

ΑΡΙΣΤΟΤΕΛΕΙΟ ΠΑΝΕΠΙΣΤΗΜΙΟ ΘΕΣΣΑΛΟΝΙΚΗΣ
ΤΜΗΜΑ ΓΕΩΛΟΓΙΑΣ
ΤΟΜΕΑΣ ΟΡΥΚΤΟΛΟΓΙΑΣ – ΠΕΤΡΟΛΟΓΙΑΣ –
ΚΟΙΤΑΣΜΑΤΟΛΟΓΙΑΣ

ΣΤΕΛΛΑ Χρ. ΧΑΡΙΤΩΝ

ΣΥΓΚΡΙΤΙΚΗ ΓΕΩΧΗΜΙΚΗ ΜΕΛΕΤΗ ΤΟΥ ΑΝΩ ΠΑΛΑΙΟΖΩΙΚΟΥ
ΜΑΓΜΑΤΙΣΜΟΥ ΤΗΣ ΠΕΛΑΓΟΝΙΚΗΣ ΚΑΙ ΤΗΣ
ΑΤΤΙΚΟΚΥΚΛΑΔΙΚΗΣ ΖΩΝΗΣ ΚΑΙ Η ΕΥΡΕΣΗ ΤΗΣ ΠΙΘΑΝΗΣ
ΣΥΝΕΧΕΙΑΣ ΑΥΤΩΝ ΣΤΗ ΔΥΤΙΚΗ ΤΟΥΡΚΙΑ (SAKARYA, MENDERES
ΚΑΙ KARABURUN ΖΩΝΕΣ)

ΔΙΠΛΩΜΑΤΙΚΗ ΕΡΓΑΣΙΑ
ΘΕΣΣΑΛΟΝΙΚΗ
2013

ΣΤΕΛΛΑ Χρ. ΧΑΡΙΤΩΝ

ΣΥΓΚΡΙΤΙΚΗ ΓΕΩΧΗΜΙΚΗ ΜΕΛΕΤΗ ΤΟΥ ΑΝΩ ΠΑΛΑΙΟΖΩΙΚΟΥ
ΜΑΓΜΑΤΙΣΜΟΥ ΤΗΣ ΠΕΛΑΓΟΝΙΚΗΣ ΚΑΙ ΤΗΣ
ΑΤΤΙΚΟΚΥΚΛΑΔΙΚΗΣ ΖΩΝΗΣ ΚΑΙ Η ΕΥΡΕΣΗ ΤΗΣ ΠΙΘΑΝΗΣ
ΣΥΝΕΧΕΙΑΣ ΑΥΤΩΝ ΣΤΗ ΔΥΤΙΚΗ ΤΟΥΡΚΙΑ (SAKARYA, MENDERES
ΚΑΙ KARABURUN ΖΩΝΕΣ)

Υποβλήθηκε στο Τμήμα Γεωλογίας
Τομέας Ορυκτολογίας – Πετρολογίας – Κοιτασματολογίας

ΕΠΙΒΛΕΠΩΝ ΚΑΘΗΓΗΤΗΣ

Αντώνης Κορωναίος, Αν. Καθηγητής Τμήματος Γεωλογίας

ΣΥΓΚΡΙΤΙΚΗ ΓΕΩΧΗΜΙΚΗ ΜΕΛΕΤΗ ΤΟΥ ΑΝΩ ΠΑΛΑΙΟΖΩΙΚΟΥ
ΜΑΓΜΑΤΙΣΜΟΥ ΤΗΣ ΠΕΛΑΓΟΝΙΚΗΣ ΚΑΙ ΤΗΣ ΑΤΤΙΚΟΚΥΚΛΑΔΙΚΗΣ
ΖΩΝΗΣ ΚΑΙ Η ΕΥΡΕΣΗ ΤΗΣ ΠΙΘΑΝΗΣ ΣΥΝΕΧΕΙΑΣ ΑΥΤΩΝ ΣΤΗ ΔΥΤΙΚΗ
ΤΟΥΡΚΙΑ (SAKARYA , MENDERES ΚΑΙ KARABURUN ΖΩΝΕΣ)

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

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

ΠΕΡΙΕΧΟΜΕΝΑ

ΚΕΦΑΛΑΙΟ 1

ΣΕΛΙΔΑ

1.1 Εισαγωγή.....	1
1.2 Γενικά για τις ελληνικές ζώνες.....	2
1.2.1 Πελαγονική Ζώνη.....	2
1.2.2 Αττικοκυκλαδική Ζώνη.....	3
1.3 Γενικά για τις τούρκικες ζώνες.....	4
1.3.1 Sakarya Ζώνη.....	4
1.3.2 Menderes Ζώνη.....	5
1.3.3 Karaburun Ζώνη.....	6
1.4 Γεωτεκτονική εξέλιξη.....	7

ΚΕΦΑΛΑΙΟ 2

2.1 Τα δείγματα – Η έρευνα.....	8
2.2 Οι πλουτωνίτες – Βασικά Χαρακτηρικά	9
2.2.1 Πλουτωνίτες Πελαγονικής.....	9
2.2.1.1 Βόρεια Ομάδα Πελαγονικής.....	9
2.2.1.2 Νότια Ομάδα Πελαγονικής.....	11
2.2.2 Πλουτωνίτες Αττικοκυκλαδικής.....	12
2.2.3 Πλουτωνίτες Sakarya.....	14
2.2.4 Πλουτωνίτης Karaburun.....	15
2.2.5 Πλουτωνίτης Menderes.....	15

ΚΕΦΑΛΑΙΟ 3

3.1 Γενικά.....	16
3.2 Γεωχημική σύγκριση Πελαγονικής και Αττικοκυκλαδικής.....	16
3.3 Γεωχημική σύγκριση Αττικοκυκλαδικής και Menderes.....	21
3.4 Γεωχημική σύγκριση Πελαγονικής και Sakarya.....	25
3.5 Γεωχημική σύγκριση Πελαγονικής και Karaburun.....	29

ΚΕΦΑΛΑΙΟ 4

Συζήτηση – Συμπεράσματα.....	35
------------------------------	----

<u>ΒΙΒΛΙΟΓΡΑΦΙΑ</u>	39
----------------------------------	----

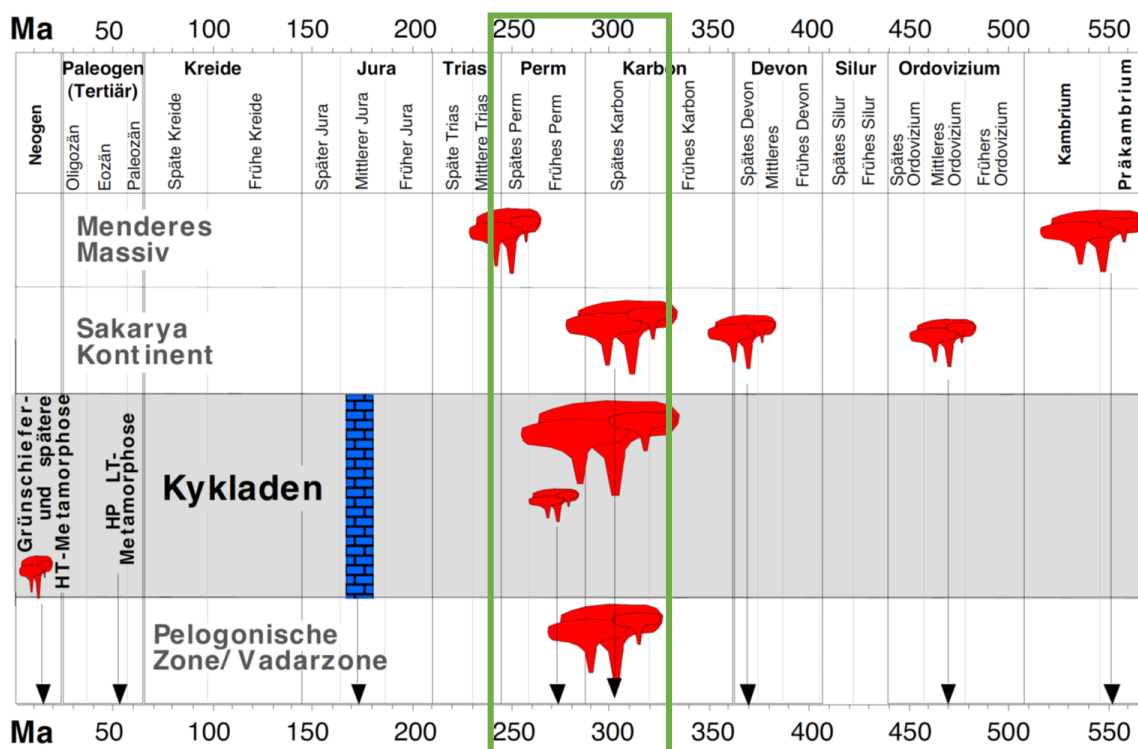
ΚΕΦΑΛΑΙΟ 1

1.1 ΕΙΣΑΓΩΓΗ

Στην παρούσα διπλωματική εργασία γίνεται αρχικά, μια προσπάθεια για τη συγκριτική γεωχημική μελέτη του Άνω Παλαιοζωικού μαγματισμού της Πελαγονικής και της Αττικοκυκλαδικής ζώνης στην Ελλάδα. Κυριαρχεί μια άποψη, σύμφωνα με πολλούς ερευνητές, ότι η Πελαγονική και η Αττικοκυκλαδική αποτελούν τη συνέχεια ή μια της άλλης. Αν και πράγματι οι δύο ζώνες ομοιάζουν αρκετά ως προς τη λιθοστρωματογραφία, την αρχιτεκτονική και τη γεωτεκτονική τους εξέλιξη, διαπιστώθηκαν ωστόσο αρκετά σημαντικές διαφορές που μπορούν να οδηγήσουν στο συμπέρασμα της ύπαρξης δύο ανεξάρτητων ζωνών. Παρόλο αυτά, στις δυο μάζες διεισδύουν πλουτωνικά πετρώματα ηλικίας ~290 Ma και για αυτό κρίνεται σκόπιμη η μελέτη των γεωχημικών χαρακτηριστικών τους.

Ανεξάρτητα από το συμπέρασμα της παραπάνω σύγκρισης, υπάρχουν πολλές βιβλιογραφίες που αναφέρουν τη συνέχεια των δύο ελληνικών γεωλογικών ζωνών στη δυτική Τουρκία και για το λόγο αυτό θα γίνει προσπάθεια σύγκρισης αυτών με τις ζώνες Sakarya, Menderes και Karaburun. Στη ζώνη της Sakarya διεισδύουν πλουτωνικά πετρώματα ηλικίας ~300 Ma, στη Menderes διεισδύουν λευκογρανίτες ηλικίας 241 Ma, ενώ στη χερσόνησο Karaburun διεισδύει γρανοδιορίτης ηλικίας 247 Ma.

Η συλλογή των δεδομένων, η επεξεργασία τους, καθώς και τα συμπεράσματα που προκύπτουν βασίζονται στον παρακάτω πίνακα (Engel 2006), όπου παρουσιάζονται όλα τα μαγματικά γεγονότα από το Προκάμβριο μέχρι το Νεογενές για τις ζώνες της Menderes, Sakarya, Αττικοκυκλαδική και Πελαγονική. Στο σχήμα 1, λοιπόν, διακρίνεται η εμφάνιση κοινών, χρονικά, μαγματικών γεγονότων από το Λιθανθρακοφόρο (~330 Ma) μέχρι το Πέρμιο και ίσως στις αρχές του Τριαδικού (~240 Ma). Η παρούσα διπλωματική εργασία αποτελεί μια βιβλιογραφική έρευνα των πλουτώνιων πετρωμάτων που αντιστοιχούν στα παραπάνω μαγματικά γεγονότα, με σκοπό τη γεωχημική σύγκριση τους μέσω διαγραμμάτων και την εύρεση της οποιαδήποτε πιθανής σχέσης των ζωνών που τα περιέχουν.



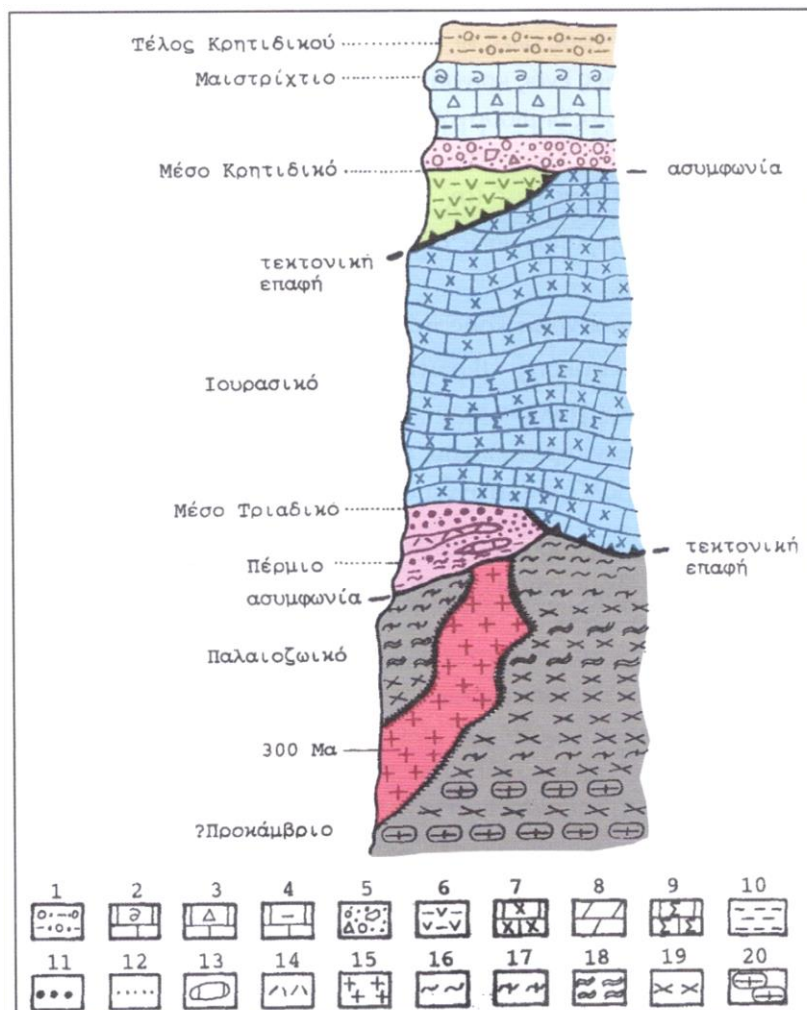
Σχήμα 1. Μαγματικά γεγονότα στη Menderes, Sakarya, Πελαγονική και Κυκλάδες. Στο πλαίσιο σημειώνεται η χρονική περίοδος στην οποία αναφέρεται η παρούσα εργασία (με τροποποίηση από Engel 2006).

1.2 ΓΕΝΙΚΑ ΓΙΑ ΤΙΣ ΕΛΛΗΝΙΚΕΣ ΖΩΝΕΣ

1.2.1 Πελαγονική Ζώνη

Η Πελαγονική ζώνη έχει διεύθυνση ΒΒΔ-ΝΝΑ και εκτείνεται από τη Γιουγκοσλαβία μέσω των Ελληνικών ορεινών όγκων του Βόρα, του Βέρνου, του Βερμίου, των Πιερίων, του Ολύμπου, του Πηλίου έως τη Βόρεια Εύβοια. Σύμφωνα με τις σύγχρονες απόψεις, η Πελαγονική θεωρείται ένα μεγάλο ηπειρωτικό τέμαχος, πιθανώς τμήμα της Κιμμερικής ηπείρου που αποσπάθηκε από την μεγαήπειρο, *Godwana*.

Η κύρια Πελαγονική μάζα συγκροτείται κυρίως από κρυσταλλοσχιστώδη πετρώματα, πάνω στα οποία τοποθετείται τεκτονικά το πελαγονικό κάλυμμα αποτελούμενο από Μεσοζωικά ιζήματα. Μια συνοπτική λιθοστρωματογραφική-τεκτονική στήλη της Πελαγονικής ζώνης παρουσιάζεται στο σχήμα 2.



Σχήμα 2. Συνοπτική λιθοστρωματογραφική στήλη Πελαγονικής Ζώνης. (Μουντράκης, 2010)

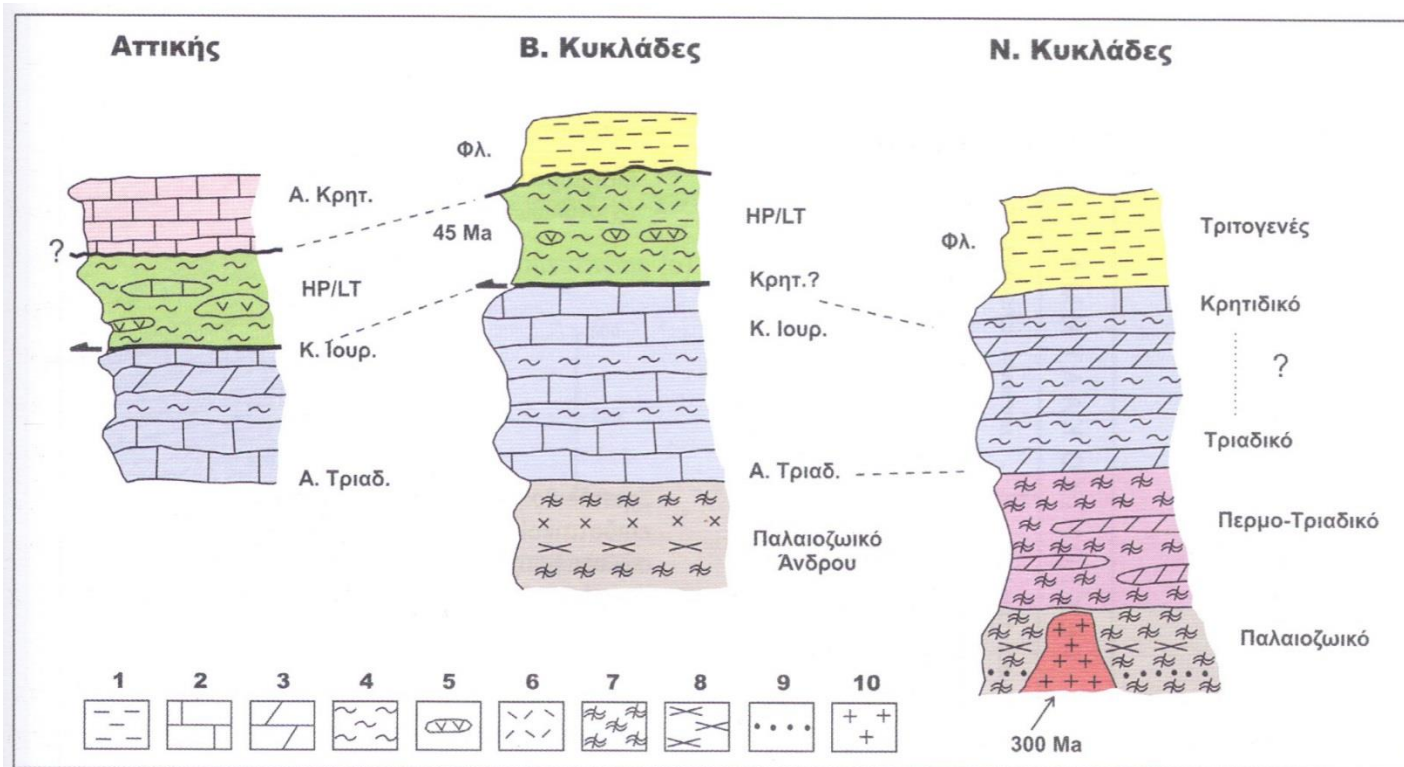
- (1-5) : Επικλυσισγενή ιζήματα Μέσου – Άνω Κρητιδικού
- 6 : Οφειόλιθοι και συνοδά πελαγικά ιζήματα
- (7-9) : Πετρώματα των δύο ανθρακικών καλυμμάτων Τριαδικού – Ιουρασικού
- (10-14) : Πετρώματα της μετακλαστικής σειράς Περμίου – Κάτω Τριαδικού
- 15 : Γνευσιωμένοι γρανίτες Άνω Λιθανθρακοφόρου – Περμίου
- (16-20) : Πετρώματα του κρυσταλλοσχιστώδους υποβάθρου Παλαιοζωικής ή και προ-Κάμβριας ηλικίας

1.2.2 Αττικοκυκλαδική Ζώνη

Η Αττικοκυκλαδική ζώνη περιλαμβάνει όλα τα νησιά των Κυκλάδων, στο κεντρικό και Νότιο τμήμα του Αιγαίου Πελάγους και επιπλέον, τη Σάμο, την Ικαρία και το μεγαλύτερο τμήμα της Αττικής και της Νότιας Εύβοιας.

Κυριαρχούν διάφορες απόψεις σχετικά με το που ανήκει η Αττικοκυκλαδική μάζα, εάν δηλαδή αποτελεί συνέχεια της Πελαγονικής προς το Νότο ή εάν αποτελεί μια ξεχωριστή ενότητα, τμήμα της Μεσσαίας Αιγαιακής ζώνης που περιλαμβάνει και τμήματα της Μικράς Ασίας.

Όσον αφορά τη σύσταση της, η Αττικοκυκλαδική είναι μια ζώνη ετερογενούς σύστασης που αποτελείται από διάφορες ενότητες σχηματισμών που συνδέονται τεκτονικά μεταξύ τους (Σχήμα 3).



Σχήμα 3. Σχηματικές λιθοστρωματογραφικές στήλες των τριών κύριων Ενοτήτων της Αττικοκυκλαδικής, συνθετικές από διάφορες ερευνητικές εργασίες. (Μουντράκης, 2010)

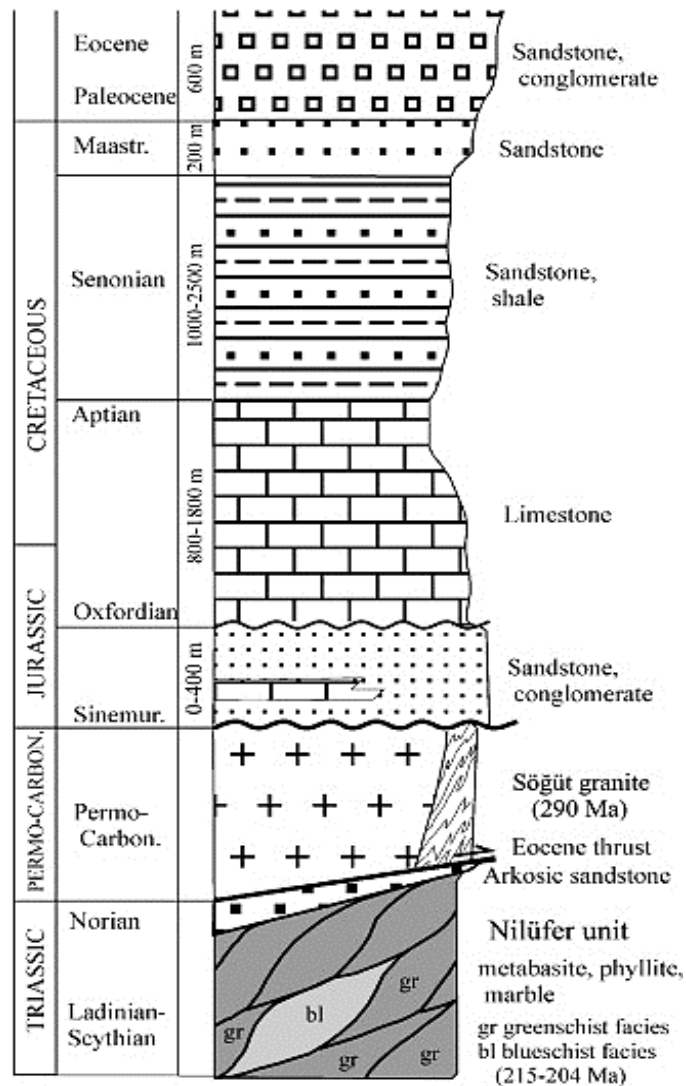
- 1 : μετά-φλύσσης
- 2 : ασβεστόλιθοι Κρητιδικού
- 3 : μάρμαρα και δολομίτες Τριαδικού-Ιουρασικού
- (4-6) : πετρώματα του «γλαυκοφανιτικού ορίζοντα»
- (7-10) : πετρώματα Παλαιοζωικά

1.3 ΓΕΝΙΚΑ ΓΙΑ ΤΙΣ ΤΟΥΡΚΙΚΕΣ ΖΩΝΕΣ

1.3.1 Sakarya Ζώνη

Στο ανατολικό τμήμα του μπλοκ των Ποντίδων στην Τουρκία τοποθετείται η ζώνη της Sakarya, η οποία πιο συγκεκριμένα, βρίσκεται νότια της ζώνης συρραφής της Izmir-Ankara-Erzincan και χαρακτηρίζεται από μια ιζηματογενής ακολουθία από το Κ. Ιουρασικό έως το Άνω Κρητιδικό. Αν και τα προ-Αλπικά ορογενετικά γεγονότα της Τουρκίας είναι καλά μελετημένα και ξεκάθαρα στις Ποντίδες, στη ζώνη της Sakarya, τα ίδια γεγονότα είναι πολύ περίπλοκα και γιαυτό κυριαρχούν πολλές απόψεις για αυτά.

