Βιβλιοθήκη "ΘΕΟΦΡΑΣΤΟΣ" Τμήμα Γεωλογίας Α.Π.Θ.

ΑΡΙΣΤΟΤΕΛΕΙΟ ΠΑΝΕΠΙΣΤΗΜΙΟ ΘΕΣΣΑΛΟΝΙΚΗΣ
ΣΧΟΛΗ ΘΕΤΙΚΩΝ ΕΠΙΣΤΗΜΩΝ
ΤΜΗΜΑ ΓΕΩΛΟΓΙΑΣ
ΤΟΜΕΑΣ ΟΡΥΚΤΟΛΟΓΙΑΣ - ΠΕΤΡΟΛΟΓΙΑΣ - ΚΟΙΤΑΣΜΑΤΟΛΟΓΙΑΣ

ΜΙΑΡΙΤΗ ΣΟΦΙΑ
ΑΕΜ: 5835

ΣΥΓΚΡΙΤΙΚΗ ΜΕΛΕΤΗ ΙΣΟΤΟΠΙΚΩΝ ΔΕΔΟΜΕΝΩΝ ΤΩΝ ΠΛΟΥΤΩΝΙΤΩΝ ΞΑΝΘΗΣ, ΚΑΒΑΛΑΣ ΚΑΙ ΣΙΘΩΝΙΑΣ

ΔΙΠΛΩΜΑΤΙΚΗ ΕΡΓΑΣΙΑ

ΘΕΣΣΑΛΟΝΙΚΗ 2024

Ψηφιακή βιβλιοθήκη Θεόφραστος – Τμήμα Γεωλογίας – Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης

Βιβλιοθήκη
"ΘΕΟΦΡΑΣΤΟΣ"
Τμήμα Γεωλογίας
Α.Π.Θ

Ψηφιακή βιβλιοθήκη Θεόφραστος – Τμήμα Γεωλογίας – Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης

Βιβλιοθήκη "ΘΕΟΦΡΑΣΤΟΣ" Τμήμα Γεωλογίας Α.Π.Θ

ΜΙΑΡΙΤΗ ΣΟΦΙΑ

ΣΥΓΚΡΙΤΙΚΗ ΜΕΛΕΤΗ ΙΣΟΤΟΠΙΚΩΝ ΔΕΔΟΜΕΝΩΝ ΤΩΝ ΠΛΟΥΤΩΝΙΤΩΝ ΞΑΝΘΗΣ, ΚΑΒΑΛΑΣ ΚΑΙ ΣΙΘΩΝΙΑΣ

Υποβλήθηκε στο Τμήμα Γεωλογίας
Τομέας Ορυκτολογίας - Πετρολογίας – Κοιτασματολογίας

Επιβλέπουσα καθηγήτρια:
Παπαδοπούλου Λαμπρινή, αναπληρώτρια καθηγήτρια

© Μιαρίτη Σοφία, 2024
Με επιφύλαξη παντός δικαιώματος. All right reserved.

Ψηφιακή βιβλιοθήκη Θεόφραστος – Τμήμα Γεωλογίας – Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης

© Μιαρίτη Σοφία, Τμήμα Γεωλογίας Α.Π.Θ., Τομέας Ορυκτολογίας, Πετρολογίας, Κοιτασματολογίας, 2024
Με επιφύλαξη παντός δικαιώματος.
Συγκριτική μελέτη ισοτοπικών δεδομένων των πλουτωνιτών Ξάνθης, Καβάλας και Σιθωνίας – *Διπλωματική εργασία*

© Miariti Sofia, School of Geology, Department of Mineralogy, Petrology, Economic Geology, 2024
All rights reserved.
Comparative study of the isotopic data of the plutons of Xanthi, Kavala and Sithonia - *Bachelor Thesis*

Απαγορεύεται η αντιγραφή, αποθήκευση και διανομή της παρούσας εργασίας, εξ ολοκλήρου ή τμήματος αυτής, για εμπορικό σκοπό. Επιτρέπεται η ανατύπωση, αποθήκευση και διανομή για σκοπό μη κερδοσκοπικό, εκπαιδευτικής ή ερευνητικής φύσης, υπό την προϋπόθεση να αναφέρεται η πηγή προέλευσης και να διατηρείται το παρόν μήνυμα. Ερωτήματα που αφορούν τη χρήση της εργασίας για κερδοσκοπικό σκοπό πρέπει να απευθύνονται προς το συγγραφέα.

Οι απόψεις και τα συμπεράσματα που περιέχονται σε αυτό το έγγραφο εκφράζουν το συγγραφέα και δεν πρέπει να ερμηνευτεί ότι εκφράζουν τις επίσημες θέσεις του Α.Π.Θ.

Ψηφιακή βιβλιοθήκη Θεόφραστος – Τμήμα Γεωλογίας – Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης

ΘΕΟΦΡΑΣΤΟΣ

Περιεχόμενα

ΠΕΡΙΛΗΨΗ 6

ABSTRACT 6

1. Εισαγωγή 7

2. Γεωλογικά στοιχεία πλουτωνίτη Ξάνθης 10

2.1 Γεωλογία περιοχής 10
2.2. Ορυκτολογία – Πετρολογία 11
2.3. Γεωχημεία 11
2.4. Ηλικία - Χρονολόγηση 13
2.5. Γεωτεκτονικό περιβάλλον γένεσης/τοποθέτησης 13

3. Γεωλογικά Στοιχεία Πλουτωνίτη Καβάλας 17

3.1. Γεωλογία περιοχής 17
3.2. Ορυκτολογία – Πετρολογία 18
3.3. Γεωχημεία 20
3.4. Ηλικία – Χρονολόγηση 23
3.5. Γεωτεκτονικό περιβάλλον γένεσης/τοποθέτησης 24

4. Γεωλογικά Στοιχεία Πλουτωνίτη Σιθωνίας 26

4.1. Γεωλογία περιοχής 26
4.2. Ορυκτολογία – Πετρολογία 27
4.3. Γεωχημεία 28
4.4. Ηλικία – Χρονολόγηση 29
4.5. Γεωτεκτονικό περιβάλλον γένεσης/τοποθέτησης 30

5. Μέθοδοι γεωχρονολόγησης 32

5.1. Γενικά 32
5.2 Αρχές της μεθόδου K – Ar και Ar – Ar 33
5.3 Αρχές της μεθόδου U – Pb 34
5.4 Αρχές της μεθόδου Rb – Sr 36

6. Συγκριτική ανάλυση 39

6.1 Γενικά 39
6.2 Σύγκριση ισοτοπικών δεδομένων 40
6.3 Σύγκριση γεωτεκτονικού πλαισίου 41

7. Συμπεράσματα 44

ΒΙΒΛΙΟΓΡΑΦΙΑ 46

Ψηφιακή βιβλιοθήκη Θεόφραστος – Τμήμα Γεωλογίας – Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης

Βιβλιοθήκη "ΘΕΟΦΡΑΣΤΟΣ" Τμήμα Γεωλογίας Α.Π.Θ

ΠΕΡΙΛΗΨΗ

Η παρούσα πτυχιακή εργασία αφορά τη μελέτη των πλουτωνιτών στην περιοχή της Ξάνθης, της Καβάλας και της Σιθωνίας και συγκεκριμένα στη σύγκριση γεωλογικών στοιχείων αυτών των περιοχών, καθώς και των ισοτοπικών δεδομένων των πλουτωνιτών. Αναλύονται ορισμένα χαρακτηριστικά: η γεωλογία κάθε περιοχής, η πετρολογία – ορυκτολογία, η γεωχημεία, η ηλικία των πλουτωνιτών και το γεωτεκτονικό περιβάλλον. Ακόμα, γίνεται αναφορά στις μεθόδους γεωχρονολόγησης, οι οποίες χρησιμοποιήθηκαν για την εξαγωγή συμπερασμάτων σχετικά με τη γεωχρονολόγηση και τέλος η σύγκριση των ισοτοπικών δεδομένων και του γεωτεκτονικού πλαισίου των περιοχών μελέτης.

ABSTRACT

This thesis deals with the study of the plutons in the region of Xanthi, Kavala and Sithonia and specifically the comparison of geological data of these areas, as well as the isotopic data of the plutons. Some characteristics are analysed: the geology of each area, the petrology - mineralogy, the geochemistry, the age of the plutons and the geotectonic environment. Furthermore, the methods used to draw conclusions about the geochronology are discussed and finally, the comparison of the isotopic data and the geotectonic context of the study areas is presented.

Ψηφιακή βιβλιοθήκη Θεόφραστος – Τμήμα Γεωλογίας – Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης

Βιβλιοθήκη "ΘΕΟΦΡΑΣΤΟΣ" Τμήμα Γεωλογίας Α.Π.Θ.

1. Εισαγωγή

Οι Ελληνικές οροσειρές (Ελληνίδες) έχουν εδώ και πολλές δεκαετίες υποδιαιρεθεί σε γεωτεκτονικές ζώνες, με βασικό κριτήριο διάκρισης μια υποθετική αλπική παλαιογεωγραφία μέσω του δυαδικού συστήματος αυλάκων - ράχεων, όπως διατυπώθηκε στη θεωρία των γεωσυγκλίνων (Brunn 1956, Aubouin 1959, Mercier 1968).

Ωστόσο, με τη μελέτη των ισοπικών αυτών ζωνών, αποδείχθηκε πως κάθε ζώνη αποτελείται από μια συγκεκριμένη ακολουθία ιζημάτων, με συγκεκριμένα λιθολογικά χαρακτηριστικά, καθώς επίσης και με μια διακριτή τεκτονική συμπεριφορά, στοιχεία που εξαρτώνται κυρίως από τη γεωτεκτονική της θέση και εξέλιξη (Μουντράκης 2010).

Διατηρώντας λοιπόν την παραδοσιακή υποδιαίρεση των Ελληνίδων σε ισοπικές ζώνες, αλλά προσδίδοντας σε αυτήν γεωτεκτονικά κριτήρια σύμφωνα με την επικρατούσα θεωρία των λιθοσφαιρικών πλακών, οι κύριες ελληνικές γεωτεκτονικές ζώνες διακρίνονται σε Εξωτερικές και Εσωτερικές από Δυτικά προς Ανατολικά ως εξής (Μουντράκης 2010, Kilias 2023):

Εξωτερικές Ελληνίδες: 1. Ζώνη Παξών, 2. Ιόνιος ζώνη, 3. Ζώνη Γαβρόβου - Τριπόλεως, 4. Ζώνη Πίνδου, 5. Ζώνη Παρνασσού – Γκιώνας.

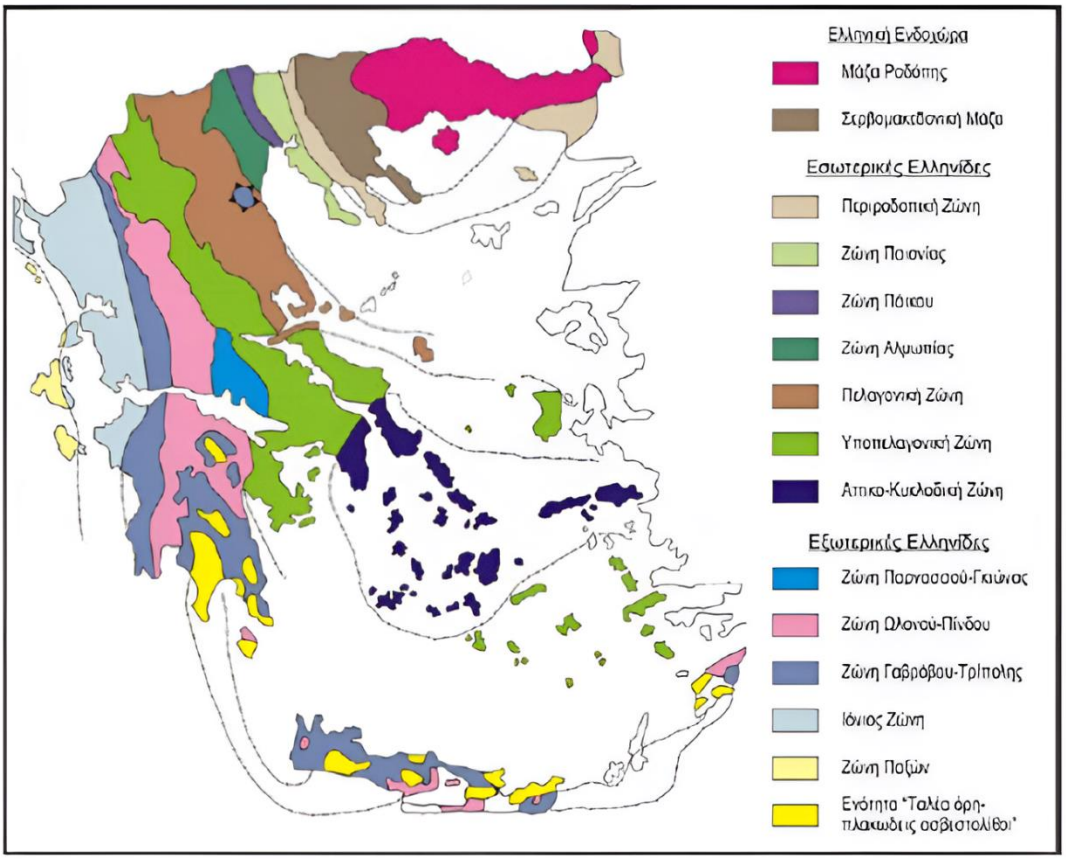
Εσωτερικές Ελληνίδες: 6. Υποπελαγονική ζώνη, 7. Αττικο-κυκλαδική ζώνη, 8. Πελαγονική ζώνη, 9. Ζώνη Αξιού, 10. Περιροδοπική ζώνη, 11. Σερβομακεδονική μάζα, 12. Μάζα Ροδόπης (Εικ. 1).

Οι Εξωτερικές Ελληνίδες αποτελούνται κυρίως από Μεσοζωικής και Καινοζωικής ηλικίας ιζηματογενή πετρώματα βαθιάς έως και ρηχής θάλασσας, με συνεχή ιζηματογένεση η οποία ολοκληρώνεται με την απόθεση φλύσχη (Παλαιόκαινο – Μειόκαινο). Από άποψη τεκτονικής δομής, σχηματίζουν μία ζώνη εφιππεύσεων – πτυχώσεων με την κινηματική της παραμόρφωσης προς τα ΝΔ και χωρίς σημαντική μεταμόρφωση (Kilias et al., 2016).

Από την άλλη, οι Εσωτερικές Ελληνίδες αποτελούνται κυρίως από Παλαιοζωικής ή και παλιότερης ηλικίας κρυσταλλοσχιστώδη πετρώματα που καλύπτονται από ανθρακικά πετρώματα Τριαδικής και Ιουρασικής ηλικίας και άλλες ιζηματογενείς ακολουθίες

Ψηφιακή βιβλιοθήκη Θεόφραστος – Τμήμα Γεωλογίας – Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης

ρηχής θάλασσας του ηπειρωτικού περιθωρίου. Χαρακτηρίζονται δε, από την επίδραση μίας πολυφασικής παραμόρφωσης και μεταμόρφωσης κατά την Αλπική ορογένεση, από το Ιουρασικό έως το Τριτογενές.



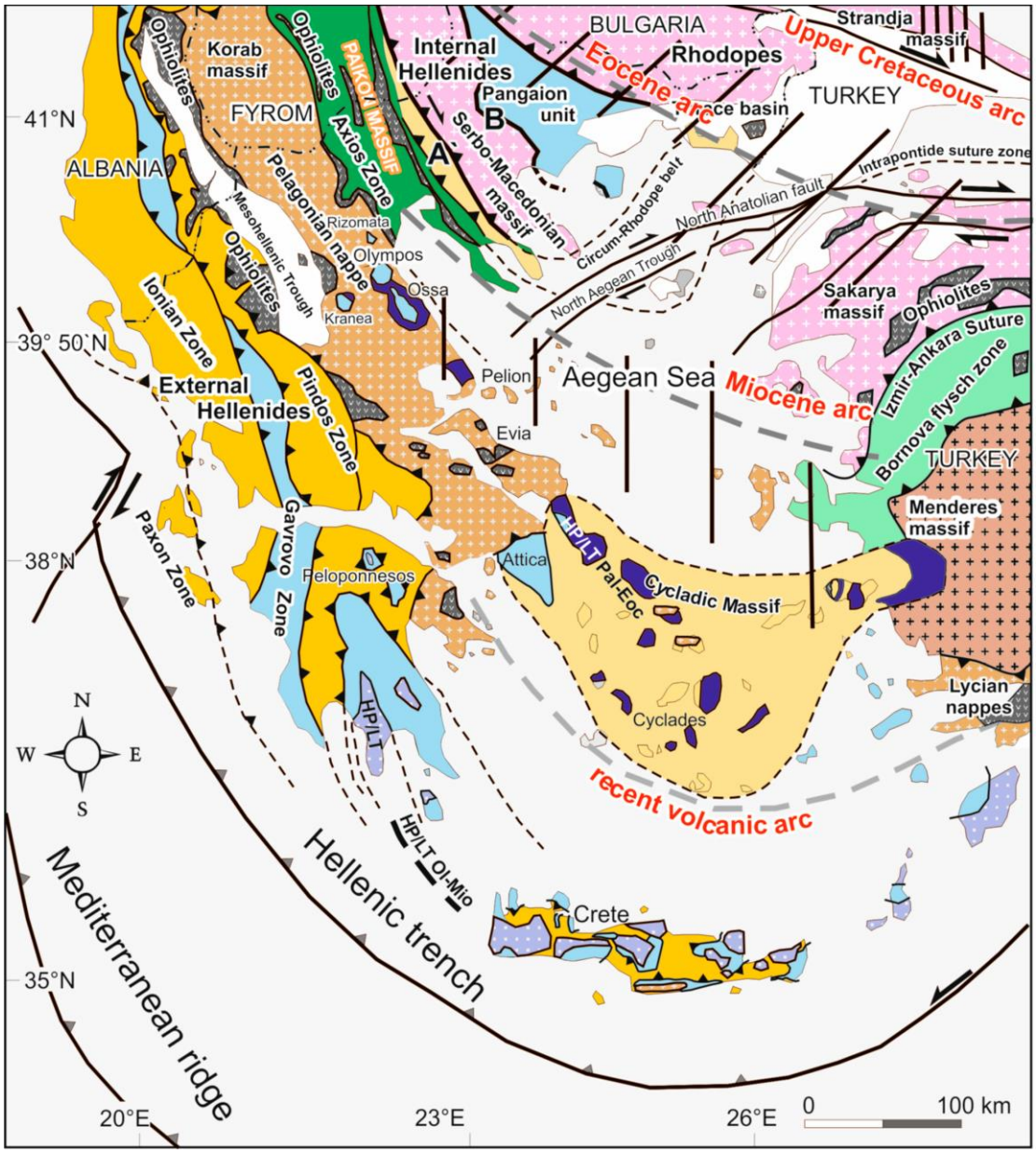
Εικόνα 1: Γεωτεκτονικό σχήμα Ελληνίδων ζωνών (τροποποιημένο από Μουντράκης 2010)

Η διάκριση των Εσωτερικών από τις Εξωτερικές ζώνες βασίστηκε κυρίως στην πρώιμη ορογένεση που υπέστησαν οι Εσωτερικές ζώνες, καθώς οι Εξωτερικές δέχτηκαν μόνο την επίδραση της τελικής ορογένεσης του Τριτογενούς (Εικ. 2). Οι Εσωτερικές Ελληνίδες τοποθετούνται τεκτονικά πάνω στις Εξωτερικές κατά τη διάρκεια του Ηωκαίνου – Ολιγοκαίνου, όπου αναπτύσσεται η ζώνη μεταμόρφωσης υψηλής πίεσης - χαμηλής θερμοκρασίας (HP/LT) στο όριο μεταξύ Εσωτερικών και Εξωτερικών Ελληνίδων (Kilias 2023).

Η περιοχή μελέτης τοποθετείται γεωτεκτονικά στις πιο εσωτερικές από τις Ελληνίδες, εντός των μαζών Ροδόπης και Σερβομακεδονικής, οι οποίες συνιστούν σύμφωνα με άλλη παλιότερη διάκριση την Ελληνική Ενδοχώρα, ως ένας κρυσταλλικός πυρήνας ανάμεσα στους κλάδους της αλπικής ορογένεσης (Μουντράκης 2010).

Ψηφιακή βιβλιοθήκη Θεόφραστος – Τμήμα Γεωλογίας – Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης

Συγκεκριμένα, οι πλουτωνίτες της Ξάνθης και της Καβάλας βρίσκονται εντός της μάζας Ροδόπης, ενώ ο πλουτωνίτης της Σιθωνίας εντός της Σερβομακεδονικής. Τα γεωλογικά, πετρολογικά, ορυκτολογικά, γεωχημικά και ισοτοπικά χαρακτηριστικά σχετικά με τους πλουτωνίτες αυτούς περιγράφονται αναλυτικά στα παρακάτω κεφάλαια.



