



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

ΠΠΕΡΑ Κ. ΚΥΡΙΑΚΗ

Γεωλόγος

ΧΡΟΝΟΛΟΓΗΣΗ ΠΕΤΡΟΓΡΑΦΙΚΩΝ ΤΥΠΩΝ ΤΟΥ
ΠΛΟΥΤΩΝΙΤΗ ΤΗΣ ΣΙΘΩΝΙΑΣ ΜΕ K-Ar ΣΕ ΟΡΥΚΤΑ

ΔΙΑΤΡΙΒΗ ΕΙΔΙΚΕΥΣΗΣ

Μεταπτυχιακό πρόγραμμα σπουδών «Γεωλογία και Γεωπεριβάλλον»

Ειδίκευση: Πετρολογίας-Γεωχημείας

Θεσσαλονίκη

2008



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

ΠΠΕΡΑ Κ. ΚΥΡΙΑΚΗ

Γεωλόγος

ΧΡΟΝΟΛΟΓΗΣΗ ΠΕΤΡΟΓΡΑΦΙΚΩΝ ΤΥΠΩΝ ΤΟΥ
ΠΛΟΥΤΩΝΙΤΗ ΤΗΣ ΣΙΘΩΝΙΑΣ ΜΕ K-Ar ΣΕ ΟΡΥΚΤΑ

Υποβλήθηκε στο Τμήμα Γεωλογίας
Τομέας Ορυκτολογίας-Πετρολογίας-Κοιτασματολογίας
Ημερομηνία προφορικής εξέτασης: 09/10/2008

Τριμελής Συμβουλευτική και Εξεταστική Επιτροπή

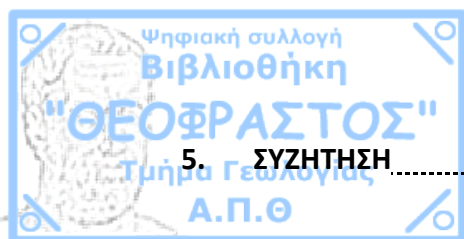
1. Επίκουρος καθηγητής Κορωναίος Αντώνιος, Επιβλέπων
2. Καθηγητής Χριστοφίδης Γεώργιος, Μέλος
3. Επίκουρος καθηγητής Σολδάτος Τριαντάφυλλος, Μέλος



Αφιερώνεται στην οικογένεια μου



	Σελ.
ΠΡΟΛΟΓΟΣ.....	1
1. ΕΙΣΑΓΩΓΗ.....	4
2. ΓΕΩΛΟΓΙΑ.....	7
2.1 Περιοδοπική ζώνη (CRB).....	7
2.2 Σερβομακεδονική Μάζα (SMM).....	9
3. ΧΑΡΑΚΤΗΡΙΣΤΙΚΑ ΤΟΥ ΠΛΟΥΤΩΝΙΤΗ.....	10
3.1 Πετρογραφία.....	10
3.1.1 Διμαρμαρυγικοί Γρανίτες (TMG) και λευκογρανίτες (LG+PLG).....	11
3.1.2 Βιοτιτικοί γρανοδιорίτες (BGd).....	12
3.1.3 Κεροσιλβικοί-βιοτιτικοί γρανοδιорίτες (HBGd).....	13
3.1.4 Κεροσιλβικοί-βιοτιτικοί γρανοδιорιτικοί τοναλίτες (TGd).....	13
3.1.5 Απλίτες και πηγματίτες (A).....	13
3.1.6 Εγκλείσματα (MME).....	14
3.2 Ορυκτολογία.....	14
3.3 Γεωχημεία.....	18
3.4 Γένεση του πλουτωνίτη.....	20
4. ΧΡΟΝΟΛΟΓΗΣΗ ΤΟΥ ΠΛΟΥΤΩΝΙΤΗ ΤΗΣ ΣΙΘΩΝΙΑΣ.....	23
4.1 Προηγούμενες μελέτες.....	23
4.2 Αρχές της μεθόδου χρονολόγησης K/Ar.....	25
4.2.1 Απώλεια Ar.....	29
4.2.2 Περίσσεια Ar.....	29
4.2.3 Η μέθοδος των ισοχρόνων.....	30
4.3 Αποτελέσματα χρονολόγησης K/Ar των ορυκτών βιοτίτη, μοσχοβίτη και K-αστρίου των πετρογραφικών τύπων του δυμαρμαρυγικού γρανίτη, πορφυροειδούς λευκογρανίτη και λευκογρανίτη.....	32
4.4 Επεξεργασία και εκτίμηση των αποτελεσμάτων με τη βοήθεια της μεθόδου των ισοχρόνων.....	37



5. ΣΥΖΗΤΗΣΗ	59
6. ΣΥΜΠΕΡΑΣΜΑΤΑ	75
ΠΑΡΑΡΤΗΜΑ	78
1. Προετοιμασία δειγμάτων	79
2. Μέθοδος Χημικής Ανάλυσης K/Ar	81
ΠΕΡΙΛΗΨΗ	82
SUMMARY	83
BIBLIOΓΡΑΦΙΑ	84

Η προέλευση και η εξέλιξη του πλουτωνικού συμπλέγματος της Σιθωνίας έχει αποτελέσει αντικείμενο μελέτης πολλών ερευνητών (Sapountzis 1975, Soldatos & Soldatos 1976, Sapountzis 1976, 1979, Christofides et al. 1986, 1998, 1990, 2007, D'Amico et al 1990, De Wet & Miller 1986, Perugini et al. 2003) και βρίσκεται σε εξέλιξη μέχρι και σήμερα. Η μελέτη του ηωκαινικού πλουτωνίτη της Σιθωνίας ιδιαίτερα σε συνδυασμό με τη μελέτη του ηωκαινικού πλουτωνίτη της Ελατίας είναι πολύ μεγάλης σημασίας όσον αφορά τη γεωτεκτονική εξέλιξη των τεκτονικών ενοτήτων Σιδηρόνερου και Παγγαίου της Μάζας της Ροδόπης.

Σκοπός της διατριβής είναι η μελέτη της θερμικής εξέλιξης του πλουτωνίτη με την βοήθεια των μεθόδων γεωχρονολόγησης K/Ar της παρούσας μελέτης, Rb/Sr των Christofides et al. (1990) και U/Pb των Alagna et al. (2008) και ιδιαίτερα τριών πετρογραφικών τύπων που εμφανίζονται στο βόρειο τμήμα της χερσονήσου της Σιθωνίας. Η διατριβή αποτελείται από 6 κεφάλαια στα οποία παρουσιάζονται:

Κεφάλαιο 1. Αποτελεί την εισαγωγή στο αντικείμενο της διατριβής ενώ αναφέρονται η τοποθέτηση, ορισμένα στοιχεία για την τεκτονική και την ηλικία του πλουτωνίτη από προηγούμενους μελετητές.

Κεφάλαιο 2. Παρατίθεται σύντομη γεωλογική περιγραφή της περιοχής μελέτης.

Κεφάλαιο 3. Παρατίθενται τα πετρογραφικά, ορυκτολογικά και γεωχημικά χαρακτηριστικά του πλουτωνικού συμπλέγματος της Σιθωνίας με έμφαση στους τρεις πετρογραφικούς τύπους που μελετούνται στη διατριβή.

Κεφάλαιο 4. Αφορά την χρονολόγηση του πλουτωνίτη της Σιθωνίας και παρατίθενται τα αποτελέσματα προηγούμενων μελετητών, συνοπτική αναφορά στη μέθοδο K/Ar, τα αποτελέσματα της χρονολόγησης K/Ar σε ορυκτά της παρούσας διατριβής και γίνεται επεξεργασία των αποτελεσμάτων καθώς και δημοσιευμένων αποτελεσμάτων προηγούμενων μελετητών με την μέθοδο των ισοχρόνων.

Κεφάλαιο 5. Γίνεται εκτίμηση των αποτελεσμάτων K/Ar, των διαγραμμάτων της μεθόδου των ισοχρόνων και συσχέτιση με τα αποτελέσματα χρονολόγησης προηγούμενων μελετητών.

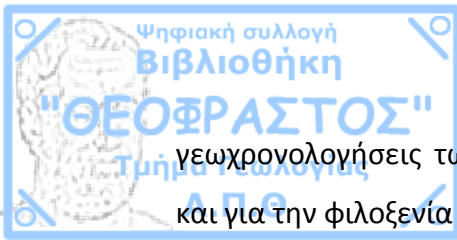
Κεφάλαιο 6. Συνοψίζονται τα συμπεράσματα της μελέτης έχοντας λάβει υπόψη την συσχέτιση των αποτελεσμάτων με αυτά προηγούμενων μελετητών και την επεξεργασία που έλαβε χώρα. Παρατίθενται τα συμπεράσματα της μελέτης για την χρονολόγηση και την θερμική εξέλιξη του βόρειου τμήματος του πλουτωνικού συμπλέγματος της Σιθωνίας.

Οι γεωχρονολογήσεις K/Ar της παρούσας διατριβής έγιναν στο Institute of Nuclear Research του Debrecen (Hungary). Οι αναλύσεις των ορυκτών βιοτίτη, μοσχοβίτη και K-αστρίου έγιναν στο σαρωτικό μικροσκόπιο του Αριστοτελείου Πανεπιστημίου Θεσσαλονίκης (GEOL 840A εξοπλισμένο με αναλυτικό σύστημα EDS OXFORD ISIS 300). Οι αναλύσεις ολικού πετρώματος των δειγμάτων STH-400 και STH-401 έγιναν στο Acme Analytical Laboratories LTD (Canada).

Μέλη της τριμελούς συμβουλευτικής και εξεταστικής επιτροπής ήταν ο Επίκουρος Καθηγητή του τμήματος Γεωλογίας Κορωναίος Αντώνιος (επιβλέπων), ο Καθηγητής του τμήματος Γεωλογίας Χριστοφίδης Γεώργιος και ο Επίκουρος Καθηγητής του τμήματος Γεωλογίας Σολδάτος Τριαντάφυλλος.

Η συγγραφέας θα ήθελε να ευχαριστήσει θερμά τον Καθηγητή Χριστοφίδη Γεώργιο, τον επιβλέποντα της διατριβής Επίκουρο Καθηγητή Κορωναίο Αντώνιο, τον Ομότιμο Καθηγητή Ελευθεριάδη Γεώργιο και τον Επίκουρο Καθηγητή Σολδάτο Τριαντάφυλλο για την πολύτιμη βοήθεια και συμπαράσταση τους.

Τον ερευνητή του Institute of Nuclear Research του Debrecen (Hungary) Pecskay Zoltan, η συγγραφέας θα ήθελε να ευχαριστήσει θερμά για τις



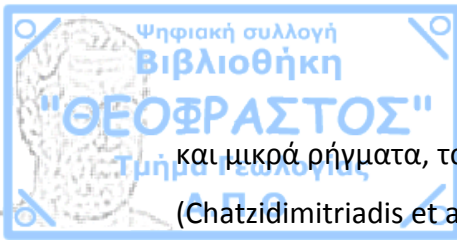
γεωχρονολογήσεις των δειγμάτων, για την πολύτιμη βοήθεια και συμπαράσταση και για την φιλοξενία κατά την παραμονή της στο Debrecen.

Τέλος, η συγγραφέας θα ήθελε να ευχαριστήσει θερμά την Δρ. Παπαδοπούλου Λαμπρινή για την πολύτιμη βοήθεια στις αναλύσεις των ορυκτών και την επεξεργασία αυτών, καθώς και τους υποψηφίους διδάκτορες του τμήματος Γεωλογίας Θεοδόσογλου Ελένη, Γεωργιάδη Ιωάννη και Βαλκανιώτη Σωτήρη, τον μεταπτυχιακό φοιτητή του τμήματος Γεωλογίας Λαζαρίδη Γεώργιο και τον Δρ. Καντηράνη Νικόλαο για τη βοήθεια τους.

Ο πλουτωνίτης της Σιθωνίας (Σχ. 1.1) καταλαμβάνει το μεγαλύτερο μέρος της χερσονήσου της Σιθωνίας (περίπου 350 km^2), η οποία αποτελεί τη μεσαία από τις τρεις χερσονήσους της Χαλκιδικής (Μακεδονία, Β. Ελλάδα). Το μεγαλύτερο μέρος της Σιθωνίας ανήκει στην Περιοδοπική ζώνη, ενώ πετρώματα της Σερβομακεδονικής μάζας απαντούν σε σχετικά μικρές εμφανίσεις στο ανατολικό τμήμα της χερσονήσου (D'Amico et al. 1990) καθώς και περιορισμένη εμφάνιση της ζώνης Παιονίας (Tranos et al. 1999). Στο δυτικό τμήμα της χερσονήσου εμφανίζονται αλπική ηλικίας πετρώματα της Περιοδοπικής ζώνης εντός των οποίων έχει διεισδύσει ο πλουτωνίτης.

Η διείσδυση του πλουτωνίτη της Σιθωνίας προκάλεσε φαινόμενα θερμομεταμόρφωσης επαφής και διατάραξε τον ΒΔ-ΝΑ προσανατολισμό της σχιστότητας και των αξόνων των πτυχών των γειτονικών πετρωμάτων. Ο ΒΔ-ΝΑ προσανατολισμός της σχιστότητας είναι αποτέλεσμα των τεκτονικών κινήσεων της μεσο-ιουρασικής περιόδου (Kockel et al. 1977).

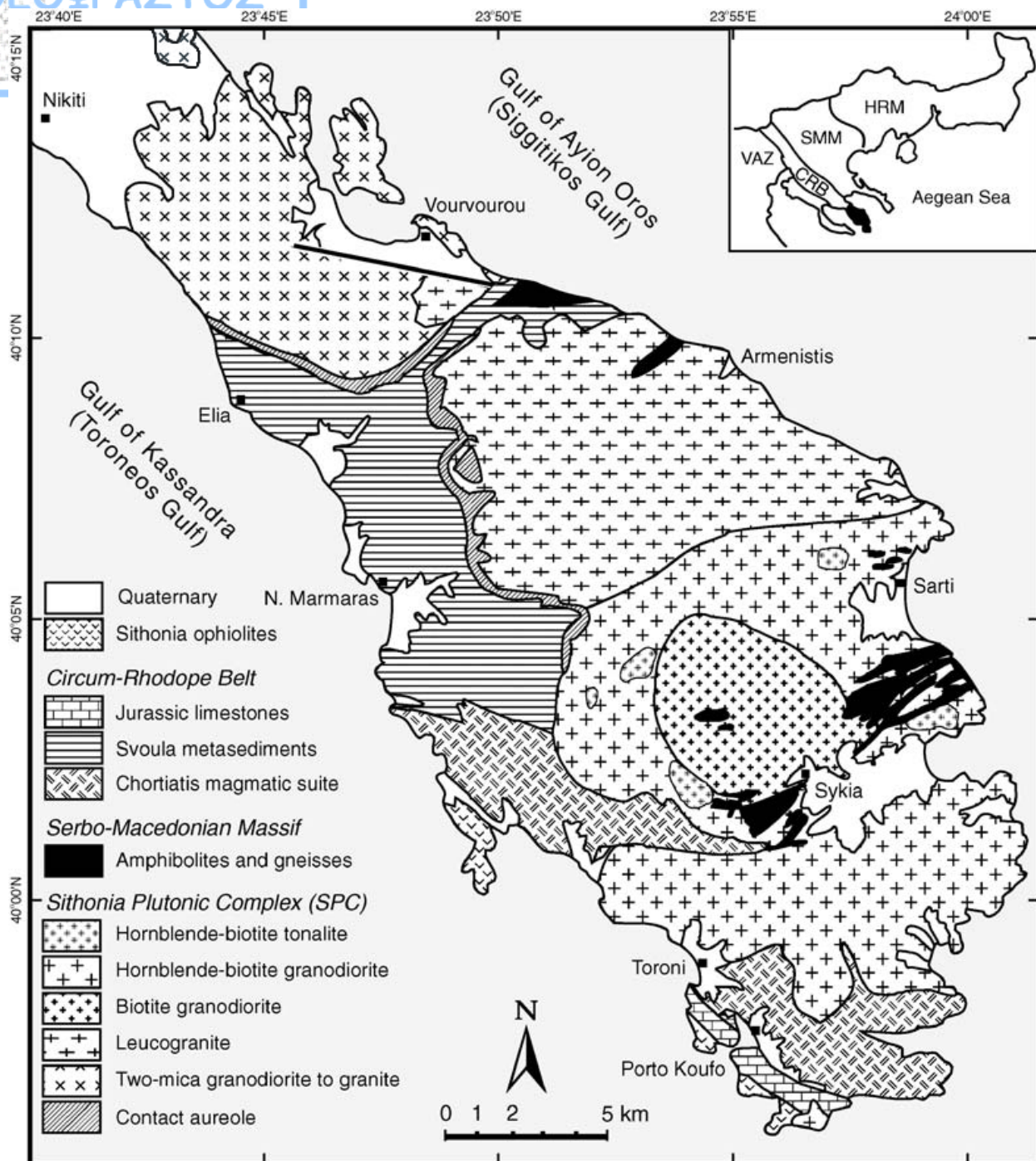
Ο ίδιος ο πλουτωνίτης έχει επηρεαστεί από νεότερη τεκτονική δραστηριότητα η οποία δημιούργησε προσανατολισμένες δομές, μικρές πτυχές, ζώνες κατάκλασης



και μικρά ρήγματα, τα οποία προσανατολίζονται άλλοτε BBA-NNΔ και άλλοτε BA-NΔ (Chatzidimitriadis et al. 1983).

Η ηλικία του πλουτωνίτη της Σιθωνίας είναι ηωκαινική (51.32 ± 0.89 Ma) όπως υπολογίστηκε με τη μέθοδο U-Pb (Ουρανίου-Μολύβδου) σύμφωνα με τους Alagna et al. (2008), ηλικία η οποία έρχεται σε συμφωνία με την ηλικία ($50,4 \pm 0.7$ Ma) που υπολογίστηκε με τη μέθοδο ισόχρονης Rb/Sr (Ρουβιδίου-Στροντίου) από τους Christofides et al. (1990).

Λεπτομερέστερη αναφορά στην ηλικία του πλουτωνίτη θα γίνει στο κεφάλαιο 4.

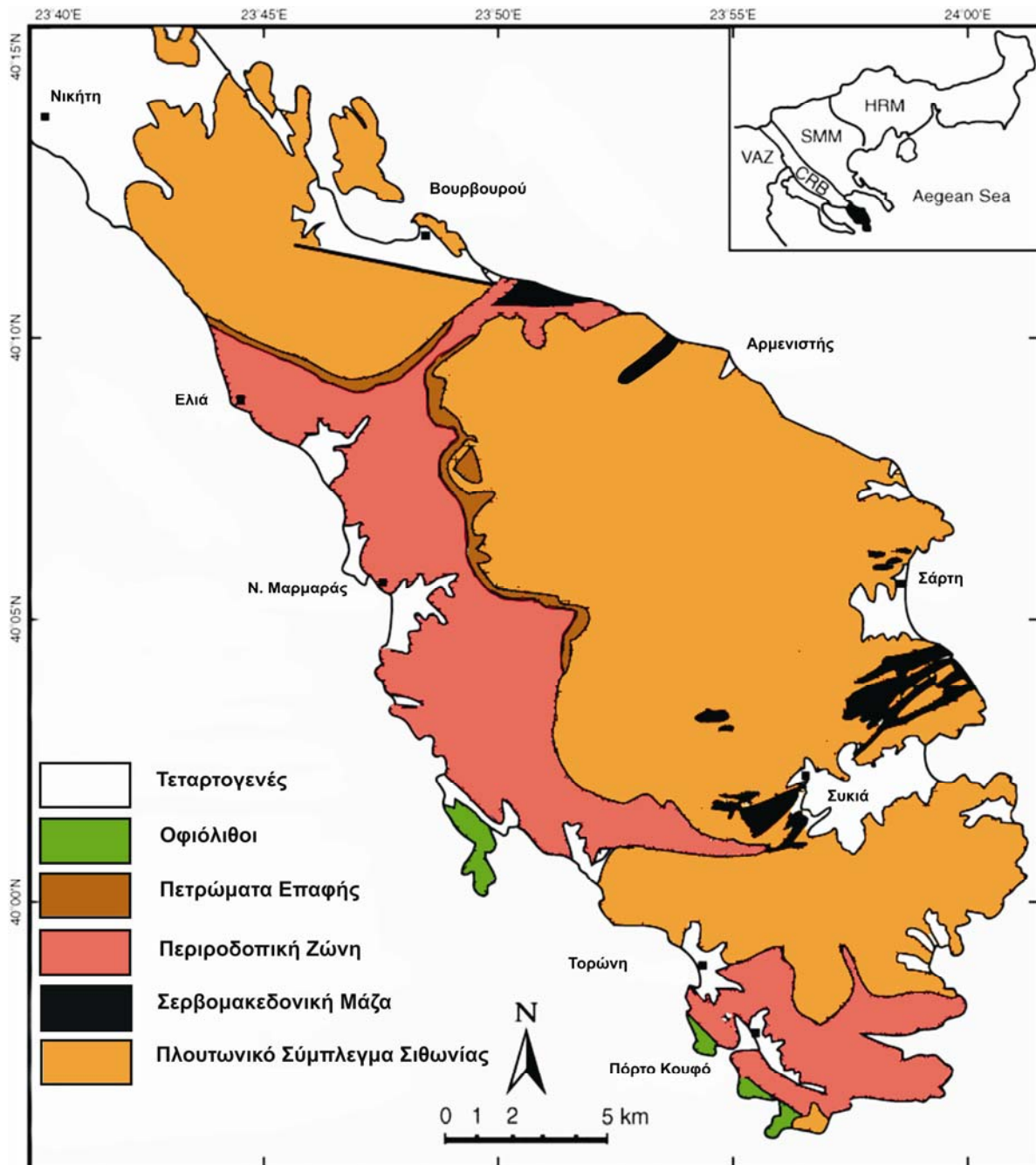


Σχήμα 1.1. Τροποποιημένος σχηματικός γεωλογικός χάρτης του πλουτωνικού συμπλέγματος της Σιθωνίας κατά Christofides et al. (2007).

2.1 Περιοδοπική ζώνη (CRB)

Η Περιοδοπική ζώνη αποτελείται από μια άνω-παλαιοζωική και μεσοζωική μέταμφαιστειοζηματογενή σειρά (Kauffman et al. 1976) η οποία συνορεύει στα βορειοανατολικά με τη μάζα της Ροδόπης και στα δυτικά με τη ζώνη του Αξιού (Σχ. 2.1). Αποτελείται κυρίως από τέσσερις τεκτονο-στρωματογραφικές ενότητες καθεμιά από τις οποίες καθορίζεται από τις δικές της παλαιογεωγραφικές συνθήκες (Kockel et al. 1977). Η χαμηλού βαθμού άνω ιουρασική-κάτω κρητιδική χαμηλού βαθμού μεταμόρφωση έχει επηρεάσει την Περιοδοπική ζώνη και σε αυτήν οφείλεται η κύρια σχιστότητα των πετρωμάτων της που είναι υποπαράλληλη με τη στρώση της. Η τεκτονική δομή της Περιοδοπικής σχηματίζεται από τη μεσοζωική και τεταρτογενή ρηξιγενή τεκτονική κυρίως νοτιοδυτικής διεύθυνσης. Ανάστροφα ρήγματα βορειοανατολικής διεύθυνσης κυριαρχούν κοντά στα όρια της Σερβομακεδονικής και της Περιοδοπικής έχοντας προκαλέσει την τοποθέτηση των πετρωμάτων της Περιοδοπικής ζώνης επάνω στη Σερβομακεδονική μάζα (Tranos et al. 1999). Οι Ricou et al. (1998) απορρίπτουν την παραδοχή ότι η Περιοδοπική ζώνη είναι ένα μεσοζωικό στρωματογραφικό κάλυμμα της Ροδόπης. Υποστηρίζουν την ιδέα ότι η Περιοδοπική ανήκει σε δύο διακριτές σχιστολιθικές ζώνες.

Περαιτέρω, προτείνουν ότι οι ιουρασικής ηλικίας τουρβιδίτες της Περιροδοπικής αποτελούν κρητιδικό ολισθοστρωματικό φλύσχη.



Σχήμα 2.1. Τροποποιημένος σχηματικός γεωλογικός χάρτης του πλουτωνικού συμπλέγματος της Σιθωνίας κατά Christofides et al. (2007).

2.2 Σερβομακεδονική Μάζα (SMM)

Η Σερβομακεδονική μάζα είναι μια σύνθετη γεωτεκτονική ενότητα η οποία εκτείνεται από το Βελιγράδι με NNA κατεύθυνση σαν μια επιμήκης στενή ζώνη έως τη Χερσόνησο της Χαλκιδικής στη Βόρεια Ελλάδα. Μαζί με τη Μάζα της Ροδόπης αποτελεί την ενδοχώρα της Ελλάδος. Στα ανατολικά συνορεύει στην κοιλάδα του Στρυμώνα με τη μάζα της Ροδόπης με ρήγματα αποχωρισμού, ενώ δυτικά συνορεύει με την περιροδοπική ζώνη (Σχ. 2.1). Διακρίνονται σε δύο μικρότερες ενότητες την κατώτερη ενότητα των Κερδυλλίων και την ανώτερη ενότητα του Βερτίσκου. Και οι δύο ενότητες αποτελούνται από παραμορφωμένα και μεταμορφωμένα προ-αλπικής ηλικίας κρυσταλλικά πετρώματα όπως γνευσίους, αμφιβολίτες, μιγματίτες, μάρμαρα και μαρμαρυγιακούς σχιστολίθους τα οποία μεταμορφώθηκαν ξανά κατά τη διάρκεια της Αλπικής ορογένεσης από την κρητιδική συντεκτονική αμφιβολιτική μεταμόρφωση και έπειτα στο Τεταρτογενές από πρασινοσχιστολιθική ανάδρομη συντεκτονική μεταμόρφωση (Paradopoulos & Kilias 1985, Sakellariou 1989). Εκλογιτικά υπολείμματα πιθανόν μεσοζωικής ηλικίας έχουν αναγνωρισθεί τοπικά.

Πρόσφατες έρευνες αμφισβητούν τις προηγούμενες αντιλήψεις για τη σχέση και την εξέλιξη των δύο αυτών γεωτεκτονικών επαρχιών, οι οποίες σήμερα θεωρούνται σαν μια κρυσταλλική ενότητα η οποία σχηματίστηκε μέσω μίας διαδικασίας υποβύθισης-επαύξεσης η οποία έλαβε χώρα στον Παλαιοζωικό-Μεσοζωικό (Barr et al. 1999). Η άποψη ότι η Ροδόπη αποτελεί ένα τέμαχος προ-Αλπικής ηλικίας (πιθανόν Ερκύνιας ή Προκάμβριας) απορρίπτεται από τους Ricou et al. (1998). Η εξέλιξη της Περιροδοπικής ζώνης και της Σερβομακεδονικής μάζας χαρακτηρίζονται από την προς τα ΝΔ κίνηση της Σερβομακεδονικής από το ρήγμα μικρής γωνίας κλίσης (detachment) της κοιλάδας του Στρυμώνα το οποίο ήταν αποτέλεσμα της κατάρρευσης του μεταμορφικού συμπλέγματος της Ροδόπης (Burg et al. 1996, Dinter 1998).

3.1 Πετρογραφία

Ο πλουτωνίτης της Σιθωνίας αποτελείται από διμαρμαρυγιακούς γρανίτες (TMG), λευκογρανίτες (LG+PLG), βιοτιτικούς γρανοδιορίτες (BGd), απλίτες και πηγματίτες (A), κεροστιλβικούς-βιοτιτικούς γρανοδιορίτες (HBGd), χαλαζιοδιοριτικά και μονζονιτικά εγκλείσματα (MME) και κεροστιλβικούς-βιοτιτικούς γρανοδιοριτικούς τοναλίτες (TGd). Ο πλουτωνίτης της Σιθωνίας μελετήθηκε από τους Sapountzis et al. (1976,1979), Christofides et al. (1990), D' Amico et al. (1990) και Christofides et al. (2007).

Οι συστάσεις των πετρογραφικών τύπων του πλουτωνίτη κυμαίνονται από τοναλίτες έως λευκογρανίτες και απλίτες τα οποία σε περιεκτικότητα SiO_2 αντιστοιχούν σε εύρος 62% έως 77% .

Από Βορρά προς Νότο μπορούν να διακριθούν οι εξής πετρογραφικοί τύποι: δυμαρμαρυγιακοί γρανίτες (TMG), λευκογρανίτες (LG) συχνά πορφυριτικοί (PLG), βιοτιτικοί γρανοδιορίτες (BGd), και κεροστιλβικοί-βιοτιτικοί γρανοδιορίτες (HBGd). Εντός των κεροστιλβικών γρανοδιοριτών υπάρχουν ορισμένα τμήματα τοναλιτικής

σύστασης (TGd) για τα οποία όμως δεν υπάρχει ξεκάθαρο όριο που να τα διαχωρίζει από τους γρανοδιορίτες.

Οι λευκογρανίτες (LG) διεισδύουν στους διμαρμαρυγιακούς γρανίτες βόρεια και τους κεροστιλβικούς-βιοτιτικούς γρανοδιορίτες (HBGd) νότια. Οι επαφές των TMG και LG είναι απότομες, δείχνοντας ότι ο TMG συμπεριφερόταν σαν ένα ρεολογικά στερεό σώμα κατά τη διείσδυση του LG, ενώ ο HBGd εμφανίζεται μέσα στον LG με ακανόνιστα όρια. Αυτό δείχνει ότι τη στιγμή της διείσδυσης ο HBGd συμπεριφερόταν σαν ένα ρεολογικά πλαστικό σώμα. Οι LG παρουσιάζουν μεγάλο αριθμό ιστολογικών τύπων (πορφυροειδείς, αδρόκοκκοι έως και μεσόκοκκοι) δίνοντας την εντύπωση ότι αποτελούν διαφορετικές διεισδύσεις.

Οι βιοτιτικοί γρανοδιορίτες (BGd) είναι νεότεροι και πιο λεπτόκοκκοι από τους κεροστιλβικούς-βιοτιτικούς γρανοδιορίτες (HBGd) και διεισδύουν ξεκάθαρα μέσα στους τελευταίους. Απλίτες και πηγματίτες εμφανίζονται παντού ως τα τελικά προϊόντα της μαγματικής δράσης με τη μορφή φλεβών. Επί πλέον σχέσεις διείσδυσης δεν μπορούν να διακριθούν από την υπαίθρια παρατήρηση. Παρουσία εγκλεισμάτων παρατηρείται σε όλα τα βασικότερα μέλη του πλουτωνίτη (BGd, HBGd, TGd), ενώ απουσιάζουν από τους TMG και LG.

3.1.1 Διμαρμαρυγιακοί Γρανίτες (TMG) και λευκογρανίτες (LG+PLG)

Ο διμαρμαρυγιακός γρανίτης (TMG) εμφανίζεται ομοιογενής, ενώ στο λευκογρανίτη μπορούν να διακριθούν βάσει του ιστού και της ορυκτολογίας περισσότερες υποκατηγορίες. Γενικά, οι λευκογρανίτες στην παρούσα μελέτη διακρίνονται στους πορφυδοειδείς λευκογρανίτες (PLG) και στους λευκογρανίτες (LG) οι οποίοι καταλαμβάνουν το ανατολικότερο τμήμα των λευκογρανιτών.

Οι δύο αυτοί τύποι μπορούν να περιγραφούν πετρογραφικά μαζί λόγω της κοινής τους ορυκτολογίας παρότι παρουσιάζουν ορισμένες χημικές και ιστολογικές διαφορές. Οι περισσότεροι TMG είναι στην πραγματικότητα λευκογρανίτες αλλά είναι τελείως διαφορετικοί σε σχέση με τη σύσταση και τον ιστό από τους LG και τους PLG. Είναι κυρίως λεπτόκοκκοι έως μεσόκοκκοι ενώ οι λευκογρανίτες είναι πιο

αδρόκοκκοι. Τα βασικά συστατικά τους είναι ο χαλαζίας, ο μικροκλινής, το πλαγιόκλαστο, ο βιοτίτης και ο μοσχοβίτης.

Ο μικροκλινής είναι ελαφρώς περθιτικός και συχνά αναπτύσσεται ποικιλτικά εγκλείοντας πλαγιόκλαστα και μαρμαρυγίες. Η παρουσία μεγακρυστάλλων μικροκλινή προσδίδει πορφυροειδή ιστό στον PLG. Το πλαγιόκλαστο είναι συνήθως ιδιόμορφο έως υπιδιόμορφο και συχνά παρουσιάζει ζώνωση από βασικό έως όξινο ολιγόκλαστο στους TMG και ορισμένες φορές έως αλβίτη στους (LG). Η ανάπτυξη μυρμηκίτη στο ενδιάμεσο των κόκκων είναι πολύ συχνή. Ο βιοτίτης και ο μοσχοβίτης αναπτύσσονται ιδιόμορφα έως υπιδιόμορφα ως ξεχωριστοί μακροπρισματικοί κρύσταλλοι και σαν προσανατολισμένες, επιμηκυσμένες «ταινίες» οι οποίες ορισμένες φορές κάμπτονται και συχνά εμφανίζουν λεπιδοβλαστικό ιστό. Τα βασικά ορυκτά είναι μερικώς αλλοιωμένα σε δευτερογενή σερίκίτη, χλωρίτη και ασβεστίτη. Τα επουσιώδη ορυκτά είναι τα αδιαφανή, ο απατίτης και το ζirkόνιο (TMG).

Ο μαγματικός ιστός είναι εμφανής και στους δύο πετρογραφικούς τύπους: ιδιόμορφα, ζωνώδη πλαγιόκλαστα τα οποία ορισμένες φορές παρουσιάζουν σύννευση, ιδιόμορφος βιοτίτης, αλλοτροιόμορφος μικροκλινής και χαλαζίας. Περισσότερο από το 50% των γρανιτών που μελετήθηκαν παρουσιάζουν προσανατολισμένη υφή, η οποία ίσως οφείλεται σε ένα μηχανισμό ροής κατά την τοποθέτηση και την κρυστάλλωση του γρανίτη.

3.1.2 Βιοτιτικοί γρανοδιορίτες (BGd)

Είναι μια διείδυση στον πυρήνα του HBGd. Είναι μεσόκοκκος συνήθως πιο λεπτομερής από τον HBGd και εκτός από την κεροστίλβη έχει όμοια ορυκτολογία με αυτόν. Τα επουσιώδη ορυκτά είναι πλεοχροϊκό κιτρινο-πράσινο έως άχρωμο επίδοτο το οποίο ορισμένες φορές περιβάλλει τον αλλανίτη, πλεοχροϊκός και συνήθως επιμήκης αλλανίτης, ιδιόμορφος τιτανίτης, απατίτης ζirkόνιο και αδιαφανή ορυκτά.

3.1.3 Κεροστιλβικοί-βιοτιτικοί γρανοδιορίτες (HBGd)

Οι HBGd είναι λευκοκρατικά έως μεσοκρατικά μεσόκοκκα πετρώματα με βιοτίτη και κεροστίλβη ως τα μοναδικά φεμικά ορυκτά και μικροκλινή, ελαφρώς ζωνώδες πλαγιόκλαστο με σύσταση ανδεσίνη, και χαλαζία σαν σαλικά ορυκτά. Ο βιοτίτης είναι διαφορετικός ως προς το χρώμα και τη σύσταση από το βιοτίτη των γρανιτών (υψηλότερος λόγος Mg/Fe). Αξιοσημείωτη είναι επίσης η παρουσία ιδιόμορφου επιδότου το οποίο ιστολογικά εμφανίζεται να είναι πρωτογενούς προελεύσεως. Τα επουσιώδη ορυκτά είναι πλεοχροϊκό κιτρινο-πράσινο έως άχρωμο επίδοτο το οποίο ορισμένες φορές περιβάλλει τον αλλανίτη, πλεοχροϊκός και συνήθως επιμήκης αλλανίτης, ιδιόμορφος τιτανίτης, απατίτης ζirkόνιο και αδιαφανή ορυκτά.

3.1.4 Κεροστιλβικοί-βιοτιτικοί γρανοδιοριτικοί τοναλίτες (TGd)

Βρίσκονται διάσπαρτοι μέσα στον HBGd και γύρω από τον BGd. Η μετάβαση των BGd προς τους TGd είναι βαθμιαία. Έχουν ελαφρώς σκοτεινότερο χρώμα από τους γρανοδιορίτες αλλά γενικώς η μορφή τους και η ορυκτολογία τους είναι παρόμοια με αυτήν των HBGd. Είναι πλούσια άλλοτε σε βιοτίτη και άλλοτε σε κεροστίλβη. Τα επουσιώδη ορυκτά είναι πλεοχροϊκό κιτρινο-πράσινο έως άχρωμο επίδοτο το οποίο ορισμένες φορές περιβάλλει τον αλλανίτη, πλεοχροϊκός και συνήθως επιμήκης αλλανίτης, ιδιόμορφος τιτανίτης, απατίτης ζirkόνιο και αδιαφανή ορυκτά.

3.1.5 Απλίτες και πηγματίτες (A)

Απλιτικές και πηγματιτικές φλέβες διεισδύουν σε όλους τους πετρογραφικούς τύπους της Σιθωνίας καθώς και στα γειτονικά πετρώματα.

Οι απλίτες περιέχουν χαλαζία, ελαφρώς περθιτικό μικροκλινή, υπιδιόμορφο ολιγόκλαστο έως αλβιτικό ολιγόκλαστο, μοσχοβίτη και/ή βιοτίτη, σποραδικά

γρανάτη καθώς και επουσιώδη ορυκτά (αδιαφανή, τιτανίτη, απατίτη, ζirkόνιο). Στους γρανίτες (TMG και PLG+LG) οι απλίτες διαφέρουν λίγο από αυτούς των γρανοδιοριτών (BGd, HBGd και TGd) διότι είναι πιο πλούσιοι σε μοσχοβίτη και φτωχότεροι σε βιοτίτη ή στερούνται αυτού. Οι απλίτες των γρανοδιοριτών είναι φτωχότεροι σε μοσχοβίτη ή στερούνται αυτού, ενώ πάντα περιέχουν βιοτίτη και αδιαφανή ορυκτά.

Οι πηγματίτες είναι αδρόκοκκοι, συχνά παρουσιάζουν ζώνωση και γίνονται προς την περιφέρεια πιο αδρόκοκοι. Αποτελούνται από χαλαζία, K-άστριο, πλαγιόκλαστο και μοσχοβίτη όπως και μικρότερα ποσοστά βιοτίτη και γρανάτη.

3.1.6 Εγκλείσματα (MME)

Ελλειψοειδή εγκλείσματα τοναλιτικής (MME-T) και μονζονιτικής συστάσεως (MME-M) εγκλείονται στους HBGd, TGd και BGd. Τα MME-M εμφανίζονται πιο αδρόκοκκα και έχουν μεγαλύτερο μέγεθος ($26-130 \text{ cm}^3$), ενώ τα MME-T εμφανίζονται πιο λεπτόκοκκα και έχουν αρκετά μικρότερο μέγεθος ($4-10 \text{ cm}^3$). Τα εγκλείσματα είναι λεπτόκοκκα και συχνά προσανατολισμένα και περιέχουν πλαγιόκλαστο, χαλαζία, λίγο μικροκλινή, άφθονο βιοτίτη, κερυστίλη και επίδοτο. Σχετικά άφθονη είναι η παρουσία των επουσιωδών ορυκτών απατίτη και τιτανίτη, ενώ σποραδική είναι η παρουσία των ορυκτών ζirkόνιο, αλλανίτη, αδιαφανών και ασβεστίτη.

3.2 Ορυκτολογία

Οι Soldatos & Sapountzis (1975) και Soldatos et al. (1976) μελέτησαν την ορυκτολογία του πλουτωνίτη της Σιθωνίας.

Για τις ανάγκες της παρούσας εργασίας θα γίνει αναφορά στην ορυκτολογία των πετρογραφικών τύπων TMG, PLG και LG.