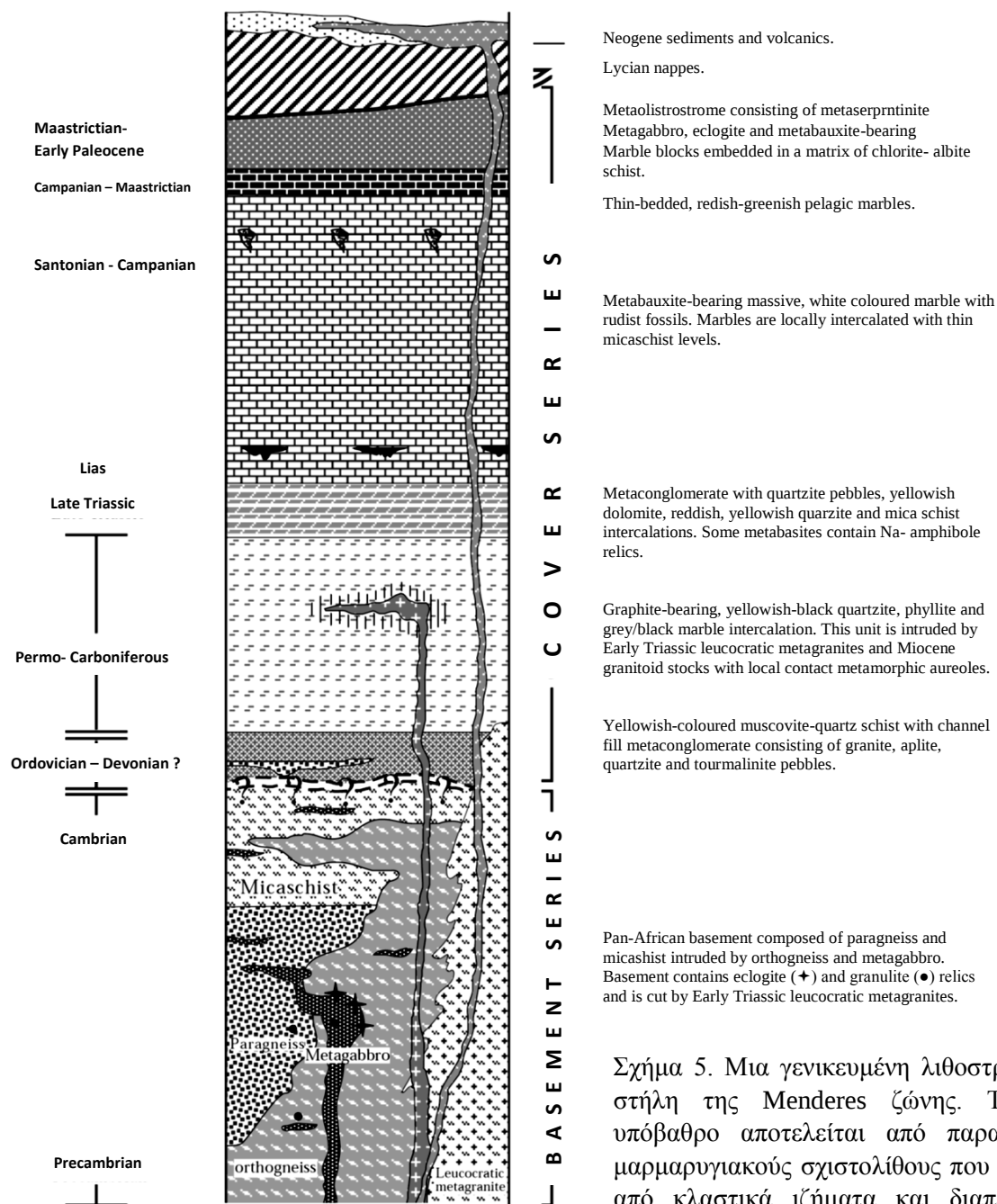
Το προ-Ιουρασικό υπόβαθρο της Sakarya αποτελείται από πλουτωνικά πετρώματα του Δεβονίου και του Λιθανθρακοφόρου, από μεταμορφωμένα πετρώματα και από τριαδικά συμπλέγματα με γλαυκοφαντικούς σχιστολίθους και εκλογίτες. Επιπλέον, οφείλουμε να αναφέρουμε ότι η ζώνη της Sakarya περιέχει και ένα ερκύνιο ηπειρωτικό τέμαχος με πετρώματα ενός ενεργού περιθωρίου της Παλαιοιηθύος, το οποίο είναι γνωστό ως Σύμπλεγμα της Karakaya (Kibici et al. 2010). Στο σχήμα 4 παρουσιάζεται μια συνοπτική λιθοστρωματογραφική στήλη της Sakarya.



Σχήμα 4. Συνοπτική λιθοστρωματογραφική στήλη στο κεντρικό τμήμα της ζώνης Sakarya (Okay et al. 2002).

1.3.2 Menderes Ζώνη

Η ζώνη Menderes ανήκει στο μπλοκ των Ανατολίδων-Ταυρίδων και βρίσκεται στις ΝΔ ακτές της δυτικής Τουρκίας. Τεκτονικά, η Menderes υπόκειται στα Β και ΒΔ των καλυμμάτων της Izmir-Ankara, ενώ στα νότια υπόκειται των Lycian Nappes. Για πολλά χρόνια η άποψη, μιας απλής δομής ενός Προ-Καμβρικού πυρήνα που περιβάλλεται από Παλαιοζωϊκά έως τεταρτογενή καλύμματα ήταν αποδεκτή για τη Menderes. Ωστόσο, πρόσφατες έρευνες υποδηλώνουν ότι η ζώνη Menderes είναι ένας σύνθετος σωρός καλυμμάτων, προϊόν της Αλπικής συμπιεστικής τεκτονικής. Παρακάτω διακρίνεται μια γενικευμένη άποψη της λιθοστρωματογραφίας της (Σχήμα 5).

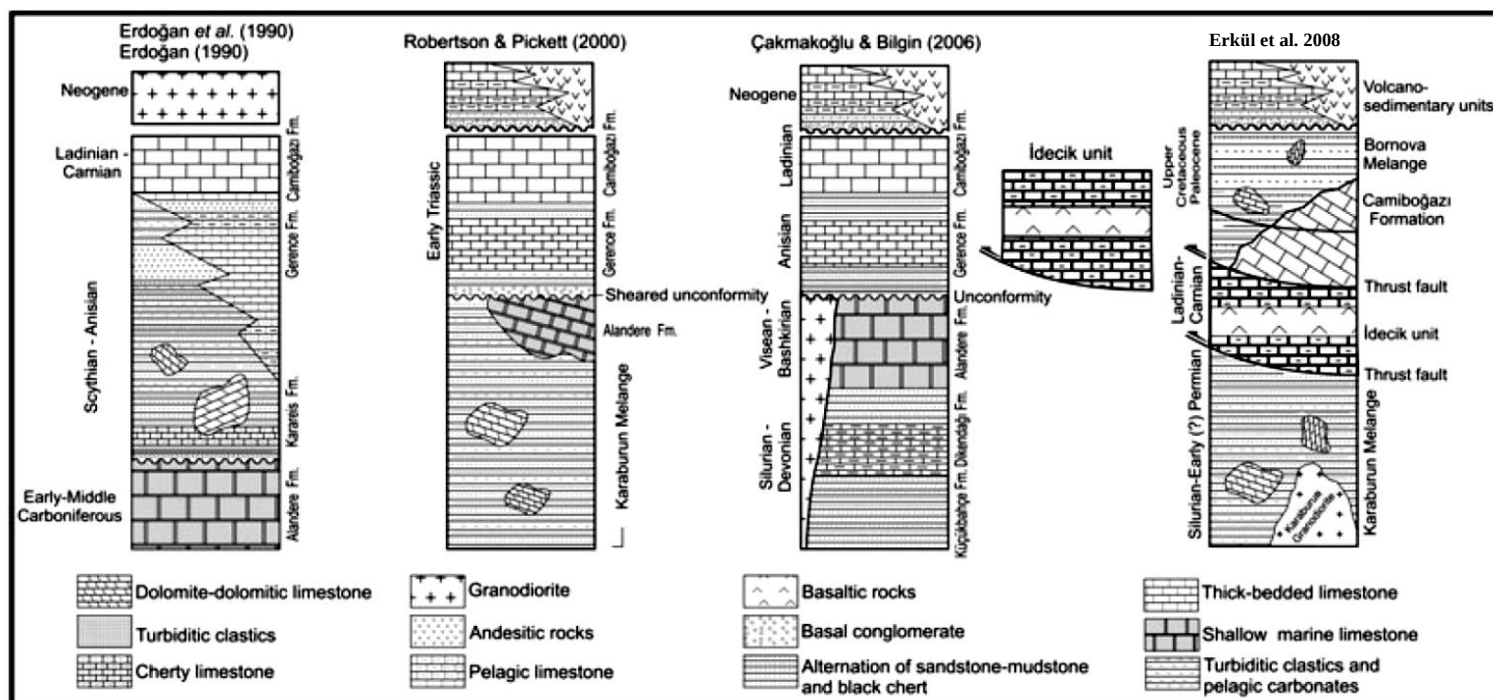


Σχήμα 5. Μια γενικευμένη λιθοστρωματογραφική στήλη της Menderes ζώνης. Το παλαιότερο υπόβαθρο αποτελείται από παραγενέσιους και μαρμαρυγικούς σχιστολίθους που σχηματίστηκαν από κλαστικά ιζήματα και διαπερνούνται από όξινα/βασικά πυριγενή πετρώματα. Η υπερκείμενη σειρά καλυμμάτων αποτελείται από μεταπηλίτες, μετακαρμπονατίτες και ένα μείγμα που ομοιάζει με οφιολιθικό mélange. (Dora et al. 2001)

1.3.3 Karaburun Ζώνη

Η χερσόνησος Karaburun τοποθετείται στις δυτικές ακτές της Τουρκίας, ακριβώς απέναντι από το ελληνικό νησί της Χίου, ενώ παράλληλα θεωρείται τμήμα του μπλοκ των Ανατολίδων-Ταυρίδων. Παρατηρώντας τη στρωματογραφία της Karaburun (Σχήμα 6), βλέπουμε ότι αυτή χωρίζεται σε δυο κύρια τμήματα : μια Παλαιοζωϊκή κλαστική ακολουθία, η οποία υπερκαλύφθηκε από Πέρμο-Λιθανθρακοφόρα ανθρακικά πετρώματα νηριτικής φάσης και από μια ανθρακική ακολουθία Κ.Τριαδικού έως Μαιστριχτίου, η οποία επικάθεται στα προηγούμενα ασύμφωνα και περιέχει μια παχιά Μεσοζωϊκή πλατφόρμα ασβεστολίθων και δολομιτών.

Αυτή η Μεσοζωϊκή ακολουθία εμπεριέχεται μέσα στο υλικό του mélange της Bornova Flysh ζώνης και επομένως είναι πολύ πιθανόν η Karaburun να εμφανίζεται ως ένα μεγάλο αλλόχθονο μπλόκ μέσα στο παραπάνω mélange (Akal et al. 2011). Σύμφωνα με άλλες απόψεις, η Karaburun θεωρείται η συνέχεια της Sakarya ζώνης προς το Νότο, ενώ υποστηρίζεται ταυτόχρονα ότι το Karaburun mélange, όπως αλλιώς ονομάζεται η ζώνη, τοποθετείται τεκτονικά πάνω από την Αττικοκυκλαδική ζώνη, ενώ η τελευταία μαζί με την Menderes υπόκεινται επιπλέον των Lycian nappes από τα Νότια (Erkül et al. 2008).



Σχήμα 6. Γενικευμένες λιθοστρωματογραφικές στήλες της ζώνης της Karaburun σύμφωνα με διάφορες εργασίες (Erkül et al. 2008).

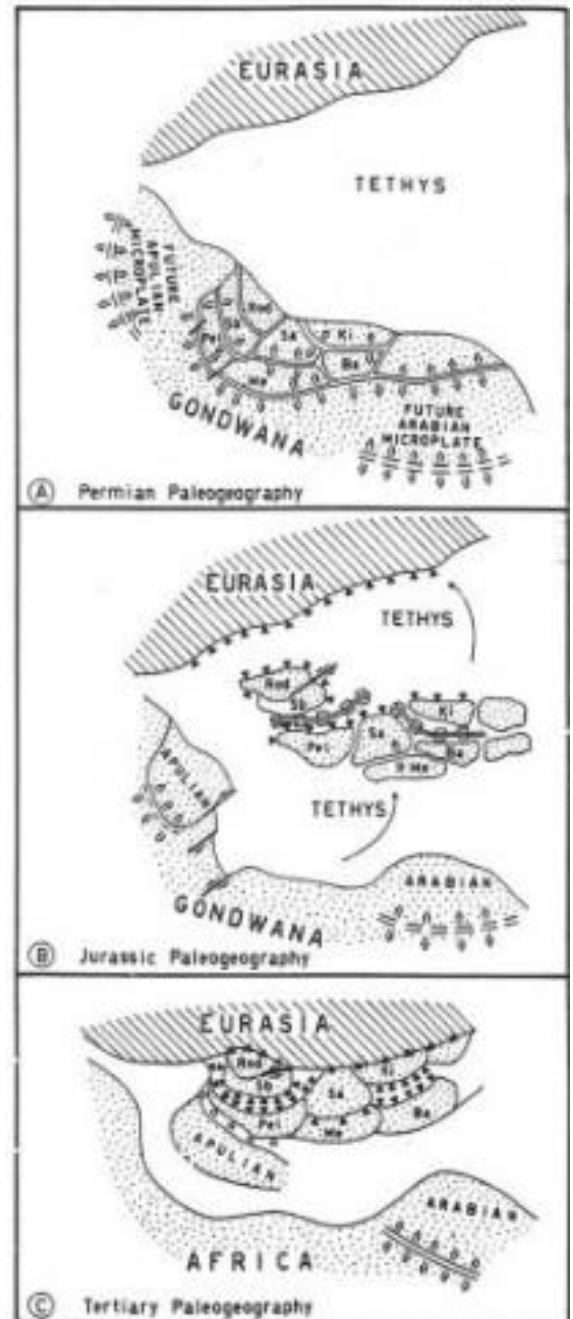
1.4 ΓΕΩΤΕΚΤΟΝΙΚΗ ΕΞΕΛΙΞΗ

Είναι πολύ σημαντικό όταν δυο πλουτωνικοί όγκοι συγκρίνονται γεωχημικά να έχουν πρώτα από όλα την ίδια γεωτεκτονική προέλευση. Για το λόγο αυτό, κρίνεται σκόπιμο να αναφερθούμε στη γεωτεκτονική εξέλιξη του ελλαδικού και του τουρκικού χώρου με έμφαση στις θέσεις των διάφορων τεμαχών κατά το Άνω Παλαιοζωικό έως το Τριαδικό. Πρόβλημα σε αυτή την προσπάθεια είναι η πληθώρα των διάφορων μοντέλων που επικρατούν όσον αφορά την εξέλιξη των επιμέρους φάσεων του Αλπικού ορογενούς.

Στο σχήμα 7 διακρίνεται ένα από τα μοντέλα που κυριαρχούν (Μουντράκης, 1985), σύμφωνα με το οποίο κατά το Άνω Παλαιοζωικό λάμβανε χώρα ηπειρωτική διάρρηξη στο ΒΑ τμήμα της Γκοντβάνας με αποτέλεσμα στο Κ. Ιουρασικό να διασπαστεί από την τελευταία το τέμαχος της Κιμμερικής ηπείρου και να αρχίσει το ταξίδι του με βόρεια κατεύθυνση. Ταυτόχρονα με τη διάσπαση του Κιμμερικού τεμάχους, το οποίο όμως δεν κινήθηκε σαν ένα ενιαίο τέμαχος, αλλά πιθανόν σε επιμέρους μικρότερα τεμάχη με ανάπτυξη μικρών ωκεανών μεταξύ τους, ο ωκεανός της Παλαιοιηθύος που βρισκόταν νότια της Λαυρασίας άρχισε να καταστρέφεται κάτω από τα παραπάνω τεμάχη με φορά βύθισης προς τα νότια.

Επισημαίνεται ότι η μάζα της Ροδόπης, η Σερβομακεδονική, η Πελαγονική, όπως επίσης, και οι τούρκικες ζώνες της Sakarya, Menderes, Kirkadly και Bayrut ανήκαν στα Κιμμερικά τεμάχη. Παράλληλα με το κλείσιμο της Παλαιοιηθύος, νότια των «Κιμμερικών Νησιών», όπως αυτά αλλιώς ονομάζονται, άρχισε η διάνοιξη του ωκεανού της Νεοιηθύος, ενώ αργότερα στο Μ-Αν. Ιουρασικό αποσπάστηκε από την Γκοντβάνα το τέμαχος της Απουλίας, το οποίο κινήθηκε ομοίως προς τα βόρεια. Σημειώνεται για ακόμα μια φορά ότι τα παραπάνω είναι μια θεωρία από τις πολλές που ισχύουν.

Αυτό που ενδιαφέρει την παρούσα εργασία είναι το γεγονός ότι τα εξεταζόμενα ηπειρωτικά τεμάχη έχουν μεγάλη πιθανότητα να αποτελούσαν μέρος της Γκοντβάνας κατά το Άνω Παλαιοζωικό είτε αφορούσαν το Κιμμερικό τέμαχος είτε το τέμαχος της Απουλίας. Αυτή η επισήμανση γίνεται διότι εάν για παράδειγμα η ζώνη της Sakarya ήταν τμήμα της Λαυρασίας στο Πέρμιο και η Πελαγονική μέρος της Γκοντβάνας, τότε τα μαγματικά γεγονότα που εμφανίζονται σε εκείνη τη γεωλογική περίοδο στις ζώνες αυτές θα είχαν διαφορετική προέλευση και επομένως δεν θα υπήρχε λόγος για τη προσπάθεια της γεωχημικής τους σύγκρισης.



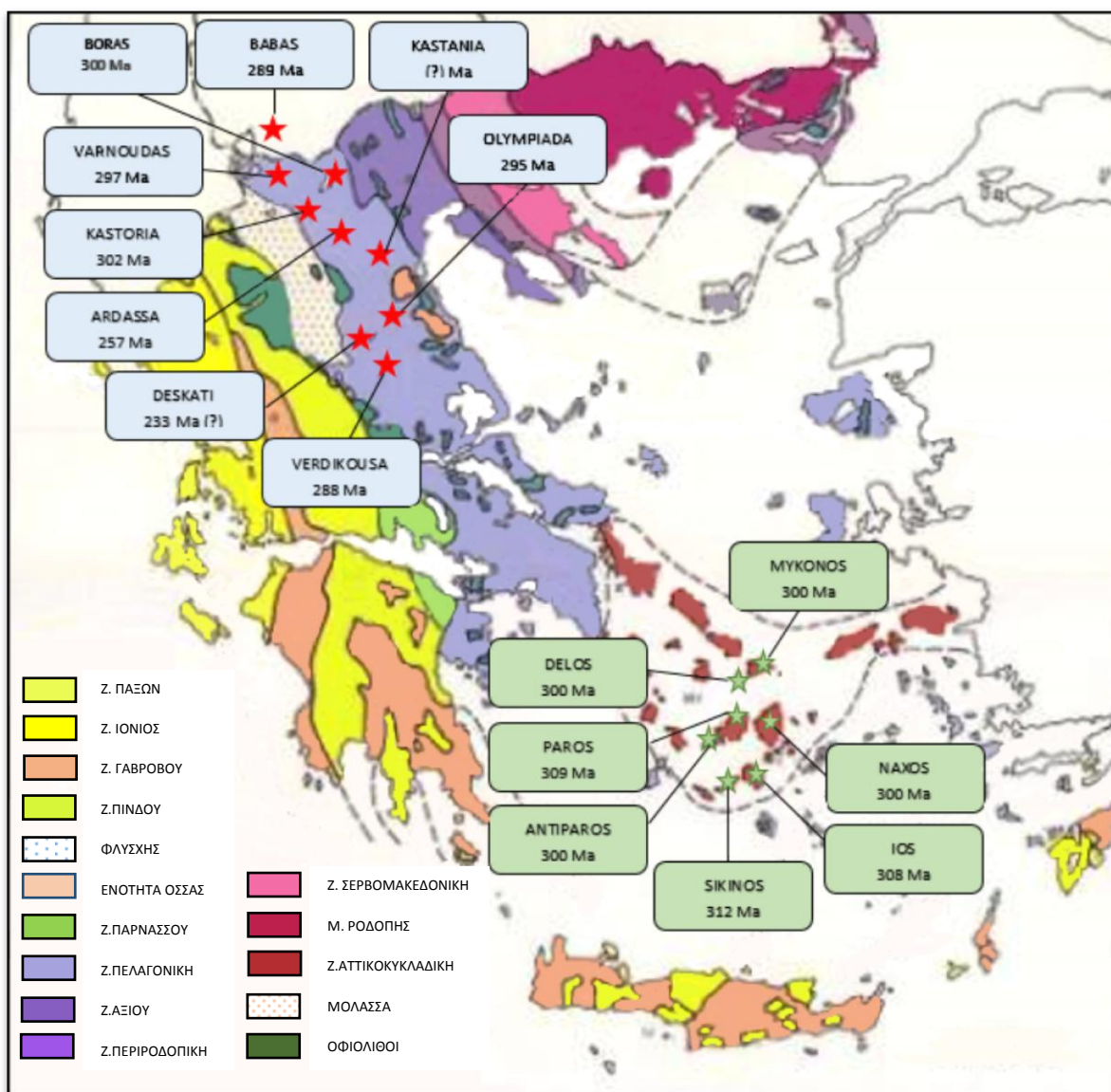
Σχήμα 7. Σκαριφήματα που απεικονίζουν την εξέλιξη του συστήματος της Παλαιοιηθύος – Νεοιηθύος με τα Κιμμερικά τεμάχη (Μουντράκης, 1985)

