

## ΦΑΙΝΟΜΕΝΑ ΣΥΝΙΖΗΜΑΤΟΓΕΝΟΥΣ ΤΕΚΤΟΝΙΣΜΟΥ ΚΑΤΑ ΤΗ ΜΕΤΑΒΑΣΗ ΑΠΟ ΤΗΝ ΑΝΘΡΑΚΙΚΗ ΣΤΗΝ ΚΛΑΣΤΙΚΗ ΙΖΗΜΑΤΟΓΕΝΕΣΗ ΣΤΗΝ ΙΟΝΙΑ ΕΝΟΤΗΤΑ (ΠΕΡΙΟΧΗ ΜΕΣΟΛΟΓΓΙ)\*

Ι. Δ. ΠΑΠΑΝΙΚΟΛΑΟΥ<sup>1</sup>, Ε. Α. ΛΕΚΚΑΣ<sup>2</sup>

### ΣΥΝΟΨΗ

Αναφέρονται, για πρώτη φορά, φαινόμενα συνιζηματογενούς τεκτονισμού κατά την μετάβαση από την ανθρακική στην κλαστική ιζηματογένεση στην Ιόνια ενότητα στην περιοχή Μεσολογγίου. Τα συνιζηματογενή ρήγματα έδρασαν κατά την ταφροποίηση της φλυσιχικής λεκάνης σχηματίζοντας χαρακτηριστικές γωνιώδεις μορφές στην επαφή των δύο σχηματισμών και διαταράσσοντας τις εμφανίσεις των κατώτερων μελών του φλύσχη, ενώ συνδέονται και με την παρουσία ολισθόλιθων. Η παλαιογεωγραφική θέση της περιοχής τοποθετείται σε ρηξιτεμάχη μετάβασης από την πλατφόρμα του Γαβρόβου στην λεκάνη της Ιονίου.

### ABSTRACT

It is well-known that the sedimentation in the Ionian Unit between the limestones and the flysch succession continued without interruption leading to the formation of relatively thick transitional beds. In this paper, phenomena of syn-sedimentary tectonism are reported for the first time during this grading up from the limestones into the flysch, near the village of Kato Retsina in Mesolongi area. Although, a gradual progression from the limestones to the flysch is also observed, in certain locations there is an abrupt change in the sedimentation. Transitional marly beds are missing and faulting is present. Field evidence indicates that faulting in the area took place during the onset of the flysch deposition. These faults are related to the formation of the graben within the flysch basin and form a characteristic angular shape in the limestone-flysch boundary. As a result, there is a change of dip in the strata towards the boundary involving significant disturbance in the lower members of the flysch succession, where also olistoliths are observed. Similar phenomena have been reported from other geotectonic Units such as Tripoli and Parnassos Units. The latter phenomena are characterized by the transition from neritic carbonate to pelagic clastic sedimentation and partly resulted in immersion, erosion, karstification and emergence so as to receive the flysch sediments. However, the Ionian Unit experienced a pelagic carbonate sedimentation that did not lead to erosion and karstification processes. In that case, the theory of non-deposition is proposed, in a paleoenvironment of steep slopes and strong sea currents.

These phenomena depict the influence of the neighboring neritic Gavrovo-Tripolis unit. Overall, the study area is located in tectonic blocks that represent the transition from the neritic platform of Gavrovo to the pelagic Ionian Unit.

**ΛΕΞΕΙΣ ΚΛΕΙΔΙΑ:** συνιζηματογενής τεκτονισμός, Μεταβατικά στρώματα, Ιόνια ενότητα, Μεσολόγγι, Ελλάδα  
**KEY WORDS:** synsedimentary tectonism, transitional sediments, Ionian unit, Messologi, Greece

### 1. ΕΙΣΑΓΩΓΗ

Η Ιόνια ενότητα είναι γνωστή ως η ενότητα που άλλαξε παλαιογεωγραφικές συνθήκες κατά την εξέλιξη της από το Τριαδικό μέχρι το Ανώτερο Ολιγόκαινο-Μειόκαινο. Η αλλαγή αυτή είναι πολύ καλά εντοπισμένη χρονικά στο Μέσο Λιάσιο, όταν η νηριτική ιζηματογένεση μετατρέπεται σε πελαγική και στο ανώτερο Ηώκαινο, όταν η βιοχημική ανθρακική ιζηματογένεση μετατρέπεται σε κλαστική (KARAKITSIOS 1992, 1995). Μια πλήρης στρωματογραφική στήλη της Ιονίου ενότητας δόθηκε αρχικά από τον Renz (1955) και έπειτα από τους I.G.S.R. & I.F.P. (1966). Ειδικότερα σε ότι αφορά τη μετάβαση από την ανθρακική στην κλαστική ιζηματογένεση οι αναφορές επισημαίνουν ότι αυτή πραγματοποιείται αποκλειστικά μέσω μεταβατικών στρωμάτων, από

\* SYN-SEDIMENTARY TECTONICS IN THE IONIAN UNIT DURING THE TRANSITION FROM CARBONATE TO CLASTIC SEDIMENTATION

1. Department of Geological Sciences, University College London (UCL), Gower Street, WC1E 6BT London

2. Πανεπιστήμιο Αθηνών, Τμήμα Γεωλογίας, Πανεπιστημιούπολη, 15784 Αθήνα

εναλλαγές μικριτικών ασβεστολίθων και ηλιτών, το πάχος των οποίων κατά θέσεις υπερβαίνει τα 50 ή ακόμα και τα 100 μέτρα (BELLAS 1997, AVRAMIDIS et al. 2000). Ο Aubouin (1959) αναφέρει ότι η ηλικία των μεταβατικών στρωμάτων της Ιόνιας όπως προσδιορίστηκε από την εμφάνιση της *Globorotalia sp.* και της *Globigerina sp.* μέσα σε μαργαϊκούς κοκκινωπούς ασβεστολίθους στη βάση του φλύσχη, είναι Πριαμπόνιο, γεγονός για το οποίο είχε αναφερθεί αρχικά και ο Dalloni (1923) στην περιοχή νότια των Ιωαννίνων.