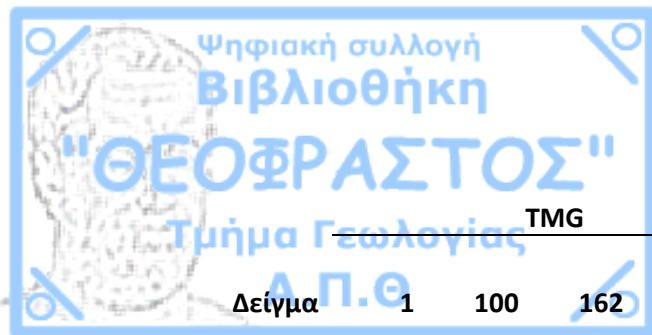
Ο μοσχοβίτης απαντάται με μορφή μεγάλων φύλλων και μακροπρισματικών κρυστάλλων, οι οποίοι συνήθως θεωρούνται πρωτογενούς προελεύσεως,

ανεξάρτητων ή σε συμπλέγματα με βιοτίτη, στους πετρογραφικούς τύπους των TMG, PLG και LG. Σε μερικά παραμορφωμένα δείγματα πετρωμάτων ο μοσχοβίτης εμφανίζεται ως λεπτόκοκκο υλικό πλήρωσης με τη μορφή φύλλων. Διακρίνονται τρεις τύποι μοσχοβίτη σύμφωνα με τη μορφή τους και την περιεκτικότητα σε TiO_2 , ο πρωτογενής, υστερομαγματικός (ελαφρώς χρωματισμένος και πολλές φορές αντικαθιστά Κ-άστριο) και ο δευτερογενής (σερικήτης). Δευτερογενής μοσχοβίτης (σερικήτης) εμφανίζεται στα πλαγιόκλαστα όλων των τύπων. Διακριτή είναι η διαφορά των μοσχοβιτών των LG και PLG ενώ οι περισσότεροι μοσχοβίτες των TMG είναι παρόμοιοι με αυτούς των PLG. Στον πίνακα 3.2.1 παρουσιάζονται οι χημικές αναλύσεις των μοσχοβιτών των δειγμάτων που χρησιμοποιήθηκαν στην παρούσα μελέτη. Όπως φαίνεται από τον πίνακα 3.2.1 ο μοσχοβίτης του δείγματος 52 διαφέρει από τους μοσχοβίτες των υπολοίπων δειγμάτων όσον αφορά το χαμηλό περιεχόμενο TiO_2 . Στο ίδιο δείγμα οι D' Amico et al. μέτρησαν πολύ χαμηλό TiO_2 . Αυτό δεν συναντάται όμως σε όλα τα δείγματα των LG αλλά στα δείγματα τα οποία έχουν μεγαλύτερη περιεκτικότητα σε υστερομαγματικό μοσχοβίτη όπως στην περίπτωση του δείγματος 52.

Ο βιοτίτης απαντάται σε όλους τους πετρογραφικούς τύπους. Ο βιοτίτης των TMG, PLG και LG είναι σιδηρούχος. Οι βιοτίτες των γρανιτών (TMG, PLG και LG) οι οποίοι συνδέονται με μοσχοβίτη παρουσιάζουν πλεοχρωισμό από καστανό έως ανοικτο-κίτρινο και διαφέρουν από τους βιοτίτες των άλλων πετρογραφικών τύπων. Αυτή η διαφορά στο χρώμα αποδίδεται σε διαφορά στη σύσταση. Στο διάγραμμα $\text{MgO-FeO-Al}_2\text{O}_3$ (δεν παρουσιάζεται, Rossi & Chevermont 1987) οι βιοτίτες προβάλλονται στο πεδίο των ασβεσταλκαλικών γρανιτοειδών. Οι βιοτίτες των TMG έχουν σχετικά μικρότερο λόγο $\text{FeO}/(\text{FeO}+\text{MgO})$ σε σχέση με αυτούς των PLG και LG. Στον πίνακα 3.2.2 παρουσιάζονται οι χημικές αναλύσεις των βιοτιτών των δειγμάτων που χρησιμοποιήθηκαν στην παρούσα μελέτη.

Το πλαγιόκλαστο έχει σύσταση $\text{An}_{34}-\text{An}_{10}$ στον TMG και $\text{An}_{27}-\text{An}_8$ στους PLG και LG.

Ο καλιούχος άστριος είναι μέγιστος έως ενδιάμεσος μικροκλινής μερικώς περθιτωμένος. Η σύσταση του κυμαίνεται από Or_{84} έως Or_{96} .



Πίνακας 3.2.1 Αναλύσεις μοσχοβιτών

Δείγμα	TMG				PLG								LG		
	1	100	162	170	19	37	44	47	55	56	61		52	174	169
SiO ₂	46,79	45,95	46,37	45,50	46,56	46,50	45,83	46,11	45,96	45,37	46,07		45,85	46,45	45,98
TiO ₂	1,44	1,58	1,42	1,45	1,26	1,21	1,30	1,28	1,18	1,73	1,36		0,78	1,28	1,50
Al ₂ O ₃	31,49	31,21	29,86	31,70	30,18	32,22	31,25	31,08	32,10	31,63	32,33		32,87	29,96	32,08
FeO	3,39	4,89	5,88	4,57	5,43	3,88	5,05	4,69	4,76	4,61	4,34		4,27	5,78	3,80
MgO	1,38	1,44	1,40	1,17	1,34	1,06	1,18	1,40	1,03	1,21	0,96		0,93	1,34	1,19
Na ₂ O	0,58	0,51	0,51	0,72	0,68	0,67	0,48	0,82	0,50	0,54	0,66		0,57	0,75	0,60
K ₂ O	10,60	10,59	10,74	10,64	10,88	10,90	10,92	10,86	10,79	10,72	10,15		10,72	10,49	10,54
Total	95,66	96,17	96,17	95,76	96,34	96,44	96,01	96,24	96,33	95,82	95,85		95,99	96,05	95,68
Ιοντική συμμετοχή με βάση 22 οξυγόνα															
Si	6,30	6,21	6,31	6,18	6,32	6,25	6,23	6,26	6,21	6,16	6,20		6,20	6,32	6,20
Al ^{IV}	1,70	1,79	1,69	1,82	1,68	1,75	1,77	1,74	1,79	1,84	1,80		1,80	1,68	1,80
Z	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00		8,00	8,00	8,00
Al ^{VI}	3,30	3,18	3,10	3,25	3,16	3,36	3,23	3,23	3,31	3,22	3,33		3,43	3,13	3,31
Ti	0,15	0,16	0,14	0,15	0,13	0,10	0,13	0,13	0,12	0,18	0,14		0,07	0,13	0,15
Fe ³⁺	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00		0,00	0,00	0,00
Fe ²⁺	0,38	0,55	0,67	0,52	0,62	0,44	0,57	0,53	0,54	0,52	0,49		0,48	0,66	0,43
Mn	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00		0,00	0,00	0,00
Mg	0,28	0,29	0,28	0,24	0,27	0,21	0,24	0,28	0,17	0,24	0,19		0,19	0,27	0,24
Y	4,10	4,19	4,20	4,15	4,17	4,11	4,18	4,17	4,15	4,17	4,15		4,17	4,19	4,13
Na	0,08	0,08	0,02	0,13	0,03	0,09	0,02	0,04	0,09	0,07	0,14		0,05	0,10	0,12
K	1,82	1,83	1,87	1,84	1,89	1,87	1,89	1,88	1,86	1,86	1,74		1,85	1,82	1,82
X	1,90	1,91	1,89	1,97	1,92	1,96	1,92	1,91	1,95	1,93	1,89		1,90	1,92	1,93

Κάθε στήλη αντιπροσωπεύει μέσο όρο αναλύσεων σε τρεις κόκκους με δύο σημεία ανάλυσης στον καθένα.

Πίνακας 3.2.2 Αναλύσεις Βιοτιτών

TMG							PLG							LG		
Δείγμα	1	100	162	170	400	401	19	37	44	47	55	56	61	52	169	174
SiO ₂	36,75	35,63	35,77	35,97	36,09	35,50	36,37	34,65	35,92	37,09	35,48	34,64	34,93	36,15	35,00	37,46
TiO ₂	3,42	3,64	3,44	3,61	3,51	3,73	3,20	3,62	3,00	2,58	3,14	3,19	3,75	3,14	3,43	3,45
Al ₂ O ₃	16,53	15,88	16,29	16,68	16,41	16,54	15,79	16,45	16,20	15,96	16,18	15,98	15,95	16,34	16,36	16,00
Fe ₂ O ₃	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
FeOt	21,88	23,44	23,28	22,95	22,87	23,83	22,84	25,23	24,45	22,69	24,77	24,82	24,89	23,18	24,33	22,41
MnO	0,26	0,36	0,22	0,11	0,27	0,82	0,76	0,65	0,45	1,00	0,30	0,42	0,32	0,29	0,67	0,86
MgO	7,99	8,03	7,47	7,74	7,84	6,61	7,94	6,31	6,88	7,76	7,35	7,65	7,01	7,88	6,81	7,08
CaO	0,07	0,00	0,10	0,00	0,00	0,00	0,00	0,23	0,00	0,00	0,09	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Na ₂ O	0,00	0,00	0,00	0,00	0,11	0,11	0,12	0,11	0,00	0,10	0,00	0,24	0,10	0,18	0,00	0,00
K ₂ O	9,19	9,16	9,28	8,92	8,82	9,12	8,90	8,52	9,01	8,55	8,59	8,69	8,96	9,06	9,42	8,87
Total	96,07	96,16	95,84	95,98	95,92	96,26	95,92	95,78	95,91	95,73	95,88	95,62	95,91	96,21	96,02	96,13
Ιοντική συμμετοχή με βάση 22 οξυγόνα																
Si	5,61	5,50	5,53	5,52	5,54	5,49	5,60	5,42	5,57	5,69	5,50	5,42	5,45	5,55	5,45	5,72
Al ^{IV}	2,39	2,50	2,47	2,48	2,46	2,51	2,40	2,58	2,43	2,31	2,50	2,58	2,55	2,45	2,55	2,28
Z	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00
Al ^{VI}	0,58	0,39	0,49	0,53	0,51	0,50	0,47	0,45	0,53	0,58	0,46	0,37	0,38	0,53	0,46	0,60
Ti	0,39	0,42	0,40	0,42	0,41	0,43	0,37	0,43	0,35	0,30	0,37	0,37	0,44	0,37	0,40	0,40
Fe ³⁺	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Fe ²⁺	2,79	3,03	3,01	2,95	2,94	3,08	2,94	3,30	3,17	2,92	3,22	3,25	3,25	2,96	3,17	2,86
Mn	0,03	0,05	0,03	0,01	0,04	0,11	0,10	0,09	0,06	0,13	0,04	0,06	0,04	0,04	0,09	0,11
Mg	1,82	1,85	1,72	1,77	1,79	1,52	1,82	1,47	1,59	1,78	1,70	1,78	1,63	1,78	1,58	1,61
Y	5,61	5,73	5,66	5,68	5,69	5,65	5,70	5,74	5,71	5,71	5,78	5,83	5,74	5,68	5,70	5,58
Ca	0,01	0,00	0,02	0,00	0,00	0,00	0,00	0,04	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Na	0,00	0,00	0,00	0,00	0,03	0,03	0,04	0,03	0,00	0,03	0,00	0,07	0,03	0,03	0,00	0,00
K	2,37	1,80	1,83	1,75	1,73	1,80	1,75	1,70	1,78	1,68	1,70	1,74	1,78	1,79	1,87	1,73
X	2,38	1,80	1,85	1,75	1,76	1,83	1,79	1,77	1,78	1,71	1,71	1,81	1,81	1,82	1,87	1,73

Κάθε στήλη αντιπροσωπεύει μέσο όρο αναλύσεων σε τρεις κόκκους με δύο σημεία ανάλυσης στον καθένα.

Η σύσταση των TMG κυμαίνεται από ~70 έως ~77 % σε SiO_2 , των PLG από 72 έως 74 % σε SiO_2 και των LG από 73 έως 77 % σε SiO_2 (D' Amico et al. 1990). Στον πίνακα 3.3.1 παρουσιάζονται οι χημικές αναλύσεις ολικού πετρώματος των δειγμάτων που χρησιμοποιήθηκαν στην παρούσα μελέτη (D' Amico et al. 1990 και STH-400, STH-401, ACME Labs).

Όλα τα πετρώματα του πλουτωνίτη ανήκουν στην ασβεσταλκαλική σειρά με υψηλό λόγο Na/K (έως 3,2) και με ελαφρώς υπεραργιλικό χαρακτήρα ($\text{Al}_2\text{O}_3/(\text{CaO}+\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}) = 0,98-1,17$, Christofides et al., 2007).

Πίνακας 3.3.1 Χημικές αναλύσεις ολικού πετρώματος

		TMG						PLG							LG		
Δείγμα		1	100	162	170	400	401	19	37	44	47	55	56	61	52	169	174
SiO ₂	wt%	72,11	72,54	72,54	72,87	70,75	73,42	72,86	74,32	73,35	73,52	74,48	73,53	73,71	77,09	73,51	73,54
TiO ₂		0,26	0,3	0,27	0,25	0,29	0,14	0,15	0,04	0,17	0,15	0,09	0,21	0,17	0,05	0,15	0,11
Al ₂ O ₃		15,14	14,92	14,99	14,8	15,42	14,47	15,65	14,79	15,27	15,08	14,26	14,62	14,95	13,68	14,97	15,17
Fe ₂ O _{3t}		1,54	1,59	1,5	1,38	2,05	1,36	1,05	0,38	1,02	0,89	0,81	1,38	1,08	0,58	0,96	0,91
MnO		0,02	0,05	0,08	0,04	0,03	0,02	0,04	0,06	0,05	0,05	0,05	0,06	0,05	0,05	0,04	0,04
MgO		0,52	0,67	0,46	0,48	0,54	0,24	0,4	0,55	0,37	0,45	0,25	0,51	0,35	0,18	0,31	0,29
CaO		2,13	2,29	2,2	2,04	2,44	1,64	1,61	1,63	1,49	1,51	1,16	1,78	1,72	0,78	1,43	1,61
Na ₂ O		4,56	4,2	4,71	4,19	5,04	4,29	4,53	4,3	4,29	4,43	4,15	4,32	4,38	4,03	4,08	4,66
K ₂ O		2,97	2,95	2,29	3,03	1,96	3,15	3,02	3,37	3,2	3,1	4,42	2,97	3,1	3,13	3,83	3,2
P ₂ O ₅		0,09	0,1	0,19	0,08	0,15	0,08	0,06	0,06	0,07	0,05	0,06	0,06	0,07	0,03	0,08	0,04
LOI		0,67	0,38	0,76	0,84	0,8	0,8	0,62	0,5	0,71	0,76	0,28	0,58	0,42	0,41	0,64	0,43
Rb	ppm	109	101	102	101	-	-	128	122	117	111	144	116	103	135	179	106
Ba		507	490	370	599	291	381	521	625	726	601	413	319	586	71	515	785
Sr		387	386	367	422	383	271	407	370	428	593	219	392	419	156	307	658
La		19	<10	16	22	-	-	27	20	15	14	16	16	23	<10	19	12
Ce		42	36	43	42	-	-	48	39	33	26	25	38	39	20	29	24
Y		11	8	11	11	7	8	12	10	8	13	12	24	22	25	14	13
Nb		6	<5	6	5	<5	6	5	<5	-	<5	<5	9	7	<5	6	8
Zr		121	144	105	162	125	79	170	106	113	110	81	150	150	71	114	151
Ni		<5	<5	-	-	<20	<21	-	-	-	-	-	-	-	-	12	8
Cr		<5	6	7	-	-	-	-	9	11	-	-	-	-	-	-	-
V		16	12	20	9	-	-	11	-	6	5	5	-	-	<5	5	6

3.4 Γένεση του πλουτωνίτη

Για τη γένεση του πλουτωνίτη της Σιθωνίας έχουν εκφραστεί διάφορες απόψεις (Christofides et al. 1990, D'Amico et al. 190). Η πιο πρόσφατη άποψη για την προέλευση του πλουτωνίτη προέρχεται από τους Christofides et al. (2007). Σύμφωνα με τους προηγούμενους, δύο είναι τα μητρικά μάγματα τα οποία έπαιξαν ρόλο στη γένεση του πλουτωνίτη. Η περιοχή της Σιθωνίας σχετίζεται με ένα πολύπλοκο γεωδυναμικό καθεστώς που διαμορφώθηκε αρχίζοντας από το Ιουρασικό με τουλάχιστο δύο συνεχόμενα γεγονότα κατάδυσης λόγω του κλεισίματος δύο γειτονικών ωκεανών (Αξιού και Πίνδου). Βάσει αυτών των στοιχείων, έχει προταθεί ότι η σφήνα του μανδύα που υπόκειται της περιοχής έχει υποστεί διάφορους βαθμούς μετασώματωσης που προκλήθηκαν από τα ρευστά που απελευθερώθηκαν από τις διαδοχικές καταδύσεις και τα γεγονότα αφυδάτωσης της ωκεάνιας λιθόσφαιρας. Τέτοια γεγονότα προκαλούν τη δημιουργία μιας έντονα ανομοιογενούς σφήνας του μανδύα η οποία είναι μεταβαλλόμενα εμπλουτισμένη σε ασυμβίβαστα στοιχεία. Η τήξη της, θα προκαλούσε τη γένεση βασικών τηγμάτων με μεταβλητό εμπλουτισμό σε ασυμβίβαστα στοιχεία, έχοντας μεγάλο εύρος γεωχημικών χαρακτηριστικών από ασβεσταλκαλικά έως λαμπροφυρικά (Perugini et al. 2003).

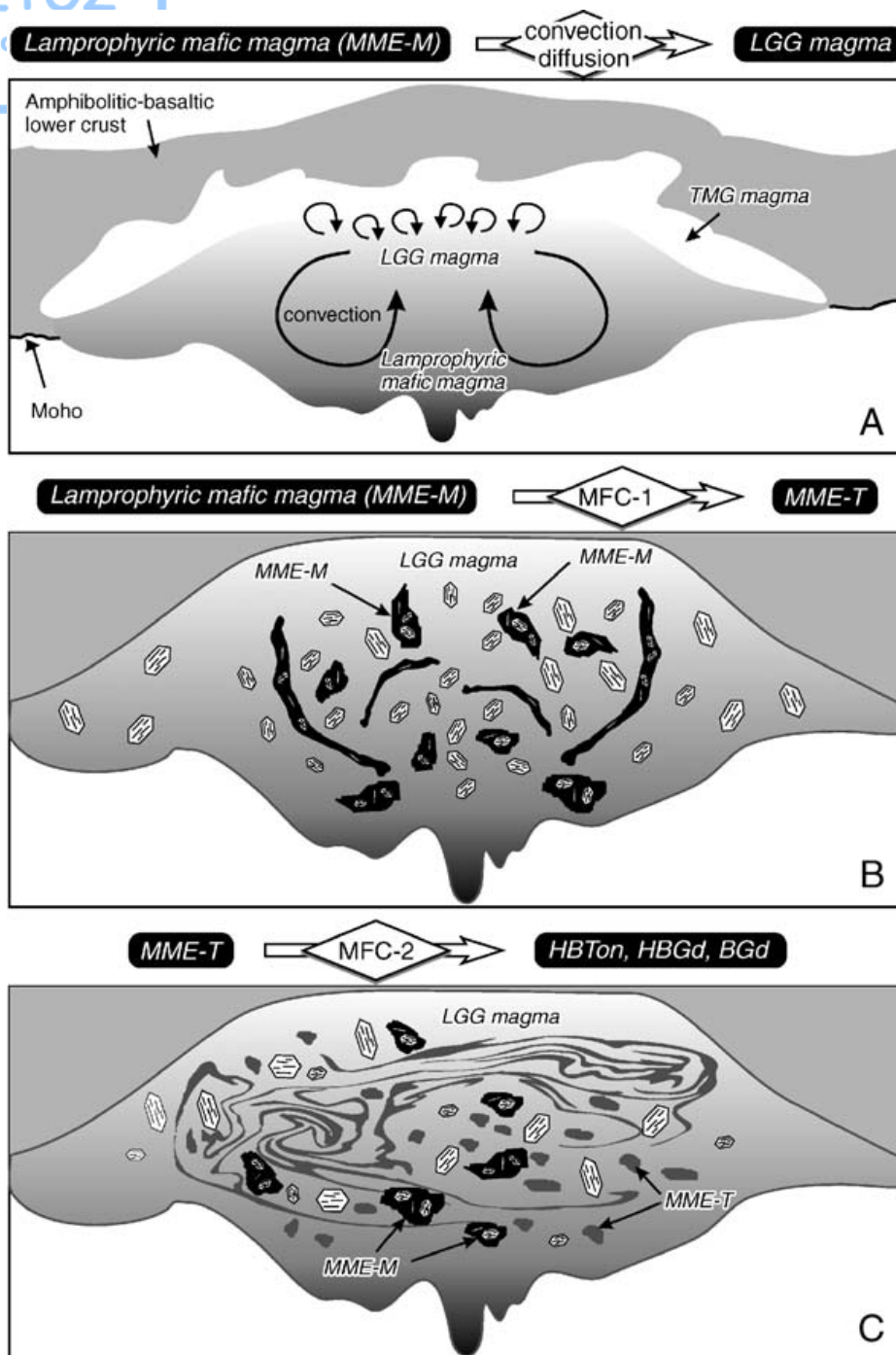
Ένα βασικό μάγμα μανδυακής προέλευσης με λαμπροφυρική σύσταση, διείσδυσε στον κατώτερο φλοιό (αμφιβολιτικής-βασαλτικής σύστασης) του οποίου η μερική τήξη προκάλεσε τη γένεση μάγματος με μια μέση σύσταση σαν αυτή του διμαρμαρυγιακού γρανίτη (TMG, εικόνα 5.1A). Το κατώτερο μέρος του μάγματος αυτού μολύνθηκε λόγω διαδικασιών μεταγωγής θερμότητας-διάχυσης και έδωσε γένεση σε μάγμα λευκογρανιτικού γεωχημικού χαρακτήρα.

Πριν από περίπου 50 εκ. χρ., το μάγμα του διμαρμαρυγιακού γρανίτη μετανάστευσε προς υψηλότερα επίπεδα του φλοιού και τοποθετήθηκε σε βάθος περίπου 15 km όπου και στερεοποιήθηκε ως διμαρμαρυγιακός γρανίτης ο οποίος αποτελεί το βορειότερο μέρος του πλουτωνικού συμπλέγματος της Σιθωνίας.

Στο σχήμα 5.1B και C αναπαρίσταται το μοντέλο των δύο σταδίων μίξης και κλασματικής κρυστάλλωσης (MFC) που έχει προταθεί από τους Christofides et al. (2007) το οποίο επεξηγεί την γένεση της βασικής ομάδας. Κατά το πρώτο στάδιο (MFC-1, σχήμα 5.1B) το βασικό μάγμα υπέστη κρυστάλλωση δίχως διαδικασία μίξης. Αυτό συνέβει λόγω της

ισχυρής θερμικής και ρεολογικής διαφοράς του βασικού και του όξινου μάγματος. Σε αυτό το στάδιο, η κρυστάλλωση του βασικού μάγματος υπερίσχυσε του τεμαχισμού και της διασποράς μέσα στο όξινο μάγμα. Αποτέλεσμα ήταν ο σχηματισμός λιγότερο διαφοροποιημένων μονζονιτικών εγκλεισμάτων, τα οποία είναι τα μεγαλύτερα και τα λιγότερο διαφοροποιημένα. Το βασικό μάγμα διαφοροποιήθηκε για να δώσει μάγμα με γεωχημικό χαρακτήρα αυτόν των τοναλιτικών εγκλεισμάτων. Καθώς οι ρεολογικοί φραγμοί μεταξύ του διαφοροποιημένου βασικού μάγματος και του όξινου άρχισαν να εξουδετερώνονται, ο βαθμός του τεμαχισμού και της διασποράς του βασικού μάγματος αυξήθηκε και επομένως και ο ρόλος της μίξης σε σχέση με την κλασματική κρυστάλλωση (MFC-2, σχήμα 5.1C). Η αυξανόμενη αποδοτικότητα της μίξης έδωσε το συστασιακό εύρος των τοναλιτών, κεροστιλβικών-βιοτιτικών γρανοδιοριτών και βιοτιτικών γρανοδιοριτών, οι οποίοι φέρουν λεπτόκοκκα βασικά εγκλείσματα και ιστούς ορυκτών που δεν βρίσκονται σε ισορροπία.

Η γένεση του πλουτωνίτη της Σιθωνίας έγινε σε καθεστώς πριν από τη σύγκρουση των πλακών και υποδηλώνει γένεση μάγματος που συνδέεται με κατάδυση πλάκας. Αυτό τεκμηριώνεται από το γεγονός ότι τα μάγματα που θεωρούνται ως βασικά ακραία μέλη για την πετρολογική εξέλιξη του πλουτωνίτη δείχνουν τυπικά χαρακτηριστικά τηγμάτων που σχηματίσθηκαν από μετασωματωμένη από ρευστά σφήνα μανδύα, εμπλουτισμένα σε ασυμβίβαστα στοιχεία τα οποία απελευθερώθηκαν από την καταδυόμενη ωκεάνια πλάκα. Τα γενικά πετρολογικά και γεωχημικά χαρακτηριστικά του πλουτωνίτη της Σιθωνίας έχουν επίσης αναγνωρισθεί σε άλλα πλουτωνικά σώματα στην περιοχή μελέτης, όπως στη μάζα της Ροδόπης (Christofides et al. 1998) και στις κεντρικές Κυκλάδες (Altherr & Siebel 2002). Τέλος, σύμφωνα με την Pe-Piper (2004), η γένεση του μάγματος των ηωκαινικών πλουτωνιτών της Ελλάδος πιθανόν συνδέεται με την υποβύθιση του ωκεανού των εσωτερικών Ποντίδων ο οποίος σύμφωνα με τους Görür & Okay (1996) έκλεισε κατά το Ολιγόκαινο.



Σχήμα 5.1. Σχηματικό μοντέλο της γένεσης των μαγμάτων του πλουτωνικού συμπλέγματος της Σιθωνίας των Christofides et al. (2007). (A) Γένεση του διμαρμαρυγικού γρανιτικού μάγματος και του λευκογρανιτικού. (B) Πρώτο στάδιο της διαδικασίας μίξης και κλασματικής κρυστάλλωσης (MFC-1) με αποτέλεσμα τη δημιουργία των τοναλιτικών εγκλεισμάτων. (C) Δεύτερο στάδιο της διαδικασίας (MFC-2) με αποτέλεσμα τη δημιουργία των υβριδικών μαγμάτων.

4.1 Προηγούμενες μελέτες

Βασισμένοι σε υπαίθριες παρατηρήσεις οι Kockel et al. (1977) ερμήνευσαν τον πλουτωνίτη σαν συν-τεκτονική ή προς το τέλος της ορογένεσης διείσδυση Ιουρασικής ηλικίας, ενώ οι Chatzidimitriadis et al. (1983) πρότειναν την ηλικία μεταξύ μετα-μέσο ιουρασική και προ-μεσο κρητιδική. Αργότερα με την μέθοδο K/Ar ο Montigny (Kontopoulou 1986) υπολόγισε την ηλικία ενός βιοτίτη από τον HBGd στα $40 \pm 1,5$ Ma. Η Juteau (1984) υπολόγισε με τη μέθοδο Rb/Sr την ηλικία ολικού πετρώματος/ορυκτού στα 44,5 Ma και στα 47,4 Ma για δύο HBGd από τη Σάρτη και το Μαρμαρά αντίστοιχα. Οι De Wet & Miller (1986) με τη μέθοδο Ar/Ar, έδωσαν τις ηλικίες δύο μοσχοβιτών από απλίτες και ενός βιοτίτη από τον HBGd στα $52,2 \pm 0,5$ Ma, $51,2 \pm 0,7$ Ma και $42,4 \pm 0,3$ Ma αντίστοιχα.

Οι Christofides et al. (1990), μέτρησαν την ηλικία ολικού πετρώματος, βιοτίτη και μοσχοβίτη σε επτά δείγματα του TGD και του LG με τη μέθοδο Rb/Sr. Οι ηλικίες των μοσχοβιτών κυμαίνονται από $54,6 \pm 1,8$ Ma έως $49,7 \pm 1,5$ Ma για τους TMG και από $48,9 \pm 1,6$ Ma έως $44,6 \pm 1,4$ Ma για τους LG, οι ηλικίες των βιοτιτών κυμαίνονται από $47,7 \pm 1,4$ Ma έως $43,6 \pm 1,3$ Ma για τους TMG και από $37,5 \pm 1,1$ έως $28,8 \pm 0,9$ Ma για τους LG (Πιν.

4.1.1). Με τη μέθοδο της ισόχρονης από επτά δείγματα της περιοχής του Αγίου Ιωάννη έδωσαν την ηλικία τοποθέτησης του διμαρμαρυγιακού γρανίτη στα 50,4 Ma, ηλικία η οποία συμφωνεί με τις τελευταίες μελέτες με U/Pb σε ζirkόνια του TMG των Alagna et al. (2008).

Πίνακας 4.1.1. Ηλικίες μαρμαρυγιών με Rb/Sr *

Πετρογρ. τύπος	Δείγμα	Ορυκ.	Rb ppm	Sr ppm	$^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$	$\pm$	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$	$\pm$	Ηλικία (Ma)	$\pm$
LG	STH-13	Mu	580	29,4	57,33	0,85995	0,74353	0,00016	45,6	1,4
		Bt	788	16,5	138,78	2,08170	0,76338	0,00036	28,9	0,9
	STH-14	Mu	491	33,0	43,19	0,64785	0,73678	0,00004	48,9	1,6
		Bt	992	14,3	202,36	3,03540	0,80215	0,00009	33,1	1,0
	STH-174	Mu	544	28,8	54,79	0,82185	0,74096	0,00043	44,6	1,4
		Bt	730	22,4	94,93	1,42395	0,75682	0,00014	37,5	1,1
TMG	STH-1	Mu	485	32,9	42,78	0,64170	0,73764	0,00022	50,1	1,5
		Bt	782	8,5	270,84	4,06260	0,88430	0,00016	46,0	0,7
	STH-5	Mu	423	46,7	26,24	0,39360	0,72651	0,00021	54,6	1,8
		Bt	694	10,2	198,70	2,98050	0,83036	0,00010	44,0	1,3
	STH-15	Mu	444	47,0	27,42	0,41130	0,72584	0,00014	49,8	1,5
		Bt	685	35,4	56,26	0,84390	0,74130	0,00020	43,6	1,3
	STH-16	Mu	560	17,0	95,78	1,43670	0,77480	0,00012	49,7	1,5
		Bt	689	15,0	133,66	2,00490	0,79777	0,00012	47,7	1,4

*Christofides et al. (1990)

4.2 Αρχές της μεθόδου χρονολόγησης K/Ar

Η μέθοδος K-Ar είναι μοναδική ανάμεσα στις άλλες ραδιομετρικές μεθόδους χρονολόγησης διότι έχει ως θυγατρικό προϊόν διάσπασης ένα αέριο. Αυτό σημαίνει ότι το σύστημα του K-Ar αντιδρά διαφορετικά από μεθόδους όπως το Rb-Sr σε σχέση με θερμικά και υδροθερμικά γεγονότα. Επειδή το Ar είναι ένα αδρανές αέριο παρουσιάζει περιορισμένη κατανομή στα διαλύματα έτσι ώστε το σύστημα K-Ar να είναι σταθερότερο από αυτό του Rb-Sr στην υδροθερμική δράση. Επιπροσθέτως, καμία ορυκτή φάση δεν ενσωματώνει επιλεκτικά το Ar όταν χάνεται από εκεί που έχει παραχθεί. Αυτό σημαίνει ότι η χρονολόγηση K-Ar ολικού πετρώματος δεν παρουσιάζει αντίσταση στην επανέναρξη του συστήματος του K-Ar (Dickin 1995).

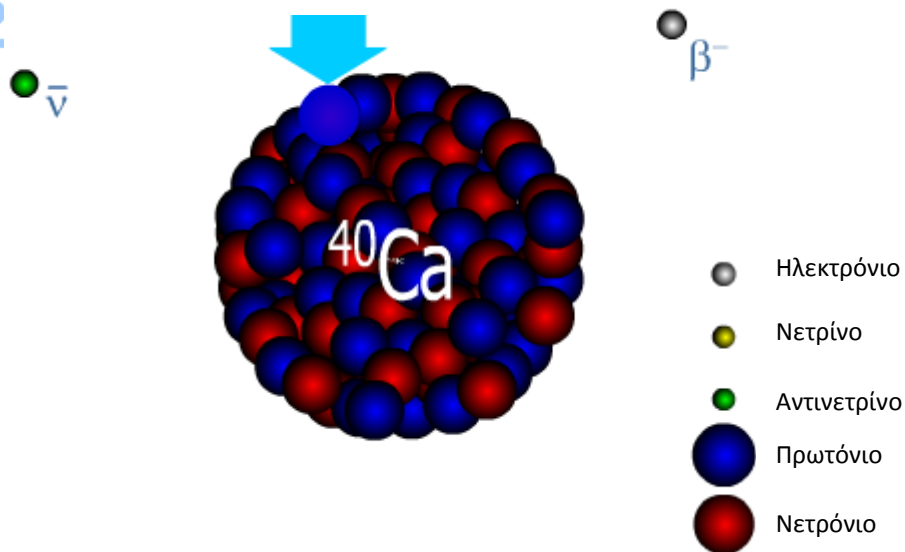
Το ^{19}K ($Z=19$) είναι ένα από τα αλκαλιμέταλλα της ομάδας ΙΑ του περιοδικού πίνακα και αποτελεί ένα από τα 8 πιο διαδεδομένα στοιχεία στο φλοιό της Γης και κύριο συστατικό πολλών σημαντικών ορυκτών όπως οι μαρμαρυγίες, οι άστριοι τα αστριοειδή, τα ορυκτά της αργίλου και ορισμένα ορυκτά εβαποριτών (Heier & Adams 1964). Το 89.5% του $^{40}_{19}\text{K}$ διασπάται σε ^{40}Ca (Σχ. 4.2.1) ενώ μόνο το 11% διασπάται σε ^{40}Ar μέσω δύο μηχανισμών (Σχ. 4.2.2 και 4.2.3), το οποίο όμως ως σπάνιο αέριο αποτελεί το 99,6% του ατμοσφαιρικού Ar δηλαδή το 0,93% του ξηρού αέρα (Dickin 1995).

Το K έχει τρία φυσικά ισότοπα τα $^{39}_{19}\text{K}$, $^{40}_{19}\text{K}$ και $^{41}_{19}\text{K}$ τα οποία αποτελούν το 93,2581±0,0029%, 0,01167±0,00004% και 6,7302±0,0029% (Steiger & Jäger 1977) αντίστοιχα εκ της συνολικής συγκέντρωσης του (Faure & Mensing 2005).

Το ^{18}Ar στην γήινη ατμόσφαιρα έχει τρία φυσικά ισότοπα τα $^{40}_{18}\text{Ar}$, $^{38}_{18}\text{Ar}$ και $^{36}_{18}\text{Ar}$ των οποίων η ισοτοπική σύσταση στη γήινη ατμόσφαιρα έχει μετρηθεί από τον Nier (1950) και είναι 9,60%, 0,063% και 0,337% αντίστοιχα.

Η διάσπαση του ^{40}K σε ^{40}Ar συμβαίνει με τρεις διαφορετικούς τρόπους, δύο εκ των οποίων απαιτούν τη σύλληψη ενός ηλεκτρονίου (e^-) ενώ η τρίτη απαιτεί την εκπομπή ενός ποζιτρονίου (β^+) και αποτελεί μόνο το 0,01% της διάσπασης του ^{40}K σε ^{40}Ar , οπότε η σταθερά διάσπασης του ^{40}K θεωρείται ότι αντιπροσωπεύεται μόνο από αυτήν της σύλληψης ηλεκτρονίου (λ_{EC}) και είναι ίση με $0,581 \times 10^{-10} \text{ yr}^{-1}$ και αντιστοιχεί σε χρόνο ημίσειας ζωής 11,93 δις. χρόνια (Steiger & Jäger 1977).

Μετατροπή νετρονίου σε πρωτόνιο



Σχήμα 4.2.1 Σχηματική απεικόνιση της μετατροπής του ^{40}K σε ^{40}Ca .

Το κλάσμα των ατόμων του ^{40}K τα οποία διασπώνται σε ^{40}Ar δίδεται από τον λόγο:

$$\frac{\lambda_{EC}}{\lambda_{EC} + \lambda_{\beta}} \text{ όπου } \lambda_{EC} = 0,581 \times 10^{-10} \text{ yr}^{-1} \text{ και } \lambda_{\beta} = 4,962 \times 10^{-10} \text{ yr}^{-1}.$$

Η συγκέντρωση του ραδιογενούς $^{40}\text{Ar}^*$ υπολογίζεται από τη σχέση:

$$^{40}\text{Ar}^* = \frac{\lambda_{EC}}{\lambda} {}^{40}\text{K} (e^{\lambda t} - 1)$$

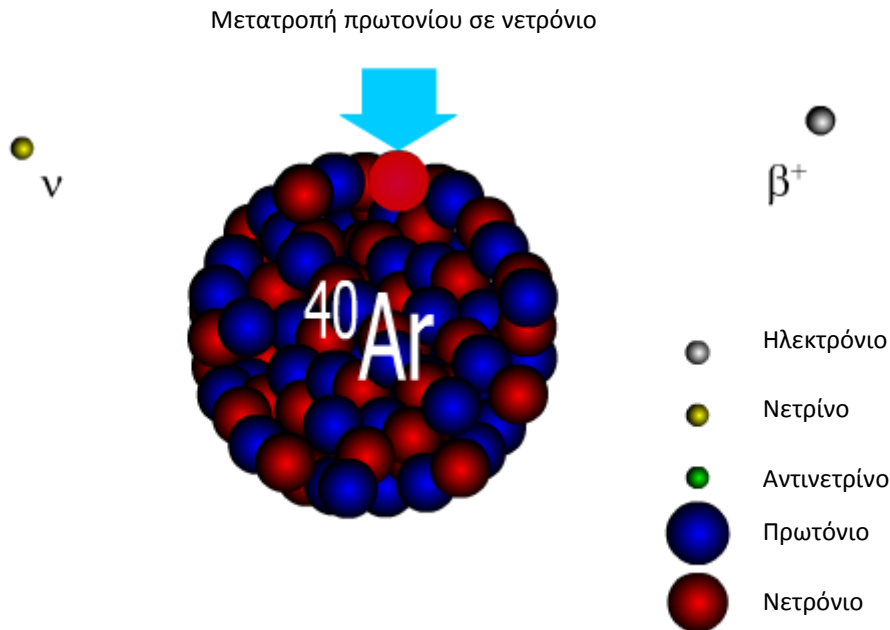
όπου $\lambda = \lambda_{EC} + \lambda_{\beta}$ και $^{40}\text{Ar}^*$: το ραδιογενές ^{40}Ar .

Η ηλικία δίδεται από την παραπάνω σχέση λύνοντας ως προς t :

$$t = \frac{1}{\lambda} \ln \left[\frac{{}^{40}\text{Ar}^*}{{}^{40}\text{K}} \left(\frac{\lambda}{\lambda_{EC}} \right) + 1 \right]$$

Μέρος του ^{40}Ar έχει ενσωματωθεί στο ορυκτό από την ατμόσφαιρα και δεν προέρχεται από τη διάσπαση του ^{40}K . Ο λόγος του $^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}$ έχει μετρηθεί και έχει σταθερή τιμή $295,5 \pm 0,5$. Για να γίνει η διόρθωση θεωρείται ότι όλο το ^{36}Ar προέρχεται από την ατμόσφαιρα. Οπότε υπολογίζεται ότι:

$$^{40}\text{Ar}^* = ^{40}\text{Ar} - 295,5 ^{36}\text{Ar}$$



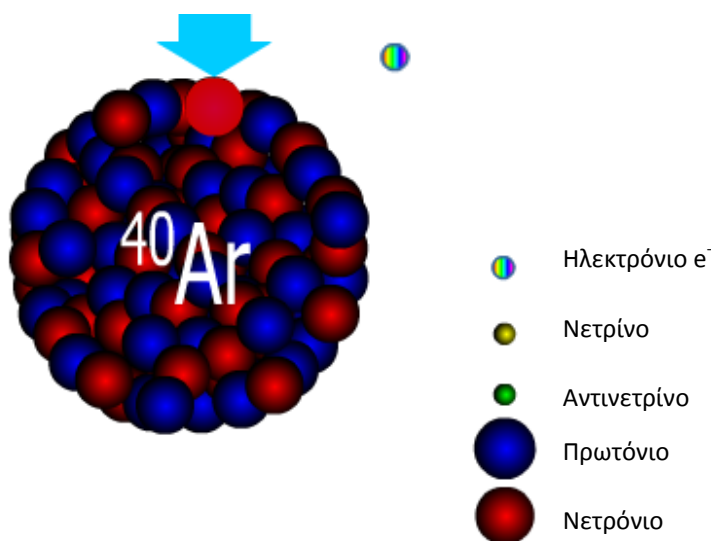
Σχήμα 4.2.2 Σχηματική απεικόνιση της μετατροπής του ^{40}K σε ^{40}Ar μέσω αποβολής β^+ .

