

ΑΡΙΣΤΟΤΕΛΕΙΟ ΠΑΝΕΠΙΣΤΗΜΙΟ ΘΕΣΣΑΛΟΝΙΚΗΣ
ΤΜΗΜΑ ΓΕΩΛΟΓΙΑΣ

ΚΟΙΤΑΣΜΑΤΟΛΟΓΙΑ, ΤΕΚΤΟΝΙΚΗ ΚΑΙ ΥΔΡΟΓΕΩΛΟΓΙΑ ΣΤΗΝ ΜΑΖΑ ΤΗΣ ΡΟΔΟΠΗΣ



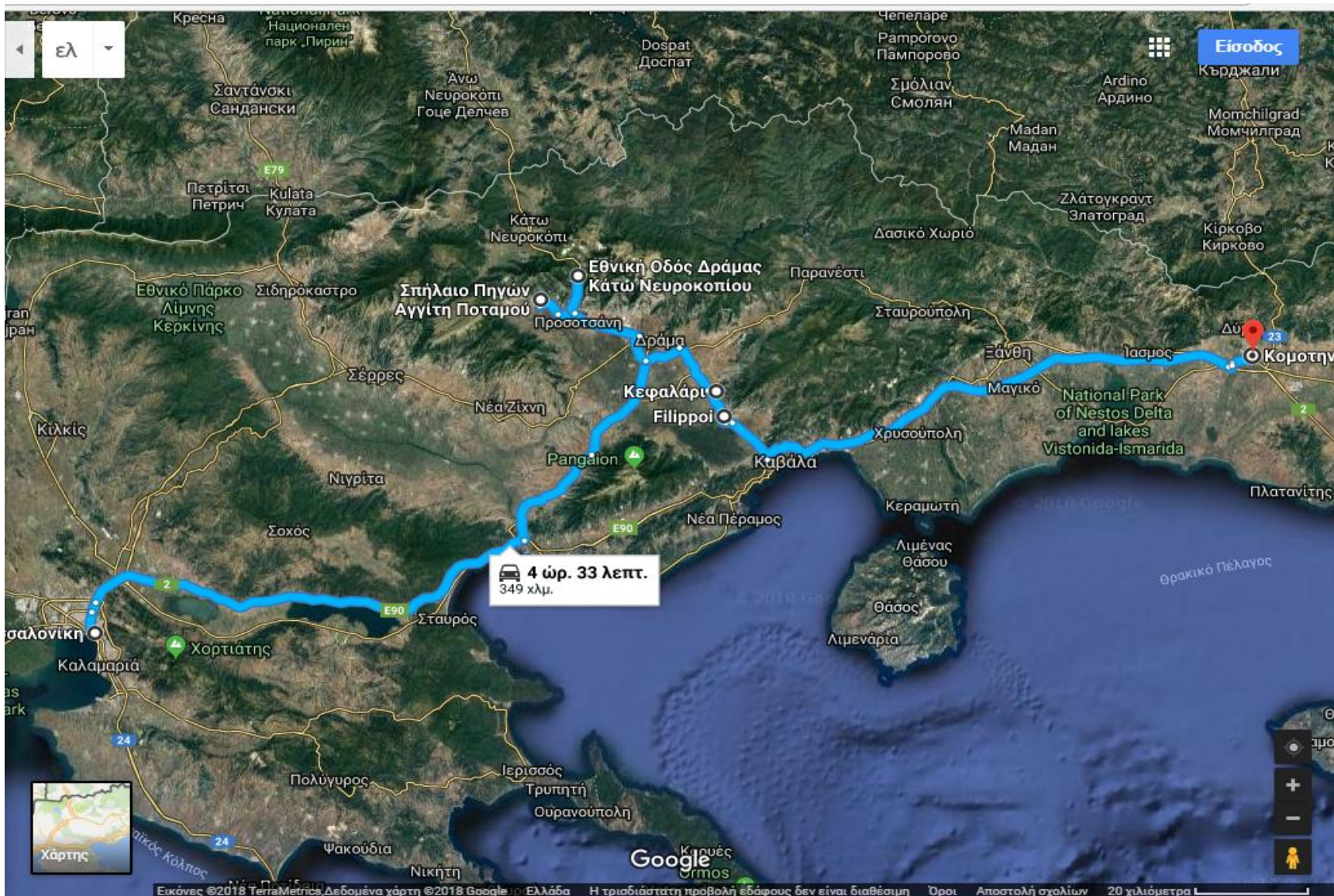
Άσκηση υπαίθρου
ΣΤ' εξάμηνο

Βασίλης Μέλφος
Αλέξανδρος Χατζηπέτρος
Κωνσταντίνος Βουδούρης
(Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης)
και
Παναγιώτης Βουδούρης
(Πανεπιστήμιο Αθηνών)

ΘΕΣΣΑΛΟΝΙΚΗ
2018

Περιεχόμενα

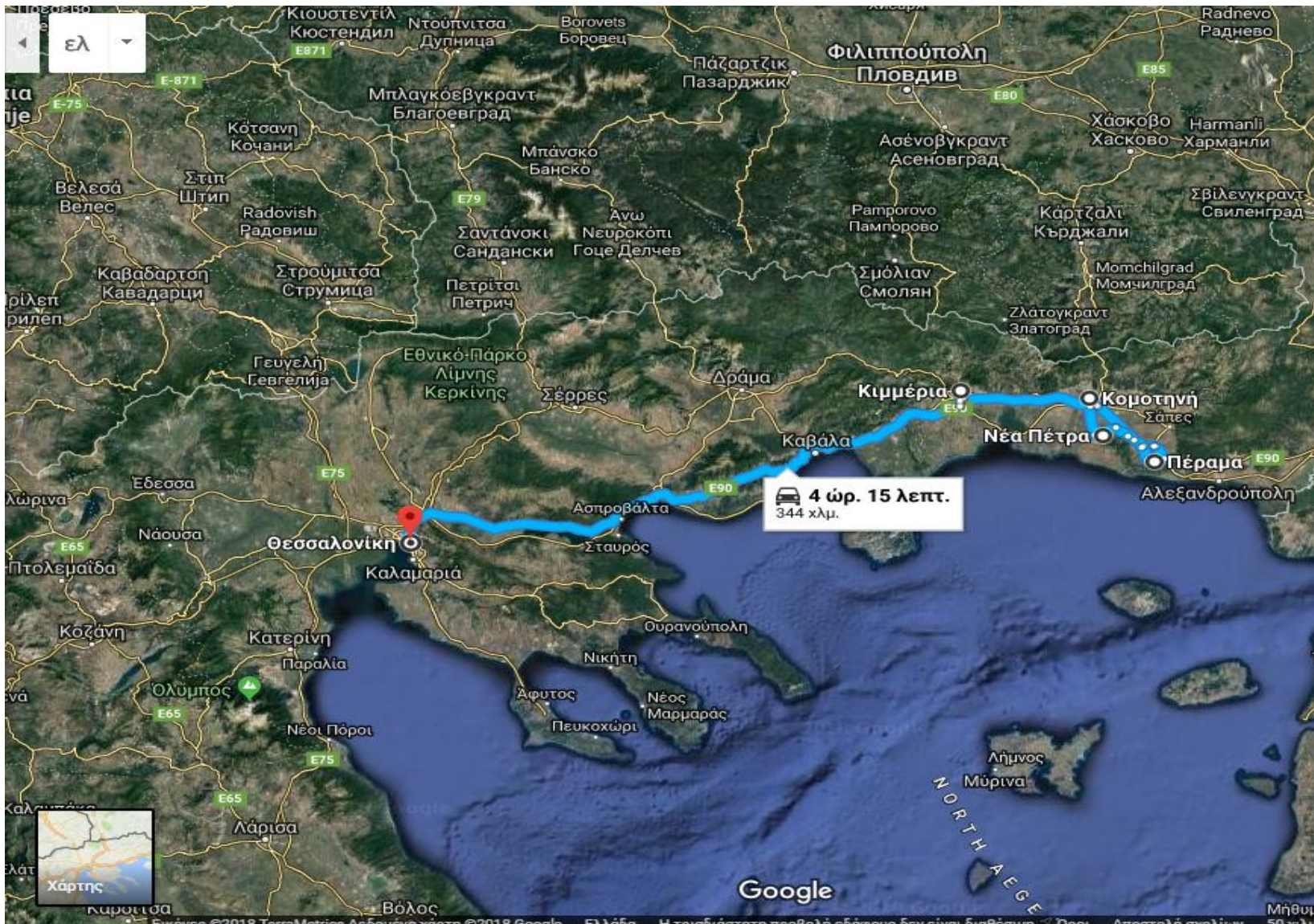
1. Εισαγωγή.....	1
2. Γεωλογία της μάζας της Ροδόπης και της Περιοδοπικής ζώνης στη Θράκη	1
3. Γεωτεκτονική εξέλιξη, Τριτογενής μαγματισμός και μεταλλογένεση στην μάζα της Ροδόπης	3
4. Τεκτονική - Το ρήγμα Μαρώνειας – Μάκρης	8
5. Κοιτασματολογία	11
5.1. Κοίτασμα Μη στο Κ. Νευροκόπι	11
5.2. Μαρώνεια	14
5.2.1. Γενικά ιστορικά στοιχεία	14
5.2.2. Γενικά γεωλογικά στοιχεία	15
5.2.4. Πορφυριτικό κοίτασμα Cu-Mo	18
5.3. Επιθερμικό κοίτασμα χρυσού υψηλής-ενδιάμεσης θείωσης στο Πέραμα Ν. Έβρου	20
5.4. Η μεταλλοφορία Fe-Cu-Au τύπου VMS στην περιοχή Ξυλαγανής.....	23
5.5. Η μεταλλοφορία Cu-Mo-(Au-Bi-W) τύπου intrusion-related στα Κιμμέρια.....	23
6. Υδρογεωλογία	27
6.1. Πηγές ποταμού Αγγίτη (Μααρά) Δράμας.....	27
6.2. Πηγή Αγίας Βαρβάρας Δράμας.....	30
6.3. Πηγή Κεφαλαρίου (Βοϊράνης)	30
6.4. Λεκάνη Δράμας-Φιλίππων, Τενάγη Φιλίππων	33
Βιβλιογραφία	35



1^η ημέρα: 1. Πηγές ποταμού Αγγίτη, 2. Μεταλλεία μαγγανίου 25^ο χλμ. Δράμας-Κάτω Νευροκοπίου, 3. Πηγές Κεφαλάρι, Αρχαίοι Φίλιπποι – θέματα υδροδότησης από την αρχαιότητα έως σήμερα, 4. Τενάγη Φιλίππων.



2^η ημέρα: Μαρώνεια: αρχαίο θέατρο, Μαρμαρίτσα (επιφάνεια ολίσθησης ρήγματος, φλέβες οξειδίων Fe), Μαλ Τεπέ (πορφυριτικό κοίτασμα Cu-Mo, shear zone, μαγματισμός), Κουβούκι (αρχαία Ισμάρα, skarn).



3η ημέρα: 1. Τεκτονικό βύθισμα Πετρωτών και επιθερμικό κοίτασμα στο Πέραμα Έβρου, 2. Κοίτασμα VMS στη Ν. Πέτρα Ξυλαγανής, 3. Ρήγμα Καβάλας-Κομοτηνής-Ξάνθης, Nestos thrust και intrusion related φλέβες Cu-Mo στα Κιμμέρια Ξάνθης.

1. Εισαγωγή

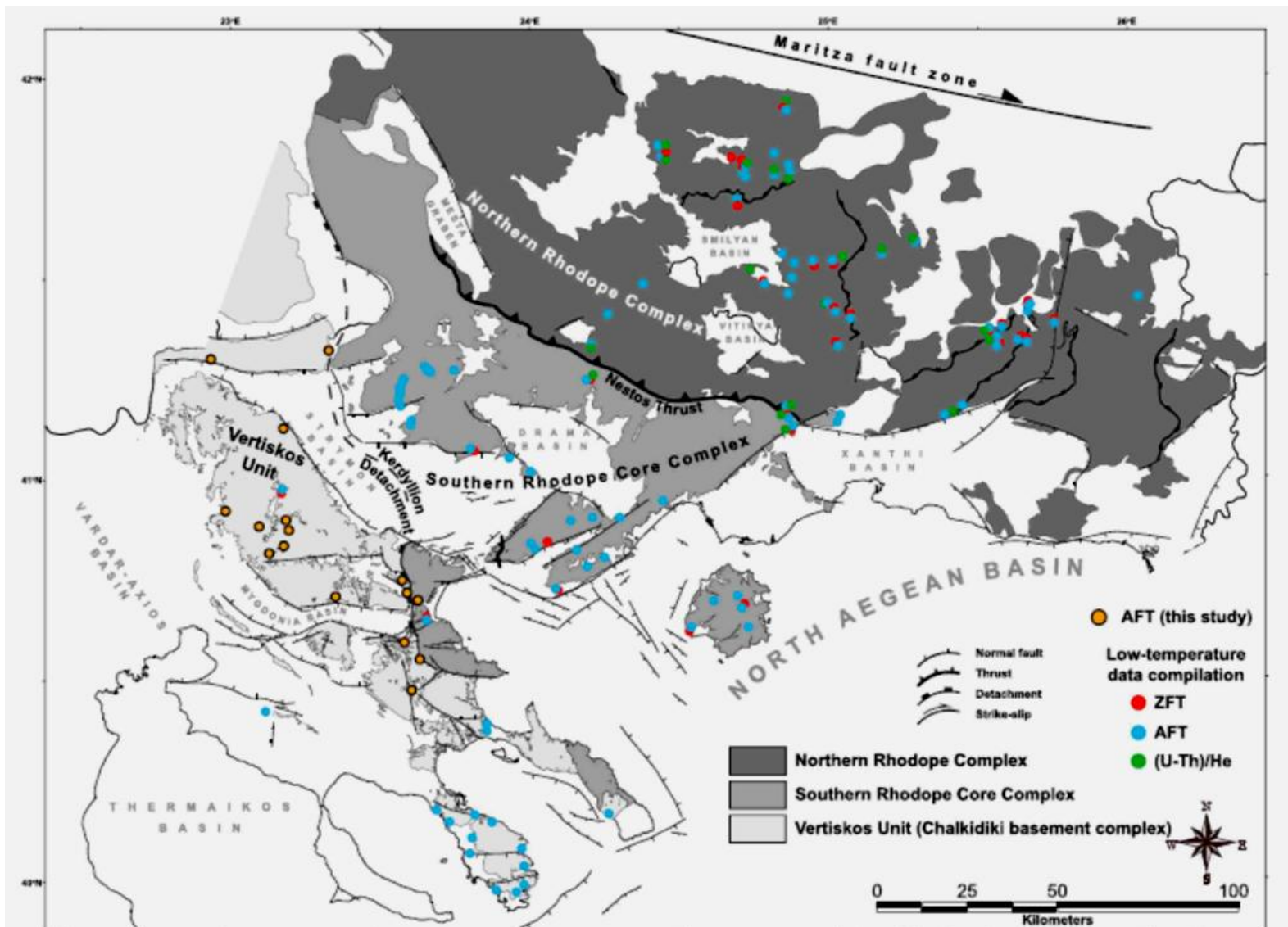
Η άσκηση υπαίθρου έχει ως στόχο οι φοιτητές να διδαχθούν τα αντικείμενα της κοιτασματολογίας και της υδρογεωλογίας σε σχέση με την τεκτονική, σε μία από τις πιο ενδιαφέρουσες, από άποψη γεωλογικής εξέλιξης γεωτεκτονικές ζώνες της Ελλάδας, τη μάζα της Ροδόπης.

Η μεταλλογενετική επαρχία της μάζας της Ροδόπης αποτελεί μία από τις σημαντικότερες περιοχές της ΝΑ Ευρώπης με μεγάλο αριθμό κοιτασμάτων βασικών, ευγενών, σπανίων και «κρίσιμων» μετάλλων. Τα κοιτάσματα αυτά δημιουργήθηκαν κυρίως κατά τον μαγματισμό του Ολιγοκαίνου-Μειοκαίνου σε ένα γεωτεκτονικό περιβάλλον με τεκτονικά γεγονότα που δημιούργησαν κανονικά ρήγματα, ρήγματα αποκόλλησης (detachment faults) και ρήγματα οριζόντιας μετατόπισης (strike-slip faults). Τα ρήγματα αυτά ενεργοποίησαν τη δράση μαγματικών και μεταλλοφόρων υδροθερμικών συστημάτων, από τα οποία σχηματίστηκαν πλήθος κοιτασμάτων με εξαιρετικά χαρακτηριστικά, όπως για παράδειγμα οι υπερ-υψηλές περιεκτικότητες Re σε μολυβδαινίτες της Θράκης, οι υψηλότερες που εντοπίζονται παγκοσμίως. Σε αυτήν την άσκηση υπαίθρου πραγματοποιείται επίσκεψη σε διάφορους τύπους μεταλλοφορίας (κοιτάσματα πορφυριτικά, επιθερμικά, αντικατάστασης, VMS, skarn και Intrusion related) με σκοπό να παρουσιαστούν επιτόπου η ορυκτολογική σύσταση, οι υδροθερμικές εξαλλοιώσεις, η κατανομή των μετάλλων και ο τρόπος σχηματισμού των μεταλλοφοριών αυτών σε σχέση με το γεωτεκτονικό περιβάλλον, τα ρήγματα και τον μαγματισμό. Ο στόχος είναι να συνδυαστούν οι γνώσεις των αντικειμένων της κοιτασματολογίας, της τεκτονικής και της πετρογραφίας με την άμεση παρατήρηση στην ύπαιθρο και να γίνουν κατανοητά τα μοντέλα μεταλλογένεσης επί τόπου όπως έχουν αναπτυχθεί για την μάζα της Ροδόπης από πλήθος ερευνητών.

Τα ανθρακικά πετρώματα και τα μάρμαρα καταλαμβάνουν σημαντική έκταση της χώρας μας, περίπου 35%. Οι υδροφορείς που αναπτύσσονται στα πετρώματα αυτά εκφορτίζονται μέσω πηγών. Όταν η παροχή των πηγών αυτών είναι πολύ μεγάλη, αναφέρονται ως «κεφαλάρια». Τα πηγαία νερά αποτελούν ένα σημαντικό υδατικό πόρο και η σωστή αξιοποίησή τους μπορεί να συμβάλλει στην επίλυση του υδατικού προβλήματος πολλών περιοχών της χώρας μας. Στο μεταμορφωμένο υπόβαθρο της μάζας της Ροδόπης, γύρω από τη λεκάνη της Δράμας-Φιλίππων, που αποτελεί τεκτονική τάφρο, επικρατούν τα μάρμαρα που είναι σε μεγάλο βαθμό καρστικοποιημένα. Έτσι αναπτύσσονται διαδοχικά καρστικά συστήματα, τα οποία επικοινωνούν υδραυλικά μεταξύ τους σε μικρό ή μεγάλο βαθμό. Τα συστήματα αυτά εκφορτίζονται από χαρακτηριστικές μεγάλες πηγές που αποτελούν το αντικείμενο της άσκησης υπαίθρου. Συγκεκριμένα συνδυάζεται η γεωλογία και η τεκτονική της ευρύτερης περιοχής κάθε πηγής, ο μηχανισμός λειτουργίας και το είδος της με βάση διάφορα κριτήρια.

2. Γεωλογία της μάζας της Ροδόπης και της Περιοδοπικής ζώνης στη Θράκη

Η μάζα της Ροδόπης (Σχ. 2.1) γεωγραφικά περιλαμβάνει περιοχές της Νότιας Βουλγαρίας και της Βόρειας Ελλάδας, και συγκεκριμένα περιοχές της Θράκης και της Ανατολικής Μακεδονίας, και γενικά αποτελεί τμήμα της ορογενετικής ζώνης των Άλπεων και των Ιμαλαίων. Σύμφωνα με τους Marchev et al. (2005), Himmerkus et al. (2009), Burg (2012), Kydonakis et al. (2015) και Kounov et al. (2015) στα βόρεια η Ροδόπη συνορεύει με τις γεωτεκτονικές ενότητες Sredna Gora και Strandja κατά μήκος του ρήγματος Maritza ή



Σχ. 2.1. Η μάζα της Ροδόπης όπου διακρίνονται το Σύμπλεγμα της Βόρειας Ροδόπης (North Rhodope Complex), το Μεταμορφικό Σύμπλεγμα της Νότιας Ροδόπης (Southern Rhodope Core Complex - SRCC) και η ενότητα του Βερτίσκου της Σερβομακεδονικής μάζας, με τις κύριες τεκτονικές δομές (Kydonakis et al. 2014).

Έβρου. Στα δυτικά συνορεύει με την ενότητα Βερτίσκου της Σερβομακεδονικής μάζας και με την Περιοδοπική ζώνη. Στα ανατολικά η Ροδόπη καλύπτεται από τα Νεογενή ιζήματα της λεκάνης της Ανατολικής Θράκης στην Τουρκία, ενώ στα νότια συνορεύει με το Βόρειο Αιγαίο.

Η μάζα της Ροδόπης αποτελεί ένα ετερογενές τμήμα ηπειρωτικού φλοιού και χωρίζεται στην Σύμπλεγμα της Βόρειας Ροδόπης (Northern Rhodope Domain) και στο Μεταμορφικό Σύμπλεγμα της Νότιας Ροδόπης (Southern Rhodope Core Complex - SRCC) στο οποίο συμπεριλαμβάνεται και η ενότητα Κερδυλλίων, λόγω της κοινής τους γεωτεκτονικής εξέλιξης κατά το Καινοζωικό (Kydonakis et al. 2015).

Εξελικτικά αρχικά η μάζα της Ροδόπης ήταν μέρος της Αλπικής ορογένεσης και στη συνέχεια η εκτατική τεκτονική που ακολούθησε οδήγησε στην ανάδυση μεταμορφικών συμπλεγμάτων, στη δημιουργία ιζηματογενών λεκανών και στον σχηματισμό όξινων έως βασικών μαγματικών πετρωμάτων, πλουτωνικών, υποηφαιστειακών και ηφαιστειακών, με αποτέλεσμα την ανάπτυξη σημαντικών μαγματικών-υδροθερμικών μεταλλοφοριών (Marchev et al. 2005, Brun and Sokoutis 2007, Burg 2012, Kiliyas et al. 2015, Kydonakis et al. 2015, Melfos and Voudouris 2012, 2017).

Παρακάτω θα αναλυθούν το Μεταμορφικό Σύμπλεγμα Νότιας Ροδόπης (SRCC) καθώς και η Περιοδοπική ζώνη στην Θράκη, αφού αυτές οι λιθοτεκτονικές ενότητες σχετίζονται με την άσκηση υπαίθρου.