Εικόνα 2: Γεωλογικός χάρτης των Ελληνίδων με τις κύριες γεωτεκτονικές ζώνες και την πιθανή συνέχειά τους προς ανατολικά (από Kilias 2023)

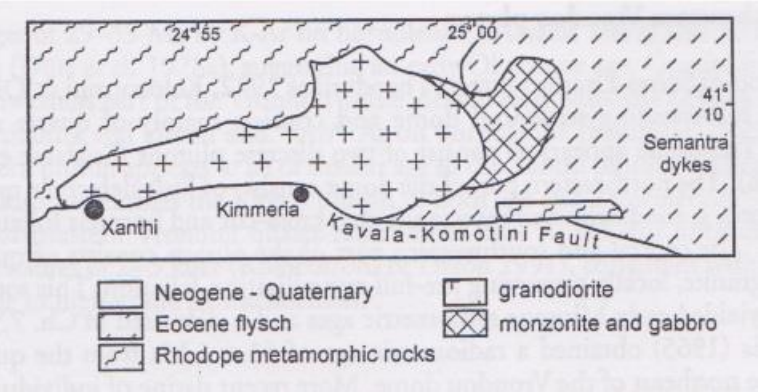
Ψηφιακή βιβλιοθήκη Θεόφραστος – Τμήμα Γεωλογίας – Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης

ΘΕΟΦΡΑΣΤΟΣ

2. Γεωλογικά στοιχεία πλουτωνίτη Ξάνθης

2.1 Γεωλογία περιοχής

Ο Ολιγοκαινικός πλουτωνίτης της Ξάνθης (Christofides 1977) διεισδύει στο νότιο περιθώριο του μεταμορφικού συμπλέγματος της Ροδόπης της Βόρειας Ελλάδας. Το νότιο άκρο του πλουτωνίτη οριοθετείται από ένα κύριο ρήγμα (ρηξιγενής ζώνη Καβάλας – Κομοτηνής). Νότια απλώνεται, από τα ανατολικά στα δυτικά, η λεκάνη Κομοτηνής – Ξάνθης, που αποτελείται από μεγάλου πάχους Νεογενή ιζηματογενή πετρώματα.



Εικόνα 3: Τμήμα γεωλογικού χάρτη για την περιοχή της Ξάνθης (Koukouvelas & Pe-Piper 1991)

Το ορεινό ανάγλυφο δυσχεραίνει τη συστηματική χαρτογράφηση του πλουτωνίτη και σε πολλές περιοχές τα πλουτωνικά πετρώματα είναι αρκετά αποσαθρωμένα. Ως εκ τούτου, οι συστηματικές παρατηρήσεις περιορίζονται σε μεγάλο βαθμό σε δασικούς δρόμους. Ο πλουτωνίτης της Ξάνθης έχει διεισδύσει σε μάρμαρα και γνευσίους της μάζας της Ροδόπης, στα βόρεια και δυτικά τμήματά της. Το ανατολικό άκρο του πλουτωνίτη κόβει Ηωκαινικά – Ολιγοκαινικά ιζηματογενή πετρώματα (κυρίως φλύσχη) και ανδεσιτικές φλέβες στη Σεμάντρα. Σχηματίζει μια μεταμορφική άλω επαφής, μήκους μερικών εκατοντάδων μέτρων (Liati 1986). Το νότιο περιθώριο του πλουτωνίτη εμφανίζεται να είναι σε ρήγμα επαφής με Νεογενή και Τεταρτογενή πετρώματα, εκτός μιας μικρής περιοχής που αποτελείται από γνεύσιους (Εικ. 3).

Ψηφιακή βιβλιοθήκη Θεόφραστος – Τμήμα Γεωλογίας – Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης

Βιβλιοθήκη "ΘΕΟΦΡΑΣΤΟΣ" Τμήμα Γεωλογίας Α.Π.Θ.

2.2. Ορυκτολογία – Πετρολογία

Ο γρανοδιορίτης, που περιέχει κεροστίλβη και βιοτίτη και που τοπικά μεταπίπτει σε γρανίτη, καταλαμβάνει τα τρία τέταρτα του πλουτωνικού συμπλέγματος. Το ανατολικό άκρο του πλουτωνίτη αποτελείται κυρίως από μονζονίτη και σε μικρότερο βαθμό από χαλαζιακό μονζοδιορίτη, χαλαζιακό μονζονίτη και μονζογάββρο, που περιέχουν βιοτίτη και πυρόξενο. Ο γρανοδιορίτης βρίσκεται σε επαφή με τον μονζονίτη. Στο ανατολικό άκρο του πλουτωνίτη υπάρχει, ακόμα, πυροξενικός ολιβινικός γάββρος: δεν είναι σαφές αν αποτελεί μέρος του πλουτωνίτη, που αρχικά θεωρήθηκε ότι δεν αποτελεί τμήμα του πλουτωνίτη. Ο γρανοδιορίτης περιέχει βασικά εγκλείσματα στρογγυλού σχήματος και διαμέτρου μερικών εκατοστών. Βρίσκονται κατά κύριο λόγο στο περιθώριο του γρανοδιορίτη, έχουν σαφή όρια, λεπτόκοκκη υφή, σύστασης χαλαζιακού διορίτη και περιέχουν βιοτίτη, κεροστίλβη και σπανίως αυγίτη. Ερμηνεύονται είτε ως συγγενικά εγκλείσματα (Christofides 1977), είτε ως αποτέλεσμα της μίξης βασικού και όξινου μάγματος. Πηγματιτικές και απλιτικές φλέβες διεισδύουν στον πλουτωνίτη, καθώς επίσης και μερικές λαμπροφυρικές φλέβες.

2.3. Γεωχημεία

Τα τριτογενή πλουτωνικά και ηφαιστειακά πετρώματα που απαντούν στην οροσειρά της Ροδόπης (Β. Ελλάδα) μελετώνται με τη χρήση γεωχημικών και ισοτοπικών δεδομένων. Τα περισσότερα από αυτά τα πετρώματα ανήκουν στον μαγματισμό μετά τη σύγκρουση, που σχηματίστηκε στο πλαίσιο της παρατεταμένης εκτατικής τεκτονικής της περιοχής της Ροδόπης κατά την Ύστερη Κρητιδική-Παλαιογενή εποχή. Αυτός ο μαγματισμός θεωρείται ότι είναι μανδυακής προέλευσης, ωστόσο, ο χαρακτήρας της πηγής του μανδύα είναι αμφιλεγόμενος. Η χημεία του όγκου των πετρωμάτων και οι μεταβολές της σύστασης δείχνουν μάγματα με ασβεσταλκαλικό έως υψηλού Κ ασβεσταλκαλικό χαρακτήρα και σωσονιτικά χαρακτηριστικά που σχετίζονται με μαγματισμό σε συγκλίνοντα περιθώρια, δηλαδή με καταβύθιση και όχι μόλυνση του φλοιού. Οι αρχικές αναλογίες $^{87}Sr/^{86}Sr$, $^{143}Nd/^{144}Nd$, τα ισότοπα Pb και η σύσταση των σπανίων γαιών (REE) των βασικών πετρωμάτων υποδεικνύουν ότι κυρίως ιζήματα ή/και τήγματα ιζημάτων και όχι ρευστά που απελευθερώνονται από τον υποβυθιζόμενο ωκεάνιο φλοιό, ήλεγχαν τον εμπλουτισμό της πηγής κάτω από τη Μάζα της Ροδόπης.

Τα ορυκτά του πλουτωνικού συμπλέγματος της Ξάνθης αναλύονται παρακάτω:

Ψηφιακή βιβλιοθήκη Θεόφραστος – Τμήμα Γεωλογίας – Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης

Βιβλιοθήκη "ΘΕΟΦΡΑΣΤΟΣ" Τμήμα Γεωλογίας Α.Π.Θ.

Ολιβίνης

Ο ολιβίνης απαντάται μόνο στο γάββρο στην ομάδα των βασικών πετρωμάτων. Αλλοιωμένος ολιβίνης απαντάται σε ορισμένες περιπτώσεις σε μονζογάββρο και μονζονίτη. Είναι πλούσιος σε Mg με σύσταση που κυμαίνεται από Fo58 έως Fo70.

Πυρόξενος

Ο ορθοπυρόξενος και ο κλινοπυρόξενος, τα κυριότερα φεμικά ορυκτά της "βασικής" ομάδας, έχουν Mg/(Mg+Fe) αναλογίες που κυμαίνονται από 0,63 έως 0,71 και 0,69 έως 0,76, αντίστοιχα, όταν συνοδεύονται από ολιβίνη. Στον ορθοπυρόξενο και κλινοπυρόξενο που δεν συνοδεύονται από ολιβίνη, οι λόγοι Mg/(Mg+Fe) κυμαίνονται μεταξύ από 0,49 έως 0,61 και 0,64 έως 0,75, αντίστοιχα. Τα κατιόντα Al^{3+} και Ti^{4+} (και τα δύο <0,03) είναι σχετικά σταθερά για όλους τους πυρόξενους. Ο υψηλότερος λόγος Mg/(Mg+Fe) (0,71) για τον ορθοπυρόξενο μετρήθηκε σε δείγμα γάββρου, αλλά συνολικά οι χημικές συστάσεις των πυροξένων δεν παρουσιάζουν μεταβολές.

Αμφίβολος

Η αμφίβολος βρίσκεται στα μονζονιτικά πετρώματα της βασικής αλλά και της όξινης ομάδας. Εμφανίζεται ομοιογενής, χωρίς κάποια εμφανή ζώνωση. Οι αμφίβολοι ταξινομούνται ως μαγνησιο-κεροστίλβες, με εξαίρεση κάποιες οι οποίες ταξινομούνται ως εδενίτες. Οι αναλογίες Mg/(Mg+Fe) κυμαίνονται από 0,58 έως 0,76 και η περιεκτικότητα σε Si κυμαίνεται από 6,8 έως 7,6 άτομα ανά μονάδα δομικού τύπου.

Βιοτίτης

Ο βιοτίτης είναι το συνηθέστερο φεμικό ορυκτό που απαντάται σε όλους τους τύπους των πετρωμάτων, συμπεριλαμβανομένου και του γάββρου. Είναι πλούσιος σε Mg με αναλογία Mg/(Mg+Fe) που κυμαίνεται από 0,49-0,76 και παρουσιάζει μικρή διακύμανση στο τετραεδρικό Al.

Άστριοι

Το πλαγιόκλαστο εμφανίζεται σε όλους τους τύπους πετρωμάτων. Οπτικά ζωνώδεις κρύσταλλοι έχουν σύσταση πυρήνα An53-80 στην "βασική" ομάδα και An38-50 στην "όξινη" ομάδα. Η συνολική σύσταση των μη ζωνωδών κρυστάλλων είναι An40-60 και

Ψηφιακή βιβλιοθήκη Θεόφραστος – Τμήμα Γεωλογίας – Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης

Βιβλιοθήκη "ΘΕΟΦΡΑΣΤΟΣ" Τμήμα Γεωλογίας Α.Π.Θ.

An37-44 στις δύο ομάδες, αντίστοιχα. Η σύσταση του καλιούχου αστρίου κυμαίνεται από Or56 έως Or87. Στα μονζονιτικά δείγματα από τη "βασική" ομάδα ένας περθιτικός Κ-άστριος έχει αναγνωριστεί. Αυτοί οι περθιτικοί άστριοι αποτελούνται από σύμφυση αλκαλιούχου αστρίου και αλβιτικού πλαγιοκλάστου. Στις περισσότερες περιπτώσεις πρόκειται για μεσοπερθίτες, δηλ. διαμεικτικά σκωληκόμορφα σώματα μιας φάσης πλούσιας σε Na της οποίας η σύσταση είναι An ~30 (An26-44) και μιας φάσης πλούσια σε Κ (ξενιστής) με Or62-75. Έχουν ερμηνευθεί ως «τριαδικοί άστριοι» που έχουν προκύψει από τον αρχικό άστριο του πετρώματος με διάμειξη (Fuhrman et al., 1988-Papadopoulou et al., 2005).

Οξείδια Fe-Ti

Ο μαγνητίτης είναι το κυρίαρχο οξείδιο Fe-Ti σε όλα τα δείγματα πετρωμάτων. Ο ιλμενίτης συναντάται ως μονοκρύσταλλος και επίσης ως λεπτά ελάσματα στον μαγνητίτη. Η περιεκτικότητα σε TiO_2 του μαγνητίτη ποικίλλει (έως 9,5 wt%), ενώ σε MnO είναι μάλλον σταθερή (0,5 wt%). Η σύσταση του ιλμενίτη κυμαίνεται από 0,89 έως 0,96 με μεταβαλλόμενη περιεκτικότητα σε MnO (0,8-3 wt%).

2.4. Ηλικία - Χρονολόγηση

Οι ηλικίες Rb – Sr που σημειώθηκαν για τον πλουτωνίτη της Ξάνθης είναι στα 28,8 ± 0.7 Ma (για το δυτικό τμήμα) και στα 26,3 ± 0,1 Ma (για το ανατολικό τμήμα), με αρχική αναλογία $^{87}Sr/^{86}Sr$ = 0,7065 (Kyriakopoulos 1987). Ο Christofides (2001) παρατήρησε ηλικίες $^{40}Ar/^{39}Ar$ στα 26 – 31 Ma στην κεροστίλβη του γρανοδιορίτη.

2.5. Γεωτεκτονικό περιβάλλον γένεσης/τοποθέτησης

Ο πλουτωνίτης της Ξάνθης, σύμφωνα με τους Κουκούβελα και Pe-Piper (1991), είναι ένας λακκόλιθος που εκτείνεται προς τα νότια, κάτω από τη λεκάνη της Κομοτηνής. Οι Maltezou & Brooks (1989) με βάση μαγνητική μοντελοποίηση πρότειναν ότι το βαθύτερο τμήμα του πλουτωνίτη εκτείνεται πολλά χιλιόμετρα βορειότερα του ρήγματος Καβάλας - Κομοτηνής. Ο Dinter (1998) ωστόσο, δήλωσε πως λόγω της μεγάλης κίνησης του ρήγματος οριζόντιας μετατόπισης Καβάλας – Κομοτηνής, η αντιπαράθεση της μαγνητικής ανωμαλίας με τον πλουτωνίτη της Ξάνθης είναι συμπτωματική. Η

Ψηφιακή βιβλιοθήκη Θεόφραστος – Τμήμα Γεωλογίας – Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης

Βιβλιοθήκη "ΘΕΟΦΡΑΣΤΟΣ" Τμήμα Γεωλογίας Α.Π.Θ.

πρώιμη φάση της πυριγενούς δραστηριότητας ήταν η διείσδυση ανδεσιτικών φλεβών, υπό εκτατικές συνθήκες με διεύθυνση ΒΑ – ΝΔ, περίπου στα 35 Ma (Eleftheriadis et al. 1984). Η επακόλουθη διείσδυση του πλουτωνίτη (26 – 29 Ma) ήταν αποτέλεσμα της συνεχούς έκτασης, με το ρήγμα Καβάλας – Κομοτηνής διεύθυνσης ΑΒΑ να επιδρά στην τοποθέτηση του πλουτωνίτη. Το ρήγμα Καβάλας – Κομοτηνής διευκόλυνε την άνοδο του μάγματος στο βόρειο τμήμα του πλουτωνίτη. Η συντεκτονική κρυστάλλωση αντικατοπτρίζεται στον προσανατολισμό των φεμικών ορυκτών και των βασικών ξενολίθων. Η συνεχιζόμενη έκταση κατά την ψύξη του πλουτωνίτη οδήγησε στην τοποθέτηση των απλιτικών και λαμπροφυρικών φλεβών.

Η μάζα της Ροδόπης αποτελείται από πολλαπλά παραμορφωμένα και μεταμορφωμένα πετρώματα σε μια σειρά από λέπια (Kockel & Walther 1965- Ivanov 1981- Liati 1986). Η χαρτογράφηση δείχνει εξέχουσες πτυχές με άξονες ΒΑ διεύθυνσης (Β1) (Meyer 1968) και σε ορισμένες περιοχές ένα μεταγενέστερο σύνολο (Β2) με άξονες ΔΒΔ διεύθυνσης. Τα ιζηματογενή και πυροκλαστικά πετρώματα του Ηωκαίνου έως Ολιγοκαίνου, νότια της οροσειράς της Ροδόπης, παραμορφώθηκαν σε μια φάση συμπίεσης κοντά στο όριο Ολιγόκαινου-Μειόκαινου (Κουκουβέλας 1989). Η ηλικία αυτού του γεγονότος προσδιορίζεται από τη νεότερη ραδιομετρική ηλικία γιατην ηφαιστειότητα στην περιοχή, στα 23,6 Ma (Eleftheriadis er al. 1984, Fytikas et al. 1984) και την έλλειψη συμπιεστικής παραμόρφωσης στα πετρώματα του μέσου Μειόκαινου στη λεκάνη Κομοτηνής – Ξάνθης. Τα νεογενή πετρώματα είναι σε μεγάλο βαθμό απαραμόρφωτα, αλλά επηρεάζονται από μια σειρά συν-ιζηματογενών κανονικών ρηγμάτων. Κοντά στην Ξάνθη, τα ρήγματα αυτά ακολουθούν δύο κύριες κατευθύνσεις. Η μία είναι η διεύθυνση του ρήγματος Καβάλας- Κομοτηνής, η άλλη είναι η ΒΔ-ΝΑ διεύθυνση που οριοθετεί το ρήγμα Αβδήρων. Υπάρχουν δύο κύριες υποθέσεις για την προέλευση αυτών των δομικών κατευθύνσεων. Μπορεί να αντιπροσωπεύουν ρήγματα επέκτασης, που αναπτύχθηκαν σε μετα-ηωκαινικό χρόνο από την επέκταση ενός παχύ συμπιεστικού φλοιού (Doutsos & Ferentinos 1984). Εναλλακτικά, μπορεί να αντιπροσωπεύουν αντίστοιχα δεξιόστροφα ρήγματα ολίσθησης και σύνθετα εκτατικά ρήγματα, τα οποία γνώρισαν κυρίως κίνηση ολίσθησης βύθισης κατά τη διάρκεια της νεογενούς επέκτασης (Dewey & Sengr 1979- Martin 1987).

Ψηφιακή βιβλιοθήκη Θεόφραστος – Τμήμα Γεωλογίας – Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης

Βιβλιοθήκη "ΘΕΟΦΡΑΣΤΟΣ" Τμήμα Γεωλογίας Α.Π.Θ.

Το ρήγμα Καβάλας-Κομοτηνής διαχωρίζει κατά τόπους τη μάζα της Ροδόπης από την Περιροδοπική ζώνη: Οι Kockel et al. (1971) προτείνουν ότι η τελευταία αποτέθηκε σε μια ηπειρωτική πλαγιά στα όρια της Μάζας της Ροδόπης. Τα ηωκαινικά πετρώματα βόρεια του ρήγματος Καβάλας-Κομοτηνής, στα ανατολικά της Ξάνθης, είναι πετρώματα φάσης φλύσχη, εκείνα στα νότια είναι κυρίως πετρώματα μολασσικής φάσης και ασβεστόλιθοι της υφαλοκρηπίδας (Kronberg & Eltgen 1971), γεγονός που υποδηλώνει ότι είτε το ρήγμα σηματοδότησε το περιθώριο της ηωκαινικής λεκάνης, είτε γνώρισε σημαντική μεταηωκαινική κίνηση ολίσθησης. Το ρήγμα Καβάλας-Κομοτηνής μπορεί να ξεκίνησε ως ρήγμα απλής ολίσθησης κατά το Ύστερο Κρητιδικό ή το Πρώιμο Τριτογενές, διαχωρίζοντας αυτά τα δύο γεωλογικά πετρώματα και οριοθετώντας τον παχύ φλύσχη της λεκάνης του Ηωκαίνου. Ο πλουτωνίτης της Καβάλας φαίνεται να έχει διεισδύσει και παραμορφωθεί σε αυτή τη ρηξιγενή ζώνη. Η γραμμική ΒΒΑ φορά του ρήγματος Καβάλας – Κομοτηνής αντισταθμίζεται σε δύο σημεία: στον πλουτωνίτη της Καβάλας και στον πλουτωνίτη της Ξάνθης, όπου ένα τμήμα του ρήγματος μήκους 20 χιλιομέτρων έχει ανατολική φορά.

Σημαντική έκταση έχει λάβει χώρα από τα μέσα του Μειόκαινου. Η λεκάνη Κομοτηνής – Ξάνθης έχει τουλάχιστον 1,2 km και πιθανότατα πάνω από 2 km πάχος νεογενών ιζημάτων (Lalechos & Savoyat 1979). Η γεώτρηση DEP κοντά στην Κομοτηνή παρουσιάζει 800 μέτρα ιζημάτων του Μέσου και Ανώτερου Μειόκαινου και 370 μέτρα ιζημάτων του Πλειο-Πλειστόκαινου (Kyriakidis et al. 1989).

Ρήγματα που συνδέονται με υδροθερμική δραστηριότητα

Έχουν χαρτογραφηθεί μικρά ρήγματα που σχετίζονται με την αλλοίωση των πετρωμάτων (με το σχηματισμό χλωρίτη) και την τοπική οξείδωση Fe και Mn. Η αλλοίωση αναπτύσσεται επίσης κατά τόπους σε πρώιμες ρηξιγενείς επιφάνειες που δεν παρουσιάζουν ενδείξεις μετατόπισης. Η υδροθερμική δραστηριότητα είναι εντονότερη στο δυτικό τμήμα του πλουτωνίτη. Θειούχες φλέβες χαλαζία εμφανίζονται ΒΔ των Κιμμερίων κοντά στο νότιο περιθώριο του πλουτωνίτη.