Η ηλικία ενός ορυκτού η οποία μετράται με τη μέθοδο K-Ar δεν αποτελεί την ηλικία κρυστάλλωσης του αλλά την ηλικία κατά την οποία το ορυκτό άρχισε να συμπεριφέρεται, όσον αφορά το σύστημα του K/Ar, σαν κλειστό σύστημα. Δηλαδή, είναι η ηλικία κατά την οποία το ραδιογενές Ar που σχηματίζεται παύει να διαχέεται εκτός του κρυστάλλου και αρχίζει να συσσωρεύεται μέσα στον κρύσταλλο. Τότε είναι που ξεκινάει το «ισοτοπικό ρολόι» του ορυκτού.

Για να είναι το t η ηλικία του ορυκτού θα πρέπει να ικανοποιούνται οι εξής προϋποθέσεις (Faure & Mensing 2005):

1. Καθόλου ραδιογενές ^{40}Ar το οποίο προέρχεται από τη διάσπαση του ^{40}K δεν θα πρέπει να έχει διαφύγει από το ορυκτό καθ' όλη τη διάρκεια ζωής του.
2. Το σύστημα του ορυκτού θα πρέπει να είχε κλείσει σύντομα μετά το σχηματισμό του, το οποίο σημαίνει ότι θα έπρεπε να ψυχθεί γρήγορα μετά την κρυστάλλωση του, εκτός εάν σχηματίστηκε σε πολύ χαμηλή θερμοκρασία.
3. Καθόλου επιπρόσθετο ^{40}Ar δεν θα πρέπει να έχει διοχετευτεί κατά τη διάρκεια της ζωής του ή λόγω μεταμορφικού γεγονότος.
4. Να γίνεται η κατάλληλη διόρθωση για το ατμοσφαιρικό ^{40}Ar .
5. Το σύστημα του ορυκτού να ήταν κλειστό ως προς το ^{40}K κατά τη διάρκεια της ζωής του.
6. Η ισοτοπική σύσταση του ^{40}K στο ορυκτό να ήταν κανονική και να μην είχε αλλάξει από κλασματοποίηση ή άλλες διεργασίες εκτός από τη διάσπαση του σε ^{40}Ar .
7. Οι σταθερές διάσπασης του ^{40}K να είναι γνωστές με ακρίβεια και να μην έχουν επηρεαστεί από φυσικές ή χημικές συνθήκες του περιβάλλοντος στο οποίο υπήρχε το K από τη στιγμή της ενσωμάτωσης του στη Γη.
8. Οι συγκεντρώσεις του ^{40}Ar και του ^{40}K να έχουν καθοριστεί με ακρίβεια.

Μετατροπή πρωτονίου σε νετρόνιο



Σχήμα 4.2.3 Σχηματική απεικόνιση της μετατροπής του ^{40}K σε ^{40}Ar μέσω σύλληψης e^- .

Τα ορυκτά τα οποία χρονολογούνται με τη μέθοδο K/Ar θα πρέπει να έχουν διατηρήσει όλο το ραδιογενές Ar και δεν θα πρέπει να έχουν όπως αναφέρθηκε απώλεια Ar. Όμως η απώλεια Ar από τα ορυκτά μπορεί να συμβεί διότι το Ar είναι ένα ευγενές αέριο και επομένως δε σχηματίζει δεσμούς με άλλα άτομα στο κρυσταλλικό πλέγμα. Γενικά, η απώλεια Ar μπορεί να συμβεί στις παρακάτω περιπτώσεις (Faure & Mensing 2005):

1. Ανικανότητα του πλέγματος του ορυκτού να διατηρήσει το Ar ακόμη και σε χαμηλή θερμοκρασία και ατμοσφαιρική πίεση.
2. Μερική ή ολική τήξη των πετρωμάτων η οποία συνοδεύεται από κρυστάλλωση νέων ορυκτών από το νέο τήγμα.
3. Μεταμόρφωση σε αυξανόμενες θερμοκρασίες και πιέσεις οι οποίες έχουν αποτέλεσμα τη μερική ή ολική απώλεια Ar λόγω διάχυσης η οποία εξαρτάται από τη θερμοκρασία και τη διάρκεια του γεγονότος.
4. Αύξηση της θερμοκρασίας λόγω βαθιάς ταφής ή μεταμόρφωσης επαφής προκαλούν απώλεια Ar χωρίς οποιαδήποτε άλλη φυσική ή χημική αλλαγή στο πέτρωμα.
5. Χημική αποσάθρωση και αλλοίωση από ρευστά διαλύματα τα οποία προκαλούν όχι μόνο απώλεια Ar αλλά και αλλοίωση στη συγκέντρωση του K στα ορυκτά.
6. Διάλυση και απόθεση διαλυτών στο νερό ορυκτών όπως ο συλβίτης.
7. Μηχανική θραύση των ορυκτών, ακτινοβολία ακόμη και η υπερβολική θραύση κατά την προετοιμασία των δειγμάτων προς χρονολόγηση μπορεί να προκαλέσει μερική απώλεια Ar.

4.2.2 Περίσσεια Ar

Υπάρχουν περιπτώσεις στις οποίες τα ορυκτά μπορεί να έχουν περίσσεια Ar το οποίο δεν είναι ραδιογενές αλλά έχει άλλη πηγή. Μια τέτοια περίπτωση είναι η απορρόφηση

ατμοσφαιρικού Ar από την ατμόσφαιρα κατά την έκθεση του πετρώματος στις επιφανειακές συνθήκες. Σε αυτήν την περίπτωση όπως αναφέρθηκε παραπάνω γίνεται διόρθωση για το ατμοσφαιρικό Ar. Ένα πέτρωμα όμως μπορεί να έχει περίσσεια Ar και από άλλες πηγές όπως Ar το οποίο ήταν διαλυμένο στο μάγμα από το οποίο προήλθε και το οποίο μπορεί να προήλθε από το μανδύα της Γης ή την απώλεια αερίων παλιών καλιούχων ορυκτών του φλοιού ή από Ar το οποίο μπορεί να είχε διαχυθεί στα ορυκτά από μεταμορφικό γεγονός (Faure & Mensing 2005).

4.2.3 Η μέθοδος των ισοχρόνων

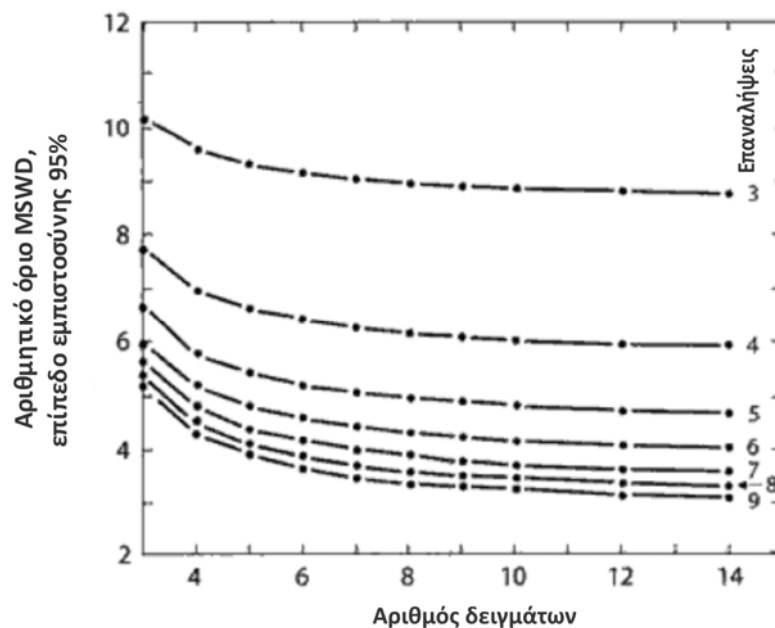
Η μέθοδος των ισοχρόνων αποτελεί μια προσπάθεια να βρεθεί η ηλικία ή η ηλικία επαναφοράς του συστήματος (απώλεια του ραδιογενούς Ar και επανεκκίνηση του «ισοτοπικού ρολογιού του ορυκτού»), ο αρχικός λόγος (π.χ $^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}$ ή $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$) μιας σειράς συγγενετικών δειγμάτων και αν το σύστημα παρέμεινε κλειστό. Κάποια δείγματα μπορεί να έχουν περίσσεια Ar ενώ άλλα απώλεια Ar. Σε τέτοιες περιπτώσεις οι ηλικίες σε μοναδικά ορυκτά δεν έχουν γεωλογικό νόημα. Αν σχηματίζεται ευθεία γραμμή ή ευθεία παλινδρόμησης, σύμφωνα με τους McIntyre et al. (1966) και York (1966), στην ισόχρονη $^{40}\text{Ar} - ^{40}\text{K}$ και τέμνει τον άξονα γ με θετική τιμή τότε συμπεραίνεται μια σταθερή τιμή περίσσειας Ar, ενώ αν η τομή είναι στο αρνητικό μέρος του άξονα γ, τότε συμπεραίνεται έλλειμμα Ar. Σε περίπτωση που σχηματίζεται καμπύλη ή τα σημεία είναι διάσπαρτα τότε συμπεραίνεται ότι οι αρχικές υποθέσεις που έγιναν για τα δείγματα δεν είναι έγκυρες. Η μέθοδος $^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar} - ^{40}\text{K}/^{36}\text{Ar}$ είναι αξιόπιστη όταν όλα τα δείγματα ενός συστήματος έχουν τον ίδιο αρχικό ισοτοπικό λόγο $^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}$. Αυτό απαιτεί ότι, είτε δεν υπάρχει περίσσεια Ar στο σύστημα ή ότι κάθε δείγμα περιέχει τον ίδιο λόγο περίσσειας και ατμοσφαιρικού Ar (Shafiqullah & Damon 1974).

Σε περίπτωση που το σύστημα έχει διαταραχθεί από αυξανόμενη θερμοκρασία ή πίεση, η μείωση του λόγου $^{40}\text{Ar}/^{40}\text{K}$ στο δείγμα θα έχει σαν αποτέλεσμα τη μείωση της ηλικίας ενώ η αύξηση του λόγου θα δώσει μεγαλύτερη ηλικία (Shafiqullah & Damon 1974).

Ορυκτά όπως το σανίδινο, ο βιοτίτης, ο μοσχοβίτης, ο νεφελίνης και το πλαγιόκλαστο μπορεί να έχουν διαφορετικές περιεκτικότητες ατμοσφαιρικού Ar, όπως για

παράδειγμα ο βιοτίτης ο οποίος συνήθως περιέχει περισσότερο ατμοσφαιρικό Ar σε σχέση με τα άλλα ορυκτά (Shafiqullah & Damon 1974).

Για να γίνει δοκιμή της ευθείας παλινδρόμησης, πόσο καλά δηλαδή αυτή προσαρμόζεται στα δείγματα, χρησιμοποιείται ο δείκτης MSWD (Mean Square of Weighted Deviates, McIntyre et al. 1966). Η αριθμητική τιμή του MSWD για ένα σύνολο αναλυτικών δεδομένων μπορεί να χρησιμοποιηθεί για να αποφασισθεί αν η διασπορά των δειγμάτων οφείλεται στα αναλυτικά σφάλματα ή οφείλεται σε γεωλογικούς παράγοντες (Wendt & Carl 1991). Στο σχήμα 4.2.3.1 παρουσιάζονται οι αποδεκτές τιμές για να είναι μια ευθεία ισόχρονη για δεδομένο αριθμό δειγμάτων και επαναλήψεων (Brooks et al. 1972). Αν για παράδειγμα μια ευθεία παλινδρόμησης με δέκα δείγματα έχει τιμή 6,0 τότε δεν αποτελεί ισόχρονη αλλά ψευδοϊσόχρονη, αυτό σημαίνει ότι υπάρχει γεωλογικό και όχι αναλυτικό σφάλμα.



Σχήμα 4.2.3.1 Αποδεκτές τιμές του MSWD (Brooks et al. 1972).

4.3 Αποτελέσματα χρονολόγησης K/Ar των ορυκτών βιοτίτη, μοσχοβίτη και K-αστρίου των πετρογραφικών τύπων του δυμαρμαρυγιακού γρανίτη, πορφυροειδούς λευκογρανίτη και λευκογρανίτη

Στην παρούσα μελέτη έγιναν συνολικά 39 χρονολογήσεις σε δείγματα των TMG, PLG και LG. Τα σημεία από τα οποία έγινε δειγματοληψία παρουσιάζονται στο σχήμα 4.3.1. Αναλυτικότερα, χρονολογήθηκαν τα ορυκτά μοσχοβίτης και βιοτίτης σε όλα τα δείγματα του PLG, μοσχοβίτης, βιοτίτης και K-άστριος στα δείγματα του TMG εκτός από τα δείγματα STH-400 και STH-401 στα οποία χρονολογήθηκαν μόνο ο βιοτίτης και ο K-άστριος λόγω μικρής περιεκτικότητας σε μοσχοβίτη και μοσχοβίτης, βιοτίτης και K-άστριος στα δείγματα του LG. Στον πίνακα 4.3.1 παρουσιάζονται τα αποτελέσματα της χρονολόγησης K/Ar. Συγκεκριμένα παρουσιάζεται η συγκέντρωση του ^{40}K σε % κατά βάρος, η συγκέντρωση του ραδιογενούς ^{40}Ar σε κυβικά εκατοστά σε σταθερή θερμοκρασία και πίεση, το ποσοστό του ραδιογενούς ^{40}Ar επί του συνολικού, η ηλικία σε εκατομμύρια χρόνια όπως υπολογίστηκε από τις σχέσεις της παραγράφου 4.2 και το σφάλμα της ηλικίας.

Τα δείγματα του TMG STH-1, STH-100, STH-162 και STH-400 όλων των ορυκτών έχουν δώσει ικανοποιητικά αποτελέσματα. Βάσει της περιεκτικότητας των δειγμάτων αυτών σε ^{40}K και ^{40}Ar καθώς και του ποσοστού του ραδιογενούς ^{40}Ar ($^{40}\text{Ar}_{\text{rad}}$) που περιέχουν θεωρούνται άκρως ικανοποιητικά.

Όσον αφορά τα αποτελέσματα του βιοτίτη των δειγμάτων STH-170 και STH-400 τα αποτελέσματα δεν θεωρούνται ικανοποιητικά. Η περιεκτικότητα σε ^{40}Ar είναι πολύ χαμηλή και δεν συνάδει με τα υπόλοιπα αποτελέσματα. Η χαμηλή αυτή περιεκτικότητα θα μπορούσε να υποδηλώνει μικρότερη ηλικία ή μεγαλύτερη ένταση ενός θερμικού γεγονότος επιλεκτικά στην ευρύτερη περιοχή του συγκεκριμένου δείγματος. Η παραπάνω υπόθεση όμως δεν θα μπορούσε να ισχύει λόγω του χαμηλού ποσοστού σε $^{40}\text{Ar}_{\text{rad}}$. Όταν το ποσοστό του ραδιογενούς ^{40}Ar στο δείγμα είναι πολύ χαμηλό τότε η ηλικία των δειγμάτων εμφανίζεται νεότερη (Wörner et al. 2000, Panter et al. 2006). Η εκτεταμένη «μόλυνση» ενός δείγματος γίνεται εμφανής από την περιεκτικότητα σε ατμοσφαιρικό ^{40}Ar (Πιν. 4.3.2) κάτι το οποίο ισχύει για τα δείγματα STH-170 και STH-400. Η «μόλυνση» των δειγμάτων αυτών σχετίζεται είτε με την αλλοίωση του δείγματος λόγω φυσικών παραγόντων και γεωλογικών διαδικασιών στη φύση είτε λόγω προσμίξεων στο δείγμα.

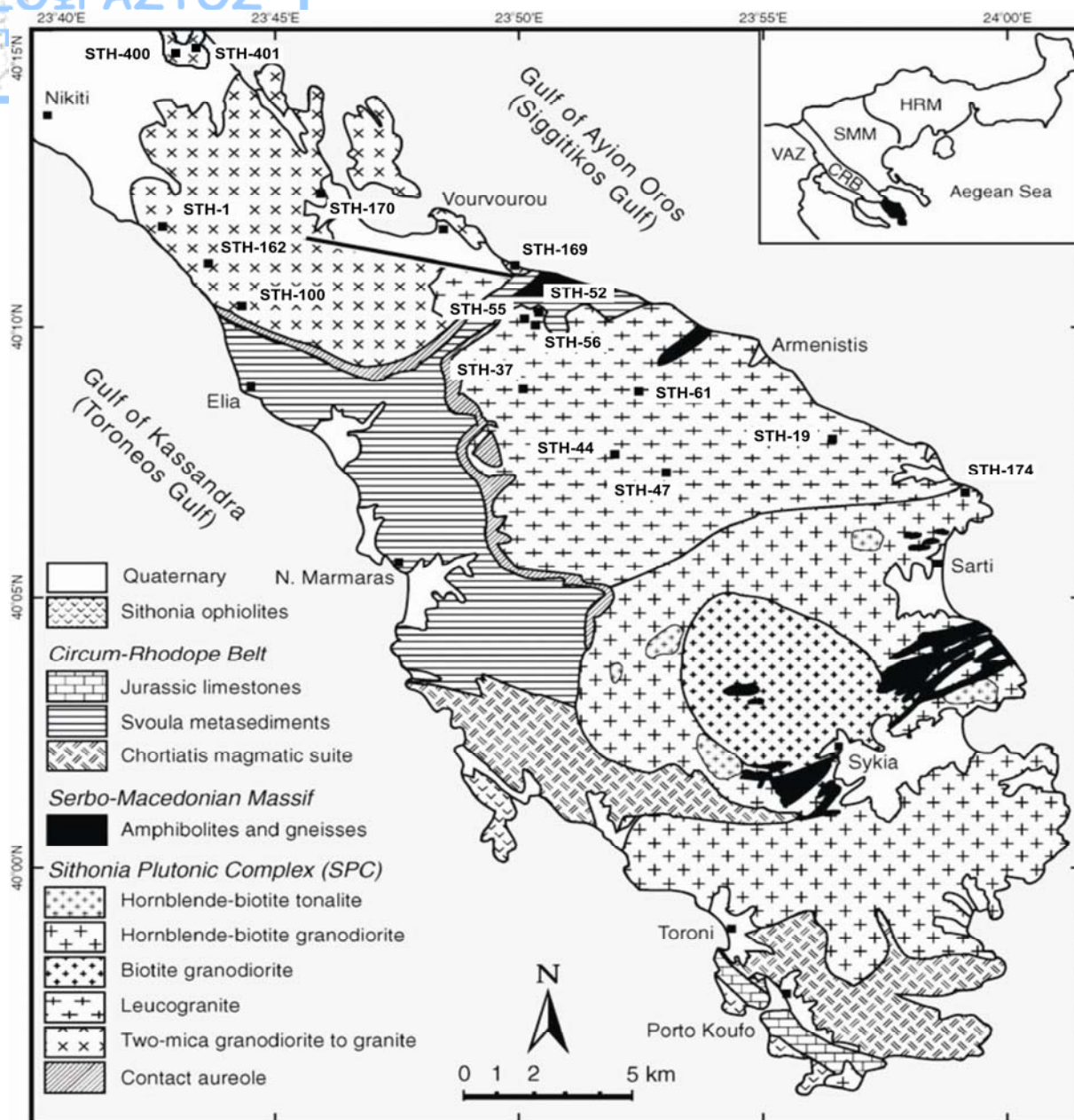
Τα αποτελέσματα των δειγμάτων του PLG STH-44, STH-47, STH-56 και STH-61 θεωρούνται αξιόπιστα βάσει της περιεκτικότητας των δειγμάτων αυτών σε ^{40}K και ^{40}Ar καθώς και του ποσοστού του ραδιογενούς ^{40}Ar ($^{40}\text{Ar}_{\text{rad}}$).

Τα δείγματα STH-19 και STH-55 παρουσιάζουν μικρό ποσοστό ραδιογενούς ^{40}Ar για το βιοτίτη, οπότε και αποκλείονται από τα δείγματα τα οποία θεωρούνται ικανοποιητικά. Στο STH-19 το ποσοστό του ραδιογενούς ^{40}Ar δεν θεωρείται πάρα πολύ μικρό, είναι όμως μικρότερο σε σχέση με αυτό των υπόλοιπων δειγμάτων και γι' αυτό το λόγο δίνει μικρότερη ηλικία. Ιδιαίτερα το δείγμα STH-55 παρουσιάζει πολύ μικρό ποσοστό ραδιογενούς ^{40}Ar όπως αντίστοιχα παρουσίαζαν οι βιοτίτες των δειγμάτων STH-170 και STH-400 του TMG.

Στον βιοτίτη του δείγματος STH-37, παρουσιάζεται μια συμπεριφορά διαφορετική από αυτή των υπολοίπων δειγμάτων. Η περιεκτικότητα του σε ^{40}K είναι πολύ χαμηλή γεγονός που καθιστά τα αποτελέσματα από το βιοτίτη του δείγματος αυτού από τα μη ικανοποιητικά. Η αλλοίωση της περιεκτικότητας σε ^{40}K σε ένα δείγμα μπορεί να προκληθεί είτε από αλλοίωση από διαλύματα είτε από προσμίξεις στο δείγμα.

Τα αποτελέσματα των δειγμάτων του LG παρουσιάζουν μεγάλες ανωμαλίες. Βλέποντας τις ηλικίες που έχουν υπολογισθεί, είναι εμφανές ότι τα αποτελέσματα αυτά είτε είναι μη ικανοποιητικά ή τα ορυκτά έχουν υποστεί μεταβολές και έχουν ακολουθήσει διαφορετική εξέλιξη από τα ορυκτά των άλλων δύο πετρογραφικών τύπων. Στο δείγμα STH-52 η ηλικία του μοσχοβίτη (38,53) εμφανίζεται μικρότερη από αυτήν του βιοτίτη (40,69) κάτι το οποίο δεν μπορεί να συμβαίνει, όμως η ανάλυση είναι ικανοποιητική. Στο δείγμα STH-169 ο βιοτίτης έχει πολύ μικρό ποσοστό σε ραδιογενές Ar οπότε και η ηλικία δεν θεωρείται ικανοποιητική. Στο δείγμα STH-169 η ηλικία του K-αστρίου εμφανίζεται μεγαλύτερη από αυτήν του βιοτίτη και στο δείγμα STH-174 η ηλικία του K-αστρίου είναι κατά πολύ μεγαλύτερη από την ηλικία του βιοτίτη του οποίου η ηλικία είναι υπέρ του δέοντος μικρή.

Αυτή η ηλικία του βιοτίτη σαφώς και δεν είναι ικανοποιητική λόγω του πολύ μικρού ποσοστού ραδιογενούς Ar καθώς και της περιεκτικότητας σε ^{40}K . Παρατηρείται, ότι σε αντίθεση με τα αποτελέσματα των άλλων πετρογραφικών τύπων τα οποία θεωρήθηκαν ικανοποιητικά, το ποσοστά σε ραδιογενές ^{40}Ar είναι εμφανώς μικρότερα και όσο μικρότερα είναι τόσο μικρότερη είναι και η ηλικία τους με εξαίρεση τον μοσχοβίτη του δείγματος STH-169 και του K-αστρίου και των τριών δειγμάτων του οποίου τα αποτελέσματα εμφανίζονται ανεπηρέαστα και θεωρούνται ικανοποιητικά.



Σχήμα 4.3.1. Τροποποιημένος σχηματικός γεωλογικός χάρτης του πλουτωνικού συμπλέγματος της Σιθωνίας κατά Christofides et al. (2007) με τα σημεία δειγματοληψίας.

Πίνακας 4.3.1 Αποτελέσματα χρονολόγησης K/Ar

	Δείγμα	Ορυκτό	⁴⁰ K	⁴⁰ Ar _{rad}	⁴⁰ Ar _{rad}	Ηλικία K/Ar	±	
			(%)	(ccSTP/g)	(%)(r)	(Ma)		
TMG	STH-1	Μοσχοβίτης	8,26	1,60E-05	84,3	49,15	1,51	
		Βιοτίτης	7,45	1,33E-05	78,6	45,32	1,41	
		K-άστριος	9,23	1,40E-05	89,2	38,56	1,17	
	STH-100	Μοσχοβίτης	8,74	1,65E-05	90,6	47,77	1,45	
		Βιοτίτης	7,73	1,40E-05	86,9	45,84	1,40	
		K-άστριος	11,76	2,01E-05	91,4	43,52	1,32	
	STH-162	Μοσχοβίτης	8,53	1,63E-05	89,1	48,62	1,48	
		Βιοτίτης	7,50	1,41E-05	79,4	47,62	1,47	
		K-άστριος	11,19	1,87E-05	94,1	42,39	1,28	
	STH-170	Μοσχοβίτης	8,73	1,60E-05	86,0	46,42	1,42	
		Βιοτίτης	7,40	1,16E-05	59,4	39,83	1,31	*
		K-άστριος	9,87	1,50E-05	93,1	38,70	1,17	
PLG	STH-400	Βιοτίτης	7,41	1,03E-05	57,0	35,25	1,20	*
		K-άστριος	9,16	1,33E-05	89,7	36,96	1,12	
	STH-401	Βιοτίτης	7,52	1,38E-05	87,1	46,47	1,42	
		K-άστριος	9,71	1,55E-05	88,1	40,63	1,24	
	STH-19	Μοσχοβίτης	8,59	1,48E-05	85,7	43,81	1,34	
		Βιοτίτης	7,41	1,01E-05	70,6	34,69	1,11	*
	STH-37	Μοσχοβίτης	8,85	1,54E-05	85,4	44,29	1,36	
		Βιοτίτης	6,04	8,63E-06	80,4	36,38	1,13	*
	STH-44	Μοσχοβίτης	8,50	1,47E-05	87,2	43,87	1,34	
		Βιοτίτης	7,42	1,19E-05	86,9	40,64	1,24	
	STH-47	Μοσχοβίτης	8,53	1,45E-05	86,4	43,17	1,32	
		Βιοτίτης	7,60	1,17E-05	83,6	39,33	1,21	
	STH-55	Μοσχοβίτης	8,87	1,51E-05	86,7	43,28	1,32	
		Βιοτίτης	8,00	1,01E-05	58,6	32,19	1,09	*
	STH-56	Μοσχοβίτης	9,12	1,60E-05	87,7	44,59	1,36	
		Βιοτίτης	7,10	1,20E-05	82,5	42,91	1,32	
	STH-61	Μοσχοβίτης	8,78	1,53E-05	87,5	44,32	1,35	
		Βιοτίτης	7,54	1,20E-05	88,1	40,51	1,23	
LG	STH-52	Μοσχοβίτης	8,87	1,34E-05	76,0	38,53	1,21	
		Βιοτίτης	7,14	1,14E-05	74,4	40,69	1,27	
		K-άστριος	11,70	1,83E-05	87,9	39,86	1,22	
	STH-169	Μοσχοβίτης	8,74	1,61E-05	81,4	46,66	1,44	
		Βιοτίτης	7,92	1,16E-05	68,0	37,14	1,19	*
		K-άστριος	11,42	1,79E-05	92,5	39,93	1,21	
	STH-174	Μοσχοβίτης	8,08	1,29E-05	79,0	40,75	1,26	
		Βιοτίτης	6,78	3,96E-06	29,6	14,96	0,75	*
		K-άστριος	10,83	1,65E-05	86,5	38,84	1,19	

* Μη ικανοποιητικά αποτελέσματα

Πίνακας 4.3.2 Υπολογισμός ατμοσφαιρικού ^{40}Ar και των λόγων K/Ar

Πετρογρ. Τύπος	Δείγμα	Ορυκτό	$^{40}\text{Ar}_{\text{atm}}$ (ccSTP/g)	^{36}Ar (ccSTP/g)	Ar_{total} (ccSTP/g)	$^{40}\text{K}/^{36}\text{Ar}$	$^{40}\text{Ar}_{\text{total}}/^{36}\text{Ar}$
TMG	STH-1	Μοσχοβίτης	2,47E-06	8,36E-09	1,73E-05	1,03E+09	2,07E+03
		Βιοτίτης	4,20E-06	1,42E-08	1,43E-05	5,21E+08	1,01E+03
		Κ-άστριος	2,64E-06	8,92E-09	1,81E-05	9,92E+08	2,02E+03
	STH-100	Μοσχοβίτης	2,10E-06	7,12E-09	1,07E-05	8,48E+08	1,51E+03
		Βιοτίτης	2,15E-06	7,29E-09	1,68E-05	1,17E+09	2,31E+03
		Κ-άστριος	1,79E-06	6,05E-09	1,36E-05	1,23E+09	2,26E+03
	STH-162	Μοσχοβίτης	2,28E-06	7,72E-09	1,68E-05	1,11E+09	2,17E+03
		Βιοτίτης	2,30E-06	7,80E-09	1,40E-05	9,75E+08	1,80E+03
		Κ-άστριος	2,32E-06	7,84E-09	1,74E-05	1,13E+09	2,22E+03
	STH-170	Μοσχοβίτης	7,14E-06	2,41E-08	1,72E-05	3,31E+08	7,14E+02
		Βιοτίτης	2,25E-06	7,60E-09	1,83E-05	1,20E+09	2,40E+03
		Κ-άστριος	2,54E-06	8,60E-09	1,45E-05	8,25E+08	1,69E+03
	STH-400	Βιοτίτης	2,19E-06	7,40E-09	1,75E-05	1,19E+09	2,36E+03
		Κ-άστριος	1,62E-06	5,49E-09	1,36E-05	1,37E+09	2,48E+03
	STH-401	Βιοτίτης	2,98E-06	1,01E-08	1,90E-05	8,20E+08	1,88E+03
		Κ-άστριος	3,62E-06	1,22E-08	1,69E-05	6,08E+08	1,38E+03
PLG	STH-19	Μοσχοβίτης	1,69E-06	5,73E-09	1,57E-05	1,61E+09	2,74E+03
		Βιοτίτης	1,71E-06	5,78E-09	1,82E-05	1,51E+09	3,14E+03
	STH-37	Μοσχοβίτης	2,10E-06	7,12E-09	1,61E-05	1,09E+09	2,26E+03
		Βιοτίτης	1,89E-06	6,41E-09	2,20E-05	1,83E+09	3,44E+03
	STH-44	Μοσχοβίτης	2,00E-06	6,76E-09	1,83E-05	1,26E+09	2,71E+03
		Βιοτίτης	3,65E-06	1,24E-08	1,77E-05	6,07E+08	1,43E+03
	STH-47	Μοσχοβίτης	1,17E-06	3,96E-09	1,98E-05	2,83E+09	5,01E+03
		Βιοτίτης	2,60E-06	8,79E-09	1,86E-05	9,93E+08	2,11E+03
	STH-55	Μοσχοβίτης	7,92E-06	2,68E-08	1,95E-05	2,76E+08	7,28E+02
		Βιοτίτης	1,11E-06	3,76E-09	1,61E-05	2,62E+09	4,28E+03
	STH-56	Μοσχοβίτης	7,73E-06	2,62E-08	1,80E-05	2,83E+08	6,87E+02
		Βιοτίτης	1,53E-06	5,16E-09	1,48E-05	1,77E+09	2,87E+03
	STH-61	Μοσχοβίτης	2,04E-06	6,90E-09	1,58E-05	1,09E+09	2,29E+03
		Βιοτίτης	2,09E-06	7,09E-09	1,76E-05	1,37E+09	2,48E+03
LG	STH-52	Μοσχοβίτης	4,24E-06	1,44E-08	1,77E-05	6,18E+08	1,23E+03
		Βιοτίτης	3,93E-06	1,33E-08	1,53E-05	5,37E+08	1,15E+03
		Κ-άστριος	2,52E-06	8,54E-09	2,09E-05	1,37E+09	2,44E+03
	STH-169	Μοσχοβίτης	3,67E-06	1,24E-08	1,97E-05	7,04E+08	1,59E+03
		Βιοτίτης	5,44E-06	1,84E-08	1,70E-05	4,30E+08	9,23E+02
		Κ-άστριος	1,45E-06	4,92E-09	1,94E-05	2,32E+09	3,94E+03
	STH-174	Μοσχοβίτης	3,44E-06	1,16E-08	1,64E-05	6,94E+08	1,41E+03
		Βιοτίτης	1,12E-05	3,79E-08	1,52E-05	1,79E+08	4,00E+02
		Κ-άστριος	2,58E-06	8,73E-09	1,91E-05	1,24E+09	2,19E+03

4.4 Επεξεργασία και εκτίμηση των αποτελεσμάτων με τη βοήθεια της μεθόδου των

Οι αρχές της μεθόδου των ισοχρόνων αναφέρθηκαν παραπάνω στο κεφάλαιο 4.2.3. Βάσει αυτών των αρχών η χρήση των ισοχρόνων μπορεί να γίνει πολύ χρήσιμο εργαλείο στην μελέτη της εξέλιξης μιας σειράς συγγενετικών δειγμάτων. Στην παρούσα μελέτη θα παρουσιασθούν ισόχρονες δύο και τριών ορυκτών (για όσα δείγματα χρονολογήθηκε και ο Κ-άστριος) για κάθε δείγμα ξεχωριστά και ισόχρονες ενός ορυκτού για όλα ή τα περισσότερα δείγματα ενός πετρογραφικού τύπου.

Δεδομένου ότι η ηλικία των πετρογραφικών τύπων έχει δοθεί από τους Christofides et al. (1990) με Rb/Sr και τους Alagna et al. (2008) με U-Pb, μέθοδοι η οποίοι είναι οι πιο αξιόπιστοι για τον υπολογισμό της ηλικίας, η μέθοδος των ισοχρόνων στην παρούσα μελέτη βοηθά στην εξαγωγή συμπερασμάτων όσον αφορά τις διαταραχές του ισοτοπικού συστήματος των ορυκτών και όχι στον υπολογισμό της ηλικίας. Επίσης, τα αποτελέσματα της μελέτης των Christofides et al. (1990) θα χρησιμοποιηθούν σε συνδυασμό με τα αποτελέσματα K/Ar.

Στα διαγράμματα των σχημάτων 4.4.1, 4.4.3, 4.4.5, 4.4.7, 4.4.9 και 4.4.10, παρουσιάζονται ευθείες παλινδρόμησης του TMG για τα δείγματα STH-1, STH-100, STH-162, STH-170, STH-400 και STH-401 αντίστοιχα. Η πρώτη και η δεύτερη ισόχρονη είναι η ^{40}K - ^{40}Ar και η $^{40}\text{K}/^{36}\text{Ar}$ - $^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}$ αντίστοιχα, για τα δύο από τα ορυκτά του TMG, βιοτίτη και μοσχοβίτη και βιοτίτη Κ-αστρίου για τα δείγματα STH-400 και STH-401. Για τα ορυκτά στα οποία έχει χρονολογηθεί και ο Κ-άστριος παρουσιάζονται και οι ευθείες παλινδρόμησης ^{40}K - ^{40}Ar και $^{40}\text{K}/^{36}\text{Ar}$ - $^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}$ στα σχήματα 4.4.2, 4.4.4, 4.4.6 και 4.4.8 για τα δείγματα STH-1, STH-100, STH-162, STH-170 αντίστοιχα, για τα ορυκτά βιοτίτη, μοσχοβίτη και Κ-άστριο. Για την παρουσίαση των ευθειών παλινδρόμησης $^{40}\text{K}/^{36}\text{Ar}$ - $^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}$ είναι απαραίτητος ο υπολογισμός των ^{36}Ar και ^{40}Ar (ολικό). Τα αποτελέσματα παρουσιάζονται στον πίνακα 4.3.2 του προηγούμενου κεφαλαίου. Ο λόγος που γίνεται αυτή η αναπαράσταση των ισοχρόνων με δύο αρχικά και με τρία ορυκτά στη συνέχεια είναι ότι με αυτόν το τρόπο δίδεται η ευκαιρία να γίνει εμφανής ο ρόλος που παίζει ο Κ-άστριος στο σύστημα και πώς το επηρεάζει. Σε αυτό το σημείο θα πρέπει να αναφερθεί ότι στην πραγματικότητα η ευθεία παλινδρόμησης δύο ορυκτών δεν αποτελεί ισόχρονη σύμφωνα με τις αρχές της μεθόδου,

όπου τα σημεία της ευθείας θα πρέπει να είναι τουλάχιστον τρία, όμως συνολικά μπορούν να δώσουν μια εικόνα για την κατάσταση του συστήματος.

Παρατηρείται ότι όλες οι ευθείες παλινδρόμησης ^{40}K - ^{40}Ar που σχεδιάστηκαν για τα ορυκτά βιοτίτη και μοσχοβίτη σε κάθε δείγμα του διμαρμαρυγιακού γρανίτη παρουσιάζουν αρνητική τομή με τον άξονα γ μικρής τιμής, με εξαίρεση το δείγμα STH-401 που παρουσιάζει πολύ υψηλό ^{40}Ar και το δείγμα STH-162 του οποίου η τιμή, μέσα στα όρια του αναλυτικού λάθους, θα μπορούσε να θεωρηθεί ότι βρίσκεται κοντά στο 0. Η αρνητική τομή με τον άξονα γ σημαίνει για το σύστημα των ορυκτών απώλεια σε $^{40}\text{Ar}_{\text{rad}}$. Η απώλεια αυτή μπορεί να προέρχεται και από τα δύο ορυκτά λόγω κάποιου νεότερου θερμικού επεισοδίου που διατάραξε τα ορυκτά ή μόνο από το βιοτίτη ο οποίος σε περίπτωση αύξησης της θερμοκρασίας είναι ο πρώτος σε αυτήν την περίπτωση που επηρεάζεται. Οι Christofides et al. (1990) είχαν επισημάνει ένα τέτοιο γεγονός σχολιάζοντας τα αποτελέσματα της χρονολόγησης με Rb/Sr.

