



ΕΡΕΥΝΗΤΙΚΗ ΜΟΝΑΔΑ ΓΕΩΛΟΓΙΑΣ:

Τεκτονική, Στρωματογραφία,
Περιβαλλοντική Γεωλογία



*«Αναζήτηση πηγών τροφοδοσίας ψαμμιτών του Νεογενούς
στην ιζηματολογική λεκάνη της ανατολικής Μεσσαράς,
με χρήση βαρέων ορυκτών»*

Φλουρής Κωνσταντίνος

Τριμελής Εξεταστική Επιτροπή

Καθηγητής. Μανούτσογλου Εμμανουήλ (Επιβλέπων),

Αν. Καθηγητής. Αλεβίζος Γεώργιος

Assistant Professor in Mineralogy & Petrology, University Brunei
Darussalam Dr. Tsikouras Vasilios,

Η έγκριση της παρούσας διπλωματικής εργασίας από το Πολυτεχνείο Κρήτης, δε
σημαίνει αποδοχή των απόψεων του συγγραφέα (Νόμος 5343/1932, άρθρο 202).

Ευχαριστίες

Κατ' αρχήν οφείλω να ευχαριστήσω τον επιβλέποντα καθηγητή μου κ. Εμμανουήλ Μανούτσογλου για την εμπιστοσύνη που μου έδειξε τόσο κατά την επιλογή του θέματος όσο και κατά την εκπόνηση της εργασίας.

Εν συνεχεία, θεωρώ σκόπιμο να εκφράσω τις θερμές μου ευχαριστίες στους καθηγητές Γεώργιο Αλεβίζο και Βασίλειο Τσικούρα για τις πολύτιμες συμβουλές τους και την συμμετοχή τους στην εξεταστική επιτροπή.

Επίσης στους υποψηφίους διδάκτορες της Σχολής Μηχανικών ορυκτών Πόρων του Πολυτεχνείου Κρήτης κ. Ιωάννη Πυλιώτη, για και πολύτιμη συνεισφορά του κατά την εκτέλεση των πειραματικών διαδικασιών καθώς και την επεξεργασία των δεδομένων, και τον κ. Γεώργιο Παναγόπουλο για την παράθεση κάποιων δειγμάτων που μελετήθηκαν στην παρούσα εργασία.

Επιπλέον ευχαριστώ το προσωπικό του εργαστηρίου Εμπλουτισμού, Δρ. Βαγγέλη Πετράκη και κ. Όλγα Παντελάκη, τόσο για τη διάθεση χώρου του εργαστηρίου όσο και για την βοήθειά τους στο εργαστηριακό κομμάτι της εργασίας, αλλά και τον κ. Αντώνη Στρατάκη από το εργαστήριο Γενικής και Τεχνικής Ορυκτολογίας για την συμμετοχή του στην μελέτη της αναγνώρισης των ορυκτών.

Τέλος δεν θα μπορούσα να ξεχάσω τους φίλους οι οποίοι στάθηκαν δίπλα μου όλο αυτό το διάστημα. Ξεκινώντας από τον φίλο και συνεργάτη στο εργαστηριακό κομμάτι της παρούσας εργασίας, Γεώργιο Πιτσόλη, τόσο για την άψογη συνεργασία που είχαμε όσο και για την απλόχερη βοήθειά του στα μαθήματα της σχολής. Κατόπιν, τους φίλους μου από το εργαστήριο Τεχνικής Γεωλογίας, Ηρακλή Μαντζιώκα, Στυλιανό Σπαντιδάκη και Μιχάλη Γιόφκο για τη διάθεση των δειγμάτων. Ακολούθως, θερμές ευχαριστίες στους πολύ καλούς φίλους, Βαρβάρα Αντωνάτου, Όλγα Μιτσιοπούλου, Κατερίνα Παπακωνσταντίνου, Κώστα Μπουτσάκη και Γιώτα Γκάφα.

Πάνω από όλα όμως οφείλω το πιο μεγάλο ευχαριστώ στους γονείς μου, Ιωάννη και Μαρίνα για την υπομονή και τη στήριξη που έδειξαν καθ' όλη τη διάρκεια των σπουδών μου, γι' αυτό και η παρούσα εργασία αφιερώνεται σε αυτούς.

