



ΑΡΙΣΤΟΤΕΛΕΙΟ ΠΑΝΕΠΙΣΤΗΜΙΟ ΘΕΣΣΑΛΟΝΙΚΗΣ

ΣΧΟΛΗ ΘΕΤΙΚΩΝ ΕΠΙΣΤΗΜΩΝ

ΤΜΗΜΑ ΓΕΩΛΟΓΙΑΣ

ΤΟΜΕΑΣ ΟΡΥΚΤΟΛΟΓΙΑΣ - ΠΕΤΡΟΛΟΓΙΑΣ - ΚΟΙΤΑΣΜΑΤΟΛΟΓΙΑΣ

---

**ΜΟΥΧΟΣ ΕΥΑΓΓΕΛΟΣ**

**ΟΡΥΚΤΟΛΟΓΙΚΗ – ΓΕΩΧΗΜΙΚΗ ΜΕΛΕΤΗ ΣΚΑΠΟΛΙΘΟΥ ΑΠΟ  
ΤΗΝ ΕΠΑΦΗ ΚΙΜΜΕΡΙΩΝ – ΛΕΥΚΟΠΕΤΡΑΣ, ΞΑΝΘΗΣ**

**ΔΙΠΛΩΜΑΤΙΚΗ ΕΡΓΑΣΙΑ**

ΘΕΣΣΑΛΟΝΙΚΗ 2013

## ΠΕΡΙΕΧΟΜΕΝΑ

|                                                    |    |
|----------------------------------------------------|----|
| 1. Εισαγωγή                                        | 3  |
| 2. Γεωλογία                                        | 5  |
| 2.1 Γεωλογία της μάζας της Ροδόπης                 | 5  |
| 2.2 Μεταμόρφωση – Τεκτονική                        | 5  |
| 2.3 Μαγματισμός                                    | 12 |
| 3. Ο πλουτωνίτης της Ξάνθης                        | 15 |
| 3.1 Γεωλογική τοποθέτηση του πλουτωνίτη της Ξάνθης | 15 |
| 3.2 Ορυκτολογία – Πετρολογία Γρανодиορίτη          | 18 |
| 3.3 Ορυκτολογία – Πετρολογία Μονζονίτη             | 19 |
| 4. Μεταμόρφωση                                     | 21 |
| 4.1 Ορισμός                                        | 21 |
| 4.2 Θερμική Μεταμόρφωση                            | 21 |
| 4.3 Μετασωμάτωση                                   | 22 |
| 4.4 Μεταμόρφωση επαφής στην περιοχή μελέτης        | 24 |
| 5. Σκαπόλιθος                                      | 25 |
| 5.1 Ομάδα Σκαπόλιθου                               | 25 |
| 5.2 Ιδιότητες Σκαπόλιθου                           | 27 |
| 5.3 Ορυκτοχημεία - Κρυσταλλοδομή Σκαπόλιθου        | 28 |
| 6. Αναλυτικές Μέθοδοι                              | 32 |
| 7. Μελέτη του σκαπόλιθου της Ξάνθης                | 33 |
| 7.1 Μακροσκοπικές - Μικροσκοπικές Παρατηρήσεις     | 33 |
| 7.2. Ακτινογραφική Εξέταση                         | 39 |
| 7.3. Χημική Ανάλυση Σκαπολίθων                     | 41 |
| 8. Γένεση                                          | 51 |
| 9. Συζήτηση – Συμπεράσματα                         | 52 |
| Βιβλιογραφία                                       | 59 |

## 1. Εισαγωγή

Σκοπός της παρούσας εργασίας είναι η ορυκτολογική και γεωχημική μελέτη σκαπολίθων οι οποίοι βρέθηκαν βόρεια και βορειοδυτικά του χωριού Λευκόπετρα στο νομό Ξάνθης. Ειδικότερα, οι εμφανίσεις σκαπόλιθου στη μία περίπτωση βρίσκονται στην επαφή του πλουτωνίτη της Ξάνθης με γνεύσιο και στη δεύτερη περίπτωση στην επαφή του πλουτωνίτη με ψαμμιτικά ιζήματα (Χριστοφίδης, 1977).

Στόχος της εργασίας αποτέλεσε, πρώτον η ορυκτολογική ταξινόμηση των δειγμάτων του σκαπόλιθου με βάση χημικές και ακτινοσκοπικές αναλύσεις σύμφωνα με τα διαγράμματα των Shaw (1960) και Deer et al. (1963), και δεύτερον η διεξαγωγή συμπερασμάτων σχετικά με τον τρόπο γένεσης αυτών των σκαπολίθων στις συγκεκριμένες περιοχές, με έμφαση στο φαινόμενο της σκαπολιθίωσης.

Η σημαντικότητα της εργασίας έγκειται στο γεγονός ότι δεν υπάρχουν συναφείς μελέτες στις οποίες να γίνεται αναφορά στην εμφάνιση του ορυκτού στην συγκεκριμένη περιοχή πλην του Χριστοφίδη (1977). Επιπρόσθετα, στον ευρύτερο ελλαδικό χώρο υπάρχει μικρός αριθμός ερευνών που μελετούν ή αναφέρονται στον σκαπόλιθο.

Γνωστές εμφανίσεις σκαπόλιθου στην Ελλάδα βρίσκονται σε σχηματισμούς skarn στο νησί της Σερίφου (Μπόσκος, 1978), σε αμφιβολιτικά πετρώματα στη σειρά Κερδυλλίων της Σερβομακεδονικής μάζας (Ρεντίνα και Στρατώνι) (Κασώλη-Φουρναράκη, 1981), σε χαλαζιακούς αμφιβολίτες στην περιοχή της Σάρτης στη Χαλκιδική (Kasoli-Fournaraki, 1991) και τέλος σε αμφιβολιτιωμένους εκλογίτες στην περιοχή Οργάνης-Κύμης της Α. Ροδόπης (Μπόσκος και Μπαζιώτης, 2005).

Στις προαναφερθείσες περιπτώσεις ο σκαπόλιθος εμφανίζεται σε διαφορετικά πετρώματα από αυτά που μελετώνται στην παρούσα εργασία. Οι παραπάνω ερευνητές μελετούν σκαπόλιθους οι οποίοι είναι προϊόντα π.χ. περιοχικής μεταμόρφωσης ή σχηματισμών skarn. Αντίθετα, στην περιοχή μελέτης της παρούσας εργασίας, οι σκαπόλιθοι είναι αποτέλεσμα θερμομεταμόρφωσης επαφής εξαιτίας μαγματικής διείσδυσης, με παράλληλη δράση υδροθερμικών-μετασωματικών διαλυμάτων. Επίσης, οι σκαπόλιθοι των παραπάνω εργασιών είναι κυρίως μειονιτικής σύστασης, σε αντιπαράθεση με τους σκαπόλιθους αυτής της εργασίας που είναι μαριαλιθικοί.

Παρακάτω παρατίθενται τα στάδια της παρούσας μελέτης:

1. Βιβλιογραφική ενημέρωση σχετικά με τη γεωλογία της περιοχής μελέτης.
2. Συλλογή δειγμάτων από σκαπόλιθο καθώς και από τα πετρώματα μέσα στα οποία σχηματίζεται (παραχωρήθηκαν από τον Ομότιμο Καθηγητή κ. Γεώργιο Χριστοφίδη).
3. Μελέτη στο εργαστήριο κατά την οποία έγινε:
  - Επιλογή των καταλληλότερων αντιπροσωπευτικών δειγμάτων σκαπόλιθων.
  - Κατασκευή λεπτών-στιλπνών τομών από τα δείγματα που επιλέχθηκαν.
4. Ορυκτοχημεία:
  - Ακτινογραφική μελέτη του σκαπόλιθου στο εργαστήριο του Τομέα Ορυκτολογίας-Πετρολογίας-Κοιτασματολογίας του Τμήματος Γεωλογίας του Α.Π.Θ..
  - Χημικές αναλύσεις των ορυκτών ως προς τα κύρια στοιχεία τους με ηλεκτρονικό σαρωτικό μικροσκόπιο συνδεδεμένο με φασματοσκόπιο ενεργειακής διασποράς (S.E.M.-E.D.S.) στο διατμηματικό εργαστήριο Ηλεκτρονικής Μικροσκοπίας του Α.Π.Θ..
  - Εύρεση των χημικών τύπων τόσο των σκαπόλιθων όσο και των άλλων ορυκτών των παραγενέσεων και δημιουργία διαγραμμάτων που προβάλλουν τις σχέσεις των ορυκτών μεταξύ τους.
5. Επεξεργασία των αποτελεσμάτων και εξαγωγή συμπερασμάτων.

Η δειγματοληψία των δειγμάτων που μελετήθηκαν έγινε στις αρχές της δεκαετίας του 1970 κατά τη διάρκεια της εκπόνησης της διδακτορικής διατριβής του Ομότιμου Καθηγητή του τμήματος Γεωλογίας του Α.Π.Θ. κ. Γ. Χριστοφίδη. Όλα τα δείγματα που εξετάζονται στην παρούσα εργασία παραχωρήθηκαν από τον Ομότιμο Καθηγητή κ. Γ. Χριστοφίδη, τον οποίο και ευχαριστώ.

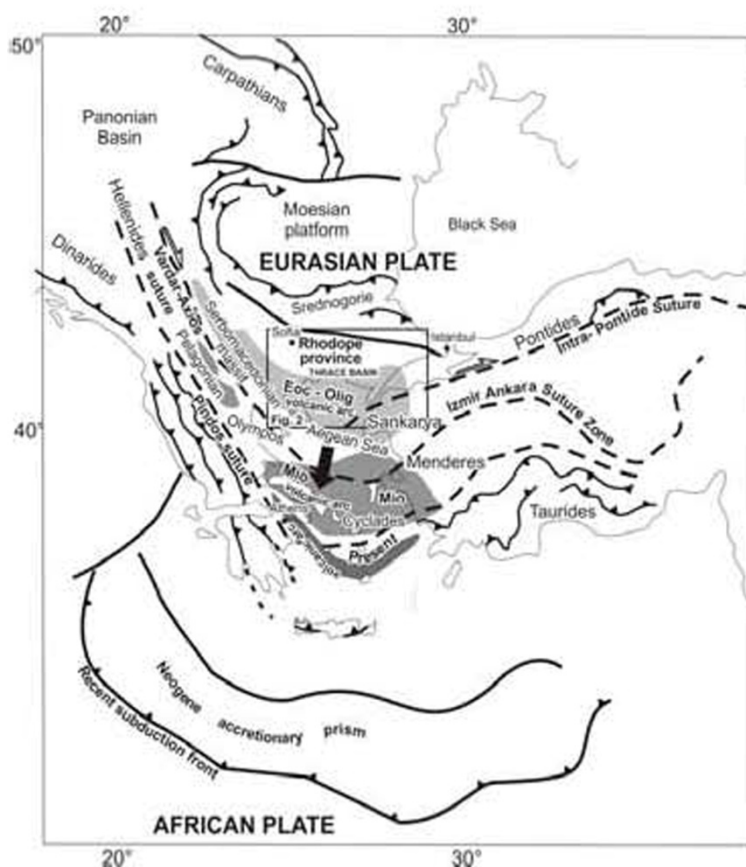
Επίσης, στον Ομότιμο Καθηγητή κ. Γ. Χριστοφίδη εκφράζω τις ιδιαίτερες ευχαριστίες μου για την εμπιστοσύνη που μου έδειξε αναθέτοντας μου το συγκεκριμένο θέμα, καθώς και για το ενδιαφέρον και την καθοδήγησή του καθ' όλη τη διάρκεια της εκπόνησης της εργασίας.

Τέλος, ευχαριστώ θερμά τη Λέκτορα του Τμήματος Γεωλογίας του Α.Π.Θ. κα. Λ. Παπαδοπούλου, η οποία ανάλαβε την επίβλεψη της διπλωματικής μου εργασίας μετά την συνταξιοδότηση του κ. Χριστοφίδη, για το ενδιαφέρον, την υποστήριξη, τις συμβουλές και γενικότερα για την αγαστή μας συνεργασία καθόλη τη διάρκεια της εκπόνησης της παρούσας εργασίας.

## 2. Γεωλογία

### 2.1 Γεωλογία της μάζας της Ροδόπης

Η γεωτεκτονική ζώνη της μάζας της Ροδόπης τοποθετείται στη Βόρεια Ελλάδα και πιο συγκεκριμένα καλύπτει μέρος της Θράκης και της Ανατολικής Μακεδονίας, τη νήσο Θάσο, ένα μεγάλο τμήμα της βρίσκεται στη Βουλγαρία και ένα μικρό κομμάτι της στη Βορειοδυτική Τουρκία. Η μάζα της Ροδόπης εδράζεται μεταξύ της Βαλκανικής ζώνης από το βορρά και των Διναρίδων-Ελληνίδων οροσειρών από τα νότια νοτιοδυτικά (Σχ. 1 από Kiliyas et al., 2011). Αντιπροσωπεύει το βορειότερο κομμάτι από το νοτιοδυτικότερο τμήμα της αλπικής καλυμματικής τεκτονικής που αναπτύχθηκε κατά τη σύγκρουση μεταξύ Αφρικής και Ευρώπης από το Ιουρασικό μέχρι το Νεογενές (Burg et al., 1996, Ricou et al., 1998).



Σχήμα 1. Ευρύτερος γεωτεκτονικός χάρτης της μάζας της Ροδόπης (από Kiliyas et al., 2011).

Στα βόρεια, η μάζα της Ροδόπης χωρίζεται με το ρήγμα οριζόντιας μετατόπισης της Maritsa (Burg et al., 1996) από τη ζώνη Srednogie στην Βουλγαρία (Ivanof, 1988). Το δυτικό όριο της μάζας της Ροδόπης εκτείνεται κατά μήκος της ζώνης συρραφής του Αξιού (Ricou et al., 1998).

Ανατολικά, η μάζα της Ροδόπης επεκτείνεται έως τη χερσόνησο Biga της βορειοδυτικής Τουρκίας. Οριοθετείται στην ανατολική πλευρά του δυτικότερου άκρου της ζώνης Sakarya (Bonev and Beccalotto, 2007). Ανατολικά και νοτιοανατολικά η μάζα της Ροδόπης συνορεύει επικαλυπτόμενη τεκτονικά με την Περιοδοπική ζώνη (Karfakis & Doutsos, 1995).

Γεωτεκτονικά η μάζα της Ροδόπης ανήκει ευρύτερα στο αλπικό σύστημα Αλύσεων Ορέων που σχηματίστηκαν από την ανάδυση των στρωμάτων που έγινε εξαιτίας της αλπικής ορογένεσης η οποία συντελέστηκε στον ευρύτερο χώρο της νότιας Ευρώπης και της Μεσογείου θάλασσας.

Η επικρατέστερη, σήμερα, θεωρία προέλευσης της μάζας της Ροδόπης καθώς και της Σερβομακεδονικής είναι ότι προέρχονται από την λιθοσφαιρική πλάκα της Λαυρασίας, και μάλιστα ότι παλαιογεωγραφικά τοποθετούνται στο περιθώριο αυτής.

Η Μάζα της Ροδόπης θεωρείται ότι είχε σχηματιστεί στο τέλος ενός γεωτεκτονικού εξελικτικού κύκλου, με το κλείσιμο του ωκεανού της Παλαιο-Τηθύος. Με βάση τα πολλά φαινόμενα μεταμόρφωσης υψηλής πίεσης σε πολλά μέρη της Ροδόπης, η Liati (2005) πρότεινε την αρχική ύπαρξη διαφορετικών τεμαχών (μικροηπείρων), τα οποία αποσπάστηκαν από τα ηπειρωτικά περιθώρια της Γκοντβάνα, στο πλαίσιο ενός μακρόχρονου συμπιεστικού περιβάλλοντος με πολλαπλούς κύκλους καταβύθισης και σύγκρουσης αυτών των τεμαχών. Οι Jahn-Awe et al. (2010) υποστήριξαν ότι το συγκρότημα Παγγαίου-Πιρίν αντιπροσωπεύει την ανατολική προέκταση της ανθρακικής πλατφόρμας της Απουλίας (Εξωτερικές Ελληνίδες), ενώ η υπόλοιπη μάζα της Ροδόπης αποτελεί μέρος της ζώνης Αξιού που υποβυθίστηκε προς τα ΒΑ κατά το Παλαιογενές.

Στρωματογραφικά ολόκληρη η περιοχή αποτελείται σε πολύ μεγάλο βαθμό από κρυσταλλοσχιστώδη και πυριγενή πετρώματα. Το πάχος του κρυσταλλοσχιστώδους εκτιμάται από 10 km μέχρι και 20 km.

## **2.2 Μεταμόρφωση - Τεκτονική**

Σήμερα είναι πλέον αποδεδειγμένο ότι οι αλπικές επιδράσεις στη μάζα της Ροδόπης μεταμόρφωσαν την περιοχή. Ο Kronberg (1970) επιβεβαίωσε τη μεταμόρφωση σε έρευνες που έγιναν στην περιοχή μεταξύ Νέστου και Στρυμόνα. Σύμφωνα με τις έρευνες αυτές, τα πετρώματα της περιοχής αυτής μεταμορφώθηκαν σε συνθήκες υποφάσης χαλαζία-αλβίτη-επιδότου-βιοτίτη της πρασινοσχιστολιθικής φάσης, εκτός από τη βορειότερη περιοχή όπου η μεταμόρφωση έγινε σε συνθήκες υποφάσης χαλαζία-αλβίτη-επιδότου-αλμανδίνη (Μουντράκης, 2010).

Οι πλουτωνίτες που διεισδύουν στη μάζα της Ροδόπης διακρίνονται σε σχέση με την κύρια πτύχωση της περιοχής σε συνκινητικούς (πλουτωνίτες Παγγαίου, Συμβόλου, Ελαιώνα), βραδυκινητικούς (Πανοράματος, Ποταμού, Γρανίτη) και μετακινητικούς (Ξάνθης). Κατά τον Kronberg (1970) η πτύχωση, η μεταμόρφωση και ο πλουτωνισμός της Ροδόπης είναι αλπικής ηλικίας και τοποθετείται ειδικότερα μεταξύ Κάτω Κρητιδικού και Ολιγοκαίνου. Παρόλα αυτά, οι απόψεις αυτές συγκρούονται με έρευνες που έγιναν στη βουλγαρική Ροδόπη, όπου η ηλικία του κρυσταλλοσχιστώδους προσδιορίζεται ως Προκάμβριος έως Κάτω Παλαιοζωική. Έτσι, οι διαφορές αυτές στην ηλικία οδήγησαν τον Kronberg στη διατύπωση ότι το βόρειο τμήμα της Ροδόπης (κυρίως στη Βουλγαρία) χαρακτηρίζεται ως Παλαιο-μάζα της Ροδόπης που διαμορφώθηκε στις προαλπικές πτυχώσεις ή και στο Προκάμβριο. Ενώ το νότιο τμήμα της Ροδόπης (κυρίως νότια ελληνική Ροδόπη) συνιστά τη Νέο-μάζα της Ροδόπης που περιπτυχώθηκε και συγκολλήθηκε κατά τις αλπικές πτυχώσεις ως νέα κρυσταλλική μάζα γύρω από την Παλαιο-μάζα της Ροδόπης που αποτελούσε την εσωτερική κρυσταλλική μάζα (πυρήνας).

Το ελληνικό τμήμα της Ροδόπης σύμφωνα με πιο πρόσφατες έρευνες διαχωρίζεται σε δυο τεκτονικές ενότητες: την ανώτερη ενότητα του Σιδηρόνερου (Ανώτερη Τεκτονική Ενότητα ή ΑΤΕ) που γεωγραφικά τοποθετείται βόρεια κατά μήκος των ελληνοβουλγαρικών συνόρων, και την κατώτερη ενότητα του Παγγαίου (Κατώτερη Τεκτονική Ενότητα ή ΚΤΕ) που καταλαμβάνει τη δυτική, νοτιοδυτική Ροδόπη (Papanikolaou & Panagopoulos, 1981, Mposkos, 1989, Kiliass & Mountrakis, 1990, Kiliass, et al., 1997) (Σχ. 2). Αυτές διαχωρίζονται από την επώθηση του Νέστου που έχει διεύθυνση NNA - BBΔ. Ειδικότερα, η ενότητα του Σιδηρόνερου εφίππευει στην ενότητα του Παγγαίου από τη Ξάνθη έως τα Ελληνοβουλγαρικά σύνορα κατά μήκος της μεγάλης τεκτονικής γραμμής του Νέστου, γενικής διεύθυνσης ΒΔ-ΝΑ (περίπου 110°).

Η ενότητα του Σιδηρόνερου αποτελείται κυρίως από ορθογενέσιους, μαρμαρυγιακούς σχιστόλιθους, αμφιβολίτες, λεπτές ενστρώσεις μαρμάρων και μιγματίτες, που είναι πολύ υψηλότερου βαθμού μεταμόρφωσης πετρώματα σε σχέση με τα πετρώματα της ενότητας του Παγγαίου που συγκροτείται από ένα κατώτερο ορίζοντα με ορθογενέσιους, σχιστόλιθους και αμφιβολίτες, ένα μεσαίο ορίζοντα μαρμάρων μεγάλου πάχους και έναν ανώτερο ορίζοντα με εναλλαγές σχιστολίθων και μαρμάρων. Οι πρωτόλιθοι των μεταμορφωμένων πετρωμάτων της μάζας της Ροδόπης θεωρούνται Παλαιοζωικής ηλικίας. Η Ανατολική Ροδόπη διακρίνεται επιπρόσθετα με βάση το βαθμό μεταμόρφωσης σε μια ανώτερη και μια κατώτερη ενότητα (Mposkos et al., 1990).



**Σχήμα 2.** Γεωτεκτονικός χάρτης των Ελληνίδων ζωνών στην περιοχή της βορειοανατολικής Ελλάδας.

Πιο συγκεκριμένα, οι Burg et al. (1996) πρότειναν δυο κύριες υποδιαιρέσεις για τη Ροδόπη βάση των τεκτονικών δομών, την ‘άνωτερη ενότητα’ και την ‘κατώτερη ενότητα’, οι οποίες αντιπροσωπεύουν το κρυσταλλικό υπόβαθρο και την οροφή αντίστοιχα. Διάφορα παρεμβαλλόμενα τεμάχια (επωθημένα τεμάχια) είναι συμπιεσμένα μεταξύ της άνω και κάτω ενότητας. Ο Turpaud (2006) αναγνώρισε δυο λιθοσφαιρικές ενότητες για την κεντρική Ροδόπη με βάση τις διαφορετικές ηλικίες διείσδυσης των μαγμάτων. Την ενότητα της Θράκης, στην οποία καταγράφεται Περμο-Λιθανθρακοφόρος πυριγενής δραστηριότητα και την ενότητα της Ροδόπης, στην οποία εμφανίζεται ένα Άνω-Ιουρασικό μαγματικό σύμπλεγμα. Αυτές οι ενότητες διαχωρίζονται από τη ζώνη συρραφής του Νέστου. Σύμφωνα με τους Bonev and Beccaletto (2007), δομικά η μάζα της Ροδόπης μπορεί να υποδιαιρεθεί από τα στρωματογραφικά κατώτερα στα ανώτερα σε (Σχ. 3, από Bonev & Stampfli, 2008):

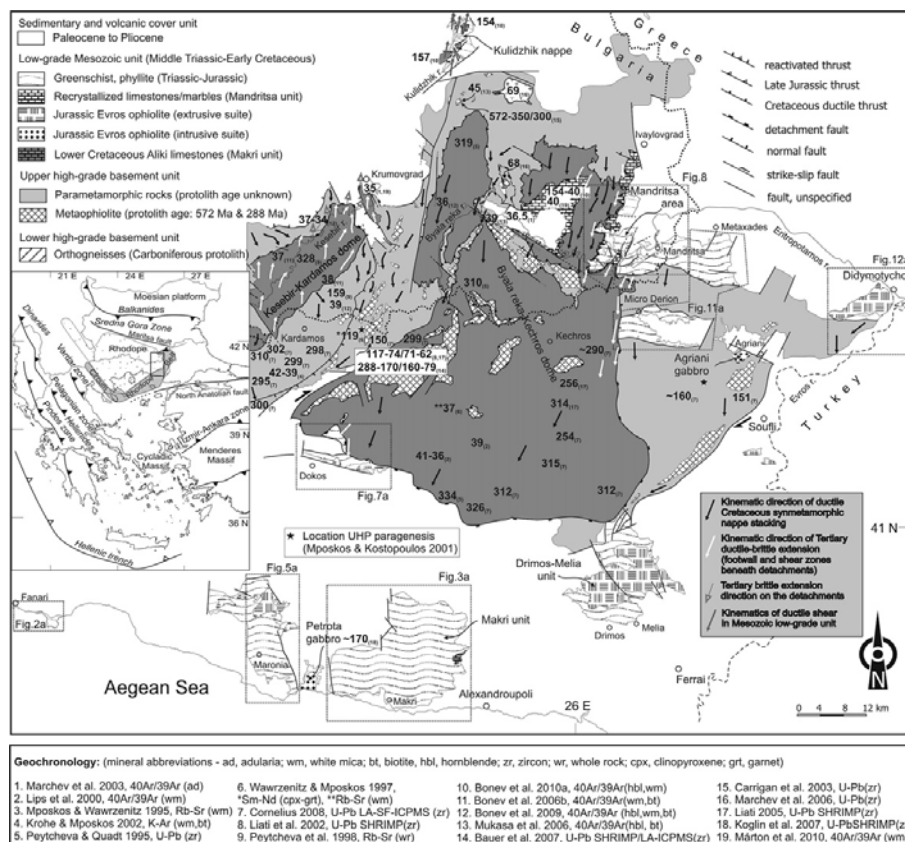
- I. Μια κατώτερη, υψηλής μεταμόρφωσης ενότητα ηπειρωτικής προέλευσης που αποτελείται από ορθογνέσιους και μιγματίτες με ενστρώσεις αμφιβολιτών και σχιστολίθων.
- II. Μια ανώτερη υψηλής μεταμόρφωσης ενότητα με ωκεάνια και ηπειρωτική προέλευση,



αποτελούμενη από ενστρώσεις αμφιβολιτών, σχιστολίθων, γνευσίων και μαρμάρων συνοδευόμενες από φακοειδή σώματα μετα-οφειόλιθου, με όλα τα παραπάνω να σχηματίζουν το υψηλού βαθμού μεταμορφικό υπόβαθρο.

III. Μια υπερκείμενη χαμηλού βαθμού μεταμόρφωσης μεσοζωική ενότητα υποβύθισης-επαύξεσης αποτελούμενη από ανακρυσταλλωμένους ασβεστόλιθους, μάρμαρα, ασβεστιτικούς σχιστόλιθους, πρασινοσχιστόλιθους και φυλλίτες στη βάση, καλυπτόμενη από μια μαγματική ακολουθία από πλουτωνικά πετρώματα, μεταηφαιστίτες και βασικής σύστασης ηφαιστειακά πετρώματα, τα οποία ανήκουν στην οφειολιθική ακολουθία του Έβρου. Αυτά με τη σειρά τους υπερκαλύφθηκαν από ελαφρώς μεταμορφωμένα έως καθόλου μεταμορφωμένα πετρώματα όπως φλύσχης και τουρβιδιτικού τύπου ιζήματα στην κορυφή.

IV. Μια ηφαιστειοϊζηματογενής ενότητα ηλικίας Μαιστρίχτιου-Παλαιόκαινου έως Πλειόκαινου η οποία αντιπροσωπεύει την ακολουθία επικάλυψης και περιέχει ογκώδη Άνω Ηωκαινικά-Ολιγοκαινικά ηφαιστειακά πετρώματα και ηφαιστειοϊζηματογενείς διάδοχες (Bonev et al., 2006, Bonev & Beccaleto, 2007, Bonev & Stampfli, 2008).



Σχήμα 3. Γεωτεκτονικός χάρτης της μάζας της Ροδόπης από Bonev & Stampfli (2008).

Μεταμόρφωση αμφιβολιτικής φάσης με τοπικές εμφανίσεις γρανουλιτικής φάσης μεταμόρφωσης και υπολείμματα εκλογιτικής φάσης μεταμόρφωσης βρίσκονται διάσπαρτα στη λιθολογία της Ροδόπης (Liati, 1986, Mposkos et al., 1990, Mposkos & Liati, 1993). Σύμφωνα με μελέτες (Papadopoulos & Kiliass, 1985), η αμφιβολιτική και η πρασινοσχιστολιθική φάση μεταμόρφωσης είναι αποτέλεσμα ενός μεταμορφικού γεγονότος που έλαβε χώρα στο Α. Κρητιδικό ή παλαιότερα. Στο ανώτερο τμήμα της κεντρικής και ανατολικής Ροδόπης έχει αναγνωριστεί φάση μεταμόρφωσης πολύ υψηλής και υπερ-υψηλής πίεσης (Mposkos & Kostopoulos, 2001, Kostopoulos et al., 2003, Liati, 2005, Perraki et al., 2006, Bauer, 2007). Τέλος, οι Krohe & Mposkos (2001) θεωρούν ότι η Μάζα αντιπροσωπεύει μία επαρχία υπέρ-υψηλής πίεσης και την υποδιαίρουν σε οκτώ δομικές ενότητες.

Σύμφωνα με άλλες απόψεις (Dinter & Royden, 1993), η Σερβομακεδονική μάζα δεν επωθήθηκε στη μάζα της Ροδόπης, αλλά μετακινήθηκε νοτιοδυτικά στη σημερινή της θέση. Πιο συγκεκριμένα, από μελέτες (Dinter & Royden, 1993, Sokoutis et al., 1993) προκύπτει ότι κατά το Μέσο Μειόκαινο ένα ρήγμα αποκόλλησης με μικρή γωνία είχε ως αποτέλεσμα την αποκόλληση ενός τμήματος της Ανώτερης Τεκτονικής Ενότητας (ενότητα Σιδηρόνερου) και την κίνησή του προς τα δυτικά. Το τμήμα αυτό αποτελεί αυτό που σήμερα ονομάζουμε Σερβομακεδονική μάζα. Με τον τρόπο αυτό αποκαλύπτεται η κατώτερη τεκτονική ενότητα (ενότητα Παγγαίου).

Πολλοί ερευνητές μελέτησαν τη μεταμορφική εξέλιξη της Ελληνικής Ροδόπης (Kronberg & Raith, 1977, Kokkinakis, 1980, Liati, 1986, Mposkos et al., 1986, Mposkos, 1989, Del Moro et al., 1990, Kiliass & Mountrakis, 1990, Liati & Mposkos, 1990, Mposkos et al., 1990, Kotopouli et al., 1991, Kolocotroni, 1992, Schulz, 1992, Krohe and Mposkos, 2002, Himmerkus et al., 2006, 2007, Turpaud and Reischmann, 2010, Bonev N., Stampfli G. 2011). Παρόλα αυτά μέχρι και σήμερα δεν έχει πλήρως αποσαφηνιστεί η μεταμορφική της εξέλιξη, όμως σε γενικές γραμμές πιστεύεται ότι έλαβε χώρα σε τρεις διαδοχικές φάσεις:

- I. Προ-Ηωκαινική υψηλής πίεσεως μεταμορφική φάση (15kb), η οποία αποτυπώθηκε σε αμφιβολιτωμένους εκλογίτες και σε σχιστόλιθους στην κεντρική και ανατολική Ροδόπη.
- II. Κάτω έως Μέσο-Ηωκαινική αμφιβολιτικής φάσεως (7kb και 650°C) μεταμόρφωση η οποία επακολούθησε και η οποία επικαλύπτει την προηγούμενη.
- III. Χαμηλής πίεσεως ανάδρομη μεταμόρφωση πρασινοσχιστολιθικής φάσεως, η οποία παρατηρείται συχνά σε γνεύσιους, αμφιβολίτες και μεταπηλίτες.

Η παραμορφωτική ιστορία της Ροδόπης είναι αντικειμενικά πάρα πολύ πολύπλοκη, και ακόμη μελετάται. Αντίστοιχα πολλοί μελετητές ερευνήσαν την παραμορφωτική εξέλιξη της, παρουσιάζοντας στοιχεία τα οποία βοηθούν στην κατανόηση της (Kokkinakis, 1980, Kiliass & Mountrakis, 1990, Koukouvelas & Doutsos, 1990, Kolocotroni & Dixon, 1991, Koukouvelas & Pe-Piper, 1991, Kolocotroni, 1992, Schulz, 1992, Dinter & Royden, 1993, Sokoutis et al., 1993, Dinter et al., 1995, Krenn, 2010). Συμπερασματικά, μπορεί να ειπωθεί ότι και οι δυο ενότητες της Ροδόπης (Α.Τ.Ε. και Κ.Τ.Ε.) υπέστησαν παρόμοια γεωτεκτονική εξέλιξη η οποία χαρακτηρίζεται από ένα αρχικό συμμεταμορφικό επωθητικό στάδιο και ένα μεταγενέστερο μετά-μεταμορφικό εκφυλιστικό στάδιο.