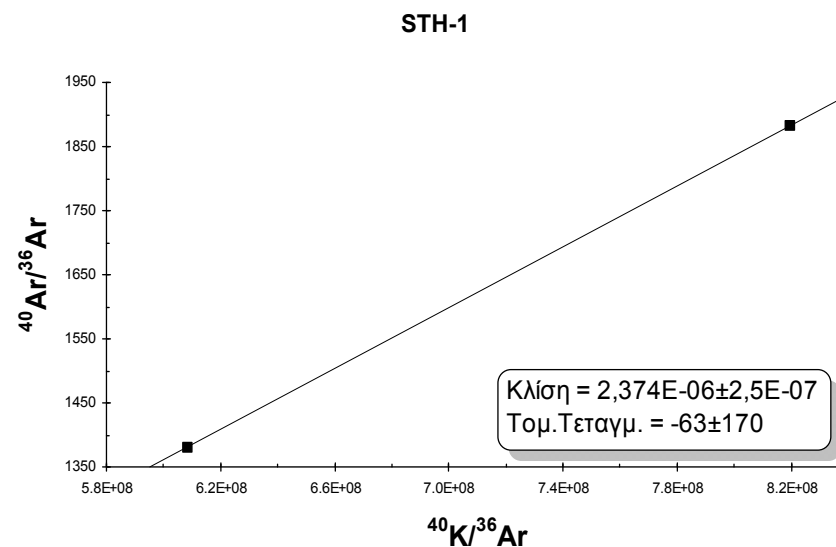
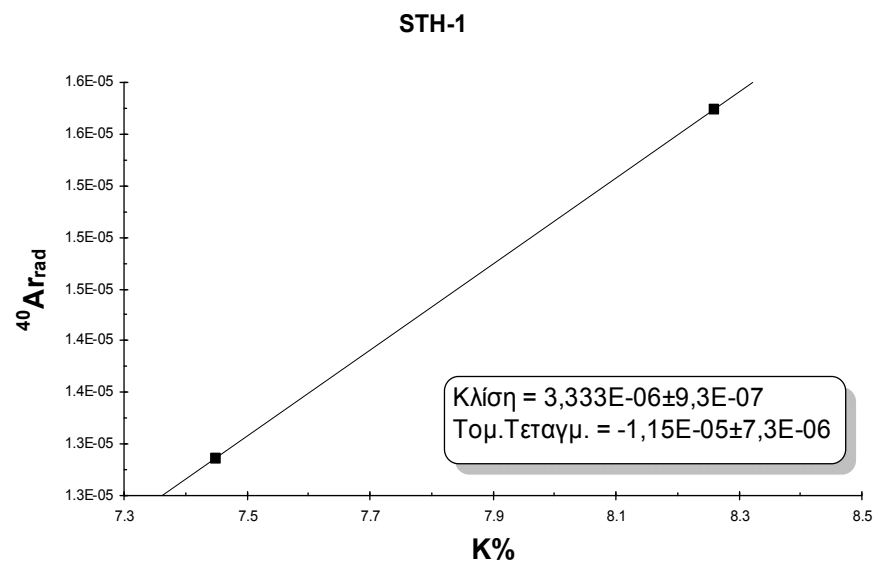
Όσον αφορά τον αρχικό λόγο $^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}$ στις ισόχρονες $^{40}\text{K}/^{36}\text{Ar}$ - $^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}$ για τα ορυκτά βιοτίτη και μοσχοβίτη του TMG η εικόνα είναι λίγο διαφορετική. Σε πολλά δείγματα ο λόγος είναι πολύ χαμηλός σε κάποια ψηλότερος και στην περίπτωση των δειγμάτων STH-162 και STH-400 ο λόγος μπορεί να θεωρηθεί, μέσα στα όρια του αναλυτικού σφάλματος, παρόμοιος με τον ατμοσφαιρικό λόγο $^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}$ που είναι 295,5. Η ανομοιογένεια μπορεί να υποδεικνύει ότι οτιδήποτε επηρέασε το σύστημα των ορυκτών δεν έδρασε με την ίδια ένταση σε όλο το πλουτωνίτη.

Οι ισόχρονες που περιλαμβάνουν και τα τρία ορυκτά βιοτίτη, μοσχοβίτη και K-άστριο για τα δείγματα του διμαρμαρυγιακού γρανίτη παρουσιάζονται στα διαγράμματα των σχημάτων 4.2.2, 4.2.4, 4.2.6 και 4.2.8 για τα δείγματα STH-1, STH-100, STH-162 και STH-170 αντίστοιχα. Παρέχουν μια πιο ξεκάθαρη εικόνα σχετικά με την εξέλιξη των δειγμάτων του TMG. Παρατηρείται ότι μετά την προσθήκη του K-αστρίου στις ευθείες των ισοχρόνων η χάραξη των ευθειών καθίσταται αδύνατη. Η μικρότερη τιμή του MSWD (Mean Square Of Weighted Deviates) είναι 24 στην ευθεία ^{40}K - ^{40}Ar του δείγματος STH-100 κάτι το οποίο δεν σημαίνει βέβαια ότι η ευθεία είναι ισόχρονη. Σύμφωνα με τους McIntyre et al. (1966) η ευθεία παλινδρόμησης που σχηματίζεται με τρία δείγματα για να έχει πιθανότητα εγκυρότητας θα πρέπει το MSWD να είναι το πολύ 10. Είναι λοιπόν αδύνατο να είναι ισόχρονες αυτές οι ευθείες οπότε και θεωρούνται ψευδοϊσόχρονες. Η αδυναμία

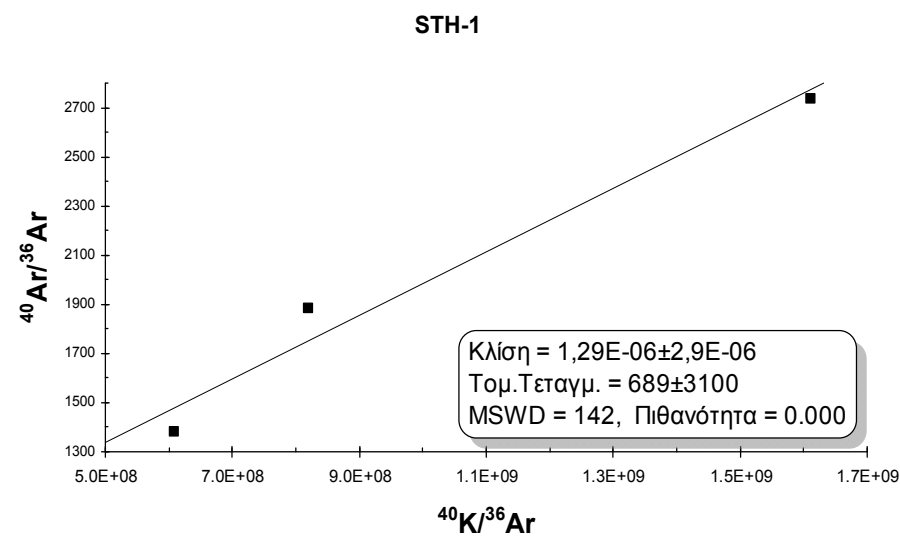
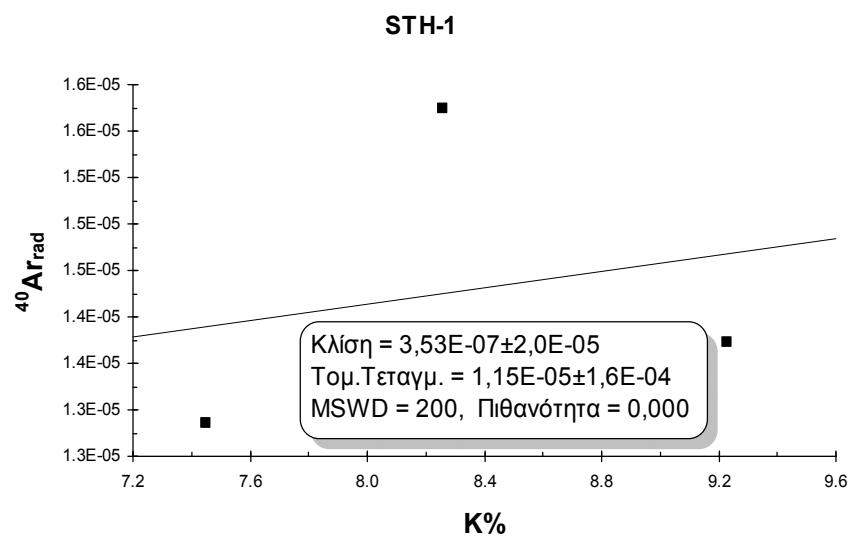
προσαρμογής ευθείας με αποτέλεσμα τη χάραξη ψευδοϊσόχρονης δείχνει σαφή παρουσία γεωλογικού λάθους οπότε και διαταραχή του ισοτοπικού συστήματος των ορυκτών.

Στα σχήματα 4.4.11 έως 4.4.16 παρουσιάζονται οι ισόχρονες των δειγμάτων STH-19 έως STH-61 αντίστοιχα, για τα ορυκτά βιοτίτη και μοσχοβίτη του PLG. Παρόμοια εικόνα με αυτήν του TMG παρατηρείται και στα δείγματα του PLG. Σε όλα τα δείγματα η τομή της ευθείας με τον άξονα y είναι αρνητική και επομένως παρουσιάζουν απώλεια $^{40}\text{Ar}_{\text{rad}}$ το οποίο όπως είναι λογικό μόνο στα δείγματα των οποίων η χρονολόγηση κρίθηκε μη ικανοποιητική, η αρνητική τιμή είναι μεγαλύτερη. Το ίδιο ισχύει και για την περίπτωση των διαγραμμάτων $^{40}\text{K}/^{36}\text{Ar}$ - $^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}$ όπου ο αρχικός λόγος $^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}$ σε κάποια δείγματα είναι πολύ χαμηλός ενώ σε άλλα πολύ υψηλός. Όπως συμβαίνει και στον PLG ο αρχικός λόγος μεταξύ των δειγμάτων δεν έχει κανονικότητα αλλά παρουσιάζει μεγάλες διακυμάνσεις. Η ίδια εικόνα παρατηρήθηκε και παραπάνω στον TMG. Λόγω των μεγάλων διακυμάνσεων του αρχικού λόγου, μπορεί να υποθεθεί ότι οτιδήποτε επηρέασε το σύστημα τον ορυκτών δεν έδρασε με την ίδια ένταση σε όλη την έκταση των PLG και TMG.

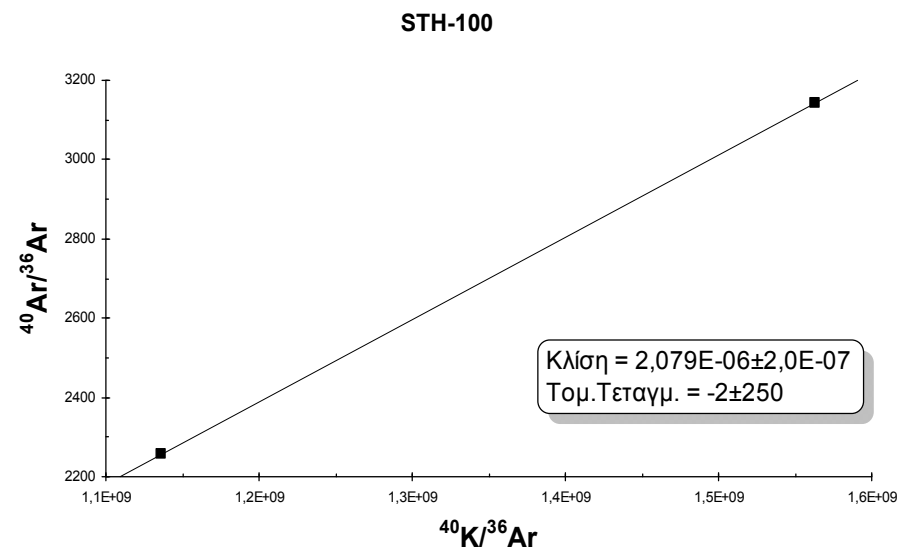
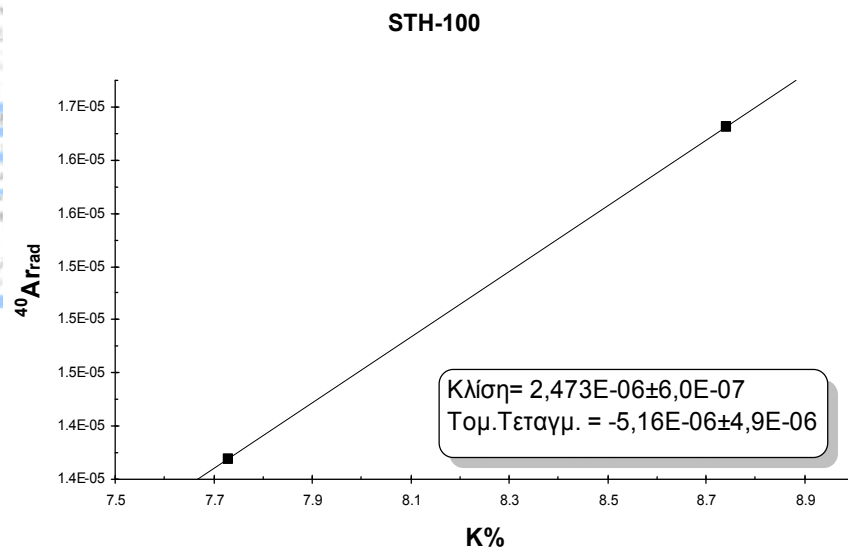
Στα σχήματα 4.4.17 έως 4.4.19 παρουσιάζονται οι ισόχρονες των δειγμάτων του λευκογρανίτη STH-52, STH-169 και STH-174 αντίστοιχα. Αν και είναι πολύ μικρής σημασίας οι ισόχρονες δύο ορυκτών, στις περιπτώσεις του TMG και PLG συνεισφέρουν μερικώς στα αποτελέσματα ιδιαίτερα σε συνδυασμό με τις ισόχρονες και των τριών ορυκτών. Παρ'όλα αυτά, στην περίπτωση του LG δεν θα χρησιμοποιηθούν καθόλου διότι είναι άνευ σημασίας λόγω της μεγάλης ανωμαλίας που παρουσιάζονται στα αποτελέσματα της χρονολόγησης των δειγμάτων του LG όπως αναφέρθηκε παραπάνω στο κεφάλαιο 4.3. Φαίνεται, ότι το σύστημα των ορυκτών του λευκογρανίτη διαταράχθηκε με τρόπο διαφορετικό από των παραπάνω γρανιτών. Αυτό δείχνουν κυρίως οι ηλικίες. Στόχος της δημιουργίας των ευθειών παλινδρόμησης τριών ορυκτών, ήταν η διαπίστωση της πιθανότητας ότι το γεγονός το οποίο επηρέασε το σύστημα αυτό να ήταν ομοιογενές για όλη την έκταση του LG. Όπως φαίνεται όμως τίποτα από αυτά δεν ισχύει. Οι ευθείες των δειγμάτων STH-169 και STH-174 είναι οπωσδήποτε ψευδοϊσόχρονες και στην περίπτωση του δείγματος STH-52 η πιθανότητα να είναι ισόχρονη είναι ελάχιστη οπότε δεν λαμβάνεται υπόψη ιδιαίτερα λόγω και της πολύ μικρής ηλικίας του μοσχοβίτη.



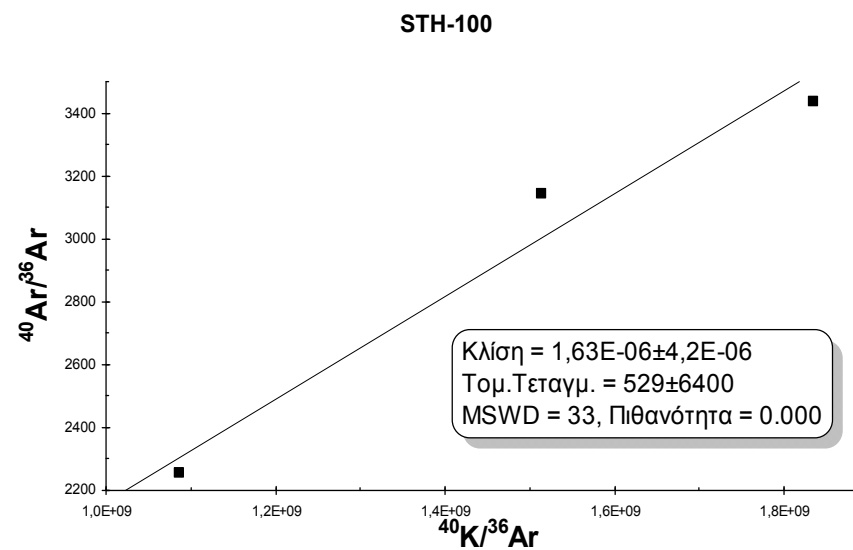
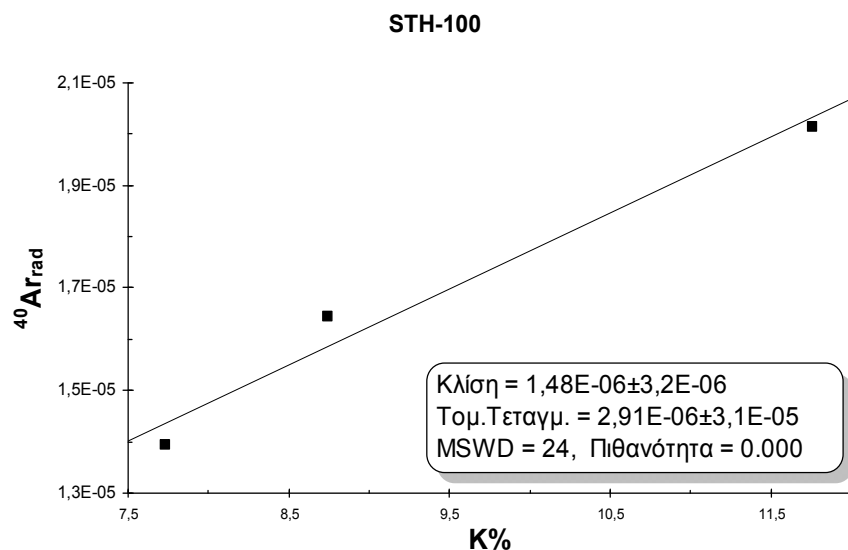
Σχήμα 4.4.1 Διαγράμματα ισοχρόνων βιοτίτη-μοσχοβίτη του STH-1



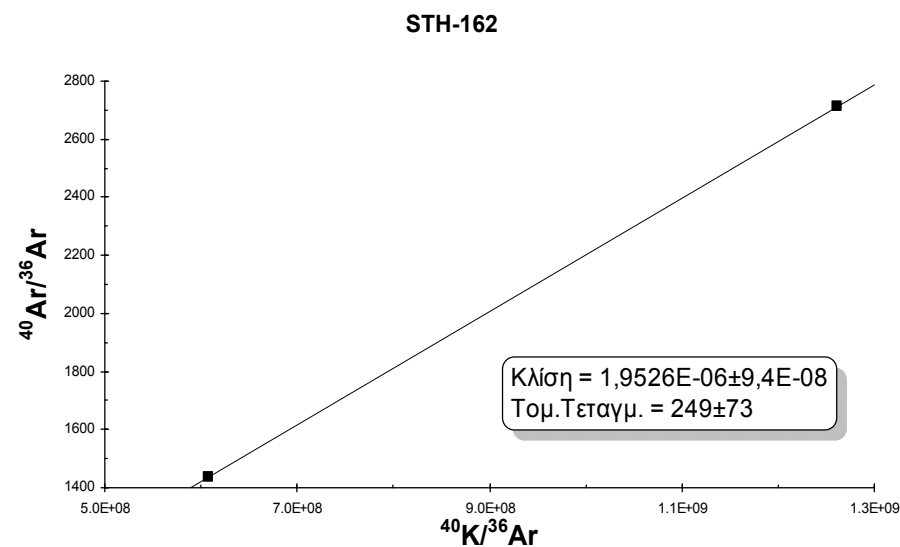
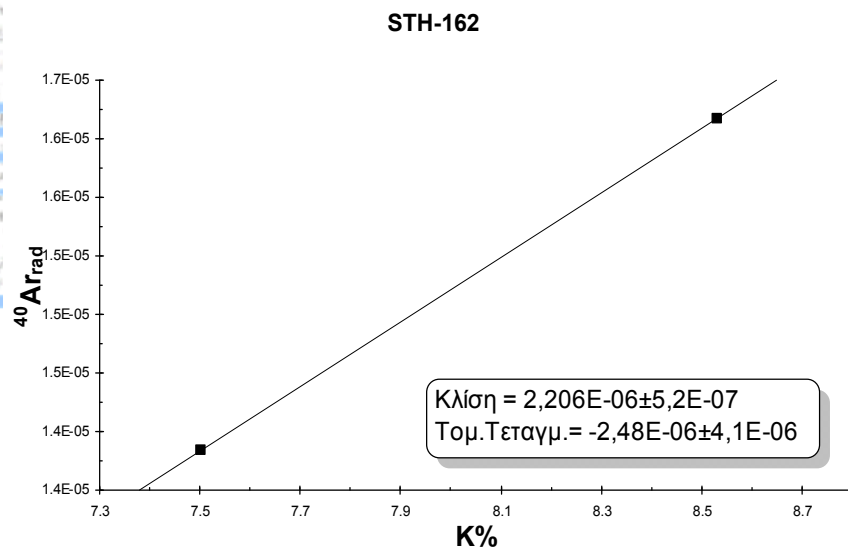
Σχήμα 4.4.2 Διαγράμματα ισοχρόνων βιοτίτη-μοσχοβίτη-K-αστρίου του STH-1



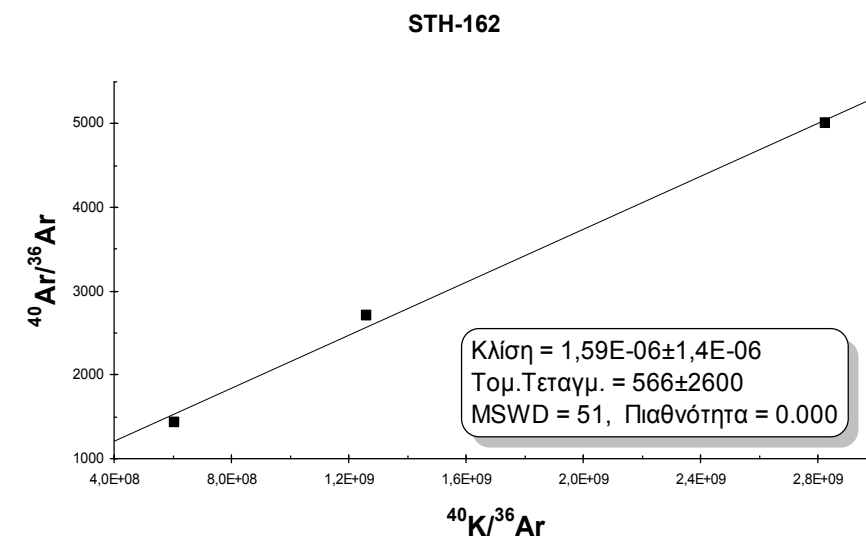
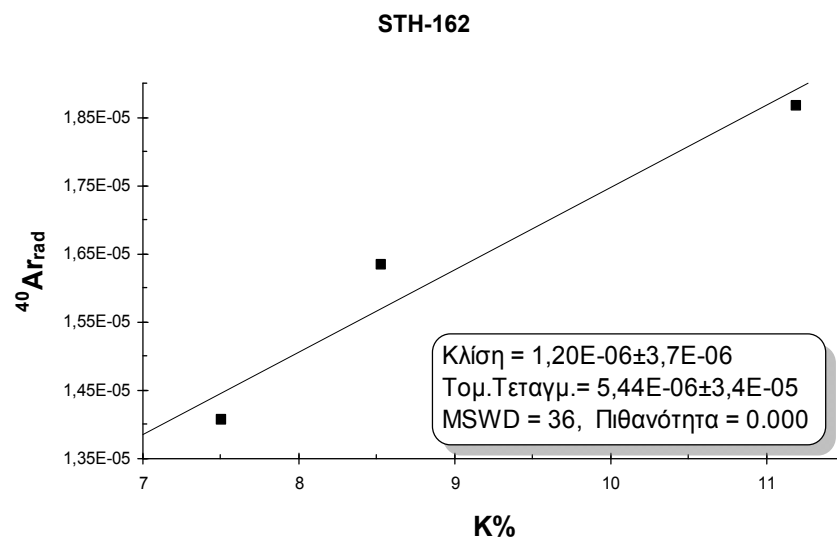
Σχήμα 4.4.3 Διαγράμματα ισοχρόνων βιοτίτη-μοσχοβίτη του STH-100



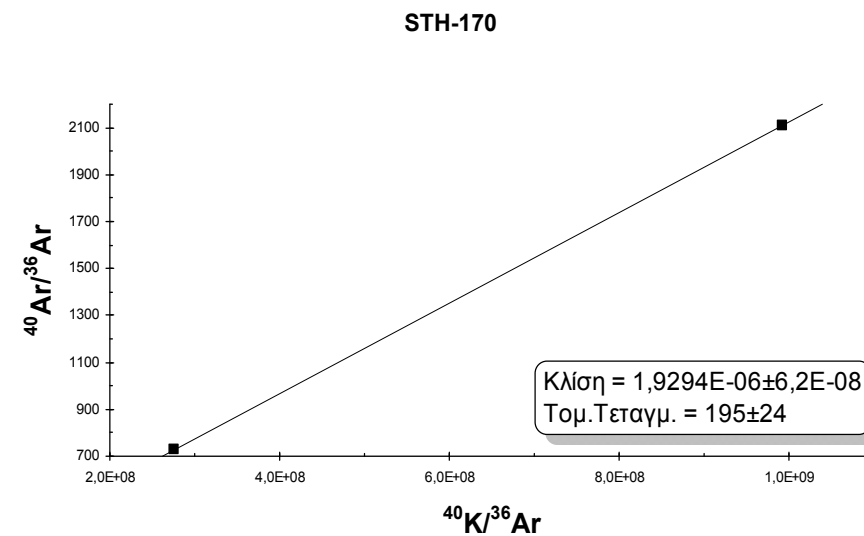
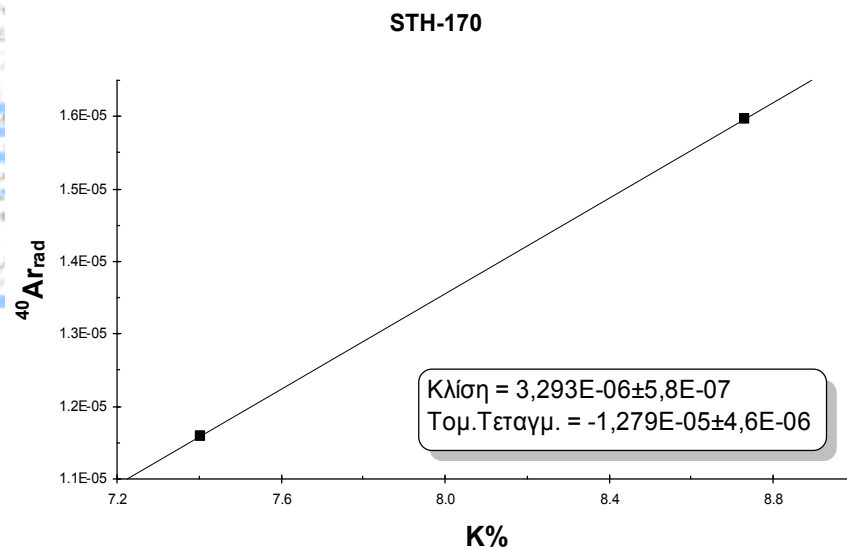
Σχήμα 4.4.4 Διαγράμματα ισοχρόνων βιοτίτη-μοσχοβίτη-K- αστρίου του STH-100



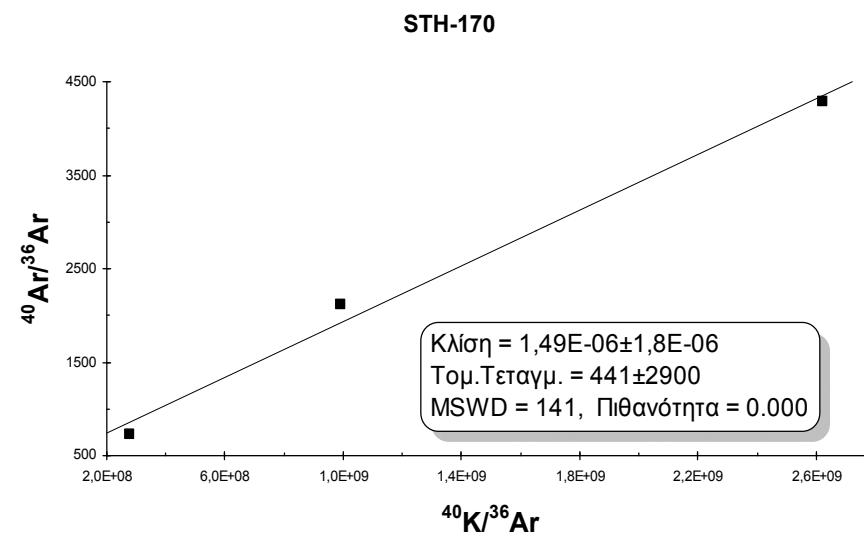
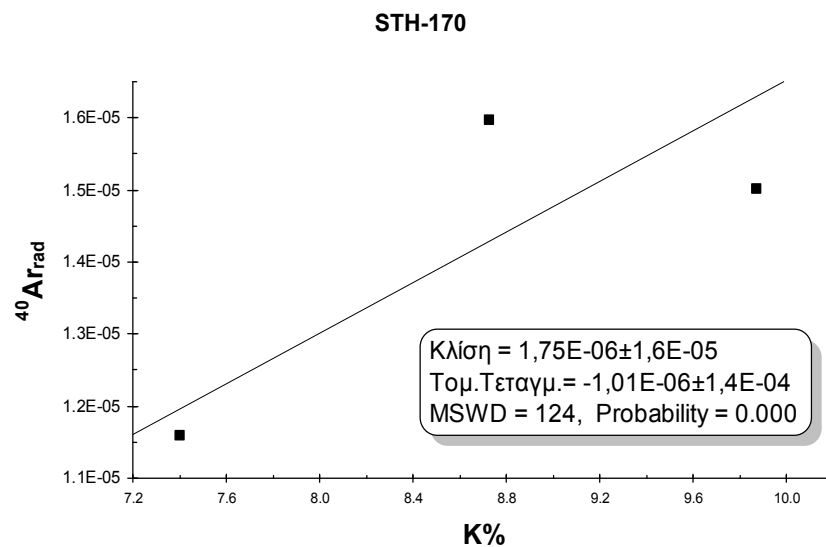
Σχήμα 4.4.5 Διαγράμματα ισοχρόνων βιοτίτη-μοσχοβίτη του STH-162



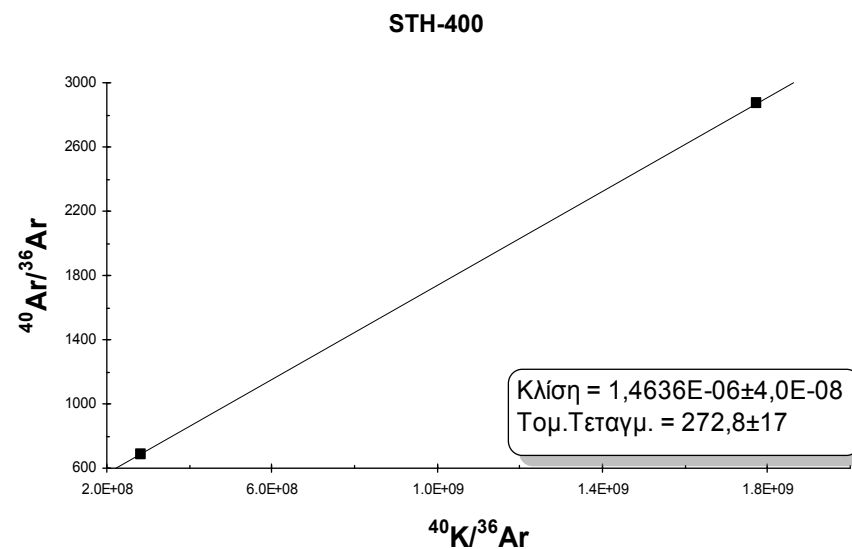
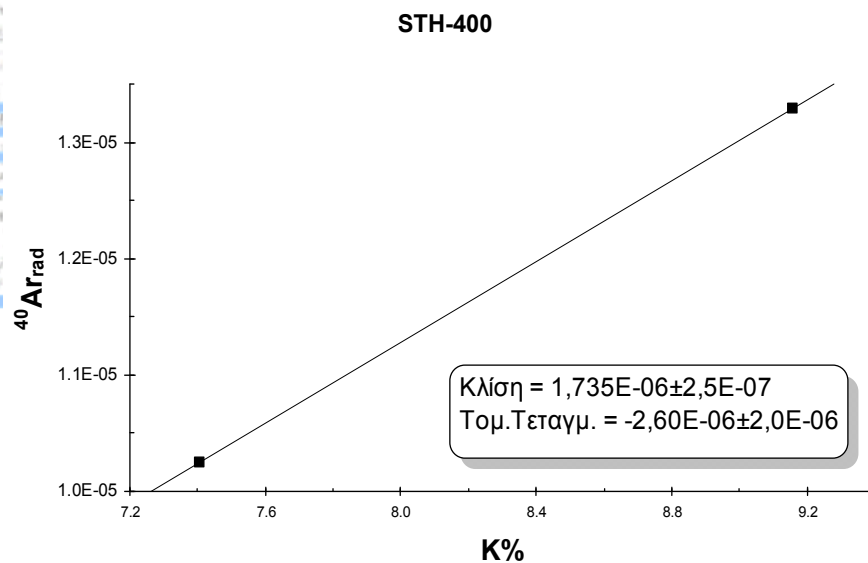
Σχήμα 4.4.6 Διαγράμματα ισοχρόνων βιοτίτη-μοσχοβίτη-K- αστρίου του STH-162



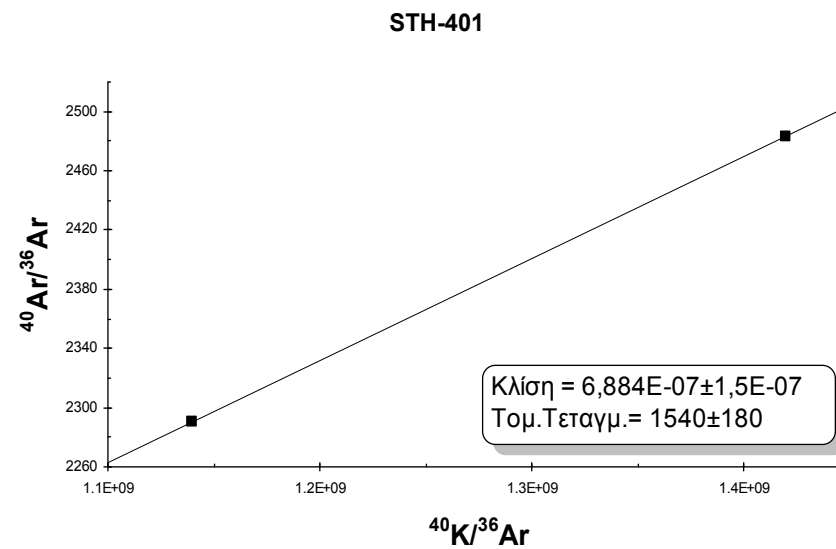
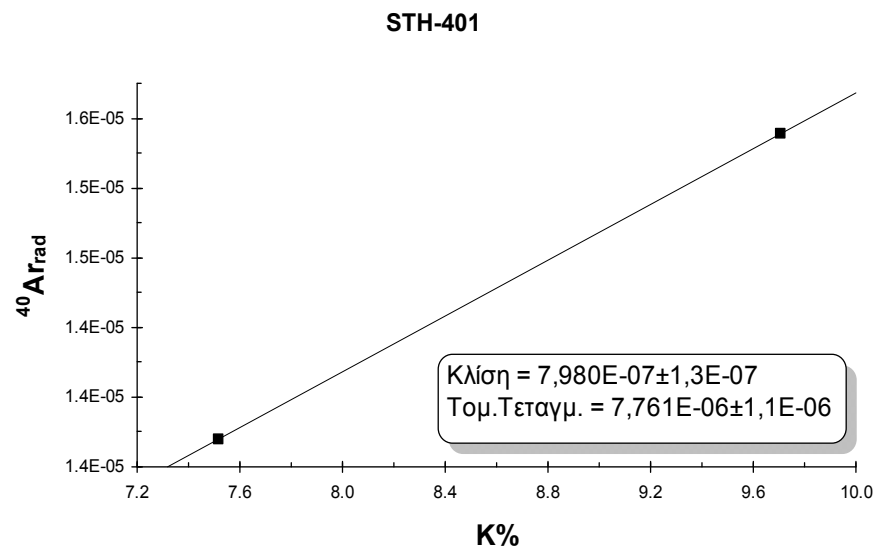
Σχήμα 4.4.7 Διαγράμματα ισοχρόνων βιοτίτη-μοσχοβίτη του STH-170



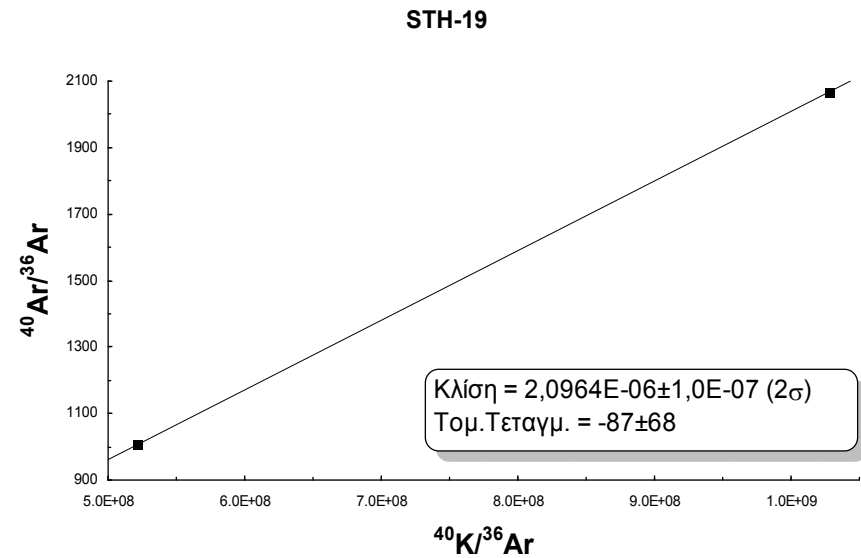
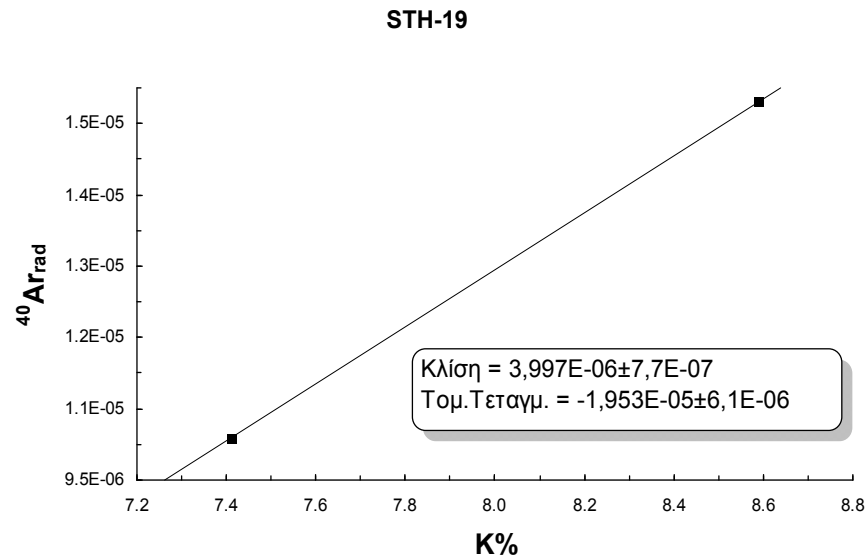
Σχήμα 4.4.8 Διαγράμματα ισοχρόνων βιοτίτη-μοσχοβίτη-K- αστρίου του STH-170



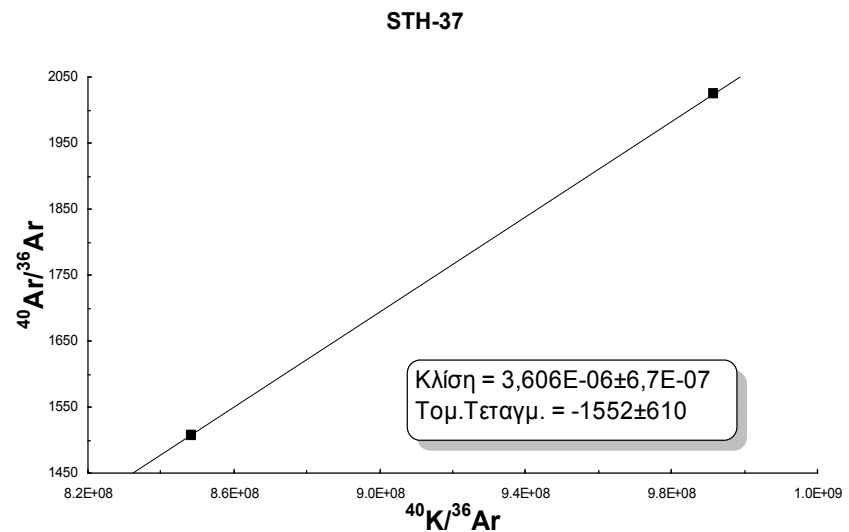
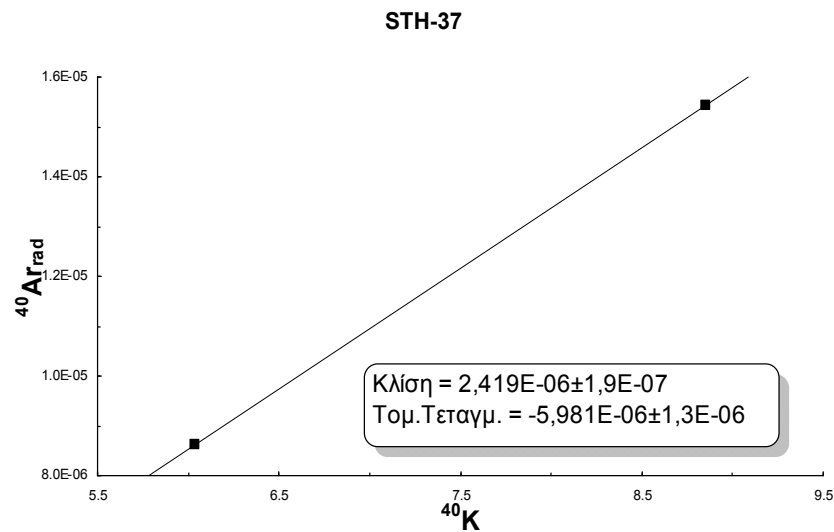
Σχήμα 4.4.9 Διαγράμματα ισοχρόνων βιοτίτη-Κ-αστρίου του STH-400



