

ΓΕΩΦΥΣΙΚΗ ΜΕΛΕΤΗ ΤΗΣ ΔΟΜΗΣ ΤΟΥ ΑΝΩ ΦΛΟΙΟΥ ΣΤΗΝ ΠΕΡΙΟΧΗ ΤΗΣ ΟΡΕΣΤΙΑΔΑΣ, ΑΝΑΤΟΛΙΚΗ ΡΟΔΟΠΗ

Μαλτζού Φ., Λουκογιαννάκης Μ. και Ευγένης Δ.*

Περίληψη

Στην Γεωφυσική ερμηνεία της λεκάνης της Ορεστιάδας χρησιμοποιήθηκαν σεισμικά δεδομένα ανάκλασης και ένα λεπτομερές βαρυτικό προφίλ. Σε πρώτο στάδιο υπολογίστηκε το μοντέλο βάθους της λεκάνης (με τη διαδικασία αντιστροφής μέσω εικονικών ακτίνων) που δίνει μία αντιπροσωπευτική εικόνα σχετικά με το σχήμα και πάχος των ιζηματογενών σχηματισμών του Ηωκαίνου, Ολιγοκαίνου και Πλειο-Τεταρτογενούς. Το Μειόκαινο απουσιάζει από την λεκάνη. Στη συνέχεια υπολογίστηκε η βαρυτική ανωμαλία που οφείλεται στα ιζήματα. Από την ερμηνεία της υπολειπόμενης βαρυτικής ανωμαλίας, τα στοιχεία γεωτρήσεων και την γενικότερη γνώση της γεωλογίας της περιοχής, προκύπτουν συμπεράσματα σχετικά με τους εις βάθος σχηματισμούς του υποβάθρου που συμβάλλουν στην μελέτη των οφιολιθικών πετρωμάτων στην Ανατολική Ροδόπη.

Abstract

Geophysical data from a detailed seismic reflection survey (DEP-EKY, 1983) as well as a gravity profile have been used in the present study.

The depth model of the Eocene-Oligocene-Plio-Quaternary sedimentary formations has been calculated by image ray analysis of the time section.

The residual gravity anomaly, after the subtraction of the effect of the sediments, has been interpreted. This interpretation was combined with borehole and regional geological data and provided useful information for basement structures related to ophiolite emplacement in the Eastern Rhodope area.

Εισαγωγή

Η λεκάνη της Ορεστιάδας μαζί με την λεκάνη Κίρκης - Αισύμης που βρίσκεται νοτιότερα και εκείνη της Ξάνθης - Κομοτινής προς τα δυτικά αντιπροσωπεύουν μία πρώτη φάση εφελκυσμού που επεκράτησε στην περιοχή της Αν. Ροδόπης στις αρχές του Τριτογενούς (Maltezos, 1987).

Μια δεύτερη φάση εφελκυσμού ακολούθησε κατά το Μειόκαινο και πιθανά

* Δημόσια Επιχείρηση Πετρελαίου Έρευνα και Εκ-
μετάλλευση Βιβλιοθήκη Θεσσαλονίκης Επ.μήτ. Γεωλογίας. Α.Π.Θ.