Στη συνέχεια, με τη μετανάστευση του ορογενούς προς τα νοτιοδυτικά, η περιοχή υπέστη εφελκυσμό. Οι εφελκυστικές αυτές τάσεις ευνόησαν και την ηφαιστειότητα αποσυμπιέζοντας την περιοχή και επιτρέποντας την εύκολη άνοδο μαγμάτων. Έτσι νέοι μαγματικοί όγκοι αναδύθηκαν και κρυσταλλώθηκαν, προκαλώντας και τη θερμική μεταμόρφωση των γειτονικών πετρωμάτων, διαδικασία που θα αναλυθεί παρακάτω. Η μετα-αλπική αυτή ηφαιστειότητα δεν συνδέεται με την αλπική γεωτεκτονική εξέλιξη και η ηλικία της είναι Τριτογενής και Τεταρτογενής, δηλαδή μετά το κλείσιμο του αλπικού κύκλου (Fytikas et al., 1984). Τα ηφαίστεια αυτά της Ροδόπης, καθώς και αυτά του Αιγαίου ή της Αλμωπίας συνιστούν τη νέα μετα-αλπική ηφαιστειότητα που αποδίδεται στο σύγχρονο γεωτεκτονικό γεγονός της βύθισης της Αφρικανικής πλάκας κάτω από την Ευρωπαϊκή στο γεωγραφικό χώρο του Αιγαίου.

Ένα άλλο χαρακτηριστικό γνώρισμα της μάζας της Ροδόπης είναι οι μεγάλες ρηξιγενείς ιζηματογενείς λεκάνες του Τριτογενούς. Από τα δυτικά προς τα ανατολικά αυτές είναι οι ακόλουθες: λεκάνη του Στρυμόνα ή Σερρών, Φιλίππων ή Δράμας, Πρίνου, Νέστου, Ξάνθης-Κομοτηνής, Κίρκης-Αισύμης και Ορεστιάδας. Μέσα στις ιζηματογενείς αυτές λεκάνες παρεμβάλλονται ηφαιστειακά και ηφαιστειοκλαστικά πετρώματα ενώ έντονη είναι και η παρουσία πλουτωνικών διεισδύσεων στις περιοχές Βροντούς, Καβάλας, Φιλίππων, Ελατιάς, Παρανεστίου, Ξάνθης, και Κίρκης-Λεπτοκαρυάς. Ειδικότερα, τα ηφαιστειακά πετρώματα της Ροδόπης κατανέμονται σε δυο ηφαιστειακές επαρχίες, μια βόρεια της Ξάνθης στις λεκάνες Ζαρκαδένιας (ή Ζαγραδένιας), Διποτάμων και Καλότυχου και μια στη Θράκη κοντά στην Αλεξανδρούπολη στις λεκάνες Μαρώνειας, Αισύμης-Κίρκης και Φερρών-Δαδιάς-Σουφλίου.

Τέλος, οι ανθρακικοί σχηματισμοί της μάζας της Ροδόπης είναι φακοί ασβεστολίθων ηλικίας Σιλουρίου-Δεβονίου-Λιθανθρακοφόρου, μάρμαρα του Λιθανθρακοφόρου, ενστρώσεις ασβεστολίθων και δολομιτών του Άνω Παλαιοζωικού και ασβεστόλιθοι του Περμίου-Τριαδικού.

Επιπρόσθετα, στο νομό Έβρου υπάρχουν και κλαστικά ιζήματα μολασσικού τύπου όπως κροκαλοπαγή, ψαμμίτες, μάργες και μαργαϊκοί ασβεστόλιθοι με ηλικία Ηωκαινική-Ολιγοκαινική.

Μια ισχυρή λέπτυνση φλοιού στην οπισθοτόξια περιοχή συχνά συνδέεται με μαγματισμό. Ο μετά τη σύγκρουση μαγματισμός (πλουτωνικός και ηφαιστειακός) ποικίλλει σε σύσταση, χώρο και χρόνο και κυριαρχεί στη μάζα της Ροδόπης (Κυριακόπουλος, 1987, Del Moro et al., 1988, Harkovska et al., 1989, Koukouvelas & Pe-Piper, 1991, Jones et al., 1992, Eleftheriadis, 1995, Christofides et al., 2001, Yanev, 2003, Christofides et al., 2004, Marchev et al., 2004, Soldatos et al., 2008). Αυτός ο μαγματισμός συνδέεται με την υποβύθιση της λιθόσφαιρας της Πελαγονικής ζώνης και το κλείσιμο του ωκεανού του Αξιού. Οι λεπτομέρειες της μαγματικής ιστορίας της Ροδόπης είναι πολύ πολύπλοκες και τα διάφορα μαγματικά γεγονότα ερμηνεύονται ξεχωριστά από τις μελέτες που αναφέρονται παρακάτω.

## **2.3 Μαγματισμός**

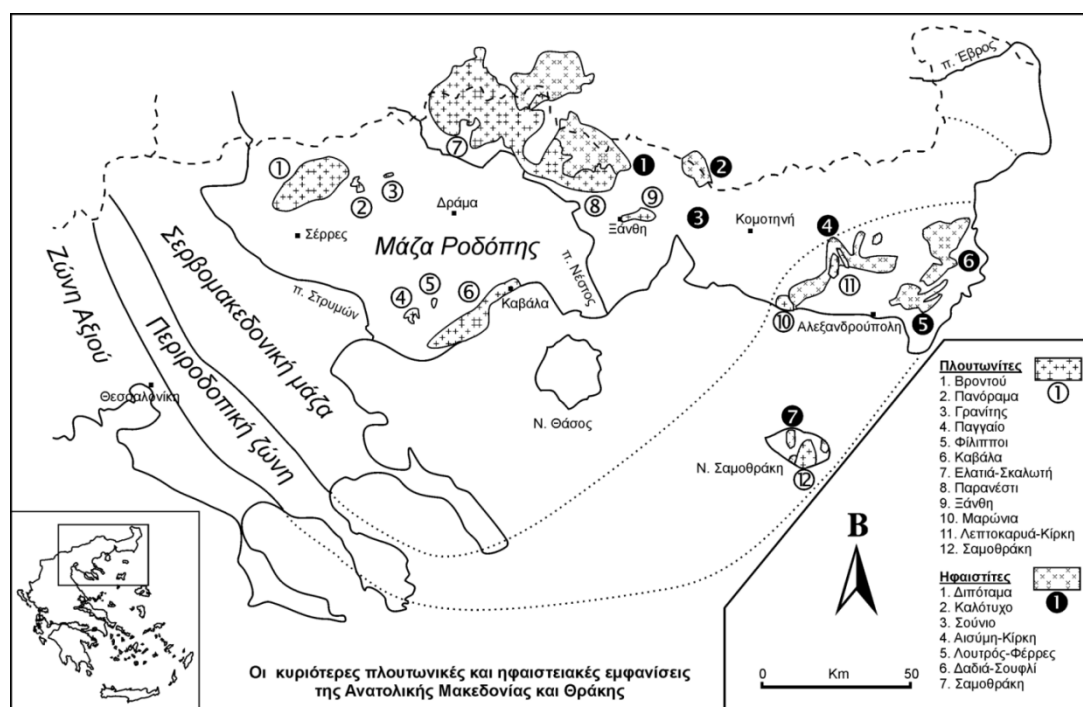
Τα μαγματικά πετρώματα αποτελούν ένα από τα κυριότερα χαρακτηριστικά του ελληνικού ορογενούς (Pe-Piper & Piper, 2007) και εμφανίζονται στην πλειονότητα των ελληνικών γεωτεκτονικών ζωνών, με τις ηλικίες τους να κυμαίνονται από το Παλαιοζωικό έως το Καινοζωικό. Ειδικότερα, ο μαγματισμός στη μάζα Ρίλα-Ροδόπης εμφανίζεται μέσω πλουτωνικών και ηφαιστειακών όξινων και ενδιάμεσων πυριγενών πετρωμάτων (Σχ. 4). Υπάρχουν πολλές γρανιτικές εμφανίσεις, οι οποίες διεισδύουν σε προϋπάρχοντα πετρώματα του κρυσταλλοσχιστώδους υποβάθρου. Πιο συγκεκριμένα, οι πλουτωνίτες είναι κυρίως γρανίτες, γρανοδιορίτες, μονζονίτες, χαλαζιακοί μονζονίτες και διορίτες. Στη βιβλιογραφία υπάρχει πλήθος μελετών για τον καθορισμό της ηλικίας των πλουτωνιτών αυτών. Οι ραδιοχρονολογήσεις προσδιορίζουν την ηλικία ως Ηωκαινική-Ολιγοκαινική με τιμές που κυμαίνονται μεταξύ των 25 έως 50 εκατομμυρίων ετών.

Η πυριγενής δραστηριότητα της Ροδόπης σχετίζεται με την ανάπτυξη του αλπικού ορογενούς, το οποίο δημιουργήθηκε στο ενεργό περιθώριο του ΝΑ ευρωπαϊκού χώρου κατά το κλείσιμο της Παλαιοθηύος (Boyanov et al., 1987, Sanduleskou, 1987, Schwan, 1987). Σύμφωνα με την Pe-Piper et al. (2004), η γένεση του μάγματος των πλουτωνιτών της Ελλάδας πιθανόν να συνδέεται με την υποβύθιση του ωκεανού των εσωτερικών Ποντίδων, ο οποίος σύμφωνα με τους Görür & Okay (1996) έκλεισε κατά το Ολιγόκαινο. Αυτοί οι πλουτωνίτες είναι περισσότερο διαδεδομένοι στην κεντρική και δυτική Ροδόπη (Ξάνθη, Παρανέστι, Ελατιά, Καβάλα, Βροντού, Γρανίτης, Παγγαίο, Φίλιπποι) (Χριστοφίδης, 1977, Kokkinakis, 1977, 1980, Κοτοπούλη, 1981,

Σκλαβούνος, 1981, Theodorikas, 1982, Σολδάτος, 1985, Liati, 1986, Κυριακόπουλος, 1987, Christofides, 1989, 1996, Kotopouli & Pe-Piper, 1989, Baltatzis et al., 1992, Jones et al., 1992, Kolocotroni, 1992, Neiva et al., 1996, Soldatos et al., 1998, Christofides et al., 1998, Christofides et al., 2012).

Επισημαίνεται ότι οι τριτογενείς αυτοί πλουτωνίτες διείσδυσαν μετά τη μεταμόρφωση της μάζας της Ροδόπης, όπως φαίνεται από τις σχέσεις τους με τα περιβάλλοντα πετρώματα τα οποία διακόπτουν, και θεωρούνται ότι συνδέονται με ζώνη κατάδυσης και ότι έχουν τοποθετηθεί σε ένα εκτατικό περιβάλλον (Koukouvelas & Pe-Piper, 1991, Kolocotroni, 1992, Sokoutis et al., 1993, Dinter et al., 1995). Ειδικότερα, αυτός ο μαγματισμός συσχετίζεται με την υποβύθιση της ωκεάνιας λιθόσφαιρας της Πελαγονικής ή της ζώνης του Αξιού. (Κυριακόπουλος, 1987, Eleftheriadis, 1995, Christofides et al., 2001, Yanev, 2003, Christofides et al., 2004, Marchev et al., 2004, Soldatos et al., 2008).

Αξίζει να αναφερθεί ότι στη Θράκη, στα όρια με την Περιοδοπική ζώνη, υπάρχει μια ζώνη με κατεύθυνση ABA από μικρά γρανιτοειδή σώματα (Τρεις Βρύσες, Χαλάσματα, Λεπτοκαρυά, Κίρκη, Κασσιτερά, Μαρώνεια) η οποία αποτελείται κυρίως από μονζονιτικά και γρανοδιοριτικά, καθώς και λίγα γαββρικά πετρώματα (Σιδέρης, 1975, Κυριακόπουλος, 1987, Del Moro et al., 1988, Eleftheriadis et al., 1989b, Mavroudchiev et al., 1992). Η ζώνη αυτή είναι γνωστή ως ζώνη Λεπτοκαρυάς-Κίρκης.



Σχήμα 4. Χάρτης μαγματισμού της μάζας της Ροδόπης.

Η ηλικία του τριτογενούς μαγματισμού στη μάζα της Ροδόπης φαίνεται ότι γενικά φθίνει βαθμιαία προς τα νότια όπως δείχνουν γεωχρονολογήσεις κυρίως σε ηφαιστειακά αλλά και σε πλουτωνικά πετρώματα.

Τα ηφαιστειακά πετρώματα της ελληνικής Ροδόπης είναι κυρίως ρυόλιθοι, δακίτες ανδεσίτες, και βασάλτες. Γεωγραφικά οι εμφανίσεις τους κατανέμονται σε πολύ μεγάλο ποσοστό σε δυο κύριες περιοχές. Η μια είναι η περιοχή Φερρών-Σαπών στον Έβρο και η δεύτερη περιοχή είναι βόρεια της Ξάνθης στα ελληνοβουλγαρικά σύνορα. Τέλος, η ηλικία της ηφαιστειότητας είναι ανάλογη με την ηλικία του πλουτωνισμού, δηλαδή Ηωκαινική-Ολιγοκαινική.

### 3. Ο πλουτωνίτης της Ξάνθης

#### 3.1 Γεωλογική Τοποθέτηση του πλουτωνίτη της Ξάνθης

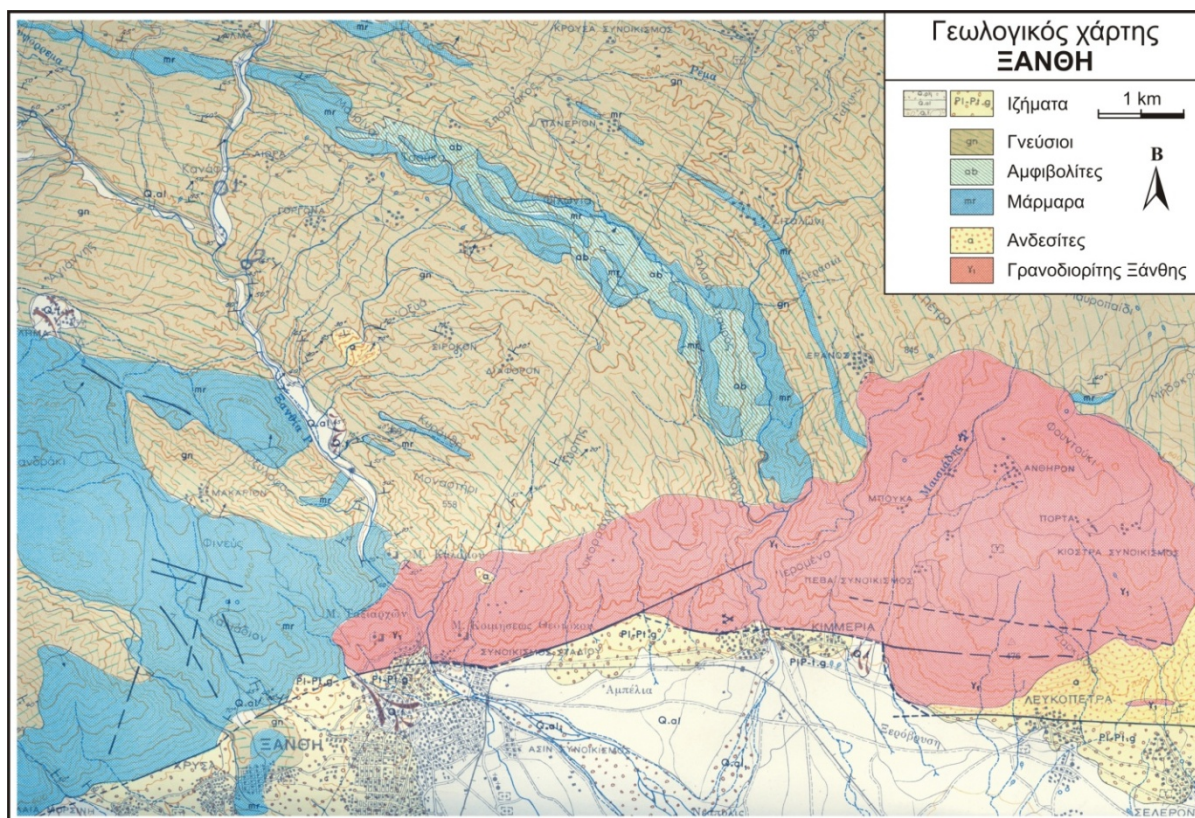
Τα πυριγενή πετρώματα και ειδικότερα οι γρανίτες είναι συνηθισμένο χαρακτηριστικό των ορογενετικών ζωνών. Οι γρανίτες στις περιοχές ορογένεσης αποτελούν σημαντικά γεωλογικά ίχνη ασχέτως του τρόπου δημιουργίας των τηγμάτων τους και μπορούν να βοηθήσουν στην αποκάλυψη της τεκτονικής-μαγματικής ιστορίας τέτοιων ζωνών.

Η Ολιγοκαινική έως Μειοκαινική εξέλιξη της μάζας της Ροδόπης κυριαρχείται από την παρουσία τεκτονικών ιζηματογενών λεκανών (Kilias et al., 2011, Caracciolo et al., 2011) με ασβεσταλκαλικού έως υψηλού καλίου ασβεσταλκαλικού πλουτωνίου και ηφαιστειακού μαγματισμού και ηφαιστειοκλαστικών ενστρώσεων.

Οι γεωφυσικές έρευνες έδειξαν ότι ο πλουτωνίτης της Ξάνθης είναι λακκόλιθος που επεκτείνεται αρκετά χιλιόμετρα προς το νότο (Maltezos & Brooks, 1989, Tsokas et al., 1996). Το πλουτωνικό σύμπλεγμα της Ξάνθης, το οποίο στη μεγαλύτερή του έκταση είναι μη παραμορφωμένο και μη διαβρωμένο, σχηματίζει μια μεγάλης έκτασης άλω μεταμόρφωσης επαφής με τύπου Skarn μεταλλοφορία και ορυκτογένεση (Χριστοφίδης, 1977, Liati, 1986). Το πλουτωνικό αυτό σύμπλεγμα βρίσκεται σε επαφή με γνεύσιους, μαρμαρυγιακούς σχιστόλιθους, αμφιβολίτες, ασβεστοπυριτικά πετρώματα, μάρμαρα και Ηωκαινικά-Ολιγοκαινικά ιζηματογενή πετρώματα της μάζας της Ροδόπης (Χριστοφίδης, 1977, Κυριακόπουλος, 1987, Christofides, 1989, Koukouvelas & Pe Piper, 1991, Christofides et al., 1998). Η νότια επαφή του πλουτωνίτη της Ξάνθης με νεογενή και τεταρτογενή πετρώματα είναι ρηξιγενής (Σχ. 5).

Ο πλουτωνίτης της Ξάνθης γεωγραφικά τοποθετείται βόρεια της πόλης της Ξάνθης και η έκτασή του είναι περίπου 40 km<sup>2</sup>. Η διεύθυνση του είναι ΔΝΔ-ΑΒΑ και ακολουθεί περίπου τη νοητή ευθεία που ορίζουν: η πόλη της Ξάνθης και τα χωριά Κιμμέρια, Λευκόπετρα και Φίλια. Τα δυτικά όρια του πλουτωνίτη βρίσκονται δυτικά της Ξάνθης και είναι σε επαφή με μάρμαρα Αλγώγκειου ηλικίας. Οι ανατολικές και βόρειες απολήξεις του βρίσκονται σε επαφή με ιζήματα του Παλαιογενούς. Η νότια πλευρά του, που είναι και η περιοχή μελέτης αυτής της εργασίας, διέρχεται από το χωριό Κιμμέρια και εκτείνεται μέχρι το χωριό Λευκόπετρα. Συνορεύει κυρίως με αλλουβιακά ιζήματα της Θρακικής πεδιάδας ή ακόμη και γνευσίους (Β. της Λευκόπετρας). Τέλος τα βόρεια και βορειοδυτικά όρια της εμφάνισης βρίσκονται σε επαφή με μάρμαρα, γνευσίους, αμφιβολίτες, αμφιβολιτικούς σχιστόλιθους καθώς και παλαιογενή ιζήματα.





**Σχήμα 5.** Γεωλογικός χάρτης Ξάνθης (Ι.Γ.Μ.Ε., 1973).

Ειδικότερα, ο πλουτωνίτης διεισδύει σε μάρμαρα, γνευσίους και σε ηφωκαινικά ιζηματογενή και ηφαιστειακά πετρώματα της Ανώτερης Τεκτονικής Ενότητας της μάζας της Ροδόπης καθώς επίσης και σε μάρμαρα που ανήκουν στην Κατώτερη Τεκτονική Ενότητα. Στην επαφή του με τα μεταμορφωμένα πετρώματα και ιδιαίτερα τα ανθρακικά, δημιουργείται μια μεγάλης έκτασης μεταμορφική άλω επαφής (εκατοντάδων μέτρων). Νότια βρίσκεται σε τεκτονική επαφή με πετρώματα του νεογενούς και τεταρτογενούς (Χριστοφίδης, 1977, Κυριακόπουλος, 1987, Sergi, 1997).

Όσον αφορά την ηλικία του πλουτωνίτη, οι περισσότερες μελέτες συνηγορούν στο ότι η ηλικία του είναι πράγματι Ολιγοκαινική, με τις τελευταίες ραδιοχρονολογήσεις (μέθοδος Ar/Ar σε κεροσίλβη) να δίνουν ηλικίες της τάξης των  $34.3 \pm 0.5$  Ma (Christofides et al., 2012).

Επισημαίνεται ότι η ηλικία των  $34.3 \pm 0.5$  Ma συνάδει τόσο με την ηλικία της ζώνης διάρρηξης του Νέστου (34 Ma σύμφωνα με τους Soldatos et al., 2001) όσο και με την ηλικία του τέλους της συν-μεταμορφικής επώθησης της ενότητας Σιδηρονέρου πάνω στην ενότητα Παγγαίου κατά μήκος της ζώνης διάρρηξης του Νέστου (33 Ma κατά τους Gautier et al., 2010).



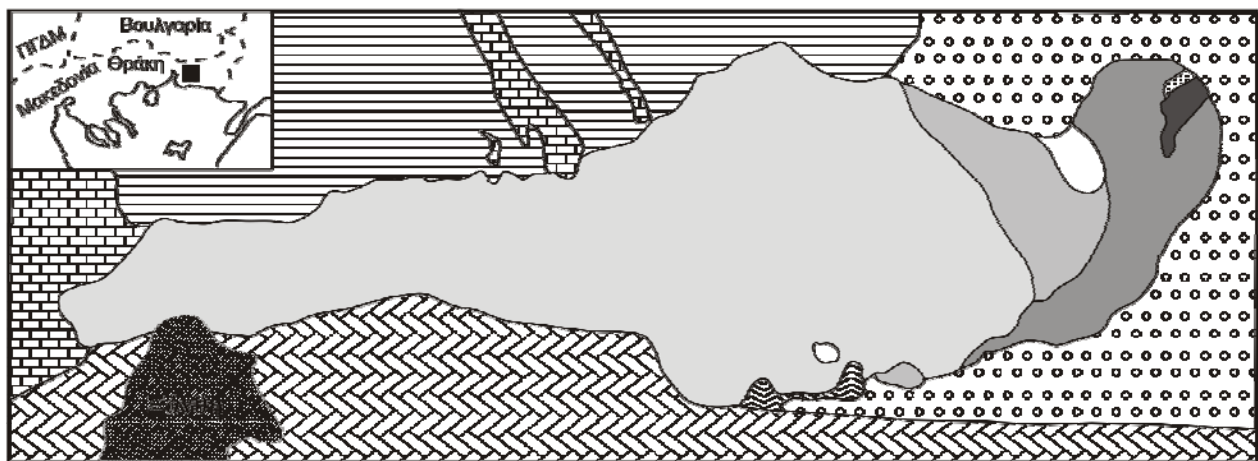
Παράλληλα, οι Jahn-Awe et al. (2010) υπολόγισαν ότι η δραστηριότητα της ζώνης διάρρηξης του Νέστου σταμάτησε τελείως στα 32 Ma.

Σε σχέση με την κύρια πτύχωση της περιοχής ο πλουτωνίτης της Ξάνθης χαρακτηρίζεται ως μετακινητικός. Αναλυτικότερα, ο πλουτωνίτης δεν είναι παραμορφωμένος και κόβει τις παραμορφωμένες δομές των μεταμορφωμένων περιβαλλόντων πετρωμάτων, υποδεικνύοντας ότι η τοποθέτησή του έλαβε χώρα μετά την παραμόρφωση (μετα-τεκτονικός πλουτωνίτης) (Koukouvelas & Pe-Piper, 1991). Τα έντονα φαινόμενα μεταμόρφωσης επαφής είναι απόδειξη των μεγάλων θερμοκρασιακών διαφορών ανάμεσα στο διεισδύον μάγμα και στα γειτονικά πετρώματα, οι οποίες χαρακτηρίζουν τους μετατεκτονικούς πλουτωνίτες.

Τα πετρώματα του πλουτωνίτη είναι ασβεσταλκαλικά έως υψηλού-K ασβεσταλκαλικά I-τύπου, ενώ το γεωτεκτονικό περιβάλλον τοποθέτησης του πλουτωνίτη είναι ηφαιστειακό τόξο. Στη γένεση των πετρωμάτων αυτών συμμετέχουν τόσο τήγματα του μανδύα, όσο και του φλοιού (Christofides et al., 1998a).

Ο πλουτωνίτης της Ξάνθης αποτελείται από ένα σημαντικό αριθμό πετρογραφικών τύπων (Σχ. 6):

1. Γρανοδιορίτης (κεροστιλβικός–βιοτιτικός έως βιοτιτικός–κεροστιλβικός)
2. Μονζογρανίτης (κανονικός γρανίτης) (κεροστιλβικός–βιοτιτικός)
3. Μονζονίτης (βιοτιτικός–πυροξενικός)
4. Χαλαζιακός μονζοδιορίτης (βιοτιτικός–πυροξενικός)
5. Λευκομονζογάββρος (βιοτιτικός–πυροξενικός)
6. Λευκογάββρος (πυροξενικός–ολιβινικός)
7. Χαλαζιακός γάββρος (αυγιτικός–βιοτιτικός–κεροστιλβικός)
8. Χαλαζιακός διορίτης (κεροστιλβικός–πυροξενικός–βιοτιτικός)
9. Χαλαζιακός μονζονιτοπορφύρης



#### ΥΠΟΜΝΗΜΑ



Σχήμα 6. Γεωλογικός χάρτης πλουτωνίτη της Ξάνθης (τροποποιημένος κατά Christofides et al., 2010).

Στους παραπάνω πετρογραφικούς τύπους πρέπει να προστεθούν τα λεπτόκοκκα εγκλείσματα χαλαζοδιοριτικής σύστασης και οι απλιτικές, πηγματιτικές και λαμπροφυρικές φλέβες που διεισδύουν στον πλουτωνίτη (Χριστοφίδης, 1977). Παρόλα αυτά, ο γρανοδιορίτης είναι ο κύριος πετρογραφικός τύπος και καταλαμβάνει το κεντρικό και δυτικό τμήμα του πλουτωνικού σώματος, δηλαδή περίπου τα  $\frac{3}{4}$  αυτού.

### 3.2 Ορυκτολογία – Πετρολογία Γρανοδιορίτη

Μακροσκοπικά ο γρανοδιορίτης της Ξάνθης είναι μεσόκοκο πέτρωμα με τυπικό γρανιτικό ιστό. Το χρώμα του είναι από τεφρό μέχρι τεφρόλευκο και μπορεί να μεταβάλλεται από σκουρότερο σε ανοικτότερο ανάλογα με το ποσοστό των φεμικών ορυκτών. Τέλος, σε ορισμένες περιπτώσεις εμφανίζεται ελαφρώς ρόδινος λόγω του ρόδινου χρώματος των καλιούχων αστρίων.

Ο γρανοδιορίτης σε γενικές γραμμές είναι αναλλοίωτος και συμπαγής. Τεκτονισμός παρατηρείται σε συγκεκριμένες περιοχές όπως στην επαφή με τα μάρμαρα. Το ίδιο ισχύει και για φαινόμενα αποσάθρωσης που πάλι εμφανίζονται κατά τόπους και κατά περιπτώσεις.

Τα κύρια ορυκτά από τα οποία αποτελείται ο γρανοδιορίτης είναι πλαγιόκλαστα, ορθόκλαστο, χαλαζίας, βιοτίτης και κεροστίλβη ενώ τα δευτερεύοντα είναι αυγίτης, απατίτης, τιτανίτης, χλωρίτης, ασβεστίτης, ζirkόνιο και μαγνητίτης. Η αναλογία Pl:Or έχει μεγάλη μεταβολή και κυμαίνεται μεταξύ 1,83 και 4,53. Γενικά οι περιεκτικότητες και οι αναλογίες των σαλικών συστατικών είναι: χαλαζίας 17-24,9%, ορθόκλαστο 12,7-23,9% και πλαγιόκλαστα 42,2-57,7% (Χριστοφίδης, 1977).

Ένα αξιοσημείωτο χαρακτηριστικό του γρανοδιορίτη της Ξάνθης είναι η παρουσία εγκλεισμάτων με ελλειψοειδές κυρίως σχήμα. Τα εγκλείσματα αυτά εμφανίζονται σε όλη την έκταση του γρανοδιορίτη με έμφαση στα περιφερειακά του τμήματα. Οι διαστάσεις τους ποικίλουν από 1 έως 20 εκατοστά. Τα εγκλείσματα είναι περισσότερο λεπτόκοκκα και έχουν υψηλότερη συγκέντρωση σε φεμικά ορυκτά από ότι το πέτρωμα ξενιστής (Χριστοφίδης, 1977, Liati, 1986). Η παρουσία μικρόκοκκων εγκλεισμάτων σε μαγματικά πετρώματα συνηγορεί για μίξη μαγμάτων.

### **3.3 Ορυκτολογία – Πετρολογία Μονζονίτη**

Υπάρχουν δύο εμφανίσεις μονζονίτη στο πλουτωνικό σύμπλεγμα της Ξάνθης. Η πρώτη και μεγαλύτερη εμφάνιση βρίσκεται στο βορειοανατολικό άκρο του πλουτωνίτη. Η δεύτερη και σημαντικά μικρότερη εμφάνιση εντοπίζεται στο νότιο-νοτιοανατολικό άκρο του πλουτωνίτη, βόρεια του χωριού Λευκόπετρα. Η δεύτερη αυτή εμφάνιση είναι που αφορά την συγκεκριμένη εργασία.

Μακροσκοπικά, ο μονζονίτης της παρούσας εργασίας, είναι χονδρόκοκκο πέτρωμα με τεφροκύανο χρώμα. Το χρώμα αυτό οφείλεται στην ύπαρξη νεφελωδών (cloudy) πλαγιокλάστων στη δομή του, τα οποία εμφανίζονται με χαρακτηριστική θολότητα στο μικροσκόπιο. Οι νεφελώδης όψη των πλαγιокλάστων οφείλεται στην παρουσία εγκλεισμάτων μαγνητίτη (Christofides, 1982).

Τα ορυκτά από τα οποία αποτελείται ο μονζονίτης είναι κυρίως πλαγιόκλαστο συστάσεως ολιγοκλάστου-ανδεσίνη, ορθόκλαστο, πυρόξενος και βιοτίτης, συνοδευόμενα από επουσιώδη ορυκτά όπως κεροστίλβη, χαλαζίας, απατίτης, τιτανίτης και αδιαφανή ορυκτά. Η αναλογία Pl:Or κυμαίνεται από 2:1 μέχρι 1:1,5 και η αναλογία των σαλικών σε σχέση με τα φεμικά συστατικά κυμαίνεται από 64:36 έως 77:23. Σημειώνεται ότι η ορυκτολογική σύσταση των δύο μονζονιτικών εμφανίσεων είναι σε γενικές γραμμές ίδια, με το μονζονίτη της Λευκόπετρας να χαρακτηρίζεται ως αυγιτικός-βιοτιτικός.

Επισημαίνεται σε αυτό το σημείο ότι ο μονζονίτης της Λευκόπετρας δημιουργεί φαινόμενα μεταμόρφωσης εξ' επαφής στα ανατολικά του όρια όπου και έρχεται σε επαφή με ιζηματογενή πετρώματα. Ο μονζονίτης σε αυτή την περιοχή εμφανίζεται σαθρός εξαιτίας της δράσης υδροθερμικών διαλυμάτων (Χριστοφίδης, 1977). Σε αυτή την επαφή σχηματίζεται και η μια από τις δυο περιπτώσεις σκαπολίθου (μέσω φαινομένων σκαπολιθίωσης) που μελετά η παρούσα εργασία.

## 4. Μεταμόρφωση

### 4.1 Ορισμός

Ως μεταμόρφωση ορίζεται η ιστολογική, ορυκτολογική ή και χημική τροποποίηση προϋπαρχόντων πετρωμάτων μετά από τη δράση κάποιων φυσικών διεργασιών. Οι διεργασίες αυτές γίνονται στο εσωτερικό της Γης και σε συνθήκες πίεσης και θερμοκρασίας υψηλότερες από αυτές που επικρατούν στην επιφάνεια της γης ή σε μικρό βάθος. Τα πετρώματα που προκύπτουν ονομάζονται μεταμορφωμένα ή κρυσταλλοσχιστώδη.