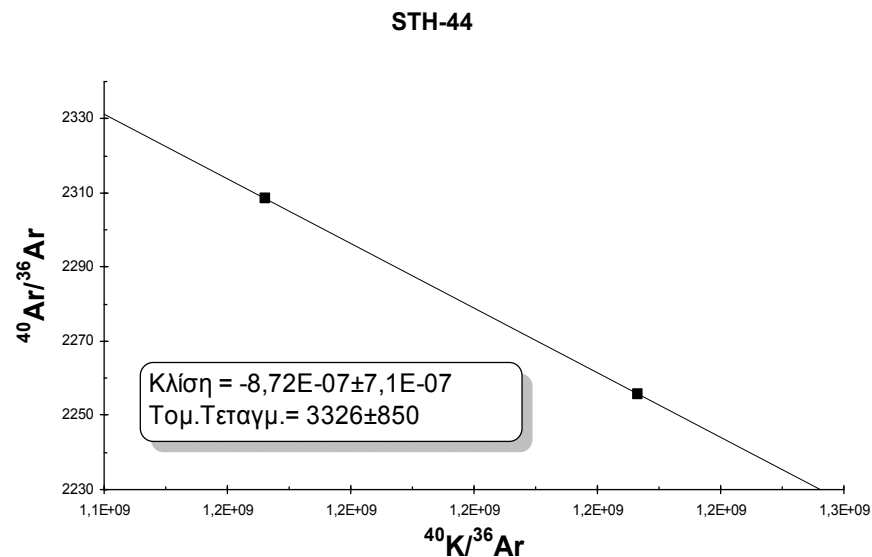
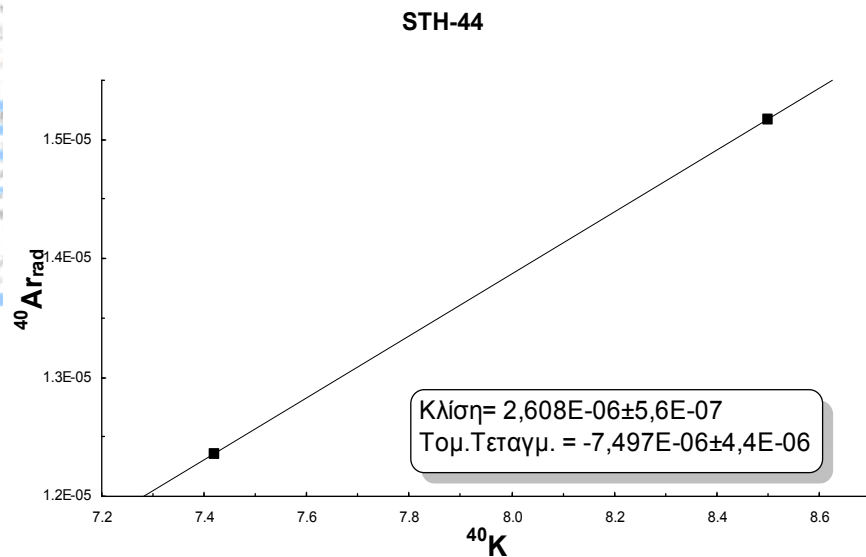
Σχήμα 4.4.10 Διαγράμματα ισοχρόνων βιοτίτη-Κ-αστρίου του STH-401



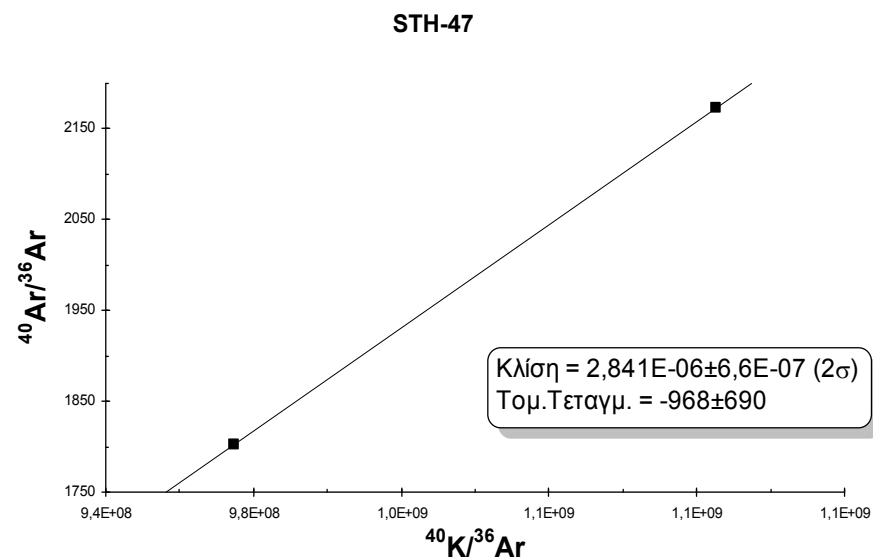
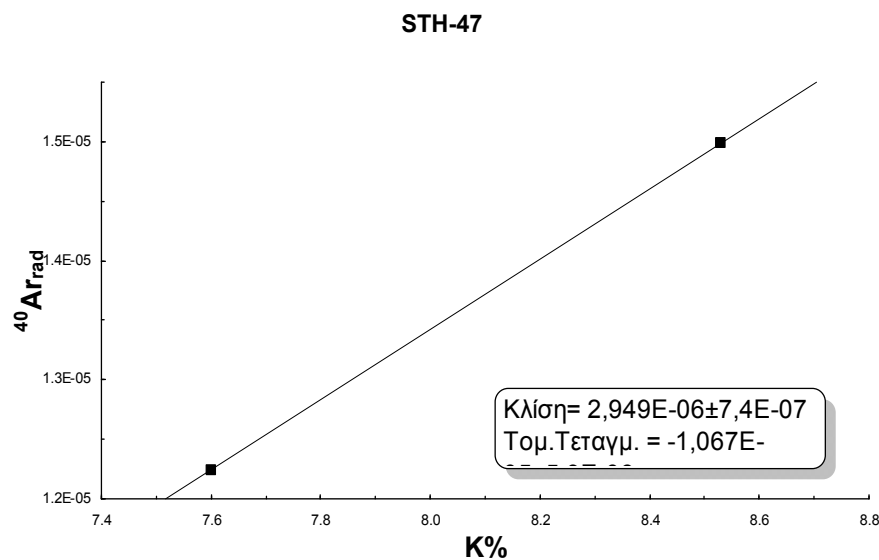
Σχήμα 4.4.11 Διαγράμματα ισοχρόνων βιοτίτη-μοσχοβίτη του STH-19



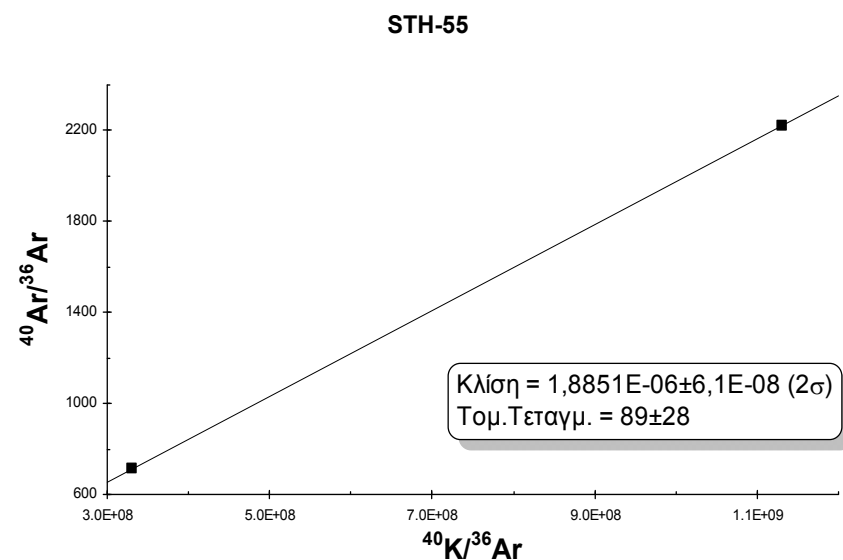
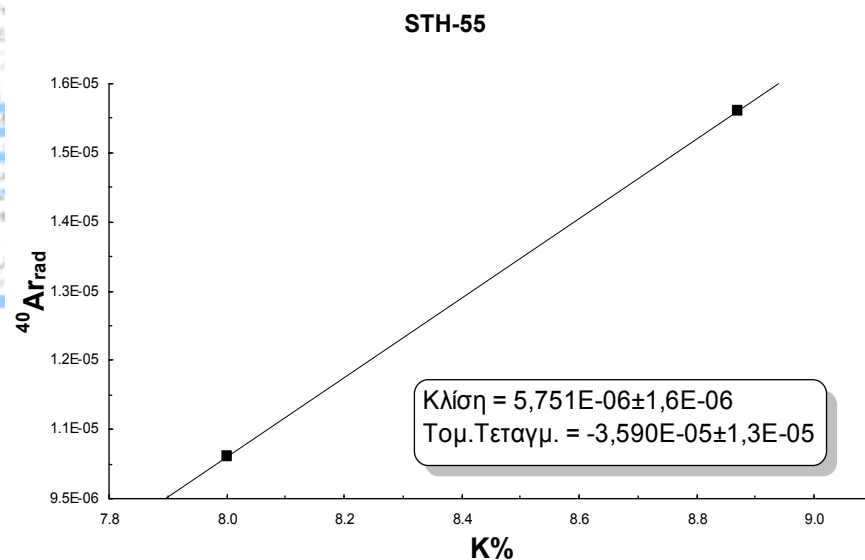
Σχήμα 4.4.12 Διαγράμματα ισοχρόνων βιοτίτη-μοσχοβίτη του STH-37



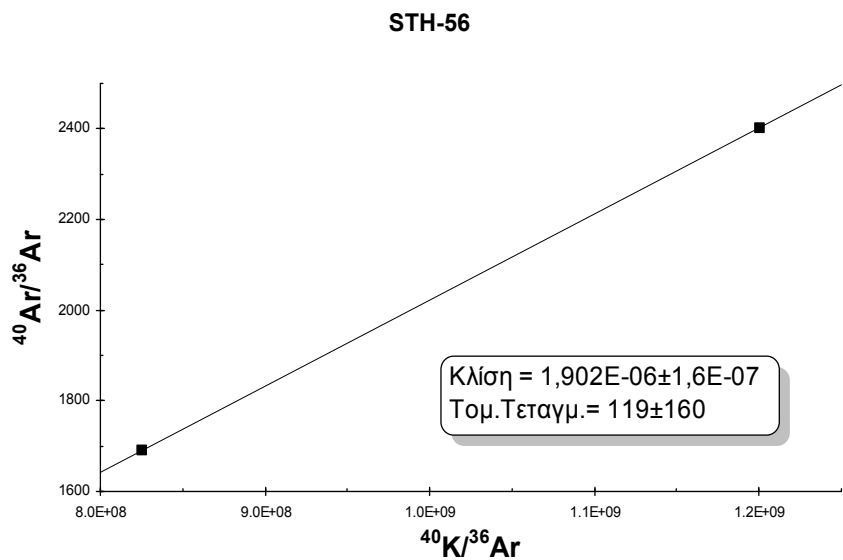
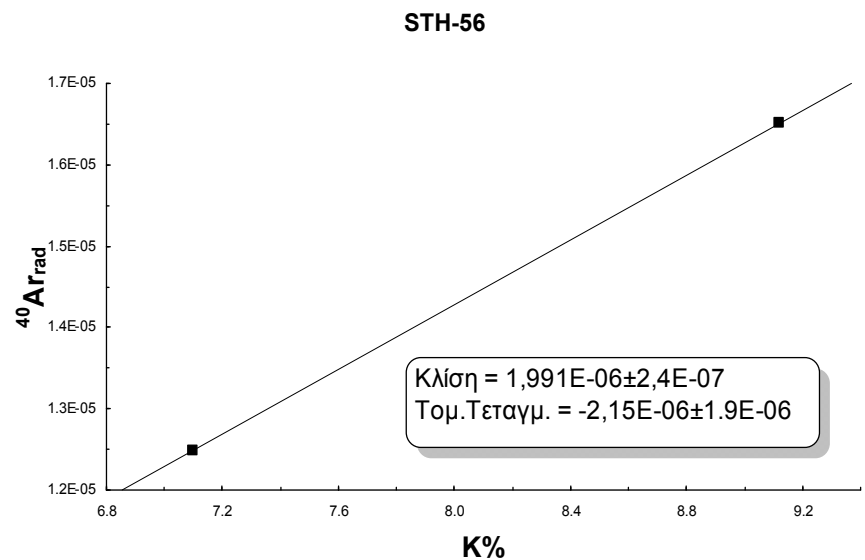
Σχήμα 4.4.12 Διαγράμματα ισοχρόνων βιοτίτη-μοσχοβίτη του STH-44



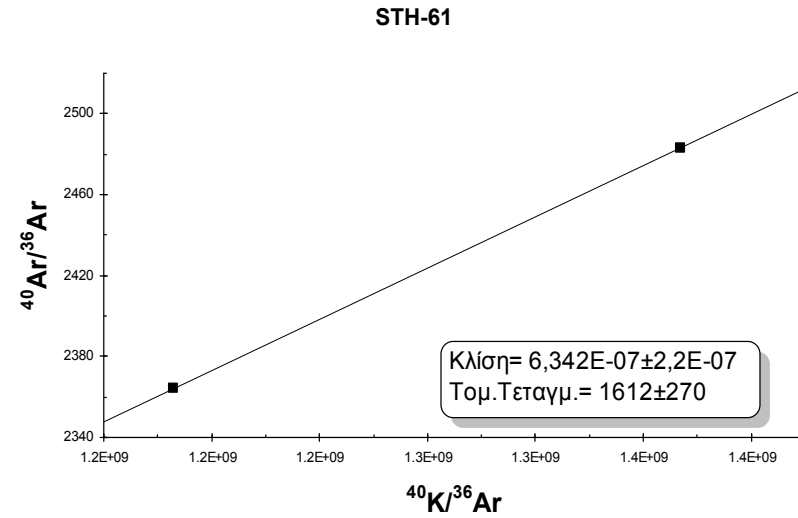
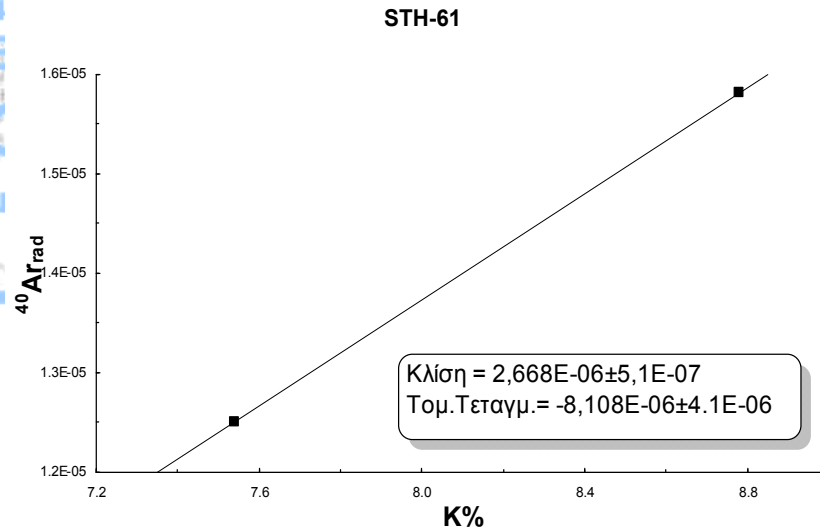
Σχήμα 4.4.13 Διαγράμματα ισοχρόνων βιοτίτη-μοσχοβίτη του STH-47



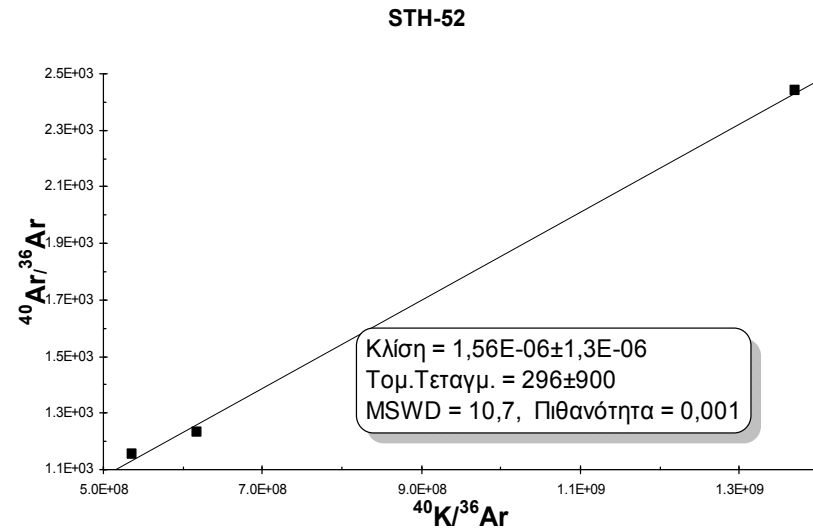
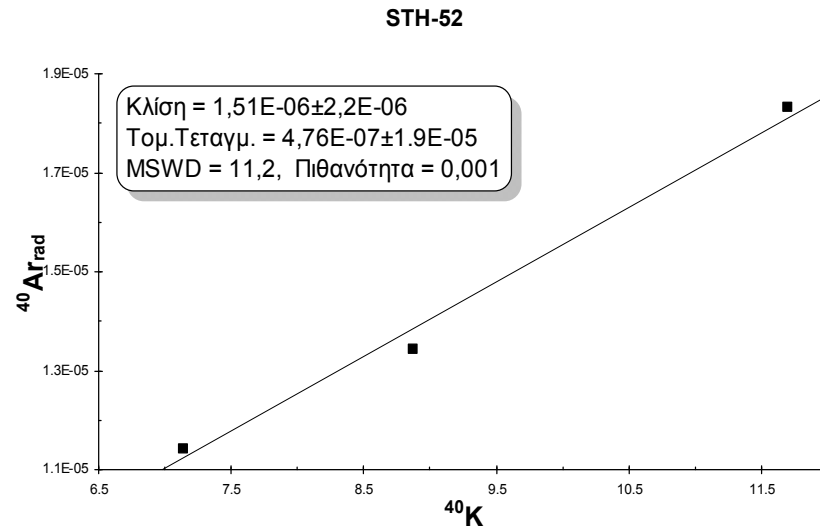
Σχήμα 4.4.14 Διαγράμματα ισοχρόνων βιοτίτη-μοσχοβίτη του STH-55



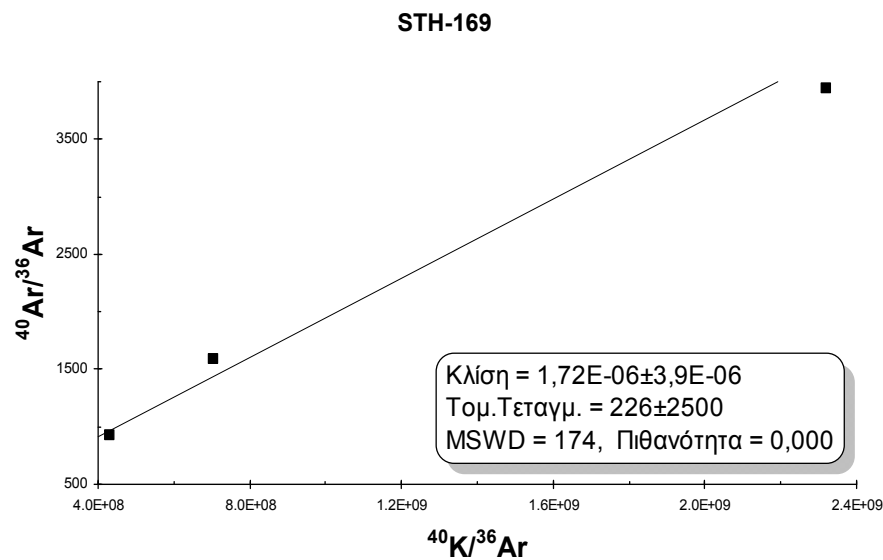
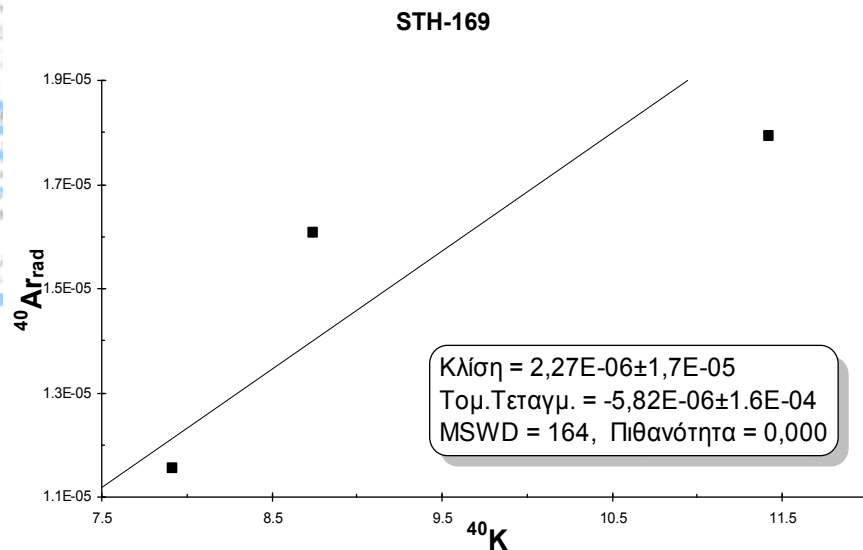
Σχήμα 4.4.15 Διαγράμματα ισοχρόνων βιοτίτη-μοσχοβίτη του STH-56



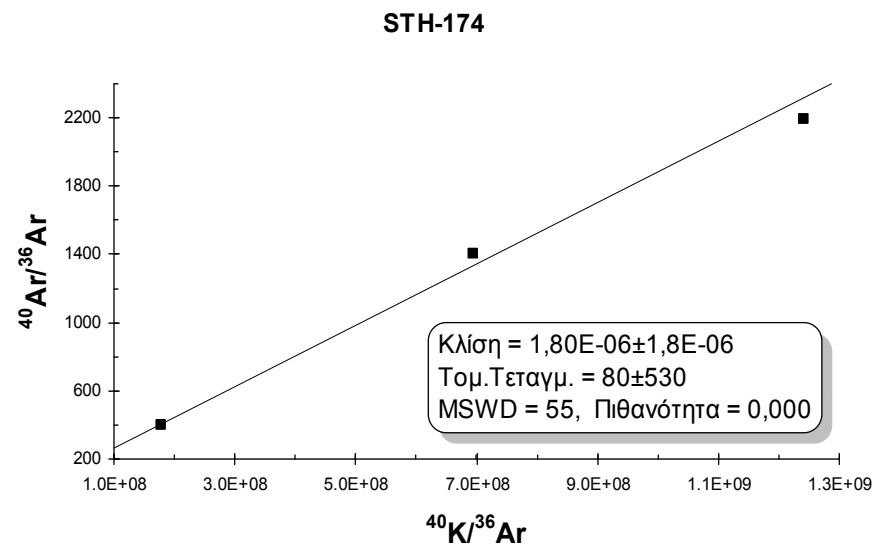
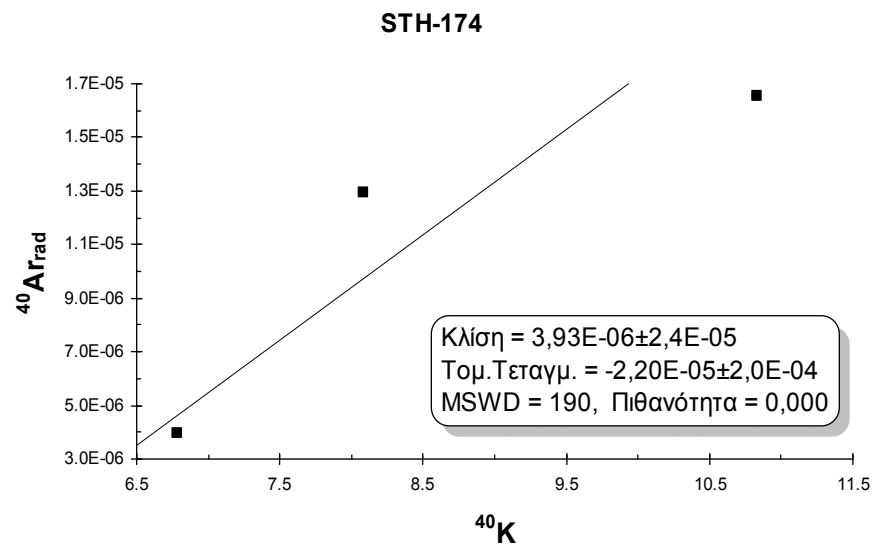
Σχήμα 4.4.16 Διαγράμματα ισοχρόνων βιοτίτη-μοσχοβίτη του STH-61



Σχήμα 4.4.17 Διαγράμματα ισοχρόνων βιοτίτη-μοσχοβίτη-K-αστρίου του STH-52



Σχήμα 4.4.18 Διαγράμματα ισοχρόνων βιοτίτη-μοσχοβίτη-K-αστρίου του STH-169



Σχήμα 4.4.19 Διαγράμματα ισοχρόνων βιοτίτη-μοσχοβίτη-K-αστρίου του STH-174

Τα διαγράμματα ισοχρόνων ενός ορυκτού πολλών συγγενετικών δειγμάτων, είναι αυτά τα οποία μπορούν να δώσουν απαντήσεις για το ποιά ορυκτά έχουν διαταραχθεί και επομένως να βρεθεί και η θερμοκρασία του θερμικού γεγονότος. Αν οι μοσχοβίτες ή οι βιοτίτες ή οι Κ-άστριοι των συγγενετικών δειγμάτων βρίσκονται πάνω σε μια ευθεία παλινδρόμησης η οποία είναι ισόχρονη, σημαίνει ότι έχουν παραμείνει ανεπηρέαστοι από οποιοδήποτε γεγονός μέχρι σήμερα και αν όχι σημαίνει ότι έχουν επηρεαστεί.

Στο κεφάλαιο 4.3 έγινε εκτίμηση των αποτελεσμάτων της χρονολόγησης των δειγμάτων για κάθε ένα ξεχωριστά. Είναι λογικό λοιπόν, εκτός από ορισμένες περιπτώσεις, τα μη ικανοποιητικά αποτελέσματα να μην χρησιμοποιηθούν στις ισόχρονες ορυκτού, καθώς κάτι τέτοιο θα είχε σαν αποτέλεσμα τη διαστρέβλωση των αποτελεσμάτων των υπολογισμένων ισοχρόνων και επομένως των συμπερασμάτων.

Στα σχήματα 4.4.20 έως 4.4.22 παρουσιάζονται τα διαγράμματα των ευθειών παλινδρόμησης μοσχοβιτών για τους TMG, PLG και LG αντίστοιχα, στα σχήματα 4.4.23 και 4.4.24 παρουσιάζονται τα διαγράμματα των ευθειών παλινδρόμησης βιοτιτών για τους TMG και PLG αντίστοιχα και στα διαγράμματα 4.4.25 και 4.4.26 παρουσιάζονται τα διαγράμματα των ευθειών παλινδρόμησης Κ-αστρίων για τους TMG και LG αντίστοιχα.

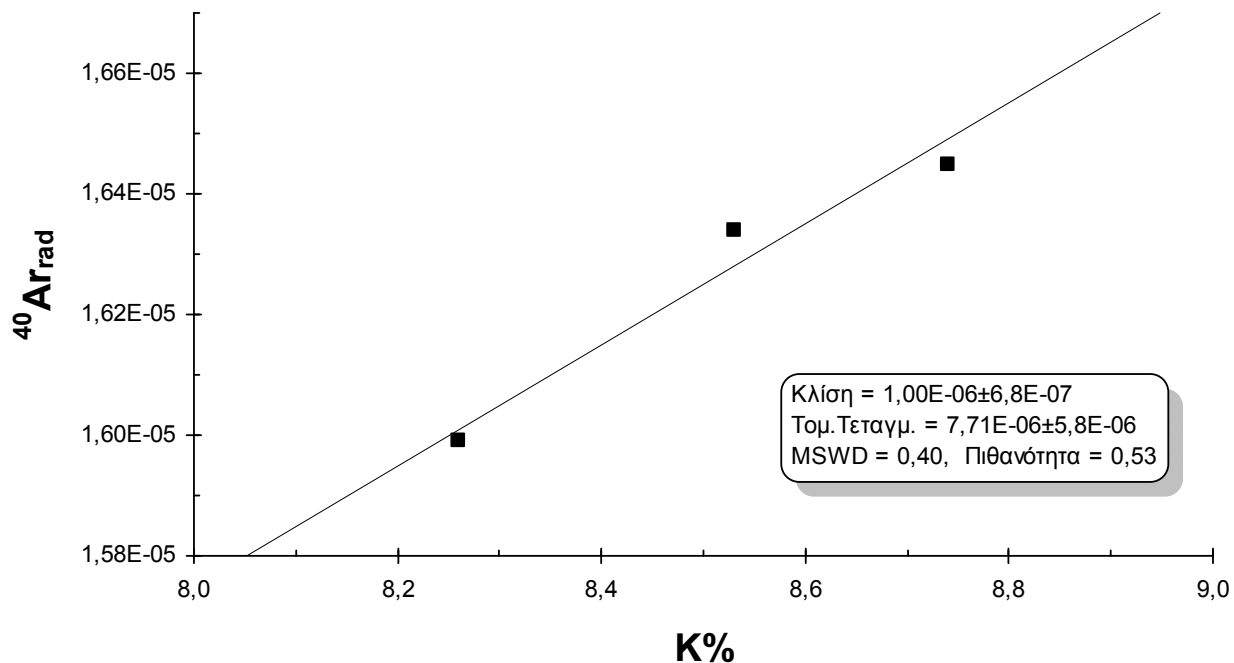
Τα διαγράμματα των ευθειών παλινδρόμησης των μοσχοβιτών του TMG αποτελούν ισόχρονες. Η πιθανότητα προσαρμογής των σημείων σε ισόχρονη, όπως φαίνεται από το σχήμα 4.4.20, είναι 53% και 45 % για τα διαγράμματα $^{40}\text{K}-^{40}\text{Ar}$ και $^{40}\text{K}/^{36}\text{Ar}-^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}$ αντίστοιχα. Σύμφωνα με το πρόγραμμα Isoplot/Ex 3.66 (Ludwig 2008) η πιθανότητα για να αποτελεί μια ευθεία ισόχρονη θα πρέπει να είναι πάνω από 5 %. Παρόμοια εικόνα παρουσιάζουν και οι ευθείες για τον PLG του σχήματος 4.4.21. Αυτό σημαίνει ότι το σύστημα των μοσχοβιτών δεν έχει διαταραχθεί από κάποιο γεγονός ή αν έλαβε χώρα κάποιο γεγονός δεν ξεπέρασε τη θερμοκρασία κλεισίματος τους. Όμως στα διαγράμματα του σχήματος 4.4.22 όπου παρουσιάζονται οι ευθείες παλινδρόμησης για τον LG, η εικόνα διαφέρει πολύ από τους άλλους γρανίτες. Καμία απολύτως πιθανότητα δεν υπάρχει οι ευθείες παλινδρόμησης να θεωρηθούν ισόχρονες. Αδιαμφισβήτητα, το σύστημα των

μοσχοβιτών του LG έχει διαταραχθεί από κάποιο γεγονός το οποίο όμως ήταν περιορισμένο τοπικά, καθώς δεν έχει επηρεάσει τους μοσχοβίτες των TMG και PLG.

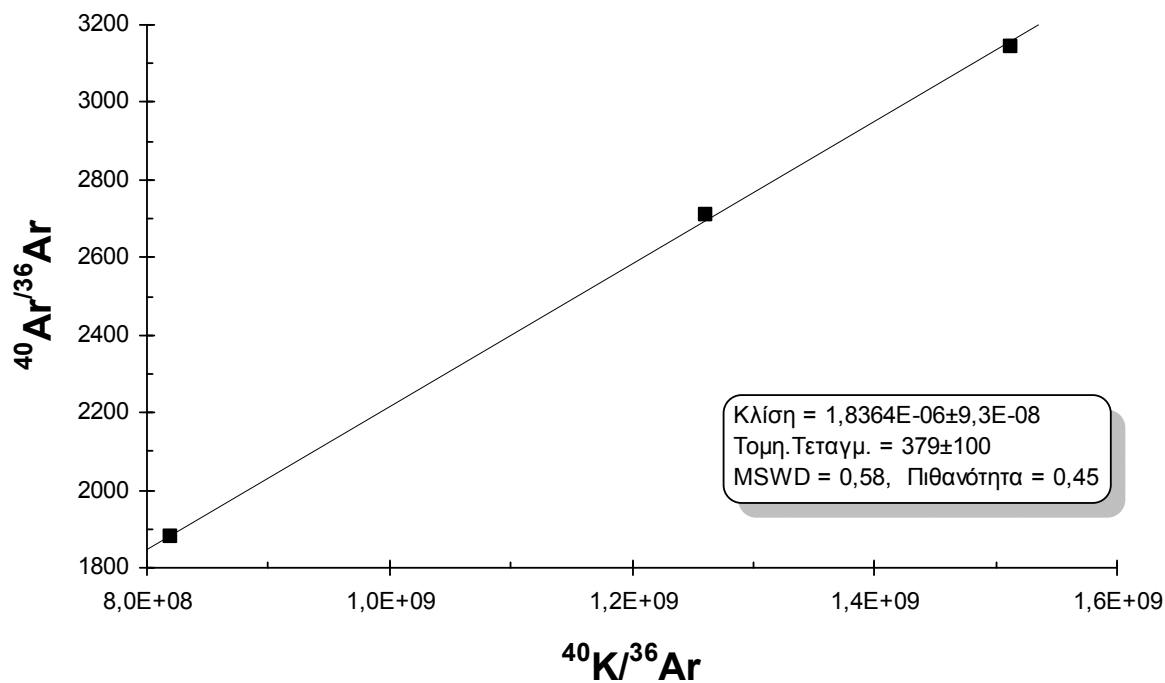
Οι ευθείες παλινδρόμησης των βιοτιτών του TMG δεν σχηματίζουν ισόχρονη $^{40}\text{K}/^{36}\text{Ar}$ - $^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}$. Στο διάγραμμα ^{40}K - ^{40}Ar όμως σχηματίζεται ισόχρονη και θα μπορούσε να δώσει σημαντικά στοιχεία για την εξέλιξη των βιοτιτών. Μεγαλύτερη διαταραχή παρουσιάζεται στην περίπτωση του σχήματος 4.4.24 του PLG όπου καμία ευθεία παλινδρόμησης δεν αποτελεί ισόχρονη. Σε αυτή την περίπτωση οι βιοτίτες και των δύο γρανιτών έχουν διαταραχθεί από κάποιο γεγονός το οποίο σίγουρα έφθασε την θερμοκρασία κλεισίματος του βιοτίτη. Για τους βιοτίτες του LG δεν υπάρχει λόγος να χαραχθεί ευθεία εφόσον δύο εκ των τριών χρονολογήσεων θεωρούνται μη ικανοποιητικές.

Στο σχήμα 4.4.25 οι K-άστριοι του TMG δεν σχηματίζουν ισόχρονη $^{40}\text{K}/^{36}\text{Ar}$ - $^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}$. Στο διάγραμμα ^{40}K - ^{40}Ar όμως σχηματίζεται ισόχρονη. Όπως είναι λογικό, εφόσον έχει διαταραχθεί ο βιοτίτης έχει διαταραχθεί και ο K-άστριος ο οποίος έχει μικρότερη θερμοκρασία κλεισίματος. Τέλος, στα διαγράμματα του σχήματος 4.4.26 του LG οι K-άστριοι σχηματίζουν ισόχρονες με 58% και 19% για τα διαγράμματα ^{40}K - ^{40}Ar και $^{40}\text{K}/^{36}\text{Ar}$ - $^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}$ αντίστοιχα. Με μια πρώτη ματιά θα μπορούσε να υποτεθεί ότι το γεγονός που επηρέασε τον LG επηρέασε και τον K-άστριο ομοιογενώς σε όλη την έκταση του πετρώματος. Κάτι τέτοιο όμως είναι αδύνατο, αν και η περιεκτικότητα των K-αστρίων σε ραδιογενές ^{40}Ar είναι φυσιολογική σε αντίθεση με αυτή των μοσχοβίτη και βιοτίτη. Ένα γεγονός το οποίο, όπως φαίνεται από τα αποτελέσματα του βιοτίτη και του μοσχοβίτη του LG, έδρασε με μεγάλη ένταση και πιθανότατα δεν πρόκειται για ένα απλό θερμικό γεγονός, θα είχε παρόμοια επιρροή και στον K-άστριο.

