

Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης

Σχολή Θετικών Επιστημών

Τμήμα Γεωλογίας

Ελένης Ν. Αθανασίου

**ΦΥΣΙΚΟΜΗΧΑΝΙΚΕΣ ΙΔΙΟΤΗΤΕΣ
ΚΑΙ ΠΕΤΡΟΓΡΑΦΙΚΑ ΧΑΡΑΚΤΗΡΙΣΤΙΚΑ
ΠΥΡΙΓΕΝΩΝ ΠΕΤΡΩΜΑΤΩΝ ΑΠΟ ΤΗΝ
ΑΝΑΤΟΛΙΚΗ ΜΑΚΕΔΟΝΙΑ ΚΑΙ ΘΡΑΚΗ
ΓΙΑ ΧΡΗΣΗ ΤΟΥΣ ΩΣ ΑΔΡΑΝΗ ΥΛΙΚΑ.**

Διπλωματική εργασία

Υπεύθυνοι καθηγητές :

Χρηστάρας Βασίλης

Κορωναίος Αντώνης

Θεσσαλονίκη 2001

ΠΕΡΙΕΧΟΜΕΝΑ

1. ΓΕΩΛΟΓΙΑ ΚΑΙ ΤΡΙΤΟΓΕΝΗΣ ΜΑΓΜΑΤΙΣΜΟΣ	1
1.1 Γεωλογία της Μάζας της Ροδόπης	1
1.2 Γεωλογία της Περιοδοπικής Ζώνης	2
1.3 Τριτογενής Μαγματισμός στη Μάζα της Ροδόπης και στην Περιοδοπική Ζώνη	4
2. ΤΡΙΤΟΓΕΝΗΣ ΗΦΑΙΣΤΕΙΑΚΗ ΔΡΑΣΤΗΡΙΟΤΗΤΑ	7
2.1 Γεωγραφική θέση των ηφαιστιτών	7
2.2 Πετρογραφική περιγραφή των ηφαιστιτών	8
2.3 Περιοχή Ανδεσιτών Λευκίμης-Βυρίνης-Κιτρινόπετρας	8
2.4 Περιοχή Ρυολίθων Ασάρ Τεπέ – Τζόμτζος Βρύσης – Μπαντέμ Λόφου – Ασάρ Λόφου – Λούτζας	10
3. ΤΡΙΤΟΓΕΝΗΣ ΠΛΟΥΤΩΝΙΚΗ ΔΡΑΣΤΗΡΙΟΤΗΤΑ	12
3.1 Γεωγραφική θέση πλουτωνιτών	12
3.2 Πλουτωνίτης της Καβάλας	13
3.3 Πλουτωνίτης της Ξάνθης	15
3.4 Πλουτωνίτης του Γρανίτη	17
3.5 Πλουτωνίτης της Βροντούς	17

4. ΠΕΤΡΟΓΡΑΦΙΚΗ ΕΞΕΤΑΣΗ ΤΩΝ ΔΕΙΓΜΑΤΩΝ	20
4.1 Ανδεσιτης του Άβαντα	20
4.2 Ρυόλιθος των Φερρών	21
4.3 Γρανίτης της Καβάλας	22
4.4 Γρανοδιорίτης της Ξάνθης	24
4.5 Γρανίτης του Γρανίτη	25
4.6 Γρανίτης της Βροντούς	27
5. ΑΔΡΑΝΗ ΥΛΙΚΑ	29
5.1 Προέλευση αδρανών υλικών	29
5.2 Αδρανή υλικά φυσικών αποθέσεων	30
5.3 Θραυστά αδρανή πετρωμάτων	30
5.4 Έλεγχοι πετρωμάτων για την χρήση τους ως αδρανή υλικά	31
6. ΠΡΟΤΥΠΕΣ ΔΟΚΙΜΕΣ ΠΕΤΡΩΜΑΤΩΝ	33
6.1 Πρότυπη δοκιμή ελέγχου της αντοχής των πετρωμάτων σε σημειακή φόρτιση	33
6.2 Πρότυπη δοκιμή ελέγχου της αντοχής των πετρωμάτων στην συμπίεση	39
6.3 Πρότυπη δοκιμή προσδιορισμού του ξηρού φαινομένου βάρους ή ξηρής πυκνότητας των πετρωμάτων	41
6.4 Πρότυπη δοκιμή προσδιορισμού της απορροφητικότητας των πετρωμάτων	43
6.5 Πρότυπη δοκιμή προσδιορισμού της επίδρασης της ανισοτροπίας στην αποσάθρωση των πετρωμάτων	44

7.	ΕΡΓΑΣΤΗΡΙΑΚΑ ΑΠΟΤΕΛΕΣΜΑΤΑ ΔΟΚΙΜΩΝ	47
7.1	Πρότυπη δοκιμή ελέγχου της αντοχής των πετρωμάτων σε σημειακή Φόρτιση	48
7.2	Πρότυπη δοκιμή ελέγχου της αντοχής των πετρωμάτων στην συμπίεση	49
7.3	Πρότυπη δοκιμή προσδιορισμού του ξηρού φαινομένου βάρους ή ξηρής πυκνότητας των πετρωμάτων	50
7.4	Πρότυπη δοκιμή προσδιορισμού της απορροφητικότητας των πετρωμάτων	51
7.5	Πρότυπη δοκιμή προσδιορισμού της επίδρασης της ανισοτροπίας στην αποσάθρωση των πετρωμάτων	52
8.	ΣΥΜΠΕΡΑΣΜΑΤΑ	53
9.	ΒΙΒΛΙΟΓΡΑΦΙΑ	56
10.	ΦΩΤΟΓΡΑΦΙΕΣ	62

1. ΓΕΩΛΟΓΙΑ ΚΑΙ ΤΡΙΤΟΓΕΝΗΣ ΜΑΓΜΑΤΙΣΜΟΣ

1.1 ΓΕΩΛΟΓΙΑ ΤΗΣ ΜΑΖΑΣ ΤΗΣ ΡΟΔΟΠΗΣ

Η Μάζα της Ροδόπης αποτελεί μια πολυμεταμορφική περιοχή, η οποία εκτείνεται κατά μήκος των ελληνοβουλγαρικών συνόρων και καλύπτει τη Β.Α. Μακεδονία και τη Δ. Θράκη. Στα δυτικά συνορεύει με τη Σερβομακεδονική Μάζα κατά μήκος της ρηξιγενούς ζώνης του Στρυμόνα (Dinter & Royden 1993), ενώ στα νότια και νοτιοανατολικά επικαλύπτεται τεκτονικά από την Περιοδοπική Ζώνη (Karfakis & Doutsos 1995).

Μεγάλες επωθητικές ζώνες διαχωρίζουν την ελληνική Ροδόπη σε διάκριτες γεωλογικές ενότητες. Έτσι, η Δυτική και η Κεντρική Ροδόπη διακρίνονται σε δύο ενότητες: την Ανώτερη Τεκτονική Ενότητα (ΑΤΕ) ή Ενότητα Σιδηρόνερου και την Κατώτερη Τεκτονική Ενότητα (ΚΤΕ) ή Ενότητα Παγγαίου (Papanikolaou & Panagopoulos 1981). Οι δύο ενότητες χωρίζονται μεταξύ τους με μία επώθηση ΝΝΑ-ΒΒΔ κατεύθυνσης, γνωστή ως επώθηση του Νέστου (Σχ. 1). Η ΚΤΕ επικαλύπτεται στο βορειοανατολικό της όριο από την ΑΤΕ, ενώ το νοτιοδυτικό της όριο αποτελεί η Σερβομακεδονική Μάζα. Σύμφωνα με τους Dinter & Royden (1993) η Σερβομακεδονική Μάζα αποτελεί τμήμα της ΑΤΕ που αποκολλήθηκε και ένα μικρής γωνίας ρήγμα μετακινήθηκε νοτιοδυτικά στη σημερινή της θέση. Η ΑΤΕ είναι υψηλότερου βαθμού μεταμόρφωσης και περιλαμβάνει γνεύσιους, μιγματίτες, εκλογιτικούς αμφιβολίτες, ασβεστοπυριτικά πετρώματα, υπερβασικά πετρώματα και κάποια μάρμαρα και επωθείται προς νότο πάνω στην ΚΤΕ, που αποτελείται από μαζώδη (Φαλακρό όρος) και ζωνώδη μάρμαρα, τα οποία εναλλάσσονται με κάποιους μαρμαρυγιακούς σχιστολίθους, γνευσίους και αμφιβολίτες. Η Ανατολική Ροδόπη διακρίνεται με βάση το βαθμό μεταμόρφωσης επίσης στην Ανώτερη και Κατώτερη Ενότητα (Mposkos et al. 1990).

Η μεταμορφική εξέλιξη της Ελληνικής Ροδόπης, που κέντρισε το ενδιαφέρον πολλών ερευνητών (Kronberg & Raith 1977, Kokkinakis 1980, Liati 1986, Mposkos et al. 1986, Mposkos 1989, Del Moro et al. 1990, Kiliass & Mountrakis 1990, Liati & Mposkos 1990, Mposkos et al. 1990, Kotopouli et al. 1991, Kolocotroni 1992, Schultz

1992), δεν έχει πλήρως διευκρινιστεί, θεωρείται όμως, ότι σε γενικές γραμμές έλαβε χώρα σε τρεις διαδοχικές φάσεις:

α) Προ-Ηωκαινική υψηλής πίεσεως μεταμορφική φάση (15 kb), η οποία αποτυπώθηκε σε αμφιβολιτωμένους εκλογίτες και σε σχιστολίθους με χλωριτοειδή στην Κεντρική και Ανατολική Ροδόπη.

β) Κάτω έως μέσω-Ηωκαινική αμφιβολιτικής φάσεως (7 kb και 650 °C) μεταμόρφωση, η οποία επακολούθησε και η οποία επικαλύπτει την προηγούμενη.

γ) Χαμηλής πίεσεως ανάδρομη μεταμόρφωση πρασινοσχιστολιθικής φάσεως, η οποία παρατηρείται συχνά σε γνευσίους, αμφιβολίτες και μεταπηλίτες.

Η παραμορφωτική ιστορία της Ροδόπης είναι πάρα πολύ πολύπλοκη, και χρήζει ακόμη μελέτης. Στοιχεία, τα οποία θα μπορούσαν να βοηθήσουν στην κατανόηση της παραμορφωτικής εξέλιξης της Ροδόπης, παρουσιάστηκαν από πολλούς ερευνητές (Kokkinakis 1980, Kiliass & Mountrakis 1990, Koukouvelas & Doutsos 1990, Kolocotroni & Dixon 1991, Koukouvelas & Pe-Piper 1991, Kolocotroni 1992, Schulz 1992, Dinter & Royden 1993, Sokoutis et al. 1993, Dinter et al. 1995). Σε γενικές γραμμές όμως, γίνεται παραδεκτό, ότι και οι δύο ενότητες της Ροδόπης υπέστησαν παρόμοια τεκτονική εξέλιξη η οποία χαρακτηρίζεται από ένα αρχικό συµεταμορφικό επωθητικό στάδιο και ένα μεταγενέστερο μετα-μεταμορφικό εφελκυστικό στάδιο.

1.2 ΓΕΩΛΟΓΙΑ ΤΗΣ ΠΕΡΙΡΟΔΟΠΙΚΗΣ ΖΩΝΗΣ

Η Περιροδοπική ζώνη καθιερώθηκε στην γεωτεκτονική διαίρεση της Ελλάδας από τους Kauffman et al. (1976) σαν η πιο εσωτερική ζώνη των Ελληνίδων με το όνομα Circum Rhodope belt. Η Περιροδοπική εκτείνεται ως ζώνη πλάτους 10-20 km, με διεύθυνση ΒΔ-ΝΑ στη δυτική πλευρά της Σερβομακεδονικής. Από τα Ελληνογιουγκοσλαβικά σύνορα η ζώνη προεκτείνεται προς τα ΝΑ στη λίμνη Λαγκαδά, τον κορμό της Χαλκιδικής και τη χερσόνησο της Σιθωνίας όπου κάμπτεται προς τα ΒΑ και με διεύθυνση ΝΔ-ΒΑ περνάει από την άκρη της χερσονήσου του Άθω και προεκτείνεται υποθαλάσσια προς το νησί της Σαμοθράκης και την περιοχή της Αλεξανδρούπολης - Έβρου.

Η κύρια παλαιογεωγραφική και γεωτεκτονική σημασία της Περιροδοπικής ζώνης είναι ότι αποτελούσε στη διάρκεια του Ιουρασικού την ηπειρωτική κατωφέρεια

της ηπειρωτικής Ελληνικής ενδοχώρας και κυρίως της Σερβομακεδονικής μάζας, η οποία κατωφέρεια κατέληγε σε μια βαθιά αύλακα περιφερειακή της ηπειρωτικής μάζας. Σύμφωνα με τα βασικότερα γεωτεκτονικά μοντέλα εξέλιξης του Ελληνικού χώρου, αυτή η περιφερειακή αύλακα ήταν η θέση βύθισης (subduction) της ωκεάνιας περιοχής της ζώνης Αξιού κάτω από την Ευρωπαϊκή ηπειρωτική πλάκα, το περιθώριο της οποίας αποτελούσαν οι μάζες Ροδόπης και Σερβομακεδονικής.

Οι τρεις βασικές ενότητες που συγκροτούν την Περιοδοπική ζώνη, με γενική διάταξη των σχηματισμών τους ΒΔ-ΝΑ, είναι από τα ανατολικά προς τα δυτικά (Μουντράκης 1985):

1. Η ενότητα Ντεβέ Κοράν – Δουμπιά
2. Η ενότητα Μελισχωρίου – Χολομώντα
3. Η ενότητα Άσπρης Βρύσης – Χορτιάτη.

Η ενότητα Ντεβέ Κοράν – Δουμπιά περιλαμβάνει μετακλαστικά ιζήματα, μεταψαμμίτες, χαλαζίτες, χαλαζιακούς σχιστόλιθους και μετά-κροκαλοπαγή ηλικίας Περμίου (σχηματισμός Εξαμιλίου). Επίσης περιλαμβάνει μια ηφαιστειοϊζηματογενή σειρά Περμίου – Κάτω Τριαδικού και μια ανθρακική νηριτική σειρά με ορισμένες αργλικές και μαργαϊκές ενστρώσεις πελαγικής φάσης ηλικίας Μέσου Τριαδικού – Μέσου Ιουρασικού.

Η ενότητα Μελισχωρίου – Χολομώντα περιλαμβάνει μάρμαρα και ανακρυσταλλωμένους ασβεστόλιθους με συχνές παρεμβολές γραφιτικών φυλλιτών και σερικιτικών σχιστολίθων Μέσω – Άνω Τριαδικού. Επιπλέον, περιλαμβάνει ένα φλύσχη (φλύσχης της Σβούλας) Κάτω – Μέσου Ιουρασικού με τουρβιδιτικές εναλλαγές μετα-ιζημάτων, μέσα στα οποία συχνά παρατηρούνται μεγάλοι ολισθόλιθοι τριαδικών μαρμάρων.

Η ενότητα Άσπρης Βρύσης – Χορτιάτη αποτελείται από μετακλαστικά ιζήματα και μια ανθρακική νηριτική σειρά Περμοτριαδικής ηλικίας. Ακόμα, αποτελείται από ιζήματα βαθιάς θάλασσας Άνω Τριαδικού – Μέσω Ιουρασικού, μέσα στα οποία παρεμβάλλονται συχνά οφειολιθικά σώματα με βασικά και υπερβασικά πετρώματα (γάββροι, διορίτες, σερπεντινίτες, διαβάσεις) καθώς επίσης και πετρώματα μεταμορφωμένα όξινης μαγματικής προέλευσης (π.χ. πράσινοι επιγνεύσιοι της Θεσσαλονίκης).

Όλα τα πετρώματα της Περιοδοπικής ζώνης εμφανίζονται ελαφρά μεταμορφωμένα σε συνθήκες πρσινοσχιστολιθικής φάσης. Η μεταμόρφωση έλαβε χώρα στο Ανώτερο Ιουρασικό – Κάτω Κρητιδικό.

Δύο φάσεις πτυχώσεων έχουν μέχρι τώρα αναγνωρισθεί στην Περιοδοπική ζώνη. Η πρώτη θεωρείται ότι έγινε συγχρόνως με τη μεταμόρφωση και προκάλεσε την κύρια παραμόρφωση των σχηματισμών της ζώνης σε πτυχές σχεδόν ισοκλινείς καθώς και την σχιστότητα των πετρωμάτων. Η δεύτερη φάση πτυχώσεων περιλαμβάνει πτυχές ανοιχτές, μετα-μεταμορφικές, πτυχές τύπου knick και knick-ζώνες ηλικίας Τριτογενούς, πιθανόν Ηωκαίνου – Ολιγοκαίνου (Μουντράκης 1985).

1.3 ΤΡΙΤΟΓΕΝΗΣ ΜΑΓΜΑΤΙΣΜΟΣ ΣΤΗ ΜΑΖΑ ΤΗΣ ΡΟΔΟΠΗΣ ΚΑΙ ΣΤΗΝ ΠΕΡΙΟΔΟΠΙΚΗ ΖΩΝΗ

Η έντονη ηφαιστειακή δραστηριότητα που εκδηλώθηκε κατά ο Τριτογενές στην Βαλκανική χερσόνησο και οφειλόταν στις μεγάλης έκτασης τεκτονικές μετακινήσεις του στερεού φλοιού της γης υπήρξε ιδιαίτερα έντονη στην περιοχή του Αιγαίου. Με την συμβολή πολυπληθών τεκτονικών ρηγμάτων, που σχηματίστηκαν κατά τις διάφορες φάσεις της αλπικής πτύχωσης, έφεραν στην επιφάνεια μεγάλες ποσότητες μάγματος, οι οποίες καλύπτοντας σημαντικές εκτάσεις, έδωσαν γένεση στα τριτογενή ηφαιστειακά και πλουτωνικά πετρώματα της περιοχής (Σχ. 1).

Στο Αιγαίο συναντώνται πολυάριθμα κέντρα ηφαιστειακής δράσης που δημιουργήθηκαν λόγω των συνεχών τεκτονικών διαταράξεων, το τεμαχισμό και τελικά την καταβύθιση του μεγαλύτερου μέρους της ξηράς. Η ηφαιστειακή δράση άρχισε να εκδηλώνεται πιθανών στο τέλος του Κρητιδικού και συνεχίστηκε έντονη καθ'όλη την διάρκεια του Ηωκαίνου και μέχρι το Ολιγόκαινο, ίσως το Μειόκαινο. Στην Σαντορίνη η ηφαιστειακή δράση συνεχίζεται και στη σύγχρονη εποχή, ενώ οι πολυάριθμες εμφανίσεις θερμών μεταλλικών πηγών (Ικαρία, Λουτρός Αλεξανδρουπόλεως κ.α.), καθώς και θειούχων πηγών, αποτελούν κατάλοιπα της κάποτε έντονης ηφαιστειακής δραστηριότητας.

Τα ηφαιστειακά κέντρα του Βορείου Αιγαίου εμφανίζονται σε επιμήκεις ζώνες, οι οποίες ακολουθούν τις πτυχώσεις των παρατάξεων των πτυχώσεων των στρωμάτων της περιοχής, ιδιαίτερα του κατώτερου Τριτογενούς κατά προτίμηση δε στις ακτές της Ηωκαινικής θάλασσας (ηφαιστίτες Θράκης, Αίνου, Δαρδανελλίου, Τρώαδας, Ίμβρου, Λήμνου, Μυτιλήνης). Από μελέτες προκύπτει ότι οι ηφαιστίτες του Αιγαίου περιλαμβάνουν πετρογραφικούς τύπους που ποικίλουν από όξιτους ρυολίθους μέχρι βασικούς βασάλτες (Ρεντζεπέρης 1956).

