I_o=IX$) στο Elbasani, 17 Οκτωβρίου 1851 ($I_o=IX$) στο Beratṭi και 20 Οκτωβρίου 1851 ($I_o=VIII-IX$) στο Elbasani.

Η λύση του εστιακού μηχανισμού του σεισμού που έγινε στις 30 Νοεμβρίου 1967, δείχνει ότι αυτός οφείλεται σε οριζόντιες εφελκυστικές τάσεις που εκτείνονται από ΒΔ προς ΝΑ. (Sulstarova 1986, Muco 1994)

Κατά μήκος της ζώνης αυτής αναμένονται μελλοντικοί σεισμοί με αναμενόμενο $M_{max}=6.0-6.9$.

Πρέπει να αναφερθεί ότι η εγκάρσια σεισμογενής ζώνη Lushnja-Elbasani-Dibra, είναι η πιο σεισμικά ενεργή ζώνη της Αλβανίας.

4.1.6 Vlora-Tepelena σεισμογενής ζώνη

Αυτή η ζώνη έχει πορεία από ΔΒΔ προς ΑΝΑ και κόβει κατά μήκος την εξωτερική περιοχή του συμπιεστικού συστήματος. Αντιπροσωπεύεται από την κύρια μετάκλιση Vlora-Tepelena, της Ιόνιας δομής προς τα βόρεια, που εξελίσσεται σε Περι-Αδριατική κοιλότητα, το Vermiku-Benca οριζόντιο άλμα και το οριζόντιο άλμα βόρεια του νησιού Sazanṭi. Αυτή η ζώνη είναι ενεργή και σεισμογενής. Έχουν καταγραφεί οι εξής ισχυροί σεισμοί:

- 19 Μαρτίου 1701 με $I_o=VIII$, στη Tepelena
- 19 Ιανουαρίου 1833 με $I_o=IX$, στη Vlora
- 12 Οκτωβρίου 1851 με $I_o=IX$, στη Vlora
- 2 Ιανουαρίου 1866 με $I_o=IX$, στη Vlora
- 26 Νοεμβρίου 1920 με $M=6.4$ στη Tepelena. (Sulstarova e Kociaj 1975)

Γενικά, οι σεισμοί προκαλούνται σε τεκτονικούς κόμβους, κατά μήκος της εγκάρσιας αυτής ζώνης. Η αναμενόμενη σεισμική πιθανότητα της ζώνης αυτής είναι του $M_{max}=6.0-6.9$.

4.2 Vlorë-Elbasan-Dibrë εγκάρσια ρηξιγενής ζώνη και η σεισμική της δραστηριότητα.

Όπως έχει αναφερθεί προηγουμένως αυτή η εγκάρσια ζώνη είναι η πιο σεισμικά ενεργή ζώνη της Αλβανίας και γι' αυτό θα αναλυθεί η σεισμικότητα της και τα νεοτεκτονικά χαρακτηριστικά της ξεχωριστά από τις άλλες ζώνες. Η εγκάρσια ζώνη Vlorë-Elbasan-Dibrë, με ΒΑ διεύθυνση, εντοπίζει τη διάθρωση των Αλβανίδων κατά μήκος όλου του πλάτους τους. Αυτό το εγκάρσιο ρήγμα εντοπίζεται δίπλα στη Lushnjë κάμψη, στο διαπειρικό δομό Drumçë, στην εγκάρσια Τεταρτογενή κοιλάδα, Elbasan, στη ζώνη της εγκάρσιας δομής της Labinothi και μετά συνεχίζει ΒΑ με το εγκάρσιο τεκτονικό κέρασ της Gollobodra και κατευθύνεται προς το FYROM με ΒΑ διεύθυνση. Στο ΝΑ τμήμα αυτής της εγκάρσιας ζώνης κοντά στη πόλη Fierë, η μολάσσα καταβυθίζεται προς τα βόρεια. Οι δομές των ζωνών Ιονίου και Krujë, κοντά σε αυτό το εγκάρσιο ρήγμα, επίσης καταβυθίζονται και ανυψώνονται προς τα βόρεια. Θαλάσσιες έρευνες ανακάλυψαν, στο βορειότερο τμήμα του νησιού Sazan, ένα εγκάρσιο ρήγμα με ΑΒΑ διεύθυνση (Aliaj κ.α 1996). Αυτό μπορεί να ανήκει στη μεγάλη εγκάρσια ρηξιγενή ζώνη VED. Η ζώνη VED περιγράφεται από τον εντοπισμό ισχυρών και ασθενών σεισμών, από τη μετανάστευση των εστιών κατά μήκος αυτού του ρήγματος, από το μακροσεισμικό πεδίο και τους εστιακούς μηχανισμούς. Γενικά, κατά μήκος του ρήγματος κυριαρχεί μεταεφελκυστικό οριζόντιο άλμα, δεξιόστροφής κίνησης.

4.2.1 Νεοτεκτονικά χαρακτηριστικά της εγκάρσιας ζώνης Vlorë-Elbasan-Dibrë

Η δομή των Αλβανίδων, με γενική διεύθυνση ΒΔ-ΝΑ τέμνεται από μερικές βαθιές εγκάρσιες ρηξιγενείς ζώνες με πορεία ΒΑ-ΒΔ και Α-Δ, οι οποίες ξεκίνησαν από την αρχή του Αλπικού κύκλου. Αυτά τα ρήγματα έπαιξαν και παίζουν ρόλο, κατά τη διάρκεια όλων των τεκτονικών εξελίξεων της Αλβανίας. Στις νέες δομές, αυτές οι ζώνες εκφράζονται στη μορφή ως ανυψώσεις ή εγκάρσιες κοιλάδες και περιπλέκονται με βαθιά ρήγματα, τα οποία είναι πολύ διαφοροποιημένα. Οι εγκάρσιες ρηξιγενείς ζώνες στην Αλβανία περιγράφονται

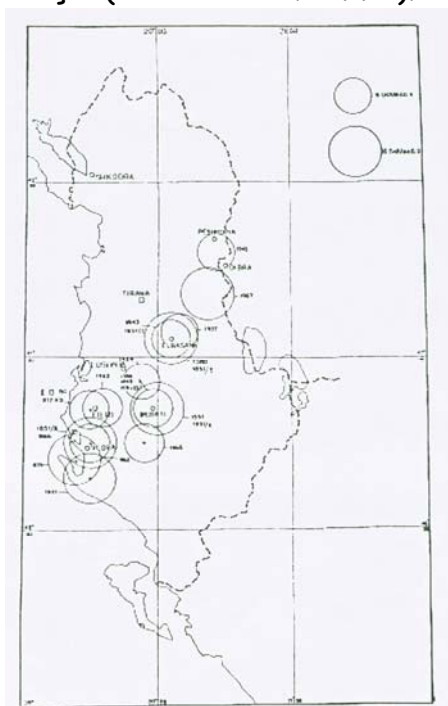
από τη θέση των σεισμικών επικέντρων, από το μακροσεισμικό πεδίο και τις λύσεις των εστιακών μηχανισμών. Η πιο σημαντική εγκάρσια ρηξιγενής ζώνη στην Αλβανία είναι αυτή της Vlorë-Elbasan-Dibrë.

Στο ΝΔ τμήμα της ζώνης, βόρεια του νησιού Sazani, ανακαλύφθηκε ένα εγκάρσιο ρήγμα με ΑΒΑ διεύθυνση, το οποίο οριοθετεί τη βόρεια ζώνη Sazani με την Απουλία πλατφόρμα. (Aliaj κ.α 1996) Φαίνεται ότι το ρήγμα αυτό ανήκει στη μεγάλη, εγκάρσια, ρηξιγενή ζώνη VED.

Κατά μήκος του εγκάρσιου ρήματος VED, το οποίο δείχνει μια μεταεφελκυστική, οριζοντίου άλματος, δεξιόστροφη κίνηση, οι εβαπορίτες του Dumrea χαρακτηρίζονται από διεισδύσεις θερμών υδάτων, κοντά στις περιοχές Elbasan και Dibrë.

4.2.2 Σεισμική δραστηριότητα της εγκάρσιας ζώνης VED

Η εγκάρσια σεισμογενής ζώνη VED είναι η μόνη ρηξιγενής ζώνη στην Αλβανία, η οποία είναι ενεργή σε όλο το μήκος της και αντιπροσωπεύει το πιο σημαντικό εγκάρσιο ρήγμα, από σεισμολογική άποψη. Πολλοί ισχυροί σεισμοί έχουν λάβει χώρα στη ρηξιγενή ζώνη VED, προκαλώντας το θάνατο πολλών ανθρώπων καθώς και πολλές υλικές καταστροφές στην Αλβανία. Ισχυροί σεισμοί έλαβαν χώρα σε αυτή τη ζώνη με $M_s > 6.0$ ή έντασης $I_0 > VIII$ $Msk-64$ (Σχ.4.2) και πίνακας 3 (Sulstarova κ.α 1996).



Σχ.4.2: Χάρτης επικέντρων των σεισμών με $M_s \geq 6.0$ στην εγκάρσια ζώνη VED για την περίοδο πριν το 1900 και 1901-1995 (Sulstarova et al 1996).

Year	M	Day	H	M	S	Fi	La	Depth	Mag.	Max. Intensity (MSK-64)	Region
II-III BC						40.70	19.50	n	6.3	VIII-IX	Apolonia (near Fieri Town)
0217						40.70	19.50	n	6.3	VIII-IX	Apolonia (near Fieri Town)
1356	7	6				40.70	20.00	n	6.3	VIII-IX	Berati
1380						41.10	20.10	n	6.6	IX	Elbasani
1551	3					40.70	20.00	n	6.6	IX	Berati
1601	6	16				40.30	19.50	n	6.6	IX	Vlora
1833	1	19				40.40	19.40	n	6.6	IX	Vlora
1843	9	5				41.10	20.10	n	6.3	VIII-IX	Elbasani
1848						40.70	20.00	n	6.3	VIII-IX	Berati
1851	1	20				41.20	20.20	n	6.3	VIII-IX	Elbasani
1851	10	12	07			40.50	19.50	13	6.6	IX	Vlora
1851	10	17				40.70	20.00	n	6.6	IX	Berati
1851	10	20	08	30		41.10	20.10	n	6.3	VIII-IX	Elbasani
1851	12	29	10	30		40.70	20.00	13	6.0	VIII	Berati
1862	10	04	04			40.50	19.50	n	6.0	VIII	Vlora
1865	10	10				40.50	19.90	19	6.0	VIII	Vlora
1866	01	02	09			40.50	19.50	n	6.6	IX	Vlora
1906	03	03	21	56		41.00	20.00	17	5.2	VII	Elbasani
1907	08	16	13	16		41.10	20.10	13	6.2	VIII-IX	Elbasani
1920	11	29	15	48		40.65	19.85	18	5.5	VII	Mallakashtra
1920	12	18	02	01	20.0	41.10	20.10	15	5.6	VIII	Elbasani
1921	03	30	15	05	30.0	41.70	20.50	17	5.8	VIII-IX	Dibra
1921	06	10	01	10	30.0	41.10	20.10	26	5.0	VI-VII	Elbasani
1921	07	06	11	04	00.0	41.70	20.50	17	5.2	VII	Dibra
1921	10	21	02	06	10.0	41.10	20.10	16	5.1	VI-VII	Elbasani
1922	04	11	04	35	10.0	40.50	19.80	19	5.6	VII-VIII	Mallakashtra
1922	12	07	16	37	06.0	41.70	20.70	14	5.5	VII	Dibra
1923	01	07	12	27	15.0	41.10	20.10	17	5.1	VI-VII	Elbasani
1923	12	27	16	30	0.0	41.00	19.70	17	5.2	VI-VII	Lushnja
1924	8	25	14	18	0.0	41.50	20.60	19	5.5	VII	FYROM
1924	11	18	11	15	0.0	41.50	21.00	18	5.0	VI-VII	FYROM
1927	7	28	6	49	30.0	40.30	19.00	17	5.0	VI-VII	Sazani Island
1929	1	17	0	6	40.0	40.60	19.60	18	5.1	VII	Fieri-Cakrani
1930	12	02	13	28	51.0	40.30	19.60	13	5.0	VII	Vlora-Gumenica
1931	9	20	3	30	0.0	40.60	19.70	13	5.0	VI-VII	Mallakaster
1931	9	23	13	28	0.0	40.40	19.60	8	5.0	VIII-IX	Vlora-Mazhari
1935	3	31	3	21	31.0	41.25	20.25	12	5.7	VIII	Cermenika (Librazhdi)
1935	11	7	4	37	28.0	41.30	20.30	21	5.4	VII	Cermenika (Librazhdi)
1936	1	29	15	55	33.0	41.30	20.30	15	5.1	VII	Cermenika (Librazhdi)
1939	5	20	9	35	31.0	40.80	19.70	17	5.1	VII	Fieri
1939	8	9	3	30	24.0	40.60	19.70	14	5.1	VII	Ballshi
1940	2	23	0	39	56.0	40.60	19.60	18	5.5	VII	Fieri-Cakrani
1942	8	27	6	14	11.0	41.65	20.45	12	6.0	VIII-IX	Dibra-Maqellara
1946	4	16	11	43	53.0	40.80	19.90	27	5.4	VII	Berati-Kuçova
1946	8	20	17	26	37.0	40.80	19.90	17	5.2	VII	Ballshi
1953	1	7	1	18	57.0	41.30	20.60	23	5.6	VI-VII	Dibra
1953	3	31	0	55	48.0	40.50	19.60	19	5.0	VI-VII	Berati
1959	8	17	1	33	15.0	40.90	19.80	24	5.8	VII	Lushnja
1959	9	1	11	37	40.0	40.85	19.80	18	6.2	XIII-IX	Lushnja

Year	M	Day	H	M	S	Fi	La	Depth	Mag.	Max. Intensity (MSK-64)	Region
1959	10	5	20	34	7.0	40.80	19.90	12	5.2	VII	Kuçova
1959	10	7	8	30	46.7	40.97	19.77	38	5.7	VII-VIII	Lushnja
1962	3	18	15	30	32.0	40.70	19.60	14	6.0	VIII	Fieri
1964	8	24	21	42	46.0	40.30	19.10	18	5.0	VI	Ionian Sea
1967	9	8	2	04	45.0	40.60	20.08	31	5.3	VI-VII	Berati
1967	11	30	7	23	50.0	41.35	20.40	14	6.6	IX	Dibra
1967	12	2	0	24	13.0	41.30	20.30	17	5.5	VII	Luniku (Librazhdi)
1967	12	2	12	44	43.0	41.25	20.35	15	5.4	VII	Luniku (Librazhdi)
1969	4	3	22	12	21.9	40.50	19.95	14	5.6	VII-VIII	Fieri-Mallakstra
1969	8	26	2	15	37.0	41.55	20.40	18	5.0	VI-VII	Dibra
1979	10	21	11	31	9.2	41.18	20.12	15	5.0	VI-VII	Cermenika (Librazhd)
1980	7	19	0	37	56.2	41.47	20.38	17	5.0	VI-VII	Dibra
1982	11	16	23	41	20.8	40.79	19.66	19	5.7	VII	Fieri
1985	01	16	23	35	50.8	40.67	19.28	23	5.0	VI-VII	Adriatic Coast

Πίνακας 3: Κατάλογος σεισμών για το εγκάρσιο ρήγμα VED, πριν το 1900 με $M_s \geq 6.0$ και 1901-1995 με $M_s \geq 5.0$.