Οι υφιστάμενες βιβλιογραφικές αναφορές για την περιοχή βόρεια της πόλης του Μεσολογγίου επισημαίνουν την ύπαρξη των μεταβατικών στρωμάτων (FLEURY, 1980) καθώς επίσης και την παρουσία της μεγάλης ρηξιγενούς ζώνης της Αγριλιάς (BP Co. Ltd. 1971, PIPER et al. 1978). Εν τούτοις, η έρευνα κατέδειξε ότι η μετάβαση δεν πραγματοποιείται μόνο μέσω μεταβατικών στρωμάτων αλλά παράλληλα παρατηρούνται φαινόμενα συνιζηματογενούς τεκτονισμού που σχετίζονται και με την ύπαρξη προϋπαρχόντων διαχρονικών τεκτονικών ζωνών, γεγονός το οποίο λαμβάνει χώρα για πρώτη φορά στην Ιόνιο ενότητα. Πρόσθετα, επειδή τα φαινόμενα αυτά είναι γνωστά και σε άλλες περιοχές και γεωτεκτονικές ενότητες, όπως στην Τρίπολη και στον Παρνασσό (RICHTER & MARIOLAKOS 1973, 1975) δίνεται η δυνατότητα στην παρούσα εργασία να γίνουν συγκρίσεις και να εκφραστεί μια νέα άποψη για τη γεωδυναμική εξέλιξη.

## 2. ΓΕΩΛΟΓΙΚΗ ΔΟΜΗ

Με βάση εκτεταμένη έρευνα υπαίθρου που έγινε στην ευρύτερη περιοχή βόρεια του Μεσολογγίου και η οποία στηρίχθηκε: (i) στην λεπτομερή γεωλογική χαρτογράφηση σε κλίμακα 1:5.000, (ii) σε πλήθος μετρήσεων και παρατηρήσεων, (iii) στα υφιστάμενα ως τώρα βιβλιογραφικά δεδομένα (FLEURY 1980, ΚΟΥΡΗΣ 1996), και (iv) στην εξέταση Α/Φ, αποκτήθηκε μια σαφής εικόνα της λιθοστρωματογραφικής διάρθρωσης και της τεκτονικής δομής, η οποία περιγράφεται στη συνέχεια (Εικ. 1).

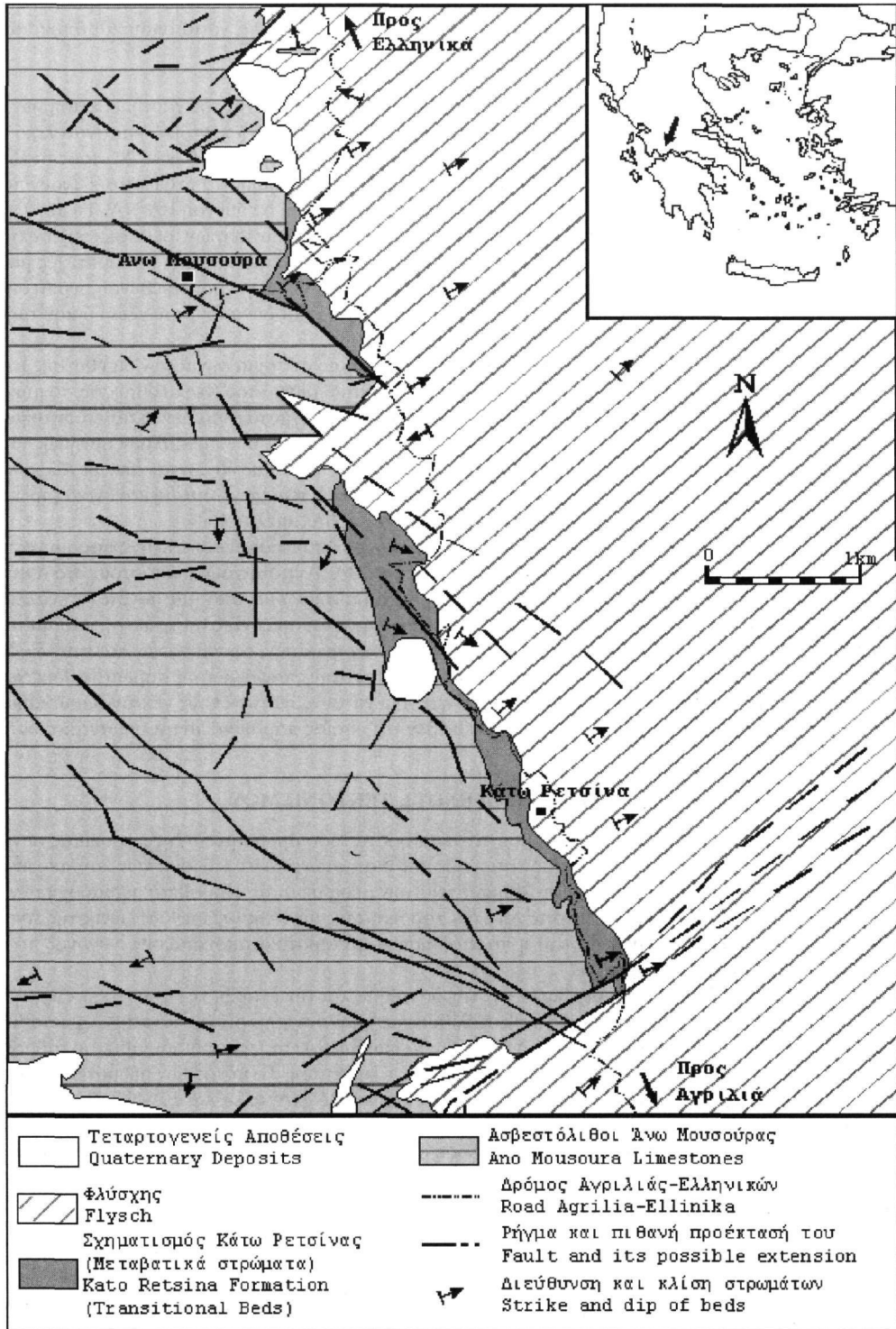
**Ασβεστόλιθοι Κεφαλόβρυσου:** Βιοκλαστικοί λατυποπαγείς παχυστρωματώδεις ασβεστόλιθοι που περιέχουν θραύσματα Ρουδιτών. Η ηλικία τους είναι Καμπάνιο - Μαιστρίχτιο και το ορατό πάχος τους 100-120 μέτρα στο νοτιοδυτικό τμήμα της περιοχής (εκτός του χάρτη της Εικ.1).