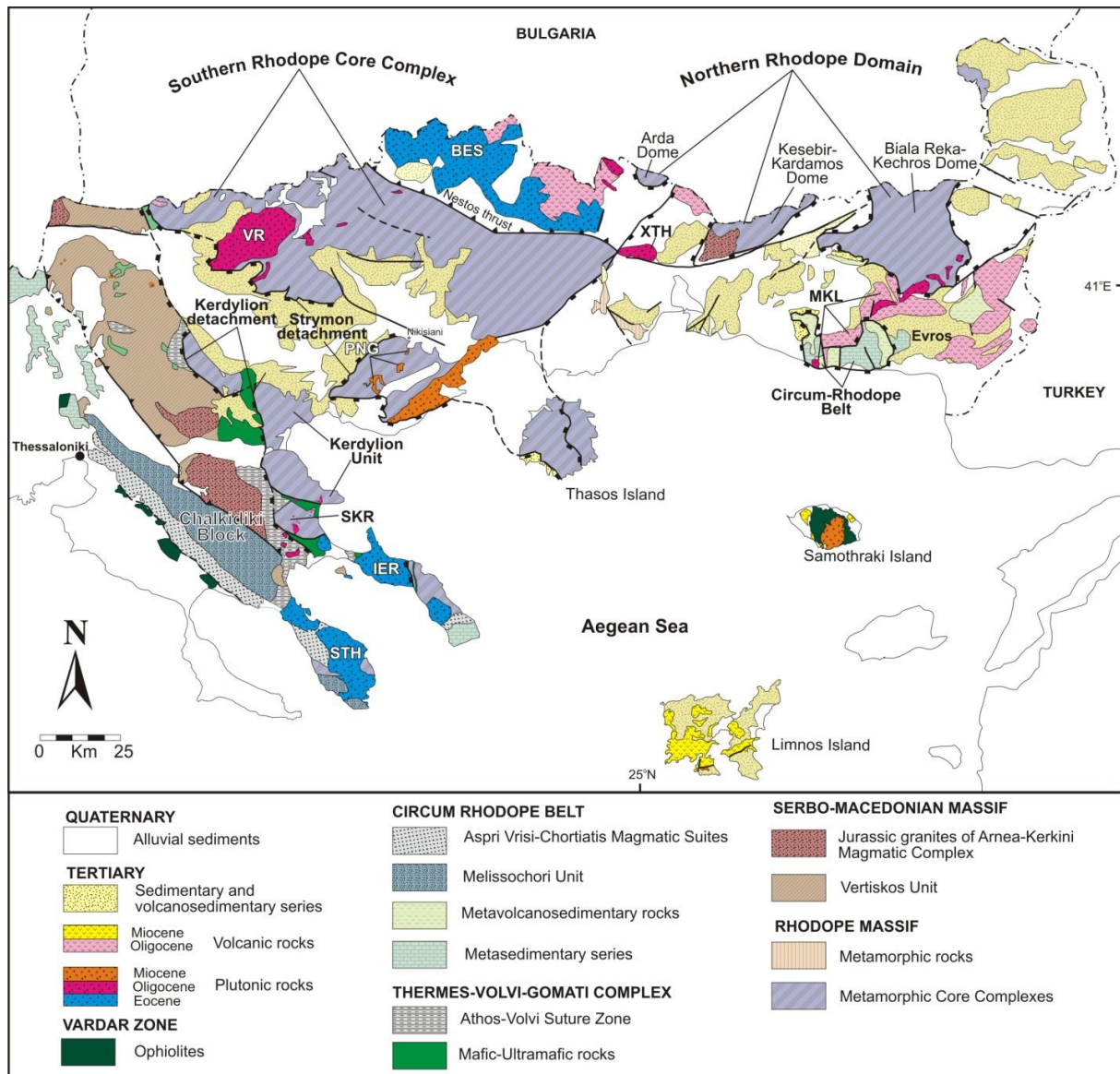
Είναι αξιοσημείωτο ότι το SRCC είναι το μεγαλύτερο μεταμορφικό σύμπλεγμα του Αιγαίου και ένα από τα μεγαλύτερα του κόσμου (Brun and Sokoutis 2007, Kydonakis et al. 2015). Τοποθετείται γεωγραφικά στο νοτιοδυτικό τμήμα της μάζας της Ροδόπης (Σχ. 2.2) και οριοθετείται ανάμεσα στο thrust του Βερτίσκου και στο thrust του Νέστου που έχει ΒΔ-ΝΑ διεύθυνση (Κουπον et al. 2015). Σύμφωνα με τους Brun and Sokoutis (2007) το σύμπλεγμα αυτό αποτελεί έναν εκτεταμένο μεταμορφικό δόμο που αναδύθηκε στο Βόρειο Αιγαίο ως αποτέλεσμα μιας μεγάλης κλίμακας εκτατικής τεκτονικής που συνέβη από το Μέσο Ηώκαινο έως το Μέσο Μειόκαινο. Είναι αξιοσημείωτο ότι σύμφωνα με τους Marchev et al. (2005) το πάχος του φλοιού της Νότιας Ροδόπης υπολογίζεται σε 25 km.

Έτσι το SRCC περιλαμβάνει μία κατώτερη ενότητα από υψηλού βαθμού μεταμορφωμένα πετρώματα, μεταξύ αυτών και ορθογνεύσιους από πρωτόλιθους ηλικίας από το Πέρμιο έως το Λιθανθρακοφόρο. Πάνω από αυτήν την ενότητα τοποθετούνται επίσης πετρώματα με υψηλό βαθμό μεταμόρφωσης που σχετίζονται με ηπειρωτικό και με ωκεάνιο περιβάλλον. Η ηλικία των πρωτολίθων αυτών των πετρωμάτων ποικίλει από το Πρωτεροζωικό έως το Ορδοβίσιο και από το Πέρμιο και το Λιθανθρακοφόρο μέχρι το Άνω Ιουρασικό, αντίστοιχα (Brun and Sokoutis 2007, Burg 2012, Kydonakis et al. 2015, Bonev et al. 2015, Kounov et al. 2015).

Επάνω στα προηγούμενα πετρώματα τοποθετούνται ασύμφωνα οι χαμηλού βαθμού μεταμόρφωσης οφιόλιθοι του Έβρου και τα συνοδά μετα-ιζηματογενή και μετα-ηφαιστειοϊζηματογενή πετρώματα της τάφρου τα οποία σταδιακά μεταβαίνουν στα πετρώματα του ηπειρωτικού περιθωρίου της Περιοδοπικής ζώνης (Circum-Rhodope belt), όπως τα Τριαδικά μάρμαρα μέσα στα οποία παρεμβάλλονται μεταπηλιτικά πετρώματα (Magganas et al. 2002, Meinhold and Kostopoulos 2013).

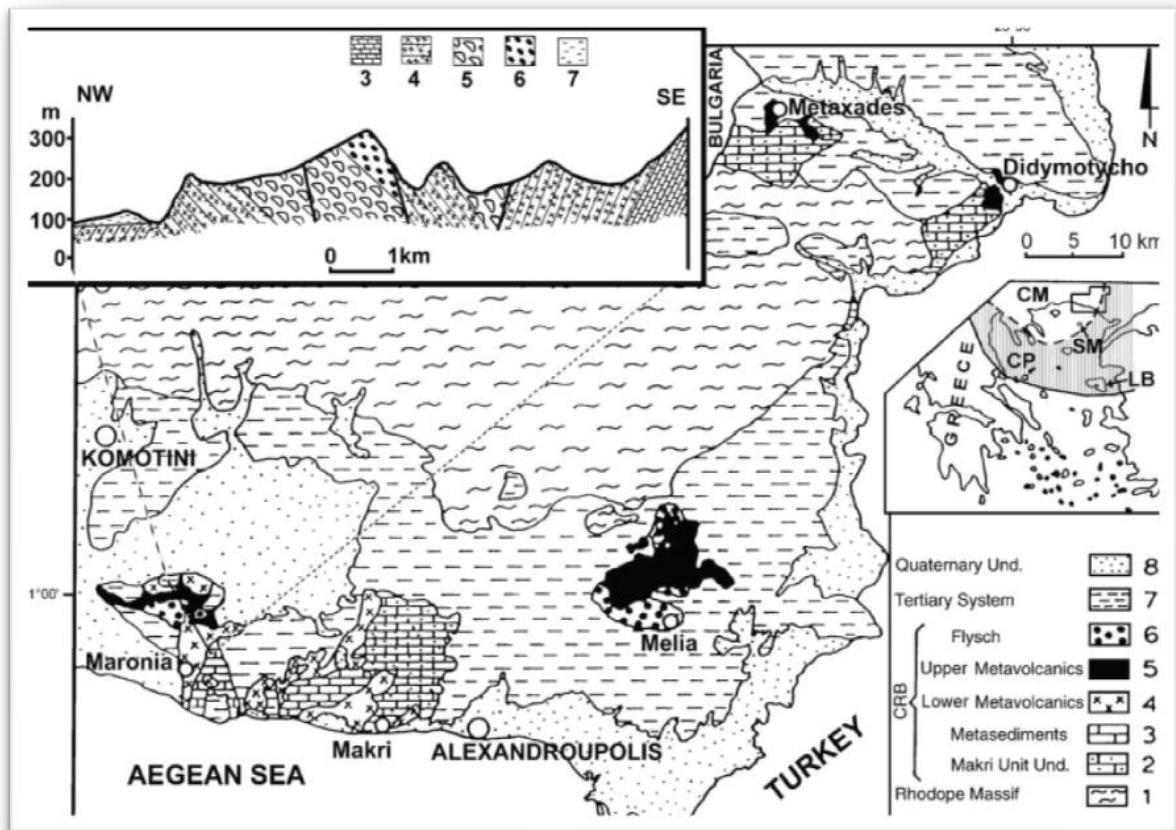
Η Περιοδοπική ζώνη (Σχ. 2.3) που εμφανίζεται στην περιοχή της Θράκης αποτελείται από την ενότητα Μάκρης και την ενότητα Δρυμού-Μελίας. Η ενότητα Μάκρης περιλαμβάνει στα κατώτερα τμήματα μετα-ιζηματογενή πετρώματα και στα ανώτερα μετα-ηφαιστειοϊζηματογενή πετρώματα που έχουν μεταμορφωθεί στην πρασινοσχιστολιθική φάση. Η ενότητα Δρυμού-Μελίας αποτελείται από πολύ χαμηλού βαθμού μεταμορφωμένα

ηφαιστειακά και ηφαιστειοϊζηματογενή πετρώματα, μέσα στα οποία συμπεριλαμβάνονται και οι οφειόλιθοι του Έβρου (Magganas et al. 2002, Meinhold and Kostopoulos 2013).



Σχ. 2.2. Απλοποιημένος γεωλογικός χάρτης της μάζας της Ροδόπης στην ΒΑ Ελλάδα όπου διακρίνονται τα σημαντικότερες τεκτονικές δομές (κυρίως τα ρήγματα αποκόλλησης) και τα μαγματικά πετρώματα του Καινοζωικού (Ηώκαινο-Μειόκαινο) (από Melfos and Voumouris 2017). Συντομογραφίες των μαγματικών πετρωμάτων BES: Βαρυτιν-Ελατιά-Σκαλωτή, IER: Ιερισσός, KV: Κοτύλη, KZ: Καλότυχο-Zlatograd, MKL: Μαρώνεια-Κίρκη-Λεπτοκαρυά, SKR: Σκουριές, KVL: Καβάλα, PNG: Παγγαίον, STH: Σιθωνία, VR: Βροντού, XTH: Ξάνθη).

Στα πετρώματα της μάζας της Ροδόπης διακρίνονται έντονες διατμητικές τάσεις νοτιοδυτικής κατεύθυνσης που δημιουργήθηκαν κάτω από μεταμόρφωση αμφιβολιτικής και πρασινοσχιστολιθικής φάσης. Επίσης, η εμφάνιση μιγματιτών στο SRCC και κυρίως στη Θάσο και στην Ενότητα Κερδυλλίων, υποδεικνύει συνθήκες μερικής τήξης των πετρωμάτων.



Σχ. 2.3. Συνοπτική λιθοστρωματογραφία της Περιοδοτικής ζώνης στη Θράκη (Magganas et al. 2002).

3. Γεωτεκτονική εξέλιξη, Τριτογενής μαγματισμός και μεταλλογένεση στην μάζα της Ροδόπης

Κατά το Ιουρασικό και Κρητιδικό έλαβε χώρα μία εκτεταμένη υποβύθιση του ωκεανού της Τηθύος κάτω από την Ευρασιατική ήπειρο που είχε σαν αποτέλεσμα τον σχηματισμό των οροσειρών των Άλπεων και των Ιμαλαίων. Η υποβύθιση αυτή και το κλείσιμο του ωκεανού επηρέασαν και την Ροδόπη (Burg 2012, Kounon et al. 2015, Kydonakis et al. 2015) προκαλώντας την μεταμόρφωση των προϋπαρχόντων πετρωμάτων. Σύμφωνα με τους Kounon et al. (2015) και με βάση χρονολογήσεις U-Pb σε ζirkόνια, καταγράφηκαν υψηλής πίεσης γεγονότα πριν από 145 Ma βόρεια της Ξάνθης με το σχηματισμό εκλογιτών. Επίσης, σύμφωνα με τους Bonev et al. (2006) μεταξύ 119 και 65 Ma, με κορύφωση στο Μέσο Κρητιδικό, δρούσαν συμπιεστικές τάσεις με αποτέλεσμα τη δημιουργία ρηγμάτων thrust και την αύξηση του πάχους του φλοιού.

Αμέσως μετά, κατά το Παλαιόκαινο (65-56 Ma), ξεκίνησε η κατάρρευση του ορογενούς που ήταν αποτέλεσμα δράσης των εκτατικών δυνάμεων με τη δημιουργία ρηγμάτων αποκόλλησης (detachment faults) (Σχ. 3.1) λόγω της υποχώρησης (roll-back) της καταδυόμενης ωκεάνιας πλάκας (Bonev et al. 2006, Brun and Sokoutis 2007, Burg 2012, Bonev et al. 2015, Kydonakis et al. 2015). Αυτό είχε σαν αποτέλεσμα την εκταφή (exhumation) μεταμορφικών συμπλεγμάτων όπως αυτό της Νότιας Ροδόπης (SRCC). Η εκταφή των μεταμορφικών συμπλεγμάτων συνεχίστηκε στην μάζα της Ροδόπης έως και το Μέσο Μειόκαινο.

Σύμφωνα με τους Kiliias et al. (2015) και Kydonakis et al. (2015) η έκταση αυτή είχε σαν αποτέλεσμα την εκτεταμένη ανάπτυξη ηπειρωτικών και θαλάσσιων ιζηματογενών λεκανών. Έτσι σχηματίστηκε η Παλαιογενής λεκάνη της Θράκης (Σχ. 3.2), η οποία εξελίχθηκε ως μια supra-detachment λεκάνη, δηλαδή μία λεκάνη επάνω από ένα ρήγμα αποκόλλησης (Kiliias et al. 2011). Τα ιζήματα αυτής της λεκάνης είναι κυρίως μολλασικοί σχηματισμοί με πάχος 3-5 km πάχος, Τριτογενούς ηλικίας, που υπέρκεινται ασύμφωνα από Μειοκαινικές έως Τεταρτογενείς ιζηματογενείς αποθέσεις (Kiliias et al. 2015). Η ιζηματογένεση αυτή συνοδεύτηκε από ασβεσταλκαλική και τοπικά σωσσοιτική, όξινη έως ενδιάμεση ηφαιστειότητα, Ολιγοκαινικής-Μειοκαινικής ηλικίας.

Γενικά η έντονη μαγματική δραστηριότητα που αναπτύχθηκε μετά την σύγκρουση (post-collision magmatism) στην μάζα της Ροδόπης (Σχ. 2.2) πιθανώς να οφείλεται στο roll-back της καταδύμενης πλάκας, στην κατάρρευση του ορογενούς, στην λέπτυνση της λιθόσφαιρας, στην αποκόλληση τμημάτων του φλοιού και της λιθόσφαιρας, καθώς και στην διάρρηξη της λιθόσφαιρικής πλάκας (Pe-Piper et al. 1998, Ersoy and Palmer 2013). Τα μάγματα προήλθαν από την τήξη της καταδύμενης ωκεάνιας πλάκας που αναμείχθηκαν με την ασθενόσφαιρα και διείσδυσαν σε μικρά βάθη μέσω των ρηγμάτων αποκόλλησης, δημιουργώντας πλουτωνικά, υποηφαιστειακά και ηφαιστειακά πετρώματα, βασικής έως όξινης σύστασης με χαρακτήρα ασβεσταλκαλικό, υψηλού καλίου ασβεσταλκαλικό και σωσσοιτικό.

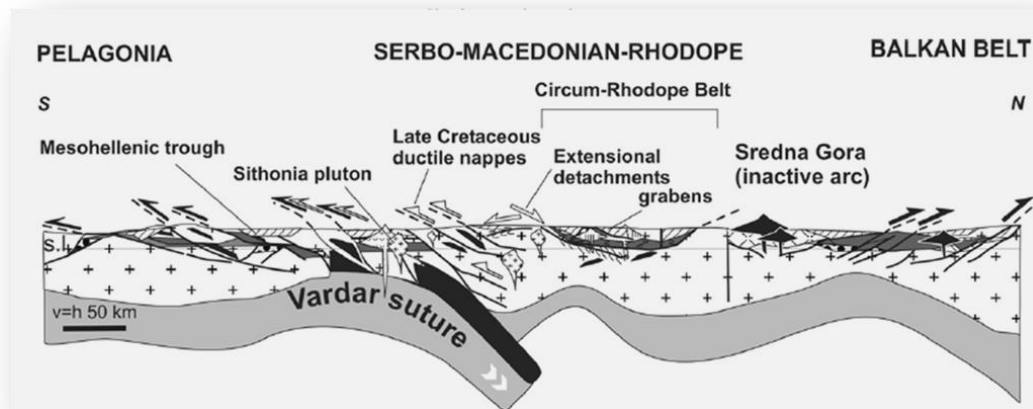
Τα ρήγματα αποκόλλησης και οι λεκάνες που αναπτύχθηκαν λόγω τεκτονικής επάνω από τα ρήγματα αποκόλλησης, επηρέασαν την κρυστάλλωση των μαγματικών πετρωμάτων, την κυκλοφορία των υδροθερμικών ρευστών και την μεταλλογένεση κατά το Τριτογενές (Melfos and Voudouris 2016, 2017, Menant et al. 2018). Η μεταλλογένεση αυτή συνδέεται με δύο κύριες περιόδους: Ολιγόκαινο (33-25 Ma) και Κάτω Μειόκαινο (22-19 Ma) (Σχ. 3.3).

Οι σημαντικότεροι τύποι μεταλλοφορίας περιλαμβάνουν πορφυριτικά και επιθερμικά συστήματα, κοιτάσματα τύπου skarn, κοιτάσματα αντικατάστασης Pb-Zn-Ag-Au σε ανθρακικά πετρώματα, μεταλλοφορίες χρυσού με Bi-Te ή Mo-W που σχετίζονται με μαγματικές διεισδύσεις (intrusion-related), καθώς και πολυμεταλικές χρυσοφόρες χαλαζιακές φλέβες που διεισδύουν σε μεταμορφωμένα πετρώματα (Σχ. 3.4).

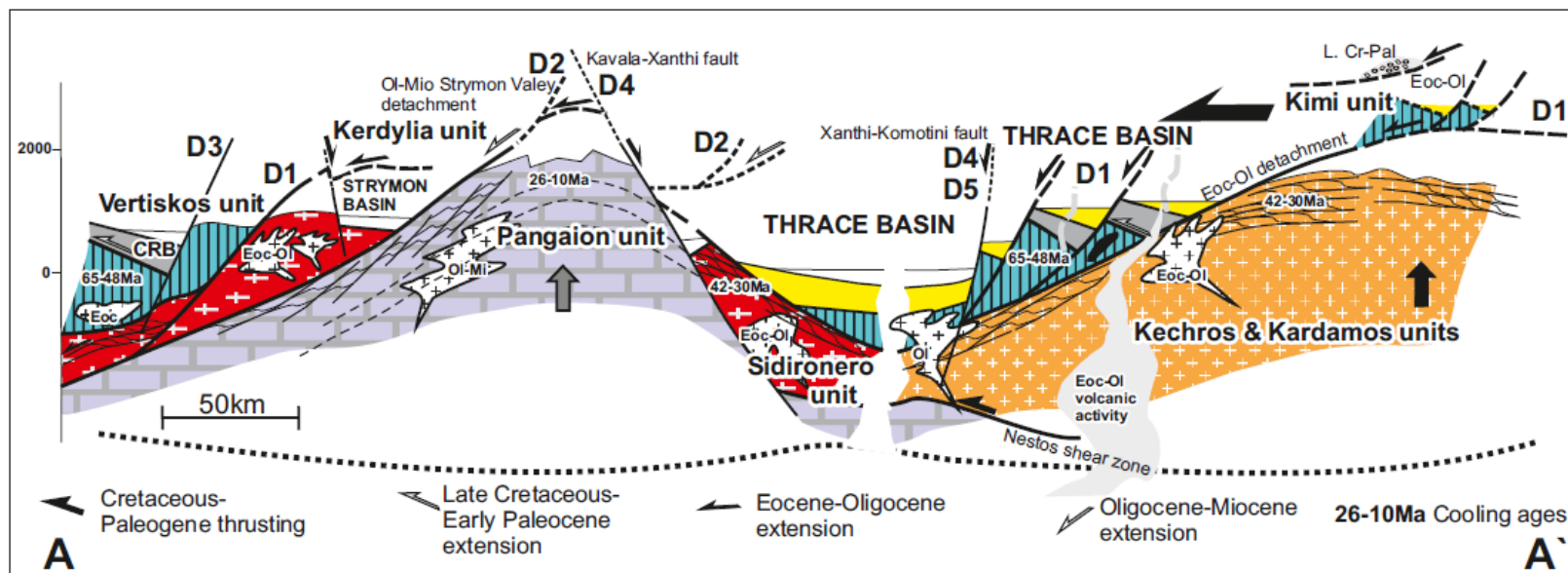
Τα πορφυριτικά και επιθερμικά κοιτάσματα συνήθως συνδέονται με εκτεταμένες υδροθερμικές εξαλλοιώσεις, ενώ στις υπόλοιπες περιπτώσεις οι εξαλλοιώσεις είναι περιορισμένες και ελέγχονται κυρίως από την τεκτονική. Τα κοιτάσματα πορφυριτικού τύπου περιλαμβάνουν μεταλλοφορίες Cu-Au, Cu-Mo-Au-Re, Mo-Re και Mo-W και είναι συχνά εμπλουτισμένα Te και PGE (Platinum Group Elements).

Στα επιθερμικά κοιτάσματα συμπεριλαμβάνονται κυρίως υψηλής και ενδιάμεσης θεώσεως (HS και IS) μεταλλοφορίες που φιλοξενούνται σε ηφαιστειακά πετρώματα, αν και εντοπίζονται επίσης επιθερμικές μεταλλοφόρες φλέβες, λατυποπαγή και διασπορές που φιλοξενούνται σε ιζηματογενή και μεταμορφωμένα πετρώματα. Οι HS επιθερμικές μεταλλοφορίες συνδέονται κυρίως με Cu-Au-Ag-Te, ενώ οι IS μεταλλοφορίες με Pb-Zn-Au-Ag-Te.

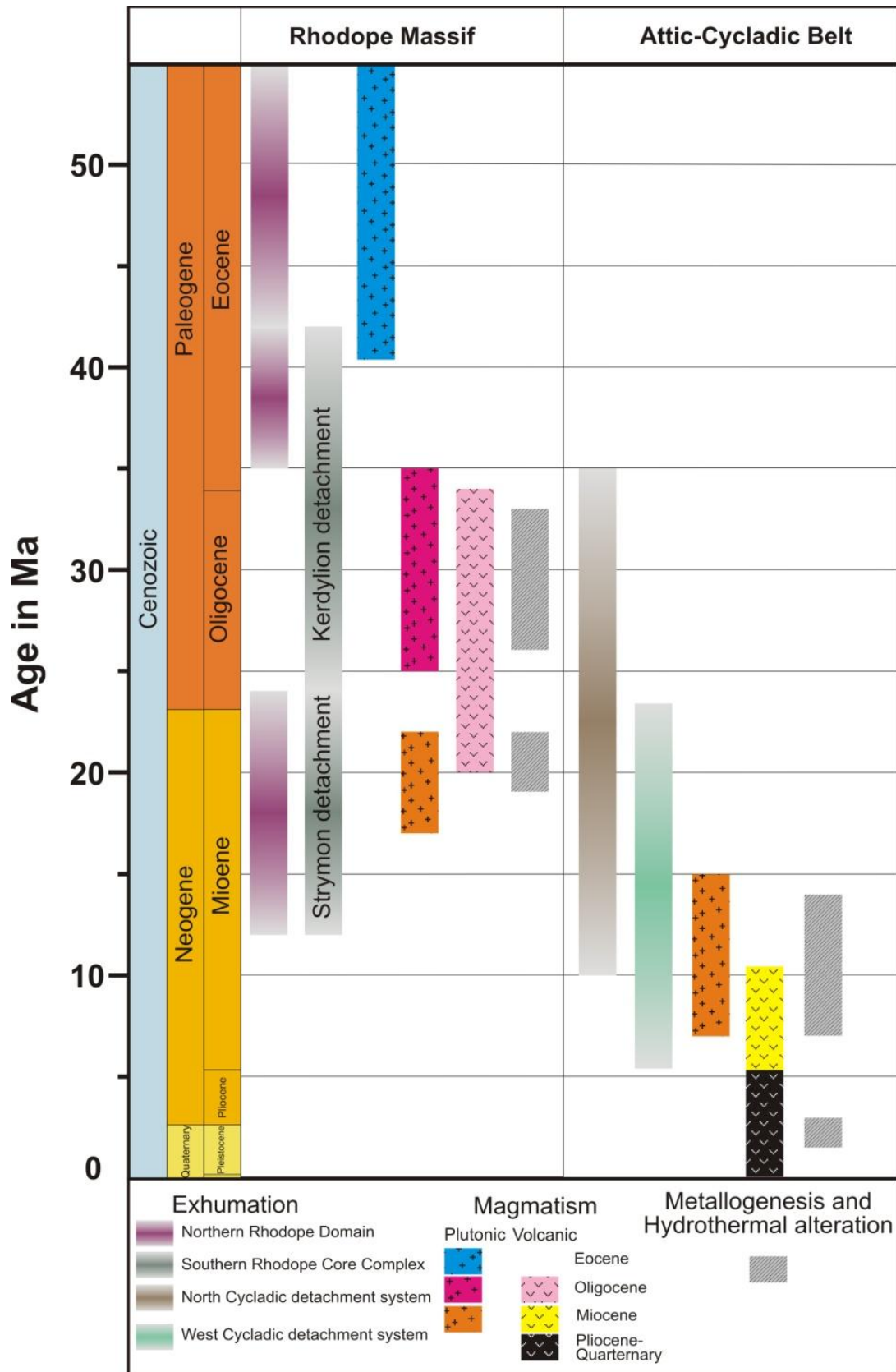
Τα κοιτάσματα αντικατάστασης ανθρακικών πετρωμάτων Pb-Zn περιέχουν συχνά ψηλές περιεκτικότητες σε Au και Ag, και μαζί με τα χρυσοφόρα συστήματα που σχετίζονται με τις μαγματικές διεισδύσεις, έπαιξαν σημαντικό ρόλο στην οικονομία και ανάπτυξη της Αρχαίας Ελλάδας. Τέλος, εκατοντάδες πολυμεταλλικές φλέβες που φιλοξενούνται στα μεταμορφωμένα πετρώματα της Ροδόπης συμβάλλουν σημαντικά στο μεταλλικό δυναμικό της Ελλάδας.