ΚΕΦΑΛΑΙΟ 2

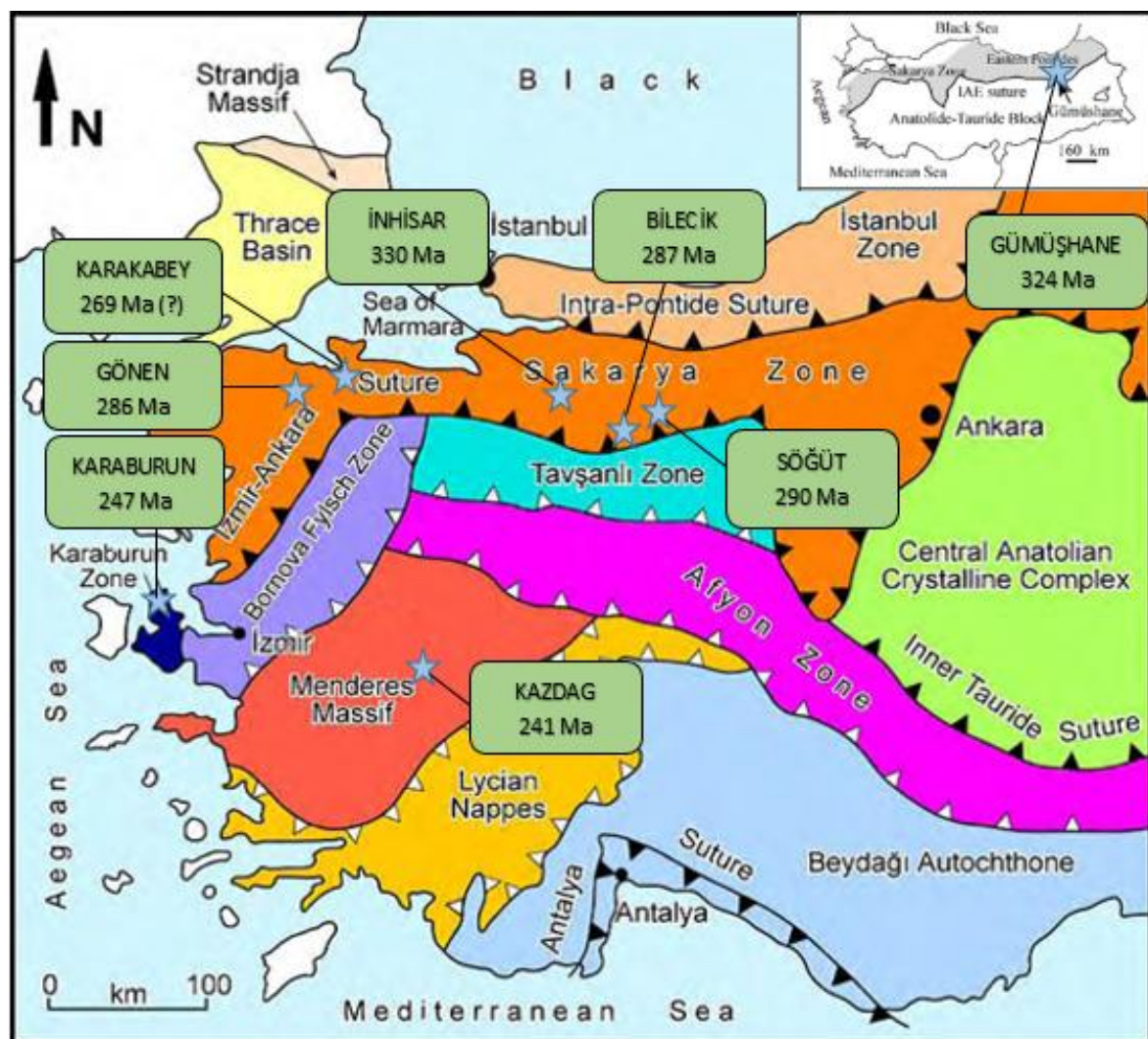
2.1 ΤΑ ΔΕΙΓΜΑΤΑ – Η ΕΡΕΥΝΑ

Για τη διεξαγωγή της έρευνας, αρχικά πραγματοποιήθηκε μια βιβλιογραφική αναζήτηση για ελληνικά και τούρκικα δείγματα πλουτωνιτών τα οποία είχαν γεωχημικές αναλύσεις σε κύρια στοιχεία, ιχνοστοιχεία και σπάνιες γαίες, καθώς και γεωχρονολογικά δεδομένα. Ορισμένα από τα δεδομένα της παρούσας εργασίας που χρησιμοποιήθηκαν στα διαγράμματα είναι αδημοσίευτα.

Στο σύνολο συγκεντρώθηκαν 462 γεωχημικές αναλύσεις εκ των οποίων οι 315 αναφέρονται σε δείγματα από την Πελαγονική, οι 57 αναφέρονται σε δείγματα από την Αττικοκυκλαδική ζώνη και συγκεκριμένα από το σύμπλεγμα των Κυκλάδων μόνο, ενώ από την μεριά της Τουρκίας, 24 δείγματα με αναλύσεις βρέθηκαν για την ζώνη της Karaburun, 47 δείγματα για τη ζώνη Sakarya και τέλος, 20 δείγματα από την Menderes. Στους δύο γεωλογικούς χάρτες που ακολουθούν (Σχήμα 8 & 9) διακρίνονται με αστερίσκο όλες οι θέσεις των πλουτωνικών σωμάτων από τις οποίες προήλθαν τα δείγματα, καθώς και μια γενική εκτίμηση της ηλικίας τους.



Σχήμα 8. Τοποθεσίες και ηλικίες των κύριων πλουτωνικών σωμάτων της Ελλάδας για τη παρούσα μελέτη (με τροποποίηση από Μουντράκης 1985)



Σχήμα 9. Τοποθεσίες και ηλικίες των κύριων πλουτωνικών σωμάτων της Τουρκίας για τη παρούσα μελέτη (με τροποποίηση από Toruz et al. 2010).

2.2 ΟΙ ΠΛΟΥΤΩΝΙΤΕΣ – Βασικά Χαρακτηριστικά

Στη συνέχεια θα παρουσιαστούν τα βασικά χαρακτηριστικά των πλουτωνιτών από τα οποία προήλθαν τα δείγματα, όπως αυτά περιγράφονται στις αντίστοιχες βιβλιογραφίες.

2.2.1 Πλουτωνίτες Πελαγονικής

Οι πλουτωνίτες της Πελαγονικής διακρίνονται σε αυτούς της Βόρειας ομάδας και της Νότιας ομάδας (Κορωνάιος et al. 2000). Από τους πλουτωνίτες της Βόρειας ομάδας εξαιρείται αυτός της Άρδασσας, ο οποίος είναι Α-τύπου, ενώ από τους πλουτωνίτες της Νότιας ομάδας εξαιρείται αυτός της Δεσκάτης για τον ίδιο λόγο.

2.2.1.1 Πλουτωνίτες Βόρειας Ομάδας

BABA

Το όρος Baba βρίσκεται στη Γιουγκοσλαβία, κοντά στα σύνορα με την ΒΔ Ελλάδα. Τα πλουτωνικά πετρώματα που εντοπίζονται εκεί θεωρούνται φυσική συνέχεια του πλουτωνίτη του Βαρνούντα, στο οποίο θα αναφερθούμε ξεχωριστά παρακάτω. Τα πλουτωνικά πετρώματα του Baba διεισδύουν σε σχιστολίθους, γνευσίους και αμφιβολίτες, τα οποία αποτελούν το Παλαιοζωικό κρυσταλοσχιστώδες υπόβαθρο της Πελαγονικής. Η προέλευση τους σχετίζεται με τα τελικά μαγματικά προϊόντα της Ερκύνιας ορογένεσης.

Στο σύνολο τους πρόκειται για 27 δείγματα με γεωχημικές αναλύσεις από τις εργασίες των Κατερινόπουλος & Κυριακόπουλος (1989) και των Katerinopoulos et al.

(1992). Η ηλικία του πλουτωνίτη του Baba υπολογίστηκε στα 289 ± 12.5 Ma με αρχικό λόγο $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0.7064 \pm 10$ (Katerinopoulos et al. 1992). Από τα 27 δείγματα, τα 19 αναφέρονται σε γρανίτη. Μακροσκοπικά ο γρανίτης εμφανίζεται με ανοικτό γκρίζο χρώμα και διατηρεί τυπικό γρανιτικό ιστό με εξαίρεση την περιφέρεια του, στην οποία παρουσιάζει γνευσιακή υφή και έντονη πυριτίωση. Ακόμα, 3 δείγματα αφορούν έναν πορφυριτικό γρανίτη, ο οποίος μακροσκοπικά εμφανίζεται λευκός καθώς απουσιάζουν τα έγχρωμα ορυκτά. Τα υπόλοιπα 5 δείγματα αναφέρονται σε γρανοδιορίτη, ο οποίος μακροσκοπικά εμφανίζεται αδρόκοκκος ισοκοκκώδης με σκούρο χρώμα.

Εξετάζοντας τη γεωχημεία του πλουτωνίτη, παρατηρούμε ότι το περιεχόμενο SiO_2 κυμαίνεται από 63 μέχρι 77%. Διατηρεί έναν ασβεσταλκαλικό χαρακτήρα, ενώ όλα τα δείγματα που αναλύθηκαν είναι υπεραργιλικά. Σύμφωνα με τα γεωχημικά κριτήρια των Pearce et al. (1984), το πλουτωνικό σύμπλεγμα του Baba αναφέρεται σε γρανίτες ηφαιστειακού τόξου. Τέλος, αν και ορισμένα δείγματα παρουσιάζουν χαρακτηριστικά S-τύπου γρανιτών, τονίζεται ότι αυτό οφείλεται στην έντονη τεκτονική της περιοχής και άρα σύμφωνα με την ορυκτολογία και τη χημική σύσταση τους θεωρούνται αδιαμφισβήτητα I-τύπου πλουτωνίτες (Katerinopoulos et al. 1992).

ΒΑΡΝΟΥΝΤΑΣ

Ο πλουτωνίτης του Βαρνούντα βρίσκεται στο ΒΔ άκρο του νομού Φλώρινας και διεισδύει στα σχιστολιθικά και γνευσιακά πετρώματα του υποβάθρου της Πελαγονικής και πιο συγκεκριμένα στην ενότητα της Καστοριάς. Η ηλικία του πλουτωνίτη προσδιορίστηκε στα 297 ± 25 Ma με αρχικό λόγο $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0.70564 \pm 5$ (Κορωναίος 1991).

Στο σύνολο τους τα δείγματα περιλαμβάνονται στην παρούσα μελέτη είναι 125 εκ' των οποίων τα 84 προέρχονται από τον Κορωναίο (1991) και αφορούν το Ανατολικό τμήμα του Βαρνούντα, τα 14 προέρχονται από τους Katerinopoulos et al. (1992) και αναφέρονται στο δυτικό τμήμα του Βαρνούντα, όπως επίσης και 25 δείγματα από τον Katerinopoulos (1987b) και 2 δείγματα από τον Κατερινόπουλο (1983).

Οι πετρογραφικοί τύποι που εμφανίζονται στη περιοχή είναι βιοτιτικοί-κεροστιλβικοί γρανίτες, γρανοδιορίτες, πορφυριτικοί γρανοδιορίτες, χαλαζιακούς μονζονίτες, πορφυριτικοί χαλαζιακοί μονζοδιορίτες, απλιτικές και πηγματιτικές φλέβες, ενώ υπάρχουν και εγκλείσματα που αποτελούνται κυρίως από κεροστίλβη και πλαγιόκλαστα. Το SiO_2 κυμαίνεται από 51 έως 76% κ.β. Σύμφωνα με τους Κορωναίο (1991), Katerinopoulos et al. (1992), Katerinopoulos (1987b) και Κατερινόπουλο (1983), ο πλουτωνίτης του Βαρνούντα παρουσιάζει ασβεσταλκαλικό χαρακτήρα, συνδέεται με περιβάλλον καταβύθισης ωκεάνιου φλοιού κάτω από ηπειρωτικό με τη δημιουργία ενός ηφαιστειακού τόξου και μελετώντας την μαγματική προέλευση του συμπεραίνεται ότι πρόκειται για I-τύπου πλουτωνίτη.

ΚΑΣΤΟΡΙΑ

Δεν υπάρχουν πολλά στοιχεία για το πλουτωνικό σώμα της Καστοριάς και οι γεωχημικές αναλύσεις που συμπεριλαμβάνονται σε αυτή την εργασία προέρχονται από αδημοσίευτα δεδομένα. Παρόλα αυτά, συμπερασματικά από άλλες εργασίες για τον πλουτωνίτη του Βαρνούντα προκύπτει ότι ο τελευταίος και ο πλουτωνίτης της Καστοριάς πολύ πιθανώς διατηρούν ομοιότητες και μπορούν να συσχετιστούν.

Σύμφωνα με το διάγραμμα R1-R2 (De la Roche et al. 1980) (δεν παρουσιάζεται) τα 30 δείγματα από την Καστοριά (Κορωναίος, αδημοσίευτα δεδομένα) ταξινομούνται ως γρανίτες και γρανοδιορίτες, ενώ υπάρχουν και ορισμένα πιο βασικά δείγματα που είναι

εγκλείσματα. Από το διάγραμμα K_2O-SiO_2 (δεν παρουσιάζεται) φαίνεται ότι το σύνολο των δειγμάτων ανήκουν στην υψηλή καλίου ασβεσταλκαλική σειρά. Με βάση το τριγωνικό διάγραμμα AFM (δεν παρουσιάζεται), ο πλουτωνίτης της Καστοριάς ανήκει στα αλκαλικά πετρώματα. Επιπλέον, σύμφωνα με το διάγραμμα $Y-SiO_2$ (Collins et al. 1992) συμπεραίνεται ότι η μαγματική προέλευση του πλουτωνίτη της Καστοριάς είναι από την τήξη προηγούμενου πυριγενούς πετρώματος, δηλαδή πρόκειται για Ι-τύπου, ενώ σύμφωνα με τα διαγράμματα των Pearce et al. (1984) το γεωτεκτονικό περιβάλλον δημιουργίας του πλουτωνίτη είναι ένα ηφαιστειακό τόξο σε μια περιοχή σύγκλισης πλακών.

ΒΟΡΑΣ

Το όρος Βόρας βρίσκεται στη ΒΔ Μακεδονία, βόρεια του νομού Πέλλας έως τα όρια με το νομό της Φλώρινας. Ανήκει γεωτεκτονικά στην Πελαγονική Ζώνη και τα πλουτωνικά πετρώματα, ηλικίας 300 Ma (Αυγερινάς et al. 2004) που περιέχει, διεισδύουν στο υπόβαθρο της, το οποίο αποτελείται από παλαιοζωικά μεταμορφωμένα πετρώματα. Τα 18 δείγματα που περιέχονται στη παρούσα εργασία προέρχονται από τους Αυγερινάς et al. (2004), εκ των οποίων τα 4 είναι λευκογρανίτες, ακόμα 4 είναι βιοτιτικοί γρανίτες, 6 αναφέρονται σε κεροστιλβικούς γρανοδιορίτες, ενώ τα υπόλοιπα αναφέρονται σε μονζονιτικής έως μονζοδιοριτικής σύστασης εγκλείσματα. Το περιεχόμενο SiO_2 κυμαίνεται από 64 έως 75% και ο πλουτωνίτης διατηρεί ασβεσταλκαλικό χαρακτήρα. Όσον αφορά το γεωτεκτονικό περιβάλλον ο πλουτωνίτης Βόρα ανήκει στο πεδίο των γρανιτών ηφαιστειακού τόξου. Η παρουσία των βασικότερων εγκλεισμάτων εξηγείται από το μηχανισμό της μείξης μαγμάτων.

2.2.1.2 Πλουτωνίτες Νότιας Ομάδας

ΚΑΣΤΑΝΙΑ

Ο πλουτωνίτης της Καστανιάς τοποθετείται ΝΝΔ της Βέροιας και διεισδύει στο κρυσταλοσχιστώδες Παλαιοζωικό υπόβαθρο της Πελαγονικής. Συλλέχτηκαν 15 δείγματα από τους Koroneos et al. (2000) και 3 δείγματα από τους Kotopouli et al. (2000), τα οποία αναφέρονται σε γρανίτες έως γρανοδιορίτες με το SiO_2 τους να κυμαίνεται από 66 έως 75% κ.β. Σύμφωνα με τους Koroneos et al. (2000), ο πλουτωνίτης της Καστανιάς είναι ένας λευκογρανίτης, του οποίου η μαγματική προέλευση μπορεί να είναι είτε από τήγμα μεταπυριγενών πετρωμάτων είτε μεταϊζηματογενών πετρωμάτων, διατηρώντας περισσότερο χαρακτηριστικά Ι-τύπου παρά S-τύπου πλουτωνίτη. Επιπλέον, ο πλουτωνίτης της Καστανιάς αναφέρεται ως ελαφρά υπεραργιλικός με ασβεσταλκαλικό χαρακτήρα και συνδέεται με γεωτεκτονικό περιβάλλον ηφαιστειακού τόξου (Koroneos et al. 2000). Τέλος, αν και δεν έχει πραγματοποιηθεί γεωχρονολόγηση του πλουτωνίτη μέχρι τώρα, ο λευκογρανίτης της Καστανιάς θεωρείται ότι ανήκει στο σύμπλεγμα των Άνω Παλαιοζωικών γρανιτοειδών πετρωμάτων του συμπλέγματος των Πιερίων, τα οποία συνδέονται με τις υπολειμματικές φάσεις της Ερκύνιας ορογένεσης (Kotopouli et al. 2000).

ΟΛΥΜΠΙΑΔΑ

Στη βάση δεδομένων περιέχονται 16 δείγματα με αναλύσεις από τους Pe-Piper et al. (1993b). Τα γρανιτοειδή πετρώματα της Ολυμπιάδας περιέχουν εγκλείσματα μονζοδιοριτικής έως διοριτικής σύστασης, ενώ τραχυ-ανδεσιτικές φλέβες μικρού πάχους τα διαπερνούν. Τα περισσότερα δείγματα αναφέρονται σε γρανοδιορίτες και τοναλίτες,

ωστόσο δύο δείγματα είναι γρανίτες, ένα είναι μονζοδιορίτης και ένα διορίτης. Η γεωχημεία του λευκοκρατικού γρανοδιορίτη υποδεικνύει προέλευση από περιβάλλον ηφαιστειακού τόξου (Pe-Piper et al. 1993b). Ο πλουτωνίτης εμφανίζεται τοπικός μυλωνιτιομένος και μεταμορφωμένος σε ορθογνεύσιο. Η ηλικία κρυστάλλωσης προσδιορίστηκε με τη μέθοδο U/Pb στα 302 ± 5 Ma σε ζirkόνια (Yarwood and Aftalion 1976). Σύμφωνα με τους Pe-Piper et al. (1993b) όλα τα δείγματα είναι ελαφρώς υπεραργιλικά και ασβεσταλκαλικού χαρακτήρα. Αν και ο πλουτωνίτης μεταμορφώθηκε στη πρασινοσχιστολιθική και γλαυκοφανιτική φάση, ωστόσο η γεωχημεία του δεν υπέστη αλλαγές. Ο πλουτωνίτης της Ολυμπιάδας έχει $\text{SiO}_2 = 62-68\%$ και διαφέρει από τον πλουτωνίτη της Βερδικούσας στην αρχική τους ορυκτολογία (Pe-Piper et al. 1993b).

ΒΕΡΔΙΚΟΥΣΑ

Υπάρχουν 17 δείγματα με γεωχημικές αναλύσεις από τους Pe-Piper et al. (1993a) και τους Katerinopoulos (1998). Η ηλικία του πλουτωνίτη της Βερδικούσας υπολογίστηκε στα 288 ± 7 Ma με τη μέθοδο K/Ar σε βιοτίτη (Pe-Piper et al., 1993b). Τα 5 δείγματα αναφέρονται σε διορίτη, το SiO_2 του οποίου κυμαίνεται από 46 έως 52% κ.β. Επιπλέον, ένα δείγμα είναι τοναλιτικό και ακόμα 6 αναφέρονται σε γρανοδιορίτη με $\text{SiO}_2 = 65-69\%$. Τέλος, περιέχονται 3 δείγματα γρανίτη, ένα δείγμα από απλιτική και ένα από πηγματιτική φλέβα. Όλα τα δείγματα ανήκουν στην ασβεσταλκαλική σειρά και είναι ελαφρώς υπεραργιλικά (Katerinopoulos 1998).

ΠΙΕΡΙΑ

Στο σύνολο τους βρέθηκαν 13 δείγματα με γεωχημικές αναλύσεις από το σύμπλεγμα των Πιερίων, οι οποίες προέρχονται από την εργασία των Kotrouli et al. (2000). Τα 7 δείγματα είναι από την ενότητα του Φλάμπουρου, εκ των οποίων τα 4 αναφέρονται σε γρανίτη, τα 2 σε γρανοδιορίτη και ένα είναι διορίτης. Το SiO_2 στον πλουτωνίτη του Φλάμπουρου κυμαίνεται από 47 έως 75 % κ.β, ενώ επιπλέον υπολογίστηκε με τη μέθοδο U/Pb σε ζirkόνια η ηλικία του στα 302 Ma (Mountrakis, 1984). Στη συνέχεια, στη βάση δεδομένων της παρούσας εργασίας περιέχονται 2 διοριτικά δείγματα και ένα δείγμα γρανοδιορίτη από την περιοχή του Καταφυγίου, ένα δείγμα γρανίτη από την περιοχή του Σαραντάπορου και τέλος, ένα δείγμα απλίτη και ένα δείγμα γρανίτη από το Λιβάδι. Τα περισσότερα δείγματα χαρακτηρίζονται ελαφρώς υπεραργιλικά, ενώ επιπλέον, υπάρχουν διάφορες απόψεις όσον αφορά την μαγματική τους προέλευση αν και συμπεραίνεται εν τέλει ότι οι πλουτωνίτες των Πιερίων διατηρούν περισσότερο χαρακτηριστικά I-τύπου πλουτωνίτη παρά S-τύπου.

2.2.2 Πλουτωνίτες Αττικοκυκλαδικής

ΜΥΚΟΝΟΣ

Υπάρχουν 3 δείγματα γρανοδιορίτη από την Μύκονο, με $\text{SiO}_2 = 74\%$ κ.β από την εργασία του Engel (2006). Η ηλικία του πλουτωνίτη υπολογίστηκε με τη μέθοδο $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$ στα 300 Ma με αρχικό λόγο $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0,710896$ (Engel 2006). Επιπλέον, στην ίδια εργασία διαπιστώνεται ότι ο γρανοδιορίτης της Μυκόνου είναι I-τύπου πλουτωνίτης.

ΔΗΛΟΣ

Στην εργασία του Engel (2006) υπάρχουν γεωχημικές αναλύσεις για ένα δείγμα γρανίτη και ένα δείγμα γρανοδιορίτη από το νησί της Δήλου με SiO_2 75% κ.β και 72% κ.β αντίστοιχα. Όπως και στη Μύκονο, ο πλουτωνίτης της Δήλου διεισδύει στο Παλαιοζωικό υπόβαθρο της Αττικοκυκλαδικής. Με τη μέθοδο $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$ βρέθηκε η

ηλικία του πλουτωνίτη στα 300 Ma με αρχικό λόγο $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0,707604$ (Engel 2006), ενώ επισημαίνεται και ο χαρακτήρας I-τύπου πλουτωνίτης και για τη Δήλο.

ΠΑΡΟΣ

Στο νησί της Πάρου διεισδύει Άνω Παλαιοζωικός πλουτωνίτης στο κρυσταλοσχιστώδες υπόβαθρο των Κυκλάδων. Συλλέχθηκαν και αναλύθηκαν 19 δείγματα από τον Engel (2006), εκ των οποίων τα 16 προέρχονται από γρανίτη με περιεκτικότητα σε $\text{SiO}_2 = 70\text{--}80\%$ κ.β. και τα υπόλοιπα 3 αναφέρονται σε γρανοδιοριτικής σύστασης πέτρωμα με $\text{SiO}_2 = 68\text{--}70\%$ κ.β. Σύμφωνα με τον Engel (2006), η ηλικία του πλουτωνίτη της Πάρου υπολογίστηκε με τη μέθοδο $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$ στα ~ 309 Ma.

