

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

Ι. Δ. ΠΑΠΑΝΙΚΟΛΑΟΥ¹, Ε. Α. ΛΕΚΚΑΣ²

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 φλυσικής 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 Ιόνιος ενότητα είναι γνωστή ως η ενότητα που άλλαξε παλαιογεωγραφικές συνθήκες κατά την εξέλιξη της από το Τριαδικό μέχρι το Ανώτερο Ολιγόκαινο-Μειώκαινο. 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, 15704 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 μαργαίτους κοκκινωπούς ασβεστολίθους στη βάση του φλύσχη, είναι Πριαμπίονιο, 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 Τρίτολη 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).

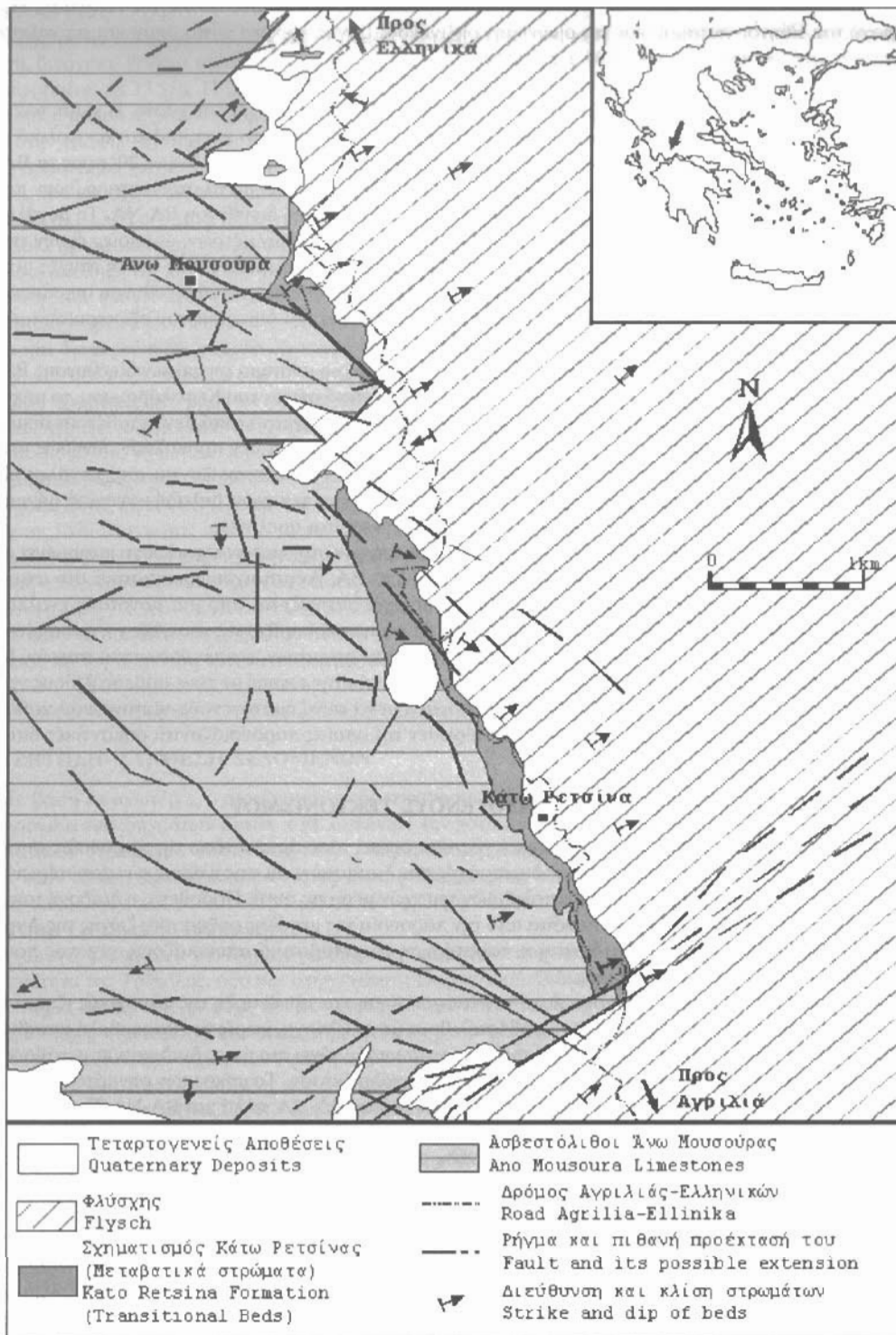
Ασβεστόλιθοι Κεφαλόβρυσου: Βιοκλαστικοί λατυπολαγείς παχυστρωματώδεις ασβεστόλιθοι που περιέχουν θραύσματα Ρουδιστών. Η ηλικία τους είναι Καμπάνιο - Μαιστρήτιο και το ορατό πάχος τους 100-120 μέτρα στο νοτιοδυτικό τμήμα της περιοχής (εκτός του χάρτη της Εικ.1).