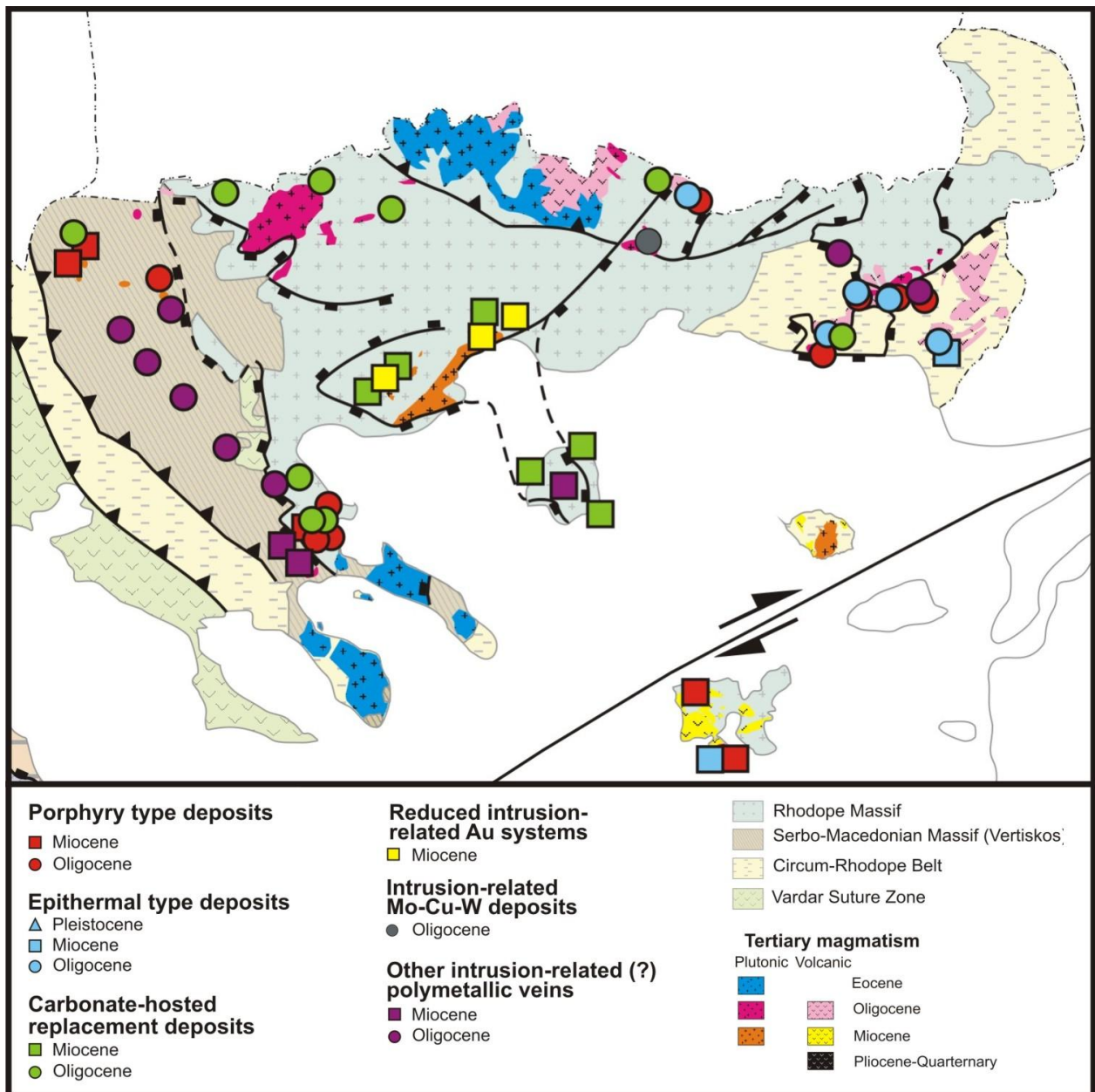
Σχ. 3.1. Τα εκτατικά γεγονότα του Μεσοζωικού με το σχηματισμό ρηγμάτων αποκόλλησης (detachment faults) λόγω της κατάρρευσης του ορογενούς (Bonev et al. 2015).



Σχ. 3.2. Η Παλαιογενής λεκάνη της Θράκης (THB) και η σχετιζόμενη εκτατική τεκτονική (Kilias et al. 2015).

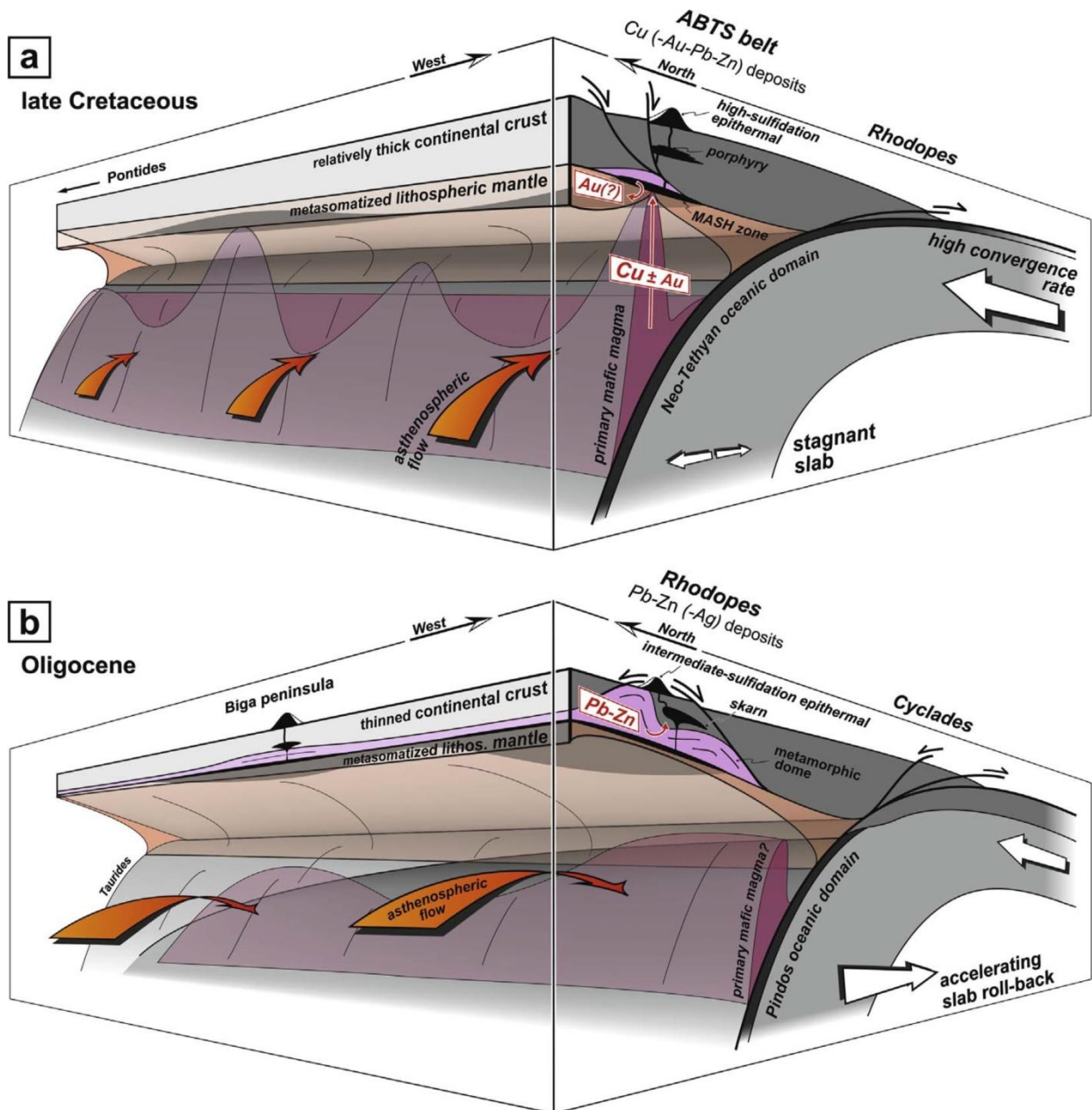


Σχ. 3.3. Διάγραμμα που δείχνει τα σημαντικά τεκτονικά, μαγματικά και μεταλλογενετικά γεγονότα στις μάζες της Ροδόπη και της Αττικο-Κυκλαδικής (Melfos and Voudouris 2017).



Σχ. 3.4. Μεταλλογενετικός χάρτης της μάζας της Ροδόπης και της Σερβομακεδονικής μάζας (προσαρμοσμένο από Melfos and Voudouris 2017).

Σύμφωνα με τους Menant et al. (2018) οι μεταλλοφορίες στην μάζα της Ροδόπης σχηματίστηκαν σε ένα εκτατικό καθεστώς που συνοδευόταν από οπισθοτόξιο μαγματισμό (back-arc magmatism). Η έκταση αυτή δημιουργήθηκε από την αύξηση της ταχύτητας υποβύθισης της ωκεάνιας λιθόσφαιρας προς τα νότια. Τα μαγματικά-υδροθερμικά συστήματα από τα οποία δημιουργήθηκαν οι μεταλλοφορίες περιορίστηκαν στον ηπειρωτικό φλοιό (Σχ. 3.5). Η ταχύτατη άνοδος των μεταλλοφόρων ρευστών ευνοήθηκε είτε από ρήγματα διάτμησης (strike-slip faults) είτε από εκτενή ρήγματα αποκόλλησης (detachment faults) με την ταυτόχρονη εκταφή των μεταμορφικών συμπλεγμάτων κατά το Ολιγόκαινο-Μειόκαινο.



Σχ. 3.5. Τρισδιάστατο σχηματικό μοντέλο της ζώνης υποβύθισης κάτω από την Ροδόπη και την Αττικο-κυκλαδική όπου φαίνονται οι διεργασίες στον μανδύα και τον φλοιό που ελέγχουν τον σχηματισμό (a) της πλούσιας σε Cu μεταλλογενετικής επαρχίας βόρεια της Ροδόπης κατά τον Άνω Κρητιδικό και (b) της πλούσιας σε Pb-Zn μεταλλογενετικής επαρχίας κατά το Ολιγόκαινο (από Menant et al. 2018).

4. Τεκτονική - Το ρήγμα Μαρώνας – Μάκρης

Το ρήγμα Μαρώνας – Μάκρης είναι ένα ενεργό ρήγμα γενικής διεύθυνσης Δ – Α, το οποίο οριοθετεί τις ακτές της Θράκης μεταξύ Αγ. Χαράλαμπος Μαρώνας (Ισμαρος) και Αλεξανδρούπολης. Με βάση τη γεωμετρία του και τα γεωμορφολογικά του χαρακτηριστικά διακρίνεται σε τρία (3) ανεξάρτητα τμήματα: α) το δυτικότερο της Μαρμαρίτσας με σαφή ΔΒΔ – ΑΝΑ διεύθυνση, β) το ενδιάμεσο της Μεσημβρίας (Δ – Α) και γ) το ανατολικότερο της Μάκρης (Δ – Α) που πιθανώς εκτείνεται μέχρι τις ακτές της Αλεξανδρούπολης.

Το τμήμα της Μαρμαρίτσας χαρακτηρίζεται από ιδιαίτερα εντυπωσιακές ρηξιγενείς επιφάνειες κατά μήκος της ακτογραμμής. Έχει διεύθυνση $110 - 120^\circ$ και κλίση προς τα ΝΔ με γωνία $60 - 70^\circ$. Η επιφάνεια του ρήγματος («καθρέπτης»), που αναπτύσσεται στα μάρμαρα, υπερβαίνει τα 5 m ύψος, είναι τεκτονισμένη (breccia) και λειασμένη (slickenslide) με χαρακτηριστικά αυλάκωσης (corrugation) και γραμμώσεις τεκτονικής ολίσθησης (striation).

Το Δ - Α (90°) διεύθυνσης ρήγμα της Μεσημβρίας εκτείνεται από το ακρωτήριο της Μαρώνας μέχρι την πόλη της Μάκρης, ενώ το τμήμα της Μάκρης είναι σε πολλές θέσεις καλυμμένο με Πλειστοκαινικά ιζήματα ακτών. Με βάση τα μορφοτεκτονικά χαρακτηριστικά και τη γραμμική σεισμική δραστηριότητα που παρατηρήθηκε κατά τον Ιούνιο - Ιούλιο του 2004, το τμήμα αυτό μαζί με το αντίστοιχο των Λουτρών Αλεξανδρούπολης είναι το πλέον ενεργό.



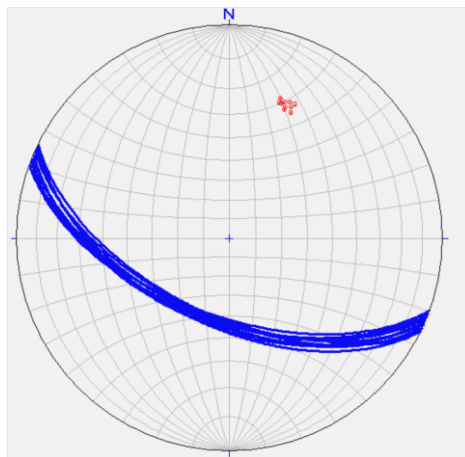
Σχ. 4.1. Ψευδοέγχρωμη δορυφορική εικόνα της Θράκης. Τα τρία τμήματα του ρήγματος Μαρώνας - Μάκρης ορίζουν τη σχεδόν γραμμική νότια ακτή.



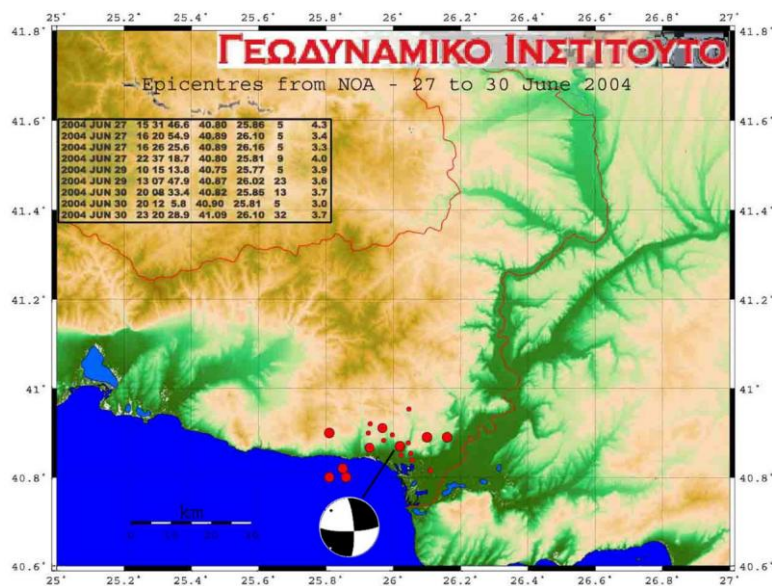
Σχ. 4.2. Γενική άποψη της ρηξιγενούς επιφάνειας του ρήγματος της Μαρμαρίτσας.



Σχ. 4.3. Το τμήμα της Μαρμαρίτσας χαρακτηρίζεται από μία εντυπωσιακή κατοπτρική επιφάνεια, η οποία κλίνει προς τα ΝΔ και ορίζει τη μορφολογία της ακτής. Σε μόνο μία θέση ορίζει την επαφή μεταξύ των μαρμάρων του υποβάθρου και Πλειστοκαινικών πλευρικών κορημάτων. Η ρηξιγενής επιφάνεια συνοδεύεται από μία ζώνη διάκλασης πλάτους έως και 5 m, η οποία παραμορφώνεται από νεότερες επιφάνειες.



Σχ. 4.4. Στερεογραφική προβολή των ρηξιγενών επιφανειών (ρήγμα Μαρμαρίτσας).



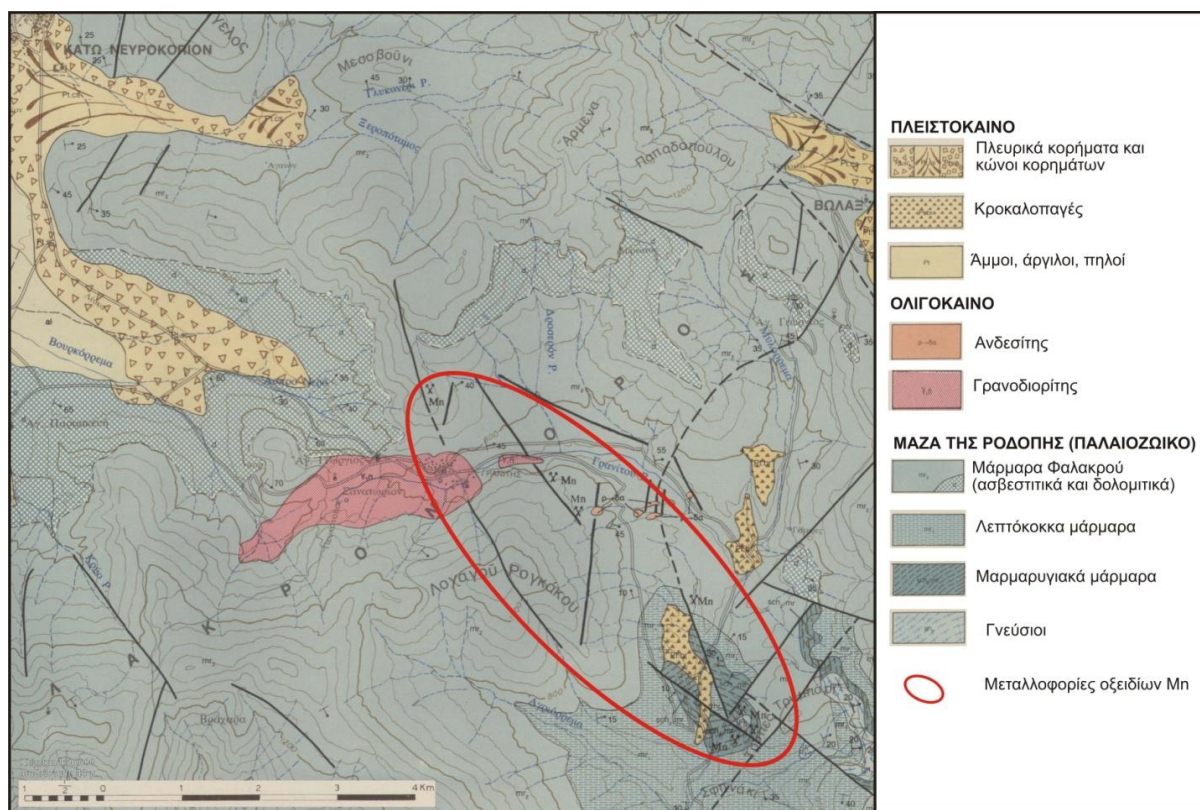
Σχ. 4.5. Χάρτης κατανομής επικέντρων σεισμών μικρού μεγέθους, κατά τη διάρκεια της σεισμικής ακολουθίας του Ιουνίου 2004. Η σχεδόν γραμμική τους κατανομή στη συνέχεια της ρηξιγενούς ζώνης Μαρώνειας-Μάκρης, οδηγεί στο συμπέρασμα ότι πρόκειται για μία ενεργό ρηξιγενή γραμμή.

5. Κοιτασματολογία

5.1. Κοίτασμα Mn στο Κ. Νευροκόπι

Οι μεταλλοφορίες οξειδίων μαγγανίου στην περιοχή του χωριού Γρανίτης, ΝΑ του Κάτω Νευροκοπίου Δράμας, φιλοξενούνται μέσα στα μάρμαρα του όρους Φαλακρό, τα οποία ανήκουν στη μάζα της Ροδόπης (Σχ. 5.1). Πρόκειται για κοιτάσματα αντικατάστασης Pb-Zn σε ανθρακικά πετρώματα, υδροθερμικής προέλευσης, πλούσια σε Mn, που οξειδώθηκαν από μετεωρικά νερά και την συμμετοχή O₂ ή CO₂. Τα μεταλλοφόρα σώματα έχουν φλεβική μορφή ή ακανόνιστο σχήμα και στα όριά τους με τα μάρμαρα παρατηρούνται φαινόμενα αντικατάστασης και εξαλλοίωσης των μαρμάρων σε δολομίτη και αργιλικά ορυκτά. Οι μεταλλοφορίες αναπτύσσονται κυρίως μέσα σε ζώνες ρηγμάτων με διευθύνσεις ΒΔ-ΝΑ και ΒΑ-ΝΔ. Το μέγεθος των μεταλλοφόρων σωμάτων μπορεί να φθάσει σε μήκος έως 50 m, σε πλάτος έως 20 m και σε πάχος έως 10 m (Nimforoulos 1988, Nimforoulos and Patrick 1991, Nimforoulos et al. 1997).

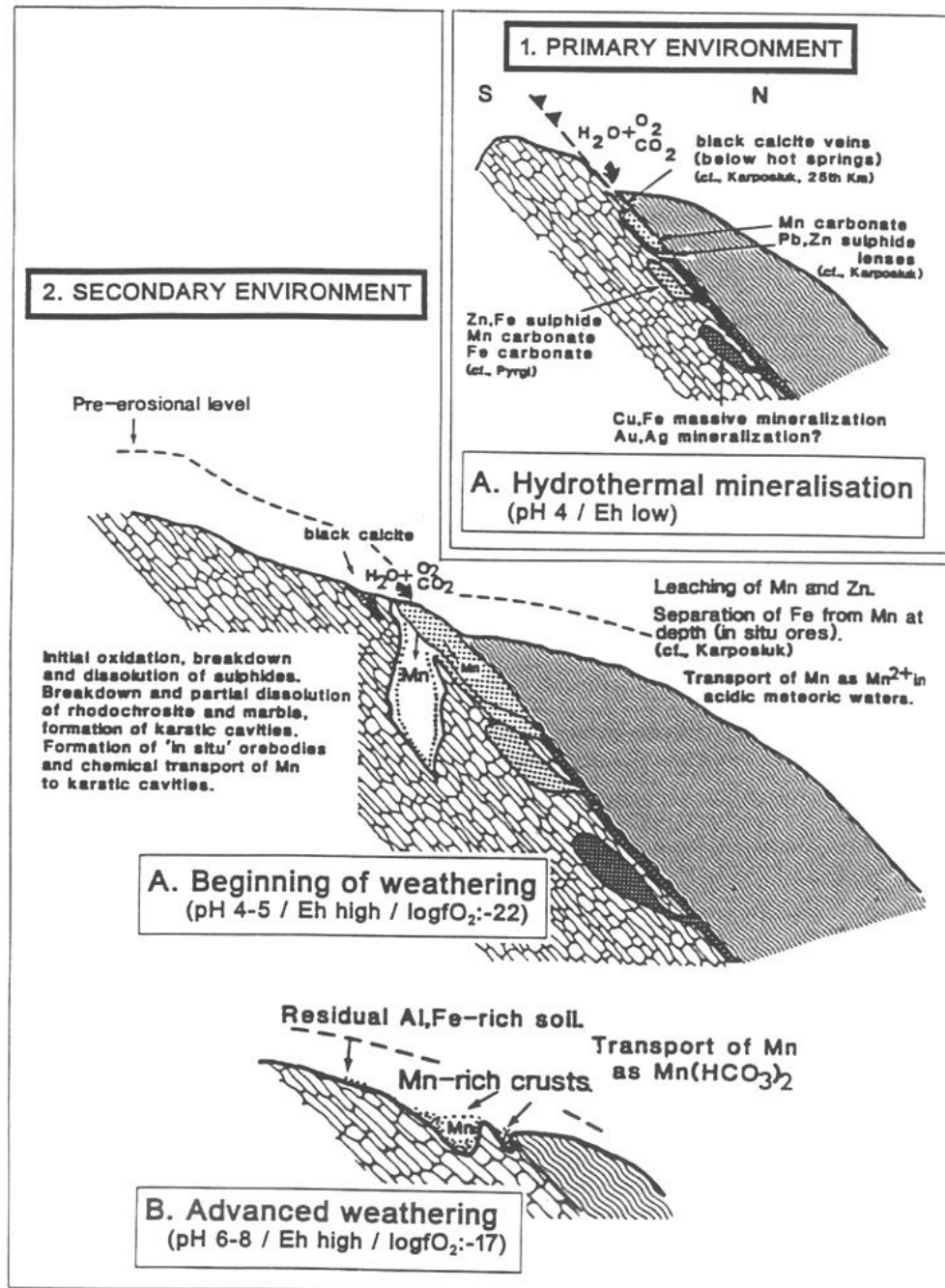
Το σημαντικότερο κοιτάσμα εντοπίζεται στη θέση «25^ο χλμ Δράμας-Κάτω Νευροκοπίου» στο οποίο έγινε εκμετάλλευση με υπόγειες στοές κατά τις δεκαετίες 1930 έως 1990, από το «Συγκρότημα Σκαλιστήρη» που το 1951 μετονομάστηκε σε «Α.Ε. Μεταλλεία Βωξίτου Ελευσίνος». Επιτόπου γινόταν εξόρυξη, λειοτρίβιση, εμπλουτισμός υδρομηχανική μέθοδο, ξήρανση και ενσάκκιση του τελικού προϊόντος το οποίο εξαγόταν σε χώρες όπως η Γαλλία, Βουλγαρία, Τουρκία, Αίγυπτος, Ισπανία με το εμπορικό όνομα SCALMA 72 ή 74 (Τσιραμπίδης 2005). Μέχρι το 1994 είχαν εξορυχθεί 500.000 τόνοι εμπλουτισμένου μαγγανίου, με μέση ετήσια παραγωγή 6.000 τόνων. Σήμερα η μονάδα εμπλουτισμού είναι εγκαταλειμμένη και κατεστραμμένη.