Για να χαρακτηριστεί ένα πέτρωμα ως μεταμορφωμένο απαιτείται να ισχύει μια από τις δυο ακόλουθες θεμελιώδεις μεταμορφικές τροποποιήσεις (Δημητριάδης, 1988):

*Νεοορυκτογένεση:* Δηλαδή σχηματισμός νέων ορυκτών που δεν υπήρχαν στο αρχικό πέτρωμα και κατά κανόνα συνοδεύεται από την εξαφάνιση (αντικατάσταση) κάποιου άλλου ή κάποιων άλλων ορυκτών του αρχικού πετρώματος.

*Ιστολογική Μετάπλαση:* Δηλαδή παραμόρφωση μέρους ή όλων των ορυκτών του αρχικού πετρώματος, όπως επίσης και υιοθέτηση ορισμένου προσανατολισμού κατά την ανάπτυξη των κρυστάλλων της νεοορυκτογένεσης. Στην ιστολογική μετάπλαση ανήκει και η ανακρυστάλλωση, δηλαδή ο σχηματισμός αδιαμόρφωτων κρυστάλλων ορυκτών στη θέση προϋπαρχόντων και μηχανικά παραμορφωμένων κρυστάλλων των ίδιων ορυκτών.

### 4.2 Θερμική Μεταμόρφωση

Θερμική μεταμόρφωση ορίζεται η μεταμόρφωση η οποία προκαλείται κυρίως από τη δράση υψηλής θερμοκρασίας, ενώ η πίεση και οι παραμορφωτικές τάσεις συνεισφέρουν ελάχιστα. Τέτοιος συνδυασμός παραγόντων (δηλαδή υψηλή θερμοκρασία – χαμηλή πίεση – χαμηλό δυναμικό τάσεων) συναντάται σε περιβάλλοντα μαγματικών διεισδύσεων. Στις περιπτώσεις αυτές τα πετρώματα που έρχονται σε επαφή με τέτοιες διεισδύσεις μεταμορφώνονται θερμικά μέχρι κάποια απόσταση από το μαγματικό όγκο. Για το λόγο αυτό η θερμική μεταμόρφωση ονομάζεται διαφορετικά και μεταμόρφωση επαφής. Στην πλειονότητα των περιπτώσεων κατά τη θερμική μεταμόρφωση είναι πολύ σημαντική η δράση και της ρευστής φάσης που κατά κύριο λόγο εμπλουτίζεται από ρευστά τα οποία αποβάλλει ο μαγματικός όγκος κατά τη διάρκεια της κρυστάλλωσής του. Τα πετρώματα που είναι προϊόντα θερμικής μεταμόρφωσης τα χαρακτηρίζουμε ως πετρώματα επαφής. Η έναρξη των διαδικασιών της θερμικής μεταμόρφωσης

γενικότερα τοποθετείται περίπου στους 200° C, ενώ η πίεση κατά τη θερμική μεταμόρφωση υπολογίζεται ότι συνήθως δεν ξεπερνά τα 2 Kb (Δημητριάδης, 1988).

Σε θέσεις πρωτογενούς επαφής μιας μαγματικής διείσδυσης με τα περιβάλλοντα πετρώματα γίνεται πάντα σε μικρότερο ή μεγαλύτερο βαθμό θερμική μεταμόρφωση. Η απόσταση αυτή κυμαίνεται από μερικά mm μέχρι 2 με 3 km ανάλογα με την περίπτωση. Όταν η μεταμόρφωση επαφής προσβάλλει τα περιβάλλοντα πετρώματα σε σημαντική απόσταση από τον πυριγενή όγκο, τότε γύρω από τον τελευταίο δημιουργείται ζώνη επαφής ή άλως επαφής. Το πλάτος της ζώνης αυτής εξαρτάται από ποικίλους παράγοντες και δεν είναι σταθερό ούτε και για τις διάφορες πλευρές του ίδιου πυριγενούς όγκου.

Η συμμετοχή της ρευστής φάσης συνίσταται στο ότι με την καθαρά χημική της συμπεριφορά μπορεί να τροποποιήσει σε μικρό ή μεγάλο βαθμό τα αποτελέσματα της δράσης των άλλων παραγόντων της μεταμόρφωσης (θερμοκρασία, πίεση, και λοιπά). Ανεξάρτητα όμως από αυτό, η ρευστή φάση έχει και σημαντική καταλυτική δράση, αφού χρησιμεύει σαν φορέας για τη διάλυση των διαφόρων συστατικών του πετρώματος από ορισμένες θέσεις και τη μεταφορά και διάθεσή τους για αντιδράσεις σε άλλες θέσεις.

Τη ρευστή φάση αποτελούν οι συγκεντρώσεις μορίων των πτητικών συστατικών και κατά κανόνα είναι ένα αέριο μίγμα. Σπάνια η ρευστή φάση έχει δυνατότητα ροής, αφού ο χώρος όπου βρίσκεται είναι εξαιρετικά περιορισμένος. Τις περισσότερες φορές βρίσκεται προσκολλημένη σε επιφάνειες ασυνέχειας με μορφή λεπτών μονομοριακών ίσως υμενίων. Η κίνηση των συστατικών της γίνεται με μηχανισμούς διάχυσης. Όμως σε ορισμένες περιπτώσεις, όταν οι ρωγμές του πετρώματος διευρυνθούν, η ρευστή φάση μπορεί να κινηθεί μαζικά. Κύριο συστατικό της ρευστής φάσης των πετρωμάτων είναι το H<sub>2</sub>O. Άλλο συστατικό της ρευστής φάσης που σε ορισμένες περιπτώσεις έχει σημαντική συμμετοχή είναι το CO<sub>2</sub>. Αυτό συναντάται στη ρευστή φάση που πληρώνει τα μικρά διάκενα πετρωμάτων που έχουν ως συστατικά ανθρακικά ορυκτά. Η μετατροπή τέτοιων ορυκτών σε πυριτικά εμπλουτίζει ακόμη περισσότερο τη ρευστή φάση με το CO<sub>2</sub> που απελευθερώνεται. Άλλα συστατικά της ρευστής φάσης μπορούν να είναι τα: Οξυγόνο, Χλώριο, Φθόριο, Βόριο και άλλα (Δημητριάδης, 1988).

### **4.3 Μετασωμάτωση**

Μετασωμάτωση ή ανισοχημική μεταμορφική διεργασία συμβαίνει όταν το σύστημα είναι ανοιχτό (δηλαδή επιτρέπει μετακινήσεις ουσιών) ώστε να μην υπάρχει χημική ισοδυναμία μεταξύ του πρωτόλιθου και του μεταμορφωμένου προϊόντος. Απαντάται σπανιότερα στη φύση

και έχει περιορισμένη έκταση. Συνήθως εντοπίζεται σε θέσεις επαφής μεταξύ χημικά ετερογενών πετρωμάτων, όμως είναι δυνατό να έχουμε σημαντικές μετακινήσεις ουσιών που κυμαίνονται μεταξύ κάποιων εκατοστών έως και δεκάδων μέτρων. Σημαντικός παράγοντας που καθορίζει την έκταση της μετασωμάτωσης είναι το  $H_2O$  και το  $CO_2$  γιατί είναι πολύ ευκίνητα συστατικά.

Ο όρος μετασωμάτωση χρησιμοποιείται κυρίως όταν οι μεταμορφικές αλλαγές στη χημική σύσταση αναφέρονται στα κύρια συστατικά του πετρώματος. Η διαπίστωση επίσης ότι κατά τη μεταμόρφωση είναι κανόνας να διατηρείται σταθερή η χημική σύσταση αφορά επίσης τα κύρια συστατικά των πετρωμάτων. Ωστόσο για τα ιχνοστοιχεία η μεταμόρφωση σπάνια είναι ισοχημική διεργασία. Αυτό ισχύει γιατί υπάρχει διαφορά στην κινητικότητα του κάθε ιχνοστοιχείου.

Το πρόβλημα της αντιμετώπισης της θερμοδυναμικής ισορροπίας σε ανοιχτά συστήματα που σχετίζονται με μεταμορφωμένα πετρώματα αποτέλεσε αντικείμενο έντονων συζητήσεων την δεκαετία του 1950 και 1960 (Weill and Fyfe, 1964). Στο πλαίσιο των προηγούμενων συζητήσεων για την κινηματική της μεταμόρφωσης, το ερώτημα του τρόπου αντιμετώπισης των ανοιχτών συστημάτων επανεμφανίστηκε ως κεντρικό θέμα. Η κύρια πρόκληση είναι η σύνδεση μεταξύ της μαζικής μετατόπισης και του μηχανισμού δημιουργίας και παραγωγής παραμορφωτικών τάσεων. Σε μια βραχομάζα που αντιδράει, όπου μια συμπεριφορά ανοιχτού συστήματος είναι δυνατή, υπάρχουν δύο περιοριστικά σενάρια. Ένα σύστημα μπορεί να αλλάξει τον όγκο του και έτσι να διαταράξει το τοπικό πεδίο τάσεων, ή μπορεί να διατηρήσει ένα σταθερό όγκο με την ανταλλαγή μάζας με το περιβάλλον του. Στην πράξη, στη φύση συμβαίνει ένας συνδυασμός των δύο προηγούμενων, όμως είτε το ένα είτε το άλλο συνήθως κυριαρχεί.

Ο περιορισμένος όγκος των διαθέσιμων υγρών κατά τη διάρκεια της μεταμόρφωσης θέτει συχνά σοβαρούς περιορισμούς στην ανοιχτή συμπεριφορά του συστήματος. Τα πρώτα στάδια σερπεντινίωσης στους ωκεάνιους πυθμένες συνήθως οδηγούν σε πολύ μικρές αλλαγές στη σύσταση του πετρώματος (Bach et al., 2006). Αυτό το στάδιο είναι πάντα συνδεδεμένο με εκτεταμένη θραύση και σχηματισμό δικτυωτού ιστού (mesh texture). Η μετέπειτα τροποποίηση κάτω από συνθήκες ανοιχτού συστήματος ακολουθεί περισσότερο μια διαδικασία αντικατάστασης όγκο προς όγκο, κάτι που είναι συνηθισμένο σε μεταμορφικές διαδικασίες που χαρακτηρίζονται από μεγάλες ροές υγρών όπως η αλβιτίωση και η σκαπολιθίωση. Αυτές οι διαδικασίες εμφανίζονται συνηθέστερα σε περιοχές με υψηλές γεωθερμικές βαθμίδες, όπως γύρω από μαγματικούς όγκους που ψύχονται, ή τοπικές ζώνες παραμόρφωσης που λειτουργούν ως δίαυλοι μεταφοράς υγρών (Jamtveit and Austrheim, 2010).

#### 4.4 Μεταμόρφωση επαφής στην περιοχή μελέτης

Φαινόμενα θερμομεταμόρφωσης επαφής δημιουργούνται εξαιτίας της μαγματικής διεισδυσής του γρανοδιορίτη της Ξάνθης στα περιβάλλοντα πετρώματα. Ο πλουτωνίτης διεισδύει σε μεταμορφωμένα πετρώματα τόσο της κατώτερης τεκτονικής ενότητας (π.χ. δυτική επαφή με μάρμαρα) όσο και της ανώτερης τεκτονικής ενότητας (π.χ. βόρεια επαφή με μάρμαρα). Φαίνεται δηλαδή ότι διεισδύει χρονολογικά μετά την επώθηση της ενότητας Σιδηρονέρου πάνω στην ενότητα Παγγαίου.

Δύο σκαπολιθικές εμφανίσεις εντοπίζονται στο χωριό Λευκόπετρα, σε επαφή με τον πλουτωνίτη της Ξάνθης. Η πρώτη εντοπίζεται βόρεια-βορειοδυτικά του χωριού και η δεύτερη βόρεια-βορειοανατολικά αυτού.

Πιο συγκεκριμένα, στην πρώτη περίπτωση, ο σκαπόλιθος εμφανίζεται στην επαφή γρανοδιορίτη με βιοτιτικό γνεύσιο. Στη δεύτερη περίπτωση, ο σκαπόλιθος αναπτύσσεται στην επαφή μονζονίτη με ψαμμίτες, μέσα στους οποίους παρατηρούνται φλέβες ανδεσιτικής σύστασης ακριβώς βόρεια του χωριού Λευκόπετρα.

Στη ζώνη επαφής του πλουτωνίτη με τα γύρω πετρώματα εμφανίζεται μεταμορφική άλως. Ειδικότερα, στη ζώνη αυτή, όπου βρίσκονται άλλωστε και τα σημεία μελέτης της εργασίας, παρατηρούνται διάφορες παραγενέσεις ορυκτών που διαφέρουν ανάλογα με τη θέση. Οι δύο παραγενέσεις που περιέχουν σκαπόλιθο είναι οι ακόλουθες:

α) σκαπόλιθος-διοψίδιος-ασβεστίτης (1<sup>η</sup> περίπτωση)

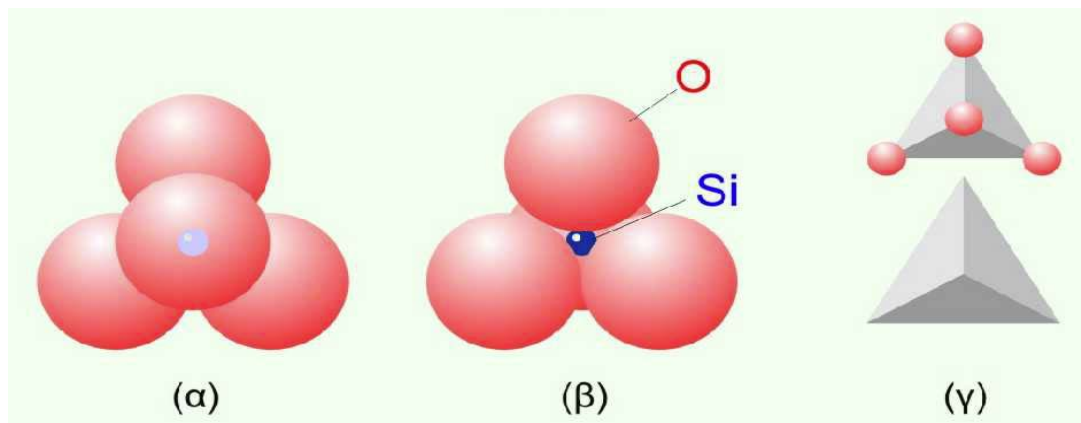
β) σκαπόλιθος-πλαγιόκλαστο-διοψίδιος-τιτανίτης (2<sup>η</sup> περίπτωση)



## 5. Σκαπόλιθος

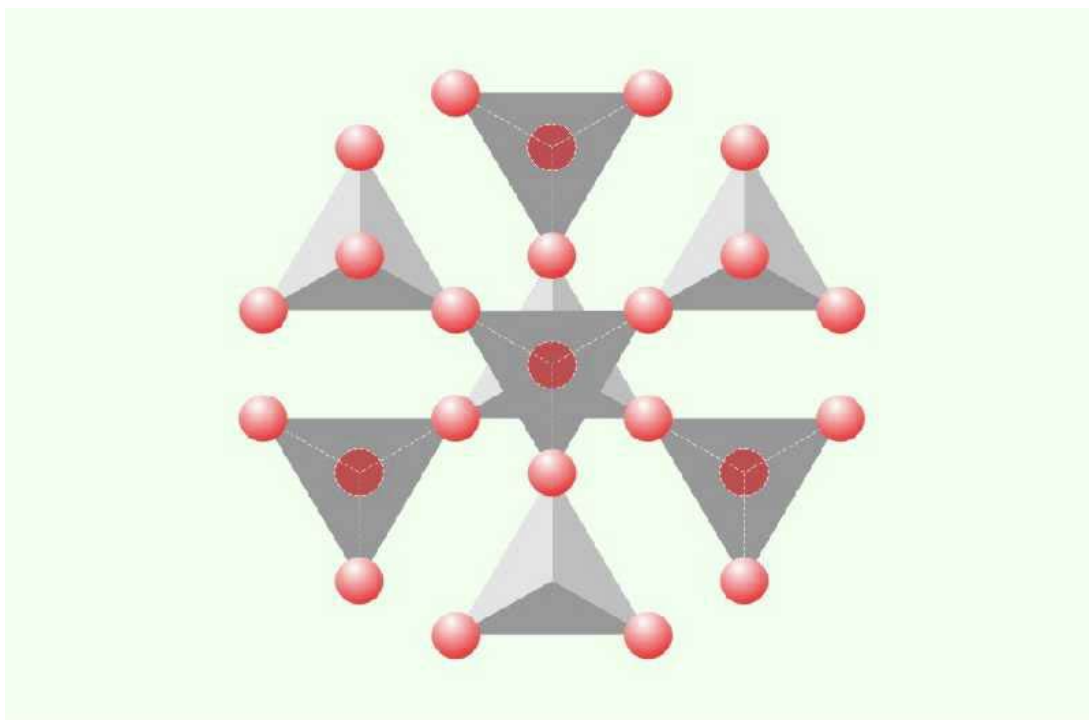
### 5.1 Ομάδα Σκαπόλιθου

Ο σκαπόλιθος ουσιαστικά είναι μια ομάδα ή σειρά ορυκτών (ομάδα σκαπόλιθου), η οποία υπάγεται στα πυριτικά ορυκτά και πιο συγκεκριμένα στα τεκτοπυριτικά ορυκτά.



Σχήμα 7. Τετράεδρο του Πυριτίου (<http://www.geo.auth.gr/courses/gmo/gmo106y>)

Στη φύση, η πιο σημαντική ομάδα ορυκτών είναι η ομάδα των πυριτικών ορυκτών. Τα πυριτικά ορυκτά αποτελούν περίπου το 25% όλων των γνωστών ορυκτών και το 40% των πιο κοινών μεταλλευμάτων. Όλα τα πυριτικά ορυκτά εμπεριέχουν πυρίτιο και οξυγόνο. Αυτά τα δυο στοιχεία συνδυάζονται σχηματίζοντας τετράεδρα, το καθένα από τα οποία αποτελείται από ένα άτομο πυριτίου στο κέντρο και τέσσερα άτομα οξυγόνου στις γωνίες (Σχ. 7). Ο αριθμός σύνταξης των τεκτοπυριτικών ορυκτών είναι 4. Τα τετράεδρα πυριτίου μπορούν να υπάρχουν ως χωριστές, ανεξάρτητες μονάδες και να συνδέονται μόνο με άλλα τετράεδρα πυριτίου (όπως στο χαλαζία), ή με άλλα χημικά στοιχεία όπως ο σίδηρος, το μαγνήσιο, το αργίλιο και άλλα. Επίσης τα τετράεδρα του πυριτίου μπορούν να μοιράζονται τα άτομα του οξυγόνου στις γωνίες (δεσμοί), στις ακμές (στοίχοι), ή σπανιότερα στις πλευρές τους (επίπεδα), δημιουργώντας ως αποτέλεσμα διαφορές στη δομή. Οι διαφορετικές διασυνδέσεις δημιουργούν επίσης κενά διαφόρων μεγεθών, τα οποία καταλαμβάνονται από ιόντα διαφόρων μετάλλων σύμφωνα με το μέγεθος και την ατομική συναρμογή του κενού.



**Σχήμα 8.** Κρυσταλλοδομή Τεκτοπυριτικών  $\text{Si} : \text{O} = 1 : 2$  (<http://www.geo.auth.gr/courses/gmo/gmo106y>).

Η τεκτοπυριτική δομή είναι ένα τρισδιάστατο πλέγμα από τετράεδρα πυριτίου, με κάθε τετραεδρική μονάδα να μοιράζεται και τα τέσσερα άτομα οξυγόνου της (Σχ. 8). Το όνομα της ομάδας προέρχεται από το ελληνικό τέκτων που σημαίνει οικοδόμος. Τα Τεκτοπυριτικά είναι η μεγαλύτερη ομάδα πυριτικών ορυκτών, συμπεριλαμβάνουν αρκετά πετρογενετικά ορυκτά, και αναφέρονται στη διεθνή βιβλιογραφία ως Framework Silicates. Σημαντικός παράγοντας στο μεγάλο μέγεθος της ομάδας είναι η ιδιότητα του αργιλίου να αντικαθιστά το πυρίτιο στο τετράεδρο. Η ιδιότητά του να σχηματίζει αλυσίδες τετραέδρων περίπου ίδιου μεγέθους με τα πυριτικά τετράεδρα επιτρέπει στις αλυσίδες αργιλίου να ενσωματώνονται εύκολα στις τεκτοπυριτικές δομές. Το αργίλιο επίσης μπορεί να καταλάβει και άλλες θέσεις στην κρυσταλλοδομή, αντικαθιστώντας στοιχεία όπως το μαγνήσιο, το δισθενή σίδηρο και το τιτάνιο. Αποτέλεσμα είναι να προκύπτει ένας μεγάλος αριθμός ορυκτών που εμφανίζεται σε αφθονία στο φλοιό της Γης. Όλα αυτά τα ορυκτά έχουν μια μονάδα  $\text{SiO}_4$  στους χημικούς τους τύπους (Bonewitz, 2005).

Ο σκαπόλιθος παλαιότερα θεωρούνταν ένα ασβεστίτικο αργίλοπυριτικό ορυκτό. Η ονομασία του σκαπόλιθου προέρχεται από την ελληνική λέξη σκάπος που σημαίνει ράβδος. Ο όρος σκαπόλιθος χρησιμοποιείται ακόμη στην αγορά πολύτιμων λίθων και αναφέρεται σε οποιοδήποτε μέλος της ομάδας του σκαπόλιθου το οποίο όμως μπορεί να κοπεί αναλόγως και να αξιοποιηθεί

ως πολύτιμος λίθος. Στο παρελθόν διάφορα ονόματα δόθηκαν στους σκαπόλίθους αλλά σήμερα έχουν απορριφθεί. Βερνερίτης ήταν το πρώτο όνομα της ομάδας του σκαπόλίθου. Δίπυρο και μειζονίτης ήταν τα ονόματα των ενδιάμεσων μελών της ομάδας. Τα ακραία μέλη μαριάλιθος και μειονίτης ονομάστηκαν το πρώτο το 1866 από το γερμανό ορυκτολόγο vom Rath για την γυναίκα του Maria, και το δεύτερο το 1801 από το Γάλλο ορυκτολόγο René Just Haüy. Το όνομα μειονίτης προέρχεται από την ελληνική λέξη μείον που σημαίνει λιγότερο και η ονομασία δόθηκε στο ορυκτό εξ' αιτίας των πυραμιδοειδών επιφανειών του που είναι λιγότερο απότομες από αυτές του βεζουβιανίτη, αφού τα δύο αυτά ορυκτά μερικές φορές συγχέονται.

Οι σκαπόλίθοι είναι συχνά ορυκτό συστατικό των πλούσιων σε ασβέστιο μεταμορφωμένων πετρωμάτων και εμφανίζονται σε πετρώματα περιοχικής μεταμόρφωσης όπως μάρμαρα, ασβεστιούχοι γνεύσιοι, αμφιβολίτες και πρασινοσχιστόλιθοι. Σκαπόλίθοι σχηματίζονται λιγότερο συχνά γύρω από πυριγενείς διεισδύσεις, ειδικά όταν αυτές είναι αστριούχοι πηγματίτες και γάββροι. Επίσης, δεν είναι γνωστό αν σχηματίζονται σε ιζηματογενή περιβάλλοντα και σίγουρα δεν εμφανίζονται ως βασικά ορυκτά σε πυριγενή πετρώματα, εκτός από κάποιους πηγματίτες. Σκαπόλίθος πλούσιος σε μειονίτη συμμετέχει σπάνια ως επουσιώδες συστατικό σε ορισμένους τύπους πετρωμάτων μέσου ή υψηλού βαθμού μεταμόρφωσης (αμφιβολίτες, γνεύσιοι, κτλ.) (Deer, et al., 1992).

Οι μεγαλύτεροι σε μέγεθος κρύσταλλοι βρίσκονται συνήθως σε μάρμαρα. Οι κυριότερες εμφανίσεις μεγάλων κρυστάλλων σκαπόλίθου βρίσκονται στο Quebec και Ontario του Καναδά καθώς και στην πολιτεία της Νέας Υόρκης των Η.Π.Α. Άλλες σημαντικές εμφανίσεις υπάρχουν σε κράτη όπως Φινλανδία, Μεξικό, Ιταλία, Δημοκρατία της Τσεχίας, Γερμανία, Ρωσία, και Νορβηγία. Ορυκτά της ομάδας του σκαπόλίθου με ποιότητα πολύτιμου λίθου προέρχονται από χώρες όπως Κίνα, Myanmar, Αυστραλία, Μοζαμβίκη, Γκάνα, Χιλή και Τανζανία.

## 5.2 Ιδιότητες Σκαπόλίθου

Όσον αφορά τις φυσικές ιδιότητες, ο σκαπόλίθος κρυσταλλώνεται στο τετραγωνικό σύστημα. Εμφανίζεται από διαφανής έως ημιδιαφανής και έχει υαλώδη λάμψη. Μακροσκοπικά, το χρώμα του κυμαίνεται από άχρωμο, τεφρό και λευκό έως κίτρινο, ρόδινο και ιώδες με τη γραμμή σκόνης του να είναι λευκή. Ο δείκτης διάθλασης είναι μεταξύ 1.53 και 1.60. Η μορφή-ανάπτυξη του σκαπόλίθου είναι πρισματική. Η σκληρότητα του κυμαίνεται από 5 μέχρι 6 στην κλίμακα Mohs. Εμφανίζει καλό σχισμό και ανώμαλο έως κογχώδη θραυσμό. Το ειδικό του βάρος είναι 2.5 μέχρι 2.7.

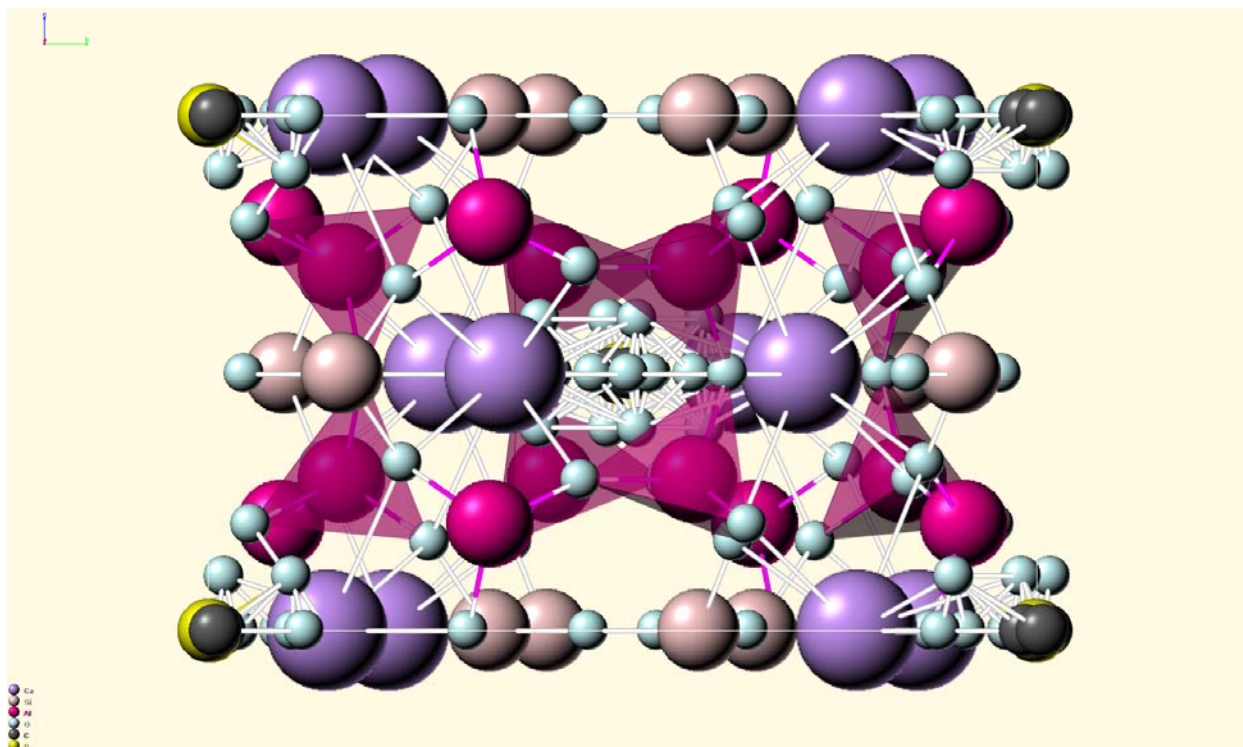
Οι κρύσταλλοι του σκαπόλιθου είναι πρισματικοί μικρού έως μεσαίου μεγέθους, συχνά με εξέχουσα πυραμιδοειδή και πινακοειδή ανάπτυξη και μπορούν να μοιάζουν με τους κρυστάλλους του βεζουβιανίτη. Ο σκαπόλιθος μπορεί επίσης να εμφανίζεται κοκκώδης ή ακόμη και συμπαγής. Πιθανόν να παρουσιάζει το φαινόμενο «μάτι της γάτας» (Cat's-Eye), όταν κόβεται σύμφωνα με τον τύπο κοπής πολύτιμων λίθων καμποσόν (Cabochon) (χωρίς διακριτές πλευρές αλλά με μια στρογγυλευμένη και κυρτή γυαλισμένη επιφάνεια). Κάποια δείγματα σκαπόλιθου επίσης έχει παρατηρηθεί ότι φθορίζουν (Bonewitz, 2005).

Γενικά σε μεταμορφωμένα πετρώματα, ο σκαπόλιθος εμφανίζεται σε τομές είτε ακανόνιστες, είτε υπιδιοβλαστικές, βραχυπρισματικές, ή ακόμη και ισόμετρες, περίπου τετράγωνες. Σε ορισμένες περιπτώσεις, συναντάται σε σπογγώδους μορφής ποικιλοβλαστική σύμφυση με πλαγιόκλαστα. Ο σχισμός του είναι τέλειος κατά (100) και καλός κατά (110). Σε λεπτές τομές εμφανίζεται άχρωμος με το ανάγλυφό του να κυμαίνεται από χαμηλό έως μέσο. Εμφανίζει ορθή κατάσβεση ως προς τα σχισμογενή ίχνη ή την τυχόν πρισματική ανάπτυξη. Η θλαστικότητά του εξαρτάται από τη σχετική συμμετοχή των ακραίων μελών (δ.δ. 1,54-1,60) αλλά σε γενικές γραμμές είναι υψηλότερη στα πλουσιότερα σε μειονίτη μέλη.

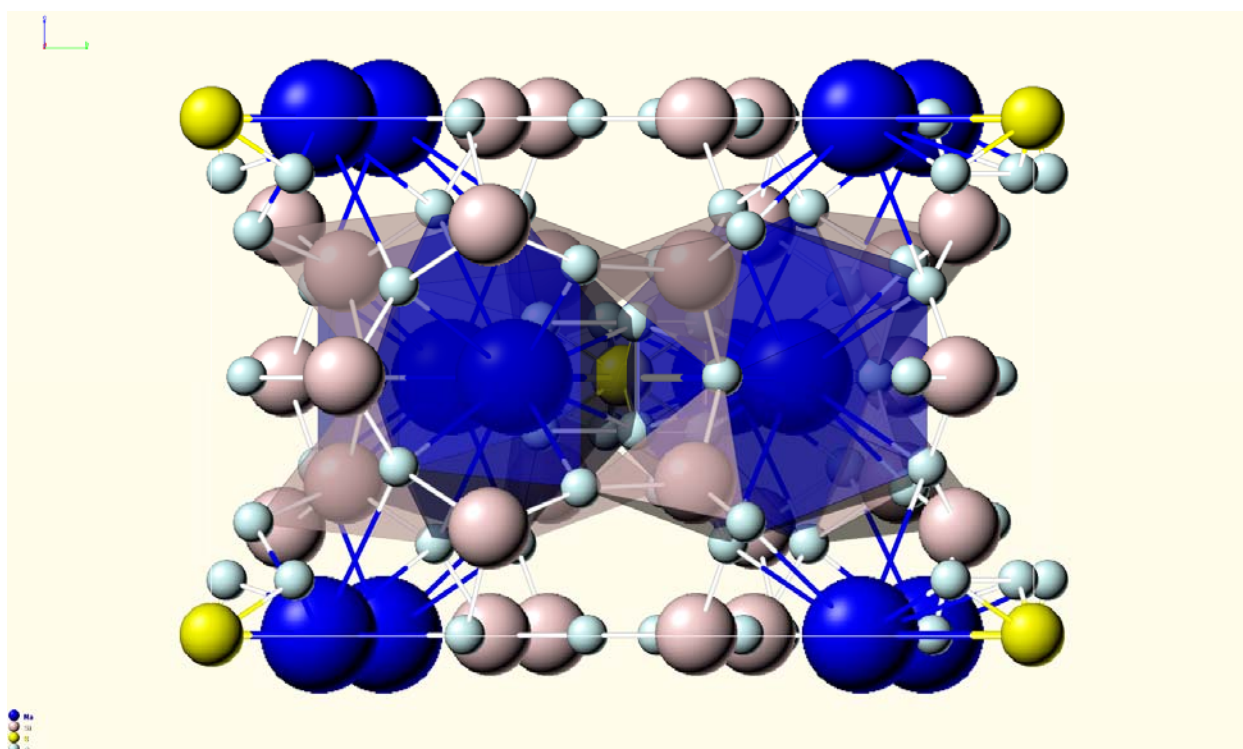
Επίσης και η διπλοθλαστικότητα εξαρτάται άμεσα από τη σύσταση. Στα πλούσια σε μαριάλιθο μέλη η διπλοθλαστικότητα είναι ασθενής μέχρι μέση, ενώ στα πλούσια σε μειονίτη μέλη είναι ισχυρή ( $\delta$  μαριάλιθου = 0,005-0,009 και  $\delta$  μειονίτη = 0,034-0,038). Ο σκαπόλιθος είναι μονάζονα αρνητικός.