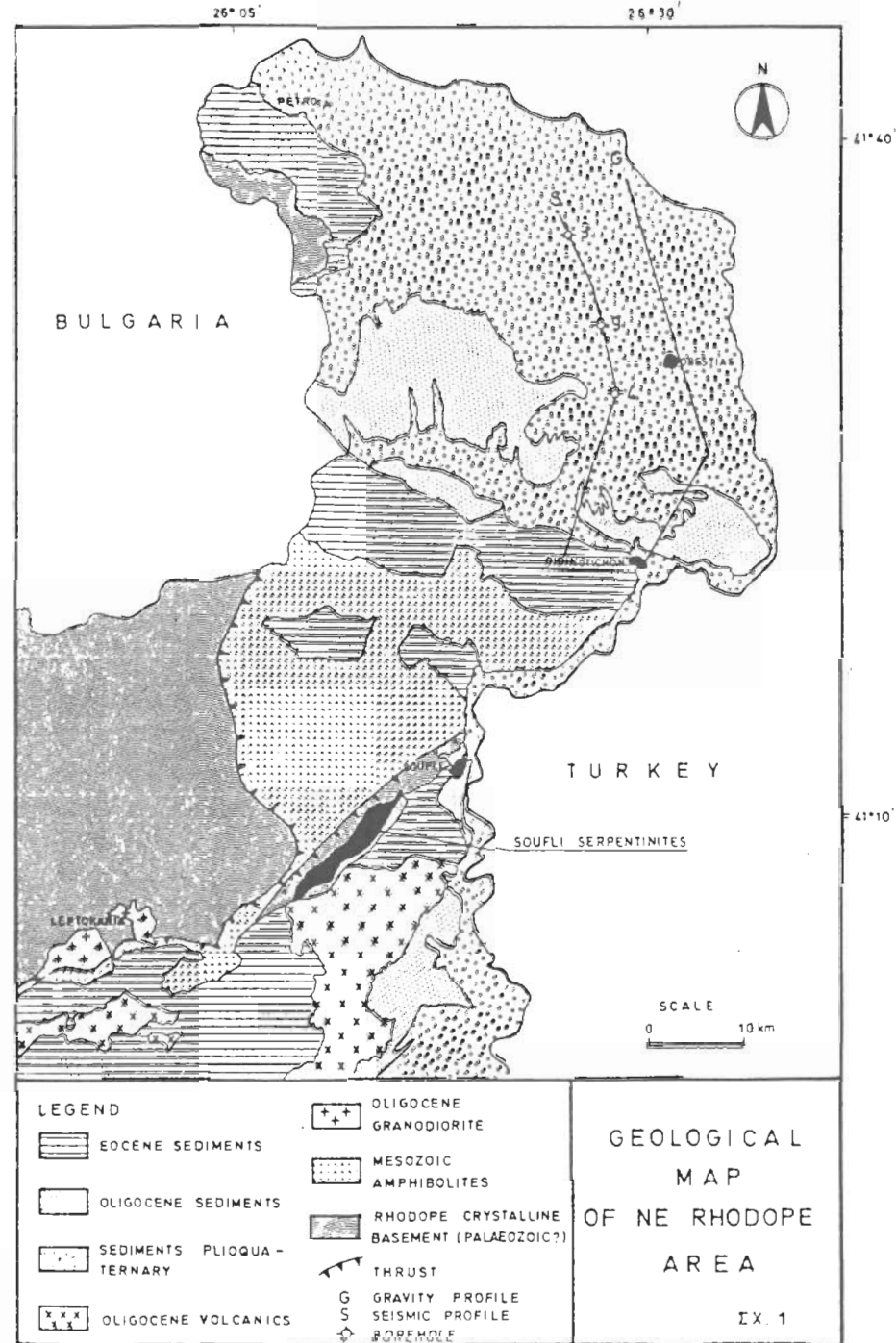
είναι υπεύθυνη για την δημιουργία των λεκανών της Δυτικής Ροδόπης (Maltezos and Brooks, 1989). Ιζήματα του Μειοκαίνου απουσιάζουν από τις λεκάνες της Ανατολικής Ροδόπης.

Στην τεκτονική καταβύθιση που δημιουργήθηκε στην περιοχή της Ορεστιάδας αποτέθηκαν ιζήματα του Ανω Ηωκαίνου απευθείας πάνω στο μεταμορφωμένο υπόβαθρο της Ροδοπικής μάζας (Ανδρονόπουλος, 1977). Η ιζηματογενής σειρά της λεκάνης αποτελείται από ηπειρωτικές αποθέσεις του Ανω Ηωκαίνου: κροκαλοπαγή, μάργες, ψαμμίτες, ασβεστολίθους και θαλάσσια ιζήματα του Ολιγοκαίνου: κυρίως μάργες και ψαμμίτες που έχουν αποθεθεί σε ένα τεκτονικά αδιατάρακτο περιβάλλον (Ανδρονόπουλος, 1977). Τα γεωλογικά χαρακτηριστικά της περιοχής γύρω από την λεκάνη της Ορεστιάδας φαίνονται στο Σχ. 1 (Ζάχος και Δημάδης, 1987).