Ασβεστόλιθοι Άνω Μουσούρας: Πρόκειται για μικριτικούς, μικρολατυπολαγείς, ασβεστόλιθους χρώματος λευκού έως λευκοκίτρινου, λεπτοστρωματώδεις έως μεσοστρωματώδεις με κονδύλους και διαστρώσεις πυριτιολίθων. Περιέχουν *Nummulites spp.*, *Discocyclina spp.*, *Melobesiodeae*, *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 Ρετοίνας. Πρόκειται για τα μεταβατικά στρώματα από την ανθρακική στην κλαστική ιζηματογένεση της Ιόνιας ενότητας. Ειδικότερα, πρόκειται για εναλλαγές ασβεστολίθων και μαργαίτων στρωμάτων μικρού πάχους, καθώς και για ενδιαστρώσεις μικρών ασβεστολιθικών πάγκων πολύ φτωχών σε πλαγκτονικά απολιθώματα (*Globigerinides*), ενώ η ηλικία του τοποθετείται στο Πριαμπίονιο και ειδικότερα στο όριο Ηωκαίνου - Ολιγοκαίνου (FLEURY, 1980). Η μετάβαση πραγματοποιείται μέσα από εναλλαγές στρωμάτων ασβεστολίθων, μαργαίτων 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 Ρετοίνα 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 κοχλώδη θραυσμό. Αποτελούν το κατώτερο μέλος του φλύσχη και υπέρκεινται 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 ψαμμοπηλιτική φάση. Το πάχος των ψαμμιτικών στρωμάτων κυμαίνεται από 5 έως 60εκ.ατ., ενώ των ηλιτών από 5 έως 25εκ.ατ. Συχνά στο συγκεκριμένο μέλος απαντούν μεγάλοι ασβεστολιθικοί ολισθόλιθοι διαστάσεων αρκετών δεκάδων μέτρων, καθώς επίσης και μικρότεροι της τάξης των μερικών κηβικών 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 ευρύτερης ζώνης της ενότητας) στην περιοχή της Γεωλογίας Α.Π.Θ. διακόπτονται απότομα



Εικ.1 Γεωλογικός χάρτης της περιοχής έρευνας.
Ψηφιακή Βιβλιοθήκη "Θεόφραστος" - Τμήμα Γεωλογίας, Α.Π.Θ.
Fig.1 Geological map of the study area.

προς τα βόρεια λόγω της παρουσίας εγκάρσιων ρηγματίων 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 εμφανίσεις των ασβεστόλιθων διακρίνεται ένα κύριο σύστημα ρηγματίων 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 τεμαχίων, 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 ρηγματίων, επιπτεύσεων 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

