

Επιστημονική Επιτηρίδα, Τμήμα Γεωλογίας, Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης Τιμητική έκδοση στη μνήμη του ομότιμου καθηγητή Κ. Σολδάτου	Ειδικός τόμος 101	17-21	Θεσσαλονίκη 2012
------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------	----------------------	-------	---------------------

ΣΥΜΒΟΛΗ ΣΤΗΝ ΟΡΥΚΤΟΛΟΓΙΑ ΤΟΥ ΒΟΛΛΑΣΤΟΝΙΤΗ ΞΑΝΘΗΣ-KIMMERIΩΝ (ΘΡΑΚΗ, ΕΛΛΑΔΑ)

Γεωργιάδης Ι.Κ., Τζάμος Ε., Καντηράνης Ν., Παπαδοπούλου Λ., Τσιραμπίδης Α. και Φιλιππίδης Α.
Τομέας Ορυκτολογίας-Πετρολογίας-Κοιτασματολογίας, Τμήμα Γεωλογίας, Α.Π.Θ. 541 24 Θεσσαλονίκη, iogeorgia@chem.auth.gr, tzamos@geo.auth.gr, kantira@geo.auth.gr, lambrini@geo.auth.gr, ananias@geo.auth.gr, anestis@geo.auth.gr

ΠΕΡΙΛΗΨΗ

Βόρεια της Ξάνθης ένα plutonic σώμα κυρίως γρανοδιωριτικής σύστασης και ηλικίας Ολιγοκαίνου διεισδύει σε μάρμαρα. Ο plutonitής είναι γενικά μεσοκρυσταλλικός και ορυκτολογικά αποτελείται κυρίως από πλαγιόκλαστο, ορθόκλαστο, χαλαζία, βιοτίτη και κερροσίλβη. Στην παρούσα εργασία εξετάζεται η ορυκτολογία του βολλαστονίτη από την άλω επαφής που δημιουργείται περιφερειακά της διείσδυσης, με μεταμορφικές συνθήκες πίεσης 3 kbar και θερμοκρασίας 700 °C, στις περιοχές της Ξάνθης και των Κιμμερίων, χρησιμοποιώντας οπτική μικροσκοπία, περιθλασιμετρία ακτίνων-Χ, ηλεκτρονική μικροσκοπία και ενόργανες χημικές μεθόδους. Τα δείγματα του skarn συλλέχθηκαν κοντά στον plutonitή και αποτελούνται κυρίως από βολλαστονίτη (73-80%), ασβεστίτη (3-13%), γρανάτες (έως 18%), μικρό ποσοστό κλινοπυρόξενου και περιστασιακά ίχνη χαλαζία. Ο βολλαστονίτης είναι τρικλινούς συμμετρίας, ενώ έχει πιο πολύπλοκη χημική δομή στο βόρειο περιθώριο του plutonitής. Η παραγένεση του skarn υποδεικνύει σχηματισμό του βολλαστονίτη σε συνθήκες πίεσης περίπου 3 kbar, βάθος περίπου 10-20 km, $0,05 < X_{CO_2} < 0,2$ και θερμοκρασία 650-700 °C, κυρίως από μαγματικά ρευστά. Το skarn δεν σχηματίστηκε στην ίδια έκταση γύρω από τον γρανοδιωρίτη, πιθανόν λόγω διαφοροποίησης της διαπερατότητας των μαρμάρων επαφής.

ON THE MINERALOGY OF THE WOLLASTONITE FROM XANTHI-KIMMERIA (THRACE, GREECE)

Georgiadis I.K., Tzamos E., Kantiranis N., Papadopoulou L., Tsirambides A. and Filippidis A.
Department of Mineralogy-Petrology-Economic Geology, School of Geology, Aristotle University of Thessaloniki, 541 24 Thessaloniki, iogeorgia@chem.auth.gr, tzamos@geo.auth.gr, kantira@geo.auth.gr, lambrini@geo.auth.gr, ananias@geo.auth.gr, anestis@geo.auth.gr

ABSTRACT

North of the city of Xanthi a plutonic body of mainly granodioritic composition and Oligocene age intrudes into marble; it is generally medium-grained and composed mainly of plagioclase, orthoclase, quartz, biotite and hornblende. In this paper it is studied the mineralogy of the wollastonite from the contact aureole around this intrusion (near Xanthi and Kimmeria) with peak metamorphic conditions of 3 kbar and 700 °C. The analytical methods used are optical microscopy, X-ray powder diffraction, electronic microscopy and instrumental chemical methods. The skarn samples collected near the plutonite are composed mainly of wollastonite (73-80%), calcite (3-13%), garnet (up to 18%), minor clinopyroxene and occasionally traces of quartz. Wollastonite is of triclinic structure and is chemically more complex to the northern margin of the plutonite. The skarn assemblage indicates wollastonite formation at approximately 3 kbar maximum pressure, depth of approximately 10-20 km, $0,05 < X_{CO_2} < 0,2$ and temperature of 650-700 °C, mainly from magmatic fluids. The skarn did not form to the same extent around the granodiorite, probably due to differences in permeability of the marbles in contact.