ΠΕΡΙΛΗΨΗ

Στην Κρήτη, στις λεκάνες που δημιουργήθηκαν κατά το Νεογενές, δεσπόζουσα θέση κατέχει η ιζηματογενής λεκάνη της Μεσσαράς που εξελίσσεται τεκτονικά μέχρι των ημερών μας. Τα αλπικής ηλικίας πετρώματα της λεκάνης αυτής βρίσκονται καλυμμένα στις περισσότερες θέσεις ασύμφωνα, από κλαστικές ακολουθίες Τορτονίου και νεωτέρων ηλικιών. Οι κλαστικές αυτές ακολουθίες είναι ετερογενείς ως προς την λιθολογία, έχουν πάχος που κυμαίνεται από 50m μέχρι και μεγαλύτερο από 600m. Οι μάργες και οι ψαμμίτες αποτελούν τους κύριους λιθοτύπους των ακολουθιών αυτών, που είναι ευρέως διαδεδομένοι χρονικά και χωρικά. Για τους σχηματισμούς του Νεογενούς στην Κρήτη εκπονήθηκαν σε επάλληλα χρονικά διαστήματα διαφορετικής φύσεως γεωεπιστημονικά προγράμματα μεταξύ των οποίων και προγράμματα αναζήτησης υδρογονανθράκων. Παρόλο που μεγάλος αριθμός γεωεπιστημόνων έχει ασχοληθεί με την μελέτη των πετρωμάτων αυτών, υπάρχει σχετικά μικρός αριθμός εργασιών σχετικών με την παλαιογεωγραφική εξέλιξη τους κατά το Νεογενές – Τεταρτογενές, ενώ ταυτόχρονα λείπουν εξιδανικευμένες εργασίες σχετικές με την ανάλυση προέλευσης (provenance analysis) για τις περιοχές/θέσεις καθώς και τους σχηματισμούς τροφοδοσίας των κλαστικών υλικών που δημιούργησαν αρχικά τα ιζήματα και στη συνέχεια τα πετρώματα αυτά του Νεογενούς στην Κρήτη.

Μια μικρή συνεισφορά στον τομέα αυτόν αποτελούν τα συμπεράσματα της εργασίας αυτής που εξήχθησαν από τις αναλύσεις 27 δειγμάτων, κατά πλειονότητα ψαμμιτών, από επτά περιοχές της Μεσσαράς. Στα δείγματα αυτά, στο κλάσμα των 90 - 125 μm , ανακτήθηκε με τη μέθοδο των βαρέων υγρών, το σύνολο των βαρέων ορυκτών (με πυκνότητα μεγαλύτερη από 2,90 g/cm^3) και αφού έγινε η ταυτοποίησή τους, ποσοτικοποιήθηκαν με το πρόγραμμα EVA και στη συνέχεια μελετήθηκε η χωρική κατανομή τους. Η μαζική ύπαρξη ορυκτών της ομάδας του επιδότου στην πλειονότητα των δειγμάτων, υποδεικνύει ότι οι σχηματισμοί τροφοδοσίας αυτών, που διαφέρουν μεν σε ηλικία (Σχηματισμοί Βιάννου και Αμπελούζου), αλλά όπως έδειξαν τα αποτελέσματα ιζηματολογικών αναλύσεων, αποτέθηκαν σε παραπλήσιο αποθετικό περιβάλλον, θα πρέπει να αναζητηθούν στα μεταμορφωμένα πετρώματα των Ανωτέρων Καλυμμάτων των Εσωτερικών Ελληνίδων και σε δεύτερη θέση στα

μεταμορφωμένα πετρώματα του Φυλλιτικού Καλύμματος, που αντιπροσωπεύεται με την παρουσία κυρίως του χλωριτοειδούς.

Τα αποτελέσματα αυτά συνηγορούν στην άποψη, που πριν από δεκαετίες έχει προταθεί αλλά δεν έχει υποστηριχθεί με δεδομένα, ότι η κύρια πηγή τροφοδοσίας των κλαστικών ιζημάτων που πλήρωσαν τις λεκάνες του Νεογενούς στην Κρήτη θα πρέπει να αναζητηθεί βορειότερα της Κρήτης, στην περιοχή του κεντρικού Αιγαίου, που ήταν και είναι ευρέως εξαπλωμένα τα πετρώματα των Ανωτέρων Καλυμμάτων των Εσωτερικών Ελληνίδων. Τα δεδομένα αυτά συμβάλουν στην κατανόηση της πολύπλοκης γεωτεκτονικής εξέλιξης όχι μόνο της νήσου Κρήτης αλλά και της ευρύτερης περιοχής, που βρίσκεται στο επίκεντρο του ενδιαφέροντος στα πλαίσια αναζήτησης υδρογονανθράκων.