ΑΝΤΙΠΑΡΟΣ

Στα ΝΔ της Πάρου βρίσκεται το νησί της Αντίπαρου, η οποία αποτελείται από πυροκλαστικά υλικά, μάρμαρα και ένα προαλπικό γνευσιακό υπόβαθρο, όπως και όλα τα νησιά των Κυκλάδων άλλωστε, στο οποίο διεισδύει ένας γρανίτης. Από την εργασία του Engel (2006) βρέθηκαν 4 δείγματα με γεωχημικές αναλύσεις, το SiO_2 των οποίων κυμαίνεται από 72 έως 76% κ.β. Οι γεωχρονολογήσεις των δειγμάτων με τη μέθοδο $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$ φανερώνουν ηλικία 300 Ma για τον πλουτωνίτη της Αντίπαρου.

ΙΟΣ

Στο νησί της Ίου διεισδύει ένας λευκοκρατικός Άνω Παλαιοζωικός πλουτωνίτης, ελαφρώς γνευσιωμένος από τον οποίο συλλέχθηκαν και μελετήθηκαν 7 δείγματα από τον Engel (2006). Τα 5 από αυτά αναφέρονται σε γρανιτικής σύστασης πέτρωμα με $\text{SiO}_2 = 73\text{--}78\%$ κ.β. και τα άλλα δυο αποτελούν γρανοδιορίτη με $\text{SiO}_2 = 70\%$ κ.β. Η ηλικία του πλουτωνίτη της Ίου υπολογίστηκε στα 308 Ma σύμφωνα με τη μέθοδο $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$ (Engel 2006).

ΣΙΚΙΝΟΣ

Στη Σίκινο εμφανίζεται σε δύο θέσεις, στα Ν και ΝΑ του νησιού, ορθογνεύσιος όξινης σύστασης, πιθανώς από μεταμόρφωση γρανιτικού πετρώματος κατά το Άνω Παλαιοζωικό. Υπάρχουν δύο δείγματα που αναλύθηκαν από τον Engel (2006) και χρονολογήθηκαν με τη μέθοδο $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$ στα 312 Ma.

ΝΑΞΟΣ

Η Νάξος βρίσκεται στο κέντρο των Κυκλάδων και αποτελεί το μεγαλύτερο νησί αυτών. Συλλέχθηκαν 12 δείγματα και αναλύθηκαν από τον Engel (2006) με το SiO_2 να κυμαίνεται από 69 έως 78% κ.β. Οι πετρολογικοί τύποι που εμφανίζονται είναι γρανίτες, γρανοδιορίτες και χαλαζιακοί μονζονίτες. Επιπλέον, στη παρούσα εργασία συμπεριλαμβάνονται και 5 δείγματα με αναλύσεις από τους Pe-Piper et al. (1997) με την περιεκτικότητα σε SiO_2 να κυμαίνεται από 74 έως 77% κ.β. Όλα τα δείγματα είναι ελαφρώς υπεραργιλικά, παρουσιάζουν ασβεσταλκαλικό χαρακτήρα και συνδέονται με γρανιτογένεση σε ηφαιστειακό τόξο (Pe-Piper et al. 1997). Η ηλικία του πλουτωνικού σώματος της Νάξου προσδιορίστηκε από τον Engel (2006) με τη μέθοδο $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$ στα 300 Ma.

2.2.3 Πλουτωνίτες Sakarya

GÖNEN, KARAKABEY, İNHİSAR KAI BİLECİK

Στη βάση δεδομένων της παρούσας εργασίας περιέχονται 19 δείγματα με γεωχημικές αναλύσεις από τους Delaloye & Bingol (2000), όπου γίνεται αναφορά για τα παλαιότερα γρανιτοειδή πετρώματα της Δ και ΒΔ της Ανατολίας, τα οποία ανήκουν στη ζώνη της Sakarya. Τα δείγματα προέρχονται από τα πλουτωνικά σώματα Gönen, Karakabey, İnhisar και Bilecik, των οποίων οι θέσεις διακρίνονται στο σχήμα 9. Τα 6 από τα 19 δείγματα προέρχονται από τον πλουτωνίτη του Bilecik και έχουν περιεκτικότητα σε $\text{SiO}_2=66-77\%$. Επιπλέον, 4 δείγματα είναι από τον πλουτωνίτη του Gönen με $\text{SiO}_2=62-77\%$, ακόμα 4 δείγματα προέρχονται από τον πλουτωνίτη του Karakabey με $\text{SiO}_2=63-74\%$ και τέλος, τα υπόλοιπα 5 δείγματα προέρχονται από τον πλουτωνίτη του İnhisar με $\text{SiO}_2=58-75\%$.

Όσον αφορά τον πετρολογικό τύπο των παραπάνω δειγμάτων, σημειώνεται ότι ανήκουν στην κατηγορία των γρανιτών έως γρανοδιοριτών. Στην ύπαιθρο, τα σώματα εμφανίζονται τεκτονισμένα έως έντονα καταπονημένα στη περίπτωση του πλουτωνίτη του Bilecik, ενώ σε πολλές θέσεις έρχονται σε επαφή μέσω strike-slip ρηγμάτων με νεότερα γρανιτοειδή πετρώματα του Νεογενούς. Κατά τη γεωχημική μελέτη των πλουτωνιτών παρατηρούμε ότι αυτοί ανήκουν στην ασβεσταλκαλική έως υψηλού καλίου ασβεσταλκαλική σειρά (Delaloye & Bingol 2000), ενώ επιπλέον σύμφωνα με τα διαγράμματα των Pearce et al. (1984) συμπεραίνουμε ότι όλοι οι πλουτωνίτες των παραπάνω περιοχών συνδέονται με ένα σύστημα ηφαιστειακού τόξου σε περιβάλλον σύγκλισης πλακών. Επιπλέον, σύμφωνα με το διάγραμμα των Collins et al. (1992), όλα σχεδόν τα δείγματα χαρακτηρίζουν I-τύπου πλουτωνίτες. Τέλος, η γεωχρονολόγηση των δειγμάτων πραγματοποιήθηκε με τη μέθοδο $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ σε ορυκτά (Delaloye & Bingol 2000) και βρέθηκε μέση ηλικία των πλουτωνιτών στα 293 Ma (βλ. Σχήμα 8.)

Προβληματική ήταν βέβαια η ηλικία του πλουτωνίτη του Karakabey, εφόσον υπολογίστηκε ένα μεγάλο εύρος ηλικιών (240-298 Ma), ενώ ο πλουτωνίτης του Bilecik εμφανίζει δύο ισόχρονες καμπύλες (68 και 287 Ma), γεγονός τα οποία οφείλονται πιθανώς σε πολλαπλές μαγματικές διεισδύσεις.

ŞÖĞÜT

Στο κεντρικό τμήμα της Sakarya ζώνης κατά το Αν. Παλαιοζωικό διείσδυσε ένα μεγάλων διαστάσεων πλουτωνικό σώμα, γνωστό ως Şöğüt, το οποίο περιέχει τα πλουτωνικά πετρώματα της Sarıcakaya. Στη βάση δεδομένων περιέχονται 16 δείγματα με γεωχημικές αναλύσεις από τους Kibici et al. (2010), τα οποία αναφέρονται σε γρανίτες, γρανοδιορίτες και χαλαζιακούς διορίτες με το περιεχόμενο SiO_2 να κυμαίνεται από 56 έως 74% κ.β.

Όσον αφορά τα γεωχημικά χαρακτηριστικά του πλουτωνίτη, τα δείγματα είναι κυρίως υποαλκαλικά, ενώ σύμφωνα με το διάγραμμα $\text{K}_2\text{O}-\text{SiO}_2$ (Rickwood, 1989) οι διορίτες διατηρούν ασβεσταλκαλική σύσταση, ενώ οι γρανίτες ανήκουν στην υψηλού καλίου ασβεσταλκαλική έως σωσσονιτική σειρά (Kibici et al. 2010). Επιπλέον, τα δείγματα είναι κατά κύριο λόγο υπεραργιλικά και αναφέρονται σε I-τύπου πλουτωνίτη, αν και ορισμένα πολύ όξινα δείγματα γρανιτών που περιέχουν μοσχοβίτη αναφέρονται ως S-τύπου πλουτωνίτες (Kibici et al. 2010). Σύμφωνα με τα διαγράμματα των Pearce et al. (1984) οι πλουτωνίτες της Sarıcakaya συνδέονται με το γεωτεκτονικό περιβάλλον σύγκλισης πλακών σε ένα ηφαιστειακό τόξο. Η ηλικία του πλουτωνίτη υπολογίστηκε στα 290 Ma με τη μέθοδο U-Pb σε ζirkόνια (Çoğulu et al. 1965).

GÜMÜŞHANE

Ο πλουτωνίτης του Gümüşhane βρίσκεται στο ΒΑ τμήμα της Sakarya ζώνης. Σύμφωνα με τους Toruz et al. (2010), πραγματοποιήθηκαν γεωχημικές αναλύσεις για 12 δείγματα, τα οποία αναφέρονται σε έναν βιοτιτικό κεροστιλβικό γρανίτη και έναν βιοτιτικό κεροστιλβικό γρανοδιορίτη με το SiO₂ να κυμαίνεται από 62 έως 72% κ.β. Ο πλουτωνίτης ανήκει στην υψηλού καλίου ασβεσταλκαλική σειρά και πρόκειται για Ι-τύπου πλουτωνίτης, όσον αφορά τη μαγματική του προέλευση.

Ο πλουτωνίτης του Gümüşhane διεισδύει στο μεταμορφικό σύμπλεγμα του Kurtoglu, το οποίο αποτελείται από Λιθανθρακοφόρους μαρμαρυγιακούς σχιστόλιθους, γνεύσιους, και φυλλίτες που περιέχουν σερπεντινίτες και μεταδιαβάσεις.

Όσον αφορά την ηλικία του πλουτωνίτη, η γεωχρονολόγηση πραγματοποιήθηκε με τη μέθοδο ⁴⁰Ar/³⁹Ar σε βιοτίτες και κεροστίλβες στα 320±4 Ma, ενώ με τη μέθοδο U/Pb σε ζirkόνια υπολογίστηκε στα 324±6 Ma (Toruz et al. 2010). Η τοποθέτηση του πλουτωνίτη του Gümüşhane πιστεύεται ότι έλαβε χώρα κατά το ξεκίνημα της LP/HT μεταμόρφωσης της περιοχής του Kurtoglu, ενώ επιπλέον θεωρείται αποτέλεσμα των τελευταίων φάσεων της Ερκύνιας ορογένεσης στις Ανατολικές Ποντίδες (Toruz et al. 2010).

2.2.4 Πλουτωνίτης Karaburun

Στο νοτιότερο τμήμα της χερσονήσου Karaburun διεισδύει ο πλουτωνίτης της Karaburun σε αργιλικούς σχιστόλιθους και ψαμμίτες πιθανώς του Λιθανθρακοφόρου. Συλλέχτηκαν 22 δείγματα με γεωχημικά δεδομένα από τις εργασίες των Erkül et al. (2008) και Akal et al. (2010). Τα δείγματα αφορούν πλουτωνίτη με σύσταση κυρίως γρανοδιορίτικη έως διοριτική και ασβεσταλκαλικό χαρακτήρα. Με τη μέθοδο U/Pb προσδιορίστηκε η μέση ηλικία του πλουτωνίτη στα 247.1 ±2Ma (Akal et al. 2010). Το πλουτωνικό σώμα της Karaburun έχει γενικώς μια ετερογενή σύσταση με το περιεχόμενο SiO₂ να κυμαίνεται από 54 έως 67%, ενώ παράλληλα πρόκειται για μεταργιλικά πετρώματα. Σύμφωνα με τα διαγράμματα των Pearce et al. (1984) προκύπτει ότι η προέλευση του πλουτωνίτη της Karaburun συνδέεται με γρανιτογένεση σε ηφαιστειακό τόξο, η οποία όμως προέκυψε κατά το Τριαδικό στο κλείσιμο του ωκεανού της Παλαιοιθύνος. Ωστόσο, η μαγματική προέλευση του γρανοδιορίτη αναφέρεται σε Ι-τύπου πλουτωνίτη.

2.2.5 Πλουτωνίτης Menderes

Στα πιο ανατολικά και νότια τμήματα της ενότητας Ödemiş-Kiraz της ζώνης Menderes τοποθετείται ένας λευκοκρατικός ορθογνεύσιος, ο οποίος διεισδύει σε φυλλίτες, χαλαζίτες και μάρμαρα του Άνω Παλαιοζωικού. Η μεταμόρφωση του πλουτωνίτη οφείλεται στην έντονη συμπίεστική τεκτονική κατά την Αλπική ορογένεση, η οποία επώθησε τους οφιολίθους της Izmir-Ankara ζώνης πάνω στη Menderes (Koralay et al. 2001).

Μακροσκοπικά οι λευκοκρατικοί ορθογνεύσιοι εμφανίζονται λεπτοκοκκώδεις, ισοκοκκώδεις και γενικώς με ένα ίχνος φύλλωσης που ανταποκρίνεται στη γνευσιακή τους υφή. Όσον αφορά την ορυκτολογική σύσταση, το 88-95% του συνολικού πετρώματος αποτελείται από χαλαζία, πλαγιόκλαστα, ορθόκλαστα και μικροκλινή, γεγονός που υποστηρίζει την αρχική γρανιτική σύσταση των γνευσίων.

Στην εργασία των Koralay et al. (2001) περιλαμβάνονται 20 δείγματα με γεωχημικές αναλύσεις, ενώ επιπλέον, περιγράφεται η ηλικία του πλουτωνίτη με τη μέθοδο $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$, η οποία διαπιστώθηκε στα 235-246 Ma. Σε τριγωνικό διάγραμμα An-Ab-Or τα περισσότερα δείγματα σχεδιάστηκαν στο πεδίο του γρανίτη και ορισμένα στο πεδίο του μονζονίτη. Ο πλουτωνίτης εμφανίζει ασβεσταλκαλικό χαρακτήρα, είναι S-τύπου, ενώ επιπλέον όλα τα δείγματα είναι υπεραργιλικά. Θεωρείται ότι το μαγματικό γεγονός που είχε ως αποτέλεσμα τον πλουτωνίτη της Menderes, συνδέεται με την προς νότο βύθιση του ωκεανού της Παλαιοθηθύος κατά το Τριαδικό.

ΚΕΦΑΛΑΙΟ 3

3.1 Γενικά

Τα διαγράμματα της παρούσας γεωχημικής συγκριτικής μελέτης που παρουσιάζονται παρακάτω έγιναν με τη βοήθεια του προγράμματος PetroGraph από τους Petrelli et al. (2005). Πραγματοποιούνται συγκρίσεις μέσω παρατηρήσεων σε διαγράμματα Harkers των κύριων στοιχείων και ορισμένα αραχνογράμματα (McDonough et al. 1992).

3.2 Γεωχημική Σύγκριση Πελαγονικής με Αττικοκυκλαδική

Al_2O_3 : Αρχικά, στα εγκλείσματα και στα διοριτικά δείγματα της Πελαγονικής εμφανίζεται με ένα μεγάλο εύρος τιμών από 19,51 έως 11,95% κ.β. Τα ενδιάμεσης σύστασης δείγματα, τα οποία αντιπροσωπεύουν κυρίως την Βόρεια ομάδα της Πελαγονικής παρουσιάζουν μια μέση τιμή 16,42% κ.β Al_2O_3 (17,67-15,17). Στη συνέχεια, το Al_2O_3 μειώνεται στα 13,55% κ.β (16,30-10,80) όσο τα δείγματα γίνονται πιο όξινα.

CaO : Η περιεκτικότητα σε CaO μειώνεται με την διαφοροποίηση. Παρατηρούμε ότι από τα διοριτικά δείγματα και τα εγκλείσματα από όπου ξεκινάει με μια μέση τιμή στα 8,3% κ.β (5,27-11,28), καταλήγει σχεδόν με μηδενικές τιμές στα οξινότερα δείγματα.

Na_2O : Το Na_2O παραμένει σχεδόν σταθερό καθ' όλη τη διαφοροποίηση. Η Πελαγονική και η Αττικοκυκλαδική διατηρούν ένα εύρος περιεκτικότητας σε Na_2O , το οποίο κυμαίνεται από 2,5 έως 4,5% κ.β. Ωστόσο, ορισμένα δείγματα από την Πάρο και την Νάξο εμφανίζουν λίγο πιο μειωμένες τιμές Na_2O , ενώ αντιθέτως, 4 δείγματα όξινης σύστασης από τα Πιέρια παρουσιάζουν $\text{Na}_2\text{O} > 5\%$ κ.β.

MgO : Το MgO μειώνεται καθώς προχωρά η διαφοροποίηση. Αρχικά, η μείωση είναι πιο έντονη στα βασικότερα δείγματα της Πελαγονικής με μέση περιεκτικότητα στα 7,73% κ.β (10,77-4,69). Τα μονζοδιοριτικά και μονζονιτικά δείγματα της, κυρίως της Βόρειας ομάδας έχουν λιγότερο έντονο ρυθμό μείωσης του MgO από 4,3 έως 2% κ.β. Τέλος, στα γρανοδιοριτικά και γρανιτικά δείγματα των Κυκλάδων και της Πελαγονικής, η μείωση του MgO είναι συνεχής αλλά λιγότερο έντονη και κυμαίνεται από 2 έως 0,08% κ.β.

$\text{Fe}_2\text{O}_{3\text{tot}}$: Η περιεκτικότητα σε $\text{Fe}_2\text{O}_{3\text{tot}}$ μειώνεται καθώς προχωράει η διαφοροποίηση από 10,14% κ.β (13,30-6,98) στα βασικά δείγματα της Πελαγονικής, στη συνέχεια με 5,42% κ.β (7,52-3,32) στα ενδιάμεσης σύστασης, κυρίως της Βόρειας ομάδας και τέλος έως 2,5% κ.β (4,77-0,26) στα δείγματα της Πελαγονικής και των Κυκλάδων.

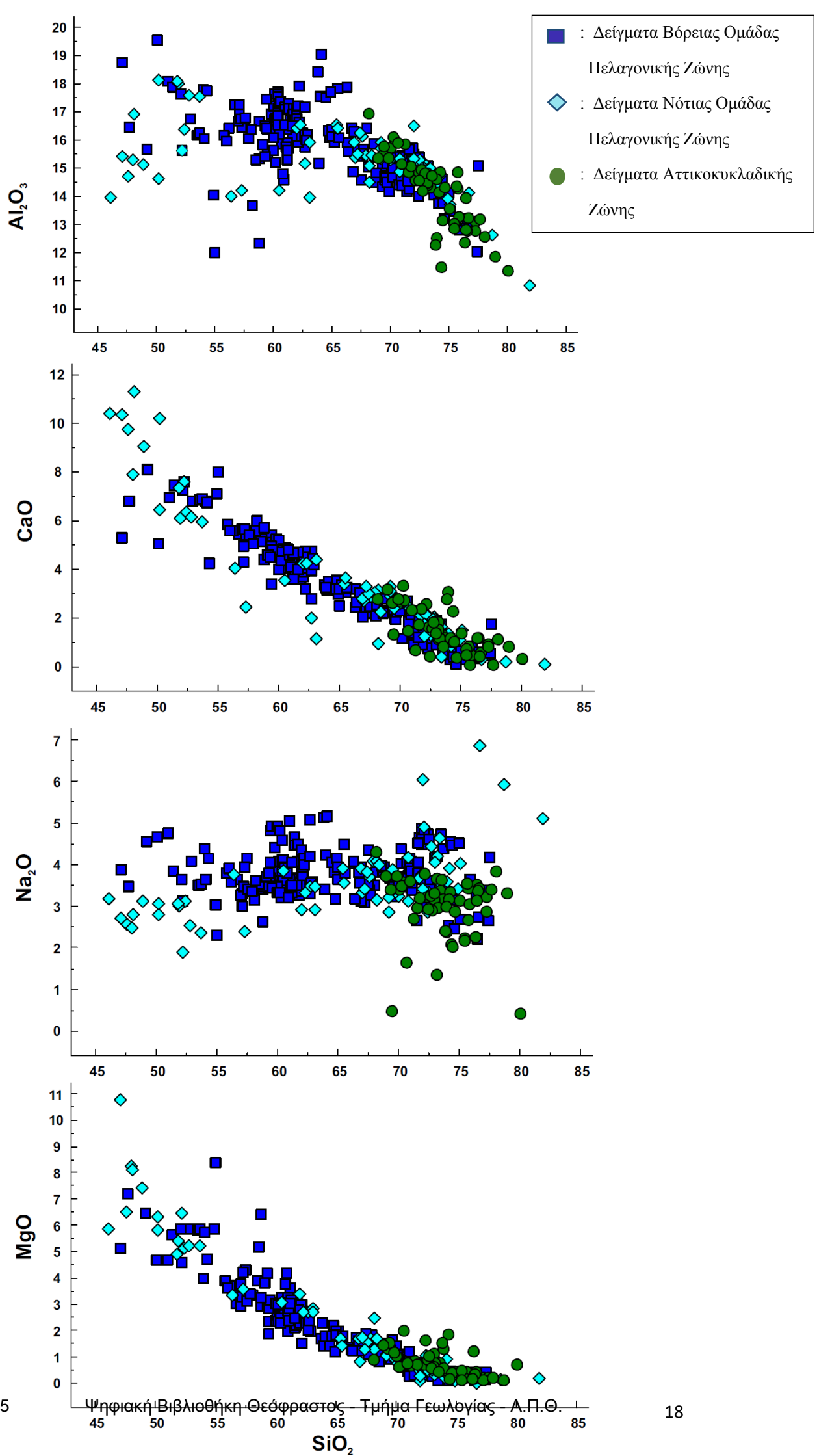
K_2O : Σύμφωνα με το διάγραμμα των Peccerillo & Taylor (1976), τα δείγματα την Νότιας ομάδας και των Κυκλάδων ανήκουν στην ασβεσταλκαλική έως υψηλού καλίου

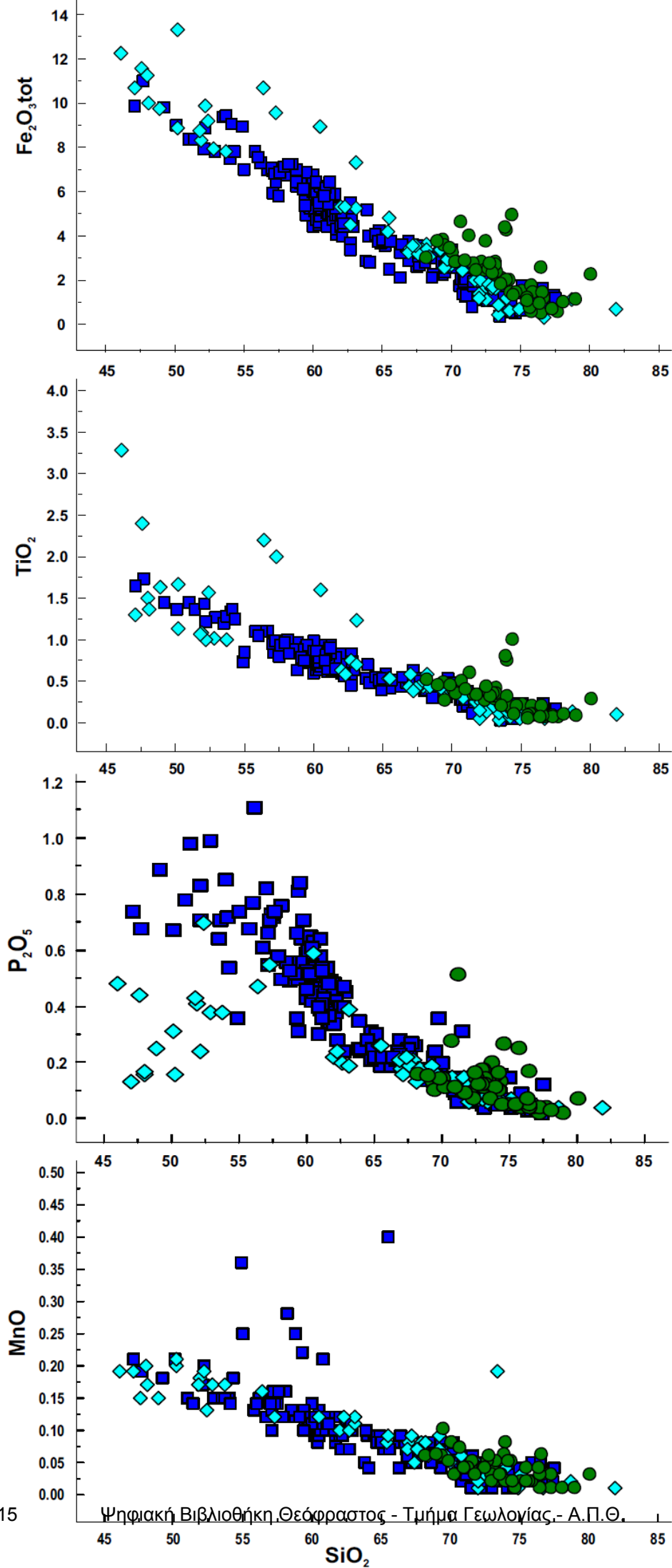
ασβεσταλκαλική σειρά. Συγχρόνως, τα δείγματα της Βόρειας ομάδας ανήκουν στην υψηλού καλίου ασβεσταλκαλική σειρά έως σωσσονιτική σειρά.