1 ΕΙΣΑΓΩΓΗ

Τα skarn είναι πετρώματα που αποτελούνται κυρίως από ασβεστο-πυριτικά ορυκτά πλούσια σε σίδηρο και μαγνήσιο, σχηματιζόμενα κυρίως από μετασώματωση και διήθηση ρευστών πλούσια σε πυρίτιο εντός ανθρακικών πετρωμάτων (Winter 2001). Αυτά τα ρευστά είναι υδροθερμικά διαλύματα που προέρχονται είτε από αποβαλλόμενο νερό από τις κρυσταλλούμενες μαγματικές διεισδύσεις, το οποίο κατόπιν μέσω κενών ρέει στα περιβάλλοντα πετρώματα, είτε προέρχονται από νερό που απελευθερώθηκε κατά την πρόδρομη αποσύνθεση ένυδρων ορυκτών περιμετρικά της πυριγενούς διείσδυσης. Αυτά τα διαλύματα δημιουργούν

μία ισχυρή χημική βαθμίδα πέριξ της διείσδυσης, παράλληλα με μία θερμική βαθμίδα, ώστε τελικά να σχηματίζονται ορυκτολογικές ζώνες. Η ακολουθία αυτών των ζωνών ανταποκρίνεται σε αυξανόμενες συγκεντρώσεις πυριτίου και αργιλίου, με ταυτόχρονη μείωση του CO₂ (Best 2003). Αυτή η διαδικασία οδηγεί στον απεμπλουτισμό του μάγματος στα προηγούμενα συστατικά, με ταυτόχρονο εμπλουτισμό του σε αλκάλια (Turner & Verhoogen 1987).

Ο Kerrick (1977) διέκρινε τα skarn ανάλογα με τη γεωλογική τους τοποθέτηση σε μαγματικά (στην επαφή γρανιτικών plutonitών με μάρμαρα), φλεβικά

(κατά μήκος ρωγμών ή μικρές φλέβες σε μάρμαρα) και μεταμορφικά (στην επαφή ανθρακικών και πυριτικών λιθολογιών), ενώ οι Einaudi et al. (1981) διέκριναν τα skarn σε μαγνησιούχα, ασβεστιούχα και ποικίλου μεταλλεύματος, ανάλογα με το ορυκτό που αντικαθίσταται.

Ο Burnham (1959) διέκρινε τέσσερις ζώνες στα skarn και δέκα υποζώνες, ανάλογα με την παραγένεσή τους, με τις δύο εγγύτερα στην πλουτωνική διείσδυση (ο υψηλότερος βαθμός) να αποτελούνται κυρίως από τα ορυκτά βεζουβιανό, μοντισελλίτη, διοψίδιο, γροσσουλάριο και βολλαστονίτη.

Ο βολλαστονίτης περιορίζεται στις ζώνες υψηλότερης θερμοκρασίας, ενώ εάν υπάρχει διαθέσιμο αργίλιο, τότε στη θέση του θα σχηματιστούν άστριος, γρανάτης και βεζουβιανός (Moorehouse 1985). Γενικά, ο βολλαστονίτης θεωρείται ότι σχηματίζεται σύμφωνα με την ακόλουθη αντίδραση:



Στην παραπάνω αντίδραση θεωρείται ότι ένα ρευστό πλούσιο σε H_2O παρέχεται από μία εξωτερική πηγή (Greenwood 1967). Αυτή η αντίδραση είναι ενδόθερμη και ο σχηματισμός βολλαστονίτη αναστέλλεται από υψηλή μερική πίεση του CO_2 και υψηλές θερμοκρασίες (Krauskopf & Bird 1995). Σε συνθήκες ατμοσφαιρικής πίεσης, η αντίδραση 1 λαμβάνει χώρα περίπου στους 400°C (Harker & Tuttle 1956) και σε κανονικές συνθήκες έχει $\Delta H^\circ_f = -390,6 \text{ kcal/mol}$ (Παππά-Λουίζη 2001).