Σχ. 5.1. Γεωλογικός χάρτης της περιοχής ΝΑ του Κάτω Νευροκοπίου όπου φαίνονται οι εμφανίσεις και τα ανενεργά μεταλλεία οξειδίων Mn μέσα στα μάρμαρα, πολύ κοντά στον γρανοδιορίτη και ανδεσίτη, Ολιγοκαινικής ηλικίας (από Παπαπέτρο 1982).

Με βάση τη γεωλογική θέση και την ορυκτολογία τους οι μεταλλοφόρες ζώνες χωρίζονται σε δύο κατηγορίες: στην υπογενή πρωτογενή μεταλλοφορία και στην υπεργενή οξειδωμένη μεταλλοφορία (Nimforoulou et al. 1997):

Η υπογενής υδροθερμική μεταλλοφορία (Σχ. 5.2-1) είναι περιορισμένη και αποτελείται από πρωτογενή ορυκτά όπως σφαλερίτης, σιδηροπυρίτης, μαγνητοπυρίτης, χαλκοπυρίτης και μαρκασίτης στις βαθύτερες φλέβες, και από γαληνίτη στις φλέβες που είναι πιο κοντά στην επιφάνεια. Τα σύνδρομα ορυκτά είναι ροδοχρωσίτης, ανκερίτης, μαύρος ασβεσίτης και χαλαζίας. Τα μεταλλοφόρα σώματα έχουν ακανόνιστο σχήμα ή αναπτύσσονται με την μορφή φλεβών, οι οποίες εκτείνονται σε σημαντικό βάθος.

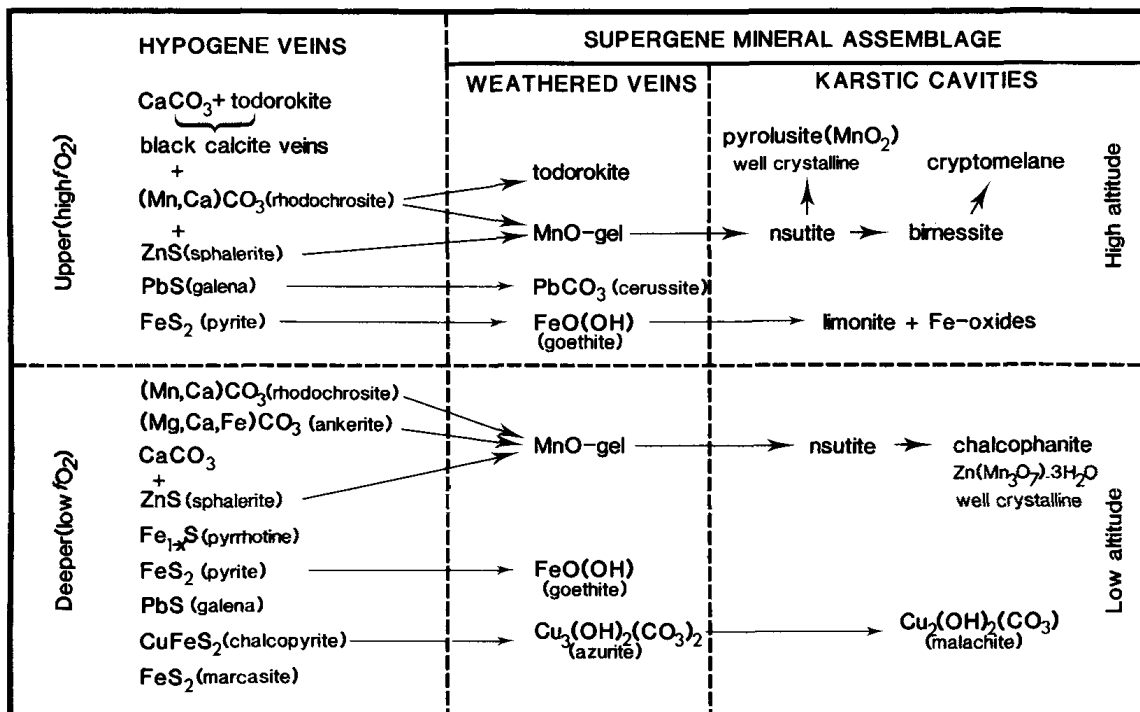


Σχ. 5.2. Γεωχημικό μοντέλο σχηματισμού της μεταλλοφορίας Mn στο Κάτω Νευροκόπι (Nimforoulou et al. 1997).

Η πρωτογενής μεταλλοφορία είναι τύπου αντικατάστασης (μετασωμάτωσης) Pb-Zn και σχηματίστηκε κατά την αντίδραση των υδροθερμικών ρευστών με τα μάρμαρα σε περιβάλλον όπου η θερμοκρασία των διαλυμάτων ήταν περίπου 200° C και το pH 3-4. Με την άνοδο των διαλυμάτων και την πτώση της θερμοκρασίας και την αύξηση του pH, σχηματίστηκε ο ροδοχρωσίτης και ο μαύρος ασβεσίτης, που το χρώμα του το οφείλει σε προσμίξεις τοντοροκίτη.

Τα υδροθερμικά διαλύματα σχετίζονται με το μαγματισμό του Ολιγοκαίνου και πιο συγκεκριμένα με την παρουσία του γειτονικού γρανοδιορίτη του Γρανίτη και των εμφανίσεων ανδεδίτη. Σύμφωνα με τον Nimforoulos (1988) η ηλικία του γρανοδιορίτη με βάση χρονολογήσεις K-Ar σε βιοτίτη είναι 30.0±1 Ma, ενώ η ηλικία του υδροθερμικού σταδίου χρονολογήθηκε στα 32.5-33.0 Ma (K-Ar σε υδροθερμικό μοσχοβίτη). Με βάση την ηλικία, την μορφή, την ορυκτολογική σύσταση και τη γέννησή του, η πρωτογενής μεταλλοφορία στο Κάτω Νευροκόπι έχει ομοιότητες με τα κοιτάσματα αντικατάστασης Pb-Zn στο Madan της Βουλγαρίας και στην Ολυμπιάδα, Μαύρες Πέτρες και Πιάβιτσα της Χαλκιδικής που έχουν Mn-οξειδία στα ανώτερα τμήματά τους.

Η υπεργενής μεταλλοφορία προήλθε από την οξείδωση των πρωτογενών ορυκτών (Σχ. 5.2-2). Κατά την διάρκεια της διεργασίας αυτής ο ροδοχρωσίτης οξειδώθηκε σε MnO-gel και στη συνέχεια σχηματίστηκε τοντοροκίτης, νσουτίτης, χαλκοφανίτης, μπιρνεσσίτης, κρυπτομέλανας, πυρολουσίτης και ρανσιεΐτης, ανάλογα με το βάθος (Σχ. 5.3). Επίσης εντοπίστηκαν αζουρίτης, μαλαχίτης, γκαιτίτης και κερουσίτης από την οξείδωση των σουλφιδίων. Σημαντικές ποσότητες του Zn που απελευθερώθηκε ως κατίον από την διάλυση του σφαλερίτη εισήλθε στην μοριακή κυψελίδα των οξειδίων Mn με αποτέλεσμα να σχηματιστεί το ορυκτό χαλκοφανίτης (Σχ. 5.3).



Σχ. 5.3. Λεπτομερής περιγραφή του σχηματισμού των υπεργενών ορυκτών που προέκυψαν από την οξείδωση της πρωτογενούς μεταλλοφορίας στο Κάτω Νευροκόπι (Nimforoulos and Patrick 1991).

Ο σχηματισμός των οξειδίων Mn πραγματοποιήθηκε κατά την αποσάθρωση των πρωτογενών ορυκτών από την δράση των μετεωρικών νερών. Τα μετεωρικά νερά, πιθανώς

εμπλουτισμένα σε CO₂, προκάλεσαν τη διάσπαση και τη διάλυση των σουλφιδίων και την μετατροπή του ροδοχρωσίτη σε Mn-οξειδία. Το pH αυτών των μετεωρικών νερών ελαττώθηκε και έγινε πιο όξινο (pH=4-5) από τη διάλυση των σουλφιδίων, με αποτέλεσμα την περαιτέρω διάλυση των μαρμάρων και την αύξηση των κενών χώρων (Σχ. 5.2-2A). Στην συνέχεια σε λίγο πιο αλκαλικό περιβάλλον (pH=6-8) μέσα στους χώρους αυτούς αποτέθηκαν τα οξειδία το Mn σε στρώματα (layers) και επιφλοιώσεις (encrustations) επάνω από τον υδροφόρο ορίζοντα (Σχ. 5.2-2B).

5.2. Μαρώνεια

*Στους Κίκονες ό άνεμος με ξώριασε άπ' τήν Τροία.
στην Ίσμαρο, όπου κούρσεψα και κάστρο και κατοίκους.*

Όμηρος, Οδύσσεια, Ι, 39-40

5.2.1. Γενικά ιστορικά στοιχεία

Η Μαρώνεια αποτελεί έναν από τους σημαντικότερους γεώτοπους της Ελλάδας. Σύμφωνα με τα ιστορικά στοιχεία και τα αρχαιολογικά ευρήματα (Τριαντάφυλλος 1986, Μπακιρτζής και Τριαντάφυλλος 1988, Αλιμπράντης 1994) η ευρύτερη περιοχή της Μαρώνειας κατοικείται αδιάκοπα από τη Νεολιθική περίοδο μέχρι και σήμερα. Η γεωγραφική θέση της Μαρώνειας κατά την αρχαιότητα ήταν ιδανική για την ανάπτυξη του εμπορίου και της ναυτιλίας, αφού αποτελούσε πέρασμα που οδηγούσε στον Ελλήσποντο και την Μικρά Ασία. Εδώ μπορεί κάποιος να διαπιστώσει την άρρηκτη και στενή σχέση μεταξύ του γεωλογικού περιβάλλοντος και της ανάπτυξης των διάφορων πολιτισμών.

Στην περιοχή εντοπίζονται τα ερείπια της αρχαίας Ισμάρας, της πόλης των Κικόνων, ενός Θρακικού φύλλου, που αναφέρονται από τον Όμηρο. Στη θέση Κουβούκι, στις νοτιοδυτικές παρειές του όρους Άγ. Γεώργιος, σε υψόμετρο 110 μ., υπάρχει μεγαλιθική πύλη με μονολιθικές παραστάδες από μονζογάββρο. Μέσα στο χώρο της Ισμάρας διασώζεται και ένα αρχαίο πατητήρι επίσης από μονζογάββρο, για την παραγωγή κρασιού, του γνωστού από τον Όμηρο «Μαρωνίτικου οίνου». Το ρέμα Κερασιάς, ανατολικά του όρους του Αγ. Γεωργίου και του λόφου Κτίσματα (Μαλ Τεπέ), έχει ταυτιστεί με το «Οδύσσειο ρείθρο» που αναφέρει ο Όμηρος στην Οδύσσεια.

Η παρουσία κατεργασμένων λίθων κατά μήκος του οχυρωματικού τείχους καθώς και το μεγάλο μέγεθος των ογκόλιθων δείχνει ότι ο μονζογάββρος χρησιμοποιήθηκε ως δομικό υλικό, κυρίως για την οχύρωση της πόλης της Ισμάρας. Τα ίχνη κατεργασίας αποτελούν επάλληλες εγκοπές στο πέτρωμα, η μία δίπλα στην άλλη, σε σχετικά μικρή απόσταση μεταξύ τους, στις οποίες τοποθετούσαν σιδερένιες σφήνες και με συνεχή και ρυθμική κρούση με μεταλλικές σφύρες, αποσπούσαν τους ογκόλιθους τεμαχίζοντάς τους.

Τον 7^ο αι. π.Χ. σχεδόν ταυτόχρονα με την απομάκρυνση των Κικόνων προς τα βόρεια, η περιοχή κατοικήθηκε από ελληνικά φύλλα που ίδρυσαν την Μαρώνεια με σημαντική οικονομική και πολιτιστική ανάπτυξη κατά τα Κλασικά, Ελληνιστικά, Ρωμαϊκά και Βυζαντινά χρόνια. Στην ευρύτερη περιοχή έχουν διατηρηθεί και ανασκαφεί ένας αρχαίος λιμενοβραχίονας, αρχαίες οικίες με ψηφιδωτά, το αρχαίο θέατρο της Μαρώνειας, ιερά το πρόπυλο του Αδριανού, ένα βυζαντινό κάστρο, καθώς και τμήματα από τα τείχη.

Στην περιοχή της αρχαίας Μαρώνειας, στην θέση Μαρμαρίτσα κατά μήκος του ρέματος Συκιάς, έξω από τα τείχη, εντοπίζονται έξι συνολικά αρχαία λατομεία λευκού μαρμάρου (Μέλφος και Βαβελίδης 2000). Η εξόρυξη μαρμάρου γινόταν με ανοιχτά κλιμακωτά μέτωπα και άρχιζε συνήθως από χαμηλά και προχωρούσε προς τα υψηλότερα σημεία, όπως γίνεται και σήμερα. Επίσης στην τοποθεσία Μαλ Τεπέ έχει ανακαλυφθεί και ένα αρχαίο υπόγειο μεταλλείο που αποτελείται από ένα πηγάδι βάθους 7 μ., το οποίο

καταλήγει σε 3 στοές μήκους έως 25 μ. Το μεταλλείο αυτό χρονολογείται από τον 3^ο-2^ο αι. π.Χ., με βάση την κεραμική που εντοπίστηκε, και πιθανώς αποσκοπούσε στην εξόρυξη μεταλλεύματος χαλκού (Μέλφος 1995).

Τέλος στην θέση Σύναξη σύμφωνα με την παράδοση και τις υποθέσεις των αρχαιολόγων, ξεκινούσε όποιος ήθελε να μεταβεί ως προσκυνητής στο ιερό των Μεγάλων Θεών στην Σαμοθράκη για να λάβει μέρος στα Καβείρια Μυστήρια. Στη Σύναξη γίνονταν η προετοιμασία των μυστών. Εδώ έχει ανασκαφεί παλαιοχριστιανική Βασιλική και Βυζαντινή μονή που χτίστηκαν επάνω σε αρχαίο ναό (Μπακιρτζής και Χατζημιχάλης 1991). Ένας ελαιώνας και γρανιτικά βράχια συνθέτουν το περιβάλλον, τυπικό Μεσογειακό, ενώ από επάνω δεσπάζει το όρος Χλωμό και απέναντι στέκεται αγέρωχη η Σαμοθράκη.

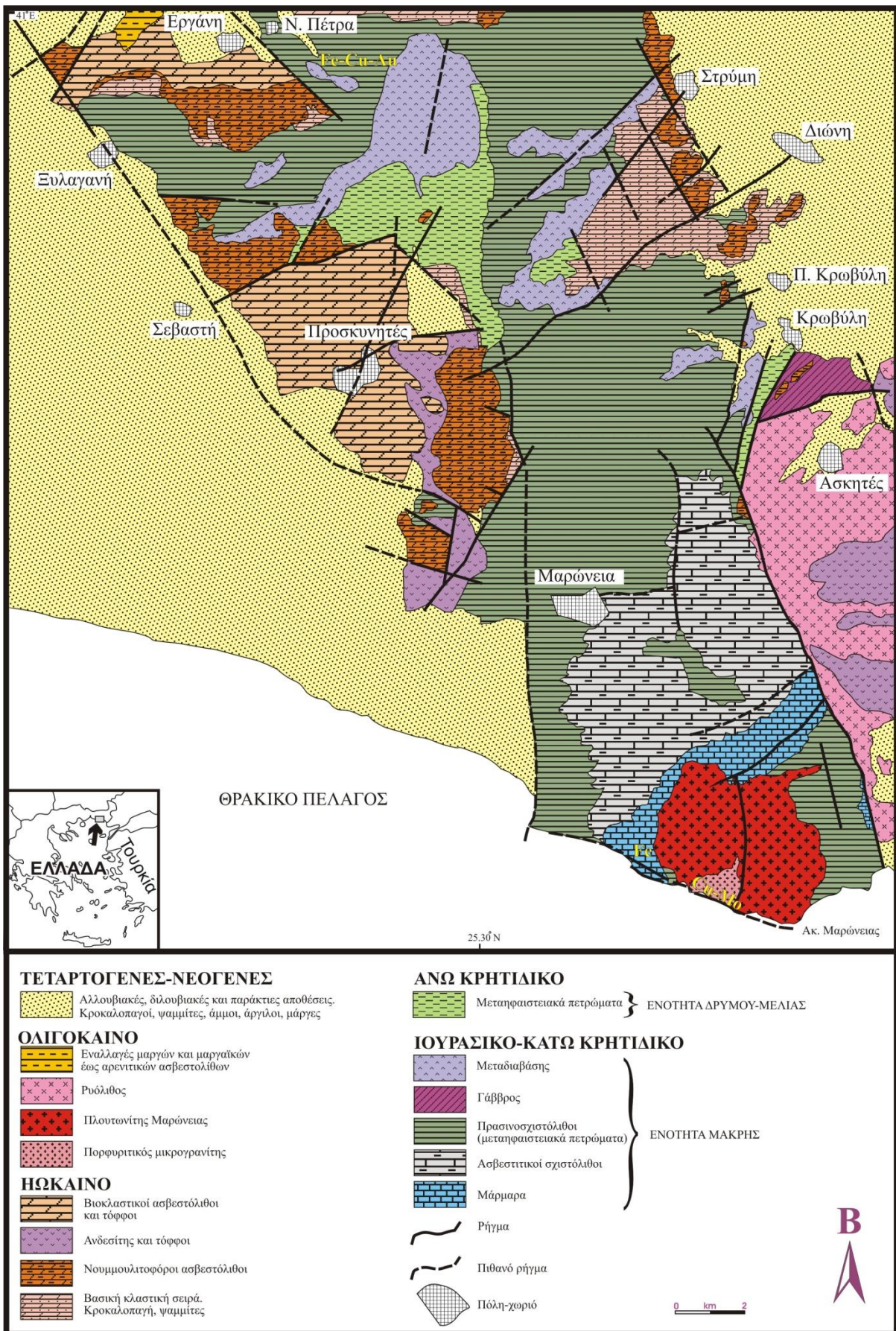
5.2.2. Γενικά γεωλογικά στοιχεία

Γεωλογικά η περιοχή της Μαρώνειας ανήκει στην ενότητα Μάκρης της Περιοδοπικής ζώνης στη Θράκη (Σχ. 5.4). Τα πετρώματα αποτελούνται κυρίως από πρασινοσχιστόλιθους που προέρχονται από τη μεταμόρφωση ηφαιστειακών πετρωμάτων βασικής σύστασης, και από ασβεστιτικούς σχιστόλιθους και μάρμαρα που αποτελούν μεταμορφωμένα ιζήματα σχετικά ρηχής θάλασσας. Τα πετρώματα αυτά έχουν Μεσοζωική ηλικία και επάνω τους τοποθετούνται Ηωκαινικοί νομμουλλιτοφόροι ασβεστόλιθοι πορτοκαλορόδινου χρώματος (Κουρής 1980, Παπαδόπουλος 1982). Η μαγματική δραστηριότητα του Ολιγοκαίνου είχε σαν αποτέλεσμα τη διείσδυση στους παραπάνω σχηματισμούς του πλουτωνίτη της Μαρώνειας που αποτελείται από τρεις πετρογραφικούς τύπους, τον γάββρο, τον μονζογάββρο και τον μονζονίτη (Σχ. 5.5α), καθώς και του πορφυρτικού μικρογρανίτη στη θέση Μαλ Τεπέ (Μέλφος 1995, Παπαδοπούλου 2003).

Σημαντικό γεωλογικό φαινόμενο αποτελεί το σπήλαιο της Μαρώνειας στην τοποθεσία Κουφοπλάτη, περίπου 2,5 km βορειοδυτικά της Μαρώνειας. Πρόκειται για το μεγαλύτερο σπήλαιο στην Θράκη που αναπτύσσεται σε ένα σχετικά λεπτό σχηματισμό διαβρωμένου νομμουλλιτοφόρου ασβεστόλιθου Ηωκαινικής ηλικίας στον οποίο διεισδύει ένας ανδεσίτης Ολιγοκαινικής ηλικίας (Μέλφος κ.ά. 2005). Σύμφωνα με τους Vaxevanopoulos and Melfos (2010) η υδροθερμική δραστηριότητα, που πιθανώς να συνδέεται με τον γειτονικό ανδεσίτη, δημιούργησαν το καρστικό αυτό έγκοιλο σε υπογενείς συνθήκες και σε θερμοκρασίες 100 and 140° C.

Ολόκληρη η έκταση της Μαρμαρίτσας καλύπτεται από μεταλλικές φλέβες οξειδίων σιδήρου (Σχ. 5.5β), που αποτελούνται από μαύρο συμπαγή και σπογγώδη λειμωνίτη που εξορύχθηκε εντατικά στις αρχές του 20^{ου} αι (Μέλφος 1995). Οι φλέβες αυτές σχετίζονται με τον μαγματισμό στην περιοχή καθώς τα υδροθερμικά διαλύματα βρήκαν πέρασμα από το μεγάλο ρήγμα της Μαρμαρίτσας (Σχ. 5.5γ) και απέθεσαν την μεταλλοφορία μέσα στα μάρμαρα δημιουργώντας ταυτόχρονα και μικρής έκτασης φαινόμενα αντικατάστασης.

Τέλος στην θέση Κουβούκι και στο ρέμα της Συκιάς, στο δυτικό όριο του πλουτωνίτη, στην επαφή του με τα μάρμαρα και τους ασβεστιτικούς φυλλίτες της ενότητας Μάκρης, εντοπίζεται μία ζώνη skarn (μετασμάτωση επαφής) περιορισμένου πλάτους που φτάνει τα 25 m. Η ζώνη αυτή διακρίνεται σε εξω-skarn και ενδο-skarn και περιλαμβάνει μεγάλη ποικιλία ορυκτών, μερικά από τα οποία παρουσιάζουν σπανιότητα (π.χ. μελίλιθος), ενώ κάποια άλλα βρίσκονται σε πολύ καλή κρυσταλλική ανάπτυξη (π.χ. γρανάτης). Σύμφωνα με τους Δορυφόρου (1990), Μproskos and Doryphoros (1993) και Βουδούρης κ.ά. (2005), η ορυκτολογική σύσταση του skarn αποτελείται από γρανάτη, βεζουβιανίτη, βολλαστονίτη, σπινέλιο, φλογοπίτη, πυρόξενο (διοψίδιο και αυγίτη), επίδοτο γκελενίτη, καλιούχο άστριο, χαλαζία, επίδοτο, χλωρίτη, ασβεσίτη, μελίλιθο, μοντισελλίτη, λαρνίτη, σοδάλιθο,



Σχ. 5.4. Γεωλογικός χάρτης περιοχής Μαρόνειας (Κουρής 1980, Παπαδόπουλος 1982).

