



ΕΛΛΗΝΙΚΗ ΔΗΜΟΚΡΑΤΙΑ

Εθνικόν και Καποδιστριακόν
Πανεπιστήμιον Αθηνών

— ΙΔΡΥΘΕΝ ΤΟ 1837 —

**ΜΕΤΑΛΛΟΦΟΡΙΑ Sb-Pb-Zn-Ag-Au-Te ΣΤΗΝ ΠΕΡΙΟΧΗ
ΚΑΛΙΝΤΙΡΗ ΣΤΗΝ ΑΝΑΤΟΛΙΚΗ ΡΟΔΟΠΗ**



Κοροσίδης Ιωάννης: 1114200900100
Εξαρχουλέας Γιώργος: 1114200900023

Επιβλέπων Πτυχιακής Εργασίας: Αναπληρωτής Καθηγητής Παναγιώτης
Βουδούρης

ΠΕΡΙΕΧΟΜΕΝΑ

• ΕΙΣΑΓΩΓΗ.....	2
• ΕΙΣΑΓΩΓΙΚΑ ΣΤΟΙΧΕΙΑ	3
• ΓΕΩΛΟΓΙΚΗ ΕΞΕΛΙΞΗ ΕΛΛΑΔΙΚΟΥ ΧΩΡΟΥ.....	5
• Η ΡΟΔΟΠΙΚΗ ΜΑΖΑ	12
• ΜΕΤΑΜΟΡΦΙΚΟΙ ΔΟΜΟΙ ΑΝΑΤΟΛΙΚΗΣ ΡΟΔΟΠΗΣ.....	17
• ΓΕΩΛΟΓΙΑ ΚΑΛΛΥΝΤΗΡΙΟΥ.....	22
• ΠΑΡΑΤΗΡΗΣΕΙΣ ΥΠΑΙΘΡΟΥ.....	22
• ΚΑΤΗΓΟΡΙΕΣ ΚΟΙΤΑΣΜΑΤΩΝ.....	26
• ΜΕΤΑΛΛΙΚΑ ΟΡΥΚΤΑ.....	38
• ΣΥΜΠΕΡΑΣΜΑΤΑ.....	46
• ΒΙΒΛΙΟΓΡΑΦΙΑ.....	48

Εισαγωγή

Η εργασία αυτή πραγματοποιήθηκε στα πλαίσια του υποχρεωτικού μαθήματος της διπλωματικής εργασίας που προβλέπεται από το πρόγραμμα σπουδών του τμήματος Γεωλογίας και Γεωπεριβάλλοντος του Πανεπιστημίου Αθηνών.

Το θέμα της είναι η ορυκτολογία καθώς και οι συνθήκες που οδήγησαν στην γέννεση και την δημιουργία της μεταλλοφορίας Sb-Pb-Zn-Ag στην περιοχή Καλλυντήρι στην ανατολική Ροδόπη.

Η εργασία στηρίζεται σε διάφορα στάδια μελέτης που περιλαμβάνουν παρατηρήσεις υπαίθρου, εργαστηριακή επεξεργασία των συλλεχθέντων δειγμάτων, μικροσκοπική μελέτη, μικροαναλύσεις ορυκτών και την φωτογράφιση σε ηλεκτρονικό μικροσκόπιο και τέλος στα συμπεράσματα και τις παρατηρήσεις μας μετά το τέλος της μελέτης και την έναρξη της συγγραφής.

Ιδιαίτερα θα πρέπει να ευχαριστήσουμε τον επιβλέποντα Επίκουρο Καθηγητή κ. Παναγιώτη Βουδούρη, για την αμέριστη συμπαράσταση, κατανόηση και βοήθεια του σ' όλα τα στάδια αυτής της εργασίας, καθώς και τον δρ. Χρήστο Κανελλόπουλο για τα δείγματα και τις αναλύσεις ηλεκτρονικού μικροσκοπίου που μοιράστηκε μαζί μας.

Εισαγωγικά Στοιχεία

Οι πρώτες ύλες και κυρίως τα μέταλλα είναι πολύ σημαντικά για την βιώσιμη λειτουργία λόγω του ότι αποτελούν αναπόσπαστο κομμάτι για την παραγωγή προϊόντων υψηλής τεχνολογίας όπως ηλεκτρονικές και ηλεκτρικές συσκευές, φωτοβολταϊκά συστήματα, μπαταρίες, καταλύτες, καλ.ωδια οπτικών ινών, συνθετικά καύσιμα κτλ. Η Ευρωπαϊκή βιομηχανία χρειάζεται μεγάλη πρόσβαση σε συγκεκριμένες ορυκτές πρώτες ύλες για την σωστή λειτουργία της οικονομίας της ΕΕ. Παρόλα αυτά η ΕΕ είναι αναγκασμένη να στηρίζεται σε εισαγωγές από τρίτες χώρες για να έχει πρόσβαση σε συγκεκριμένα κρίσιμα μέταλλα, τα οποία θεωρούνται κρίσιμα λόγω της τιμής τους, το μεγάλο ρίσκο προμήθευσης τους το οποίο επηρεάζεται από τις μεταβολές τις αγοράς καθώς και από το γεγονός πως γίνονται συνέχεια όλο και πιο δυσεύρετα. Το 2010 μία ομάδα ειδικών υπό την αιγίδα της Ευρωπαϊκής Κομμισιόν δημοσίευσε μία λίστα με 14 μεταλλικές πρώτες ύλες που θεωρούνται κρίσιμες για την μελλοντική βιώσιμη λειτουργία της ΕΕ: αντιμόνιο, βυρρήλιο, κοβάλτιο, φθόριο, γάλλιο, γερμάνιο, γραφίτης, ίνδιο, μαγνήσιο, νιόβιο, ομάδα πλατινοειδών μετάλλων, σπάνιες γαίες, ταντάλιο και βολφράμιο. Λόγω της χαμηλής τους συγκέντρωσης στον γήινο φλοιό τα κρίσιμα μέταλλα παράγονται ως υποπροϊόντα από άλλα μέταλλα κατά την διάρκεια της μεταλλευτικής παραγωγής.

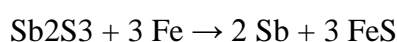
Το αντιμόνιο (λατινικά: stibium, αγγλικά: antimony) είναι το χημικό στοιχείο με χημικό σύμβολο Sb και ατομικό αριθμό 51. Το χημικά καθαρό αντιμόνιο, στις συνηθισμένες συνθήκες, είναι στιλπνό γκρι (στερεό) μεταλλοειδές, που βρίσκεται στη φύση κυρίως με τη μορφή του αντιμονίτη (Sb_2S_3), ενός θειούχου ορυκτού. Οι ενώσεις του αντιμονίου ήταν γνωστές από την αρχαιότητα, οπότε χρησιμοποιούνταν σε κοσμητικές εφαρμογές. Το μεταλλικό (δηλαδή στοιχειακό) αντιμόνιο ήταν επίσης γνωστό, αλλά θεωρούνταν λανθασμένα ότι ήταν μορφή του μολύβδου, μέχρι που ανακαλύφθηκε η αλήθεια, δηλαδή ότι πρόκειται για ξεχωριστό στοιχείο. Στα 1540, αναφέρθηκε για πρώτη φορά η απομόνωση και η περιγραφή του αντιμονίου από το Βαννόκιο Μπρινγκούκιο (Vannoccio Biringuccio). Το αντιμόνιο είναι ένα ασημί, στιλπνό γκρι στοιχείο το οποίο έχει σκληρότητα στην κλίμακα Mohs ίση με 3. Έτσι, το καθαρό αντιμόνιο είναι πολύ μαλακό για να δημιουργήσει σκληρά αντικείμενα. Νομίσματα φτιαγμένα από αντιμόνιο είχαν κυκλοφορήσει στο προάστιο Guizhou της Κίνας το 1931, αλλά επειδή ήταν πολύ ευαίσθητα, σταμάτησε η παραγωγή τους. Το αντιμόνιο είναι ανθεκτικό στη διάβρωση από οξέα.

Τέσσερις αλλοτροπικές μορφές του αντιμονίου είναι γνωστές : μια σταθερή μεταλλική μορφή και τρεις μετασταθερές μορφές (Εκρηκτική, μαύρη και κίτρινη). Το μεταλλικό αντιμόνιο είναι εύθραυστο, αργυρόλευκο και γυαλιστερό. Όταν ψυχθεί αργά, το λιωμένο αντιμόνιο σχηματίζει μια τριγωνική μορφή, ισομορφική με την γκρίζα αλλοτροπική μορφή του αρσενικού. Μια σπάνια εκρηκτική μορφή του αντιμονίου μπορεί να σχηματιστεί με την ηλεκτρόλυση του τριχλωρίδιου του

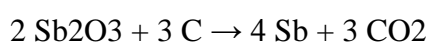
αντιμονίου. Εάν ξυστεί με αιχμηρό αντικείμενο, πραγματοποιείται εξωθερμική αντίδραση και παράγεται λευκός καπνός, καθώς σχηματίζεται το μεταλλικό αντιμόνιο. Όταν τριφτεί με ένα γουδί, συμβαίνει ισχυρή έκρηξη. Το μαύρο αντιμόνιο σχηματίζεται με την απότομη ψύξη των ατμών που προκύπτουν από το μεταλλικό αντιμόνιο. Έχει την ίδια κρυσταλλική δομή με τον κόκκινο φώσφορο και το μαύρο αρσενικό, οξειδώνεται στον αέρα και μπορεί να αναφλεγεί στιγμιαία. Στους 100 °C, σταδιακά παίρνει τη σταθερή του μορφή. Η κίτρινη αλλοτροπική του μορφή είναι η ασταθέστερη. Έχει παραχθεί μόνο από την οξείδωση του αντιμονίτη (SbH₃) στους -90 °C. Πάνω από αυτή τη θερμοκρασία σε απαλό φωτισμό, αυτή η μετασταθερή αλλοτροπική μορφή μετατρέπεται σε ακόμα σταθερότερη μαύρη μορφή.

Το μεταλλικό αντιμόνιο τηρεί μια δομή στην οποία τα στρώματα αποτελούνται από συγχωνευμένους δακτυλίους 6 μερών. Ο κοντινότερος και ο αμέσως κοντινότερος γείτονας σχηματίζουν ένα ακανόνιστο οκτάεδρο σύμπλεγμα, με τα τρία άτομα στο ίδιο διπλό στρώμα να είναι σχετικά πιο κοντά από τα τρία άτομα στο επόμενο. Αυτή η σχετικά κοντινή δομή προκαλεί την υψηλή του πυκνότητα 6,697 g/cm³, αλλά οι αδύναμοι δεσμοί μεταξύ των στρωμάτων οδηγεί σε χαμηλή σκληρότητα και υψηλή ευθραυστότητα του αντιμονίου.

Η εξόρυξη αντιμονίου από κοιτάσματα εξαρτάται από την ποιότητα του κοιτάσματος και τη σύνθεση του. Το μεγαλύτερο ποσοστό αντιμονίου εξορύσσεται ως σουλφίδιο. Κοιτάσματα χαμηλότερης ποιότητας συγκεντρώνονται από την αιώρηση αφρού, μια διαδικασία όπου τα κοιτάσματα υψηλότερης ποιότητας θερμαίνονται στους 500-600 °C, τη θερμοκρασία στην οποία ο αντιμονίτης λιώνει και διαχωρίζεται από τα άχρηστα ορυκτά. Το αντιμόνιο μπορεί να απομονωθεί από το άχρηστο σουλφίδιο αντιμονίου μέσω αναγωγής με άχρηστο σίδηρο :



Το σουλφίδιο μετατρέπεται σε ένα οξείδιο και συχνά εκμεταλλευόμαστε την αστάθεια του οξειδίου αντιμονίου(III) το οποίο ανακτάται από την πολύ υψηλή θερμοκρασία. Αυτό το υλικό συνήθως χρησιμοποιείται για τις κύριες εφαρμογές, με τις προμίξεις να είναι κυρίως αρσενικό και σουλφίδια. Η απομόνωση του αντιμονίου από το οξείδιο γίνεται με μια ανθρακοθερμική αναγωγή :



Τα κοιτάσματα χαμηλότερης ποιότητας διαλύονται σε υψικάμινους ενώ αυτά που είναι υψηλότερης ποιότητας σε φούρνους αντήχησης.

Περίπου το 60% του αντιμονίου καταναλώνεται σε φλογοεπιβραδυντικά, και το 20% χρησιμοποιείται σε κράματα για μπαταρίες, σε ρουλεμάν και συγκολλήσεις.

Στην Ελλάδα το αντιμόνιο βρίσκεται κυρίως μέσα σε χαλαζιακές φλέβες κυρίως με την μορφή του αντιμονίτη. Μία από τις πιο σημαντικές εμφανίσεις Sb βρίσκεται στην περιοχή του Καλλυντηρίου στην Ανατολική Ροδόπη, και εντοπίζεται μαζί με Pb, Zn, Cu, Au και Ag. Άλλη μία σημαντική μεταλλοφορία αντιμονίτη βρίσκεται στην περιοχή Ρίζανα/Λαχανάς και σχετίζεται με απόθεση σε ρηξιγενή ζώνη, στην περιοχή της Σερβομακεδονικής, όπου έχουμε χαλαζιακές φλέβες που διαπερνούν γνεύσιους και αμφιβολίτες. Άλλες εμφανίσεις αντιμονίτη με σχετικά μικρές συγκεντρώσεις Sb βρίσκονται σε Φιλαδέλφια/Θεσσαλονίκη, Χίος και Γερακάριο/Κιλκίς. Εκτός από τον αντιμονίτη, το αντιμόνιο εντοπίζεται και μέσα σε διάφορα θειοάλατα (τετραεδρίτης, φαμανίτης, χαλκοαντιμονίτης, ζινκενίτης, μπουρνονίτης, μπουλανζερίτης) τα οποία είναι κοινά ορυκτά για τα πορφυρικά-επιθερμικά συστήματα και για τα συστήματα intrusion related που βρίσκονται στην επαρχία μεταλλογένεσης της Ροδόπης, όπως η Μαρώνια, Παγώνη Ράχη/Κίρκη, Άγιος Φίλιππος/Κίρκη, Μαυροκορυφή, Πεύκα, Λόφος Περάματος, Σάπες, Καψαλίνα/Θάσος, Όρος Παγγαίο (Voudouris, P, 2006).

Γεωλογική Εξέλιξη Ελλαδικού Χώρου

Εν αρχή ην η Τηθύς, ο ωκεανός δηλαδή που άρχισε να εμφανίζεται κατά το διάστημα Αν. Παλαιοζωικό – Τριαδικό (δηλαδή πριν από 280-200 εκατομμύρια χρόνια) και βρισκόταν ανάμεσα στις ηπείρους Γκοντβάνα (η οποία αποτελείτο από τη Ν. Αμερική, την Αφρική, την Αραβία, την Ινδία, τη Μαδαγασκάρη, την Αυστραλία και την Ανταρκτική) και Λαυρασία (η οποία αποτελείτο από τη Β. Αμερική, τη Γροιλανδία και την Ευρασία) και πήρε το όνομα της από τον SUESS (1805-1909), ο οποίος της προσέδωσε το όνομα της θεότητας Τηθύος της Ελληνικής Μυθολογίας, κόρης του Ουρανού και της Γης και συζύγου του Ωκεανού.

Ο λόγος για την αρχική αυτή θεώρηση είναι αφενός ότι στην Ανατολική Μεσόγειο και συγκεκριμένα στο χώρο του Ιονίου Πελάγους υπάρχει ένα τελευταίο υπολειμματικό τμήμα της Τηθύος που δεν έχει ακόμα συμμετάσχει στην αλπική ορογένεση, που σημαίνει ότι η Τηθύς διαδραματίζει ακόμα ρόλο στην εξέλιξη του υπό εξέταση συστήματος, και αφετέρου ότι αναφορές έξω από τα χρονικά και χωρικά πλαίσια της Τηθύος ξεφεύγουν από το σκοπό του παρόντος πονήματος.

Η Τηθύς λοιπόν, η δημιουργία της οποίας τοποθετείται όπως προείπαμε στο διάστημα Αν. Παλαιοζωικό – Τριαδικό, συνέχισε να αναπτύσσεται λόγω της απομάκρυνσης των πλακών Γκοντβάνας και Λαυρασίας κατά το διάστημα Τριαδικό – Ιουρασικό (δηλαδή πριν από 230-200 εκατομμύρια χρόνια), ενώ υπολογίζεται ότι η εξαφάνισή της ξεκίνησε κατά ανάμεσα σε Μάλμιο-Κ. Κρητιδικό (δηλαδή πριν από 165-100 εκατομμύρια χρόνια) λόγω της συμπίεσης που

προκλήθηκε από την προσέγγιση πλέον των δύο ηπείρων. Η προσέγγιση μετετράπη σε σύγκρουση κατά το Αν. Καινοζωικό.

Από την πτύχωση ιζημάτων που είχαν αποθεθεί κατά τη διάρκεια του Μεσοζωικού και τμήματος του Καινοζωικού εντός του ωκεανού αυτού, δημιουργήθηκε η ορεινή αλυσίδα Άλπεων - Ιμαλαΐων. Για τη συγκεκριμένη ορεινή αλυσίδα (η οποία αναπτύσσεται περίπου παράλληλα στον ισημερινό) χρησιμοποιείται ο όρος Αλπικό σύστημα της Τηθύος (για να διαχωριστεί από τις λεγόμενες Περιπειρηνικές ορογενετικές αλυσίδες, οι οποίες προφανώς περιβάλλουν τον Ειρηνικό ωκεανό).

Μία αρχική διάκριση του ορογενετικού συστήματος της Τηθύος μπορεί να γίνει χωρίζοντας το σε τμήματα, τα οποία και ονομάζονται σύμφωνα με τις επιμέρους ορεινές αλυσίδες που τα απαρτίζουν (π.χ. Δειναρίδες, Ιρανίδες κ.α.), ωστόσο μία σημαντικότερη διάκριση του ορογενετικού συστήματος το διαχωρίζει σε δύο παράλληλους κλάδους. Εξετάζοντας τους κλάδους απλά ως προς τη σημερινή τους θέση, μπορούμε να ονομάσουμε τους δύο αυτούς διακριθέντες κλάδους ως Βόρειο και Νότιο κλάδο. Εξετάζοντας τα πετρώματα από σκοπιά παλαιογεωγραφίας-παλαιοτεκτονικής μπορούμε να χρησιμοποιήσουμε τους όρους ορογενετική αλυσίδα του Ευρασιατικού περιθωρίου (ή του Βορείου τμήματος της Τηθύος) και των Περιθωρίων της Γκοντβάνας (ή αλλιώς περιθωρίων της Αφρικής, όταν εξετάζουμε τη Μεσόγειο, ή αλλιώς του Νοτίου περιθωρίου της Τηθύος).

Ο Βόρειος κλάδος περιλαμβάνει τις Βετικές οροσειρές της Ιβηρικής χερσονήσου, τα Πυρηναία, τις Άλπεις (κυρίως το Βόρειο τμήμα), τα Καρπάθια, τις Βαλκανίδες, τις Ποντίδες, τον Καύκασο και άλλες οροσειρές προς τα Ανατολικά μέχρι την περιοχή των Ιμαλαΐων. Ο Νότιος κλάδος περιλαμβάνει τα Απέννινα, τις Νότιες Άλπεις, τις Δειναρίδες, τις Ελληνίδες, τις Ταυρίδες, τις Ιρανίδες, και τμήματα άλλων οροσειρών πάλι μέχρι την περιοχή των Ιμαλαΐων.

Στις Ελληνίδες (οι οποίες ονομάστηκαν έτσι από τον KOBBER, 1928), η ορογένεση ξεκινάει στο διάστημα Αν. Ιουρασικό-Κ. Κρητιδικό (δηλαδή πριν από 165-100 εκατομμύρια χρόνια), όπως άλλωστε και στο υπόλοιπο σύστημα της Τηθύος, αφού είχε ξεκινήσει η διαδικασία προσέγγισης των δύο ηπείρων με συνέπεια την εξαφάνιση του ωκεανού. Έξω από τα Βόρειο-Δυτικά σύνορα του σημερινού Ελλαδικού χώρου (από άποψη κράτους) βρίσκεται το ένα περατωτικό όριο του ελληνικού τόξου που είναι η τεκτονική μετάπτωση του Scutari – Pec, η οποία και τέμνει εγκάρσια τη συνέχεια των Ελληνίδων προς τις Δειναρίδες, ενώ το περατωτικό όριο της Ανατολικής πλευράς, που διαχωρίζει τις Ελληνίδες από τις Ταυρίδες, ξεκινά από τον κόλπο της Αττάλειας στο Νότο και ακολουθεί με διεύθυνση ΒΒΔ-NNA τη ζώνη επί της οποίας παρατηρείται κάμψη/αλλαγή διεύθυνσης κατά τη μετάβαση προς τις Ταυρίδες. Προς Νότο αναπτύσσεται η Ελληνική τάφρος και κινούμενοι προς Βορά θα συναντούσαμε τις Βαλκανίδες, οι οποίες ανήκουν στο Βόρειο κλάδο. Το

μήκος του ελληνικού τόξου είναι περίπου 1500 χιλιόμετρα. Ξεκινά με γενική διεύθυνση ΒΒΔ-ΝΝΑ στην περιοχή της Αλβανίας και της Ηπειρωτικής Ελλάδας, και κάμπτεται σχηματίζοντας περίπου ορθή γωνία, αποκτώντας πλέον διεύθυνση ΒΑ-ΝΔ στην περιοχή των Δωδεκανήσων και των ακτών της σημερινής Τουρκίας. Από ολόκληρο το σύστημα της Τηθούς, το Ελληνικό τόξο είναι το μόνο τμήμα του, στο οποίο η ορογένεση βρίσκεται ακόμα εν εξελίξει, με το μοναδικό κομμάτι, πλέον, της Τηθούς, το οποίο δεν έχει εμπλακεί ακόμα στην Αλπική ορογένεση να αποτελεί το απαραμόρφωτο περιθώριο της Αφρικανικής πλάκας. Σε όλο το υπόλοιπο Αλπικό σύστημα της Τηθούς, η Ευρασία έχει πλέον συγκρουστεί με τα τωρινά κομμάτια που κάποτε αποτελούσαν την Γκοντβάνα.