**Ασβεστόλιθοι Άνω Μουσούρας:** Πρόκειται για μικριτικούς, μικρολατυποπαγείς, ασβεστόλιθους χρώματος λευκού έως λευκοκίτρινου, λεπτοστρωματώδεις έως μεσοστρωματώδεις με κονδύλους και διαστρώσεις πυριτιολίθων. Περιέχουν *Nummulites spp.*, *Discocyclina spp.*, *Melobesiodae*, *Planorotalites compressa* κ.α. με βάση τα οποία η ηλικία τους είναι Παλαιόκαινο - Ανώτερο Ηώκαινο. Το ορατό πάχος τους υπολογίζεται σε 300-400μ.

**Σχηματισμός Κάτω Ρετιόνας.** Πρόκειται για τα μεταβατικά στρώματα από την ανθρακική στην κλαστική ιζηματογένεση της Ιόνιας ενότητας. Ειδικότερα, πρόκειται για εναλλαγές ασβεστολίθων και μαργαϊκών στρωμάτων μικρού πάχους, καθώς και για ενδιαστρώσεις μικρών ασβεστολιθικών πάγκων πολύ φτωχών σε πλαγκτονικά απολιθώματα (*Globigerinides*), ενώ η ηλικία του τοποθετείται στο Πριαμπόνιο και ειδικότερα στο όριο Ηώκαινου - Ολιγοκαινού (FLEURY, 1980). Η μετάβαση πραγματοποιείται μέσα από εναλλαγές στρωμάτων ασβεστολίθων, μαργαϊκών ασβεστολίθων και ηλιτών με σταδιακή μείωση του ανθρακικού υλικού και επικράτηση του κλαστικού. Το πάχος δεν υπερβαίνει τις λίγες δεκάδες μέτρα. Εμφανίζεται σε μια επιμήκη ζώνη στην ευρύτερη περιοχή μεταξύ των χωριών Κάτω Ρετιόνα και Άνω Μουσούρα.

**Φλύσχη:** Κατά θέσεις λόγω του ρηξιγενούς τεκτονισμού έρχεται άμεσα σε επαφή με τους ασβεστόλιθους χωρίς την παρεμβολή των μεταβατικών στρωμάτων. Διακρίνονται τρία κύρια μέλη, τα οποία από τα κατώτερα στα ανώτερα είναι τα ακόλουθα:

- **Μέλος Ασβεστιτικών Μαργών Αγίας Κυριακής.** Έχουν χρώμα κυανό έως πράσινο, με κογχώδη θραυσμό. Αποτελούν το κατώτερο μέλος του φλύσχη και υπέρκειται άλλοτε των μεταβατικών στρωμάτων και άλλοτε άμεσα των ασβεστολίθων της ενότητας, ενώ έχουν κατά θέσεις επηρεαστεί από φαινόμενα συνιζηματογενούς τεκτονισμού. Το πάχος του δεν υπερβαίνει τις μερικές δεκάδες μέτρα.
- **Μέλος Ηλιτών - Ψαμμιτών Αγίου Θωμά.** Πρόκειται για εναλλαγές ηλιτών-ψαμμιτών οι οποίες απαντούν στο μεγαλύτερο τμήμα της εμφάνισης του φλύσχη. Ανάλογα με το βαθμό συμμετοχής της κάθε λιθολογίας διακρίνεται είτε η ηλιτοψαμμιτική είτε η ψαμμιτοηλιτική φάση. Το πάχος των ψαμμιτικών στρωμάτων κυμαίνεται από 5 έως 60εκ., ενώ των ηλιτών από 5 έως 25εκ. Συχνά στο συγκεκριμένο μέλος απαντούν μεγάλοι ασβεστολιθικοί ολισθόλιθοι διαστάσεων αρκετών δεκάδων μέτρων, καθώς επίσης και μικρότεροι της τάξης των μερικών κυβικών μέτρων. Οι εμφανίσεις τους είναι διατεταγμένες σε μια γενική διεύθυνση ΒΔ-ΝΑ και το συνολικό πάχος του μέλους ανέρχεται περίπου σε 1.000μ.
- **Μέλος Ψαμμιτών Αράκυνθου.** Πρόκειται για μεσόκοκκους έως αδρόκοκκους ψαμμίτες, σε πάγκους πάχους έως 15 μ. Το μέλος αυτό είναι και το πλέον ευδιάκριτο και απαντά στην κορυφή της επιμήκους οροσειράς του Αράκυνθου δημιουργώντας ένα κρημνώδες ανάγλυφο. Η κύρια εμφάνιση απαντά από την περιοχή του χωριού Κλήμα (εκτός της περιοχής του χάρτη της εικόνας 1) όπου οι εμφανίσεις διακόπτονται απότομα



Εικ.1 Γεωλογικός χάρτης της περιοχής έρευνας.  
Fig.1 Geological map of the study area.

προς τα βόρεια λόγω της παρουσίας εγκάρσιων ρηγμάτων της ρηξιγενούς ζώνης της Αγριλιάς, έως την περιοχή του Εύηνου ποταμού και της ομώνυμης ρηξιγενούς ζώνης προς τα νότια όπου και αποκόπτονται. Το μέγιστο πάχος τους φτάνει τα 400 μ. περίπου.