TMG Μοσχοβίτες

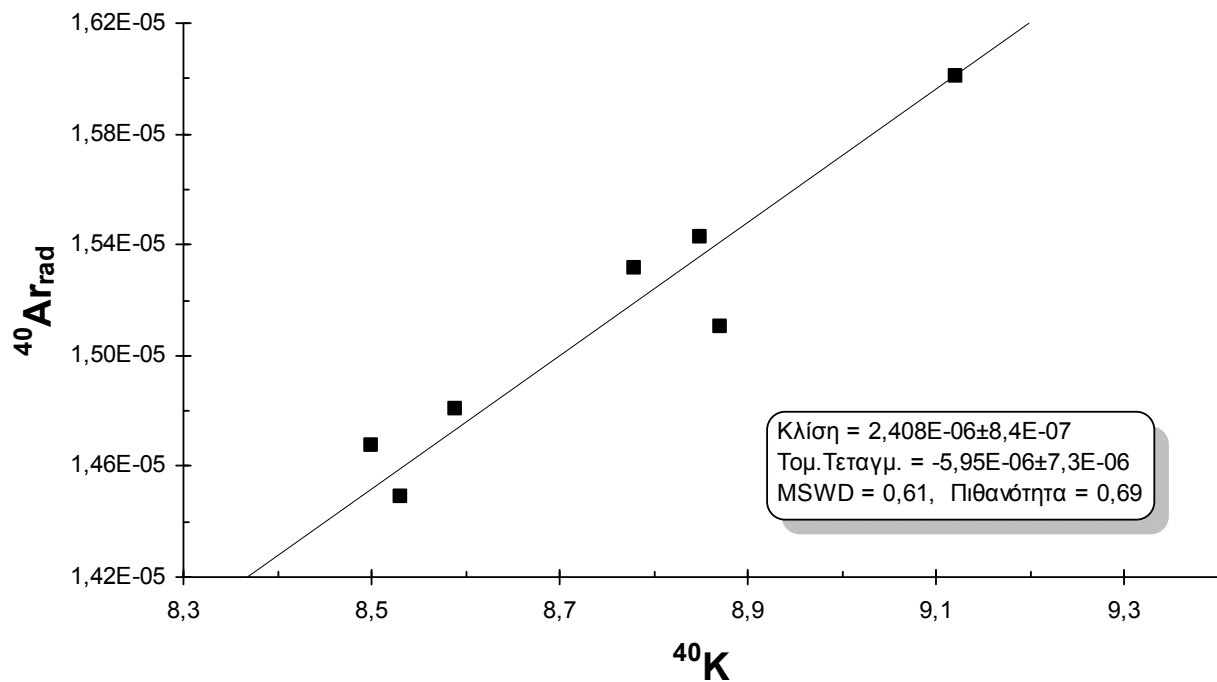


TMG Μοσχοβίτες

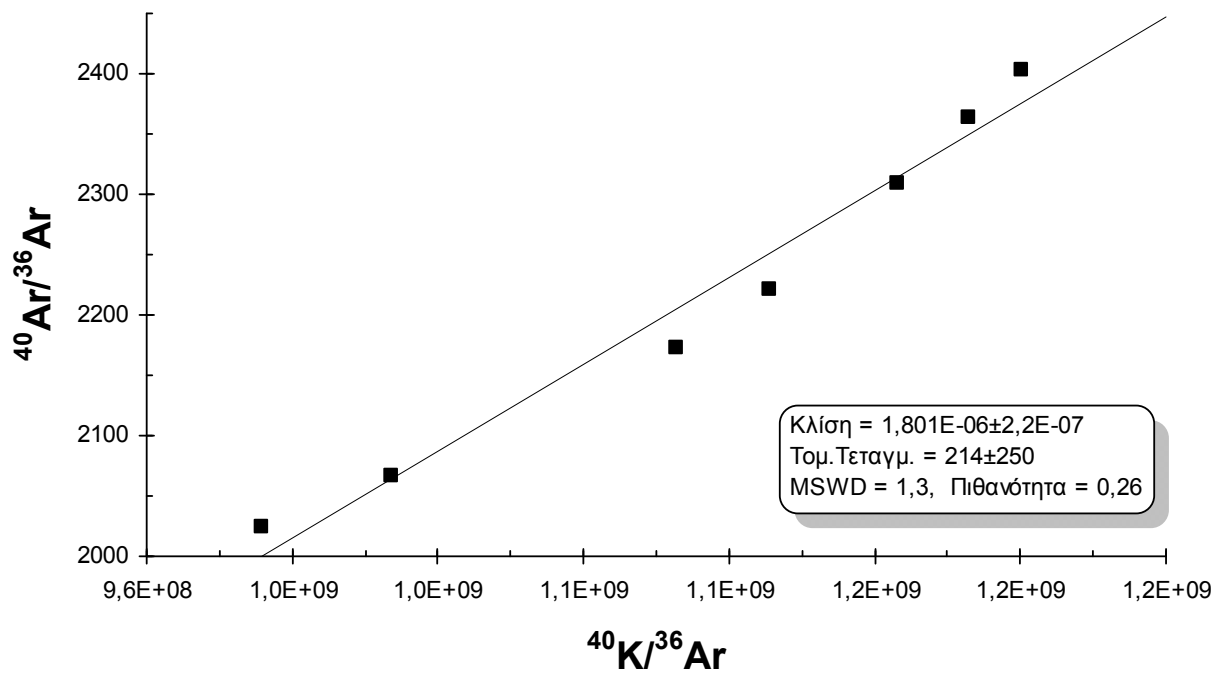


Σχήμα 4.4.20 Διαγράμματα ισοχρόνων μοσχοβιτών του TMG

PLG Μοσχοβίτες

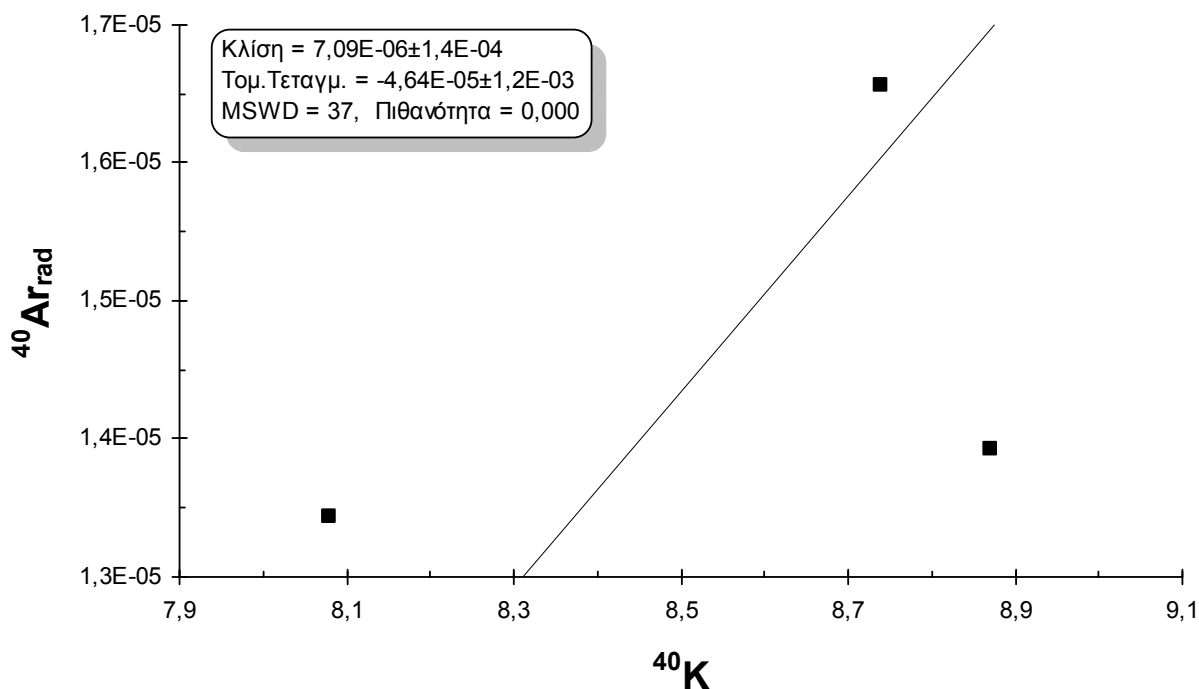


PLG Μοσχοβίτες

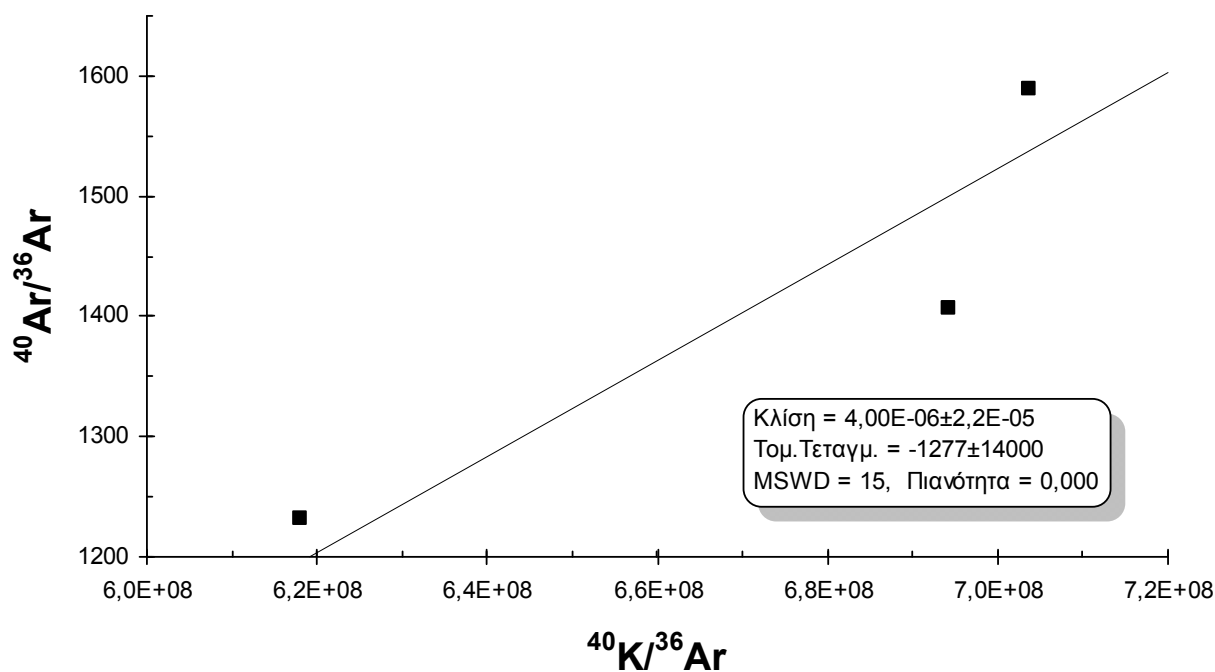


Σχήμα 4.4.21 Διαγράμματα ισοχρόνων μοσχοβιτών του PLG

LG Μοσχοβίτες

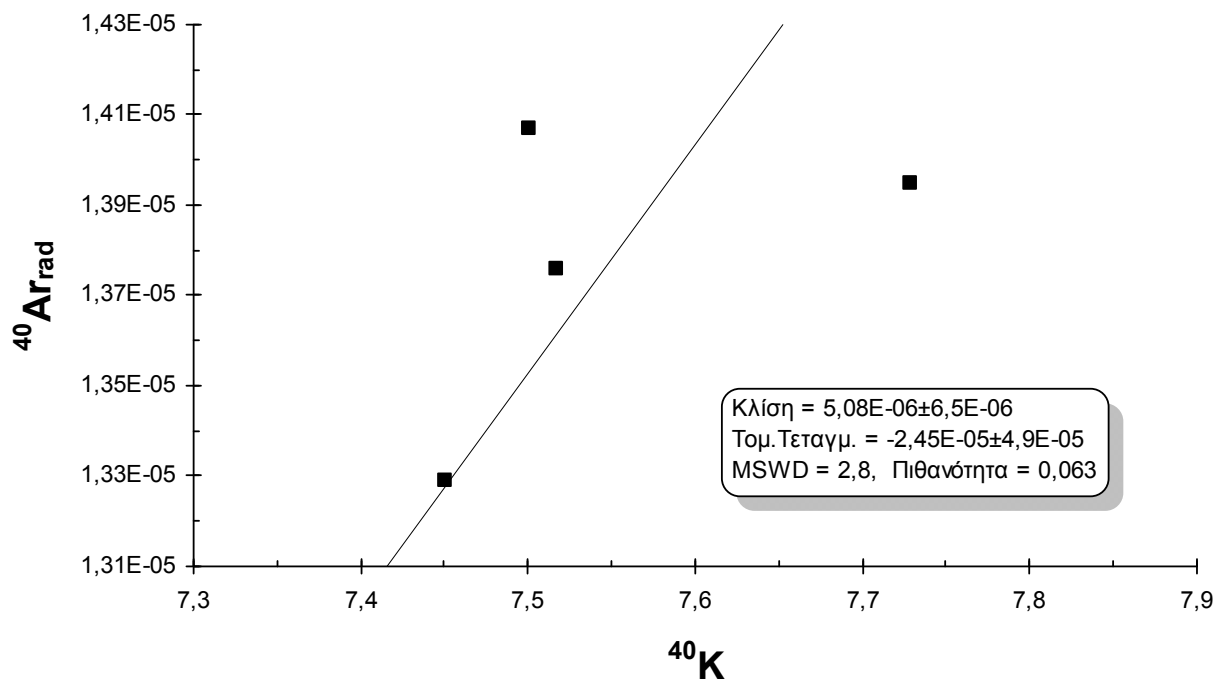


LG Μοσχοβίτες

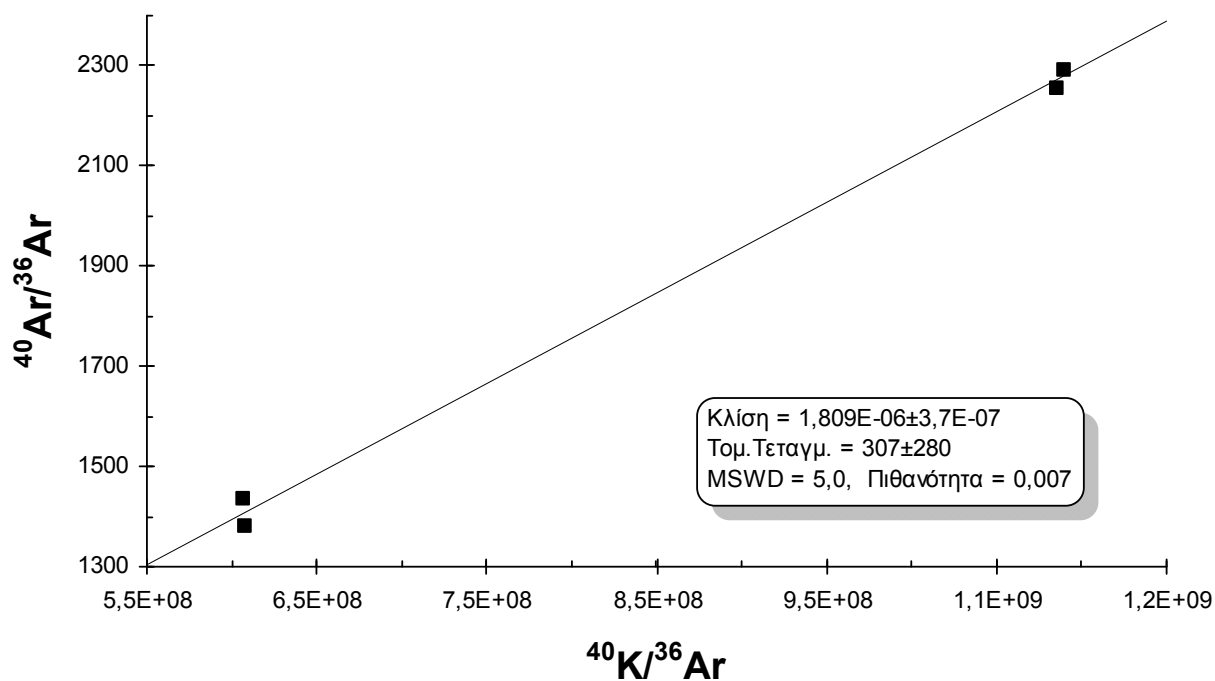


Σχήμα 4.4.22 Διαγράμματα ισοχρόνων μοσχοβιτών του LG

TMG Βιοτίτες

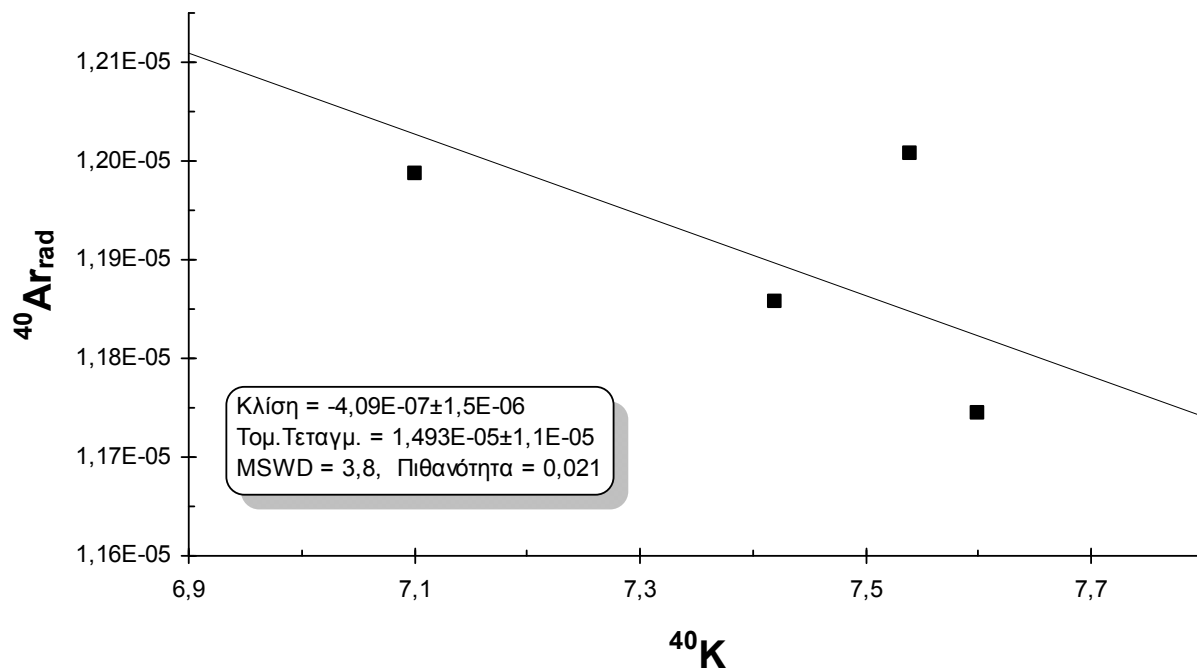


TMG Βιοτίτες

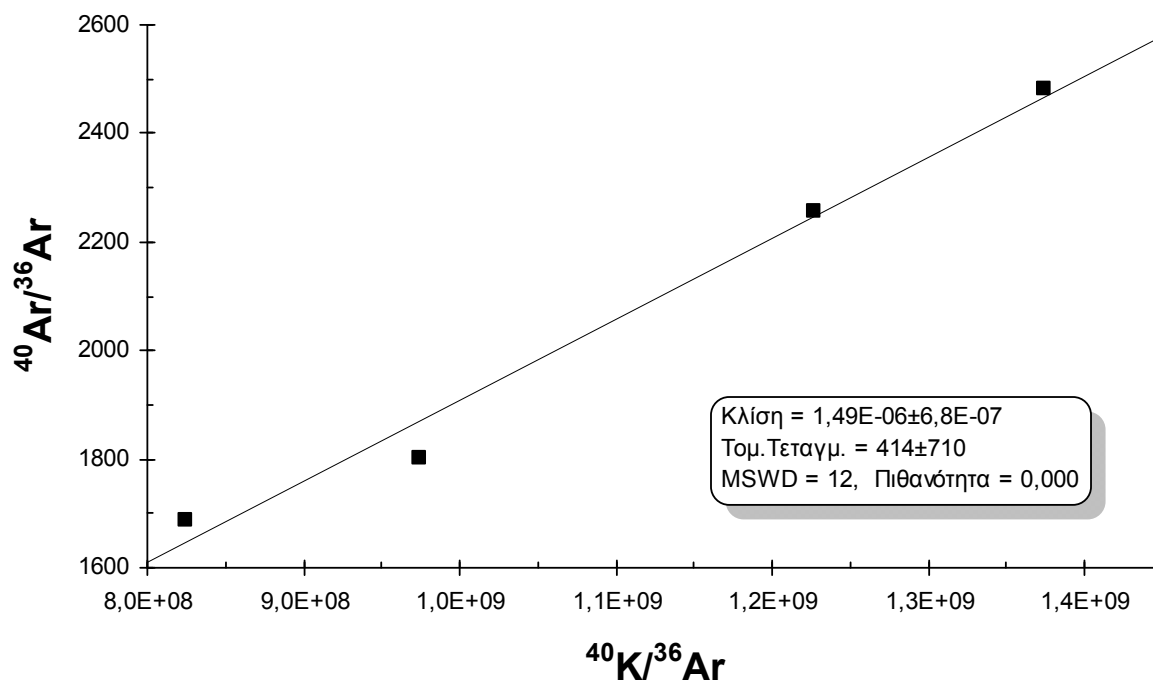


Σχήμα 4.4.23 Διαγράμματα ισοχρόνων βιοτιτών του TMG

PLG Βιοτίτες

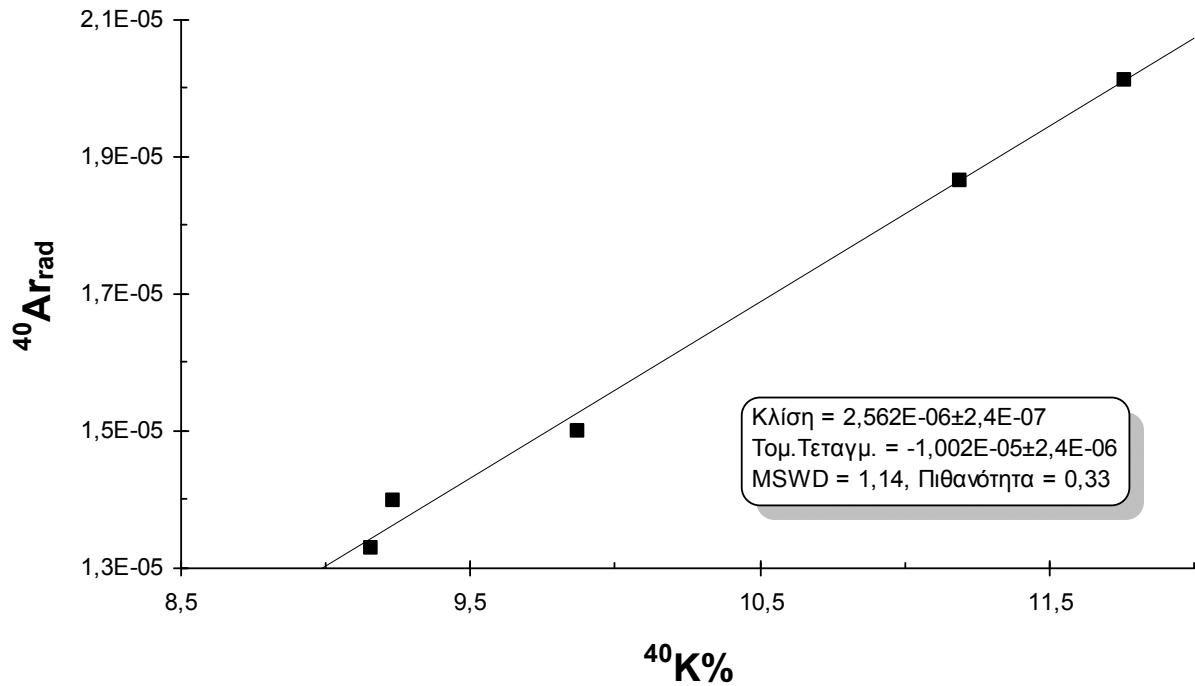


PLG Βιοτίτες

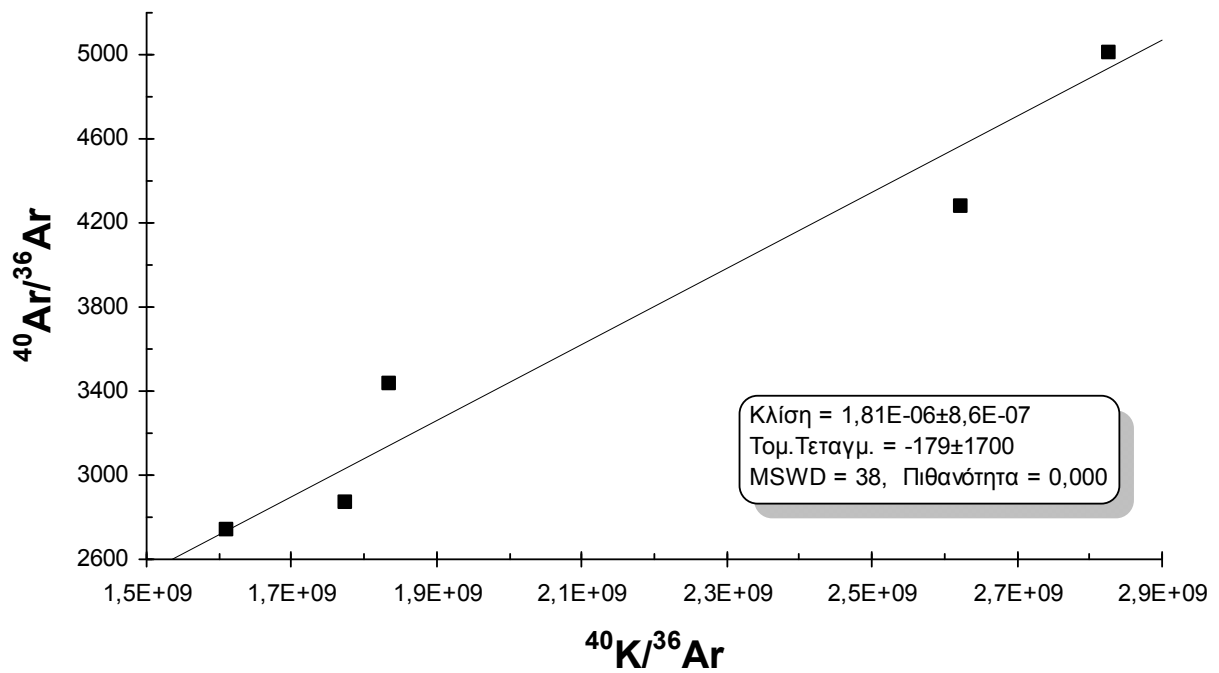


Σχήμα 4.4.24 Διαγράμματα ισοχρόνων βιοτιτών του PLG

TMG Κ-άστριοι

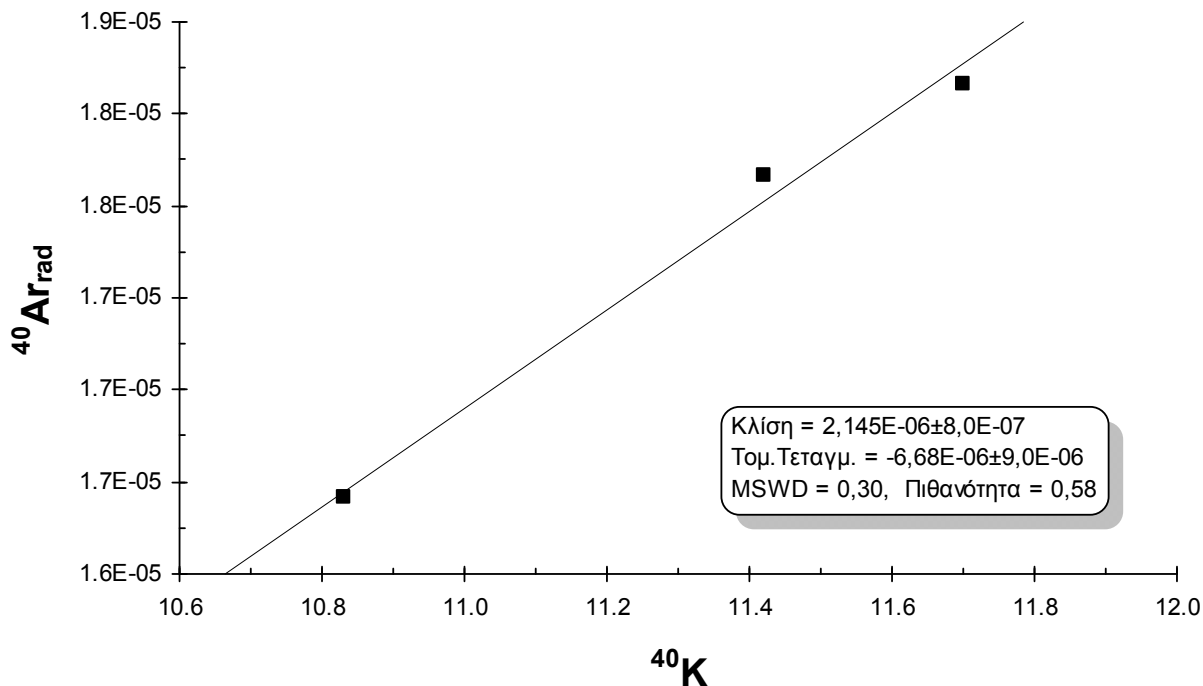


TMG Κ-άστριοι

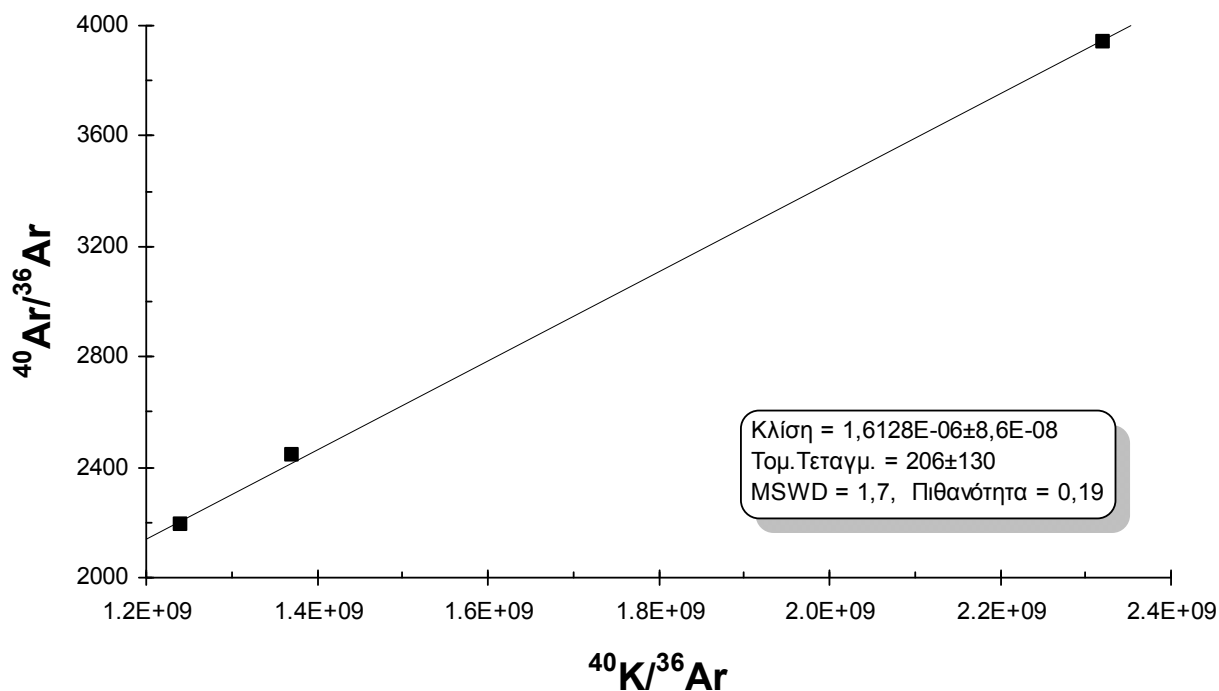


Σχήμα 4.4.25 Διαγράμματα ισοχρόνων Κ-αστρίων του TMG

LG Κ-άστριοι



LG Κ-άστριοι



Σχήμα 4.4.26 Διαγράμματα ισοχρόνων Κ-αστρίων του LG

Στον πίνακα 5.1 παρουσιάζονται τα αποτελέσματα και των δύο μεθόδων, K/Ar της παρούσας μελέτης και Rb/Sr των Christofides et al. (1990). Όπως φαίνεται οι ηλικίες των μοσχοβιτών με Rb/Sr είναι ελαφρώς μεγαλύτερες από εκείνες των μοσχοβιτών με K/Ar όπως και θα ήταν αναμενόμενο. Η θερμοκρασία κλεισίματος (Πιν. 5.1) του μοσχοβίτη για το σύστημα K/Ar (375 ± 25 , Harrison et al. 1985) είναι μικρότερη από αυτή του συστήματος Rb/Sr (500 ± 50 , Jäger & Hunziker 1979) οπότε και οι διαφορές στις ηλικίες συνάδουν με την αρχή της θερμοκρασίας κλεισίματος των συστημάτων. Περίπου το ίδιο ισχύει και για τον βιοτίτη. Στον βιοτίτη η θερμοκρασία κλεισίματος των δύο συστημάτων είναι σχεδόν ίδια (Rb/Sr: 300 ± 50 Jäger & Hunziker, 1979, K/Ar: 310 ± 30 Jäger & Hunziker 1979, Harrison et al. 1985), πάντοτε όμως πρώτα κλείνει το σύστημα του Rb/Sr. Έτσι οι διαφορές στην ηλικία, όπως είναι αναμενόμενο, είναι ακόμη μικρότερες. Επίσης οι ηλικίες του μοσχοβίτη με Rb/Sr, συνάδουν απόλυτα με την ηλικία ζirkονίου με U/Pb που δόθηκε από τους Alagna et al. (2008) των 51.32 ± 0.89 Ma.

Στα σχήματα 5.1 και 5.2 παρουσιάζονται τα διαγράμματα των ηλικιών μοσχοβιτών και βιοτιτών του TMG και PLG. Από τα διάγραμμα αυτά βέβαια έχουν

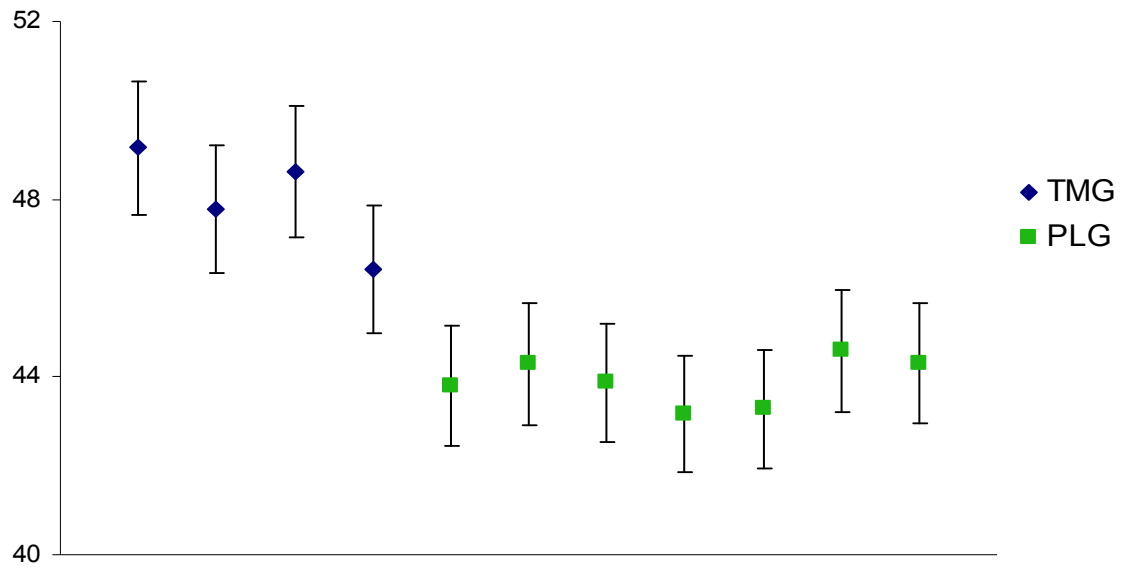
αποκλεισθεί κάποιες τιμές οι οποίες στο κεφάλαιο 4.3 θεωρήθηκαν μη ικανοποιητικές. Είναι προφανές στα διαγράμματα αυτά ότι οι ηλικίες των δειγμάτων του TMG είναι μεγαλύτερες από τις ηλικίες του PLG. Αυτό δείχνει ότι τα ορυκτά του TMG πέρασαν πρώτα την θερμοκρασία κλεισίματος του ισοτοπικού συστήματος K/Ar. Παρ'όλα αυτά, φαίνεται από το σχήμα 5.3 ότι η διαφορά ηλικίας μεταξύ μοσχοβιτών και βιοτιτών είναι ίδια κάτι το οποίο υπονοεί ότι η ψύξη των PLG και TMG έγινε με τον ίδιο ρυθμό.

Τα αποτελέσματα των διαγραμμάτων των ευθειών παλινδρόμησης των ορυκτών για κάθε δείγμα του προηγούμενου κεφαλαίου, υποστηρίζουν ότι το σύστημα K/Ar των ορυκτών δεν έμεινε ανεπηρέαστο. Ιδιαίτερα ξεκάθαρο γίνεται αυτό το συμπέρασμα στην περίπτωση των ευθειών παλινδρόμησης και των τριών ορυκτών για κάθε δείγμα. Αυτό σημαίνει ότι το σύστημα διαταράχθηκε από κάποιο γεγονός αναθέρμανσης του πλουτωνίτη με αποτέλεσμα τη μερική ή ολική επανεκκίνηση του «ισοτοπικού ρολογιού» των ορυκτών. Η θερμοκρασία που έφθασε το γεγονός αυτό και το ποια ορυκτά διαταράχθηκαν δεν μπορεί να γίνει γνωστό από τις ισόχρονες των ορυκτών. Ένα, δύο ή και τα τρία ορυκτά θα μπορούσαν να προκαλούν αλλαγή στην κλίση της ευθείας παλινδρόμησης. Περισσότερο οπωσδήποτε, θα διαταράχθηκαν τα ορυκτά με μικρότερη θερμοκρασία κλεισίματος και λιγότερο αυτά με μεγαλύτερη.