Η περιοχή μελέτης ανήκει στη Μάζα της Ροδόπης και εντοπίζεται περίπου 1 km βόρεια από την πόλη της Ξάνθης. Ο πλουτωνίτης της Ξάνθης είναι Ολιγοκαινικής ηλικίας και αποτελείται κυρίως από γρανοδιორίτη, ενώ το ανατολικό μέρος του συνίσταται κυρίως από μονζονίτη, και σε μικρότερο βαθμό από χαλαζιακό μονζονίτη, χαλαζιακό μονζοδιορίτη και μονζογάββρο. Μικρής έκτασης πυροξενικός-ολιβινικός γάββρος εντοπίζεται στο βορειοανατολικό πέρας του πλουτωνίτη (Χριστοφίδης 1977). Ο πλουτωνίτης διεισδύει στη Μάζα της Ροδόπης, η οποία γενικά αποτελείται από ένα Βαρίσκιο ηπειρωτικό φλοιό, μεσοζωικά μετα-ιζήματα και υπολείμματα ωκεάνιου φλοιού. Μία κατώτερη-Αλπική υποβύθιση και κατόπιν πάχυνση του φλοιού, ακολουθήθηκε από μία ανώτερη-Αλπική οπισθοτόξια έκταση του φλοιού (π.χ. Krohe & Mroskos 2001). Σύμφωνα με τους Papanikolaou & Panagoroulas (1981) και Kiliass et al. (1997) η Μάζα υποδιαιρείται στην ανώτερη ενότητα του Σιδηρόνερου και την κατώτερη ενότητα του Παγγαίου. Και οι δύο αποτελούνται κυρίως από Παλαιοζωικούς ή παλαιότερους χαλαζιοαστριούχους γνευσίους, μαρμαρυγιακούς σχιστολίθους, αμφιβολίτες, μάρμαρα και μιγματίτες. Οι Krohe & Mroskos (2001) θεωρούν ότι η Μάζα αντιπροσωπεύει μία επαρχία υπέρ-υψηλής πίεσης και την υποδιαιρούν σε οκτώ δομικές ενότητες.

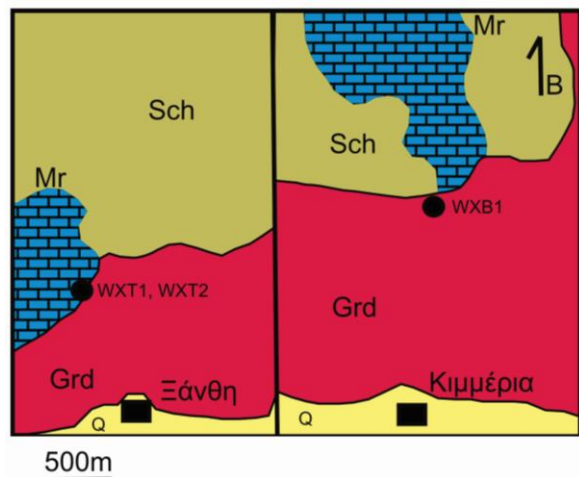
Ο γρανοδιορίτης είναι ο πετρογραφικός τύπος που στην προκειμένη περίπτωση έρχεται σε επαφή με τα μάρμαρα, είναι γενικά μεσόκοκκος και αποτελείται από πλαγιόκλαστο, ορθόκλαστο, χαλαζία, βιοτίτη και αμφίβολο, με μικρά ποσοστά αυγίτη, απατίτη, πιανίτη, χλωρίτη, ασβεσίτη, ζirkόνιο και μαγνητίτη. Κοντά στην επαφή αυτός γίνεται πλουσιότερος σε πλαγιό-

κλαστο και φτωχότερος σε χαλαζία (Χριστοφίδης 1977).

Η παρούσα εργασία έχει ως στόχο την ορυκτολογική μελέτη του βολλαστονίτη από την άνω επαφής κοντά στην Ξάνθη, συνεισφέροντας με νέα δεδομένα σε αυτά προηγούμενων συγγραφέων (π.χ. Sarountzis 1973, Χριστοφίδης 1977, Skarpelis & Liati 1991).

2 ΥΛΙΚΑ ΚΑΙ ΜΕΘΟΔΟΙ

Συλλέχθηκαν τρία δείγματα από τον σχηματισμό skarn (Σχ. 1), δύο από την άνω επαφής πλησίον της Ξάνθης (δείγματα WXT1 και WXT2) και ένα από την άνω πλησίον στα Κιμμέρια (δείγμα WXB1).



Σχήμα 1. Γεωλογικό σκαρίφημα της περιοχής μελέτης (σύμφωνα με το χάρτη του ΙΓΜΕ 1973) και θέσεις των δειγμάτων. Mr= μάρμαρο, Sch= μαρμαρυγιακός σχιστολίθος, Grd= γρανοδιορίτης και Q= Τεταρογενή ιζήματα.