Οι ανθρακικοί σχηματισμοί εμφανίζονται προς το δυτικό τμήμα της περιοχής του χάρτη. Η κλίση των στρωμάτων τους είναι γενικά μικρή και έχει ποικίλες διευθύνσεις. Ειδικότερα, στο κεντρικό και ανατολικό τμήμα των εμφανίσεων κοντά στο όριο με τον υπερκείμενο φλύσχη, η γενική κλίση είναι 10° έως 20° προς τα ΒΑ. Στο δυτικό τμήμα η γενική κλίση είναι 20° έως 30° προς τα ΝΔ, ενώ στο νότιο τμήμα τα στρώματα κλίνουν προς τα νότια. Δηλαδή στην περιοχή υπάρχει μια μέγα-αντικλινική δομή με γενική διεύθυνση ΒΔ-ΝΑ. Τη μεγάλη αυτή αδρή πτύχωση συνοδεύουν και πολύ ανοιχτές πτυχές της τάξης των μερικών μέτρων, οι οποίες έχουν την ίδια διεύθυνση αξόνων με τη μεγαδομή (ΒΔ-ΝΑ). Τόσο οι κάμψεις μεγάλης κλίμακας, όσο και οι πτυχές μικρότερης κλίμακας οφείλονται στη δράση ενός ασθενούς συμπιεστικού πεδίου με γενική διεύθυνση συμπίεσης ΒΑ-ΝΔ, το οποίο βρίσκεται σε πλήρη αντιστοιχία με τη γενική γεωμετρία και δυναμική του εξωτερικού τμήματος των Ελληνίδων στη Δυτική Ελλάδα (ΠΑΠΑΝΙΚΟΛΑΟΥ, 1986).

Στην περιοχή εμφάνισης των ασβεστόλιθων διακρίνεται ένα κύριο σύστημα ρηγμάτων διεύθυνσης ΒΔ-ΝΑ. Σε αυτό το σύστημα διεύθυνσης ΒΔ-ΝΑ εντάσσεται και το σημαντικό ρήγμα του Κεφαλόβρυσου, το μήκος του οποίου φτάνει τα 5χλμ. Με εξαίρεση την προηγούμενη περίπτωση, τα ρήγματα αυτά δεν μεταθέτουν σημαντικά τους εκατέρωθεν σχηματισμούς, γεγονός το οποίο φαίνεται και από το ότι δεν προκαλούν συνήθως μεγάλες μορφολογικές ασυνέχειες. Πρόκειται αποκλειστικά για ρήγματα που χαρακτηρίζονται από μεγάλες κλίσεις των κατοπτρικών επιφανειών με κατά κλίση μετάθεση των εκατέρωθεν τεμαχών, δηλαδή κανονικά ρήγματα. Η συμβολή τους στην τεκτονική δομή και εξέλιξη της περιοχής θεωρείται αμελητέα.

Αντίθετα με τους ανθρακικούς σχηματισμούς, η γενική κλίση των στρωμάτων του φλύσχη παραμένει σε όλη σχεδόν την έκταση εμφάνισης σταθερή με τιμές 25°-45° προς τα ΒΑ. Αντιστοιχούν ουσιαστικά στο ανατολικό σκέλος της μεγα-πτυχής των ασβεστολιθών. Ο σχηματισμός χαρακτηρίζεται από μια μονότονη εναλλαγή απλών, κεκλιμένων στρωμάτων με διεύθυνση προς τα ΒΑ. Οι ψαμμιτικοί οριζόντες του φλύσχη, παραμένουν ως επί το πλείστον αδιατάρακτοι, γεγονός που υποδηλώνει απουσία ρηγμάτων, επιπτώσεων και πτυχών. Μοναδικές εξαιρέσεις αποτελούν οι διαφορετικές τιμές κλίσεων κοντά στην επαφή με τους ασβεστόλιθους γεγονός που επιβεβαιώνει την αναταραχή που προκαλούν τα φαινόμενα συνιζηματογενούς τεκτονισμού καθώς και κατά μήκος της ρηξιγενούς ζώνης της Αγριλιάς εκατέρωθεν της οποίας παρουσιάζονται σημαντικές διαφοροποιήσεις.

### 3. ΠΕΡΙΓΡΑΦΗ ΦΑΙΝΟΜΕΝΩΝ ΣΥΝΙΖΗΜΑΤΟΓΕΝΟΥΣ ΤΕΚΤΟΝΙΣΜΟΥ

Τα φαινόμενα συνιζηματογενούς τεκτονισμού γίνονται ορατά τόσο άμεσα μέσω της παρουσίας συνιζηματογενών ρηγμάτων, όσο και έμμεσα μέσω της διαταραχής που διαπιστώνεται στις κλίσεις των κατωτέρων στρωμάτων του φλύσχη και της παρουσίας ασβεστολιθικών τεμαχών μέσα σε αυτά. Πρόσθετα, η διαδοχή των μεταβατικών στρωμάτων διακόπτεται προς τα νότια από την παρουσία της μεγάλης ρηξιγενούς ζώνης της Αγριλιάς, νοτιότερα της οποίας και όπου είναι δυνατή η παρατήρηση τα μεταβατικά απουσιάζουν, γεγονός που ίσως οφείλεται και σε φαινόμενα ασυμφωνίας.

Τα συνιζηματογενή ρήγματα έδρασαν κατά την ταφροποίηση και την έναρξη της φλυσχηκής ιζηματογένεσης και φέρνουν απ' ευθείας σε επαφή τους ασβεστόλιθους με το φλύσχη, χωρίς την παρεμβολή μεταβατικών στρωμάτων. Η ύπαρξη των μεταβατικών σε ορισμένα σημεία υποδηλώνει πιο ήπιες διαδικασίες μετάβασης. Τα φαινόμενα αυτά αν και είναι ενκρινή δεν καταλαμβάνουν μεγάλη έκταση. Το μήκος των ρηγμάτων είναι μικρό και δεν υπερβαίνει το 1 χλμ., ενώ οι διευθύνσεις τους είναι κυρίως ΒΔ-ΝΑ, αλλά και ΒΑ-ΝΔ. Εντοπίζονται σε δύο περιοχές, η μια 1-2χλμ. βόρεια του χωριού Άνω Ρετσίνα και η άλλη 1-2χλμ. νότια του χωριού Ελληνικά. Τα ρήγματα αυτά σχηματίζουν μια χαρακτηριστική γωνιώδη μορφή τύπου ζιγκ-ζάγκ (Εικ.2). Αναγνωρίζονται εύκολα σαν συνιζηματογενή γιατί δεν τέμνουν τους υπερκείμενους ψαμμιτικούς οριζόντες του φλύσχη, οι οποίοι παραμένουν χαρακτηριστικά αδιατάρακτοι.