Σχεδόν όλα τα ρήγματα με υδροθερμική αλλοίωση φαίνεται να είναι επαναδραστηριοποιημένες πρώιμες ρηξιγενείς επιφάνειες: ενδείξεις ρηγμάτωσης υπάρχουν από την παρουσία επιφανειών ολίσθησης και κατά τόπους από τη μετατόπιση των απλιτικών φλεβών. Στο ανατολικό τμήμα του πλουτωνίτη, όπου τα περισσότερα

Ψηφιακή βιβλιοθήκη Θεόφραστος – Τμήμα Γεωλογίας – Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης

Βιβλιοθήκη "ΘΕΟΦΡΑΣΤΟΣ" Τμήμα Γεωλογίας Α.Π.Θ.

ρήγματα έχουν διεύθυνση Β-Ν, οι επιφάνειες ολίσθησης υποδηλώνουν υποοριζόντια ημιτονοειδή κίνηση. Στην περιοχή βόρεια των Κιμμερίων, παρόμοια ρήγματα με διεύθυνση Β-Ν δείχνουν υποοριζόντια δεξιόστροφη κίνηση, ενώ τα ρήγματα με διεύθυνση Α-Δ δείχνουν ολίσθηση με κλίση προς βορρά. Τα λίγα δεδομένα του πλουτωνίτη είναι παρόμοια με εκείνα από το κεντρικό τμήμα, με τη διαφορά ότι η ολίσθηση βύθισης στα ρήγματα Α-Δ τείνει να είναι προς τα νότια.

Οι σχέσεις αυτές υποδηλώνουν ότι το σύνολο των υδροθερμικά ενεργών ρηγμάτων προϋπήρχε της κίνησης του ρήγματος Καβάλας-Κομοτηνής, μετά τη διείσδυση του πλουτωνίτη. Τα ρήγματα που είναι παράλληλα με το ρήγμα Καβάλας-Κομοτηνής είναι συχνότερα κοντά στο νότιο περιθώριο του πλουτωνίτη, κοντά στην Ξάνθη. Τέτοια ρήγματα είναι πολύ λιγότερο έντονα στο εσωτερικό του πλουτωνίτη.

Ψηφιακή βιβλιοθήκη Θεόφραστος – Τμήμα Γεωλογίας – Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης

Βιβλιοθήκη "ΘΕΟΦΡΑΣΤΟΣ" Τμήμα Γεωλογίας Α.Π.Θ.

3. Γεωλογικά Στοιχεία Πλουτωνίτη Καβάλας

3.1. Γεωλογία περιοχής

Ο πλουτωνίτης της Καβάλας (Kokkinakis 1980, Kyriakopoulos 1987, Neiva et al. 1996) απλώνεται κατά μήκος του ρήγματος Καβάλας – Κομοτηνής (Εικ. 4). Ο ορεινός όγκος της Ροδόπης καταλαμβάνει μια μέση θέση μεταξύ του Καρπαθοβαλκανικού κλάδου, στο βορρά, και του κλάδου Διναρίδων-Ελληνίδων, στο νότο, της αλπικής ορογενετικής ζώνης που εκτείνεται κατά μήκος των βουλγαροελληνικών συνόρων. Στο ελληνικό έδαφος, η μάζα της Ροδόπης στα δυτικά εφάπτεται με τη Σερβομακεδονική μάζα, κατά μήκος της "Γραμμής του Στρυμόνα", ενώ στα νότια και νοτιοανατολικά οριοθετείται από την Περιροδοπική ζώνη. Η γεωλογία της Ελληνικής Ροδόπης περιλαμβάνει το μεταμορφωμένο υπόβαθρο από μεταμορφωμένα πετρώματα μεσαίου έως υψηλού βαθμού, Παλαιοζωικής και ακόμη και Αλπικής ηλικίας. Εκτατικές τεκτονικές δυνάμεις είχαν ως αποτέλεσμα το σχηματισμό ρηξιγενών ιζηματογενών λεκανών στη μελετώμενη περιοχή (Maltezou και Brooks 1989). Η περιοχή διαχωρίζεται σε διακριτές γεωλογικές ενότητες από μεγάλες ρηξιγενείς ζώνες, δηλαδή την Ανώτερη Ενότητα Σιδηρόνερου και την Κατώτερη Ενότητα Παγγαίου (Παπανικολάου και Παναγόπουλος 1981).

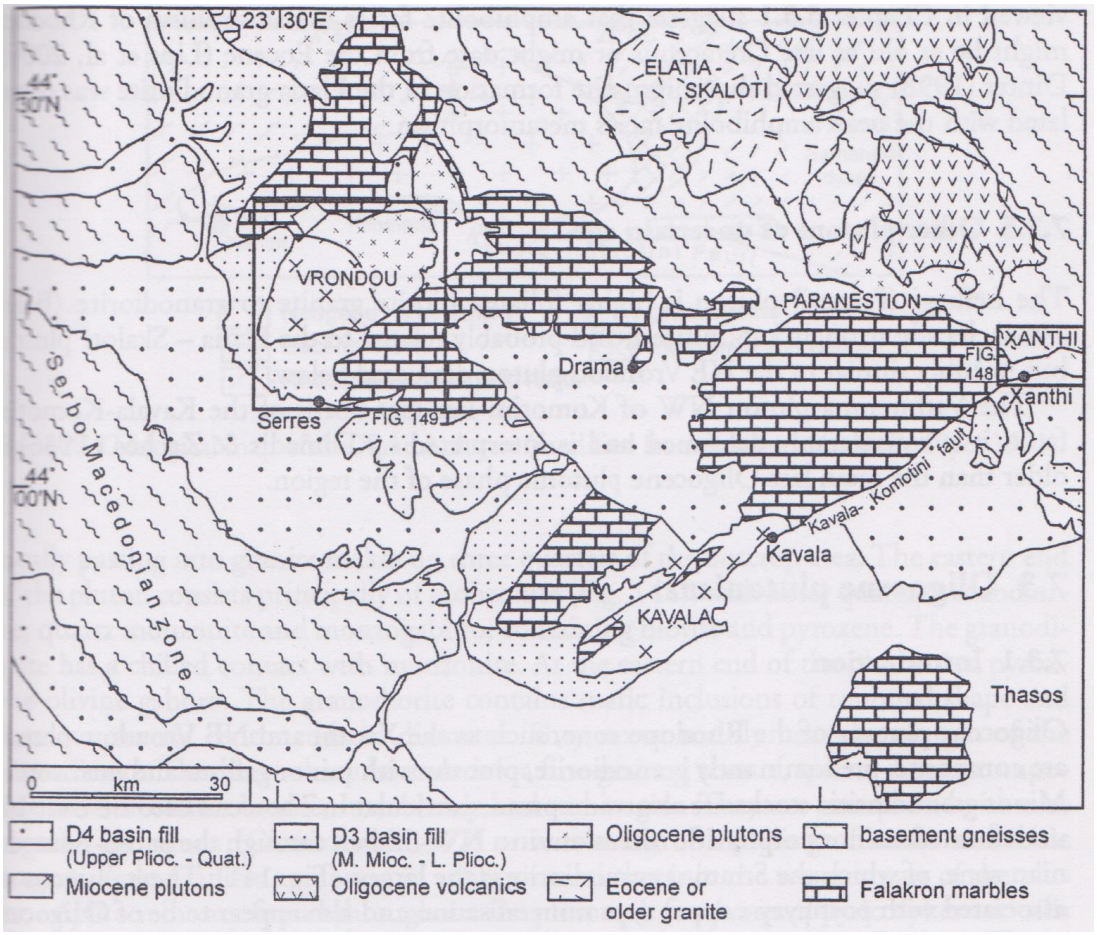
Η ιστορία της παραμόρφωσης του ορεινού όγκου της Ροδόπης είναι πολύ περίπλοκη και παραμένει υποθετική. Δομικά στοιχεία που μπορούν να βοηθήσουν στην κατανόηση της εξέλιξης της παραμόρφωσης της Ροδόπης παρουσιάστηκαν από τους Mountrakis (1990) και Schultz (1992).

Ο πλουτωνίτης της Καβάλας διείσδυσε σύμφωνα έως ασύμφωνα κυρίως σε χαλαζιακούς-μαρμαρυγιακούς γνευσίους και δευτερευόντως μαρμαρυγιακούς σχιστόλιθους, μάρμαρα και αμφιβολίτες της ενότητας του Παγγαίου. Οι επαφές είναι γενικά απότομες χωρίς μεταμόρφωση επαφής.

Τόσο ο πλουτωνίτης όσο και τα μητρικά πετρώματα έχουν επηρεαστεί από παραμορφωτικά γεγονότα που εκφράζονται ως προσανατολισμένη σχιστότητα, πτυχώσεις και κατακλαστικές (μυλωνιτιωμένες) ζώνες.

Ψηφιακή βιβλιοθήκη Θεόφραστος – Τμήμα Γεωλογίας – Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης

ΘΕΟΦΡΑΣΤΟΣ



Εικόνα 4: Γεωλογικός χάρτης της Ανατ. Μακεδονίας, που παρουσιάζει τις εκτατικές λεκάνες και τους σχετικούς πλουτωνίτες (Dinter 1998)

3.2. Ορυκτολογία – Πετρολογία

Αποτελείται από λευκοκρατικό γρανοδιορίτη, παραμορφωμένο σε πολλά σημεία με μυλωνιτιωμένες ζώνες. Μέσα στον πλουτωνίτη βρίσκονται μικρότεροι όγκοι διορίτη, τοναλίτη και μονζογρανίτη. Μερικά τμήματα περιέχουν μεγακρυσταλλικούς αστρίους, ενώ άλλες περιοχές παραμορφωμένα βασικά εγκλείσματα διοριτικής έως τοναλιτικής σύστασης (Christofides et al. 1995). Τοπικά, μη παραμορφωμένες κεροστιλβικές φλέβες διορίτη διαπερνούν τον παραμορφωμένο γρανοδιορίτη, δημιουργώντας όξινες φλέβες από τοπική ανάτηξη.

Τα γρανιτικά πετρώματα περιέχουν χαλαζία, πλαγιόκλαστο, καλιούχο άστριο, αμφίβολο, βιοτίτη, τιτανίτη, αλλανίτη, επίδοτο, απατίτη, ζιρκόνιο, μαγνητίτη, καθώς και χλωρίτη και ασβεστίτη. Στα διοριτικά και τοναλιτικά εγκλείσματα, τον διορίτη και τοναλίτη

Ψηφιακή βιβλιοθήκη Θεόφραστος – Τμήμα Γεωλογίας – Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης

Βιβλιοθήκη "ΘΕΟΦΡΑΣΤΟΣ" Τμήμα Γεωλογίας Α.Π.Θ

έχουμε υπεροχή της αμφιβόλου έναντι του βιοτίτη, ενώ οι σχετικές τιμές αυτών των ορυκτών στους γρανοδιορίτες ποικίλουν. Το μοναδικό φεμικό ορυκτό στον μονζογρανίτη είναι ο βιοτίτης. Όλοι οι πετρογραφικοί τύποι παρουσιάζουν μια γνευσιακή υφή, η οποία είναι αποτέλεσμα συντεκτονικής τοποθέτησης του πλουτωνίτη σε αρκετά μεγάλο βάθος ώστε να η παραμόρφωση να είναι πλαστική, σε μια περιοχή όπου επικρατεί έκταση, κατά τη διάρκεια δημιουργίας ενός πυρήνα (core complex). Σε πολλά σημεία του πλουτωνίτη υπάρχουν μυλωνιτικές ζώνες. Σε εξαιρετικές περιπτώσεις παραμόρφωσης, αναπτύσσεται ψευδοταχυλίτης. Μεγακρύσταλλοι πλαγιοκλάστου, Κ-αστρίου, και σπανίως χαλαζία, περιτριγυρίζονται από λεπτόκοκκη κύρια μάζα χαλαζία, Κ-αστρίου, πλαγιοκλάστου, βιοτίτη και αμφίβολου. Ο όγκος της κύριας μάζας ποικίλει και μπορεί να φτάσει στο 50-90%. Τα φεμικά ορυκτά των γρανοδιοριτών καταλαμβάνουν το 5-25% του όγκου.

Οι κρύσταλλοι χαλαζία είναι αλλοτριόμορφοι, στρογγυλεμένοι σε ασθενώς παραμορφωμένα πετρώματα, ενώ είναι επιμήκεις και στενά συσσωματωμένοι σε έντονα παραμορφωμένα πετρώματα. Ο χαλαζίας είναι γενικά ανακρυσταλλωμένος, παρουσιάζει κυματοειδή κατάσβεση και περιέχει εγκλείσματα άλλων ορυκτών.

Το πλαγιόκλαστο εμφανίζεται σε μεγάλους και μικρούς κρυστάλλους με τους τελευταίους να συνδέονται με τους μεγακρυστάλλους πλαγιοκλάστου και τους Κ-άστριου. Οι μεγακρύσταλλοι που επικρατούν, παρουσιάζουν περισσότερο ή λιγότερο ελλειψοειδή ή φακοειδή μορφή, με ανώμαλα έως σαφή περιθώρια και εμφανίζουν διδυμία. Οι μικροί κρύσταλλοι είναι αλλοτριόμορφοι, σπάνια δίδυμοι και σχηματίζουν συσσωματώματα όπου οι κρύσταλλοι δεν είναι ομοιόμορφα προσανατολισμένοι. Το πλαγιόκλαστο είναι γενικά ζωνώδες. Ορισμένοι μεγακρύσταλλοι ανδεσίνη-ολιγοκλάστου βρέθηκαν σε γρανοδιορίτες, των οποίων το πρωταρχικό πλαγιόκλαστο είναι κυρίως ολιγοκλαστικής σύστασης. Ο τοναλίτης περιέχει ανδεσίνη-ολιγόκλαστο, ενώ διοριτικά, τοναλιτικά εγκλείσματα, ο διορίτης και ο μονζογρανίτης έχουν ολιγόκλαστο. Στην επαφή πλαγιοκλάστου - Κ-άστριου συναντάται συχνά μυρμηκίτης. Ο Κ-άστριος είναι μικροπερθιτικός, υπιδιόμορφος έως αλλοτριόμορφος, με στρογγυλεμένα και ομαλά περιθώρια σε μηχανικά παραμορφωμένα πετρώματα. Στο γρανοδιορίτη οι μεγακρύσταλλοι των Κ-αστρίων έχουν σύσταση παρόμοια με εκείνη του Κ-άστριου της κύριας μάζας. Οι περισσότεροι από τους μεγάλους κρυστάλλους είναι σπασμένοι σε θραύσματα, που παρουσιάζουν διαφορετικούς κρυσταλλογραφικούς

Ψηφιακή βιβλιοθήκη Θεόφραστος – Τμήμα Γεωλογίας – Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης

προσανατολισμούς, ή είναι στραμμένοι και επιμήκεις. Ορισμένοι παρουσιάζουν διδυμία Carlsbad.

Η αμφίβολος είναι υπιδιόμορφη με πλεοχροϊσμό. Μερικοί κρύσταλλοι εμφανίζουν πολύ μικρές και ελαφρώς χρωματισμένες περιοχές, ακανόνιστα κατανεμημένες.

Η αμφίβολος συνυπάρχει με βιοτίτη: γενικά, η σειρά κρυστάλλωσης είναι αβέβαιη, αν και βρέθηκαν ορισμένα εγκλείσματα αμφίβολου σε βιοτίτη. Στα παραμορφωμένα πετρώματα, τα ορυκτά είναι ασθενώς έως έντονα κεκαμμένα, κατακερματισμένα, συγκεντρωμένα σε ζώνες ροής ή διάσπαρτα σε όλους τους τύπους. Και τα δύο έχουν εγκλείσματα ζιρκονίου, απατίτη και τιτανίτη.

Ο βιοτίτης είναι ιδιόμορφος έως υποδιόμορφος και εμφανίζει πλεοχροϊσμό. Ο πράσινος υποδιόμορφος βιοτίτης βρίσκεται σπάνια σε γρανοδιορίτες,

Ο τιτανίτης είναι υποδιόμορφος και εμφανίζει ελαφρύ πλεοχροϊσμό. Ο αλλανίτης είναι ιδιόμορφος με πλεοχροϊσμό. Το επίδοτο εμφανίζεται σε κρυστάλλους διαφόρων μεγεθών, που είναι διάσπαρτοι σε όλο το πέτρωμα ή συνδεδεμένοι με φεμικά ορυκτά σε ζώνες ροής. Ορισμένοι κρύσταλλοι είναι ιδιόμορφοι, ενώ άλλοι είναι υποδιόμορφοι. Ο αλλανίτης εμφανίζεται ως πυρήνας σε ορισμένους κρυστάλλους επιδότου. Το επίδοτο εμφανίζει χαρακτηριστικά μαγματικού επιδότου.

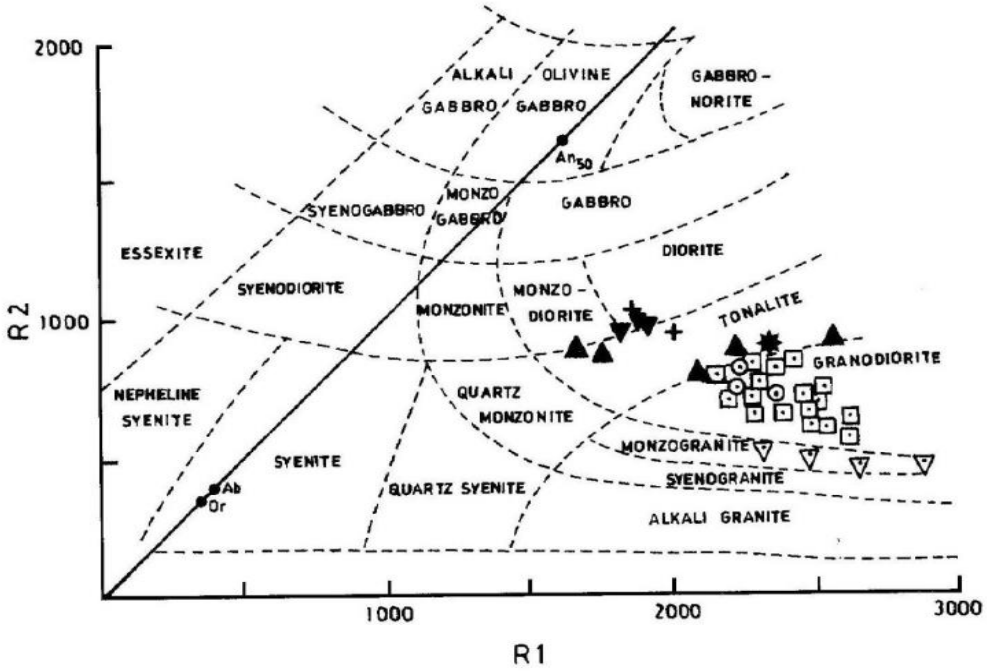
3.3. Γεωχημεία

Ο πλουτωνίτης της Καβάλας αποτελεί μια μεταργιλική αλπικού τύπου Ι γρανιτική διείσδυση. Ένας μέσο- έως αδρόκοκκος πορφυριτικός γνευσιακός γρανοδιορίτης επικρατεί έναντι ενός αδρόκοκκου γρανοδιορίτη, αλλά δεν βρέθηκαν ούτε ορυκτολογικές ούτε γεωχημικές διακρίσεις μεταξύ τους. Εμφανίζονται επίσης, διορίτης, τοναλίτης και μονζογρανίτης. Οι γρανοδιορίτες περιέχουν πολυάριθμα εγκλείσματα διορίτη και τοναλίτη (Εικ. 5). Το μεγαλύτερο μέρος της διακύμανσης των κύριων και ιχνοστοιχείων σε ολόκληρο το πέτρωμα υποδεικνύουν τάσεις κλασματικής κρυστάλλωσης από διορίτη σε μονζογρανίτη, αλλά τα εγκλείσματα βρίσκονται εκτός των τάσεων αυτών. Ωστόσο, τα διαγράμματα διακύμανσης του Nb των πετρωμάτων, Zr, Ce, La, Nd, Rb, Rb/K, Ni/Mg της αμφιβόλου, του Mn του αλλανίτη και του Ca και Mn του επιδότου σε σχέση με το 1/3Si + K - (Ca + Mg) στα γρανιτικά πετρώματα ορίζουν μια ακολουθία τοναλίτη, γρανοδιορίτη και μονζογρανίτη, ενώ ο διορίτης και τα

Ψηφιακή βιβλιοθήκη Θεόφραστος – Τμήμα Γεωλογίας – Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης

Βιβλιοθήκη "ΘΕΟΦΡΑΣΤΟΣ" Τμήμα Γεωλογίας Α.Π.Θ.

εγκλείσματα βρίσκονται εκτός των τάσεων αυτών. Ανάλυση ελαχίστων τετραγώνων των κύριων στοιχείων και μοντελοποίηση των ιχνοστοιχείων υποδεικνύουν ότι ο γρανοδιορίτης και ο μονζογρανίτης προέρχονται πιθανώς από ένα τοναλιτικό μάγμα με κλασματική κρυστάλλωση πλαγιοκλάστου, αμφίβολου, βιοτίτη και χαλαζία. Οι σχετικά υψηλές τιμές ισοτόπων O και η θετική συσχέτιση μεταξύ SiO_2 και αρχικού $^{86}Sr/^{87}Sr$ υποδηλώνουν ότι αυτός ο μηχανισμός συνοδευόταν από ρύπανση από υλικά του φλοιού. Τα ορυκτά αυτών των γρανιτικών πετρωμάτων εξισορροπήθηκαν εκ νέου κατά τη διάρκεια της παραμόρφωσης, ταυτόχρονα με την τοποθέτηση και κατά την ψύξη, αλλά τα εγκλείσματα είχαν ήδη στερεοποιηθεί.