### 5.3 Ορυκτοχημεία - Κρυσταλλοδομή Σκαπόλιθου

Ο σκαπόλιθος χαρακτηρίζεται από δυο τύπους δακτυλίων τεσσάρων μελών από τετράεδρα Si-Al. Ο πρώτος τύπος δακτυλίων αποτελείται από T1 τετράεδρα τα οποία κατευθύνονται στην ίδια διεύθυνση, και ο δεύτερος τύπος δακτυλίων αποτελείται από T2 και T3 τετράεδρα τα οποία κατευθύνονται πάνω και κάτω, το ένα αντίθετα από το άλλο. Οι δακτύλιοι του δεύτερου τύπου ενώνονται με πολλαπλές αλυσίδες που κατευθύνονται παράλληλα προς τον άξονα c, και συνδέονται με τον πρώτο τύπο δακτυλίων ώστε να σχηματίζουν δακτύλιους πέντε μελών. Από τους πενταμελείς τετράεδρους δακτυλίους σχηματίζεται ένας υποσφαιρικός κλωβός, ο οποίος περιστοιχίζεται από τέσσερις ωοειδείς διαύλους παράλληλους στον άξονα c (Σχ. 9 και Σχ. 10). Ο μεγάλος κλωβός καταλαμβάνεται από τις ομάδες ανιόντων και οι διάυλοι υποδέχονται ιόντα Na και Ca (Dong, 2005).

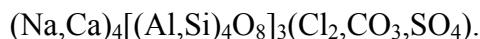


Σχήμα 9. Κρυσταλλοδομή σκαπόλιθου με σύσταση μειονίτη (Ca, Si, Al, O, C, S) (<http://webmineral.com>).



Σχήμα 10. Κρυσταλλοδομή σκαπόλιθου με σύσταση μαριάλιθου (Na, Si, S, O) (<http://webmineral.com>).

Ο σκαπόλιθος αποτελεί σειρά μεικτών κρυστάλλων με σύσταση από τον ασβεστούχο μειονίτη έως τον νατριούχο μαριάλιθο, με γενικό χημικό τύπο:

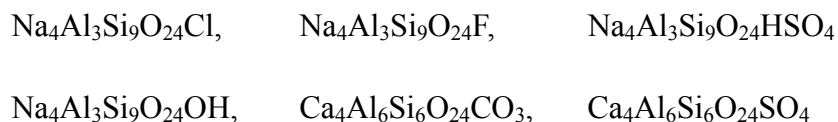


Τα αμιγή ακραία μέλη δεν απαντώνται στη φύση, αλλά έχουν συντεθεί στο εργαστήριο. Οι φυσικοί σκαπόλιθοι σπανίως αγγίζουν ακόμη και το 80% κάποιου από τα δύο ακραία μέλη.

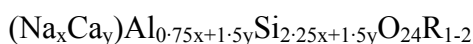
- Χημικός Τύπος Μαριάλιθου  $\text{Na}_4(\text{AlSi}_3\text{O}_8)_3(\text{Cl}_2,\text{CO}_3,\text{SO}_4)$
- Χημικός Τύπος Μειονίτη  $\text{Ca}_4(\text{Al}_2\text{Si}_2\text{O}_8)_3(\text{Cl}_2,\text{CO}_3,\text{SO}_4)$

Παρόλο που οι χημικές συστάσεις των φυσικών σκαπόλιθων δεν καλύπτουν όλο το εύρος μεταξύ των δύο θεωρητικών ακραίων μελών, ο μαριάλιθος και ο μειονίτης μπορούν να θεωρούνται μέλη της σειράς στερεών διαλυμάτων  $3\text{NaAlSi}_3\text{O}_8 \cdot \text{NaCl} - 3\text{CaAl}_2\text{Si}_2\text{O}_8 \cdot \text{CaCO}_3$ . Η αντικατάσταση των κατιόντων δεν συμβαίνει σε σημαντικό βαθμό, όμως είναι συνήθης η σημαντική αντικατάσταση του Cl και του  $\text{CO}_3$  από F και  $\text{SO}_4$  (Deer et al., 1963).

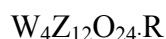
Ο Shaw (1960) παρουσίασε ένα σύστημα για τον υπολογισμό των ποσοστών των ακόλουθων ακραίων μελών του σκαπόλιθου:



Ο ιδανικός χημικός τύπος μπορεί να εκφραστεί ως:



όπου  $x + y = 4$ , ή γενικότερα ως:

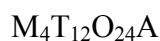


όπου W είναι κυρίως τα Ca, Na και K αλλά μπορεί να συμπεριλαμβάνονται μικρά ποσά από Mg, Fe, Mn και Ti, Z είναι τα Si και Al, και R είναι τα Cl, F,  $\text{HCO}_3$ ,  $\text{HSO}_4$  ή OH για τον μαριάλιθο και τα  $\text{CO}_3$ ,  $\text{SO}_4$ ,  $(\text{OH})_2$ ,  $\text{Cl}_2$  ή  $\text{F}_2$  για τον μειονίτη.

Οι συστάσεις των δυο κύριων ακραίων μελών της σειράς του σκαπόλιθου, σε αναλογία με τα πλαγιόκλαστα, μπορεί να εκφραστεί ως :



Σήμερα ισχύει ότι ο σκαπόλιθος είναι μια γενική ονομασία που αποδίδεται στα ορυκτά που μπορούν να περιγραφούν με στερεά διαλύματα τα οποία είναι: ένα ασβεστιούχο ανθρακούχο ακραίο μέλος, ο μειονίτης ( $\text{Ca}_4\text{Al}_6\text{Si}_6\text{O}_{24}\text{CO}_3$ ), ένα νατριούχο χλωριούχο ακραίο μέλος, ο μαριάλιθος, ( $\text{Na}_4\text{Al}_3\text{Si}_9\text{O}_{24}\text{Cl}$ ), ένα υποθετικό ακραίο μέλος (Na-Me), ( $\text{Na}_3\text{CaAl}_3\text{Si}_9\text{O}_{24}\text{CO}_3$ ), και ένα ασβεστιούχο θειούχο ακραίο μέλος, το θεϊκό μειονίτη, ( $\text{Ca}_4\text{Al}_6\text{Si}_6\text{O}_{24}\text{SO}_4$ ) (Baker and Newton, 1994). Ο γενικός χημικός τύπος που χρησιμοποιείται σήμερα είναι:



όπου, M= Na και Ca, T= Si και Al, και A= Cl,  $\text{CO}_3$  και  $\text{SO}_4$  (Teerstra and Sherriff, 1997, Pan, 1998). Ο μαριάλιθος και ο μειονίτης έχουν ιδανικά άνυδρα ακραία μέλη με χημικούς τύπους  $\text{Na}_4\text{Al}_3\text{Si}_9\text{O}_{24}\cdot\text{Cl}$  και  $\text{Ca}_4\text{Al}_6\text{Si}_6\text{O}_{24}\cdot\text{CO}_3$  αντίστοιχα.

## 6. Αναλυτικές Μέθοδοι

Η εργαστηριακή διαδικασία που ακολουθήθηκε για την εξέταση των δειγμάτων σκαπόλιθου περιλαμβάνει τα ακόλουθα βήματα.

Αρχικά, πραγματοποιήθηκε μακροσκοπική μελέτη δείγματος της πρώτης παραγένεσης το οποίο ήταν καθαρός σκαπόλιθος. Στη συνέχεια, για την ακτινογραφική μελέτη το δείγμα κονιοποιήθηκε σε αχάτινο γουδί σε μέγεθος αναφούς σκόνης προκειμένου να γίνει η λήψη των ακτινογραφημάτων. Για τη λήψη των ακτινογραφημάτων χρησιμοποιήθηκε περιθλασίμετρο τύπου Philips P.W.1820/00 του Τομέα Ορυκτολογίας-Πετρολογίας-Κοιτασματολογίας του Τμήματος Γεωλογίας του Α.Π.Θ, εξοπλισμένο με μικροεπεξεργαστή P.W.1710/00. Οι συνθήκες λειτουργίας του μηχανήματος ήταν 35 kV και 25 mA χρησιμοποιώντας ακτινοβολία χαλκού ( $\text{CuK}_\alpha$ ) και φίλτρο Ni για την παραγωγή μονοχρωματικής ακτινοβολίας. Η περιοχή σάρωσης της γωνίας  $2\theta$  ήταν  $3^\circ$  έως  $63^\circ$  και η ταχύτητα σάρωσης  $1,2^\circ/\text{min}$ . Χρησιμοποιήθηκε το λογισμικό πρόγραμμα P.C.-A.P.D. (1994) για την αυτόματη λήψη και επεξεργασία των δεδομένων της σάρωσης σε ψηφιακή μορφή. Η ταυτοποίηση του ορυκτού έγινε από τη βάση δεδομένων I.C.D.D.P.D.F. data.

Για την ορυκτολογική μελέτη κατασκευάστηκαν από τα δείγματα σκαπόλιθου και των δύο παραγενέσεων λεπτές τομές στο εργαστήριο του Τομέα Ορυκτολογίας-Πετρολογίας-Κοιτασματολογίας του Τμήματος Γεωλογίας του Α.Π.Θ.. Έπειτα ακολούθησε εξέταση σε οπτικό μικροσκόπιο διερχόμενου φωτός και λήψη χαρακτηριστικών φωτογραφιών των τομών με ψηφιακή φωτογραφική μηχανή προσαρμοσμένη σε πολωτικό μικροσκόπιο τύπου ZEISS. Στη φάση αυτή έγινε αναγνώριση των ορυκτών που εμφανίζονται στις δύο παραγενέσεις. Επίσης, παρατηρήθηκαν και επαληθεύτηκαν οι ορυκτολογικές ιδιότητες και τα μικροσκοπικά χαρακτηριστικά των σκαπόλιθων και των δύο παραγενέσεων.

Τέλος, κατασκευάστηκαν λεπτές στιλπνές τομές από δείγματα σκαπολίθων από τις δύο παραγενέσεις για μικροανάλυσεις των ορυκτών στο Διατμηματικό Εργαστήριο Ηλεκτρονικής Μικροσκοπίας του Α.Π.Θ. με ηλεκτρονικό μικροσκόπιο σάρωσης (SEM = scanning electron microscope) τύπου JEOL J.S.M. 840-A, συνδεδεμένο με φασματοσκόπιο ενεργειακής διασποράς (EDS = energy dispersive spectroscopy) τύπου LINK-AN 10000, με τάση επιτάχυνσης 20 kV και χρόνο ανάλυσης 80 sec. Οι αντιπροσωπευτικές φωτογραφίες που πάρθηκαν κατά τη διάρκεια της παρατήρησης των δειγμάτων τόσο μικροσκοπικά όσο και μακροσκοπικά παρατίθενται στη συνέχεια.



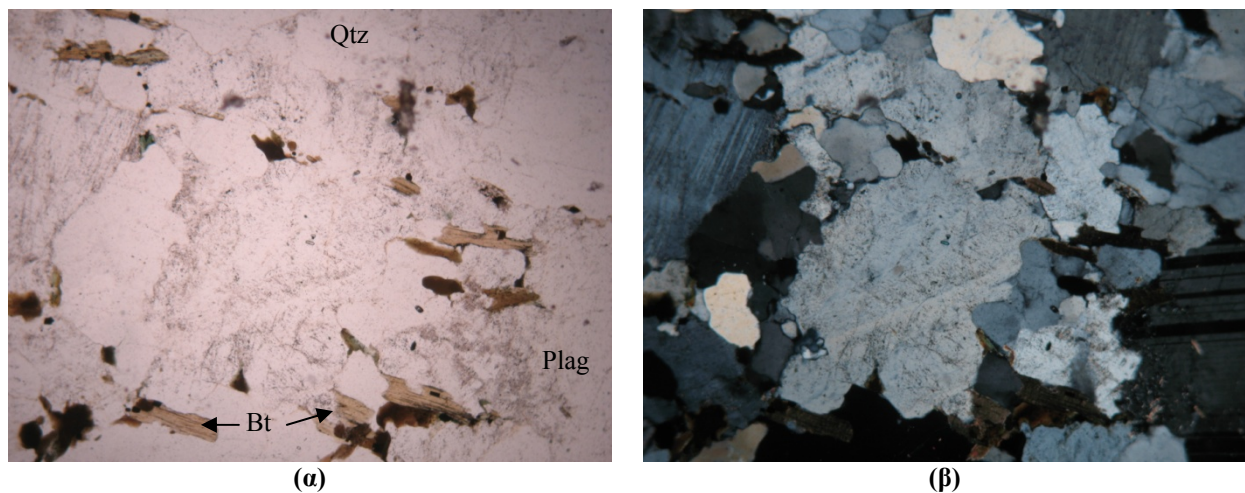
## 7. Μελέτη του σκαπόλιθου της Ξάνθης

### 7.1 Μακροσκοπικές - Μικροσκοπικές Παρατηρήσεις

Σύμφωνα με το Χριστοφίδη (1977), ο σκαπόλιθος εμφανίζεται στην επαφή γρανοδιορίτη-γνευσίων και γρανοδιορίτη-ηφαιστειοϊζηματογενών πετρωμάτων. Στην πρώτη περίπτωση η παραγένεση είναι σκαπόλιθος-διοψίδιος-ασβεστίτης, ενώ στη δεύτερη περίπτωση είναι σκαπόλιθος-διοψίδιος-τιτανίτης-πλαγιόκλαστο.

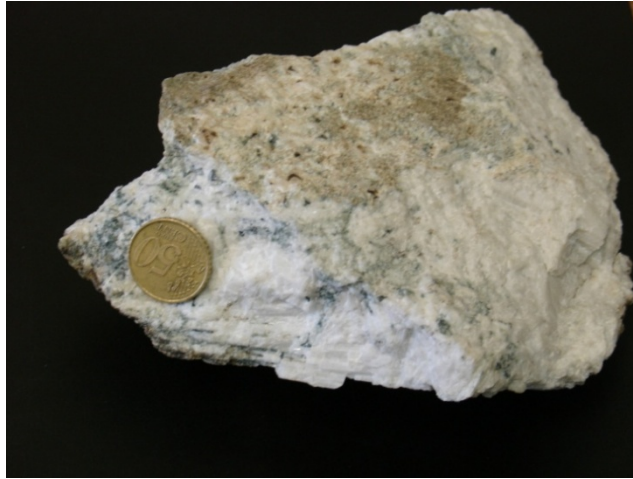
Σήμερα, επιβεβαιώνεται ότι ο σκαπόλιθος που μελετάται στην παρούσα εργασία εμφανίζεται πράγματι στη μεταμορφική άλω που σχηματίζεται από τη διείσδυση του πλουτωνίτη της Ξάνθης σε παρακείμενα πετρώματα. Ειδικότερα εμφανίζεται σε επαφή γρανοδιορίτη-βιοτιτικού γνεύσιου και μονζονίτη-ψαμμίτη που περιέχει ανδεσιτικές φλέβες. Επισημαίνεται ότι οι ηφαιστειακές αυτές φλέβες είναι παλαιότερες του πλουτωνίτη της Ξάνθης, αλλά χωρίς σημαντική διαφορά στην ηλικία.

Ο βιοτιτικός γνεύσιος αποτελείται από βιοτίτη, ορθόκλαστο, πλαγιόκλαστο, χαλαζία και απατίτη, με το βιοτίτη να εμφανίζεται εν μέρει χλωριτωμένος. Ο ιστός που παρατηρείται είναι γρανο-λεπιδοβλαστικός (Εικ. 1).



**Εικόνα 1.** Μικροσκοπική φωτογραφία γνεύσιου με πολωτή (α) και με πολωτή και αναλυτή (β). Bt = βιοτίτης, Plag = πλαγιόκλαστο, Qtz = χαλαζίας.

Μακροσκοπικά ο σκαπόλιθος εμφανίζεται άχρωμος, λευκός ή τεφρόλευκος στην πρώτη περίπτωση. Το μήκος των κρυστάλλων φτάνει μέχρι 10 cm (Εικ. 2). Αντίθετα, στη δεύτερη περίπτωση οι κρύσταλλοι σκαπόλιθου (συσσώματωμα) είναι ορατοί μακροσκοπικά μόνο σε μερικές περιπτώσεις.

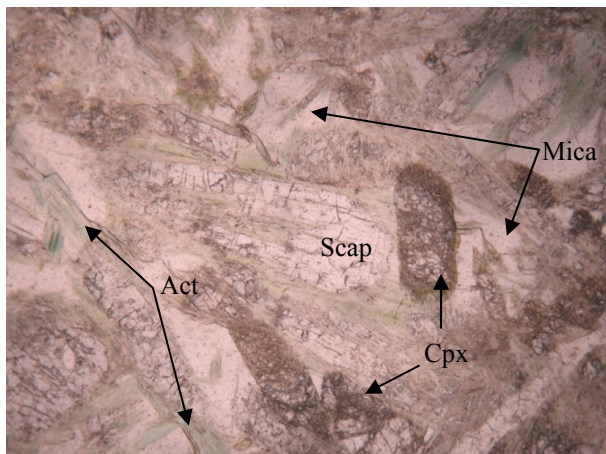


**Εικόνα 2.** Μακροσκοπική φωτογραφία κρυστάλλων σκαπόλιθου της 1<sup>ης</sup> παραγένεσης.

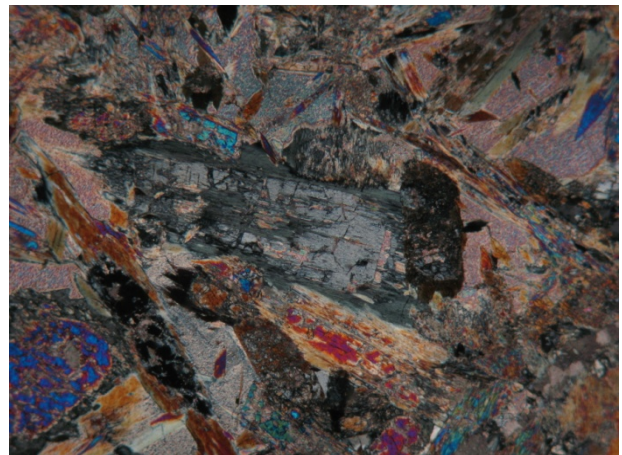
Στο μικροσκόπιο σημειώθηκαν οι παρακάτω παραγένεσεις:

- 1) ακτινόλιθος – διοψίδιος – σκαπόλιθος – λευκός μαρμαρυγίας (1<sup>η</sup> παραγένεση)
- 2) πλαγιόκλαστο – σκαπόλιθος – διοψίδιος – τιτανίτης (2<sup>η</sup> παραγένεση)

Μικροσκοπικά, ο σκαπόλιθος εμφανίζεται άχρωμος με σχετικά χαμηλά χρώματα πόλωσης. Στην πρώτη παραγένεση, οι σκαπόλιθοι εμφανίζονται σε ευμεγέθεις κρυστάλλους που συχνά εγκλείουν ποικιλτικά διοψίδιο (Εικ. 3-5). Παράλληλα με το σκαπόλιθο υπάρχει ανάπτυξη αμφίβολου (ακτινόλιθος) και λευκού μαρμαρυγία.



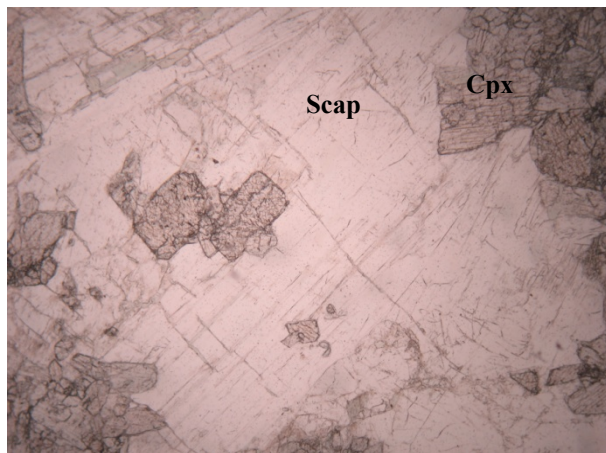
(α)



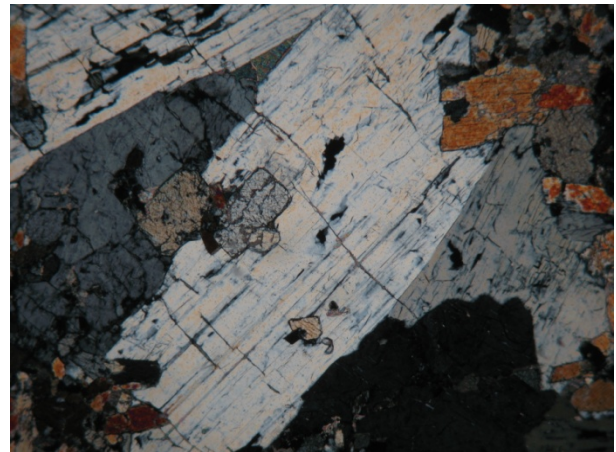
(β)

**Εικόνα 3.** Μικροσκοπική φωτογραφία της 1<sup>ης</sup> παραγένεσης με N(-) (α) και με N(+) (β). Scap = σκαπόλιθος, Act = ακτινόλιθος, Cpx = κλινοπυρόξενος, Mica = λευκός μαρμαρυγίας.



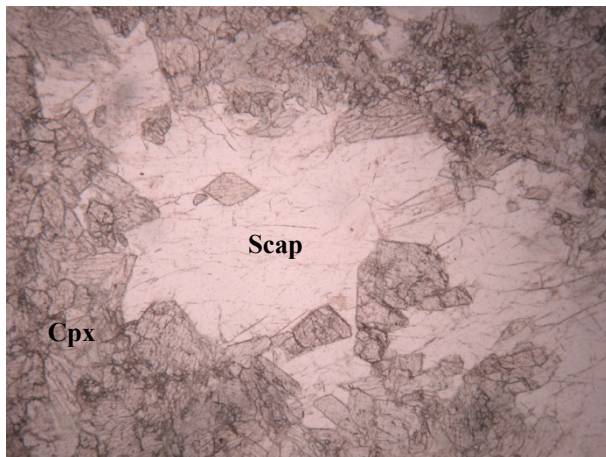


(α)

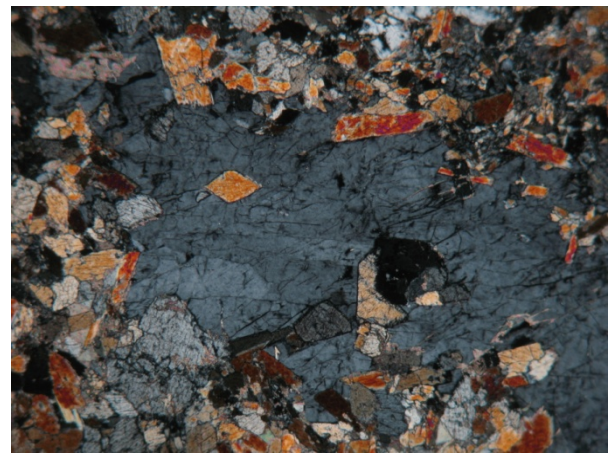


(β)

**Εικόνα 4.** Μικροσκοπική φωτογραφία της 1<sup>ης</sup> παραγένεσης με N(-) (α) και με N(+) (β). Συμβολισμοί όπως στην εικόνα 3.



(α)



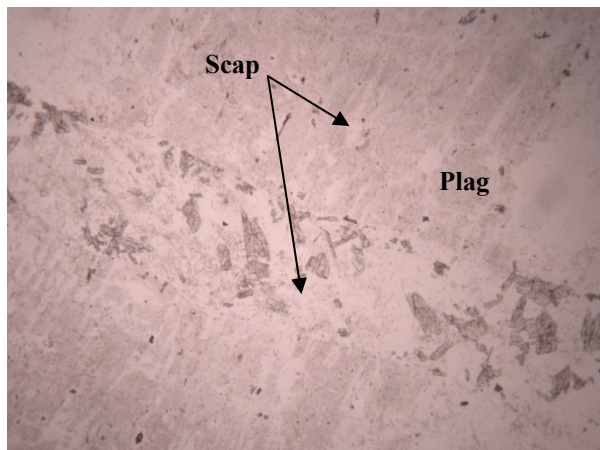
(β)

**Εικόνα 5.** Μικροσκοπική φωτογραφία της 1<sup>ης</sup> παραγένεσης με N(-) (α) και με N(+) (β). Συμβολισμοί όπως στην εικόνα 3.

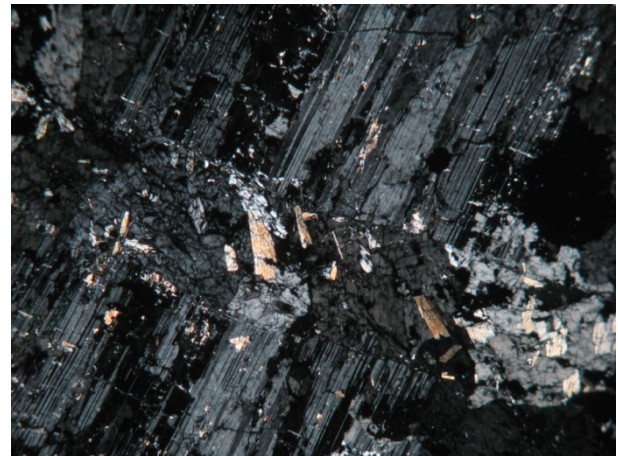
Στη δεύτερη παραγένεση οι κρύσταλλοι του σκαπόλιθου περιβάλλουν τα πλαγιόκλαστα του μονζονίτη και αναπτύσσονται εις βάρος αυτών (Εικ. 6-12 από πολωτικό μικροσκόπιο και Εικ. 13-15 από ηλεκτρονικό σαρωτικό μικροσκόπιο S.E.M.). Το φαινόμενο αυτό ονομάζεται σκαπολιθίωση. Επιπλέον, τα πλαγιόκλαστα εμφανίζονται με χαρακτηριστική θολότητα και ονομάζονται νεφελώδη (cloudy).

Άλλες μικροσκοπικές ιδιότητες των κρυσταλλών σκαπόλιθου που παρατηρούνται είναι ο σχισμός, ο οποίος είναι μέτριος κατά (100) και ασαφής κατά (110). Οι κρύσταλλοι είναι μονάζονες με οπτικό χαρακτήρα αρνητικό.



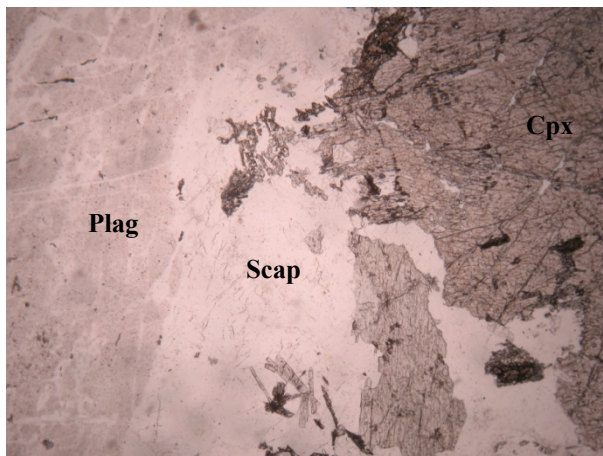


(α)



(β)

**Εικόνα 6.** Μικροσκοπική φωτογραφία σκαπολιθίωσης από την 2<sup>η</sup> παραγένεση με N(-)(α) και με N(+) (β). Συμβολισμοί όπως στην εικόνα 3.

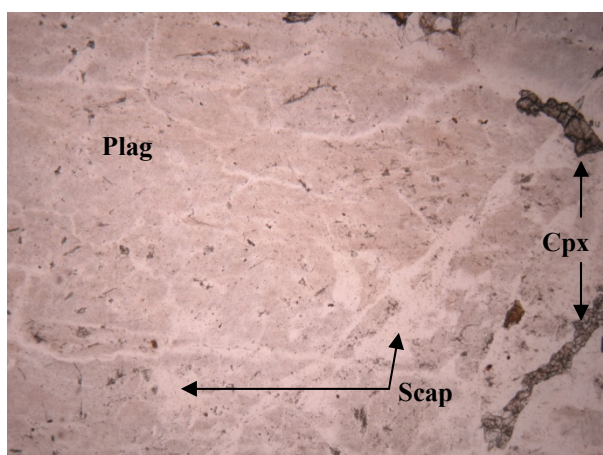


(α)

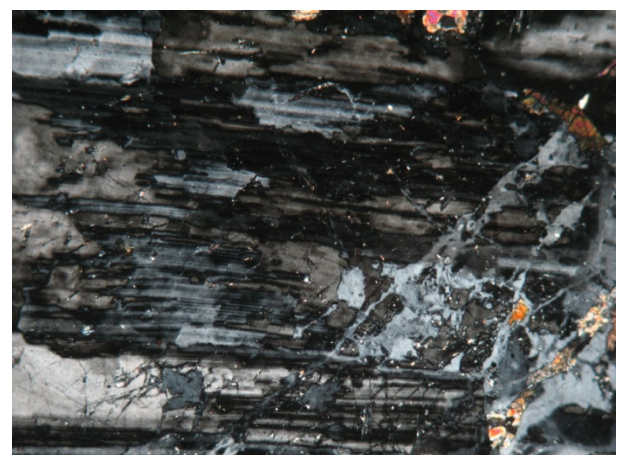


(β)

**Εικόνα 7.** Μικροσκοπική φωτογραφία σκαπολιθίωσης από την 2<sup>η</sup> παραγένεση με N(-) (α) και με N(+) (β). Συμβολισμοί όπως στην εικόνα 3.



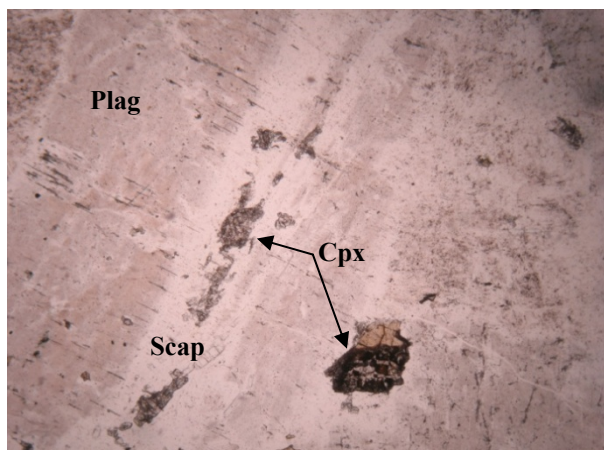
(α)



(β)

**Εικόνα 8.** Μικροσκοπική φωτογραφία σκαπολιθίωσης από την 2<sup>η</sup> παραγένεση με N(-) (α) και N(+) (β). Συμβολισμοί όπως στην εικόνα 3.



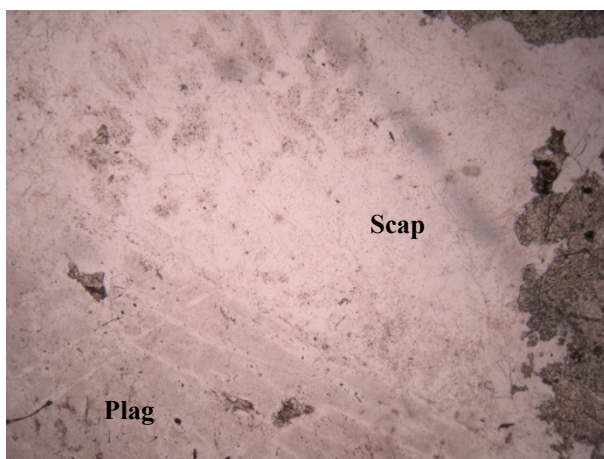


(α)



(β)

**Εικόνα 9.** Μικροσκοπική φωτογραφία σκαπολιθίωσης από την 2<sup>η</sup> παραγένεση με N(-) (α) και με N(+) (β). Συμβολισμοί όπως στην εικόνα 3.