Μία διάκριση που μπορεί να γίνει στο σύστημα των Ελληνίδων τις διαχωρίζει σε εσωτερικές και εξωτερικές. Τα πρώτα αποτελέσματα της ορογενετικής διαδικασίας (Αν. Ιουρασικό –Κ. Κρητιδικό) εμφανίστηκαν στο χώρο της σημερινής οπισθοχώρας του Ελληνικού τόξου. Οι συνέπειες των φαινομένων αυτών, τα οποία χαρακτηρίζονται ‘‘Παλαιοαλπικά’’, αποτυπώθηκαν κάτω από την Κενομάνια (Αν. Κρητιδική) επίκλυση που ακολούθησε σε όλο τον ήδη τεκτονισμένο χώρο. Ακολούθησε ο Αλπικός κύκλος, ο οποίος χαρακτηρίζεται από ανθρακική ιζηματογένεση ρηχού περιβάλλοντος κατά τη διάρκεια του Αν. Κρητιδικού, Φλύσχη Ηωκαινικής ηλικίας, με μία δεύτερη φάση ορογενετικών φαινομένων ηλικίας Ανώτερου Ηωκαίνου – Ολιγοκαίνου. Σύμφωνα με τα παραπάνω λοιπόν, οι εσωτερικές Ελληνίδες χαρακτηρίζονται από δύο ορογενετικές φάσεις και την Κενομάνια επίκλυση, ενώ οι εξωτερικές Ελληνίδες εμφανίζονται στα περιφερειακά τμήματα του τόξου, έχουν συνεχείς στρωματογραφικές στήλες και παρουσιάζουν μία φάση τεκτονισμού Αν. Ηωκαινικής –Ολιγοκαινικής ηλικίας από την κύρια Αλπική ορογενετική φάση.

Άλλη διάκριση των Ελληνίδων τις διαχωρίζει σε μεταμορφωμένες και μη μεταμορφωμένες. Αρχικά και μέχρι τη δεκαετία του ’70, τα μεταμορφωμένα πετρώματα του Ελλαδικού χώρου θεωρούνταν προαλπικές μεταμορφωμένες μάζες και υπόβαθρο των Ελληνίδων, παρά το ότι διάφοροι ερευνητές (ΝΕΓΡΗΣ 1915, ΚΟΒΕΡ 1929, ΜΑΡΙΝΟΣ & ΡΕΤΡΑΣΤΣΕΚ 1956) είχαν εκφράσει αντίθετες απόψεις, δεχόμενοι για αυτό μερικές φορές έντονη κριτική. Με την πάροδο του χρόνου όμως, και με στοιχεία διαφόρων ερευνητών (πχ ΦΥΤΡΟΛΑΚΗΣ 1972, ΒΙΖΟΝ & ΤΗΙΕΒΑΟΥΤ 1974), τα στοιχεία ήταν πλέον αδιάσειστα και οδηγούσαν στο συμπέρασμα ότι ο παλαιογεωγραφικός χώρος των Ελληνίδων δεν περιοριζόταν μόνο στις έως τότε κλασσικές μη μεταμορφωμένες Ελληνίδες, αλλά περιελάμβανε και πλήθος άλλων ενοτήτων που είχαν υποβυθιστεί και μεταμορφωθεί κατά το πέρασμά τους από το ορογενετικό τόξο και οι οποίες αποτελούσαν τις μεταμορφωμένες Ελληνίδες (ΡΑΠΑΝΙΚΟΛΑΟΥ 1980,1985).

Άλλες απόπειρες διαχωρισμού των Ελληνίδων και των σχηματισμών που τις απαρτίζουν, έγιναν με α) στρωματογραφικά και β) τεκτονικά κριτήρια. Δηλαδή με βάση α) κυρίως το γενικό χαρακτήρα μιας στρωματογραφικής στήλης (π.χ. αν είναι νηρητική, πελαγική κλπ) και β) την ύπαρξη τεκτονικών καλυμμάτων, επωθήσεων κλπ. Το αποτέλεσμα της χρήσης λιθολογικών/στρωματογραφικών/παλαιογεωγραφικών κριτηρίων ήταν η διάκριση ισοπικών ζωνών, ενώ η χρήση τεκτονικών δεδομένων οδήγησε στη διάκριση γεωτεκτονικών ζωνών. Σε κάποιες περιπτώσεις μπορεί να υπάρξει ταύτιση ισοπικής και γεωτεκτονικής ζώνης, ωστόσο δεν υπάρχει κανόνας ταύτισης ισοπικών και γεωτεκτονικών ζωνών.

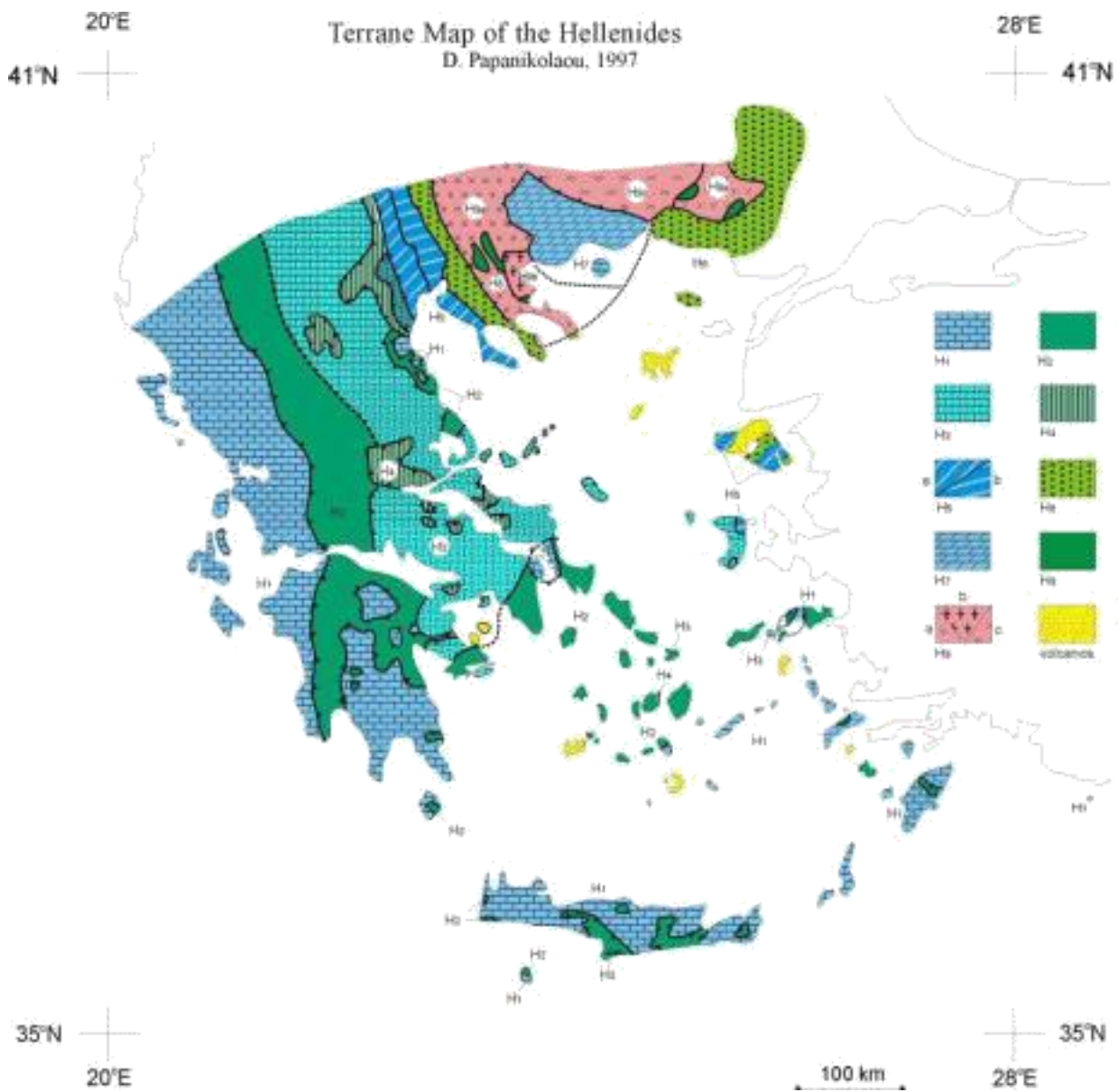
Η πιο χρήσιμη, ίσως, για τον ερευνητή, ταξινόμηση των Ελληνίδων (και κατά προέκταση του Ελλαδικού χώρου), βασίζεται στη σημερινή πραγματικότητα των πετρωμάτων και διατηρεί/συνυπολογίζει τα προ-ορογενετικά και μετά-ορογενετικά χαρακτηριστικά. Αφαιρώντας όλες τις επιδράσεις των γεωτεκτονικών φαινομένων ξεκινώντας από τα νεότερα προς τα παλιότερα, μπορεί κανείς να φτάσει στην προ-ορογενετική κατάσταση, γεννώντας την έννοια της τεκτονικής ενότητας, η οποία όπως προαναφέρθηκε περιλαμβάνει όλα τα κοινά προ- και συν- ορογενετικά χαρακτηριστικά, σε αντίθεση με την έννοια της ισοπικής ζώνης, η οποία ξεκινούσε από την ερμηνεία ότι διάφορες εμφανίσεις οι οποίες εθεωρούντο ότι ανήκαν σε αυτή αποτελούσαν ενιαίο χώρο, υποβαθμίζοντας νεότερα χαρακτηριστικά που ενδεχομένως εναντιώνονταν στην ερμηνεία αυτή. Για τους λόγους αυτούς, η έννοια της τεκτονικής ενότητας τείνει να χρησιμοποιείται περισσότερο, ενώ οι έννοιες ισοπική/γεωτεκτονική ζώνη αποφεύγονται.

Η παλαιογεωγραφική οργάνωση των Ελληνίδων και η πιθανή σχέση μεταξύ του προαλπικού υποβάθρου και των αλπικών καλυμμάτων επέτρεψε την ανάλυση των Ελληνίδων σε τεκτονοστρωματογραφικά πεδία (Papanikolaou 1989, 1997), τα οποία είναι τα ακόλουθα (Εικ.1): H1: Πλατφόρμα Εξωτερικών Ελληνίδων, συμπεριλαμβανομένων προαλπικών πετρωμάτων υποβάθρου και αλπικών καλυμμάτων, H2: Ωκεανός Πίνδου - Κυκλάδων, H3: Πλατφόρμα Εσωτερικών Ελληνίδων, συμπεριλαμβανομένων προ-αλπικών πετρωμάτων υποβάθρου και αλπικών καλυμμάτων H4: Ωκεανός Vardar-Αξιού, H5: Πάικο και Αυτόχθονο Λέσβου, H6: Περιοδοπική ζώνη και αλλόχθονο Λέσβου, H7: Μάζα Ροδόπης (Ενότητα Παγγαίου – Αυτόχθονο Ροδόπης), H8: Οφιόλιθοι Βόλβης – Ανατολικής Ροδόπης και H9: Ενότητες Σιδηρόνερου, Κερδυλίων και Βερτίσκου (Αλλόχθονο Ροδόπης). Τα πεδία H1, H3, H5, H7 και H9 αντιπροσωπεύουν ηπειρωτικά λιθοσφαιρικά θραύσματα Γκοντβανικής προέλευσης, εκτός πιθανόν από το H9, η προέλευση του οποίου παραμένει αβέβαιη. Τα τεκτονο-στρωματογραφικά πεδία H2, H4, H6 και H8 αντιστοιχούν σε τμήματα του ωκεανού της Τηθύος (ίσως και της παλαιο-Τηθύος). Το σημερινό νοτιότατο υπόλειμμα της Τηθύος στη λεκάνη της Ανατολικής Μεσογείου, το οποίο βρίσκεται σε καθεστώς υποβύθισης στο Ελληνικό Τόξο, θα μπορούσε να χαρακτηριστεί ως το

μελλοντικό ωκεάνιο τεκτονο-στρωματογραφικό πεδίο H0. Η συνολική δομή γίνεται πιο περίπλοκη εξαιτίας της ύπαρξης των τριών τεκτονο-μεταμορφικών ζωνών (της εσωτερικής, στη Ροδόπη, της ενδιάμεσης σε Πελαγονική-Κυκλάδες και της εξωτερικής, σε Πελοπόννησο και Κρήτη), στις οποίες περιλαμβάνονται διάφορα τμήματα των τεκτονο-στρωματογραφικών πεδίων. Τα πεδία H6, H7, H8 και H9 συμμετέχουν στη δομή της εσωτερικής τεκτονο-μεταμορφικής ζώνης, τα H1, H2 H3 και H4 στην ενδιάμεση και τα H1 και H2 στην εξωτερική.

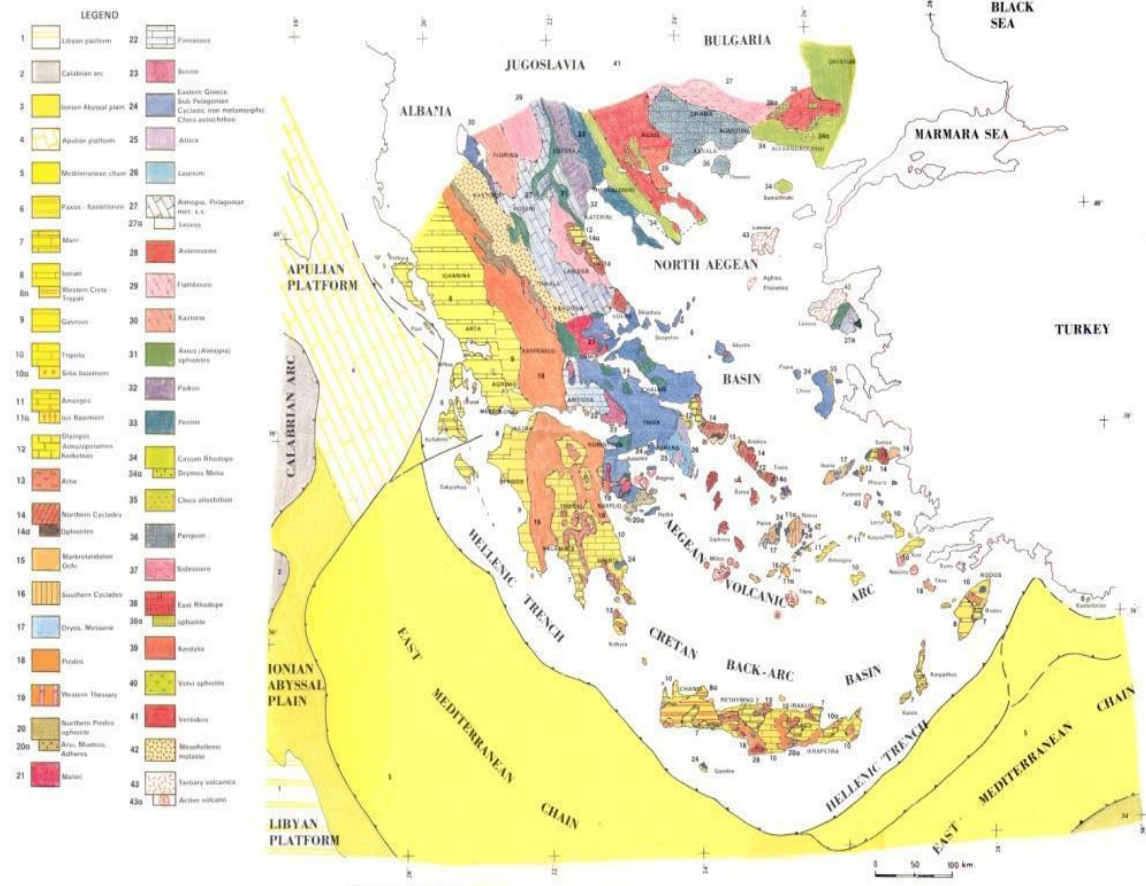
Το κλείσιμο της Παλαιο-Τηθύος πραγματοποιήθηκε κατά το Ανώτερο Τριαδικό. Ένα τέτοιο γεγονός συνεπάγεται τη γένεση πλουτωνιτών γρανιτικού τύπου και ηφαιστειακά συμπλέγματα οπισθοτόξου (Ανώτερο Λιθανθρακοφόρο-Ανώτερο Τριαδικό). Συνεπώς, μια εκτεταμένη Τριαδική ηφαιστειότητα μπορεί να αποτελεί ένδειξη μιας προς Νότο υποβύθισης της Παλαιο-Τηθύος, ή μιας ωκεανικής διάνοιξης κατά μήκος του βόρειου περιθωρίου της Γκοντβάνας. Είναι χαρακτηριστικό ότι ο Ανωπαλαιοζωικός φλύσχης της Χίου (Papanikolaou & Sideris, 1983) θεωρήθηκε ότι αντιστοιχεί στο δυτικό άκρο της Παλαιοτηθύος. Οι Βαρίσκιοι γρανίτες θεωρούνται ως διεισδύσεις κατά μήκος του ενεργού ευρωπαϊκού περιθωρίου της Παλαιοτηθύος, εκτεινόμενες από το νοτιότατο γκοντβανικό τεκτονο-στρωματογραφικό πεδίο (που είναι και το εξωτερικότερο των Ελληνίδων), το H1 (δηλαδή η μελλοντική πλατφόρμα της Τρίπολης), έως το εσωτερικότερο πεδίο H9 (η ενότητα Βερτίσκου), το οποίο ανήκει ήδη από το Ανώτερο Παλαιοζωικό στο ευρωπαϊκό περιθώριο.

Από την παραπάνω ανάλυση του Ελλαδικού χώρου σε τεκτονοστρωματογραφικά πεδία, βλέπουμε ότι η αναφορά σε γεωτεκτονικές ενότητες διευκολύνει κατά πολύ την επεξήγηση, μελέτη και κατανόηση της γεωλογικής εξέλιξης του ελλαδικού χώρου, διευκολύνοντας έτσι το έργο των ερευνητών. Συνεπώς για λόγους πληρότητας της παρούσης, παρατίθεται σχηματική απεικόνιση των διαφόρων γεωτεκτονικών ενότητων που απαρτίζουν τον ελλαδικό χώρο.



Εικόνα 1: Χάρτης των τεκτονοστρωματογραφικών πεδίων των Ελληνίδων (Papanikolaou, 1997). H1: Πλατφόρμα Εξωτερικών Ελληνίδων, H2: Ωκεανός Πίνδου – Κυκλάδων, H3: Πλατφόρμα Εσωτερικών Ελληνίδων, H4: Ωκεανός Αξιού, H5: Πάικο, H5a: Ενότητα Πάικου, Αυτόχθονο Λέσβου και Αλλόχθονο Χίου, H5b: Εν.Παιονίας, H6: Περιοδοπική Ζώνη και Οφιόλιθοι Λέσβου, H7: Αυτόχθονο Ροδόπης (Εν. Παγγαίου), H8: Οφιόλιθοι Βόλβης – Αν. Ροδόπης, H9: Αλλόχθονο Ροδόπης (+Σερβο-Μακεδονική). H9a: Εν.Βερτίσκου και Εν. Ανατολικής Ροδόπης, H9b: Εν. Κερδυλίων, H9c: Εν. Σιδηρόνερο.

GEOTECTONIC MAP OF GREECE
 by DIM. J. PAPANIKOLAOU
 (Department of Geology, University of Athens)



Εικ

ό Εικόνα 2: Οι γεωτεκτονικές ενότητες των Ελληνίδων (Papanikolaou, 1989)

Η ΡΟΔΟΠΙΚΗ ΜΑΖΑ

Το γεωτεκτονικό πλαίσιο της περιοχής αποτελείται από τρεις κύριες ενότητες (Εικ.3):

- Τα υπερυψηλής-υψηλής πίεσης μεταμορφωμένα πετρώματα της Ροδοπικής μάζας
- Μεσοζωικής ηλικίας μεταμορφωμένα πετρώματα της Περιοδοπικής ζώνης και
- Οι Τριτογενείς ηφαιστειοιζηματογενείς ακολουθίες

A) Τα μεταμορφωμένα της Ροδόπης

Η μεταμορφική επαρχία της Ροδόπης αποτελεί μια περιοχή ηπειρωτικής σύγκρουσης μεταξύ των Βαλκανίων στα βόρεια και του Παγγαίου στα νότια. Σήμερα, εκατέρωθεν της ζώνης σύγκρουσης εμφανίζονται Παλαιοζωικοί και Μεσοζωικοί πρωτόλιθοι, ηπειρωτικής και ωκεάνιας προέλευσης οι οποίοι έχουν υποστεί Αλπική παραμόρφωση και μεταμόρφωση σε καθεστώς ζώνης υποβύθισης. Από πετρογραφικής άποψης η εικόνα είναι εκείνη ενός κεντρικού, και τεκτονικά υποκείμενου, μεταμορφικού πυρήνα που κυριαρχείται από μάρμαρα και ενός τεκτονικά ανώτερου, και περιβάλλοντος συμπλέγματος γνευσίων. Αναλυτικότερα η μεταμορφική επαρχία της Ροδόπης αποτελείται κυρίως από αμφιβολίτες (που εγκλείουν συχνά εκλογιτικά σώματα), από παραορθογνεύσιους και σχιστόλιθους που έχουν μεταμορφωθεί στην αμφιβολιτική φάση, από μιγματίτες και μάρμαρα. Η Ροδοπική επαρχία είχε παλαιότερα θεωρηθεί σαν ένα σταθερό ηπειρωτικό τέμαχος, στερεοποιημένο ήδη κατά το Προκάμβριο έως το Παλαιοζωικό. Πρόσφατες τεκτονικές και πετρογραφικές μελέτες έδειξαν ότι η Ροδοπική επαρχία αποτελεί ένα σύμπλεγμα από Αλπικά συμμεταμορφικά καλύμματα νότιο-νοτιοδυτικής συσσώρευσης που χαρακτηρίζονται από σύγχρονο και επακόλουθο εφελκυσμό σε ένα ενεργό ηπειρωτικό περιθώριο (Papanikolaou & Panagopoulos, 1981).

Σύμφωνα με Papanikolaou & Panagopoulos, (1981), Papanikolaou (1984, 1988) η Ροδόπη αποτελείται από δύο τεκτονικές ενότητες: την κατώτερη (ενότητα Παγγαίου), η οποία χαρακτηρίζεται από παχιά ανθρακική πλατφόρμα πάνω σε υπόβαθρο από γνεύσιους και την ανώτερη (ενότητα Σιδηρόνερου), που περιλαμβάνει διάφορους λιθολογικούς τύπους (γνεύσιους, αμφιβολίτες, ενδιαστρώσεις μαρμάρων, λεπτυνίτες και μιγματίτες).

Η ενότητα Παγγαίου είναι η σχετικά αυτόχθονη της εσωτερικής τεκτονο-μεταμορφικής ζώνης των Ελληνίδων και εμφανίζεται με μορφή τεράστιου τεκτονικού παράθυρου κάτω από την ενότητα

Σιδηρόνερο στα βόρεια και βορειοανατολικά, τις ενότητες Κερδυλίων και Βερτίσκου στα δυτικά και την Περιοδοπική στα νότια και νοτιοανατολικά.

Η εν. Σιδηρόνερο υπέρκειται τεκτονικά της εν. Παγγαίου, μέσω μιας σύνθετης τεκτονικής επαφής που μπορεί να παρακολουθηθεί από το όρος Pirin στην ΝΔ Βουλγαρία, έως την Ξάνθη (Paranikolaou & Panagopoulos, 1981, Paranikolaou 1984, 1988). Αποτελείται από γνευσίους, αμφιβολίτες, μαρμαρυγιακούς σχιστόλιθους, γρανουλίτες και μιγματίτες που σχετίζονται με τον ανατηκτικό γρανίτη Σκαλωτής-Ελάτειας. Η ενότητα αυτή χαρακτηρίζεται από ανεστραμμένη μεταμορφική ζώνωση και μπορούμε να παρατηρήσουμε μεταμορφωμένα υψηλού βαθμού μεταμόρφωσης να βρίσκονται πάνω από τα χαμηλού βαθμού μεταμόρφωσης πετρώματα της ενότητας Παγγαίου.