Εικόνα 5: Διάγραμμα που απεικονίζει τους πετρογραφικούς τύπους του πλουτωνίτη της Καβάλας (De La Roche et al. 1980)

Γεωχημεία ορυκτών:

Αμφίβολος: Τα κυριότερα ιχνοστοιχεία της αμφιβόλου από διοριτικά και τοναλιτικά εγκλείσματα, διορίτη, τοναλίτη και γρανοδιορίτη από τον πλουτωνίτη της Καβάλας δίνονται στον πίνακα 4. Οι χημικές αναλύσεις των μεμονωμένων ορυκτών έγιναν με ηλεκτρονικό μικροσκόπιο, αλλά τα FeO, Fe_2O_3, Cl, F και τα ιχνοστοιχεία προσδιορίστηκαν σε διαχωρισμένα καθαρά ορυκτά.

Ψηφιακή βιβλιοθήκη Θεόφραστος – Τμήμα Γεωλογίας – Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης

Βιβλιοθήκη "ΘΕΟΦΡΑΣΤΟΣ" Τμήμα Γεωλογίας Α.Π.Θ.

Οι δομικοί τύποι υπολογίστηκαν με βάση το 23 (0). Για τις αμφιβόλους χωρίς προσδιορισμό του Fe_2O_3, οι δομικοί τύποι υπολογίστηκαν σύμφωνα με το Holland και Blundy (1994).

Πίνακας 4. Επιλεγμένες αναλύσεις σε % κ.β. και ppm των αμφιβόλων του πλουτωνίτη της Καβάλας (Neiva et al. 1996).

	1a	2a	3b	4b	5b	5c	6b	6c	7b	7c
SiO_2	46.71	46.64	42.62	43.38	42.66	44.26	43.10	44.60	41.81	44.00
TiO_2	0.75	0.89	1.17	1.02	1.06	1.00	0.80	0.91	0.97	1.12
Al_2O_3	8.58	8.00	11.03	11.01	11.37	10.14	10.94	9.92	11.68	10.08
Fe_2O_3	3.72	4.76	5.93	5.21	5.18	5.38	n.d.	n.d.	6.36	5.16
FeO	11.16	11.20	13.68	12.68	13.00	12.58	17.52	16.91	12.59	11.31
MnO	1.06	0.99	0.58	0.87	0.70	0.88	1.14	0.90	0.96	0.92
MgO	13.28	11.88	8.82	10.34	9.79	10.42	9.74	10.92	9.25	11.36
CaO	10.85	11.74	11.30	11.00	11.09	11.28	11.07	11.47	11.15	11.07
Na_2O	1.42	1.06	1.36	1.81	2.22	1.92	2.10	1.94	1.97	2.48
K_2O	0.71	0.90	1.45	1.23	1.28	1.00	1.11	0.99	1.36	0.97
Cl	0.05	0.04	0.12	0.04	0.08	0.08	n.d.	n.d.	0.07	n.d.
F	0.26	0.27	0.11	0.19	0.26	0.21	n.d.	n.d.	0.20	0.16
	98.55	98.37	98.17	98.78	98.69	99.15	97.52	98.56	98.37	98.63
O≡Cl	0.01	0.01	0.03	0.01	0.02	0.02			0.02	–
O≡F	0.11	0.11	0.05	0.08	0.11	0.09			0.08	0.07
Total	98.43	98.25	98.09	98.69	98.56	99.04			98.27	98.56
Cr	83	94	86	75	68	66			60	
V	405	416	354	318	358	313			308	
Nb	15	22	21	9	17	25			36	
Zn	274	282	286	277	288	255			265	
Li	10	10	8	12	13	11			14	
Ni	25	16	12	23	13	12			10	
Zr	48	50	252	386	315	258			209	
Cu	*	12	4	16	32	*			9	
Sc	78	90	65	77	97	96			84	
Y	59	68	71	94	84	87			167	
Sr	64	61	98	89	80	70			32	
Ba	*	*	*	*	*	*			*	
Rb	15	21	15	5	11	10			14	
La	28	12	21	235	67	77			320	
Ce	36	36	27	272	201	184			180	
Nd	15	10	16	183	62	47			36	

a – magnesio-hornblende; b – Magnesian hastingsitic hornblende; c – edenitic hornblende; * – below the limit of sensitivity.

Η ανάλυση με μικροσκόπιο των κόκκων αμφιβόλων, δείχνει ότι, γενικά, είναι χημικά ομογενείς. Δεν παρουσιάζουν συστηματική ζώνωση ή όρια αντίδρασης Ωστόσο, λίγοι κρύσταλλοι παρουσιάζουν σπανιότερα πολύ μικρές, ελαφρύτερα χρωματισμένες περιοχές ακανόνιστα κατανεμημένες, οι οποίες τείνουν να έχουν λιγότερο Si και περισσότερο Ti και Al από τον υπόλοιπο κρύσταλλο.

Χρησιμοποιήθηκε η ταξινόμηση του Leake (1978). Η αμφίβολος των διοριτικών και τοναλιτικών εγκλεισμάτων έχει σύσταση μαγνησιο-κεροστίλβης. Η σύσταση της αμφιβόλου των άλλων πετρογραφικών τύπων κυμαίνεται από μαγνησιούχο

Ψηφιακή βιβλιοθήκη Θεόφραστος – Τμήμα Γεωλογίας – Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης

Βιβλιοθήκη "ΘΕΟΦΡΑΣΤΟΣ" Τμήμα Γεωλογίας Α.Π.Θ.

χαστινγκσιτική κεροστίλβη έως εδεντική κεροστίλβη, Η σύσταση της αμφιβόλου του κεντρικού γρανοδιορίτη σε άμεση επαφή με τα εγκλείσματα είναι μαγνησιούχα-κεροστίλβη, ενώ, μακριά από τα εγκλείσματα, είναι γενικά μαγνησιούχα χαστινγκσιτική κεροστίλβη.

Βιοτίτης: Διακρίνονται δύο τύποι βιοτίτη, όπως έχει ήδη αναφερθεί: α) ο καστανός βιοτίτης με 0,186-0,355 Ti ανά μονάδα τύπου (p.f.u.) που υπάρχει συνήθως σε όλα τα πετρώματα και β) ο πολύ σπάνιος πράσινος βιοτίτης με 0,070-0,144 Ti p.f.u. που απαντάται μόνο τοπικά στους γρανοδιορίτες. Ο λόγος Fe/(Fe + Mg) του βιοτίτη, από τον πλουτωνίτη της Καβάλας, κυμαίνεται μεταξύ 0,35 και 0,52, ενώ ο λόγος Al κυμαίνεται μεταξύ 2,240 και 2,501. Ο φτωχότερος σε Al βιοτίτης δεν συνοδεύεται από άλλα σιδηρομαγνησιούχα ορυκτά και βρίσκεται στο μονζογρανίτη, ενώ ο πλουσιότερος σε Al βιοτίτης συνυπάρχει με την φτωχότερη σε Si μαγνησιούχα χαστινγκσιτική κεροστίλβη. Τα Cr, Zr, Se, Y, La, Ce και Nd συγκεντρώνονται στην αμφίβολο, ενώ τα Nb, Ni, Li, Rb και Ba συγκεντρώνονται στον βιοτίτη, γεγονός που συμφωνεί για τα περισσότερα από αυτά τα στοιχεία με τα δεδομένα του Albuquerque (1974) από άλλους πλουτωνίτες.

Άστριοι: Η περιεκτικότητα σε ανορθίτη του πλαγιοκλάστου κύριας μάζας είναι γενικά χαμηλότερη από εκείνη του μεγακρυσταλλικού πλαγιοκλάστου. Επιπλέον, η περιεκτικότητα σε ορθόκλαστο του καλιούχου αστρίου της κύριας μάζας είναι παρόμοια με εκείνη του μεγακρυσταλλικού καλιούχου αστρίου. Το πλαγιόκλαστο του διορίτη και του τοναλίτη έχει παρόμοια σύσταση. Υπάρχει μόνο μια πολύ μικρή τάση για μείωση της περιεκτικότητας σε ανορθίτη του πλαγιοκλάστου στην ακολουθία τοναλίτη – μονζογρανίτη. Ο καλιούχος άστριος του μονζογρανίτη έχει παρόμοια ή υψηλότερη περιεκτικότητα σε ορθόκλαστο από τον καλιούχο άστριο του τοναλίτη και του γρανοδιορίτη.

3.4. Ηλικία – Χρονολόγηση

Οι Dinter et al. (1995) έδειξαν με τη χρονολόγηση U – Pb σε τιτανίτη και με τη χρονολόγηση $^{40}Ar/^{39}Ar$ σε κεροστίλβη, ότι ο πλουτωνίτης της Καβάλας είναι 21 Ma. Η χρονολόγηση U – Pb σε ζιρκόνια παρουσιάζει ασυμφωνία στην ηλικία, ως αποτέλεσμα της κληρονομικότητας ενός πιθανού Ερκύνιου πρωτόλιθου (Kokkinakis 1980, Dinter et

Ψηφιακή βιβλιοθήκη Θεόφραστος – Τμήμα Γεωλογίας – Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης

Βιβλιοθήκη "ΘΕΟΦΡΑΣΤΟΣ" Τμήμα Γεωλογίας Α.Π.Θ.

al. 1995). Ο βιοτίτης και ο καλιούχος άστριος χρονολογούνται στα 11,1 – 15,5 Ma, με τη μέθοδο 40Ar/39Ar και καταγράφουν την ψύξη και την τοποθέτηση του πλουτωνίτη (Dinter & Royden 1993). Οι γρανοδιορίτες της Μεσολακκιάς, βορειότερα του πλουτωνίτη της Καβάλας έδειξαν ηλικίες 15 Ma K – Ar. Ο Meyer (1968) και ο Dinter (1998) θεώρησαν τον πλουτωνίτη αυτό συντεκτονικό και συσχετιζόμενο με αυτόν της Καβάλας.

3.5. Γεωτεκτονικό περιβάλλον γένεσης/τοποθέτησης

Η δομική ανάλυση αντιπροσωπευτικών τομών αποκάλυψε ότι τα παραμορφωτικά γεγονότα επηρέασαν τόσο τα πλουτωνικά όσο και τα περιβάλλοντα μεταμορφωμένα πετρώματα. Πρόκειται ουσιαστικά για μυλωνίτες (από πρωτομυλωνίτες έως υπερμυλωνίτες) με διεισδυτική φολίδωση, που σε ορισμένες περιπτώσεις εξαλείφει εντελώς τις αρχικές δομές. Η φολίδωση αυτή είναι λιγότερο έντονη στους λιθότυπους με αδρόκοκκο μαρμαρυγία.

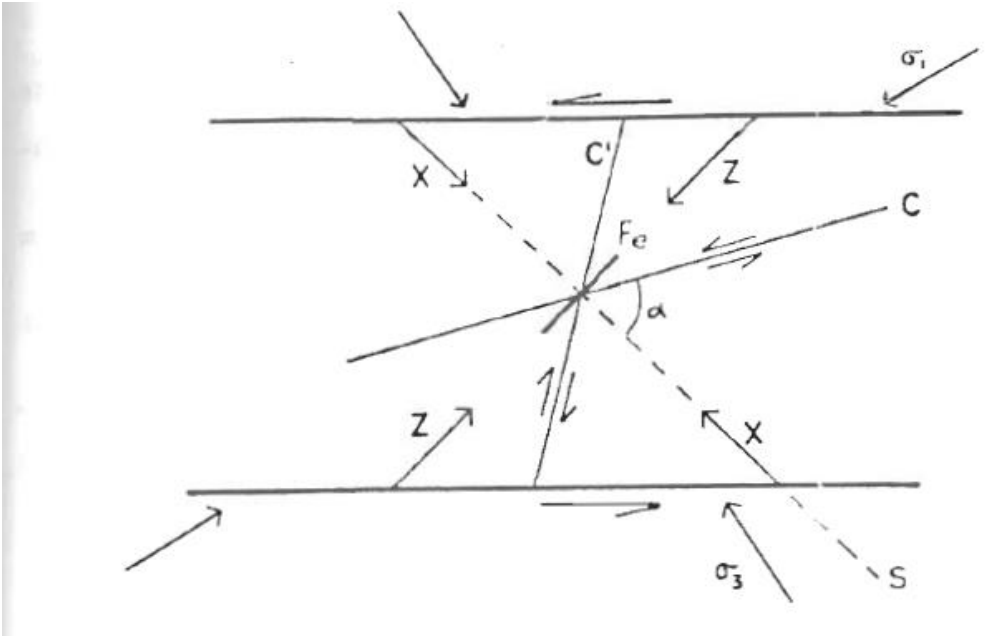
Η ανάλυση των μεσοδομικών χαρακτηριστικών υποδεικνύει ότι αυτό το παραμορφωτικό επεισόδιο συνέβη οπωσδήποτε μετά την τοποθέτηση του πλουτωνικού συμπλέγματος, δεδομένου ότι οι επαφές μεταξύ των νεότερων και των ξενιστών μεταμορφωμένων πετρωμάτων υιοθετήθηκαν και επαναπροσανατολίστηκαν από αυτό το δυναμικό γεγονός. Αυτή η φολίδωση στα μεταμορφωμένα πετρώματα ακολούθησε, και σε ορισμένες περιπτώσεις ενεργοποίησε, ένα αξονικό επίπεδο σχιστολιθικών ισοκλινών πτυχών.

Στο μικροσκόπιο επιβεβαιώνονται οι δομικές ενδείξεις στα γρανιτοειδή πετρώματα- τα μικροδομικά χαρακτηριστικά διαφέρουν ανάλογα με τον κόκκο και το ποσοστό του μαρμαρυγία. Οι κυρίαρχοι λιθότυποι είναι πρωτομυλωνίτες (Sibson, 1977, 1983) με 10-20% ανακρυσταλλωμένη κύρια μάζα. Υπάρχουν πολυάριθμοι πρωτομυλωνίτες με 40-50% κύρια μάζα και μυλωνίτες με πάνω από 50% ανακρυσταλλωμένη κύρια μάζα. Οι τελευταίοι έχουν δομές τύπου SC I και SC II (Burg and Laurent 1978, Berthe et al. 1979, Lister and Snoke 1984, Vauchez 1987) οι οποίες είναι πολύ καλά καθορισμένες. Λιγότερο συχνοί είναι οι πρωτομυλωνίτες με ποσοστό κύριας μάζας άνω του 90%.

Ψηφιακή βιβλιοθήκη Θεόφραστος – Τμήμα Γεωλογίας – Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης

Οι περιστροφικές δομές στους πορφυροκλάστες (Εικ. 6) εμφανίζονται συχνά στους λιθότυπους με μέσο ή υψηλό ποσοστό κύριας μάζας, ενώ δομές τύπου SC 1 μπορούν να παρατηρηθούν στους πλούσιους σε μαρμαρυγία λιθότυπους (Lister και Snoke 1964).

Η μυλωνιτίωση όχι μόνο μείωσε το μέγεθος των κόκκων και αύξησε τα επίπεδα C και C', αλλά μείωσε επίσης τη γωνία α μεταξύ των επιπέδων S και C. Η χαμηλότερη τιμή που βρέθηκε στους πιο παραμορφωμένους λιθότυπους ήταν 20° .



Εικόνα 6: Σχέση μεταξύ των επιφανειών φύλλωσης S, των διατμητικών επιφανειών C και C' και των εφελκυστικών ρωγμών Fm (Kyriakopoulos et al. 1989)
X: ο μεγαλύτερος άξονας του ελλειψοειδούς των τάσεων
Z: ο μικρότερος άξονας του ελλειψοειδούς των τάσεων

Οι εμφανίσεις χαλαζιακών φλεβών που τέμνουν το Fm ανήκουν σε μεταμυλωνιτικό γεγονός. Μια ύστερη φάση πτύχωσης επηρέασε τόσο το Fn όσο και τις χαλαζιακές φλέβες.

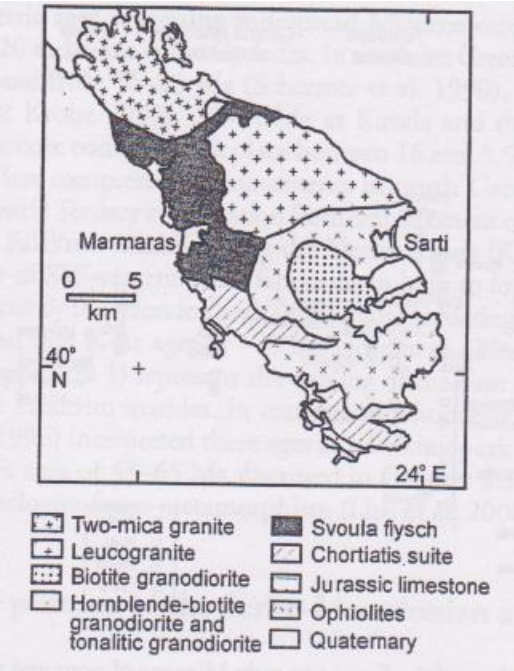
Ψηφιακή βιβλιοθήκη Θεόφραστος – Τμήμα Γεωλογίας – Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης

Βιβλιοθήκη "ΘΕΟΦΡΑΣΤΟΣ" Τμήμα Γεωλογίας Α.Π.Θ.

4. Γεωλογικά Στοιχεία Πλουτωνίτη Σιθωνίας

4.1. Γεωλογία περιοχής

Το πλουτωνικό σύμπλεγμα της Σιθωνίας καταλαμβάνει περίπου 350 km^2 της Σιθωνίας, το μεσαίο πόδι από τα τρία, της χερσονήσου της Χαλκιδικής, στη Βόρεια Ελλάδα (Εικ. 7). Το μεγαλύτερο μέρος της Σιθωνίας ανήκει στη μάζα Ροδόπης (Kauffmann et al., 1976; Kockel et aI., 1977). Προηγουμένως, θεωρούνταν πως ανήκε, μέρος αυτής ή και ολόκληρη, στη ζώνη Αξιού (Osswald, 1938; Kockel et al., 1971) ή στη Σερβομακεδονική μάζα (Mercier, 1966).



Εικόνα 7: Γεωλογικός χάρτης του πλουτωνικού συμπλέγματος της Σιθωνίας (D'Amico et al. 1990)

Το πλουτωνικό σύμπλεγμα καταλαμβάνει ολόκληρη τη χερσόνησο, με εξαίρεση το κεντροδυτικό και νότιο μέρος της, όπου εμφανίζονται μεταϊζήματα του Περμίου – Ιουρασικού, της ομάδας της Σβούλας (φλύσχης, χαλαζίτες, φυλλίτες), τα Τριαδικά έως Μεσο-Ιουρασικά μεταϊζήματα της σειράς του Χορτιάτη (ασβεστιτικοί σχιστόλιθοι, σερικιτικοί σχιστόλιθοι, χλωριτικοί σχιστόλιθοι, φυλλίτες) και τα Ιουρασικά μεταβασικά πετρώματα (πρασινοσχιστόλιθοι) της μαγματικής σειράς Χορτιάτη (Kockel et al., 1977 Chatzidimitriadis, 1980). Στα νοτιοανατολικά και κεντροανατολικά εμφανίζονται στο πλουτωνικό σύμπλεγμα εγκλείσματα Παλαιοζωικών μεταμορφωμένων πετρωμάτων.

Ψηφιακή βιβλιοθήκη Θεόφραστος – Τμήμα Γεωλογίας – Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης

Βιβλιοθήκη "ΘΕΟΦΡΑΣΤΟΣ" Τμήμα Γεωλογίας Α.Π.Θ.

Αυτή η διείσδυση προκάλεσε θερμο-μεταμορφικά φαινόμενα στα περιβάλλοντα πετρώματα. Επηρέασε, ακόμα, την περιφερειακή ΒΔ-ΝΑ διεύθυνση της σχιστότητας και των αξόνων πτυχών των περιβαλλόντων πετρωμάτων. Η ΒΔ-ΝΑ διεύθυνση της σχιστότητας είναι αποτέλεσμα τεκτονικών κινήσεων του Μέσου Ιουρασικού (Kockel et al., 1977). Από την άλλη πλευρά η ίδια η διείσδυση έχει επηρεαστεί από νεότερη τεκτονική δραστηριότητα η οποία έχει εκφραστεί ως προσανατολισμένος ιστός, μικρές πτυχές, κατακλαστικές ζώνες και δευτερεύοντα ρήγματα, που εκδηλώνονται με διεύθυνση είτε ΒΒΑ-ΝΝΑ ή ΒΑ-ΝΔ. Τα αποτελέσματα αυτής της δραστηριότητας προτάθηκαν από τους Chatzidimitriadis et al. (1983) ως αποτυπώματα δραστηριότητας της Μεσο Κρητιδικής περιόδου: ως εκ τούτου, θεωρήθηκε ότι η ηλικία του πλουτωνίτη της Σιθωνίας είναι μετα-Μέσο-Ιουρασική έως προ-Μέσο-Κρητιδική. Τα γεγονότα αυτά, ωστόσο, θα μπορούσαν εξίσου να εξηγηθούν από πολύ πιο πρόσφατη τεκτονική δραστηριότητα σε μια ευρύτερη περιοχή, π.χ. κατά τη διάρκεια του Παλαιογενούς. Έτσι, σύμφωνα με τον Μαράτο (1973), η πλουτωνική δραστηριότητα στη χερσόνησο, που παρήγαγε το πλουτωνικό σύμπλεγμα της Σιθωνίας, έλαβε χώρα μετά την παροξυσμική φάση των αλπικών πτυχώσεων. Επιπλέον, ο Σακελλαρίου (1989) θεωρεί ότι οι νεότερες φάσεις παραμόρφωσης και μεταμόρφωσης που επηρέασαν τον Σερβομακεδονική μάζα και τη μάζα της Ροδόπης, έλαβαν χώρα στο Ανώτερο Ηώκαινο έως το Ολιγόκαινο. Γεωχρονολογικά δεδομένα υποδεικνύουν ότι η διείσδυση αυτή είναι Ηωκαινικής ηλικίας, διαφέροντας έτσι σημαντικά από τις ηλικίες που δίνουν οι Kockel et al. (1977) και οι Chatzidimitriadis et al. (1983) με βάση παρατηρήσεις πεδίου.