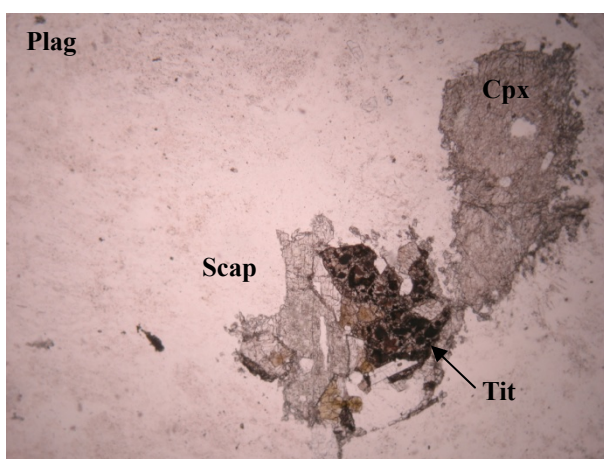


(α)

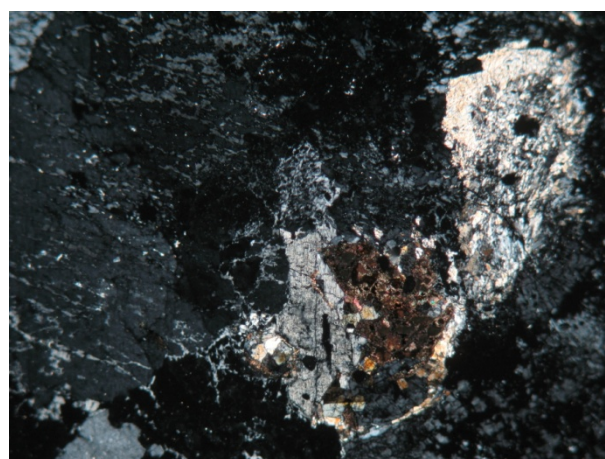


(β)

**Εικόνα 10.** Μικροσκοπική φωτογραφία σκαπολιθίωσης από την 2<sup>η</sup> παραγένεση με N(-) (α) και με N(+) (β). Συμβολισμοί όπως στην εικόνα 3.



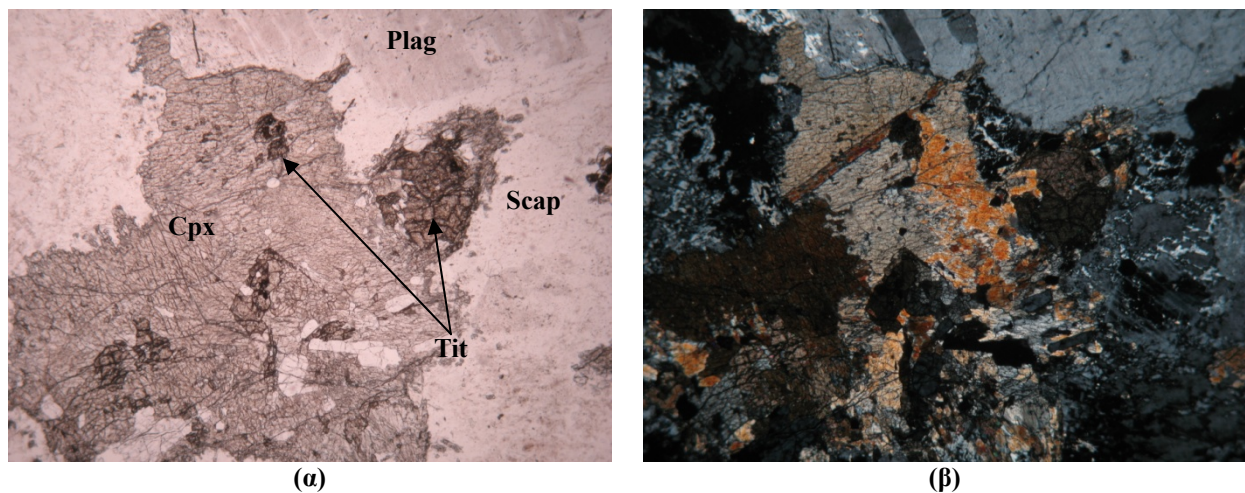
(α)



(β)

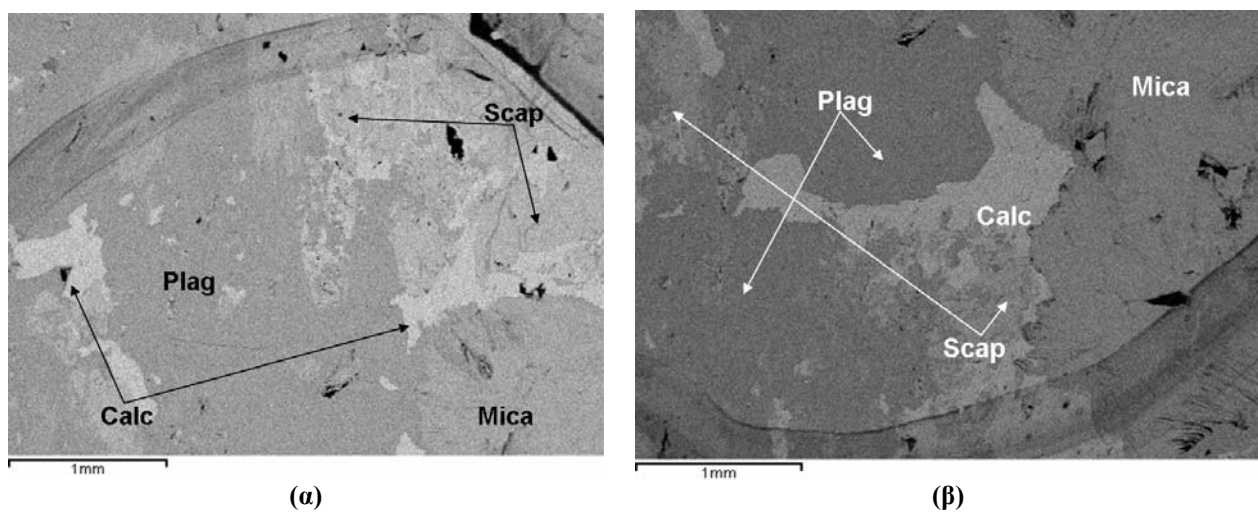
**Εικόνα 11.** Μικροσκοπική φωτογραφία σκαπολιθίωσης από την 2<sup>η</sup> παραγένεση με N(-) (α) και με N(+) (β). Συμβολισμοί όπως στην εικόνα 3, Tit = τιτανίτης.



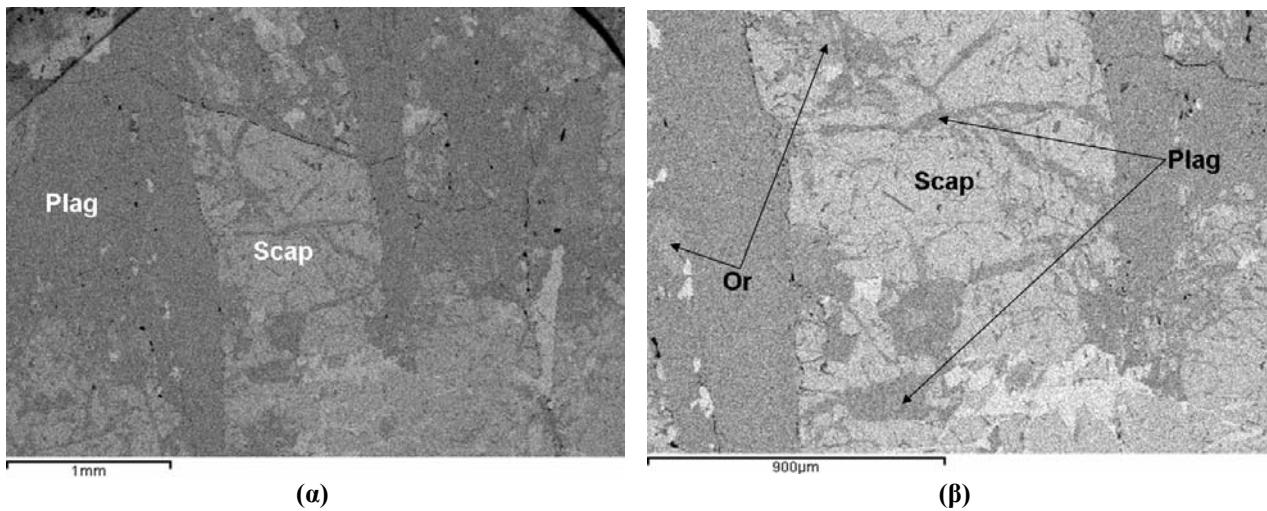


**Εικόνα 12.** Μικροσκοπική φωτογραφία σκαπολιθώσης από την 2<sup>η</sup> παραγένεση με N(-) (α) και με N(+) (β). Συμβολισμοί όπως στην εικόνα 3, Tit = τιτανίτης.

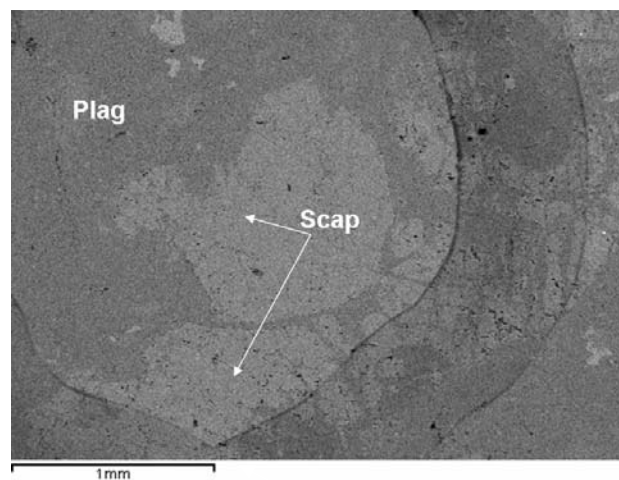
Από τη μελέτη της δεύτερης παραγένεσης στο ηλεκτρονικό μικροσκόπιο σάρωσης παρατηρήθηκε η συνύπαρξη πλαγιокλάστου με αντιπερθίτες, σκαπόλιθο, ασβεστίτη και λευκό μαρμαρυγία. Ο σκαπόλιθος φαίνεται ότι σχηματίζεται σε βάρος του πλαγιокλάστου.



**Εικόνα 13.** Μικροφωτογραφίες σκαπολιθώσης στη 2<sup>η</sup> παραγένεση από S.E.M. Plag = πλαγιόκλαστο, Scap = σκαπόλιθος, Mica = λευκός μαρμαρυγίας, Calc = ασβεστίτης.



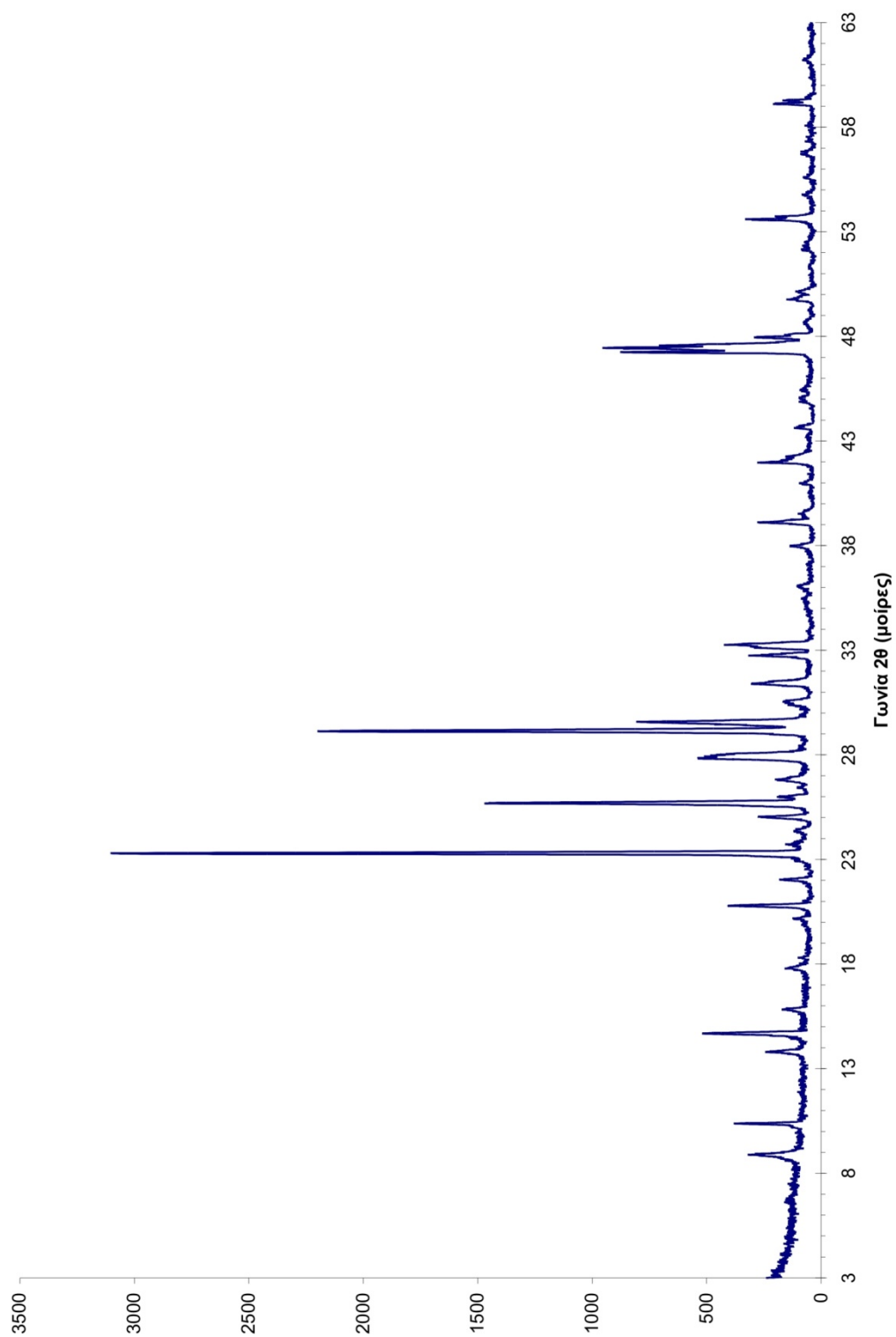
**Εικόνα 14.** (α) Μικροφωτογραφία σκαπολιθίωσης στη 2<sup>η</sup> παραγένεση από S.E.M. (β) μεγέθυνση της (α). Plag = πλαγιόκλαστο, Scap = σκαπόλιθος, Or = ορθόκλαστο.



**Εικόνα 15.** Μικροφωτογραφία σκαπολιθίωσης στη 2<sup>η</sup> παραγένεση από S.E.M. Plag = πλαγιόκλαστο, Scap = σκαπόλιθος.

## 7.2. Ακτινογραφική Εξέταση

Στο σχήμα 11 παρατίθεται το ακτινογράφημα του σκαπόλιθου της πρώτης παραγένεσης. Τα αποτελέσματα του ακτινογραφήματος έδειξαν έπειτα από ταυτοποίηση με τη βάση δεδομένων ICDDPDF data, ότι πρόκειται για μαριάλιθο.



**Σχήμα 11.** Ακτινογράφημα σκαπόλιθου  $1^{\text{ης}}$  παραγένεσης.



### 7.3. Χημική Ανάλυση Σκαπόλιθων

Οι χημικές αναλύσεις των σκαπόλιθων της πρώτης και δεύτερης παραγένεσης δίνονται στους πίνακες 1 και 2. Ο χημικός τύπος του σκαπόλιθου αρχικά υπολογίστηκε με βάση  $Si + Al = 12$  apfu (άτομα ανά δομική μονάδα=ααδμ), όπως προτάθηκε από τους Teertstra and Sherriff (1997). Μ' αυτό τον τρόπο, οι περιεκτικότητες των κατιόντων των Μ-θέσεων ξεπερνούσαν τον ιδανικό αριθμό 4. Έτσι, ο χημικός τύπος ξαναυπολογίστηκε ώστε το άθροισμα των κατιόντων να είναι 16. Ο υπολογισμός στα 16 κατιόντα μειώνει επίσης τα σφάλματα στα ποσοστά των Si και Al. Για τους ίδιους λόγους το  $CO_3$  στο σκαπόλιθο υπολογίστηκε από τη διαφορά ( $CO_3 = 1 - Cl - SO_4$ ) και όχι από τα σθένη των στοιχείων. Το άθροισμα των  $Ca + Na + K$  στο σκαπόλιθο έχει μέσο όρο ~3,97 στην πρώτη περίπτωση και ~3,95 στη δεύτερη περίπτωση, κάτι που σημαίνει ότι έχει ελάχιστη απόκλιση από τον ιδανικό χημικό τύπο ( $n = 4$ ). Οι συστάσεις του σκαπόλιθου αναφέρονται ως “ισοδύναμο ανορθίτη” (EqAn), το οποίο ορίζεται ως  $EqAn = 100 \times (Al - 3)/3$ , όπου το Al υπολογίζεται στα 16 κατιόντα (Orville, 1975) και το γραμμομοριακό κλάσμα του Cl είναι το  $X_{Cl}$ , όπου  $X_{Cl} = Cl/(Cl + CO_3)$ . F και Ba δεν εντοπίστηκαν, έτσι αυτά τα στοιχεία δεν συμπεριλαμβάνονται στις αναλύσεις. Επιπρόσθετα, οι σκαπόλιθοι δεν περιέχουν Ti, Mg και Mn, ενώ απουσιάζουν και τα Fe και S.

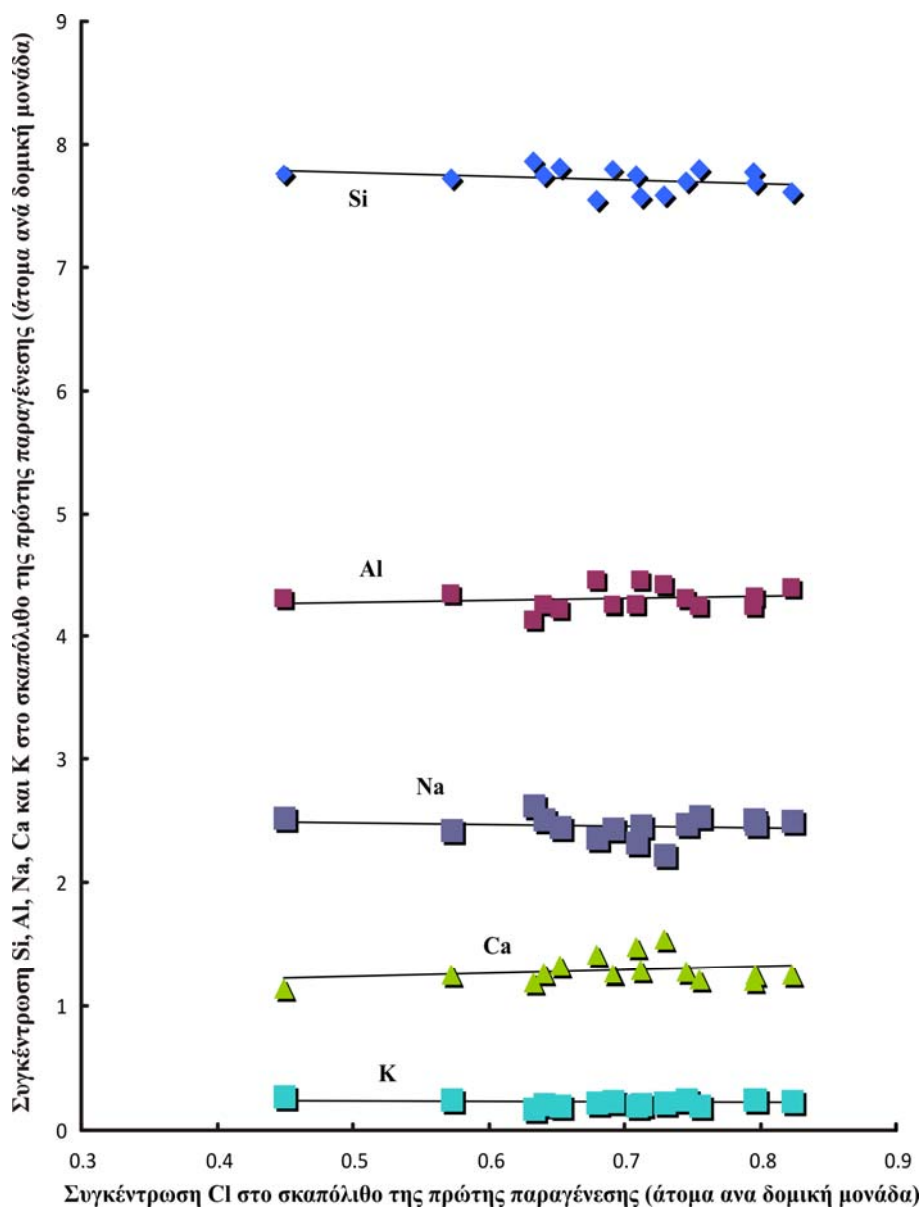
Από τις χημικές αναλύσεις των σκαπόλιθων προκύπτει ότι για το σκαπόλιθο της πρώτης παραγένεσης το  $X_{Cl}$  κυμαίνεται από 0,45–0,82 και το EqAn από 37,9–48,7. Το ποσοστό του μειονίτη κυμαίνεται από 29 έως 38,5% (Πίν. 1 και Σχ. 12). Για το σκαπόλιθο της δεύτερης παραγένεσης το  $X_{Cl}$  είναι χαμηλότερο και κυμαίνεται από 0,1–0,47 όπως και το EqAn (28,6–53,9), ενώ το ποσοστό του μειονίτη κυμαίνεται από 34,9 έως 54,2% (Πίν. 2 και Σχ. 13). Και οι δύο σκαπόλιθοι δεν περιέχουν Ti, Mg, Mn, Fe και S.

Οι διακυμάνσεις στη σύσταση του σκαπόλιθου μπορούν να περιγραφούν ως μια μίξη μεταξύ δυο ακραίων μελών, ένα χωρίς Cl και ένα στο οποίο η Α-θέση έχει καλυφθεί πλήρως από Cl. Η Α-θέση στη δομή του σκαπόλιθου μπορεί να συμπληρωθεί με Cl, S και  $CO_3$ . Η περιεκτικότητα σε Cl των αναλυθέντων σκαπόλιθων της δεύτερης παραγένεσης ποικίλλει σημαντικά, αλλά κανένας από τους χημικούς τύπους που υπολογίστηκαν δεν δείχνει ότι η Α-θέση έχει συμπληρωθεί πλήρως με Cl. Επειδή, για τους σκαπόλιθους της παρούσας εργασίας, δεν βρέθηκε S, υποθέτουμε ότι η Α-θέση συμπληρώνεται από το  $CO_3^{2-}$  και το  $Cl^-$ .

Στον πίνακα 3 δίνονται οι χημικές αναλύσεις πλαγιοκλάστων και ορθοκλάστων που συνυπάρχουν με το σκαπόλιθο της δεύτερης παραγένεσης. Από τις χημικές αναλύσεις προέκυψε

το συμπέρασμα ότι τα πλαγιόκλαστα της 2<sup>ης</sup> παραγένεσης, σε βάρος των οποίων αναπτύσσονται οι σκαπόλιθοι, εμφανίζουν αντιπερθίτες.

Οι διακυμάνσεις των στοιχείων των σκαπόλιθων των δύο παραγένεσεων σε σχέση με την περιεκτικότητά τους σε Cl δίνονται στα διαγράμματα των σχημάτων 12 και 13.



**Σχήμα 12.** Διάγραμμα συγκέντρωσης των στοιχείων Si, Al, Na και Ca σε σχέση με τη συγκέντρωση του Cl στο σκαπόλιθο της πρώτης παραγένεσης. Η συγκέντρωση δίνεται σε άτομα ανά δομική μονάδα.

Πίνακας 1. Χημικές αναλύσεις αντιπροσωπευτικών δειγμάτων σκαπόλιθου της πρώτης παραγένεσης.

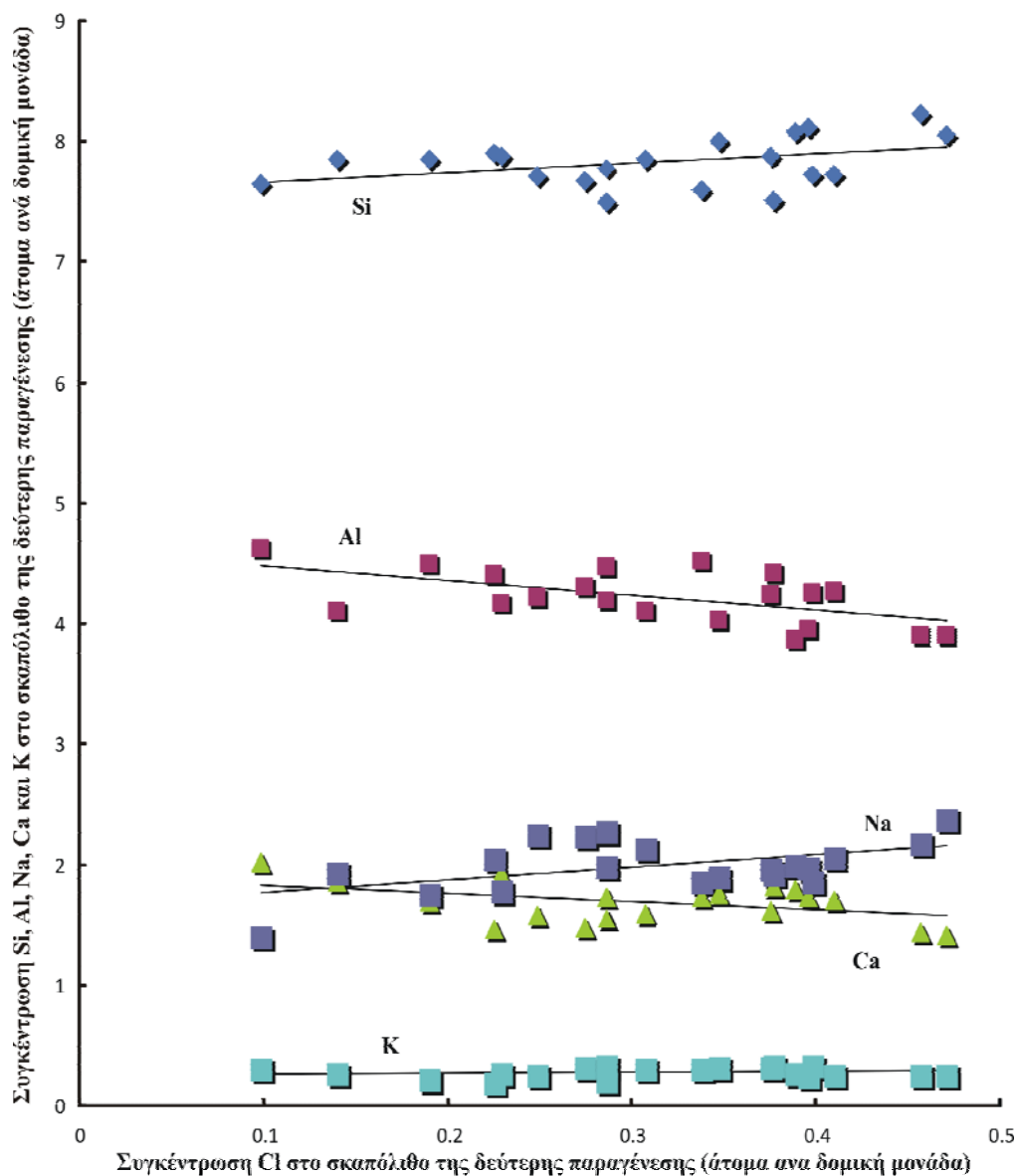
| Δείγμα                               | SC1-1 |        |       |        |       | SC1-2  |       |       |       |       |        | SC1-3 |       |       |       |
|--------------------------------------|-------|--------|-------|--------|-------|--------|-------|-------|-------|-------|--------|-------|-------|-------|-------|
| Αρ. αν.                              | 1     | 2      | 3     | 4      | 5     | 1      | 2     | 3     | 4     | 5     | 6      | 1     | 2     | 3     | 4     |
|                                      | πυρ.  | ενδ.   | ενδ.  | ενδ.   | περ.  | πυρ.   | ενδ.  | ενδ.  | ενδ.  | ενδ.  | περ.   | πυρ.  | ενδ.  | ενδ.  | περ.  |
| SiO <sub>2</sub>                     | 53,39 | 53,29  | 53,08 | 53,52  | 52,75 | 53,61  | 53,40 | 53,36 | 52,03 | 52,81 | 54,11  | 52,73 | 51,69 | 51,60 | 52,16 |
| Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>       | 24,71 | 25,47  | 24,61 | 24,93  | 25,16 | 25,26  | 24,66 | 24,45 | 26,02 | 25,08 | 24,15  | 24,55 | 25,55 | 25,82 | 25,56 |
| CaO                                  | 8,08  | 8,07   | 7,69  | 8,16   | 8,03  | 7,38   | 7,79  | 8,45  | 8,29  | 8,15  | 7,66   | 9,39  | 9,79  | 9,00  | 8,02  |
| Na <sub>2</sub> O                    | 8,60  | 8,67   | 8,86  | 8,96   | 8,77  | 9,00   | 8,98  | 8,64  | 8,74  | 8,76  | 9,32   | 8,15  | 7,84  | 8,32  | 8,86  |
| K <sub>2</sub> O                     | 1,26  | 1,34   | 1,36  | 1,14   | 1,36  | 1,46   | 1,08  | 1,10  | 1,14  | 1,36  | 0,97   | 1,05  | 1,21  | 1,19  | 1,28  |
| Cl                                   | 2,79  | 2,33   | 3,20  | 2,61   | 3,22  | 1,83   | 3,05  | 2,63  | 2,89  | 3,02  | 2,57   | 2,85  | 2,93  | 2,74  | 3,33  |
| CO <sub>2</sub>                      | 1,55  | 2,16   | 1,02  | 1,82   | 1,02  | 2,79   | 1,23  | 1,74  | 1,45  | 1,28  | 1,85   | 1,45  | 1,35  | 1,60  | 0,89  |
| Total                                | 99,75 | 100,81 | 99,11 | 100,55 | 99,59 | 100,91 | 99,49 | 99,77 | 99,91 | 99,79 | 100,06 | 99,53 | 99,70 | 99,66 | 99,34 |
| Δομικός τύπος με βάση τα 16 κατιόντα |       |        |       |        |       |        |       |       |       |       |        |       |       |       |       |
| Si                                   | 7,804 | 7,718  | 7,775 | 7,751  | 7,690 | 7,757  | 7,796 | 7,805 | 7,569 | 7,694 | 7,864  | 7,750 | 7,585 | 7,551 | 7,608 |
| Al                                   | 4,257 | 4,347  | 4,247 | 4,255  | 4,323 | 4,307  | 4,243 | 4,215 | 4,461 | 4,307 | 4,137  | 4,251 | 4,419 | 4,453 | 4,394 |
| Ca                                   | 1,266 | 1,253  | 1,207 | 1,267  | 1,254 | 1,143  | 1,218 | 1,324 | 1,292 | 1,272 | 1,193  | 1,479 | 1,539 | 1,412 | 1,253 |
| Na                                   | 2,437 | 2,434  | 2,517 | 2,516  | 2,480 | 2,523  | 2,542 | 2,451 | 2,466 | 2,474 | 2,626  | 2,324 | 2,231 | 2,360 | 2,507 |
| K                                    | 0,236 | 0,248  | 0,254 | 0,211  | 0,253 | 0,270  | 0,201 | 0,205 | 0,212 | 0,253 | 0,180  | 0,196 | 0,227 | 0,223 | 0,238 |
| Cl                                   | 0,691 | 0,572  | 0,795 | 0,640  | 0,796 | 0,449  | 0,755 | 0,653 | 0,712 | 0,746 | 0,633  | 0,709 | 0,729 | 0,680 | 0,823 |
| CO <sub>3</sub>                      | 0,309 | 0,428  | 0,205 | 0,360  | 0,204 | 0,551  | 0,245 | 0,347 | 0,288 | 0,254 | 0,367  | 0,291 | 0,271 | 0,320 | 0,177 |
| EqAn                                 | 41,9  | 44,9   | 41,6  | 41,8   | 44,1  | 43,6   | 41,4  | 40,5  | 48,7  | 43,6  | 37,9   | 41,7  | 47,3  | 48,4  | 46,5  |
| X <sub>Cl</sub>                      | 0,69  | 0,57   | 0,80  | 0,64   | 0,80  | 0,45   | 0,75  | 0,65  | 0,71  | 0,75  | 0,63   | 0,71  | 0,73  | 0,68  | 0,82  |
| Me                                   | 32,1  | 31,8   | 30,3  | 31,7   | 31,4  | 29,0   | 30,8  | 33,3  | 32,5  | 31,8  | 29,8   | 37,0  | 38,5  | 35,3  | 31,3  |