Επιπλέον, στη βόρεια Ελλάδα και ιδιαίτερα στη μάζα της Ροδόπης υπάρχουν πολυάριθμες διεισδύσεις πλουτωνιτών (πλουτωνίτης Καβάλας, Ξάνθης, Βροντούς και Γρανίτη), οι οποίες (Σχ.1) διαπερνούν τη μεγάλη έκταση μεταμορφωμένων πετρωμάτων του κρυσταλλοσχιστώδους υποβάθρου της Ροδόπης (Soldatos 1985, Baltatzis et al. 1992, Jones et al. 1992). Από μελέτες προκύπτει ότι οι πλουτωνίτες είναι κυρίως γρανίτες (μοσχοβιτικοί, βιοτιτικοί και κεροστιλβικοί), γρανοδιορίτες, μονζονίτες, χαλαζιακοί μονζονίτες και διορίτες (Μουντράκης 1985).

Στα επόμενα δύο κεφάλαια (Κεφ. 2 και 3) εξετάζεται λεπτομερέστερα ο μαγματισμός των ηφαιστιτών του Άβαντα και των Φερρών καθώς επίσης και των πλουτωνιτών της Καβάλας, της Ξάνθης, του Γρανίτη και της Βροντούς.

2. ΤΡΙΤΟΓΕΝΗΣ ΗΦΑΙΣΤΕΙΑΚΗ ΔΡΑΣΤΗΡΙΟΤΗΤΑ

2.1 ΓΕΩΓΡΑΦΙΚΗ ΘΕΣΗ ΤΩΝ ΗΦΑΙΣΤΙΤΩΝ

Στις ανατολικές, νοτιοανατολικές και νότιες παρυφές του μεγάλου κρυσταλλοσχιστώδους όγκου της Ροδόπης, ο οποίος καταλαμβάνει το μεγαλύτερο τμήμα της Δυτικής Θράκης συναντώνται δύο αρκετά μεγάλες ηφαιστειακές περιοχές που αποτελούνται από χαμηλές σχετικά λοφοσειρές. Η πρώτη και μάλλον εκτεταμένη καταλαμβάνει το ανατολικό και νοτιοανατολικό τμήμα του Ν. Έβρου. Η δεύτερη βρίσκεται στο δυτικό τμήμα του Ν. Έβρου και εισχωρεί εν μέρει στο Ν. Ροδόπης. Στη συνέχεια χάριν συντομίας θα χαρακτηρίζουμε την πρώτη ως ανατολική περιοχή και την δεύτερη ως δυτική (Ρεντζεπέρης 1956).

Η ανατολική περιοχή ξεκινά από τους λοφίσκους που βρίσκονται στα περίχωρα του χωριού Λουτρός (λίγο έξω από την Αλεξανδρούπολη) και εκτείνεται προς ΒΑ μέχρι τις Φέρρες και στη συνέχεια προς Β μέχρι το χωριό Δαδιά, δυτικά του Σουφλίου. Η περιοχή αυτή, της οποίας το βάθος προς το κρυσταλλοσχιστώδες ποικίλει κατά τόπους από 6 έως 14 km, έχει έκταση 450 km² περίπου.

Η δυτική περιοχή αρχίζει από το χωριό Αισύμη που βρίσκεται ΒΒΑ της Αλεξανδρούπολης και εκτείνεται προς Δ μέχρι την Συκαράγη και από εκεί προς Β διαμέσου των Σαπών μέχρι την Ν. Σάντα (Ν. Ροδόπης). Προς τα ΝΔ της Συκαράγης οι ηφαιστίτες συνεχίζονται διαμέσου της Μέστης μέχρι τα χωριά Πέραμα και Πετρωτά στις ανατολικές παρυφές του όρους Ίσμαρος που αποτελούνται από μάρμαρα. Η έκταση της περιοχής αυτής είναι περίπου 400 km².

Από τις μέχρι τώρα γεωλογικές και πετρογραφικές μελέτες στην περιοχή της Δυτικής Θράκης προκύπτει ότι αυτή αποτελείται κατά κύριο λόγο από κρυσταλλοσχιστώδη πετρώματα, πιθανών παλαιοζωικά, τριτογενείς ιζηματογενείς σχηματισμούς και ηφαιστίτες. Τα κρυσταλλοσχιστώδη πετρώματα αποτελούν μαζί με άλλους πιθανών παλαιοζωικούς σχηματισμούς που αποτελούνται από γραουβάκες, αργιλικούς σχιστόλιθους, φυλλιτοειδή πετρώματα και χαλαζίτες, τα κράσπεδα των τριτογενών λεκανών Διδυμοτείχου, Αλεξανδρούπολης και Κομοτηνής.

Επάνω από το κρυσταλλοσχιστώδες βρίσκεται σε ασυμφωνία παχειά σειρά παλαιοτριτογενών ιζημάτων που αποτελείται από ένα βασικό κροκαλοπαγές,

αργίλους, ψαμμίτες, ψαμμώδης μάργες, νουμουλιτοφόρους ασβεστόλιθους, τράπεζες κροκαλοπαγών και κατά τόπους τόφφους ηφαιστείων που η ηλικία τους φθάνει μέχρι το Ηώκαινο – Ολιγόκαινο.

Ασύμφωνα προς τα ηώκαινικά στρώματα βρίσκεται μια παχιά σειρά νεοτριτογενών αποθεμάτων από ψαμμίτες και υποκίτρινους ασβεστόλιθους πλούσιους σε απολιθώματα.

Η παραπάνω σειρά ιζημάτων διακόπτεται κατά τόπους από ηφαιστειακά πετρώματα, τα οποία είναι αρκετά διαδεδομένα σε όλη την Δυτική Θράκη και αποτελούνται από ρυόλιθους, δακίτες και ανδεσίτες. Από τις μέχρι τώρα μελέτες στην περιοχή της Θράκης και στις γειτονικές προς αυτήν περιοχές προκύπτει ότι οι εκρήξεις των ηφαιστείων της Θράκης άρχισαν κατά το Κρητιδικό και συνεχίσθηκαν μέχρι το Μειόκαινο ή και το Πλειόκαινο (Ρεντζεπέρης 1956).

2.2 ΠΕΤΡΟΓΡΑΦΙΚΗ ΠΕΡΙΓΡΑΦΗ ΤΩΝ ΗΦΑΙΣΤΙΤΩΝ

Η υπό εξέταση περιοχή χωρίζεται όσο αφορά τους πετρογραφικούς τύπους των εμφανίσεών της σε δύο μεγάλες περιοχές με όρια που ορίζονται από την Βυρίνη κατά μήκος του ρεύματος Χαρμπαλή μέχρι το Ασάρ Τεπέ και από εκεί προς το Μπαλτζάν μέχρι το λόφο Παγάν. Νότια της γραμμής αυτής εμφανίζονται μόνο ανδεσίτες και δακίτες, ενώ βόρεια της γραμμής αυτής εμφανίζονται αποκλειστικά ρυόλιθοι, με εξαίρεση μεμονωμένες εμφανίσεις ανδεσιτών μικρής έκτασης στο βόρειο άκρο της περιοχής.

Στην πρώτη περιοχή οι εμφανίσεις εκχύσεως λάβας είναι πολύ περιορισμένες σε έκταση, η πλειοψηφία της οποίας καταλαμβάνεται από ηφαιστειακά αναβλήματα. Αντίθετα, στην ρυολιθική περιοχή η εκχυθείσα λάβα καταλαμβάνει σημαντική έκταση, ίση περίπου σε εμβαδό με αυτή των ηφαιστείων αναβλημάτων (Ρεντζεπέρης 1956).

2.3 ΠΕΡΙΟΧΗ ΑΝΔΕΣΙΤΩΝ ΛΕΥΚΙΜΗΣ – ΒΥΡΙΝΗΣ - ΚΙΤΡΙΝΟΠΕΤΡΑΣ

Μορφολογικά εμφανίζεται σαν μια λοφώδης έκταση αποτελούμενη από πολυάριθμους χαμηλούς κωνοειδείς λόφους με μεγάλη βάση, διαμέτρου λίγων εκατοντάδων μέτρων και μικρού ύψους, που δεν υπερβαίνει τα 100 m, τοποθετημένους τον έναν δίπλα στον άλλο με τις βάσεις τους σχεδόν σε επαφή. Το

ύψος των κορυφών τους κυμαίνεται μεταξύ 150 m και 310 m από τη στάθμη της θάλασσας (Ρεντζεπέρης 1956).

Τα πετρώματα της περιοχής αυτής εμφανίζονται πολύ αλλοιωμένα. Η κύρια μάζα είναι ανοιχτού ως σκούρου ή και μαύρου χρώματος, συμπαγής και σπανιότερα πορώδης. Μέσα σε αυτή διακρίνονται άφθονοι φαινοκρύσταλλοι αστρίων και φεμικών ορυκτών, κυρίως κεροστίλβης και βιοτίτη.

Οι φαινοκρύσταλλοι των αστρίων, που είναι δίδυμοι και πολύδυμοι κρύσταλλοι πλαγιόκλαστων, είναι ιδιόμορφοι και περίπου ισομεγέθεις, ενώ δεν υπερβαίνουν τα 5 mm. Τα πλαγιόκλαστα εμφανίζονται συνήθως μαγματικά διαβρωμένα, ενώ οι πολυάριθμοι ζωνώδεις κρύσταλλοι παρουσιάζουν μερικές φορές το φαινόμενο της εναλλαγής όσο αφορά την περιεκτικότητά τους σε ανορθίτη. Συχνότερες διδυμίες είναι η κατά των αλβιτικό νόμο και η κατά Carlsbad. Σε πολύδυμους κρυστάλλους εμφανίζεται πολλές φορές η σύνθετη διδυμία Albite – Carlsbad και σπανιότερα η διδυμία Perikline. Πολλοί φαινοκρύσταλλοι πλαγιόκλαστων παρουσιάζονται μερικώς αλλοιωμένοι, ιδιαίτερα στο κέντρο. Οι ζωνώδεις κρύσταλλοι εμφανίζουν ορισμένες ζώνες αλλοιωμένες, ενώ οι ζώνες εκατέρωθεν αυτών είναι αναλλοίωτες.

Χαρακτηριστικό των ανδεσιτών της περιοχής είναι τα πολυπληθή ομοιογενή εγκλείσματα με άφθονους βελονοειδείς κρυστάλλους κεροστίλβης σε σύμφυση με πλαγιόκλαστα.

Η κεροστίλβη είναι κοινή πράσινη με έντονο πλεοχροϊσμό. Εμφανίζεται ιδιόμορφη σε μαύρα πρίσματα ποικίλων διαστάσεων με αδαμαντοειδή λάμψη ή σκούρα καστανόχρωμα πρίσματα. Μπορεί να βρεθεί είτε με την μορφή μεμονωμένων κρυστάλλων είτε ως συμφύσεις 2,3 ή και 4 συνδιαβλαστικών κρυστάλλων. Όλοι σχεδόν οι κρύσταλλοι έχουν υποστεί μαγματική διάβρωση είτε στην περιφέρεια, γύρω από την οποία παρατηρείται άλως από κόκκους μαγνητίτη, είτε και σε μεγαλύτερο τμήμα των κρυστάλλων. Παρατηρήθηκαν επίσης μέσα στους κρυστάλλους εγκλείσματα αστρίων και απατίτη.

Ο βιοτίτης είναι γενικά λιγότερος από την κεροστίλβη και εμφανίζει σποραδικά κάμψεις των φυλλαρίων του. Σε αυτά τα δείγματα παρουσιάζεται μαγματικά διαβρωμένος και περιβάλλεται από άλω που αποτελείται από κόκκους μαγνητίτη. Επίσης συχνά συναντώνται εγκλείσματα κόκκων μαγνητίτη, μικροί κρύσταλλοι απατίτη, ενώ σπάνια απαντάται ζirkόνιο. Πλεοχροϊκές άλω δεν παρατηρούνται.

Ως δευτερεύοντα συστατικά των ανδεσιτών παρατηρήθηκαν κρύσταλλοι απατίτη και ζirkονίου καθώς επίσης και άφθονοι κόκκοι μαγνητίτη. Η κύρια μάζα

τους είναι συνήθως μικροκρυσταλλική και σπανιότερα υαλώδης. Μέσα σε αυτή παρατηρούνται σφαιρολιθικοί ακτινωτοί ή ριπιδοειδείς σχηματισμοί χαλκηδονίου, πολλές φορές καστανόχρωμου λόγω προσμίξεων (Ρεντζεπέρης 1956).

2.4 ΠΕΡΙΟΧΗ ΡΥΟΛΙΘΩΝ ΑΣΑΡ ΤΕΠΕ – ΤΖΟΜΤΖΟΣ ΒΡΥΣΗΣ – ΜΠΑΝΤΕΜ ΛΟΦΟΥ – ΑΣΑΡ ΛΟΦΟΥ – ΛΟΥΤΖΑΣ

Η ρυολιθική περιοχή μορφολογικά εμφανίζεται λοφώδης με λόφους μικρού ύψους (μέγιστο υψόμετρο Μπαντέμ λόφος 249 m), οι οποίοι εμφανίζονται παράλληλοι σχεδόν προς την δημόσια οδό Φερρών – Σουφλίου, σχηματίζοντας ένα είδος τείχους και αποκρύπτοντας από τον παρατηρητή που βρίσκεται στον δρόμο την υπόλοιπη ηφαιστειογενή περιοχή (Ρεντζεπέρης 1956).

Οι λόφοι Ασάρ Τεπέ και Τζόμτζος Βρύση είναι τυπικοί εκρηξιγενείς θόλοι των οποίων τμήμα ύψους περί τα 20 m, αποκαλύπτεται απογυμνωμένο από τα αναβλήματα που τους περιβάλουν. Οι υπόλοιποι λόφοι αποτελούν ένα συνεχές φλεβοειδούς μορφής σώμα, με μέγιστη διάμετρο 6 km περίπου από τον λόφο Μπαντέμ με διεύθυνση ΒΒΑ μέχρι τον λόφο Λούτζα.

Δείγματα λάβας από διάφορες θέσεις μοιάζουν μεταξύ τους. Η κύρια μάζα είναι εξαιρετικά συμπαγής με θραυσμό κογχώδη και χρώμα ποικίλο από καστανοϊώδες και καστανό μέχρι πρασινότεφρο και τεφρό. Επίσης είναι υαλώδης ή υαλοφυρική με σαφή ρευστική υφή.

Μέσα σε αυτή διακρίνονται άφθονοι φαινοκρύσταλλοι χαλαζία, υαλώδεις και διαφανείς, ακανόνιστου σχήματος και γενικά μαγματικά διαβρωμένοι, που το μέγεθος τους ποικίλει από μόλις ορατών μέχρι και 5 mm. Εκτός από τους μακροσκοπικά ορατούς φαινοκρυστάλλους χαλαζία, παρατηρούνται με το πολωτικό μικροσκόπιο και πολλοί μικροί κρύσταλλοι του ίδιου υλικού μέσα στην κύρια μάζα.

Επίσης διακρίνονται κρύσταλλοι αστρίων, λιγότεροι γενικά από τον χαλαζία, σε μερικά μάλιστα δείγματα και ελάχιστοι. Στα επιφανειακά τμήματα των εμφανίσεων παρουσιάζονται αδιαφανείς λευκοί και αλλοιωμένοι, ενώ στα βαθύτερα αναλλοίωτα τμήματα είναι διαφανείς. Απαντούν σε μικρότερη αναλογία και φαινοκρύσταλλοι πλαγιόκλαστων, οι οποίοι παρουσιάζουν γενικά διδυμία και πολυδυμία και έχουν ζωνώδη δομή.

Ο βιοτίτης εμφανίζεται σε μεγάλους επιμήκεις ισχυρά πλεοχροϊκούς κρυστάλλους κάποιοι από τους οποίους είναι μαγματικά διαβρωμένοι. Σε δείγματα όπου παρουσιάζεται κύρια μάζα με ρευστική υφή, οι κρύσταλλοι του βιοτίτη διατάσσονται παράλληλα προς τις γραμμές ροής. Εκτός από τους φαινοκρυστάλλους βιοτίτη παρατηρούνται και κρύσταλλοι βιοτίτη υπό μορφή μικρών στιλπνών φυλλαρίων και βελονιδίων σκούρου χρώματος μέσα στην κύρια μάζα.

Οι φαινοκρύσταλλοι της κεροστίλβης, όπου υπάρχουν, είναι γενικά λίγοι. Είναι επιμήκεις, έντονα πλεοχροϊκοί και περιβάλλονται συνήθως από άλω οπακίτιωσης.

Από τα δευτερεύοντα συστατικά βρίσκουμε μαγνητίτη, απατίτη και ζirkόνιο σε μικρές αναλογίες (Ρεντζεπέρης 1956).

3. ΤΡΙΤΟΓΕΝΗΣ ΠΛΟΥΤΩΝΙΚΗ ΔΡΑΣΤΗΡΙΟΤΗΤΑ

3.1 ΓΕΩΓΡΑΦΙΚΗ ΘΕΣΗ ΤΩΝ ΠΛΟΥΤΩΝΙΤΩΝ

Πλουτωνικά πετρώματα, γρανιτικής, κυρίως, και μονζονιτικής σύστασης, είναι επίσης διαδεδομένα στη Μάζα της Ροδόπης (Σχ. 1), της οποίας αποτελούν ιδιαίτερο χαρακτηριστικό (Christofides et al. 1998). Στη Θράκη υπάρχει μια ζώνη με ABA κατεύθυνση από μικρά γρανιτοειδή σώματα (Τρείς Βρύσες, Χαλάσματα, Λεπτοκαρυά, Κίρκη, Κασσιτερά, Μαρώνεια) συνιστάμενη κυρίως από μονζονιτικά και γρανοδιοριτικά, καθώς και λίγα γαββρικά πετρώματα (Σιδέρης 1975, Κυριακόπουλος 1987, Del Moro et al. 1988, Eleftheriadis et al. 1989b, Mavroudchiev et al. 1993). Η ζώνη αυτή είναι γνωστή ως Λεπτοκαρυά-Κίρκη. Πλουτωνικά όμως πετρώματα είναι περισσότερο διαδεδομένα στην Κεντρική και Δυτική Ροδόπη (Ξάνθη, Παρανέστι, Ελατιά, Καβάλα, Βροντού, Γρανίτης, Παγγαίο, Φίλιπποι) (Χριστοφίδης 1977, Kokkinakis 1980, Κοτοπούλη 1981, Σκλαβούνος 1981, Theodorikas 1982, Σολδάτος 1985, Κυριακόπουλος 1987, Christofides 1989, 1996, Kotopouli & Pe-Piper 1989, Baltatzis et al. 1992, Jones et al. 1992, Kolocotroni 1992, Soldatos et al., 1998, Christofides et al. 1998).

Οι Τριτογενείς γρανιτικοί πλουτωνίτες της Ροδόπης είναι μετα-μεταμορφικοί όπως φαίνεται από τις σχέσεις τους με τα περιβάλλοντα πετρώματα, τα οποία διακόπτουν, και θεωρούνται ότι συνδέονται με ζώνη κατάδυσης, και ότι έχουν τοποθετηθεί σε ένα εκτατικό περιβάλλον (Koukouvelas & Pe-Piper 1991, Kolocotroni 1992, Sokoutis et al. 1993, Dinter et al. 1995).

Η ηλικία του Τριτογενούς μαγματισμού στη Μάζα της Ροδόπης φαίνεται ότι γενικά φθίνει βαθμιαία προς τα νότια όπως δείχνουν γεωχρονολογήσεις (Eleftheriadis & Lippolt 1984, Κυριακόπουλος 1987, Del Moro et al. 1988). Στα πλαίσια αυτής της εργασίας εξετάζονται για τις φυσικομηχανικές τους ιδιότητες και τα πετρογραφικά τους χαρακτηριστικά δείγματα από τον γρανίτη της Καβάλας, τον γρανοδιορίτη της Ξάνθης, τον γρανίτη του Γρανίτη και τον γρανίτη της Βροντούς. Αναφορικά με τις ραδιομετρικές ηλικίες των πλουτωνικών αυτών πετρωμάτων έχουμε τα παρακάτω:

Ο πλουτωνίτης της Ξάνθης έχει ηλικία 30-26 Ma (μέθοδος K-Ar σε βιοτίτη και κεροστίλβη, μέθοδος Rb-Sr σε ολικό πέτρωμα και βιοτίτη, μέθοδος εγγραφής ιχνών σχάσης σε απατίτη) (Meyer 1968, Liati 1986, Κυριακόπουλος 1987, Bigazzi et al. 1994).