Προετοιμάστηκαν λεπτές τομές των δειγμάτων, για μελέτη αυτών με χρήση οπτικής μικροσκοπίας διερχόμενου φωτός, ώστε να καθοριστούν τα ορυκτολογικά και ιστολογικά χαρακτηριστικά τους. Ακόμη, τα δείγματα εξετάστηκαν με τη μέθοδο της περιθλασιμετρίας ακτίνων-X σε δείγματα κόνεως με χρήση περιθλασίμετρου Philips PW1710, εφοδιασμένο με ηθμό Ni για τη λήψη ακτινοβολίας CuK_α . Αντιπροσωπευτική ποσότητα των δειγμάτων κατεργάστηκε κατά Jackson (1974), ώστε να απομακρυνθούν τυχόν οργανική ύλη, ανθρακικές φάσεις και οξείδια του σιδήρου (COI) που δρουν ως συγκολλητικές ουσίες. Οι ουσίες αυτές σχηματίζουν συσσωματώματα τα οποία εμποδίζουν αφενός τη λήψη ευδιάκριτων ανακλάσεων για κρυσταλλογραφική μελέτη των περιεχόμενων στα δείγματα ορυκτών και αφετέρου καθίσταται πιο αξιόπιστη η εξέταση στο ηλεκτρονικό μικροσκόπιο ορυκτών που είναι απαλλαγμένα από προσμίξεις. Τα δείγματα σαρώθηκαν σε εύρος γωνίας $2\theta^\circ$ $3-63^\circ$, με ταχύτητα σάρωσης $1,2^\circ/\text{min}$, πριν και μετά την προηγούμενη κατεργασία. Ο ημιποσοτικός προσδιορισμός των ορυκτών φάσεων στα δείγματα έγινε από τα χημικώς ακατέργαστα δείγματα, ενώ ο τύπος του βολλαστονίτη και οι ιδιότητες της μοναδιαίας κυψελίδας του, καθορίστηκαν από τα χημικώς κατεργασμένα δείγματα (χρήση 31 κορυφών ανάκλασης για κάθε δείγμα). Ο ημιποσοτικός προσδιορισμός έγινε κατά Klug & Alexander (1974), ενώ η κρυ-

σταλλοδομή προσδιορίστηκε κατά Holland & Redfern (1997). Τέλος, πραγματοποιήθηκαν χημικές αναλύσεις των κρυστάλλων βολλαστονίτη στο Εργαστήριο Ηλεκτρονικής Μικροσκοπίας του Α.Π.Θ., με χρήση συσκευής SEM JEOL JSM-840A εφοδιασμένη με φασματομέτρο διασποράς ενέργειας (EDS), τάση επιτάχυνσης 20 keV και ένταση ρεύματος 0,4 mA. Χρησιμοποιήθηκε καθαρό Co ως πρότυπο. Ο δομικός τύπος του βολλαστονίτη καθορίστηκε κατά Deer et al. (1992).

3 ΑΠΟΤΕΛΕΣΜΑΤΑ ΚΑΙ ΣΥΖΗΤΗΣΗ

Μακροσκοπικά όλα τα δείγματα είναι γενικά μαζώδους δομής, σχηματίζοντας ινώδη συσσωματώματα ενίοτε έως 6 cm μήκος και χωρίς σαφή προσανατολισμό στο χώρο, χρώματος λευκού έως καστανού. Τα συσσωματώματα αυτά παρουσιάζουν μικροσκοπικά κατά θέσεις ελαφρό υπο-πράσινο χρώμα, αλλά γενικά μπορούν να θεωρηθούν άχρωμα. Τα δείγματα WXT1 και WXT2 εμφανίζονται πιο αδρόκοκκα ως προς το δείγμα WXB1. Τα δείγματα WXT1 και WXT2 εμφανίζουν επιμήκεις κρυστάλλους βολλαστονίτη με έναν κύριο και τέλειο σχισμό παράλληλο με την επιμήκυνσή τους και έναν καλό δευτερεύοντα σχισμό κάθετα στον κύριο. Επιπλέον, παρατηρείται και θραυσμός ο οποίος είναι παράλληλος με τον δευτερεύοντα σχισμό κατά (001), πληρωμένος κυρίως με λεπτομερή ασβεσίτη. Επίσης, εντοπίζονται κρύσταλλοι διοξιδίου να εγκλείονται σε κρυστάλλους βολλαστονίτη, χωρίς κάποιον ιδιαίτερο προσανατολισμό ως προς τους τελευταίους. Το δείγμα WXB1 παρουσιάζει επιμήκεις και πιο λεπτομερείς κρυστάλλους βολλαστονίτη και είναι πλουσιότερο σε συσσωματώματα ασβεσίτη. Κοινή είναι η εικόνα ιδιόμορφων κρυστάλλων βολλαστονίτη να βρίσκονται σε άμεση επαφή με συσσωματώματα ασβεσίτη, ενίοτε σε εναλλαγές. Ανάμεσα στους κρυστάλλους βολλαστονίτη συνήθως εντοπίζονται μικροί κρύσταλλοι χαλαζία. Τα παραπάνω παρουσιάζονται στο σχήμα 2.