-Η πόλη Vlora και οι γειτονικές περιοχές χτυπήθηκαν από ισχυρούς σεισμούς στις 16 Ιουνίου 1601 με $I_{max}=IX$, 19 Ιανουαρίου 1833 με $I_{max}=IX$, 12 Οκτωβρίου 1851 με $I_{max}=IX$, 4 Οκτωβρίου 1862 με $I_{max}=VIII$, 2 Ιανουαρίου 1866 με $I_{max}=IX$. Ο ισχυρότερος σεισμός αυτού του αιώνα συνέβει στις 21 Νοεμβρίου 1930, με $M_s=6.0$ και $I_0=IX$ MSK-64. Το επίκεντρο αυτού του σεισμού ήταν νότια της πόλης Vlora, στο Qafa Llogana

-Απολλωνία και πόλη Fieri. Ο ισχυρότερος σεισμός συνέβει τον 2^ο ή 3^ο αιώνα π.χ και το 217 μ.χ, ο οποίος κατέστρεψε την Απολλωνία, μια μεγάλης σημασίας πόλη στην Αδριατική ακτή στην αρχαιότητα. Ο σεισμός της 18 Μαρτίου 1962 με $M_s=6.0$ και $I_0=VIII$, προκάλεσε σημαντικές καταστροφές στην πόλη Fieri και σε γύρω χωριά και μικρότερες καταστροφές στις γύρω πόλεις.

-Berati και οι γύρω περιοχές χτυπήθηκαν από ισχυρούς σεισμούς στις 6 Ιουλίου 1356 με $I_{max}=VIII-IX$, Μάρτιος 1551 με $I_{max}=IX$, Μάρτιος 1848 με $I_{max}=VIII-IX$, 17 Οκτωβρίου 1851 με $I_{max}=IX$ και 29 Δεκεμβρίου 1851 με $I_{max}=IX$. Νότια της πόλης Berati, στο χωριό Osman-Zeze εντοπίσθηκε η εστία ενός ισχυρού σεισμού στις 10 Οκτωβρίου 1865 με $I_{max}=VIII$.

-Lushnja και οι γύρω πόλεις χτυπήθηκαν από ισχυρούς σεισμούς κατά τη διάρκεια Αυγούστου-Οκτωβρίου 1959. Σε αυτή τη σειρά των σεισμών, το κύριο χτύπημα έγινε την 1 Σεπτεμβρίου 1959 με $M_s=6.2$ και $I_0=VIII-IX$ και προκάλεσε πολλές καταστροφές στη πόλη Lushnja καθώς και σε άλλες πόλεις Berati, Fieri, Elbasani, Durrresi μέχρι τα Tirana.

-Elbasani και οι γύρω περιοχές χτυπήθηκαν από ισχυρούς σεισμούς, το 1380 με $I_{max}=IX$, 5 Σεπτεμβρίου 1843 με $I_{max}=VIII-IX$, Ιανουάριος 1851 με $I_{max}=IX$ και οι σεισμοί της 16 Αυγούστου 1907 με $M_s=6.2$ και $I_{max}=VIII-IX$ και 18 Δεκεμβρίου 1920 με $I=VIII$ και $M_s=5.6$.

Στα ΒΑ, έλαβε χώρα ο ισχυρότερος σεισμός που είναι γνωστός μέχρι σήμερα στις 30 Νοεμβρίου 1967 με $M_s=6.6$ και επικεντρική ένταση IX. Το

επίκεντρο εντοπίσθηκε στην περιοχή Gollobodra και προκάλεσε το θάνατο 19 ανθρώπων και σημαντικές υλικές ζημιές.

Κοντά στην πόλη Dibra, στην περιοχή Maqellana, έλαβε χώρα ισχυρός σεισμός στις 27 Αυγούστου 1942 με $M_s=6.0$ και επικεντρική ένταση VIII-IX, ο οποίος προκάλεσε πολλές ζημιές και τραυματισμούς.

Ο χάρτης των επικέντρων (Σχ.4.2) δείχνει μόνο τους ισχυρούς σεισμούς με $M_s>6.0$, στη ζώνη VED. Ο χάρτης των σεισμικών επικέντρων με $M_s>4.5$, για την περίοδο 1901-1995 φαίνεται (Σχ.4.3) ενώ στο (Σχ.4.4) φαίνονται τα επίκεντρα για σεισμούς με $M>2.5$, της περιόδου 1981-1995, για την περιοχή της Αλβανίας και τις γειτονικές χώρες. Από αυτούς τους χάρτες συμπεραίνεται ότι η ζώνη VED παραμένει ενεργή. Τα επίκεντρα των σεισμών βρίσκονται κατά μήκος όλης της ζώνης.

Οι σεισμοί της 1 Σεπτεμβρίου 1959 στην περιοχή Lushnja και στις 30 Νοεμβρίου 1967 στην περιοχή Dibra συνοδεύτηκαν από πολλούς μετασεισμούς. Στο (Σχ.4.5) παρουσιάζονται οι κατανομές σε περιοχές των μετασεισμών παρουσιάζονται ως ελλείψεις, με μεγάλο μήκος του άξονα που συμπίπτει με τη διεύθυνση της εγκάρσιας ρηξιγενούς ζώνης VED. Επίσης μεγάλο ενδιαφέρον παρουσιάζουν και οι σεισμοί του 1851 στη Vlora, Berati και Elbasani. Τα καταστροφικά χτυπήματα του 1851 άρχισαν στις 20 Ιανουαρίου 1851 με ένα ισχυρό σεισμό στο Elbasani, μετά στις 12 Οκτωβρίου 1851 η Vlora χτυπήθηκε από ένα σεισμό με $I=IX$ ακολούθησε ένας άλλος σεισμός στο Berati στις 17 Οκτωβρίου 1851 με $I=IX$, στις 20 Οκτωβρίου 1851 στο Elbasani με $I=VIII$ και τέλος στις 29 Δεκεμβρίου 1851, έλαβε χώρα στη Berati, ένας ισχυρός σεισμός με $I=VIII$. Συνεπώς, το τμήμα Vlora-Berati-Elbasani, της εγκάρσιας ρηξιγενούς ζώνης VED, τη χρονιά 1851, δραστηριοποιήθηκε κατά μήκος όλης της ζώνης, περίπου 100Km.

Την περίοδο 1976-1990, καταγράφηκε σε μερικές περιπτώσεις μετανάστευση των επικέντρων των ασθενών σεισμών στην εγκάρσια ζώνη VED (Muso 1992)

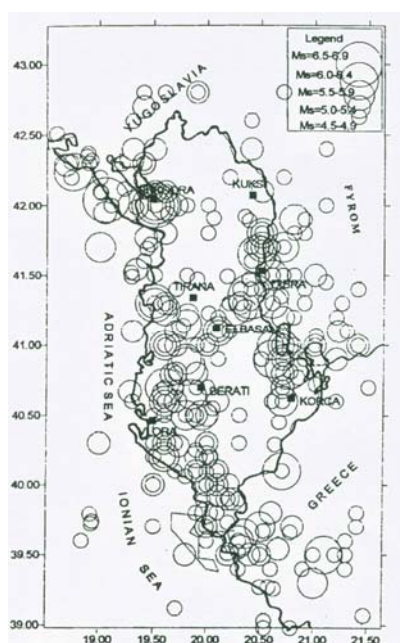
Η κατανομή της σεισμικής έντασης στη γήινη επιφάνεια, εξαρτάται κυρίως από τον εστιακό μηχανισμό του σεισμού και από τη γεωλογική δομή. Σε αυτό το γενικό πλαίσιο, οι ισοσεισμικοί χάρτες παρέχουν πρόσθετες πληροφορίες για την επέκταση, πορεία και τη διεύθυνση βύθισης των ρηγμάτων, τα οποία προκαλούν τους σεισμούς. Έχουν μελετηθεί 70 ισοσεισμικοί χάρτες των σεισμών με εστία κατά μήκος της εγκάρσιας ζώνης VED (Sulstarova 1996). Ο ισοσεισμικός χάρτης του σεισμού στις 30 Νοεμβρίου 1967 στην περιοχή Dibra, παρουσιάζεται στο (Σχ.4.6). Από τις στατιστικές αναλύσεις των 70 ισοσεισμικών χαρτών παρατηρήθηκε ότι διεύθυνση των μεγαλύτερων αξόνων των ισοσεισμικών χαρτών είναι ΒΑ($60^\circ-30^\circ$ Α), η ίδια όπως και η διεύθυνση της εγκάρσιας ζώνης VED, επομένως αυτοί οι σεισμοί προκλήθηκαν από αυτό το εγκάρσιο ρήγμα.

Στις επικεντρικές ζώνες, μερικών ισχυρών σεισμών, παρατηρήθηκαν επιφάνειες ρηγμάτων και ρωγμές. Το πιο σημαντικό φαινόμενο, παρατηρήθηκε στην επικεντρική ζώνη του σεισμού, που έγινε στις 30 Νοεμβρίου 1967, στην

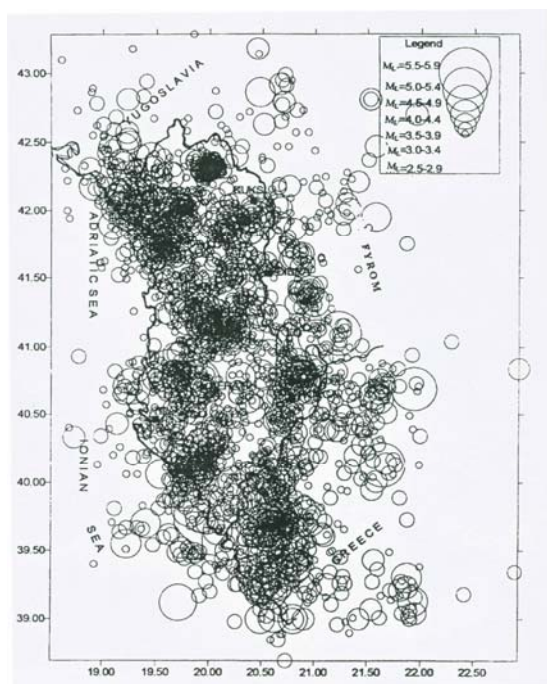
περιοχή Dibra: επιφάνεια διάρρηξης με μήκος 10Km, εμφανίστηκε από το Qafa Perralla, χωριό της Prevalla, μέχρι το χωριό Sebishti σε διεύθυνση 40° ΒΑ(φωτογραφία 4.7 και Σχ.4.8). Σε όλο το μήκος, το ΝΑ τέμαχος, βυθίζεται προς το ΒΔ τέμαχος. Αυτή η διάρρηξη κόβεται κατά μήκος των Παλαιογενών αποθέσεων φλύσχη. Σε πολλά σημεία, το εύρος της κατακόρυφης μετατόπισης της διάρρηξης φθάνει τα 50cm. Διαγώνιες ρωγμές, του διασταλμένου τύπου, εμφανίζονται στον ασβεστόλιθο και στις αποθέσεις ψαμμίτη, σε διασταυρούμενη διεύθυνση από το ρήγμα. Η επιφανειακή διάρρηξη, που παρατηρήθηκε στην επικεντρική ζώνη των σεισμών στις 30 Νοεμβρίου 1967, ήταν κανονικό ρήγμα με μικρό οριζόντιο άλμα, δεξιόστροφης συνιστώσας. Η διεύθυνση αυτού του ρήγματος συμπίπτει με την επέκταση της ρηξιγενούς ζώνης VED.

Κατά τη διάρκεια των σεισμών Σεπτεμβρίου-Οκτωβρίου 1959 στη Lushnja και του σεισμού της 18 Μαρτίου 1962 στη Fieri, παρατηρήθηκαν στις πλειστοσεισμικές ζώνες αυτών των σεισμών, συστήματα με διαγώνιες ρωγμές του διασταλμένου τύπου, με διεύθυνση 300°Β και 50°-60°Β στην περίπτωση της Lushnja και 85° Β στην περίπτωση της Fieri. Αυτά τα σπασίματα προκλήθηκαν από τη δράση εφελκυστικών τάσεων. Το πλάτος αυτών των σπασμάτων ήταν 20-25cm και μήκος εκατοντάδων μέτρων.