Οι Mroskos & Krohe (2001) υποδιείρεσαν την Ροδοπική επαρχία σε συγκεκριμένες ενότητες στην βάση υπολογισθέντων μεταμορφικών συμβάντων (P-T) και ηλικίες εκταφής για διάφορα μεταμορφικά πετρώματα. Έτσι η ανώτερη τεκτονική ενότητα και με την παλιότερη ηλικία εκταφής (65-48Ma) είναι η ενότητα Κύμης, ακολουθούμενη από τις ενότητες Σιδηρόνερο (κεντρική Ροδόπη) και Κέχρου (ανατολική Ροδόπη) (42-30Ma) και στη συνέχεια από την ενότητα Παγγαίου (26-8Ma) που αποτελεί και τον μεταμορφικό πυρήνα της Ροδόπης. Σε ότι αφορά τα μεταμορφικά συμβάντα (P-T) η κύρια διαφορά μεταξύ των τεκτονικά κατώτερων ενοτήτων (Παγγαίο, κάτω Σιδηρόνερο [Σειρά αλβιτικών-Γνευσίων], και Κέχρου) και των υπερκείμενων ενοτήτων (Ανω Σιδηρόνερο, Κύμη) είναι ότι στις τελευταίες οι πρόδρομες θερμοκρασίες μεταμόρφωσης ήταν ανώτερες των 550 °C ενώ στις πρώτες οι θερμοκρασίες ήταν μικρότερες από 550 °C. Οι μέγιστες πιέσεις κυμαίνονται από 1,2Gpa για το Παγγαίο, 1,4Gpa για τον Κέχρο, και 1,9Gpa για το Σιδηρόνερο (1,6Gpa για την Κύμη). Τελευταίες έρευνες υποδεικνύουν ότι η αλπική μεταμόρφωση έφτασε σε πιέσεις άνω των 3,6Gpa σε 800 (πάρουσία διαμαντιού και κοεσίτη σε γρανάτες, Mroskos & Kostopoulos, 2001).

B) Περιοδοπική ενότητα

Οι εμφανίσεις της Περιοδοπικής βρίσκονται περιφερειακά της τεκτονικής επαφής της Σερβο-Μακεδονικής και εκτείνονται προς την Χαλκιδική, το κάτω τμήμα της χερσονήσου Άθω και με μεγάλες εμφανίσεις δυτικά της Αλεξανδρούπολης αλλά και βορειότερα. Σύμφωνα με Παπανικολάου (1986), η Περιοδοπική έχει οφιολιθικά πετρώματα, αποτελείται από πολλές

επιμέρους υποενότητες εφιππευμένες, που όμως έχουν κοινά λιθοοψικά χαρακτηριστικά με ηλικίες Αν. Πέρμιο έως Κατ. Κρητιδικό και μέτριο έως μικρό βαθμό μεταμόρφωσης. Από πλευράς ηλικιών έχουν επισημανθεί το Αν. Πέρμιο-Σκύθιο, το Αν. Τριαδικό, το Ιουρασικό (με μορφή φλυσχική). Είναι σχηματισμοί μεταμορφωμένοι, από κλαστικές ακολουθίες (κυρίως Ιουρασικού), ενώ υπάρχουν μάρμαρα και δολομίτες του Τριαδικού. Όλα αυτά αναμεμιγμένα με οφιολιθικά πετρώματα, άγνωστης προέλευσης.

Στην ανατολική Θράκη τα πετρώματα υπερυψηλής-υψηλής πίεσης της Ροδοπικής επαρχίας καλύπτονται από τα πετρώματα της Περιοδοπικής ζώνης. Η Περιοδοπική ζώνη στη Θράκη εκτείνεται κατά μήκος των ελληνοβουλγαρικών συνόρων, καλύπτοντας μεγάλες περιοχές και των δύο χωρών καθώς επίσης και ένα μικρό μέρος της Τουρκίας.

Τα μεσοζωικά πετρώματα της Περιοδοπικής ζώνης, είναι επωθημένα πάνω στο Ροδοπικό σύμπλεγμα και υποδιαιρούνται σύμφωνα με τον Παπαδόπουλο (1982) στην ενότητα Μάκρης και ενότητα Δρυμού Μελίας. Η ενότητα Μάκρης δομείται από μια κατώτερη μετα-ιζηματογενή και μία ανώτερη μετα-ηφαιστειοιζηματογενή ακολουθία. (Παπαδόπουλος 1982). Η ιζηματογενής ακολουθία αποτελείται στην βάση της από μετακροκαλοπαγή και μεταγραουβάκες που καλύπτονται από ανθρακικά πετρώματα (ασβεστόλιθοι, δολομίτες, μάρμαρα, ασβεστολιθικοί σχιστόλιθοι, με πλευρικές μεταβάσεις σε κροκαλοπαγή και χαλαζίτες). Η μεταηφαιστειοιζηματογενής ακολουθία αποτελείται από πρασινοσχιστόλιθους, χαλαζίτες και σερπεντινίτες. Διαβασικές και δολεριτικές φλέβες (κατω-Κρητιδικής ηλικίας) διαπερνούν τους πρασινοσχιστόλιθους και συνοδεύονται από γάββρους, γαββροδιορίτες και μαξιλαροειδείς λάβες. Πρόσφατα, οι Ioannidis et al, (2001) προσδιόρισαν αρχικές συνθήκες κυανοσχιστολιθικής φάσης μεταμόρφωσης για την ενότητα Μάκρης. Στην ενότητα Δρυμού-Μελίας ανήκουν μεταηφαιστίτες, κυρίως μαξιλαροειδείς λάβες, και μεταπυροκλαστικά που καλύπτονται από μία ιζηματογενή ακολουθία που αποτελείται από αργιλικούς σχιστολίθους, μάργες, χαλαζίτες, γραουβάκες και κροκαλοπαγή.

Για την ενότητα Μάκρης έχει αποδοθεί μία Τριαδική έως Άνω Ιουρασική ηλικία (Korpp, 1969). Η ενότητα Δρυμού-Μελίας τοποθετείται στο Άνω Ιουρασικό έως Κάτω Κρητιδικό (Papadopoulos, 1982).

Σύμφωνα με Magganas (2002) τα μεταβασικά και μεταυπερβασικά πετρώματα της Περιοδοπικής ζώνης στην Θράκη μπορούν να θεωρηθούν ότι αποτελούν τμήματα ενός οφιολιθικού συμπλέγματος που βρίσκεται κοντά στην επιφάνεια ήδη από το Ιουρασικό. Πιθανόν οι πρωτόλιθοι των μεταηφαιστειωτών σχηματίστηκαν σε περιβάλλον νησιωτικών τόξων πάνω από την υποβυθιζόμενη ωκεανική πλακα της Παλαιοθυόος, κοντά στο ηπειρωτικό περιθώριο της Ροδόπης.

Τα πετρώματα της Περιοδοπικής πτυχώθηκαν, μεταμορφώθηκαν και επωθήθηκαν πάνω στη Ροδοπική μάζα κατά την διάρκεια της Αλπικής ορογένεσης στο ανώτερο Κρητιδικό.

Γ) Τριτογενείς ηφαιστειοϊζηματογενείς ακολουθίες

Στη Ροδόπη και συγκεκριμένα στην Θράκη (όπως και στην ευρύτερη περιοχή του Βόρειου Αιγαίου) εκδηλώθηκε κατά το Τριτογενές έντονος μαγματισμός που χαρακτηρίζεται από την τοποθέτηση και απόθεση τόσο ηφαιστειακών όσο και υποηφαιστειακών σωμάτων, εντός ηφαιστειοϊζηματογενών λεκανών (Εικ. 3). Οι σημαντικότερες εμφανίσεις ηφαιστειτών είναι στις περιοχές Σαπών-Αισύμης-Κίρκης, Φερρών-Σουφλίου-Δαδιάς, Πετρωτών-Μαρώνειας και Σαμοθράκης στους νομούς Έβρου και Ροδόπης, καθώς και βόρεια της Ξάνθης στις περιοχές Καλότυχου και Κοτυλίου-Διπόταμου. Το μαγματικό τόξο που αναπτύχθηκε στην βορειοανατολική Ελλάδα κατά την διάρκεια του Τριτογενούς ήταν αποτέλεσμα διαδικασιών υποβύθισης και επακόλουθης ηπειρωτική σύγκρουσης της Πελαγονικής και

Ροδοπικής μάζας (Fytikas et al., 1994; Innocenti et al., 1984). Η εξέλιξη της περιοχής περιλαμβάνει μια πρώιμη Αλπική ωκεάνια-ηπειρωτική υποβύθιση/σύγκρουση, αύξηση πάχους του φλοιού και μετααλπικό εφελκυσμό που οδήγησε σε εφελκυστικές λεκάνες τύπου οπισθοτάφρου (Krohe & Mroskos, 2001). Οι τελευταίες μελέτες στην περιοχή της Ροδόπης έδειξαν ότι κατά την διάρκεια του Ολιγόκαινου μέχρι το κατ. Μειόκαινο ο εκτεταμένος ορογενετικός μετα-συγκρουσιακός μαγματισμός προκλήθηκε από θραύση της υποβυθιζομένης πλάκας και/ή απολέπνωση πλάκας μετά από εφελκυστική κατάρρευση του ορογενούς. Η παρουσία βασικών έως ενδιάμεσων μαγμάτων μανδουακής προέλευσης με υψηλό Κ, σωσονιτική έως υπερ-καλιούχο (λαμπροφυρική) συγγένεια, μαζί με ασβεσταλκαλικά τήγματα, χαρακτηρίζουν τον Τριτογενή μαγματισμό στην Δυτική Θράκη (Sideris 1973, Christofides et al. 1998, 2004). Τα ενδιάμεσα μάγματα συνοδεύονται από ασβεσταλκαλικές όξινες διεισδύσεις που θεωρούνται ότι είναι προϊόντα ανάτηξης φλοιού από αμφιβολιτικούς- γνευσιακούς πρωτόλιθους (Pecskay et al. 2003).

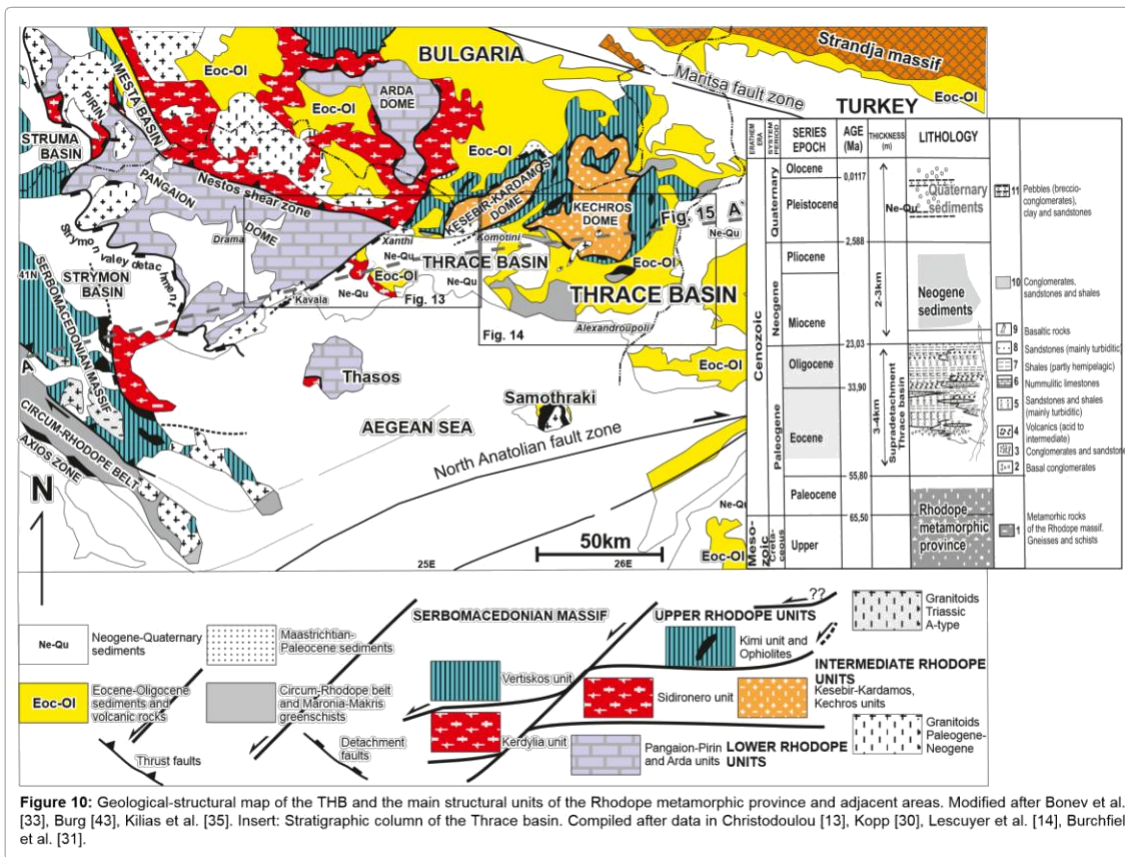
Στα 32 -28εκ. χρόνια έλαβε χώρα τοποθέτηση μονζοδιοριτικών/διοριτικών διεισδύσεων με υψηλού Κ ασβεσταλκαλική συγγένεια και υποαλκαλικό έως αλκαλικό χαρακτήρα. Περίπου στα 27 εκ. χρόνια, (Peczkay et al. 2003) έλαβε χώρα διείσδυση υψηλού πυριτίου πορφυρικών ρυολίθων, τόσο εντός των μονζοδιοριτικών/διοριτικών διεισδύσεων όσο και εντός των ηφαιστειακών πετρωμάτων και των πετρωμάτων του υποβάθρου, κυρίως κατά μήκος ρηγμάτων διεύθυνσης Β-Ν και ΒΔ- ΝΑ.

Αναλυτικότερα, οι Τριτογενείς ηφαιστειοϊζηματογενείς ακολουθίες καλύπτουν ασύμφωνα ή ευρίσκονται σε τεκτονική επαφή με τα πετρώματα της Ροδοπικής μάζας και της Περιοδοπικής

ζώνης (Innocenti et al., 1984). Ιζηματογένεση και μαγματισμός στις Τριτογενείς λεκάνες ελέγχεται από επαναδραστηριοποιημένα ρήγματα του υποβάθρου διεύθυνσης Α-Δ, ΒΑ-ΝΔ και Β-Ν. Ο σχηματισμός των Τριτογενών λεκανών στη Θράκη, ξεκινά κατά την διάρκεια του μέσου Ηώκαινου (Λουτήσιο) στο ανατολικό τμήμα της Ροδόπης (περιοχή Αλεξανδρούπολης) ή του άνω Ηώκαινου στο κεντρικό τμήμα (Ξάνθη). Παρόλο που τα γεωλογικά και ιζηματολογικά χαρακτηριστικά κάθε λεκάνης και ο τύπος των ηφαιστειακών που τις συνοδεύουν ποικίλλει, σε γενικές γραμμές η εξέλιξη των λεκανών είναι η ακόλουθη: Αρχική ιζηματογένεση ξεκίνησε στο Λουτήσιο με την απόθεση μιας βασικής-κλαστικής ακολουθίας, αποτελούμενης από κροκαλοπαγή και ψαμμίτες, που καλύπτονται από μια αργιλική-μαργαϊκή ακολουθία, που αποτελείται από μάργες σε εναλλαγές με ψαμμίτες και κροκαλοπαγή και ενδιστρώσεις λιγνιτικών οριζόντων στα ανώτερα στρώματα. Συνιζηματογενής ηφαιστειακή δράση κατά την διάρκεια του Πριαμπόνιου οδήγησε στον σχηματισμό των ηφαιστειοιζηματογενών σειρών που αποτελούνται από αποθέσεις μαργών, ψαμμιτών και πηλιτών και από ενδιστρώσεις ηφαιστειτών (λάβες, τόφοι, πυροκλαστικά).

Η κύρια φάση της μαγματικής δραστηριότητας τοποθετείται στο Ολιγόκαινο και για τις περιοχές Έβρου – Ροδόπης χαρακτηρίζεται από τα ακόλουθα:

Στην περιοχή της Μαρώνειας/Κομοτηνής οι ηφαιστειακές σειρές περιλαμβάνουν εκτεταμένες αποθέσεις τόφων, ηφαιστειακών λατυποπαγών, ροές και δόμους λάβας, καθώς και καλύμματα πυρομβρίτη. Στη λεκάνη Κίρκης-Αισύμης κυριαρχούν οι ροές και οι δόμοι λάβας με μικρότερη συμμετοχή ηφαιστειακών λατυποπαγών. Συχνά απαντούν φλέβες όξινης σύστασης που διαπερνούν παλαιότερους σχηματισμούς. Η λεκάνη Φερών-Σουφλίου-Δαδιάς χαρακτηρίζεται από ροές και δόμους λάβας στα νότια, και αποθέσεις πυροκλαστικών στα βόρεια. Ιγκνιμπρίτες αφθονούν επίσης στην περιοχή νότια της Δαδιάς, καθώς επίσης και κάποια μικρά ανδεσιτικά σώματα πιθανής ηλικίας Πριαμπόνιου. Με βάση τα ορυκτολογικά και γεωχημικά τους χαρακτηριστικά τα ηφαιστειακά της Θράκης κατατάσσονται στους ασβεσταλκαλικούς, πλούσιους σε Κ-ασβεσταλκαλικούς, έως σωσσονιτικούς ηφαιστειίτες και περιλαμβάνουν όλους τους πετρολογικούς τύπους μεταξύ βασαλτικών ανδεσιτών και ρυολίθων (Innocenti et al., 1984).



Εικόνα 3. Α) Γεωτεκτονικός χάρτης της λεκάνης της Θράκης και των κυριότερων ενοτήτων του μεταμορφωμένου της Ροδόπης και των γύρω περιοχών (τροποποιημένος από Bonev et al, Burg, Kiliias). Β) Στρωματογραφική κολώνα της λεκάνης της Θράκης (δημιουργημένος από στοιχεία που προέρχονται από Christodoulou, Kopp, Lescuyer et al, Burchfiel et al)

Μεταμορφικοί δόμοι Ανατολικής Ροδόπης

Στη περιοχή της Ανατολικής Ροδόπης διακρίθηκαν δύο μεταμορφικοί δόμοι: (α) Kesebir-Kardamos και (β) Biala reka-Kechros (Εικ. 4, 5).

Δόμος του Κάρδαμου

Η κατώτερη ενότητα (εικ.4) περιλαμβάνει ορθογενέσιους με ενδιαστρώσεις από μιγματίτες, παραγενέσιους και μεταπηλίτες. Τα σώματα των ορθογενεσίων βρίσκονται σε συμφωνία με την μεταμορφική φολίωση των περιβαλλόντων σχιστολίθων και παραγενεσίων. Η ακολουθία αυτή περιλαμβάνει (από κάτω προς τα πάνω): α) μία κοίτη ή έναν λακόλιθο πάχους πάνω από 600m, από ορθογενέσιους, οι οποίοι προέρχονται από έναν πορφυριτικό γρανίτη που διείδυσε μέσα σε ισοκοκκώδεις ορθογενέσιους, β) μία μονάδα πάχους μέχρι 750μ, αποτελούμενη από διμαρμαρυγικούς ισοκοκκώδεις έως ταινιωτούς ορθογενέσιους που εμπεριέχουν φακούς παραγενεσίων, σχιστολίθων, μιγματιτών και μιγματιτικών γνευσίων γ) στη βορειοδυτική πλευρά

του δόμου ένα σώμα οφθαλμικών ορθογνευσίων με μορφή καλύμματος/ λεπτού στρώματος, d) έναν ασυνεχή “φάκελο” ψαμμιτικών παραγνευσίων και πηλιτικών σχιστολίθων.

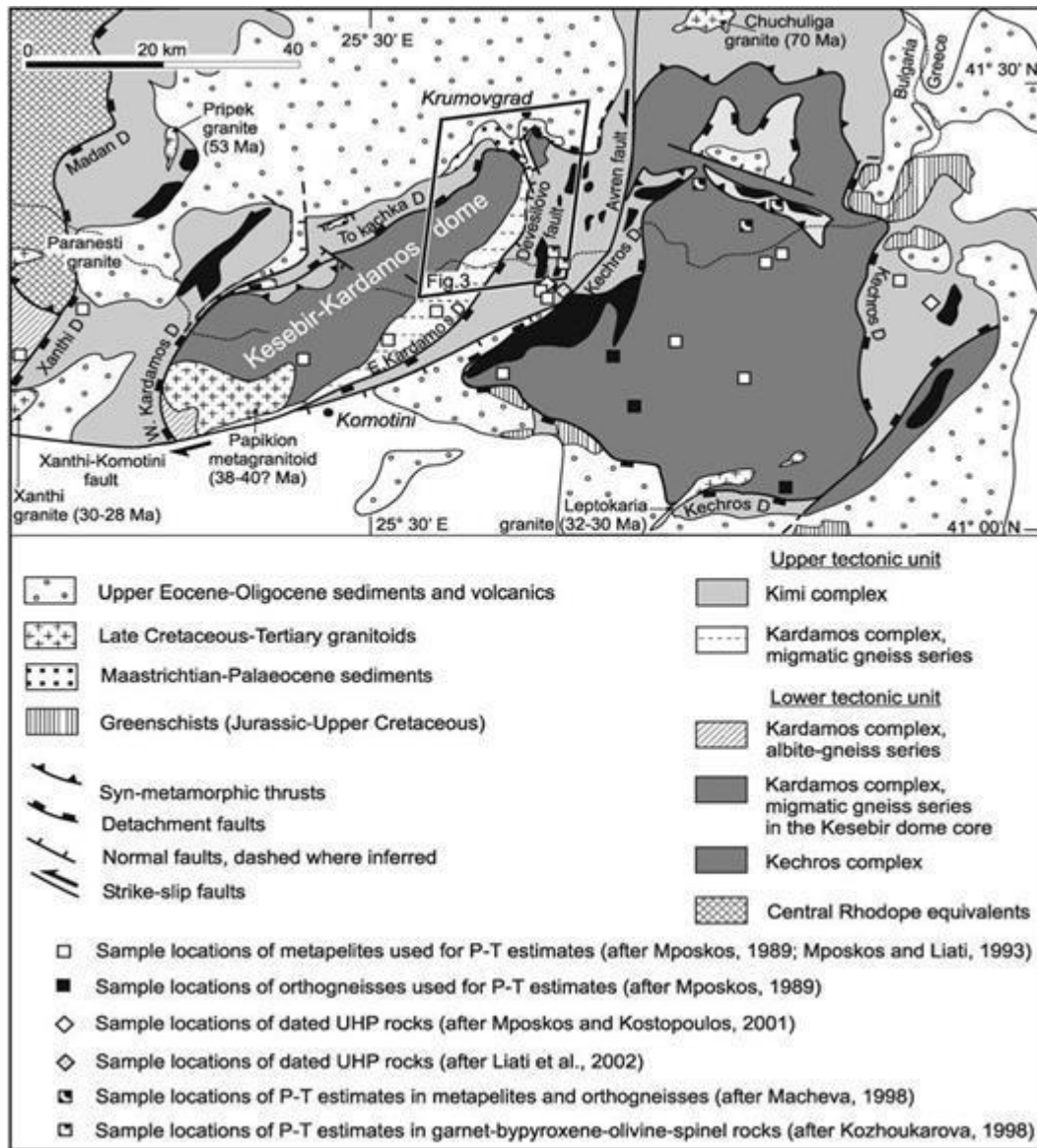
Παραγνεύσιοι και μεταπηλίτες παρουσιάζουν ορυκτολογικά αθροίσματα γρανάτη – βιοτίτη – κυανίτη ± σταυρόλιθο ± μοσχοβίτη. Οι διάφοροι ορθογνεύσιοι αποτελούνται κυρίως από περίπου ίσα ποσά ολιγόκλαστο, καλιούχου αστρίου, χαλαζία, βιοτίτη ± μοσχοβίτη. Στα δευτερογενή ορυκτά περιλαμβάνονται το ρουτίλιο, ο απατίτης και το ζirkόνιο.