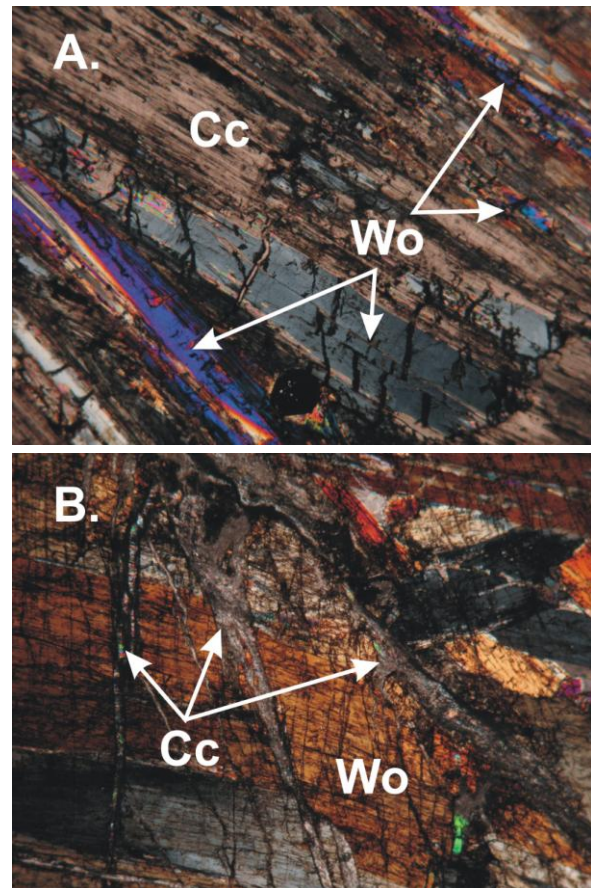
Η μελέτη των δειγμάτων με περιθλασιμετρία ακτινών-X, έδειξε ότι αυτά αποτελούνται κυρίως από βολλαστονίτη μαζί με σημαντικά ποσοστά ασβεσίτη. Ανδραδίτης εντοπίζεται σε σημαντικά ποσοστά μόνο στα δείγματα από την Ξάνθη, ενώ χαλαζίας εντοπίζεται μόνο στα δείγματα από τα Κιμμέρια. Κλινοπυρόξενος και άστριοι δεν εντοπίζονται πάντα. Το ποσοστό COI είναι υψηλότερο στα δείγματα από τα Κιμμέρια, θετικά συσχετιζόμενο με το ποσοστό του ασβεσίτη. Η σύγκριση των περιθλασιογραμμάτων των δειγμάτων, πριν και μετά τη χημική καταργασία τους, έδειξε ότι αυτή δεν επηρέασε τη δομή ή τη σύσταση του βολλαστονίτη.

Η παραγένεση των μη κατεργασμένων χημικά δειγμάτων και οι τιμές της μοναδιαίας κυψελίδας, όπως προέκυψαν από τα χημικά κατεργασμένα δείγματα, μαζί με το ποσοστό COI, παρουσιάζονται στον πίνακα 1, ενώ η χημική σύσταση του βολλαστονίτη παρουσιάζεται στον πίνακα 2.

Από τα δεδομένα για την μοναδιαία κυψελίδα του βολλαστονίτη (Πιν. 1), που προέκυψαν από τα χημικά κατεργασμένα δείγματα, φαίνεται ότι όλα τα δείγματα είναι τρικλινούς συμμετρίας και η δομή τους είναι πολύ κοντά με την τυπική κατά Deer et al. (1992). Τα δείγματα από την Ξάνθη εμφανίζουν ελαφρά μικρότερη γωνία α . Η πιο σύνθετη χημική σύσταση του βολλα-

στονίτη από τα Κιμμέρια δεν φαίνεται να επηρέασε την κρυσταλλική δομή του.

Κατά τους Krauskopf & Bird (1995) η παρουσία βολλαστονίτη στην επαφή με πυριγενές πέτρωμα, καταδεικνύει μόνο ότι η μέγιστη θερμοκρασία κατά την μεταμόρφωση ήταν ελαφρά μεγαλύτερη από 400 °C, εκτός αν υπάρχουν δεδομένα για τη μερική πίεση του CO₂. Οι ίδιοι συγγραφείς επίσης σημειώνουν ότι στη φύση και για συνολική πίεση ρευστών (H₂O-CO₂) σταθερή στο 1 kbar, η ισορροπία για την αντίδραση 1 προσεγγίζεται μεταξύ 510 °C ($X_{CO_2}=0,1$) και 600 °C ($X_{CO_2}=0,6$).



Σχήμα 2. Μικροφωτογραφίες δειγμάτων βολλαστονίτη (Wo). Α) Δείγμα WXB1: Επιμήκεις κρύσταλλοι βολλαστονίτη σε εναλλαγή με ασβεσίτη (Cal). Β) Δείγμα WXT1: Κρύσταλλοι βολλαστονίτη με θραυσμό κάθετα στην ανάπτυξή τους, πληρωμένοι με λεπτομερή ασβεσίτη. Η μεγάλη διάσταση της φωτογραφίας αντιστοιχεί σε 3 mm. Nicol +.