4.2. Ορυκτολογία – Πετρολογία

Το πλουτωνικό σύμπλεγμα της Σιθωνίας αποτελείται από διάφορους πετρογραφικούς τύπους που διεισδύουν μέσα σε πετρώματα Περμιοϊουρασικής ηλικίας (Sapountzis et al. 1976, de Wet et al. 1989, D'Amico et al. 1990). Διακρίνονται ξεχωριστοί πετρογραφικοί τύποι που περιλαμβάνουν διμαρμαρυγιακό γρανίτη, λευκογρανίτη, βιοτιτικό γρανοδιορίτη και κεροστιλβικό βιοτιτικό γρανοδιορίτη (που μετατρέπεται σε κεροστιλβικό βιοτιτικό γρανοδιοριτικό τοναλίτη). Μικρές γαββρο-διοριτικές φλέβες και χαλαζιακά διοριτικά εγκλείσματα συνήθως απαντούν στα περιθώρια των πετρογραφικών τύπων. Ο βιοτιτικός γρανοδιορίτης διεισδύει στον κεροστιλβικό-βιοτιτικό γρανοδιορίτη και είναι πιο λεπτόκοκκος από αυτόν. Πιο νότια, στους κεροστιλβικούς γρανοδιορίτες υπάρχουν ορισμένα τμήματα τοναλιτικής σύστασης τα

Ψηφιακή βιβλιοθήκη Θεόφραστος – Τμήμα Γεωλογίας – Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης

Βιβλιοθήκη "ΘΕΟΦΡΑΣΤΟΣ" Τμήμα Γεωλογίας Α.Π.Θ.

οποία όμως δεν διαχωρίζονται ξεκάθαρα από τους γρανοδιορίτες.. Το πλουτωνικό σύμπλεγμα διακόπτει εγκάρσια την σχιστότητα των περιβαλλόντων πετρωμάτων (υπολογίζεται ότι αυτά είναι Μεσοϊουρασικής ηλικίας από Kockel et al. 1977) και εμφανίζει θερμική άλω στα 100 περίπου μέτρα πλάτος, που κόβεται από απλιτικές και πηγματιτικές φλέβες. Οι πλουτωνίτες διακόπτονται από μικρότερες κατακλαστικές ζώνες, πτυχές και ρήγματα. Τοναλιτικής και μονζονιτικής σύστασης εγκλείσματα εμφανίζονται στους βασικότερους τύπους αλλά απουσιάζουν από το διμαρμαρυγιακό γρανίτη και το λευκογρανίτη (D'Amico et al. 1990, de Wet et al. 1989).

4.3. Γεωχημεία

Από το πλουτωνικό σύμπλεγμα της Σιθωνίας 117 δείγματα αναλύθηκαν χημικά, στα Πανεπιστήμια της Μπολόνια, της Πίζας και του Μάντσεστερ, με φασματομετρία XRF και AA (Na,O, MgO): η απώλεια πύρωσης (LOI) προσδιορίστηκε με θέρμανση στους 1050°C.

Τα δείγματα του πλουτωνικού συμπλέγματος της Σιθωνίας υποδηλώνουν έναν συμμαγματικό χαρακτήρα για τις ομάδες της κύριας σειράς από TGd έως (LG + PLG).

Τα πετρώματα ανήκουν στην ασβεσταλκαλική σειρά με υψηλό λόγο Na/K, χαμηλή περιεκτικότητα σε Rb (εκτός από πολύ σποραδικές εξαιρέσεις), και μια συνεχή σειρά από τον ελαφρώς μεταργιλικό τοναλίτη και κεροστιλβικό γρανοδιορίτη έως τον ελαφρώς υπεραργιλικό βιοτιτικό γρανοδιορίτη, δυμαρμαρυγιακό γρανίτη, λευκογρανίτη και πορφυριτικό λευκογρανίτη.

Εάν λάβουμε υπόψη τα εγκλείσματα και ορισμένες γεωχημικές τιμές των λευκογρανιτών, ωστόσο, ολόκληρη η ακολουθία δεν εμφανίζεται ομοιογενής.

Η ομάδα των εγκλεισμάτων έχει διοριτικό έως μονζονιτικό χαρακτήρα. Όπως προκύπτει από τη γεωχημεία, και από τα διαγράμματα Rb προς Sr και Rb/Sr προς SiO_2, η ομάδα των εγκλεισμάτων ξεχωρίζει από τα υπόλοιπα πετρώματα.

Μια περαιτέρω έρευνα για την ομάδα των εγκλεισμάτων θα ήταν χρήσιμη, επειδή ο μικρός αριθμός δειγμάτων που αναλύθηκαν εμφανίζει μια πολύ διάσπαρτη κατανομή. Επιπλέον, θα πρέπει να εξεταστεί η πιθανή επίδραση του γρανοδιοριτικού μάγματος στα εγκλείσματα, προκειμένου να κατανοηθεί καλύτερα η σημασία μιας τέτοιας κατανομής.

Ο λευκογρανίτης παρουσιάζει μία πλήρη κατανομή των τιμών Sr και Rb/Sr, γεγονός που υποδηλώνει την παρουσία τουλάχιστον δύο ομάδων. Το χαρακτηριστικό αυτό

Ψηφιακή βιβλιοθήκη Θεόφραστος – Τμήμα Γεωλογίας – Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης

ΘΕΟΦΡΑΣΤΟΣ

καταδεικνύει περαιτέρω την ήδη διαπιστωμένη πετρογραφική ετερογένεια του λευκογρανίτη.

Οι τιμές και οι αναλογίες Sr δίνουν επίσης μια σαφή διάκριση μεταξύ των διμαρμαρυγιακών γρανιτών και των ομάδων λευκογρανίτη-πορφυριτικού λευκογρανιτη.

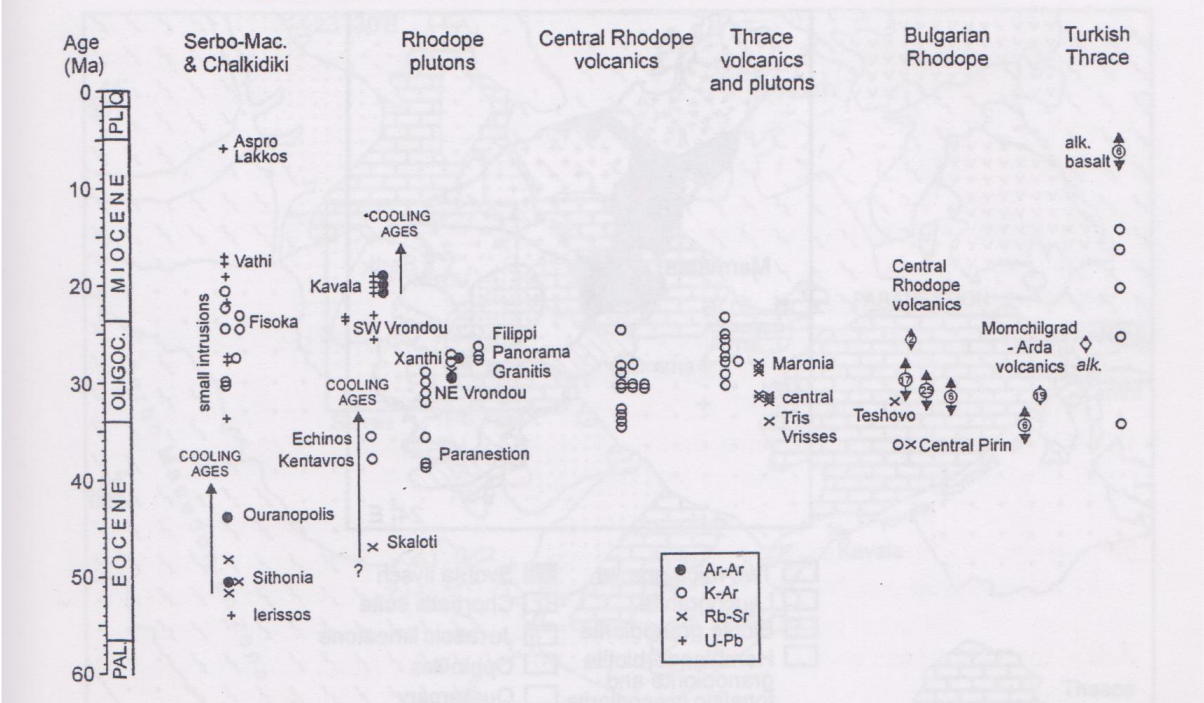
Οι δύο γρανοδιοριτικές ομάδες και εμφανίζονται παρόμοιες σε όλα τα διαγράμματα, εκτός από μερικά δευτερεύοντα χαρακτηριστικά.

4.4. Ηλικία – Χρονολόγηση

Οι Kockel et al. (1977) θεώρησαν ότι ο πλουτωνίτης της Σιθωνίας σχετίζεται με τον γρανίτη της Αρναίας και ότι πρόκειται για μια Ιουρασική διείσδυση, ενώ οι Chatzidimitriadis at al. (1983) πρότειναν μια ηλικία διείσδυσης για τον πλουτωνίτη της Σιθωνίας μετά το Μέσο Ιουρασικό και πριν το Μέσο Κρητιδικό. Ο Vergely (1984) επεσήμανε τη δυσκολία προσδιορισμού της σχέσης μεταξύ της τοποθέτησης του πλουτωνίτη και της γενικής παραμόρφωσης. Πρόσφατες ισοτοπικές έρευνες, βασισμένες κυρίως στη μέθοδο Rb-Sr, έδωσαν μια Ηωκαινική ηλικία στην διείσδυση του πλουτωνικού συμπλέγματος της Σιθωνίας (Vergely 1984, De Wet et al. 1989, Christofides et al. 1990). Ο Juteau (1984) έλαβε ηλικίες, Rb/Sr σε ζεύγη ολικού πετρωμάτος/ορυκτών, 44,5 Ma και 47,4 Ma για δύο γρανοδιορίτες από τις περιοχές της Σάρτης και του Μαρμαρά, αντίστοιχα. Χρησιμοποιώντας τη μέθοδο K/Ar, ο Montigny (Κοντοπούλου, 1986) έλαβε ηλικία βιοτίτη 40 + 1,5 Ma για έναν γρανοδιορίτη από τη Σάρτη. Παρόμοια ηλικία βρέθηκε και στο μοσχοβίτη, με τη μέθοδο Ar από τους de Wet et al. (1989). Οι De Wet et al. (1989) ανέφεραν Ηωκαινική ηλικία για την τοποθέτηση του πλουτωνικού συμπλέγματος της Σιθωνίας και οι D'Amico et al. (1991) αναγνώρισαν μια Ηωκαινική συν-διεισδυτική παραμόρφωση και μια μεταδιεισδυτική κατά τη διάρκεια του Ολιγοκαίνου (Christofides et al, 1990). Οι Christofides et al. (1990) με τη μέθοδο της ισόχρονης σε επτά δείγματα έδωσαν την ηλικία τοποθέτησης του διμαρμαρυγιακού γρανίτη στα 50,4 Ma, ηλικία η οποία συφωνεί με τις τελευταίες μελέτες με U/Pb σε ζιρκόνια του TMG των Alagna et al. (2008). Νεότερης ηλικίας βιοτιτικά ζεύγη από διάφορους πετρογραφικούς τύπους του πλουτωνίτη αποδόθηκαν στην ανακρυστάλλωση της μετέπειτα κατακλαστικής παραμόρφωσης (Εικ. 8).

Ψηφιακή βιβλιοθήκη Θεόφραστος – Τμήμα Γεωλογίας – Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης

Βιβλιοθήκη "ΘΕΟΦΡΑΣΤΟΣ"



Εικόνα 8: Γεωχρονολόγηση των ηωκαινικών-μειοκαινικών πλουτωνιτών και των ηφαιστειακών πετρωμάτων της Β. Ελλάδας (Pe-Piper & Piper 2002)

4.5. Γεωτεκτονικό περιβάλλον γένεσης/τοποθέτησης

Οι γρανιτοειδείς πλουτωνίτες εμφανίζονται γενικά ως μεγάλα σώματα που περιβάλλονται από μεταϊζηματογενή ή μεταηφαιστειακά πετρώματα, οι οποίοι αναπτύχθηκαν κάτω από συνθήκες πίεσης και θερμοκρασίας, μικρότερες από εκείνες που απαιτούνται για τη γένεση των γρανιτοειδών (Castro 1987). Η κατάσταση αυτή έχει ερμηνευθεί ως αποτέλεσμα της διείσδυσης γρανιτοειδών μαγμάτων σε ανώτερα επίπεδα του φλοιού από τις ζώνες προέλευσής τους, οι οποίες μπορεί να βρίσκονται είτε στον κατώτερο φλοιό είτε στον ανώτερο μανδύα.

Το πλουτωνικό σύμπλεγμα της Σιθωνίας εκτίθεται στο όριο μεταξύ της Σερβομακεδονικής Μάζας και της Περιροδοπικής ζώνης, καλύπτοντας μια έκταση περίπου 350 km.

Ο Vergely (1984) επεσήμανε τη δυσκολία προσδιορισμού της σχέσης μεταξύ της τοποθέτησης των γρανιτοειδών και της γενικής παραμόρφωσης. Οι De Wet κ.ά. (1989) ανέφεραν την Ηωκαινική διαπυρηνική τοποθέτηση του γρανιτοειδούς της Σιθωνίας και οι D'Amico κ.ά. (1991) αναγνώρισαν μια Ηωκαινική συνδιεισδυτική παραμόρφωση και μια μεταδιεισδυτική κατά το Ολιγόκαινο (Christofides et al. 1990).

Ψηφιακή βιβλιοθήκη Θεόφραστος – Τμήμα Γεωλογίας – Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης

Βιβλιοθήκη "ΘΕΟΦΡΑΣΤΟΣ" Τμήμα Γεωλογίας Α.Π.Θ.

Η Σερβομακεδονική Μάζα, η οποία καλύπτει το μεγαλύτερο μέρος της περιοχής της Χαλκιδικής με γενική διεύθυνση ΒΔ-ΝΑ, περιλαμβάνει δύο τεκτονικές ενότητες: την κατώτερη ενότητα των Κερδυλλίων και την ανώτερη ενότητα του Βερτίσκου (Kockel et al. 1977). Και οι δύο ενότητες αποτελούνται από πολυπαραμορφωμένα και πολυμεταμορφωμένα προ-Αλπικά κρυσταλλικά πετρώματα, βιοτιτικούς γνεύσιους, μιγματιτικούς γνεύσιους, διμαρμαρυγιακούς γνεύσιους, αμφιβολίτες, μαρμαρυγιακούς σχιστόλιθους και μάρμαρα (Kockel et al. 1977, Chatzidimitriadis et al. 1985, Papadopoulos & Kilias 1985, Patras et al. 1988, Sakelariou 1990, Dimitriadis & Godelitsas 1991).

Η Περιροδοπική ζώνη, που ακολουθεί την ίδια κατεύθυνση με τη Σερβομακεδονική μάζα, περιλαμβάνει χαμηλού βαθμού μεταμορφωμένα πετρώματα Μεσοζωικής ηλικίας, τα οποία τοποθετούνται στην ενότητα Ντεβέ Κοράν-Δουμπιά, στην ενότητα Μελισσοχωρίου-Χολομώντα και στην ενότητα Άσπρης Βρύση-Χορτιάτη (Kaufman et al. 1976, Kockel et al. 1977).

Στη χερσόνησο της Σιθωνίας τα πετρώματα αποτελούν το υπόβαθρο μέσα στο οποίο έχει διεισδύσει ο πλουτωνίτης της Σιθωνίας και ανήκουν στην Περιροδοπική ζώνη. Μόνο σε ορισμένα σημεία, όπως ΒΑ της Συκιάς και βόρεια του χωριού Όρμος Παναγιάς, τα πετρώματα της Σερβομακεδονικής Μάζας (ενότητα Βερτίσκου) βρίσκονται σε άμεση επαφή με τον πλουτωνίτη της Σιθωνίας.

Το βορειοδυτικό και το δυτικό τμήμα του υποβάθρου αποτελείται από φλύσχη του Κατώτερου έως Μέσου Ιουρασικού, χαλαζίτες και μερικές ανθρακικές παρεμβολές που ανήκουν στην ομάδα Σβούλας της Περιροδοπικής (ενότητα Μελισσοχωρίου-Χολομώντα).

Το νοτιοδυτικό και το νότιο τμήμα καταλαμβάνουν (εκτός από ορισμένες μικρές εμφανίσεις της ζώνης Παιονίας στο νοτιότερο τμήμα της χερσονήσου) διοριτικά πετρώματα, μεταμορφωμένα στην πρασινοσχιστολιθική φάση σε πρασινοσχιστόλιθους και γνεύσιους (Sapountzis 1969, Kockel et al. 1977), τα οποία αποτελούν τη μαγματική σειρά Χορτιάτη της Ενότητας Άσπρης Βρύσης - Χορτιάτη. Δυστυχώς, τα άλλα τμήματα του υποβάθρου αποκρύπτονται από τη θάλασσα και δεν είναι δυνατόν να παρατηρηθούν.

Ψηφιακή βιβλιοθήκη Θεόφραστος – Τμήμα Γεωλογίας – Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης

Βιβλιοθήκη "ΘΕΟΦΡΑΣΤΟΣ" Τμήμα Γεωλογίας Α.Π.Θ.

5. Μέθοδοι γεωχρονολόγησης

5.1. Γενικά

Η γεωχρονολόγηση αποτελεί έναν από τους κλάδους της γεωλογίας, εστιάζοντας σε αυτό που ουσιαστικά καθορίζει την ηλικία της Γης και προσπαθώντας να καταλήξει σε ένα ιστορικό χρονοδιάγραμμα. Οι μέθοδοι γεωλογικής χρονολόγησης περιλαμβάνουν την εξέταση διαφόρων γεωλογικών και βιολογικών υλικών για την εξαγωγή πληροφοριών σχετικά με τις ηλικίες πετρωμάτων, απολιθωμάτων, ακόμη και συμβάντων όπως ηφαιστειακές εκρήξεις ή σεισμοί. Τέτοιες πληροφορίες μπορούν να ληφθούν από αυτά τα υλικά επειδή η ηλικία τους καθορίζεται με βάση την παρατήρηση ορισμένων φυσικών διεργασιών που λαμβάνουν χώρα με σταθερό ρυθμό με την πάροδο του χρόνου. Για παράδειγμα, οι ραδιομετρικές τεχνικές λειτουργούν με τη μέτρηση των προϊόντων διάσπασης που σχηματίζονται ως αποτέλεσμα της διάσπασης ασταθών (μητρικών) ραδιενεργών ισοτόπων: U-Pb, K-Ar, C-14 είναι μερικές κοινές μέθοδοι που χρησιμοποιούνται για το σκοπό αυτό (Dickin, 1995, Faure, 1986).

Εκτός από τις ραδιομετρικές μεθόδους όπου υπολογίζονται οι αριθμητικές ηλικίες, υπάρχουν επίσης και άλλες τεχνικές χρονολόγησης που εμπίπτουν σε αυτό που ονομάζουμε σχετικές μεθόδους χρονολόγησης, οι οποίες δεν οδηγούν σε αριθμητική ηλικία, αλλά μάλλον σε μια χρονική (γεωλογική) περίοδο που δηλώνει ότι μια οντότητα είναι μεγαλύτερη από την άλλη χωρίς να προσδιορίζεται η ακριβής διαφορά ηλικίας μεταξύ τους. Αυτό γίνεται μέσω της μελέτης των στρωμάτων (στρωματογραφία) και των απολιθωμάτων που περιέχουν (παλαιοντολογία) (Press, F. & Siever, R. 2000).

Η πρόοδος των τεχνικών και των μεθόδων γεωχρονολόγησης έχει συμβάλει πολύ στη γνώση του παρελθόντος της Γης. Προσφέρει ακριβείς υπολογισμούς της ηλικίας του πλανήτη - καθώς και της διάρκειας των γεωλογικών εποχών και της χρονολογικής σειράς των γεωλογικών γεγονότων - που επιτρέπουν στους επιστήμονες να δημιουργήσουν ένα ιστορικό πλαίσιο για τον κόσμο μας, οδηγώντας έτσι στην κατανόηση της εξέλιξης της ζωής και της τοπογραφίας της Γης (Faure and Mensing, 2005, Cohen et al., 2015).

Ψηφιακή βιβλιοθήκη Θεόφραστος – Τμήμα Γεωλογίας – Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης

Βιβλιοθήκη "ΘΕΟΦΡΑΣΤΟΣ" Τμήμα Γεωλογίας Α.Π.Θ.