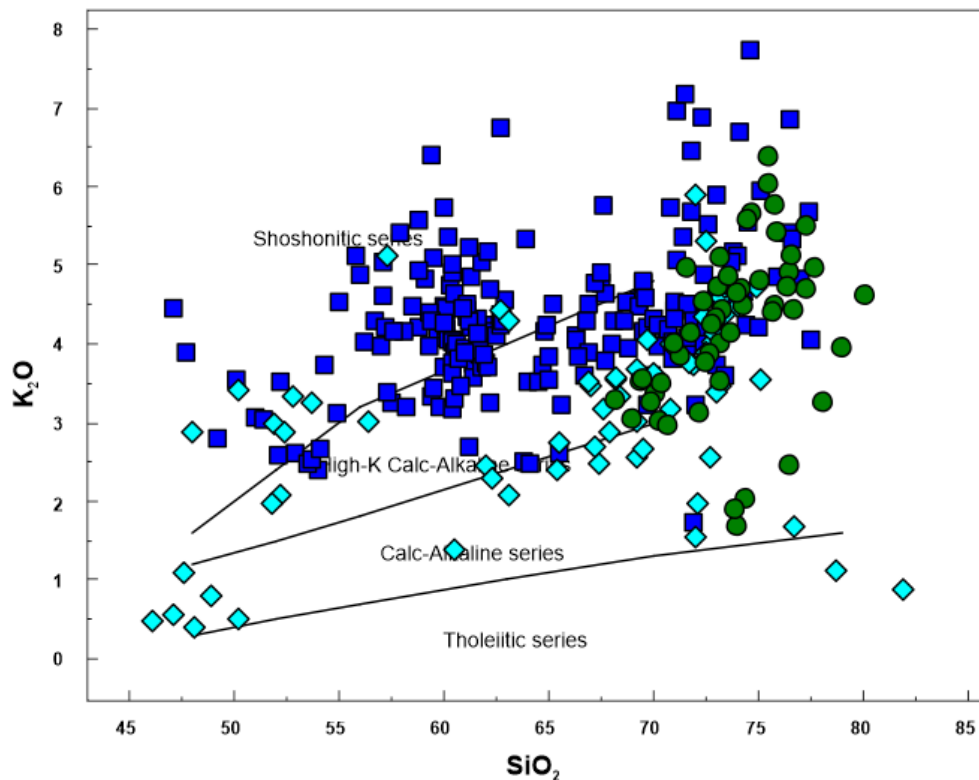
TiO₂: Η περιεκτικότητα σε TiO₂ ακολουθεί έντονο ρυθμό μείωσης στα δείγματα της Πελαγονικής και των Κυκλάδων. Οι τιμές κυμαίνονται από 1,64 έως 0,09% κ.β. . Εξαίρεση αποτελούν 5 δείγματα από τη Νότια ομάδα της Πελαγονικής και 3 δείγματα από τη Μύκονο, τα οποία εμφανίζουν υψηλότερες τιμές TiO₂ (3,28 – 0,74).

P₂O₅: Η περιεκτικότητα σε P₂O₅ στις δύο ζώνες έχει χαμηλές τιμές και παρουσιάζει έντονο ρυθμό μείωσης όσο προχωράει η διαφοροποίηση. Τα βασικότερα δείγματα της Πελαγονικής εμφανίζουν μεγαλύτερη διακύμανση με τις τιμές στη Βόρεια ομάδα να κυμαίνονται από 1,09 έως 0,52% κ.β και τις τιμές της Νότιας ομάδας να κυμαίνονται από 0,68 έως 0,11% κ.β. . Στα ενδιάμεσης σύστασης δείγματα της Πελαγονικής ο P₂O₅ συνεχίζει να μειώνεται με έντονο ρυθμό (0,69 – 0,32), ενώ όσο πιο όξινα γίνονται τα δείγματα ο P₂O₅ έχει λιγότερο έντονο ρυθμό μείωσης (0,26 – 0,02). Τα δείγματα των Κυκλάδων έχουν επίσης καθοδική πορεία, όσον αφορά το P₂O₅, με τις τιμές να κυμαίνονται από 0,16 έως 0,00% κ.β, αν και ορισμένα δείγματα παρουσιάζουν μεγαλύτερες περιεκτικότητες (0,49 – 0,15).

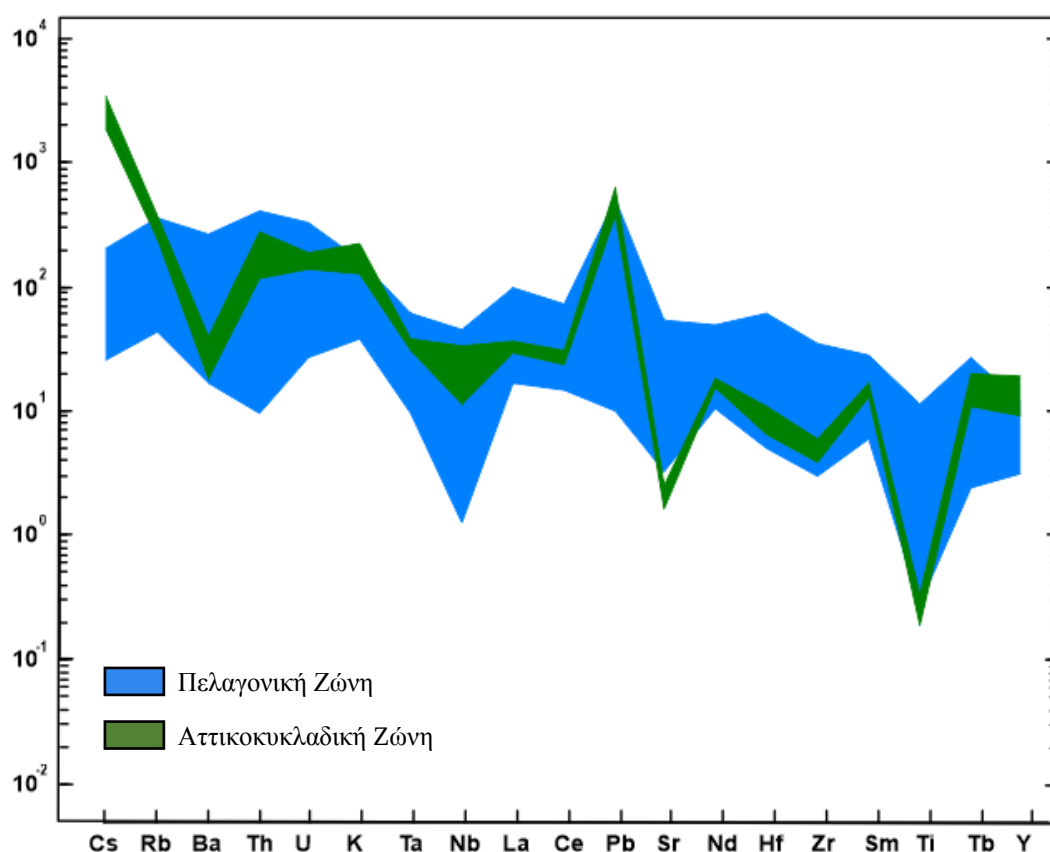
MnO: Το MnO παρουσιάζεται με χαμηλές περιεκτικότητες και καθοδική πορεία για τα δείγματα της Πελαγονικής και των Κυκλάδων. Οι τιμές κυμαίνονται από 0,21 έως 0,01% κ.β. Εξαίρεση αποτελούν τα ορισμένα από τα εγκλείσματα της Βόρειας ομάδας και ένα δείγμα πηγματίτη της Νότιας ομάδας, τα οποία έχουν υψηλότερες τιμές MnO (0,40 – 0,19).







Σχήμα 10. Διαγράμματα Harker για σύγκριση Πελαγονικής και Κυκλάδων. Προβολή του TiO_2 , Al_2O_3 , MnO , MgO , CaO , $Fe_2O_3(t)$, Na_2O , K_2O (Peccerillo & Taylor 1976) και P_2O_5 ως προς το SiO_2 .



Σχήμα 11. Διάγραμμα ιχνοστοιχείων κανονικοποιημένα ως προς τον πρωταρχικό μανδύα για την σύγκριση της Πελαγονικής με την Αττικοκυκλαδική ζώνη (κανονικοποίηση τιμών κατά McDonough et al. 1992)

Τέλος, κατασκευάστηκε ένα διάγραμμα με τις κανονικοποιημένες τιμές των ιχνοστοιχείων κατά Mc Donough et al. (1992) ως προς τον πρωταρχικό μανδύα για την σύγκριση της Πελαγονικής με την Αττικοκυκλαδική ζώνη. Χρησιμοποιήθηκαν 32

δείγματα από την Πελαγονική, συγκεκριμένα από το Βαρνούντα, την Καστοριά, την Ολυμπιάδα και τη Βερδικούσα. Αντιθέτως, χρησιμοποιήθηκαν 4 δείγματα από την Αττικοκυκλαδική και πιο συγκεκριμένα από το νησί της Νάξου, τα οποία όμως δεν έχουν Cs, ενώ μόνο το ένα δείγμα έχει Nb. Τονίζεται στον αναγνώστη ότι η αναλογία των δεδομένων από τις δύο ζώνες για την κατασκευή του αραχνογράμματος είναι 8:1.

Παρατηρώντας το διάγραμμα, διακρίνουμε τη κοινή θετική ανωμαλία Pb στα δείγματα των δύο ζωνών, όπως επίσης και τις κοινές αρνητικές ανωμαλίες Nb, Sr και Ti.

3.3 Γεωχημική σύγκριση Αττικοκυκλαδικής με Menderes

Al_2O_3 : Γενικά, παρατηρούμε μείωση του Al_2O_3 με τη διαφοροποίηση από 16,91 έως 11,30% κ.β, με ορισμένα δείγματα να έχουν ελαφρώς πιο μειωμένο Al_2O_3 . Στην Menderes, ομοίως, εμφανίζεται μείωση αλλά με μεγαλύτερη διακύμανση των τιμών από 13,48 έως 10,49% κ.β.

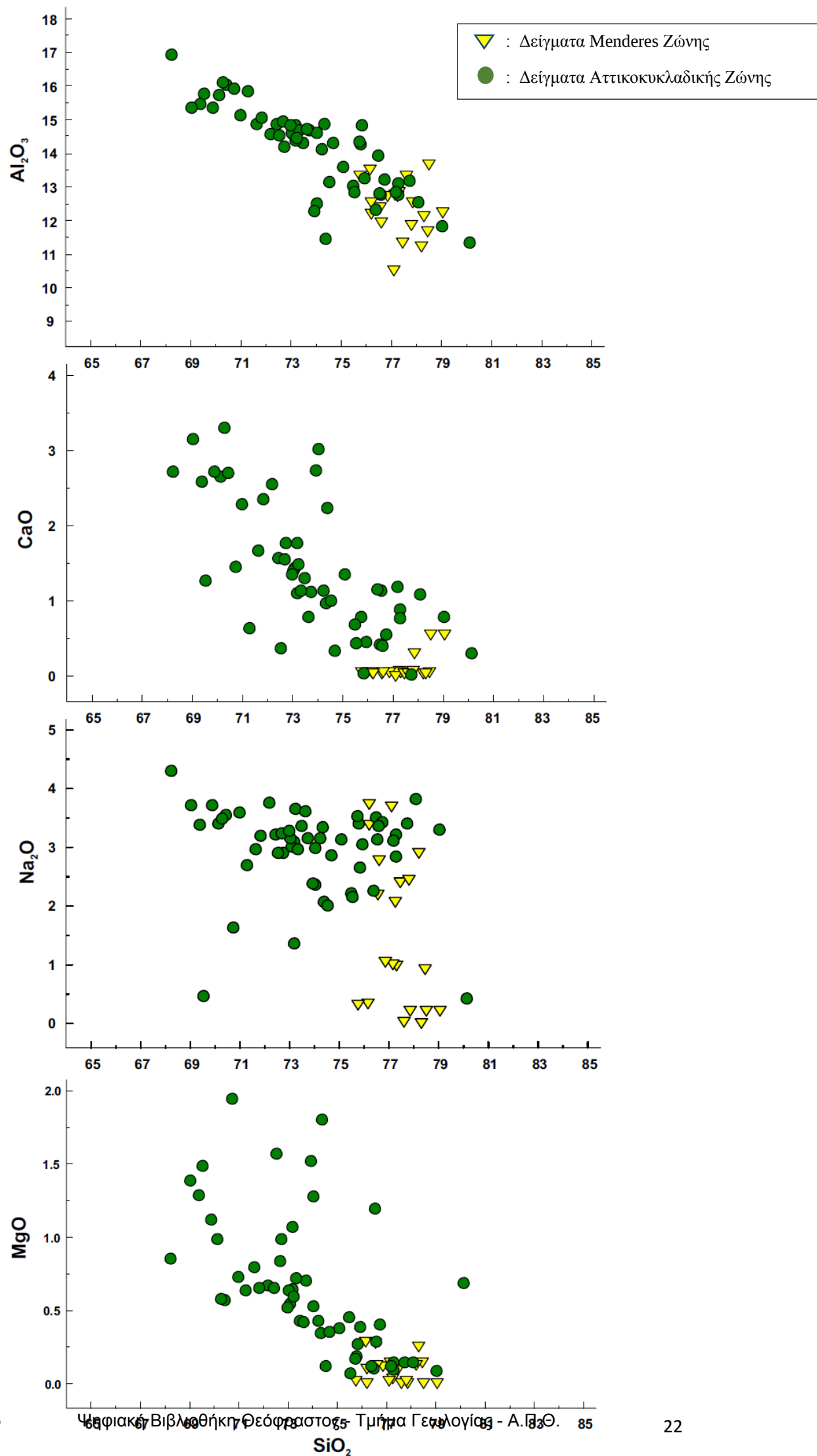
CaO: Γενικά, παρατηρούμε μεγάλη διακύμανση των τιμών, αλλά εμφανίζεται μείωση του CaO με τη διαφοροποίηση από 3,14 έως 0,29% κ.β. Η Menderes παρουσιάζει χαμηλές τιμές σε CaO, περίπου 0,3% κ.β, με 3 δείγματα να έχουν ελαφρώς πιο αυξημένες περιεκτικότητες.

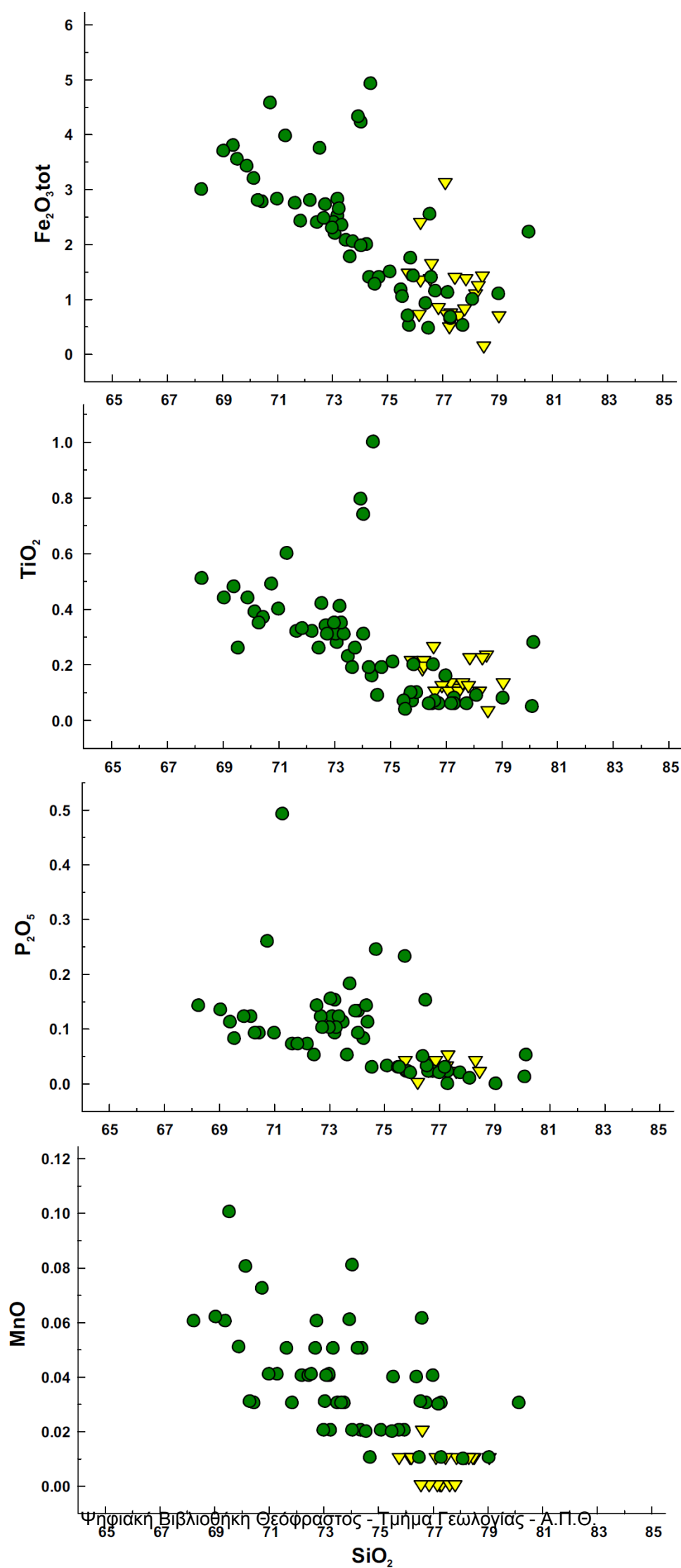
Na_2O : Το Na_2O παραμένει σταθερό στις Κυκλάδες με ένα εύρος τιμών από 2,63 έως 3,81% κ.β, εκτός από μερικά δείγματα που παρεκκλίνουν. Τα δείγματα της Menderes δεν εμφανίζουν σταθερό Na_2O (3,71 – 0,00). Με πιο προσεκτική παρατήρηση διακρίνονται στο διάγραμμα τα δείγματα του βόρειου τμήματος του πλουτωνίτη με μικρότερες τιμές (1,04 - 0,00) ενώ το νότιο τμήμα του εμφανίζει ίδιες τιμές με τις Κυκλάδες.

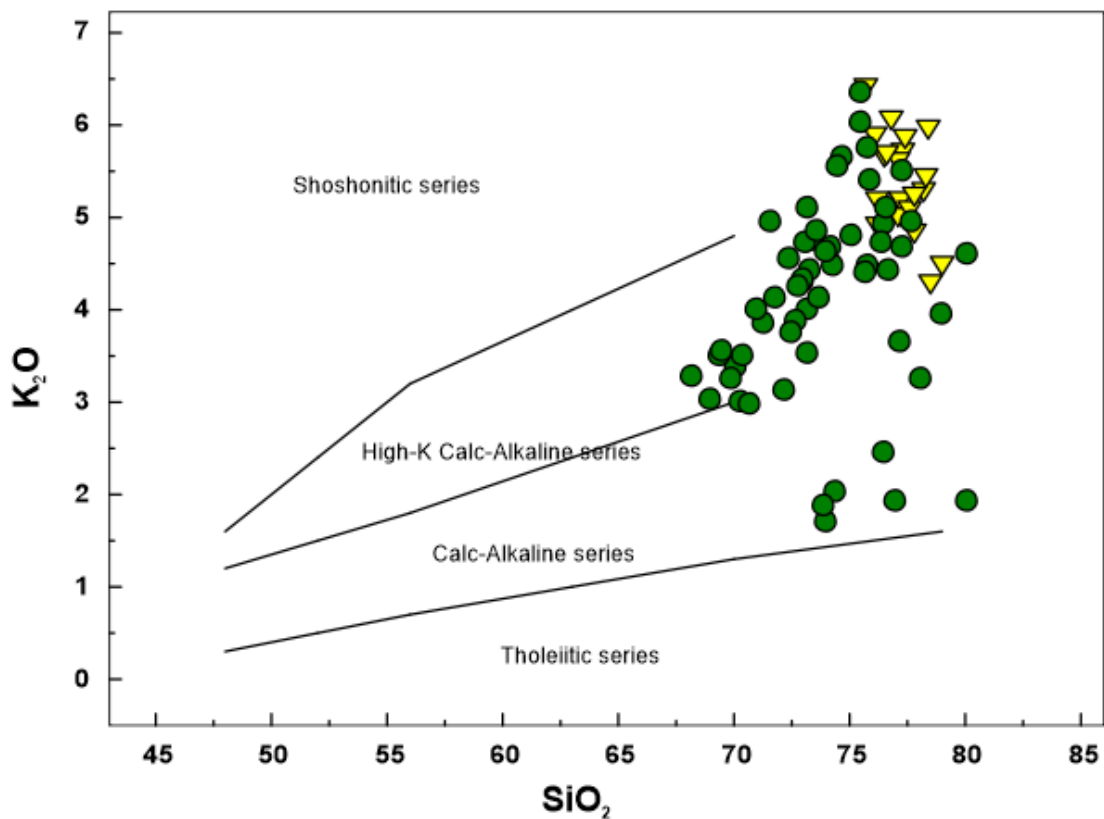
MgO: Οι Κυκλάδες παρουσιάζουν μείωση του MgO όσο προχωράει η διαφοροποίηση με μεγάλη όμως διακύμανση στα λιγότερο όξινα δείγματα (1,94-0,72). Έπειτα η μείωση πραγματοποιείται με σταθερούς ρυθμούς. Η Menderes σχετικά με τις Κυκλάδες εμφανίζει πολύ χαμηλές περιεκτικότητες σε MgO, όπως και τα οξινότερα δείγματα της τελευταίας.

K_2O : Σύμφωνα με το διάγραμμα των Peccerillo & Taylor (1976), τα δείγματα της Αττικοκυκλαδικής ζώνης ανήκουν στην ασβεσταλκαλική έως υψηλού καλίου ασβεσταλκαλική σειρά, ενώ τα δείγματα της Menderes ανήκουν στην υψηλού καλίου ασβεσταλκαλική έως σωσσονιτική σειρά.