Πίνακας 5.1 Αποτελέσματα χρονολόγησης K/Ar και Rb/Sr

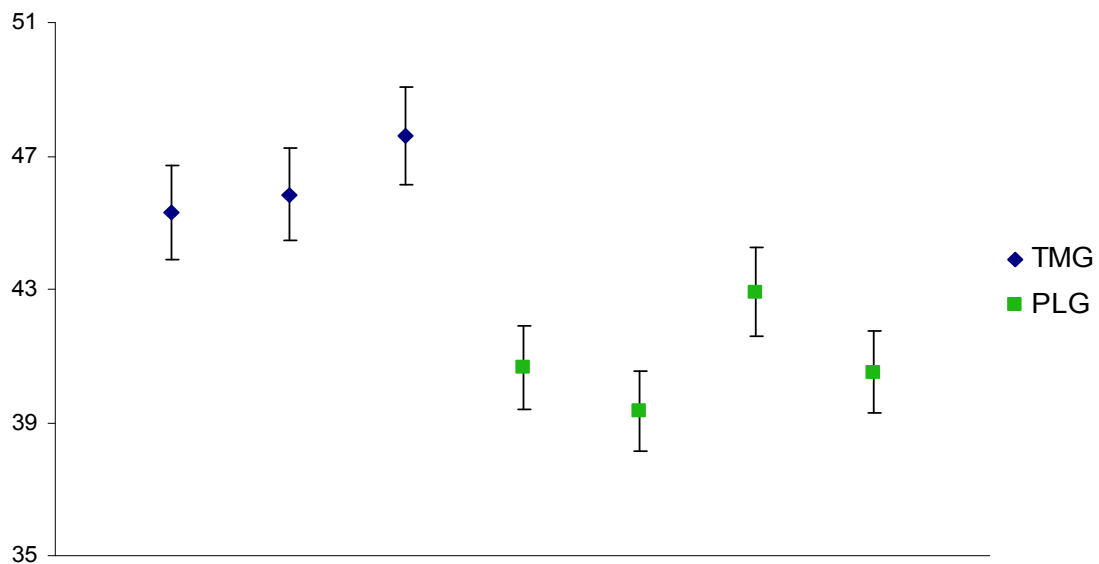
Πετρογρ.	Δείγμα	Ορυκτό	Ηλικία	±	Θερμ. Κλεισ.	Ηλικία	±	Θερμ. Κλεισ.
Τύπος			Ma		°C	Ma		°C
TMG	STH-1	Μοσχοβίτης	49,15	1,51	375±25	50,1	1,5	500±50
		Βιοτίτης	45,32	1,41	310±30	46,0	0,7	300±50
		K-άστριος	38,56	1,17	150±25	-	-	-
	STH-5	Μοσχοβίτης	-	-	-	54,6	1,8	500±50
		Βιοτίτης	-	-	-	44,0	1,3	300±50
		K-άστριος	-	-	-	-	-	-
	STH-15	Μοσχοβίτης	-	-	-	49,8	1,5	500±50
		Βιοτίτης	-	-	-	43,6	1,3	300±50
		K-άστριος	-	-	-	-	-	-
	STH-16	Μοσχοβίτης	-	-	-	49,7	1,5	500±50
		Βιοτίτης	-	-	-	47,7	1,4	300±50
		K-άστριος	-	-	-	-	-	-
	STH-100	Μοσχοβίτης	47,77	1,45	375±25	-	-	-
		Βιοτίτης	45,84	1,40	310±30	-	-	-
		K-άστριος	43,52	1,32	150±25	-	-	-
	STH-162	Μοσχοβίτης	48,62	1,48	375±25	-	-	-
		Βιοτίτης	47,62	1,47	310±30	-	-	-
		K-άστριος	42,39	1,28	150±25	-	-	-
	STH-170	Μοσχοβίτης	46,42	1,42	375±25	-	-	-
		Βιοτίτης	39,83	1,31	310±30	-	-	-
		K-άστριος	38,70	1,17	150±25	-	-	-
	STH-400	Βιοτίτης	35,25	1,20	310±30	-	-	-
		K-άστριος	36,96	1,12	150±25	-	-	-
	STH-401	Βιοτίτης	46,47	1,42	310±30	-	-	-
		K-άστριος	40,63	1,24	150±25	-	-	-
PLG	STH-19	Μοσχοβίτης	43,81	1,34	375±25	-	-	-
		Βιοτίτης	34,69	1,11	310±30	-	-	-
	STH-37	Μοσχοβίτης	44,29	1,36	375±25	-	-	-
		Βιοτίτης	36,38	1,13	310±30	-	-	-
	STH-44	Μοσχοβίτης	43,87	1,34	375±25	-	-	-
		Βιοτίτης	40,64	1,24	310±30	-	-	-
	STH-47	Μοσχοβίτης	43,17	1,32	375±25	-	-	-
		Βιοτίτης	39,33	1,21	310±30	-	-	-
	STH-55	Μοσχοβίτης	43,28	1,32	375±25	-	-	-
		Βιοτίτης	32,19	1,09	310±30	-	-	-
	STH-56	Μοσχοβίτης	44,59	1,36	375±25	-	-	-
		Βιοτίτης	42,91	1,32	310±30	-	-	-
LG	STH-61	Μοσχοβίτης	44,32	1,35	375±25	-	-	-
		Βιοτίτης	40,51	1,23	310±30	-	-	-
	STH-13	Μοσχοβίτης	-	-	-	45,6	1,4	-
		Βιοτίτης	-	-	-	28,9	0,9	-
		K-άστριος	-	-	-	-	-	-
	STH-14	Μοσχοβίτης	-	-	-	48,9	1,6	-
		Βιοτίτης	-	-	-	33,1	1,0	-
		K-άστριος	-	-	-	-	-	-
	STH-52	Μοσχοβίτης	38,53	1,21	375±27	-	-	-
		Βιοτίτης	40,69	1,27	310±32	-	-	-
		K-άστριος	39,86	1,22	150±27	-	-	-
	STH-169	Μοσχοβίτης	46,66	1,44	375±27	-	-	-
		Βιοτίτης	37,14	1,19	310±32	-	-	-
		K-άστριος	39,93	1,21	150±27	-	-	-
	STH-174	Μοσχοβίτης	40,75	1,26	375±27	44,6	1,4	-
		Βιοτίτης	14,96	0,75	310±32	37,5	1,1	-
		K-άστριος	38,84	1,19	150±27	-	-	-

Μοσχοβίτες K/Ar



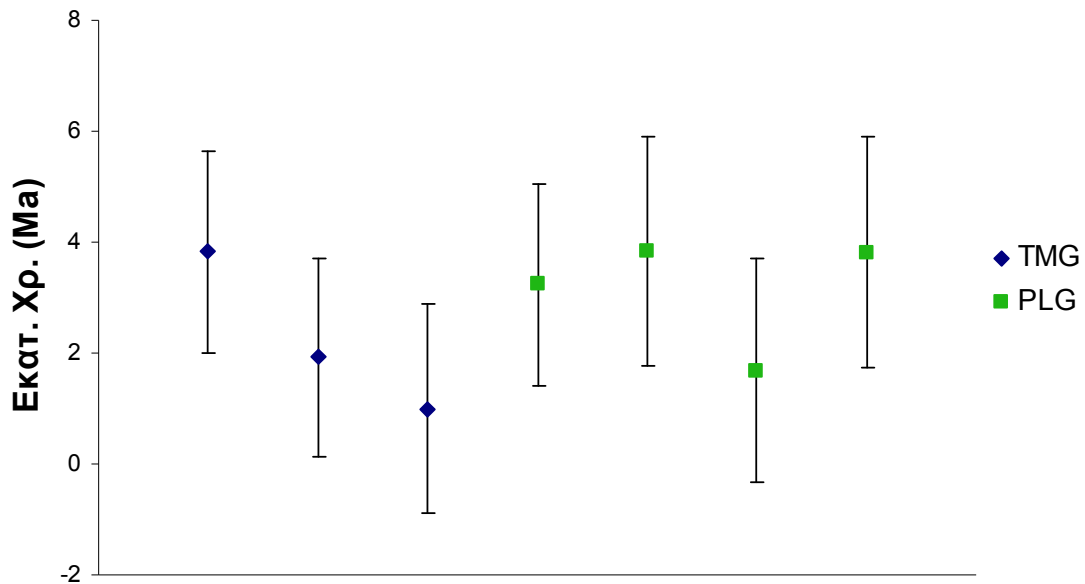
Σχήμα 5.1 Ηλικίες μοσχοβιτών K/Ar του TMG και PLG

Βιοτίτες K/Ar



Σχήμα 5.2 Ηλικίες βιοτιτών K/Ar του TMG και PLG

Διαφορά ηλικίας Mu-Bi



Σχήμα 5.3 Διαφορά ηλικίας K/Ar μοσχοβιτών-βιοτιτών του TMG και PLG

Ο μοσχοβίτης των TMG και PLG δείχνει ότι δεν έχει διαταραχθεί μέχρι σήμερα. Οι ευθείες παλινδρόμησης των μοσχοβιτών για όλα τα δείγματα του TMG και του PLG είναι ισόχρονες και η ηλικία των μοσχοβιτών έρχεται σε συμφωνία με την ηλικία της τοποθέτησης που δόθηκε από ζιρκόνιο (Alagna et al. 2008) οπότε δεν θα μπορούσε να αντιπροσωπεύει ισόχρονη συστήματος το οποίο διαταράχθηκε ομοιογενώς. Επίσης, αυτό το συμπέρασμα συμφωνεί με τα αποτελέσματα των Christofides et al. (1990), οι οποίοι με Rb/Sr υπολόγισαν την ηλικία του μοσχοβίτη με ισόχρονες πετρώματος-ορυκτού και οι ηλικίες αυτές συνάδουν με την ηλικία τοποθέτησης. Το θερμικό γεγονός λοιπόν το οποίο διατάραξε το σύστημα K/Ar των γρανιτών δεν ξεπέρασε τη θερμοκρασία κλεισίματος για το σύστημα K/Ar του μοσχοβίτη η οποία είναι 375 ± 25 °C (Jäger & Hunziker 1979, Harrison et al. 1985).

Τα αποτελέσματα των μοσχοβιτών για τον LG και επομένως η εξέλιξη τους, είναι τελείως διαφορετικά από των υπολοίπων γρανιτών. Η δημιουργία ισόχρονης για τον LG είναι αδύνατη. Με εξαίρεση το δείγμα STH-169 του οποίου η χρονολόγηση θεωρείται ικανοποιητική, τα υπόλοιπα δύο δείγματα παρουσιάζουν

πολύ μικρές ηλικίες και μάλιστα στο δείγμα STH-52 ο μοσχοβίτης εμφανίζεται νεότερος από το βιοτίτη κάτι το οποίο είναι αδύνατο ακόμη και μετά από ένα γεγονός αναθέρμανσης καθώς η θερμοκρασία κλεισίματος του μοσχοβίτη είναι μεγαλύτερη του βιοτίτη. Με βάση όμως τη χημεία των μοσχοβιτών στα δείγματα αυτά φαίνεται ότι σε διαφορετικές περιεκτικότητες στο καθένα, υπάρχουν δύο είδη μοσχοβιτών, ένας μαγματικός και ένας άλλος μοσχοβίτης υστερομαγματικός (Κεφ. 3.2). Τα δύο είδη δεν θα μπορούσαν να διαχωριστούν μεταξύ τους κατά το διαχωρισμό των ορυκτών. Είναι λογικό λοιπόν ότι αν η ηλικία του μοσχοβίτη αυτού είναι αρκετά νεότερη τα αποτελέσματα της ηλικίας του συνόλου των δύο μοσχοβιτών να είναι μικρότερα της πραγματικής. Επίσης, το δεύτερο γεγονός το οποίο επαναδιατάραξε το σύστημα K/Ar του LG θα μπορούσε να συνδέεται με την ανάπτυξη του δεύτερου αυτού μοσχοβίτη. Πιθανή εξήγηση γι' αυτό μπορεί να δοθεί από τις υπαίθριες παρατηρήσεις. Στον LG διεισδύουν πολυάριθμοι πηγματίτες οι οποίοι φθάνουν σε μεγάλο πλάτος και σε πολλά σημεία καταλαμβάνουν μεγαλύτερη έκταση από τον ίδιο τον LG. Η διαταραχή των ορυκτών είναι δυνατό να συμβεί από τέτοιου είδους πηγματιτικές διεισδύσεις (Strachan et al. 1996).

Το ένα διάγραμμα της ευθείας παλινδρόμησης των βιοτιτών για τον TMG είναι ισόχρονη και δείχνει ότι αντιπροσωπεύει ένα χρονικό σημείο στην εξέλιξη του κατά το οποίο είχε αρχίσει να επέρχεται η ομοιογένεια στο σύστημα του K/Ar στον βιοτίτη. Αυτό σημαίνει ότι όχι μόνο η θερμοκρασία ξεπέρασε τη θερμοκρασία κλεισίματος του βιοτίτη αλλά διήρκησε τόσο ώστε να αρχίσουν όλοι οι βιοτίτες να διαταράσσονται ομοιογενώς σε όλον τον γρανίτη. Βέβαια, αν εξαιρεθούν τα δείγματα των οποίων οι αναλύσεις θεωρήθηκαν μη ικανοποιητικές στο κεφάλαιο 4.3, οι ηλικίες των βιοτιτών δεν είναι πολύ μικρές. Το γεγονός που διατάραξε τους γρανίτες δεν επανεκκίνησε ολοκληρωτικά το «ισοτοπικό ρολόι» του βιοτίτη. Αυτό πιθανόν σημαίνει αφενός μεν ότι η θερμοκρασία δεν ξεπέρασε πολύ την θερμοκρασία κλεισίματος του βιοτίτη και αφετέρου ότι δεν διήρκησε τόσο ώστε να εξαναγκάσει το σύστημα του βιοτίτη να κάνει επανεκκίνηση.

Οι ευθείες για τον PLG δεν αποτελούν ισόχρονες γεγονός το οποίο επιβεβαιώνει καταρχήν ότι το σύστημα K/Ar του βιοτίτη έχει διαταραχθεί και κατά δεύτερον ότι το γεγονός αναθέρμανσης δεν έδρασε ομοιογενώς σε όλη την έκταση του PLG ή ήταν πολύ ήπιο (Hayatsu & Carmichael 1970). Τα συμπεράσματα αυτά

μπορούν να επιβεβαιωθούν με τη βοήθεια των αποτελεσμάτων Rb/Sr των Christofides et al. (1990). Αν πάνω στην ισόχρονη του μοσχοβίτη και του πετρώματος προστεθεί ο βιοτίτης, η κλίση αλλάζει και η ηλικία τοποθέτησης που δίνει η ισόχρονη γίνεται σαφώς νεότερη. Στα σχήματα 5.4 έως 5.7 παρουσιάζονται τα διαγράμματα ευθειών παλινδρόμησης για τα δείγματα του TMG STH-1 έως 16 αντίστοιχα, που σχεδιάστηκαν με χρήση των αποτελεσμάτων των Christofides et al. (1990). Όπως φαίνεται, μετά από την προσθήκη του βιοτίτη οι ευθείες δεν αποτελούν ισόχρονες με εξαίρεση το δείγμα STH-16 το οποίο θα μπορούσε να γίνει δεκτό ότι αποτελεί ισόχρονη επομένως παρέμεινε αδιατάρακτο και γι' αυτό βέβαια εμφανίζει την μεγάλη αυτή ηλικία των 48,8 Ma. Παρ' όλα αυτά, το σύστημα του Rb/Sr έχει διαταραχθεί στους βιοτίτες. Αυτό είναι λογικό διότι η θερμοκρασία κλεισίματος για τον βιοτίτη των συστημάτων του K/Ar και Rb/Sr είναι αντίστοιχα 310 ± 30 (Jäger & Hunziker 1979, Harrison et al. 1985) και 300 ± 50 (Jäger & Hunziker 1979). Επιπλέον αποδεικτικό στοιχείο αποτελεί η ευθεία παλινδρόμησης των βιοτιτών όλων των δειγμάτων του TMG του σχήματος 5.8 που σχεδιάστηκε από τα αποτελέσματα των Christofides et al. (1990). Η ευθεία αυτή δεν αποτελεί ισόχρονη και επομένως και το σύστημα Rb/Sr έχει διαταραχθεί και μάλιστα ανομοιογενώς στην έκταση του γρανίτη. Εδώ γίνεται αντιληπτό ότι αν και το σύστημα του K/Ar των βιοτιτών του TMG άρχισε να συμπεριφέρεται με ομοιογένεια κατά την αναθέρμανση το σύστημα του Rb/Sr όχι. Κάτι τέτοιο είναι βέβαια πιθανό διότι όπως έχει ειπωθεί, να μεν τα συστήματα έχουν παρόμοια θερμοκρασία κλεισίματος όμως σε μεγαλύτερη θερμοκρασία κλείνει πρώτο αυτό του Rb/Sr. Επίσης, είναι γνωστό όπως αναφέρθηκε και στο κεφάλαιο 4.2, ότι το σύστημα K/Ar δεν εμποδίζει την επανέναρξη του «ισοτοπικού ρολογιού» των ορυκτών, εν ολίγοις είναι πιο ευαίσθητο στην αύξηση της θερμοκρασίας ενώ το σύστημα του Rb/Sr είναι λιγότερο ευαίσθητο.

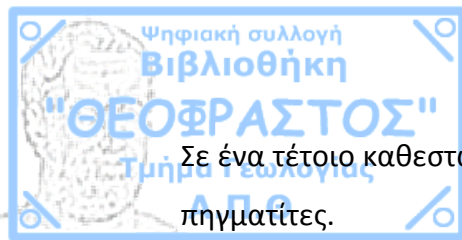
Αν και για τον PLG δεν υπάρχουν χρονολογήσεις Rb/Sr, οι δύο γρανίτες εφόσον βρίσκονται σε επαφή και τα αποτελέσματα των ισοχρόνων βιοτιτών και για τους δύο είναι τα ίδια, είναι λογικό να υποτεθεί η ίδια εξέλιξη και να έχουν επηρεαστεί από το ίδιο θερμικό γεγονός.

Ο Κ-άστριος του TMG έχει διαταραχθεί περισσότερο από τα άλλα ορυκτά. Εφόσον οι βιοτίτες, που το σύστημα τους κλείνει σε μεγαλύτερη θερμοκρασία από

των K-αστρίων σχηματίζουν ισόχρονη, είναι αναμενόμενο να σχηματίζουν και οι K-άστριοι κάτι το οποίο όντως συμβαίνει. Ο K-άστριος είναι το ορυκτό το οποίο υπέστει τα αποτελέσματα της αναθέρμανσης σε μεγαλύτερο βαθμό σε σημείο τέτοιο ώστε το σύστημα K/Ar να αρχίσει να διαταράσσεται ομοιογενώς σε όλη την έκταση του TMG.

Η εξέλιξη του LG φαίνεται να διαφέρει από αυτή των άλλων γρανιτών. Σαφώς και εφόσον συνδέεται με τους άλλους γρανίτες υπέστει το γεγονός της αναθέρμανσης. Τα αποτελέσματα των χρονολογήσεων των Christofides et al. (1990) επιβεβαιώνουν και στην περίπτωση του LG τη διαταραχή του ισοτοπικού συστήματος. Στα σχήματα 5.9, 5.10 και 5.11 αναπαρίστανται οι ευθείες παλινδρόμησης των δειγμάτων STH-13, STH-14 και STH-174 αντίστοιχα, οι οποίες σχεδιάστηκαν από τα αποτελέσματα χρονολογήσεων των Christofides et al. (1990). Στο σύστημα του Rb-Sr ο μοσχοβίτης των δειγμάτων του LG των Christofides et al. (1990) εμφανίζεται πιο ανθεκτικός, όπως και είναι αναμενόμενο, από το σύστημα του K/Ar και δίνει μεγαλύτερες ηλικίες. Πιθανόν κάποιες από τις ηλικίες να έχουν παραμείνει μερικώς ανεπηρέαστες και να αντιπροσωπεύουν την τοποθέτηση του LG η οποία είναι νεότερη από των άλλων γρανιτών. Οι ευθείες παλινδρόμησης των δειγμάτων του LG δεν σχηματίζουν ισόχρονες και δείχνουν ότι ο μοσχοβίτης και ο βιοτίτης έχουν διαταραχθεί. Επιπλέον, αυτό επιβεβαιώνεται από τις ευθείες παλινδρόμησης Rb/Sr του σχήματος 5.12 των μοσχοβιτών του LG και του σχήματος 5.13 των βιοτιτών του LG στα οποία δεν σχηματίζονται ισόχρονες.

Πολλά από τα αποτελέσματα βιοτιτών του LG θεωρήθηκαν μη ικανοποιητικά λόγω χαμηλού ποσοστού ραδιογενούς Ar. Δεν είναι όμως τυχαίο το γεγονός ότι όλες οι ηλικίες και με τις δύο μεθόδους είναι πολύ μικρές καθώς και ότι ένα δείγμα παρουσιάζει χαμηλή περιεκτικότητα σε K το οποίο δεν μπορεί να συμβεί παρά μόνο από υδροθερμική δράση (Faure & Mensing 2005). Πιθανόν λοιπόν η έλλειψη σε ραδιογενές Ar να μην οφείλεται σε φυσικούς παράγοντες (αποσάθρωση, κ.α) αλλά στο γεγονός το οποίο διατάραξε τον LG. Οι υπαίθριες παρατηρήσεις μπορούν να αποδώσουν τη διαταραχή του συστήματος στην εκτεταμένη διείσδυση των πηγματιτών στον LG. Πολυάριθμοι πηγματίτες διεισδύουν στον LG, οι οποίοι φθάνουν σε αρκετά μεγάλα πλάτη και συχνά ξεπερνούν σε έκταση τον ίδιο τον LG.

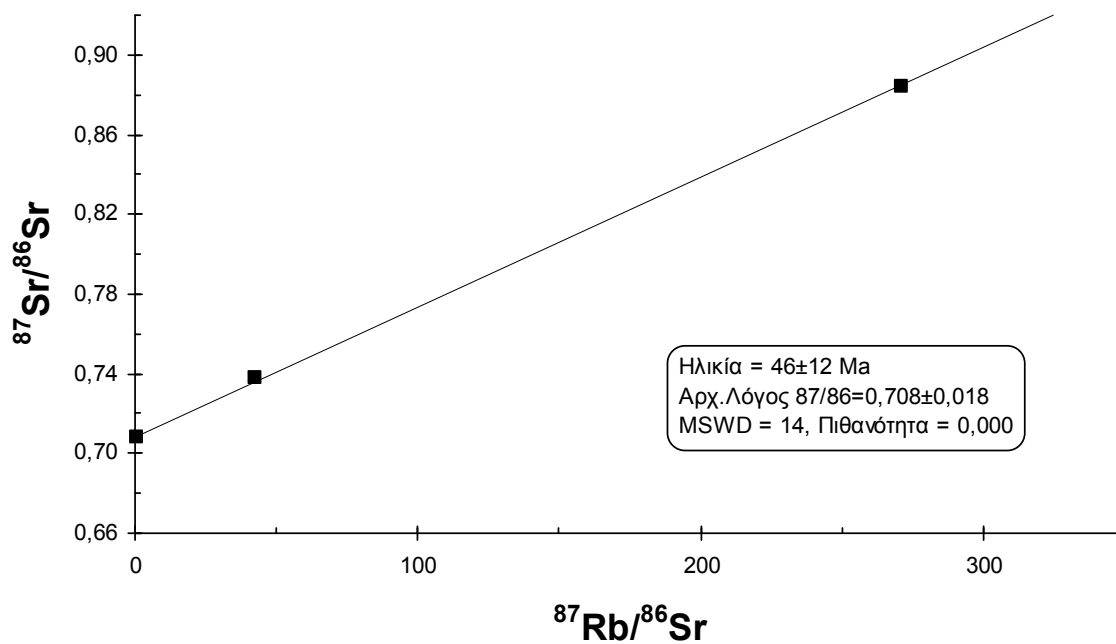


Σε ένα τέτοιο καθεστώς πρακτικά τα δείγματα λήφθηκαν από σημεία πολύ κοντά σε πηγματίτες.

Αυτό το οποίο συμπεραίνεται από το συνδυασμό των αποτελεσμάτων και των παρατηρήσεων, όσον αφορά το γεγονός που διατάραξε το ισοτοπικό σύστημα των TMG και PLG και το γεγονός που διατάραξε το ισοτοπικό σύστημα του LG, είναι ότι το ένα αφορά γεγονός αναθέρμανσης των γρανιτών ενώ το δεύτερο αφορά τοπικής εμβέλειας γεγονός πιθανόν από διείσδυση πηγματιτών. Όπως αναφέρθηκε στο προηγούμενο κεφάλαιο οι K-άστριοι του LG σε αντίθεση με τα άλλα δύο ορυκτά φαίνεται να έχουν μείνει ανεπηρέαστοι από το γεγονός της διείσδυσης των πηγματιτών. Κάτι τέτοιο βέβαια είναι αδύνατο να συμβεί. Η πιο πιθανή εξήγηση είναι ότι το γεγονός αναθέρμανσης το οποίο επηρέασε το «ισοτοπικό ρολόι» όλων των γρανιτών ακολούθησε της διείσδυσης των πηγματιτών ή έδρασε ταυτόχρονα. Έτσι, στον K-άστριο τα αποτυπώματα του προηγούμενου γεγονότος σβήστηκαν ολοκληρωτικά και αυτό διότι η θερμοκρασία ξεπέρασε αρκετά τη θερμοκρασία κλεισίματος του K-αστρίου. Επίσης δεν είναι τυχαίο ότι οι ηλικίες των K-αστρίων του LG (Πιν. 4.3.1) είναι, μέσα στα όρια των αναλυτικών σφαλμάτων, παρόμοιες με τις νεότερες ηλικίες των K-αστρίων του TMG. Ο βιοτίτης των TMG και PLG όπως φαίνεται από όλα τα παραπάνω επηρεάστηκε λίγο από το γεγονός αναθέρμανσης και ο μοσχοβίτης καθόλου. Το γεγονός της διείσδυσης των πηγματιτών φαίνεται σαφώς πολύ έντονο εφόσον διατάραξε ακόμη και τα ισοτοπικά συστήματα K/Ar και Rb/Sr του μοσχοβίτη του LG. Επομένως το γεγονός της αναθέρμανσης δεν θα μπορούσε να σβήσει τα σημάδια της διαταραχής του ισοτοπικού συστήματος των βιοτιτών και μοσχοβιτών του LG από την διείσδυση των πηγματιτών.

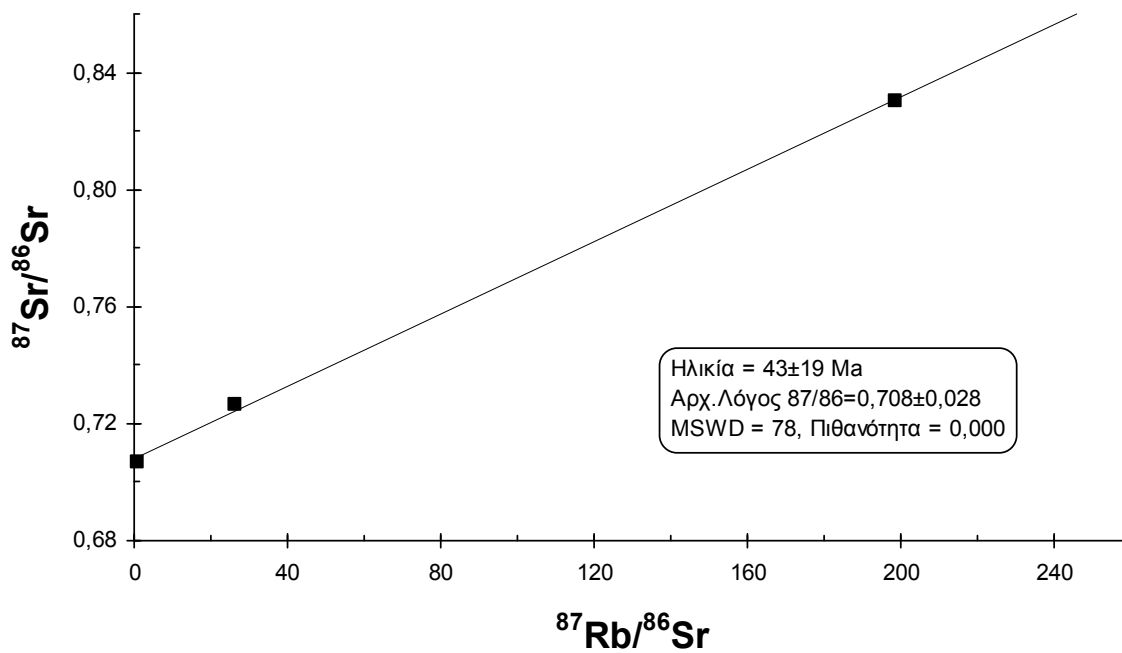
Το γεγονός το οποίο προκάλεσε αύξηση της θερμοκρασίας και διαταραχή του συστήματος των ορυκτών ξεπέρασε την θερμοκρασία κλεισίματος του βιοτίτη για το σύστημα Rb-Sr η οποία υπολογίζεται 300 ± 50 °C (Πιν. 5.2) αλλά όχι του μοσχοβίτη για το σύστημα K-Ar που υπολογίζεται 375 ± 25 °C (Πιν. 5.2). Άρα η θερμοκρασία του θερμικού αυτού γεγονότος που διατάραξε το ισοτοπικό σύστημα των ορυκτών δεν μπορεί να ήταν πάνω από 350 °C που είναι η χαμηλότερη θερμοκρασία που δίνεται για τη θερμοκρασία κλεισίματος του μοσχοβίτη καθώς και η μέγιστη που δίνεται για τη θερμοκρασία κλεισίματος του βιοτίτη με Rb-Sr.

STH-1



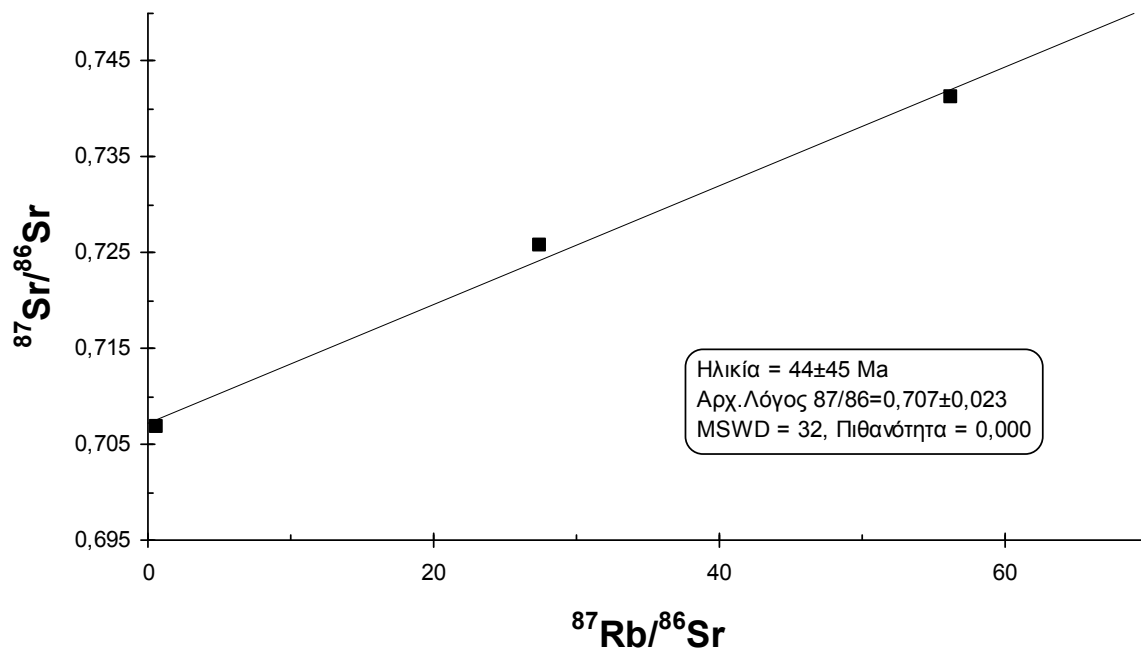
Σχήμα 5.4 Διάγραμμα ευθείας παλινδρόμησης του STH-1

STH-5



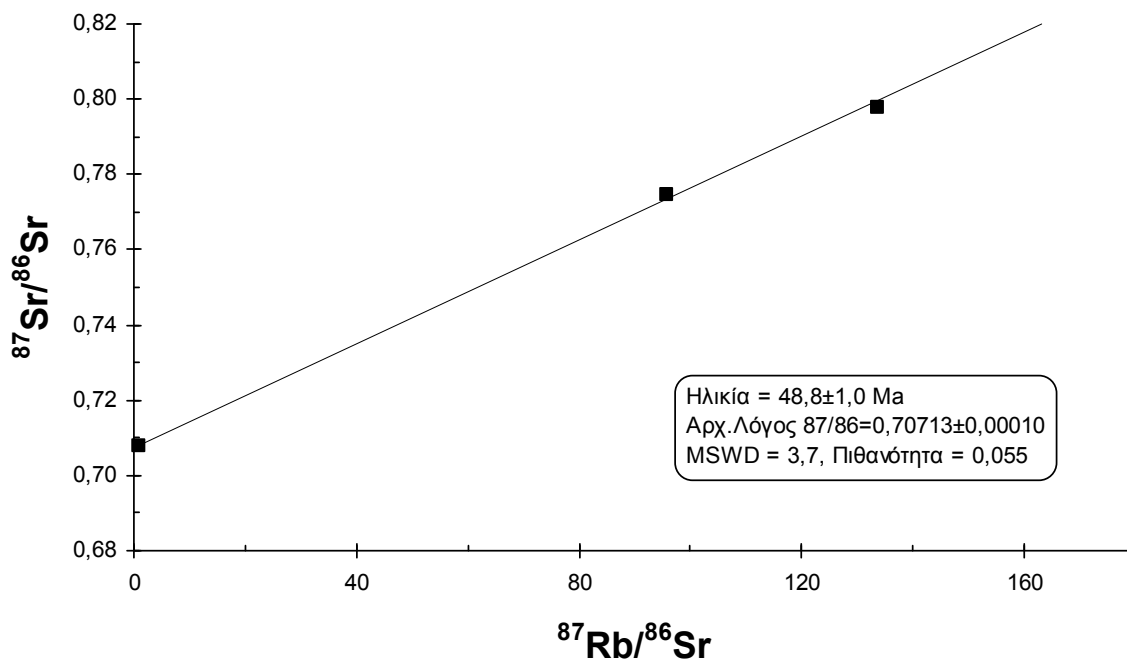
Σχήμα 5.5 Διάγραμμα ευθείας παλινδρόμησης του STH-5

STH-15



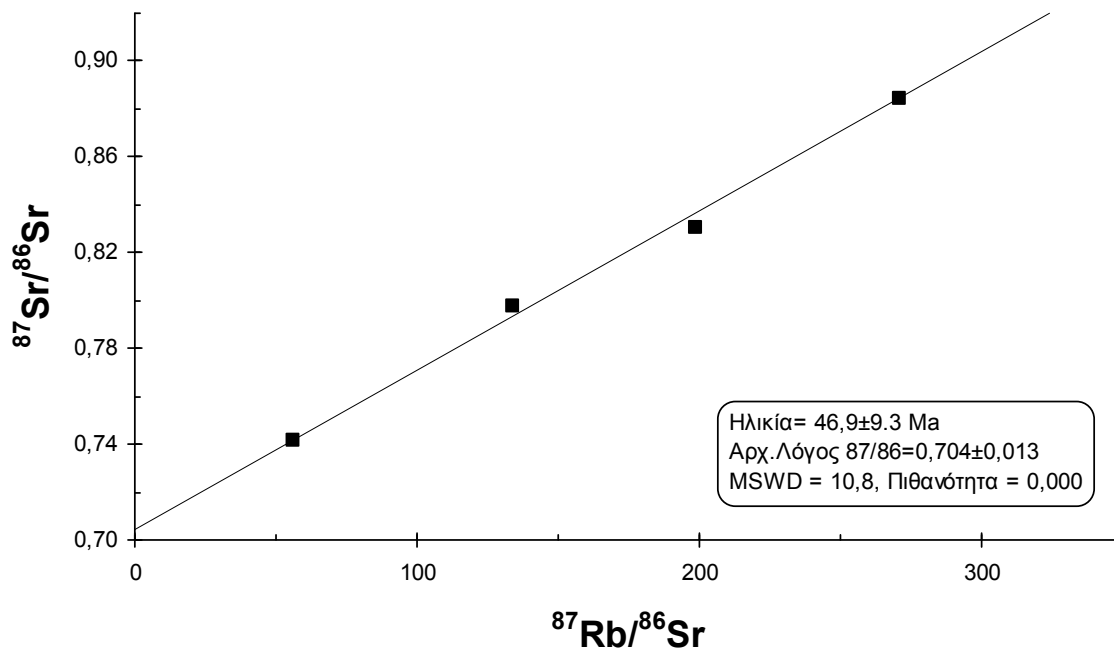
Σχήμα 5.6 Διάγραμμα ευθείας παλινδρόμησης του STH-15

STH-16



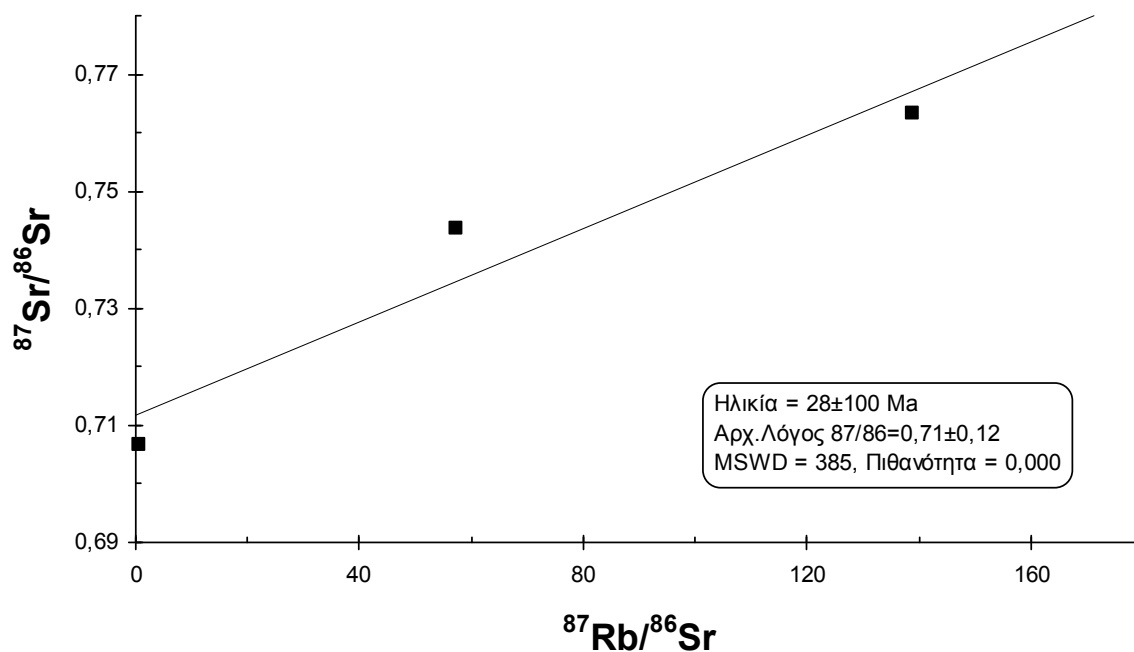
Σχήμα 5.7 Διάγραμμα ευθείας παλινδρόμησης του STH-16

TMG Βιοτίτες



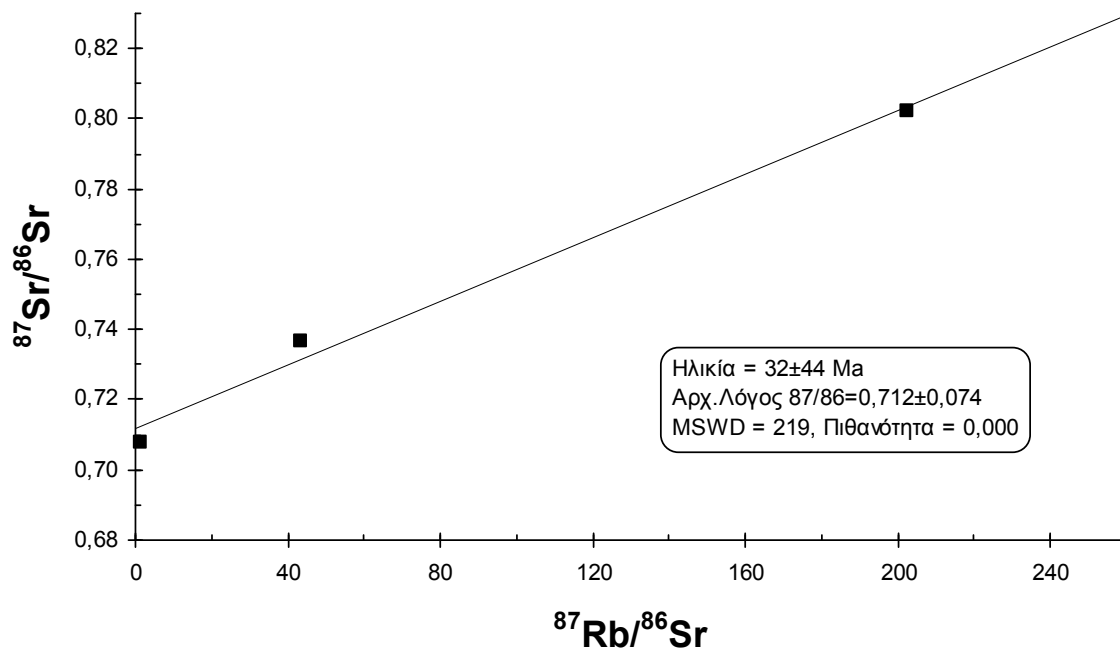
Σχήμα 5.8 Διάγραμμα ευθείας παλινδρόμησης των βιοτιτών του TMG

STH-13



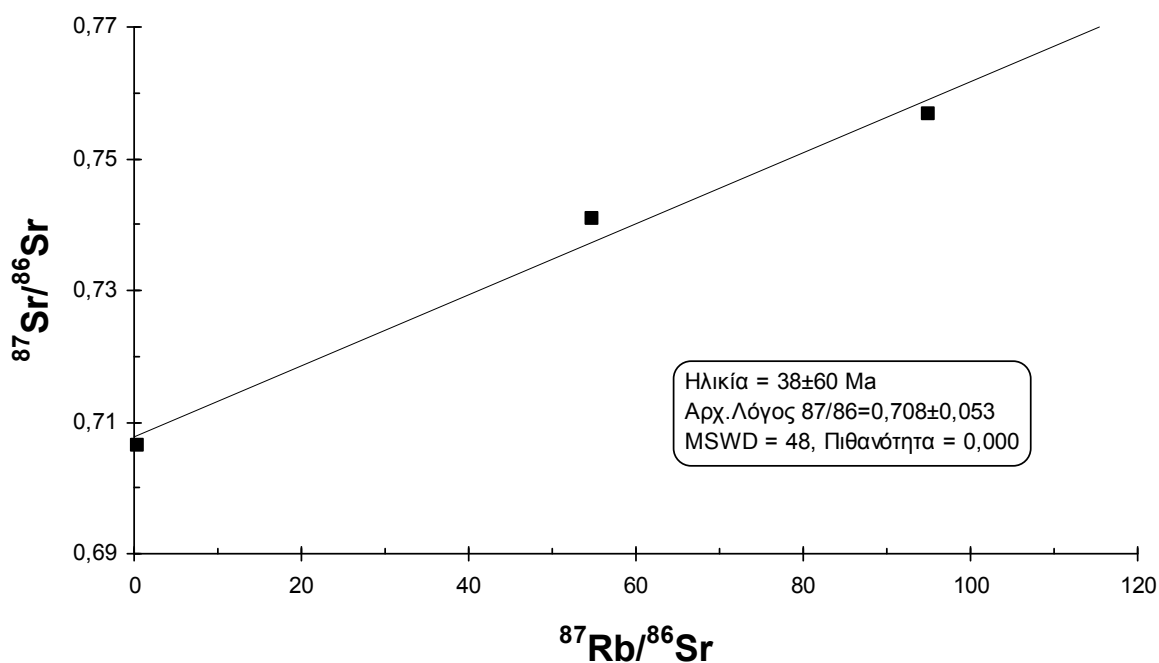
Σχήμα 5.9 Διάγραμμα ευθείας παλινδρόμησης του STH-13