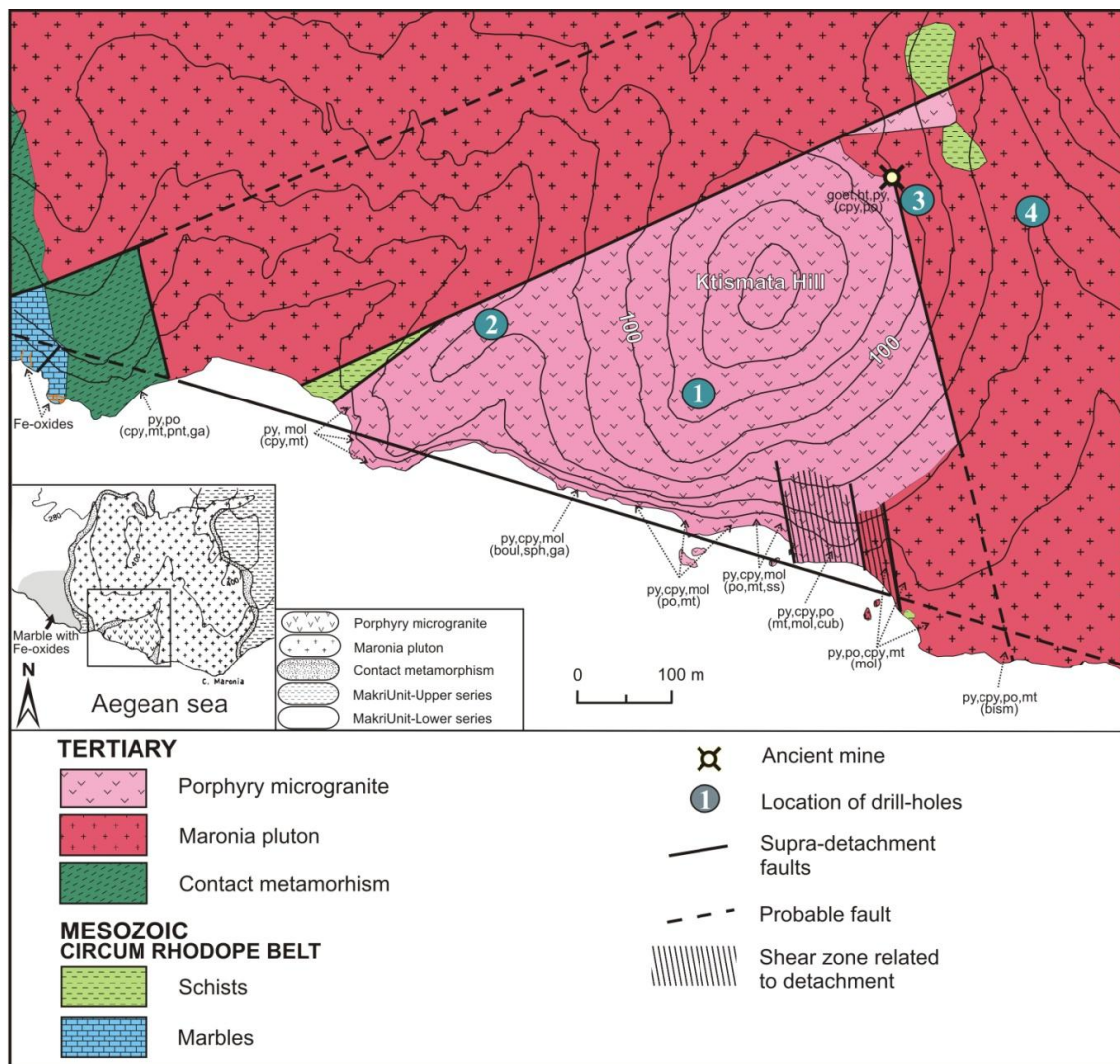


Σχ. 5.5. α. Ο πλουτωνίτης της Μαρώνας. β. Φλέβες οξειδίων Fe στα μάρμαρα της ενότητας Μάκρης. γ. Το ρήγμα της Μαρμαρίτσας. δ-στ. Ορυκτά του skarn της Μαρώνας: δ. Ανδραδίτης με ζωνώδη ανάπτυξη (αριστερά) και μελανίτης, γρανάτης πλούσιος σε Ti (δεξιά). ε. Ρομβικό δωδεκάεδρο γροσσουλάριου. στ. Βεζουβιανίτης. ζ. Το πορφυριτικό σύστημα Cu-Mo της Μαρώνας στο Μαλ Τεπέ. η. Φυλλάκια μολυβδαινίτη, SEM.

πεκτόλιθο και περοβσκίτη (Σχ. 5.5ε-στ). Οι γρανάτες που στις περισσότερες περιπτώσεις είναι ζωνώδεις, έχουν σύσταση που κυμαίνεται από γροσσουλάριο έως ανδραδίτη και η διάμετρος τους φτάνει τα 10 cm. Μεγάλης σπανιότητας είναι οι γρανάτες πλούσιοι σε Ti μαύρου χρώματος που ονομάζονται και «μελανίτες», ενώ εντοπίστηκαν ανδραδίτες με Ti-Cr-Zr, που μέχρι σήμερα δεν έχουν αναφερθεί παγκοσμίως παρά μόνο στη Μαρώνεια (Βουδούρης κ.ά. 2005).

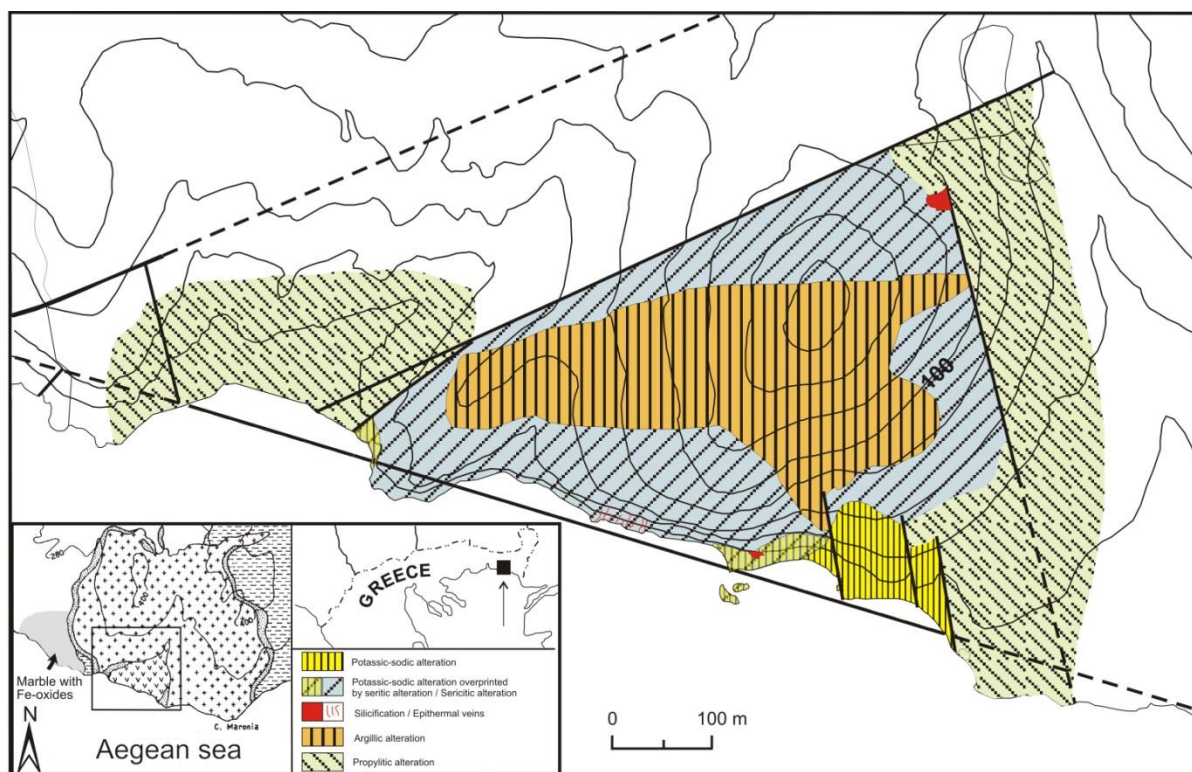
5.2.4. Πορφυριτικό κοίτασμα Cu-Mo

Στην τοποθεσία Μαλ Τεπέ (Σχ. 5.6) εντοπίζεται μεταλλοφορία τύπου πορφυριτικού χαλκού-μολυβδαινίου που συνδέεται με τον Τριτογενή πορφυριτικό μικρογρανίτη (Σχ. 5.5ζ) (Μέλφος 1995, Melfos et al. 2002). Τα πετρώματα της περιοχής αποτελούνται από μάρμαρα και σχιστόλιθους που ανήκουν στην Περιοδοτική ζώνη και έχουν Μεσοζωική ηλικία. Μέσα στα πετρώματα αυτά διείσδυσαν ο πλουτωνίτης της Μαρώνειας (μονζογάββρος, μονζονίτης, γάββρος) και ο υποηφαιστειακής προέλευσης πορφυριτικός μικρογρανίτης (Παπαδοπούλου 2003). Μία εκτεταμένη ζώνη διάτμησης (shear zone) που σχετίζεται με ρήγμα αποκόλλησης (detachment fault) με πλάτος >100 m, έχει επηρεάσει τόσο τον πλουτωνίτη όσο και τον μικρογρανίτη (Σχ. 5.6).



Σχ. 5.6. Γεωλογικός χάρτης του πορφυριτικού συστήματος Cu-Mo στην Μαρώνεια (από Μέλφος 1995, Melfos et al. 2002 με τροποποιήσεις).

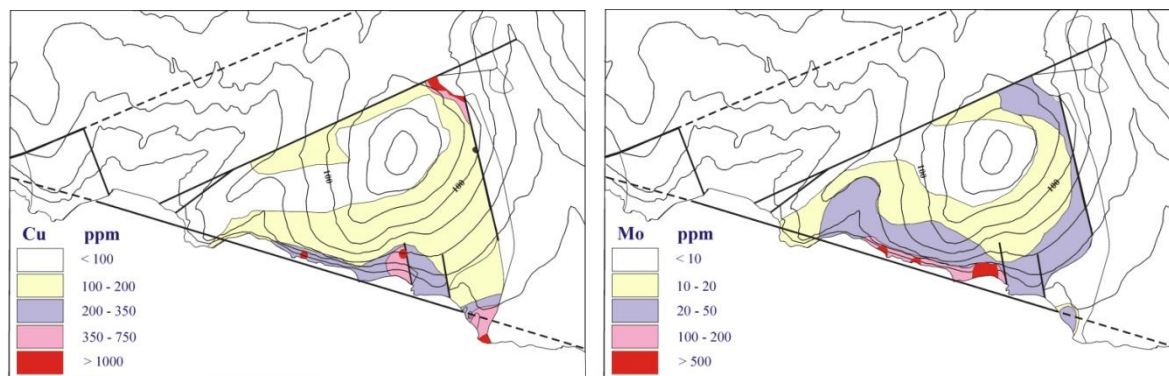
Εντοπίστηκαν τέσσερις ζώνες υδροθερμικής εξαλλοίωσης: η ποτασική-νατριούχος, η προπυλιτική, η σερικιτική και η αργιλική εξαλλοίωση (Σχ. 5.6). Στην ποτασική-νατριούχο εξαλλοίωση διαπιστώθηκαν Α και Β τύπου φλέβες με σιδηροπυρίτη, χαλκοπυρίτη και μαγνητίτη. Η σερικιτική εξαλλοίωση σχετίζεται με D τύπου φλέβες που περιέχουν σιδηροπυρίτη, χαλκοπυρίτη και μολυβδαινίτη. Στο νότιο τμήμα του μικρογρανίτη αναπτύσσονται επιθερμικές φλέβες Ε τύπου. Ο μικρογρανίτης σε ορισμένες θέσεις μέσα στη σερικιτική ζώνη έχει υποστεί έντονη πυριτώωση. Εντοπίζονται δύο πυριτωμένες ζώνες, μία στο βορειοανατολικό και μία στο νοτιοανατολικό τμήμα του μικρογρανίτη που περιέχει και μία παραγένεση επιθερμικού σταδίου. Η μεταλλοφορία εντοπίζεται μέσα στον πορφυριτικό μικρογρανίτη, στα περιβάλλοντα πετρώματα και στις χαλαζιακές φλέβες. Με βάση τα ιστολογικά χαρακτηριστικά διακρίνονται τέσσερις τύποι μεταλλοφορίας: διάσπαρτη, φλεβική, stockworks και ακανόνιστες συγκεντρώσεις. Σε ορισμένες περιπτώσεις η μεταλλοφορία είναι οξειδωμένη. Η ορυκτολογική σύσταση της μεταλλοφορίας πορφυριτικού τύπου αποτελείται κυρίως από σιδηροπυρίτη, χαλκοπυρίτη, μαγνητίτη και μολυβδαινίτη, με ίχνη από κουβανίτη, μαγνητοπυρίτη, βισμούθινίτη και πεντλανδίτη. Η επιθερμική μεταλλοφορία αποτελείται από σφαλερίτη, γαληνίτη, μολυβδούχο τετραεδρίτη, τενναντίτη, βουλανζερίτη, χαλκοστιμπίτη, κοβελλίνη, βουρνονίτη, ζινκενίτη και φαματινίτη.



Σχ. 5.7. Χάρτης με τις ζώνες εξαλλοίωσης του πορφυριτικού συστήματος Cu-Mo στην Μαρώνεια (από Μέλφος 1995, Melfos et al. 2002 με τροποποιήσεις).

Τα πετρώματα και η μεταλλοφορία στην τοποθεσία Κτίσματα υπήρξαν αντικείμενο γεωχημικής έρευνας από την Εταιρεία ΑΕΕΧΠ & ΛΙΠΑΣΜΑΤΩΝ, κατά το 1973. Από τα αποτελέσματα γεωχημικής έρευνας στους πυρήνες τεσσάρων γεωτρήσεων διαπιστώθηκαν μέγιστες περιεκτικότητες σε Au έως 12ppm, σε Ag έως 17ppm, σε Cu έως 2,00% και σε Fe έως 37,50% (Γεώτρηση 1). Από τις χημικές αναλύσεις που έγιναν από Μέλφος (1995)

διαπιστώθηκαν περιεκτικότητες σε Mo έως 7600 ppm (μ.ό. 314 ppm), σε Cu έως 5460 ppm (μ.ό. 343 ppm), σε Zn έως 1800 ppm (μ.ό. 36 ppm), σε Pb έως 2640 ppm (μ.ό. 104 ppm). Οι υψηλότερες περιεκτικότητες σε Au είναι περίπου 1 ppm. Οι γεωχημικοί χάρτες έδειξαν ότι ο Cu και το Mo έχουν παρόμοια κατανομή και σχετίζονται κυρίως με την ποτασική-νατρίουχο εξαλλοίωση και με τις πυριτιώσεις (Σχ. 5.8).



Σχ. 5.8. Γεωχημικοί χάρτες με την κατανομή του Cu και του Mo στο πορφυριτικό σύστημα Cu-Mo της Μαρώνειας (από Μέλφος 1995, Melfos et al. 2002).

Ο μολυβδαινίτης της Μαρώνειας (Σχ. 5.5η) παρουσιάζει ξεχωριστό ενδιαφέρον. Έχει φυλλώδη μορφή, με μέγεθος που φτάνει τα 5 mm και αποτελείται από δύο τύπους: τον εξαγωνικό (2H1) και τον ρομβοεδρικό (3R). Μικροαναλύσεις έδειξαν ότι ο μολυβδαινίτης της Μαρώνειας περιέχει ένα πολύ σπάνιο χημικό στοιχείο, το ρήνιο (Re), οι περιεκτικότητες του οποίου κυμαίνονται από 0,12 έως 2,88 %. Θα πρέπει να αναφερθεί ότι οι περιεκτικότητες αυτές του μολυβδαινίτη σε Re είναι από τις υψηλότερες σε παγκόσμιο επίπεδο, μαζί με αυτές της Παγώνης Ράχης στην Κίρκη (Voudouris et al. 2013).

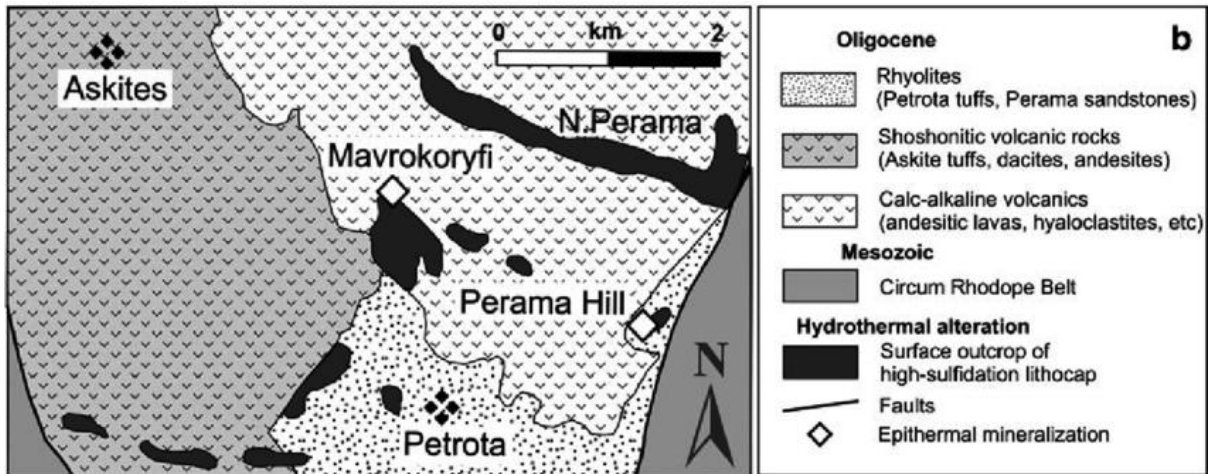
Το ρήνιο ανακαλύφθηκε το 1925. Αποτελεί το ένατο σε σπανιότητα μέταλλο και είναι το δεύτερο πιο δύστηκτο στοιχείο στη φύση ($T_m=3180^\circ\text{C}$). Χρησιμοποιείται ως καταλύτης στη χημεία των πετρελαιοειδών για την παρασκευή αμόλυβδης βενζίνης υψηλών οκτανίων καθώς και στη βιομηχανία ηλεκτρικών. Επίσης, τα κράματα με βολφράμιο και μολυβδαίνιο, εξαιτίας των πολύ υψηλών θερμοκρασιών τήξης, χρησιμοποιούνται στην κατασκευή θερμοστοιχείων κατάλληλων για τη μέτρηση υψηλών θερμοκρασιών καθώς και στην αεροναυπηγική. Μαζί με τον λευκόχρυσο χρησιμοποιείται σε “θερμοζεύγη” (ηλεκτρικά θερμόμετρα για τη μέτρηση υψηλών θερμοκρασιών). Άλλες χρήσεις του ρηνίου βρίσκουν στην κατασκευή προωθητών μικρών πυραύλων, στην κατασκευή λεπτών νημάτων σε ηλεκτρικούς λαμπτήρες και φωτογραφικών φλας, στη βιομηχανία κατασκευής αεροσκαφών και μηχανών τουρμπίνων, στους φασματογράφους μάζας και σε πολλές ακόμη εφαρμογές. Το ρήνιο εξορύσσεται μόνο από τα κοιτάσματα μολυβδαινίου, αφού σχεδόν πάντοτε εντοπίζεται μέσα σε μολυβδαινίτη.

Η μεταλλοφορία πορφυριτικού τύπου στην Μαρώνεια σχηματίστηκε σε θερμοκρασίες από 260 έως 460°C, με ένα μέγιστο στους 370°C, και πιέσεις μεταξύ 150 και 510 bars. Ο βρασμός αποτέλεσε πιθανώς το σημαντικότερο μηχανισμό απόθεσης της μεταλλοφορίας, καθώς και η μίξη μαγματικού με μετεωρικό νερό.

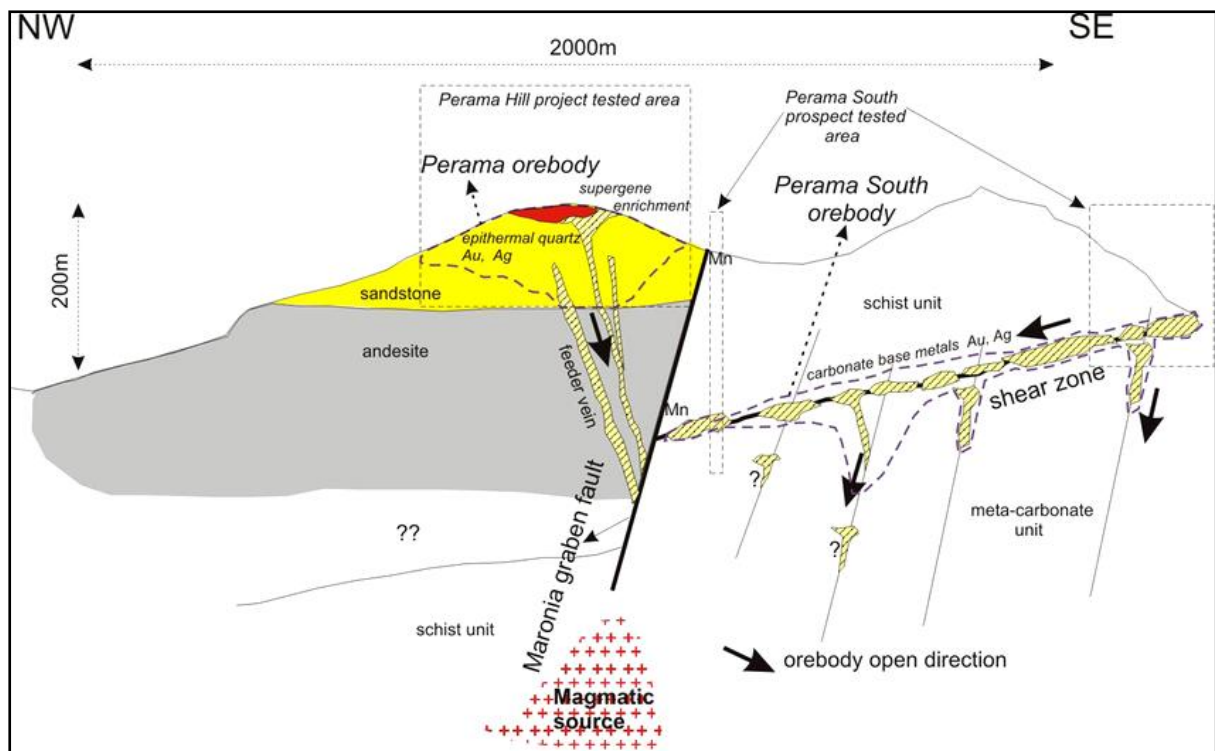
5.3. Επιθερμικό κοίτασμα χρυσού υψηλής-ενδιάμεσης θείωσης στο Πέραμα Ν. Έβρου

Το επιθερμικό κοίτασμα Au-Ag-Te-Se υψηλής-ενδιάμεσης θείωσης στο Πέραμα Ν. Έβρου (Voudouris et al. 2011) εντοπίζεται στο ανατολικό περιθώριο του τεκτονικού βυθίσματος Πετρωτών-Μαρώνειας (Σχ. 5.10-11) και αποτελεί παραχώρηση της Eldorado

Gold. Οι βεβαιωμένοι και πιθανοί ορυκτοί πόροι (proven and probable reserves) είναι 9.7 Mt που περιέχουν 3.13 g/t Au και 4 g/t Ag, με συνολική ποσότητα 0.975 Moz Au και 1.151 Moz Ag (Σχ. 5.12, Eldorado Gold 2017). Πολύ κοντά βρίσκεται το επιθερμικό κοίτασμα της Μαυροκορυφής (Voudouris 2011).



Σχ. 5.10. Γεωλογικός χάρτης του τεκτονικού βυθίσματος Πετρωτών στο οποίο διακρίνονται δύο επιθερμικά συστήματα, του Περάματος και της Μαυροκορυφής (Voudouris et al. 2011).



Σχ. 5.11. Γεωλογική τομή όπου φαίνεται η ανάπτυξη του επιθερμικού κοίτασματος στο Πέραμα και η σχέση του με την τεκτονική (Eldorado Gold 2018).

Το κοίτασμα αναπτύσσεται μέσα σε Ολιγοκαινικό ανδεσίτη ηλικίας 33.1 έως 30.8 Ma (K-Ar σε ολικό πέτρωμα, Innocenti et al. 1984) και στους υπερκείμενους Ηωκαινικούς ψαμμίτες και κροκαλοπαγή μέσα στα οποία διείσδυσε. Οι σχηματισμοί αυτοί κόβονται από φλέβες χαλαζία-βαρύτη (Σχ. 5.13). Στον ανδεσίτη η μεταλλοφορία είναι πρωτογενής και σχηματίζει φλέβες, ενώ στα ιζηματογενή πετρώματα είναι οξειδωμένα, και έχει σχήμα

μανιταριού που εκτείνεται σε μήκος 750 m σε διεύθυνση B-N και 300 m σε διεύθυνση A-Δ. Το πάχος του κοιτάσματος στα ιζήματα κυμαίνεται από 15 έως 20 m στην περιφέρεια, ενώ στο κέντρο φθάνει τα 125 m (Σχ. 5.12).

Η πρωτογενής μεταλλοφορία αποτελείται από εναργίτη, λουζονίτη, γαληνίτη, σφαλερίτη, κοβελλίνη, βισμούθινίτη, λιλλιανίτη, τενναντίτη, τελλουρίδια Au-Ag και αυτοφυή χρυσό και σχετίζεται με αργλική και πυριτική εξαλλοίωση. Τα ορυκτά εξαλλοίωσης αποτελούνται από χαλαζία, βαρύτη, καολινίτη, σερικήτη και αλουνίτη.

Perama Hill Reserves & Resources



	Tonnes (kt)	Au Grade (g/t)	Contained Au (Koz)
Perama			
Proven	2.477	4,44	354
Probable	7.220	2,68	621
Proven+Probable	9.697	3,13	975
Measured	3.064	4,30	424
Indicated	9.375	3,18	958
M+I	12.439	3,46	1.382
Inferred	8.766	1,96	554

Σχ. 5.12. Πόροι και αποθέματα χρυσού στο Πέραμα (Eldorado Gold 2017).