Το μεταμορφωμένο υπόβαθρο αποτελείται από μια κατώτερη ενότητα κρυσταλλικών γνευσίων και μια ανώτερη ενότητα αμφιβολιτικών πετρωμάτων και σερπεντινιτών (the "amphibolite - serpentinite Unit of Billett and Nesbitt, 1986). Η τελευταία εμφανίζεται σαν μια διακριτή ζώνη που διαχωρίζει τους κρυσταλλικούς γνεύσιους από τα νεώτερα μη μεταμορφωμένα πετρώματα. Λεπτομερής χαρτογράφηση στις περιοχές Μπάτκο και Αμπερντίν εμφανίζει την ενότητα των αμφιβολιτών - σερπεντινών να αποτελείται από μία σειρά αμφιβολιτών πάχους 500-700 m (Billett and Nesbitt, 1986). Προηγούμενες γεωλογικές και γεωφυσικές μελέτες αναφέρονται στα γενικά χαρακτηριστικά της λεκάνης της Ορεστιάδας (Κωνσταντινίδης κ.α., 1983; Maltezos, 1987) και των γύρω σχηματισμών.

Η παρούσα μελέτη βασίζεται στην διεξοδική επεξεργασία και ερμηνεία μιας σεισμικής τομής και ενός λεπτομερούς βαρυτικού προφίλ που διασχίζουν την λεκάνη από Β προς Ν. Στοιχεία από τον βαρυτικό χάρτη και τις διαγραφίες τριών γεωτρήσεων στην περιοχή έχουν επίσης ληφθεί υπόψιν. Η λεκάνη, η οποία στο βόρειο μέρος της εκτείνεται και πέραν των Ελληνικών συνόρων παρουσιάζει έναν μέσο άξονα με διεύθυνση (Δ-ΒΔ) - (Α-ΝΑ). Στο νότιο τμήμα της τερματίζει ομαλά (όπως φαίνεται από επιφανειακές γεωλογικές παρατηρήσεις και επιβεβαιώνεται και από την παρούσα ερμηνεία) απέναντι στα μεταμορφωμένα πετρώματα της αμφιβολιτικής σειράς (ενότητα αμφιβολιτών - σερπεντινιτών) (Σχ. 1).

Η ερμηνεία του σεισμικού και βαρυτικού προφίλ διευκολύνει την αποτύπωση των κύριων χαρακτηριστικών της λεκάνης σε μια διεύθυνση περίπου κάθετη στον κύριο άξονά της. Η διεύθυνση των δύο προφίλ είναι επίσης παράλληλη στην γενικότερη διεύθυνση (κλίση) του ολικού βαρυτικού πεδίου της περιοχής (Maltezos, 1987), το οποίο σκιαγραφεί τα βαθύτερα χαρακτηριστικά του φλοιού στο νότιο όριο της Ροδοπικής μάζας.



Σχ. 1 Γεωλογικός χάρτης ΒΑ Ροδόπης. (Ζάχος και Δημάδης, 1987) G: βαρυτικό προφίλ, S: σεισμική τομή.
Fig. 1 Geological map of NE Rhodope area (Zachos and Dimadis, 1987). G: gravity profile, S: Seismic section