Fe_2O_{3tot} : Στις Κυκλάδες παρατηρούμε μείωση του Fe_2O_{3tot} όσο προχωράει η διαφοροποίηση από 3,70 έως 0,51% κ.β, με ορισμένα δείγματα να έχουν πιο υψηλές τιμές. Στη Menderes, ομοίως, παρουσιάζεται μία συνεχής μείωση του Fe_2O_{3tot} , αλλά με μεγαλύτερη διακύμανση των τιμών από 3,02 έως 0,12% κ.β.







Σχήμα 12. Διαγράμματα Harker για σύγκριση Κυκλάδων με Menderees. Προβολή του TiO_2 , Al_2O_3 , MnO , MgO , CaO , $\text{Fe}_2\text{O}_3(\text{t})$, Na_2O , K_2O (Peccherillo & Taylor 1976) και P_2O_5 ως προς το SiO_2 .

TiO_2 : Η περιεκτικότητα σε TiO_2 στις Κυκλάδες παρουσιάζει μία μικρή μείωση από τα βασικότερα προς τα οξινότερα δείγματα, με μέση τιμή % κ.β (0,51 - 0,05). Το ίδιο ισχύει για την Menderees όπου το TiO_2 έχει μία μέση τιμή %κ.β (0,21 - 0,03).

P_2O_5 : Γενικά ο P_2O_5 έχει μία μικρή τάση μείωσης κατά τη διαφοροποίηση (0,14 - 0,01). Όμως στις Κυκλάδες τα δείγματα που έχουν SiO_2 από 72,6 έως 74,70% κ.β εμφανίζουν υψηλότερη περιεκτικότητα σε P_2O_5 . Στη Menderees ο P_2O_5 φαίνεται να έχει μία σταθερή τιμή στα 0,02% κ.β.

MnO : Οι περιεκτικότητες του MnO στα δείγματα των δύο ζωνών είναι γενικώς χαμηλές και παρατηρούμε μείωση των τιμών με τη διαφοροποίηση. Τα δείγματα των Κυκλάδων εμφανίζουν συγκριτικά μεγαλύτερη περιεκτικότητα σε MnO (0,10041-0,02004). Το MnO στα δείγματα της Menderees παρουσιάζει και τις χαμηλότερες τιμές οι οποίες κυμαίνονται από 0,02 έως 0 % κ.β.

Επισημαίνεται ότι δεν ήταν δυνατή η κατασκευή αραχνογράμματος για τη σύγκριση της Αττικοκυκλαδικής ζώνης με την Menderees. Η αδυναμία της κατασκευής οφείλεται στο γεγονός, ότι τα δείγματα της Menderees δεν έχουν αναλυθεί για πολλά από τα ιχνοστοιχεία που απαιτούνται για το αραχνόγραμμα.

3.4 Γεωχημική σύγκριση Πελαγονικής με Sakarya

Al_2O_3 : Αρχικά, το Al_2O_3 στα βασικότερα δείγματα της Πελαγονικής παρουσιάζει μεγάλη διακύμανση τιμών από 19,51 έως 11,97% κ.β. Τα ενδιάμεσης σύστασης δείγματα της Πελαγονικής, όπως επίσης και τα βασικότερα δείγματα της Sakarya εμφανίζουν μία ελαφρά μείωση του Al_2O_3 , με τιμές, οι οποίες κυμαίνονται από 17,23 έως 15,41% κ.β, αν και ορισμένα δείγματα της Βόρειας ομάδας έχουν λίγο υψηλότερες περιεκτικότητες σε Al_2O_3 (19,02-17,46). Έπειτα η μείωση του Al_2O_3 συνεχίζεται με πιο έντονο ρυθμό στα οξινότερα δείγματα των δύο ζωνών και οι τιμές κυμαίνονται από 15,30 έως 11,46% κ.β.

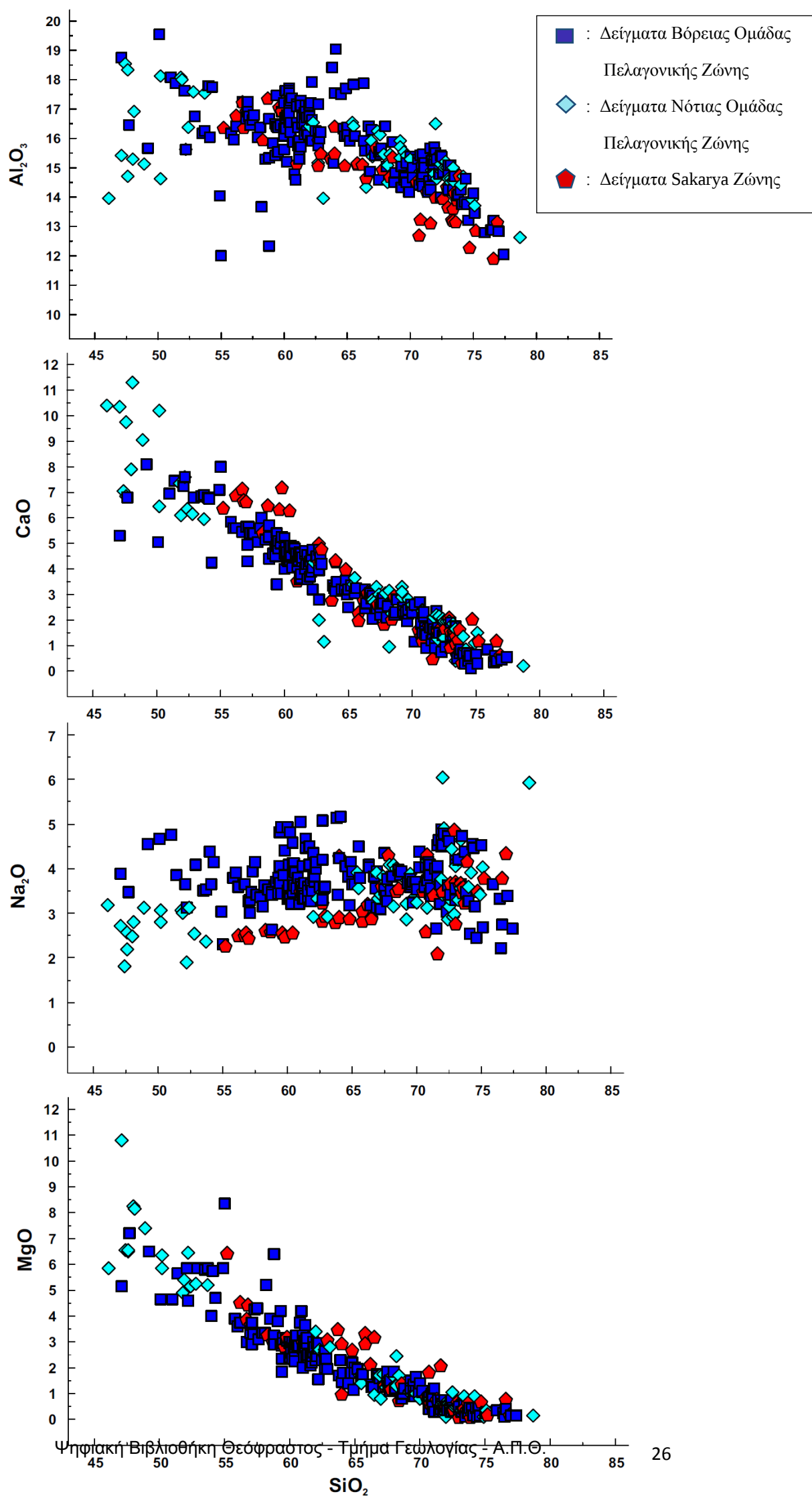
Na_2O : Μέχρι η περιεκτικότητα σε SiO_2 να φτάσει το 67% κ.β τα δείγματα της Βόρειας και της νότιας ομάδας και της Sakarya παρουσιάζουν σταθερό Na_2O αλλά σε διαφορετικό εύρος η καθεμία. Για τη Βόρεια ομάδα το Na_2O κυμαίνεται από 4,65 έως 3,14% κ.β, στην νότια ομάδα το Na_2O κυμαίνεται από 3,17 έως 1,80 % κ.β, ενώ στη Sakarya το Na_2O κυμαίνεται από 3,20 έως 2,27 % κ.β με μία ελαφρώς αυξητική πορεία κατά τη διαφοροποίηση. Από το $\text{SiO}_2=67,00\%$ και μετά οι δύο ζώνες παρουσιάζουν σταθερό Na_2O από 4,86 έως 2,19% κ.β με ορισμένα δείγματα της νότιας ομάδας να έχουν λίγο πιο αυξημένο Na_2O .

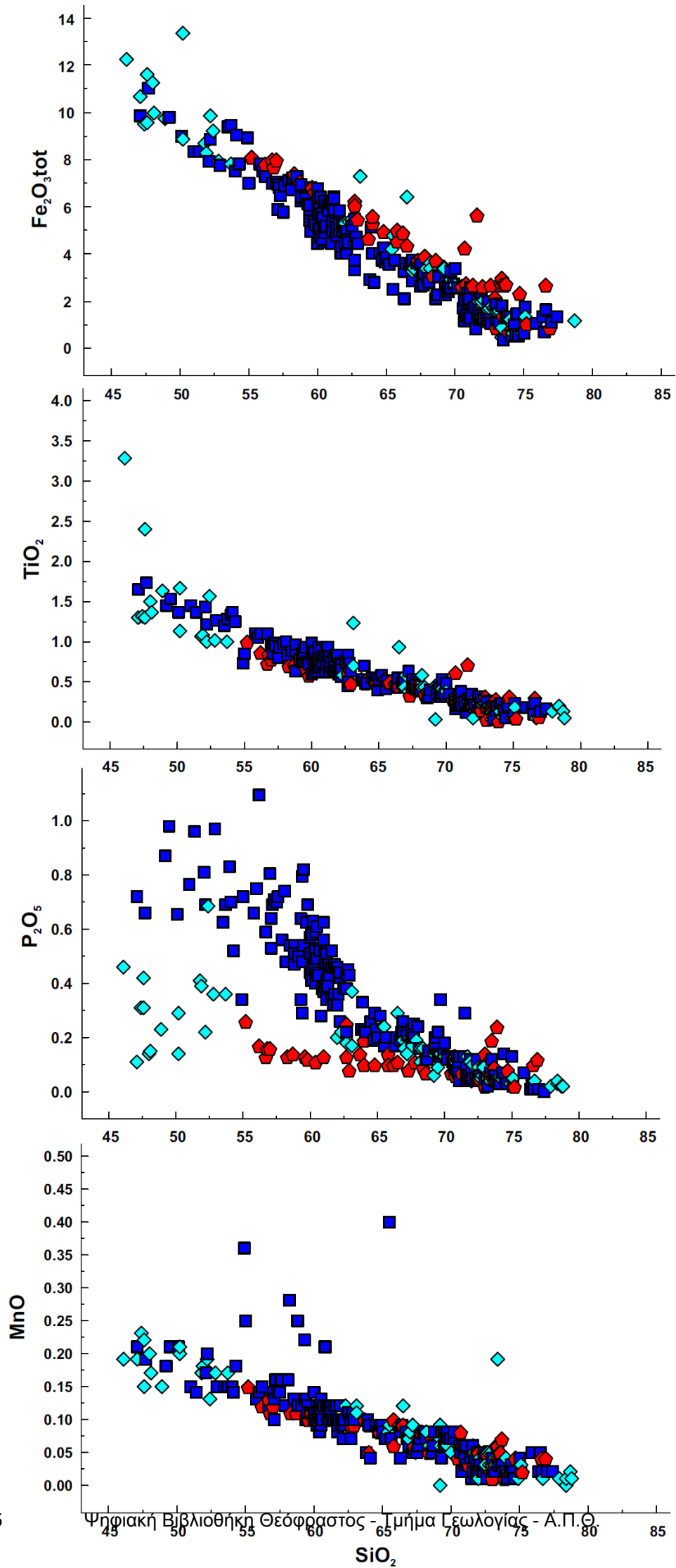
CaO : Και στις δύο ζώνες η περιεκτικότητα των δειγμάτων σε CaO μειώνεται όσο προχωράει η διαφοροποίηση. Το CaO στα εγκλείσματα και τα διοριτικά δείγματα της Πελαγονικής κυμαίνεται από 11,28 έως 4,21 % κ.β . Τα ενδιάμεσης σύστασης δείγματα της ίδιας ζώνης έχουν περιεκτικότητα σε CaO από 5,84 έως 2,76 % κ.β. Τα βασικότερα δείγματα της Sakarya εμφανίζουν αρχικώς λίγο πιο αυξημένες τιμές σε CaO από 7,14 έως 6,28 % κ.β, έπειτα παρουσιάζουν συνεχής μείωση, όμοια με αυτήν της Πελαγονικής. Τα οξινότερα δείγματα των δύο ζωνών περιέχουν CaO , το οποίο μειώνεται κατά τη διαφοροποίηση, με μικρότερους ρυθμούς και κυμαίνεται από 3,47 έως 0,12 % κ.β .

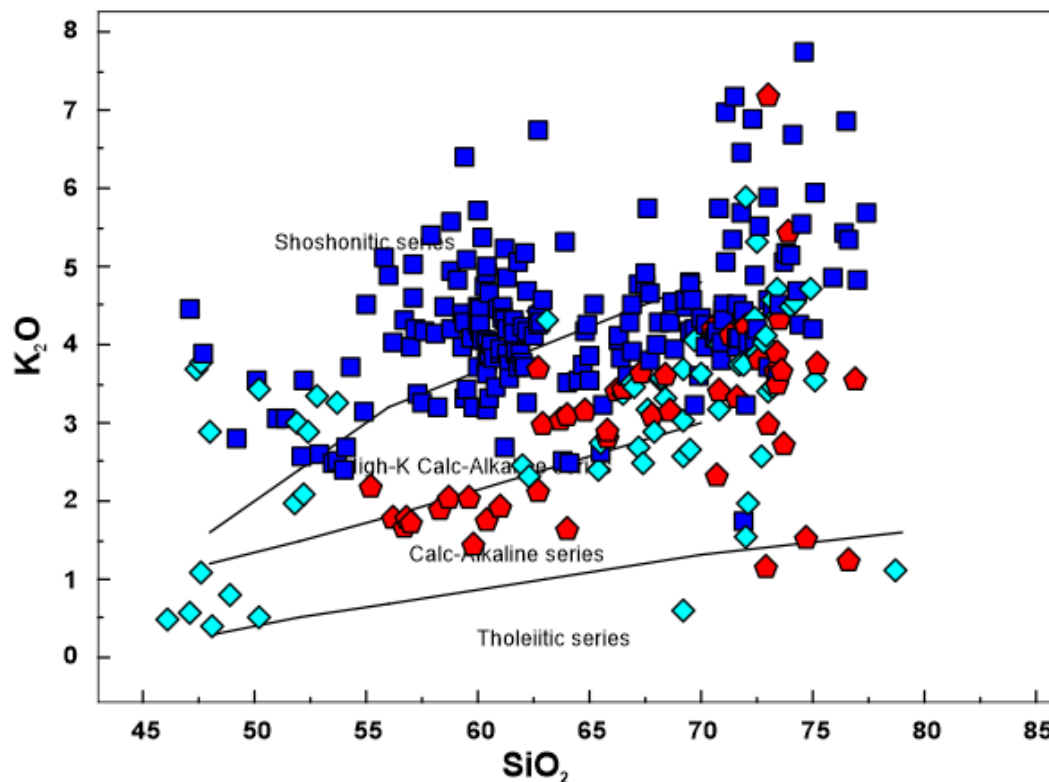
MgO : Τα βασικότερα δείγματα της Πελαγονικής ζώνης, εμφανίζουν μείωση του MgO , αλλά με σχετικώς μεγάλη διακύμανση των τιμών, οι οποίες κυμαίνονται από 10,77 έως 4,69% κ.β. Στη συνέχεια η περιεκτικότητα σε MgO στα δείγματα της Πελαγονική και Sakarya παρουσιάζουν συνεχή μείωση όσο προχωράει η διαφοροποίηση με τις τιμές να κυμαίνονται από 4,54 έως 0,05% κ.β.

K_2O : Σύμφωνα με το διάγραμμα των Peccerillo & Taylor (1976) τα δείγματα της Βόρειας ομάδας της Πελαγονικής ανήκουν στην υψηλού καλίου ασβεσταλκαλική έως σωσσονιτική σειρά, τα δείγματα της Νότιας ομάδας ανήκουν στην ασβεσταλκαλική έως υψηλού καλίου ασβεσταλκαλική σειρά, ενώ τα δείγματα της Sakarya ανήκουν ομοίως στην ασβεσταλκαλική έως υψηλού καλίου ασβεσταλκαλική σειρά.

$\text{Fe}_2\text{O}_{3\text{tot}}$: Ο $\text{Fe}_2\text{O}_{3\text{tot}}$ παρουσιάζει ομαλή μείωση σε όλα τα δείγματα των δύο ζωνών όσο προχωράει η διαφοροποίηση. Η μείωση αυτή είναι πολύ έντονη στα βασικής και ενδιάμεσης σύστασης δείγματα, με τις τιμές να κυμαίνονται από 12,22 έως 2,52% κ.β, αλλά στη συνέχεια ο ρυθμός μείωσης γίνεται λιγότερο έντονος στα όξινης σύστασης δείγματα, με τις τιμές να κυμαίνονται από 2,39 έως 0,26% κ.β.





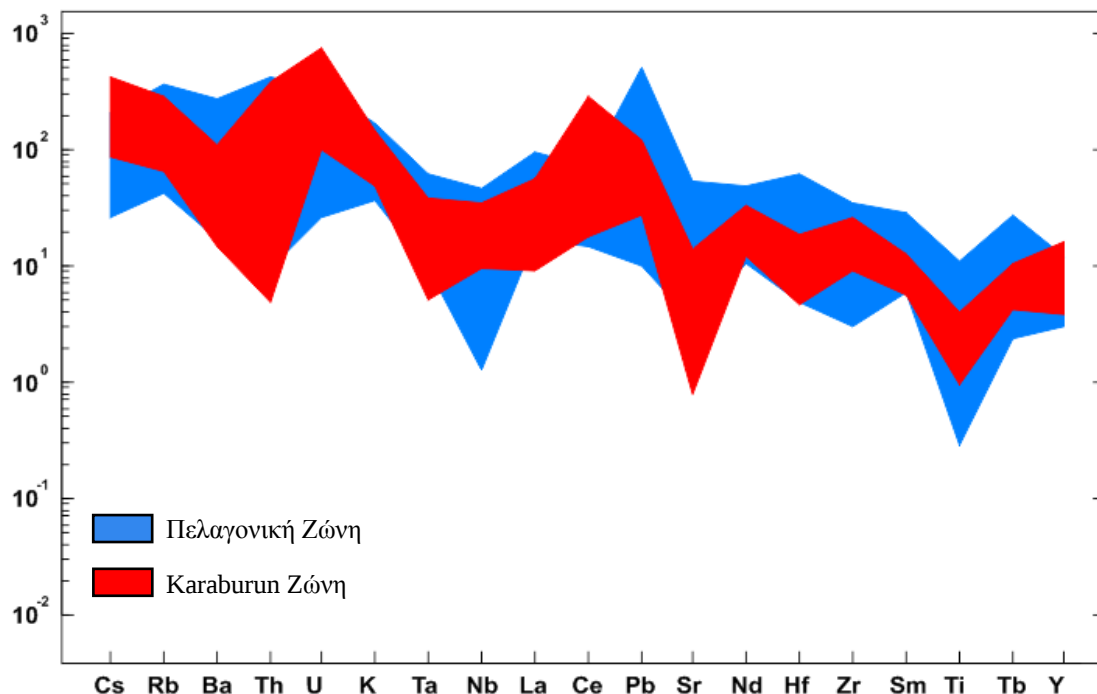


Σχήμα 13. Διαγράμματα Harker για σύγκριση Πελαγονικής με Sakarya. Προβολή του TiO_2 , Al_2O_3 , MnO , MgO , CaO , $Fe_2O_3(t)$, Na_2O , K_2O (Peccerillo & Taylor 1976) και P_2O_5 ως προς το SiO_2 .

TiO_2 : Γενικά η περιεκτικότητες του TiO_2 στα δείγματα των δύο ζωνών είναι μικρές και εμφανίζουν μείωση κατά τη διαφοροποίηση, με τιμές, οι οποίες κυμαίνονται από 1,64 έως 0,05% κ.β. Ωστόσο, 4 δείγματα της Νότιας ομάδας της Πελαγονικής παρουσιάζουν υψηλότερες τιμές TiO_2 , οι οποίες φτάνουν μέχρι και το 3,28% κ.β.

P_2O_5 : Η περιεκτικότητα του P_2O_5 στα βασικότερα δείγματα της βόρειας ομάδας της Πελαγονικής παρουσιάζει έντονο ρυθμό μείωσης από 0,98 έως 0,32% κ.β. Αντιθέτως, τα εγκλείσματα και τα διοριτικά δείγματα της νότιας ομάδας εμφανίζουν πολύ χαμηλότερες τιμές του P_2O_5 , οι οποίες κυμαίνονται από 0,46 έως 0,11% κ.β. Από 63% κ.β σε SiO_2 και μετά τα δείγματα της Πελαγονικής εμφανίζουν συνεχή αλλά μικρότερη μείωση του P_2O_5 από 0,33 έως 0,00% κ.β. Η Sakarya παρουσιάζει σχεδόν σταθερές τιμές του P_2O_5 όσο προχωράει η διαφοροποίηση, με μία πολύ μικρή μείωση. Τα βασικότερα δείγματα της Sakarya δεν ακολουθούν τις ίδιες περιεκτικότητες της Πελαγονικής, αλλά όσο τα δείγματα γίνονται οξινότερα οι δύο ζώνες ταυτίζονται όσον αφορά την περιεκτικότητά τους σε P_2O_5 .

MnO : Η περιεκτικότητα του MnO στα δείγματα των δύο ζωνών είναι μικρή και εμφανίζει συνεχή μείωση κατά τη διαφοροποίηση. Οι τιμές κυμαίνονται από 0,23 έως 0,01% κ.β αν και ορισμένα δείγματα, κυρίως της Βόρειας ομάδας της Πελαγονικής παρουσιάζουν υψηλότερες τιμές MnO .



Σχήμα 14. Διάγραμμα ιχνοστοιχείων κανονικοποιημένα ως προς τον πρωταρχικό μανδύα για την σύγκριση της Πελαγονικής με τη Sakarya ζώνη (κανονικοποίηση τιμών κατά McDonough et al. 1992)

Κατασκευάστηκε ένα αραχνόγραμμα με τις κανονικοποιημένες τιμές των ιχνοστοιχείων κατά Mc Donough et al. (1992) ως προς τον πρωταρχικό μανδύα για την σύγκριση της Πελαγονικής με τη Sakarya ζώνη. Για την κατασκευή του διαγράμματος χρησιμοποιήθηκαν 32 δείγματα από την Πελαγονική και 21 δείγματα από την Sakarya και πιο συγκεκριμένα από τον πλουτωνίτη Gümüşhane και τον πλουτωνίτη Şöğüt, τα δείγματα του οποίου δεν έχουν αναλυθεί για Cs. Παρατηρώντας το διάγραμμα, διακρίνουμε τη κοινή θετική ανωμαλία Pb στα δείγματα των δύο ζωνών, όπως επίσης και τις κοινές αρνητικές ανωμαλίες Sr και Ti.