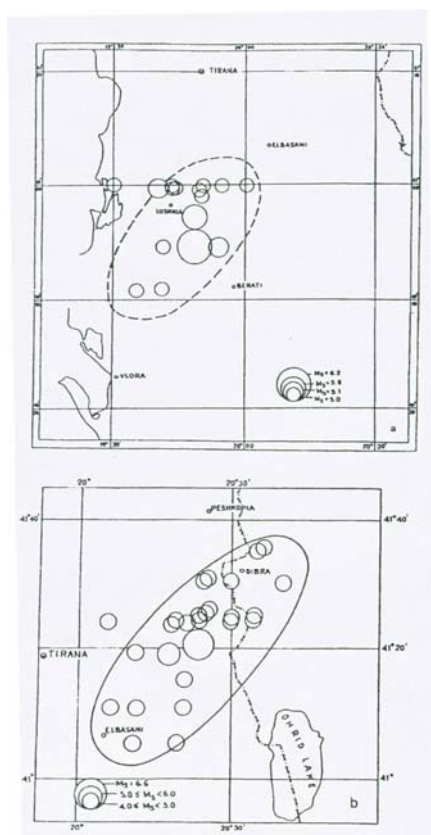
Η σεισμογενής εγκάρσια ζώνη VED, κόβετε κατά μήκος όλων των γεωγραφικών σεισμογενών ζωνών: Ιόνια-Αδριατική, Korca-Ohrid-Dibra και Shkodra-Mati-Mokra-Bilishti, το οποίο οφείλεται στο θραυστικό ρόλο της εγκάρσιας μετατόπισης της VED.



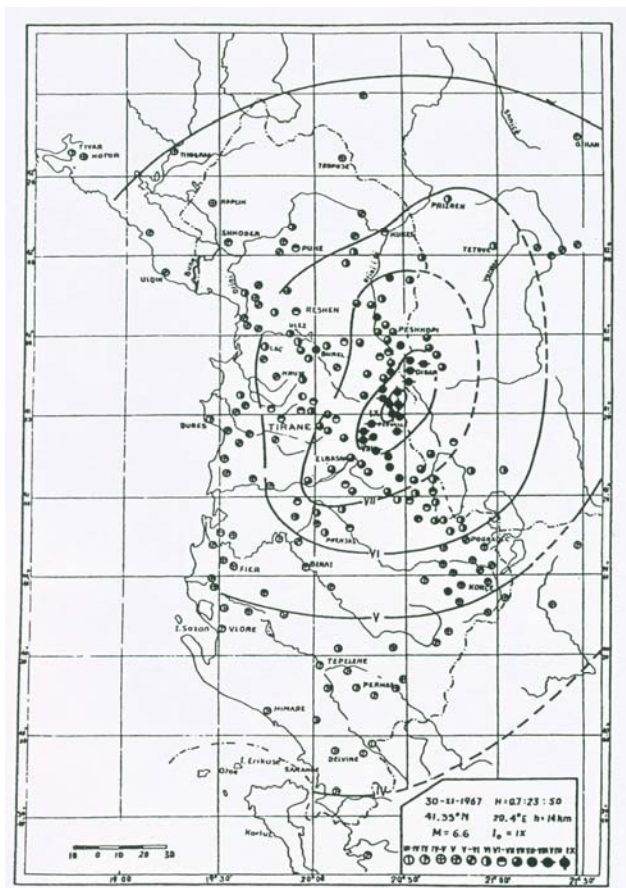
Σχ.4.3: Χάρτης επικέντρων των σεισμών στην Αλβανία και των γειτονικών περιοχών για την περίοδο 1901-1995 με $M_s \geq 4.5$ (Sulstarova et al 1996).



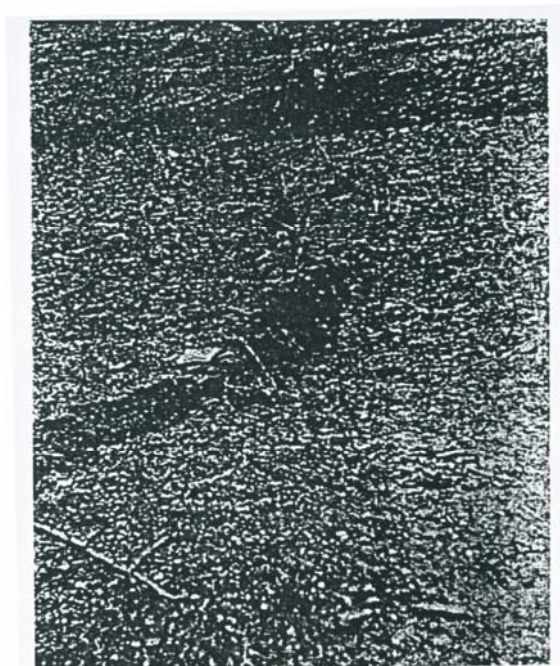
Σχ.4.4: Χάρτης επικέντρων των σεισμών στην Αλβανία και στις γειτονικές περιοχές για την περίοδο 1981-1995, με $M_L \geq 2.5$ (Sulstarova et al 1996).



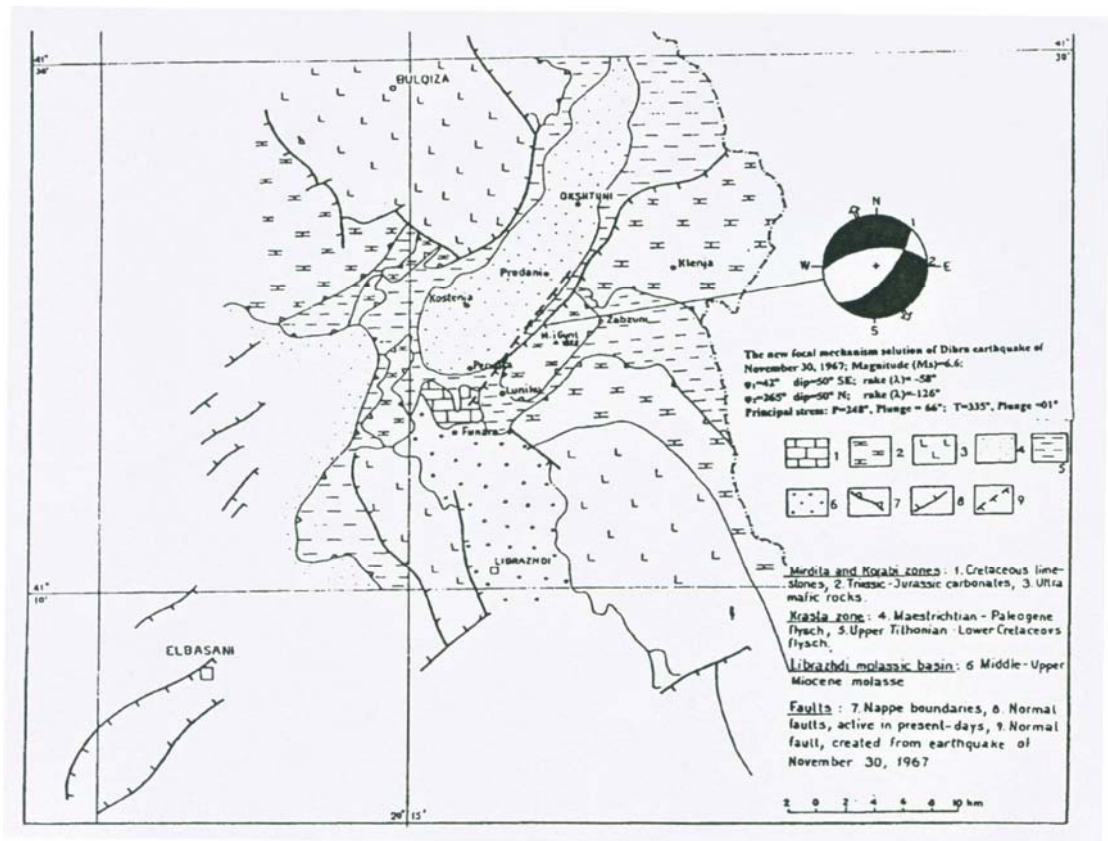
Σχ.4.5: Κατανομή των μετασεισμών των σεισμών: α) 1^{ης} Σεπτεμβρίου 1959, β) 30 Νοεμβρίου 1967 (Sulstarova 1986).



Σχ.4.6: Ισοσεισμικός χάρτης του σεισμού που έλαβε χώρα στις 30 Νοεμβρίου 1967 (Sulstarova and Kocial 1980).



Φωτογραφία 4.7: Το ρήγμα που παρατηρήθηκε στο σεισμό της 30 Νοεμβρίου 1967 στο χωρίο Pervalla (Sulstarova and Kocial 1980).



Σχ.4.8: Νεοτεκτονικός χάρτης της περιοχής Okshtum και των γειτονικών της (Aliaj et al 1996) και εστιακός μηχανισμός του σεισμού Dibra, 30 Νοεμβρίου 1967.

4.2.3 Λύσεις των εστιακών μηχανισμών για σεισμούς στην εγκάρσια ρηξιγενή ζώνη VED και πεδία τάσης

Έχουν μελετηθεί οι λύσεις εστιακών μηχανισμών, για 12 σεισμούς με $M > 5.0$, κατά την περίοδο 1959-1990, για την εγκάρσια ρηξιγενή ζώνη VED και για 2 σεισμούς με $M_s < 5.0$ στο κανάλι Otranto (Πίνακας 4). Το (Σχ.4.9) παρουσιάζει τις λύσεις εστιακών μηχανισμών των σεισμών αυτής της εγκάρσιας ζώνης, το πεδίο τάσης που προέκυψε από στατιστικές αναλύσεις των λύσεων των εστιακών μηχανισμών 70 σεισμών που έλαβαν χώρα στην Αλβανία την περίοδο 1959-1985 (Sulstarova 1986, 1987, 1988, Tagarc 1993) και τα νεοτεκτονικά χαρακτηριστικά της εγκάρσιας ζώνης VED που προέκυψαν από το νεοτεκτονικό χάρτη της Αλβανίας. (Aliaj 1996)

Nr	Date	Origine Time h m	Coordin.	Focal	Mag. Depth h, km	Nodal Plan 1 Ms strike (°)N	Nodal Plan 2 dip strike (°)N	Axes P dip strike (°)N	T plg. strike (°)N	Type of plg. strike (°)	References Displac.	
1	17 08 1959	01 33	40.90	19.80	24	5.8	105 80	10 66	145 10	51 24	strike-slip	Sulstarova, (1986)
2	01 09 1959	11 37	40.85	19.90	25	6.2	72 36	164 86	283 34	41 36	--	--
3	07 10 1959	08 30	41.00	19.80	25	5.7	67 64	340 88	292 16	28 20	--	--
4	12 03 1960	12 02	41.90	20.90	18	5.6	72 70	346 86	210 16	118 12	--	--
5	18 03 1962	15 30	40.70	19.60	27	6.0	62 30	321 84	271 43	28 32	--	--
6	26 07 1963	04 14	42.00	21.40	06	6.1	42 72	298 78	268 40	168 14	--	--
7	30 11 1967	07 23	41.35	20.40	10	6.6	42 50	265 50	248 66	335 01	norm+str-sl	re-estimated
8	02 12 1967	12 44	40.25	20.30	9	5.4	254 54	338 78	292 34	30 14	strike-slip	Sulstarova (1986)
9	26 08 1969	02 15	41.55	20.40	30	5.0	242 62	143 72	194 06	99 34	--	--
10	20 10 1974	11 25	39.57	18.83	1	4.9	17 77	110 78	24 2	334 18	--	Muço, (1994)
11	23 11 1974	18 46	39.74	18.94	49	4.7	47 73	302 49	172 16	275 42	--	--
12	21 10 1979	11 31	41.14	19.90	26	5.0	161 83	255 58	212 17	114 27	--	--
13	16 11 1982	23 41	40.78	19.60	15	5.7	70 44	152 82	210 24	100 38	strike-slip	--
14	16 01 1985	23 35	40.67	19.28	23	5.0	22 78	290 79	336 1	246 17	--	Muço, (1994)

Πίνακας 4: Λύσεις εστιακών μηχανισμών για τους σεισμούς της ζώνης VED και γειτονικών περιοχών για το διάστημα 1959-1990, $M_s \geq 5.0$ (Sulstarova et al 1997).

Οι λύσεις εστιακών μηχανισμών, της σειράς των σεισμών του Αυγούστου-Οκτωβρίου 1959 στην περιοχή Lushnja (Sulstarova 1986,1987,1988), έδειξαν ότι αυτή η σειρά σεισμών προκλήθηκε από εφελκυστικές τάσεις με διεύθυνση 20° - 25° BA και βύθιση 10° - 32° . Στη βάση του μακροσεισμικού πεδίου ανάλυσης και του επιφανειακού φαινομένου, το κομβικό επίπεδο με διεύθυνση B 72° A και διεύθυνση βύθισης NA, γίνεται αποδεκτό ως επίπεδο ρήγματος, το οποίο ταιριάζει με την κινηματική και γεωμετρία της μετάκλισης Lushnja. Τα ρήγματα είναι μεταεφελκυστικά οριζόντια άλματα, δεξιόστροφα για τους προσεισμούς και τον κύριο σεισμό και μετασυμπιεστικά οριζόντια άλματα για τους μετασεισμούς.