Η μερική τήξη οδήγησε στην δημιουργία μιγματιτών που περιέχουν σιλλιμανίτη και μιγματιτικών γνευσίων, καθώς και λευκογρανιτικών φλεβών οι οποίες διαπερνούν τους ορθογνεύσιους. Οι μεταμορφικές συνθήκες εκτιμώνται ως: 550-620°C και <8kbar (Mroskos and Krohe 2001) με βάση το ορυκτολογικό άθροισμα γρανάτη - κυανίτη - ζιοσίτη – σταυρόλιθο - χλωρίτη και πλαγιόκλαστο στις σειρές των μιγματιτικών γνευσίων, και σε υψηλότερες πιέσεις >12 kbar στις σειρές αλβιτικών γνευσίων που ανήκουν στο σύμπλεγμα Κάρδαμου. Οι λιθολογίες της κατώτερης ενότητας όπου κυριαρχούν οι υψηλού βαθμού ορθογνεύσιοι και μιγματίτες υποδεικνύουν ηπειρωτική προέλευση.

Η ενδιάμεση ενότητα αποτελείται κυρίως από αμφιβολιτικής φάσης μετα-ιζήματα. Υπερβασικά σώματα σε διαφορετικά στρωματογραφικά επίπεδα αντιπροσωπεύουν απομεινάρια οφιολιθικού συσχετισμού (Kozhoukharova 1984; Kolcheva and Eskenazy 1988). Στο βορειοδυτικό τμήμα του δόμου, η ενδιάμεση ενότητα περιλαμβάνει από πάνω προς τα κάτω: a) λεπτά τμήματα πηλιτικών σχιστολίθων και παραγνεύσιων, καθώς και δευτερεύοντα τμήματα από αμφιβολίτες και ενδιαστρώσεις μαρμάρων στην βάση. Τα ορυκτολογικά αθροίσματα στις στρώσεις των σχιστολίθων είναι βιοτίτης-γρανάτης ± κυανίτης ± πλαγιόκλαστο ± μοσχοβίτης, b) μια παχιά μονάδα από αμφιβολίτες που περιέχει ενδιάμεσα μερικούς γνευσιακούς φακούς, c) παχιά ετερογενή μετα-ανθρακικά πετρώματα που κυριαρχούνται από καθαρά και ακάθαρτα μάρμαρα, ασβεστοπυριτωμένους σχιστόλιθους, καθώς επίσης και λεπτές στρώσεις αμφιβολιτών και διαφόρων γνευσίων στο ανώτερο τμήμα της περιοχής. Σε ορισμένα σημεία, οι λεπτές και τακτικές ενδιαστρώσεις από εναλλαγές χαλαζιο-αστριούχων/ πηλιτικών μετα-ιζημάτων οδηγούν προς το συμπέρασμα τουρβιτικής προέλευσης. Έντονα διερρηγμένα στρώματα μετα-συσσωματικών ενδιαστρώσεων, ίσως υποδεικνύουν μερικώς διατηρημένα διαστήματα τουρβιδικών ακολουθιών, των οποίων οι κύριες λιθολογικές επαφές έχουν μετατραπεί σε μεταμορφική στρώση.

Η ανώτερη ιζηματογενής ενότητα αποτελείται από την βάση της προς την κορυφή από ιζήματα της ομάδας Krumovgrad ηλικίας Μαστριχτιο-Παλαιόκαινο (Goranov and Atanasov 1992) και επάνω βρίσκονται ασύμφωνα ιζηματογενή πετρώματα ηλικίας Ηώκαινο-Ολιγόκαινο τα οποία βρίσκονται μαζί με ηφαιστειακές ροές και ηφαιστειοιζηματογενή πετρώματα στα ανώτερα τμήματα. (Boyanov and Goranov 2001 for review). Η ομάδα Krumovgrad εντοπίζεται μέσα σε ημιτάφρους οι οποίες είναι γεμάτες με ιζήματα πάχους μερικών εκατοντάδων μέτρων. Αποτελούνται από αδρομερή

λατυποπαγή που περιέχουν τεμάχια 3-4 μέτρα σε διάμετρο ενώ υπάρχουν και ολισθόλιθοι του μεταμορφικού υποβάθρου(της ενδιάμεσης ενότητας) κυρίως στην βάση ,που μεταβένουν σε στρώματα λεπτών κροκαλοπαγών και ψαμμιτών καθώς και μάργες και αργλικούς ασβεστόλιθους που περιέχουν φυτοαπολιθώματα ηλικίας Μαστριχτίου-Υπρέσιου.



Εικόνα 4. Τεκτονικός χάρτης της περιοχής της Ανατολικής Ροδόπης όπου φαίνεται η σχέση μεταξύ των ενοτήτων της περιοχής και των ζωνών εφελκυστικής αποκόλλησης στα Ελληνοβουλγαρικά σύνορα.Στον χάρτη η ενδιάμεση τεκτονική ενότητα περιλαμβάνεται μέσα στην κατώτερη ενότητα (απο Bonev et al. 2006; Krohe and Mposkos 2002)

Στο νοτιοανατολικό τμήμα του δόμου, η ακολουθία αποτελείται από: α) σχιστόλιθους (γρανάτης-κυανίτης ± σχιστόλιθος) με αμφιβολιτωμένους εκλογιτικούς φακούς κλίμακας από μερικά δέκατα έως μερικά μέτρα, b) ενδιαστρωμένους αμφιβολίτες, μάρμαρα και γνεύσιους με μεταγαύρους και ορθογνεύσιους, c) έντονα κατακερματισμένους μεταπεριδοτίτες. Η δομική διάρθρωση αυτής της ακολουθίας και η παρουσία υπολειμμάτων εκλογιτών μέσα στους αμφιβολίτες καθώς και τα

υψηλού βαθμού ορυκτολογικά αθροίσματα μέσα στους μεταπηλίτες, υποδηλώνουν ότι αυτό το τμήμα αντιστοιχεί στα κατώτερα στρωματογραφικά επίπεδα της ενδιάμεσης ακολουθίας. Η διάκριση μεταξύ των λιθολογιών που ανήκουν στην ενδιάμεση ή στην κατώτερη ενότητα βασίζεται στην απουσία μαρμάρων και μεταγάββρων στην κατώτερη ενότητα. Αντίθετα, οι λιθολογικές διαφορές της ενδιάμεση ενότητας και στις δύο πλευρές του δόμου, οφείλονται σε ρήγματα (Tokachka detachment, ρήγμα Devesilovo) τα οποία διατέμνουν διαφορετικά τμήματα της μεταμορφικής ακολουθίας και εκθέτουν ξεχωριστά στρωματογραφικά επίπεδα.

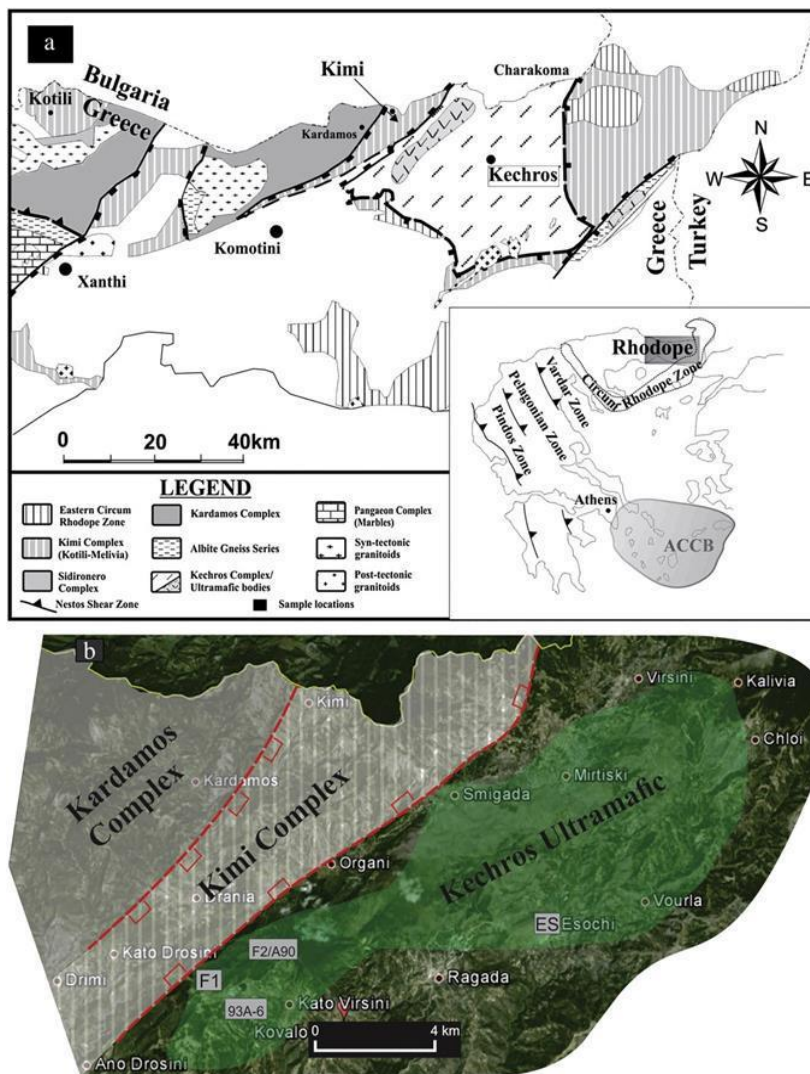
Δόμος Του Κέχρου

Στην ανατολική Ροδόπη(εικ.5) ένα εμφανώς χαρτογραφήσιμο ρήγμα αποκόλλησης μικρής κλίσης διαχωρίζει το σύμπλεγμα του Κέχρου από την υπερκείμενη ενότητα της Κίμης. Το σύμπλεγμα του Κέχρου αποτελείται από ηπειρωτικά και ωκεάνια πετρώματα, τα οποία εμφανίζονται με τη μορφή ορθογενέσιων, μεταμιγματιτών (οι οποίοι περιέχουν μοσχοβιτικούς μεταπηγματιτικούς φακούς), πηλιτικούς γενέσιους, μεταπηλίτες με υψηλή περιεκτικότητα αργιλίου, αμφιβολίτες, εκλογίτες, και μερικά μάρμαρα μέσα στους μεταπηλίτες (Baziotis and Mposkos, 2010; Mposkos, 1989; Mposkos et al., 2012). Μεγάλα σώματα από σερπεντινωμένους περιδοτίτες (μήκους 10-20 χιλιομέτρων και πλάτους 3-5 χιλιομέτρων) βρίσκονται τεκτονικά παρένθετα. Αυτά τα υπερμαφικά σώματα τα οποία αντιπροσωπεύουν τμήματα ωκεάνιων περιοχών, περιέχουν κοίτες γαββροικών πηγματιτών, διαβάσεις, γρανατιτικούς γάββρους, τεμάχια από λευκοκρατικών χαλαζι-αλκαλιαστριούχων και αλκαλιαστριούχων πετρωμάτων (e.g., Piadis, 2006). Τα πετρώματα ηπειρωτικού φλοιού έχουν υποστεί προιούσα μεταμόρφωση HP και επακόλουθη επιτύπωση χαρακτηριστικών μεταμόρφωσης σε συνθήκες επίδοτο-αμφιβολιτικής/ αμφιβολιτικής φάσης.

Αμφιβολιτωμένοι εκλογίτες και αμφιβολίτες εμφανίζονται μέσα σε ορθογενέσιους και σερπεντινίτες και μεταξύ σερπεντινιτών και των υποκείμενων μεταπηλιτών (Mposkos et al., 1997, 2012). εκλογίτες. Σε ορθογενέσιους και μεταπηλίτες το συμβάν HP καταγράφεται από την παρουσία Φεγγίτη με περιεκτικότητα Si 3,50 και 3,43 a.p.f.u. αντίστοιχα. Στους μεταπηλίτες η δημιουργία του σταυρόλιθου, υποδηλώνει μια σχεδόν ισοθερμική αποσυμπίεση από την μέγιστη πίεση των 2.2 GPa στα 0.4 GPa (Mposkos, 1989; Mposkos and Liati, 1993; Mposkos et al., 2012), το οποίο υποδηλώνει ταχεία ανύψωση. Σε χαμηλότερες πιέσεις (<0.3 GPa) ανδαλουσίτης αντικαθιστά χλωριτοειδές και πράσινος βιοτίτης αντικαθιστά γρανάτη και μοσχοβίτη.

Οι ορθογενέσιοι και οι μεταπηγματίτες υποδεικνύουν Βαρίσκια ηλικία πρωτολίθων (Λιθανθρακοφόρο). Η ηλικία Rb–Sr ενός μεγάλου μοσχοβιτικού κόκκου από έναν μεταπηγματίτη που βρέθηκε σε στενή σχέση με έναν μεταμιγματίτη, ερμηνεύεται ως υπόδειξη μαγματικής κρυστάλλωσης και υποδηλώνει μία ηλικία περίπου 334 Ma (Mposkos and Wawrzenitz, 1995).

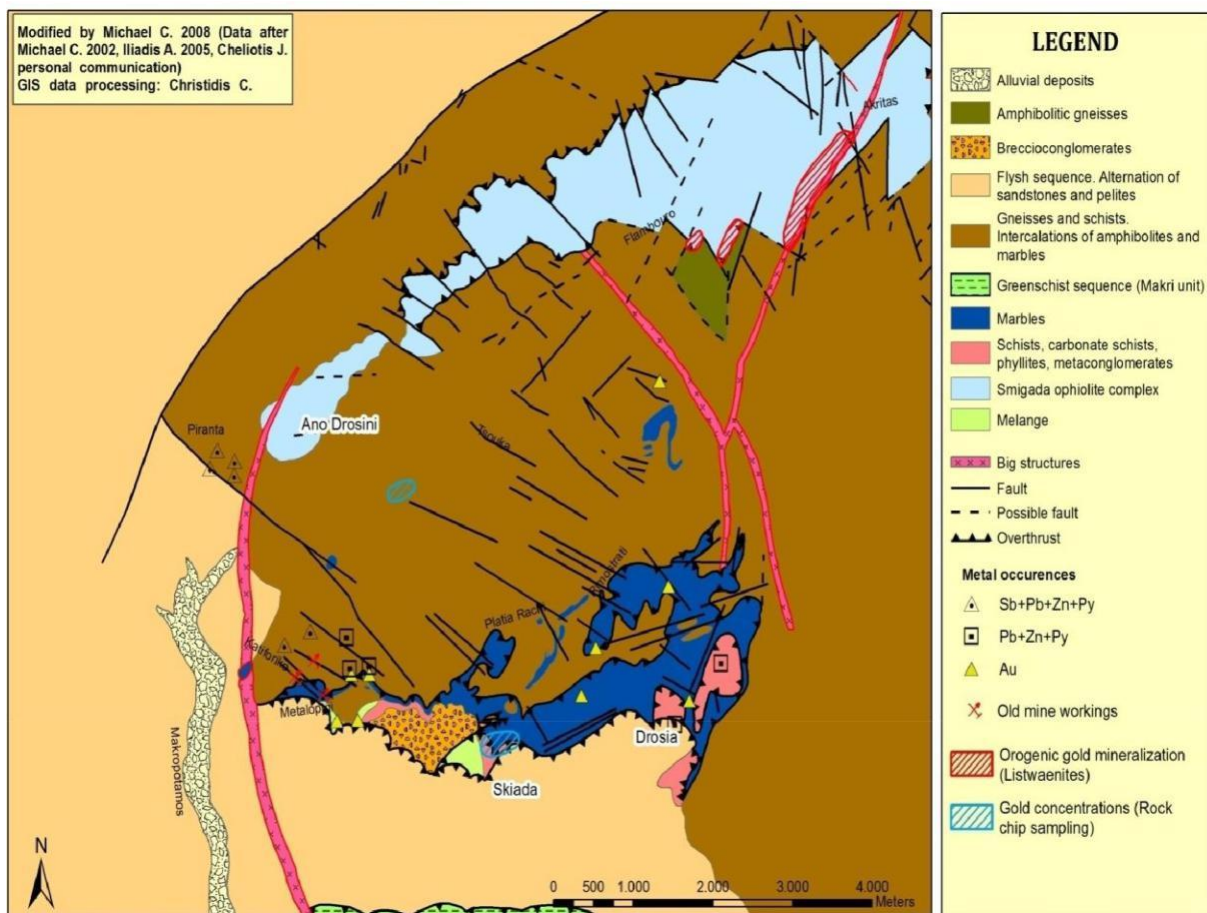
Αντιθέτως, χρονολογήσεις U–Pb ζirkονίων από ορθογενείς εδωσαν ηλικίες που κυμαίνονται από 326 έως 299 Ma (Cornelius, 2008; Liati et al., 2011; Peytcheva and von Quadt, 1995) επομένως, η ηλικία του επακόλουθου τεκτονομεταμορφικού συμβάντος HP παραμένει ανοιχτή. Επιπλέον, ηλικίες U–Pb που βρέθηκαν με την εφαρμογή Sensitive High Resolution Ion Microprobe (SHRIMP) από μαγματικά ζirkόνια σε έναν κυανιτικό εκλογίτη χρονολόγησαν τη διείδυση ενός γραββικού πρωτολίθου στα 255 Ma (Liati et al., 2011), υποδεικνύοντας πως η μεταμόρφωση HP είναι Αλπικής ηλικίας. Καλλιούχοι- Λευκοί μαρμαρυγίες από μυλωνιτικούς ορθογενείς εδωσαν με ραδιοχρονολογήσεις Rb–Sr και Ar/Ar , ηλικίες 36–42 Ma (Lips et al., 2000; Wawrzenitz and Mroskos, 1997) το οποίο μας περιορίζει την ελάχιστη ηλικία της Αλπικής μεταμόρφωσης HP σε πάνω από 42 Ma. Γρανодиρίτες και υποηφαιστειακά τα οποία διειδύουν στα πετρώματα του συμπλέγματος του Κέχρου, έδωσαν από ραδιοχρονολογήσεις Rb–Sr σε βιοτίτες, ηλικίες μεταξύ 28 και 32 Ma (Del Moro et al.1988).



Εικόνα 5. Χάρτης Κεντρικής και Ανατολικής Ροδόπης (απο Mroskos and Krohe 2000)

Γεωλογία περιοχής Καλλυντηρίου

Η ευρύτερη περιοχή Καλλυντηρίου βρίσκεται στο νοτιοδυτικό άκρο του δόμου Κέχρου και περιλαμβάνει γνεύσιους της Ροδοπικής μάζας, μάρμαρα και σχιστόλιθους της Περιροδοπικής και κροκαλοπαγή-ψαμμίτες του Ηωκαίνου (Michael et al. 2013; Εικ. 6). Η περιοχή όπου έγιναν οι έρευνες ήταν η Μεταλλοπηγή όπου παρατηρήθηκαν αποθέσεις χρυσού και βασικών μετάλλων(Sb+Pb+Zn+Py). Άξιο αναφοράς είναι επίσης το γεγονός πως ανατολικά από την Μεταλλοπηγή παρατηρούνται και άλλες αποθέσεις χρυσού και βασικών μετάλλων(Pb+Zn+Py).



Εικόνα 6 .Γεωλογικός χάρτης της περιοχής του Καλλυντηρίου (Michael et al. 2013)

Παρατηρήσεις Υπαίθρου

Η μεταλλοφορία της περιοχής του Καλλυντηρίου ελέγχεται από μία κυρίαρχη (όλκιμου έως θραυστιγενούς χαρακτήρα) διαμητική ζώνη μικρής κλίσεως (πρόκειται λογικά για ζώνη εφελκυστικής αποκόλλησης) το οποίο βρίσκεται παράλληλα με το τοπικό τεκτονικό καθεστώς διεύθυνσης ανατολή-δύση (Εικ. 7). Η ζώνη αυτή διαχωρίζει τα πετρώματα υψηλού βαθμού μεταμόρφωσης της Ροδοπικής μάζας, από τα χαμηλού βαθμού μεταμόρφωσης μάρμαρα και τους ασβεστιτικούς σχιστόλιθους της ενότητας Μάκρης (Περιροδοπική ενότητα).

Τα μάρμαρα και οι ασβεστιτικοί σχιστόλιθοι της ενότητας Μάκρης που φιλοξενούν την μεταλλοφορία είναι έντονα μυλωνιτωμένα, ενώ παρουσιάζουν πυριτική και σερικιτική-αργιλλιτική εξαλλίωση η οποία αποτελείται κυρίως από χαλαζία-μοσχοβίτη-καολινίτη καθώς και από ανθρακικά ορυκτά (Εικ. 8).

Η κυκλοφορία υδροθερμικών ρευστών στο εσωτερικό της ζώνης είχε ως αποτέλεσμα της πυριτίωση των μαρμάρων (δημιουργία jasperoids) καθώς και την δημιουργία κατακόρυφων φλεβών χαλαζία-βαρίτη διεύθυνσης NW που διασχίζουν τους ασβεστιτικούς σχιστόλιθους και συνεχίζουμε μέχρι τα κροκαλοπαγή και τους ψαμμίτες του Ηωκαίνου που βρίσκονται επωθημένα πάνω τους.