Για τον πλουτωνίτη της Βροντούς δίνονται ηλικίες 54 Ma (μέθοδος K-Ar σε κεροστίλβη) (Παπαδάκης 1965), 33-29 Ma (μέθοδος K-Ar σε βιοτίτη και κεροστίλβη) (Μαράκης 1969, Duerr et al. 1978) και 31 ± 15 Ma (μέθοδος Rb-Sr σε ολικό πέτρωμα) (Kolocotroni 1992).

Για τον πλουτωνίτη της Καβάλας δίνονται οι ηλικίες 101-95 Ma (μέθοδος U-Pb), 335 Ma (μέθοδος Pb-Pb) και 18-16 Ma (μέθοδος K-Ar σε βιοτίτη) (Kokkinakis 1980), 18 Ma (μέθοδος Rb-Sr σε ολικό πέτρωμα) και 16-14 Ma (μέθοδος Rb-Sr σε βιοτίτη και μοσχοβίτη) (Kyriakopoulos et al. 1989), και 22-21 Ma (μέθοδος U-Pb σε τιτανίτη και ζirkόνιο και μέθοδος Ar-Ar σε κεροστίλβη) (Dinter et al. 1995).

Για τον πλουτωνίτη του Γρανίτη αναφέρεται ηλικία 28 Ma (μέθοδος K-Ar σε βιοτίτη) (Meyer 1968).

3.2 ΓΡΑΝΙΤΗΣ ΤΗΣ ΚΑΒΑΛΑΣ

Ο πλουτωνίτης της Καβάλας αποτελείται από γρανίτη - γρανοδιορίτη, διορίτη, τοναλίτη και μονζονίτη. Στην παρούσα εργασία θα εξετάσουμε τον γρανίτη. Ο γρανίτης της Καβάλας διεισδύει σύμφωνα ή ασύμφωνα κυρίως μέσα σε χαλαζιακούς μαρμαρυγιακούς γενύσιους και δευτερευόντως μέσα σε μαρμαρυγιακούς σχιστόλιθους, μάρμαρα και αμφιβολίτες της ενότητας Παγγαίου. Οι επαφές είναι γενικά απότομες χωρίς σημαντικά φαινόμενα μεταμόρφωσης επαφής (Neiva et al. 1996).

Τόσο ο γρανίτης όσο και τα γειτονικά πετρώματα έχουν επηρεαστεί από τις παραμορφωτικές δυνάμεις, γεγονός που φαίνεται από την σχιστότητα, τις πτυχές και τις ζώνες μωλυνιτώσης. Επίσης, λόγω της άμεσης τάσης που ασκήθηκε στα πετρώματα, αυτά επιδεικνύουν περισσότερο ή λιγότερο μια γευσιακή υφή.

Ο γρανίτης περιέχει κυρίως χαλαζία, πλαγιόκλαστα, καλιούχους άστριους, αμφίβολο, βιοτίτη, τιτανίτη, αλλανίτη, επίδοτο, απατίτη, ζirkόνιο, μαγνητίτη και σπανιότερα χλωρίτη και ασβεστίτη. Οι ξενοκρύσταλλοι πλαγιοκλάστου, καλιούχου

αστρίου και σπανιότερα χαλαζία και μερικοί φαινοκρύσταλλοι πλαγιόκλαστου περιβάλλονται από μια πιο λεπτόκοκκη θεμελιώδη μάζα που αποτελείται από χαλαζία, καλιούχους αστρίους, πλαγιόκλαστο, βιοτίτη και αμφίβολο.

Οι κρύσταλλοι του χαλαζία είναι ξενόμορφοι και κυκλικοί σε ελαφρά παραμορφωμένο πέτρωμα, ενώ είναι επιμηκυνσμένοι και συσσωρευμένοι σε έντονα παραμορφωμένα πετρώματα. Ο χαλαζίας είναι σε γενικές γραμμές ανακρυσταλλωμένος, παρουσιάζει κυματοειδή κατάσβεση και περιέχει εγκλείσματα άλλων ορυκτών.

Τα πλαγιόκλαστα συναντώνται σαν μεγάλοι αλλά και σαν μικροί κρύσταλλοι. Οι μεγάλοι κρύσταλλοι κυριαρχούν, έχοντας μια περισσότερη ή λιγότερη ελλειψοειδή ή φακοειδή μορφή με ανώμαλα έως ομαλά όρια και είναι συνήθως δίδυμοι κατά τους νόμους Carlsbad, Albite και Albite-Carlsbad. Οι μικροί είναι ξενόμορφοι, σπάνια δίδυμοι και σχηματίζουν συσσωματώματα όπου οι κρύσταλλοι δεν είναι ομοιόμορφα προσανατολισμένοι. Τα πλαγιόκλαστα είναι γενικά ζωνώδη. Η μυρμηκιτική σύμφυση συναντάται συχνά στην επαφή μεταξύ πλαγιόκλαστου και καλιούχου αστρίου.

Οι καλιούχοι άστριοι είναι μικροπερθητικοί, υπιδιόμορφοι ως ξενόμορφοι με αποστρογγυλεμένα και ομαλά περιθώρια σε μηχανικά παραμορφωμένα πετρώματα. Υπάρχουν μεγακρύσταλλοι καλιούχων αστρίων, οι περισσότεροι από τους οποίους είναι σπασμένοι σε τεμάχια, δείχνοντας έτσι διαφορετικούς κρυσταλλογραφικούς προσανατολισμούς ή είναι περιεστραμμένοι και επιμηκυνσμένοι. Μερικοί από αυτούς παρουσιάζουν διδυμία κατά τον νόμο Carlsbad.

Η αμφίβολος είναι υπιδιόμορφη και πλεοχροϊκή από πράσινη ως κιτρινοπράσινη. Δημιουργεί συμφύσεις με βιοτίτη. Σε παραμορφωμένα πετρώματα τα ορυκτά είναι ελαφρώς έως έντονα κεκαμμένα, τεμαχισμένα και συγκεντρωμένα έτσι ώστε να σχηματίζουν ταινιοειδείς ροές ή είναι διασκορπισμένα σε όλο το πέτρωμα. Και στις δύο περιπτώσεις υπάρχουν εγκλείσματα ζirkονίου, απατίτη και τιτανίτη.

Ο βιοτίτης είναι ιδιόμορφος ως υπιδιόμορφος και πλεοχροϊκός από ελαιοκαστάνινος ή καστανός ως ανοιχτός κίτρινος. Ο πράσινος υπιδιόμορφος βιοτίτης σπάνια συναντάται.

Ο τιτανίτης είναι υπιδιόμορφος και ελαφρά πλεοχροϊκός από σχεδόν άχρωμος ως ωχροκίτρινος. Ο αλλανίτης είναι ιδιόμορφος ως υπιδιόμορφος, πλεοχροϊκός από καστανός ως κίτρινος. Το επίδοτο συναντάται σε κρυστάλλους διαφορετικού μεγέθους διασκορπισμένους σε όλο το πέτρωμα ή συνδέεται με τα μαφικά ορυκτά

στις ταινιοειδείς ροές. Μερικοί κρύσταλλοι είναι ιδιόμορφοι, ενώ άλλοι είναι υπιδιόμορφοι. Ο αλλανίτης σχηματίζει τους πυρήνες μερικών κρυστάλλων μαγματικού επιδότου (Neiva et al. 1996).

3.3 ΠΛΟΥΤΩΝΙΤΗΣ ΤΗΣ ΞΑΝΘΗΣ

Ο πλουτωνίτης της Ξάνθης αποτελείται από γρανοδιορίτη, μονζογρανίτη (κανονικό γρανίτη), χαλαζιακό μονζοδιορίτη, λευκομονζογάββρο, ολιβινικό γάββρο, χαλαζιακό γάββρο και χαλαζιακό διορίτη, γρανοδιοριτικό και μονζογρανιτικό πορφύρη, χαλαζιακό λευκομονζονιτικό πορφύρη, φλέβες απλίτη και πηγματίτη και λαμπροφύρη. Παρακάτω θα εξετάσουμε τον γρανοδιορίτη, γιατί από αυτόν πήραμε δείγμα. Συνιστά τον κύριο πετρογραφικό τύπο, ο οποίος καταλαμβάνει τον κεντρικό και δυτικό τομέα της πλουτωνίου εμφανίσεως της Ξάνθης και καλύπτει τα $\frac{3}{4}$ περίπου αυτής.

Τα δυτικά όρια αυτού σημειώνονται δυτικά της Ξάνθης όπου διεισδύει εντός των παρακείμενων μαρμάρων, με τα οποία σχηματίζει έντονα φαινόμενα μεταμορφώσεως εξ επαφής. Προς βορειοανατολικά περιορίζεται από το Χρυσόρρεμα το οποίο και αποτελεί φυσικό όριο μεταξύ αυτού και του μονζονίτη, ενώ προς το νότο ο γρανοδιορίτης συνορεύει με ιζηματογενή πετρώματα και ακολουθεί περίπου την οδό Ξάνθης - Κιμμερίων - Λευκόπετρας. Στην ανατολική πλευρά αυτού συνορεύει με μονζονίτες, χαλαζιακούς διορίτες και χαλαζιακούς μονζοδιορίτες. Τέλος, προς τον βορρά διέρχεται νότια του υψώματος Μοναστήρι, του χωριού Έρανος και του υψώματος Μαυροπαίδι και συνορεύει με μεταμορφωμένα πετρώματα κυρίως βιοτιτικούς γνεύσιους και σπανιότερα με βιοτιτικούς-αμφιβολιτικούς γνεύσιους.

Ο γρανοδιορίτης της Ξάνθης είναι μεσόκκοκο πέτρωμα με τυπικό γρανιτοειδή ιστό, τεφρού έως τεφρόλευκου χρώματος. Συχνά παρουσιάζεται πιο σκοτεινόχρωμος, γεγονός που οφείλεται στην συγκέντρωση περισσότερων φεμικών ορυκτών. Παρουσιάζεται επίσης σε περιοχές όπως το παλιό λατομείο των Κιμμερίων, ροδόχρωμος λόγω του ρόδινου χρώματος των καλιούχων αστρίων. Άλλοτε πάλι το πέτρωμα εμφανίζεται λευκό λόγω της παρουσίας μικρού ποσοστού φεμικών του πετρώματος και μπορεί να ονομαστεί λευκο – γρανοδιορίτης.

Ο γρανοδιορίτης είναι σε γενικές γραμμές αναλλοίωτο και συμπαγές πέτρωμα. Μόνο σε μερικές περιοχές, όπως στην επαφή με τα μάρμαρα εμφανίζεται τεκτονισμένος. Παρόμοια φαινόμενα εμφανίζονται σε περιοχές γύρω από τα Κιμμέρια όπου μάλιστα το πέτρωμα είναι αποσαθρωμένο και ερυθρωπό λόγω εμποτίσεως αυτού από σιδηροξειδία. Αποσαθρωμένος μέχρι χονδρόκοκκου άμμου εμφανίζεται ο γρανοδιορίτης στην κοιλάδα βόρεια του χωριού Ανθηρόν. Έχουν σχηματισθεί στην περιοχή αυτή αμμόλοφοι από χονδρόκοκκο άμμο. Παραμένουν σχετικά αναλλοίωτες μερικές απλιτικές φλέβες.

Αποτελείται από πλαγιόκλαστα, ορθόκλαστο, χαλαζία, βιοτίτη και κεροστίλβη κατά κύριο λόγο και δευτερευόντως από αυγίτη, απατίτη, τιτανίτη, χλωρίτη, ασβεστίτη, ζirkόνιο και μαγνητίτη.

Ο χαλαζίας παρουσιάζεται σε υπιδιόμορφους διαυγείς κρυστάλλους. Εμφανίζει συχνά κυματοειδή κατάσβεση ιδίως στα τμήματα του πλουτωνίτη που υφίστανται τεκτονικές πιέσεις.

Τα πλαγιόκλαστα είναι πλακώδη και συνήθως ζωνώδη. Η σύστασή τους κυμαίνεται μεταξύ ολιγοκλάστου – ανδεσίτη, συχνά όμως απαντάται λαβραδοριακός πυρήνας έντονα διαβρωμένος. Εμφανίζουν τις συνηθισμένες διδυμίες Albite, Acline-Pericline, Carlsbad και Albite-Carlsbad. Συχνά εγκλείουν μικροκρυστάλλους των φεμικών ορυκτών, αδιαφανή και επουσιώδη.

Το ορθόκλαστο εμφανίζεται σε υπιδιόμορφους και ξενόμορφους κρυστάλλους καταλαμβάνοντας τα διάκενα των υπόλοιπων ορυκτών. Εμφανίζει διδυμίες κατά Carlsbad κυρίως. Πολλές φορές είναι καολινιωμένο και σπάνια σερικιτιωμένο. Τα μικροπεριθιτικά φαινόμενα είναι συχνά με διάφορες μορφές. Μυρμηκιτικά φαινόμενα σε επαφή με το πλαγιόκλαστο μόνο σε περιορισμένη έκταση.

Από τα φεμικά ο βιοτίτης απαντά σε όλα τα δείγματα. Με την ίδια περίπου αναλογία βρίσκεται και η κεροστίλβη και η οποία μειώνεται στα δείγματα που περιέχουν αυγίτη. Επομένως, ο γρανοδιορίτης ως προς τα φεμικά άλλοτε είναι βιοτιτικός-κεροστιλβικός και άλλοτε κεροστιλβικός-βιοτιτικός. Τόσο ο βιοτίτης όσο και η κεροστίλβη εμφανίζονται με την συνηθισμένη τους μορφή με κιτρινοκαστάνινα έως καστανά χρώματα ο πρώτος και κιτρινοπράσινα έως ελαιοπράσινα η δεύτερη. Και τα δύο ορυκτά είναι χλωριτωμένα.

Εγκλείσματα διαμέτρου από 2 cm έως 15 cm και αποστρογγυλωμένης μορφής, υπάρχουν σε όλη την έκταση του γρανοδιορίτη, κυρίως όμως στα περιφερειακά

τμήματα αυτού. Τα εγκλείσματα είναι σκοτεινόχρωμα και μικρόκοκκα με σαφή όρια σε σχέση με το πέτρωμα που τα εγκλείει. Τον γρανοδιορίτη διασχίζουν καθ' όλη την έκταση του και χωρίς κάποια ιδιαίτερη κατεύθυνση, απλιτικές κυρίως και πηγματιτικές φλέβες καθώς επίσης και λαμπροφυρικές. Οι φλέβες έχουν πάχος που κυμαίνεται μεταξύ μερικών εκατοστών του μέτρου και 20 m (Χριστοφίδης 1977).

3.4 ΠΛΟΥΤΩΝΙΤΗΣ ΤΟΥ ΓΡΑΝΙΤΗ

Συναντάται γρανίτης ως επί το πλείστον αποσαθρωμένος. Αποτελείται κυρίως από αστρίους (πλαγιόκλαστα και ορθόκλαστα), χαλαζία, βιοτίτη καθώς επίσης και πράσινη κεροστίλβη που είναι τοπικά εξαλλοιωμένη σε χλωρίτη, ασβεστίτη και επίδοτο. Σε μικρότερες ποσότητες συμμετέχει το ορυκτό τιτανίτης και αδιαφανή μεταλλικά ορυκτά.

Ανατολικά του χωριού Κάτω Βροντού, στην επαφή του γρανοδιορίτη με τα ανθρακικά και δολομιτικά μάρμαρα του Φαλακρού όρους παρατηρούνται ασβεστοπυριτικά πετρώματα skarn με ή χωρίς μεταλλοφορία, κυρίως σιδήρου και χαλκού (Ι.Γ.Μ.Ε. 1982) .

3.5 ΠΛΟΥΤΩΝΙΤΗΣ ΤΗΣ ΒΡΟΝΤΟΥΣ

Ο πλουτωνίτης της Βροντούς αποτελείται από γρανίτη, γρανοδιορίτη, μονζονίτη, γάββρο, πηγματίτες και απλίτες. Στην παρούσα εργασία θα εξετάσουμε τον γρανίτη. Ο γρανίτης της Βροντούς εκτείνεται από ανατολικά του χωριού Άγιος Κωνσταντίνος και περιλαμβάνει το χωριό Άνω Βροντού, την περιοχή γύρω από τον Άγιο Γεώργιο μέχρι την διασταύρωση των δρόμων Άνω Βροντού – Κάτω Βροντού και Σερρών – Άνω Βροντού. Στη συνέχεια ακολουθεί τον δρόμο προς την Κάτω Βροντού (Παπαδάκης 1965).

Γενικά το πέτρωμα παρουσιάζει μακροσκοπικά κοκκώδη ιστό και σε μερικά σημεία πορφυροειδή λόγω της παρουσίας μεγαλύτερων μεγακρυστάλλων μικροκλινούς. Επικρατεί ο τεφρός χρωματισμός. Σε μερικά περιφερειακά κυρίως τμήματα γίνεται αντιληπτή τοπική μεταβολή της συστάσεως με διακύμανση της

αναλογίας των φεμικών συστατικών. Στα σημεία αυτά δηλαδή το πέτρωμα δεν παρουσιάζει σταθερή ορυκτολογική σύσταση και συνεπώς γίνεται τοπικά πλουσιότερο σε φεμικά συστατικά. Οι επιφάνειες διαχωρισμού των περιοχών αυτών είναι τελείως ακανόνιστες με μεγάλη ποικιλία σχημάτων.

Εκτός από αυτές τις διακυμάνσεις στη σύσταση, συναντώνται μερικές φορές και μικρά τμήματα που μπορούν να χαρακτηρισθούν μακροσκοπικά ως απλιτογρανίτες. Δεν συναντώνται υπό μορφή φλεβών αλλά ακανόνιστων όγκων. Κατά την μικροσκοπική παρατήρηση παρουσιάζουν και αυτά γρανιτοειδή ιστό και όχι τον χαρακτηριστικό απλιτικό ιστό.

Τα θεμελιώδη συστατικά του πετρώματος είναι πλαγιόκλαστα, ορθόκλαστα και (ή) μικροκλινής, χαλαζίας και κοινή κεροστίλβη. Επουσιωδώς συναντώνται βιοτίτης (μερικές φορές σε μεγάλο ποσοστό), αυγίτης, τιτανίτης, μαγνητίτης, απατίτης και ζirkόνιο.

Τα πλαγιόκλαστα εμφανίζονται ζωνώδη πάντοτε, με ωραίους ιδιόμορφους αρχικά κρυστάλλους μεγέθους μέχρι 3 mm. Τα περατωτικά τους όρια είναι πολλές φορές διαβρωμένα από τους καλιούχους αστρίους και οδοντωτά. Παρουσιάζουν τέλειο σχισμό (001) και (010) και πολυδυμία, η οποία ακολουθεί ποικίλους νόμους με επικρατέστερους των Albite, Albite – Ala και Carlsbad.

Οι καλιούχοι άστριοι είναι ορθόκλαστο και μικροκλινής που συνυπάρχουν πολλές φορές στην ίδια τομή. Σπανιότερα εμφανίζεται μόνο η μια από τις δύο μορφές. Περιβάλλουν και εκτοπίζουν τα πλαγιόκλαστα, ενώ πάντοτε βρίσκονται σε περθιτική σύμφυση με αλβίτη.

Το ορθόκλαστο εμφανίζεται σε υπιδιόμορφους ως αλλοτριόμορφους κρυστάλλους μεγέθους μέχρι 5 cm. Εμφανίζει διδυμία κατά Carlsbad, ενώ σπανίως παρουσιάζει και ζωνώδη δομή.