**Πίνακας 2.** Χημικές αναλύσεις αντιπροσωπευτικών δειγμάτων σκαπόλιθου της δεύτερης παραγένεσης.

| Δείγμα                                      | SC2-1  |       |       |       | SC2-1 |       |       | SC2-3  |       |        | SC2-4  |        | SC2-5a |       |       | SC2-5b |        |        | SC2-6  |       |
|---------------------------------------------|--------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|--------|-------|--------|--------|--------|--------|-------|-------|--------|--------|--------|--------|-------|
| Αρ. αν.                                     | 8      | 9     | 10    | 11    | 1     | 2     | 3     | 4      | 5     | 6      | 2      | 4      | 1      | 2     | 3     | 4      | 5      | 6      | 5      | 6     |
|                                             | περ.   | ενδ.  | ενδ.  | πυρ.  | πυρ.  | περ.  |       | περ.   | πυρ.  | ενδ.   | περ.   | πυρ.   | πυρ.   | ενδ.  | περ.  | πυρ.   | ενδ.   | περ.   | περ.   | πυρ.  |
| SiO <sub>2</sub>                            | 52,75  | 55,53 | 52,37 | 52,93 | 53,98 | 54,14 | 52,09 | 50,64  | 52,87 | 52,07  | 51,14  | 53,85  | 54,29  | 52,07 | 50,14 | 52,02  | 50,78  | 52,75  | 52,48  | 52,95 |
| Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>              | 24,08  | 22,28 | 23,50 | 25,06 | 21,85 | 22,36 | 25,32 | 25,95  | 24,13 | 24,33  | 25,78  | 22,99  | 22,32  | 24,39 | 25,05 | 24,13  | 25,65  | 23,38  | 24,99  | 23,49 |
| CaO                                         | 9,82   | 9,09  | 11,90 | 9,15  | 11,19 | 10,79 | 10,44 | 12,53  | 10,11 | 11,58  | 10,89  | 11,00  | 8,85   | 10,68 | 11,33 | 9,96   | 10,94  | 11,66  | 9,39   | 10,02 |
| Na <sub>2</sub> O                           | 7,97   | 7,56  | 6,11  | 7,07  | 6,87  | 6,77  | 6,02  | 4,80   | 6,77  | 6,46   | 6,43   | 6,58   | 8,25   | 7,16  | 6,63  | 7,82   | 6,91   | 6,69   | 7,86   | 7,42  |
| K <sub>2</sub> O                            | 1,10   | 1,34  | 1,37  | 0,99  | 1,40  | 1,26  | 1,10  | 1,61   | 1,67  | 1,74   | 1,62   | 1,64   | 1,35   | 1,31  | 1,74  | 1,30   | 1,74   | 1,39   | 1,70   | 1,61  |
| Cl                                          | 1,15   | 1,82  | 0,90  | 0,89  | 1,53  | 1,56  | 0,75  | 0,38   | 1,49  | 1,58   | 1,34   | 1,38   | 1,87   | 1,63  | 1,49  | 0,99   | 1,14   | 0,56   | 1,11   | 1,22  |
| CO <sub>2</sub>                             | 3,54   | 2,68  | 3,75  | 3,80  | 2,99  | 2,95  | 3,94  | 4,38   | 3,07  | 2,97   | 3,26   | 3,22   | 2,61   | 2,91  | 3,05  | 3,71   | 3,54   | 4,23   | 3,63   | 3,42  |
| Total                                       | 100,14 | 99,89 | 99,71 | 99,69 | 99,47 | 99,48 | 99,47 | 100,20 | 99,78 | 100,38 | 100,17 | 100,35 | 99,13  | 99,79 | 99,08 | 99,71  | 100,43 | 100,53 | 100,91 | 99,85 |
| <b>Δομικός τύπος με βάση τα 16 κατιόντα</b> |        |       |       |       |       |       |       |        |       |        |        |        |        |       |       |        |        |        |        |       |
| Si                                          | 7,780  | 8,234 | 7,874 | 7,898 | 8,084 | 8,112 | 7,849 | 7,643  | 7,876 | 7,721  | 7,596  | 8,008  | 8,057  | 7,727 | 7,507 | 7,711  | 7,499  | 7,848  | 7,675  | 7,858 |
| Al                                          | 4,185  | 3,894 | 4,165 | 4,407 | 3,857 | 3,949 | 4,497 | 4,616  | 4,236 | 4,251  | 4,513  | 4,029  | 3,904  | 4,266 | 4,421 | 4,215  | 4,464  | 4,100  | 4,307  | 4,108 |
| Ca                                          | 1,552  | 1,443 | 1,917 | 1,462 | 1,795 | 1,732 | 1,685 | 2,026  | 1,614 | 1,839  | 1,733  | 1,753  | 1,408  | 1,698 | 1,817 | 1,582  | 1,731  | 1,858  | 1,471  | 1,593 |
| Na                                          | 2,278  | 2,174 | 1,782 | 2,045 | 1,996 | 1,966 | 1,758 | 1,405  | 1,956 | 1,859  | 1,851  | 1,898  | 2,375  | 2,060 | 1,923 | 2,246  | 1,979  | 1,930  | 2,228  | 2,136 |
| K                                           | 0,206  | 0,254 | 0,262 | 0,189 | 0,268 | 0,241 | 0,211 | 0,309  | 0,318 | 0,330  | 0,308  | 0,312  | 0,257  | 0,248 | 0,332 | 0,246  | 0,328  | 0,264  | 0,318  | 0,306 |
| Cl                                          | 0,287  | 0,457 | 0,230 | 0,225 | 0,389 | 0,396 | 0,190 | 0,098  | 0,376 | 0,398  | 0,338  | 0,347  | 0,471  | 0,410 | 0,377 | 0,249  | 0,286  | 0,140  | 0,274  | 0,307 |
| CO <sub>3</sub>                             | 0,713  | 0,543 | 0,770 | 0,775 | 0,611 | 0,604 | 0,810 | 0,902  | 0,624 | 0,602  | 0,662  | 0,653  | 0,529  | 0,590 | 0,623 | 0,751  | 0,714  | 0,860  | 0,726  | 0,693 |
| <b>EqAn</b>                                 | 39,5   | 29,8  | 38,8  | 46,9  | 28,6  | 31,6  | 49,9  | 53,9   | 41,2  | 41,7   | 50,4   | 34,3   | 30,1   | 42,2  | 47,4  | 40,5   | 48,8   | 36,7   | 43,6   | 36,9  |
| <b>X<sub>Cl</sub></b>                       | 0,29   | 0,46  | 0,23  | 0,23  | 0,39  | 0,40  | 0,19  | 0,10   | 0,38  | 0,40   | 0,34   | 0,35   | 0,47   | 0,41  | 0,38  | 0,25   | 0,29   | 0,14   | 0,27   | 0,31  |
| <b>Me</b>                                   | 38,4   | 37,3  | 48,4  | 39,6  | 44,2  | 44,0  | 46,1  | 54,2   | 41,5  | 45,7   | 44,5   | 44,2   | 34,9   | 42,4  | 44,6  | 38,8   | 42,9   | 45,8   | 36,6   | 39,5  |

**Πίνακας 3.** Χημικές αναλύσεις αντιπροσωπευτικών δειγμάτων αστρίων σε επαφή με το σκαπόλιθο της δεύτερης παραγένεσης.

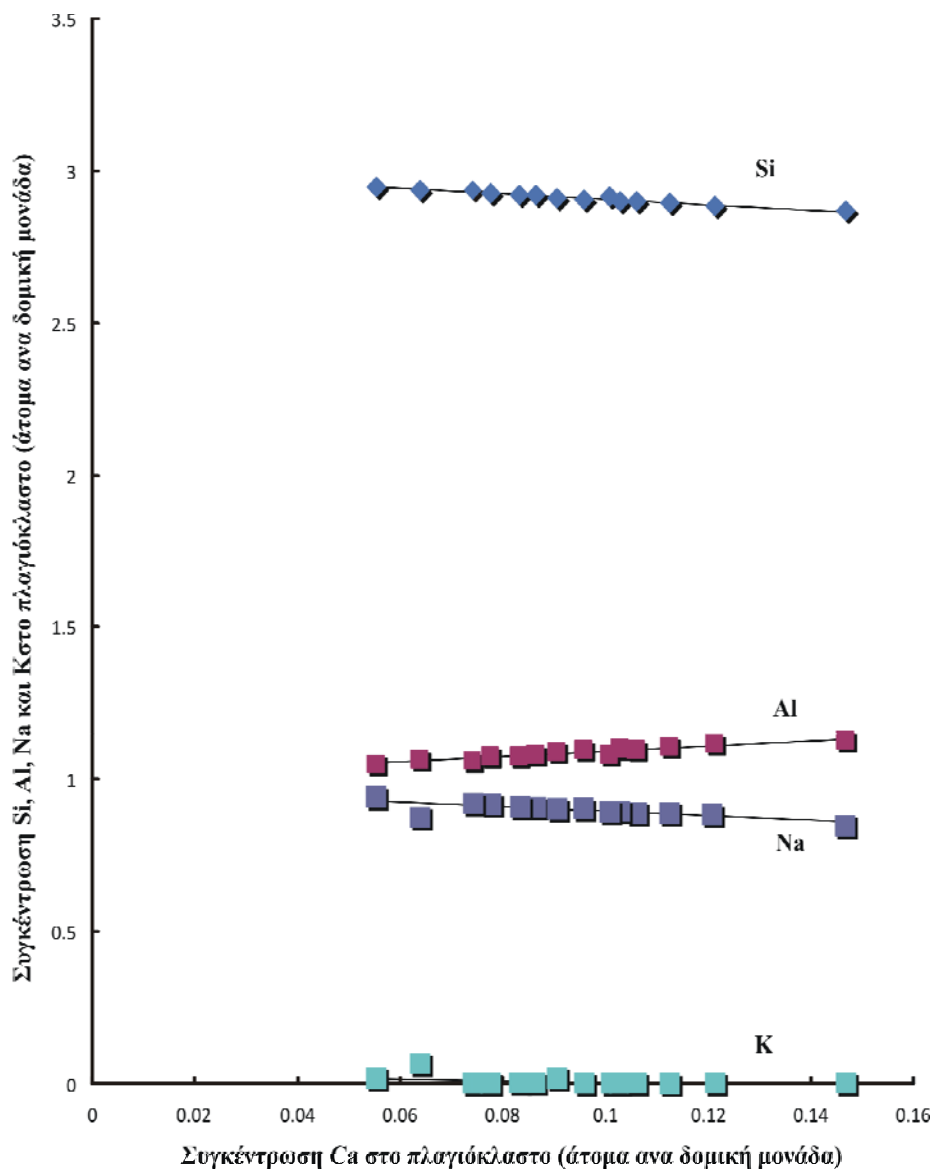
| Δείγμα                             | SC2-1  |        |        | SC2-2  |       |       | SC2-3  |        |       | SC2-4 |       |        | SC2-6  |        | SC2-3      | SC2-4  |       | SC2-6  |        |
|------------------------------------|--------|--------|--------|--------|-------|-------|--------|--------|-------|-------|-------|--------|--------|--------|------------|--------|-------|--------|--------|
| Πλαγιόκλαστο                       |        |        |        |        |       |       |        |        |       |       |       |        |        |        | Ορθόκλαστο |        |       |        |        |
| Αρ. αν.                            | 1      | 2      | 3      | 5      | 6     | 7     | 1      | 2      | 3     | 3     | 5     | 6      | 3      | 4      | 7          | 1      | 7     | 1      | 2      |
|                                    | πυρ.   | ενδ.   | περ.   | περ.   | ενδ.  | πυρ.  | περ.   | ενδ.   | πυρ.  |       |       |        | περ.   | πυρ.   |            |        |       |        |        |
| SiO <sub>2</sub>                   | 67,51  | 66,88  | 66,55  | 66,10  | 67,26 | 66,52 | 65,44  | 66,12  | 66,06 | 65,43 | 65,93 | 66,45  | 66,81  | 66,08  | 66,13      | 65,44  | 65,15 | 65,28  | 65,13  |
| Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>     | 20,67  | 20,81  | 20,93  | 21,39  | 20,31 | 20,83 | 21,74  | 21,19  | 21,03 | 21,45 | 21,19 | 21,27  | 20,89  | 20,51  | 18,81      | 18,34  | 18,44 | 18,24  | 18,35  |
| CaO                                | 1,59   | 1,65   | 2,15   | 2,40   | 1,18  | 1,84  | 3,12   | 2,25   | 1,92  | 2,57  | 2,18  | 2,04   | 1,77   | 1,36   |            |        |       |        |        |
| Na <sub>2</sub> O                  | 10,93  | 10,87  | 10,56  | 10,44  | 11,08 | 10,73 | 10,00  | 10,47  | 10,64 | 10,27 | 10,50 | 10,65  | 10,79  | 10,28  | 5,19       | 0,89   | 1,47  |        |        |
| K <sub>2</sub> O                   |        |        |        |        |       |       |        |        |       |       |       |        |        | 1,08   | 9,40       | 15,69  | 14,78 | 17,00  | 16,99  |
| Total                              | 100,70 | 100,21 | 100,19 | 100,34 | 99,83 | 99,92 | 100,31 | 100,03 | 99,65 | 99,72 | 99,80 | 100,41 | 100,27 | 100,11 | 99,53      | 100,35 | 99,84 | 100,53 | 100,47 |
| Δομικός τύπος με βάση τα 8 οξυγόνα |        |        |        |        |       |       |        |        |       |       |       |        |        |        |            |        |       |        |        |
| Si                                 | 2,937  | 2,926  | 2,915  | 2,894  | 2,950 | 2,920 | 2,871  | 2,902  | 2,909 | 2,884 | 2,901 | 2,905  | 2,922  | 2,938  | 2,997      | 3,000  | 3,006 | 3,007  | 3,003  |
| Al                                 | 1,060  | 1,073  | 1,080  | 1,104  | 1,050 | 1,078 | 1,124  | 1,096  | 1,091 | 1,114 | 1,099 | 1,096  | 1,077  | 1,062  | 1,005      | 1,001  | 0,993 | 0,991  | 0,997  |
| Z                                  | 3,997  | 3,999  | 3,995  | 3,998  | 3,999 | 3,998 | 3,995  | 3,998  | 4,000 | 3,998 | 4,000 | 4,001  | 3,999  | 3,999  | 4,001      | 4,000  | 3,999 | 3,998  | 3,999  |
| Ca                                 | 0,074  | 0,078  | 0,101  | 0,112  | 0,055 | 0,087 | 0,147  | 0,106  | 0,091 | 0,121 | 0,103 | 0,096  | 0,083  | 0,064  |            |        |       |        |        |
| Na                                 | 0,922  | 0,922  | 0,897  | 0,887  | 0,942 | 0,913 | 0,851  | 0,891  | 0,909 | 0,878 | 0,895 | 0,902  | 0,915  | 0,876  | 0,456      | 0,131  | 0,079 | 0,000  | 0,000  |
| K                                  | 0,000  | 0,000  | 0,000  | 0,000  | 0,000 | 0,000 | 0,000  | 0,000  | 0,000 | 0,000 | 0,000 | 0,000  | 0,000  | 0,061  | 0,543      | 0,868  | 0,920 | 0,999  | 0,999  |
| X                                  | 0,996  | 0,999  | 0,998  | 0,999  | 0,997 | 1,000 | 0,997  | 0,997  | 0,999 | 0,999 | 0,998 | 0,998  | 0,998  | 1,000  | 0,999      | 0,999  | 0,998 | 0,999  | 0,999  |
|                                    |        |        |        |        |       |       |        |        |       |       |       |        |        |        |            |        |       |        |        |
| Or                                 | 0,0    | 0,0    | 0,0    | 0,0    | 0,0   | 0,0   | 0,0    | 0,0    | 0,0   | 0,0   | 0,0   | 0,0    | 0,0    | 6,1    | 54,4       | 86,9   | 92,1  | 100,0  | 100,0  |
| Ab                                 | 92,6   | 92,2   | 89,9   | 88,8   | 94,5  | 91,3  | 85,3   | 89,4   | 90,9  | 87,8  | 89,7  | 90,4   | 91,7   | 87,6   | 45,6       | 13,1   | 7,9   | 0,0    | 0,0    |
| An                                 | 7,4    | 7,8    | 10,1   | 11,2   | 5,5   | 8,7   | 14,7   | 10,6   | 9,1   | 12,2  | 10,3  | 9,6    | 8,3    | 6,4    | 0,0        | 0,0    | 0,0   | 0,0    | 0,0    |



**Σχήμα 13.** Διάγραμμα συγκέντρωσης των στοιχείων Si, Al, Na, Ca και K σε σχέση με τη συγκέντρωση του Cl στο σκαπόλιθο της δεύτερης παραγένεσης. Η συγκέντρωση δίνεται σε άτομα ανά δομική μονάδα.

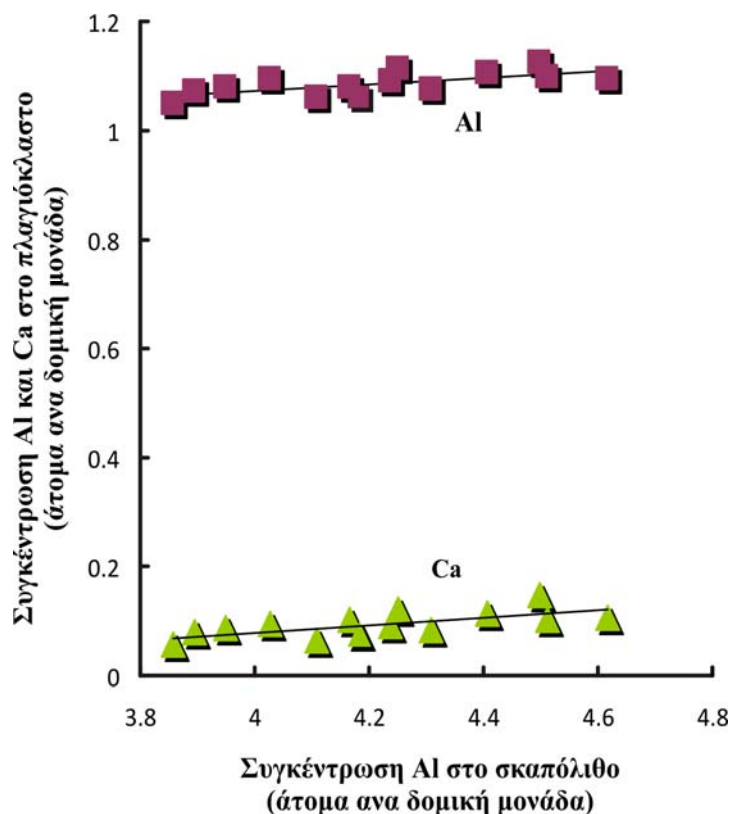
Αναλυτικότερα, οι συσχετίσεις των στοιχείων Si και Na με το Cl δείχνουν ελάχιστα αρνητικές τάσεις, ενώ οι συσχετίσεις των Al και Ca με το Cl δείχνουν ελάχιστα θετικές τάσεις στην πρώτη παραγένεση. Αντιθέτως, στη δεύτερη παραγένεση οι συσχετίσεις των Si και Na με το Cl στο σκαπόλιθο δείχνουν ξεκάθαρα θετική τάση, ενώ οι συσχετίσεις των Al και Ca με το Cl έχουν ξεκάθαρα αρνητική τάση. Τέλος, η συγκέντρωση του K είναι πολύ χαμηλή και φαίνεται να είναι σταθερή σε σχέση με το Cl και στις δύο παραγενέσεις.





**Σχήμα 14.** Διάγραμμα συγκέντρωσης των στοιχείων Si, Al, Na και K σε σχέση με τη συγκέντρωση του Ca στο πλαγιόκλαστο (δεύτερη παραγένεση). Η συγκέντρωση δίνεται σε άτομα ανά δομική μονάδα.

Στο διάγραμμα του σχήματος 14 απεικονίζεται η διακύμανση των τιμών Si, Al, Na, K του πλαγιόκλαστου σε συνάρτηση με το Ca του πλαγιόκλαστου (Πιν. 3). Τα πλαγιόκλαστα προέρχονται από τη δεύτερη παραγένεση όπου συνυπάρχουν με σκαπόλιθους. Παρατηρείται αύξηση του Al παράλληλα με την αύξηση του Ca. Αντίθετα, τα Si και Na μειώνονται καθώς αυξάνεται το Ca. Το K παραμένει σταθερό και είναι σχεδόν μηδενικό.

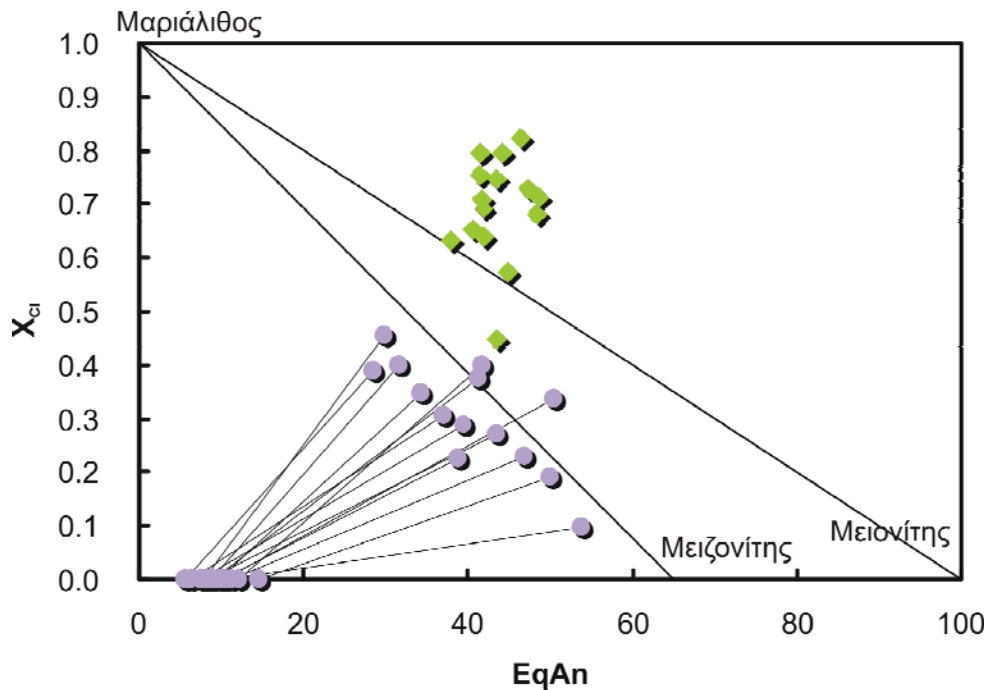


**Σχήμα 15.** Διάγραμμα συγκέντρωσης του Al και του Ca στο πλαγιόκλαστο σε σχέση με τη συγκέντρωση του Al στο σκαπόλιθο (δεύτερη παραγένεση). Η συγκέντρωση δίνεται σε άτομα ανά δομική μονάδα.

Στο διάγραμμα του σχήματος 15 παρουσιάζονται οι τιμές Al και Ca του πλαγιόκλαστου σε σχέση με το Al στον συνυπάρχοντα σκαπόλιθο. Όπως προκύπτει από το διάγραμμα τα Al και Ca του πλαγιόκλαστου αυξάνονται παράλληλα με την αύξηση του Al στον σκαπόλιθο. Ένα ακόμη σημαντικό συμπέρασμα που μπορεί να διεξαχθεί για τη σχέση σκαπολίθων-πλαγιόκλαστων είναι ότι η σύσταση των σκαπολίθων της δεύτερης παραγένεσης δεν ελέγχεται από τη σύσταση (π.χ. αναλογία Al/Si) των πρωτογενών πυριγενών πλαγιόκλαστων. Αυτό συνεπάγεται ότι οι διακυμάνσεις στη χημεία του σκαπόλιθου είναι κυρίως συνδεδεμένες με διακυμάνσεις της ενεργότητας των συστατικών που βρίσκονταν διαλυμένα στη ρευστή φάση.

Το σχήμα 16 δείχνει τη μεταβολή της ισοδύναμης περιεκτικότητας σε ανορθίτη (EqAn) σε σχέση με το Cl των σκαπολίθων των δύο παραγενέσεων. Η διαφορά στη συγκέντρωση Cl στις δύο περιπτώσεις είναι εμφανής. Τα ζεύγη σκαπολίθου-πλαγιόκλαστου που υπάρχουν μόνο στη δεύτερη παραγένεση εμφανίζονται συνδεδεμένα με γραμμές. Διάφορες έρευνες τεκμηριώνουν ότι ο σκαπόλιθος με σύσταση νατριούχα έως ενδιάμεση είναι πλουσιότερος σε Ca και Al σε σχέση με το συνυπάρχον πλαγιόκλαστο (Goldsmith and Newton, 1977, Mora and Valley, 1989,

Pan et al., 1994, Rebbert and Rice, 1997). Για τα ζεύγη σκαπολίθων-πλαγιόκλαστων της παρούσας εργασίας, οι σκαπόλιθοι εμφανίζονται με υψηλότερες περιεκτικότητες σε Ca και Al σε σχέση με τα πλαγιόκλαστα, όπως προκύπτει από τις γραμμές κλίσης που έχουν θετική τάση. Επιπρόσθετα, οι θετικές γραμμές τάσης υποδηλώνουν ότι τα πλαγιόκλαστα βρίσκονται σε ισορροπία με τη ρευστή φάση.

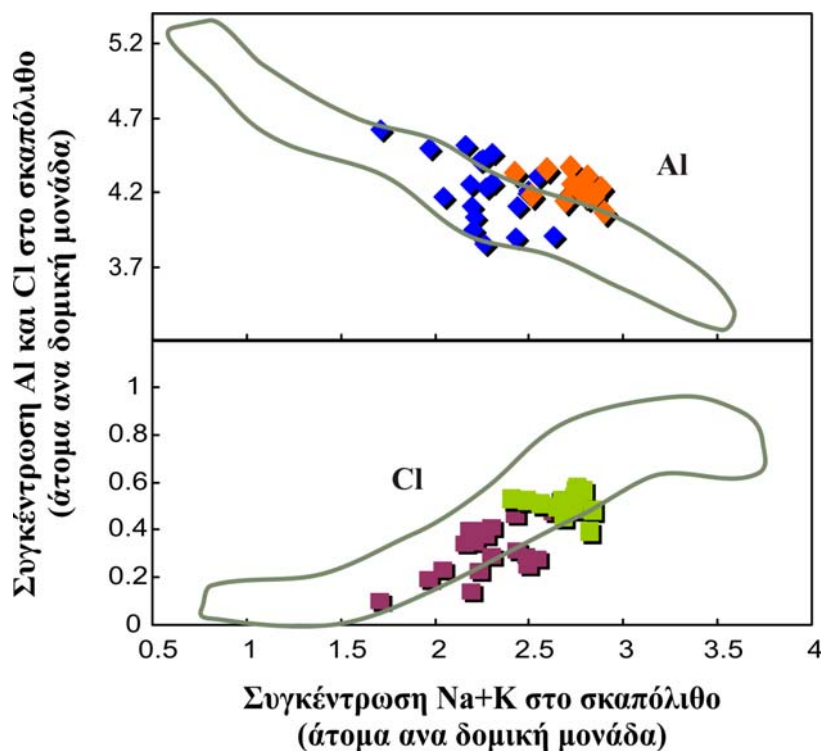


**Σχήμα 16.** Διάγραμμα διακύμανσης των συστάσεων των σκαπολίθων της ζώνης επαφής του πλουτωνίτη της Ξάνθης. Με ρόμβο συμβολίζονται οι σκαπόλιθοι της πρώτης παραγένεσης. Με κύκλο συμβολίζονται οι συστάσεις συνυπαρχόντων σκαπολίθων και πλαγιόκλαστων της δεύτερης παραγένεσης. Οι συστάσεις των πλαγιόκλαστων προβάλλονται στον οριζόντιο άξονα. Οι ευθείες απεικονίζουν τα στερεά διαλύματα μαριάλιθου-μειζονίτη και μαριάλιθου-μειονίτη (Faryad, 2002)

Γενικότερα, πολλές μελέτες έχουν επισημάνει ότι υπάρχει τάση στο Ca του πλαγιόκλαστου να αυξάνει με την αύξηση του Ca του σκαπόλιθου, δηλαδή όσο αυξάνει ο μειονίτης στο σκαπόλιθο τόσο αυξάνει και ο ανορθίτης στο πλαγιόκλαστο. Έχει επίσης δειχθεί ότι το ασβέστιο του σκαπόλιθου και του πλαγιόκλαστου αυξάνεται συνήθως με τον βαθμό μεταμόρφωσης. Παρόλα αυτά, σε πολύ υψηλές θερμοκρασίες το Ca του σκαπόλιθου μειώνεται ή μένει σταθερό με αυτό του πλαγιόκλαστου.

Αξίζει να σημειωθεί ότι η σύσταση των σκαπολίθων της παρούσας μελέτης συμπίπτει με τις συστάσεις σκαπολίθων από άλλες εμφανίσεις (Σχ. 17). Αυτό μπορεί να σημαίνει ότι οι διακυμάνσεις στη σύσταση του σκαπόλιθου είναι ελεγχόμενες από ένα γενικό μηχανισμό

ανταλλαγής (universal exchange mechanism), όπως ισχύει και για τα πλαγιόκλαστα. Παρόλα αυτά, συγκρίνοντας διάφορες εργασίες (π.χ. Rebbert and Rice, 1997, Kullerud and Erambert, 1999) προκύπτει ότι μπορεί να υπάρχουν μικρές αλλά σημαντικές διαφορές στο στερεό διάλυμα των σκαπόλιθων.



**Σχήμα 17.** Διάγραμμα διακυμάνσεων των τιμών των Al, Cl και (Na+K) του σκαπόλιθου της πρώτης (♦=Al, ■=Cl) και της δεύτερης παραγένεσης (◆=Al, ■=Cl) σε σχέση με διάφορες εμφανίσεις σκαπόλιθου από όλο τον κόσμο (οριοθετημένη περιοχή) από Kullerud and Erambert (1999).

Αυτό πιθανόν υποδηλώνει ότι οι αντιδράσεις αντικατάστασης στο σκαπόλιθο (όπως π.χ.  $\text{NaCa}_{-1}$ ,  $\text{SiAl}_{-1}$  και  $\text{Cl}(\text{CO}_3)_{-1}$ ) εξαρτώνται από τις συνθήκες μεταμόρφωσης (π.χ. πίεση και θερμοκρασία) που επικρατούν κατά την ανάπτυξή του.

Σημειώνεται ότι η οριοθετημένη περιοχή του σχήματος 17 κατασκευάστηκε με βάση δημοσιευμένα δεδομένα από διάφορες σκαπολιθικές εμφανίσεις σε όλο τον κόσμο (Vanko and Bishop, 1982, Mora and Valley, 1989, Lieftink et al., 1993, Gómez-Pugnaire et al., 1994, Jiang et al., 1994, Pan et al., 1994, Frietsch et al., 1997, Rebbert and Rice, 1997, Markl and Piazzolo, 1998, Kullerud and Erambert, 1999).

## 8. Γένεση

Ο σκαπόλιθος σχηματίζεται σε ένα μεγάλο εύρος γεωλογικών περιβαλλόντων. Οι Shaw (1960), Evans et al. (1969), και πιο πρόσφατα οι Moecher and Essene (1991) μέσα από τις εργασίες τους περιγράφουν διάφορες εμφανίσεις του ορυκτού, που κυμαίνονται από χαμηλής πίεσης skarn (Kerrick et al., 1973), χαμηλής έως ενδιάμεσης πίεσης περιοχική μεταμόρφωση (Edwards and Baker, 1953), διεργασίες υψηλής πίεσης όπως π.χ. σκαπόλιθοι σε τεκτονισμένα τμήματα του φλοιού σε μεγάλα βάθη (Coolen, 1982, Bradshaw, 1989) ή ακόμη και σε κιμπερίτι (Σιβηρία και Αφρική) (Bobrievich and Sobolev, 1957 και Dawson, 1971 αντίστοιχα) και βασάλτες (Αυστραλία) (Lovering and White, 1969). Τέλος, έχουν παρατηρηθεί και κάποιες εμφανίσεις σκαπόλιθου ως πρωτογενούς ορυκτού όπως π.χ. σε αλκαλικά πυριγενή πετρώματα (Larsen 1981, Goff et al. 1982).

Ο σκαπόλιθος συνήθως εμφανίζεται σε μεταμορφωμένα και μετασωματικά πετρώματα όπου ξεκάθαρα συνδέεται με μετασωματικές διαδικασίες που συνοδεύουν την τοποθέτηση, κρυστάλλωση και ψύξη των μαγματικών διεισδύσεων (Einaudi et al., 1981). Τέλος, ο σκαπόλιθος σε πολλά μεταμορφωμένα πετρώματα έχει καθαρά μετασωματική προέλευση, ειδικά όταν συνδέεται με φαινόμενα μεταμόρφωσης επαφής και σχηματισμούς skarn (Deer et al., 1963). Η σκαπολιθίωση είναι μια μετασωματικής προέλευσης εξαλλοίωση των αστρίων όπου γίνεται σταδιακή μετατροπή τους σε σκαπόλιθους. Χαρακτηριστικό παράδειγμα σχηματισμού σκαπόλιθου μετασωματικής-πνευματολυτικής προέλευσης είναι στην περιοχή Kiguna της Σουηδίας, πολύ γνωστή από το τεράστιο κοίτασμα σιδήρου που είναι από τα μεγαλύτερα στον κόσμο.