Εικόνα 7. Κατακόρυφο προφίλ των πετρωμάτων μέσα στα οποία βρίσκεται η μεταλλοφορία του Καλλυντηρίου. Από κάτω προς τα πάνω έχουμε μάρμαρα και σχιστόλιθους της ενότητας Μάκρης και συνεχίζεται με κροκαλοπαγή και ψαμμίτες



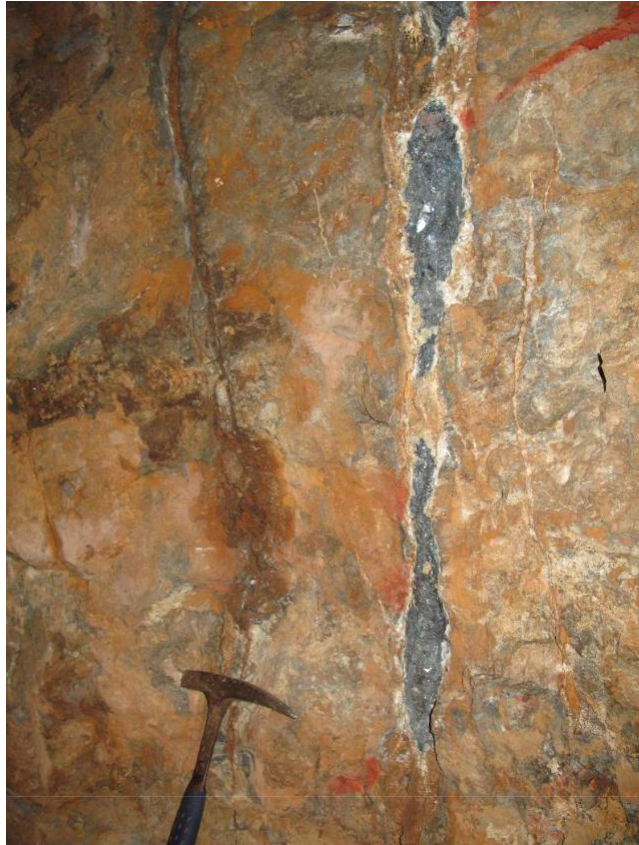
Εικόνα 8. Πυριτωμένα μάρμαρα (jasperoids) και σχιστόλιθοι της ενότητας Μάκρης



Εικόνα 9.Κροκαλοπαγή και ψαμμίτες που βρίσκονται επωθημένα πάνω σε πετρώματα της ενότητας Μάκρης



Εικόνα 10. Κατακόρυφη φλέβα ασβεστίτη που διαπερνάει κροκαλοπαγή



Εικόνα 11. Φλέβα μεταλλεύματος με αντιμονίτη μέσα στα μάρμαρα



Εικόνα 12. Εμφάνιση γαληνίτη σε πυριτιωμένους σχιστολίθους

Η αντικατάσταση των ανθρακικών από χαλαζία κοντά στην επαφή των jasperoids με τα λιγότερο πυριτιωμένα μάρμαρα οδήγησε στον σχηματισμό ενός συστήματος χαλαζιακών φλεβιδίων. Μεταγενέστερες ταινιωτές κολλοφορμικές φλέβες χαλαζία-ανθρακικών διαπερνούν την επώθηση

και όλες τις λιθολογίες που βρίσκονται από επάνω (εικ.10)

Η μεταλλοφορία αποτελείται από μία πολυμεταλλική ομάδα ορυκτών που περιλαμβάνει σουλφίδια θειοάλατα τελουρίδια και αυτοφυή στοιχεία τα οποία εμφανίζονται ως α) υψηλού βαθμού μεταλλικές ζώνες, στο εσωτερικό των φλεβών χαλαζία-βαρίτη που συχνά αποτελούνται από ταινιωτούς ιστούς. β) διασκορπισμένα στο εσωτερικό των πυριτωμένων μαρμάρων και των σχιστολίθων, και γ) σε μορφή breccia τα οποία εντοπίζονται μέσα στις χαλαζιοβαριτικές φλέβες αλλά και μεγάλες μάζες λατυποπαγών πάνω από την ζώνη διάτμησης (Εικ.11)

Η παραγένεση των ορυκτών που εντοπίζονται στην ζώνη διάτμησης αλλά και στις ζώνη φλεβών χαλαζία-βαρίτη αποτελείται αρχικά από σιδηροπυρίτη ο οποίος ακολουθείται από σφαλερίτη, γαληνίτη, βουρνονίτη, χαλκοπυρίτη και ορυκτά της σειράς τενναντίτη-τετραεδρίτη ενώ στη συνέχεια έχουμε μία δεύτερη φάση μεταλλοφορίας που αποτελείται από θειοάλατα Pb-Sb, σανδαράχη και αυθιγενή αντιμόνιο (Εικ.12)

Κατηγορίες κοιτασμάτων

Ορογενετικά κοιτάσματα χρυσού-Orogenic gold deposits

Ο όρος orogenic εισήχθη με στόχο να αντικαταστήσει τον όρο μεσόθερμα και όλους τους άλλους χαρακτηρισμούς που χρησιμοποιούνται για τον τύπο αυτών των κοιτασμάτων. Πρόκειται για μια χαρακτηριστική κατηγορία αποθέσεων, της οποίας οι αντιπρόσωποι σχηματίζονται κατά τις ορογενετικές περιόδους, δηλαδή την περίοδο υποβύθισης και σύγκρουσης των λιθосφαιρικών πλακών. Αποτελούν την πηγή για ένα από τα μεγαλύτερα ποσοστά της παγκόσμιας παραγωγής χρυσού ενώ παρουσιάζουν συγκεκριμένα χαρακτηριστικά τα οποία τα διαφοροποιούν από τις άλλες κατηγορίες κοιτασμάτων χρυσού.

Τεκτονικό περιβάλλον

Ίσως το πιο σταθερό χαρακτηριστικό των αποθέσεων είναι ο συνεχής συσχετισμός τους με παραμορφωμένα μεταμορφικά τερέν όλων των ηλικιών. Παρατηρήσεις στις διατηρημένες Αρχαϊκές ζώνες πρασινοπετρωμάτων (Greenstone belts = ζώνες ποικίλου βαθμού μεταμόρφωσης μαφικών ως υπερμαφικών ηφαιστειακών ακολουθιών με συσχετιζόμενα ιζηματογενή πετρώματα που εμφανίζονται εντός Αρχαϊκών και Προτεροζωικών κρατονικών μαζών μεταξύ σωμάτων γρανιτών και γνευσίων) όλου του κόσμου υποδεικνύουν ισχυρή συσχέτιση μεταξύ χρυσού και πετρωμάτων πρασινοσχιστολιθικής φάσης. Ωστόσο κάποιες σημαντικές αποθέσεις εμφανίζονται σε υψηλότερου μεταμορφικού βαθμού Αρχαϊκά τερέν (π.χ. McCuaig et al., 1993) ή σε περιβάλλοντα χαμηλότερου βαθμού μεταμόρφωσης εντός μεταμορφικών ζωνών ποικίλων γεωλογικών ηλικιών. Στα Αρχαϊκά πετρώματα της Δυτικής Αυστραλίας ένας αριθμός συν-μεταμορφικών αποθέσεων

προεκτείνεται σε πετρώματα γρανουλιτικής φάσης (Groves et al., 1992). Οι προ-μεταμορφικοί πρωτόλιθοι των χρυσοφόρων Αρχαϊκών ζωνών πρασινοπετρωμάτων (βλ. παραπάνω Greenstone belts) είναι κυρίως ηφαίστειο-πλουτώνια τερέν ωκεάνιων βασαλτικών πετρωμάτων οπισθο-τόξου και φελσικά έως μαφικά πετρώματα τόξου. Τερέν στα οποία επικρατούν κλαστικά θαλάσσια ιζηματογενή πετρώματα τα οποία μεταμορφώθηκαν σε γραουβάκη, αργιλίτη, σχιστόλιθο και φυλλίτη φιλοξενούν τα περισσότερα από τα νεότερα μεταλλεύματα και είναι σημαντικά σε κάποια Αρχαϊκά τερέν (e.g. Slave Provin).

Ορυκτολογία μεταλλοφορίας

Τα κοιτάσματα αυτά εμφανίζουν ένα κυρίαρχο σύστημα χαλαζιακών φλεβών μέσα στις οποίες εντοπίζονται θειούχα ορυκτά σε ποσοστό 3-5% (κυρίως σουλφίδια του σιδηρού) καθώς και 5-15% σε ανθρακικά ορυκτά.

Αλβίτης, λευκός μαρμαρυγίας η φουκσίτης, χλωρίτης, σεελίτης και τουρμαλίνης είναι κοινά δευτερογενή ορυκτά στις φλέβες των πρασινοσχιστολιθικών πετρωμάτων. Το σύστημα των φλεβών μπορεί να είναι συνεχές σε μία κατακόρυφη ευθεία 1-2 χιλιομέτρων με μικρές διαφορές στην ορυκτολογία ή στην περιεκτικότητα του χρυσού, σε μερικές όμως αποθέσεις παρουσιάζεται ορυκτολογική ζωνώση. Η αναλογία χρυσού/άργυρου (Au:Ag) ποικίλει από 10 (το πιο συχνό) έως 1 (λιγότερο συχνά), με το μετάλλευμα να αποτίθεται στις φλέβες και μέσα σε άλλα σημεία στα θειωμένα πετρώματα.

Η ορυκτολογία των θειούχων ορυκτών αντικατοπτρίζει την λιθογεωχημεία του μητρικού πετρώματος. Ο αρσеноπυρίτης αποτελεί ένα τυπικό χαρακτηριστικό ορυκτό στα μεταιζηματογενή πετρώματα ενώ ο σιδηροπυρίτης ή ο πυροτίτης είναι τυπικό ορυκτό στα μεταμορφωμένα πυριγενή πετρώματα. Οι χρυσοφόρες φλέβες παρουσιάζουν διαφορετικούς εμπλουτισμούς σε As, B, Bi, Hg, Sb, Te και W. Συγκεντρώσεις Cu, Pb και Zn παρουσιάζουν μικρή αύξηση σε περιοχές πάνω από το υπόβαθρο της κάθε περιοχής.

Υδροθερμικές εξαλλοιώσεις

Οι ζώνες εξαλλοιώσεις των κοιτασμάτων παρουσιάζουν έντονη πλευρική ζωνώση. Τα ορυκτολογικά αθροίσματα μέσα στις ζώνες εξαλλοίωσης καθώς και το πλάτος αυτών των ζωνών διαφέρουν γενικά ως προς τα περιβάλλοντα πετρώματα και τον βαθμό κρυστάλλωσης. Έτσι στα ανθρακικά πετρώματα εμφανίζεται ανκερίτης, δολομίτης και ασβεστίτης ενώ στα θειούχα περιλαμβάνεται σιδηροπυρίτης, πυροτίτης ή αρσеноπυρίτης. Η αλκαλική μετασώματωση χαρακτηρίζεται από την σερικιτικίωση ενώ λιγότερο συχνά παρατηρείται ο σχηματισμός φουκσίτη, βιοτίτη η καλιούχου αστρίου καθώς και αλβιτίωση, ενώ τα μαφικά ορυκτά είναι εντόνως

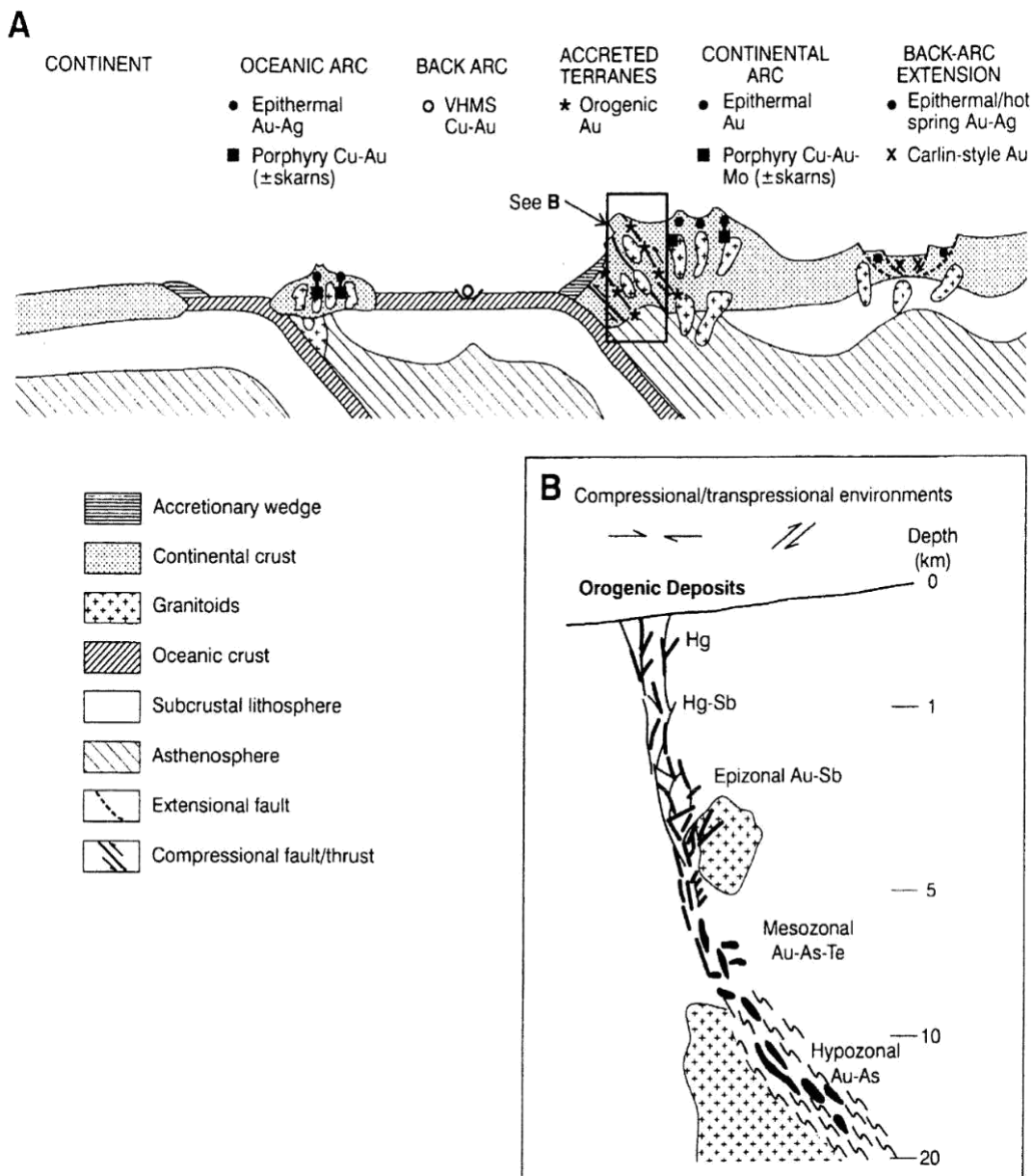
χλωριτωμένα. Αμφίβολος ή διοψίδιος σχηματίζονται σε μεγαλύτερα βάθη ενώ τα ανθρακικά ορυκτά είναι λιγότερα σε αριθμό. Η εξαλλοίωση των πετρωμάτων στα πρασινοσχιστολιθικής φάσης πετρώματα περιλαμβάνει ακόμα σημαντική ποσά σε CO₂ , S, K, H₂O, SiO ± Na και LILE.

Υδροθερμικά ρευστά

Τα ορυκτά αποτέθηκαν από χαμηλής αλατότητας, σχεδόν ουδέτερα H₂O-CO₂ ±CH₄ ρευστά τα οποία μετέφεραν τον χρυσό ως σύστημα χαμηλής θείωσης?. Τα υγρά τα οποία σχετίζονται με αυτόν τον τύπο απόθεσης χρυσού είναι γνωστά για την σταθερή αύξηση συγκεντρώσεων σε CO₂ >=5 mol %. Τυπικές τιμές για υδροθερμικά ρευστά είναι 5-8 ανά ml στις Αρχαϊκές ζώνες και περίπου 2 ml υψηλότερα στις χρυσοφόρες ζώνες του Φανεροζωϊκου.

Δομή

Η μεταλλοφορία βρίσκεται κάτω από έντονο τεκτονικό έλεγχο, σε διάφορες κλίμακες. Οι αποθέσεις παρατηρούνται μέσα σε δευτέρου ή τρίτου βαθμού δομές, οι οποίες συνήθως εντοπίζονται κοντά σε μεγάλης κλίμακας (διακρυσταλλικές) συμπιεστικές δομές. Παρότι οι κυρίαρχες δομές είναι συνήθως όλκιμου προς θραυσιγενούς χαρακτήρα εκ φύσεως, παρουσιάζουν μια ποικιλία στους τύπους που εμφανίζονται: a) όλκιμα ρήγματα έως θραυσιγενής διατμητικές ζώνες, με μικρή έως μεγάλη γωνία αναστροφή κίνηση έως οριζόντια, ή σύνθετη κίνηση. b) διερρηγμένες σειρές, ζώνες stockwork ή ζώνες λατυποπαγών μέσα σε κατάλληλα πετρώματα. c) σε ζώνες φολλύωσης και d) σε επίπεδα πτυχώσεων μέσα σε όλκιμες τουρβιδιτικές ακολουθίες.



Εικόνα 14. Α) Διαφορές στο τεκτονικό περιβάλλον μεταξύ των επιθερμικών και των λεγόμενων "μεσοθερμικών" συστημάτων. Παρατηρείται ότι τα κοιτάσματα χρυσού τύπου επιθερμικών, πορφυρικών και skarn δημιουργούνται σε ρηχά τμήματα των νησιωτικών και των ηφαιστειακών τόξων από συμπιεστικά έως εκτατικά καθεστάτα. Τα επιθερμικά κοιτάσματα όπως επίσης και τα κοιτάσματα από αντικατάσταση ανθρακικών (Carlin) αποτίθενται σε περιβάλλον οπισθοτάφρου όπου έχουμε έκτατικά καθεστάτα και λέπτυνση του φλοιού. Αντίθετα τα κοιτάσματα orogenic αποτίθενται κατά την διάρκεια συμπιεστικών έως διασυμπιεστικών καθεστώτων, σε ένα μεγάλο μέρος του ανώτερου φλοιού, σε ζώνες προσαύξησης δίπλα στα ηπειρωτικά μαγματικά τόξα (after Groves et al 1998). **Β)** Σχηματική απεικόνιση κατακόρυφης ανάπτυξης των κοιτασμάτων orogenic gold. Χαρακτηριστικό αυτών των κοιτασμάτων είναι το τεκτονικό καθεστώς σχηματισμού τους (Goldfarb et al, 1998)

Κοιτάσματα τύπου Reduced Intrusion related

Η τελευταία δεκαετία οδήγησε στην εισαγωγή, την γενική αποδοχή και την προοδευτική κατανόηση μίας νέας κατηγορίας κοιτασμάτων χρυσού τα οποία συνδέονται με διεισδύσεις χαμηλής θείωσης.

Το μοντέλο IRGS αναπτύχθηκε κυρίως ύστερα από συστηματικές μελέτες και έρευνες που έγιναν στην περιοχή της κεντρικής Αλάσκας και του Γιούκον. Τα κοιτάσματα αυτά που στο παρελθόν πιστεύανε πως ανήκουν στην κατηγορία των orogenic gold πλέον διαφοροποιούνται από αυτά μέσα από ένα σύνολο χαρακτηριστικών τα οποία δίνονται παρακάτω.

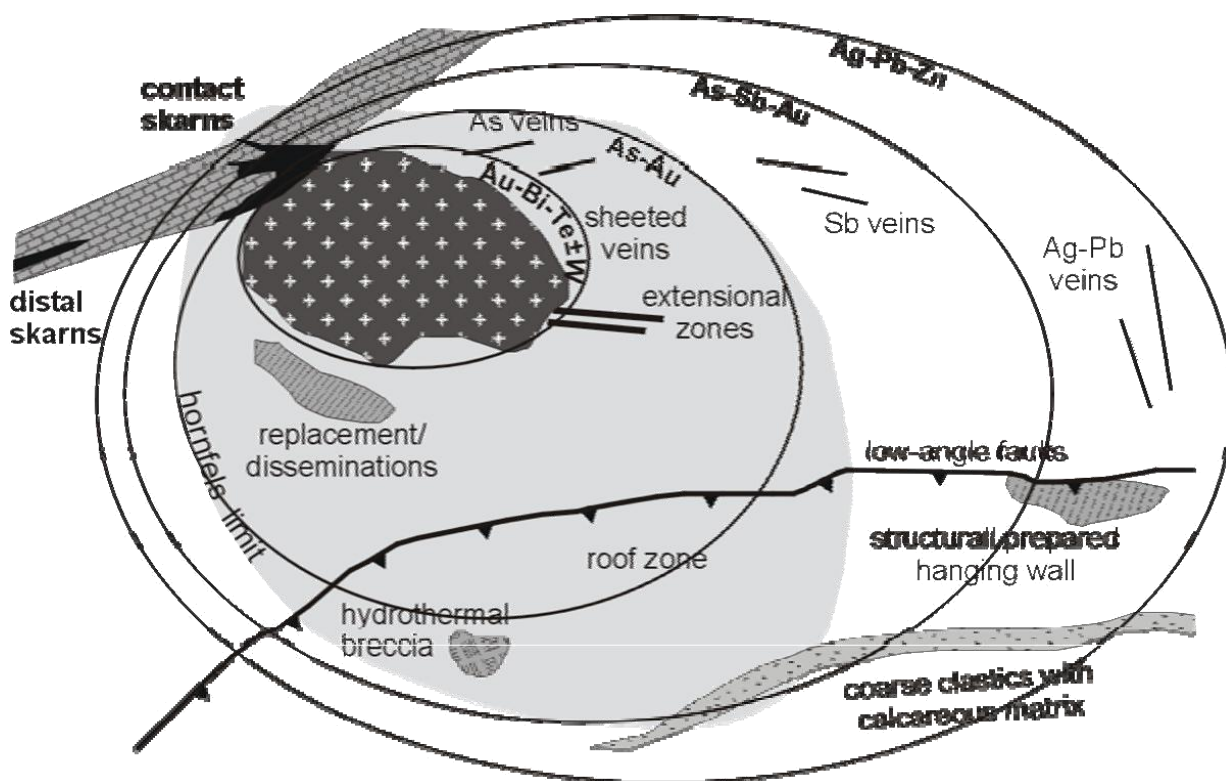
Τεκτονικό περιβάλλον

Τα κοιτάσματα Reduced IRGS αναπτύσσονται σε διεισδύσεις που εισχώρησαν σε περιοχές πίσω από ορενητικά τόξα στα πρίσματα προσαύξησης, μέσα σε παραμορφωμένα πετρώματα λεκανών του ηπειρωτικού περιθωρίου. Παρόλο που το περιβάλλον έχει θεωρηθεί ως οπισθόταφος (Thompson et al., 1999), ο μαγματισμός που σχετίζεται με την απόθεση του χρυσού δεν μοιάζει με τον τυπικό μαγματισμό που παρατηρείται στα τόξα αλλά μάλλον προέρχεται μερικές εκατοντάδες έως χίλια περίπου χιλιόμετρα από το εσωτερικό, και δείχνει να είναι νεότερος κιόλας σε ηλικία από τους πλουτωνίτες του τόξου.

Βάθος σχηματισμού

Οι διεισδύσεις και η ορυκτολογία που σχετίζονται με τα Reduced IRGS παρουσιάζουν ένα μεγάλο εύρος χαρακτηριστικών, τα οποία εκφράζουν μια πληθώρα μαγματικών και σχετικών υδροθερμικών επεισοδίων σε βάθος <1km έως >8km με τα περισσότερα να βρίσκονται μεταξύ 4 και 6 km.