Η λύση εστιακού μηχανισμού του σεισμού της 18 Μαρτίου 1962 στην περιοχή Fieri (Sulstarova 1986,1987,1988), έδειξε ότι ο σεισμός προκλήθηκε από ρήγμα μεταεφελκυστικού οριζοντίου άλματος, δεξιόστροφου τύπου, με διεύθυνση B 62° A και διεύθυνση βύθισης 30° NA. Η λύση εστιακού μηχανισμού του σεισμού της 16 Νοεμβρίου 1982, με επίκεντρο κοντά στην πόλη Roskoneci (Sulstarova 1986,1987,1988) και η εστιακή λύση του σεισμού της 16 Ιανουαρίου 1985 (Mucó 1994), με επίκεντρο στην Αδριατική θάλασσα, στον κόλπο της Vlora, έδειξαν ότι και οι 2 σεισμοί προκλήθηκαν από ρήγματα με BA διεύθυνση που ταιριάζει με την κινηματική και γεωμετρία της ρηξιγενούς ζώνης VED. Τα ρήγματα είναι μετασυμπιεστικά οριζόντια άλματα δεξιόστροφου τύπου.

Προς το BA τμήμα της ρηξιγενούς ζώνης VED, στην περιοχή Dibra, η λύση εστιακού μηχανισμού του σεισμού της 30 Νοεμβρίου 1967 (Σχ4.8, 4.9) έχει επανακτηθεί. Το κομβικό πεδίο με διεύθυνση B 42° A και βύθιση 50° προς NA έγινε αποδεκτό ως επιπέδου ρήγματος. Αυτό το επίπεδο ρήγματος έχει την ίδια διεύθυνση με την επιφανειακή διάρρηξη, που παρατηρείται στη Qafa Pervalla-Sebishti (φωτογραφία 4.7). Το ρήγμα είναι κανονικό με μικρή, δεξιόστροφη

συνιστώσα, οριζοντίου άλματος. Το ΝΑ τέμαχος βυθίζεται προς το ΒΔ τέμαχος Elbasani-Dibra.

Πρόσφατα, ο Baker κ.α (1997) έδωσαν λύση εστιακού μηχανισμού για το σεισμό στις 30 Νοεμβρίου 1967, από κυματικό μοντέλο. Η λύση δηλώνει κανονικό ρήγμα αλλά διαφορετικής διεύθυνσης από τις προηγούμενες λύσεις (κομβικό επίπεδο 1, διεύθυνση $190^{\circ} \pm 30^{\circ}$, βύθιση 43° και κομβικό επίπεδο 2, διεύθυνση 7° και βύθιση 47°).

Στη λύση εστιακού μηχανισμού του σεισμού της 26 Ιουλίου 1963, στα Σκόπια το κομβικό επίπεδο με διεύθυνση $B42^{\circ}$ Α και βύθιση 72° ΝΑ, έγινε αποδεκτό ως το επίπεδο του ρήγματος. Αυτό το επίπεδο συμπίπτει με τη διεύθυνση του νεοτεκτονικού ρήγματος, νότια των Σκοπίων, με διεύθυνση ΑΒΑ (Arsonski e Hadzierski 1970, Arsonski 1970). Και σε αυτή την περίπτωση το ρήγμα είναι οριζοντίου άλματος, δεξιόστροφο. Η διεύθυνση του ρήγματος και η κίνηση του είναι όμοια με αυτήν της ρηξιγενούς ζώνης VED.

Από τις λύσεις εστιακών μηχανισμών που αναφέρθηκαν πιο πάνω και αυτές που αναφέρονται στον Πίνακα 4, είναι ξεκάθαρο ότι το ΝΔ τμήμα της ρηξιγενούς ζώνης VED, το εγκάρσιο ρήγμα ενεργεί ως μεταεμφελκυστικό ή μετασυμπιεστικό οριζόντιο άλμα, δεξιόστροφο, ενώ στην εσωτερική περιοχή από το Elbasani μέχρι την περιοχή Dibra, αυτό το ρήγμα ενεργεί ως κανονικό ρήγμα με δεξιόστροφη συνιστώσα οριζοντίου άλματος και ως μεταεμφελκυστικό οριζόντιο άλμα, δεξιόστροφο. Είναι πολύ σημαντικό να τονίσουμε ότι σε όλο το μήκος της ρηξιγενούς ζώνης VED, υπάρχει μια δεξιόστροφη συνιστώσα οριζοντίου άλματος και η βύθιση του ρήγματος είναι γενικά προς ΝΑ. Οι εστίες είναι επιφανειακές και βρίσκονται κυρίως πάνω από βάθος 30Km.

Είναι πολύ ενδιαφέρον να δούμε και τα πεδία τάσης, στην Αλβανία και τις γειτονικές περιοχές σε σύγκριση με την εγκάρσια ρηξιγενή ζώνη VED. Ο Tagari (1993) ερευνήσε, με τη μέθοδο των Carey και Mercier (1987) και χρησιμοποιώντας τα δεδομένα που δόθηκαν από μελέτες του Sulstarova, τις λύσεις των εστιακών μηχανισμών, των σεισμών που έλαβαν χώρα στην Αλβανία και τις γειτονικές περιοχές, για την περίοδο 1959-1985. Σε αυτή τη στατιστική μελέτη, επιβεβαιώθηκαν τα αποτελέσματα προηγούμενων ερευνών. Έτσι, στο Δυτικό τμήμα των Διναρίδων, Αλβανίδων και Ελληνίδων, στις εξωτερικές ζώνες, οι συμπιεστικές τάσεις επικρατούν, με άξονες κοντά στην παράκτια περιοχή και στην εσωτερική περιοχή επικρατούν τάσεις επέκτασης, με άξονες, Β 14° Α, διεύθυνσης στο ΒΑ τμήμα της Αλβανίας, Β της εγκαρσιότητας VED και ΒΔ-ΝΑ (Β 33° Δ) στη ΝΑ Αλβανία, νότια της εγκαρσιότητας VED. Αυτή η διεύθυνση των τάσεων επέκτασης, στο ΝΑ τμήμα, είναι όμοια με αυτή στο ΒΔ τμήμα της Ελλάδας (Sulstarova 1974, 1986, 1987, McKenzie 1972, 1978 Anderson e Jackson 1987, Papazachos κ.α 1992, Baker κ.α 1997).

Στη μελέτη του Tagari (1993) συσχετιζόμενη με τη ρηξιγενή ζώνη VED δόθηκαν οι εξής αναφορές για τις κύριες συνιστώσες τάσεις:

- Στις παράκτιες περιοχές βόρεια του εγκαρσίου ρήγματος Shkodra-Reja: $P=16^{\circ}$ Β, βύθιση $=3^{\circ}$, $T=124^{\circ}$ Β, βύθιση $=79^{\circ}$.

-Στην παράκτια περιοχή, μεταξύ του εγκάρσιου ρήγματος Shkodra-Peja και της εγκάρσιας ρηξιγενούς ζώνης VED:P=274°B, βύθιση=16°, T=164°, βύθιση=64°.

-Στην παράκτια περιοχή, νότια της εγκάρσιας ρηξιγενούς ζώνης VED:P=206°B, βύθιση=7°, T=97°, βύθιση=69°.

-Στην εσωτερική κεντρική περιοχή των Αλβανίδων:P=262°B, βύθιση=2°, T=168°, βύθιση=62°.

-Στην εσωτερική ζώνη των Αλβανίδων, βόρεια της εγκάρσιας ρηξιγενούς ζώνης VED, στο ΒΑ τμήμα της Αλβανίας:P=152°B, βύθιση=74°, T=14°B, βύθιση=10°.

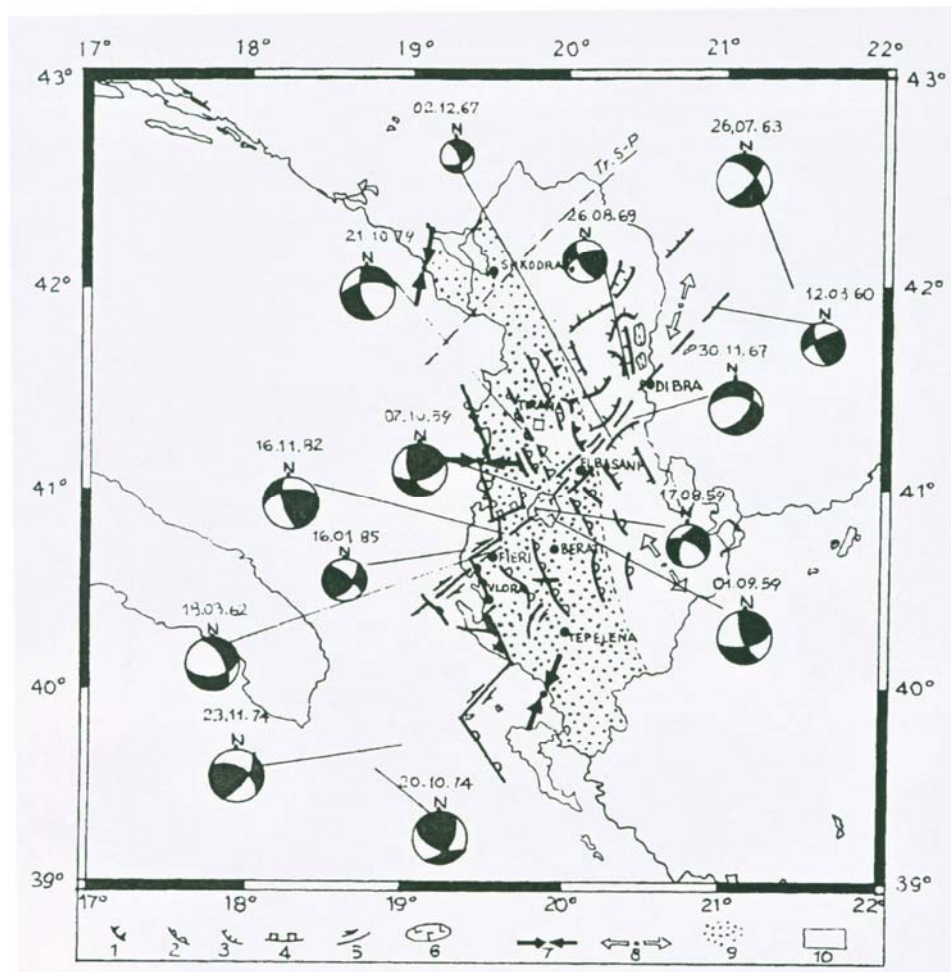
-Στο ΝΑ τμήμα της Αλβανίας, νότια της εγκάρσιας ρηξιγενούς ζώνης VED:P=246°B, βύθιση=64°, T=327°B, βύθιση=15°.

Οι τιμές των συνιστωσών των κύριων τάσεων, που αναφέρθηκαν πιο πάνω παρουσιάζονται στο Σχ.4.9

Οι μικροτεκτονικές μελέτες που έγιναν στη ρηξιγενή ζώνη VED, στην περιοχή Elbasani-Librazhdi (Tagari 1993, Aliaj 1996), δείχνουν ότι επικράτησαν εφελκυστικές τάσεις με διεύθυνση 14°B και βύθιση=17° και αυτό το ρήγμα έδρασε ως κανονικό με οριζόντιο άλμα δεξιόστροφης συνιστώσας. Αυτά τα δεδομένα είναι σχεδόν ίδια με αυτά που πάρθηκαν από τις λύσεις εστιακών μηχανισμών.

Το πεδίο τάσης που παρουσιάζονται στο Σχ.4.9 και προέκυψε από στατιστικές αναλύσεις των λύσεων των εστιακών μηχανισμών, υποστηρίζει τα συμπεράσματα αυτής της έρευνας, ότι δηλ. στη ρηξιγενή ζώνη VED, η κίνηση είναι, γενικά του τύπου οριζόντιο άλμα δεξιόστροφο.

Από τις αναλύσεις του εστιακού μηχανισμού, των ισχυρών σεισμών που αναφέρθηκαν, συμπεραίνουμε ότι το εγκάρσιο ρήγμα στη ζώνη VED εκτείνεται πέρα από το χώρο της Αλβανίας προς ΒΑ προς τη FYROM και πιο πέρα και σε ΝΔ διεύθυνση προς την Αδριατική θάλασσα. Πιστεύεται ότι η εγκάρσια σεισμογενής ζώνης VED έπαιξε και παίζει σημαντικό ρόλο, όχι μόνο στην Αλβανία αλλά και στην περιοχή των Βαλκανίων, συμπεριλαμβανομένης και της Αδριατικής θάλασσας.



Σχ.4.9: Χάρτης των λύσεων των εστιακών μηχανισμών της ζώνης VED, το πεδίο τάσης της ζώνης, αποτέλεσμα λύσης των εστιακών μηχανισμών 70 σεισμών που έλαβαν χώρα στην Αλβανία και γειτονικές περιοχές, την περίοδο 1959-1985 (Sulstarova 1986,1987, Tagari 1993) και νεοτεκτονικά χαρακτηριστικά της ζώνης VED (Aliaj et al 1996).1) μέτωπο επώθησης που χωρίζει τις εσωτερικές και εξωτερικές περιοχές, 2)ανάστροφο και ρήγμα οπισθο-επίπλευσης, 3)κανονικό ρήγμα, 4)μετάκλιση, 5)οριζόντιο άλμα ρήγματος, 6)διαπειρικός δόμος, 7)άξονας συμπίεσης, 8)άξονας τάσης, 9)ζώνη συμπίεστικού πεδίου τάσης, 10)ζώνη εφελκυστικού πεδίου τάσης, Tr S-P: Shkodra -Peja εγκάρσιο ρήγμα.