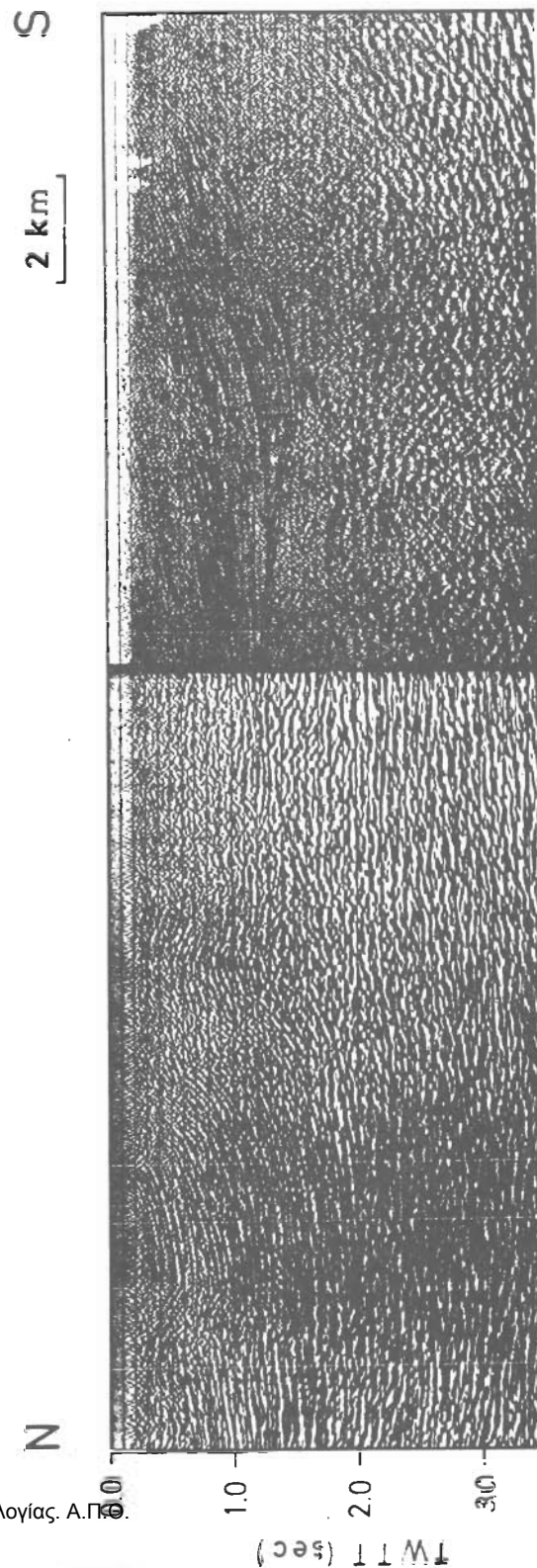
Χρησιμοποιήθηκε μια σεισμική τομή (που αποτελείται από τη σύνθεση δύο επιμέρους σεισμικών τομών για τους σκοπούς της παρούσας μελέτης (Σχ. 2) και επιλέχθηκε με διεύθυνση Β - Ν, κάθετη στο άξονα της λεκάνης. (Σχ. 1). Το συνολικό μήκος της είναι 28km ενώ το νότιο άκρο της φθάνει μέχρι τις παρυφές της λεκάνης. Επιπλέον, κατά μήκος της σεισμικής τομής, υπάρχουν 3 γεωτρήσεις που χρησιμοποιήθηκαν για τον συσχετισμό των ανακλάσεων, σε όλο το βάθος της λεκάνης, τον έλεγχο των αποτελεσμάτων και την παροχή απαραίτητων γεωφυσικών δεδομένων (πυκνότητες, ταχύτητες διάδοσης κυμάτων κ.λ.π.).

Η σεισμική έρευνα της περιοχής εκτελέσθηκε από την ΔΕΠ-ΕΚΥ το 1983. Η σεισμική ενέργεια που χρησιμοποιήθηκε κατά την καταγραφή προκλήθηκε από εκρήξεις δυναμίτη σε γεωτρήσεις βάθους 20-40m με επιφανειακή δειγματοληψία 50m (υπεδαφική δειγματοληψία 25m). Καταγράφηκαν 60 ίχνη ανά σημείο εκρήξεως με ελάχιστη απόσταση πηγής - φωρατού 150m και μέγιστη 2950 m. Ο συνολικός χρόνος καταγραφής είναι 5 sec με δειγματοληψία ανά 2ms. Για την καταγραφή των σημάτων χρησιμοποιήθηκε διάταξη 24 γεωφώνων.

Στη γεωφυσική ερμηνεία χρησιμοποιήθηκε επίσης ένα λεπτομερές (δεδομένου του τελικού μας στόχου ερμηνείας χαρακτηριστικών του υποβάθρου) βαρυτικό προφίλ από μετρήσεις σε σταθμούς των οποίων η μέση απόσταση είναι περίπου 1 km και είναι τοποθετημένοι σε μια κεντρική οδική αρτηρία που διασχίζει τοπογραφικά ομαλές περιοχές κατά μήκος του ποταμού Εβρου (Σχ. 1). Οι τιμές της παρατηρούμενης ανωμαλίας Bouguer στους παραπάνω σταθμούς φαίνονται στο σχήμα 5α.

Ο βαρυτικός χάρτης της περιοχής (Λάγιος κ.α., 1989), παρότι ημιτελής στην ζώνη των συνόρων, δίνει μια γενική εικόνα του βαρυτικού πεδίου στην περιοχή της λεκάνης: Στο δυτικό της τμήμα εμφανίζεται ένα τοπικό ελάχιστο των 25mgal που οριοθετείται από μέγιστο των 45mgal προς Β και Ν αντίστοιχα. Τα τελευταία ταυτίζονται χωρικά με την εμφάνιση των μεταμορφωμένων σχηματισμών του κρυσταλλικού υποβάθρου (Βόρειο τμήμα) και της αμφιβολιτικής σειράς (νότιες παρυφές της λεκάνης).