Μερικά από τα μαγματικά-υδροθερμικά συστήματα ήτανε ρηχά αφού κυριαρχούνται από κοίτες και φλέβες, και φιλοξενούν χαμηλής θερμοκρασίας ορυκτολογικά αθροίσματα και ζώνες εξαλλοίωσης. Τα στοιχεία αυτά θεωρούντουσαν σε παλαιότερες εποχές πως είναι χαρακτηριστικά για επιθερμικά συστήματα χρυσού, όπως για παράδειγμα η εμφάνιση As-Sb-Hg. Οι πιέσεις σχηματισμού ποικίλουν μεταξύ 0.3 έως 3.5 kbar (e.g. Baker and Lang, 2001; Mair, 2004) το οποίο επιβεβαιώνει τα διαφορετικά βάθη κρυστάλλωσης του πλουτωνίτη.



Εικόνα 15. Γενικό μοντέλο των κοιτασμάτων intrusion-related στο οποίο απεικονίζονται τα διάφορα στυλ μεταλλοφόριας, οι θέσεις και οι μεταλλικές ζώνες, γύρω από έναν κεντρικό πλουτωνίτη (Modified from Hart et al., 2002).

Μορφές απόθεσης και ζώνωση

Τα πυριγενή σώματα φιλοξενούν μολυβδαίνιο, άργυρο, ουράνιο, ψευδάργυρο, χαλκό και συγκεντρώσεις πολύτιμων λίθων εκτός από χρυσό. Παρουσιάζονται αρκετές αλλά προβλεπόμενες ποικιλίες ως προς το στυλ της κρυστάλλωσης καθώς και ορυκτά με τα οποία εμφανίζεται ο χρυσός, γύρω από κάθε πλουτωνίτη. Αυτές περιλαμβάνουν φλέβες χαλαζία που περιέχουν χρυσό σε μορφή κατακόρυφων διεισδύσεων ή σπανιότερα σε ζώνες stockwork ($Au \pm Bi \pm W \pm Te$). Οι αποθέσεις αυτές περιλαμβάνουν χρυσό σε φάσεις μαζί με βισμούθιο και τελλούριο οι οποίες τυπικά συνδέονται με σεελίτη. Skarns υπάρχουν στις ζώνες επαφής, πλευρικά των διεισδύσεων ($Au \pm W$, $Cu \pm Bi \pm Te$). Μέσα σε μεταιζηματογενή πετρώματα μπορούμε να έχουμε αποθέσεις που είναι ελεγχόμενες από διατμήσεις και με διάσπαρτο τύπο ($Au-As \pm Sb$). Στις διάφορες διακλάσεις η μεταλλοφορία παρουσιάζει διαφορετικές μορφές οι οποίες εξελίσσονται από $Au-As$ σε $Au-As-Sb$ και σε $Pb-Zn-Ag$ (Thompson et al., 1999; Lang et al., 2000; Hart et al., 2000, 2002). Τα κοιτάσματα παρουσιάζουν μία εξέλιξη, που ξεκινάει από πρώιμα υψηλής θερμοκρασίας μαγματικά στάδια και καταλήγουν σε χαμηλής θερμοκρασίας υδροθερμικές φλέβες.

Κατάσταση οξείδωσης

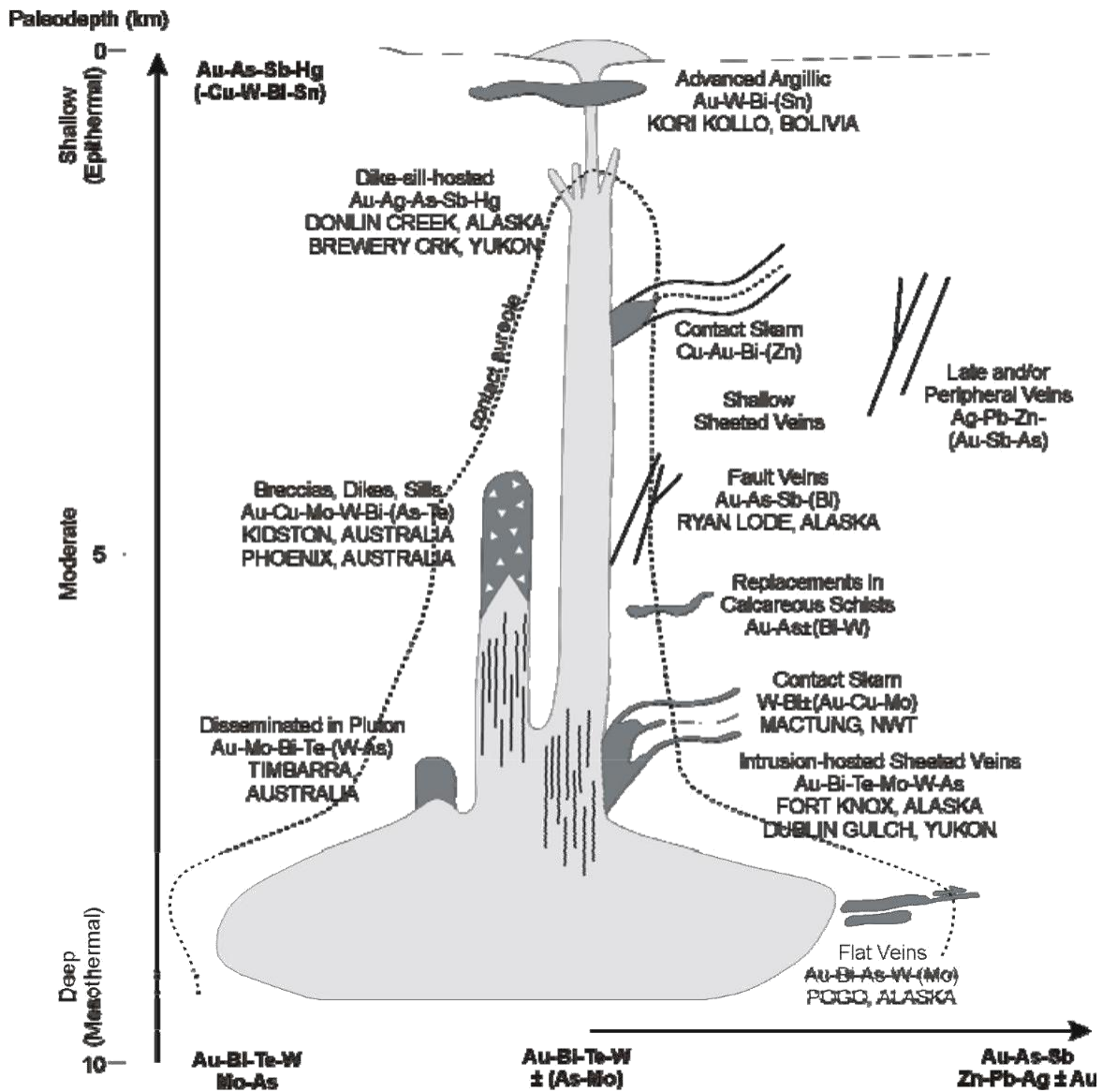
Οι αποθέσεις χαρακτηρίζονται από ορυκτολογικά αθροίσματα χαμηλής θείωσης, τα οποία περιλαμβάνουν μαγνητοπυρίτη, αρσενοπυρίτη και σιδηροπυρίτη αλλά καθόλου μαγνητίτη ή αιματίτη. Οι πλουτωνίτες γενικά περιλαμβάνουν ιλμενίτη και τιτανίτη αλλά όχι μαγνητίτη. Οι αναλογίες Fe_2O_3/FeO είναι μεταξύ 0.15 έως 0.3 και βρίσκονται περίπου στο όριο η χαμηλότερα της oxide buffer χαλαζία-φαναλίτη-μαγνητίτη.

Ρευστά

Υπάρχει μεγάλη ποικιλία στην σύσταση των ρευστών εγκλεισμάτων μεταξύ των αποθέσεων που φέρουν χαρακτηριστικά από τα τμήματα της μεσοζώνης και της επιζώνης. Οι αποθέσεις σε ρηχά περιβάλλοντα παρότι έχουν υψηλές θερμοκρασίες σχηματισμού (>350°C) χαρακτηρίζονται από μία αμεικτότητα διαλυμάτων και χαμηλής αλατότητας υδρατμούς (< 5 wt% NaCl equiv.) που συνήθως περιέχουν CO_2 . Αποθέσεις παρόμοιων θερμοκρασιών αλλά βαθύτερων περιβαλλόντων περιέχουν άφθονα χαμηλής αλατότητας (<10 wt% NaCl equiv.) CO_2-H_2O υγρά, τα οποία όμως σε μερικές αποθέσεις βρίσκονται να προηγούνται από ενδιάμεσα έως υψηλής αλατότητας διαλύματα. Αυτοί αντίθετοι τύποι υγρών, ερμηνεύονται ως μαγματικής προέλευση και θεωρείται αποτέλεσμα μιας πολύπλοκης αλληλεπίδρασης, κατά την διάρκεια της διαφοροποίησης-εκτόνωσης διαφορετικών αερίων (διοξείδιο άνθρακα, νερό, και χλώριο) από όξινα μάγματα, σε διαφορετικά επίπεδα του φλοιού (Baker, 2002).

Μαγματικό καθεστώς

Οι περισσότεροι πλουτωνίτες είναι μικροί σε μέγεθος και κυριαρχούνται από λευκοκρατικές και όξινες μαγματικές φάσεις. Δεν υπάρχουν βαθόλιθοι. Τα μάγματα είναι πλούσια σε Si (64-72%) και σχηματίζουν μονζογρανίτες, μονζονίτες και τοπικά πιο μαφικές (μονζοδιορίτης) και πιο αλκαλικές (χαλαζιακός συνηίτης) φάσεις. Οι πλουτωνίτες παρουσιάζουν αρκετές φάσεις όπου τα όρια των διαφορών τους όμως να είναι διακριτά. Ο βιοτίτης είναι το κυρίαρχο μαφικό ορυκτό με εμφανώς λιγότερη κερροστίλβη ενώ πυρόξενοι εμφανίζονται κατά τόπους. Οι πλουτωνίτες είναι κυρίως μετααργυλικοί ($Na_2O+CaO+K_2O > Al_2O_3$) αλλά υψηλά διαχωρισμένες παρααργυλικές φάσεις περιέχουν μοσχοβίτη, γρανάτη και τουρμαλίνη. Οι πλουτωνίτες δεν είναι δυνατόν να χαρακτηριστούν, διότι δεν είναι τυπικοί ασβεσταλκαλικοί ενώ τοπικά είναι αλκαλικού τύπου, γεωχημικά τοποθετούνται στο πεδίο τύπου I και γενικά έχουν απουσία των ορυκτών κερροστίλβη και μαγνητίτη. Οι περισσότεροι πλουτωνίτες θεωρούνται της σειράς του ιλμενίτη διότι υπάρχει η απουσία του μαγνητίτη.

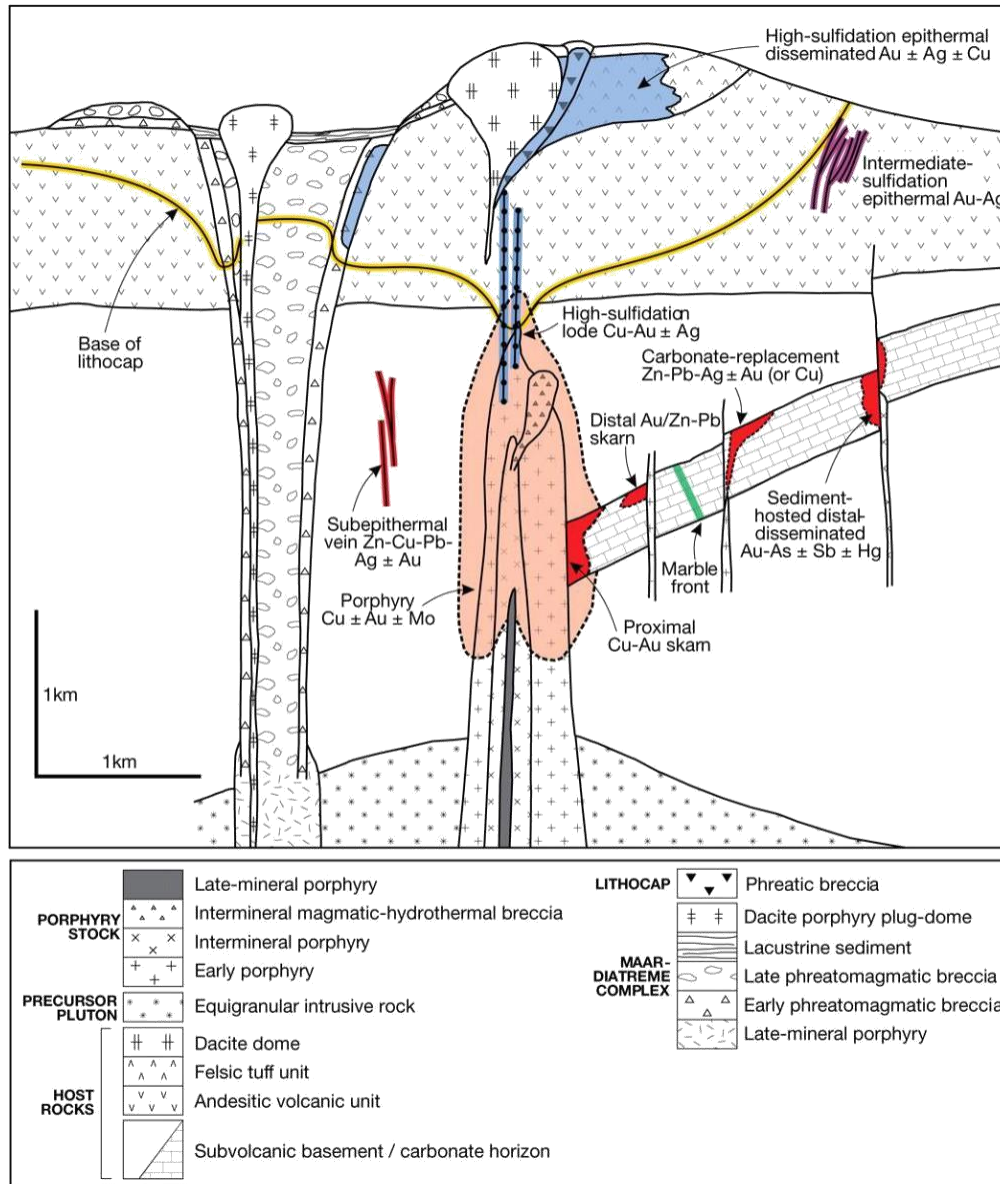


Εικόνα 16. Σχηματικό μοντέλο για τα συστήματα όπου απεικονίζεται η κατακόρυφη και πλευρική ανάπτυξη στα διαφορετικά στρώματα μεταλλοφορίας. (Modified from Lang et al, 2000).

Κοιτάσματα Au από αντικατάσταση που φιλοξενούνται από ιζήματα-Τύπος Carlin

Ο όρος Carlin χρησιμοποιήθηκε πρώτη φορά για την περιγραφή μίας κατηγορίας κοιτάσματος χρυσού η οποία εντοπίστηκε μέσα σε ιζήματα στην περιοχή της κεντρικής Νεβάδα των Ηνωμένων Πολιτειών, ύστερα από την ανακάλυψη του μεταλλείου Carlin το 1961. Παρουσιάζουν τα ακόλουθα χαρακτηριστικά (Κίλιας 2002).

- Τα πετρώματα ξενιστές μπορεί να είναι ιλυτικά ανθρακούχα ανθρακικά, ανθρακικοί-αργιλικοί σχιστόλιθοι, δολομίτες και ασβεστόλιθοι. Ακόμα μπορεί να είναι πυριτικά ιζηματογενή πετρώματα ή και πυριγενή.
- Το τεκτονικό περιβάλλον στο οποίο εντοπίζονται είναι εφελκυστικό, και χαρακτηρίζεται από τεκτονικά ρήγματα, ανάπτυξη δομών και τοπικά καλύμματα(caps) από αδιαπέρατα πετρώματα. Σύνηθες περιβάλλον ανάπτυξης θεωρείται αυτό της οπισθοτάφρου (back arc)
- Παρουσιάζουν μεταλλικές συγκεντρώσεις Au με πολύ υψηλή καθαρότητα (As,Hg,Sb,Ba,Tl). Ορισμένα κοιτάσματα αυτού του τύπου παρουσιάζουν εμπλουτισμό σε βασικά μέταλλα παρόλα αυτά τα περισσότερα μεταλλεύματα αυτού του τύπου είναι δυσκατέργαστα λόγω της παρουσίας του αρσενικού.
- Παρουσιάζουν σχέσεις με μαγματική δραστηριότητα οι οποίες αντιπροσωπεύονται από όξινες φλεβικές δραστηριότητες, οι οποίες φανερώνουν την μακρινή σχέση της μεταλλοφορίας Au των κοιτασμάτων Carlin με μαγματικές διεισδύσεις.
- Το βάθος σχηματισμού σε αυτά τα κοιτάσματα θεωρείται πως είναι μεγαλύτερο από το βάθος στο οποίο σχηματίζονται τα επιθερμικά κοιτάσματα.
- Σαν μηχανισμό απόθεσης του χρυσού έχει προταθεί η ανάμειξη υδροθερμικών διαλυμάτων τα οποία προέρχονται από μεγάλο βάθος, και είναι πλούσια σε πτητικά χαρακτηριστικά μαζί με μετεωρικό νερό.
- Τα κοιτάσματα Carlin θεωρείται πως συνδέονται με πορφυρικές διεισδύσεις. Βάση της γειννίασης με μια μαγματική πηγή έχει προταθεί ένα μοντέλο ζωνώδους ανάπτυξης διαφόρων τύπων μεταλλοφοριών βάση του οποίου τα κοιτάσματα αυτά σχηματίζονται σε βάθος 2-3 km.

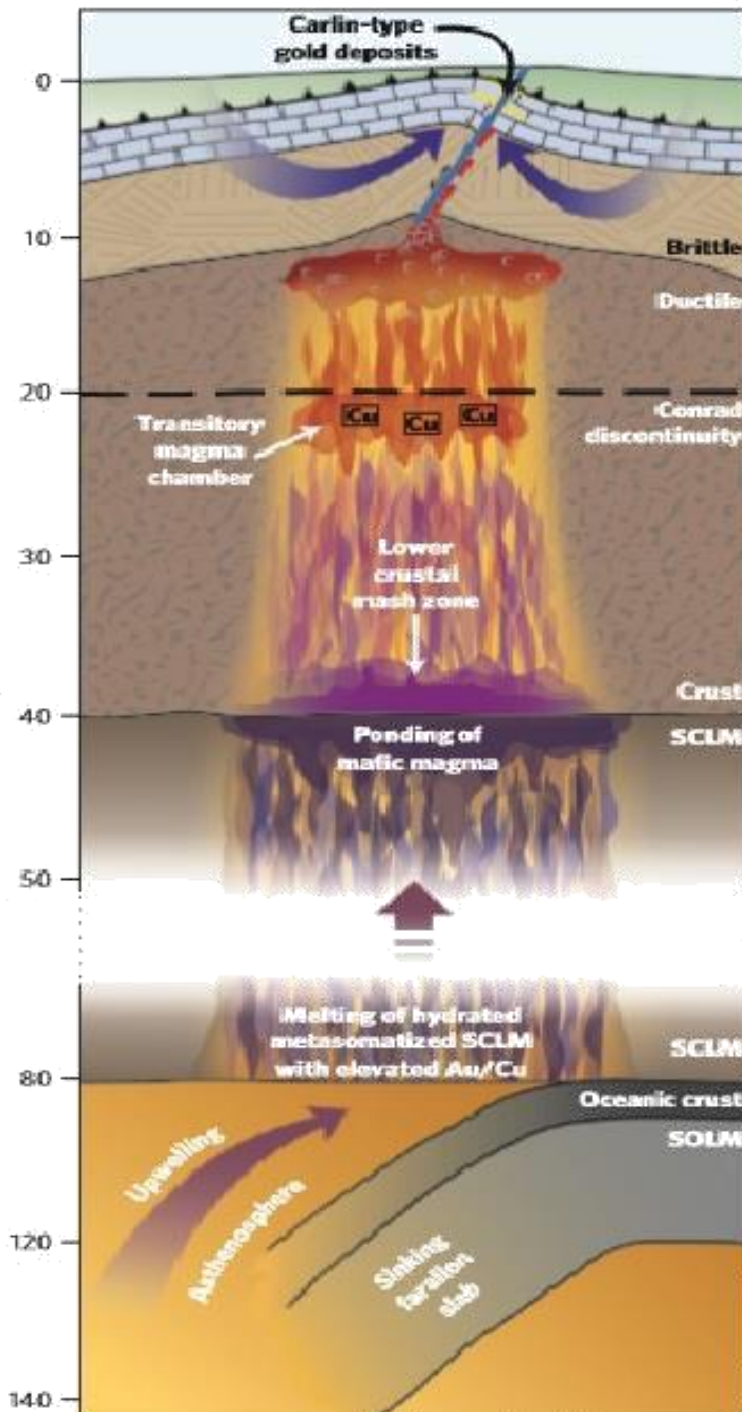


Εικόνα 17. Γενετικό μοντέλο που παρουσιάζει τη χωρική σχέση μεταλλοφοριών Au-As-Sb-Hg τύπου “Carlin” μαζί με άλλα περιφερειακά συστήματα τα οποία συνδέονται με την ύπαρξη ενός κεντρικού πορφυρικού συστήματος.

- Τα κοιτάσματα αυτά σχηματίζονται απο μαγματικά διαλύματα LS,τα οποία έχουν έρθει σε επαφή με πετρώματα που παρουσιάζουν εύκολη αντίδραση. Το περιβάλλον σχηματισμού τους είναι μακρινό σε σχέση με άλλους τύπους διεισδύσεων και δεν ευνοει τον σχηματισμό Skarn. Το μέταλλευμα παρουσιάζει μορφή που ταιριάζει με μορφές που έχουν εντοπιστεί σε συστήματα του ΝΔ ειρηνικού,και χαρακτηρίζεται από έντονη απόπλιση του ξενιστή ή υδροθερμικά λατυποπαγή.
- Η εφελκυστική τεκτονική παρέχει τους κατάλληλους αγωγούς για την κυκλοφορία μεταλλοφοριών σε μεγάλες αποστάσεις

Τα κοιτάσματα αυτά σχηματίζονται απο μαγματικά διαλύματα LS, τα οποία έχουν έρθει σε επαφή με πετρώματα που παρουσιάζουν εύκολη αντίδραση. Το περιβάλλον σχηματισμού τους είναι μακρινό σε σχέση με άλλους τύπους διεισδύσεων και δεν ευνοει τον σχηματισμό Skarn. Το μέταλλευμα παρουσιάζει μορφή που ταιριάζει με μορφές που έχουν εντοπιστεί σε συστήματα του ΝΔ ειρηνικού,και χαρακτηρίζεται από έντονη απόπλιση του ξενιστή ή υδροθερμικά λατυποπαγή.