Κατά τους Grammatikopoulos & Clark (2006) για συνολική πίεση ρευστών σταθερή στα 2,0 kbar η ισορροπία της αντίδρασης 1 θα προσεγγιζόταν μεταξύ 350 °C ($X_{CO_2}=0,0$) και 590 °C ($X_{CO_2}=0,25$), ενώ για συνολική πίεση ρευστών ίση με 3,5 kbar η ισορροπία θα προσεγγιζόταν μεταξύ 400 °C ($X_{CO_2}=0,0$) και 660 °C ($X_{CO_2}=0,25$). Η απουσία βεζουβιανού και πλαγιόκλαστου, σε συνδυασμό με την παρουσία κλινοπυρόξενου, γρανάτη, λίγου ασβεσίτη και ιχνών χαλαζία, καταδεικνύει ότι η μερική πίεση του CO₂ ήταν $0,05 < X_{CO_2} < 0,2$ και η θερμοκρασία υψηλότερη από 650 °C στα 3,5 Kbar. Αυτό επίσης καταδεικνύει λόγο όγκων H₂O:βολλαστονίτη μεγαλύτερο από 7:1 (Rice & Ferry 1982).

Πίνακας 1. Ημιποσοτική ορυκτολογική σύσταση (% κ.β.), COI (% κ.β.) και τιμές μοναδιαίας κυψελίδας του βολλαστονίτη των εξεταζόμενων δειγμάτων.

	WXT1	WXT2	WXB1	1
Wo	81	76	74	+
Cal	3	9	16	+
Di	4	δα	5	+
Adr	12	15	δα	-
Qz	δα	δα	5	-
Pl	δα	ίχνη	ίχνη	-
Kfs	δα	ίχνη	δα	-
COI	12,8	16,0	35,0	-
a (Å)	7,93	7,92	7,92	7,95
b (Å)	7,35	7,34	7,32	7,32
c (Å)	7,07	7,06	7,06	7,08
α (°)	89,99	89,88	90,04	89,91
β (°)	95,27	95,31	95,25	95,43
γ (°)	103,51	103,46	103,45	103,52
V (Å ³)	399,33	397,06	396,43	398,60
Δομή	τρικλινής	τρικλινής	τρικλινής	τρικλινής

1: Από Sapountzis (1973). Wo: Βολλαστονίτης, Cal: Ασβεστίτης, Di: Διοσιδίος, Adr: Ανδραδίτης, Qz: Χαλαζία, Pl: Πλαγιόκλαστο, Kfs: Αλκαλιούχος άστριος, V: Όγκος μοναδιαίας κυψελίδας, δα: δεν ανιχνεύτηκε, COI: απώλεια μάζας κατά Jackson (1974).

Σύμφωνα με τους Skarpelis & Liati (1991) οι συνθήκες θερμομεταμόρφωσης επαφής στην περιοχή μελέτης δεν πρέπει να ξεπέρασαν τα 3 kbar και τους 700 °C. Οι Zhu et al. (1994) προτείνουν ότι για πιέσεις 2-3 kbar, η θερμοκρασία σχηματισμού του βολλαστονίτη είναι κατά προσέγγιση 700-750 °C, αντίστοιχα. Σύμφωνα με τους ίδιους συγγραφείς, η απουσία πλαγιόκλαστου και η ταυτόχρονη παρουσία γρανάτη, σε μέγιστη πίεση 3 kbar, καταδεικνύει μέγιστη θερμοκρασία σχηματισμού βολλαστονίτη περίπου 650 °C. Για πίεση μεγαλύτερη του 1 kbar το CO₂ που παράγεται επί τόπου στην αντίδραση 1 είναι μη αναμίξιμο και δεν απομακρύνεται από το σύστημα, συμμετέχοντας έτσι στη σύσταση των ρευστών (Heinrich 1993).

Πίνακας 2. Μικροαναλύσεις (μέσος όρος 5 αναλύσεων για κάθε δείγμα) και χημικός τύπος βολλαστονίτη.

	WXT1	WXT2	WXB1	1	2
SiO ₂	51,46	51,29	51,43	50,46	50,3
Al ₂ O ₃	-	-	-	0,08	0,37
Fe ₂ O ₃	-	-	-	-	0,29
FeO	0,17	-	-	1,18	-
MnO	1,02	1,53	1,22	0,61	0,38
MgO	-	-	0,26	0,26	-
CaO	47,23	46,63	46,66	46,69	48,4
Total	99,87	99,45	99,57	99,28	99,74
Με βάση 18[O]					
Si	5,994	6,001	6,001	5,928	5,888
Al	-	-	-	0,011	0,051
Fe ³⁺	-	-	-	-	0,026
T	5,994	6,001	6,001	5,939	5,965
Fe ²⁺	0,017	-	-	0,109	-
Mn	0,100	0,152	0,120	0,061	0,038
Mg	-	-	0,045	0,046	-
Ca	5,895	5,846	5,833	5,878	6,071
X	6,012	5,998	5,999	6,094	6,108

1: Από Sapountzis (1973), 2: Από Skarpelis & Liati (1991), T: Τετραεδρικές και X: Οκταεδρικές θέσεις.