Η βαρυτική ανωμαλία που οφείλεται στην επίδραση των ιζημάτων στο ανατολικό τμήμα της λεκάνης φαίνεται να εκτείνεται προς Β-ΒΑ πέραν των γεωγραφικών μας συνόρων.



Σχ. 2 Σεισμική τομή S (Σχ. 1) που χρησιμοποιήθηκε στη γεωφυσική ερμηνεία.

Fig. 2 Seismic section S (Fig. 1) used in the geophysical interpretation.

α. Επεξεργασία σεισμικής τομής

Η συμβατική επεξεργασία της σεισμικής τομής έγινε το 1984 στο κέντρο επεξεργασία της ΔΕΠ - ΕΚΥ. Η παρουσία αρκετά ισχυρού θορύβου από κύματα επιφανείας (Rayleigh) επέβαλε τη χρήση φίλτρου συχνότητας - κυματάριθμου. Κατά την αποσυνέλιξη χρησιμοποιήθηκε διάστημα πρόβλεψης 12ms. Εγινε επίσης χρήση ειδικού προγράμματος αυτόματου υπολογισμού και εφαρμογής των υπολοιπόμενων στατικών διορθώσεων. Η τελική τομή υπέρθεσης έχει κάλυψη 1500% (15 ίχνη ανά κοινό υπεδιαφικό σημείο). Αυτή η τομή υπεβλήθη στη διαδικασία χωροθέτησης χρόνου με τη μέθοδο των πεπερασμένων διαφορών (Λουκογιαννάκης κ.α, 1986). Η τελική χωροθετημένη σεισμική τομή φαίνεται στο σχήμα 3b.

Στόχος της εν συνεχεία ειδικής επεξεργασίας ήταν η διαμόρφωση ενός γεωλογικού μοντέλου της λεκάνης. Αυτό προϋποθέτει μια διαδικασία αντιστροφής για το μετασχηματισμό της σεισμικής τομής $f(x, z=0, t)$ σε μοντέλο βάθους $f(x, z, t=0)$. Μια σχετικά απλή λύση δίνει η ακτινική θεωρία (Hubral, 1977).

Σύμφωνα μ'αυτήν ένα μοντέλο χρόνου (Σχ. 3α) μετασχηματίζεται σε μοντέλο βάθους (Σχ. 3b) είτε με τη χρήση ακτίνων κάθετης πρόσπτωσης (normal incidence rays), στην περίπτωση μοντέλου από τομή υπέρθεσης, είτε με τη χρήση εικονικών ακτίνων (image rays), στην περίπτωση μοντέλου από χωροθετημένη σε χρόνο σεισμική τομή. Στην παρούσα εργασία ακολουθήθηκε η τελευταία διαδικασία (αντιστροφή μέσω εικονικών ακτίνων). (Σχ. 4).

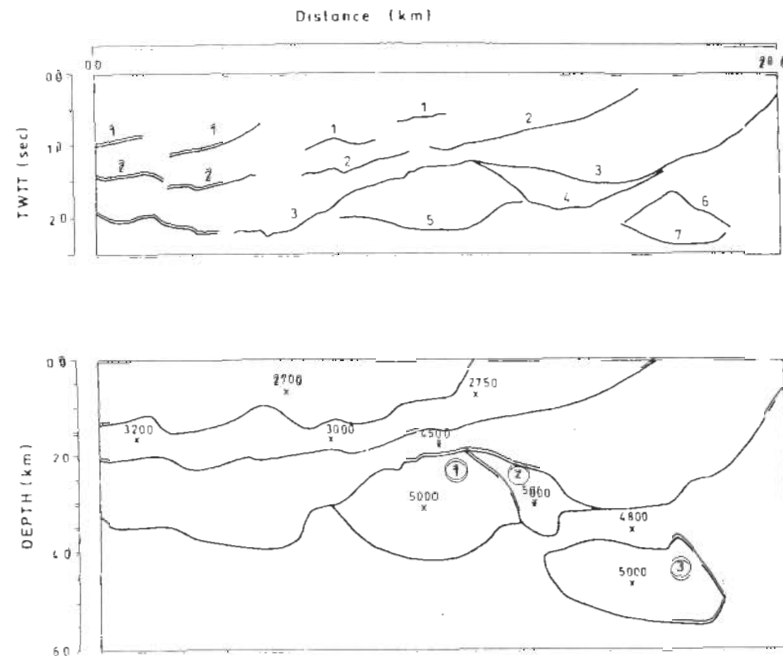
Πιο συγκεκριμένα, το μοντέλο χρόνου (Σχ. 3α) ορίσθηκε με ψηφιοποίηση χαρακτηριστικών ανακλάσεων στη σεισμική τομή, που, σύμφωνα με την ερμηνεία μας αντιστοιχούν στους εξής γεωλογικούς σχηματισμούς:

- Ανάκλαση 1 (4 τμήματα): Επαφή Πλειοτεταρτογενούς - Ολιγοκαίνου
- Ανάκλαση 2 (" "): " Ολιγοκαίνου - Ηωκαίνου
- Ανάκλαση 3 (" "): " Ηωκαίνου - Υποβάθρου

Η παραπάνω ερμηνεία στηρίχθηκε και στις τρεις υπάρχουσες γεωτρήσεις OR-3, OR-9, OR-4 (Σχ. 1).

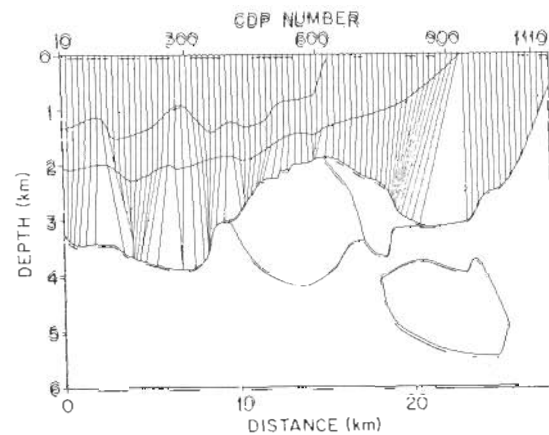
Οι ανακλάσεις 4, 5, 6 και 7 (Σχ. 3α) βρίσκονται μέσα στο υπόβαθρο και ψηφιοποιήθηκαν μετά από μια επαναληπτική διαδικασία για την προσέγγιση της βαρυτομετρικής ανωμαλίας.

Οι απαιτούμενες για την αντιστροφή σεισμικές ταχύτητες καθορίστηκαν από την ανάλυση ταχυτήτων της σεισμικής γραμμής και από τις ακουστικές διαγραφίες των γεωτρήσεων. Το τελικό μοντέλο βάθους και ταχύτητας, φαίνεται στο σχήμα 3b, ενώ στο σχήμα 4 εμφανίζονται παρα-



Σχ. 3 Ερμηνεία Σεισμικής Τομής S (Σχ. 1)
 α. Μοντέλο χρόνου της λεκάνης
 β. Μοντέλο βάθους της λεκάνης

Fig. 3 Interpretation of seismic section S (Fig. 1)
 a. Time model of the Orestias basin along section S.
 b. Depth model " " " " " " " " " " " "



Σχ. 4 Διαδικασία αντιστροφής μέσω εικονικών ακτίνων

Fig. 4 Inversion process based on the image ray theory.

δειγματικά οι εικονικές ακτίνες (σε αραιώση) που αντιστοιχούν στον ορίζοντα 4.

β. Επεξεργασία βαρυτικών δεδομένων

Το μοντέλο βάθους των ιζημάτων που υπολογίστηκε με τον παραπάνω τρόπο δίνει μια λεπτομερή εικόνα της λεκάνης κατά μήκος της σεισμικής τομής. Χρησιμοποιώντας την πληροφορία αυτή η καθαρή βαρυτική ανωμαλία που οφείλεται στα ιζήματα (Σχ. 3b), υπολογίζεται (Σχ. 5b) με την μέθοδο των Talwani et.al. (1959) προσεγγίζοντας την λεκάνη με ένα δύο - διαστάσεων μοντέλο.

Η λεκάνη χωρίζεται σε τρία στρώματα με μέση πυκνότητα 2.37, 2.46, 2.65 T/m³ αντίστοιχα. Οι τιμές της πυκνότητας προσδιορίστηκαν από διαγραφίες πυκνότητας των γεωτρήσεων των οποίων τα βάθη συσχετίσθηκαν με τους αντίστοιχους γεωλογικούς ορίζοντες και στη συνέχεια με τους ορίζοντες της σεισμικής τομής. Σύμφωνα με τις διαγραφίες η μέση τιμή της πυκνότητας για το κρυσταλλικό υπόβαθρο είναι 2.75 T/m³. Εργαστηριακές μετρήσεις σε επιφανειακά πετρώματα παρόμοιας σύστασης που εκτείνονται σε μεγάλη έκταση στην περιοχή βόρεια της Λεπτοκαρυάς (Σχ. 1) επέδειξαν την ίδια μέση τιμή πυκνότητας (Maltezos, 1987).