Συνεπώς, η γνώση των ακριβών θερμοδυναμικών δεδομένων είναι πολύ σημαντική ώστε να καθοριστούν οι συνθήκες στα διάφορα πετρογενετικά περιβάλλοντα που μπορεί να σχηματιστεί ο σκαπόλιθος.

## 9. Συζήτηση – Συμπεράσματα

Ο σχηματισμός του σκαπόλιθου περιορίζεται σε μεταμορφικά και μετασωματικά περιβάλλοντα. Οι σκαπόλιθοι εμφανίζονται σε ένα μεγάλο φάσμα από πετρώματα περιοχικής μεταμόρφωσης που κυμαίνονται από την πρασινοσχιστολιθική μέχρι τη γρανουλιτική φάση. Η χημική σύσταση του ορυκτού είναι στενά συνδεδεμένη με το βαθμό μεταμόρφωσης, π.χ. το περιεχόμενο σε μειονίτη αυξάνει στους σκαπόλιθους που βρίσκονται σε μεγαλύτερου βαθμού μεταμορφωμένα πετρώματα (Deer et al., 1992).

Σύμφωνα με τους Llambias et al. (1977), ο σκαπόλιθος εμφανίζεται σε πνευματολυτικά-υδροθερμικά εξαλλιωμένα πετρώματα ή σε μεταμορφωμένα πετρώματα. Και στις δυο περιπτώσεις σχηματίζεται σε περιβάλλον όπου κυκλοφορούν ρευστά που περιέχουν  $\text{Cl}^-$ ,  $\text{CO}_2$ ,  $\text{SO}_3$  και  $\text{Na}^+$  και λιγότερο συχνά προκύπτει από ισοχημική μεταμόρφωση (Shaw, 1960, Deer et al., 1963). Η σύσταση της ρευστής φάσης παίζει πολύ σημαντικό ρόλο στο σχηματισμό σκαπόλιθου. Κατά συνέπεια όταν αυτή περιέχει υψηλά ποσοστά  $\text{SO}_2$ ,  $\text{CO}_2$ , ευνοείται ο σχηματισμός και η σταθεροποίηση του μειονίτη (ασβεστιούχος σκαπόλιθος). Αντίθετα, η υψηλή περιεκτικότητα της ρευστής φάσης σε  $\text{Cl}_2$  ευνοεί το σχηματισμό και τη σταθεροποίηση του μαριάλιθου (νατριούχος σκαπόλιθος).

Η σύσταση των δυο κύριων ακραίων μελών της ομάδας σκαπόλιθου μπορεί να εκφραστεί ως  $3\text{NaAlSi}_3\text{O}_8\text{NaCl}$  (μαριάλιθος) και  $3\text{CaAl}_2\text{Si}_2\text{O}_8\text{CaCO}_3$  (μειονίτης). Οι αντικαταστάσεις που γίνονται είναι οι:  $\text{Na}^+ \leftrightarrow \text{Ca}^{2+}$ ,  $\text{Al}^{3+} \leftrightarrow \text{Si}^{4+}$ ,  $\text{Cl}^- \leftrightarrow \text{CO}_3^{2-}$ . Και οι τρεις αντικαταστάσεις είναι ενεργές σε νατριούχους σκαπόλιθους ( $\text{Ca}/(\text{Ca}+\text{Na}) < 0,75$ ). Αντίθετα σε ασβεστιούχους σκαπόλιθους ( $\text{Ca}/(\text{Ca}+\text{Na}) > 0,75$ ), το  $\text{Cl}$  αντικαθίσταται πλήρως από  $\text{CO}_3$  και έτσι η χημική μεταβολή διέπεται μόνο από τη διπλή αντικατάσταση  $\text{NaSi} \leftrightarrow \text{CaAl}$  (Strauss, 2003). Συνεπώς η σύσταση των φυσικών σκαπολίθων οφείλεται σε δύο επιμέρους στερεά διαλύματα που υπάρχουν μέσα στη σειρά μαριάλιθου-μειονίτη. Αυτά είναι:

$\text{Me}_0\text{-Me}_{75}$  διέπεται από τη διπλή αντικατάσταση  $[\text{Na}_4\text{Cl}]\text{Si}_2 \leftrightarrow [\text{NaCa}_3.\text{CO}_3]\text{Al}_2$

$\text{Me}_{75}\text{-Me}_{100}$  χαρακτηρίζεται από την αντικατάσταση  $[\text{NaCa}_3.\text{CO}_3]\text{Si} \leftrightarrow [\text{Ca}_4\text{CO}_3]\text{Al}$

Καθαρά ακραία μέλη δεν συναντώνται στην φύση, ενώ η σύσταση της πλειονότητας των σκαπόλιθων κυμαίνεται από  $\text{Me}_{20}$  έως  $\text{Me}_{80}$  (Deer et al., 1992). Η σύσταση του φυσικού χλωριούχου σκαπόλιθου κυμαίνεται μέσα στο τρίγωνο  $\text{Na}_4\text{Al}_3\text{Si}_9\text{O}_{24}\cdot\text{Cl}$ – $\text{Na}_3\text{CaAl}_4\text{Si}_8\text{O}_{24}\cdot\text{Cl}$ – $\text{NaCa}_3\text{Al}_5\text{Si}_7\text{O}_{24}\cdot\text{CO}_3$  (Pan, 1998).



Ο σκαπόλιθος συχνά συναντάται σε μεταμορφωμένα πετρώματα τα οποία τροποποιήθηκαν κατά την αλληλεπίδρασή τους με ρευστά του φλοιού. Ο σκαπόλιθος ισορροπεί σε ένα μεγάλο εύρος πίεσης και θερμοκρασίας, και εξαιτίας της ιδιότητας του να ενσωματώνει πτητικά συστατικά (π.χ. Cl, CO<sub>2</sub>, SO<sub>3</sub>), το ορυκτό αυτό είναι ένας πιθανός δείκτης των δραστηριοτήτων των πτητικών αυτών συστατικών κατά τις διεργασίες που λαμβάνουν χώρα στο φλοιό. Υπάρχουν πολλές εργασίες που περιέχουν ποσοτικούς υπολογισμούς των δραστηριοτήτων των πτητικών συστατικών των μεταμορφικών υγρών βάση της χημείας του σκαπόλιθου (π.χ. Ellis, 1978, Moecher and Essane, 1990, Moecher and Essane, 1991, Gómez-Pugnaire et al., 1994).

Παρόλα αυτά, υπάρχουν ακόμη προβλήματα σε σχέση με την κατανόηση της κατάστασης που επικρατεί πριν την επίτευξη ισορροπίας μεταξύ σκαπόλιθου, ρευστών και συνυπαρχόντων ορυκτών. Ένα από τα πιο δύσκολα προβλήματα σχετίζεται με την ενσωμάτωση των ανιόντων στις μεγάλες κοιλότητες της δομής του σκαπόλιθου (Α-θέσεις). Η σύσταση ανιόντων του σκαπόλιθου συνήθως περιγράφεται ως ένα πλήρες στερεό διάλυμα στο τριαδικό σύστημα Cl-CO<sub>3</sub><sup>2-</sup>-SO<sub>4</sub><sup>2-</sup> (π.χ. Klein and Hurlbut, 1993). Πολλοί ερευνητές (π.χ. Donnay et al., 1978, Swayze and Clark, 1990) όμως επισήμαναν το σημαντικό ρόλο του H στον σκαπόλιθο. Τα HCl, HCO<sub>3</sub><sup>-</sup>, HCO<sub>4</sub><sup>-</sup> κ.α. μπορεί να υπάρχουν στην Α-θέση, επισημαίνεται όμως ότι περιπλέκουν τους υπολογισμούς στην ισορροπία του σκαπόλιθου (Kullerud & Erambert, 1999).

Ένα άλλο πρόβλημα, σε σχέση με την κατανόηση της ισορροπίας του σκαπόλιθου, είναι οι στενοί δεσμοί μεταξύ των αντικαταστάσεων [(Na,K)Ca]<sup>-1</sup>, [SiAl]<sup>-1</sup> και [Cl(CO<sub>3</sub>)]<sup>-1</sup>. Είναι φανερό ότι οι κρυσταλλοχημικοί περιορισμοί παίζουν σημαντικό ρόλο στη σύσταση του σκαπόλιθου.

Σήμερα, υπάρχουν δύο διαμετρικά αντίθετες απόψεις για την κατανομή των πτητικών συστατικών μεταξύ σκαπόλιθου και ρευστών.

- Η μια προτείνει ότι το περιεχόμενο Cl του σκαπόλιθου εξαρτάται σε πολύ μεγάλο βαθμό από τους περιορισμούς που θέτει το κατιονικό πλέγμα στην ισορροπία των σθενών (Pan et al., 1994).
- Η δεύτερη άποψη ισχυρίζεται ότι η περιεκτικότητα Cl στο σκαπόλιθο ελέγχεται κυρίως από την ενεργότητα του NaCl των ρευστών που βρίσκονται σε ισορροπία με το ορυκτό (Jiang et al., 1994).

Ιδιαίτερη σημασία παρουσιάζει το γεγονός ότι οι τιμές Cl στο σκαπόλιθο αντικατοπτρίζουν τις τιμές Cl στα αντίστοιχα ρευστά/τήγματα. Έτσι η παρουσία Cl σε ορυκτά όπως ο σκαπόλιθος χρησιμεύει ως δείκτης για τη σύσταση της ρευστής φάσης. Αυτό προκύπτει από το γεγονός ότι η ομάδα του σκαπόλιθου έχει την ιδιότητα να συμπεριφέρεται ως πηγή ή ως δεξαμενή της ρευστής φάσης ( $\text{CO}_3, \text{SO}_4, \text{Cl}$ ) σε ένα μεγάλο εύρος μεταμορφικών περιβαλλόντων (Vanko and Bishop, 1982, Oterdoom and Wenk, 1983, Mora and Valley, 1989, Moecher and Essene, 1991, Harley et al., 1994). Το φθόριο και το χλώριο είναι πάντα εμφανή σε ρευστά από όλα τα βάθη του φλοιού σε διάφορα ποσοστά, από p.p.m. έως δεκάδες w.t. % στην περίπτωση του Cl (Markl and Piazzolo, 1998).

Επειδή τα F, Cl είναι συνήθη στα περισσότερα πετρογενετικά ορυκτά όπως οι αμφίβολοι, οι μαρμαρυγίες, ο απατίτης ή ο σκαπόλιθος, αυτά τα αλογόνα μπορούν να εντοπίζονται εύκολα και να υπολογίζονται οι αναλογίες τους στα μεταμορφικά ρευστά (Munoz and Swenson, 1981, Zhu and Sverjensky, 1991, Harley and Buick, 1992, Markl and Bucher, 1998). Η σύσταση του σκαπόλιθου όπως και η περιεκτικότητα Cl και F σε αμφίβολου, βιοτίτη, απατίτη και τιτανίτη μπορούν να χρησιμοποιηθούν σαν ανιχνευτές, προσδιορίζοντας τη σύσταση της ρευστής φάσης (Ellis, 1978, Munoz and Swenson, 1981, Binder and Troll, 1989, Mora and Valley, 1989, Kullerud, 1996, Markl and Bucher, 1998, Yardley et al., 2000, Svensen et al., 2001).

Ο σχηματισμός νατριούχου σκαπόλιθου, δηλαδή μαριάλιθου, προϋποθέτει υψηλή αλατότητα των μετασωματικών ρευστών (Albino, 1995). Σύμφωνα με τους Vanko and Bishop (1982), ο σχηματισμός μαριάλιθου απαιτεί αλατότητα της τάξης του 20%. Η ύπαρξη σκαπόλιθου πλούσιου σε Cl είναι δείκτης υψηλής ενεργότητας NaCl στα ρευστά (Orville, 1975, Ellis, 1978, Vanko and Bishop, 1982). Το NaCl μπορεί να είναι συστατικό ιζηματογενούς πετρώματος ή να προέρχεται από εξωτερική πηγή. Όταν τα ποσοστά NaCl στον σκαπόλιθο δεν είναι μεγάλα (<20%), τότε αποκλείεται η πιθανότητα η αλατότητα των ρευστών να οφείλεται σε παρακείμενο σχηματισμό πλούσιο σε αλίτη (Oliver et al., 1994). Οι Mora and Valley (1989) υποστηρίζουν ότι ο σχηματισμός μαριάλιθου απαιτεί υδροθερμικά ρευστά που περιέχουν Cl, γεγονός που συνεπάγεται καμία ή μικρή εισροή από μετεωρικά υγρά. Αυτό δείχνει ότι τα ρευστά κυριαρχούνται από μεγάλου βάθους προέλευσης αλατούχα διαλύματα, χωρίς σημαντική συμβολή επιφανειακών υγρών. Οι σκαπόλιθοι και των δύο παραγενέσεων της παρούσας μελέτης έχουν χαμηλό ποσοστό Cl. Σύμφωνα με τα παραπάνω, τα αλατούχα ρευστά που πήραν μέρος στο σχηματισμό τους δεν μπορούν να προέρχονται από εξωτερικές πηγές πλούσιες σε αλίτη.

Η ισορροπία του σκαπόλιθου στο σύστημα Ab-An-CaCO<sub>3</sub>-NaCl μελετήθηκε πειραματικά από διάφορους ερευνητές (Orville, 1975, Goldsmith and Newton, 1977, Ellis, 1978, Vanko and Bishop, 1982, Aitken, 1983). Από τις έρευνες προέκυψε ότι:

1. Η αύξηση NaCl αυξάνει την σταθερότητα του σκαπόλιθου και το εύρος της ισορροπίας σκαπολίθου - πλαγιόκλαστου.
2. Οι συγκεντρώσεις NaCl είναι μεγάλες στα ρευστά που είναι σε ισορροπία με τον χλωριούχο σκαπόλιθο.

Η αντικατάσταση πλαγιόκλαστου από σκαπόλιθο δηλώνει και την παρουσία CO<sub>2</sub> στα ρευστά εκτός από αυτή του Cl. Η διαλυτότητα του NaCl μειώνεται όσο το CO<sub>2</sub> αυξάνεται στο σύστημα (Takenouchi and Kennedy, 1965). Επίσης, ο πλούσιος σε αλογόνα σκαπόλιθος είναι πιο ασβεστιούχος σε σχέση με το συνυπάρχον νατριούχο πλαγιόκλαστο. Τέλος, υπάρχει περίπτωση οι υψηλές συγκεντρώσεις NaCl να οδηγήσουν στο διαχωρισμό της ρευστής φάσης σε δύο μη αναμιγνυόμενες φάσεις, μία ρευστή φάση άλατος και μια αέρια φάση πλούσια σε CO<sub>2</sub>. Όταν η αλατότητα των ρευστών είναι πολύ μεγαλύτερη από αυτή του θαλασσινού νερού, τότε θεωρείται ότι η ρευστή φάση προέρχεται από τη διάσπαση αλίτη, όπως αναφέρθηκε προηγουμένως.

Ο ασβεστίτης και ο σκαπόλιθος πιθανόν να σχηματίστηκαν από πλούσια σε CO<sub>2</sub> αλατούχα υγρά σε συνθήκες HT/LP σύμφωνα με τον Strauss (2003). Αυτό μπορεί να επιτευχθεί όταν θερμά διαλύματα μεταφέρουν ασβέστιο με τη μορφή χλωριδίων ασβεστίου και σχηματίζουν ασβεστίτη. Σε τέτοιο περιβάλλον μπορεί να δημιουργηθεί παράλληλα και σκαπολιθίωση. Για κάθε μόριο ασβεστίου που αφαιρείται ως χλωρίδιο, ελευθερώνεται ένα μόριο CO<sub>2</sub>.

Οι Goldsmith et al. (1977), Aitken (1983) κ.α. ερεύνησαν τις σχέσεις ισορροπίας μεταξύ πλαγιόκλαστου και ασβεστιούχου σκαπόλιθου στην άνω αμφιβολιτική-γρανουλιτική φάση. Η ισορροπία μεταξύ πλαγιόκλαστου – ασβεστίτη – σκαπολίθου μπορεί να εκφραστεί με την ακόλουθη σχέση:



Προκύπτει ότι οι ποσότητες CO<sub>2</sub>/H<sub>2</sub>O και η θερμοκρασία είναι οι κύριες παράμετροι όσον αφορά την διαλυτότητα/καθίζηση του σκαπολίθου και του πλαγιόκλαστου, ενώ παράλληλα η πίεση παίζει πολύ μικρό ή καθόλου ρόλο στην ισορροπία των ορυκτών αυτών. Η τελευταία σχέση μπορεί να ισχύει και για την περίπτωση που εξετάζεται στην παρούσα εργασία, καθώς η

σχέση λειτουργεί ανεξαρτήτως πίεσης. Ειδικότερα, ο Aitken (1983) αποσαφήνισε ότι η ελάχιστη θερμοκρασία ισορροπίας είναι 525° C, θεωρώντας ότι η ρευστή φάση περιέχει περισσότερο από 13 mole% CO<sub>2</sub>. Οι Oterdoom and Gunter (1983) χρησιμοποίησαν εργαστηριακές έρευνες και στοιχεία πεδίου ώστε να μελετήσουν την συμπεριφορά του σκαπόλιθου σε διάφορες T-X συνθήκες, καταλήγοντας στο συμπέρασμα ότι τα πλαγιόκλαστο + ασβεστίτης αντέδρασαν με τον σκαπόλιθο σε θερμοκρασίες T>550° C (Larsen, 1991).

Οι σχέσεις πίεσης-θερμοκρασίας σε παραγενέσεις σκαπόλιθου με πλαγιόκλαστο (ανορθίτη ή αλβίτη) και αλίτη, ασβεστίτη, και ανυδρίτη ερευνήθηκαν από τους Newton and Goldsmith (1975, 1976) και Goldsmith and Newton (1977), και έδειξαν ότι οι σκαπόλιθοι είναι δύστηκτα ορυκτά σε υψηλές πιέσεις και αντικαθιστούν τη χαμηλότερης θερμοκρασίας παραγένεση πλαγιόκλαστο + ασβεστίτης (+ ανυδρίτης + αλίτης). Οι Goldsmith and Newton (1977) έδειξαν επίσης ότι ο μειονίτης σταθεροποιείται με ανορθίτη και ασβεστίτη σε θερμοκρασίες μεγαλύτερες από 875°C ανεξαρτήτως πίεσης (Baker and Newton, 1994).

Είναι γνωστό ότι τα ορυκτά των πυριγενών πετρωμάτων και οι συστάσεις τους είναι στενά συνδεδεμένα με τη σύσταση των τηγμάτων τους και κυρίως με τις φυσικοχημικές συνθήκες που επικρατούν κατά τη διάρκεια της κρυστάλλωσής τους. Παρόλα αυτά η εύρεση της πίεσης και της θερμοκρασίας είναι δύσκολη. Οι παραγενέσεις των ορυκτών των πυριγενών πετρωμάτων σχηματίζονται (κρυσταλλώνονται) μέσα σε ένα μεγάλο εύρος θερμοκρασιών και συχνά δεν βρίσκονται σε ισορροπία. Υπάρχουν φάσεις όπου κάποια ορυκτά συνεχίζουν να αντιδρούν κάτω από συνθήκες στερεάς κατάστασης (subsolidus). Ωστόσο υπάρχουν φάσεις που διαφοροποιούνται ελάχιστα και μπορούν να χρησιμοποιηθούν στον υπολογισμό των συνθηκών κρυστάλλωσης κατά τη διάρκεια της στερεοποίησης του μάγματος.

Οι Christofides et al. (2010) για να διαπιστώσουν τις θερμοκρασίες κρυστάλλωσης του πλουτωνίτη της Ξάνθης τον διαίρεσαν σε δύο ομάδες, μία «όξινη» και μία «βασική». Οι όροι όξινος και βασικός δεν έχουν αυστηρή γεωχημική σημασία αλλά απλά χρησιμοποιούνται για το διαχωρισμό των πετρωμάτων στις δυο αυτές ομάδες για ερευνητικούς λόγους.

Οι παραπάνω συγγραφείς διαπίστωσαν ότι ο πλουτωνίτης της Ξάνθης αρχικά κρυσταλλώθηκε σε συνθήκες πίεσης 5,8 kb και μέγιστης θερμοκρασίας 1300°C σε σχετικά ξηρές συνθήκες. Αυτή η θερμοκρασία αντικατοπτρίζει την αρχική κρυστάλλωση του γαββρικού μάγματος αμέσως μετά την τοποθέτησή του.

Σε επόμενο στάδιο κρυστάλλωσης και σε μια μέση θερμοκρασία της τάξεως των 870 °C, το ποσοστό νερού αυξάνει (πάνω από 4wt%). Η αύξηση της περιεκτικότητας νερού μπορεί να επιτρέπει στο μάγμα να φτάσει σε επίπεδα τοποθέτησης πιο κοντά στην επιφάνεια, γεγονός που οδηγεί σε μείωση των πιέσεων (μέση πίεση 1,8 kbar). Επιπρόσθετα, η αύξηση της περιεκτικότητας νερού μπορεί να έχει ως αποτέλεσμα εξελικτικές διαδικασίες ανοιχτού συστήματος.

Η όξινη ομάδα πετρωμάτων κρυσταλλώθηκε σε μέση θερμοκρασία 729 °C και πίεση 0,7 kbar σε οξειδωτικές συνθήκες. Οι θερμοκρασίες και κυρίως οι πιέσεις είναι σημαντικά χαμηλότερες σε σύγκριση με αυτές της βασικής ομάδας πετρωμάτων, υποδηλώνοντας πιθανόν διαφορετική προέλευση και/ή εξελικτική πορεία από αυτή της βασικής ομάδας πετρωμάτων.

Ο σχηματισμός του σκαπόλιθου γίνεται γενικά σε θερμοκρασίες >500°C. Η θερμοκρασία αυτή δεν διαφέρει σημαντικά από τη θερμοκρασία κρυστάλλωσης που έχει βρεθεί για το γρανοδιόριτη κι έτσι μπορούμε να θεωρήσουμε ότι ο σκαπόλιθος της πρώτης παραγένεσης σχηματίστηκε σε θερμοκρασία 729 °C και πίεση 0,7 kbar.

Η γένεση του σκαπόλιθου της δεύτερης παραγένεσης αποδίδεται στο μηχανισμό της σκαπολιθίωσης. Η σκαπολιθίωση συνέβη από μαγματικά υγρά που προήλθαν από την ψύξη του πλουτωνίτη. Σε υψηλές θερμοκρασίες τα υγρά χαρακτηρίζονται ως μετασωματικά, ενώ με την πτώση της θερμοκρασίας τα ρευστά γίνονται υδροθερμικά (Naranjo et al., 2010). Έτσι, η σκαπολιθίωση πραγματοποιήθηκε με την δράση μετασωματικών διαλυμάτων. Η μετασώματωση προήλθε από θερμομεταμόρφωση επαφής με παράλληλη δράση θερμών διαλυμάτων κατά τη διείδυση του μονζονίτη στα ηφαιστειοϊζηματογενή πετρώματα. Άρα, ο συγκεκριμένος σκαπόλιθος σχηματίζεται και αναπτύσσεται μέσω μετασωματικών διεργασιών εις βάρος του πλαγιοκλάστου. Η σκαπολιθίωση γίνεται με αντικατάσταση των Ca και Na του πλαγιοκλάστου.

Κατά συνέπεια, και λαμβάνοντας υπόψη τα συμπεράσματα των Christofides et al. (2010) μπορεί να ειπωθεί ότι η σκαπολιθίωση συνέβη στη θερμοκρασία των 870 °C όπου το σύστημα γίνεται ένυδρο, το μάγμα φτάνει κοντά στην επιφάνεια και η πίεση (περίπου 1,8 kb) είναι πολύ χαμηλότερη σε σχέση με την αρχική πίεση κρυστάλλωσης του μάγματος.

Σημειώνεται ότι οι θερμοκρασίες σχηματισμού των σκαπολίθων και των δύο παραγενέσεων που αναφέρονται παραπάνω, είναι γενικά σε συμφωνία με τις θερμοκρασίες που αναφέρονται σε εργασίες από εμφανίσεις σκαπολίθων σε διάφορα μέρη του κόσμου.

#### Συμπερασματικά:

- Ο σκαπόλίθος σχηματίστηκε όταν η ρευστή φάση που περιείχε Cl επέδρασε στα πρωτογενή πυριγενή πλαγιόκλαστα.
- Το ρευστό, εμπλουτισμένο σε  $\text{Cl}^-$  (και  $\text{CO}_2^-$ ), διείσδυσε στο αρχικό ομοιογενές πλαγιόκλαστο. Η είσοδος της ρευστής φάσης είχε ως αποτέλεσμα τη χημική ανισορροπία μεταξύ ρευστού και ορυκτών, η οποία οδήγησε σε γρήγορες αντιδράσεις μεταξύ των πυριγενών πλαγιοκλάστων και της ρευστής φάσης. Πιθανώς σ' αυτό το στάδιο, το  $\text{Ca}^{2+}$  του πλαγιοκλάστου διαλύθηκε στη ρευστή φάση.
- Η μεταβολή των πυριγενών πλαγιοκλάστων χαρακτηρίζεται από ανταλλαγή στοιχείων με τη ρευστή φάση. Αυτό οδήγησε στη μείωση της περιεκτικότητας σε ανορθίτη του πλαγιοκλάστου.
- Στην πρώτη παραγένεση, το πυριγενές πλαγιόκλαστο πιθανόν αντέδρασε πλήρως και αντικαταστάθηκε από σκαπόλιθο που σχηματίστηκε σε ισορροπία με τη ρευστή φάση.
- Στη δεύτερη παραγένεση, η αντίδραση ανικατάστασης του πυριγενούς πλαγιοκλάστου δεν ολοκληρώθηκε, γι' αυτό και συνυπάρχει με ασβεστίτη και σκαπόλιθο.
- Ο σκαπόλιθος της πρώτης παραγένεσης σχηματίστηκε σε οξειδωτικές συνθήκες θερμοκρασίας 729 °C και πίεσης 0,7 kbar.
- Ο σκαπόλιθος της δεύτερης παραγένεσης σχηματίστηκε σε ένυδρες συνθήκες θερμοκρασίας 870 °C και πίεσης περίπου 1,8 kb.
- Το ποσοστό Cl του σκαπόλιθου της πρώτης παραγένεσης είναι πιο ψηλό συγκρινόμενο με αυτό του σκαπόλιθου της δεύτερης παραγένεσης. Αυτό μπορεί να σημαίνει διαφορετική σύσταση των ρευστών φάσεων που έδωσαν τους δύο σκαπόλιθους.
- Η σύσταση των σκαπόλιθων της Ξάνθης συμπίπτει με συστάσεις σκαπολίθων από άλλες εμφανίσεις οδηγώντας στην υπόθεση ότι οι διακυμάνσεις στη σύσταση του σκαπόλιθου είναι ελεγχόμενες από ένα γενικό μηχανισμό ανταλλαγής (universal exchange mechanism).

## Βιβλιογραφία

### Ξενόγλωσση Βιβλιογραφία

- Aitken, G.B., 1983. T-X<sub>CO2</sub> stability relations and phase equilibria of calcic carbonate scapolite. *Geoch. et Cosmoch. Acta*, 47: 351-362.
- Albino, G.V., 1995. Sodium metasomatism along the Melones Fault Zone, Sierra Nevada Foothills, California. *Mineralogical Magazine*, 59, 383–400.
- Bach, W., Paulick, H., Garrido, C.J., Ildefonse, B., Meurer, W.P., Humphris, S.E., 2006. Unraveling the sequence of serpentinization reactions: petrography, mineral chemistry, and petrophysics of serpentine from MAR 15N (ODP Leg 209, Site 1274). *Geophysical Research Letters*, 33: L13306.
- Baker, J., and Newton, R.C., 1994. Standard thermodynamic properties of meionite, Ca<sub>4</sub>Al<sub>6</sub>Si<sub>6</sub>O<sub>24</sub>CO<sub>3</sub>, from experimental phase equilibrium data. *American Mineralogist*, 79, 478-484.
- Baltatzis, E., Esson, J., & Mitropoulos, P., 1992. Geochemical characteristics and petrogenesis of the main granitic intrusions of Greece: an application of trace elements discrimination diagrams. *Min. Mag.*, 56, 487-501.
- Bauer, C., Rubatto, D., Krenn, K., Proyer, A., Hoinkes, G., 2007. A zircon study from the Rhodope metamorphic complex, N-Greece: time record of a multistage evolution. *Lithos* 99:207–228.
- Binder, G., and Troll, G., 1989. Coupled anion substitution in natural carbon-bearing apatites. *Contrib. Mineral. Petrol.* 101, 394-401.
- Bobrievich, A.P. and Sobolev, V.S., 1957. Eclogitization of the pyroxene crystalline schists of the Archean complex. *Zapiski Vsesoyuznogo Mineralogicheskogo Obshchestva*, 86, 3-17.
- Bonev, N., Beccaletto, L., 2007. From syn- to post-orogenic Tertiary extension in the north Aegean region: constraints on the kinematics in the eastern Rhodope-Thrace, Bulgaria-Greece and the Biga Peninsula northwest Turkey. In: Taymaz, T., Yilmaz, Y., Dilek, Y. (Eds.), *The Geodynamics of the Aegean and Anatolia*. Geological Society, London 0 Special Publications 29:113–142.
- Bonev, N., Burg, J.-P., Ivanov, Z., 2006. Mesozoic-Tertiary structural evolution of an extensional gneiss dome—the Kesebir-Kardamos dome, E. Rhodope, Bulgaria-Greece. *International Journal of Earth Sciences* 95:318–340.



- Bonev, N., Stampfli, G., 2011. Alpine tectonic evolution of a Jurassic subduction-accretionary complex: Deformation, kinematics and  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  age constraints on the Mesozoic low-grade schists of the Circum-Rhodope Belt in the eastern Rhodope-Thrace region, Bulgaria-Greece. *Journal of Geodynamics* 52:143-167.
- Bonev, N., Stampfli, G., 2008. Petrology, geochemistry and geodynamic implications of Jurassic island arc magmatism as revealed by mafic volcanic rocks in the Mesozoic low-grade sequence, Eastern Rhodope, Bulgaria. *Lithos* 100:210–233.
- Bonewitz, R.L., 2005. *Smithsonian Rock and Gem: The definitive guide to rocks, minerals, gems, and fossils*. D.K. Publishing Inc. / Smithsonian Institution and Dorling Kindersley Limited. 218, 254 p.
- Boynanov, I., Dabovski, C., Gocev, P., Harkovska, A., Kostadinov, V., Shanov, S., Tzakov, T., Zagorcev, I., 1987. A new view on the Alpine tectonic evolution of Bulgaria. – Presented at First Bulgarian-Greek Symposium on Geological and Physic – Geographical Problems of the Rhodope Massif, Smolyan, Sept. 17, 1987.
- Bradshaw, J.Y., 1989. Early Cretaceous vein-related garnet granulite in Fiordland, Southwest New Zealand: A case for infiltration of mantle derived  $\text{CO}_2$ -rich fluids. *Journal of Geology*, 97, 697-718.
- Burg, J.-P., Ricou, L.-E., Ivanov, Z., Godfriaux, I., Dimov, D., Klain, L., 1996. Syn-metamorphic nappe complex in the Rhodope Massif. Structure and kinematics. *Terra Nova* 8:6–15.
- Caracciolo, L., Critelli, S., Innocenti, F., Kolios, N., Manetti, P., 2011. Unraveling Provenance From Eocene-Oligocene Sandstones Of The Thrace Basin, North-East Greece. *Sedimentology* 58, 1988-2011.
- Christofides, G., 1982. Clouded plagioclases from the Xanthi Plutonic Complex (Northern Greece). *Chem. Erde*, 41, 255-261.
- Christofides, G., Koroneos, A., Soldatos, T., Eleftheriadis, G., & Kiliyas, A., 2001. Eocene magmatism (Sithonia and Elatia plutons) in the Internal Hellenides and implications for Eocene-Miocene geological evolution of the Rhodope massif (Northern Greece). *Acta Vulcanologica* 13:73-89.
- Christofides, G., Papadopoulou, L., Soldatos, T., and Koroneos, A., 2010. Crystallization conditions of the Xanthi Plutonic Complex (Rhodope Massif, N. Greece): geothermometry and geobarometry. *Scientific Annals, School of Geology, Aristotle University of Thessaloniki Proceedings of the XIX CBGA Congress, Thessaloniki, Greece, Special volume 99*, p. 199-207.