STH-14



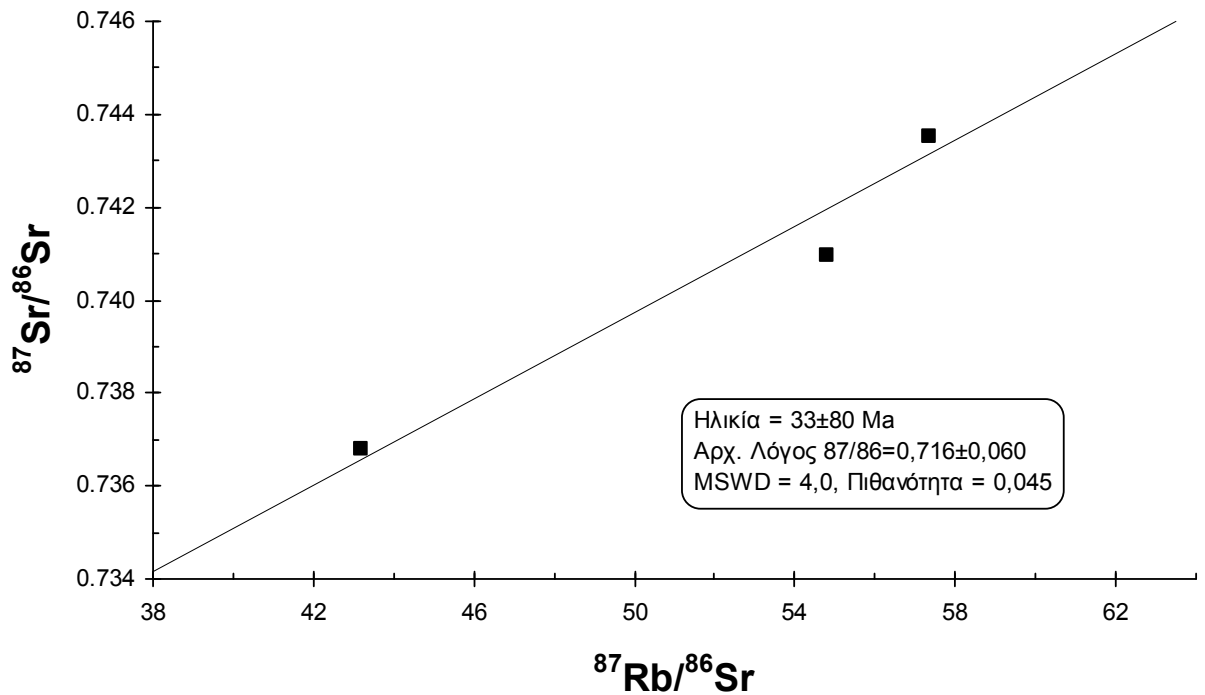
Σχήμα 5.10 Διάγραμμα ευθείας παλινδρόμησης του STH-14

STH-174



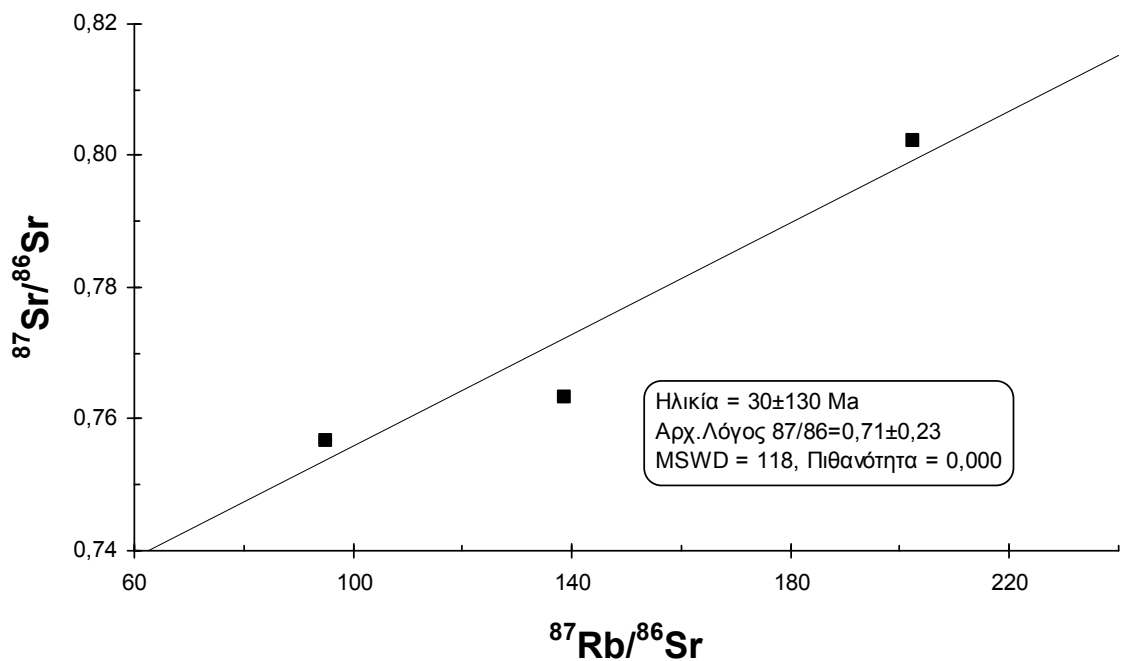
Σχήμα 5.11 Διάγραμμα ευθείας παλινδρόμησης του STH-174

LG Μοσχοβίτες



Σχήμα 5.12 Διάγραμμα ευθείας παλινδρόμησης των μοσχοβιτών του LG

LG Βιοτίτες



Σχήμα 5.13 Διάγραμμα ευθείας παλινδρόμησης των βιοτιτών του LG

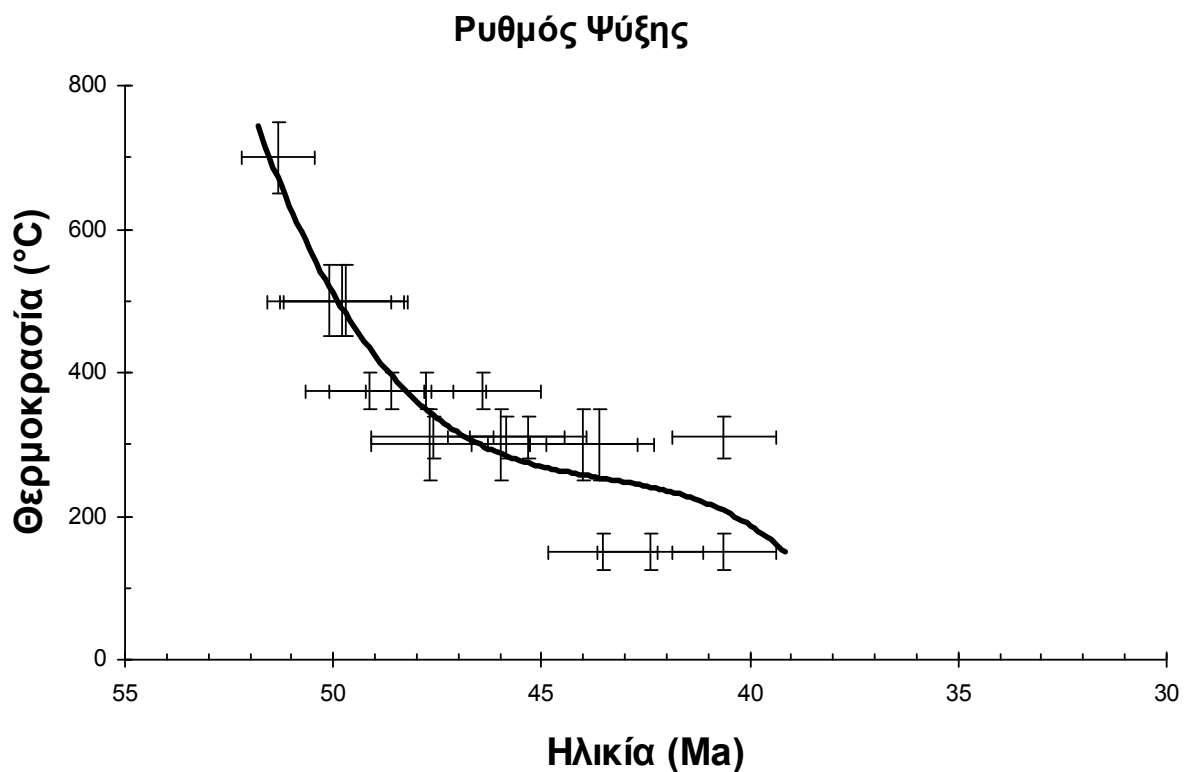
Παρότι το ισοτοπικό σύστημα των ορυκτών έχει διαταραχθεί, επειδή οι ηλικίες του βιοτίτη κυρίως και του Κ-άστριου είναι ελαφρώς μόνο διαταραγμένες, θα μπορούσε να γίνει μια προσέγγιση για τον ρυθμό με τον οποίο ψύχθηκε το βόρειο τμήμα του πλουτωνίτη της Σιθωνίας το οποίο αποτελείται από τον TMG, PLG και LG. Βέβαια είναι αδύνατο να συμπεριληφθούν και τα αποτελέσματα του LG λόγω της έντονης διαταραχής που έχουν υποστεί. Οι θερμοκρασίες κλεισίματος που θα χρησιμοποιηθούν παρουσιάζονται στον πίνακα 5.2 και θεωρούνται οι καταλληλότερες για την περίπτωση του πλουτωνίτη της παρούσας μελέτης. Στο σχήμα 5.12 παρουσιάζεται το διάγραμμα Θερμοκρασίας-Ηλικίας. Στο διάγραμμα έχουν συμπεριληφθεί μόνο τα αποτελέσματα του TMG των ορυκτών: ζιρκόνιο με τη μέθοδο U-Pb, Alagna et al. (2008), βιοτίτη και μοσχοβίτη με τις μεθόδους K-Ar, παρούσα μελέτη και Rb-Sr, Christofides et al. (1990). Η καμπύλη αντιπροσωπεύει τον μέσο ρυθμό με τον οποίο ψύχθηκε ο πλουτωνίτης. Μπορεί επίσης να γίνει μια προσέγγιση για την τιμή αυτού του ρυθμού ψύξης και υπολογίζεται περίπου στους 60,18 °C/Ma (± 12). Στην πραγματικότητα ο ρυθμός αυτός ήταν πολύ μεγαλύτερος και μπορεί να έφθανε έως 70-75 °C/Ma. Εάν ο Κ-άστριος δεν είχε επηρεαστεί από κάποιο γεγονός η ηλικία του θα ήταν σαφώς μεγαλύτερη και αυτό θα είχε ως αποτέλεσμα την αύξηση του ρυθμού ψύξης.

Πίνακας 5.2 Θερμοκρασίες κλεισίματος των ισοτοπικών συστημάτων των ορυκτών

Ορυκτό	Μέθοδος	T (°C)	±	Βιβλιογραφία
Ζιρκόνιο	U-Pb	700	50	Ghent et al. 1988
Μοσχοβίτης	Rb-Sr	500	50	Jäger & Hunziker 1979
Μοσχοβίτης	K-Ar	375	25	Jäger & Hunziker 1979, Harrison et al. 1985
Βιοτίτης	Rb-Sr	300	50	Jäger & Hunziker, 1979
Βιοτίτης	K-Ar	310	30	Jäger & Hunziker 1979, Harrison et al. 1985
Κ-άστριος	K-Ar	150	25	Lovera et al. 2002

Ο ρυθμός ψύξης του πλουτωνίτη είναι αρκετά μεγάλος αν ληφθεί υπόψη ότι πρόκειται για έναν πλουτωνίτη ο οποίος διεισδύσε πριν την σύγκρουση των ηπειρωτικών πλακών (pre-collision, Christofides et al. 2007) κοντά σε καθεστώς συμπίεσης. Γεγονός είναι ότι ένας τέτοιος ρυθμός ψύξης σημαίνει γεωτεκτονικό καθεστώς γρήγορης εκταφής. Οι Kiliyas et al. (2002) υποστηρίζουν ότι η εκτατικές κινήσεις στην πίσω από την κατάδυση περιοχή όπου διεισδύει το πλουτωνίτης της Σιθωνίας ξεκίνησαν στο Ηώκαινο, πριν από 50 εκατομμύρια χρόνια (Ma). Η άποψη αυτή δικαιολογεί τον αυξημένο ρυθμό ψύξης του πλουτωνίτη της Σιθωνίας.

Σχετικά με την ηλικία του θερμικού γεγονότος το οποίο έδρασε και διατάραξε το ισοτοπικό σύστημα του πλουτωνίτη δεν μπορεί να είναι παλαιότερο από την νεότερη ηλικία που έχει υπολογισθεί μεταξύ των ικανοποιητικών βέβαια χρονολογήσεων. Η ηλικία αυτή ανήκει στον Κ-άστριο του δείγματος STH-400 η οποία είναι $36,96 \pm 1,12$ Ma. Αυτή η ηλικία, περίπου 37 Ma, αποτελεί το ανώτερο όριο της ηλικίας δράσης του θερμικού γεγονότος.



Σχήμα 5.13 Διάγραμμα ρυθμού ψύξης

Η μελέτη του βόρειου τμήματος του πλουτωνίτη της Σιθωνίας με τη χρήση των αποτελεσμάτων των μεθόδων χρονολόγησης K/Ar της παρούσας μελέτης και Rb/Sr των Christofides et al. (1990), δείχνει ότι τα ισοτοπικά συστήματα ορισμένων ορυκτών των γρανιτών δεν έμειναν ανεπηρέαστα με την πάροδο του χρόνου. Οι ηλικίες των μοσχοβιτών για το σύστημα του K/Ar συμφωνούν με τις ηλικίες που δόθηκαν από προηγούμενες μελέτες όμως οι ηλικίες των βιοτιτών και ιδιαίτερα των K-αστρίων εμφανίζονται νεότερες.

Τα ορυκτά του TMG πέρασαν πρώτα την θερμοκρασία κλεισίματος του ισοτοπικού συστήματος K/Ar σε σχέση με τα ορυκτά του PLG, όμως η διαφορά ηλικίας μεταξύ μοσχοβιτών και βιοτιτών του TMG και PLG είναι ίδια κάτι το οποίο υπονοεί ότι η ψύξη των PLG και TMG έγινε με τον ίδιο ρυθμό.

Με τη χρήση της μεθόδου των ισοχρόνων συμπεραίνεται ότι το ισοτοπικό σύστημα K/Ar και Rb/Sr των ορυκτών βιοτίτη και K-αστρίου διαταράχθηκε λόγω αύξησης της θερμοκρασίας στους γρανίτες. Όσον αφορά τους βιοτίτες και τους K-αστρίους του TMG φαίνεται ότι η διαταραχή του ισοτοπικού τους συστήματος K/Ar άρχισε να γίνεται ομοιογενώς σε όλη την έκταση του πετρώματος. Κάτι τέτοιο όμως

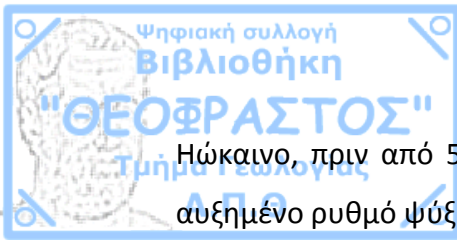
δεν συμβαίνει για το σύστημα Rb/Sr των βιοτιτών. Το ισοτοπικό σύστημα Rb/Sr των βιοτιτών των TMG και PLG έχει διαταραχθεί, όμως λόγω του ότι κλείνει σε μεγαλύτερη θερμοκρασία οπότε και είναι λιγότερο ευαίσθητο στην αύξηση της θερμοκρασίας τα διαφορετικά δείγματα έχουν επηρεαστεί σε διαφορετικό βαθμό. Το γεγονός λοιπόν της αναθέρμανσης που υπέστη ο πλουτωνίτης φαίνεται να ήταν ήπιο (Hayatsu & Carmichael 1970).

Όσον αφορά τα δείγματα του LG που αναλύθηκαν, παρουσιάζουν πολύ διαφορετική συμπεριφορά από αυτά των άλλων δύο πετρογραφικών τύπων. Οι ηλικίες όλων των ορυκτών είναι ασύμφωνες και μόνο το ισοτοπικό σύστημα του Κ-αστρίου συμπεριφέρεται ως αδιατάρακτο. Πιθανή εξήγηση είναι το γεγονός ότι το ισοτοπικό σύστημα του LG διαταράχθηκε πρώτα λόγω της διείσδυσης των πολυάριθμων πηγματιτών (Strachan et al. 1996). Στη συνέχεια ή παράλληλα με αυτό το γεγονός η αύξηση της θερμοκρασίας στους γρανίτες προκάλεσε σχεδόν ολική επαναφορά του ισοτοπικού συστήματος K/Ar των Κ-αστρίων με αποτέλεσμα να σβηστεί το αποτέλεσμα της διείσδυσης των πηγματιτών. Το ίδιο δεν συνέβει όμως για τον βιοτίτη και κυρίως για τον μοσχοβίτη, διότι η ένταση του δεύτερου γεγονότος πιθανόν δεν ήταν ικανή να διαγράψει τα αποτυπώματα της δράσης των πηγματιτών στο ισοτοπικό σύστημα του βιοτίτη ενώ δεν ξεπέρασε την θερμοκρασία κλεισίματος του μοσχοβίτη.

Το θερμικό γεγονός το οποίο διατάραξε τα ισοτοπικά συστήματα των γρανιτών ξεπέρασε την θερμοκρασία κλεισίματος του βιοτίτη για το ισοτοπικό σύστημα Rb/Sr, (300 ± 50 °C, Jäger & Hunziker, 1979), όχι όμως την θερμοκρασία κλεισίματος του μοσχοβίτη για το ισοτοπικό σύστημα K/Ar (375 ± 25 °C, Jäger & Hunziker 1979, Harrison et al. 1985).

Η ηλικία της δράσης του θερμικού γεγονότος στον γρανίτη υπολογίζεται περίπου στα 38 Ma που είναι η μικρότερη ηλικία Κ-αστρίου του δείγματος STH-400 που έχει υπολογισθεί.

Λαμβάνοντας υπόψη τα αποτελέσματα K/Ar της παρούσας μελέτης, τα αποτελέσματα Rb/Sr των Christofides et al. (1990) και τα αποτελέσματα U/Pb των Alagna et al. (2007) υπολογίζεται ο μέσος ρυθμός ψύξης του TMG στους 60 °C/Ma (± 12). Οι Kiliass et al. (2002) υποστηρίζουν ότι η εκτατικές κινήσεις στην πίσω από την κατάδυση περιοχή όπου διεισδύει το πλουτωνίτης της Σιθωνίας ξεκίνησαν στο



Ηώκαινο, πριν από 50 εκατομμύρια χρόνια (Ma). Η άποψη αυτή δικαιολογεί τον αυξημένο ρυθμό ψύξης του πλουτωνίτη της Σιθωνίας.



ΠΑΡΑΡΤΗΜΑ

ΠΑΡΑΡΤΗΜΑ 1. Προετοιμασία Δειγμάτων

Το κάθε δείγμα από τα συλλεχθέντα θραύστηκε αρχικά σε σπαστήρα σιαγόνων και έπειτα κοκκοποιήθηκε σε περιστρεφόμενο κοκκοποιητή. Οι κόκκοι αρχικά κοσκινίστηκαν σε κόσκινο μεγέθους 100 μm για να γίνει αποβολή του πολύ μικρού κλάσματος της σκόνης. Το υπόλοιπο δείγμα πλύθηκε διαδοχικά δύο φορές με νερό βρύσης, δύο φορές με απιονισμένο νερό και τελικά με ακετόνη ώστε να αποβληθεί κάθε πιθανή παραμονή σκόνης επάνω στους κόκκους. Έπειτα το δείγμα παρέμενε προς ξήρανση, σε συνθήκες δωματίου, για αρκετές ώρες. Μετά την ξήρανση του δείγματος αυτό κοσκινίστηκε ξανά με κόσκινα μεγέθους 150 και 250 μm και έγινε λήψη του κλάσματος που παρέμεινε στο κόσκινο των 150 μm .

Για να γίνει διαχωρισμός των φυλλόμορφων ορυκτών και ένας πρώτος εμπλουτισμός χρησιμοποιήθηκε δονούμενη τράπεζα. Το δείγμα των φυλλόμορφων στη συνέχεια παρελήφθηκε για διαχωρισμό βιοτίτη και μοσχοβίτη με μαγνητικό διαχωριστή (Frantz Isodynamic Magnetic separator, model L-1) ενώ το υπόλοιπο δείγμα χρησιμοποιήθηκε για το διαχωρισμό Κ-αστρίου με βαρέα διαλύματα.

Περαιτέρω εμπλουτισμός του βιοτίτη και μοσχοβίτη γίνονταν στον μαγνητικό διαχωριστή όπου λόγω της μαγνήτισής τους διαχωρίστηκαν από τα υπόλοιπα ορυκτά. Στη συνέχεια με πολλαπλές αλλαγές της κλίσης και της μαγνήτισης του μαγνητικού διαχωριστή έγινε διαχωρισμός πρώτα του βιοτίτη και έπειτα του μοσχοβίτη. Σε ορισμένα δείγματα όταν η καθαρότητα του δείγματος δεν ήταν ικανοποιητική, ακολουθούσε επεξεργασία των δειγμάτων με βαρέα διαλύματα όπου οι προσμίξεις διαχωρίζονταν λόγω διαφοράς του ειδικού βάρους των ορυκτών. Η καθαρότητα των δειγμάτων μετά την επεξεργασία υπολογίστηκε με τη βοήθεια του στερεοσκοπίου σε πάνω από 98%.

Το δείγμα που προοριζόταν για τον διαχωρισμό Κ-αστρίου περνούσε πρώτα από το μαγνητικό διαχωριστή για να καθαρίσει από τα μαγνητικά ορυκτά, που τυχόν είχαν παραμείνει μετά την επεξεργασία στη δονούμενη τράπεζα, και στη συνέχεια ο Κ-άστριος διαχωρίζονταν με χρήση του βαρέως διαλύματος TBE ($\text{Br}_2\text{CHCHBr}_2$, Τετραβρωμοαιθάνιο). Το δείγμα μεταφέρθηκε σε φιάλη η οποία περιείχε TBE πυκνότητας 2,58 gr/cm^3 . Το υλικό το οποίο επέπλεε διαχωρίστηκε και στη συνέχεια μεταφέρθηκε σε φιάλη με TBE μικρότερης πυκνότητας (2,54) για να γίνει



αποβολή των προσμίξεων που είχαν μικρότερη πυκνότητα από τον Κ-άστριο. Η καθαρότητα του Κ-αστρίου υπολογίστηκε με περιθλασιμετρία κόνεως και στερεοσκόπιο σε πάνω από 96%.

ΠΑΡΑΡΤΗΜΑ 2. Μέθοδος Χημικής Ανάλυσης K/Ar

Προσδιορισμός K

Περίπου 0,05g δείγματος κονιοποιείται λεπτομερώς και στη συνέχεια χωνεύεται σε οξέα (HF , H_2SO_4 , HClO_4) και τελικά σε HCl 0,2M. Το K προσδιορίστηκε από φλογοφωτόμετρο τύπου Corning 480 Flame Photometer και χρησιμοποιεί ρυθμιστή Na και εσωτερική σταθερά Li. Οι διεργαστηριακές σταθερές που χρησιμοποιήθηκαν για την επαλήθευση των μετρήσεων είναι οι Asia 1/65, LP-6, HD-B1 και GL-O.

Προσδιορισμός Ar

Το Ar εξάγεται από τα δείγματα με τήξη σε χωνευτήρια Mo τα οποία προθερμαίνονται σε σύστημα κενού ανοξειδωτού ατσαλιού. Προστίθεται ^{38}Ar από σιφώνι του συστήματος και στη συνέχεια καθαρίζονται τα πρόσμικτα αέρια με χρήση Ti και SAES getter (υλικά απορρόφησης αερίων σε κενό) καθώς και παγίδων υγρού αζώτου. Το καθαρισμένο Ar μεταβιβάζεται αμέσως σε φασματογράφο μάζας όπου μετρώνται οι λόγοι του Ar σε στατική κατάσταση με χρήση μαγνητικού ακτινικού τομέα 15cm ο οποίος κατασκευάστηκε στο Debrecen.

Προσδιορισμός ηλικίας

Για τον υπολογισμό της ηλικίας χρησιμοποιούνται οι ατομικές σταθερές που έχουν προταθεί από τους Steiger & Jäger (1977). Όλα τα αναλυτικά σφάλματα αντιπροσωπεύουν επίπεδο εμπιστοσύνης 68% (2σ analytical confidence level).

Το πλουτωνικό σύμπλεγμα της Σιθωνίας καταλαμβάνει το μεγαλύτερο μέρος της χερσονήσου της Σιθωνίας και διεισδύει δυτικά στην Περιοδοπική ζώνη και ανατολικά στη Σερβομακεδονική μάζα. Αποτελεί έναν πριν την σύγκρουση των ηπειρωτικών πλακών ηωκαινικό πλουτωνίτη και μέχρι σήμερα πολλοί είναι οι ερευνητές οι οποίοι μελέτησαν την προέλευση και την εξέλιξη του. Η παρούσα μελέτη αφορά τη χρονολόγηση με τη μέθοδο K/Ar ορυκτών του βόρειου τμήματος του πλουτωνίτη το οποίο αποτελείται από τρεις πετρογραφικούς τύπους, το διμαρμαρυγικό γρανίτη (TMG), τον πορφυροειδή λευκογρανίτη (PLG) και το λευκογρανίτη (LG).

Τα αποτελέσματα των χρονολογήσεων με K/Ar δείχνουν ότι οι ηλικίες που υπολογίστηκαν για τα ορυκτά των TMG και PLG συμφωνούν με την αρχή της θερμοκρασίας κλεισίματος των ισοτοπικών συστημάτων, όμως τα αποτελέσματα του LG παρουσιάζουν διαταραγμένη συμπεριφορά.

Η επεξεργασία των αποτελεσμάτων με την μέθοδο των ισοχρόνων, λαμβάνοντας υπόψη και τα αποτελέσματα με Rb/Sr, δείχνει ότι ένα γεγονός αναθέρμανσης διατάραξε τα ισοτοπικά συστήματα του βιοτίτη και του K-αστρίου όχι όμως του μοσχοβίτη. Για την θερμική εξέλιξη του LG συμπεραίνεται ότι η εκτεταμένη διείσδυση πηγματοειδών στην περιοχή προκάλεσε διαταραχή των δύο ορυκτών, όμως η παράλληλη ή επικείμενη αύξηση της θερμοκρασίας επανέφερε το ισοτοπικό σύστημα μόνο του K-αστρίου.

Το θερμικό γεγονός το οποίο διατάραξε τα ισοτοπικά συστήματα των γρανιτών ξεπέρασε την θερμοκρασία κλεισίματος του βιοτίτη για το ισοτοπικό σύστημα Rb/Sr (300 ± 50 °C), όχι όμως την θερμοκρασία κλεισίματος του μοσχοβίτη για το ισοτοπικό σύστημα K/Ar (375 ± 25 °C).

Ο ρυθμός με τον οποίο ψύχθηκε ο πλουτωνίτης φθάνει περίπου τους 60 °C/εκ. χρόνια γεγονός που έμμεσα συμφωνεί με την άποψη ότι η εκτατικές κινήσεις στην πίσω από την κατάδυση περιοχή όπου διεισδύει το πλουτωνίτης της Σιθωνίας ξεκίνησαν στο Ηώκαινο, πριν από 50 εκατομμύρια χρόνια (Ma).



The Sithonia plutonic complex occupies the greater part of the Sithonia Peninsula and intrudes the Circum Rhodope Massif to the west and the Serbomacedonian Massif to the east. It comprises an Eocene pre-collision pluton and hitherto, its origin and evolution has been studied by many researchers. The present study is related with the mineral geochronology of the northern part of the pluton which consists of three main bodies, the Two-mica Granite (TMG), the Porphyry Leucogranite (PLG) and the Leucogranite (LG).

The K/Ar geochronological results indicate that the mineral ages of TMG and PLG are in accordance with the principles of the isotopic closure temperature of the isotopic systems, but the geochronological results of the LG indicate a very disturbed behavior.

The processing of the geochronological data with the isochron method, taking into account the Rb/Sr data, indicates that a reheating event took place and disturbed the isotopic systems of biotite and K-feldspar but didn't succeed to disturb the isotopic system of muscovite. Regarding the thermal evolution of the LG it is inferred that the voluminous pegmatite intrusion around the area disturbed the isotopic systems of the two minerals but the simultaneous or imminent reheating caused the resetting of the K-feldspar's isotopic system.

The reheating event that disturbed the mineral isotopic systems exceeded the closure temperature of biotite for the Rb/Sr isotopic system (350 ± 50 °C, Jäger and Hunziker, 1979), but didn't exceed the closure temperature of muscovite for the K/Ar isotopic system (375 ± 25 °C, Jäger & Hunziker 1979, Harrison et al. 1985) .

The cooling rate of the plutonic body reaches the 60 °C per million years which is consistent with the hypothesis that the extension at the back-arc area of the subduction, where the Sithonia plutonic complex intrudes, started during the Eocene, before 50 million years.

- Alagna E.K., Petrelli M., Perugini D., Poli G, 2008. Micro-analytical zircon and monazite U-Pb isotope dating by laser ablation-inductively coupled plasma-Quadrupole mass spectrometry. *Geost. and Geolan. Resear.*, 32(1), 103-120.
- Altherr, R., Siebel, W., 2002. I-type plutonism in a continental backarc setting: Miocene granitoids and monzonites from the central Aegean Sea, Greece. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 143, 397–415.
- Barr S.R., Temperley S. & Tarney J., 1999. Lateral growth of the continental crust through deep level subduction-accretion: a revaluation of central Greek Rhodope. *Lithos*, 46, 69-94.
- Brooks C., Hart Sr., Wendt I., 1972. Realistic use of two-error regression treatments as applied to rubidium-strontium data. *Reviews of Geophysics and Space Physics*, 10 (2), 551-577.
- Burg J.P., Ricou L.E., Ivanov Z., Godfriaux I., Dimov D. & Klain L., 1996. Syn-metamorphic nappe complex in the Rhodope Massif. Structures and kinematics. *Terra Nova*, 8, 6-15.

- Chatzidimitriadis E., Douweas N., Kelepertsis A., 1983. Geologische Untersuchung des Sithonia granodiorits auf Chalkidiki und seine Beziehung zu den inneren Helleniden Zonen/Nordgriechenland. Proc. Acad. Athens, 58, 212-231.
- Christofides G., D' Amico C., Del Moro A., Eleftheriadis G., Kyriakopoulos C., 1986. A Rb/Sr study on the granitoids of the Sithonia Peninsula (Northern Grece). Terra Cognita, 6 (2), 142.
- Christofides, G., Eleftheriadis, G., Neiva, M.A., Vlahou, M., Papadopoulou, L., 1998. Major and trace element geochemistry of micas and amphiboles of the Sithonia pluton (Chalkidiki, N. Greece): constraints on its evolution. Bulletin of the Geological Society of Greece XXXII/3, 231–240.
- Christofides G., D' Amico C., Del Moro A., Eleftheriadis G., Kyriakopoulos C., 1990. Rb/Sr geochronology and geochemical characters of the Sithonia plutonic complex (Greece). Eur. J. Mineral., 2 (1), 79-87.
- Christofides G., Perugini D., Koroneos A., Soldatos T., Poli G., Eleftheriadis G., Del Moro A., Neiva A.M, 2007. Interplay between geochemistry and magma dynamics during magma interaction: An example from the Sithonia Plutonic Complex (NE Greece). Lithos, 95, 243–266.
- Dickin A.P., 1995. Radiogenic isotope geology. Cambridge University Press, pp. 452.
- D'Amico C., Christofides G., Eleftheriades G., Bargossi G.M., Campana R., Soldatos T., 1990. The Sithonia Plutonic Complex (Chalkidiki, Greece). Mineralogica et Petrographica Acta 33, 143–177.
- De Wet A.P., Miller J.A, 1986. ^{40}Ar - ^{39}Ar data from some of the granitoids of the Chalkidiki peninsula, Northern Greece. ICOG VI. Terra Cognita, 6, 2, suppl. abs.
- Dinter D.A., 1998. Late cenozoic extension of the alpine collisional orogen, northeastern Greece: Origin of the north Aegean basin. GSA Bulletin, 110(9), 1208-1230.
- Faure G. & Mensing M.T., 2005. Isotopes: principles and applications. 3rd edition. John Wiley & Sons, pp. 897.
- Ghent E. D., 1988. A review of chemical zoning in eclogite garnets. In: Smith D.C., (Ed.) Eclogites and eclogite-facies rocks. Elsevier, 207-236.
- Görür, N., Okay, A.I., 1996. Fore-arc origin of the Thrace Basin, northwest Turkey. Geologische Rundschau 85, 662–668.

- Harrison T. M., I. Duncan McDougall I., 1985. Diffusion of ^{40}Ar in biotite: temperature, pressure and compositional effects, *Geochim. Cosmochim. Acta*, 49, 2461–2468,
- Hayatsu A. & Carmichael M.C., 1970. K-Ar isochron method and initial argon ratios. *Earth and Planetary Science Letters*, 8, 71-76.
- Heier K.S. & Adams J.A.S., 1964. The geochemistry of the alkali metals. Pergamon, Oxford, In *Physics and Chemistry of the Earth*, Vol. 5, pp.253-381.
- Jäger E. & Hunziker K., 1979. *Introduction to Geochronology*. Springer Verlag, New York, pp. 329.
- Juteau M., 1984. Les isotopes radiogeniques et l' evolution de la croûte continentale. Thèse 3^e cycle, Univ. de Nancy.
- Kauffman, G., Kockel, F. & Mollat, H., 1976. Notes on the stratigraphic and paleogeographic position of the Svoula formation in the innermost zone of the Hellenides (Northern Greece). *Bull. Soc. Geol. Fr.*, 18, 225-230.
- Kilias A.A., Tranos D.M., Orozco M., Alonso-Chaves M.F., Soto I.J., 2002. Extensional collapse of the Hellenides: A review. *Rev. Soc. Geol. España*, 15 (3-4), 129-139.
- Kockel, F., Mollat, H., Walther, H., 1977. Erläuterungen zur geologischen Karte der Chalkidiki und angrenzender Gebiete 1:100.000. Bundesanstalt für Geowissenschaften und Rohstoffe, Hannover, 1–119.
- Kontopoulou D.P., 1986. Tertiary rotational deformations in the Greek Serbomacedonian massif. *Bulg. Acad. Sci.*, 12, 71-80
- Ludwig R. Kenneth, 2008. A geochronological toolkit for Microsoft Office excel. Berkley Geochronology Center, Special Publication, 4.
- Maratos G., 1973. *Geology of Greece*. Vol. I, Athens, 189 pp. (in greek).
- McIntyre G.A, Brooks C., Compston W., Turek A., 1966. The statistical assessments of Rb-Sr isochrones. *J. Geophys. Res* 71(22), 5459-5468.
- Miller C.F., Stoddard E.F., Bradfish J., Dollase W.A., 1981. Composition of plutonic muscovite: genetic implications. *Canadian Mineral.*, 19, 25-34.
- Nier A.O., 1950. A determination of the relative abundances of the isotopes of carbon, nitrogen, oxygen, argon and potassium. *Phys. Rev.*, 77, 789-793.
- Panter K.S., Blusztajn J., Hart S.R., Kyle P.R., Esser R., & McIntosh W.C., 2006. The origin of HIMU in the SW Pacific: Evidence from intraplate volcanism in

southern New Zealand and subantarctic islands, *Journal of Petrology* 47, 1673-1704.

- Papadopoulos C., Kiliass A., 1985. Alterbeziehungen zwischen Metamorphose und Deformation im Teil Serbomazedonischen Massivs (Vertiskos Gebirge, North-Griechenland). *Geol. Rundschau*, 74, 77-85.
- Pe-Piper, G., 2004. Unique features of Greek Cenozoic igneous rocks: tectonics and magma sources. *Proceedings of the 5th International Symposium on Eastern Mediterranean Geology, Thessaloniki, Greece*, 3, 1208–1211.
- Perugini D., Poli G., Christofides G., Eleftheriadis G., 2003. Magma mixing in the Sithonia Complex, Greece: evidence from mafic microgranular enclaves. *Mineralogy and Petrology* 78, 173–200.
- Ricou, L.E., Burg J.P., Ivanov Z., 1998. Rhodope and Vardar: the metamorphic and the olistostromic paired belts related to the Cretaceous subduction under Europe. *Geodin. Acta*, 11(6), 285-309.
- Rossi PH. & Chevremont P., 1987. Classification des associations magmatiques granitoïdes. Application à la cartographie des granitoïdes dans la cadre de la carte géologique à 1:50000 de la France. *Géochronique*, 21, 14-18.
- Shafiqullah M. & Damon E.P., 1974. Evaluation of K-Ar isochron methods. *Geoch. et Cosmoch. Acta*, 38, 1341- 1358.
- Sakellariou D., 1989. Geologie des Serbomazedonischen Massivs in der Nordoestlichen Chalkidiki, N. Griechenland-Deformation und Metamorphose. *Diss. Mainz. Univ., Geol. Monographs N. 2, Dept. of Geology, Univ. Athens*, 177 pp.
- Sapountzis E., Soldatos K., Eleftheriades G., Christofides, G., 1976. Contribution to the study of the Sithonia Plutonic Complex (N. Greece). II. Petrography–Petrogenesis. *Annales Géologiques des Pays Helléniques* 28, 99–134.
- Sapountzis S.E., Soldatos K., Eleftheriadis G. & Christofides G., 1979. Contribution to the study of the Sithonia Plutonite. *Ann. Geol. Pays Hellen.*, 30, 421-430 (inGreek).
- Soldatos K. & Sapountzis S.E., 1975. Myrmekite of the Sithonia granodiorite. *Sci. Annals, Fac. Phys. & Mathem., Univ. Thessaloniki*, 15, 391-407.

- Soldatos K., Sapountzis S.E., Christofides G. & Eleftheriadis G., 1976. Contribution to the study of the Sithonia plutonic complex (N. Greece). I. Mineralogy. Ann. Geol. Pays Hellen., 28, 62-98.
- Steiger R.H. & Jäger E., 1977. Subcommittee on geochronology: Convention on the use of decay constants in geo- and cosmochemistry. Earth Planet. Sci. Lett., 36, 359-362.
- Strachan A.R., Nance D.R., Dallmeyer D.R., D'Lemos S.R., Murphy B.J., Watt R.G., 1996. Late Precambrian tectonothermal evolution of the Malverns Complex. J. of Geol. Soc. London, 153, 589-600.
- Tranos M.D., Kiliass A.A. & Mountrakis D.M., 1999. Geometry and kinematics of the Tertiary post-metamorphic Circum Rhodope Belt Thrust System (CRBTS), Northern Greece. Proc. 8th Cong., Geol. Soc. Greece, Patras 1992. Bull. Geol. Soc. Greece, 33, 5-16.
- Wendt I., Carl C., 1991. The statistical distribution of the mean squared weighted deviations. Chem. Geol. (Isotope Geoscience section) 86, 275-285.
- Wörner, G.; Hammerschmidt, K.; Henjes-Kunst, F.; Lezaun, J.; Wilke, H. 2000a. Geochronology (Ar-Ar, K-Ar and He-exposure ages) of Cenozoic magmatic rocks from northern Chile (18-22°S): Implications for magmatism and tectonic evolution of the central Andes. Revista Geológica de Chile, 27(2), 205-240.
- York, D., 1966. Least-squares fitting of a straight line. Canadian Journal of Physics 44, 1079-86.