5.2 Αρχές της μεθόδου K – Ar και Ar – Ar

Η μέθοδος K-Ar είναι μια από τις πλέον καθιερωμένες και ευρέως χρησιμοποιούμενες ραδιομετρικές τεχνικές γεωχρονολόγησης. Βασίζεται στη ραδιενεργή διάσπαση του ισοτόπου ^{40}K σε ^{40}Ar. Είναι μοναδική ανάμεσα στις άλλες ραδιομετρικές μεθόδους χρονολόγησης διότι έχει ως θυγατρικό προϊόν διάσπασης ένα αέριο. Αυτό σημαίνει ότι το σύστημα του K-Ar αντιδρά διαφορετικά από μεθόδους όπως το Rb-Sr σε σχέση με θερμικά και υδροθερμικά γεγονότα.

Το K είναι ένα από τα πιο συνηθισμένα στοιχεία, που εντοπίζονται στο φλοιό της Γης και διαθέτει 3 ισότοπα: ^{39}K (93,2581%), ^{40}K (0,01167%), και ^{41}K (6,7302%). Είναι ραδιενεργό και η ημιπερίοδος ζωής του είναι τα 1,25 δισεκατομμύρια έτη. Το Ar αποτελεί ένα αδρανές αέριο που παγιδεύεται στα ρευστά εγκλείσματα και έχει 3, επίσης, ισότοπα: ^{36}Ar (0,337%), ^{38}Ar (0,063%), και ^{40}Ar (99,60%).

Η ηλικία ενός ορυκτού, όπως μετριέται με τη μέθοδο K-Ar, δεν αντικατοπτρίζει την ηλικία της κρυστάλλωσής του, αλλά την χρονική στιγμή που το ορυκτό άρχισε να συμπεριφέρεται ως κλειστό σύστημα για το σύστημα K-Ar. Αυτό σημαίνει ότι είναι η ηλικία κατά την οποία το ραδιογενές αργό (^{40}Ar) που δημιουργείται, σταματά να διαφεύγει από τον κρύσταλλο και αρχίζει να συσσωρεύεται μέσα του. Σε αυτό το σημείο ξεκινά το «ισοτοπικό ρολόι» του ορυκτού. Αυτό υποδηλώνει ότι το ορυκτό αρχίζει να εμπλουτίζεται σε ^{40}Ar καθώς το ^{40}K διασπάται. Όταν το ορυκτό επηρεαστεί από ένα θερμικό γεγονός, τήκεται ή/και ανακρυσταλλώνεται, με αποτέλεσμα τη διαφυγή όλου το ραδιογενούς ^{40}Ar. Μετά από την ψύξη του ορυκτού, αρχίζει να συσσωρεύει εκ νέου ^{40}Ar, και επομένως η ραδιοχρονολόγηση θα αντανακλά το τελευταίο θερμικό γεγονός που υπέστη.

Μέθοδοι ανάλυσης που χρησιμοποιούνται στη μέθοδο:

1) XRF: Για τον υπολογισμό του ^{40}K με τη βοήθεια του ολικού K
2) Φασματογράφος μάζας: Για τον υπολογισμό του ^{40}Ar

Ψηφιακή βιβλιοθήκη Θεόφραστος – Τμήμα Γεωλογίας – Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης

Βιβλιοθήκη "ΘΕΟΦΡΑΣΤΟΣ" Τμήμα Γεωλογίας Α.Π.Θ.

Η μέθοδος Ar - Ar βελτιώνει την κλασική μέθοδο K-Ar και μπορεί να λύσει τα προβλήματα που σχετίζονται με την ανομοιογενή κατανομή του ^{40}Ar. Κι εδώ όπως στη μέθοδο K – Ar, έχουμε τη διάσπαση του ^{40}K σε ^{40}Ar. Με τη βοήθεια του φασματογράφου μάζας μετριέται ο λόγος ^{40}Ar/^{39}Ar, ενώ με τη μέθοδο δέσμης λέιζερ μπορεί να καταγραφεί όλη η θερμική ιστορία του ορυκτού.

Για να υπολογιστεί η ακριβής ηλικία του ορυκτού θα πρέπει να ισχύουν ορισμένες προϋποθέσεις:

1) Να μην έχει διαφύγει ραδιογενές ^{40}Ar (προϊόν διάσπασης K) απ' το ορυκτό καθ'όλη τη διάρκεια ζωής του.
2) Το ορυκτό να έχει ψυχθεί όσο το δυνατό γρηγορότερα μετά την κρυστάλλωσή του, ώστε το σύστημα του ορυκτού να έχει κλείσει μετά τον σχηματισμό του.
3) Να μην διοχετευτεί επιπλέον ^{40}Ar και το σύστημα του ορυκτού να παραμείνει κλειστό ως προς το ^{40}K.
4) Να μην επηρεαστεί η ισοτοπική σύσταση του ^{40}K από κάποια άλλη διεργασία εκτός της διάσπασής του σε ^{40}Ar .
5) Να διατηρηθούν οι σταθερές διάσπασης του ^{40}K .
6) Οι συγκεντρώσεις ^{40}Ar και ^{40}K να είναι καθορισμένες με ακρίβεια (Itaya, et al. 1991).

Ορυκτά πλούσια σε K μπορούν να χρονολογηθούν με τις παραπάνω μεθόδους. Μερικά παραδείγματα: σανίδινο, ανορθόκλαστο, βιοτίτης, μοσχοβίτης, κεροστίλβη, αργιλικά ορυκτά (McDougall and Harrison 1999).

5.3 Αρχές της μεθόδου U – Pb

Η χρονολόγηση U-Pb ανήκει σε ένα από τα παλαιότερα και πιο πολύπλοκα συστήματα ραδιομετρικής χρονολόγησης. Μπορεί να χρησιμοποιηθεί για τη χρονολόγηση πετρωμάτων που σχηματίστηκαν και κρυσταλλώθηκαν πριν από περίπου 1 Ma έως πάνω από 4,5 Ga με απόκλιση σφάλματος 0,1-1%.

Η μέθοδος εφαρμόζεται συνήθως στο ζιρκόνιο. Αυτό το ορυκτό περιέχει άτομα ουρανίου και θορίου στην κρυσταλλική του δομή και απορρίπτει έντονα τον μόλυβδο κατά τον σχηματισμό του. Ως εκ τούτου, οι νεοσχηματιζόμενοι κρύσταλλοι ζιρκονίου

Ψηφιακή βιβλιοθήκη Θεόφραστος – Τμήμα Γεωλογίας – Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης

Βιβλιοθήκη "ΘΕΟΦΡΑΣΤΟΣ" Τμήμα Γεωλογίας Α.Π.Θ.

δεν περιέχουν μόλυβδο, πράγμα που σημαίνει ότι οποιαδήποτε ποσότητα μολύβδου βρεθεί στο ορυκτό είναι ραδιογενής. Δεδομένου ότι είναι γνωστός ο ακριβής ρυθμός με τον οποίο το ουράνιο διασπάται σε μόλυβδο, η τρέχουσα αναλογία μολύβδου προς ουράνιο σε ένα δείγμα του ορυκτού μπορεί να χρησιμοποιηθεί για τον αξιόπιστο προσδιορισμό της ηλικίας του.

Η μέθοδος βασίζεται σε δύο ξεχωριστές αλυσίδες διάσπασης, τη σειρά διάσπασης από το ^{238}U έως το ^{206}Pb, με χρόνο ημιζωής 4,47 Ga και τη σειρά διάσπασης από το ^{235}U έως το ^{207}Pb, με χρόνο ημιζωής 710 Ma.

Πορεία διάσπασης:

Το ουράνιο διασπάται σε μόλυβδο μέσω μιας σειράς διασπάσεων άλφα και βήτα, όπου το ^{238}U και τα θυγατρικά του νουκλίδια υφίστανται συνολικά οκτώ διασπάσεις, ενώ το ^{235}U και τα θυγατρικά του υφίστανται μόνο επτά διασπάσεις. Η ύπαρξη δύο "παράλληλων" πορειών διάσπασης του U-Pb (^{238}U σε ^{206}Pb και ^{235}U σε ^{207}Pb) οδηγεί σε πολλαπλές εφικτές τεχνικές χρονολόγησης εντός του συνολικού συστήματος U-Pb). Ωστόσο, η χρήση ενός μόνο σχήματος διάσπασης (συνήθως ^{238}U έως ^{206}Pb) οδηγεί στη μέθοδο χρονολόγησης U-Pb με ισόχρονα, ανάλογη με τη μέθοδο χρονολόγησης Rb-Sr.

Όταν δεν είναι δυνατή η απόκτηση κρυστάλλων όπως το ζιρκόνιο με εγκλείσματα U και Th, οι τεχνικές χρονολόγησης με Pb-U έχουν επίσης εφαρμοστεί σε άλλα ορυκτά όπως ο ασβεστίτης/αραγωνίτης και άλλα ανθρακικά ορυκτά. Αυτοί οι τύποι ορυκτών συχνά δίνουν ηλικίες μικρότερης ακρίβειας από ό,τι τα πυριγενή και μεταμορφωμένα ορυκτά που χρησιμοποιούνται παραδοσιακά για την γεωχρονολόγηση (Dickin 1995).

Μηχανισμός

Κατά τη διάρκεια των σταδίων της διάσπασης, ο κρύσταλλος ζιρκονίου υφίσταται αλλοίωση από ακτινοβολία, η οποία συνδέεται με κάθε διάσπαση άλφα. Η αλλοίωση αυτή συγκεντρώνεται περισσότερο γύρω από το μητρικό ισότοπο (U και Th), εκδιώκοντας το θυγατρικό ισότοπο (Pb) από την αρχική του θέση στο πλέγμα του ζιρκονίου. Σε περιοχές με υψηλή συγκέντρωση του μητρικού ισοτόπου, οι αλλοιώσεις του κρυσταλλικού πλέγματος είναι αρκετά εκτεταμένες και συχνά συνδέονται μεταξύ τους σχηματίζοντας ένα δίκτυο από περιοχές που έχουν υποστεί αλλοιώσεις από ακτινοβολία.

Ψηφιακή βιβλιοθήκη Θεόφραστος – Τμήμα Γεωλογίας – Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης

Βιβλιοθήκη "ΘΕΟΦΡΑΣΤΟΣ" Τμήμα Γεωλογίας Α.Π.Θ.

Η χρονολόγηση U-Pb παρέχει πρόσβαση σε δύο ξεχωριστά γεωχρονόμετρα ($^{206}Pb/^{238}U$ και $^{207}Pb/^{235}U$) που βασίζονται σε διαφορετικά ισότοπα του ίδιου ζεύγους μητρικού-θυγατρικού (δηλ. U & Pb), παρέχοντας έναν ισχυρό εσωτερικό έλεγχο ποιότητας που καθιστά τη μέθοδο αναμφισβήτητα την πιο ισχυρή και αξιόπιστη τεχνική χρονολόγησης στη γεωλογική εργαλειοθήκη. Όπως συμβαίνει με κάθε ισοτοπικό σύστημα, το σύστημα πρέπει να παραμείνει "κλειστό" προκειμένου να προκύψουν πραγματικές ισοτοπικές ηλικίες. Μερικές φορές αυτό δεν συμβαίνει, όταν υπάρχει απώλεια Pb ή/και U. Τέτοιες απώλειες προκαλούν διαφορετικές ηλικίες στα ρολόγια $^{206}Pb/^{238}U$ και $^{207}Pb/^{235}U$. Τα ενδιάμεσα ισότοπα είναι τα εξαιρετικά πτητικά 226Rn (t1⁄2=1,6ka) και 222Rn (t1⁄2=3,8d). Αρχικά, η μέθοδος U-Pb εφαρμόστηκε σε μεταλλεύματα U, αλλά σήμερα εφαρμόζεται κυρίως σε επουσιώδη ορυκτά όπως το ζιρκόνιο και, σε μικρότερο βαθμό, ο απατίτης, ο μοναζίτης και ο αλλανίτης (Dickin 1995)..

5.4 Αρχές της μεθόδου Rb – Sr

Η ραδιενεργός διάσπαση του ^{87}Rb σε ^{87}Sr ήταν το πρώτο ευρέως χρησιμοποιούμενο σύστημα χρονολόγησης που χρησιμοποιούσε τη μέθοδο της ισόχρονης καμπύλης. Το Rb είναι ένα σχετικά άφθονο ιχνοστοιχείο στο φλοιό της Γης και μπορεί να βρεθεί σε πολλά διαδεδομένα ορυκτά που σχηματίζουν πετρώματα, στα οποία υποκαθιστά το κύριο στοιχείο K. Επειδή το Rb συγκεντρώνεται στα πετρώματα του φλοιού, οι ηπειρωτικοί φλοιοί έχουν πολύ μεγαλύτερη αφθονία του θυγατρικού ισοτόπου ^{87}Sr σε σύγκριση με τα σταθερά ισότοπα. Αυτή η σχετική αφθονία εκφράζεται ως ο λόγος $^{87}Sr/^{86}Sr$, όπου το ^{86}Sr επιλέγεται για να αντιπροσωπεύει τα σταθερά ισότοπα ^{88}Sr, ^{86}Sr και ^{84}Sr, τα οποία απαντούν σε σταθερές αναλογίες στα φυσικά υλικά.

Ένας λόγος για τον μέσο ηπειρωτικό φλοιό της τάξης του 0,72 έχει προσδιοριστεί με μετρήσεις στροντίου από όστρακα από τα μεγάλα ποτάμια συστήματα. Αντίθετα, τα πιο άφθονα πετρώματα λάβας της Γης, τα οποία αντιπροσωπεύουν τον μανδύα και αποτελούν τις μεγάλες ωκεάνιες ράχες, έχουν τιμές μεταξύ 0,703 και 0,705 (Wilson, 1989).

Ψηφιακή βιβλιοθήκη Θεόφραστος – Τμήμα Γεωλογίας – Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης

Βιβλιοθήκη "ΘΕΟΦΡΑΣΤΟΣ" Τμήμα Γεωλογίας Α.Π.Θ.

Χρονολόγηση πυριγενών πετρωμάτων

Το ζεύγος Rb-Sr είναι ιδανικό για τη χρονολόγηση ισόχρονων πυριγενών πετρωμάτων. Καθώς ένα μάγμα ψύχεται, πρώτα ένα ορυκτό και στη συνέχεια ένα άλλο επιτυγχάνει κορεσμό και καθιζάνει, το καθένα δεσμεύοντας συγκεκριμένα στοιχεία κατά τη διαδικασία. Το στρόντιο αποσπάται σε πολλά ορυκτά που σχηματίζονται νωρίς, ενώ το Rb συγκεντρώνεται σταδιακά στην τελική υγρή φάση. Κατά τη στιγμή της κρυστάλλωσης, αυτό δημιουργεί ένα ευρύ φάσμα στον λόγο Rb/Sr σε πετρώματα που έχουν πανομοιότυπους λόγους $^{87}Sr/^{86}Sr$ (Dickin 1995, Faure 1986).

Χρονολόγηση ορυκτών

Τα ορυκτά που περιέχουν K, συμπεριλαμβανομένων αρκετών ποικιλιών μαρμαρυγιών, είναι ιδανικά για χρονολόγηση Rb-Sr, καθώς έχουν άφθονο μητρικό Rb και χαμηλή αφθονία αρχικού Sr. Όταν αναλύονται ορυκτά με χαμηλή περιεκτικότητα σε Rb ή υψηλή περιεκτικότητα σε Sr, η ισόχρονη καμπύλη μπορεί να χρησιμοποιηθεί για την αξιολόγηση των δεδομένων. Οι ηλικίες των ορυκτών Rb-Sr δεν χρειάζεται να είναι ταυτόσημες σε ένα πέτρωμα με πολύπλοκη θερμική ιστορία, έτσι ώστε τα αποτελέσματα να έχουν νόημα όσον αφορά τη χρονολόγηση του τελευταίου γεγονότος θέρμανσης, αλλά όχι όσον αφορά την πραγματική ηλικία ενός πετρώματος.

Χρονολόγηση μεταμορφωμένων πετρωμάτων

Σε περίπτωση που ένα απλό πυριγενές σώμα υποστεί ένα επεισόδιο θέρμανσης ή παραμόρφωσης ή συνδυασμό και των δύο, αναπτύσσεται ένα καλά τεκμηριωμένο ειδικό πρότυπο δεδομένων. Με τη θερμότητα, τα θυγατρικά ισότοπα διαχέονται από τα ορυκτά που τα φιλοξενούν αλλά ενσωματώνονται σε άλλα ορυκτά του πετρώματος. Τελικά ο λόγος $^{87}Sr/^{86}Sr$ στο πέτρωμα παραμένει ίδιος. Όταν το πέτρωμα ψύχεται και πάλι, τα ορυκτά κλείνουν και συσσωρεύουν και πάλι θυγατρικά προϊόντα για να καταγραφεί ο χρόνος από το δεύτερο γεγονός. Είναι αξιοσημείωτο ότι τα ισότοπα παραμένουν μέσα στο δείγμα του πετρώματος που αναλύεται, και μπορεί ακόμα να παρέχει μια έγκυρη πρωταρχική ηλικία.

Αν και η χρονολόγηση με Rb-Sr δεν είναι τόσο ακριβής όσο η μέθοδος U-Pb, ήταν η πρώτη που αξιοποιήθηκε και έχει προσφέρει μεγάλο μέρος της επικρατούσας γνώσης για την ιστορία της Γης. Οι διαδικασίες της προετοιμασίας του δείγματος, του χημικού

Ψηφιακή βιβλιοθήκη Θεόφραστος – Τμήμα Γεωλογίας – Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης

διαχωρισμού και της φασματομετρίας μάζας είναι σχετικά εύκολες στη διεξαγωγή τους και τα ορυκτά που μπορούν να χρονολογηθούν απαντούν στα περισσότερα πετρώματα. Ακριβείς ηλικίες μπορούν να ληφθούν σε πετρώματα που βρίσκονται πιο κοντά στην επιφάνεια και σε μετεωρίτες, και αόριστες αλλά ωστόσο πολύτιμες ηλικίες μπορούν να προσδιοριστούν για πετρώματα που έχουν θερμανθεί έντονα. Η κινητικότητα του Rb στα ρευστά του φλοιού σε βαθύ επίπεδο και στα τήγματα που μπορούν να διεισδύσουν σε άλλα πετρώματα κατά τη διάρκεια της μεταμόρφωσης, καθώς και στα ρευστά που εμπλέκονται στην αποσάθρωση μπορεί να περιπλέξει τα αποτελέσματα (Dickin 1995, Faure 1986).

Ψηφιακή βιβλιοθήκη Θεόφραστος – Τμήμα Γεωλογίας – Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης

Βιβλιοθήκη "ΘΕΟΦΡΑΣΤΟΣ" Τμήμα Γεωλογίας Α.Π.Θ.

6. Συγκριτική ανάλυση

6.1 Γενικά

Τρεις ομάδες ολιγοκαινικών-μειοκαινικών πυριγενών πετρωμάτων αναγνωρίζονται στη Βόρεια Ελλάδα με βάση τους ισοτοπικούς προσδιορισμούς Pb και Nd (Pe-Piper et al. 1998):

1. Ο γρανοδιορίτης της Ξάνθης και ο μονζοδιορίτης των Χαλασμάτων είναι πλούσιοι σε Κ και έχουν αναλύσεις ισοτόπων Pb κοντά σε εκείνες των σωσσονιτών και λατιτών του Ευβοϊκού, που σχετίζονται με την πλειοκαινική επέκταση. Για τον πλουτωνίτη της Ξάνθη το ε_{Nd} = - 2,3 και υποστηρίζει την ερμηνεία των Jones et al. (1992) με βάση τα ιχνοστοιχεία ότι αυτός ο γρανοδιορίτης είναι κυρίως μανδυακής προέλευσης, με μικρή μόνο συμμετοχή του φλοιού. Δεδομένου ότι η περιεκτικότητα σε Pb είναι σχετικά υψηλή (12 ppm), φαίνεται πιθανό ότι ένα σημαντικό ποσοστό των ισοτόπων Pb είναι μανδυακής προέλευσης. Η πρότυπη ηλικία για την Ξάνθη (1,0 Ga) είναι παρόμοια με εκείνη των καλιούχων λαβών μανδυακής προέλευσης από το Bodrum και τη Λέσβο.

2. Πετρώματα με συγκέντρωση ισοτόπων Pb παρόμοια με αυτή του τόξου του Νοτίου Αιγαίου, όπως ο βασαλτικός ανδεσίτης της Σαμοθράκης και τα περισσότερα πετρώματα της Σιθωνίας, μπορεί να έχουν ένα σημαντικό μανδυακό συστατικό, αλλά αυτό δεν διακρίνεται εύκολα από ένα συστατικό του φλοιού. Οι περισσότεροι ελληνικοί τριτογενείς γαληνίτες, που πιθανώς εξάγονται υδροθερμικά από το φλοιό, συγκεντρώνονται στην ίδια περιοχή στο χώρο των ισοτόπων Pb. Τα ισότοπα Nd από τη Σιθωνία (Pe-Piper et al. 1998, Juteau et al. 1986) έχουν ε_{Nd} από -2,2 έως -5,0 και πρότυπες ηλικίες από 0,6 έως 0,9 Ga, που δεν διαφέρουν από τα πετρώματα που προέρχονται από τον εμπλουτισμένο με Κ λιθοσφαιρικό μανδύα. Στον πλουτωνίτη της Βροντού, οι αρχικοί λόγοι $^{87}Sr/^{86}Sr$ για γάββρο, γρανιτοειδή και εγκλείσματα είναι 0,7052-0,7072 και ε_{Nd} έως -5, υποδηλώνοντας κάποια μόλυνση από το φλοιό (Kolocotroni & Dixon 1991). Δεδομένων των ενδείξεων για τα ιχνοστοιχεία, φαίνεται πιθανό ότι η ισοτοπική μόλυνση "φλοιού" είναι αποτέλεσμα παλαιότερης καταβύθισης. Αντίθετα, στο τόξο του Νοτίου Αιγαίου, τα ηφαιστειακά πετρώματα της Σαντορίνης και οι ρυόλιθοι της Μήλου έχουν παρόμοιες πρότυπες ηλικίες, αλλά ε_{Nd} από +1,5 έως +5,0

Ψηφιακή βιβλιοθήκη Θεόφραστος – Τμήμα Γεωλογίας – Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης

Βιβλιοθήκη "ΘΕΟΦΡΑΣΤΟΣ" Τμήμα Γεωλογίας Α.Π.Θ.