Ο συνιζηματογενής τεκτονισμός έχει ως αποτέλεσμα την μεταβολή των κλίσεων των στρωμάτων κοντά στην επαφή, ενώ προκαλεί και έντονες διαταράξεις στις εμφανίσεις των ασβεστιτικών μαργών οι οποίες αποτελούν το κατώτερο μέλος του φλύσχη. Ένα τέτοιο χαρακτηριστικό παράδειγμα απαντά στην περιοχή 1.4χλμ. ΝΑ του οικισμού Άνω Μουσούρα και επί του επαρχιακού δρόμου Αγριλιάς-Ελληνικών. Στην συγκεκριμένη περίπτωση παρατηρούνται παλαιο-ολιθώσεις ασβεστιτικών μαργών οι οποίες εμφανίζονται τεμαχισμένες υπό την μορφή σφηνών και ολισθολίθων, σε διαφορετική σειρά από τη στρωματογραφική τους διάταξη ανάμεσα στους αδιατάρακτους ψαμμιτικούς οριζόντες του φλύσχη χωρίς να παρουσιάζουν καμία απολύτως διατάραξη στην γεωμετρία των στρωμάτων τους (Εικ.3). Τέλος αξιοσημείωτη είναι και η παρουσία ασβεστολιθικών

ολισθολίθων μέσα στο φλύσχη και κοντά στην επαφή του με τους ασβεστόλιθους με πιο χαρακτηριστικό παράδειγμα στη θέση 1.5χλμ. νότια του χωριού Ελληνικά.

Η ρηξιγενής ζώνη της Αγριλιάς αποτελεί μια μεγάλη τεκτονική δομή που τέμνει τους ασβεστόλιθους και το φλύσχη, διέρχεται βόρεια της Αγριλιάς και τους οικισμούς Δάφνη και Κλήμα, έχει διεύθυνση ΒΑ-ΝΔ και μήκος που υπερβαίνει τα 15 χλμ. Η ζώνη διακρίνεται εύκολα στην επαφή των ασβεστόλιθων και του φλύσχη σε τομή κατά μήκος του παραχρυσίου δρόμου Αγριλιά-Κάτω Ρεσίνα, όπου αντιπροσωπεύεται από: (i) ένα μεγάλο ρήγμα πάνω στην επαφή, (ii) από ένα μικρότερο 150μ. βορειότερα που τέμνει μόνο τους ασβεστόλιθους και (iii) από πολλά παράλληλα ρήγματα μικρότερης όμως κλίμακας. Αντίθετα, προς τα βορειοανατολικά στην περιοχή εμφάνισης του φλύσχη ο εντοπισμός και η χαρτογράφηση της ρηξιγενούς ζώνης παρουσιάζουν δυσκολία. Η ζώνη διαχέεται σε πολλά ρήγματα ίδιας γενικής διεύθυνσης, γεγονός που φαίνεται από τη διατάραξη, τον τεμαχισμό, και τελικά την διακοπή της συνέχειας των ανώτερων στρωματογραφικά ψαμμιτών του Αράκυνθου στην βορειότερη τελική απόληξή της κοντά στο χωριό Κλήμα. Το ρήγμα εντοπίζεται από ένα τεκτονικό λατυποπαγές με πάχος εμφάνισης που φτάνει τα 20 μέτρα. Το υλικό είναι έντονα κατακερματισμένο και αλευροποιημένο, ενώ προς την πλευρά των ασβεστολίθων διακρίνονται και ορισμένα αποσπασμένα τεμάχια ασβεστολίθων. Πρόσθετα, εμφανίζονται και δευτερεύουσες ρηξιγενείς επιφάνειες από τη διακλάδωση του κύριου ρήγματος, ενώ οι κλίσεις του φλύσχη και των ασβεστολίθων κοντά στην ρηξιγενή ζώνη εμφανίζονται έντονα διαταραγμένες και κατά θέσεις αλλάζουν δραστικά. Με βάση τα γεωμετρικά και κινηματικά στοιχεία διαπιστώνεται ότι πρόκειται για δεξιόστροφο ρήγμα με πλαγιοκανονικό χαρακτήρα. Το γεγονός ότι πρόκειται για μια κύρια τεκτονική δομή δεν τεκμηριώνεται μόνο από το μεγάλο μήκος της ζώνης και το μεγάλο πάχος του τεκτονικού λατυποπαγούς αλλά και από τις σημαντικές διαφοροποιήσεις που παρατηρούνται εκατέρωθεν της ζώνης σε μια ευρύτερη περιοχή. Οι διαφοροποιήσεις αυτές αφορούν: (i) στην απότομη διακοπή των ανθρακικών σχηματισμών και των μεταβατικών στρωμάτων της Ιονίου ενότητας προς τα νότια και (ii) στην απότομη διακοπή της συνέχειας του μέλους των ψαμμιτών του Αράκυνθου προς τα βόρεια στην περιοχή του οικισμού Κλήμα. Ενδείξεις ότι πρόκειται για μια πρώτης τάξεως δομή αποτελούν πρόσθετα οι εμφανίσεις ολισθολίθων μεγάλων διαστάσεων στην προέκταση του ρήγματος μέσα στο φλύσχη. Τούτο υποδεικνύει ότι πιθανότατα πρόκειται για μια διαχρονική ρηξιγενή ζώνη η οποία έδρασε και κατά τη διάρκεια της ιζηματογένεσης, αλλά και σε μεταγενέστερες χρονικές περιόδους. Νοτιότερα του ρήγματος πριν η όλη δομή του αλπικού υποβάθρου καλυφθεί από τους τεταρτογενείς σχηματισμούς της παράκτιας ζώνης, τα στρώματα της μετάβασης απουσιάζουν και τα ιζήματα του φλύσχη έρχονται σε απευθείας επαφή με τους ασβεστόλιθους της Άνω Μουσουράς (Ηώκαινο).

#### 4. ΣΥΖΗΤΗΣΗ- ΣΥΝΘΕΣΗ ΔΕΔΟΜΕΝΩΝ

Με βάση τα ανωτέρω, ο συνιζηματογενής τεκτονισμός στην περιοχή της έρευνας τεκμηριώνεται από την: (i) παρουσία των ρηγμάτων αυτών καθ' αυτών με την χαρακτηριστική γωνιώδη μορφή τους, (ii) απουσία των μεταβατικών στρωμάτων στις θέσεις αυτές, (iii) απότομη μεταβολή των κλίσεων των στρωμάτων του φλύσχη κοντά στην επαφή προκαλώντας έντονες διαταράξεις κυρίως στις εμφανίσεις των ασβεστιτικών μαργών, οι οποίες αποτελούν και το κατώτερο μέλος του φλύσχη και (iv) την παρουσία ασβεστολιθικών ολισθολίθων κοντά στην επαφή μέσα στο φλύσχη.