5. ΣΥΜΠΕΡΑΣΜΑΤΑ

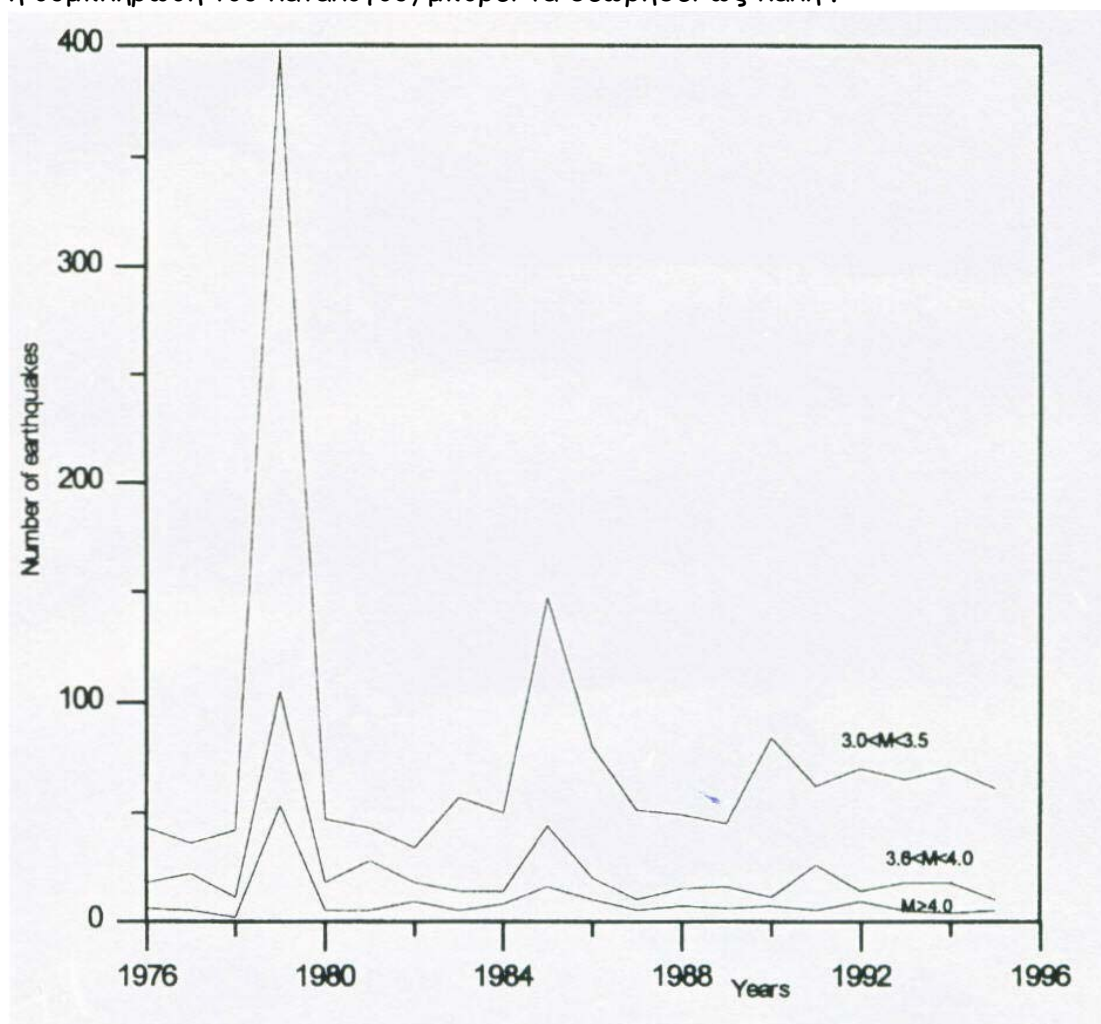
Η έλλειψη Τριτογενούς περιφερειακής μεταμόρφωσης σε όλη την έκταση του Αλβανικού ορογενούς, σε σύνδεση με τη λιθοστρωματογραφική σύνθεση δείχνει, ότι η δομή του συνδέεται με την εξέλιξη μιας συσσωρευμένου πρίσματος περιοχής. Αναπτύχθηκε, κατά τη διάρκεια μιας Τριτογενούς πλάκας σύγκλισης με πορεία προς την ανατολικότερη Μεσογειακή περιοχή, μεταξύ του βάρους της πλάκας των Εξωτερικών Αλβανίδων, θεωρώντας το ως όριο της Απουλίας πλάκας και τη στέγη ρήγματος της Korabi πλάκας, τα οποία εντοπίζονται μεταξύ Αφρικής και Ευρασίας. Οι δύο πλάκες συγκρούονται δημιουργώντας τη D1 λεπίωση και σημαντική πάχυνση του φλοιού, η παρουσία των οφειολίθων της Mirdita θεωρούνται ως κατάλοιπα του κλειστής λεκάνης, μεταξύ των δυο πλακών. Μετά από τη συσσώρευση των D1 επωθημένων καλυμμάτων και τη πάχυνση του φλοιού, η εκτεταμένη τεκτονική και η ηπειρωτική ανύψωση, έπαιξαν ρόλο για το σχηματισμό της πρόσφατης δομής της Αλβανικής ορογενετική ζώνης.

Η Τριτογενής κινηματική εξέλιξη των Αλβανίδων, που παρουσιάζεται, βρίσκεται σε συμφωνία με την ευρύτατα αποδεχόμενη Τριτογενή κινηματική ιστορία των Β. Ελληνίδων που θεμελιώθηκε από τους Aubouin(1959), Kiliass και Mountrakis(1987) κ.α. Εκτός από αυτό, τα τεκτονικά παράθυρα στις Εσωτερικές Αλβανίδες μπορούν να σχετιστούν με τη σειρά των τεκτονικών παραθύρων της Β. Ελλάδος (Godfriaux 1968, Kiliass and Mountrakis 1985, 1987, Kiliass et al 1991, Shermer 1993). Ωστόσο οι Αλβανίδες στερούνται της υψηλής-πίεσης, ζώνης μεταμόρφωσης που είναι καλά ανεπτυγμένη στις Ελληνίδες, μεταξύ της κατώτερης πλάκας των Εξωτερικών Ελληνίδων, σχετιζόμενες με τις Εξωτερικές Αλβανίδες ζώνες και της ανώτερης πλάκας της εσωτερικής Πελαγονικής μικροηπείρου. Η απουσία των πετρωμάτων υψηλής πίεσης στις Αλβανίδες οφείλεται στο γεγονός ότι τα ορατά μέρη της κατώτερης πλάκας, στα πολλά τεκτονικά παράθυρα της Αλβανίας, ανήκουν σε μια πιο εξωτερική περιοχή του ορογενούς πρίσματος επαύξησης και ότι τα πετρώματα υψηλής πίεσης να είναι θαμμένα πιθανόν εκατέρωθεν της ανώτερης πλάκας Korabi, σε πιο εσωτερικά και βαθύτερα φλοιώδη στρώματα.

Γενικά υπάρχουν μερικές διαφορές στη λιθοστρωματογραφική σύνθεση των ανωτέρων πλακών και των δυο ορογενετικών ζωνών αλλά δεν είναι τόσο σοβαρές ώστε να αλλάζουν την ομοιότητα της Τριτογενούς δομικής εξέλιξης και τη γεωδυναμική θέση: Η Πελαγονική ανώτερη πλάκα στις Ελληνίδες αποτελείται στα βαθύτερα στρώματα της από πολυμεταμορφική κρυσταλλική βάση τοποθετημένη απ' ευθείας πάνω στις Εξωτερικές Ελληνίδες ή στα πετρώματα υψηλής πίεσης. Αντιθέτως στις Αλβανίδες τα βαθύτερα στρώματα της ανώτερης πλάκας Korabi αποτελούνται από χαμηλού βαθμού μεταμορφωμένα πετρώματα του Αν-Μ. Παλαιοζωικού που δε βρίσκονται στο Ελληνικό ηπειρωτικό τέμαχος.

Παρόλα αυτά και οι δυο περιοχές οι Ελληνίδες και οι Αλβανίδες, είχαν παρουσιάσει σύνθλιψη μεταξύ Αφρικανικής - Ευρασιατικής πλάκας, κατά τη διάρκεια του Τριτογενούς και συγκροτήθηκαν από την ίδια γεωδυναμική εξέλιξη και την ίδια πρόοδο παραμόρφωσης.

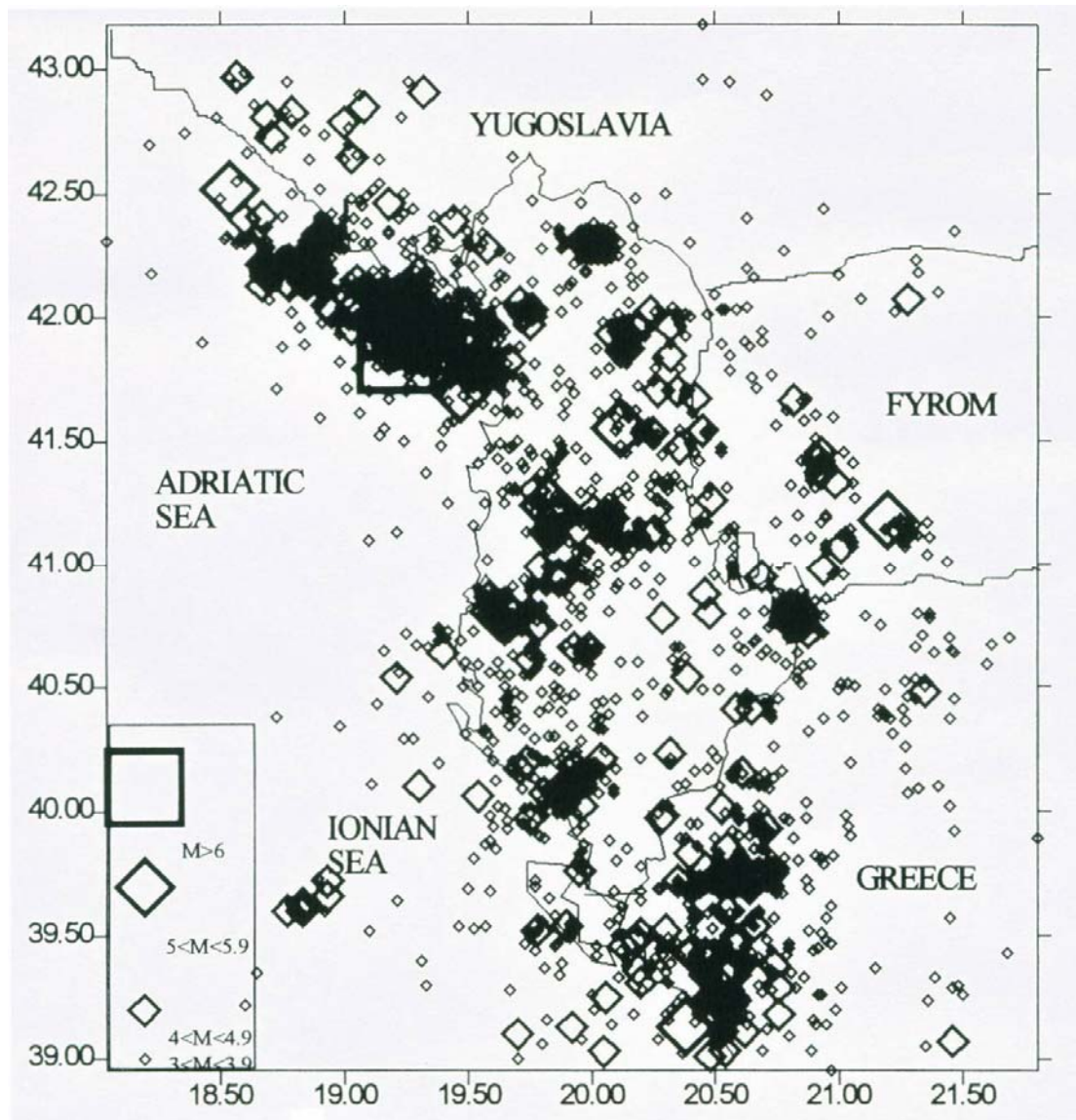
Ο συνεχής έλεγχος, η σταθερή μέθοδος υπολογισμού των υποκέντρων και των ενεργητικών παραμέτρων και η κάλυψη της , μαζί με ένα σταθερό αριθμό σεισμολογικών σταθμών, είναι παράγοντες που εξασφαλίζουν τη συμπλήρωση ενός καταλόγου. Το Σχ.5.1 δείχνει τη κατανομή των αριθμών των σεισμών, ανα έτος, με διάφορα μεγέθη. Επειδή δεν υπάρχει πορεία, στη διακύμανση του αριθμού των σεισμών μεγέθους $M_L > 3.0$ που μετρήθηκαν την περίοδο 1976-1995, η συμπλήρωση του καταλόγου, μπορεί να θεωρηθεί ως καλή .



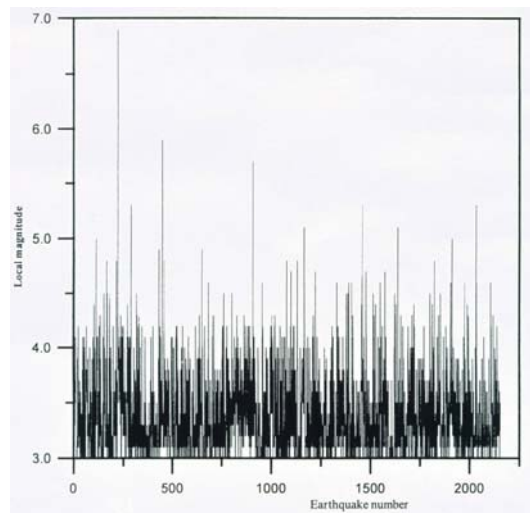
Σχ.5.1: Διακύμανση του αριθμού των σεισμών ανά έτος για διαφορετικά μεγέθη (Musco 1988).