Σύμφωνα με τους Grammatikopoulos & Clark (2006) η σύσταση των ρευστών της αντίδρασης 1,

ρυθμίζεται από τα πετρώματα εκτός του μάρμαρου που υφίστανται μετασώματωση (περιβάλλοντα πετρώματα) και εάν το μάρμαρο έχει υψηλή και ετερογενή διαπερατότητα, τότε το παραγόμενο υγρό μπορεί να συγκεντρωθεί, συνθήκη που αποτελεί και την προϋπόθεση σχηματισμού μεγάλων όγκων βολλαστονίτη. Η μεγάλης έκτασης εμφάνιση του skarn, σε συνδυασμό με την παραγένεσή του, καταδεικνύει εκτεταμένες ροές ρευστών κυρίως μαγματικών και όχι υδροθερμικών.

Η απουσία πλαγιόκλαστου μπορεί να αποδοθεί στην κατανάλωσή του προς παραγωγή γρανάτη. Ο τελευταίος θα μπορούσε επίσης να σχηματιστεί από ρευστά πλούσια σε Al και Fe. Η παρουσία κλινοπυρόξενου επίσης καταδεικνύει την παρουσία ρευστών πλούσιων σε Mg και Al (Grammatikopoulos & Clark 2006).

Γενικά, η παρουσία ασβεστίτη στα δείγματα θα μπορούσε να θεωρηθεί ως ένδειξη, ότι η αντίδραση 1 δεν ολοκληρώθηκε. Στα δείγματα WXT1 και WXT2, ο εντοπισμός μικριτικού ασβεστίτη που γεμίζει το θραυσμό των κρυστάλλων βολλαστονίτη, σε συνδυασμό με την απουσία χαλαζία, καταδεικνύει ότι η αντίδραση 1 περατώθηκε και ότι αυτός ο ασβεστίτης αποτέθηκε δευτερογενώς εντός των θραυσμών των κρυστάλλων, από κυκλοφορούντα ρευστά. Η παρατήρηση στο δείγμα WXB1, ότι οι κρύσταλλοι βολλαστονίτη βρίσκονται σε άμεση επαφή με συσσωματώματα ασβεστίτη και συνυπάρχει χαλαζία, καταδεικνύει ότι η αντίδραση 1 δεν ολοκληρώθηκε.

4 ΣΥΜΠΕΡΑΣΜΑΤΑ

Όλα τα δείγματα παρουσιάζουν μακροσκοπικά μαζώδη υφή με ινώδη συσσωματώματα τυχαίου προσανατολισμού. Τα δείγματα WXT1 και WXT2 είναι πιο αδρομερή ως προς το δείγμα WXB1, με τα πρώτα να αποτελούνται κυρίως από βολλαστονίτη, γρανάτη, ασβεστίτη και κλινοπυρόξενο, ενώ το τελευταίο από βολλαστονίτη, ασβεστίτη, κλινοπυρόξενο και χαλαζία.

Ο μέσος χημικός τύπος του βολλαστονίτη στο δείγμα WXT1 είναι (Ca_{5,895}Mn_{0,100}Fe_{0,017})Si_{5,994}O₁₈, στο δείγμα WXT2 (Ca_{5,846}Mn_{0,152})Si_{6,001}O₁₈ και στο WXB1 (Ca_{5,833}Mn_{0,120}Mg_{0,045})Si_{6,001}O₁₈. Ο βολλαστονίτης από τα Κιμμέρια ενσωματώνει στη δομή του Mg²⁺, ενώ αυτός από την Ξάνθη Fe²⁺. Και στους δύο υπάρχει υποκατάσταση Mn²⁺ προς Ca²⁺. Αυτή η χημική διαφοροποίηση δεν επηρέασε τις παραμέτρους της μοναδιαίας κυψελίδας και όλα τα δείγματα είναι τρικλινούς συμμετρίας.

Κατά το μέγιστο δράσης των μεταμορφικών συνθηκών (3 kbar) ο σχηματισμός βολλαστονίτη πρέπει να έλαβε χώρα σε εύρος θερμοκρασιών 650 έως 700 °C και σε βάθος 10-20 km.

Ο σχηματισμός του skarn πέριξ του γρανοδιορίτη δεν είναι ενιαίος, με την αντίδραση 1 σχεδόν να περατώνεται στα δυτικά όρια της επαφής, παρά στα βόρεια, πιθανώς εξαιτίας έλλειψης επαρκούς χρόνου δράσης των μεταμορφικών συνθηκών, αλλά και διαπερατότητας του μάρμαρου. Τα μαγματικά ρευστά ανπιδρώντας με το ανθρακικό περιβάλλον πέτρωμα, σταδιακά απεμπλουτίστηκαν σε Si με ταυτόχρονο εμπλουτισμό σε Al, Fe και Mg, σχηματίζοντας έτσι ανδραδιτικό γρανάτη και κλινοπυρόξενο.