Ανάλογα φαινόμενα συνιζηματογενούς τεκτονισμού με παρόμοιους χαρακτήρες έχουν αναφερθεί τόσο στην ενότητα της Τρίτολης, όσο και στην ενότητα Παρνασσού. Ειδικότερα στην ενότητα Τρίτολης, όσον αφορά στα όρια μεταξύ του φλύσχη και των υποκείμενων ασβεστολίθων οι απόψεις διίστανται. Σύμφωνα με την πρώτη εκδοχή, η μετάβαση από τους ασβεστόλιθους στο φλύσχη γίνεται βαθμιαία μέσω της παρουσίας αποκλειστικά μεταβατικών στρωμάτων χωρίς διακοπή της ιζηματογένεσης (AUBOUIN 1959, BIZON et al. 1963) και τα όποια τεκτονικά φαινόμενα που παρατηρούνται είναι σαφώς παλαιότερα ή νεώτερα της απόθεσης των κλαστικών ιζημάτων (DERCOURT & FLEURY, 1977). Σύμφωνα με τη δεύτερη εκδοχή, η επαφή είναι άλλοτε ομαλή μέσω μεταβατικών στρωμάτων και άλλοτε ανώμαλη, δηλαδή τεκτονική ή μέσω ασυμφωνίας (ΘΕΟΔΩΡΟΠΟΥΛΟΣ 1973, RICHTER & MARIOLAKOS 1973, 1979, MARIOLAKOS 1976, ΛΕΚΚΑΣ 1978).

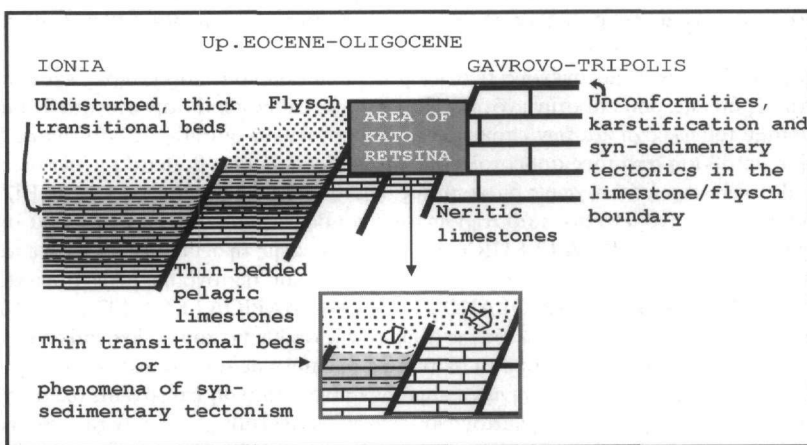
Ο Μαριολάκος (1976) αναφέρει ότι εκτός της ασύμφωνης απόθεσης του φλύσχη πάνω σε ένα παλαιοαναγλυφο, αυτός σε πολλές περιπτώσεις βρίσκεται σε τεκτονική επαφή με τους ασβεστόλιθους για μήκος χιλιόμετρων. Παράλληλα παρατηρεί ότι η ρηξιγενής επαφή δεν είναι επίπεδη επιφάνεια, αλλά σχηματίζει μορφή πολύπλευρου (ζιγκ-ζαγκ). Η φάση του ρηγματογόνου τεκτονισμού έλαβε χώρα πριν την απόθεση του φλύσχη ή λίγο μετά την έναρξη της φλυσχιικής ιζηματογένεσης και είχε ως αποτέλεσμα τον κατακερματισμό της ενότητας και την δημιουργία τεκτονικών κεράτων και βυθισμάτων. Επίσης οι Richter & Mariolakos (1973) αναφέρουν την παρουσία αποκομμένων ασβεστολιθικών μαζών ποικίλου μεγέθους μέσα στο φλύσχη. Τέλος οι Richter & Mariolakos (1975) παρατήρησαν παρόμοια φαινόμενα και στην ενότητα Παρνασσού-Γκιώνας, όπου η βαθμιαία μετάβαση των ασβεστολίθων του Ανωτέρου Κρητιδικού-Παλαιοκαινού προς την «ερυθρή σειρά», διακό-



Εικ.2 Άποψη των συνιζηματογενών γωνιωδών ρηγματώδων στην επαφή ασβεστόλιθων/φλύσχη.  
Fig.2 Syn-sedimentary angular faults on the limestones/flysch boundary



Εικ.3 Παλαιο-ολισθήσεις ασβεστιτικών μαργών υπό τη μορφή σφηνών και ολισθολίθων ανάμεσα στους αδιατάρακτους ψαμμιτικούς οριζόντες του φλύσχη.  
Fig.3 Paleosliding of calcitic marls that are covered by undisturbed sandstone horizons, in the lower member of the flysch succession.



Εικ.4 Σκίτσο το οποίο απεικονίζει την παλαιογεωγραφική οργάνωση του ορίου Γαβρόβου-Ιονίου στην περιοχή της έρευνας.  
Fig.4 Sketch that depicts the paleogeographic structure of the Gavrovo-Ionia boundary. The study area is located in tectonic blocks that represent the transition from the neritic platform of Gavrovo to the pelagic Ionian Unit.

πτεται κατά θέσεις από την εκδήλωση ενός συνιζηματογενούς τεκτονισμού ο οποίος συχνά συνοδεύεται και από ολισθοθρυμματικά φαινόμενα.