Τα τελευταία χρόνια έχει προταθεί μία νέα άποψη για τα κοιτάσματα Carlin, η οποία υποστηρίζει πως η μεταλλοφορία δεν σχετίζεται με περιβάλλοντα που βρίσκονται μακριά απο την μαγματική πηγή, αλλά ότι μπορούνε να δημιουργηθούνε πάνω ακριβώς από μία μαγματική διείσδυση. Η θεωρία αυτή θεωρεί πως από μία αλλαγή στο καθεστώς στην συγκεκριμένη περίπτωση από συμπιεστικό σε εφελκυστικό μπορεί να γίνει μια ανανέωση του μαγματισμού όπως αναφέρεται στην περιοχή της Νεβάδα. Ιδιαίτερο χαρακτηριστικό αποτελεί, η έλλειψη άλλων τύπων κοιτασμάτων (πορφυρικού τύπου, skarn) που αναφέρθηκαν πιο πάνω (Muntean et al., 2011)

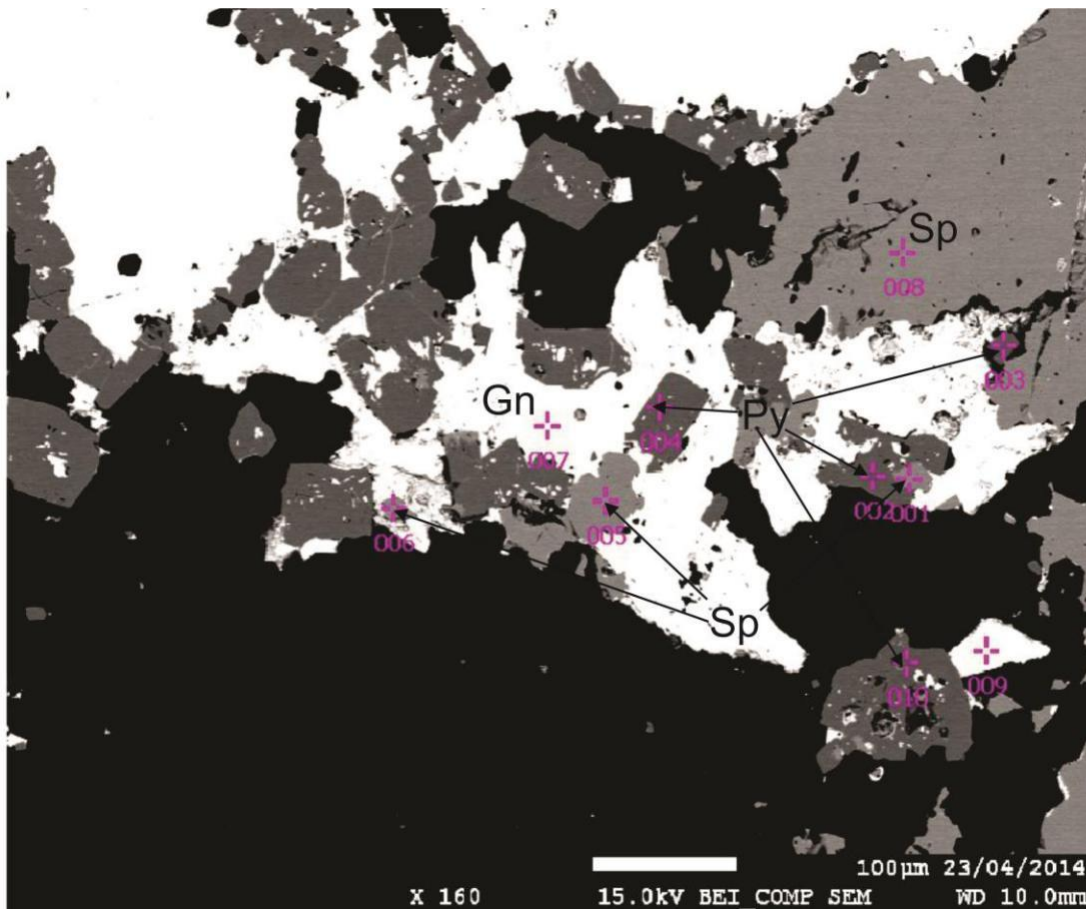


Εικόνα 18. Ανάπτυξη κοιτάσματος Carlin από μαγματική πηγή που δεν συνδέεται με πορφυρικά κοιτάσματα αλλά με μαγματική διείσδυση μεγάλου βάθους (Muntean et al 2011)

Μεταλλικά Ορυκτά

Στα πλαίσια της παρούσης διπλωματικής εντοπίστηκαν τα ακόλουθα μεταλλικά ορυκτά απο την περιοχή του Καλλυντηρίου: Σιδηροπυρίτης, Γαληνίτης, Σφαλερίτης, Αντιμονίτης, Γκερσοδορφίτης, Τετραεδρίτης, Ζινκενίτης, Χαλκοπυρίτης.

Σιδηροπυρίτης: Ο σιδηροπυρίτης (εικ.19) εμφανίζεται με μορφή ιδιόμορφων έως υπιδιόμορφων κρυστάλλων. Δημιουργεί συμπαγές μορφές και συνδέεται κυρίως με τα ορυκτά γαληνίτη και σφαλερίτη στην μεταλλοφορία. Βρίσκεται ακόμα μαζί με αρσеноπυρίτη με την μορφή διάσπαρτων κόκκων που εφάπτονται μεταξύ τους. Παρατηρούνται ορυκτά του χαλκού, του αντιμονίου καθώς και σανδαράχη σε μορφή ορυκτών εγκλεισμάτων μέσα στην μάζα του.



Εικόνα 19. Φωτογραφία ηλεκτρονικού μικροσκοπίου(SEM). Συσσωμάτωμα κόκκων όπου περιλαμβάνεται γαληνίτης (Gn), σφαλερίτης (Sp) και σιδηροπυρίτης(Py).

Μικροαναλύσεις σιδηροπυρίτη έδειξαν περιεκτικότητες σε As (0-0.046 arfu) και Fe (0.912-1.041 arfu) που αντιστοιχούν σε τιμές 0-2.850% και 42.560 – 47.575 % αντίστοιχα (πιν. 1)

Πίνακας 1: Επιλεγμένες αναλύσεις σιδηροπυρίτη

wt%	A	B	C	D	E	F	G	H	I	G	K	L
Fe	43,571	43,792	47,575	43,112	42,543	42,560	43,401	43,316	44,200	42,721	44,013	43,920
As	2,080	1,680	1,860	2,160	2,850	2,670	2,020	2,150	2,390	2,280	0,830	0,020
S	54,349	54,528	50,566	54,728	54,598	54,771	54,589	54,534	53,400	54,999	55,167	56,061

Αριθμός ατόμων με βάση 3 άτομα

Fe	0,935	0,938	1,041	0,923	0,913	0,912	0,930	0,929	0,954	0,914	0,938	0,931
As	0,033	0,027	0,030	0,034	0,046	0,043	0,032	0,034	0,038	0,036	0,013	0,000
S	2,032	2,035	1,928	2,042	2,041	2,045	2,038	2,037	2,008	2,050	2,049	2,069

Σφαλερίτης: Ο σφαλερίτης (εικ. 19,20) εμφανίζεται με κυρίως ιδιόμορφους-υπιδιόμορφους κρυστάλλους. Βρίσκεται μέσα στην μεταλλοφορία να σχηματίζει μαζί με τον σιδηροπυρίτη και τον γαληνίτη συμπαγείς συγκεντρώσεις. Είναι μεταγενέστερος από τον σιδηροπυρίτη. Εμφανίζει στην μάζα του ορυκτά εγκλείσματα όπως τετραεδρίτη και βουρνονίτη. Μικροαναλύσεις από δείγματα σφαλερίτη έδωσαν περιεκτικότητες σε Zn (0.986-1.113) που αντιστοιχούν σε τιμές 61.620-71.900% ενώ για Fe (0.000-0.141) και τιμές 0-7.980% (πιν. 2).

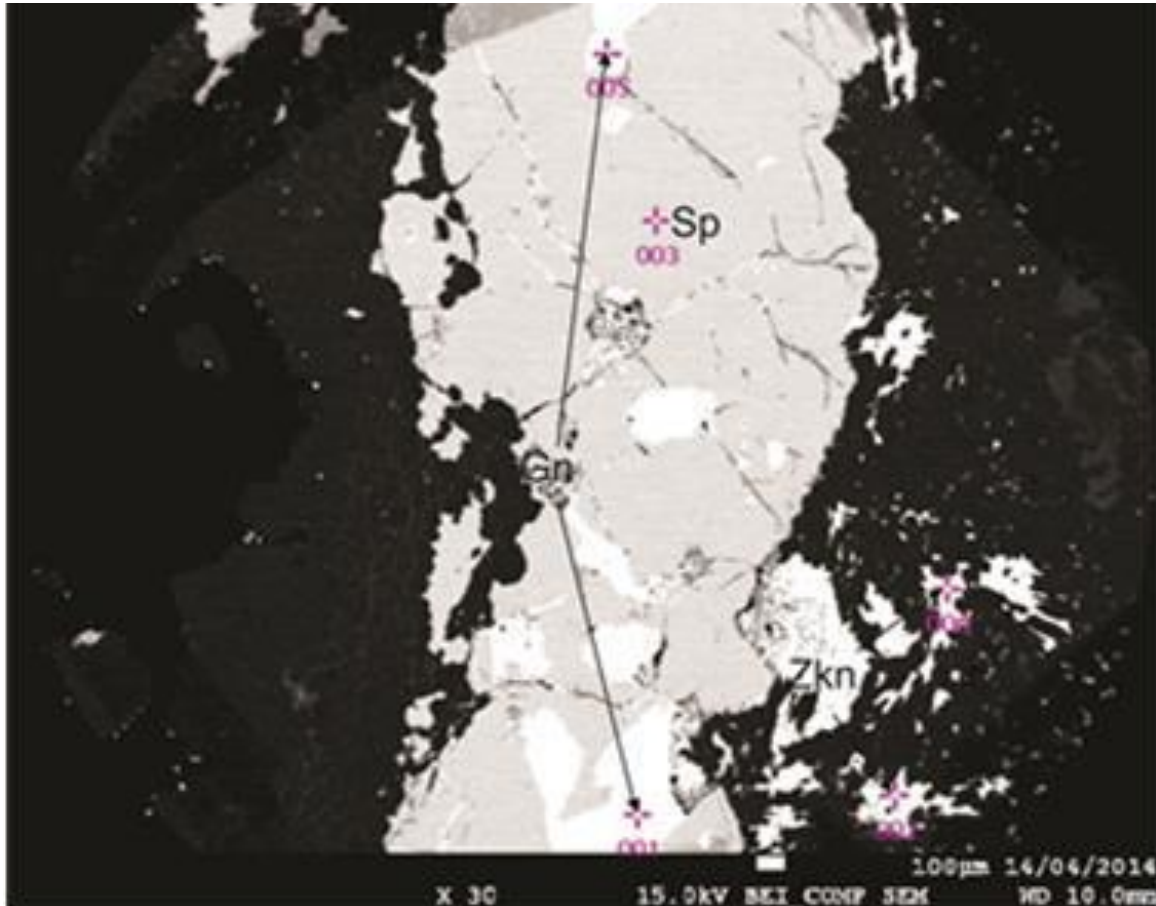
Πίνακας 2: Επιλεγμένες αναλύσεις σφαλερίτη

wt%	A	B	C	D	E	F	G	H	I	G	K	L
Zn	64,680	69,890	65,310	69,570	61,130	71,250	71,890	71,900	71,690	68,050	69,450	61,620
Fe	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,340	1,860	0,240	7,980
S	27,710	28,430	28,100	28,400	26,290	28,750	28,110	28,100	27,960	30,090	30,310	30,400

Αριθμός ατόμων με βάση 2 άτομα

Zn	1,033	1,086	1,035	1,082	1,006	1,097	1,113	1,113	1,111	1,034	1,056	0,986
Fe	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,006	0,033	0,004	0,141
S	0,902	0,900	0,908	0,901	0,883	0,903	0,887	0,887	0,883	0,933	0,940	0,955

Γαληνίτης: Ο γαληνίτης εμφανίζεται κυρίως με υπιδιόμορφους κρυστάλλους. Βρίσκεται μέσα στον σφαλερίτη (εικ. 19,20) είναι δηλαδή μεταγενέστερης προέλευσης. Περιέχει ορυκτά εγκλείσματα χαλκοσίνη, βουλανζερίτη στην μάζα του.



Εικόνα 20. Φωτογραφία ηλεκτρονικού μικροσκοπίου (SEM). Σφαλερίτης (Sph) που περιλαμβάνει μέσα στην μάζα του γαληνίτη (Gn) ενώ πλευρικά εντοπίζονται κόκκοι ζινκενίτη (Zkn).

Παρουσιάζει περιεκτικότητες σε Pb (0.888-0.979apfu), Fe (0.000-0.790 apfu) και Cu (0.000-0.112 apfu) και τιμές 82.038-86.112 % κβ , 0-1.904 % κβ και 0-3.094 % κβ αντίστοιχα. πιν. 3)

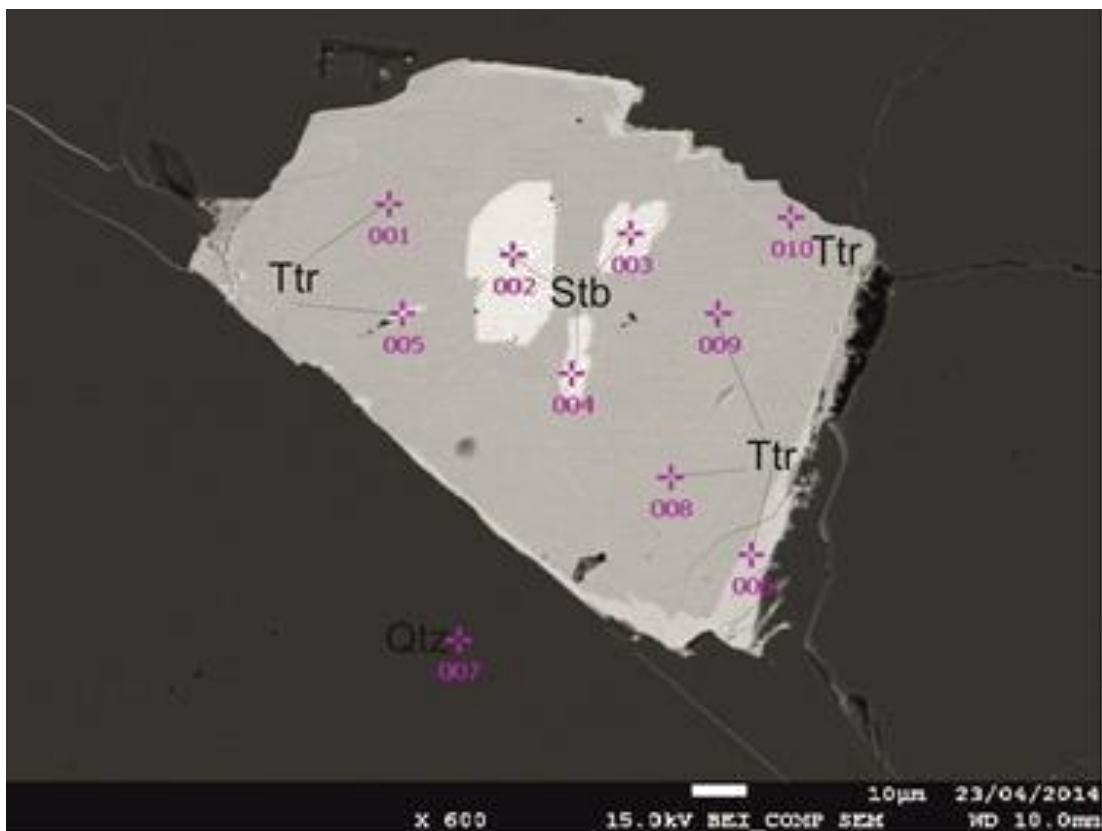
Πίνακας 3: Επιλεγμένες αναλύσεις γαληνίτη

wt%	A	B	C	D	E	F	G	H	I	J	K	L	M
Pb	83,585	86,112	82,581	83,182	85,244	84,712	85,370	84,009	84,695	84,747	82,038	82,976	83,606
Fe	0,000	0,014	2,821	1,470	1,624	1,883	1,372	1,869	1,883	1,904	2,387	1,246	1,302
Cu	3,094	0,000	0,000	2,317	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	2,100	2,548	1,897
S	13,321	13,874	14,588	13,041	13,132	13,405	13,258	14,112	13,412	13,349	13,475	13,230	13,195
Αριθμός ατόμων με βάση 2 άτομα													
Pb	0,930	0,979	0,882	0,922	0,968	0,950	0,969	0,922	0,950	0,952	0,888	0,915	0,929
Fe	0,000	0,001	0,112	0,060	0,068	0,078	0,058	0,076	0,078	0,790	0,096	0,051	0,054
Cu	0,112	0,000	0,000	0,084	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,074	0,092	0,069
S	0,958	1,020	1,007	0,934	0,964	0,972	0,973	1,001	0,972	0,969	0,942	0,943	0,948

Αντιμονίτης: Ο αντιμονίτης (εικ. 21) εμφανίζεται με τη μορφή υπιδιόμορφων κρυστάλλων. Ανήκει στο δεύτερο στάδιο της μεταλλοφορίας που παρουσιάζεται στο Καλιντίρη που περιέχει θειοάλατα Pb-Sb, σανδαράχη και αυτοφυές αντιμόνιο. Βρίσκεται πολλές φορές να συνδέεται μαζί με βαρίτη ενώ εμφανίζεται είτε μέσα στην μάζα του σφαλερίτη, με μορφή επιμυκησμένων κρυστάλλων, είτε με μορφή κόκκων να τον περιβάλλει. Εμπεριέχει ζινκενίτη/φουλοπίτη, τετραεδρίτη (εικ. 21) στην μάζα του. Μικροαναλύσεις έδειξαν περιεκτικότητες σε As (0.0000-0.1285 apfu) και σε Sb (1.9559-2.0436a pfu) που αντιστοιχούν σε τιμές 0-2.8215% και 69.7870-72.2475% αντίστοιχα (πιν. 4).

Πίνακας 4: Επιλεγμένες αναλύσεις αντιμονίτη

wt%	A	B	C	D	E
Sb	69,7870	72,3235	72,3900	72,2475	72,2475
As	2,8215	0,0000	0,0000	27,7525	0,0000
S	27,3915	27,6765	27,6100	27,5625	27,7525
Αριθμός ατόμων με βάση 5 άτομα					
Sb	1,9559	2,0380	2,0420	2,0436	2,0334
As	0,1285	0,0000	0,0000	0,0017	0,0000
S	2,9156	2,9620	2,9580	2,9547	2,9666



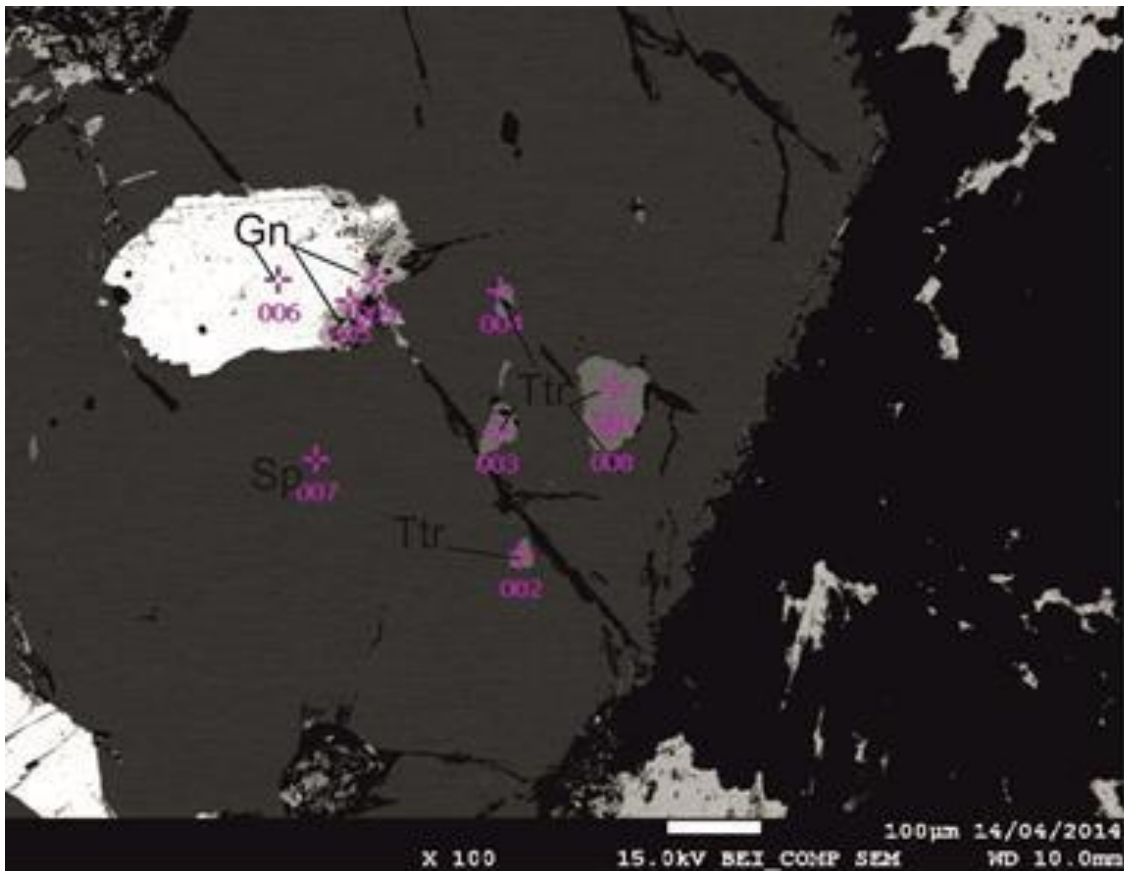
Εικόνα 21. Φωτογραφία ηλεκτρονικού μικροσκοπίου (SEM). Εγκλείσματα αντιμονίτη (Sb) και τετραεδρίτη(Ttr) μέσα σε κύρια μάζα από χαλαζία (Qtz).

Γκερσορφίτης: Παρατηρούνται περιεκτικότητες σε: Ni (0.897-1.054 apfu) Fe (0.000-0.071 apfu) As (0.969-0.998apfu) που αντιστοιχούν σε τιμές 32.23-37.28%, 0-2.44%, 43.62-44.68% αντίστοιχα (πιν. 5).