Ο μικροκλινής παρουσιάζει κρυστάλλους με συνηθισμένο μέγεθος αλλά και μεγαλύτερους μεγακρυστάλλους μέχρι και 12 cm. Αυτοί είναι ιδιόμορφοι, περιέχουν εγκλείσματα άλλων ορυκτών και γενικά δείχνουν ότι σχηματίστηκαν αργότερα, μετά τη στερεοποίηση του πετρώματος, λόγω μετασωματικής δράσεως. Σε όλες τις περιπτώσεις εμφανίζει συγχρόνως και διδυμία κατά Carlsbad.

Ο χαλαζίας παρουσιάζεται πάντοτε αλλοτριόμορφος και συμπληρώνει τα κενά μεταξύ των άλλων ορυκτών ή σπανιότερα εκτοπίζει κάποιο από αυτά. Πάντοτε εμφανίζει κυματοειδή κατάσβεση και πολλές φορές μικρή διαξονικότητα.

Η κεροσίλβη είναι κοινή πράσινη. Εμφανίζεται σε ιδιόμορφους ως υπιδιόμορφους κρυστάλλους με κάποια μικρά εγκλείσματα των εποψιδωδών ορυκτών. Μερικές φορές περιέχει κοντά στη περιφέρεια και πλαγιόκλαστων, τα οποία είναι όξινα και όχι ζωνώδη.

Ο βιοτίτης συναντάται σπάνια και γενικά εμφανίζεται στις πιο λευκοκρατικές μορφές του πετρώματος. Είναι μάλλον ιδιόμορφος, σκούρου καστανού χρώματος, λεπιδομέλας και περιέχει συχνά εγκλείσματα από τα ορυκτά που κρυσταλλώνονται πρώτα.

Το ζirkόνιο απαντάται σπάνια μέσα στον βιοτίτη και στην κεροσίλβη αλλά και μεμονωμένα. Ο μαγνητίτης δίνει τετραγωνικές τομές που είναι μερικές φορές αποστρογγυλεμένες. Ο απατίτης εμφανίζεται είτε σαν έγκλεισμα πολύ μικρών διαστάσεων μέσα στην κεροσίλβη κυρίως, είτε σαν μεγαλύτερος ανεξάρτητος κρύσταλλος.

Ο τιτανίτης συναντάται ως ιδιόμορφος σε ρομβικές ή «φακελλόμορφες» τομές, μεμονωμένος ή σε σύμφυση με μαγνητίτη, απατίτη, κεροσίλβη και βιοτίτη. Επίσης υπάρχει και αλλότριόμορφος τιτανίτης που περιβάλλει τον μαγνητίτη. Σε αυτή την περίπτωση παραδεχόμαστε ότι έχει δευτερογενή προέλευση από την μετατροπή αρχικού τιτανιούχου υλικού.

Τέλος, οι μυρμητικές εμφανίσεις είναι αρκετά διαδεδομένες σε όλες τις περιοχές του πετρώματος. Σημαντικές αλλοιώσεις των ορυκτών του πετρώματος δεν υπάρχουν. Σπάνια η κεροσίλβη και ο βιοτίτης παρουσιάζουν μία μικρή μετατροπή σε χλωρίτη. Επίσης, τα πλαγιόκλαστα σπάνια είναι λίγο καολινιωμένα, σερικιτιωμένα ή και σωσσυριτιωμένα μέσα σε ρωγμές στον βασικότερο πυρήνα. Αντίθετα, οι καλιούχοι άστριοι εμφανίζουν πολλές φορές σημαντική καολινίωση (Παπαδάκης 1965).

4. ΠΕΤΡΟΓΡΑΦΙΚΗ ΕΞΕΤΑΣΗ ΤΩΝ ΔΕΙΓΜΑΤΩΝ

4.1 ΑΝΔΕΣΙΤΗΣ ΤΟΥ ΑΒΑΝΤΑ

Το δείγμα που μελετήθηκε από τον ηφαιστίτη του Άβαντα πάρθηκε από μια θέση κοντά στον δρόμο που οδηγεί προς Αισύμη και μετά τον Άβαντα (N 40° 59,705' E 25° 55,619'). Στη θέση αυτή ο ηφαιστίτης είναι υγιής και καθόλου τεκτονισμένος, ενώ χαρακτηριστικό της περιοχής είναι ότι το πέτρωμα εμφανίζεται σε στυλοειδείς καταταμήσεις (Φωτ. 1).

Με μικροσκοπική παρατήρηση βρέθηκε ότι ο ηφαιστίτης του Άβαντα αποτελείται από πλαγιόκλαστο, κεροστίλβη και βιοτίτη, ενώ εποψιδώς περιέχει ζεόλιθο, λίγο ασβεστίτη και αδιαφανή ορυκτά. Το πέτρωμα δεν είναι καθόλου αλλοιωμένο και εμφανίζει πορφυριτικό ιστό. Τα πλαγιόκλαστα παρουσιάζουν πολυδυμία και ζώνωση και η κεροστίλβη είναι η κοινή πράσινη κεροστίλβη.

Τα μεγέθη των κόκκων των ορυκτών από τα οποία αποτελείται ο ηφαιστίτης κυμαίνονται σύμφωνα με τις τιμές που φαίνονται στον πίνακα 4.1.

Πίνακας 4.1 : Μέγεθος κρυστάλλων του ανδεσίτη του Άβαντα	
Ορυκτό	Μέγεθος κρυστάλλων (mm)
Πλαγιόκλαστο	0,05 – 2,25
Κεροστίλβη	0,1 – 3
Βιοτίτης	0,05 – 1,75
Ζεόλιθος	0,25 – 1,5
Ασβεστίτης	0,1 – 0,75

Τέλος, μετά από εμβαδομέτρηση λεπτής τομής του δείγματος (Πιν. 4.2) βρέθηκε ότι ο ηφαιστίτης είναι βιοτιτικός – κεροστιλβικός ανδεσίτης (η ονομασία έγινε σύμφωνα με το σύστημα IUGS, Le Maitre 1989).

Πίνακας 4.2 : Αναλογία ορυκτών του ανδεσίτη του Άβαντα	
Ορυκτό	Ποσοστό στη λεπτή τομή (%)
Αφανιτική μάζα	57,5
Πλαγιόκλαστο	28,3
Κεροστίλβη	6,7
Βιοτίτης	5,1
Λοιπά	1,7
Αδιαφανή	0,7

4.2 ΡΥΟΛΙΘΟΣ ΤΩΝ ΦΕΡΡΩΝ

Το δείγμα που μελετήθηκε από τον ηφαιστίτη των Φερρών πάρθηκε από ένα σημείο ακριβώς δίπλα στο στάδιο των Φερρών (N 40° 53,922' E 26° 10,016'). Είναι ένα πράσινο, υαλώδες ηφαιστίτης και δεν είναι καθόλου αλλοιωμένος (Φωτ. 2).

Μετά από μικροσκοπική παρατήρηση βρέθηκε ότι ο ηφαιστίτης των Φερρών αποτελείται από χαλαζία, πλαγιόκλαστο, σανίδινο, κεροστίλβη και βιοτίτη, ενώ επουσιωδώς περιέχει αδιαφανή ορυκτά. Ο ηφαιστίτης δεν είναι αλλοιωμένος και παρουσιάζει υαλοφυρικό ιστό και περλιτική υφή.

Ο χαλαζίας του πετρώματος έχει υποστεί μαγματική διάβρωση, ενώ εμφανίζονται πολύ σπάνια φλεβίδια μικροκρυσταλλικού χαλαζία. Τα πλαγιόκλαστα εμφανίζουν πολυδυμία και ο βιοτίτης υπερτερεί της κεροστίλβης.

Τα μεγέθη των κόκκων των ορυκτών από τα οποία αποτελείται ο ηφαιστίτης κυμαίνονται σύμφωνα με τις τιμές που φαίνονται στον πίνακα 4.3.

Πίνακας 4.3 : Μέγεθος κρυστάλλων του ρυόλιθου των Φερρών	
Ορυκτό	Μέγεθος κρυστάλλων (mm)
Χαλαζίας	0,1 – 3
Πλαγιόκλαστο	0,1 – 2,25
Σανίδινο	0,1 – 3,25
Κεροστίλβη	0,15 – 0,85
Βιοτίτης	0,05 – 1,5

Τέλος, μετά από εμβαδομέτρηση λεπτής τομής του δείγματος (Πιν. 4.4) βρέθηκε ότι ο ηφαιστίτης είναι κεροστιλβικός – βιοτιτικός ρυόλιθος (η ονομασία έγινε σύμφωνα με το σύστημα IUGS, Le Maitre 1989).

Πίνακας 4.4 : Αναλογία ορυκτών του ρυόλιθου των Φερρών	
Ορυκτό	Ποσοστό στην λεπτή τομή (%)
Αφανιτική μάζα	57,3
Χαλαζίας	19,5
Πλαγιόκλαστο	11,9
Σανίδινο	8,7
Κεροστίλβη	0,3
Βιοτίτης	2,2
Αδιαφανή	0,1

4.3 ΓΡΑΝΙΤΗΣ ΤΗΣ ΚΑΒΑΛΑΣ

Το δείγμα από τον πλουτωνίτη της Καβάλας πάρθηκε από τομή του καινούργιου δρόμου (N 40° 53,692' E24° 19,701'). Στη θέση αυτή ο πλουτωνίτης είναι σχιστοποιημένος, αλλά όχι αλλοιωμένος με αρκετές διακλάσεις (Φωτ. 3).

Με μικροσκοπική παρατήρηση βρέθηκε ότι ο πλουτωνίτης της Καβάλας αποτελείται από χαλαζία, πλαγιόκλαστο, ορθόκλαστο, κεροστίλβη και βιοτίτη, ενώ επουσιωδώς περιέχει επίδοτο, τιτανίτη και αδιαφανή ορυκτά. Αν και είναι σχιστοποιημένος έως μυλωνιτιωμένος, τα ορυκτά του δεν είναι αλλοιωμένα.

Ο χαλαζίας παρουσιάζει κυματοειδή κατάσβεση. Τα πλαγιόκλαστα εμφανίζουν πολυδυμία και ζώνωση, ενώ το ορθόκλαστο εμφανίζει διδυμία Carlsbad και οι κρύσταλλοί του είναι καολινιωμένοι σε ποσοστό 40 %.

Τα μεγέθη των κόκκων των ορυκτών από τα οποία αποτελείται ο πλουτωνίτης κυμαίνονται σύμφωνα με τις τιμές που φαίνονται στον πίνακα 4.5.

Πίνακας 4.5 : Μέγεθος κρυστάλλων του γρανίτη της Καβάλας	
Ορυκτό	Μέγεθος κρυστάλλων (mm)
Χαλαζίας	0,15 – 1,5
Πλαγιόκλαστο	0,05 – 2
Ορθόκλαστο	0,25 – 1,75
Κεροσίλβη	0,15 – 2,25
Βιοτίτης	0,1 – 1,25
Επίδοτο	0,2 – 0,75
Τιτανίτης	0,1 – 0,5

Τέλος, μετά από εμβαδομέτρηση λεπτής τομής του δείγματος (Πιν. 4.6) βρέθηκε ότι ο πλουτωνίτης είναι βιοτιτικός – κεροσιλβικός γρανίτης (η ονομασία έγινε σύμφωνα με το σύστημα IUGS, Le Maitre 1989).

Πίνακας 4.6 : Αναλογία ορυκτών του γρανίτη της Καβάλας	
Ορυκτό	Ποσοστό στην λεπτή τομή (%)
Χαλαζίας	50,7
Πλαγιόκλαστο	13,2
Ορθόκλαστο	26,9
Κεροσίλβη	6,2
Βιοτίτης	2,3
Λοιπά	0,5
Αδιαφανή	0,2

4.4 ΓΡΑΝΟΔΙΟΡΙΤΗΣ ΤΗΣ ΞΑΝΘΗΣ

Από τον πλουτωνίτη της Ξάνθης πάρθηκε ένα δείγμα δίπλα από τον δρόμο, μετά τα Κιμμέρια και πριν από το Σέλερο (N 41° 08,594' E 24° 57,426'). Στη θέση αυτή, ο πλουτωνίτης είναι αρκετά καθαρός και δεν φαίνεται να υπάρχει κανένα είδος τεκτονισμού (Φωτ. 4).

Μετά από μικροσκοπική παρατήρηση βρέθηκε ότι ο πλουτωνίτης της Ξάνθης αποτελείται από χαλαζία, πλαγιόκλαστο, ορθόκλαστο, κεροστίλβη και βιοτίτη, ενώ επουσιωδώς περιέχει απατίτη, τιτανίτη και αδιαφανή ορυκτά. Ο πλουτωνίτης είναι πολύ λίγο αλλοιωμένος.

Τα πλαγιόκλαστα παρουσιάζουν πολυδυμία και ζώνωση, ενώ είναι πολύ λίγο σερικτιωμένα σε ποσοστό 5 %. Ο βιοτίτης είναι χλωριτωμένος σε ποσοστό 20 %, ενώ το ορθόκλαστο είναι λίγο καολινιωμένο κατά 15 %. Επιπλέον, ο τιτανίτης βρίσκεται στο πέτρωμα σε σχετικά μεγάλη αναλογία.

Τα μεγέθη των κόκκων των ορυκτών από τα οποία αποτελείται ο πλουτωνίτης κυμαίνονται σύμφωνα με τις τιμές που φαίνονται στον πίνακα 4.7.

Πίνακας 4.7 : Μέγεθος κρυστάλλων του γρανοδιορίτη της Ξάνθης	
Ορυκτό	Μέγεθος κρυστάλλων (mm)
Χαλαζίας	0,15 – 3,5
Πλαγιόκλαστο	0,25 – 7
Ορθόκλαστο	1 – 3
Κεροστίλβη	0,1 – 2,25
Βιοτίτης	0,1 – 2
Χλωρίτης	0,15 – 0,75
Τιτανίτης	0,25 – 2
Απατίτης	0,05 – 0,25

Τέλος, μετά από εμβαδομέτρηση λεπτής τομής του δείγματος (Πιν. 4.8) βρέθηκε ότι ο πλουτωνίτης είναι βιοτιτικός – κεροστιλβικός γρανοδιορίτης (η ονομασία έγινε σύμφωνα με το σύστημα IUGS, Le Maitre 1989).

Πίνακας 4.8 : Αναλογία ορυκτών του γρανοδιορίτη της Ξάνθης	
Ορυκτό	Ποσοστό στην λεπτή τομή (%)
Χαλαζία	28,7
Πλαγιόκλαστο	40,8
Ορθόκλαστο	18,0
Κεροστίλβη	5,2
Βιοτίτης	4,3
Λοιπά	2,5
Αδιαφανή	0,5

4.5 ΓΡΑΝΙΤΗΣ ΤΟΥ ΓΡΑΝΙΤΗ

Από τον πλουτωνίτη του Γρανίτη το προς μελέτη δείγμα πάρθηκε από ένα μικρό λατομείο μέσα στο χωριό Γρανίτης από το οποίο μάλιστα κατά το παρελθόν έβγαζαν κυβόλιθους (N 41° 17,468' E 23° 55,808'). Ο πλουτωνίτης του Γρανίτη είναι γενικά αποσαθρωμένος, αλλά σε αυτή τη θέση και σε αρκετά μεγάλη έκταση είναι υγιής (Φωτ 5).

Με μικροσκοπική εξέταση βρέθηκε ότι ο πλουτωνίτης του Γρανίτη αποτελείται από χαλαζία, πλαγιόκλαστο, ορθόκλαστο, κεροστίλβη, βιοτίτη και κλινοπυρόξενο, ενώ εποψιδωδώς περιέχει απατίτη, ελάχιστο ασβεστίτη, τιτανίτη, ζirkόνιο καθώς και αδιαφανή ορυκτά.

Είναι ένα πορφυροειδές πέτρωμα, το οποίο παρουσιάζει ποικιλικό ιστό. Τα πλαγιόκλαστα εμφανίζουν πολυδυμία και ζώνωση. Ο βιοτίτης είναι σπάνια χλωριτωμένος σε ποσοστό 5 %. Επίσης, το ορθόκλαστο είναι ελαφρά καολινιωμένο κατά 30 %.

Τα μεγέθη των κόκκων των ορυκτών από τα οποία αποτελείται ο πλουτωνίτης κυμαίνονται σύμφωνα με τις τιμές που φαίνονται στον πίνακα 4.9.

Πίνακας 4.9 : Μέγεθος κρυστάλλων του γρανίτη του Γρανίτη	
Ορυκτό	Μέγεθος κρυστάλλων (mm)
Χαλαζίας	0,05 – 0,5
Πλαγιόκλαστο	0,25 – 3,5
Ορθόκλαστο	0,2 – 6
Κεροσίλβη	0,1 – 1,25
Βιοτίτης	0,15 – 1,75
Κλινοπυρόξενος	0,25 – 0,75
Απατίτης	0,1 – 0,25
Τιτανίτης	0,15 – 0,25
Ζιρκόνιο	0,05 – 0,15
Ασβεστίτης	0,05 – 0,25

Τέλος, μετά από εμβαδομέτρηση λεπτής τομής του δείγματος (Πιν. 4.10) βρέθηκε ότι ο πλουτωνίτης είναι βιοτιτικός γρανίτης (η ονομασία έγινε σύμφωνα με το σύστημα IUGS, Le Maitre 1989).

Πίνακας 4.10 : Αναλογία ορυκτών του γρανίτη του Γρανίτη	
Ορυκτό	Ποσοστό στην λεπτή τομή (%)
Χαλαζίας	46,3
Πλαγιόκλαστο	22,6
Ορθόκλαστο	21,8
Κεροσίλβη	1,2
Βιοτίτης	5,7
Κλινοπυρόξενος	1,2
Λοιπά	0,8
Αδιαφανή	0,4

4.6 ΓΡΑΝΙΤΗΣ ΤΗΣ ΒΡΟΝΤΟΥΣ

Το δείγμα που μελετήθηκε από τον πλουτωνίτη της Βροντού πάρθηκε από ένα σημείο του δρόμου που οδηγεί από τη Βροντού στη Δράμα μέσω Νευροκοπίου (N 41° 16,4' E 23° 42,9'). Ο πλουτωνίτης είναι γενικά υγιής, αν και έχει κάποια επιφανειακή αποσάθρωση. Εμφανίζεται στην περιοχή σε τεράστιες μάζες (Φωτ. 6).

Με μικροσκοπική εξέταση βρέθηκε ότι ο πλουτωνίτης αποτελείται από χαλαζία, πλαγιόκλαστο, μικροκλινή, κεροστίλβη και βιοτίτη, ενώ επουσιωδώς περιέχει τιτανίτη, απατίτη, ζirkόνιο, επίδοτο καθώς και αδιαφανή ορυκτά.

Το πέτρωμα είναι ένας αδρόκοκκος, πορφυροειδής πλουτωνίτης με μεγάλους κρυστάλλους πλαγιόκλαστου. Επίσης, εμφανίζονται μυρμηκίτες. Ο βιοτίτης είναι λιγότερος από την κεροστίλβη. Τα πλαγιόκλαστα είναι ζωνώδη και καμιά φορά ο πυρήνας του πλαγιόκλαστου είναι αλλοιωμένος κατά 5 %. Επιπλέον, ο τιτανίτης του πετρώματος είναι καλοσχηματισμένος.

Τα μεγέθη των κόκκων των ορυκτών από τα οποία αποτελείται ο πλουτωνίτης κυμαίνονται σύμφωνα με τις τιμές που φαίνονται στον πίνακα 4.11.

Πίνακας 4.11 : Μέγεθος κρυστάλλων του γρανίτη της Βροντούς	
Ορυκτό	Μέγεθος κρυστάλλων (mm)
Χαλαζίας	0,15 – 1,5
Πλαγιόκλαστο	0,2 – 3,5
Μικροκλινής	0,15 – 6,5
Κεροστίλβη	0,05 – 3,25
Βιοτίτης	0,1 – 0,75
Επίδοτο	0,1 – 0,35
Τιτανίτης	0,1 – 0,85
Απατίτης	0,1 – 0,4
Ζirkόνιο	0,05 – 0,15

Τέλος, μετά από εμβαδομέτρηση λεπτής τομής του δείγματος (Πιν. 4.12) βρέθηκε ότι ο πλουτωνίτης είναι κεροστιλβικός – βιοτιτικός γρανίτης (η ονομασία έγινε σύμφωνα με το σύστημα IUGS, Le Maitre 1989).