Η περίπτωση της Ιονίου παρουσιάζει ιδιαίτερο ενδιαφέρον διότι το ανώτερο ανθρακικό τμήμα που υπόκειται του φλύσχη αποτελείται από λεπτοστρωματώδεις έως μεσοστρωματώδεις ασβεστόλιθους με κονδύλους και διαστρώσεις πυριτιολίθων που υποδηλώνουν σχετικά ικανό βάθος ιζηματογένεσης, ενώ ο Fleury (1980) δέχεται ομογενοποιημένες συνθήκες ιζηματογένεσης για τον ευρύτερο παλαιογεωγραφικό χώρο. Η παρουσία νηριτικών απολιθωμάτων όπως οι *Nummulites* στους πελαγικούς ασβεστόλιθους, στην συγκεκριμένη περιοχή οφείλεται πιθανότατα σε κατολισθητικά φαινόμενα, που τους μετέφεραν από τους γειτονικούς νηριτικούς ασβεστόλιθους του Γαβρόβου (Εικ.4). Έτσι, ενώ αρχικά υφίσταται ένα ήρεμο περιβάλλον με βιοχημική ιζηματογένεση έως το όριο Ηωκαίνου-Ολιγοκαίνου, εκδηλώνονται ρεύματα πλούσια σε κλαστικό υλικό το οποίο αποτίθεται ως ενδιαστρώσεις στην ανθρακική ιζηματογένεση, η οποία όμως συνεχίζεται. Παρατηρείται δηλαδή μια διαδικασία η οποία χαρακτηρίζεται από συνεχείς εναλλαγές βιοχημικής ιζηματογένεσης και τουρβιδιτικών ρευμάτων. Έτσι υφίσταται η χαρακτηριστική μετάβαση από τη βιοχημική πελαγική στην κλαστική πελαγική με εναλλαγές από οριζοντιές ασβεστόλιθων και κλαστικού υλικού στο οποίο οι πρώτοι βαθμιαία ελαττώνονται και οι δεύτεροι προοδευτικά αυξάνονται έως ότου εκμηδενιστεί η βιοχημική και κυριαρχήσει η κλαστική ιζηματογένεση (ΠΑΠΑΝΙΚΟΛΑΟΥ, 1986).

Παρά τη γενική αυτή εικόνα, τα φαινόμενα συνιζηματογενούς τεκτονισμού που περιγράφηκαν υποδηλώνουν πως ορισμένα τμήματα της ενότητας ακολούθησαν μια διαφορετική διαδικασία η οποία χαρακτηρίζεται από μια απότομη αλλαγή στην ιζηματογένεση, με άμεσο αποτέλεσμα την απουσία των μεταβατικών στρωμάτων. Οι πιθανές περιπτώσεις είναι δύο και ειδικότερα είτε υπήρξε ανάδυση και διάβρωση, είτε υπήρξαν συνθήκες μη απόθεσης. Η πρώτη ερμηνεία κρίνεται μάλλον απίθανη αν ληφθεί υπόψη ότι οι ασβεστόλιθοι είναι πελαγικοί και απαιτούνται ταχύτατοι ρυθμοί κατακόρυφων κινήσεων για την ανάδυσή τους μέσα σε πολύ περιορισμένο χρονικό διάστημα, και στη συνέχεια γρήγορη επαναβύθισή τους για την απόθεση του κλαστικού υλικού. Επίσης, δεν παρατηρήθηκαν φαινόμενα καρστικοποίησης ή δημιουργία παλαιοαναγλύφου στους υποκείμενους ασβεστόλιθους. Αντίθετα, στην ενότητα της Τρίτολης όπου λάμβανε χώρα νηριτική ανθρακική ιζηματογένεση παρατηρήθηκαν φαινόμενα καρστικοποίησης μεγάλης έκτασης και διάβρωσης σχηματισμών μεγάλου πάχους. Ενδεικτικά αναφέρεται ότι στην περιοχή Αναλήψεως-Πηγαδακίων-Βλαχοκερασιάς διαβρώθηκαν όχι μόνο οι τριτογενείς αποθέσεις, αλλά και ολόκληρο το Κρητιδικό (ΛΕΚΚΑΣ 1978, RICHTER AND MARIOLAKOS 1979).

Με βάση τα ανωτέρω η ερμηνεία της μη ανάδυσης καθίσταται πιο ρεαλιστική. Ένα τέτοιο παλαιοπεριβάλλον χαρακτηρίζεται από πολύ απότομα τεκτονικά ελεγχόμενα περιθώρια - πρηνή που σε συνδυασμό με την ύπαρξη ισχυρών θαλάσσιων ρευμάτων εμπόδισαν την απόθεση ιζημάτων. Πρόκειται δηλαδή για κάτι ανάλογο με την ηπειρωτική κατωφέρεια, όπου ο συνδυασμός μεγάλης μορφολογικής κλίσης και δράσης ισχυρών ρευμάτων οδηγεί σε απουσία ιζηματογένεσης ή ακόμα και σε διάβρωση του υποβάθρου. Η παρουσία μεταφερόμενων νηριτικών απολιθωμάτων στους πελαγικούς ασβεστόλιθους μέσω κατολισθητικών φαινομένων που προκαλούνται από τη μεγάλη μορφολογική κλίση ενισχύει την ερμηνεία αυτή.

Τέλος, θα πρέπει να δοθεί ιδιαίτερη έμφαση στο γεγονός ότι η συγκεκριμένη περιοχή έρευνας ανήκει στο εσωτερικό περιθώριο της λεκάνης της Ιονίου και βρίσκεται πολύ κοντά στην νηριτική ανθρακική τράπεζα του Γαβρόβου, η οποία έχει επηρεαστεί από παρόμοια γεγονότα ρηγματογόνου τεκτονισμού και ο οποίος οφείλεται στους μηχανισμούς μετατόπισης της λεκάνης της προχώρας κατά την μετανάστευση των τεκτονικών καλυμάτων (KARAKITSIOS, 1998). Όπως είναι γνωστό, στη μεν Βαράσοβα υφίσταται μια ασυμφωνία, στη δε Κλόκοβα η μετάβαση γίνεται απότομα μέσω της απόθεσης ενός σχηματισμού hardground πάχους 1-2 μέτρων πάνω σε μια παλαιοοριζική επιφάνεια. Συμπερασματικά, η παλαιογεωγραφική θέση της περιοχής που ερευνήθηκε εντοπίζεται σε ενδιάμεσα ρηξιτεμάχη μετάβασης μεταξύ της πλατφόρμας Γαβρόβου και της λεκάνης της Ιονίου (Εικ.4). Στα πλαίσια αυτά, σε απομακρυσμένες παλαιογεωγραφικά περιοχές από την πλατφόρμα του Γαβρόβου κοντά στην αξονική περιοχή της Ιονίου, απουσιάζουν τα φαινόμενα συνιζηματογενούς τεκτονισμού και αναμένονται μεταβατικά στρώματα με μεγάλη ανάπτυξη και πάχος.