Πίνακας 5: Επιλεγμένες αναλύσεις γκερσορφίτη

wt%	A	B	C	D	E	F
Ni	36,71	36,75	36,8	36,81	37,28	32,23
Fe	1,61	1,36	0	1,27	0	2,44
As	43,76	44,52	44,68	43,62	43,91	44,45
S	17,93	17,38	18,53	18,3	18,81	20,87
Αριθμός ατόμων με βάση άτομα						
Ni	1,044	1,051	1,044	1,050	1,054	0,897
Fe	0,048	0,041	0,000	0,038	0,000	0,071
As	0,975	0,998	0,993	0,969	0,972	0,969
S	0,933	0,910	0,963	0,950	0,974	1,063

Τετραεδρίτης: Εμφανίζεται με την μορφή μικρών ορυκτών κόκκων μέσα σε σφαλερίτη (εικ. 23), σιδηροπυρίτη. Βρίσκεται μαζί με βουρνονίτη, ζινκενίτη και αντιμονίτη (εικ. 21). Οι μικροαναλύσεις του τετραεδρίτη έχουν δείξει περιεκτικότητες Cu (6.905 – 10.075 apfu) που αντιστοιχεί σε τιμές 25.255- 40.149 % , Fe (0.339 – 0.785 apfu) που αντιστοιχεί σε τιμές 1.188 – 2.584% , Zn (1.288 – 1.826 apfu) που αντιστοιχεί σε τιμές 4.969 – 7.488 % , As (0.000 – 1.328 apfu) που αντιστοιχεί σε τιμές 0.00 – 6.240 % , Sb (2.473 – 3.937 apfu) που αντιστοιχεί σε τιμές 18.880 – 27.730 % , Ag (0.000 – 3.009 apfu) που αντιστοιχεί σε τιμές 0.00 –18.325 % (πιν. 6).



Εικόνα 22. Φωτογραφία ηλεκτρονικού μικροσκοπίου(SEM) Σφαλερίτης (Sph) που περιλαμβάνει μέσα του κόκκους γαληνίτη (Gn) καθώς και ορυκτά εγκλείσματα από τετραεδρίτη (Ttr).

Πίνακας 6: Επιλεγμένες αναλύσεις τετραεδρίτη

Wt%	A	B	C	D	E	F	G	H	I	J	K	L	M	M
Cu	32,281	31,958	32,281	33,212	31,445	33,545	31,086	40,149	27,240	25,774	27,436	25,255	24,770	27,126
Ag	8,683	8,712	8,683	7,724	9,253	7,277	9,466	0,000	14,899	16,188	15,314	17,533	18,325	15,840
Zn	6,033	5,653	6,033	5,670	4,969	6,061	5,487	7,488	4,914	5,449	4,924	5,753	5,662	4,940
Fe	1,938	1,967	1,938	2,119	2,584	2,157	2,193	1,188	2,630	2,227	2,502	1,701	1,743	1,918
As	1,929	1,292	1,929	1,929	1,748	2,166	0,000	6,240	1,131	1,034	1,375	0,975	1,088	1,078
Sb	24,577	25,631	24,577	24,577	25,042	23,997	27,730	18,880	25,262	25,555	24,804	24,941	24,598	25,313
S	24,561	24,779	24,561	24,770	24,960	24,808	24,038	26,055	23,935	23,775	23,636	23,853	23,825	23,785
Αριθμός ατόμων με βάση 29 άτομα														
Cu	8,620	8,549	8,620	8,817	8,390	8,867	8,456	10,075	7,497	7,154	7,574	7,026	6,905	7,513
Ag	1,366	1,373	1,366	1,208	1,454	1,133	1,517	0,000	2,416	2,647	2,490	2,874	3,009	2,584
Zn	1,566	1,470	1,566	1,463	1,288	1,557	1,451	1,826	1,315	1,470	1,321	1,556	1,534	1,330
Fe	0,589	0,599	0,589	0,640	0,785	0,679	0,679	0,339	0,824	0,703	0,780	0,539	0,553	0,604
As	0,437	0,293	0,437	0,434	0,396	0,486	0,000	1,328	0,264	0,243	0,322	0,230	0,257	0,253
Sb	3,425	3,578	3,425	3,405	3,487	3,311	3,937	2,473	3,629	3,702	3,574	3,621	3,579	3,659
S	12,999	13,138	12,999	13,033	13,200	12,998	12,961	12,959	13,057	13,080	12,933	13,154	13,164	13,05

Ζινκενίτης: Βρίσκεται μαζί με σφαλερίτη (εικ.20), με μορφή υπιδιόμορφων κόκκων. Αναλύσεις έδωσαν τα εξής στοιχεία: Pb (8.893-9.244 apfu) Sb (20.688-22.300 apfu) As (0.000-1.191 apfu) και Pb 31.23-32.62%, Sb 43.04-46.08 % ,As 0-1.52 % (πιν. 7)

Πίνακας 7: Επιλεγμένες αναλύσεις Ζινκενίτη

wt%	A	B	C	D	E
Pb	32,570	32,560	32,620	31,770	31,230
Sb	43,640	43,140	43,040	43,920	46,080
As	0,930	1,520	1,280	1,230	0,000
S	22,87	22,810	23,060	23,090	22,700
Αριθμός ατόμων με βάση 73 άτομα					
Pb	9,244	9,220	9,214	8,950	8,893
Sb	21,077	20,807	20,688	21,054	22,300
As	0,730	1,191	1,000	0,958	0,000
S	41,949	41,780	42,097	42,038	41,777

Χαλκοπυρίτης: Εμφανίζεται με την μορφή εγκλεισμάτων μέσα στην μάζα του σιδηροπυρίτη. Αναλύσεις έδωσαν τα εξής στοιχεία: Cu (1.863-1.934 arfu) Fe (0.058-0.094 arfu) που αντιστοιχούν σε τιμές Cu 73.5-76.31% και Fe 2.02-3.25% (πιν. 8)

Πίνακας 8: Επιλεγμένες αναλύσεις χαλκοπυρίτη

wt%	A	B	C	D	E
Cu	34,94	36,52	34,87	36,02	35,73
Fe	30,11	30,64	31,08	30,53	30,8
S	34,94	32,84	34,05	33,45	33,46
Αριθμός ατόμων με βάση 3 άτομα					
Cu	1,010	1,070	1,013	1,051	1,042
Fe	0,990	1,022	1,027	1,014	1,023
S	2,001	1,908	1,960	1,935	1,936

Συμπεράσματα-Συζήτηση

Η μεταλλοφορία αργύρου-αντιμονίου όπως αναφέρθηκε, ελέγχεται από μία ζώνη εφελκυστικής αποκόλλησης (detachment) η οποία φέρνει τα ασβεστοσχιστολιθικά πετρώματα της ενότητας της Μάκρης πάνω από τα υψηλού βαθμού μεταμορφωμένα πετρώματα της Ανατολικής Ροδόπης. Το μέταλλευμα εντοπίζεται μέσα στα πυριτωμένα μάρμαρα της Μάκρης καθώς και στις κατακόρυφες φλέβες οι οποίες διασχίζουν τα πετρώματα της Μάκρης καθώς και τα κροκαλοπαγή και τους ψαμμίτες ηλικίας Μαιστριχτίου-Παλαιόκαινου, που βρίσκονται επωθημένα πάνω σε αυτά.

Η ιδιαιτερότητα της μεταλλοφορίας αυτής είναι πως παρουσιάζει χαρακτηριστικά τα οποία μπορούν να την εντάξουν σε μία από τις τρεις κατηγορίες κοιτασμάτων που αναφέρθηκαν (orogenic, intrusion related, Carlin).

Οι (Michael et al. 2013) θεωρούν πως το Καλλυντήρι έχει χαρακτηριστικά που το τοποθετούν στα κοιτάσματα τύπου orogenic, και πως δημιουργήθηκε κατά την ορογενετική περίοδο στην περιοχή της Ανατολικής Ροδόπης.

Κατα τους (Kanelopoulos et al. 2014) όμως το Καλλυντήρι παρουσιάζει πολλά κοινά χαρακτηριστικά με το Ada Tere στην Βουλγαρία (το οποίο ανήκει στα συστήματα Carlin σύμφωνα με Marton et al. 2010) τόσο ως προς τον τρόπο απόθεσης της μεταλλοφορίας όσο και ως προς τα ορυκτολογικά αθροίσματα και τις δομές που εντοπίζεται η μεταλλοφορία, κάτι που ίσως να υποδηλώνει μία σχέση μεταξύ τους. Το Καλλυντήρι όμως παρουσιάζει και στοιχεία που ενώ είναι κοινά για τα συστήματα Carlin δεν εντοπίζονται στο Ada Tere όπως είναι η ύπαρξη αντιμονίου και σανδαράχης καθώς και ο εμπλουτισμός σε Hg και Tl. Επιπλέον η ύπαρξη γραφίτη και αρσενοπυρίτη στην μεταλλοφορία μας προειδεάζει για συνθήκες χαμηλής θείωσης κατά την διάρκεια της απόθεσης. Η ύπαρξη σφαλερίτη όμως με μικρή περιεκτικότητα σε Fe στην μεταλλοφορία, αποτελεί δείκτη ότι υπήρξε αυξομείωση στην κατάσταση θείωσης των υδροθερμικών ρευστών, και υποδηλώνει μία ενδιάμεση κατάσταση θείωσης των υδροθερμικών ρευστών.

Στοιχεία ρευστών εγκλεισμάτων από τους (Michael et al 2013) δείχνουν θερμοκρασίες και αλατότητα, για την μεταλλοφορία αντιμονίου και λοιπών μετάλλων που βρίσκεται μέσα στις φλέβες που διαπερνούν τα σχιστολιθικά πετρώματα, από 190° έως 330 °C και 0.2 to 7 wt.% NaCl equiv αντίστοιχα. Αντίθετα στοιχεία ρευστών εγκλεισμάτων για την μεταλλοφορία χρυσού

που βρίσκονται στις ζώνες των πυριτωμένων μαρμάρων δείχνουν θερμοκρασίες 150 έως 268 °C και αλατότητα 5.8-7.0 wt.% NaCl equiv. Και οι δύο τύποι μεταλλοφορίας αποτέθηκαν από υδροθερμικά ρευστά πλούσια σε CO₂ ενώ για την μεταλλοφορία Sb πιστεύεται πως υπήρξε και μαγματική συνεισφορά η οποία στηρίζεται σε δεδομένα από ισότοπα θείου ($\delta^{34}\text{S} = 1.5$). Τα παραπάνω υδροθερμικά χαρακτηριστικά μοιάζουν με δεδομένα που έχουν παρατηρηθεί σε μέτα- ορογενετικές μεταλλοφορίες Sb-Au του Μειοκαίνου που κυριαρχούνται από υδροθερμικά συστήματα τα οποία έχουν δημιουργηθεί από μαγματικά σώματα που αποτέθηκαν κατά μήκος της ζώνης εφελκυστικής αποκόλλησης του Νότιου Θιβέτ, στο ορογενετικό σύστημα των Ιμαλαίων (Yang et al. 2009). Η μερική μαγματική συνεισφορά στην μεταλλοφορία του Καλλυντηρίου ενισχύεται επιπλέον και από την ανακάλυψη για πρώτη φορά τελλουριδίων μέσα στην μεταλλοφορία.

Τα εργαστηριακά δεδομένα όμως που έχουν βρεθεί από τις προηγούμενες μελέτες δεν επαρκούν για να μπορέσει να δοθεί μία πλήρης εικόνα για τις συνθήκες γένεσης της μεταλλοφορίας του Καλλυντηρίου καθώς η ταξινόμηση του στο σύστημα όπου ανήκει, όμως παρόλες τις απορίες που ακόμα παραμένουν η μεταλλοφορία του Καλλυντηρίου αποτελεί σίγουρα μία ξεχωριστή περίπτωση για τον Ελληνικό χώρο

Βιβλιογραφία

1. Baker, T. and Lang, J.R., 2001. Fluid inclusion characteristics of intrusion-related gold mineralization, Tombstone tungsten magmatic belt, Yukon Territory, Canada: *Mineralium Deposita* 36: 563–582.
2. Baziotis, I., Mposkos, E., 2010. Geochemistry and tectonic setting of eclogite protoliths from Kechros Complex in East Rhodope (N.E. Greece). *Bulletin of the Geological Society of Greece* XLIII (5), 2522–2531.
3. Bonev N, Burg JP, Ivanov Z (2006) Mesozoic-Tertiary structural evolution of an extensional gneiss dome - The Kesebir-Kardamos dome, eastern Rhodope (Bulgaria-Greece). *Intern J Earth Sci* 95: 318-340.
4. Burchfiel BC, Nakov R, Tzankov T (2003) Evidence from the Mesta half-graben, SW Bulgaria, for the Late Eocene beginning of Aegean extension in the Central Balkan Peninsula. *Tectonophysics* 375: 61-76
5. . Burg JP (2012) Rhodope: From Mesozoic convergence to Cenozoic extension. Review of petro-structural data in the geochronological frame. *The Geology of Greece Journal of virtual Explorer* 42: 1-44.
6. Christodoulou G (1958) About the age of some formations of Samothrace. *Bull Geol Soc Greece* 3: 40-45.
7. Christofides, G.; Soldatos, T.; Eleftheriadis, G.; Koroneos, A. Chemical and isotopic evidence for source contamination and crustal assimilation in the Hellenic Rhodope plutonic rocks. *Acta Volcanol.* 1998, 10, 305–318.
8. Commission of the European Communities. Critical Raw Materials for the EU: Report of the ad-hoc Working Group on Defining Critical Raw Materials. Available online: http://ec.europa.eu/enterprise/policies/raw-materials/documents/index_en.htm (accessed on 16 October 2012).
9. Commission of the European Communities. Commission Staff Working Document. Available online: http://ec.europa.eu/enterprise/sectors/metals-minerals/files/sec_2741_en.pdf (accessed on 16 October 2012).

10. Cornelius, N.K., 2008. UHP metamorphic rocks of the Eastern Rhodope Massif, NE Greece: new constraints from petrology, geochemistry and zircon ages. (PhD Thesis) Johannes-Gutenberg Universität, Mainz.
11. Del Moro, A., Innocenti, F., Kyriakopoulos, C., Manetti, P., Papadopoulos, P., 1988. Tertiary granitoids from Thrace (Northern Greece): Sr isotopic and petrochemical data. *Neues Jahrbuch für Mineralogie (Abhandlungen)* 159, 113–135.
12. Goldfarb, R.J., Phillips, G.N., Nokleberg, W.J., 1998. Tectonic setting of synorogenic gold deposits of the Pacific Rim. *Ore Geol. Rev.* 13, 185–218 this issue. Ž .
13. Groves, D.I., Barley, M.E., Barnicoat, A.C., Cassidy, K.F., Fare, R.J., Hagemann, S.G., Ho, S.E., Hronsky, J.M.A., Mikucki, E.J., Mueller, A.G., McNaughton, N.J., Perring, C.S., Ridley, J.R., Vearncombe, J.R., 1992. Sub-greenschist to granulite-hosted Archaean lode-gold deposits of the Yilgarn Craton: A depositional continuum from deep sourced hydrothermal fluids in crustal-scale plumbing systems. *Geol. Dept. ŽKey Centre. Univ. Ext., Univ. West. Aust. Publ.* 22, 325–338.
14. D.I. Groves, R.J. Goldfarb, M. Gebre-Mariam, S.G. Hagemann, F. Robert, 1998. Orogenic gold deposits: A proposed classification in the context of their crustal distribution and relationship to other gold deposit types, *Ore Geology Reviews* 13, 7–27
15. Hart, C.J.R., McCoy, D., Goldfarb, R.J., Smith, M., Roberts, P., Hulstein, R., Bakke, A.A. and Bundtzen, T.K. 2002. *Geology, exploration and discovery in the Tintina gold province, Alaska and Yukon: Society of Economic Geologists Special Publication 9: 241–274.* Hart, C.J.R., Baker, T., and Burke, M. 2000. *New exploration concepts for country-rock hosted Intrusion- Related Gold Systems: Tintina Gold Belt in Yukon British Columbia and Yukon Chamber of Mines Cordilleran Round Up, Special Volume 2: 145-172.*
16. Iliadis, A., 2006. Study of the ultrabasic rocks of Ano Virsini (Geology–Petrology–Metallogeny). (Phd Dissertation) National Technical University of Athens 236 (In Greek with English abstract).
17. Innocenti, F.; Kolios, N.; Manetti, O.; Mazzuoli, R.; Peccerillo, G.; Rita, F.; Villari, L. Evolution and geodynamic significance of the Tertiary orogenic volcanism in north-eastern Greece. *Bull. Vulcanol.* 1984, 47, 25–37.
18. Kanellopoulos C, Voudouris P, Moritz R 2014. Detachment-related Sb-Pb-Zn-Ag-Au-Te mineralization in Kallintiri area, northeastern Greece: Mineralogical and geochemical

constraints. *Bul. Shk. Gjeol.* 1/2014 - Special Issue Proceedings of XX CBGA Congress, Tirana, Albania, 24-26 September 2014

19. Kiliyas A, Falalakis G, Sfeikos A, Papadimitriou E, Vamvaka A et al. (2013) The Thrace basin in the Rhodope province of NE Greece – A tertiary supradetachment basin and its geodynamic implications. *Tectonophysics* 595: 90-105.
20. Kolcheva K, Eskenazy G (1988) Geochemistry of metaeclogites from the central and eastern Rhodope Mts. *Geol Balcanica* 18:61–78
21. Kopp KO (1965) *Geologie Thrakiens III: Das Tertiaer zwischen Rhodope und Evros*, Ann. Geol Pays Hellenique 16: 315-362.
22. Kozhoukharova E (1984) Origin and structural position of the serpentinized ultrabasic rocks of the pre-Cambrian ophiolitic association in the Rhodope Massif. I Geologic position and composition of ophiolite association (in Russian, abstract in English). *Geol Balcanica* 14:9–36
23. Lang, J.R., Baker, T., Hart, C.J.R. and Mortensen, J.K. 2000 - An exploration model for intrusion-related gold systems. *Society of Economic Geologists Newsletter* 40, 1-15.
24. Lescuyer JL, Bailly L, Cassard D, Lips ALW, Piantone P et al. (2003) Sediment hosted gold in south-eastern Europe: the epithermal deposit of Perama, Thrace, Greece. In: Eliopoulos DG (ed), *Mineral exploration and sustainable development*. Millpress Rotterdam 499-502 pp.
25. Liati, A., Gebauer, D., Fanning, M., 2011. Geochronology of the Alpine UHP Rhodope zone: a review of isotopic ages and constraints on the geodynamic evolution. In: Dobrzhinetskaya, et al. (Ed.), *Ultrahigh-Pressure Metamorphism. 25 Years After the Discovery of Coesite and Diamond*. Elsevier, pp. 295–324.
26. Lips, A.L.W., White, S.H., Wijbrans, J.R., 2000. Middle–Late Alpine thermotectonic evolution of the southern Rhodope Massif, Greece. *Geodinamica Acta* 13, 281–292.
27. Mair, J.L. 2004. Tectonic setting, magmatism and magmatic-hydrothermal systems at Scheelite Dome, Tombstone Gold Belt, Yukon: Critical constraints on intrusion-related gold-systems. Unpublished PhD thesis, The University of Western Australia, Perth, 197 p. plus appendices.
28. McCuaig, T.C., Kerrich, R., Groves, D.I., Archer, N., 1993. The nature and dimensions of regional and local gold-related hydrothermal alteration in tholeiitic metabasalts in the

- Norseman goldfields: The missing link in a crustal continuum of gold deposits?. *Miner. Deposita* 28, 420–435.
29. Michael C, Arvanitidis, N.D., Iliadis, A., Papavasiliou, K., Christidis, C., 2013. Orogenic mineralizations – A new exploration target for gold-polymetallic ore deposits in Greece. *Proceed. 6th, Conf. Sustain. Devel. Min. Industry, Milos Island, Greece*, pp. 139-145
 30. Mposkos, E., Liati, A., 1993. Metamorphic evolution of metapelites in the high-pressure terrane of the Rhodope zone, northern Greece. *Canadian Mineralogist* 31, 401–424.
 31. Mposkos, E., Wawrzenitz, N., 1995. Metapegmatites and pegmatites bracketing the time of HP-metamorphism in polymetamorphic rocks of the E Rhodope, N Greece: petrological and geochronological constraints. *Geological Society of Greece, Special Publication 4*, 602–608
 32. Mposkos, E., Baziotis, I., Proyer, A., 2012. Pressure–temperature evolution of eclogites from the Kechros complex in the Eastern Rhodope (NE Greece). *International Journal of Earth Sciences* 101, 973–996
 33. Mposkos, E., 1989. High-pressure metamorphism in gneisses and pelitic schist in the East Rhodope zone (N Greece). *Mineralogy and Petrology* 41, 25–39.
 34. MPOSKOS, E. and KROHE, A. (2000): Petrological and Structural evolution of continental high pressure (HP) metamorphic rocks in the Alpine Rhodope domain (N. Greece). In Panayides, I., Xenophoulos, C. and Malpas, J., (eds). *Proceedins. Third Inter. Conf. On the Geology of the Eastern Mediterranean*. 221-232.
 35. MPOSKOS, E. and KOSTOPOULOS, D. 2001: Ultrahigh pressure metamorphism of crustal rocks from the Rhodope metamorphic province: evidence from coesite, diamond and majoritic garnet in eclogites and metapelites. *Bull. Geol. Soc. Greece*, XXXIV, 3, 931-938.
 36. John L.Muntean, Jean S.Cline, Adam C.Simon, Anthony A.Longo,2003. Magmatic–hydrothermal origin of Nevada’s Carlin-type gold deposits, *Nature Geosciences*
 37. Papanikolaou D, Panagopoulos A, (1981). On the structural style of southern Rhodope . *Geol. Balc.* 11, 13-22.
 38. Papanikolaou D, (1984). The three metamorphic belts of the Hellenides : A review and a kinematic interpretation. *Spec. Publ. Geol. Soc. London*, 17, 551-561.
 39. Papanikolaou D, (1988). Precambrian in the Hellenides (Pelagonian, Cyclades, Peloponnesus-Crete. In “Precambrian in younger fold belts”. Zoubek et al. (ed.) Willey and Sons Ltd, 821-840.

40. Peytcheva, I., von Quadt, A., 1995. U–Pb zircon dating of metagranites from Byala–Reka region in the east Rhodopes, Bulgaria. Proceedings XV Congress of the CarpathianBalkan Geological Association. Special Publication, 4. Geol. Soc, Greece, Athens, pp. 637–642.
41. Sillitoe, R.H., 1995, Exploration of porphyry copper lithocaps, in Pacific Rim Congress 95,19-22 November 1995, Auckland, New Zealand, proceedings: Carlton South, The Australasian Institute of Mining and Metallurgy, p. 527-532.
42. Thompson, J.F.H, Sillitoe, R.H., Baker, T., Lang, J.R. and Mortensen, J.K. 1999. Intrusion-related gold deposits associated with tungsten-tin provinces. *Mineralium Deposita* 34: 197-217.
43. Voudouris, P. Comparative mineralogical study of tertiary Te-rich epithermal and porphyry systems in northeastern Greece. *Mineral. Petrol.* 2006, 87, 241–275.
44. Wawrzenitz, N., Mposkos, E., 1997. First evidence for Lower Cretaceous HP/HTmetamorphism in the eastern Rhodope, North Aegean region, North-East Greece. *European Journal of Mineralogy* 9, 659–664
45. Yang, Z., Hou, Z., Meng, X., Liu, Y., Fei, H., Tian, S., Li, Z., Gao, W., 2009. Post-collisional Sb and Au mienralization related to the South Tibetan detachment system, Himalayan orogen. *Ore Geology Reviews* 26, 194-212
46. Κίλλιας Σ,2002 Μοντέλα γέννησης Κοιτασμάτων