Πίνακας 4.12 : Αναλογία ορυκτών του γρανίτη της Βροντούς	
Ορυκτό	Ποσοστό στην λεπτή τομή (%)
Χαλαζίας	30,9
Πλαγιόκλαστο	19,0
Μικροκλινής	44,9
Κεροσίλβη	1,1
Βιοτίτης	2,7
Λοιπά	1,0
Αδιαφανή	0,4

5. ΑΔΡΑΝΗ ΥΛΙΚΑ

5.1 ΠΡΟΕΛΕΥΣΗ ΑΔΡΑΝΩΝ ΥΛΙΚΩΝ

Τα αδρανή υλικά που χρησιμοποιούνται στην κατασκευή των εύκαμπτων οδοστρωμάτων προέρχονται κυρίως από τη θραύση κατάλληλων πετρωμάτων, ή από φυσικές αποθέσεις ποταμών, χειμάρρων, θαλάσσης ή ορυχείων με ή χωρίς θραύση. Τα αδρανή υλικά μπορεί να προέρχονται και από σκωρίες, ή από απορρίμματα ορυχείων, ή και από υλικά κατεδαφίσεων, εφ' όσον πληρούνται οι απαιτούμενες μηχανικές και φυσικές ιδιότητες. Επίσης, ως αδρανή υλικά χρησιμοποιούνται και τεχνητά αδρανή, ή κονιορτοποιημένα υλικά παλαιών οδοστρωμάτων κατασκευασμένων από ασφαλτόμιγμα ή από σκυρόδεμα (υλικά ανακύκλωσης).

Σκωρίες (slags), είναι παραπροϊόντα που παράγονται κατά τη διαδικασία παραγωγής μετάλλων, όπως σιδήρου, νικελίου κλπ. Ο τύπος των σκωριών που παράγονται ποικίλουν ως προς τη χημική σύσταση, το ειδικό βάρος και το πορώδες. Η χρήση των σκωριών στην οδοποιία περιορίζεται συνήθως σε έργα που γίνονται κοντά στα εργοστάσια παραγωγής. Οι σκωρίες χρησιμοποιούνται κυρίως ως υποκατάστατο των αδρανών και σε ελάχιστες περιπτώσεις ως υποκατάστατο της παιπάλης.

Απορρίμματα ορυχείων, είναι πετρώματα με μικρή περιεκτικότητα σε μέταλλευμα που απορρίπτονται κατά τη διαδικασία εμπλουτισμού.

Υλικά κατεδαφίσεως (μπάζα), χρησιμοποιούνται όπως και τα απορρίμματα ορυχείων σε στρώσεις υποβάσεων ή βάσεων, αφού γίνει κάποια προεπιλογή και θραύση.

Τεχνητά αδρανή, παράγονται κυρίως από τη διαπύρωση πετρωμάτων όπως βωξίτου, σχιστολίθου κλπ. Ορισμένα, όπως ο πεφρυγμένος βωξίτης, χαρακτηρίζονται για την υψηλή σκληρότητα τους και χρησιμοποιούνται ως σκληρά αδρανή σε αντιολισθηρούς τάπητες. Άλλα τεχνητά αδρανή χαρακτηρίζονται από το μικρό ειδικό βάρος και χρησιμοποιούνται κυρίως στην παραγωγή ελαφρομετόν.

Κονιορτοποιημένα υλικά παλαιών οδοστρωμάτων, προέρχονται από την ανακατασκευή παλαιών οδοστρωμάτων μετά από προεπιλογή και θραύση, χαρακτηρίζονται ως ανακυκλωμένα υλικά και χρησιμοποιούνται κυρίως σε υποβάσεις και βάσεις (βλ. Εγνατία οδός 2000).

5.2 ΑΔΡΑΝΗ ΥΛΙΚΑ ΦΥΣΙΚΩΝ ΑΠΟΘΕΣΕΩΝ

Υλικά φυσικών αποθέσεων είναι τα γνωστά χαλίκια, τα αμμοχάλικα, ή η φυσική άμμος, που βρίσκονται σε ελαφρώς σταθεροποιημένη μορφή στις παλαιές κοίτες ή όχθες χειμάρρων, στα υψίπεδα που δημιουργήθηκαν κατά τη μετά-παγετώνια περίοδο (υψίπεδο Λεπτοκαριάς), στις εκβολές ποταμών ή χειμάρρων ή σε παραλίες. Τα υλικά φυσικών αποθέσεων χρησιμοποιήθηκαν και χρησιμοποιούνται ευρέως ως υλικά υποβάσεων και βάσεων. Μπορούν επίσης να χρησιμοποιηθούν και για την παραγωγή ασφαλτομιγμάτων αφού προηγουμένως απαλλαγούν (με προκοσκίνισμα και πλύση) από το χώμα ή την ιλύ που πιθανόν περιέχουν και κατόπιν θραυστούν ώστε να αποκτήσουν την επιθυμητή κοκκομετρική διαβάθμιση.

Τα υλικά φυσικών αποθέσεων είναι “χαλαρά” γι’ αυτό εξορύσσονται με τη βοήθεια εκσκαφέα ή ισχυρού φορτωτή. Τα αδρανή υλικών φυσικών αποθέσεων είναι μίγμα διάφορων πετρωμάτων κυρίως ασβεστολιθικών, ψαμμιτικών και γρανιτικών. Λόγω αυτής ακριβώς της σύνθεσης τους τα θραυστά αδρανή έχουν καλύτερες μηχανικές ιδιότητες από αυτές των ασβεστολιθικών πετρωμάτων και θα πρέπει να προτιμούνται από τα ασβεστολιθικά για τάπητες κυκλοφορίας όταν βέβαια υπάρχει έλλειψη από άλλα σκληρότερα πετρώματα (βλ. Εγνατία οδός 2000).

5.3 ΘΡΑΥΣΤΑ ΑΔΡΑΝΗ ΠΕΤΡΩΜΑΤΩΝ

Τα θραυστά αδρανή παράγονται σε λατομεία από διάφορα πετρώματα με κατάλληλες μηχανικές και χημικές ιδιότητες. Τα περισσότερα πυριγενή και ορισμένα μεταμορφωσιγενή πετρώματα είναι συνήθως πολύ σκληρά πετρώματα από τα οποία εξάγονται άριστης ποιότητας θραυστά αδρανή για όλες τις στρώσεις των οδοστρωμάτων και ιδιαίτερα για τους τάπητες κυκλοφορίας.

Τα ιζηματογενή πετρώματα είναι «παλαιότερα» των πυριγενών πετρωμάτων. Από τα πλέον γνωστά ιζηματογενή πετρώματα είναι αυτά του ασβεστολίθου και του δολομίτου, από τα οποία εξάγονται θραυστά αδρανή κατώτερης των πυριγενών ποιότητας που όμως είναι αποδεκτά για πολλές χρήσεις στην οδοστρωσία (βλ. Εγνατία οδός 2000).

5.4 ΕΛΕΓΧΟΙ ΠΕΤΡΩΜΑΤΩΝ ΓΙΑ ΤΗΝ ΧΡΗΣΗ ΤΟΥΣ ΩΣ ΑΔΡΑΝΗ ΥΛΙΚΑ

Τα πετρώματα που πρόκειται να χρησιμοποιηθούν ως αδρανή υλικά, λόγω των πολλών πηγών προέλευσης τους πρέπει να ελέγχονται σε ότι αφορά τις φυσικές και μηχανικές τους ιδιότητες. Έτσι γίνεται διερεύνηση της καταλληλότητας και ιεράρχηση των πετρωμάτων για την επιλογή του καλύτερου.

Στην παρούσα διπλωματική εργασία, όπως προαναφέρθηκε, συλλέχθηκαν δείγματα πυριγενών πετρωμάτων από έξι διαφορετικές περιοχές της Ανατολικής Μακεδονίας και Θράκης και ελέγχθηκαν ως προς την καταλληλότητά τους για την χρήση τους ως αδρανή υλικά. Τα δείγματα πάρθηκαν από τον γρανίτη της Καβάλας, τον γρανοδιορίτη της Ξάνθης, τον ανδεσίτη του Άβαντα, τον ρυόλιθο των Φερρών, τον γρανίτη του Γρανίτη και τον γρανίτη της Βραντούς.

Γενικά, τα δείγματα που χρησιμοποιούνται στους ελέγχους των πετρωμάτων πρέπει να συλλεχθούν έτσι ώστε να αντιπροσωπεύουν τον πραγματικό μέσο όρο του τύπου ή της κοκκομετρίας των προς εξέταση πετρωμάτων. Επίσης, είναι απαραίτητο τα δείγματα να είναι της ίδιας ποιότητας με το υλικό που θα προμηθευτεί στην αγορά (ASTM 1989).

Τα δείγματα μπορούν να συλλεχθούν από τον αγοραστή ή από τον εξουσιοδοτημένο αντιπρόσωπό του από κάποιο νταμάρι ή από μια φυσική προεξοχή του βράχου και πρέπει να έχουν μέγεθος τέτοιο ώστε να μπορούμε να κατασκευάσουμε από αυτά τον επιθυμητό αριθμό δειγμάτων, τα οποία και θα χρησιμοποιήσουμε στη δοκιμή. Όταν εμφανίζονται αισθητές διαφοροποιήσεις, ο αγοραστής πρέπει να συλλέξει τόσα δείγματα όσα είναι απαραίτητα για τον καθορισμό της διαφοροποίησης της αντοχής στην συμπίεση κατά μήκος του πετρώματος (ASTM 1989).

Για τον έλεγχο των φυσικών και μηχανικών ιδιοτήτων των πετρωμάτων πραγματοποιήθηκαν στο εργαστήριο του τομέα Εφαρμοσμένης Γεωλογίας του Αριστοτελείου Πανεπιστημίου Θεσσαλονίκης οι εξής πέντε δοκιμές :

1. Πρότυπη δοκιμή ελέγχου της αντοχής των πετρωμάτων στην σημειακή φόρτιση.
2. Πρότυπη δοκιμή ελέγχου της αντοχής των πετρωμάτων στην συμπίεση.
3. Πρότυπη δοκιμή προσδιορισμού του ξηρού φαινομένου βάρους ή ξηρής πυκνότητας των πετρωμάτων.
4. Πρότυπη δοκιμή προσδιορισμού της απορροφητικότητας των πετρωμάτων.
5. Πρότυπη δοκιμή προσδιορισμού της επίδρασης της ανισοτροπίας στην αποσάθρωση των πετρωμάτων.

6. ΠΡΟΤΥΠΕΣ ΔΟΚΙΜΕΣ ΠΕΤΡΩΜΑΤΩΝ

6.1 ΠΡΟΤΥΠΗ ΔΟΚΙΜΗ ΕΛΕΓΧΟΥ ΤΗΣ ΑΝΤΟΧΗΣ ΤΩΝ ΠΕΤΡΩΜΑΤΩΝ ΣΕ ΣΗΜΕΙΑΚΗ ΦΟΡΤΙΣΗ

Η δοκιμή σημειακής φόρτισης χρησιμοποιείται για τον υπολογισμό του δείκτη αντοχής σημειακής φόρτισης και κατ' επέκταση για τον υπολογισμό της μονοαξονικής αντοχής των βραχωδών υλικών (βλ. Χρηστάρας et al.1998).

Ο δείκτης αντοχής σημειακής φόρτισης I_s ισούται με το λόγο του φορτίου που προκάλεσε τη θραύση προς το τετράγωνο της διαμέτρου του δοκιμίου και για να υπάρχει κοινό σημείο αναφοράς υπολογίζεται για δοκίμιο διαμέτρου 50 mm [$I_{s(50)}$]. Όσο πιο μεγάλος είναι ο δείκτης αντοχής σημειακής φόρτισης $I_{s(50)}$ ενός πετρώματος τόσο πιο ανθεκτικό είναι στην αποσάθρωση και την μηχανική καταπόνηση και συνεπώς πιο κατάλληλο για να χρησιμοποιηθεί ως αδρανές υλικό.

Η συσκευή με την οποία πραγματοποιείται η δοκιμή αποτελείται από ένα μεταλλικό πλαίσιο, δύο μεταλλικές πλάκες που φέρουν μεταλλικά κωνικά άκρα με ακτίνα καμπυλότητας 5 mm, μια χειροκίνητη υδραυλική αντλία για την επιβολή πιέσεως, ένα έμβολο για τη μετακίνηση της μιας πλάκας και ένα μανόμετρο για τη μέτρηση της πιέσεως του εμβόλου ή του επιβαλλόμενου φορτίου. Η συσκευή αυτή μπορεί να είναι και φορητή.

Τα δοκίμια που χρησιμοποιούνται μπορούν να είναι πυρήνες δειγματοληπτικών γεωτρήσεων (κυλινδρικό σχήμα), τεμάχια με επίπεδες επιφάνειες ή και τεμάχια ακανόνιστου σχήματος. Τα κυλινδρικά δοκίμια δοκιμάζονται είτε κατά μήκος του άξονά τους είτε αντιδιαμετρικά.

Οι πυρήνες που δοκιμάζονται αντιδιαμετρικά πρέπει να έχουν λόγο μήκους προς διάμετρο (L/D) μεγαλύτερο του 1.0, ενώ όταν δοκιμάζονται αξονικά πρέπει να έχουν λόγο πλάτους προς διάμετρο (W/D) μεταξύ 0.3 και 1.0.

Στα δοκίμια με επίπεδες επιφάνειες και στα μη διαμορφωμένα δείγματα ο λόγος ύψους προς πλάτος (D/W) πρέπει να είναι μεταξύ 0.3 και 1.0, ενώ το μήκος L πρέπει να είναι το ελάχιστο 0.5 W . Επίσης τα δοκίμια αυτού του σχήματος είναι επιθυμητό να έχουν ύψος, D , ίσο με 50 mm, γιατί με τις διαστάσεις αυτές είναι δυνατός ο

υπολογισμός του δείκτη αντοχής σημειακής φόρτισης χωρίς να απαιτούνται διορθώσεις.

Ανεξάρτητα από το σχήμα που έχουν τα δοκίμια πρέπει να μετρούνται με ακρίβεια οι διαστάσεις τους και να υπολογίζεται η ισοδύναμη διάμετρος πυρήνα, D_e . Η ισοδύναμη διάμετρος πυρήνα χρησιμοποιείται για τον υπολογισμό του δείκτη αντοχής σημειακής φόρτισης. Η ισοδύναμη διάμετρος πυρήνα δοκιμαζόμενου δείγματος είναι η διάμετρος που είχε κυλινδρικό δοκίμιο του οποίου το εμβαδόν της διατομής του είναι ίσο με το εμβαδόν της ελάχιστης διατομής του δοκιμαζόμενου δείγματος. Στα κυλινδρικά δοκίμια που δοκιμάζονται αντιδιαμετρικά η ισοδύναμη διάμετρος είναι ίδια με την πραγματική διάμετρο του πυρήνα. Στο σχήμα 2 παρουσιάζονται οι διάφορες μορφές που μπορεί να έχουν τα δοκίμια, οι αναλογίες που πρέπει να έχουν οι διαστάσεις τους, καθώς επίσης και η φυσική σημασία της ισοδύναμης διαμέτρου πυρήνα και ο τρόπος με τον οποίο υπολογίζεται.

Κατά την πραγματοποίηση της δοκιμής, αφού το δοκίμιο μετρηθεί με ακρίβεια, τοποθετείται στη συσκευή σημειακής φόρτισης και φορτίζεται μέχρι τη στιγμή της θραύσης του. Η φόρτιση πρέπει να γίνει με αργό ρυθμό και η θραύση πρέπει να επέλθει σε 10 – 60 sec.

Οι συνθήκες υγρασίας του δείγματος, κατά τη δοκιμή, πρέπει να αντιπροσωπεύουν τις πραγματικές επί τόπου συνθήκες. Αν οι συνθήκες αυτές έχουν μεταβληθεί, πρέπει να προσδιοριστούν με ακρίβεια οι νέες συνθήκες.

Για να γίνει αποδεκτή μια δοκιμή πρέπει η επιφάνεια θραύσης να διέρχεται και από τα δύο σημεία επιβολής της πίεσης, σε αντίθετη περίπτωση απορρίπτεται.

Στις περιπτώσεις όπου το δείγμα εμφανίζει ανισοτροπία, η οποία εκφράζεται με την μορφή στρώσης, σχιστότητας, ορυκτολογικού προσανατολισμού κ.α., πρέπει να πραγματοποιούνται δοκιμές παράλληλα στις διευθύνσεις που δίνουν τη μέγιστη αλλά και την ελάχιστη τιμή αντοχής. Συνήθως η διεύθυνση που δίνει τις μεγαλύτερες τιμές αντοχής είναι αυτή που βρίσκεται παράλληλα στις επιφάνειες ανισοτροπίας και η διεύθυνση που δίνει την ελάχιστη τιμή αντοχής είναι αυτή που βρίσκεται παράλληλα στις επιφάνειες ανισοτροπίας. Για την πραγματοποίηση δοκιμής παράλληλα στις επιφάνειες ανισοτροπίας πρέπει το φορτίο να εφαρμόζεται κατά μήκος ενός μόνο επιπέδου εξασθένησης. Ενώ για να πραγματοποιηθεί δοκιμή κάθετα στις επιφάνειες ανισοτροπίας πρέπει να ελέγχεται σχολαστικά η καθετότητα με την οποία εφαρμόζονται τα φορτία πάνω στις επιφάνειες εξασθένησης.

Μετά το τέλος της δοκιμής είναι γνωστές οι διαστάσεις του δοκιμίου και το φορτίο που προκάλεσε τη θραύση. Για τον προσδιορισμό του δείκτη αντοχής σημειακής φόρτισης $I_{s(50)}$ μπορούν να εφαρμοστούν οι ακόλουθες διαδικασίες:

1) Όταν οι ισοδύναμες διάμετροι πυρήνα κυμαίνονται γύρω από τη διάμετρο 50 mm, είναι δυνατό από τη γραφική παράσταση $\log P$ σε συνάρτηση με το D_e^2 να προσδιοριστεί η τιμή του φορτίου που προκαλεί θραύση σε δοκίμιο διαμέτρου 50 mm. Στη συνέχεια διαιρώντας το φορτίο με το τετράγωνο της διαμέτρου των 50 mm (2500 mm^2) μπορεί να προσδιοριστεί, σύμφωνα με τον τύπο που ακολουθεί (ISRM, 1985), ο δείκτης σημειακής φόρτισης, $I_{s(50)}$.

$$I_{s(50)} = \frac{P}{50^2}$$

Η διαδικασία αυτή ισχύει τόσο για τα διαμορφωμένα όσο και για άμορφα δείγματα. Για την κατασκευή της προαναφερόμενης γραφικής παράστασης πρέπει να πραγματοποιηθεί σημαντικός αριθμός έγκυρων δοκιμών και επιπλέον πρέπει να αγνοηθούν οι τιμές που αποκλίνουν κατά πολύ από την ευθεία των ελαχίστων τετραγώνων. Οι τιμές αυτές είναι συνήθως οι μεγαλύτερες και οι μικρότερες από το σύνολο των μετρήσεων.