Τα επίκεντρα των σεισμών του καταλόγου έχουν χαρτογραφηθεί στο Σχ.5.2. Από τους 2153 σεισμούς που έγιναν στην περιοχή στην περίοδο 1976-1995, οι περισσότεροι έχουν μέγεθος $3.0 < M < 3.9$, ελάχιστοι είναι αυτοί που έχουν μεγέθη $4.0 < M < 4.9$ και αμελητέοι αυτοί με μέγεθος $M < 5.0$ (Σχ.5.3).

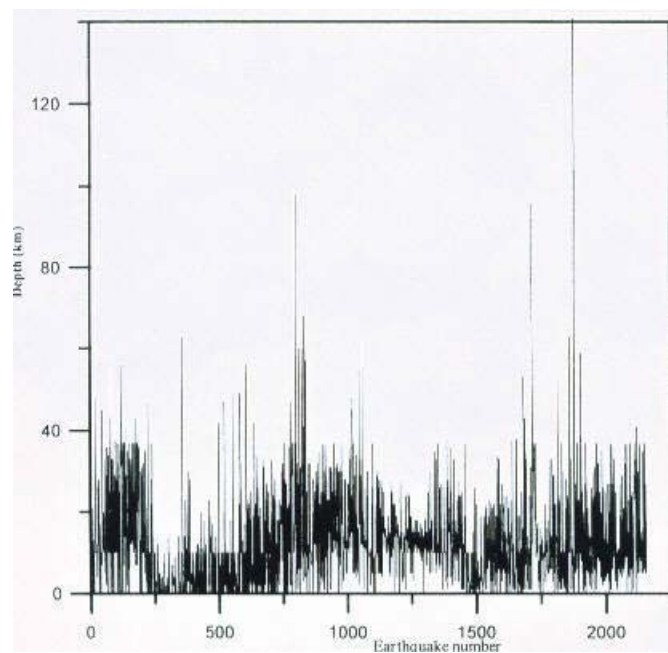
Η σεισμική δραστηριότητα στην Αλβανία, γι' αυτό το διάστημα χαρακτηρίζεται από μικροσεισμούς και σεισμούς μικρού μεγέθους. Οι πιο ευδιάκριτες περιοχές σεισμικής δραστηριότητας είναι δυο και αυτές είναι: η ακολουθία στα σύνορα Μαυροβουνίου-Αλβανίας και η συγκέντρωση Νικάϊ-Μερτούρι στη βόρεια Αλβανία, που διήρκησε από το Νοέμβριο του 1985 ως τον Αύγουστο του 1986. Τα βάρη των σεισμών αυτών δεν ξεπερνούν τα 40Km (Σχ.5.4) και αυτό συμβαίνει σε λίγες περιπτώσεις κυρίως στα εξωτερικά της Αλβανίας.



Σχ.5.2:Χάρτης με όλους τους σεισμούς του καταλόγου(Musco 1998).



Σχ.5.3: Κατανομή των μεγεθών των σεισμών, 1976-1995(Musco 1998).



Σχ.5.4: Κατανομή του εστιακού βάθους των σεισμών, 1976-1995(Musco 1998).

Για αυτό το χρονικό διάστημα μελετήθηκε η κατανομή της σεισμικής ενέργειας που ελευθερώνεται και τα αθροιστικά μεγέθη και βγήκαν τα ακόλουθα συμπεράσματα: η σχετικά υψηλή ενέργεια και τα μεγάλα αθροιστικά μεγέθη της Β. Αλβανίας, οφείλονται στην πρόσφατη δραστηριοποίηση του ρήγματος μετασχηματισμού του Shkoder-Peja. Το υψηλότερο μέγεθος που έδωσε το ρήγμα αυτό είναι $M_L=5.1$. Αυτή η ζώνη έχει παρουσιάσει επίσης την ευδιάκριτη συγκέντρωση δραστηριότητας, κατά την περίοδο αυτή, την συγκέντρωση Nikaž-Merturi από το Νοέμβριο του 1985 μέχρι τον Αύγουστο του 1986.

Έχουν καθοριστεί οι λύσεις, του επιπέδου του ρήγματος, για 13 σεισμούς στην νότια Δαλματία, Αλβανία και ΒΔ Ελλάδα, χρησιμοποιώντας κυματική αναστροφή P και SH . Οι ακτές Δαλματίας και Αλβανίας είναι περιοχές με γρήγορη εξέλιξη και τουριστικό ενδιαφέρον, και έτσι μια καλύ ανάλυση των εστιακών μηχανισμών, είναι πολύ σημαντική για το σεισμικό κίνδυνο ανάλυσης και της ομοιότητας με μοντέλα, ισχυρών εδαφικών κινήσεων. Το μεγαλύτερο γεγονός στην περιοχή, έλαβε χώρα στο Μαυροβούνιο, στις 15/04/1979 ($M_w=6.9$). Τα 13 γεγονότα και τα 11 επιπρόσθετα, που είχαν παλαιότερα δημοσιευτεί, συνιστούν μια αξιόπιστη βάση στοιχείων για την περιοχή. Τα αποτελέσματα του κυματικού μοντέλου, τονίζουν τις προηγούμενες γνώσεις, για την σεισμοτεκτονική της περιοχής.

Τα γεγονότα κατά μήκος της ακτής της νότιας Δαλματίας, διαμέσου Αλβανίας, που εκτείνονται στον Αμβρακικό κόλπο στη ΒΔ Ελλάδα, σχετίζονται με οριζόντιες συμπίεστικές τάσεις και ανύσματα του άλματος του ρήγματος, δηλώνουν μικρότερη, σε ΒΑ-ΝΔ, διεύθυνση, κυρίως κατά μήκος, μικρής γωνίας, επιππευτικών ρηγμάτων, διεύθυνσης $B326^\circ \pm 22^\circ \Delta$ και βύθισης προς την ενδοχώρα. Στην Αλβανία, τα βάθη των γεγονότων, δηλώνουν ότι τα τμήματα του κατώτερου φλοιού περικλείονται στους μηχανισμούς εφίππευσης. Οι τομές των τμημάτων δείχνουν P άξονες να βυθίζονται προς την ενδοχώρα και κοντά στους οριζόντιους T άξονες. Η διαδικασία επώθησης και η εξέλιξη της επιππευτικής σφήνας, (Davis e Engelder 1985) διευκολύνονται από τη διάδοση των εβαποριτών, οι οποίοι αποτελούν το υπόβαθρο της δυτικής Αλβανίας και του Αδριατικού τεμάχους (Serjani e Mehilika 1995). Η μεγαλύτερη ανύψωση, στη δυτική Αλβανία, είναι περίπου 2500m, ενώ η μέγιστη βύθιση, κάτω από το επίπεδο της θάλασσας, είναι στην Αδριατική θάλασσα, περίπου 1000m(Σχ.3.12). Αυτή η μετάβαση, από τα 100m κάτω από το επίπεδο της θάλασσας μέχρι τα 2500m πάνω από το επίπεδο της θάλασσας, συμβαίνει σε 200Km, έτσι ώστε η επιφανειακή κατωφέρεια να είναι $\sim 1^\circ$, που είναι τυπική τιμή για ζώνες εφίππευσης, σε σύγκριση με την τιμή των $8^\circ-12^\circ$ για ζώνες με σχετικά ισχυρή βασική απόσπαση (Davis κ.α 1983, Davis e Engelder 1985).

Τυποποιήθηκαν 2 γεγονότα, ένα κατά μήκος του ορογενούς στην Αλβανία(970516) και ένα δεύτερο στη ΒΔ Ελλάδα(960726), τα οποία σχετίζονται με μια Α-Δ οριζόντια τάση. Αυτή η Α-Δ τάση, κατά μήκος κανονικών ρηγμάτων, παρατηρείται επίσης και κατά μήκος της οροσειράς των Ελληνίδων,

που διασχίζει την Πελοπόννησο, Κρήτη και Ρόδο και εκτείνεται προς τις Τουρκικές ακτές (King κ.α 1983, Παπαζάχος κ.α 1986, Κυρατζή κ.α 1987, Lyon-Kaen κ.α 1988, Παπαζάχος και Κυρατζή 1996). Στο νότιο Αιγαίο, η Β-Ν κανονική ρηγμάτωση αποδίδεται στο γεγονός ότι τα νέα ρήγματα στην υπερκείμενη πλάκα (πλάκα Αιγαίου) έχουν διεύθυνση που συμπίπτει με το αζιμούθιο της οριζόντιας τάσης, που μεταφέρεται από την εισερχόμενη πλάκα (Αφρική), διαμέσου της υποβυθιζόμενης μεσοφάσης (Armijo κ.α 1986). Όσο αφορά τη Β-Ν ρηγμάτωση, κατά μήκος της ορογενετικής ζώνης (ΒΔ Ελλάδα και Αλβανία), έχει προταθεί μια ποικιλία ερμηνειών, όπου όλες φαίνονται λογικές. Πράγματι, μοντέλα μηχανισμών της πλάκας που οδηγεί, αξιώνει τη συνύπαρξη της επώθησης και της κανονικής ρηγμάτωσης, στις ζώνες σύγκρουσης (Bott 1993). Η συμπίεση αποδίδεται στην πυκνή λθοσφαιρική διόγκωση και η τάση στη μικρή πυκνότητα του φλοιού. Αυτό εξηγεί γιατί η τεκτονική σύσπαση επηρεάζει μια πτέρυγα, μιας ορογενετικής ζώνης, ενώ η επεκτατική κατάρρευση επηρεάζει τα κεντρικά τμήματα και τη μακρινή πτέρυγα (Dewey 1988). Άλλοι ερμηνεύουν τα κανονικά ρήγματα σε μία ορογενετική ζώνη, ως γεγονότα δευτερογενούς πίεσης, περιορισμένα σε πολύ μικρά βάθη, όπου μπορεί να ερμηνευθούν ως μικρή αντίδραση, σε ένα σκελετό μιας τοπικής διαδικασίας επώθησης (Eva κ.α 1997, Willett 1999). Μερική επέκταση, οφείλεται στην ελευθέρωση πιθανής ενέργειας, που αποθηκεύεται σε ανυψωμένη ορεινή περιοχή. Η βαρύτητα που δρα σε μια ανυψωμένη περιοχή παίζει σημαντικό ρόλο. Αυτή η ζώνη, με Α-Δ τάση πρέπει να θεωρηθεί ως αποτέλεσμα ενός συστήματος τάσης, που προκλήθηκε από τη βαρύτητα που συνδέθηκε με δυνάμεις που δρουν στο περιβάλλον.

Η κατανομή των επικέντρων, των ισχυρών και ασθενών σεισμών, η κατανομή των μετασεισμών των ισχυρών σεισμών, η μετανάστευση των επικέντρων των σεισμών, η διεύθυνση των αξόνων των ισοσεισμικών χαρτών με ΒΑ επέκταση και οι λύσεις εστιακών μηχανισμών των ισχυρών σεισμών, επιβεβαιώνουν την ύπαρξη μιας ρηξιγενούς, εγκάρσιας ζώνης από Vlora ως Elbasani και Dibra, με ΒΑ διεύθυνση στην ενδοχώρα της Αλβανίας. Αυτή η ζώνη συνεχίζεται προς τα ΒΑ μέσα στη FYROM και προς τα ΝΑ στην Αδριατική Θάλασσα. Αυτό το ρήγμα είναι ενεργό, σε όλο το μήκος του, στην περιοχή της ενδοχώρας, και θεωρείται η πιο δυναμική εγκάρσια σεισμογενετική ζώνη στην Αλβανία και κοντά σε αυτήν.

Από τον εστιακό μηχανισμό των ισχυρών σεισμών και τις μικροτεκτονικές μελέτες, συμπεραίνεται ότι, οι κινήσεις στο εγκάρσιο ρήγμα είναι δεξιόστροφες οριζοντίου άλματος και, γενικά, μεταεφελκυστικές.

Είναι σημαντικό, να γίνουν βαθύτερες σεισμολογικές, σεισμοτεκτονικές και γεωφυσικές μελέτες για να γίνει κατανοητός ο ρόλος της εγκάρσιας ρηξιγενούς ζώνης VED, όσον αφορά τη σεισμοτεκτονική της περιοχής.

Προς τα ΝΔ του κόλπου Vlora, κοντά στο στενό Otranto, καταγράφηκε μια μικρή ομάδα γεγονότων, τα οποία θεωρούνται σημαντικά. Οι λύσεις των εστιακών μηχανισμών των 2 ισχυρότερων σεισμών έχουν επιτευχθεί από

διάφορους επιστήμονες (D'Inglo 1980, Sulstarova 1986, Muco 1994). Οι σεισμοί ήταν: 20 Οκτωβρίου 1974, με $M_s=4.9$ (11h 25m, 39°57B 18°87 A) και 23 Νοεμβρίου 1974, με $M_s=4.7$ (18h 46m, 39°74B 18°94A). Σε όλες τις λύσεις, ένα από τα κομβικά επίπεδα έχει ΒΑ διεύθυνση και οι κινήσεις στο ρήγμα είναι μετασυμπιεστικές οριζόντιου άλματος, δεξιόστροφες. Αυτή η κίνηση είναι όμοια με τις κινήσεις της εγκάρσιας ρηξιγενούς ζώνης VED.