3.5 Γεωχημική σύγκριση Πελαγονικής με Karaburun

Al_2O_3 : Όσον αφορά τα δείγματα της Πελαγονικής, το Al_2O_3 εμφανίζεται σταθερό και με μεγάλη διακύμανση για τα βασικά έως ενδιάμεσης σύστασης δείγματα, με μέση περιεκτικότητα 15,74% κ.β (19,51 – 11,97). Στη συνέχεια τα οξινότερα δείγματα της Πελαγονικής ακολουθούν καθοδική πορεία κατά τη διαφοροποίηση με τις τιμές να κυμαίνονται από 17,46 έως 12,03 % κ.β. Η περιεκτικότητα σε Al_2O_3 στα δείγματα της Karaburun παραμένει σχεδόν σταθερή, με ελαφρώς καθοδική τάση όσο αυξάνεται το SiO_2 (15,06 – 14,00).

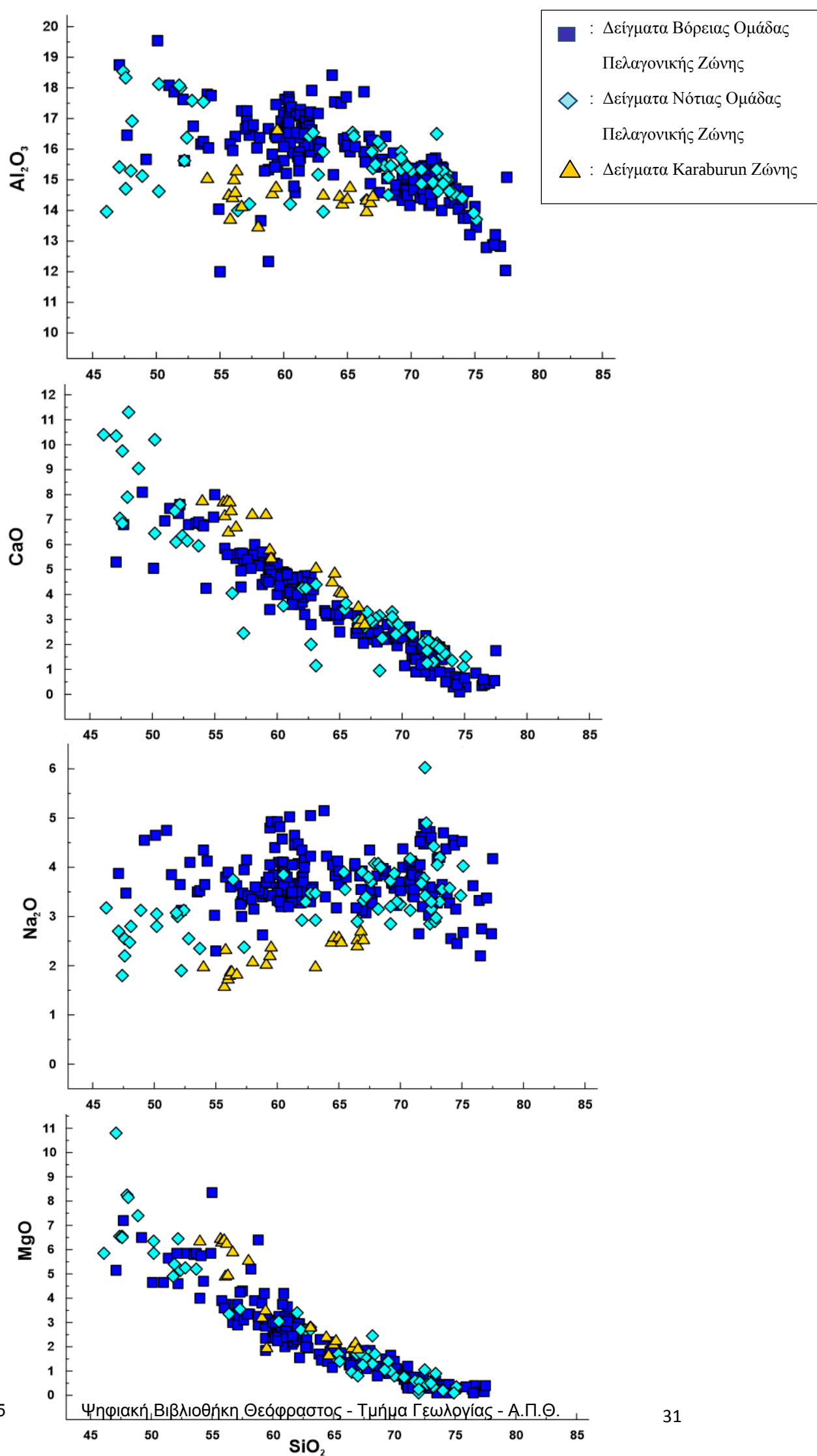
Na_2O : Στα δείγματα της Πελαγονικής το Na_2O παραμένει σταθερό με τις τιμές να κυμαίνονται από 4,58 έως 3,23% κ.β. Εξαίρεση αποτελούν τα βασικότερα δείγματα της Νότιας ομάδας τα οποία εμφανίζουν χαμηλότερες περιεκτικότητες Na_2O (3,17 – 1,80). Το Na_2O στα δείγματα της Karaburun παρουσιάζει ελαφρώς αυξητική πορεία κατά τη διαφοροποίηση, με τις τιμές να κυμαίνονται από 1,60 έως 2,71% κ.β. Γενικά, όμως η περιεκτικότητα σε Na_2O στην Karaburun έχει αρκετά χαμηλότερες τιμές σε σχέση με την Πελαγονική.

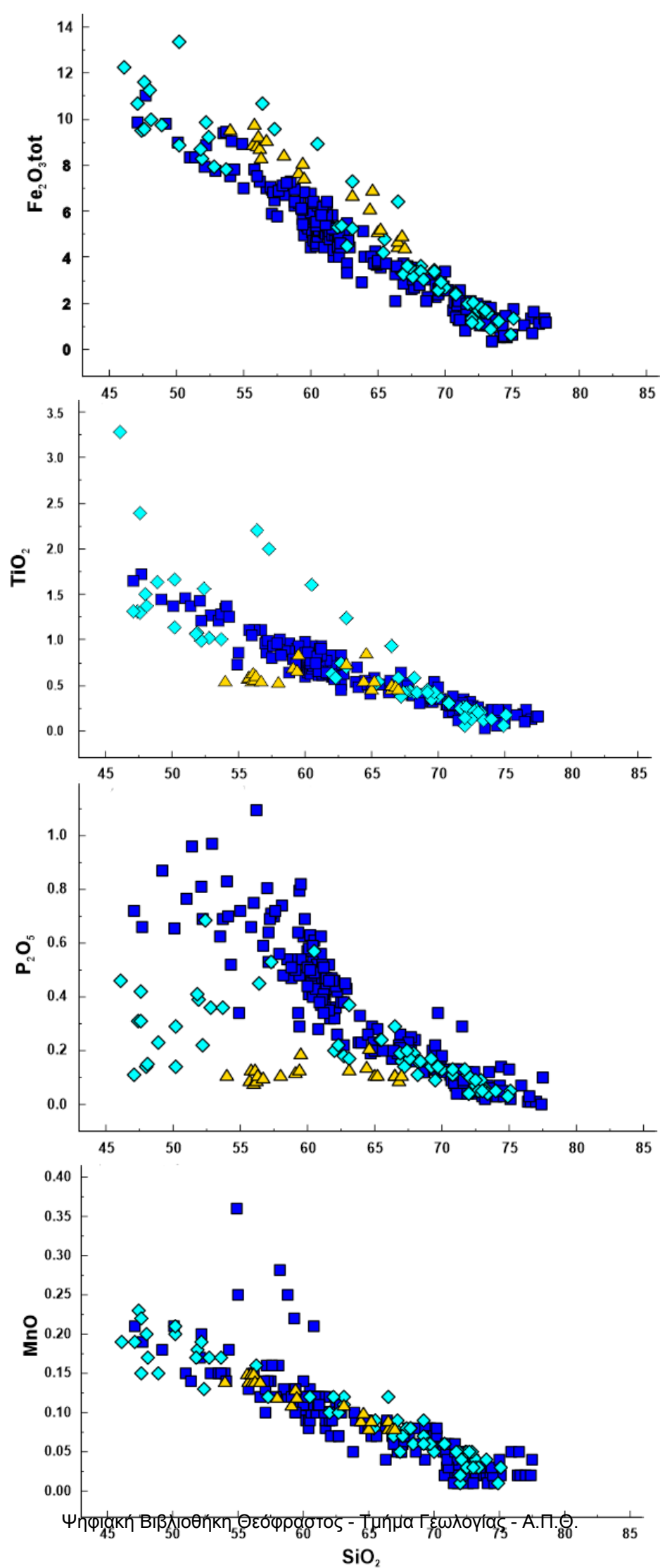
CaO : Το CaO στην Πελαγονική παρουσιάζει σταθερό ρυθμό μείωσης όσο προχωράει η διαφοροποίηση (10,39 – 0,35), εκτός από ορισμένα δείγματα της Νότιας ομάδας τα οποία εμφανίζουν ελαφρώς πιο μειωμένες περιεκτικότητες σε CaO . Ο ίδιος ρυθμός μείωσης παρουσιάζεται και από τα δείγματα της Karaburun, με ελαφρώς πιο αυξημένες περιεκτικότητες σε CaO σε σχέση με την Πελαγονική (7,76 – 2,96).

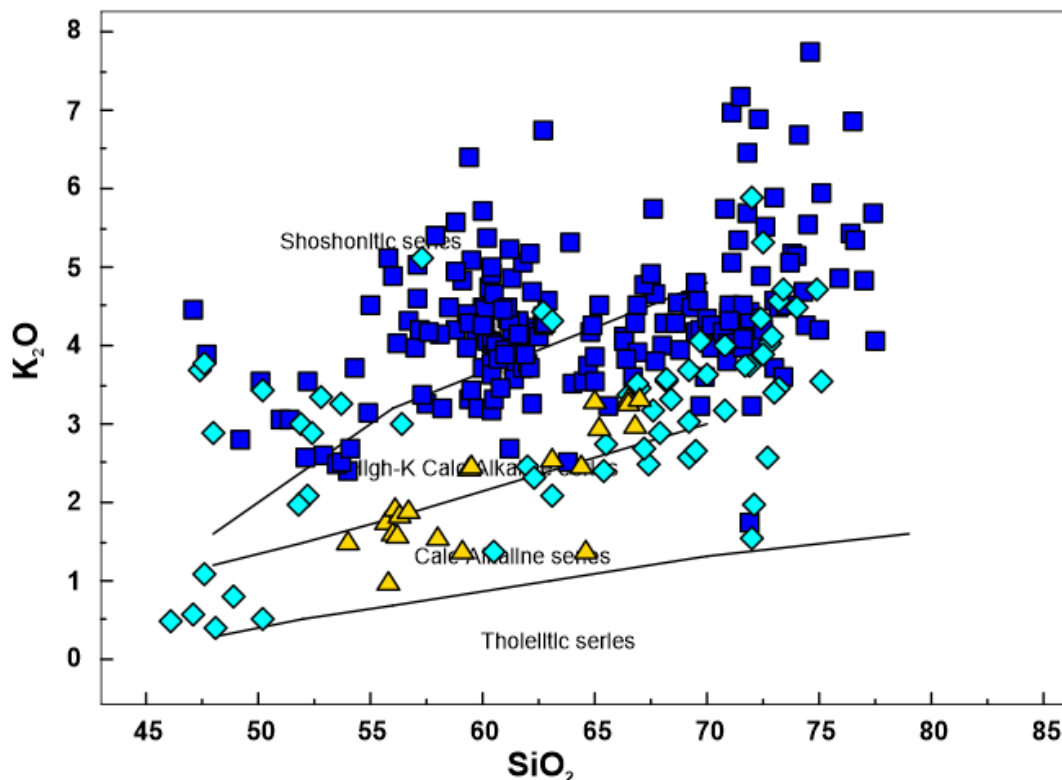
MgO : Τα δείγματα της Πελαγονικής παρουσιάζουν σταθερό ρυθμό μείωσης του MgO κατά τη διαφοροποίηση, με τις τιμές να κυμαίνονται από 8,22 έως 0,13% κ.β. Αρχικά, τα βασικότερα δείγματα έχουν μεγαλύτερη διακύμανση των τιμών (10,77 – 3,98), ενώ στη συνέχεια ακολουθούν σταθερή πορεία μείωσης. Η περιεκτικότητα σε MgO στα δείγματα της Karaburun, εμφανίζεται επίσης με σταθερό ρυθμό μείωσης κατά τη διαφοροποίηση, με τα βασικότερα δείγματα όμως να παρουσιάζουν ελαφρώς πιο αυξημένες τιμές (6,36 – 1,91).

K_2O : Σύμφωνα με το διάγραμμα των Peccerillo & Taylor (1976) τα δείγματα της Νότιας ομάδας και της Karaburun ανήκουν στην ασβεσταλκαλική έως υψηλού καλίου ασβεσταλκαλική σειρά. Συγχρόνως, τα δείγματα της Βόρειας ομάδας της Πελαγονικής ανήκουν στην υψηλού καλίου ασβεσταλκαλική σειρά σωσσονιτική σειρά

$\text{Fe}_2\text{O}_{3\text{tot}}$: Σε όλα τα δείγματα των δύο ζωνών, ο $\text{Fe}_2\text{O}_{3\text{tot}}$ ακολουθεί έντονη καθοδική πορεία, όσο προχωράει η διαφοροποίηση, με τις τιμές να κυμαίνονται από 12,22 έως 0,70% κ.β. Πιο συγκεκριμένα, όμως, ο $\text{Fe}_2\text{O}_{3\text{tot}}$ στα δείγματα της Karaburun εμφανίζεται ελαφρώς πιο αυξημένος σε σχέση με τη Βόρεια ομάδα της Πελαγονικής (9,75 – 4,41), όπως επίσης και τα ενδιάμεσης σύστασης δείγματα της Νότιας ομάδας.





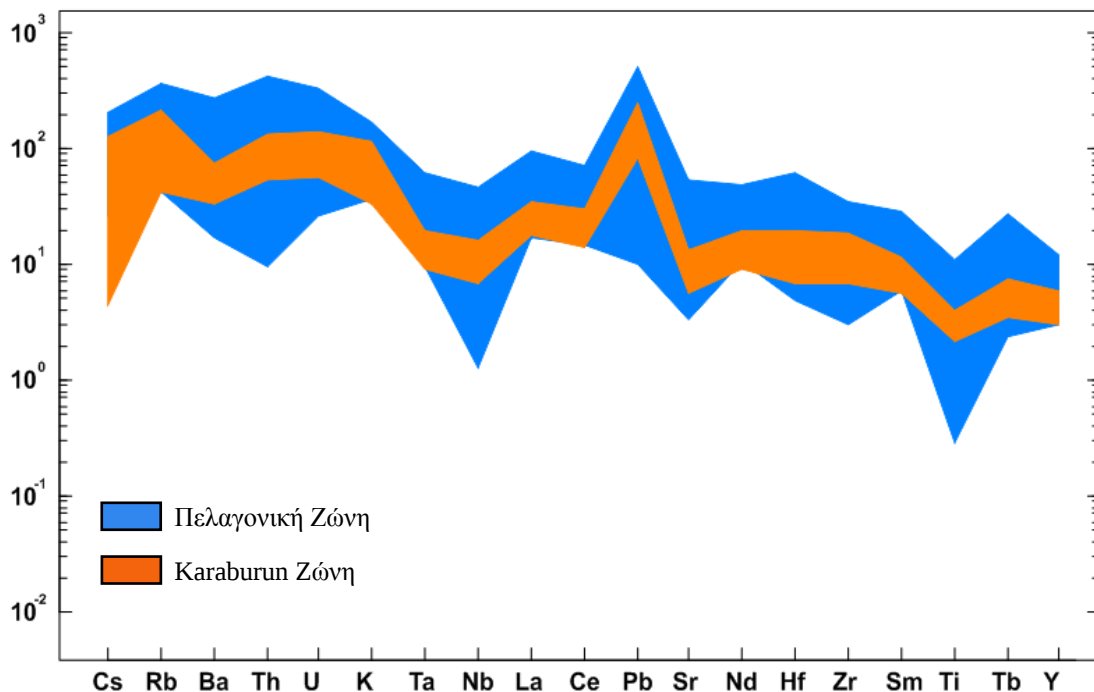


Σχήμα 15. Διαγράμματα Harker για σύγκριση Πελαγονικής με Karaburun. Προβολή του TiO_2 , Al_2O_3 , MnO , MgO , CaO , $\text{Fe}_2\text{O}_3(\text{t})$, Na_2O , K_2O (Peccherillo & Taylor 1976) και P_2O_5 ως προς το SiO_2

TiO_2 : Η περιεκτικότητα TiO_2 στα δείγματα των 2 ζωνών είναι χαμηλές και παρουσιάζουν καθοδική πορεία όσο αυξάνεται το SiO_2 . Οι τιμές κυμαίνονται από 1,72 έως 0,16 % κ.β για τα δείγματα της Πελαγονικής, με εξαίρεση ορισμένα δείγματα της νότιας ομάδας, τα οποία έχουν μεγαλύτερη περιεκτικότητα σε TiO_2 (3,28 – 0,93). Τα βασικότερα δείγματα της Karaburun έχουν σχεδόν σταθερή περιεκτικότητα σε TiO_2 , όμως με μικρότερο ρυθμό μείωσης κατά τη διαφοροποίηση σε σχέση με την Πελαγονική (0,55 – 0,46).

P_2O_5 : Ο P_2O_5 , αν και με μικρές περιεκτικότητες, εμφανίζει έντονο ρυθμό μείωσης στη Βόρεια ομάδα της Πελαγονικής όσο προχωράει η διαφοροποίηση, με τις τιμές να κυμαίνονται από 0,96 έως 0,01% κ.β. Πιο συγκεκριμένα, στα βασικότερα δείγματα ο P_2O_5 έχει μεγαλύτερη διακύμανση (1,09 – 0,34), στη συνέχεια ακολουθεί έντονη καθοδική πορεία στα ενδιάμεσης σύστασης δείγματα (0,69 – 0,22) και τέλος με μικρότερο ρυθμό μείωσης στα όξινα δείγματα (0,26 – 0,01). Στη Νότια ομάδα τα βασικότερα δείγματα εμφανίζουν επίσης μεγάλη διακύμανση αλλά με μικρότερες τιμές (0,69 – 0,11) σε σχέση με τη Βόρεια ομάδα. Στη συνέχεια και όσο προχωράει η διαφοροποίηση τα δείγματα της Νότιας ομάδας ακολουθούν την ίδια πορεία με αυτά της Βόρειας, με το P_2O_5 να κυμαίνεται από 0,37 έως 0,03% κ.β. Τα δείγματα της Karaburun παρουσιάζουν ακόμα μικρότερες περιεκτικότητες σε P_2O_5 , σε σχέση με την Πελαγονική (0,21 – 0,08). Δεν παρατηρείται μείωση κατά τη διαφοροποίηση, αλλά ο P_2O_5 παραμένει σχεδόν σταθερός.

MnO : Ο ρυθμός μείωσης του MnO στα δείγματα της Πελαγονικής και της Karaburun είναι σταθερός, με τις τιμές να κυμαίνονται από 0,23 έως 0,01% κ.β. Εξαίρεση αποτελούν ορισμένα δείγματα εγκλεισμάτων της Βόρειας ομάδας της Πελαγονικής, τα οποία παρουσιάζουν υψηλότερες περιεκτικότητες σε MnO (0,36 – 0,21).



Σχήμα 16. Διάγραμμα ιχνοστοιχείων κανονικοποιημένα ως προς τον πρωταρχικό μανδύα για την σύγκριση της Πελαγονικής με τη Karaburun (κανονικοποίηση τιμών κατά McDonough et al. 1992).

Επιπλέον, κατασκευάστηκε ένα διάγραμμα με τις κανονικοποιημένες τιμές των ιχνοστοιχείων κατά Mc Donough et al. (1992) ως προς τον πρωταρχικό μανδύα για την σύγκριση της Πελαγονικής με τη Karaburun ζώνη. Στο διάγραμμα περιέχονται 32 δείγματα από την Πελαγονική και 17 δείγματα από την Karaburun. Παρατηρώντας το διάγραμμα, διακρίνουμε τη κοινή θετική ανωμαλία Pb στα δείγματα των δύο ζωνών, όπως επίσης και τις κοινές αρνητικές ανωμαλίες Nb, Sr και Ti.

ΚΕΦΑΛΑΙΟ 4

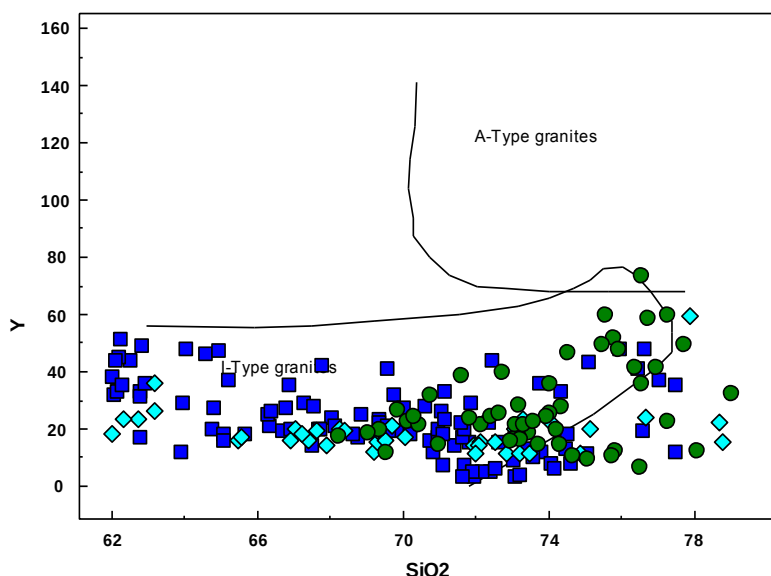
Συζήτηση - Συμπεράσματα

Σε αυτό το σημείο θα γίνει μια προσπάθεια ώστε να εξαχθούν ορισμένα συμπεράσματα για το ποιες ζώνες εν τέλει μπορούν να συσχετιστούν. Θα προσπαθήσουμε να εξετάσουμε τις διαφορές ήδη υπάρχουσες εκδοχές σε συνδυασμό με τις παραπάνω γεωχημικές συγκρίσεις που παρουσιάστηκαν μέσω των διαγράμμάτων Harker και τα αραχνογράμματα, όπου αυτά ήταν δυνατόν να σχεδιαστούν.

Πελαγονική και Αττικοκυκλαδική ζώνη

Σύμφωνα με τα γεωχημικά δεδομένα που έχουν συλλεχθεί μέχρι τώρα, η Πελαγονική και η Αττικοκυκλαδική ζώνη μπορούν ίσως να συσχετιστούν καθώς οι ομοιότητες είναι αρκετές.

Αρχικά, όσον αφορά τα γεωχρονολογικά δεδομένα, διακρίνουμε στο σχήμα 1 ότι από το Λιθανθρακοφόρο (Πενσυλβάνιο) έως το Μ-Αν.Πέρμιο λαμβάνουν χώρα πολλαπλές μαγματικές διεισδύσεις και στις δύο Ελληνικές ζώνες. Τα μαγματικά αυτά γεγονότα, σύμφωνα με όσα αναφέρθηκαν παραπάνω για τους διάφορους πλουτωνίτες, θεωρείται ότι συνδέονται με το γεωτεκτονικό περιβάλλον της σύγκλισης δύο πλακών και με τη δημιουργία ενός συστήματος ηφαιστειακού τόξου. Πιο συγκεκριμένα, όλοι οι πλουτωνίτες περιγράφονται ως υπολείμματα της Ερκύνιας ορογένεσης, ενώ παράλληλα όλα τα γρανιτοειδή και στις δύο ζώνες διεισδύουν σε ένα προαλπικό κρυσταλοσχιστώδες υπόβαθρο το οποίο αποτελείται από σχιστολίθους, γνεύσιους και αμφιβολίτες στην Πελαγονική και από σχιστολίθους, οφθαλμογενυσίους και αμφιβολίτες στην Αττικοκυκλαδική (βλ. τομές σε Σχήμα 2&3). Επιπλέον, όσον αφορά την μαγματική προέλευση, παρατηρήθηκε ότι σχεδόν όλοι οι πλουτωνίτες σύμφωνα με το διάγραμμα των Collins et al. (1992) χαρακτηρίζονται ως Ι-τύπου πλουτωνίτες (Σχήμα 17). Συμπεραίνουμε, δηλαδή ότι η προέλευση των πλουτωνιτών στις δύο ζώνες συνδέεται με την τήξη προ υπάρχοντος πυριγενούς πετρώματος βασικής έως ενδιάμεσης σύστασης. Ωστόσο τα πιο όξινα δείγματα αποκλίνουν και δηλώνουν χαρακτηριστικά S-τύπου πλουτωνίτη.