2) Στις περιπτώσεις όπου η ισοδύναμη διάμετρος πυρήνα του δοκιμίου είναι σταθερή και διάφορη των 50 mm τότε η προαναφερόμενη διαδικασία δεν μπορεί να εφαρμοστεί. Αυτό συμβαίνει στις περιπτώσεις όπου οι δοκιμές πραγματοποιούνται σε πυρήνες δειγματοληπτικών γεωτρήσεων με σταθερή διάμετρο πυρήνα. Σε παρόμοιες περιπτώσεις η μόνη παράμετρος που είναι δυνατόν να προσδιοριστεί είναι ο δείκτης αντοχής σημειακής φόρτισης για τη συγκεκριμένη σταθερή διάμετρο. Ο υπολογισμός της παραμέτρου πραγματοποιείται με την εφαρμογή του ακόλουθου τύπου.

$$I_s = \frac{P}{D_e^2}$$

Στη συνέχεια, πολλαπλασιάζοντας το δείκτη I_s με έναν συντελεστή διόρθωσης F προκύπτει η τιμή του δείκτη αντοχής σημειακής φόρτισης για ισοδύναμη διάμετρο 50 mm. Ο συντελεστής διόρθωσης υπολογίζεται από το διάγραμμα του σχήματος 3 ή με την εφαρμογή του τύπου :

$$F = \left(\frac{D_c}{50}\right)^{0.45}$$

Για να προσδιοριστεί ο δείκτης σημειακής αντοχής, I_s , και στη συνέχεια ο δείκτης $I_{s(50)}$, πρέπει να παραβλεφθούν οι μεγαλύτερες και οι μικρότερες τιμές από το σύνολο των μετρήσεων και στη συνέχεια να υπολογιστεί ο μέσος όρος των υπολοίπων.

Γνωρίζοντας τον δείκτη σημειακής αντοχής είναι δυνατόν να υπολογιστεί η μονοαξονική αντοχή των πετρωμάτων. Αυτό οφείλεται στη γραμμική σχέση που συνδέει τις δύο προαναφερόμενες παραμέτρους και η οποία μεταβάλλεται ανάλογα με το είδος του βράχου.

Η σχέση που συνδέει το δείκτη σημειακής αντοχής, $I_{s(50)}$, με την μονοαξονική αντοχή, σ_c , των πετρωμάτων είναι της μορφής :

$$\sigma_c = K I_{s(50)}$$

Το K είναι συντελεστής που διαφέρει ανάλογα με το είδος του πετρώματος και συνήθως παίρνει τιμές μεταξύ του 20 και του 24. Η πιο συχνά απαντόμενη τιμή είναι το 24, ενώ σε ορισμένα είδη πετρωμάτων παίρνει τιμές πολύ μικρότερες του 22.

Για να υπολογιστεί με ακρίβεια το K πραγματοποιούνται στον ίδιο βράχο και τα δύο είδη δοκιμών και ατη συνέχεια κατασκευάζεται η γραφική παράσταση των παραμέτρων, $\sigma_c = f(I_{s(50)})$. Η κλίση της ευθείας που προκύπτει με τη μέθοδο των ελαχίστων τετραγώνων ισούται με τον συντελεστή K .

Κατά συνέπεια, πολλαπλασιάζοντας τον δείκτη αντοχής σημειακής φόρτισης με το συντελεστή K προκύπτει η μονοαξονική αντοχή που αντιστοιχεί σε δείγμα της ίδιας διαμέτρου.

Η φορητότητα της συσκευής σημειακής φόρτισης, η ευκολία με την οποία γίνεται η δοκιμή και η συσχέτιση των αποτελεσμάτων της δοκιμής με την μονοαξονική θλιπτική αντοχή (Σχ. 4) συνδυάζονται για να κάνουν τη δοκιμή σημειακής φόρτισης πολύ χρήσιμη.

Τα δοκίμια που χρησιμοποιήθηκαν στη συγκεκριμένη διπλωματική εργασία είναι τεμάχια ακανόνιστου σχήματος και επομένως η ισοδύναμη διάμετρος πυρήνα

υπολογίστηκε σύμφωνα με το σχήμα 2 (δ). Επιπλέον, εφ' όσον η ισοδύναμη διάμετρος πυρήνα του δοκιμίου είναι σταθερή και διάφορη των 50 mm, τόσο ο δείκτης αντοχής σημειακής φόρτισης για ισοδύναμη διάμετρο 50 mm, $I_{s(50)}$, όσο και η μονοαξονική αντοχή, σ_c , υπολογίσθηκαν σύμφωνα με τη μεθοδολογία της 2^{ης} περίπτωσης.

Για να είναι κατάλληλο ένα πέτρωμα για χρήση ως αδρανές υλικό πρέπει ο δείκτης αντοχής του στην σημειακή φόρτιση $I_{s(50)}$ να είναι τουλάχιστον 10,34 Mpa. (ASTM 1989).

6.2 ΠΡΟΤΥΠΗ ΔΟΚΙΜΗ ΕΛΕΓΧΟΥ ΤΗΣ ΑΝΤΟΧΗΣ ΤΩΝ ΠΕΤΡΩΜΑΤΩΝ ΣΤΗΝ ΣΥΜΠΙΕΣΗ

Αυτή η δοκιμή ελέγχου είναι χρήσιμη στον εντοπισμό των διαφορών της αντοχής στην συμπίεση μεταξύ των διαφόρων πετρωμάτων. Επιπλέον, παρέχει μια παράμετρο για τη σύγκριση πετρωμάτων του ίδιου τύπου. Έτσι, όσο πιο μεγάλη είναι η αντοχή ενός πετρώματος στην συμπίεση τόσο πιο ανθεκτικό είναι στην αποσάθρωση και την μηχανική καταπόνηση και άρα πιο κατάλληλο για να χρησιμοποιηθεί ως αδρανές υλικό (ASTM 1989).

Τα δείγματα που θα χρησιμοποιηθούν στην δοκιμή πρέπει να είναι κύβοι, τετραγωνικά πρίσματα ή κύλινδροι και πρέπει να κοπούν από το πέτρωμα με τροχό, πριόνι ή πυρηνοληπτικό τρυπάνι. Η διάμετρος του δείγματος δεν πρέπει να είναι μικρότερη από 50.8 mm (για πολύ χονδρόκοκκα υλικά όπως μερικοί τύποι γρανιτών, η διάμετρος του δείγματος δεν πρέπει να είναι μικρότερη από 63.5 mm) και η αναλογία ύψος : διάμετρος δεν πρέπει να είναι μικρότερη του 1 : 1.

Τουλάχιστον πέντε δείγματα πρέπει να ετοιμαστούν για κάθε έλεγχο που θα γίνει σε καθορισμένες συνθήκες. Δηλαδή, όταν θέλουμε να ελέγξουμε την αντοχή στην συμπίεση του πετρώματος σε υγρές και ξηρές συνθήκες αλλά μόνο προς μια διεύθυνση π.χ. κάθετα στην στρώση του πετρώματος θα χρειαστούν δέκα δείγματα. Για τον έλεγχο της αντοχής του πετρώματος σε υγρές και ξηρές συνθήκες σε διεύθυνση κάθετη και παράλληλη στην στρώση του πετρώματος, θα χρειαστούν είκοσι δείγματα.

Οι επιφάνειες που θα δεχθούν το φορτίο πρέπει να λειανθούν όσο το δυνατό καλύτερα και να είναι όσο γίνεται περισσότερο παράλληλες μεταξύ τους. Επίσης, είναι επιθυμητό τόσο αυτές οι επιφάνειες όσο και η διεύθυνση να σημειωθούν σε κάθε δείγμα μετά τη λείανσή του. Πριν την διεξαγωγή της δοκιμής, είναι απαραίτητο να μετρηθούν οι διαστάσεις των δειγμάτων. Το ύψος του δείγματος μεταξύ των επιφανειών που θα δεχθούν τη φόρτιση πρέπει να είναι περίπου 0.5 mm, ενώ το εμβαδόν τους περίπου 0.26 mm².

Προτού γίνει ο έλεγχος των δειγμάτων σε ξηρές συνθήκες, αυτά πρέπει να ξηραθούν για 48 ώρες στους 60 ± 2 °C. Την 46^η, 47^η και 48^η ώρα τα δείγματα είναι απαραίτητο να ζυγιστούν έτσι ώστε να εξασφαλιστεί ότι το βάρος τους παραμένει σταθερό. Αν το βάρος συνεχίσει να μειώνεται, τότε η ξήρανση του δείγματος πρέπει να συνεχιστεί μέχρις ότου τρεις συνεχόμενες ωριαίες ενδείξεις να δείξουν το ίδιο βάρος. Όταν βγούν τα δείγματα από το φούρνο πρέπει να ψυχθούν σε θερμοκρασία δωματίου μέσα στον αποξηραντήρα και μετά να γίνει η δοκιμή.

Προτού γίνει ο έλεγχος των δειγμάτων σε υγρές συνθήκες, αυτά πρέπει να βυθιστούν σε νερό για 48 ώρες και σε θερμοκρασία 22 ± 2 °C. Η δοκιμή είναι επιθυμητό να γίνει αμέσως μόλις τα δείγματα βγούν από το νερό και εφ' όσον σκουπιστούν έτσι ώστε να είναι απαλλαγμένα από το επιφανειακό νερό.

Η διαδικασία του ελέγχου είναι η εξής. Κατ' αρχήν τα δείγματα τοποθετούνται στο κέντρο της συσκευής στην οποία γίνεται ο έλεγχος και εφαρμόζεται το αρχικό φορτίο σε ποσοστό που να επιτρέπει την ρύθμιση με το χέρι της πλάκας επαφής πάνω στο δείγμα. Η πλάκα περιστρέφεται εμπρός – πίσω σε μια γωνία 30°, ενώ έχει εφαρμοστεί μια μικρή φόρτιση στο δείγμα έτσι ώστε να τοποθετηθεί σωστά το κυλινδρικό τεμάχιο και προσέχοντας να μην μετακινηθεί το δείγμα από το κέντρο της συσκευής. Ο ρυθμός της φόρτισης καλό είναι να μην υπερβαίνει τα 690 KPa / sec, αλλά αυτή η απαίτηση μπορεί να θεωρηθεί ότι εκπληρώνεται αν η ταχύτητα της αρχικής φόρτισης δεν ξεπερνά τα 1.3 mm / min.

Εφ' όσον ολοκληρωθεί η δοκιμή, η αντοχή στην συμπίεση υπολογίζεται με τον εξής τύπο :

$$C = \frac{W}{A}$$

C → αντοχή του δείγματος στην συμπίεση σε MPa

$W \rightarrow$ συνολικό φορτίο (Nt) που ασκούνταν στο δείγμα κατά τη θραύση

$A \rightarrow$ η επιφάνεια που δέχθηκε το φορτίο σε mm^2

Στη συνέχεια γίνεται στρογγυλοποίηση του αποτελέσματος στα κοντινότερα MPa.

Όταν ο λόγος ύψους προς διάμετρο ή ύψους προς πλευρική διάσταση διαφέρει από τη μονάδα κατά 25 % ή περισσότερο, τότε η αντοχή στην συμπίεση υπολογίζεται σε σχέση με αυτή που υπολογίζεται σε ένα κυβικό δείγμα με τον εξής τύπο :

$$C_c = \frac{C_p}{0.778 + 0.222 (b/h)}$$

$C_c \rightarrow$ αντοχή στην συμπίεση του ισοδύναμου κυβικού δείγματος σε MPa

$C_p \rightarrow$ αντοχή στην συμπίεση του δείγματος, του οποίου το ύψος είναι μεγαλύτερο ή μικρότερο από την διάμετρο ή την πλευρική διάσταση σε MPa

$b \rightarrow$ διάμετρος ή πλευρική διάσταση σε mm

$h \rightarrow$ ύψος σε mm

Όσο αφορά την αντοχή ενός πετρώματος στην συμπίεση, αυτό θεωρείται πολύ ανθεκτικό όταν η αντοχή του είναι $C_c = 230$ Mpa, ενώ καθόλου ανθεκτικό (έδαφος) όταν είναι $C_c = 1,5$ Mpa. Για να είναι ένα πέτρωμα κατάλληλο για χρήση ως αδρανές υλικό πρέπει η αντοχή του στην συμπίεση να είναι τουλάχιστον $C_c = 100$ Mpa (ASTM 1989).

6.3 ΠΡΟΤΥΠΗ ΔΟΚΙΜΗ ΠΡΟΣΔΙΟΡΙΣΜΟΥ ΤΟΥ ΞΗΡΟΥ ΦΑΙΝΟΜΕΝΟΥ ΒΑΡΟΥΣ Ή ΞΗΡΗΣ ΠΥΚΝΟΤΗΤΑΣ ΤΩΝ ΠΕΤΡΩΜΑΤΩΝ

Στην παρούσα διπλωματική εργασία ο προσδιορισμός του ξηρού φαινομένου βάρους ή ξηρής πυκνότητας των πετρωμάτων γίνεται με την μέθοδο της άνωσης. Με τη μέθοδο αυτή προσδιορίζεται η ξηρή πυκνότητα πετρωμάτων, όταν έχουμε δείγματα ακανόνιστου σχήματος (βλ. Χρηστάρας et al. 1998).

Για να είναι ένα πέτρωμα κατάλληλο για να χρησιμοποιηθεί ως αδρανές υλικό πρέπει να έχει μεγάλη ξηρή πυκνότητα. Όσο πιο μεγάλη ξηρή πυκνότητα και

συνεπώς όσο πιο μικρό πορώδες έχει, τόσο είναι πιο συμπαγές και ανθεκτικό στην αποσάθρωση και την μηχανική καταπόνηση.

Η εκτέλεση της δοκιμής γίνεται ως εξής. Γεμίζουμε έναν ογκομετρικό κύλινδρο με απεσταγμένο νερό, καταγράφοντας ακριβώς τη στάθμη του νερού (αρχική ένδειξη, V_w) (ISRM 1979).

Παίρνουμε ένα δείγμα του πετρώματος τέτοιο που να χωράει εύκολα στον ογκομετρικό σωλήνα. Το ξηραίνουμε στον φούρνο για διάστημα μιας μέρας, για να είμαστε σίγουροι ότι το δείγμα έχει ξηραθεί εντελώς και το ζυγίζουμε με μια ζυγαριά ακριβείας. Έτσι βρίσκουμε το βάρος ξηρού δείγματος ($B_{\Xi\Delta}$).

Στη συνέχεια το εισάγουμε με προσοχή μέσα στον ογκομετρικό κύλινδρο και καταγράφουμε την νέα ένδειξη της στάθμης του νερού (τελική ένδειξη, $V_{w+\Delta}$). Από τη διαφορά της αρχικής και τελικής ένδειξης της στάθμης του νερού μέσα στο σωλήνα βρίσκουμε τον ολικό όγκο του δείγματος του πετρώματος ($V_{\Delta} = V_{w+\Delta} - V_w$).

Το ξηρό φαινόμενο βάρος ή ξηρή πυκνότητα είναι ο λόγος του ξηρού βάρους του υλικού προς τον ολικό όγκο του δείγματος :

$$\rho = \frac{B_{\Xi\Delta}}{V_{\Delta}}$$

$B_{\Xi\Delta} \rightarrow$ βάρος ξηρού δείγματος σε gr

$V_{\Delta} \rightarrow$ όγκος δείγματος σε ml

$V_w \rightarrow$ όγκος νερού σε ml

$V_{w+\Delta} \rightarrow$ όγκος νερού + δείγματος σε ml

$\rho \rightarrow$ ξηρό φαινόμενο βάρος ή ξηρή πυκνότητα σε gr/ml

Για το ξηρό φαινόμενο βάρος ή ξηρή πυκνότητα ισχύει η κλίμακα $>2,75$ gr / ml έως $<1,80$ gr / ml για πολύ υψηλή έως πολύ χαμηλή ξηρή πυκνότητα. Για να είναι ένα πέτρωμα κατάλληλο για χρήση του ως αδρανές υλικό πρέπει το ξηρό φαινόμενο βάρος του να είναι τουλάχιστον 2,56 gr / ml. (ASTM 1989)

6.4 ΠΡΟΤΥΠΗ ΔΟΚΙΜΗ ΠΡΟΣΔΙΟΡΙΣΜΟΥ ΤΗΣ ΑΠΟΡΡΟΦΗΤΙΚΟΤΗΤΑΣ ΤΩΝ ΠΕΤΡΩΜΑΤΩΝ

Η δοκιμή αυτή χρησιμοποιείται για τον προσδιορισμό της απορροφητικότητας όλων των τύπων των πετρωμάτων που χρησιμοποιούνται ως αδρανή, εκτός από τον αργιλικό σχιστόλιθο. Αυτή η δοκιμή είναι χρήσιμη στον εντοπισμό των διαφορών στην απορροφητικότητα μεταξύ των διαφόρων πετρωμάτων και συνεπώς στον καθορισμό του πορώδους των αδρανών (ASTM 1989).

Σε ασφαλτόμικμα, το πορώδες των αδρανών επηρεάζει την ποσότητα της απαιτούμενης ασφάλτου στο μίγμα. Όσο πιο πορώδη αδρανή χρησιμοποιούνται τόσο μεγαλύτερη είναι η απαιτούμενη περιεκτικότητα ασφάλτου στο μίγμα. Επίσης, όταν ένα πέτρωμα έχει μεγάλη απορροφητικότητα, συγκρατεί πολύ υγρασία, η οποία δημιουργεί προβλήματα ολισθηρότητας του οδοστρώματος και επιπλέον μειώνει την ανθεκτικότητά του στην αποσάθρωση και την μηχανική καταπόνηση.

Τα δείγματα που χρησιμοποιούνται σε αυτή τη δοκιμή μπορούν να είναι κύβοι, πρίσματα, κύλινδροι ή οποιοδήποτε κανονικό σχήμα, στο οποίο η μικρότερη διάσταση θα είναι τουλάχιστον 50,8 mm και η μεγαλύτερη διάσταση όχι μεγαλύτερη των 76,2 mm. Επιπλέον, η αναλογία του όγκου προς την επιφάνεια πρέπει να είναι όχι μικρότερη των 7,6 mm ούτε μεγαλύτερη των 12,7 mm. Όλες οι επιφάνειες είναι απαραίτητο να είναι όσο το δυνατό λείες. Οι επιφάνειες που είναι κομμένες με πριόνι ή με πυρηνοληπτικό τρυπάνι θεωρούνται ικανοποιητικά λείες, ενώ οι πιο τραχιές επιφάνειες πρέπει να λειανθούν με λειαντική σκόνη Νο. 80. Εργαλεία, όπως το σκαρπέλο ή άλλα παρόμοια δεν πρέπει να χρησιμοποιηθούν σε κανένα στάδιο προετοιμασίας των δειγμάτων.

Η διαδικασία της δοκιμής έχει ως εξής: Κατ' αρχήν ξηραίνουμε τα δείγματα για 24 ώρες με τη βοήθεια ενός αεριζόμενου φούρνου στην θερμοκρασία των 105 ± 2 °C. Μετά την ξήρανση των δειγμάτων, τα ψυχραίνουμε σε θερμοκρασία δωματίου για 30 λεπτά και στη συνέχεια τα ζυγίζουμε. Όταν τα δείγματα δεν μπορούν να ζυγιστούν αμέσως μετά την ψύξη τους, τα αποθηκεύουμε σε έναν ξηραντήρα. Τα βάρη που θα βρούμε είναι απαραίτητο να στρογγυλοποιηθούν στα πλησιέστερα 0,02 gr.

Στη συνέχεια βυθίζουμε τα δείγματα σε φιλτραρισμένο ή αποσταγμένο νερό, έτσι ώστε το νερό να τα σκεπάσει, σε θερμοκρασία 20 ± 5 °C για 48 ώρες. Μετά το

πέρασ αυτού του χρονικού διαστήματος, βγάζουμε τα δείγματα από το νερό, ένα κάθε φορά, τα σκουπίζουμε με ένα υγρό ύφασμα και τα ζυγίζουμε στρογγυλοποιώντας τη μέτρηση στα πλησιέστερα 0,02 gr.

Ο υπολογισμός του % ποσοστού του βάρους του νερού που απορροφάτε για κάθε δείγμα ακολουθεί τον παρακάτω τύπο:

$$\text{Απορροφητικότητα, βάρος \%} = [(B-A) / A] * 100$$

A → βάρος του ξηρού δείγματος σε gr

B → βάρος του δείγματος μετά την βύθιση σε gr

Για την απορροφητικότητα των πετρωμάτων ισχύει η κλίμακα από 0,2 % έως 10 % για πολύ λίγο έως πολύ απορροφητικά πετρώματα. Για να είναι ένα πέτρωμα κατάλληλο για να χρησιμοποιηθεί ως αδρανές υλικό πρέπει να έχει απορροφητικότητα το πολύ 2 %. (ASTM 1989).