Σχ. 5.13. Η μεταλλοφορία στο Πέραμα ελέγχεται από την τεκτονική όπως φαίνεται από τις μεταλλοφόρες φλέβες βαρύτη-χαλαζία και από τα ρήγματα (Eldorado Gold 2018).

Ο σχηματισμός της μεταλλοφορίας σχετίζεται με την εξέλιξη των υδροθερμικών διαλυμάτων από ένα αρχικό στάδιο υψηλών θερμοκρασιών (έως 330° C) και χαμηλή αλατότητα (έως 4.9 wt.% NaCl equiv.) προς ένα στάδιο με χαμηλότερες θερμοκρασίες (200° C) και πολύ χαμηλή αλατότητα (0.7 wt.% NaCl equiv.). Αυτό δείχνει ότι ο σχηματισμός των μεταλλικών ορυκτών οφείλεται στην σταδιακή πτώση της θερμοκρασίας με ταυτόχρονη ελάττωση της αλατότητας των διαλυμάτων λόγω μίξης τους με μετεωρικό νερό. Η

παρουσία σουλφιδίων του Bi-Au-Se-Te στο σύστημα δείχνει ότι ο χρυσός σχηματίστηκε σε σχετικά υψηλές θερμοκρασίες, ενώ πιθανώς η μεταλλοφορία να αποτέθηκε απευθείας από υδροθερμικά διαλύματα που βρισκόταν στην αέρια φάση και μπορεί να προέρχονται από κάποιο βαθύτερο πορφυριτικό σύστημα.

5.4. Η μεταλλοφορία Fe-Cu-Au τύπου VMS στην περιοχή Ξυλαγανής

Η VMS (Volcanogenic Massive Sulfide) μεταλλοφορία Fe-Cu-Au τύπου Κύπρου στην Ξυλαγανή του Ν. Ροδόπης είναι Μεσοζωικής ηλικίας και φιλοξενείται μέσα σε μεταηφαιστειακά πετρώματα βασαλτικής σύστασης με pillow λάβες. Βρίσκεται στην τοποθεσία Μυλόρεμα κοντά στο χωριό Ν. Πέτρα. Τα πετρώματα της περιοχής ανήκουν στην Περιοδοπική ζώνη και αποτελούνται από πρασινοσχιστολίθους. Οι πρωτόλιθοι είναι ηφαιστειακά πετρώματα (λάβες και πυροκλαστικά πετρώματα) βασαλτικής σύστασης με pillow λάβες που έχουν υποστεί μεταμόρφωση πολύ χαμηλού έως χαμηλού βαθμού (Cheliotis 1986, Μέλφος 1995). Στην τοποθεσία Μυλόρεμα υπάρχουν 16 στοές καθώς και μεγάλοι σωροί εξορυγμένου υλικού από την εξόρυξη μεταλλεύματος κατά το 1900-1910 (Σχ. 5.14α).

Η μεταλλοφορία εντοπίζεται με τη μορφή έντονα πυριτωμένων στρωματέγκλειστων (stratabound) σωμάτων κυρίως με τη μορφή φακών, που βρίσκονται σε συμφωνία με τα μεταηφαιστειακά πετρώματα. Η κύρια εξαλλοίωση είναι η πυριτίωση. Με βάση τα ιστολογικά χαρακτηριστικά διακρίνονται πέντε τύποι μεταλλοφορίας: συμπαγής, διάσπαρτη, διάσπαρτη έως συμπαγής, με τη μορφή λεπτών στρωμάτων και σε χαλαζιακές φλέβες (Σχ. 5.14β-γ).

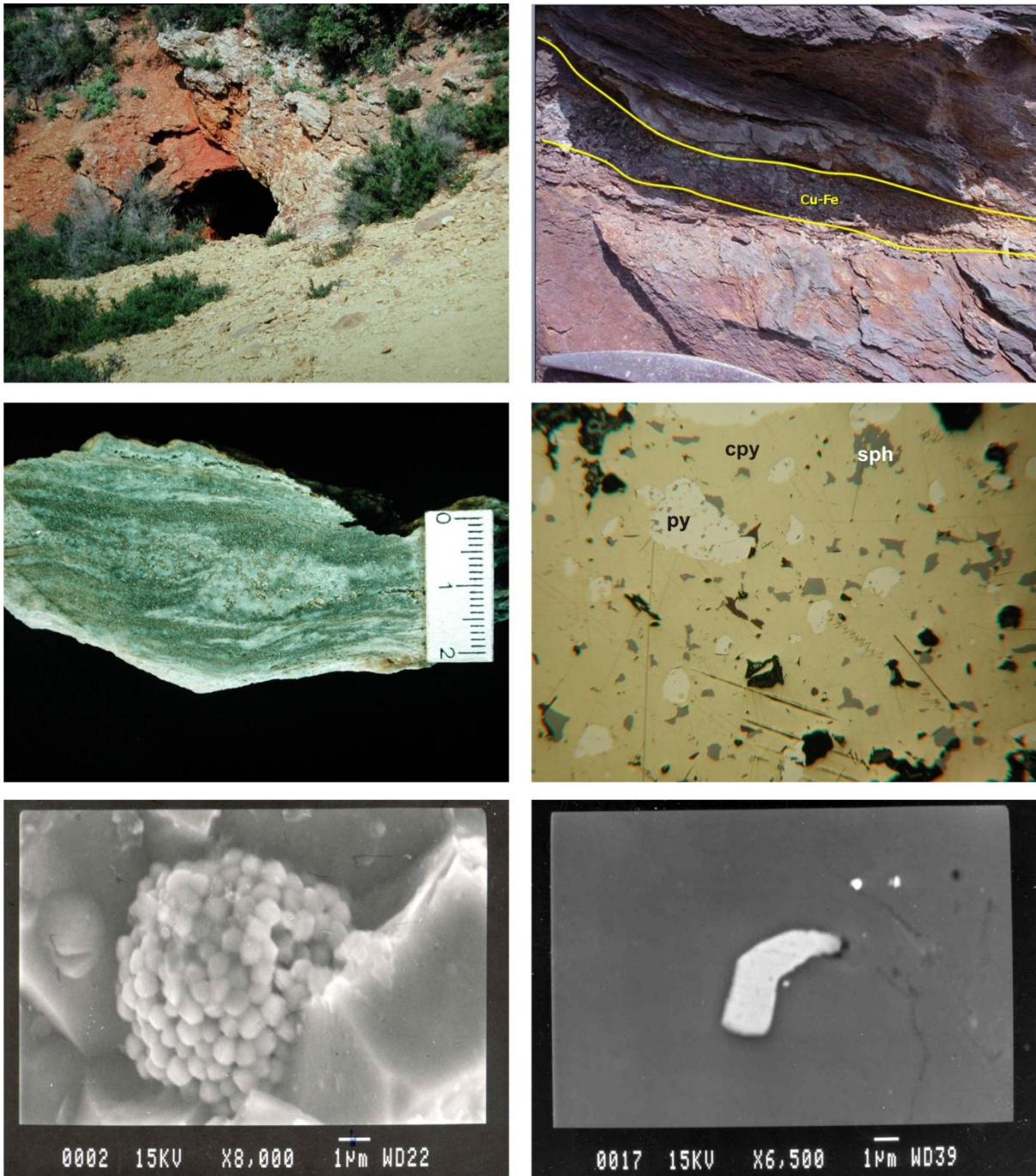
Η ορυκτολογική της σύσταση αποτελείται από σιδηροπυρίτη, σιδηροπυρίτη με framboidal μορφή, χαλκοπυρίτη και σφαλερίτη, με ίχνη γαληνίτη, μαγνητοπυρίτη, τενναντίτη και χρυσό (Σχ. 5.14δ-στ) (Μέλφος κ.ά. 1993, Μέλφος 1995). Ο χρυσός εντοπίζεται στη διάσπαρτη έως συμπαγή μεταλλοφορία μέσα στο σιδηροπυρίτη με μέγεθος κόκκων από 5 έως 20 μm . Οι μέσες περιεκτικότητες της μεταλλοφορίας σε Fe είναι 18,94 %, σε Cu 0,2 %, σε Zn 367 ppm και σε Pb 458 ppm. Ο Au βρίσκεται σε περιεκτικότητες οι οποίες κυμαίνονται από 0,1 έως 6,4 ppm.

Η μεταλλοφορία σχηματίστηκε σε υποθαλάσσιο ηφαιστειακό περιβάλλον, ταυτόχρονα με τα ηφαιστειακά πετρώματα. Η κυκλική κυκλοφορία του θαλάσσιου νερού και σε μικρότερο βαθμό του μαγματικού μέσα από τα ρήγματα και τις διαρρήξεις αποτέλεσε το σημαντικότερο παράγοντα σχηματισμού της μεταλλοφορίας. Το θείο είναι μαγματικής προέλευσης ενώ τα μέταλλα μπορεί να έχουν προέλθει είτε από το μάγμα είτε από την έκπλυση των ηφαιστειακών πετρωμάτων μέσα από τα οποία κινούνται τα υδροθερμικά διαλύματα. Η μέγιστη θερμοκρασία σχηματισμού της μεταλλοφορίας ήταν περίπου 300°C.

5.5. Η μεταλλοφορία Cu-Mo-(Au-Bi-W) τύπου intrusion-related στα Κιμμέρια

Η μεταλλοφορία Cu-Mo-(Au-Bi-W) στα Κιμμέρια συνδέεται με την μαγματική διείσδυση του πλουτωνίτη της Ξάνθης. Ο πλουτωνίτης αυτός είναι Ι-τύπου, έχει ασβεστο-αλκαλικό χαρακτήρα, περιέχει μαγνητίτη-ιλιμενίτη και είναι Ολιγοκαινικής ηλικίας ($25,5 \pm 1,2$ έως 30 ± 1 My, K-Ar σε κερροστίλβη και βιοτίτη) (Σχ. 5.15). Οι κύριοι πετρωγραφικοί τύποι είναι γάββρος, μονζονίτης και γρανοδιορίτης (Χριστοφίδης 1977). Ο πλουτωνίτης διεισδύει μέσα σε σχιστόλιθους, αμφιβολίτες και μάρμαρου του μεταμορφικού συμπλέγματος της Νότιας Ροδόπης (SRCC) στο όριο με το μεταμορφικό σύμπλεγμα της Βόρειας Ροδόπης (NRCC). Η τοποθέτηση του πλουτωνίτη και η δραστηριοποίηση του μεταλλοφόρου υδροθερμικού

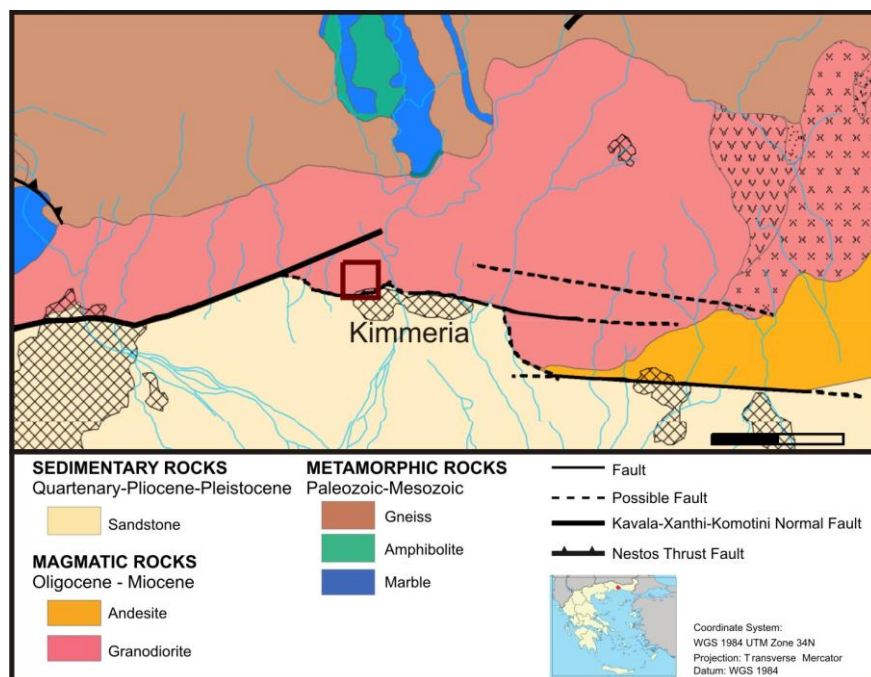
συστήματος σχετίζεται με δύο μεγάλες τεκτονικές δομές: το μικρής γωνίας ρήγμα αποκόλλησης (detachment fault) Κάβαλας-Ξάνθης-Κομοτηνής και με το ρήγμα επώθησης του Νέστου (Nestos thrust fault).



Σχ. 5.14. Η μεταλλοφορία Fe-Cu-Au τύπου VMS στην περιοχή Ξυλαγανής. α. Παλιά μεταλλευτική στοά (1900-10). β. Συμπαγής στρωματομόρφη μεταλλοφορία χαλκοπυρίτη-σιδηροπυρίτη παράλληλα στην σχιστότητα των Μεσοζωικών μεταηφαιστειακών πετρωμάτων. γ. Παραμορφωμένα λεπτά στρώματα συμπαγούς μεταλλοφορίας σιδηροπυρίτη μέσα σε χαλαζία. δ. Συμπαγής μεταλλοφορία χαλκοπυρίτη (cpy), σιδηροπυρίτη (py), σφαλερίτη (sph), σιλιπνή τομή, μικροσκόπιο ανακλώμενου φωτός, //N. ε. Framboidal σιδηροπυρίτης σε χαλαζία, SEM. στ. Γωνιώδης κόκκος χρυσού μέσα σε χαλκοπυρίτη, σιλιπνή τομή, SEM.

Δύο τύποι μαγματικών-υδροθερμικών μεταλλοφοριών που συνδέονται με την διείσδυση του πλουτωνίτη (intrusion-related system) εντοπίζονται στα Κιμμέρια. Η πρώτη βρίσκεται στο βόρειο τμήμα και είναι τύπου skarn μαγνητίτη-μαγνητοπυρίτη με χρυσό που δεν αποτελεί μέρος αυτής της άσκησης υπαίθρου. Την μεταλλοφορία αυτή την μελετούν οι φοιτητές του Β' εξαμήνου του Τμήματος Γεωλογίας Α.Π.Θ. στο πλαίσιο της αντίστοιχης πολυήμερης Άσκησης Υπαίθρου.

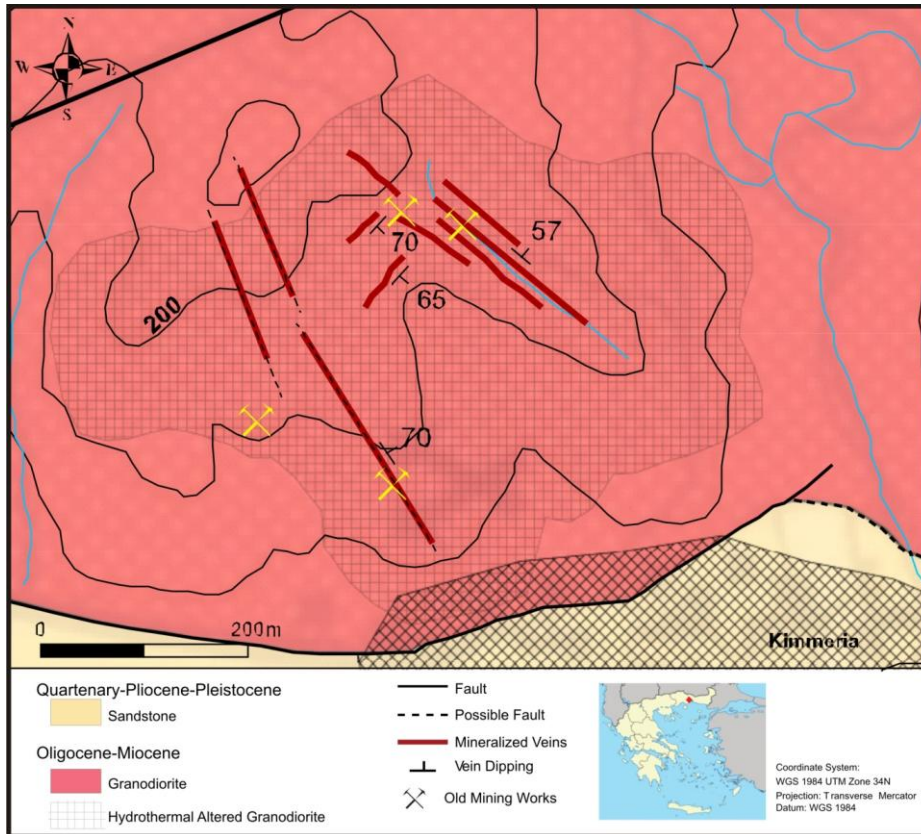
Η δεύτερη μεταλλοφορία αναπτύσσεται στο νότιο τμήμα του πλουτωνίτη (Σχ. 5.16) όπου ο κύριος πετρογραφικός τύπος είναι ο γρανοδιορίτης. Μέσα στον γρανοδιορίτη διεισδύουν χαλαζιακές φλέβες που είτε είναι παράλληλες μεταξύ τους (parallel sheeted veins) είτε διασταυρώνονται (Σχ. 5.17). Έχουν πάχος έως 1 m και μήκος πάνω από 100 m. Παρατηρήθηκαν τρεις ομάδες χαλαζιακών φλεβών με διαφορετικές διευθύνσεις: α) ΒΔ-ΝΑ, έως 1 m πάχος και 250 m μήκος, β) ΒΑ-ΝΔ, μερικά cm πάχος και έως thick and up to 2 m μήκος, γ) Α-Δ μικρές στείρες boudinaged φλέβες (Theodoridou et al. 2016). Οι δύο κύριες διευθύνσεις των φλεβών (ΒΔ-ΝΑ και ΒΑ-ΝΔ) σχετίζονται με τις διευθύνσεις των δύο μεγάλων τεκτονικών δομών: του ρήγματος Κάβαλας-Ξάνθης-Κομοτηνής και του Nestos thrust.



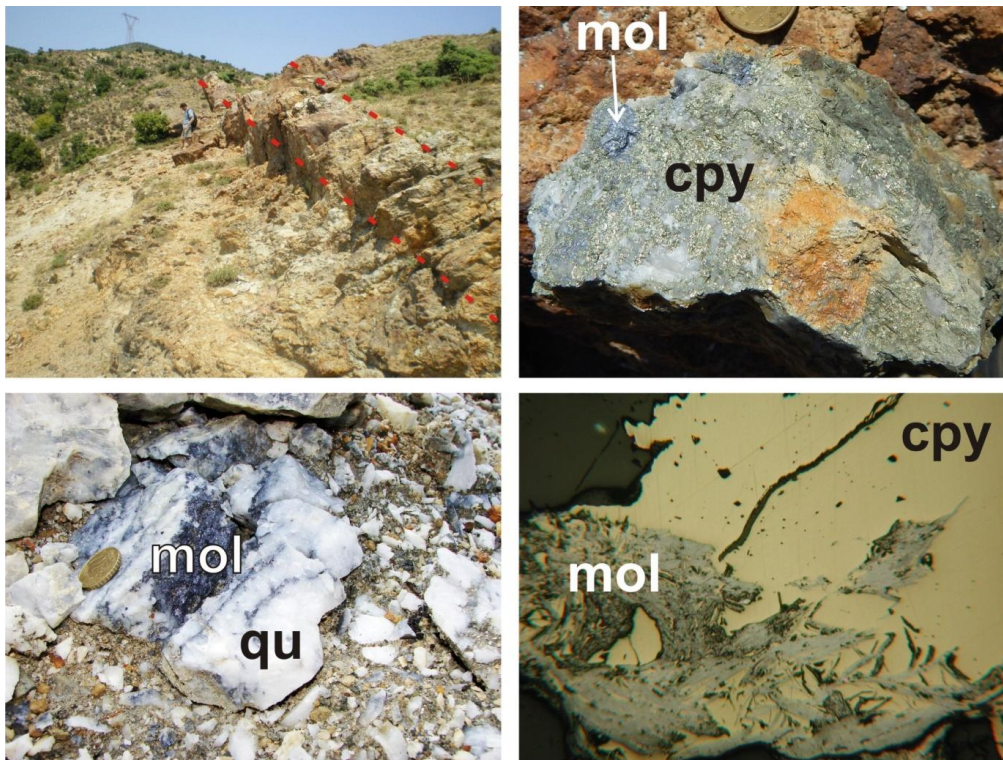
Σχ. 5.15. Γεωλογικός χάρτης του πλουτωνίτη της Ξάνθης, η σχέση του με τις κύριες τεκτονικές δομές και η θέση της μεταλλοφορίας Cu-Mo-(Au-Bi-W) (Χριστοφίδης 1977, Liati 1986, Theodoridou et al. 2016).

Η μεταλλοφορία αποτελείται κυρίως από σιδηροπυρίτη, χαλκοπυρίτη και μολυβδαινίτη, με ίχνη σφαλερίτη, τετραεδρίτη-τενναντίτη, γαληνίτη, και ρουτήλιο που είναι πλούσιο σε W (WO_3 έως 8.5 wt %). Τα ορυκτά εξαλλοίωσης είναι ο σερικήτης και ο χλωρίτης. Ο Cu βρίσκεται σε περιεκτικότητες έως 1,0%, το Mo έως 0,2%, το Bi έως 456 ppm, το W έως 79,5 ppm, το Te έως 4 ppm και ο Au έως 2,7 ppm.

Τα υδροθερμικά διαλύματα από τα οποία σχηματίστηκε η φλεβική μεταλλοφορία περιέχουν CO_2 όπως συμβαίνει στα intrusion-related συστήματα.



Σχ. 5.16. Γεωλογικός χάρτης της φλεβικής μεταλλοφορίας Cu-Mo-(Au-Bi-W) (Theodoridou 2016).



Σχ. 5.17. Η φλεβική μεταλλοφορία Cu-Mo-(Au-Bi-W). α. Φλέβα χαλαζία μεγάλου μήκους με διεύθυνση ΒΔ-ΝΑ. β. Μεταλλοφορία χαλκοπυρίτη (cpr) και μολυβδαινίτη (mol) σε χαλαζία. γ. Μεταλλοφορία μολυβδαινίτη (mol) σε χαλαζία (qu). δ. Χαλκοπυρίτης (cpr) σε σύμφυση με μολυβδαινίτη (mol), σιτπνή τομή, μικροσκόπιο ανακλώμενου φωτός, //N.

6. Υδρογεωλογία

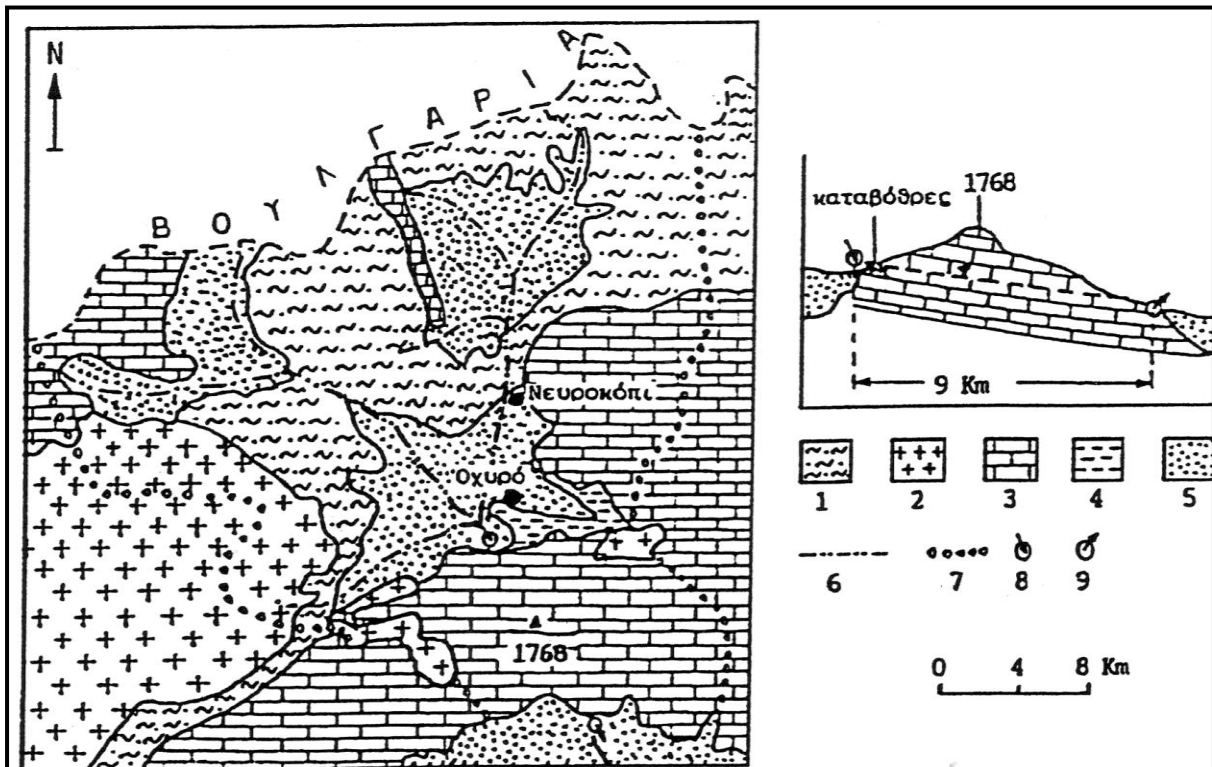
Στο μεταμορφωμένο υπόβαθρο της μάζας της Ροδόπης γύρω από τη λεκάνη Δράμας-Φιλίππων που αποτελεί μία τεκτονική τάφρο, επικρατούν τα μάρμαρα που είναι σε μεγάλο βαθμό καρστικοποιημένα. Έτσι αναπτύσσονται διαδοχικά καρστικά συστήματα, τα οποία επικοινωνούν υδραυλικά μεταξύ τους σε μικρό ή μεγάλο βαθμό. Τα συστήματα αυτά εκφορτίζονται από χαρακτηριστικές μεγάλες πηγές, που αναφέρονται στη συνέχεια και θα αποτελέσουν το αντικείμενο της άσκησης υπαίθρου.