(Σαντορίνη) και +1,5 έως -1,0 (Μήλος) (Briqueu et al. 1986), υποδεικνύοντας μια σημαντική ασθενοσφαιρική συνιστώσα (Mitropoulos & Tarney 1992).

3. Ο ανδεσίτης του Έβρου και ο βιοτιτικός γρανίτης της Σιθωνίας έχουν ακραίες συκεντρώσεις ισοτόπων Pb που φαίνεται να οφείλονται σε σημαντική επιμόλυνση από το φλοιό. Λίγα άλλα δείγματα του Αιγαίου έχουν παρόμοια ισοτοπική σύσταση: γρανίτης από την Τήνο (Juteau et al. 1986) και γαληνίτες από τα κυκλαδίτικα νησιά Αντίπαρος και Σύρος και από το Δαφνούδι της κεντρικής Μακεδονίας (Chalkias & Vavelidis 1989). Οι τάσεις ανάμιξης των αδακιτών της Σκύρου-Εύβοιας με τους ρυόλιθους δείχνουν αυτή τη συγκέντρωση (Pe-Piper 1994).

6.2 Σύγκριση ισοτοπικών δεδομένων

Οι Christofides et al. (1998) σύγκριναν την ισοτοπική συγκέντρωση Sr και O των κυριότερων πλουτωνικών πετρωμάτων της Βόρειας Ελλάδας. Οι πλουτωνίτες Ελατιάς-Σκαλωτής, Λεπτοκαρυάς, Κασσιτερά και Κίρκης έχουν χαμηλό $^{87}Sr/^{86}Sr$ (~0,706) που παρουσιάζει μικρή μεταβολή με την συγκέντρωση του Sr. Οι πλουτωνίτες των περιοχών Τρεις Βρύσσες και Χαλάσματα παρουσιάζουν μάλλον υψηλότερο $^{87}Sr/^{86}Sr$ (0,707-0,708) με ασθενή θετική συσχέτιση με την συγκέντρωση Sr. Ο πλουτωνίτης της Ξάνθης παρουσιάζει ένα ευρύ φάσμα $^{87}Sr/^{86}Sr$ (0,7045-0,708) που συσχετίζεται θετικά με την συγκέντρωση Sr. Στον πλουτωνίτη Ελατιάς-Σκαλωτής, το $\delta^{18}O$ κυμαίνεται από 8 έως 10‰, συσχετιζόμενο θετικά με το $^{87}Sr/^{86}Sr_i$, (Christofides et al. 1998). Ο γρανοδιορίτης της Καβάλας έχει $\delta^{18}O$ από 10,4-11,4‰, - και ένας μονζονίτης από την Ξάνθη με 55% SiO_2, έχει $\delta^{18}O$ 6,33‰.

Τα διαγράμματα $^{87}Sr/^{86}Sr$ σε σχέση με το Ce/Sr για τα βασικά και τα ενδιάμεσα πετρώματα (< 60% SiO_2.) δείχνουν δύο κύριες ομάδες. Τον πλουτωνίτη Ελατιάς-Σκαλωτής και τους πλουτωνίτες Λεπτοκαρυάς-Κασσιτερά που έχουν υψηλό Ce/Sr και σχετικά χαμηλό $^{87}Sr/^{86}Sr$, ενώ οι πλουτωνίτες Ξάνθης, ΒΑ Βροντούς, Μαρώνειας και Χαλάσματος έχουν χαμηλότερο Ce/Sr και υψηλότερο $^{87}Sr/^{86}Sr$, εκτός από τα πιο βασικά πετρώματα. Η τελευταία ομάδα πλουτωνιτών τείνει να έχει υψηλότερο K_2O από τα πρώτα.

Ψηφιακή βιβλιοθήκη Θεόφραστος – Τμήμα Γεωλογίας – Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης

Βιβλιοθήκη "ΘΕΟΦΡΑΣΤΟΣ" Τμήμα Γεωλογίας Α.Π.Θ.

6.3 Σύγκριση γεωτεκτονικού πλαισίου

Ο Ολιγοκαινικός μαγματισμός στη βόρεια Ελλάδα προηγήθηκαν του εκτεταμένου ρήγματος αποκόλλησης του πρώιμου Μειοκαίνου, το οποίο αναγνωρίστηκε από τις ζώνες του μυλωνίτη που ανασύρθηκαν. Οι λεκάνες του Μαιστριχτίου-Παλαιογενούς στη Βουλγαρία και οι θαλάσσιες λεκάνες του Ηωκαίνου στη Θράκη υποδηλώνουν επέκταση του ορογενούς της Ροδόπης κατά το πρώιμο Τριτογενές. Η απόσπαση των πλουτωνιτών του Ολιγοκαίνου ήταν σύγχρονη με το σχηματισμό λεκανών όπως η λεκάνη του Διπόταμου. Οι γραμμικές τάσεις της ζώνης των πλουτωνιτών Λεπτοκαρυάς-Κίρκης και του πλουτωνίτη της Ξάνθης υποδηλώνουν ότι η διάρρηξη ολίσθησης μπορεί να ήταν σημαντική για τον έλεγχο της θέσης των πλουτωνιτών.

Η διαθέσιμη γεωχρονολόγηση τόσο στη Βουλγαρία όσο και στην Ελλάδα δείχνει μαγματισμό καθ' όλη τη διάρκεια του Ολιγοκαίνου, που συνεχίζεται μέχρι το πρώιμο Μειόκαινο στην Καβάλα, τη Βροντού και στη Σερβομακεδονική ζώνη. Τοπικά, υπάρχουν ενδείξεις ηφαιστειότητας και μγματισμού στο τέλος του Ηωκαίνου (Πριαβόνιο). Υπάρχει μια γενική τάση ότι τα παλαιότερα πυριγενή πετρώματα εμφανίζονται στα βορειοανατολικά (Τρεις Βρύσες) και τα νεότερα πετρώματα στα νοτιοδυτικά (Μαρώνεια, Φιλίπποι, Καβάλα).

Η διεύθυνση της υποβύθισης της Γκοντβάνας σε σχέση με την Ευρασία από την αρχή του Τριτογενούς ήταν ΒΒΑ με περίπου 2 cm/yr στο γεωγραφικό μήκος της Ελλάδας (Savostin et al. 1986), μεταβαλλόμενο στο Πριαβόνιο (~35 Ma) σε ΒΔ με 1 cm/yr και πάλι στο πρώιμο Μειόκαινο σε ΒΒΑ. Η χρονολογική συσχέτιση με την πυριγενή δραστηριότητα της Βόρειας Ελλάδας υποδηλώνει ότι η σύγκλιση Γκοντβάνας-Ευρασίας μπορεί να ήταν η αιτία που οδήγησε στην πυριγενή δραστηριότητα του Ολιγοκαίνου, αλλά η φύση της σύνδεσης δεν είναι σαφής. Η ολιγοκαινική πυριγενής δραστηριότητα συσχετίζεται με την επέκταση και την ταχεία καθίζηση της Μεσοελληνικής αύλακας στην Πελαγονική ζώνη, αλλά η συμπίεση συνεχίστηκε στις εξωτερικές Ελληνίδες καθ' όλη τη διάρκεια του Ηωκαίνου έως το Μειόκαινο. Ο Dinter (1998) συμπέρανε ότι οι τελευταίες συμπιεστικές κινήσεις στην ελληνική Ροδόπη έλαβαν χώρα στο μεταγενέστερο Ηώκαινο κατά μήκος της επώθησης του Νέστου. Η ευρεία επέκταση στην Ανατολία δεν άρχισε πριν από το ύστερο Ολιγόκαινο ή το πρώιμο Μειόκαινο (Seyitoglu & Scott 1992, Yilmaz et al. 2000).

Από πετρογενετική άποψη, έχει συζητηθεί το ερώτημα αν ο μαγματισμός της βόρειας Ελλάδας και της Βουλγαρίας ήταν συνέπεια σύγκρουσης, επέκτασης ή καταβύθισης. Οι

Ψηφιακή βιβλιοθήκη Θεόφραστος – Τμήμα Γεωλογίας – Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης

ΘΕΟΦΡΑΣΤΟΣ

γεωλογικές ενδείξεις της συμπίεσης του Κρητιδικού και των αρχών του Τριτογενούς στη Ροδόπη και του σχηματισμού λεκανών από το Μαιστρίχτιο έως το Ηώκαινο υποδηλώνουν ότι η πάχυνση του φλοιού και η επέκταση ήταν πιθανώς σύγχρονες, υποδηλώνοντας μια γενική διαδικασία εκτατικής κατάρρευσης του ορογενούς (Dewey 1988). Το μάγμα μπορεί να παράγεται από την υποηπειρωτική λιθόσφαιρα με αδιαβατική αποσυμπίεση που προκύπτει από λιθοσφαιρική επέκταση ή ανύψωση ή με αύξηση της γεωθερμικής βαθμίδας με θερμότητα από την ανυψούμενη ασθενόσφαιρα. Οι McKenzie & Bickle (1988) πρότειναν ότι για τη δημιουργία τήγματος απαιτείται συντελεστής διάτασης B > 2,5 σε ξηρές συνθήκες, αλλά ένας κάπως χαμηλότερος συντελεστής διόγκωσης θα ήταν επαρκής σε μετασωματωμένο μανδύα πλούσιο σε πτητικά συστατικά. Ωστόσο, τα γεωλογικά στοιχεία υποδηλώνουν ότι η επέκταση του Ολιγοκαίνου (όπως υποδεικνύεται από το σχηματισμό λεκανών) ήταν λιγότερο έντονη από εκείνη του Παλαιοκαίνου και του Ηωκαίνου και δεν υπάρχει αύξηση της μαγματικής δραστηριότητας που να αντιστοιχεί στην αυξημένη επέκταση που άρχισε στις αρχές του Μειοκαίνου.

Η πυριγενής δραστηριότητα μπορεί να είναι συνέπεια της υποβύθισης. Αυτή ήταν η κλασική ερμηνεία της ολιγοκαινικής μαγματικής δραστηριότητας της βόρειας Ελλάδας, για παράδειγμα από τους Fytikas et al. (1984), Del Moro et al. (1988) και Zagoréev (1992).

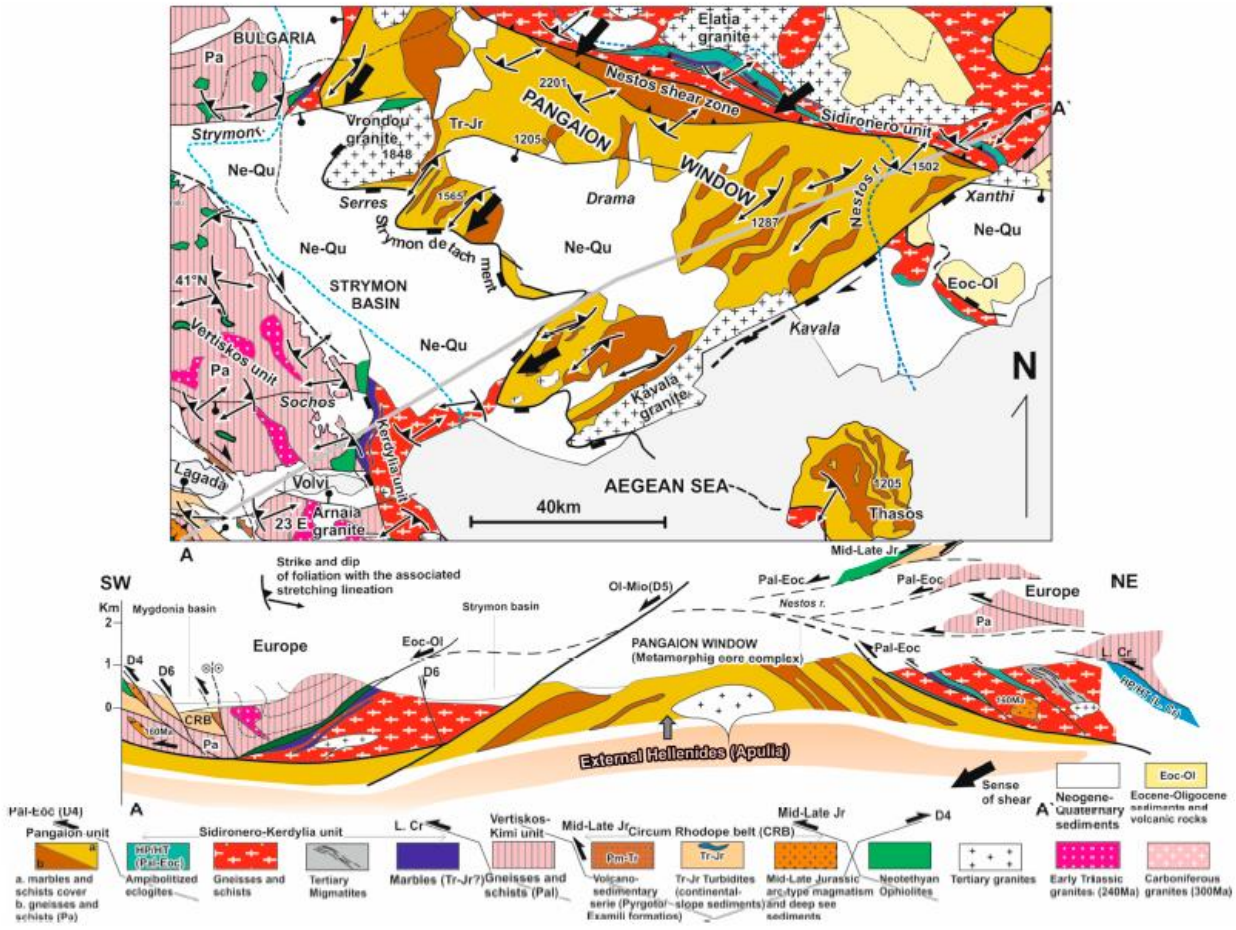
Πριν από την επέκταση του Νεογενούς, η βόρεια Ελλάδα θα βρισκόταν μόλις 500 χλμ. βόρεια της ζώνης υποβύθισης στην Ελληνική Τάφρο. Ωστόσο, ο έντονος εμπλουτισμός σε K_2O στα ηφαιστειακά πετρώματα (τα οποία επομένως εμπίπτουν στις ασβεσταλκαλικές και σωσσονιτικές σειρές με υψηλή περιεκτικότητα σε K) είναι αντίθετος εκείνων των τυπικών ασβεσταλκαλικών πετρωμάτων του νησιωτικού τόξου. Η ισοτοπική συγκέντρωση Pb του γάββρου από την Ξάνθη είναι πολύ παρόμοια με την ασυνήθιστη ισοτοπική συγκέντρωση Pb των πετρωμάτων από τη Λέσβο και την Εύβοια, που είναι δύσκολο να εξηγηθεί από μαγματισμό σχετιζόμενο με την υποβύθιση. Συνεπώς, το επιχείρημα κατά της προέλευσης από υποβύθιση βασίζεται κυρίως σε γεωχημικό συλλογισμό.

Ο πλουτωνίτης της Σιθωνίας του Ηωκαίνου έχει γενικά χαμηλότερο K_2O από τους πλουτωνίτες του Ολιγοκαίνου και του Μειοκαίνου και οι διαφορές του σε ιχνοστοιχεία δεν είναι μεγαλύτερες από τις διαφορές μεταξύ των διαφόρων πλουτωνιτών του Ολιγοκαίνου. Παρά την αφθονία πυριτικών πετρωμάτων, τα ισότοπα Nd, Sr και Pb είναι

Ψηφιακή βιβλιοθήκη Θεόφραστος – Τμήμα Γεωλογίας – Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης

Βιβλιοθήκη "ΘΕΟΦΡΑΣΤΟΣ" Τμήμα Γεωλογίας Α.Π.Θ.

πιο κοντά στις τιμές του μανδύα από ό,τι στα περισσότερα πλουτωνικά πετρώματα του Ολιγοκαίνου - Μειοκαίνου και είναι αρκετά παρόμοια με τις τιμές του τεταρτογενούς τόξου του Νοτίου Αιγαίου (εξαιρουμένων των πετρωμάτων της Σαντορίνης και της Νισύρου με ισχυρή ασθενοσφαιρική συνιστώσα). Ως προς τον γενικό του χαρακτήρα, ο πλουτωνίτης της Σιθωνίας μοιάζει περισσότερο με τους κλασικούς ασβεσταλκαλικούς γρανοδιορίτες που σχετίζονται με την υποβύθιση σε σχέση με τους Ολιγοκαινικούς-Μειοκαινικούς πλουτωνίτες της Βόρειας Ελλάδας. Ο πλουτωνίτης της Σιθωνίας μπορεί να σχετίζεται με την τελική καταβύθιση ενός ωκεανού. Εναλλακτικά, μπορεί να έχει συν- ή μετα-συγκρουσιακή προέλευση, παρόμοια με εκείνη των Ολιγοκαινικών και Μειοκαινικών πλουτωνιτών, αλλά με τη συμμετοχή βασικών μαγμάτων από μανδύα διαφορετικής σύστασης και κατώτερου φλοιού διαφορετικής σύστασης.



Εικόνα 9: Γεωλογικός-τεκτονικός χάρτης και αντιπροσωπευτική τομή (Α-Α΄) του συμπλέγματος του μεταμορφωμένου πυρήνα του Παγγαίου και του επωθημένου τμήματος της Σερβομακεδονικής/Ροδόπης (Kilias 2023)

Ψηφιακή βιβλιοθήκη Θεόφραστος – Τμήμα Γεωλογίας – Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης

ΘΕΟΦΡΑΣΤΟΣ

7. Συμπεράσματα

	ΞΑΝΘΗ	ΚΑΒΑΛΑ	ΣΙΘΩΝΙΑ
ΗΛΙΚΙΑ	26 – 31 Ma (Ολιγόκαινο)	11 – 21 Ma (Μειόκαινο)	40 – 50 Ma (Ηώκαινο)
ΓΕΩΤΕΚΤΟΝΙΚΟ ΠΕΡΙΒΑΛΛΟΝ	ρήγμα Καβάλας-Κομοτηνής + ρήγμα Αβδήρων: ρήγματα επέκτασης μετα-ηωκαινικά (επέκταση συμπιεστικού φλοιού) / δεξιόστροφα ρήγματα ολίσθησης, σύνθετα εκτατικά ρήγματα	Παραμορφωτικά γεγονότα μετά την τοποθέτηση του πλουτωνικού συμπλέγματος.	Διείσδυση γραντιτοειδών μαγμάτων σε ανώτερα επίπεδα του φλοιού από τις ζώνες προέλευσής τους.

Ηλικιακές Διαφορές:

Ο πλουτωνίτης της Σιθωνίας είναι ο παλαιότερος και ακολουθεί ο πλουτωνίτης της Ξάνθης. Ο πλουτωνίτης της Καβάλας είναι ο νεότερος.

Γεωτεκτονικό Περιβάλλον:

Ξάνθη: Η περιοχή χαρακτηρίζεται από δύο ρήγματα, με το ρήγμα Καβάλας-Κομοτηνής να σηματοδοτεί το περιθώριο της ηωκαινικής λεκάνης φλύσχη ή μια μετά-ηωκαινική κίνηση ολίσθησης. Οι υποθέσεις για τα ρήγματα περιλαμβάνουν την επέκταση μετά το Ηώκαινο και τη δεξιόστροφη ολίσθηση, υποδηλώνοντας σύνθετη τεκτονική ιστορία.

Καβάλα: Ο πλουτωνίτης διεισδύει και παραμορφώνεται σε ρηξιγενή ζώνη, δείχνοντας ότι η περιοχή υπέστη παραμορφώσεις μετά την τοποθέτηση του πλουτωνικού συμπλέγματος.

Σιθωνία: Χαρακτηρίζεται από διείσδυση γραντιτοειδών μαγμάτων σε ανώτερα επίπεδα του φλοιού, υποδεικνύοντας έντονη μαγματική δραστηριότητα και ανύψωση του φλοιού.

Ψηφιακή βιβλιοθήκη Θεόφραστος – Τμήμα Γεωλογίας – Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης

Βιβλιοθήκη "ΘΕΟΦΡΑΣΤΟΣ" Τμήμα Γεωλογίας Α.Π.Θ

Η ηλικιακή διαφορά δείχνει μια εξέλιξη στον χρόνο, με τους πλουτωνίτες να σχηματίζονται σε διαφορετικές χρονικές περιόδους, πιθανώς λόγω διαφορετικών τεκτονικών γεγονότων ή αλλαγών στις γεωλογικές συνθήκες της περιοχής. Η τεκτονική ιστορία της Ξάνθης με τα ρήγματα Καβάλας-Κομοτηνής και Αβδήρων, η παραμόρφωση του πλουτωνίτη της Καβάλας σε ρηξιγενή ζώνη και η μαγματική δραστηριότητα στη Σιθωνία, υποδηλώνουν διαφορετικούς γεωλογικούς μηχανισμούς που επηρεάζουν κάθε περιοχή.