6.5 ΠΡΟΤΥΠΗ ΔΟΚΙΜΗ ΠΡΟΣΔΙΟΡΙΣΜΟΥ ΤΗΣ ΕΠΙΔΡΑΣΗΣ ΤΗΣ ΑΝΙΣΟΤΡΟΠΙΑΣ ΣΤΗΝ ΑΠΟΣΑΘΡΩΣΗ ΤΩΝ ΠΕΤΡΩΜΑΤΩΝ

Τα πετρώματα δεν έχουν την ίδια μηχανική συμπεριφορά κατά μήκος διαφορετικών κατευθύνσεων. Αυτό συμβαίνει γιατί ο προσανατολισμός των ορυκτών μέσα στα πετρώματα προκαλεί φαινόμενα ανισοτροπίας, τα οποία επιδρούν στις φυσικές και μηχανικές τους ιδιότητες (βλ. Χρηστάρας 1994).

Η παραμόρφωση είναι μια από τις πιο σημαντικές ιδιότητες που συνδέονται με τη δομή των πετρωμάτων. Η ιδιότητα αυτή εκφράζεται με ελαστικά μοντέλα όπως παραδείγματος χάρη το μοντέλο του Young και η αναλογία του Poisson, τα οποία λαμβάνονται είτε στατικά με τη χρήση μεθόδων φόρτισης, είτε δυναμικά με τη χρήση μεθόδων υπερηχητικών και ηχητικών συχνοτήτων. Η αποσάθρωση είναι επίσης συνδεδεμένη με τη δομή των πετρωμάτων και συνεπώς προκαλεί διαφορετικά φαινόμενα σε διαφορετικές διευθύνσεις.

Συνεπώς, οι δύο αυτές ιδιότητες των πετρωμάτων καθώς και άλλες μπορούν να μελετηθούν με την βοήθεια δυναμικών μεθόδων καθώς επίσης και μεθόδων στατικής συμπίεσης ή διάτμησης.

Δύο διαφορετικές δυναμικές μέθοδοι μπορούν να προταθούν για τον σκοπό αυτό. Η πρώτη αναφέρεται σε μετρήσεις P και S κυμάτων υπερηχητικής ταχύτητας κατά μήκος του πυρήνα δοκιμίων, ενώ η δεύτερη αναφέρεται στην πρόκληση και ανίχνευση ηχητικών συχνοτήτων που δημιουργούνται μηχανικά σε μικρούς κυλινδρικούς ράβδους ή πρισματικές πλάκες.

Η στατική μέθοδος αναφέρεται σε μια τεχνική απ' ευθείας συμπίεσης. Για το σκοπό αυτό μικρά όργανα μέτρησης παραμόρφωσης τοποθετούνται παράλληλα και κάθετα στον άξονα του δοκιμίου και δίνουν τα δεδομένα κατά την παραμόρφωση.

Από τις δύο παραπάνω μεθόδους προτιμάται η δυναμική έναντι της στατικής, αφ' ενός μεν γιατί είναι πιο απλή στην εφαρμογή της, αφ' ετέρου δε γιατί παρέχει τη δυνατότητα διατήρησης –μη καταστροφής– των δειγμάτων.

Στην παρούσα διπλωματική εργασία χρησιμοποιήθηκε η δυναμική μέθοδος μέτρησης της ανισοτροπίας των πετρωμάτων που στηρίζεται στη χρήση μεθόδων υπερηχητικών συχνοτήτων. Αυτή είναι η ευκολότερη μη καταστροφική μέθοδος για να εντοπιστεί η ανισοτροπία σε ένα πέτρωμα και στηρίζεται σε μετρήσεις της ταχύτητας υπερήχων μέσα σε ένα δοκίμιο. Στην πραγματικότητα υπολογίζεται ο χρόνος μετάδοσης ενός διαμήκου, συμπιεστικού υπερηχητικού κύματος που διέρχεται κατά μήκος των τριών διαστάσεων του δείγματος του πετρώματος που μελετάμε και στη συνέχεια προσδιορίζεται το δυναμικό ελαστικό μοντέλο κατά μήκος των αξόνων x, y, z στον χώρο.

Τα δείγματα που χρησιμοποιούνται σε αυτή τη δοκιμή μπορούν να είναι κύβοι, πρίσματα, κύλινδροι ή οποιοδήποτε κανονικό σχήμα, στο οποίο η μικρότερη διάσταση θα είναι τουλάχιστον 50,8 mm και η μεγαλύτερη διάσταση όχι μεγαλύτερη των 76,2 mm. Επιπλέον, η αναλογία του όγκου προς την επιφάνεια πρέπει να είναι όχι μικρότερη των 7,6 mm ούτε μεγαλύτερη των 12,7 mm. Όλες οι επιφάνειες είναι απαραίτητο να είναι όσο το δυνατό λείες. Οι επιφάνειες που είναι κομμένες με πριόνι ή με πυρηνοληπτικό τρυπάνι θεωρούνται ικανοποιητικά λείες, ενώ οι πιο τραχιές επιφάνειες πρέπει να λειανθούν με λειαντική σκόνη No. 80. Εργαλεία, όπως το σκαρπέλο ή άλλα παρόμοια δεν πρέπει να χρησιμοποιηθούν σε κανένα στάδιο προετοιμασίας των δειγμάτων.

Ο υπολογισμός της ταχύτητας του συμπιεστικού υπερηχητικού κύματος που διέρχεται κατά μήκος των τριών διαστάσεων του δείγματος του πετρώματος ακολουθεί τον παρακάτω τύπο:

$$V = \frac{S}{t}$$

$S \rightarrow$ διάστημα που διάνυσε το υπερηχητικό κύμα σε cm

$t \rightarrow$ χρόνος μέσα στον το υπερηχητικό κύμα διάνυσε το διάστημα S σε μsec

$V \rightarrow$ ταχύτητα με την οποία το υπερηχητικό κύμα διάνυσε σε χρόνο t το διάστημα S σε $\text{cm} / \mu\text{sec}$

Όσο πιο μεγάλη είναι η ταχύτητα των υπερηχητικών κυμάτων σε ένα πέτρωμα, τόσο πιο υγιές και ανθεκτικό αυτό είναι. Όσο αφορά την επίδραση της ανισοτροπίας στην αποσάθρωση των πετρωμάτων, η ταχύτητα διάδοσης προς τις τρεις διαστάσεις του πετρώματος των υπερηχητικών κυμάτων πρέπει να είναι παραπλήσια. Επιπλέον, για το μέγεθος των ταχυτήτων αυτών ισχύει η κλίμακα από $> 0,5 \text{ cm} / \mu\text{sec}$ έως $< 0,25 \text{ cm} / \mu\text{sec}$ για πολύ μεγάλες έως πολύ μικρές ταχύτητες, με τις οποίες τα υπερηχητικά κύματα διανύουν τα πετρώματα (ASTM 1989).

7. ΕΡΓΑΣΤΗΡΙΑΚΑ ΑΠΟΤΕΛΕΣΜΑΤΑ ΔΟΚΙΜΩΝ

Σε αυτό το κεφάλαιο παρατίθενται τα αποτελέσματα των πρότυπων δοκιμών που πραγματοποιήθηκαν στο εργαστήριο του τομέα Εφαρμοσμένης Γεωλογίας του Αριστοτελείου Πανεπιστημίου Θεσσαλονίκης.

Παρατηρούμε ότι όσο αφορά την αντοχή των πετρωμάτων σε σημειακή φόρτιση, οι ηφαιστίτες του Άβαντα και των Φερρών καθώς και οι πλουτωνίτες του Γρανίτη και της Βροντούς ικανοποιούν τις προδιαγραφές της ASTM. Ιδιαίτερα, ο ηφαιστίτης του Άβαντα δίνει την υψηλότερη τιμή αντοχής. Στην δοκιμή αντοχής στην συμπίεση τόσο ο ηφαιστίτης του Άβαντα όσο και οι πλουτωνίτες της Καβάλας και της Ξάνθης ξεπερνούν το ελάχιστο επιτρεπτό όριο, ενώ τα άλλα πετρώματα όχι.

Οι ξηρές πυκνότητες του ηφαιστίτη του Άβαντα και των πλουτωνιτών του Γρανίτη και της Βροντούς έχουν ικανοποιητικές τιμές, ενώ όσο αφορά την απορροφητικότητα όλα τα πετρώματα ικανοποιούν τις τιμές της ASTM. Τέλος, υψηλές ταχύτητες υπερήχων δίνουν όλα τα πετρώματα, εκτός από τον πλουτωνίτη της Ξάνθης.

Γενικά, το πέτρωμα που ικανοποιεί πλήρως όλες τις προδιαγραφές και είναι το πιο κατάλληλο από τα προς μελέτη πετρώματα για χρήση ως αδρανές υλικό είναι ο ανδεσίτης του Άβαντα, ενώ το πιο ακατάλληλο είναι ο γρανοδιορίτης της Ξάνθης.

7.1 ΠΡΟΤΥΠΗ ΔΟΚΙΜΗ ΕΛΕΓΧΟΥ ΤΗΣ ΑΝΤΟΧΗΣ ΤΩΝ ΠΕΤΡΩΜΑΤΩΝ ΣΕ ΣΗΜΕΙΑΚΗ ΦΟΡΤΙΣΗ

	ΓΡΑΝΙΤΗΣ ΤΗΣ ΚΑΒΑΛΑΣ	ΓΡΑΝΟΔΙΟΡΙΤΗΣ ΤΗΣ ΧΑΝΘΗΣ	ΑΝΔΕΣΙΤΗΣ ΤΟΥ ΑΒΑΝΤΑ	ΡΥΟΛΙΘΟΣ ΤΩΝ ΦΕΡΡΩΝ	ΓΡΑΝΙΤΗΣ ΤΟΥ ΓΡΑΝΙΤΗ	ΓΡΑΝΙΤΗΣ ΤΗΣ ΒΡΟΝΤΟΥΣ
D_e (mm)	67	60	55	48	66	51
W (mm)	78	70	86	70	76	74
L (mm)	86	115	107	100	92	118
P (Nt)	27000	26000	36000	26000	42000	32000
I_s	6,01	7,2	11,9	11,3	9,64	12,3
F	1,14	1,09	1,04	0,98	1,13	1,009
I_{s(50)} (Mpa)	6,85	7,85	12,38	11,07	10,9	12,4
σ_c (MPa)	164,4	188,4	297,12	265,68	261,6	297,6

D_e → ισοδύναμη διάμετρος πυρήνα

W → πλάτος δοκιμίου

L → μήκος δοκιμίου

P → φορτίο που προκαλεί θραύση

I_s → δείκτης αντοχής σημειακής φόρτισης

F → συντελεστής διόρθωσης

I_{s(50)} → μονοαξονική αντοχή

7.2 ΠΡΟΤΥΠΗ ΔΟΚΙΜΗ ΕΛΕΓΧΟΥ ΤΗΣ ΑΝΤΟΧΗΣ ΤΩΝ ΠΕΤΡΩΜΑΤΩΝ ΣΤΗΝ ΣΥΜΠΙΕΣΗ

	ΓΡΑΝΙΤΗΣ ΤΗΣ ΚΑΒΑΛΑΣ	ΓΡΑΝΟΔΙΟΡΙΤΗΣ ΤΗΣ ΧΑΝΘΗΣ	ΑΝΔΕΣΙΤΗΣ ΤΟΥ ΑΒΑΝΤΑ	ΡΥΟΛΙΘΟΣ ΤΩΝ ΦΕΡΡΩΝ	ΓΡΑΝΙΤΗΣ ΤΟΥ ΓΡΑΝΙΤΗ	ΓΡΑΝΙΤΗΣ ΤΗΣ ΒΡΟΝΤΟΥΣ
A (mm)	87,1	109,3	97,2	86,1	80,5	85
B (mm)	58,8	49,4	58,9	59,6	70,7	60,3
Γ (mm)	51,6	52,7	48,8	51,6	54,4	66,6
S (mm²)	3.034,08	2.603,38	2.874,32	3.075,36	3.846,08	4.015,98
W (Nt)	280.000	330.000	300.000	200.000	190.000	320.000
L (mm)	3,02	2,01	2,11	1,67	1,50	1,51
C_P (MPa)	92	127	104	65	49	80
C_C (MPa)	100	144	115	71	52	85

A → ύψος δοκιμίου

B → μήκος δοκιμίου

Γ → πλάτος δοκιμίου

S → επιφάνεια που δέχθηκε το φορτίο

W → συνολικό φορτίο που ασκούνταν στο δοκίμιο κατά τη θραύση

L → συμπίεση του δοκιμίου κατά την θραύση

C_P → αντοχή του δοκιμίου στην συμπίεση

C_C → αντοχή στην συμπίεση του ισοδύναμου κυβικού δοκιμίου

**7.3 ΠΡΟΤΥΠΗ ΔΟΚΙΜΗ ΠΡΟΣΔΙΟΡΙΣΜΟΥ ΤΟΥ ΞΗΡΟΥ ΦΑΙΝΟΜΕΝΟΥ ΒΑΡΟΥΣ Ή
ΞΗΡΗΣ ΠΥΚΝΟΤΗΤΑΣ ΤΩΝ ΠΕΤΡΩΜΑΤΩΝ**

	ΓΡΑΝΙΤΗΣ ΤΗΣ ΚΑΒΑΛΑΣ	ΓΡΑΝΟΔΙΟΡΙΤΗΣ ΤΗΣ ΧΑΝΘΗΣ	ΑΝΔΕΣΙΤΗΣ ΤΟΥ ΑΒΑΝΤΑ	ΡΥΟΛΙΘΟΣ ΤΩΝ ΦΕΡΡΩΝ	ΓΡΑΝΙΤΗΣ ΤΟΥ ΓΡΑΝΙΤΗ	ΓΡΑΝΙΤΗΣ ΤΗΣ ΒΡΟΝΤΟΥΣ
$B_{\Xi\Lambda}$ (gr)	5,547	4,388	12,005	8,483	14,731	10,275
V_W (ml)	40	40	40	40	40	40
$V_{W+\Xi\Lambda}$ (ml)	42,2	41,75	44,9	43,45	45,75	44
$V_{\Xi\Lambda}$ (ml)	2,2	1,75	5,75	3,45	5,75	4
ρ (gr/ml)	2,52	2,5	2,56	2,46	2,56	2,57

$B_{\Xi\Lambda} \rightarrow$ βάρος ξηρού δείγματος

$V_W \rightarrow$ όγκος νερού

$V_{W+\Xi\Lambda} \rightarrow$ όγκος νερού + ξηρού δείγματος

$V_{\Xi\Lambda} \rightarrow$ όγκος ξηρού δείγματος

$\rho \rightarrow$ ξηρό φαινόμενο βάρος ή ξηρή πυκνότητα

7.4 ΠΡΟΤΥΠΗ ΔΟΚΙΜΗ ΠΡΟΣΔΙΟΡΙΣΜΟΥ ΤΗΣ ΑΠΟΡΡΟΦΗΤΙΚΟΤΗΤΑΣ ΤΩΝ ΠΕΤΡΩΜΑΤΩΝ

	ΓΡΑΝΙΤΗΣ ΤΗΣ ΚΑΒΑΛΑΣ	ΓΡΑΝΟΔΙΟΡΙΤΗΣ ΤΗΣ ΧΑΝΘΗΣ	ΑΝΔΕΣΙΤΗΣ ΤΟΥ ΑΒΑΝΤΑ	ΡΥΟΛΙΘΟΣ ΤΩΝ ΦΕΡΡΩΝ	ΓΡΑΝΙΤΗΣ ΤΟΥ ΓΡΑΝΙΤΗ	ΓΡΑΝΙΤΗΣ ΤΗΣ ΒΡΟΝΤΟΥΣ
$B_{\Xi\Delta}$ (gr)	5,547	4,388	12,005	8,483	14,731	10,275
$B_{Y\Delta}$ (gr)	5,59	4,433	12,199	8,529	14,823	10,335
B_w (gr)	0,043	0,045	0,194	0,046	0,092	0,06
A (%)	0,77	1,015	1,59	0,54	0,62	0,58

$B_{\Xi\Delta}$ → βάρος ξηρού δείγματος

$B_{Y\Delta}$ → βάρος υγρού δείγματος

B_w → βάρος νερού (βάρος υγρού δείγματος - βάρος υγρού δείγματος)

A → απορροφητικότητα

**7.5 ΠΡΟΤΥΠΗ ΔΟΚΙΜΗ ΠΡΟΣΔΙΟΡΙΣΜΟΥ ΤΗΣ ΕΠΙΔΡΑΣΗΣ ΤΗΣ ΑΝΙΣΟΤΡΟΠΙΑΣ
ΣΤΗΝ ΑΠΟΣΑΘΡΩΣΗ ΤΩΝ ΠΕΤΡΩΜΑΤΩΝ**

	ΓΡΑΝΙΤΗΣ ΤΗΣ ΚΑΒΑΛΑΣ			ΓΡΑΝΟΔΙΟΡΙΤΗΣ ΤΗΣ ΧΑΝΘΗΣ			ΑΝΔΕΣΙΤΗΣ ΤΟΥ ΑΒΑΝΤΑ			ΡΥΟΛΙΘΟΣ ΤΩΝ ΦΕΡΡΩΝ			ΓΡΑΝΙΤΗΣ ΤΟΥ ΓΡΑΝΙΤΗ			ΓΡΑΝΙΤΗΣ ΤΗΣ ΒΡΟΝΤΟΥΣ		
	t	S	V	t	S	V	t	S	V	t	S	V	t	S	V	t	S	V
A	16,7	8,71	0,52	30,1	10,93	0,36	18,7	9,72	0,52	21,5	8,61	0,4	14,3	7,07	0,49	17,3	8,5	0,49
B	12,2	5,88	0,48	13,4	4,94	0,37	11,2	5,89	0,53	14	5,96	0,43	15	8,05	0,54	12,9	6,03	0,47
Γ	-	-	-	13,8	5,27	0,38	9,4	4,88	0,52	13,1	5,16	0,39	11,3	5,44	0,48	14,4	6,66	0,46

A → ύψος δείγματος

B → μήκος δείγματος

Γ → πλάτος δείγματος

S → διάστημα (cm) που διάνυσε το υπερηχητικό κύμα

t → χρόνος (μsec) στον οποίο το υπερηχητικό κύμα διάνυσε το διάστημα S

V → ταχύτητα (cm / μsec) με την οποία το υπερηχητικό κύμα διάνυσε σε χρόνο t το διάστημα S

9. ΒΙΒΛΙΟΓΡΑΦΙΑ

- ASTM (1989): Annual book of ASTM standards. C170-87, Standard test method for compressive strength of natural building stone.
- ASTM (1989): Annual book of ASTM standards. C97-83, Standard test method for absorption and bulk specific gravity of natural building stone.
- ASTM (1989): Annual book of ASTM standards. C615-85, Standard specification for granite building stone.
- Baltatzis, E., Esson, J. & Mitropoulos, P. (1992): Geochemical characteristics and petrogenesis of the main granitic intrusions of Greece: an application of trace element discrimination diagrams. *Min. Mag.*, 56.
- Bigazzi, N. S. G., Christofides, G., Del Moro, A. & Kyriakopoulos, K. (1989): A contribution to the evolution of the Xanthi pluton (Northern Greece): the apatite fission track analysis. *Boll. Soc. Geol. It.*, 113.
- Christaras, B. (1994): Anisotropy effects on the elastic parameters of rocks; Determination using ultrasonic techniques. *Δελτίο Ελληνικής Γεωλογικής Εταιρίας* τομ. XXX/4.
- Christofides, G. (1989): Evolution of the Xanthi pluton, N. Greece. *Proc. XIV Congress CBGA*, Sofia.
- Christofides, G. (1996): Tertiary magmatism in the Greek Rhodope massif, northern Greece: granitic plutons. In: "Terranes of Serbia", Knezevic V. & Krstic B (Eds), Dept of Petrology, Fac of Mining and Geology, Univ. Of Belgrade.
- Christofides, G., Soldatos, T., Eleftheriadis, G. & Koroneos, A. (1998): Chemical and isotopic evidence for source contamination and crustal assimilation in the Hellenic Rhodope plutonic rocks. *Acta Vulcanol.*, 10, 2.
- Del Moro, A., Innocenti, F., Kyriakopoulos, C., Manetti, P. & Papadopoulos, P. (1988): Tertiary granitoids from Thrace (N. Greece): Sr isotope and petrochemical data. *N. Jb. Miner. Abh.*, 159.
- Del Moro, A., Kyriakopoulos, K., Pezzino, A., Atzori, P. & Lo Giudice, A. (1990): The metamorphic complex associated to the Kavala plutonites: An Rb-Sr geochronological, petrological and structural study. *Geol. Rhodopica*, 2.