**Ευχαριστίες:** Ευχαριστούμε τον Καθ. Δ. Παπανικολάου για τις συζητήσεις που είχαμε και οι οποίες βελτίωσαν το κείμενο και την κα. Μ. Περάκη για τη βοήθειά της στο ύψαιθο.

## ΒΙΒΛΙΟΓΡΑΦΙΑ

- AUBOUIN, J. 1959. Contribution a l' etude geologique de la Grece septentrionale: les confins de l' Epire et de la Thessalie. *Ann. Geol. Pays Hellen.* Vol. 10, p. 1-483.
- AVRAMIDIS P., ZELILIDIS A. & KONTOPOULOS N. 2000. Thrust dissection control of deep-water clastic dispersal patterns in the Klematia-Paramythia foreland basin, Western Greece. *Geol. Mag.*, 137, 667-685.
- BELLAS, S.M. 1997. Calcareous nannofossils of the Tertiary Flysch (Post Eocene to Early Miocene) of the Ionian zone in Epirus, NW Greece: Taxonomy and Biostratigraphical correlations. Thesis, Berliner Geowissenschaftliche Abhandlungen, 22, 173p.
- BIZON G., DERCOURT J. & NEUMANN M. 1963. Donnees nouvelles sur l' age de l'apparition du facies flysch dans la zone de Gavrovo - Tripolitza (Massif du Klokova, Acarnanie, Grece). *Bull. Soc. Geol. de France* (7), Vol 5, p. 1100-1104.
- BP Co. Ltd. 1971. The geological results of petroleum exploration in Western Greece, Ινστιτούτο Γεωλογικών και Μεταλλευτικών Ερευνών σελ. 72, Αθήνα.
- DALLONI, M. 1923. Contribution a l'etude des terrains tertieres de la Thessalie et de l'Épire. *B.S.G.F.* Vol (4) XXIII p.284-294.
- DERCOURT J. & FLEURY J.J. 1977. La nature des contact calcaires-flysch de la serie de Gavrovo-Tripolitza en Grece continentale et Peloponnese. *Ann. Geol. Pays Hellen.*, v. XXVIII, p.28-53.
- FLEURY, J. J. 1980. Les zones de Gavrovo - Tripolitza et du Pinde - Olonos: evolution d' une plate-forme et d' un bassin dans leur carde alpin. *Soc. Geol. Nord*, publication N° 4 Vol 1, 651p. Lille.
- ΘΕΟΔΩΡΟΠΟΥΛΟΣ, Δ. 1973. Φυσική Γεωγραφία της νήσου των Κυθήρων. Διατριβή επί Υψηγεία, σελ. 94, Αθήνα.
- I.G.S.R. & I.F.P. 1966. Etude geologique de l' Epire. *Technip.* Vol. 2 306p.
- KARAKITSIOS, V. 1992. Ouverture et inversion tectonique du basin Ionien (Epire, Grece). *Ann. Geol. Pays Hell.*, 1er serie, XXXV, 185-318.
- KARAKITSIOS, V. 1995. The influence of preexisting structure and halokinesis on organic matter preservation and thrust system evolution in the Ionian basin, Northwest Greece. *AAPG Bull.*, 79, 7, 960-980.
- KARAKITSIOS, V. 1998. The flysch basins in the continental collision chains: the example of the Hellenides. 2e *Congres Francais de Stratigraphie*, p. 106, Paris.
- ΚΟΥΡΗΣ, Χ. 1996. Γεωλογικός χάρτης της Ελλάδος, Φύλλο «ΜΕΣΟΛΟΓΓΙΟΝ», Κλίμακα 1:50.000 Ινστιτούτο Γεωλογικών και Μεταλλευτικών Ερευνών, Αθήνα.
- ΛΕΚΚΑΣ, Σ. 1978. Συμβολή εις την γεωλογικήν δομήν της περιοχής νοτιοανατολικώς της Τρίπολης. Διατριβή επί διδακτορία, Αθήνα, σελ. 192
- ΜΑΡΙΟΛΑΚΟΣ, Η. 1976. Σκέψεις και απόψεις επί ωρισμένων προβλημάτων της γεωλογικής και τεκτονικής δομής της Πελοποννήσου. *Ann. Geol. Pays Hellen.*, v. XXVII, p.215-313.
- ΠΑΠΑΝΙΚΟΛΑΟΥ, Δ. 1986. Γεωλογία της Ελλάδας. Εκδόσεις Επτάλοφος, σελ.240, Αθήνα.
- PIPER D., PANAGOS A., & PE-PIPER G. 1978. Conglomeratic Miocene flysch, Western Greece. *Journal of Sedimentary Petrology*, Vol. 48, No 1, p.117-126.
- RENZ, C. 1955. Die vorneogene Stratigraphie der normal sedimentaren Formationen Criechenlands. IGSR p. 637 Athens.
- RICHÖER, D. & MARIOLAKOS, I. 1973. Die Beziehungen zwischen Tripolitza-Kalk und Flysch in der Gavrovo-Tripolis Zone nordlich Argos (Peloponnes). *Ann. Geol. Pays Hellen.*, v. XXV, p.1-12.
- RICHTER, D. & MARIOLAKOS, I. 1975. Stratigraphische Untersuchungen an der Kreide/Tertiar – Wende im Gebiet von Delfi- Amfissa-Amfiklia (Parnass-Giona zone Griechenland). *Ann. Geol. Pays Hellen.*, 26, p. 417-434.
- RICHTER, D. & MARIOLAKOS, I. 1979. Επί του προβλήματος της ασυμφώνου αποθέσεως του φλύσχου της ζώνης Γαβρόβου-Τριπόλεως εις την Πελοπόννησον. Απάντησις εις τους J. Dercourt & J.J. Fleury (1977). *Ann. Geol. Pays Hellen.*, t XXIX/2, σελ.418-426.