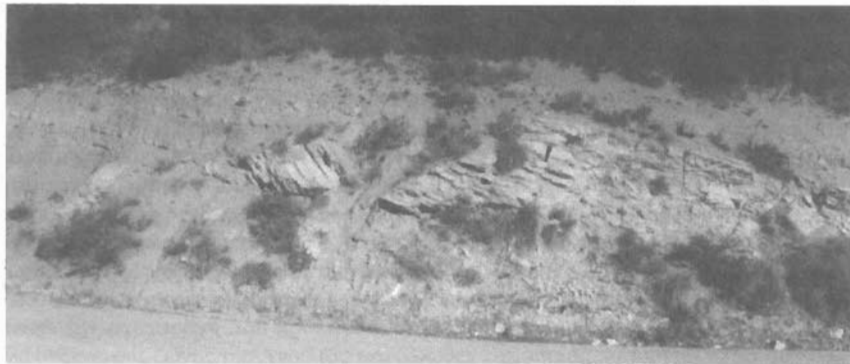
Τα φαινόμενα συνιζηματογενούς τεκτονισμού γίνονται ορατά τόσο άμεσα μέσω της παρουσίας συνιζηματογενών ρηγματίων, όσο και έμμεσα μέσω της διαταραχής που διαπιστώνεται στις κλίσεις των κατώτερων στρωμάτων του φλύσχη και της παρουσίας ασβεστολιθικών τεμαχίων μέσα σε αυτά. Πρόσθετα, η διαδοχή των μεταβατικών 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 ευκρινή δεν καταλαμβάνουν μεγάλη έκταση. Το μήκος των ρηγματίων 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.

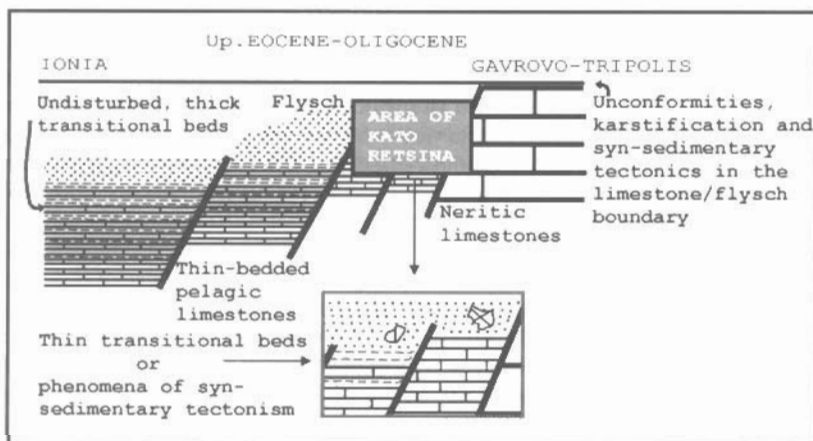
Ο συνιζηματογενής τεκτονισμός έχει ως αποτέλεσμα την μεταβολή των κλίσεων των στρωμάτων κοντά στην επαφή, ενώ προκαλεί και έντονες διαταράξεις στις εμφανίσεις των ασβεστολιθικών μαργών οι οποίες αποτελούν το κατώτερο μέλος του φλύσχη. Ένα τέτοιο χαρακτηριστικό παράδειγμα απαντά στην περιοχή 1.4χλμ. ΝΑ του οικισμού Άνω Μουσούρα και επί του επαρχιακού δρόμου Αγριλιάς-Ελληνικών. Στην συγκεκριμένη περίπτωση παρατηρούνται παλαιο-ολισθήσεις ασβεστολιθικών μαργών οι οποίες εμφανίζονται τεμαχισμένες υπό την μορφή σφηνών και ολισθολιθών, 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). Ένας αξιοσημείωτος είναι και η παρουσία ασβεστολιθικών



Εικ.2 Άποψη των συνιζηματογενών γωνιωδών ρηγματιών 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 αδιάταρακτους 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.

πεται 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 πυριτολίθων 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 οριζόντες 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 ανάδυση 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 Τρίπολης όπου λάμβανε χώρα νηριτική ανθρακική ιζηματογένεση παρατηρήθηκαν φαινόμενα καρστικοποίησης μεγάλης έκτασης και διάβρωσης σχηματισμών μεγάλου πάχους. Ενδεικτικά αναφέρεται ότι στην περιοχή Αναλήψευος-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 - ρωγμή που σε συνδυασμό με την ύπαρξη ισχυρών θαλάσσιων ρευμάτων εμπόδιζαν 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 μεταφερμένων νηριτικών απολιθωμάτων στους πελαγικούς ασβεστόλιθους μέσω κατολισθητικών φαινόμενων 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 προχωράς 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 παλαιορηξιγενή επιφάνεια. Συμπερασματικά, η παλαιογεωγραφική θέση της περιοχής που ερευνηθήκη 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. Περαράκη για τη βοήθειά της στο ύπαιθρο.

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'Epire. *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 Υψηγεσία, 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.