ΒΙΒΛΙΟΓΡΑΦΙΑ

- ΓΓΜΕ 1973. Γεωλογικός χάρτης της Ελλάδας, φύλλο Ξάνθη σε κλίμακα 1:50.000. Αθήνα.
- Παππά-Λουίζη Α. 2001. Σημειώσεις φυσικής χημείας για γεωλόγους. Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο, Θεσσαλονίκη, 196 σελ.
- Χριστοφίδης Γ. 1977. Συμβολή στη μελέτη των πλουτωνικών πετρωμάτων στην περιοχή της Ξάνθης. Διδακτορική Διατριβή, Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο, Θεσσαλονίκη, 251 σελ.
- Best M.G. 2003. Igneous and metamorphic petrology, 2nd Ed. Blackwell Publishing, Oxford, 729p.
- Burnham C.W. 1959. Contact metamorphism of magnesian limestone at Crestmore, Canada. Geological Society of America Bulletin, 70, 879-920.
- Deer W.A., Howie R.A. & Jussman J. 1992. An introduction to the rock-forming minerals, 2nd Ed. Addison Wesley Longman, Essex, 696p.
- Einaudi M.T., Meinert L.D. & Newberry R.J. 1981. Skarn deposits. Economic Geology, 75th Anniversary Volume, 317-391.
- Grammatikopoulos T.A. & Clark A.H. 2006. A comparative study of wollastonite skarn genesis in the Central Metasedimentary Belt, southeastern Ontario, Canada. Ore Geology Reviews, 29, 146-161.
- Greenwood H.J. 1967. Wollastonite: Stability in H₂O-CO₂ mixtures and occurrence in a contact-metamorphic aureole near Salmo, British Columbia, Canada. American Mineralogist, 52, 1669-1680.
- Harker R.I. & Tuttle O.F. 1956. Experimental data on the P_{CO2}-T curve for the reaction: calcite+quartz ↔ wollastonite+carbon dioxide. American Journal of Science, 254, 239-256.
- Heinrich W. 1993. Fluid infiltration through metachert layers at the contact aureole of the Bufa del Diente intrusion, northern Mexico: implications for wollastonite formation and fluid immiscibility. American Mineralogist, 78, 804-818.
- Holland T.J.B. & Redfern S.A.T. 1997. Unit cell refinement from powder diffraction data: the use of regression diagnostics. Mineralogical Magazine, 61, 65-77.
- Jackson M.L. 1974. Soil chemical analysis: Advanced course. Madison, Wisconsin, 690p.
- Kantiranis N., Filippidis A., Stamatakis M., Tzamos E. and Drakoulis A., 2007. A preliminary study of the colemanite-rich tuff layer from the Sourides area, Karlovassi basin, Samos Island, Hellas. Bulletin of the Geological Society of Greece, 40(2), 769-780.
- Kerrick D.M. 1977. The genesis of zoned skarns in the Sierra Nevada, California. Journal of Petrology, 18, 144-181.
- 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.
- Klug H.P. & Alexander L.E. 1974. X-ray diffraction procedures for polycrystalline and amorphous materials. J. Wiley & Sons, New York, 966p.
- Krauskopf K.B. & Bird D.K. 1995. Introduction to geochemistry, 3rd Ed. McGraw-Hill, New York, 647p.
- Krohe A. and Mposkos E. 2001. Structural evolution and exhumation history of the Rhodope UHP-HP metamorphic province (Northern Greece). Bulletin of the Geological Society of Greece, 34(1), 75-82.
- Moorehouse W.W. 1985. The study of rocks in thin sections. CBS Publishers, Delhi, 514p.
- Papanikolaou D. & Panagopoulos A. 1981. On the structural style of Southern Rhodope, Greece. Geologica Balcanica, 11(3), 13-22.
- Rice J.M. & Ferry J.K. 1982. Buffering, infiltration and the control of intensive variables during metamorphism. In: Characterization of metamorphism through mineral equilibria, Reviews in Mineralogy, Ferry, J.M. (ed), Mineralogical Society of America, 10, 263-326.
- Sapountzis E. 1973. About the occurrence of Wollastonite in the area of Xanthi (North Greece). Neues Jahrbuch für Mineralogy (Abhandlungen), 120(1), 98-107.
- Skarpelis N. & Liati A. 1991. Wollastonite and associated copper mineralization in the contact metamorphic aureole of Kimmeria, Xanthi, N. Greece. Bulletin of the Geological Society of Greece, 25(2), 369-377.
- Turner F.J. & Verhoogen J. 1987. Igneous and metamorphic petrology, 2nd Ed. CBS Publishers, Delhi, 694p.
- Winter J.D. 2001. An introduction to igneous and metamorphic petrology. Prentice Hall, New Jersey, 697p.
- Zhu H., Newton R.C. & Kleppa O.J. 1994. Enthalpy of formation of wollastonite (CaSiO₃) and anorthite (CaAl₂Si₂O₈) by experimental phase equilibrium measurements and high-temperature solution calorimetry. American Mineralogist, 79, 134-144.