- Christofides, G., Pecskey, Z., Eleftheriadis, G., Soldatos, T., Koroneos, A., 2004. The Tertiary Evros volcanic rocks (Thrace, Northeastern Greece): petrology and K/Ar geochronology. *Geologica Carpathica* 55:397–409.
- Christofides, G., 1989. Evolution of the Xanthi pluton, N. Greece. *Proc. XIV Congress CBGA*, Sofia, 168-169.
- Christofides, G., 1996. Tertiary magmatism in the Greek Rhodope massif, northern Greece: granitic plutons. In: 'Terranes of Serbia', Knezevic V. & Krstic B. (Eds), Dept. of Petrology, Fac. of Mining and Geology, Univ. Of Belgrade, 155-160.
- Christofides, G., Soldatos, T., Eleftheriadis, G., and Koroneos, A., 1998. Chemical and isotopic evidence for source contamination and crustal assimilation in the Hellenic Rhodope plutonic rocks. *Acta Vulcanologica*, 10(2), 305-318.
- Christofides, G., Pipera, K., Koroneos, A., Papadopoulos, A., 2012. New geochronological data from the Xanthi pluton: Constraints on the Nestos thrust dating. The School of Prof. Zhivko Ivanov, International Conference: Exhumation of High-grade Metamorphic Rocks (MCC), Magmatic Arc Systems and Strike-slip Zones. p. 49-52.
- Coolen, J.J.M.M.M., 1982. Carbonic fluid inclusions in granulites from Tanzania: A comparison of geobarometric methods based on fluid density and mineral chemistry. *Chemical Geology*, 37, 59-77.
- Dawson, J.B., 1971. Advances in kimberlite geology. *Earth Science Reviews*, 7, 187-214.
- Deer, W.A., Howie, R.A., & Zussman, J., 1992. An introduction to the rock-forming minerals (2<sup>nd</sup> ed.). London: Longman. ISBN 0-582-30094-0.
- Deer, W.A., Howie, R.A., Zussman, J., 1963. Rock-forming minerals, vol. 4. New York: John Wiley & Sons 1963.
- Del Moro, A., Innocenti, F., Kyriakopoulos, C., Manetti, P., and Papadopoulos, P., 1988. Tertiary granitoids from Thrace (Northern Greece): Sr isotopic and petrochemical data. *Neues Jahrb. Mineral. Abh.* 159: 113-135.
- Del Moro, A., Kyriakopoulos, K., Pezzino, A., Atzori, P., & Lo Giudice, A., 1990. The metamorphic complex associated to the Kavala plutonites: An Rb-Sr geochronological, petrological and structural study. *Geol. Rhodopica*, 2, 143-156.
- Dinter, D.A., Royden, L., 1993. Late Cenozoic extension in northeastern Greece: Strymon valley detachment system and Rhodope metamorphic core complex. *Geology* 21:45– 48.
- Dinter, D.A., Macfarlane, A., Hames, W., Isachsen, C., Bowring, S., & Royden, L., 1995. U-Pb and <sup>40</sup>Ar/<sup>39</sup>Ar geochronology of the Symvolon granodiorite: Implications for the thermal

- and structural evolution of the Rhodope metamorphic core complex, northeastern Greece. *Tectonics*, 14/4, 886-908.
- Dong, P., 2005. Halogen-element (F, Cl, and Br) behaviour in apatites, scapolite, sodalite: an experimental investigation with field applications. Doctoral thesis, Department of Geological Sciences, University of Saskatchewan, Saskatoon.
- Donnay, G., Shaw III, C.F., Butler, I.S., and O'Neil, J.R., 1978. The presence of HCl in scapolites. *Canadian Mineral.* 16, 341–345.
- Edwards, A.B., and Baker, G., 1953. Scapolitization in the Cloncurry District of north-western Queensland. *Journal of the Geological Society of Australia.* 1, 1-33.
- Einaudi, M.T., Meinert, L.D., and Newberry, R.J., 1981. Skarn deposits. *Econ. Geology*, 75<sup>th</sup> Anniversary Volume, p.317-391.
- Eleftheriadis, G., 1995. Petrogenesis of the Oligocene volcanics from the Central Rhodope massif (N. Greece). – *Eur. J. Miner.* 7: 1169 –1182.
- Eleftheriadis, G., Christofides, G., & Papadopoulos, P., 1989b. Petrology and geochemistry of Leptokarya-Kiriki plutonic intrusions in the NE Rhodope massif, Thrace, Greece. *Geol. Rhodopica*, 1, 280-289.
- Ellis, D.E., 1978. Stability and phase equilibria of chloride and carbonate bearing scapolites at 750° C and 4000 bar. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 42, 1271-1281.
- Evans, B.W., Shaw, D.M., Houghton, D.R., 1969. Scapolite Stoichiometry. *Contrib. Mineral. Petrol.* 24:193-305.
- Faryad, S.W., 2002. Metamorphic conditions and fluid compositions of scapolite-bearing rocks from the Lapis Lazuli Deposit at Sare Sang, Afghanistan. *Journal of Petrology*, Vol. 43, num. 4, p. 725-747.
- Frietsch, R., Tuisku, P., Martinsson, O., and Perdahl, J.-A., (1997) Early Proterozoic Cu-(Au) and Fe ore deposits associated with regional Na-Cl metasomatism in northern Fennoscandia. *Ore Geol. Rev.* 12, 1–34.
- Fytikas, M., Innocenti, F., Manetti, P., Mazuoli, R., Peccerilo, A., & Vilari, L., 1984. Tertiary to Quaternary evolution of the volcanism in the Aegean Region. In Dixon J.E. & Robertson A.H.F. (eds.). *The Geological Evolution of the Eastern Mediterranean*. Geol. Soc. London, Spec. Pub., 17, 687-699.
- Gautier, P., Gerdjikov, I., Ruffet, G., Bosse, V., Cherneva, Z., Pitra, P., Hallot, E., 2010. Persistent synmetamorphic thrusting in the Rhodope until 33 Ma: evidence from the

- Nestos Shear Zone and implications for Aegean geodynamics. Proceedings of the XIX CBGA Congress, Thessaloniki, Greece. Abstract Volume, 122-123.
- Goff, F., Arney, B.H., and Eddy, A.C., 1982. Scapolite phenocrysts in a latite dome, northwest Arizona, U.S.A. *Earth and Planetary Science Letters*, 60, 86-92.
- Goldsmith, J.R., and Newton, R.C., 1977. Scapolite-plagioclase stability relations at high pressures and temperatures in the system  $\text{NaAlSi}_3\text{O}_8\text{-CaAl}_2\text{Si}_2\text{O}_8\text{-CaCO}_3\text{-CaSO}_4$ . *Am. Mineral.* 62, 1063–1081.
- Gómez-Pugnaire, M.T., Franz, G., and Sanchez-Vizcaino, V.L., 1994. Retrograde formation of NaCl-scapolite in high pressure metaevaporites from the Cordilleras Béticas (Spain). *Contrib. Mineral. Petrol.* 116, 448–461.
- Görür, N., & Okay, A.I., 1996. Fore-arc origin of the Thrace Basin, northwest Turkey. *Geologische Rundschau* 85, 662–668.
- Harkovska, A., Yanev, Y., & Marchev, P., 1989. General features of the Paleogene orogenic magmatism in Bulgaria. – *Geologica Balc.* 19 (1): 37–72.
- Harley, S.L., & Buick, I.S., 1992. Wollastonite–scapolite assemblages as indicators of granulite pressure–temperature–fluid histories: the Rauer Group, East Antarctica. *Journal of Petrology* 33, 693–728.
- Harley, S.L., Fitzsimons, I.C.W., & Buick, I.S., 1994. Reactions and textures in wollastonite–scapolite granulites and their significance for pressure–temperature–fluid histories of high-grade terranes. *Precambrian Research* 66, 309–323.
- Himmerkus, F., Anders, B., Reischmann, T., Kostopoulos, D., 2007. Gondwana-derived terranes in the northern Hellenides. In: Hatcher Jr., R.D., Carlson, M.P., McBride, J.H., Martínez Catalán, J.R. (Eds.), *4-D Framework of Continental Crust*: Geological Society of America, Memoir 200:379–390.
- Himmerkus, F., Reischmann, T., and Kostopoulos, D.K., 2006. Late Proterozoic and Silurian basement units within the Serbo-Macedonian Massif, northern Greece: The significance of terrane accretion in the Hellenides, in Mountrakis, D., and Robertson, A.H.F., eds., *Tectonic Development of the Eastern Mediterranean Region*: Geological Society [London] Special Publications 260, p. 35–50.
- Ivanov, Z., 1988. Aperçu général sur l'évolution géologique et structurale du massif des Rhodopes dans le cadre des Balkanides. *Bull Soc Géol France* 8 (IV, 2):227–240.
- Jahn-Awe, S., Froitzheim, N., Nagel, T.J., Frei, D., Georgiev, N., Pleuger, J., 2010. Structural and geochronological evidence for Paleogene thrusting in the Western Rhodopes (SW

- Bulgaria): Elements for a new tectonic model of the Rhodope Metamorphic Province, subm. *Tectonics* 29:TC3008. doi:10.1029/2009TC002558.
- Jamtveit, B., & Austrheim, H.O., 2010. Metamorphism: The Role of Fluids. *Elements*. ISSN 1811-5209. 6(3), s 153- 158 . doi: 10.2113/g s elements. 6.3.153.
- Jiang, S.-Y., Palmer, M.R., Xue, C.-J., and Li, Y.-H., 1994. Halogen-rich scapolite-biotite rocks from the Tongmugou Pb-Zn deposit, Qinling, north-western China: Implications for the ore-forming processes. *Mineral. Mag.* 58, 543–552.
- Jones, C.E., Tarney, J., Baker, J.H., Gerouki, F., 1992. Tertiary granitoids of Rhodope, Northern Greece: magmatism related to extensional collapse of the Hellenic orogen?. *Tectonophysics* 210:295–314.
- Karfakis, I., & Doutsos, T., 1995. Late orogenic evolution of the Circum Rhodope Belt, Greece. *Neues Jahrbuch für Geologie und Paläontologie*, H5, 305–319.
- Kassoli-Fournaraki, A., 1991. Ca-rich scapolite in quartz amphibolites from the Sarti area, northern Greece *Eur. J. Min.*, 3, 887-94.
- Kerrick, D.M., Crawford, K.E., and Randazzo, A.F., 1973. Metamorphism of calcareous rocks in three roof pendants in the Sierra Nevada, California. *Journal of Petrology*, 14, 303-325.
- Kilias, A., & Mountrakis, D., 1990. Kinematics of the crystalline sequences in the western Rhodope massif. *Geologica Rhodopica* 2:100-116.
- Kilias, A., Falalakis, G., & Mountrakis, D., 1997. Alpine tectonometamorphic history of the Serbomacedonian metamorphic rocks: Implication for the Tertiary unroofing of the Serbomacedonian-Rhodope metamorphic complexes (Macedonia, Greece). *Mineral Wealth*, 105, 9-32.
- Kilias, A., Falalakis, G., Sfeikos, A., Papadimitriou, E., Vamvaka, A., Gkarlaouni, Ch., 2011. Architecture of Kinematics and Deformation History of the Tertiary Supradetachment Thrace Basin: Rhodope Province (NE Greece). In: *New Frontiers in Tectonic Research – At the Midst of Plate Convergence*. In Tech pp. 241-268.
- Klein, C., and Hurlbut, C.S.Jr., 1993. *Manual of Mineralogy* (after James D. Dana), 21th Ed. John Wiley and Sons.
- Kokkinakis, A., 1980. Altersbeziehungen zwischen metamorphosen, mechanischen deformationen und intrusionen am sudrand des Rhodope-Massivs (Makedonien, Griechenland). *Geol. Rundschau*, 69, 726-44.

- Kokkinakis, A., 1977. Das Intrusivgebiet des Symvolon – Gebirges und von Kavala in Ostmakedonien, Griechenland. Ph. D. Thesis, Ludwig – Maximilians Univ. Munchen, 268 pp.
- Kolocotroni, C., 1992. The emplacement and petrogenesis of the Vrontou granitoid pluton, Rhodope massif, NE Greece. Ph.D. Thesis, Univ. Edinburgh, Edinburgh, 425p.
- Kolocotroni, C., and Dixon, E.J., 1991. The origin and emplacement of the Vrontou granite, Serres, N.E. Greece. *Bulletin of the Geological Society of Greece*, 25/1: 469-483.
- Kostopoulos, D., Gerdjikov, I., Gautier, P., Reischmann, T., Cherneva, Z., 2003. First evidence of UHP metamorphism in the Central Rhodope Massif of southern Bulgaria. *Geophys Res Abstr* 5:08327.
- Kotopouli, C.N., and Pe-Piper, G., 1989. Geochemical characteristics of felsic intrusive rocks within the Hellenic Rhodope: a comparative study and petrogenetic implications. *Neues Jahrbuch für Mineralogie*, 161, 141-169.
- Kotopouli, C.N., Pe-Piper, G., Katagas, C.G., 1991. The metamorphism and migmatization of the Xanthi-Echinos metamorphic complex, central Rhodope, Greece. *Lithos*, 27, 79–93.
- Koukouvelas, I., Doutsos, T., 1990. Tectonic stages along a traverse cross cutting the Rhodopian zone. (Greece). *Geologische Rundschau*, 79, 3, 753-776.
- Koukouvelas, L., & Pe-Piper, G., 1991. The Oligocene Xanthi pluton, northern Greece: a granodiorite emplaced during regional extension. *J. Geol. Soc. Lond.* 148:749-758.
- Krenn, K., Bauer, C., Proyer, C., Klötzli, U., Hoinkes, G., 2010. Tectonometamorphic evolution of the Rhodope orogen. *Tectonics* 29:TC4001.
- Krohe, A., and Mposkos, E., 2001. Structural evolution and ex- humation history of the Rhodope UHP-HP metamorphic province (Northern Greece). *Bulletin of the Geological Society of Greece*, 34(1), 75-82.
- Krohe, A., & Mposkos, E., 2002. Multiple generations of extensional detachments in the Rhodope Mountains (northern Greece): evidence of episodic exhumation of high-pressure rocks. *Geol. Soc. Special Publications* 204, 151-178.
- Kronberg, P., and Raith, M., 1977. Tectonics and metamorphism of the Rhodope crystalline complex in eastern Greek Macedonia. *N. Jb. Geol. Paläont. Mh.* 11, 697-704.
- Kronberg, P., Meyer, W., & Pilger, A., 1970. Geologie der Rila–Rhodope Masse zwischen Strimon und Netos. *Beith. Geol. Jb.* 88, 133-180.
- Kullerød, K., & Erambert, M., 1999. Cl-scapolite, Cl-amphibole, and plagioclase equilibria in ductile shear zones at Nusfjord, Lofoten, Norway: implications for fluid compositional

- evolution during fluid–mineral interaction in the deep crust. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 63, 3829–3844.
- Kullerød, K., 1996. Chlorine-rich amphiboles: Interplay between amphibole composition and an evolving fluid. *European Journal of Mineralogy*, v. 8, p. 355–370.
- Larsen, J.G., 1981. Medium pressure crystallization of a monchiquitic magma: Evidence from megacrysts of Drever's block, Ubekendt Ejland, West Greenland. *Lithos*, 14, 241–262.
- Larsen, R.B., 1991. Tungsten skarn mineralisations in a regional metamorphic terrain in Northern Norway: a possible metamorphic ore deposit. *Mineralium Deposita*, v. 26, pp. 281–289.
- Liati, A., 1986. Regional metamorphism and overprinting contact metamorphism of the Rhodope zone, near Xanthi, N. Greece: petrology, geochemistry, geochronology. Dissertation, Techn Univ Braunschweig, pp 186.
- Liati, A., 2005. Identification of repeated Alpine (ultra) high-pressure metamorphic events by U–Pb SHRIMP geochronology and REE geochemistry of zircon: the Rhodope zone of Northern Greece. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 150:608–630.
- Liati, A., and Mposkos, E., 1990. Evolution of the eclogites in the Rhodope Zone of northern Greece. *Lithos* 25, 89–99.
- Lieftink, D.J., Nijland, T.G., and Maijer, C., 1993. Cl-rich scapolite from Ødegårdens Verk, Bamble, Norway, *Norsk geologisk tidsskrift*, p. 55–57.
- Llambias, E.J., Gordillo, C.E., and Bedlioy, D., 1977. Scapolite veins in a quartz monzodiorite stock from Los Molles, Mendoza, Argentina. *American Mineralogist*, 62, 132–135.
- Lovering, J.F., and White, A.J.R., 1969. Granulitic and eclogitic inclusions from basic pipes at Delegate, Australia. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 21, 9–52.
- Maltezos, F., and Brooks, M., 1989. A geophysical investigation of post-Alpine granites and Tertiary sedimentary basins in northern Greece: *Journal of the Geological Society*, London, 146, 53–59, 1989.
- Marchev, P., Raicheva, R., Downes, H., Vaselli, O., Chiaradia, M., Moritz, R., 2004. Compositional diversity of Eocene–Oligocene basaltic magmatism in the Eastern Rhodopes, SE Bulgaria: implications for genesis and tectonic setting. *Tectonophysics* 393:301–328.
- Markl, G., and Bucher, K., 1998. Composition of fluids in the lower crust inferred from metamorphic salt in lower crustal rocks. *Nature*, v. 391, p. 781–783 doi: 10.1038/35836.



- Markl, G., Piazzolo, S., 1998. Halogen-bearing minerals in syenites and high-grade marbles of Dronning Maud Land, Antarctica: monitors of fluid compositional changes during late-magmatic fluid-rock interaction processes. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 132, 246–268.
- Mavroudchiev, B., Nedyalkov, R., Eleftheriadis, G., Soldatos, T., and Christofides, G., 1992. Tertiary Plutonic Rocks from East Rhodope in Bulgaria and Greece. Sixth Congress of the Geological Society of Greece, Athens, Greece, 28/2, 643-660.
- Moecher, D.P., and Essene, E.J., 1990. Phase equilibria for calcic scapolite, and implications of variable Al-Si disorder for P-T, TXCO<sub>2</sub>, and a-X relations. *J. Petrol.* 31, 997-1024.
- Moecher, D.P., and Essene, E.J., 1991. Calculation of CO<sub>2</sub> activities using scapolite equilibria: Constraints on the presence and composition of a fluid phase during high grade metamorphism. *Contrib. Mineral. Petrol.* 108, 219-240.
- Mora, C.I., and Valley, J.W., 1989. Halogen-rich scapolite and biotite: Implications for metamorphic fluid-rock interactions. *Am. Mineral.* 74, 721–737.
- Mposkos, E., & Liati, A., 1993. Metamorphic evolution of metapelites in the high pressure terrain of Rhodope, N. Greece. *Can Mineral* 31:401–424.
- Mposkos, E., 1989. High-pressure metamorphism in gneisses and pelitic schists in East Rhodope zone (N Greece). *Mineral Petrol* 41:337–351.
- Mposkos, E., Liati, A., Katagas, Ch., Arvanitides, N., 1990. Petrology of the metamorphic rocks of Western Rhodope, Drama area, N Greece. *Geol Rhodopica* 2:127–142.
- Mposkos, E.D., Kostopoulos, D.K., 2001. Diamond, former coesite and supersilicic garnet in metasedimentary rocks from the Greek Rhodope: a new ultrahigh-pressure metamorphic province established. *Earth Planet Sci Lett* 192:497–506.
- Mposkos, E., Dimades, E., & Perdikatsis, V., 1986. Contribution to the study of the Rhodope metamorphic basement between Xanthi-Iasmos and the Greek-Bulgarian borders. *Bull. Geol. Soc. Greece*, XX/2. 275-291.
- Munoz, J.L., and Swenson, A., 1981. Chloride-hydroxyl exchange in biotite and estimation of relative HCl/HF activities in hydrothermal fluids. *Econ. Geol.*, 76, 2212-21.
- Naranjo, J.A., Henríquez, F., Nyström, J.O., 2010. Subvolcanic contact metasomatism at El Laco Volcanic Complex, Central Andes. *Andean Geol.* 37: 110-120.
- Neiva, A.M.R., Christofides, G., Eleftheriadis, G., and Soldatos, T., 1996. Geochemistry of granitic rocks and their minerals from the Kavala pluton, Northern Greece. *Chem. Erde*, 56, 117-142.

- Newton, R.C., and Goldsmith, J.R., 1975. Stability of the scapolite meionite ( $3\text{CaAl}_2\text{Si}_2\text{O}_8\text{CaCO}_3$ ) at high pressure and storage of  $\text{CO}_2$  in the deep crust. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 49, 49-62.
- Newton, R.C., and Goldsmith, J.R., 1976. Stability of the end-member scapolites:  $3\text{NaAlSi}_3\text{O}_8\cdot\text{NaCl}$ ,  $3\text{CaAl}_2\text{Si}_2\text{O}_8\cdot\text{CaCO}_3$ ,  $3\text{CaAl}_2\text{Si}_2\text{O}_8\cdot\text{CaSO}_4$ . *Zeits. Kristallogr.* 43, 333-353.
- Oliver, N.H.S., Rawling, T.J, Cartwright, I., and Pearson, P.J., 1994. High-temperature fluid-rock interaction and scapolitization in an extension-related hydrothermal system, Mary Kathleen, Australia. *Journal of Petrology*, 35, 1455-1492.
- Orville, P.M., 1975. Stability of scapolite in the system Ab-An-NaCl- $\text{CaCO}_3$  at 4kb and 750° C. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 39, 1091-1095.
- Oterdoom, W.H., and Gunter, W.D., 1983. Activity models for plagioclase and  $\text{CO}_3$  scapolite – an analysis of field and laboratory data. *American Journal of Science* 283-A: 255-282.
- Oterdoom, W.H., and Wenk, H.R., 1983. Ordering and composition of scapolite: Field observations and structural interpretations. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 83, 330-341.
- Pan, Y., 1998. Scapolite in skarn deposits: Petrogenetic and geochemical significance. In: *Mineralized Intrusion-Related Skarn Systems*, D.R. Lentz (Editor), Mineralogical Association of Canada Short Course Series 26, 69-109.
- Pan, Y., Fleet, M.E., and Ray, G.E., 1994. Scapolite in two gold deposits: Nickel Plate, British Columbia and Hemlo, Ontario. *Canadian Mineral.* 32, 825–837.
- Papadopoulos, C., Kiliass, A., 1985. Altersbeziehungen zwischen Metamorphose und Deformation im Zentralen Teil des Serbomazedonischen Massivs (Vertiskos Gebirge, Nord-Griechenland), *Geol. Rundsch.* 74:77–85.
- Papanikolaou, D., Panagopoulos, G., 1981. On the structural style of Southern Rhodope (Greece). *Geol Balc* 11:13–22.
- Pe-Piper, G., and Piper, D.J.W., 2007. Neogene back-arc volcanism of the Aegean: new insights into the relationship between magmatism and tectonics. *Geological Society of America, Special Paper* 418, 17-31.
- Pe-Piper, G., Tsikouras, B., and Hatzipanagiotou, K., 2004: Evolution of boninites and island-arc tholeiites in the Pindos ophiolite, Greece. *Geological Magazine*, 141, 455-469.
- Perraki, M., Proyer, A., Mposkos, E., Kaindl, R., Hoinkes, G., 2006. Raman micro-spectroscopy on diamond, graphite and other carbon polymorphs from the ultrahigh-pressure

- metamorphic Kimi Complex of the Rhodope Metamorphic Province, NE Greece. *Earth Planet Sci Lett* 241: 672-685.
- Rebberdt, C.R., and Rice, J.M., 1997. Scapolite-plagioclase exchange: Cl-CO<sub>3</sub> scapolite solution chemistry and implications for peristerite plagioclase. *Geochim. Cosmochim. Acta* 61, 555-567.
- Ricou, L.-E., Burg, J-P., Godfriaux, I., Ivanov, Z., 1998. Rhodope and Vardar: the metamorphic and the olistostromic paired belts related to the cretaceous subduction under Europe. *Geodin Acta* 11:285-309.
- Sandulescu, M., 1987. Synchronism and Heterochronism of compressive Tectogenesis. – An example: the Central and Southeastern European Alpine Chains. – In: Y. G. Lenov & V.E. Klain (Editors), *Global Correlation of Tectonic Movements*. J. Wiley and Sons. N.Y., 97-118.
- Schulz, B., 1992. Syntectonic heating and loading-deduced from microstructures and mineral chemistry in mica schists and amphibolites of the Pangeon complex (Thassos Island, Northern Greece). – *N. Jb. Geol. Paläont. Abh.* 184, 181-201.
- Schwan, W., 1987. Summary of the timing of geotectonic events during Cretaceous and Tertiary times in Balkan Peninsula. – In: Y. G. Lenov & V.E. Klain (Editors), *Global Correlation of Tectonic Movements*. J. Wiley and Sons. N.Y., 83-95.
- Sergi, A., 1997. Mafic microgranular enclaves from the Xanthi pluton (Northern Greece): an example of mafic-felsic magma interaction. *Mineralogy and Petrology* 61, 97-117.
- Shaw, D.M., 1960. The geochemistry of scapolite. Part I. Previous work and general mineralogy. *J. Petrol.* The geochemistry of scapolite. Part II. Trace elements, petrology and general geochemistry. *J. Petrol.*
- Sokoutis, D., Brun, J.P., Van Den Driessche, J., & Pavlides, S., 1993. A major Oligo-Miocene detachment in southern Rhodope controlling north Aegean extension. *Journal of the Geological Society, London*, 150, 243-246.
- Soldatos, T., Koroneos, A., Kamenov, B.K., Peytcheva, I., von Quadt, A., Christofides, G., Zheng, X., Sang, H., 2008. New U-Pb and Ar-Ar mineral ages for the Barutin-Buynovo-Elatia-Skaloti-Paranesti batholith (Bulgaria and Greece). Refinement of its debatable age. *Geochem. Mineral. Petrol.* 46:85-102.
- Soldatos, T., Koroneos, A., Christofides, G., and Del Moro, A., 2001. Geochronology and origin of the Elatia plutonite (Hellenic Rhodope massif, N. Greece) constrained by new Sr isotopic data. *N. Jb. fuer Miner. Abh.*, 176, 179-209.

- Soldatos, T., Koroneos, A., Del Moro, A., and Christofides, G., 2001. Evolution of the Elatia plutonite (Hellenic Rhodope massif, N. Greece). *Chemie der Erde*, 61, 92-116.
- Soldatos, T., Poli, G., Christofides, G., Eleftheriadis, G., Koroneos, A., and Tommasini, S., 1998. Petrology and evolution of transitional alkaline-subalkaline granitoids from Vrontou (NE Greece): evidence for fractional crystallization and magma mixing. *Acta Vulcanologica*, 10(2), 319-330.
- Strauss, T.A.L., 2003. The geology of the Proterozoic Haveri Au-Cu deposit, Southern Finland. Ph.D. thesis, Rhodes University.
- Svensen, H., Jamtveit, B., Banks, D.A., & Austrheim, H., 2001. Halogen contents of eclogite facies fluid inclusions and minerals: Caledonides, western Norway. *Journal of Metamorphic Geology* 19, 165-178.
- Swayze, G.A., and Clark, R.N., 1990. Infrared spectra and crystal chemistry of scapolites: Implications for Martian mineralogy. *J. Geophys. Res.* 95, 14481–14495.
- Takenouchi, S., and Kennedy, G.C., 1965. The solubility of carbon dioxide in NaCl solutions at high temperatures and pressures. *American Journal of Science*, 263, 445-454.
- Teertstra, D.K., and Sherriff, B.L., 1997. Substitutional mechanisms, compositional trends and the end-member formulae of scapolite. *Chemical Geology* 136, 233-260.
- Theodorikas, S., 1982. The mineralogy, petrology and geochemistry of the Serres – Drama granitic complex, Northern Greece. Ph. D. Thesis, University of Keele. In: *Sci. Ann. Phys. Math., Univ. Thessaloniki*, 22, No 28, Thessaloniki 198, 415 pp.
- Tsokas, G.N., Christofides, G.C., Papakonstantinou, C., 1996. A geophysical study of the granites and the sedimentary basins of the Xanthi area (N. Greece). *“PAGEOPH”*, 146, 2, 365-392, 1996.
- Turpaud, P., 2006. Characterisation of igneous terranes by zircon dating: implications for UHP relicts occurrences and suture identification in the Central Rhodope, Northern Greece. Ph.D. dissertation, University of Mainz, Germany.
- Turpaud, P., and Reischmann, T., 2010. Characterisation of igneous terranes by zircon dating: implications for UHP occurrences and suture identification in the Central Rhodope, northern Greece. *Int. J. of Earth Sciences* 29, 567-591.
- Vanko, D.A., and Bishop, F.C., 1982. Occurrence and origin of marialitic scapolite in the Humboldt lopolith, N.W. Nevada. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 81, 277-289.

- Weill, D.F., Fyfe, W.S., 1964. A discussion of the Korzhinskii and Thompson treatment of thermodynamic equilibrium in open systems. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 28: 565-576.
- Yanev, Y., 2003. Mantle source of the Paleogene collision-related magmas of the Eastern Rhodopes (Bulgaria) and Western Thrace (Greece): Characteristics of the mafic magmatic rocks. *N. Jb. Miner. Abh.* 178:131–151.
- Yardley, B., Gleeson, S., Bruce, S., and Banks, D., 2000. Origin of retrograde fluids in metamorphic rocks. *J. Geochem. Explor.* 69, 281-285.
- Zhu, C., and Sverjensky, D.A., 1991. Partitioning of F-Cl-OH between minerals and hydrothermal fluids. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 55, 1837-1858.

### **Ελληνική Βιβλιογραφία**

- Δημητριάδης, Σ.Θ., 1988. Εισαγωγή στην πετρολογία των μεταμορφωμένων πετρωμάτων. Εκδόσεις Γιαχούδη, Θεσσαλονίκη.
- Ι.Γ.Μ.Ε., 1973. Γεωλογικός χάρτης της Ελλάδας, φύλλο Ξάνθη σε κλίμακα 1:50.000. Αθήνα.
- Κασώλη-Φουρναράκη, Α., 1981. Συμβολή στην ορυκτολογική και πετρολογική μελέτη αμφιβολιτικών πετρωμάτων της Σερβομακεδονικής μάζας Διδακτορική διατριβή, Α.Π.Θ.
- Κοτοπούλη, Κ., 1981. Οι εμφανίσεις των μαγματικών πετρωμάτων Σκαλωτής – Παρανεστίου, Ελληνική Ροδόπη. Διδακτορική Διατριβή, Πανεπιστήμιο Πάτρας, 255 σ.
- Κυριακόπουλος, Γ. Κ., 1987. Γεωχρονολογική, γεωχημική, ορυκτολογική και ισοτοπική μελέτη των Τριτογενών πλουτωνικών πετρωμάτων της Ροδόπης. Διδακτορική Διατριβή. Πανεπιστήμιο Αθηνών, 343 σ.
- Μουντράκης, Δ.Μ., 2010. Γεωλογία και Γεωτεκτονική Εξέλιξη της Ελλάδας. University Studio Press, Θεσσαλονίκη.
- Μπόσκος, Ε., και Μπαζιώτης, Ι., 2005: Πετρολογία και Γεωχημεία αμφιβολιτωμένων εκλογιτών και τροντιεμιτικών φλεβών από την περιοχή Οργάνης-Κύμης της Ανατολικής Ροδόπης. Πρακτικά 2ου Συνεδρίου της Επιτροπής Οικονομικής Γεωλογίας-Ορυκτολογίας και Γεωχημείας, σελ. 259-268.
- Μπόσκος, Ε., 1978: Ο σκαπόλιθος της Σερίφου και παρατηρήσεις σχετικά με τη σύσταση του γρανάτη ορισμένων γρανατιτών της νήσου. Δελτ. Ελλην. Γεωλ. Εταιρίας, τομ. XIII/2, σελ.34-45.

- Σιδέρης, Κ., 1975. Αναζήτηση ιδιαίτερων χαρακτηριστικών σε πλουτωνίτες και ηφαιστίτες της ανατολικής ζώνης Ροδόπης. Σχέσεις ηφαιστειότητας και πλουτώνιας δράσης. Διατριβή επί Υψηγείας, Πανεπιστήμιο Αθηνών, 108 σ.
- Σκλαβούνος, Σ., 1981. Ο γρανίτης του Παρανεστίου (Ορυκτολογία – Πετρογραφία). Διδακτορική Διατριβή, Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης, Επιστ. Επετ. Της Φυσικομαθηματικής Σχολής, Παράρτημα 33, Τόμος 20, 175 σ.
- Σολδάτος, Τ., 1985. Πετρολογία και γεωχημεία του πλουτωνίτη της Ελατιάς (Κεντρική Ροδόπη). Διδακτορική Διατριβή, 262 σ.
- Χριστοφίδης, Γ., 1977. Συμβολή εις την μελέτη των πλουτωνίων πετρωμάτων της περιοχής Ξάνθης. Διδακτορική διατριβή, Α.Π.Θ., 249 σ.

### **Ηλεκτρονικές Πηγές**

[http://webmineral.com/jpowd/JPX/jpowd.php?target\\_file=Scapolite.jpg](http://webmineral.com/jpowd/JPX/jpowd.php?target_file=Scapolite.jpg)

[http://www.geo.auth.gr/courses/gmo/gmo106y/lessons/lesson\\_min\\_6\\_silicates.pdf](http://www.geo.auth.gr/courses/gmo/gmo106y/lessons/lesson_min_6_silicates.pdf)