Συγκεκριμένα θα μελετηθεί η γεωλογία και τεκτονική της ευρύτερης περιοχής κάθε πηγής, ο μηχανισμός λειτουργίας και το είδος της με βάση διάφορα κριτήρια.

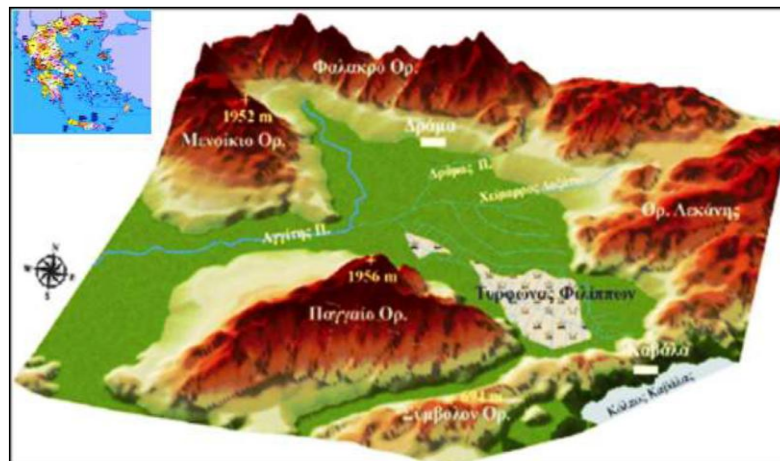
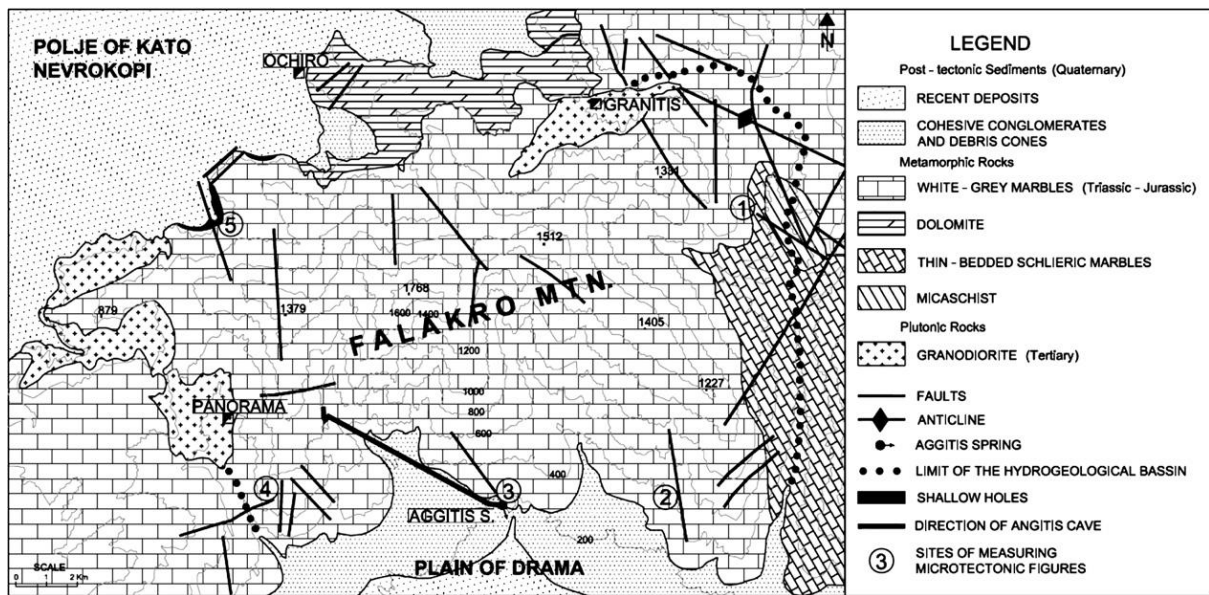
6.1. Πηγές ποταμού Αγγίτη (Μααρά) Δράμας

Πρόκειται για χαρακτηριστική πηγή πλήρωσης στους πρόποδες του Φαλακρού και σε υψόμετρο +129 m (Σχ. 6.1-2). Η παροχή της το θέρος ανέρχεται σε 200-300 L/s. Η μέση παροχή την περίοδο 1950-1960 ήταν 5 m³/s, ενώ ο μέσος ετήσιος όγκος νερού που εκφορτίζεται από την πηγή είναι 150x10⁶ m³ (Μαρίνος κ.ά. 1994).

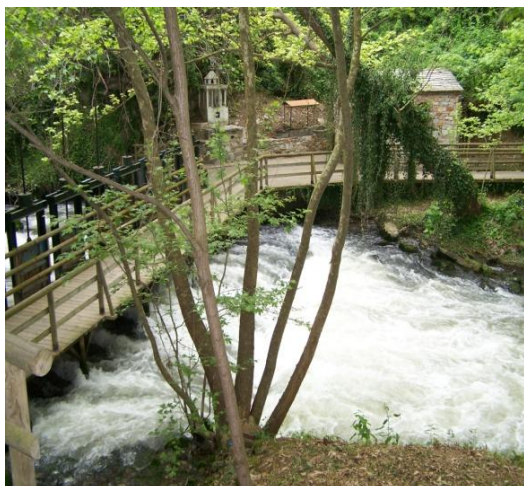
Η πηγή τροφοδοτείται από το οροπέδιο Νευροκοπίου που αποτελεί μια πόλγη σε ευθεία απόσταση 9 km, μέσω καταβοθρών Οχυρού και από το καρστικοποιημένο σύστημα των μαρμάρων της περιοχής. Το νερό εξέρχεται από σωληνοειδή καρστικό αγωγό διαμέτρου 5-25 m, το γνωστό σπήλαιο Μααρά και δημιουργείται ο ποταμός Αγγίτης (Σχ. 6.3).



Σχ. 6.1. Γεωλογικός χάρτης της ευρύτερης περιοχής και σχηματική γεωλογική τομή της πηγής Μααρά (Μαρίνος κ.ά. 1994). (1) σχιστόλιθοι, (2) γρανίτες, (3) μάρμαρα, (4) μάργες, (5) τεταρτογενείς αποθέσεις, (6) υδρογραφικό δίκτυο, (7) όρια υδροφόρου συστήματος, (8) καταβόθρα, (9) πηγή.



Σχ. 6.2. Χάρτες της ευρύτερης περιοχής της πηγής Μααρά (Αγγίτη) (Novel et al. 2007).



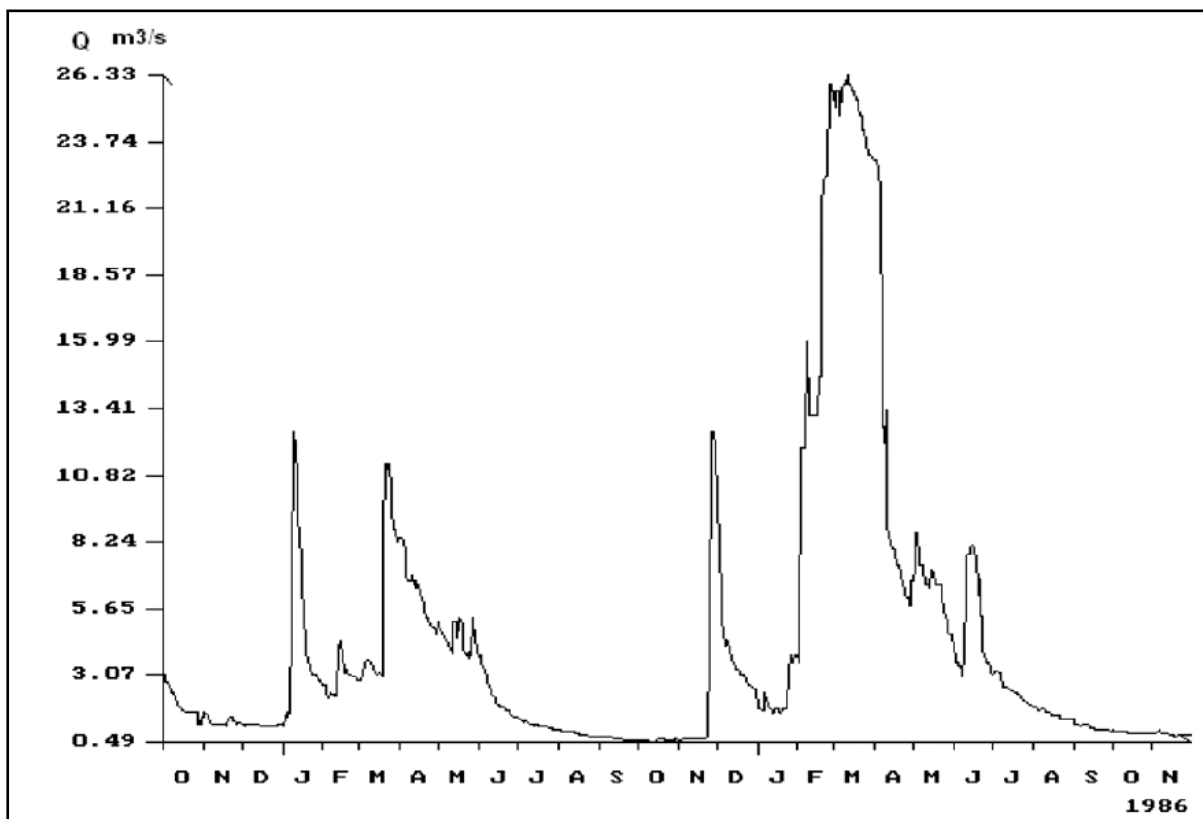
Σχ. 6.3. Πηγή Μααρά (Αγγίτη).

Το Φαλακρό όρος αποτελείται από δύο μεταμορφωμένες ενότητες: την κατώτερη πυριτική, πάχους >2000 m που αποτελείται από ορθογνεύσιους με εναλλαγές γνευσίων, μαρμάρων και παρεμβολές αμφιβολιτών, και την ανώτερη σειρά των μαρμάρων πάχους

1500 m. Στα πετρώματα αυτά διεισδύουν γρανοδιοριτικές διεισδύσεις από τις οποίες έχουν επηρεασθεί. Στη σειρά των μαρμάρων, Παλαιοζωικής-Μεσοζωικής ηλικίας, αναπτύσσεται ο καρστικός υδροφορέας.

Η πηγή Μααρά έχει μεγάλο εύρος τιμών της παροχής (Σχ. 6.4) με τον λόγο Q_{\max}/Q_{\min} να κυμαίνεται μεταξύ 11 και 31 (περίοδος 1985-86), ανάλογα με το υδρολογικό έτος (Novel et al. 2007). Αν ο λόγος Q_{\max}/Q_{\min} είναι <5 , η πηγή είναι σταθερής παροχής, ενώ αν είναι >5 η πηγή είναι μεταβαλλόμενης παροχής. Μετά από ραγδαίες βροχοπτώσεις και πλημμυρικά φαινόμενα εμφανίζει απότομη αύξηση της παροχής με μικρή υστέρηση μερικών ωρών (8-10 ώρες την υγρή περίοδο, 30 ώρες την ξηρή περίοδο).

Τα νερά του οροπεδίου Νευροκοπίου σχηματίζουν μία λίμνη στην περιοχή των καταβοθρών. Με βάση ιχνηθετήσεις που έγιναν, η ταχύτητα του νερού ανέρχεται σε 6 Km/day, ενώ ο Σούλιος (2011) αναφέρει ταχύτητα 880-1000 m/h. Ο συντελεστής στείρευσης είναι της τάξεως του $\alpha=10^{-3} \text{ days}^{-1}$.



Σχ. 6.4. Υδρόγραμμα της πηγής Μααρά (Αγγίτη) (Novel et al. 2007).

Το σπήλαιο (Σχ. 5) έχει μεγάλο ενδιαφέρον γιατί ανακαλύφθηκαν σημαντικά παλαιολιθικά και παλαιοντολογικά ευρήματα (κνήμες αλόγων, κέρατα ελαφοειδών κ.λπ.). Ο πυθμένας του σπηλαίου καλύπτεται από αποθέσεις αμμο-ιλύος με ενστρώσεις αργίλου, πάχους >10 μέτρων. Το σπήλαιο ανακαλύφθηκε το 1978 και είναι επισκέψιμο από το 2000. Θεωρείται ένα από τα μεγαλύτερα στον κόσμο. Στο εσωτερικό ζουν νυκτερίδες, μικροοργανισμοί και ψάρια.



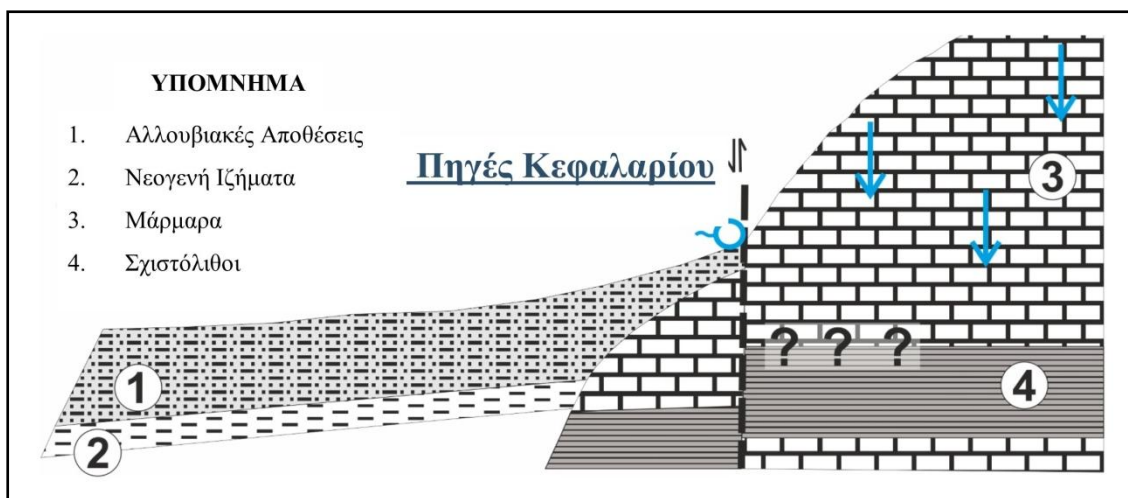
Σχ. 6.5. Σπήλαιο Μααρά (αριστερά) και σύστημα άντλησης νερού (δεξιά)

6.2. Πηγή Αγίας Βαρβάρας Δράμας

Η πηγή Αγία Βαρβάρα στην πόλη της Δράμας εκφορτίζει το καρστικό σύστημα του Φαλακρού όρους. Η πηγή έχει μέση παροχή 4,5 m³/s και από την αξιοποίησή της καλύπτονται οι υδρευτικές ανάγκες της πόλης της Δράμας, καθώς και αρδευτικές ανάγκες χώρων αναψυχής και περιαστικού πρασίνου.

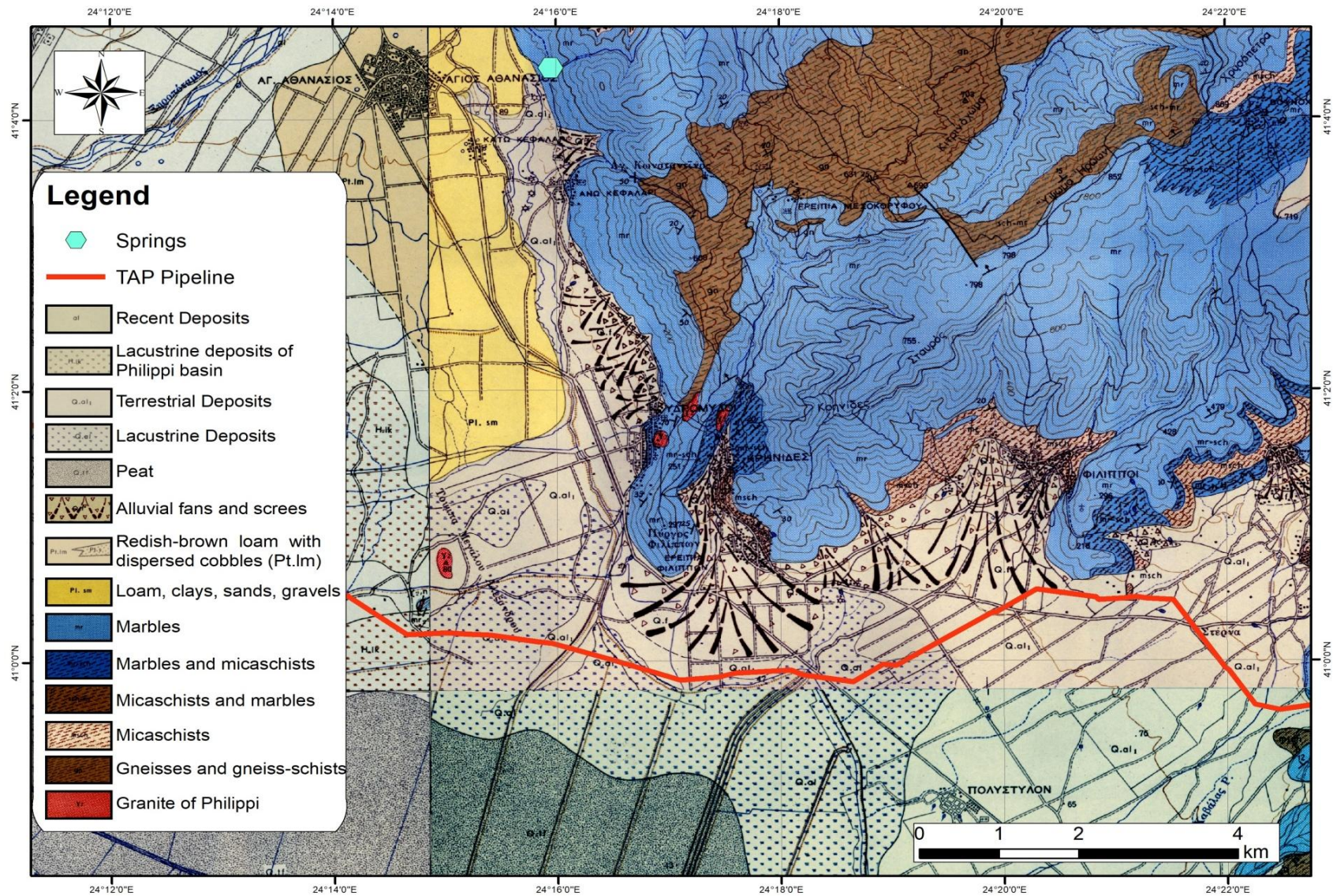
6.3. Πηγή Κεφαλαρίου (Βοϊράνης)

Η πηγή Κεφαλαρίου εκφορτίζει το καρστικό σύστημα που αναπτύσσεται στα μάρμαρα της οροσειράς Λεκάνης (Σχ. 6.6). Πρόκειται για ένα μέτωπο πηγών υπερπλήρωσης των ανθρακικών πετρωμάτων που αναβλύζουν μέσα από κώνους κορημάτων σε υψόμετρο περίπου 60 m (Σχ. 6.7).



Σχ. 6.6. Γεωλογική τομή της πηγής Κεφαλαρίου (ΙΓΜΕ με τροποποιήσεις).

Με βάση μετρήσεις του ΙΓΜΕ για τα έτη 1979 και 1980 (Σχ. 6.8), η μέση ετήσια παροχή της πηγής είναι 3000 L/s. Από δεδομένα της διδακτορικής διατριβής του Πανίλα (1998) για την περίοδο 1970-1987 (Πίν. 6.1) προκύπτει ότι η μέση ετήσια παροχή είναι 3700 L/s. Η διαφορά αποδίδεται στις διαφορετικές κλιματικές συνθήκες των δύο περιόδων. Ακόμα και κατά την εκτεταμένη ξηρή περίοδο 1989-1991, η μέση ετήσια παροχή της πηγής ανήλθε σε 2100 L/s. Ο λόγος μέγιστης/ελάχιστης παροχής είναι 3,5.



Σχ. 6.7. Γεωλογικός χάρτης της ευρύτερης περιοχής της πηγής Κεφαλαρίου (IGME με τροποποιήσεις).

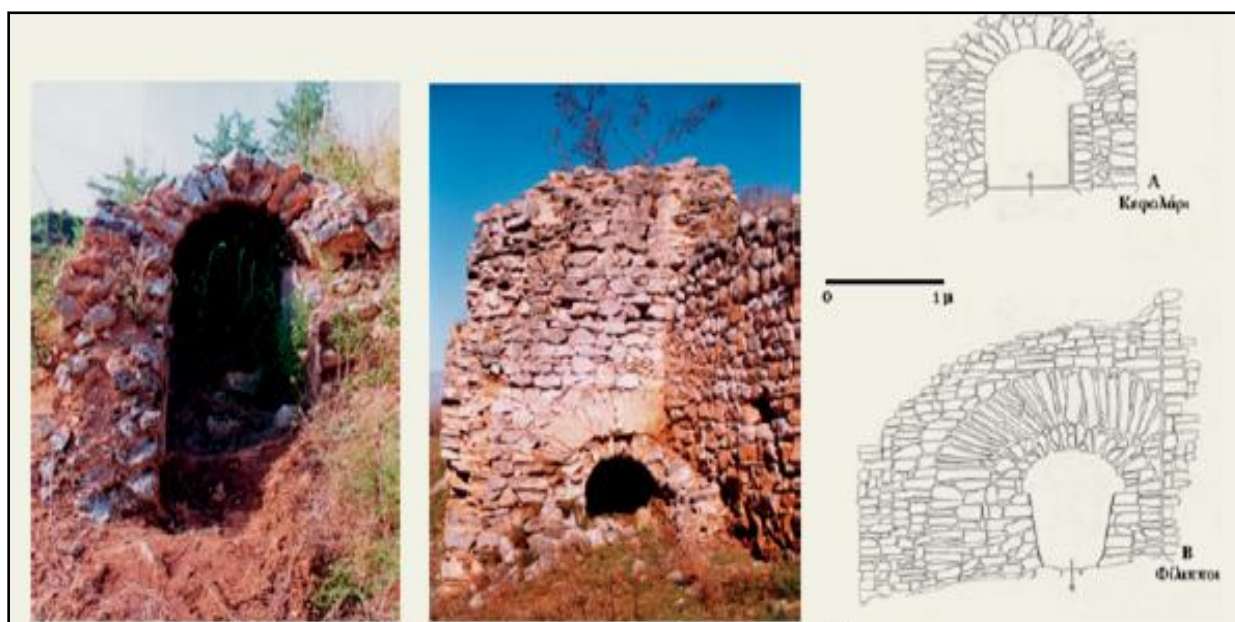
Πίν. 6.1. Μέση μηνιαία παροχή της πηγής Κεφαλαρίου σε m³/s (Πανίλας 1998).

Σ	Ο	Ν	Δ	Ι	Φ	Μ	Α	Μ	Ι	Ι	Α	έτος
3,09	2,95	3,22	3,59	4,00	4,30	4,15	4,26	4,12	3,97	3,60	3,19	3,70



Σχ. 6.8. Διακύμανση της παροχής της πηγής Κεφαλαρίου (στοιχεία ΙΓΜΕ).

Η πηγή αξιοποιείται για την ύδρευση της πόλης της Καβάλας ($12,6 \times 10^6 \text{ m}^3/\text{year}$) και των γειτονικών οικισμών, καθώς και την κάλυψη αρδευτικών αναγκών. Επίσης και κατά την αρχαιότητα η πόλη των Φιλίππων υδρεύονταν με δίκτυο από τις πηγές του Κεφαλαρίου (Kaiafa et al. 2014) (Σχ. 6.9). Στην περιοχή υπάρχουν και άλλες μικρότερες πηγές, όπως αυτές των Κρηνίδων (Ντικιλί-Τας) με μέση παροχή 133 L/s, και των Φιλίππων-Λυδίας με μέση παροχή 80 L/s. Τα νερά των πηγών αποστραγγίζονται μέσω της τάφρου των Φιλίππων, η οποία στο χωριό Συμβολή ενώνεται με τον ποταμό Αγγίτη, ο οποίος τελικά καταλήγει στον ποταμό Στρυμώνα.