- Dinter, D. A., Macfarlane, A., Hames, W., Isachsen, C., Bowring, S. & Royden, L. (1995): U-Pd and $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ geochronology of the Symvolon granodiorite: Implications for the thermal and structural evolution of the Rhodope metamorphic core complex, northeastern Greece. *Tectonics*, 14/4.
- Dinter, D.A. & Royden, L. (1993): Late Cenozoic extension in northeastern Greece: Stymon Valley detachment and Rhodope metamorphic core complex. *Geology*.
- Duerr, S., Altherr, R., Keller, J., Okrusch, M. & Seidel, E. (1978): The median aegean crystalline belt: Stratigraphy, structure, metamorphism, magmatism. In: "Alps, Appenines, Hellenides - Geodynamic investigation along geotraverses by an international group of geoscientists", H., Closs, D., Roeder & K., Schmidt (Eds), I.U.G.S. Rep., 38, Stuttgart.
- Εγνατία οδός (2000): Αρχεία για την κατασκευή της Εγνατίας οδού.
- Eleftheriadis, G., Christofides, G. & Papadopoulos, P. (1989b): Petrology and geochemistry of Leptokarya-Kirki plutonic intrusions in the NE Rhodope massif, Thrace, Greece. *Geol. Rhodopica*, 1.
- Eleftheriadis, G. & Lippolt, H. I. (1984): Altersbestimmungen zum oligozanen Vulkanismus der Sud-Rhodopen/Nord-Griechenland. *N. Jb. Geol. Paläont. Mh.*
- Ελευθεριάδης, Γ. (1993-1994): Σημειώσεις Μικροσκοπίας Πετρωμάτων. Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης.
- I.Γ.Μ.Ε. (1982). Γεωλογικός χάρτης της Ελλάδας 1:50.000, φύλλο Κάτω Νευροκόπι, υπό Παπαβασιλείου Κ., Κατσικάτσο Γ., Παπαπέτρου Π., Καραντάση Σ., Benda L.
- ISRM – International Society for Rock Mechanics (1985): Suggested method for determining point load strength. Commission on Testing Methods. *Int. J. Rock Mech. Min. Sci.*, Vol. 22(2).
- ISRM – International Society for Rock Mechanics (1979): Suggested methods for porosity/density determination. *Int. J. Rock. Min. Sci. Geomech.* Vol.16.
- Jones, C. E., Tarney, J., Baker, J. H. & Gerouki, F. (1992): Tertiary granitoids of Rhodope, northern Greece: magmatism related to extensional collapse of the Hellenic Orogen? *Tectonophysics*.
- Karfakis, I. & Doutsos, T. (1995): Late orogenic evolution of the Circum-Rhodope Belt, Greece. *N. Jb. Geol. Palaont. Mh.*, H.5.

- Kauffmann G., Kockel F. & Mollet H. (1976): Notes on the stratigraphic and paleogeographic position of the Svoula formation in the innermost zone of the Hellenides (Northern Greece). *Bull. Soc. Geol. France*, 18.
- Kilias, A. & Mountrakis, D. (1990): Kinematics of the crystalline sequences in the Western Rhodope massif. *Geol. Rhodopica*, 2.
- Kokkinakis, A. (1980): Altersbeziehungen zwischen Metamorphosen, mechanischen Deformationen und Intrusionen am Sudrand des Rhodope-Massivs (Makedonien, Griechenland). *Geol. Rundsch.*, 69.
- Kolocotroni, C. (1992): The emplacement and petrogenesis of the Vrontou granitoid pluton, Rhodope massif, NE Greece. Ph.D. Thesis, Univ. of Edinburgh.
- Kolocotroni, C. & Dixon, J. E. (1991): The origin and emplacement of the Vrontou granite, Serres, N.E. Greece. *Bull. Geol. Soc. Greece*, XXV/1.
- Kotopouli, C. N. & Pe-Piper, G. (1989): Geochemical characteristics of felsic intrusive rocks of the Hellenic Rhodope: a comparative study and petrogenetic implications. *N. Jb. Miner. Abh.*, 161.
- Kotopouli, C. N., Pe-Piper, G. & Katagas, C. G. (1991): The metamorphism and migmatization of the Xanthe-Echinos metamorphic complex, Central Rhodope, Greece. *Lithos*.
- Κοτοπούλη, Κ. (1981): Οι εμφανίσεις των μαγματικών πετρωμάτων Σκαλωτής-Παρανεστίου, Ελληνική Ροδόπη. Διδακτορική Διατριβή, Πανεπιστήμιο Πάτρας.
- Koukouvelas, J. & Doutsos, T. (1990): Tectonic stages along a traverse cross-cutting the Rhodopian zone (Greece). *Sonderdr. Geol. Rundsch.*
- Koukouvelas, J. & Pe-Piper, G. (1991): The Oligocene Xanthi pluton, northern Greece: a granodiorite emplacement during regional extension. *J. Geol. Soc. London*.
- Kronberg, P. & Raith, M. (1977): Tectonics and metamorphism of the Rhodope crystalline complex in Eastern Greek Macedonia and parts of Western Thrace. *N. Jb. Geol. Paläont. Mh.*, 11.
- Kyriakopoulos, K., Pezzino, A. & Del Moro, A. (1989): Rb-Sr geochronological, petrological and structural study of the Kavala plutonic complex (N. Greece). *Bull. Geol. Soc. Greece*, XXIII/2.
- Κυριακόπουλος, Κ. (1987): Γεωχρονολογική-γεωχημική-ορυκτολογική μελέτη Τριτογενών πλουτώνιων πετρωμάτων της μάζας της Ροδόπης και ισοτοπικοί

- χαρακτήρες αυτών. Διδακτορική Διατριβή, Εθνικό και Καποδιστριακό Πανεπιστήμιο Αθηνών.
- Le Maitre, R. W. (1989): A Classification of Igneous Rocks and Glossary of Terms. Blackwell Scientific Publications.
- Liati, A. (1986): Regional metamorphism and overprinting contact metamorphism of the Rhodope zone, near Xanthi (N. Greece). Petrology, Geochemistry, Geochronology. Ph.D. Thesis, Technical University of Braunschweig, Braunschweig.
- Liati, A. & Mposkos, E. (1990): Evolution of the eclogites in the Rhodope zone of northern Greece. *Lithos*.
- Μαράκης, Γ. (1969): Γεωχρονολογήσεις επί γρανιτών της Μακεδονίας. *Ann. Geol. Pays Hell.*, 21.
- Mavroudchiev, B., Nedyalkov, R., Eleftheriadis, G., Soldatos, T. & Christofides, G. (1993): Tertiary plutonic rocks from east Rhodope in Bulgaria and Greece. *Bull. Geol. Soc. Greece*, XXVIII/2.
- Meyer, W. (1968): Zur Alterstellung des plutonismus in Sudteil des Rila-Rhodope-Masse (Nordgriechenland). *Geol. Paleont.* 2.
- Μουντράκης, Δ. (1985): Γεωλογία της Ελλάδας. Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης.
- Mposkos, E. (1989): High-pressure metamorphism in gneisses and pelitic schists in the east Rhodope zone (N. Greece). *Mineral. Petrol.*, 41.
- Mposkos, E., Dimades, E. & Perdikatsis, V. (1986): Contribution to the study of the Rhodope metamorphic basement between Xanthi-Iasmos and the Greek-Bulgarian borders. *Bull. Geol. Soc. Greece*, XX/2.
- Mposkos, E., Liati, A., Katagas, C. & Arvanitides, N. (1990): Petrology of the metamorphic rocks of Western Rhodope, Drama area, N. Greece. *Geol. Rhodopica*, 2.
- Neiva, A., Christofides, G., Eleftheriadis, G., Soldatos, T. (1996): Geochemistry of granitic rocks and their minerals from the Kavala pluton, Northern Greece. Department of Earth Sciences, University of Coimbra, Portugal. Department of Mineralogy, Petrology, Economic Geology, Aristotle University of Thessaloniki, Greece.

- Papanikolaou, D. & Panagopoulos, A. (1981): On the structural style of the Southern Rhodope. *Geol. Balc.*, 11.
- Παπαδάκης, Α. (1965): Ο πλουτωνίτης της περιοχής Σερρών – Δράμας. Διδακτορική διατριβή. Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης.
- Πεντζεπέρης, Π. (1956): Οι τριτογενείς ηφαιστίται του Νομού Έβρου. Διδακτορική διατριβή. Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης.
- Schulz, B. (1992): Syntectonic heating and loading deduced from microstructures and mineral chemistry in mica schists and amphibolites of the Pangeon complex (Thassos Island, Northern Greece). *N. Jb. Geol. Palaont. Abh.*, 184.
- Σιδέρης, Κ. (1975): Αναζήτηση ιδιαίτερων χαρακτήρων εις πλουτωνίτας και ηφαιστίτας ανατολικής ζώνης Ροδόπης. Σχέσεις ηφαιστειότητας και πλουτωνίου δράσεως. Διατριβή επί Υψηγείας, Πανεπιστήμιο Αθηνών.
- Σκλαβούνος, Σ. (1981): Ο γρανίτης του Παρανεστίου (Ορυκτολογία-Πετρογραφία). Διδακτορική Διατριβή, Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης, Επιστ. Επετ. της Φυσικομαθηματικής Σχολής, Παράρτημα 33, Τόμος 20.
- Sokoutis, D., Brun, J. P., van den Driessche, J. & Pavlides, S. (1993): A major Oligo_Miocene detachment in southern Rhodope controlling north Aegean extension. *J. Geol. Soc. London*.
- Σολδάτος Τ. (1985): Πετρολογία και γεωχημεία του πλουτωνίτη της Ελατιάς (Κεντρική Ροδόπη). Διδακτορική Διατριβή, Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης, Επιστ. Επετ. της Σχολής Θετικών Επιστημών, Παράρτημα 37.
- Soldatos T., Poli, G., Christofides, G., Eleftheriadis, G., Koroneos, A. & Tomassini, S. (1998): Petrology and evolution of transitional alkaline-subalkaline granitoids from Vrontou (NE Greece): Evidence for fractional crystallization and magma mixing. *Acta Vulcanol.*, 10, 2.
- Theodorikas, S. (1982): The mineralogy, petrology and geochemistry of the Serres-Drama granitic complex, Northern Greece. Ph.D Thesis, University of Keele. In: *Sci. Ann. Phys. Math., Univ. Thessaloniki*, 22, No 28, Thessaloniki 1983.
- Χρηστάρας, Β., Δημητρίου, Α., Λεμονή, Ε. & Λουπασάκης, Κ. (1998): Εργαστηριακές και επί τόπου δοκιμές Εδαφομηχανικής. Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης.

Χριστοφίδης, Γ. (1977): Συμβολή εις την μελέτην των πλουτωνικών πετρωμάτων της περιοχής Ξάνθης. Διδακτορική διατριβή. Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης.

8. ΣΥΜΠΕΡΑΣΜΑΤΑ

Τα πυριγενή πετρώματα είναι πολύ ανθεκτικά και συνεπώς κατάλληλα για τις περισσότερες χρήσεις. Όμως, η μεγάλη σκληρότητα τους καθιστά πολύ δύσκολη και άρα ακριβή την εξόρυξή τους. Επομένως, για να είναι συμφέρουσα η εκμετάλλευση τέτοιου είδους πετρωμάτων πρέπει αυτά να πληρούν όσο το δυνατό περισσότερο τις προδιαγραφές που ορίζουν την καταλληλότητα ενός πετρώματος για μια συγκεκριμένη χρήση.

Λαμβάνοντας υπ' όψιν τις δοκιμές που πραγματοποιήθηκαν στα πλαίσια αυτής της διπλωματικής εργασίας και τις προδιαγραφές της ASTM, το πιο κατάλληλο από τα προς μελέτη πετρώματα για χρήση ως αδρανές υλικό, το οποίο ικανοποιεί πλήρως όλες τις προδιαγραφές, είναι ο ανδεσίτης του Άβαντα. Ο ανδεσίτης, ως ηφαιστειακό πέτρωμα, έχει μεγάλο ποσοστό αφανιτικής μάζας και είναι μικροκρυσταλλικός. Επίσης, περιέχει πολλά πλαγιόκλαστα, ενώ από τα φεμικά ορυκτά υπερτερεί η κεροστίλβη. Στον Άβαντα, ο ανδεσίτης είναι υγιής και καθόλου τεκτονισμένος. Έχει, όμως, στυλοειδείς κατατμήσεις, γεγονός που συμβάλει στην εξόρυξη του πετρώματος. Έτσι, τόσο το μικρό μέγεθος των κρυστάλλων του, όσο και το γεγονός ότι στην περιοχή μελέτης το πέτρωμα δεν είναι αλλοιωμένο ή τεκτονισμένο καθιστά τον ανδεσίτη του Άβαντα ένα συμπαγές και ανθεκτικό πέτρωμα.

Αρκετά κατάλληλα για χρήση ως αδρανή υλικά μπορούν να θεωρηθούν ο γρανίτης της Βροντούς και ο γρανίτης του Γρανίτη, αφού ικανοποιούν τις περισσότερες από τις προδιαγραφές. Τα δύο αυτά πετρώματα περιέχουν κυρίως χαλαζία, αστρίους και πλαγιόκλαστα, ενώ από τα φεμικά ορυκτά υπερτερεί ο βιοτίτης. Το μέγεθος των κρυστάλλων τους, ιδιαίτερα των αστρίων, είναι σχετικά μεγάλο. Επηρεάζεται, όμως, η αντοχή τους στην συμπίεση, η οποία είναι η μόνη ιδιότητά τους που δεν ικανοποιεί τις προδιαγραφές. Ένας άλλος παράγοντας που μπορεί να επηρεάζει την αντοχή των πετρωμάτων στην συμπίεση είναι η αποσάθρωση, έστω και επιφανειακή ή κατά τόπους, που υφίσταται στα πετρώματα αυτών των δύο περιοχών.

Ο ρυόλιθος των Φερρών καθώς και ο γρανίτης της Καβάλας θα μπορούσαν ίσως να χρησιμοποιηθούν ως αδρανή υλικά εφ' όσον δεχόταν κάποιες βελτιώσεις στην ποιότητά τους και μόνο εφ' όσον δεν υπήρχε η δυνατότητα να χρησιμοποιηθεί

κάποιο άλλο πιο κατάλληλο υλικό. Τα πετρώματα αυτά ικανοποιούν μόνο κάποιες από τις προδιαγραφές. Ο ρυόλιθος των Φερρών ως ηφαιστειακό πέτρωμα έχει μεγάλο ποσοστό αφανιτικής μάζας, αλλά περιέχει και μεγακρυστάλλους σανιδίνου. Αυτό μάλλον ευθύνεται για τις πολύ μικρές τιμές αντοχής στην συμπίεση και ξηρής πυκνότητας που έδωσε το πέτρωμα. Κατά τα άλλα περιέχει επίσης χαλαζία, πλαγιόκλαστα, βιοτίτη και είναι υγιής. Ο Γρανίτης της Καβάλας περιέχει κυρίως χαλαζία, αστρίους και πλαγιόκλαστα, ενώ η κεροστίλβη υπερτερεί από τα φεμικά συστατικά. Το γεγονός ότι το πέτρωμα είναι σχιστοποιημένο σίγουρα επηρεάζει την ποιότητά του, αν κρίνουμε από τις πολύ μικρές τιμές που έδωσε στον έλεγχο αντοχής του σε σημειακή φόρτιση και την οριακή τιμή που πήραμε από τη δοκιμή αντοχής του στην συμπίεση.

Τέλος, ο γρανοδιορίτης της Ξάνθης είναι εντελώς ακατάλληλος για χρήση ως αδρανές υλικό, αφού μόνο όσο αφορά την αντοχή του στην συμπίεση και την απορροφητικότητα του ικανοποιεί τις προδιαγραφές που κρίνουν την καταλληλότητα ενός υλικού. Αυτό είναι πιθανό να οφείλεται στο ότι το πέτρωμα της περιοχής είναι αλλοιωμένο, έστω και σε μικρό ποσοστό. Επιπλέον, συμβάλει και το μεγάλο σχετικό μέγεθος των κρυστάλλων, το οποίο καθιστά το πέτρωμα λιγότερο συνεκτικό. Ο γρανοδιορίτης περιέχει κυρίως πλαγιόκλαστα, χαλαζία και αστρίους, ενώ από τα φεμικά ορυκτά τόσο η κεροστίλβη όσο και ο βιοτίτης συναντώνται σε σχετικά μεγάλο ποσοστό.

Συνεπώς, το πιο κατάλληλο πέτρωμα για χρήση ως αδρανές υλικό είναι ο ανδεσίτης του Άβαντα, ενώ ο γρανοδιορίτης της Ξάνθης είναι εντελώς ακατάλληλος. Τα άλλα πετρώματα θα μπορούσαν να χρησιμοποιηθούν με ορισμένες βελτιώσεις στην ποιότητά τους.

Οι φυσικομηχανικές ιδιότητες των πετρωμάτων φαίνεται ότι επηρεάζονται κυρίως από τον βαθμό αποσάθρωσης του πετρώματος και από το μέγεθος των κρυστάλλων του. Όσο αφορά την κοκκομετρία τους, τα πετρώματα γίνονται πιο κατάλληλα όσο πιο υγιή είναι. Πρέπει να σημειωθεί ότι τα δείγματα πάρθηκαν από σχετικά επιφανειακές θέσεις. Είναι πολύ πιθανό, τα πετρώματα να μην είναι εξίσου αποσαθρωμένα σε βάθος, από όπου θα γίνεται η εξόρυξη για μια πιθανή μελλοντική χρήση τους. Όσο αφορά την κοκκομετρία τους, αυτά γίνονται πιο κατάλληλα για χρήση ως αδρανή, όσο πιο λεπτόκκοκα είναι και όσο πιο ομοιόμορφα είναι ως προς την κοκκομετρία τους.

Τέλος, η ορυκτολογική σύσταση των πετρωμάτων δεν έχει κάποια εμφανή σχέση με τις φυσικομηχανικές ιδιότητές τους. Πράγματι, βλέπουμε ότι πετρώματα με την ίδια περίπου ορυκτολογική σύσταση, όπως ο γρανίτης της Βροντούς και ο γρανίτης του Γρανίτη, έχουν και τις ίδιες περίπου φυσικομηχανικές ιδιότητες, από την άλλη όμως ο γρανοδιορίτης της Ξάνθης με την ίδια επίσης ορυκτολογική σύσταση είναι το μόνο που κρίθηκε ακατάλληλο για χρήση ως αδρανές υλικό.

10. ΦΩΤΟΓΡΑΦΙΕΣ



Φωτογραφία 1. Ανδεσίτης Άβαντα. Θέση δειγματοληψίας.



Φωτογραφία 2. Ρυόλιθος Φερρών. Θέση δειγματοληψίας.



Φωτογραφία 3. Γρανίτης Καβάλας. Θέση δειγματοληψίας.



Φωτογραφία 4. Γρανодиוריτίτης Ξάνθης. Θέση δειγματοληψίας.



Φωτογραφία 5. Γρανίτης Γρανίτη. Θέση δειγματοληψίας.



Φωτογραφία 6. Γρανίτης Βροντούς. Θέση δειγματοληψίας.