Οι Anderson και Jackson (1987) υπογραμμίζουν στη μελέτη τους ότι, το όριο μεταξύ Αδρίας και Αφρικής, μπορεί να εντοπισθεί στο νοτιότερο τμήμα της Αδριατικής Θάλασσας, κοντά στο στενό Otranto. Πρέπει να βρίσκεται μεταξύ των περιοχών, Σικελίας και Καμπανίας, της χερσονήσου της Ιταλίας και πιθανόν διασχίζει την ακτογραμμή των Βαλκανίων, νότια του Μαυροβουνίου. Αν ευσταθεί αυτή η υπόθεση και βασιζόμενοι στη λύση εστιακών μηχανισμών, των 2 προαναφερθέντων σεισμών, φαίνεται ότι αυτό το όριο μπορεί να διασχίζει την ακτογραμμή των Βαλκανίων κοντά στην πόλη Vlora, και συνεχίζει σε ΒΑ διεύθυνση, κατά μήκος της εγκάρσιας ρηξιγενούς ζώνης VED. Επομένως, το Αδριατικό τέμαχος, το οποίο κινείται σε ΒΑ διεύθυνση, συνδεδεμένο με την Ευρασιατική πλάκα, και περιστρέφεται αριστερόστροφα με πόλο περιστροφής στην Βόρεια Ιταλία, συγκρούεται με το Αλβανικό ορογενές. Είναι υπεύθυνο για τη σεισμική δραστηριότητα και τη μορφή και προσανατολισμό της παραμόρφωσης στο Αλβανικό ορογενές και στις γειτονικές περιοχές.

ΒΙΒΛΙΟΓΡΑΦΙΑ

- Aliaj, Sh. (1970): Harta tektonike e Albanideve te jashtem jugore, shkalla 1:500.000-Bul.USHT.Ser.Shk.Nat.Nr.3,53-65,Tirana.
- (1971):Ultesira Adriatike dhe strykturat e saj ne driten e te dhenave gjeofizike-Bul.USHT.Ser.Shk.Nat.Nr.3,25-41, Tirana.
- (1979):Sizmotektonika dhe kriteret gjeologjike te sizmicitetit te shqirerise-Cand.Sei.Thesis,Archive of Institute of Seismology, 251p. Tirana.
- (1982):General features of neotectonic structure of Albania. Earth.Risk Reduction in the Balkan Region.-Unesco, A15-A22, Athens.
- (1987):Disa ceshtje themelore te evolucionit structural te zonave te jashteme te Albanideve. -Bul.Shk.Gjeol.NR.4,3-20. Tirana.
- (1994a):Nappe structures in Sotheastern Albania.-Bull.Soc.Geol.Greece vol xxx/2,459-466,Athens.
- (1994b):Evolution of Tertiary molassic basins in Albania.-Symposium"The Petroleum Potential and Geology of Black Sea area, 3 Abstract
- (1994c):Modeli i legjendes se Hartes Neotektonike te Shqiperise-Nafta Shqiptare Nr.2, 49-54, Fier.
- (1996):Neotectonic and seismotectonic of Drini fault zone(Eastern Albania) The Journal of Natural and Technical Sciences vol.1 Nr 1, 81-92, Published by Academy of Sciences of Albania, Tirana.
- (1998):Neotectonic structure of Albania.-AJNTS Nr4,15-42,Tirana
- Aliaj,Sh, Mehilla,LL.,Gjenerali,DH.,Xhomo A., Sylari V., Veizi.V,Sadushi P, Mece B and Curri F(1991):Mekanizmi i formimit te strukturave ne brezin antiklinal te kurreleshit(Zona Jonike).-Bul.Shk.Gjeol.Nr.1,179-188, Tirana.
- Aliaj Sh.,Melo V.,Hyseni A., Skrami J., Mehilla LL, Muco B, Sulstarova E., Prifti K., Xhomo A., Shkupi D., Sejdiu B., and Jano K.(1995):Harta Neotektonike e Shqiperise(toke e det) ne shkalle 1:200.000.-Archive of Institute of Seismology, Tirana.
- Aliaj Sh., and Sulstarova E(1994):On the Seismogenic Zoning in Albania.-First Workshop on Seismicity and Seismotectonic of Adriatic region 15p, Trieste.
- Alther R., Kreuzer H., Wendt I., Lenz H., Wagner G.-A., Keller J., Harre W., Hohndorf A., (1982): A Late Oligocene/Early Miocene high temperature belt in the Attico - Cycladic crystalline complex. Geol. Jahrb. M E23, 97-164.
- Anderson H and Jackson J.1987. Active Tectonics of the Adriatic Region, Geophys J. R.astr.Soc.91, 937-983.
- Anon, 1983 Geological map Albania 1:200.000 Iast. Stud. Proj. Gjeol. Inst. Geol. Naftes, Tirana.
- Armija, Tapponier, Mercier and Han , 1986, Quaternary Extension in Southern Tibet:Field Observations and Tectonic Implications, J Geophys. Res.91,13, 803-13,872
- Arsovski M. 1970:Contemporary tectonic properties of some seismic active zone in Yugoslavia, Bulgarian Acad.Sc Earthquake Engineering Proceed 3rd Europe Symposium Earthquake Engineering, Sofia p.p 181-188.

- Arsovski M.(1974):General characteristics of Neotectonic Structure in SFR Yugoslavia-Proc. Of the seminar on the Seismotectonic Map of the Balkan Region, 17-26 April 1973, 17p Unesco, Skopje.
- Arsovski M. And Hadzierski D. 1970:Correlation between neotectonics and seismicity of Macedonia, Tectonophysics 9, 129-142.
- Aubouin J. 1973:Des tectoniques surerposees et de leur signification par rapport aux modelles geophysiques: L'exemple des Dinarides;paleotectonique, tectonique,tarditectonique, neotectonique.-Bull.Soc.Geol.France,(7),XV 426-460,Paris.
- Aubouin J., Blanchet, Cabet, Celet, Charvet, Chorowicz, Cousin, Rampoax, 1970 Essai sur la geologie des Dinarides, Bull. Soc. Geol. France 12, 1060-1095.
- Aubouin, Ndojaj 1964:Regard sur geologie de l'Albanie et sa place dans la Geologie des Dinarides.Bull.Soc. Geol France 7, 593-625.
- Baker, Hatzfeld, Lyon-Caen, Papadimitriou and Rigo 1997:Earthquake Mechanisms of the Adriatic Sea and Western Greece, Geophys J. Int.131, 559-594.
- Beccaluva, Coltorti, Pvmeti, Saccani, Siena, Zeda 1994:Mid-ocean ridge and suprasubduction affinities in the ophiolitic belts of Albania. Ofioliti 19, 77-96.
- Bega Z. (1995):Sistemi mbihipes dhe kundrambihipes ne zonat e jashtme te Albanideve. D.Sci. Thesis, Archive of Faculty of Geology and Mining, 155p Tirana.
- Bicoku T. (1964):Analiza dhe pergjithesimi i rezultateve te punimeve sizmometrike ne Ultesiven Pranadriatike dhe zgjedhja e metodes sizmike me rationale per te. -Cand.Sci. Thesis, Central Archive of Geology, 271p, Tirana
- Bicoku T. and Aliaj Sh. (1974): Disa tipare Kryesore te strukture neotectonike te Shqiperise. - Permbi. Stud. Nr 3, 5-50 Tirana.
- Bjellostockij I.I. (1978):Stroenie i formirovanie tektoniceskih pokrovov.- NEDRA, 259p Moskva.
- Bott M. H. P. (1993): Modelling the Plate-driving Mechanism, J. Geol.Soc 150,941-951.
- Brunn J. H (1956): Contribution a l'etude geologique du Pinde Sertentrionale et d'une partie de la Macedoine occidentale. - Ann. Geol. Des pays helleniques, 1 serie, VII,358p, Athens.
- Burchfiel B. C., (1980): Eastern European alpine system and the Carpathian orocline as an example of collision tectonics. Tectonophysics 63, 31-61.
- Carey E. and Mercier I.L (1987):A numerical method for determining the state of stress using focal mechanisms of earthquake populations: aplication to Tibetan teleseismas and microseismicity of Southern Peru, Earth and Planet.Sci. Let.82, 165-179.
- Collaku A., Cadet J. P. (1991):Sur i allochtoni des Albanides:apport des donnees de l'Albanie septentrionale Bul. Shk. Geol 1, 255-270.
- Cushing E. M. (1985):Evolution structuare de la marge Nord-Ouest hellenique dans l'ile de Levkas et ses environs.-These de troisieme cycle, Univ. Paris XI-Orsay, 297p, Paris.
- Davis D. and Engelder T. (1985):The Role of Salt in Fold and Thrust Belts, Tectonophysics 119,67-88.
- Davis D., Suppe and Dahlen, (1983): Mechanics of Fold-and-thrust Belts and Accretionary Wedges J. Geophys. Res. 94, 10, 347- 10,354.
- Dercourt J. Et al, (1986):Geological evolution of the Tethys belt from the Atlantic to the Pamirs since the Lias. Tectonophysics 123, 241-315.
- Dewey J. 1988:Extensional collapse of orogens. Tectonics 7, 1123-1139.
- Diamanti F., Sadikaj Y., Zaimi L., Tuche I., Gjaka M., Prifti I., and Murataj B.(1995):Hydrocarbon potential of Albania-Symposium Albpetrol '95 November 23-26, 37-64, Fier.

- Dinter D.-A., Roxden L., (1993): Late Cenozoic extension in northeastern Greece: Strymon Valley detachment system and Rhodope metamorphic core complex. *Geology* 21, 45-48.
- D'Inglo G., Calgagnile and Panza (1980): On the fault-plane solutions in the central eastern Mediterranean Region, *Bolletine di Geofisica Teorica ed Applicata* XXII, 85, 13-22.
- Duerr S., Altherr R., Keller J., Okrusch M., Seidel E., (1978): The median Aegean Crystalline belt: stratigraphy, structure, metamorphism, magmatism. In: Cloos H., Roederand D., Schmidt K., (Eds), *Alps, Appenines, Hellenides*. IUCG Sci. Rep. Stuttgart, pp 455-477.
- Eva E., Solarino and Eva C. (1997): Stress Tensor Orientation Derived from fault Plane Solutions in the southwestern Alps, *Teophys Res.* 102, 8171-8185.
- Finetti I., and Morelli C., (1972): Wide scale Digital Seismic Exploration of the Mediterranean sea. *Boll. Geof. Teor. Appol.* Vol. XIV, 56, 291-341, Roma.
- Giese P. and Reuter K. J. (1978): Crustal and structural features of the Margins of the Adria Microplate.-In: *Alps, Apennines, Hellenides*. - E. Schweizerbart'sche Verlagsbuchandlung, p.p 565-588 Stuttgart.
- Gjata K., Kodra A., Mustafa F., Zhukri E., and Huta B. (1984): Rreth pranise se depozitimere te Miocenit te mesem ne rajonin e Dibres *Bul. Shk. Gjeol.* Nr 4, 23-31, Tirana.
- Gjata Th., Theodhori P., Kici V., Marku D., and Pirdeni A. (1987): Stratigrafia dhe Kushtet e formimit te depozitimere jurasike ne pjeset periferike te zones se Mirdites (Albanidet Lindore).-*Bul. Shk. Gjeol.* Nr 4, 101-111, Tirana.
- Gjeologjia e Shqiperise (1982): Tekst sqarues i hartes Gjeologjike te Shqiperise ne shkalle 1:200.000. *Archive 15PGS*, 343p, Tirana.
- Godfriaux J. (1968): Etude geologique de l'Olympe (Greece). *Ann. Geol. Pays Hellen* 19, 1-282.
- Hancock M., (1985): Brittle microtectonics principles and practise. *J. Struct. Geol.* 7, 437-457.
- Hanmer S., Passchiew C. W., (1991): Shear Sense indicators a review. *Geol. Surv. Can. Pap.* 90, 1-71.
- Harta Gjeologjike e Shqiperise 1983.
- Herrman R. B., (1979): Fasthypo - a hypocenter location program. *Earthquake Notes* 50, 64-83.
- Hoxha M. and Boullier A., (1995): The Peridotites of the Kukes ophiolite (Albania): Structure and Kinematics, *Tectonophysics* 249, 217-231.
- Hyseni (1995)
- Jacobshagen V., κ.α (1986): *Geologie von Griechenland*. - Gebruder Borntraeger., 363p, Berlin-Stuttgart.
- Kabo M., Aliaj Sh., Demiri M., Gruda Gj., Jaho S., Krutaj F., Lamani F., Mecaj N., Melo V., Pano N., Pumo E., Qirjazi P., Sala S. and Spahia Sh. (1990): *Gjeografca fizike e Shqiperise* (vellimi 1). Kombinati Poligrafik-Shtypshkranja e Re, 420p, Tirana.
- Kalezic M., Skuletic D and Perovic Z., (1976): Geoloski sosta i tektonika priobalnog dijela Jadrana na teritoriji SR Crne Gore- *Bull. Geol.* Nr.4, 7-42.
- Kilias A., Mountrakis D., (1985): Das Rizomata Fenster im nordoestlichen Pieria - Gebirge Neue Daten zur geologischen Grenze der Pelagonischen und der Axios- zone in Griechenland *N. Jb. Geol. Palaeont Mh* 1985, 4 248-256.
- Kilias A., Mountrakis D., (1987): Zum tektonischen Bau der zentral-Pelagonischen zone (Kamvounia-Gedirge N. Griechenland) *Z dt. Geol. Ges* 138, 211-237.