Ερμηνεία - Συμπεράσματα

Η υπολογισμένη με την παραπάνω μέθοδο βαρυτική ανωμαλία της λεκάνης φαίνεται στο σχήμα 5b. Υποθέτοντας ότι το ολικό (regional) βαρυτικό πεδίο στην περιοχή προσεγγίζεται από μια σταθερή τιμή ή από ένα χαμηλού βαθμού πολυώνυμο, παρατηρούμε ότι υπάρχει μια απόκλιση μεταξύ του σχήματος της παρατηρούμενης ανωμαλίας και εκείνης που προκύπτει από τον υπολογισμό της επίδρασης των ιζημάτων της λεκάνης. Ειδικότερα, στο κεντρικό τμήμα του βαρυτικού προφίλ παρατηρείται μία θετική τοπική ανωμαλία της οποίας την προέλευση αναζητούμε στους σχηματισμούς του μεταμορφωμένου υποβάθρου.

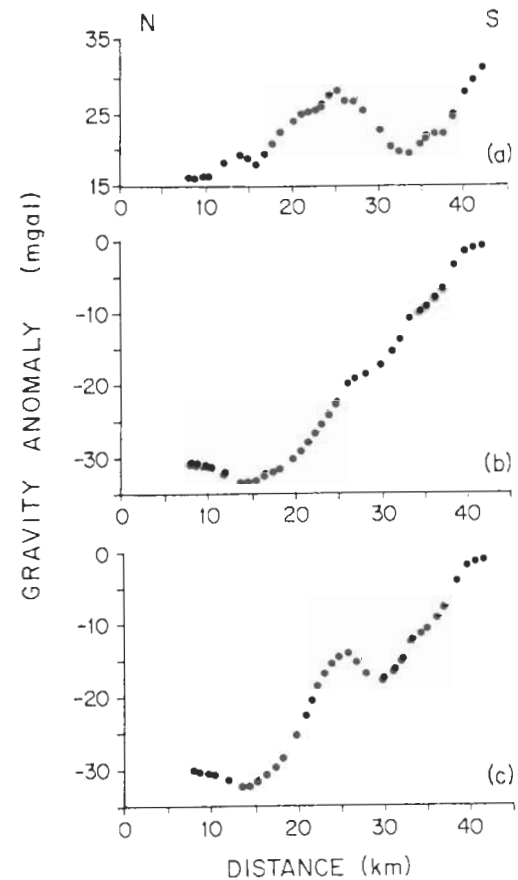
Η σεισμική τομή (Σχ. 2) εμφανίζει στο υπόβαθρο της λεκάνης την ύπαρξη πολλαπλών ανακλαστήρων με μικρή γωνία κλίσης από Νότο προς* τελικό μοντέλου βάθους για την περιοχή.

Το σχήμα της παρατηρούμενης βαρυτικής ανωμαλίας (Σχ. 3a) προσεγγίζεται ικανοποιητικά με την παρουσία των τριών σωμάτων (1,2 και 3) που προέκυψαν από την διαδικασία ψηφιοποίησης των ανακλάσεων του υποβάθρου με πυκνότητες 3.00 T/m³ σώμα (1) και 2.66 T/m³ (σώματα 2 και 3) (Σχ. 3c).

Το σχήμα και οι πυκνότητες που ερμηνεύουν την βαρυτική ανωμαλία και η ανακάλυψη σερπεντινιτών στο υπόβαθρο της λεκάνης από την γεωτρήση 4, προσδίδουν μια ιδιαίτερη σημασία στην γεωλογία του υποβάθρου της περιοχής.

Εργαστηριακές μετρήσεις πυκνότητας πετρωμάτων της ενότητας αμφιβολιτών - σερπεντινιτών στην περιοχή Δ-ΝΔ από το Σουφλί έδωσαν μέσες τιμές πυκνότητας 2.66 και 3.00 T/m³ για τους σερπεντινίτες

* Βοοά. Η ψηφιοποίηση των ανακλάσεων του υποβάθρου οδηγεί σε ένα



Σχ. 5
 α. παρατηρούμενη βαρυτική ανωμαλία κατά μήκος του προφίλ G (Σχ. 1).
 β. Υπολογισμένη βαρυτική ανωμαλία που οφείλεται στα ιζήματα όπως προκύπτει από την ερμηνεία κατά μήκος της σεισμικής τομής S (Σχ.1).
 γ. Υπολογισμένη βαρυτική ανωμαλία που οφείλεται στα ιζήματα και τα σώματα (1), (2) και (3) της σειράς Αμφιβολιτών - Σερπεντινιτών του σχήματος 3b.