Σχήμα 17. Διάγραμμα Y-SiO₂ σύμφωνα με τους Collins et al. (1992) για την Πελαγονική και Αττικοκυκλαδική ζώνη.

Στη συνέχεια, παρατηρούμε ότι αν και υπάρχει μια διαφορά στο περιεχόμενο SiO₂, το οποίο στην Πελαγονική κυμαίνεται από 46 έως 82% κ.β ενώ στην Αττικοκυκλαδική από 68 έως 80% κ.β, τα κύρια στοιχεία στα διαγράμματα Harkers έχουν σχεδόν τις ίδιες τιμές και τις ίδιες τάσεις μείωσης. Ωστόσο διακρίνεται μια μεγαλύτερου βαθμού ομοιότητα μεταξύ της Νότιας ομάδας της Πελαγονικής ζώνης με την Αττικοκυκλαδική ζώνη. Σε αυτήν την τελευταία διαπίστωση συμφωνεί και το γεγονός ότι οι πλουτωνίτες και της Νότιας ομάδας και των Κυκλάδων είναι ασβεσταλκαλικού έως υψηλού καλίου ασβεσταλκαλικού χαρακτήρα, ενώ η Βόρεια ομάδα περιέχει δείγματα που ανήκουν και στην σωσσοιτική σειρά. Τέλος, σύμφωνα με τις περιγραφές των πλουτωνιτών, όπως παρουσιάστηκαν παραπάνω, αυτοί χαρακτηρίστηκαν κατά κύριο λόγο υπεραργιλλικοί έως ελαφρώς υπεραργιλλικοί, ενώ επιπλέον, σχεδόν όλα τα δείγματα από τις δύο ζώνες ανήκουν στην υποαλκαλική σειρά. Τέλος, όπως διακρίναμε και από το αντίστοιχο αραχνόγραμμα, τα δείγματα των δύο ζωνών εμφανίζουν σχεδόν ίδιες θετικές και αρνητικές ανωμαλίες.

Το συμπέρασμα επομένως είναι ότι οι πλουτωνίτες ομοιάζουν σε μεγάλο βαθμό και ιδιαίτερα αυτοί της Νότιας ομάδας με τις Κυκλάδες. Οπότε υπό αυτήν την προοπτική και εφόσον η Βόρεια και η Νότια ομάδα έχουν γεωχημικά συγκριθεί επιτυχώς σε προηγούμενη εργασία των Κορωνάιος et al. (2000) μπορούμε να εξάγουμε το συμπέρασμα ότι από τη γεωχημική σύγκριση του Άνω Παλαιοζωικού μαγματισμού τουλάχιστον, η Αττικοκυκλαδική ζώνη μπορεί να θεωρηθεί η συνέχεια της Πελαγονικής ζώνης προς το νότο.

Το επόμενο που πρέπει να εξετάσουμε είναι η γεωλογική σχέση των δύο ελληνικών ζωνών. Αν και οι ομοιότητες είναι αρκετές, υπάρχουν αξιοσημείωτες διαφορές όσον αφορά τη λιθοστρωματογραφία και την γεωτεκτονική εξέλιξη των δύο ζωνών. Σύμφωνα με τον Μουντράκη (2010), πολλοί ερευνητές θεωρούν την Αττικοκυκλαδική ως συνέχεια της Πελαγονικής ζώνης προς το νότο. Ωστόσο σημειώνεται ότι λίγα μόνο πετρώματα του Συμπλέγματος των Κυκλάδων διατηρούν ίδια χαρακτηριστικά με αντίστοιχα πετρώματα της Πελαγονικής ζώνης, ενώ είναι πολλά επιπλέον πετρώματα στις Κυκλάδες που δεν εμφανίζονται καθόλου στην Πελαγονική. Έτσι, σύμφωνα με άλλους ερευνητές η Αττικοκυκλαδική ζώνη δεν μπορεί να θεωρηθεί συνέχεια της Πελαγονικής, αλλά είναι αποδεκτό ότι η πρώτη περιέχει μόνο τεκτονικά λείπια της τελευταίας. Μάλιστα, πολλοί από τους ερευνητές που έρχονται σύμφωνοι με την τελευταία άποψη θεωρούν την Αττικοκυκλαδική ως μια ξεχωριστή ενότητα που αποτελεί τμήμα της Μεσσαίας Αιγαιακής ζώνης.

Αττικοκυκλαδική και ζώνη Menderes

Οι διαφορές μεταξύ της Αττικοκυκλαδικής και της ζώνης του Menderes είναι περισσότερες από τις ομοιότητες τους.

Αρχικά, όσον αφορά τα γεωχρονολογικά δεδομένα, παρατηρούμε από το Σχήμα 1. ότι στη Menderes έλαβε χώρα ένα μαγματικό γεγονός στο Προκάμβριο-Κάμβριο και ένα στο Αν.Πέρμιο-Κ.Τριαδικό, ενώ στην Αττικοκυκλαδική υπήρξε μια σειρά μαγματικών γεγονότων κατά το Λιθανθρακοφόρο-Πέρμιο και μια δραστηριοποίηση κατά το Νεογενές ξανά. Επομένως, από γεωχρονολογικής άποψης οι δύο ζώνες δεν μπορούν να συγκριθούν με ευκολία.

Στη συνέχεια, σύμφωνα με τις περιγραφές των πλουτωνιτών, προκύπτει ότι τα γρανитоειδή των Κυκλάδων διεισδύουν σε ένα Παλαιοζωικό γνευσιακό υπόβαθρο, ενώ ο πλουτωνίτης της Menderes διεισδύει σε φυλλίτες, χαλαζίτες και μάρμαρα του Άνω Παλαιοζωικού. Ακόμα, οι πλουτωνίτες της Αττικοκυκλαδικής ανήκουν στην

ασβεσταλκαλική έως υψηλού καλίου ασβεσταλκαλική σειρά, είναι ελαφρώς υπεραργιλικοί, συνδέονται με ένα σύστημα ηφαιστειακού τόξου και έχουν χαρακτηριστικά I-τύπου πλουτωνίτη. Αντιθέτως, ο πλουτωνίτης της Menderes ανήκει στην υψηλού καλίου ασβεσταλκαλική έως σωσσονιτική σειρά, είναι υπεραργιλικός, συνδέεται με περιβάλλον ηφαιστειακού τόξου κατά το Κ.Τριαδικό και χαρακτηρίζεται ως S-τύπου πλουτωνίτης.

Επιπλέον, σύμφωνα με τα διαγράμματα Harker που σχεδιάστηκαν παραπάνω, οι δύο ζώνες δεν συσχετίζονται πουθενά, καθώς έχουν διαφορετικές τάσεις μείωσης ή αύξησης των κύριων στοιχείων. Εκτός των άλλων, πρόβλημα αποτελεί το γεγονός ότι το SiO_2 στη Menderes κυμαίνεται από 75 έως 79% κ.β, ενώ στην Αττικοκυκλαδική από 68 έως 80% κ.β.

Σύμφωνα με τους Ring et al. (1999), οι δύο ζώνες δεν μπορούν να συσχετιστούν. Οι ίδιοι συγγραφείς υποστηρίζουν ότι μόνο υπολείμματα της Αττικοκυκλαδικής ζώνης υπέρκεινται της ζώνης Menderes στη Δυτική Τουρκία. Επιπλέον, εάν θεωρήσουμε το γεγονός ότι το σύμπλεγμα το Κυκλάδων υπέρκειται και των Εξωτερικών Ελληνίδων, τότε τα τεκτονικά καλύμματα της Menderes πρέπει να έχουν μια πιο εξωτερική παλαιογεωγραφική θέση από της Κυκλάδες (Ring et al. 1999). Ωστόσο, επισημαίνεται ότι η Menderes δεν μπορεί να θεωρηθεί η συνέχεια των Εξωτερικών Ελληνίδων, λόγω της εντελώς διαφορετικής τους λιθολογίας, των ηλικιών του υποβάθρου και ολόκληρης της προ-Αλπικής και Αλπικής τους ιστορίας (Ring et al. 1999).

Το συμπέρασμα είναι ότι από άποψη γεωλογίας, γεωχημείας και γεωχρονολογικών δεδομένων η Αττικοκυκλαδική ζώνη και η Menderes δεν μπορούν να συσχετιστούν, όπως επίσης και η Πελαγονική με τη Menderes. Οι λευκοκρατικοί ορθογενέσιοι του Kiraz είναι αποτέλεσμα διαφορετικού μαγματικού γεγονότος από αυτό που δημιούργησε τους Άνω Παλαιοζωικούς πλουτωνίτες της Αττικοκυκλαδικής και της Πελαγονικής ζώνης.

Πελαγονική και ζώνη Sakarya

Η Πελαγονική και η Sakarya παρουσιάζουν αρκετές ομοιότητες από άποψη γεωχημικών και γεωχρονολογικών δεδομένων με αποτέλεσμα να μπορούν να συσχετιστούν.

Όσον αφορά τη συμπεριφορά των κύριων στοιχείων κατά τη διαφοροποίηση παρατηρήθηκε ότι τα βασικότερα δείγματα των δύο ζωνών δεν ακολουθούν τις ίδιες τάσεις μείωσης και αύξησης των στοιχείων. Ωστόσο, όταν το SiO_2 στα δείγματα είναι μεγαλύτερο του 65-67% κ.β, τότε οι γεωχημεία των πλουτωνιτών στις δύο ζώνες ταυτίζεται. Επιπλέον, το SiO_2 στην Πελαγονική κυμαίνεται από 48 έως 82% κ.β, ενώ στη Sakarya το SiO_2 κυμαίνεται από 56 έως 77%. Τέλος, από το αραχνόγραμμα των ιχνοστοιχείων για τις δύο ζώνες, παρατηρήσαμε κοινές θετικές και αρνητικές ανωμαλίες (βλ. Σχήμα 13).

Σύμφωνα με τον Engel (2006), κατά τη διάρκεια του Λιθανθρακοφόρου έως το Άνω Πέρμιο έλαβαν χώρα πολυφασικά μαγματικά γεγονότα στη Πελαγονική και τη Sakarya, τα οποία συνδέονται με την Ερκύνια ορογένεση. Ωστόσο, λήφθηκε μεγάλη προσοχή στην επιλογή των πλουτωνιτών της Sakarya που συμπεριλήφθηκαν στη παρούσα εργασία, καθώς κατά το Δεβόνιο υπήρξε ακόμα ένα μαγματικό γεγονός στη Sakarya, το οποίο όμως δεν σχετίζεται άμεσα με τη νεότερη γρανιτογένεση της περιοχής.

Στη συνέχεια, επισημάνθηκε ότι οι πλουτωνίτες της Πελαγονικής, διεισδύουν στο γνευσιακό υπόβαθρο της Πελαγονικής, είναι υπεραργίτικοί έως ελαφρώς υπεραργίτικοί, ειδικά για τα δείγματα της Νότιας ομάδας, έχουν χαρακτηριστικά Ι-τύπου πλουτωνίτη και σχετίζονται με ηφαιστειακό τόξο. Οι πλουτωνίτες της Sakarya, σύμφωνα με τους Okay et al. (2002) δεν είναι ξεκάθαρο το που διεισδύουν, λόγω της έντονης τεκτονικής της περιοχής, όμως έρχονται σε επαφή μέσω ανάστροφων και strike-slip ρηγμάτων με αρκοζικές άμμους και νεογενή γρανιτοειδή πετρώματα. Επιπλέον, οι πλουτωνίτες της Sakarya θεωρούνται υπεραργίτικοί, η προέλευση τους συνδέεται με σύστημα ηφαιστειακού τόξου και χαρακτηρίζονται ως Ι-τύπου πλουτωνίτες. Τέλος, επισημαίνεται ότι φαίνεται να υπάρχει μια μεγαλύτερου βαθμού συσχέτιση της Sakarya με τη Νότια ομάδα της Πελαγονικής, καθώς και οι δύο ανήκουν στην ασβεσταλκαλική έως υψηλού καλίου ασβεσταλκαλική σειρά, ενώ η Βόρεια ομάδα έχει και δείγματα που ανήκουν στη σωσσονιτική σειρά.

Πελαγονική και ζώνη Karaburun

Αν και η ηλικία του πλουτωνίτη της Karaburun δεν συγκρίνεται εύκολα με τις ηλικίες των πλουτωνικών σωμάτων της Πελαγονικής, οι δύο ζώνες μπορούν να συσχετιστούν λόγω της όμοιας γεωχημείας τους.

Ο πλουτωνίτης της Karaburun είναι Ι-τύπου, ανήκει στην ασβεσταλκαλική έως υψηλού καλίου ασβεσταλκαλική σειρά και συνδέεται με το γεωτεκτονικό περιβάλλον σύγκλισης πλακών σε σύστημα ηφαιστειακού τόξου. Σύμφωνα με αυτά τα στοιχεία ο μαγματισμός της Karaburun ομοιάζει με τη Νότια ομάδα της Πελαγονικής. Παρόλο αυτά, ο πλουτωνίτης της Karaburun διεισδύει σε αργίλικούς σχιστόλιθους και ψαμμίτες και όλα τα δείγματα είναι μεταργίτικά, ενώ οι πλουτωνίτες της Πελαγονικής διεισδύουν, όπως προαναφέρθηκε, σε παλαιοζωικούς γνευσίους, σχιστολίθους και αμφιβολίτες, ενώ όλα τα δείγματα ήταν υπεραργίτικά έως ελαφρώς υπεραργίτικά.

Τα κύρια στοιχεία στα διαγράμματα Harker δεν ακολουθούν πάντα τις ίδιες τιμές στις δύο ζώνες. Τα βασικότερα δείγματα και των δύο ζωνών αποκλίνουν περισσότερο μεταξύ τους, ενώ τα ενδιάμεσης έως όξινης σύστασης δείγματα ταυτίζονται στη γεωχημεία τους. Επιπλέον, το SiO₂ στην Πελαγονική κυμαίνεται από 48 έως 82% κ.β, ενώ στη Karaburun το SiO₂ κυμαίνεται από 54 έως 67%. Τέλος, από το αραχνόγραμμα των ιχνοστοιχείων για τις δύο ζώνες, παρατηρήσαμε κοινές θετικές και αρνητικές ανωμαλίες (βλ. Σχήμα 15).

Όσον αφορά τη γεωλογία, υπάρχει μια πληθώρα απόψεων για το που ανήκει η χερσόνησος της Karaburun. Σύμφωνα με τους Erkül et al. (2008), η Karaburun ανήκει στη Sakarya ζώνη. Επομένως, η σειρά Πελαγονική – Αττικοκυκλαδική – Karaburun – Sakarya από άποψη γεωχημικής σύγκρισης του Άνω Παλαιοζωικού μαγματισμού, συσχετίζονται και μπορεί να αποτελούν μια ενιαία ζώνη.

Σύμφωνα όμως με τους Erdogan et al. (1990), η λιθοστρωματογραφία της Karaburun ζώνης διαφέρει σε πάρα πολλά σημεία από αυτήν της Sakarya. Υπό αυτήν την προοπτική, η σειρά Πελαγονική – Αττικοκυκλαδική – Sakarya είναι η επιτυχής συσχέτιση, την οποία η παρούσα διπλωματική εργασία προσπάθησε γεωχημικά να αποδείξει.

BIBΛΙΟΓΡΑΦΙΑ

- AKAL C., KORALAY O.E., CANDAN O., OBERHÄNSLI R. & CHEN F. (2010). Geodynamic Significance of the Early Triassic Karaburun Granitoid (Western Turkey) for the Opening History of Neo-Tethys. *Turkish J. Earth Sci.*, **20**, 255–271.
- DELALOYE M. & BINGÖL E. (2000). Granitoids from western and northwestern Anatolia: geochemistry and modelling of geodynamic evolution. *Int. Geol. Rev.*, **42**, 241–268.
- DORA O.Ö., CANDAN O., KAYA O. & KORALAY E. (2001). Revision of “Leptite-gneisses” in the Menderes Massif: a supracrustal, metasedimentary origin. *Int. J. Earth Sciences*, **89**, 836–851.
- ENGEL M. (2006). Geochemie, Geochronologie und Isotopie der Grundgebirgsgneise und ausgewählter Marmore der zentralen Kykladen, Griechenland. Unpublished Ph. D. thesis, Johannes Gutenberg-Universität Mainz, Germany, pp 122.
- ERDOĞAN B., ALTINER D., GUNGÖR T. & ÖZER S. (1990). Stratigraphy of Karaburun Peninsula. *Bulletin - Mineral Research & Exploration Institute of Turkey*, **111**, 1–20.
- ERKÜL S.T., SÖZBİLİR H., ERKÜL F., HELVACI C., ERSOY Y. & SÜMER Ö. (2008). Geochemistry of I-type granitoids in the Karaburun Peninsula, West Turkey: Evidence for Triassic continental arc magmatism following closure of the Palaeotethys. *Island Arc*, **17**, 394–418.
- KATERINOPOULOS A. (1983). Contribution to the study of the plutonic rocks of West Varnoundas. Ph. D. thesis, University of Athens, pp 182.
- KATERINOPOULOS A. (1987a). Magmatism in the Kastoria unit: The Varnoundas plutonic complex. *IGCP No 5 Newsletter*, **7**, 181–190.
- KATERINOPOULOS A. (1987b). Geochemical characteristics of the Varnoundas plutonic complex (N.W Greece). *Ann. Geol. Pays Hell.*, **33**, 223–236.
- KATERINOPOULOS A., KYRIAKOPOULOS K., DEL MORO, MITROPOULOS P. & JUGOSLAWIEN U. (1992). Comparative study Hercynian granitoids from N. W. Greece and S. Yugoslavia. *Chem. Erde*, **52**, 261–276.
- KATERINOPOULOS A. & KYRIAKOPOULOS K. (1989). Petrographic and petrochemical study of plutonic rocks from Baba Mountain (Yugoslavia). *Bul. Geol. Soc. Greece*, **23/2**, 561–576.
- KATERINOPOULOS A., KOKKINAKIS A. & KYRIAKOPOULOS K. (1994). Petrology and chemical characteristics of Deskati granitic rocks, Thessaly, Greece. *B. Geol. Soc. Greece*, **XXX/3**, 79–88.
- KATERINOPOULOS A. (1998). Petrological and geochemical characteristics of the granitic rocks of Verdikousa, Thessaly. *Chemie der Erde*, **58**, 64–79.
- KİBİCİ Y., İLBEYLİ N., YILDIZ A. & BAGCI M. (2010). Geochemical constraints on the genesis of the Sarıcakaya intrusive rocks, Turkey: Late Paleozoic crustal melting in the central Sakarya Zone. *Chemie der Erde*, **70**, 243–256.
- KORALAY O.E., SATIR M. & DORA O.Ö. (2001). Geochemical and geochronological evidence for Early Triassic calc-alkaline magmatism in the Menderes Massif, western Turkey. *International Journal of Earth Sciences*, **89**, 822–835.
- KOTOPOULI C.N., PE-PIPER G. & PIPER D.J.W. (2000). Petrology and evolution of the Hercynian Pieria Granitoid Complex (Thessaly, Greece): paleogeographic and geodynamic implications. *Lithos*, **50/1**, 137–152.

- OKAY A.I., MONOD O. & MONIÉ P. (2002). Triassic blueschists and eclogites from northwest Turkey: vestiges of the Paleo-Tethyan subduction. *Lithos*, **64**, 155–178.
- PE-PIPER G., DOUTSOS T. & MPORONKAY C., (1993a). Structure, geochemistry and mineralogy of Hercynian granitoid rocks of the Verdikoussa area, Northern Thessaly, Greece and their regional significance. *Neues Jahrbuch für Mineralogie Abhandlungen*, **165**, 267- 296.
- PE-PIPER G., DOUTSOS T. & MIJARA A. (1993b). Petrology and regional significance of the Hercynian granitoid rocks of the Olympiada area, northern Thessaly, Greece. *Chemie der Erde*, **53**, 21-36.
- PE-PIPER G., KOTOPOULI C.N. & PIPER J.W. (1997). Granitoid rocks of Naxos, Greece: regional geology and petrology. *Geological Journal*, **32**, 153-171.
- PETRELLI M., POLI G., PERUGINI D. & PECCERILLO A. (2005). PetroGraph: A new software to visualize, model, and present geochemical data in igneous petrology. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, **6/7**.
- REISCHMANN T. (1997). Single zircon Pb/Pb dating of tectonic units from the metamorphic complex of Naxos, Greece. *Terra Abstracts*, **9**, 496.
- RING U., GESSNER K., GUNGOR T. & PASSCHIER C.W. (1999). The Menderes Massif of Western Turkey and the Cycladic Massif in the Aegean-Do They Really Correlate? *Journal of the Geological Society*, **156**, 3-6.
- TOPUZ G., ALTHER R.R., SIEBEL W., SCHWARZ S.H., ZACK T., HASÖZBEK A., BARTH M., SATIR M. & ŞEN C. (2010). Carboniferous high-potassium I-type granitoid magmatism in the Eastern Pontides: The Gümüşhane pluton (NE Turkey). *Lithos*, **116**, 92 – 110.
- YARWOOD G.A. & AFTALION M. (1976). Field relations and U/Pb geochronology of a granite from the Pelagonian zone of the Hellenides (High Pieria, Greece). *Bulletin of Geological Society of France*, **XVIII**, 259-264.
- ΑΥΓΕΡΙΝΑΣ Α. , ΚΙΛΙΑΣ Δ., ΚΟΡΩΝΑΙΟΣ Α. & ΜΟΥΝΤΡΑΚΗΣ Δ. (2004). Γεωχημεία, γένεση και παραμόρφωση των ερκυνίων γρανιτικών πετρωμάτων της Πελαγονικής στην οροσειρά του Βορά (Μακεδονία, Βόρεια Ελλάδα). *Bulletin of the Geological Society of Greece*, **XXXVI**, 1540-1549.
- ΚΟΡΩΝΑΙΟΣ Α. & ΧΡΙΣΤΟΦΙΔΗΣ Γ. (1990). Πετρολογία και γεωχημεία του πλουτωνίτη του Ανατολικού Βαρνούντα (ΒΔ. Μακεδονία). *Bull. Geol. Soc. Greece*, **XXII**, 97–113.
- ΚΟΡΩΝΑΙΟΣ Α., ΤΣΟΥΤΣΙΚΑ Π., ΕΛΕΥΘΕΡΙΑΔΗΣ Γ. & SEIDEL E. (2000). Ορυκτολογία, πετρολογία και γεωχημεία του πλουτωνίτη της Καστανιάς (Βέρμιο). Πρακτικά 1^{ου} Συνεδρίου της Επιτροπής Οικονομικής Γεωλογίας, Ορυκτολογίας & Γεωχημείας, 223-242.
- ΜΟΥΝΤΡΑΚΗΣ Δ. (2010). Γεωλογία και Γεωτεκτονική εξέλιξη της Ελλάδας. University Studio Press, pp 373.
- ΜΟΥΝΤΡΑΚΗΣ Δ. (1985). Γεωλογία της Ελλάδας. University Studio Press, pp 207.