- Kilias A., Frisch, Ratschbacher, Sfeikos (1991): Structural evolution and P/T conditions of metamorphism of the blue schists of East Thessaly. *Bull. Geol. Soc. Greece* 5, 81-99.
- Kilias A., Tranos, Mountakis, Shallo, Turku (2001): Geometry and kinematics of deformation in the Albanian orogenic belt during the Tertiary.
- King G. C. P, Tselentis, Gombert, Molnar, Roecker, Sinval, Soyfleris and Stock (1983): Microearthquake seismicity and Active Tectonics of Northwestern Greece, *Earth and Planet Sci. Lett.* 66, 279-288.
- Kiratzi A.A., Papadimitriou E.E. and Papazachos B.C, (1987): A Microearthquake survey in the Steno Dam Site in Northwestern Greece, *Annales Geophysicae* 5B, 161-166.
- Kissel C., and Speranza F., (1995): Paleomagnetism of External Southern and Central Dinarides and Northern Albanides: Implication for the Cenozoic Activity of the Scutari-Pec Transverse Zone *J. Geophys. Res.* 100, 14, 999-15,007.
- Kober L., (1929): Die Grossgliederung der Dinariden. -*Zentralbl. Miner.*, 35p, Beograd.
- Kociaj and Sulstarova (1975): Catalogue of Albania Earthquakes, Academy of science, Tirana, Albania, 224pp (in Albania).
- Kociaj S., and Sulstarova E., (1980): The Dibra (Albania) Earthquake of November 30, 1967, *Tectonophysics* 67, 333-343.
- Kodra A., Bushati S., (1991): Paleotectonic emplacement of the ophiolites of Mirdita zone *Bull. Shk. Geol.* 1, 99-108.
- Kodra A., Gjoka G., (1983): Korabi Paleozoik *Bull. Shk. Geol.* 1, 15-26.
- Kodra A., (1988): Riftezimi i Kores Kontinentale midritore dhe fazat e para te zgjerimit oqeanik gjate Jurasikut. -*Bull. Shk. Geol.* Nr. 4, 3-14, Tirana.
- Kodra A., and Gjoka K., (1989): Evolucioni mesozoik i Albanideve te Brendshme. - *Bull. Shk. Gjeol.* Nr. 4, 55-66, Tirana.
- Kodra A., Gjoka K., and Bakalli F., (1995): The Mirdita oceanic basin from rifting to closure. Workshop on Albania ophiolites. -*Document du BRGM* 244, Orleans 9-26.
- Langston C., and Helmberger D. V., (1975): A Procedure for Modelling Shallow Dislocation Sources, *Geophys. J. Roy. Astr. Soc* 42, 117-130.
- Lee J., Lister G. S., (1992): Late Miocene ductile extension and detachment faulting, Mykonos, Greece, *Geology* 20, 121-124.
- Le Pichon X., Angelier J., (1979): The Hellenic arc and trench system: a key to the neotectonic evolution of the eastern Mediterranean area. *Tectonophysics* 69, 1-42.
- Lister G. S., Banca G., Feenstra A., (1984): Metamorphic core complex of Cordilleran type in the Cyclades, Aegean Sea. *Greece Geology* 12, 221-225.
- Louvari, Kiratzi, Papazachos and Hatzidimitriou, (2001): Fault-plane solutions Determined by Waveform Modeling Confirm tectonic in the Eastern Adriatic.
- Lyon-Caen, Armijo, Drakopoulos, Baskoutas, Delibasis, Ganlon, Kouskouna, Latoussakis, Makropoulos, Papadimitriou, Papanastasiou and Pedotti, (1988): The 1986 Kalamata (South Peloponnese) Earthquake: Detailed study of a normal Fault, Evidence for East-West Extension in the Hellenic Arc, *J. Geophys. Res.* 93 14, 967- 15,000.
- Mauritsch H. J., Scholger R., Bushati S. L., and Ramiz H., (1995): Paleomagnetic Results from Southern Albania and their Significance for the Geodynamic Evolution of the Dinarides, Albanides and Hellenides, *Tectonophysics* 242, 5-18.
- Mauritsch H. J., Scholger R., Bushati S. L., and Xhomo A. Paleomagnetic investigations in Northern Albania and their significance for the geodynamic evolution of the Adriatic-Aegean realm. In *Paleomagnetism and Tectonics of the Mediterranean Region* (eds. A. Morris and D.H. Tarling). Geological Society, Special Publication 105 1996, pp 265-275.
- Mc Caffrey R., Abers G. and Zwick P. (1991): Inversion of Teleseismic Body Waves, *Internat. Assoc. Seismol. Phys. Earth's Inter.* 166pp.

- McKenzie D., (1972): Active tectonics of the Mediterranean region. *Geophys J.R Astron Soc.*30, 109-185.
- McKenzie D., (1978): Active tectonics of the Alpine-Himalayan belt: The Aegean Sea and surroundings region. *Geophys J. R. Astron Soc.*55, 217-254.
- Meco S., (1988): Kondonitet dhe stratigrafia e depozitimeve paleozoike e triasik te zones se Korabit. These de Docteur, Tirana.
- Meco S., Aliaj Sh., (2000): *Geology of Albania*.
- Medreder, Sponheur and Karnik, (1964)
- Melo V., (1961): Pasqyrimi i levizjeve neotektonike ne ndertimin e tarracave te Shkumbinit ne sektorin Elbasan-Pegin. -Bul. USHT. Ser. Shk. Nat. Nr 2, 135-149, Tirana.
- (1995): Morfostruktura dhe neotektonika e Krahines se Korabit. - Stud. Gjeogr. Nr 6, 25-35, Tirana.
- (1996): Struktura neotektonike e treves se brendeshme. - In : Aliaj Sh. Et all: Struktura neotektonike e Shqiperise dhe evolucioni gjeodinamik i saj. -Archive of Institute of Seismology, 172-381, Tirana.
- Melo V. and Kanani J., (1984): Mbulesat tektonike te nenzones se Krastes ne sektorin Milot-Lezhe dhe natyra e blloqeve gelqerore ne flish. - Bul. Shk. Gjeol. Nr.1, 7-27, Tirana.
- Melo V., Shallo M., (1991): Thrust and nappe tectonics in geological structure of Albanides. *Bul. Shk. Gjeol.* 1, 7-20.
- Mercier J.L, Delibassis N., Gauthier A., Jarrige J.J., Lemeille F., Philip H., Sebrier M., and Sorel D., (1979) : La neotectonique de l'Arc Egeen. - *Rev. Geol. Dyn. Geogr. Phys.* 21(1), 67-92 Paris.
- Mercier J.L, Sorel D. and Simeakis K., (1987): Changes in the state of stress in the overriding plate of a subduction zone: the Aegean Arc from the Pliocene to the present. - *Annales Tectinica* vol I, 1,20-39
- Monopolis D., and Bruneton A., (1982): Ionian Sea: its Structural outline deduced from drilling and geophysical data. - *Tectonophysics* 83
- Mountrakis D., (1983): Structural evolution of the Palagonian zone and the geotectonic evolution of the internal Hellenides. Hab Thesis, Univ. Thessaloniki.
- Mountrakis D., Shallo M., Kiliass A., Vranai, Zouros, Marto, (1993): Post emplacement tectonics and kinematic analysis of the Albania ophiolites. *Bull. Geol. Soc. Greece* 25, 160-178.
- Muco B., (1991): The swarm of Nikaj-Merturi, Albania. -*Bull. Seism. Soc. Amer.* 81, 1015-1021.
- Muco B., (1992): Features of Albanian earthquakes and the role of underground waters in their generation Dr. Sc. Thesis. Seismological Center, Tirana, Albania, 150pp(Albanian).
- Muco B., (1994): Focal mechanism solutions for Albanian earthquakes for the years 1964-1988, *Tectonophysics* 231, 311-323.
- Muco B., (1998): Catalogue of $M_L > 3.0$ Earthquakes in Albania from 1976 to 1995 and Distribution of Seismic Energy Release, *Tectonophysics* 292, 311-319.
- Muco B., and Puka L.L., (1993): Periodic features of seismic activity in Albania. - *Pure and Appl. Geophys.* 141, 59-69.
- Muco B., and Minga P., (1991): Magnitude determination of near earthquakes for Albanian Network. *Boll. Geofis. Teor. Appl.* 33, 17-25.
- Nabelek J., (1984): Determination of Earthquake Source Parameters from Inversion of Body Waves Ph. D. Thesis, MIT, Cambridge, MA.
- Nopcsa F., (1906): Neues aus Nordalbanien. - *Zentralbl. Geol. Palaont.* 69-76.

- Oppenheim A. V., and Schafer R. W. Discrete- Time Signal Processing, (Prentice Hall, USA, 1989) 879pp.
- Pamic J., (1983): Considerations on the boundary between Lherzolite and Harzburgite Subprovinces in the Dinarides and Northern Hellenides, *Ofioliti* 8, 153-163.
- Panagiotopoulos D., and Papazachos B., (1985): Travel Times of Pn Waves in the Aegean and Surrounding Area, *Geophys J. R Astr. Soc.* 80, 165-176.
- Papazachos C., and Kiratzi A., (1996): A Detailed study of the active crustal Deformation in the Aegean and Surrounding Area, *Tectonophysics* 253, 129-153.
- Papazachos B., Kiratzi A., Hatzidimitriou and Karacostas B., (1986): Seismotectonic properties of the Aegean Area that restrict valid geodynamic models In Proc 2nd Wegener/Medlas Conference, May 14-16, Athens pp. 1-16.
- Papazachos C. B., Kiratzi A. A., and Papazachos B. C., (1992): Rates of active crustal deformation in the Aegean and surrounding area *J. Geodynamics* 16(3), 147-179.
- Peza L., (1967): *Rajonizimi gjeologjiko-tektonik i Shqipërisë*. - Publ. Tirana University, Faculty of Geology and Mining 30p, Tirana.
- Plaku K., and Murataj P., (1974): Mbi halogjenet e zonës Ionike. - *Permbledhje Stud.* Nr.3, 157-176, Tirana.
- Ratschbacher, Frisch, Neubauer, Schmid, Neugebauer, (1989): Extension in compressional orogenic belts: the eastern Alps *Geology* 17, 404-407.
- Robertson, A.H.F., Clift P. D., Degnan, Jones, (1991): Tectonic evolution of the Mesozoic Cenozoic Pindos Ocean, Greece. *Bull. Geol. Soc. Greece* 25, 55-65.
- Royden L. H., (1993): Evolution of retreating subduction boundaries formed during continental collision. *Tectonics* 12, 629-638.
- Shermer E., (1993): Geometry and Kinematics of continental basement deformation during the Alpine orogeny, Mt. Olympus region, Greece *J. Struct. Geol.* 15, 571-591.
- Scordilis E. M., Karakaisis G. F., Karakostas B. G., Panagiotopoulos D. G., Comninakis P. E., and Papazachos B. C., (1985): Evidence for Transformation Faulting in the Ionian Sea: The Cephalonia Island Earthquake Sequence of 1983.
- Seidel E., Kreuzer H., Harre W., (1982): A Late Oligocene/ Early Miocene high pressure belt in the external Hellenides. *Geol. Jahrb.* E23, 165-206.
- Serjani A., and Mehillka L., (1995): Salt diapirs in Albania. In Proc XV Congress of the Carpatho-Balkan Geological Association, Athens, Greece, 100-105.
- Shallo M., (1990): Ophiolitic mélange and Flyschoidal sediments of the Tithonian Lower Cretaceous in Albania. *Terra Nova* 2, 476-483.
- Shallo M., (1992): Geological evolution of the Albanian ophiolite and their platform periphery. *Geol. Rdsch* 81, 681-694.
- Skrami J., and Aliaj Sh., (1995): Faults and structural unconformities on Preadriatic Depression revealed by exploratory seismics. - Symposium Albpetrol '95, 291-300, Fier.
- Sorel D., (1976): Etude neotectonique dans l'Arc Egeen externe occidentale: les îles Ioniennes de Kephallinia et Zakynthos et l'Elide occidentale. - These de troisieme cycle, Univ. Paris XI -Orsay, 196p., Paris.
- Sulstarova E., (1986): The focal mechanism of Albanian earthquakes and the field of actual tectonic stress in Albania. Dr. Sc. Thesis. Seism. Center. Albania.
- Sulstarova E., (1987): The focal mechanism of earthquakes and tectonic stress in Albania.
- Sulstarova E., (1988): The seismic faults in Albania, Proceeding of first symposium on the Recent Trends in Seismology and Geophysics of Aegean Area. Greece.
- Sulstarova E., (1996): Catalogue of Albania Earthquake occurred before 1900(II or III B.C- 1900A.D).

- Sulstarova E., Peci and Sheteriqi, (1999): Vlora-Elbasani-Dibra(Albania) transversal fault zone and its seismic activity.
- Tagari Dh., (1993): Etude neotectonique et seismotectonique des Albanides: Analyse des deformations et geodynamique du Langhien a l' actuel . Dr. Sc. Thesis, Universite de Paris-Sud.
- Turku J., (1987): Metamorphites from the Kukes ultramafic massif (northeastern margin of the Midrita ophiolitic zone, Albania).
- Velaj T., Premti I., Bandilli L., Bajo I., and Bega Z., (1991): Diapirizmi evaporitik ne Shqiperi dhe ndikimi i tij ne stilin tektonik te mbihipjes. - Bul. Shk. Gjeol. Nr. 1, 43-50, Tirana.
- Willet S. D., (1999): Rheological Dependence of Extension in Wedge Models of Convergent Orogens.
- Wilson J., (1993): The anatomy of the Krania basin, north-west Greece.
- Xhomo A., Pashko P., Meco S., (1985): Stratigrafika e depozitimeve paleozoike te Albanideve dhe premiset e mineralizimeve qe lidhen me keto depozitime. Bul. Shk. Gjeol.3, 22-35.
- Xhomo A., Qirici V., Kodra B., Pashko P., Meso S., (1991) : Thrust tectonic style of the Korabi zone. Bul. Shk. Gjeol. 1, 205-212.
- Zimmerman Jr. J., Ross J. V., (1976): Structural evolution of the Vardar root zone, Northern Greece, Bull. Geol. Soc. Am. 87, 1547-1550.