Fig. 5
 a. Observed gravity anomaly along profile G (Fig. 1)
 b. Calculated gravity anomaly due to the effect of the sediments along seismic section S (Fig. 1).
 c. Calculated gravity anomaly due to the effect of sediments and bodies 1,2 and 3 of the amphibolite-serpentinite Unit (Fig. 3b).

και αμφιβολίες της σειράς αντίστοιχα. Επιπλέον, η ερμηνεία του αερωμαγνητικού χάρτη υπέδειξε ότι οι σερπεντινίτες του Σοφλίου είναι λεπτά σώματα μικρού όγκου με μικρές γωνίες κλίσης από Νότο προς Βορρά (Μαλτεζου, 1987).

Η παρούσα εργασία δίνει παρόμοια εικόνα για την περιοχή του υποβάθρου νότια του ρήγματος Ορεστιάδας - Πετρωτών. Η παρουσία των αμφιβολιτών - σερπεντινιτών στο υπόβαθρο της λεκάνης της Ορεστιάδας δείχνει ότι η ενότητα αυτή εκτείνεται εις βάθος προς βορρά και αποτελεί ένα σημαντικό στοιχείο στη μελέτη των οφιολιθικών πετρωμάτων στην Ανατολική Ροδόπη. Μια λεπτομερής ποσοτική ερμηνεία μπορεί να προκύψει, με παραπέρα προσέγγιση του ολικού (regional) βαρυτικού πεδίου από ένα χαμηλού βαθμού πολυώνυμο και την μελέτη περισσότερων σεισμικών τωμών στην περιοχή.

Αναφορές

1. Ανδρονόπουλος, Β., 1977, Γεωλογική μελέτη της περιοχής Διδυμότειχο - Πεντάλοφος (Λεκάνη Ορεστιάδας), Geol. Geophys. Res., 17 (2), Ι.Γ.Μ.Ε., Αθήνα, 59 p.p.
2. Billett, M.F. and Nesbitt, R.W., 1986. Base-metal mineralization associated with mafic and ultramafic rocks, eastern Rhodope massif, Greece. Trans. Inst. Min. Metall, 95, B37-B45.
3. Ζάχος και Δημάδης 1987. Γεωλογικός χάρτης Ροδόπης που έγινε στα πλαίσια προγράμματος της Ευρωπαϊκής Κοινότητας. Εσωτερική έκθεση ΙΓΜΕ.
4. Κωνσταντινίδης Δ., Κατριτζόγλου Κ., Μιχαήλ Κ. Δημητριάδης Α., Αγγελόπουλος Α., Κωνσταντινίδου Ε., 1983. Έκθεση: Μεταλλογενετικός χάρτης Νομού Έβρου, ΙΓΜΕ, Αθήνα, 136 pp.
5. Hurbal, P., 1977. Time migration, some ray theoretical aspects, Geophysical Prospecting, v25, p738-745.
6. Λουκογιαννάκης, Μ., Ευγένης, Δ., Τυράσκης, Π., 1986. Σύγχρονες τάσεις στη χωροθέτηση σεισμικών τωμών, 4ο Πανελλήνιο Συνέδριο Φυσικής, Αθήνα.
7. Λάγιος Ε., Αγγελόπουλος Α., Νικολάου Σ. και Hirkkin, R.G., 1989 Βαρυτικός χάρτης ανωμαλιών Bouguer. Πρόγραμμα ΙΓΜΕ. Νο 716500, Αθήνα.
8. Maltezos F. and Brooks M., 1989. A geophysical investigation of post - Apline granites and Tertiary sedimentary basins in northern Greece. Journal of the Geological Society, London, Vol, 146, pp. 53-59.
9. Maltezos, F., 1987. Gravity and magnetic studies of the Rhodope region, NE Greece. Ph. D thesis, University of Southampton.
10. Talwani, M., Worzel, L., Landisman, M., 1975. Rapid gravity computations for two-dimensional bodies with application to the Mendocino submarine fracture zone, J. Geophys. Res., 64, 49-59.