Σχ. 6.9. Ρωμαϊκός αγωγός μεταφοράς νερού από την πηγή Κεφαλαρίου (Ηλιάδης, 2010).

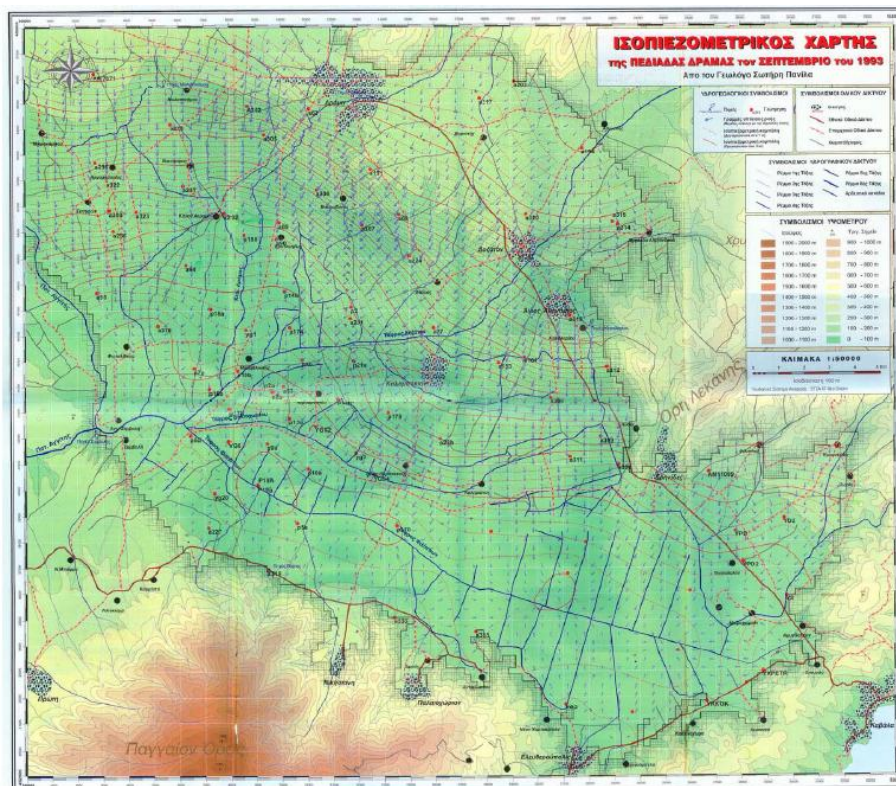
6.4. Λεκάνη Δράμας-Φιλίππων, Τενάγη Φιλίππων

Η λεκάνη Δράμας-Φιλίππων αποτελεί μια τεκτονική τάφρο και αρχικά ήταν ενιαία με τη λεκάνη Σερρών-Δράμας. Στο πεδινό τμήμα της λεκάνης απαντώνται Νεογενείς και Τεταρτογενείς αποθέσεις που έχουν πληρώσει την τάφρο. Στους Πλειο-πλειστοκαινικούς σχηματισμούς ανήκει και η τύρφη της περιοχής των Φιλίππων, η οποία αρχίζει από την επιφάνεια και φθάνει σε βάθος 150 m. Στην λεκάνη της Δράμας αναπτύσσεται ένα τεράστιο κοίτασμα λιγνιτών που φθάνει σε βάθος 50 έως 200 μέτρα.

Η τύρφη σχηματίστηκε λόγω του υγρού περιβάλλοντος από την αποσύνθεση των φυτικών υπολειμμάτων. Ο ρυθμός σχηματισμού της τύρφης είναι 6,5-10 cm ανά 100 χρόνια. Αναφλέγεται στους 150-210 °C και η υγρασία της κυμαίνεται μεταξύ 65-88%. Ένα σημαντικό πρόβλημα είναι η συνίζηση, λόγω ξήρανσης και οξείδωσης της τύρφης (ΓΕΩΤΕΕ 2016).

Η περιοχή των τεναγών ανήκει στην παραπάνω λεκάνη και εκεί αναπτύσσεται ο μεγαλύτερος τυρφώνας με βάθος που φθάνει τα 300 m. Μέχρι το 1935 η περιοχή ήταν ένα εκτεταμένο έλος και μετά έγιναν έργα αποστράγγισης με την κατασκευή της κύριας τάφρου των Φιλίππων και δευτερευουσών τάφρων. Τα εδάφη είναι εξαιρετικά γόνιμα, λόγω της πλούσιας οργανικής ύλης που διαθέτουν που ευνοεί την ανάπτυξη καλλιεργειών. Στην περιοχή εφαρμόζεται το μοναδικό σύστημα άρδευσης στον κόσμο, που αναφέρεται ως υπάρδευση. Απαιτείται εξασφάλιση καλής στράγγισης και διατήρηση της στάθμης του υπόγειου νερού σε μεγάλο χρονικό διάστημα για τη διατήρηση της τύρφης και τη λειτουργία της υπάρδευσης.

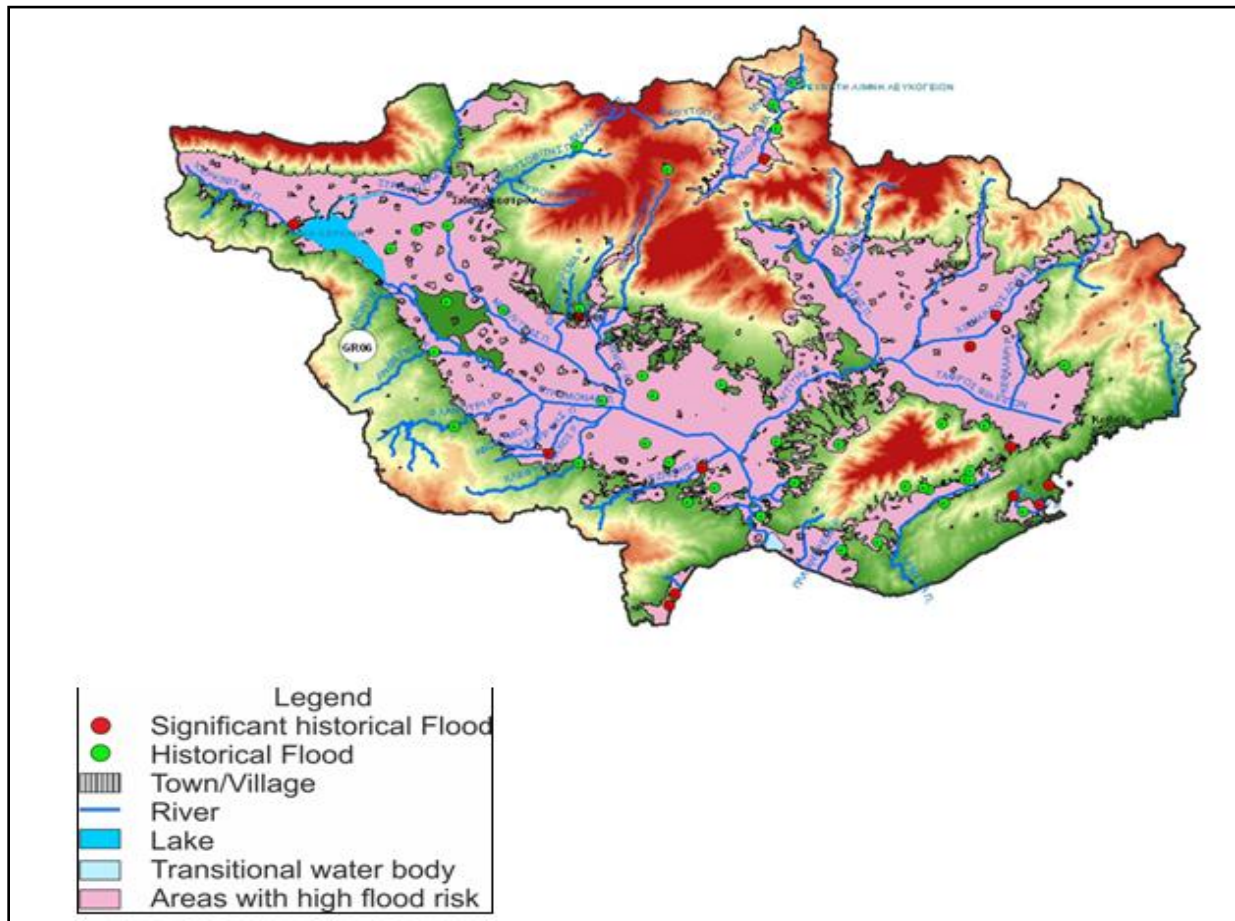
Στους παραπάνω κοκκώδεις σχηματισμούς αναπτύσσονται πορώδεις υδροφορείς με μέτρια έως πλούσια υδροφορία. Το βάθος του υπόγειου νερού είναι μικρό, περίπου 0,5-3 m από την επιφάνεια του εδάφους (Σχ. 6.10).



Σχ. 6.9. Ισοπιεζομετρικός χάρτης (Πανίλας, 1998).

Η τροφοδοσία τους εξασφαλίζεται κατά κύριο λόγο από την κατείδυση του νερού της βροχόπτωσης (βοηθάει σε αυτό η ύπαρξη ενός εκτεταμένου ελεύθερου υδροφορέα) και δευτερογενώς από τις διηθήσεις των ποταμών και των χειμάρρων (που είναι αποτέλεσμα των πηγαίων εκφορτίσεων των καρστικών ορεινών όγκων), καθώς και από πλευρικές μεταγγίσεις των καρστικών νερών δια μέσου των νεογενών σχηματισμών των κρασπέδων, όπου οι υδρογεωλογικές συνθήκες το επιτρέπουν.

Τα περιβαλλοντικά προβλήματα σχετίζονται με την υποβάθμιση της ποιότητας των υπόγειων νερών, λόγω νιτρορύπανσης γεωργικής προέλευσης από τη χρήση λιπασμάτων. Άλλο χαρακτηριστικό της ευρύτερης περιοχής είναι ότι βρίσκεται σε υψηλό κίνδυνο πλημμυρών (Σχ. 6.11).



Σχ. 6.9. Χάρτης που εμφανίζει περιοχές με υψηλό κίνδυνο πλημμύρας (Υπουργείο Περιβάλλοντος & Ενέργειας).

Βιβλιογραφία

- Bonev N., Marchev P., Moritz R., Collings D. (2015). Jurassic subduction zone tectonics of the Rhodope Massif in the Thrace region (NE Greece) as revealed by new U–Pb and $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ geochronology of the Evros ophiolite and high-grade basement rocks. *Gondwana Research*, 27, 760–775.
- Bonev N., Marchev P., Singer B. (2006) $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ geochronology constraints on the Middle Tertiary basement extensional exhumation, and its relation to ore-forming and magmatic processes in the Eastern Rhodope (Bulgaria). *Geodinamica Acta*, 19, 265-280.
- Brun J.-P., Sokoutis D. (2007). Kinematics of the Southern Rhodope core complex (Northern Greece). *International Journal of Earth Sciences*, 96, 1079-1099.
- Burg J.-P. (2012). Rhodope: from Mesozoic convergence to Cenozoic extension. Review of petro-structural data in the geochronological frame. *Journal of Virtual Explorer*, 42, paper 1, 44 p.
- Cheliotis I. (1986). Geology, mineralisation and rock geochemistry of a volcanic-sedimentary formation in the Xylagani Maronia area, NE Greece. University of Leicester, UK, M.Sc. Thesis.
- Eldorado Gold Corp. (2017). Assets, Resources and Reserves. <http://www.eldoradogold.com> (accessed 2th May 2018).
- Eldorado Gold Corp. (2018). Perama Hill. <https://www.eldoradogold.com/assets/operations-and-projects/europe/projects/perama-hill-greece> (accessed 2th May 2018).
- Ersoy E.Y., Palmer M.R. (2013). Eocene-Quaternary magmatic activity in the Aegean: implications for mantle metasomatism and magma genesis in an evolving orogeny. *Lithos*, 180-181, 5-24.
- Himmerkus F., Reischmann T., Kostopoulos D.K. (2009). Triassic rift-related metagranites in the Internal Hellenides, Greece. *Geological Magazine*, 146, 252-265.
- Innocenti F., Kolios N., Manetti O., Mazzuoli R., Peccerilo G., Rita F., Villari L. (1984). Evolution and geodynamic significance of the Tertiary orogenic volcanism in northeastern Greece. *Bull. Volc.*, 47, 25-37.
- Kaiafa A., Papanikolaou E., Melfos V., Papacharalampou C., Voudouris K. (2014). Sanitation and Wastewater and Stormwater Management in Ancient Kingdom of Macedonia. In “Evolution of Sanitation and Wastewater Technologies through the Centuries”, Chapter 8, 177-192 (Eds Angelakis, A.N. & Rose, J.B.).
- Kilias A., Falalakis G., Sfeikos A., Papadimitriou E., Vamvaka A., Gkarlaouni C. (2011). Architecture of kinematics and deformation history of the Tertiary supradetachment Thrace basin: Rhodope province (NE Greece). In: *New Frontiers in Tectonic Research-At the Midst of Plate Convergence*. InTech. 241-268.
- Kilias A.D., Vamvaka A., Falalakis G., Sfeikos A., Papadimitriou E., Gkarlaouni C.H., Karakostas B. (2015). The Mesohellenic Trough and the paleogene Thrace basin on the Rhodope massif, their structural evolution and geotectonic significance in the Hellenides. *J. Geol. and Geosc*, 4, 198. doi:10.4172/2329-6755.1000198.
- Kounov A., Wüthrich E., Seward D., Burg J.P., Stockli D. (2015). Low-temperature constraints on the Cenozoic thermal evolution of the Southern Rhodope Core Complex (Northern Greece). *International Journal of Earth Sciences*, 104, 1337-1352.
- Kydonakis K., Brun J.-P., Sokoutis D. (2015). North Aegean core complexes, the gravity spreading of a thrust wedge. *Journal of Geophysical Research. Solid Earth*, 120, 595-616.
- Kydonakis K., Gallagher K., Brun J.-P., Jolivet M., Gueydan F., Kostopoulos D. (2014). Upper Cretaceous exhumation of the western Rhodope Metamorphic Province (Chalkidiki Peninsula, northern Greece), *Tectonics*, 33, doi:10.1002/2014TC003572.
- Liati A. (1986). Regional metamorphism and overprinting contact metamorphism of the Rhodope zone, near Xanthi (N. Greece): petrology, geochemistry, geochronology: PhD thesis, Braunschweig, Germany, Technische Universität Carolo-Wilhelmina, 186 p.

- Magganas A.C. (2002). Constraints on the petrogenesis of Evros ophiolite extrusives, NE Greece. *Lithos*, 65, 165-182.
- Marchev P., Kaiser-Rohrmeier B., Heinrich C., Ovtcharova M., von Quadt A., Raicheva R. (2005). Hydrothermal ore deposits related to post-orogenic extensional magmatism and core complex formation: The Rhodope Massif of Bulgaria and Greece. *Ore Geology Reviews*, 27, 53-89.
- Meinhold G., Kostopoulos D.K. (2013). The Circum-Rhodope Belt, northern Greece: Age, provenance, and tectonic setting. *Tectonophysics*, 595-596, 55-68.
- Melfos V., Vavelidis M., Christofides G., Seidel E. (2002). Origin and evolution of the Tertiary Maronia porphyry copper-molybdenum deposit, Thrace, Greece. *Mineralium Deposita*, 37, 648-668.
- Melfos V., Voudouris P. (2016). Fluid evolution in Tertiary magmatic-hydrothermal ore systems at the Rhodope metallogenic province, NE Greece. A review. *Geologia Croatica*, 69, 157-167.
- Melfos V., Voudouris P. (2017). Cenozoic metallogeny of Greece and potential for precious, critical and rare metals exploration. *Ore Geology Reviews*, 89, 1030–1057.
- Melfos V., Voudouris P.C. (2012). Geological, Mineralogical and Geochemical Aspects for Critical and Rare Metals in Greece. *Minerals*, 2, 300-317.
- Menant A., Jolivet L., Tuduri J., Loiselet C., Bertrand G., Guillou-Frottier L. (2018). 3D subduction dynamics: A first-order parameter of the transition from copper-to gold-rich deposits in the eastern Mediterranean region. *Ore Geology Reviews*, 94, 118-135.
- Mposkos E., Doryphoros K. (1993). High temperature skarns in the Maronia area (NE Greece). *Bull. Geol. Soc. Greece*, XXVIII/2, 23-35.
- Nagel T.J., Schmidt S., Janák M., Froitzheim N., Jahn-Awe S., Georgiev N. (2011). The exposed base of a collapsing wedge: the Nestos shear zone (Rhodope Metamorphic Province, Greece). *Tectonics*, 30, TC4009, 1-17.
- Nimfopoulos M., Patrick R., Michailidis K., Polya D., Esson J. (1997). Geology, geochemistry and origin of the continental karst-hosted supergene manganese deposits in the Western Rodope massif, Macedonia, northern Greece. *Exploration and Mining Geology*, 6, 171-184.
- Nimfopoulos M.K., Pattrick R.A.D. (1991). Mineralogical and textural evolution of the economic manganese mineralisation in western Rhodope massif, N. Greece. *Mineralogical Magazine*, 55, 423-434.
- Nimfopoulos M.K., Pattrick R.A.D., Michailidis K.M., Polya D.A., Esson J. (1997). Geology, geochemistry, and origin of the continental karst-hosted supergene manganese deposits in the western Rhodope Massif, Macedonia, northern Greece. *Exploration and Mining Geology*, 6, 171-184.
- Novel J.-P., Dimadi A., Zervopoulou A., Bakalowicz M. (2007). The Aggitis karst system, Eastern Macedonia, Greece: Hydrologic functioning and development of the karst structure. *Journal of Hydrology* 334, 477-492.
- Pe-Piper G., Christofides G., Eleftheriadis G. (1998). Lead and neodymium isotopic composition of Tertiary igneous rocks of northeastern Greece and their regional significance. *Acta Vulcanologica*, 10, 255-263.
- Theodoridou S., Melfos V., Voudouris P., Miskovic A. (2016). Mineralogical and Geochemical Characterization of the Kimmeria Intrusion-Related Deposit, Xanthi, NE Greece. *EGU General Assembly 2016, Geophysical Research Abstracts*, Vol. 18, EGU2016-8933, 2016.
- Vaxevanopoulos M., Melfos V. (2010). Hypogenic features in Maronia cave, Thrace, Greece. Evidence from morphologies and fluid inclusions. *Bull Geol Soc Greece*, XLIII/2, 948-957.
- Voudouris P. (2011). Conditions of formation of the Mavrokoryfi high-sulfidation epithermal Cu-Ag-Au-Te deposit (Petrota Graben, NE Greece). *Mineralogy and Petrology*, 101, 97-113.
- Voudouris P., Melfos V., Spry P.G., Bindi L., Moritz R., Orтели M., Kartal T. (2013). Extremely Re-rich molybdenite from porphyry Cu-Mo-Au prospects in northeastern Greece: mode of occurrence, causes of enrichment, and implications for gold exploration. *Minerals* 3, 165-191.

- Voudouris P., Melfos V., Spry P.G., Moritz R., Papavasiliou C., Falalakis G. (2011). Mineralogy and geochemical environment of formation of the Perama Hill high-sulfidation epithermal Au-Ag-Te-Se deposit, Petrota graben, NE Greece. *Mineralogy and Petrology*, 103, 79-100.
- Αλιμπράντης Θ.Χ. (1994). Βυζαντινή Μαρώνεια. Ανασκαφή στον Άγιο Χαράλαμπο. Θεσσαλονίκη. 109 σ.
- Βουδούρης Κ. (2013). Εκμετάλλευση & διαχείριση υπόγειου νερού. Εκδόσεις Τζιόλα, Θεσσαλονίκη.
- Βουδούρης Κ. (2017). Τεχνική Υδρογεωλογία. Εκδόσεις Τζιόλα, Θεσσαλονίκη.
- Βουδούρης Π. (2005). Τα ορυκτά της Ανατολικής Μακεδονίας και Θράκης: Γεωλογικό πλαίσιο και προοπτικές γεωτουριστικής ανάπτυξης. Δελτ. Ελλην. Γεωλ. Εταιρ., 37, 62-77.
- ΓΕΩΤΕΕ (Παράρτημα Ανατολικής Μακεδονίας) (2016). Τα προβλήματα των τεναγών Φιλίππων, η αντιμετώπισή τους και η αειφορική τους διαχείριση.
- Δορυφόρου Κ. (1990). Ο πλουτωνίτης της Μαρώνειας και η μεταμορφική του επίδραση στα περιβάλλοντα πετρώματα της Φυλλιτικής σειράς. Διδακτορική διατριβή. Εθνικό Μετσόβιο Πολυτεχνείο, 167ρ.
- Ηλιάδης Ν. (2010). Φίλιπποι. Η ύδρευση της αρχαίας πόλης. 12η Εφορεία Βυζαντινών Αρχαιοτήτων. Τεύχος 116.
- Κουρής, Χ. (1980). Γεωλογικός χάρτης της Ελλάδας, Φύλλο Μέση-Ξυλαγανή, κλίμακα 1:50.000. ΙΓΜΕ, Αθήνα.
- Μαρίνος Π., Ξειδάκης Γ., Δημάδη Α., Κουτίκας Χρ. (1994). Υδρογεωλογικές συνθήκες στο Δ. Φαλακρό όρος: υδραυλική λειτουργία της καρστικής πηγής πηγών Αγγίτη και το σπήλαιο Μααρά. Δελτίο Ελληνικής Γεωλογικής Εταιρείας, τόμος XXX/4, 159-172.
- Μέλφος Β. (1995). Έρευνα των βασικών και ευγενών μετάλλων στην Περιοδοπική Ζώνη της Θράκης. Διδακτορική Διατριβή. Επιστημονική Επετηρίδα του Τμήματος Γεωλογίας της Σχολής Θετικών Επιστημών του Α.Π.Θ., Παρ. Αριθμ. 30, σελ. 289.
- Μέλφος Β., Βαβελίδης Μ. (2000). Η κατεργασία του λίθου και η λατομική δραστηριότητα κατά την αρχαιότητα: ίχνη λατόμησης στη Μαρώνεια του Νομού Ροδόπης. Θεσσαλονικέων Πόλις, 2, 63-76.
- Μέλφος Β., Βαβελίδης Μ., Φιλυπίδης Α., Χριστοφίδης Γ., Ευαγγέλου Ε. (1993). "Framboidal" σιδηροπυρίτης στη μεταλλοφορία Fe-Cu-(Zn-Pb-Au) της περιοχής Ξυλαγανής του Νομού Ροδόπης (Θράκη). Δελτ. Ελλην. Γεωλ. Εταιρ., XXVIII/2, 407-415.
- Μέλφος Β., Χατζηπέτρος Α., Χατζοπούλου Α., Βασιλειάδου Α., Λαζαρίδης Γ., Βαξεβανόπουλος Μ., Συρίδης Γ., Τσουκαλά Ε., Παυλίδης Σ. (2005). Γεωλογική, Πετρολογική και Παλαιοντολογική μελέτη του Σπηλαίου της Μαρώνειας στους Ηκκαινικούς Νουμμουλιτοφόρους ασβεστολίθους στη Θράκη. Δελτ. Ελλην. Γεωλ. Εταιρ., XXXVII, 153-167.
- Μπακιρτζής Χ., Τριαντάφυλλος Δ. (1988). Θράκη. ΕΤΒΑ, ΕΟΤ, ΕΟΜΜΕΧ. Αθήνα. 80 σ.
- Μπακιρτζής Χ., Χατζημυχάλης Γ. (1991). Σύναξη. Πεπραγμένα ανασκαφής, 1985-1990. Τοπογραφικά. Άγρας. Αθήνα. 142 σ.
- Πανίλας Σ. (1998). Υδρογεωλογικά προβλήματα από την εκμετάλλευση των λιγνιτών στη λεκάνη της Δράμας. Διδακτορική διατριβή, Παν. Πατρών, Τμήμα Γεωλογίας.
- Παπαδόπουλος Π. (1982). Γεωλογικός χάρτης της Ελλάδας, Φύλλο Μαρώνεια, κλίμακα 1:50.000. ΙΓΜΕ, Αθήνα.
- Παπαδοπούλου Λ. (2002). Διδακτορική Διατριβή. Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης.
- Παπαπέτρος Π. (1982). Γεωλογικός χάρτης της Ελλάδας. Φύλλο Κάτω Νευροκόπιον. Κλίμακα 1:50.000. ΙΓΜΕ, Αθήνα.
- Σούλιος Γ. (2011). Γενική Υδρογεωλογία, Τόμος 5^{ος}, University Studio Press, Θεσσαλονίκη.
- Τριαντάφυλλος Δ. (1986). Υπαίθρια ιερά στη χώρα των Κικόνων, Θρακικά Χρονικά, Ξάνθη.
- Τσιραμπίδης Α. (2005). Ο ορυκτός πλούτος της Ελλάδος. Εκδόσεις Γιαχούδη, Θεσσαλονίκη, σελ. 391.