Ψηφιακή βιβλιοθήκη Θεόφραστος – Τμήμα Γεωλογίας – Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης

Βιβλιοθήκη "ΘΕΟΦΡΑΣΤΟΣ" Τμήμα Γεωλογίας Α.Π.Θ.

ΒΙΒΛΙΟΓΡΑΦΙΑ

Aubouin J., 1959. Contribution a l' etude geologique de la Grece septentionale, les confines de l' Epire et de la Thessalie. Annales Geologiques des Pays Helleniques, 10, 526.

Berthe, D., Choukroune, P. & Jegouzo, P. 1979. Orthogneiss, mylonite and non-coaxial deformation of granites: the example of the South Armorican Shear Zone. Jour. Struc. Geol. 1, 31-42.

Brique, L., Javoy, M., Lancelot, J.R. & Tatsumoto, M. 1986. Isotope geochemistry of recent magmatism in the Aegean arc: Sr, Nd, Hf and O isotopic ratios in the lavas of Milos and Santorini – geodynamic implications. Earth Planet. Sci. Lett. 80: 41-54.

Brunn J.H., 1956. Contribution a l' etude geologique du Pinde septentrional et d' une partie de la Macedoine central. Annales Geologiques des Pays Helleniques, 7, 1-358.

Burg, J.P. & Laurent, P. 1978. Strain analysis of a shear zone in a granodiorite. Tectonophysics, 47, 15-42.

Castro, A. 1987. On granitoid emplacement and related structures. A review, Geal. Rdsch. 76, 101-124.

Chalkias, S. & Vavelidis, M. 1989. Interpretation of the lead-isotope data from Greek Pb-Zn deposits, based on an empirical two stage model. Bull. Geol. Soc. Greece 23: 177-193.

Chatzidimitriadis, E. 1980. Die geologische Untersuchung der Gebieten Valti bei Kilkis und Aswestochori bei Thessaloniki, Nordgriechenland (ein petrologisch-tektonischer Vergleich) - Proc. Acad. Athens, 54, 458-488.

Chatzidimitriadis, E., Douweas, N. & Kelepertsis, A. 1983. Geologische Untersuchung des Sithoniagranodiorits auf Chalkidiki und seine Beziehung zu den inneren Helleniden Zonen/Nordgreichenland - Proc. Acad, Athens, 58, 212-231.

Chatzidimitriadis, E., Kilias, A. & Staikopoulos, G. 1985. Nuovi aspetti petrologici e tettonici del masiccio Serbomacedone e delle regioni adiacenti della Grecia del nord. Boll. Soc. Geol. It. 104, 515-526.

Christofides, G 1977. A contribution to the study of the plutonic rocks of Xanthi area (in Greek, English abstract) – Ph.D. Thesis, University of Thessaloniki, 249 pp.

Ψηφιακή βιβλιοθήκη Θεόφραστος – Τμήμα Γεωλογίας – Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης

Βιβλιοθήκη "ΘΕΟΦΡΑΣΤΟΣ" Τμήμα Γεωλογίας Α.Π.Θ.

Christofides, G., D'Amico, C., Del Moro, A., Eleftheriadis, G. & Kyriakopoulos, C. 1990. Rb/Sr geochronology and geochemical characters of the Sithonia plutonic complex (Greece). Eur. J. Miner. 2: 79-87.

Christofides, G., Neiva, A.M.R., Soldatos, T. & Eleftheriadis, G. 1995. Petrology of the Kavala plutonite (eastern Macedonia, Greece). Bull. Geol. Soc. Greece, Spec. Publ. 4: 489-494.

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 Vulcanologica 10: 305-318.

Christofides, G., Papadopoulou, L., Soldatos, T. & Koroneos, A. 2010. Crystallization conditions of the xanthi plutonic complex (Rhodope massif, N. Greece): Geothermometry and Geobarometry.

Cohen, K.M., Finney, S., Gibbard, P.L. 2015. International Chronostratigraphic Chart (PDF), International Commission on Stratigraphy.

D'Amico, C., Christofides, G., Eleftheriadis, G., Bargossi, G.M., Campana, R. & Soldatos, T. 1990. The Sithonia plutonic complex (Chalkidiki, Greece). – Mineralogica et Petrographica Acta 33: 143-177.

De Wet, A.P., Miller, J.A., Bickle, M.J. & Chapman, H.J. 1989. Geology and geochronology of the Arnea, Sithonia and Ouranopoulis intrusion, Chalkidiki Peninsula, northern Greece. – Tectonophysics, 161, 65-79.

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. – Geologica Rhodopica 2: 143-156.

Dewey, J.F. 1988. Extensiona collapse of orogens. – Tectonics 7: 1123-1139.

Dewey, J.F. & Sengor, A.M.C. 1979. Aegean and surrounding regions: complex multiplate and continuum tectonics in convergent zone. Geological Society of America Bulletin, 90, 84-92.

Dickin, A. P. 1995. Radiogenic Isotope Geology. Cambridge: Cambridge University Press, 452 pp.

Dimitriadis, S. & Godelitsas, A. 1991. Evidence for high pressure metamorphism in the Vertiskos Group of the Serbomacedonian Massif: the eclogite a Nea Roda, Chalkidiki. Bull. Geol. Soc. Greece, 25, 2, 67-80.

Ψηφιακή βιβλιοθήκη Θεόφραστος – Τμήμα Γεωλογίας – Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης

Βιβλιοθήκη "ΘΕΟΦΡΑΣΤΟΣ" Τμήμα Γεωλογίας Α.Π.Θ.

Dinter, D.A. & Royden, L. 1993. Late Cenozoic extension in north-eastern Greece: Strymon valley detachment system and Rhodope metamorphic core complexes. – Geology 21: 45-48.

Dinter, D.A., Macfarlane, A.M., Hames, W., Isachsen, C., Bowring, S. & Royden, L. 1995. U-Pb and $^{40}Ar/^{39}Ar$ geochronology of the Symvolon granodiorite: implications for the thermal and structural evolution of the Rhodope metamorphic core complex, northeastern Greece. – Tectonics 14: 886-908.

Dinter, D.A. 1998. Late Cenozoic extension of the Alpine collisional orogen, northeastern Greece: origin of the north Aegean basin. – Geol. Soc. Amer. Bull. 110: 1208-1230.

Doutsos, Th. & Ferentinos, G. 1984. Post-Alpine crustal deformation pf North Aegean Region (Greece). Geologica Balcanica, 14.6, 37-46.

Eleftheriadis G. & Lippolt G.J. 1984. Alterbestimmungen zum oligozänen Vulcanismus der Süd-Rhodopen (Nord-Griechenland). N. Jb. Geol. Paläont. Mon., 3, 179-191 (in German with English abstract).

Faure, G. 1986. Principles of Isotope Geochemistry, 2nd edn. New York: John Wiley and Sons, 589 pp.

Faure, G. and Mensing, D. 2005. "Isotopes - Principles and applications". 3rd Edition. J. Wiley & Sons. ISBN 0-471-38437-2

Fuhrman, M.L., Frost, B.R. & Lindsley, D.H. 1988. Crystallization conditions of the Sybille monzosyenite, Laramie anorthosite complex, Wyoming. J. Petrol., 29, 699-729.

Fytikas, M., Innocenti, F., Manetti, P., Mazzuoli, R., Peccerilo, A. & Villari, L. 1984. Tertiary to Quaternary evolution of volcanism in the Aegean region. In: Dixon, J. E. & Robertson, A. H. F. (eds) The Geological Evolution of the Eastern Mediterranean. Geological Society, London, Special Publication, 17, 687-699.

Holland, T. & Blundy, J. 1994. Non-ideal interactions in calcic amphiboles and their bearing on amphibole-plagioclase thermometry, Contrib. Mineral. Petrol. 116, 433-447.

Ivanov, R. 1981. The deep-seated central-Rhodope Nappe and the interference tectonics of the Rhodope crystalline basement. Geologica Balcanica, 11, 47-66.

Jones, C.E., Baker, J.H., Tarney, J. & Gerouki, F. 1992. Tertiary granitoids of Rhodope, N. Greece: magmatism related to extensional collapse of the Hellenic Orogen. – Tectonophysics 210: 295-314.

Ψηφιακή βιβλιοθήκη Θεόφραστος – Τμήμα Γεωλογίας – Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης

ΘΕΟΦΡΑΣΤΟΣ

Juteau, M., Michard, A. & Albarede, F. 1986. The Pb-Sr-Nd isotope geochemistry of some recent circum – Mediterranean granites. – Contrib. Miner. Petrol. 92: 331-340.

Itaya, T.; Nagao, K.; Inoue, K.; Honjou, Y.; Okada, T.; Ogata, A. 1991. Ar isotope analysis by a newly developed mass spectrometric system for K–Ar dating. Mineralogical Journal, 15, 203–221.

Kauffmann, G., Kockel, F. & Mollat, H. 1976. Notes on the stratigraphic and paleogeographic position of the Svoula Formation in the innermost zone of the Hellinides (Northern Greece). – Bull. Soc. Geol. France, (7) 18: 222-230.

Kilias, A., Thomaidou, E.; Katrivanos, E., Vamvaka, A., Fassoulas, C., Pipera, K., Falalakis, G., Avgerinas, S., Sfeikos, A., 2016. A geological cross-section through northern Greece from Pindos to Rhodope Mountain Ranges: A field guide across the External and Internal Hellenides. J. Virtual Explor. 2016, 50, 1–107.

Kilias A., 2023. The Alpine Geological History of the Hellenides from the Triassic to the Present – Compression vs. Extension, a Dynamic Pair for Orogen Sructural Configuration: A synthesis. Geosciences, 2024, 14,10.

Kockel, F. & Walther, H.W. 1965. Die Strimonlinie als Grenze zwischen Serbo-Mazedonischen und Rila-Rhodope-Massiv in Ost-Mazedonien. Geologische Jahrbuch, 83, 575-602.

Kockel, F., Mollat, H., & Walther, H.W. 1971. Geologie des Serbo-Macedonischen Massivs und seines mesozoischen Rahmens (Nordgreichenland). Geol. Jb. 89: 529-551.

Kockel, F., Mollat, H., & Walther, H.W. 1977. Erlauterung zur geologischen Karte der Chalkidiki und angrenzender Gebiete 1:100,000 (Nord-Greichenland). – Bundesanstalt fur Geowissenschaften und Rohrstoffe, Hannover, 119p.

Kokkinakis, A. 1980. Altersbeziehungen zwischen Metamorphosen, mechanischen Deformationen und Intrusionen am Sudrand des Rhodope-Massivs (Makedonien, Griechenland). – Geol. Rundsschau 69: 726-744.

Kolocotroni, C. & Dixon, J.E. 1991. The origin and emplacement of the Vrondou granite, Serres, N.E. Greece. – Bull. Geol. Soc. Greece 25 (1): 469-483.

Kondopoulou, D.P. 1986. Tertiary rotational deformations in the Greek Serbomacedonian massif. Bulgarian Academy of Sciences 12: 71-80.

Koukouvelas, I. 1989. Geotectonic evolution of Rhodope zone. PhD Thesis, University of Patras, Patras, (in Greek).

Ψηφιακή βιβλιοθήκη Θεόφραστος – Τμήμα Γεωλογίας – Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης

Βιβλιοθήκη "ΘΕΟΦΡΑΣΤΟΣ" Τμήμα Γεωλογίας Α.Π.Θ.

Koukouvelas, I. & Pe-Piper, G. 1991. The Oligocene Xanthi pluton, northern Greece: a granodiorite emplaced during regional extension. – J. Geol. Soc. London 148: 749 – 758.

Kronberg, P. & Eltgen 1971. 1:50,000 Geological map of Greece, Xanthi sheet. Institute of Geology and Mineral Exploration, Athens.

Kyriakidis, L. G., Loukouyiannakis, M. & Tsokas, G. N. 1989. The basement morphology at the Eastern sector of the Prinos-Nestos Basin, N. Greece. Bulgarian Geophysical Journal, in press.

Kyriakopoulos C. 1987. Geochronological, geochemical, mineralogical and isotopic studies of the Tertiary plutonic rocks of the Rhodope. Ph.D thesis, Univ. of Athens, 343pp. (in Greek with English abstract).

Lalechos, N. & Savoyat, E. 1979. La sedimentation Neogene dans le Fosse Nord Egeen. In: KALLEGRIS, G. (ed.) VI Colloquium of the Geology of the Aegean Region, Proceedings, 2, 591-604.

Leake, B. E., Wooley, A. R., Arps, C. E. S., Birch, W. D., Gilbert, M. C., Grice, J. D., Hawthorne, F. C., Kato, A., Kisch, H. J., Krivovichev, V. G., Linthout, K., Laird, J., Mandarino, J. A., Maresh, W. V., Nickel, E. H., Rock, N. M. S., Schumacher, J. C., Smith, D. C., Stephenson, N, C., N., Ungaretti, L., Whittaker, E. J. W. & Youzhi, G. 1997. Nomenclature of Amphiboles: Report of the Subcommittee on Amphiboles of the International Mineralogical Association, Commission on New Minerals and Mineral Names. Can. Mineral., 35, 219-246.

Liati, A. 1986. Regional metamorphism and overprinting contact metamorphism of the Rhodope zone near Xanthi (N. Greece). – Thesis Technische Universitat Braunschweig, 186 p.

Lister, G.S. & Snoke, A.W. 1984. S-C Mylonites, Journ. Struct. Geol. 6, 617.

Maltezou F. & Brooks M. 1989. A geophysical investigation of post-Alpine granites and Tertiary sedimentary basins in northern Greece. Jour. Geol. Soc., 146, 53-59.

Maratos, G. 1973. Geology of Greece, Vol. I, Athens, 189 pp. (in Greek).

Martin, L. 1987. Structure et Evolution recente de la Mer Egee. PhD Thesis, University of Paris.

McDougall, I. & Harrison, T. M. 1999. Geochronology and thermochronology by the 40Ar/39Ar method. Oxford University Press. ISBN 978-0-19-510920-7

Ψηφιακή βιβλιοθήκη Θεόφραστος – Τμήμα Γεωλογίας – Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης

ΘΕΟΦΡΑΣΤΟΣ

Mercier, J.L. 1966. Etude geologique des zones Internes des Hellenides en Macedoine centrale. Contribution a l'etude du metamorphisme et de l'evolution magmatique des zones Internes des Hellenides – Thes, d'etat, Univ. Paris and Ann. Geo1. Pays Hell., 20 (1968b), 1-792, Athen.

Mercier, J.L. 1968. Etude geologique des zones Internes des Hellenides en Macedoine centralle (Grece). Contribution a l' etude du metamorphisme et de l' evolution magmatique des zones Internes des Hellenides. Thesis, Paris, Annales Geologiques des Pays Helleniques, 20,792 p.

Meyer, W. 1968. Altersstellung der Plutonismus im Sud teil der Rila-Rhodope-Masse, Geologica et Palaontologica, 2, 173-192.

Mitropoulos, P. & Tarney, J. 1992. Significance of mineral composition variations in the Aegean Island Arc. – J. volcan. Geotherm. Res. 51: 283-303.

Neiva, A.M.R., Christofides, G., Eleftheriadis, G. & Soldatos, T. 1996. Geochemistry of granitic rocks and their minerals from the Kavala pluton, northern Greece. – Chemie der Erde 56: 117-142.

Osswald, K. 1938. Geoloeische Geschichte von Griechisch.Nordmakedonien – Anhan zu den Denkschriften der geol. Landesanstalt von Griechenland, n. 3.

Papadopoulos, G. & Kilias, A. 1985. Altersbeziehungen swischen Metamorphose und Deformation im zentrallen Teil des Serbamazedonischen Massivs (Vertiskos Gebirge, Nord-Griechenland), Geol. Rdsch., 74, 77-85.

Papadopoulou L., Christofides G, Soldatos T., Koroneos A. & Eleftheriadis G., 2005. Crystallization conditions of the Maronia pluton, Thrace. Proc. 2nd Congress of the Economic Geology, Mineralogy and Geochemistry Committee of GSG, 299-308.

Papanikolaou, D. & Panagopoulos, A. 1981. On the structural style of Southern Rhodope, Greece. – Geologica Balkanica 11: 13-22.

Patras, D., Kilias, A., Chatzidimitriadis, E. & Mountrakis, D. 1988. A study of the deformation phases in the Internal Hellenides (Northern Greece). Bull, Geol. Soc. Greece. 20, 139-157.

Pe-Piper, G. 1994. Lead isotopic compositions of Neogene volcanic rocks from the Aegean extensional area. – Chemical Geology 118: 27-41.

Pe-Piper, G., Christofides, G. & Eleftheriadis, G. 1998. Lead and neodymium isotopic composition of early Tertiary igneous rocks of northern Greece and their regional significance. – Acta Vulcanologica 10: 255-263.

Ψηφιακή βιβλιοθήκη Θεόφραστος – Τμήμα Γεωλογίας – Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης

ΘΕΟΦΡΑΣΤΟΣ

Pe-Piper, G. & Piper, D. 2002. The igneous rocks of Greece. The anatomy of an orogen. Berlin-Stuttgart: Gebruder Borntraeger.

Press, F. & Siever, R. 2000. Understanding Earth, 3rd ed., 573 pp.

Sakellariou, D. 1989. Geologie des Serbomazedonischen Massivs in der Nordoestichen Chalkidiki, N. Greichenland – Deformation und Metamorphose - Diss. Mainz. Univ., Geol. Monographs N. 2, Dept of Geology, Univ. Athens, 177 pp.

Sakellariou, D. 1989. Deformation and metamorphism of the Serbomacedonian Massif in NE Chalkidiki (Northern Greece). Bull. Geol. Soc. Greece, 23, 47-61.

Sapountzis, S.I. 1969. Petrographische und geologische Stellung der grunen Gneise von Thessaloniki. – Sci. Ann. Faculty of Physics and Mathematics, University of Thessaloniki 10: 25-124.

Sapountzis, S.E., Soldatos K., Christofides, G. & Eleftheriadis, G. 1976. Contribution to the study of the Sithonia plutonic complex (N. Greece). II. Petrography, petrogenesis. – Ann. Geol. Pays Hellen., 28, 99-134 (in Greek).

Savostin, L.A., Sibuet, J.-C., Zonenshain, L.P., Le Pichon, X. & Roulet, M.-J. 1986. Kinematic evolution of the Tethys belt from the Atlantic Ocean to the Pamirs since the Triassic. – Tectonophysics 123: 1-35.

Seyitoglu, G. & Scott, B. 1992. Late Cenozoic volcanic evolution of the northeastern Aegean region. – J. volcan. Geotherm. Res. 54: 157-176.

Sibson, R.H. 1977. Fault rocks and mechanism. J. Geol. Soc. Lond., 133, 191-213.

Sibson, R.H. 1983. Continental fault structure and the shallow earthquake source. J. Geol. Soc. Lond., 140, 741-767.

Spray, J.G., Bebien, J., Rex, D.C. & Roddick, J.C. 1984. Age constraints on the igneous and metamorphic evolution of the Hellenic – Dinaric ophiolites. In: Dixon, J.E. & Robertson, A.H.F. (eds.): The geological evolution of the eastern Mediterranean. – Geol. Soc. (London), Spec. Publ. 17: 619-627.

Vauchez, A. 1987. The development of discrete shear-zones in a granite: stress, strain and changes in deformation mechanism. Tectonophysics, 133, 137.

Vergely, P. 1984. Tectonique des ophiolites dans les Hellenides internes (deformations, metamorphismes, et phenomonemes sedimentaires). Consequences sur l'evolution des regions tethysiennes occidentales. – These Universite Paris Sud 1 (250 p.) and v. 2 (411p.).

Wilson, M., 1989. Igneous petrogenesis. Unwin Hyman, London, 466p.

Ψηφιακή βιβλιοθήκη Θεόφραστος – Τμήμα Γεωλογίας – Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης

ΘΕΟΦΡΑΣΤΟΣ

Yilmaz, Y., Genc, S.C., Gurer, F., Bozcu, M, Yilmaz, K., Karacik, Z., Altunkaynak, S. & Elmas, A. 2000. When did the western Anatolian grabens begin to develop. – In: Bozkurt, B., Winchester, J.A. & Piper, J.D.A. (eds): Tectonics and magmatism in Turkey and the Surrounding Areas. – Geol. Soc. (London), Spec. Publ. 173: 353-384.

Μέλφος, Β. 2017. Μέθοδος K-Ar και Ar-Ar (παραδείγματα). Ανακτήθηκε από https://docplayer.gr/33322404-Methodos-k-ar-kai-ar-ar-paradeigmata-vasilis-melfos.html

Μουντράκης Δ. 2010. Γεωλογία και γεωτεκτονική εξέλιξη της Ελλάδας. University Studio Press, Θεσσαλονίκη, 373 σελ.

Στουραΐτη, Χρ. 2014. Γεωχημεία Ενότητα 1: Γεωχημικές διεργασίες στο εσωτερικό της γης. Ανακτήθηκε από https://opencourses.uoa.gr/modules/units/?course=GEOL2&id=1059