ΠΕΡΙΕΧΟΜΕΝΑ

ΕΙΣΑΓΩΓΗ.....	6
ΚΕΦΑΛΑΙΟ 1.....	2
ΓΕΩΛΟΓΙΚΗ ΔΟΜΗ – ΓΕΩΓΡΑΦΙΚΗ ΘΕΣΗ.....	2
1.1 Γεωγραφικά Στοιχεία της Κρήτης.....	2
1.1.1 Γεωγραφία της Μεσσαράς.....	3
1.2 Γεωλογική Επισκόπηση	5
1.2.1 Γεωλογικό περίγραμμα της Κρήτης.....	10
1.2.2 Απόψεις για τη Νεοτεκτονική Εξέλιξη της Κρήτης	16
1.2.3 Απόψεις για τη Μεταλλική Παλαιογεωγραφική Εξέλιξη της Κεντρικής Κρήτης	20
ΚΕΦΑΛΑΙΟ 2.....	30
2.1 Ανάλυση Προέλευσης «Provenance Analysis».....	30
2.2 Ιστορία Μελέτης Προέλευσης.....	32
2.3 Προβλήματα Ποσοτικής Ανάλυσης Προέλευσης	34
2.4 Βαρέα Ορυκτά στη Μελέτη των Ιζημάτων	37
2.4.1 Σχετική Σταθερότητα Βαρέων Ορυκτών.....	38
ΚΕΦΑΛΑΙΟ 3.....	48
ΠΕΙΡΑΜΑΤΙΚΗ ΔΙΑΔΙΚΑΣΙΑ	48
3.1 Δειγματοληψία	48
3.1.2 Θέσεις Δειγματοληψίας.....	49
3.2 Προετοιμασία Δειγμάτων.....	50
3.3 Κοκκομετρικές Αναλύσεις	51
3.3.1 Κοσκίνιση Δειγμάτων	51
3.3.2 Κοκκομετρική Ανάλυση με τη Μέθοδο Ανάλυσης Laser.....	53
3.4 Διαχωρισμός Βαρέων Ορυκτών	55
3.4.1 Μεθοδολογία Διαχωρισμού Βαρέων Ορυκτών	55
3.6 ΠΟΙΟΤΙΚΗ ΚΑΙ ΠΟΣΟΤΙΚΗ ΑΝΑΛΥΣΗ ΒΑΡΕΩΝ ΟΡΥΚΤΩΝ	58
3.6.1 Περιθλασιμετρία Ακτίνων Χ.....	58
3.6.2 Προετοιμασία Δειγμάτων για Ορυκτολογική Εξέταση.....	60
3.6.3 Ιζηματολογικές Αναλύσεις.....	61
ΚΕΦΑΛΑΙΟ 4.....	64

ΑΠΟΤΕΛΕΣΜΑΤΑ	64
4.1 Αποτελέσματα διαχωρισμού μέσω βαρέως υγρού	64
4.2 Αποτελέσματα Ιζηματολογικών Αναλύσεων	80
ΚΕΦΑΛΑΙΟ 5.....	95
ΣΥΖΗΤΗΣΗ - ΣΥΜΠΕΡΑΣΜΑΤΑ	95
ΒΙΒΛΙΟΓΡΑΦΙΑ	103
ΠΑΡΑΡΤΗΜΑ.....	110

ΕΙΣΑΓΩΓΗ

Η ανάδυση και η διαμόρφωση του σημερινού τοπογραφικού ανάγλυφου της Κρήτης έχει ερμηνευτεί ως το αποτέλεσμα αφενός διαχρονικών εναλλαγών και ισορροπιών συμπιεστικής παραμόρφωσης και εφελκυστικών τάσεων της υποβυθιζόμενης Αφρικανικής Πλάκας κάτω από την Ευρασιατική, εντός του ευρύτερου χώρου του Αιγαίου μέχρι και της περιοχής της Μεσογειακής ράχης και αφετέρου κλιματικών εναλλαγών. Στο έντονο σχετικά τοπογραφικό ανάγλυφο της Κρήτης δεσπόζει μια ευρύτερη περιοχή σχετικής ταπείνωσης μεταξύ των ορεινών όγκων του Ψηλορείτη στα βόρεια και των Αστερουσίων στον νότο. Η ευρύτερη αυτή περιοχή γνωστή και ως πεδιάδα της Μεσσαράς αποτελεί το πεδινό τμήμα της λεκάνης της Μεσσαράς που εντός της τα αλπικής ηλικίας πετρώματα της νήσου έχουν καλυφθεί κατά τη διάρκεια του Νεογενούς από κατεξοχήν κλαστικές, ετερογενείς στη λιθολογία, ακολουθίες που κατά θέσεις έχουν μεγάλο πάχος (μεγαλύτερο από 600 μ.). Τα πετρώματα αυτά εντάχθηκαν κατά την διάρκεια της δεκαετίας του '80 στις περιοχές αναζήτησης υδρογονανθράκων που διεξήγαγε το Ελληνικό Δημόσιο. Μετά από πάροδο δεκαετιών για την ίδια περιοχή παρουσιάστηκαν νέα στοιχεία κι δεδομένα στο πεδίο της αναζήτησης υδρογονανθράκων (μεταξύ άλλων Panagopoulos et al., 2011; Πασαδάκης et al., 2013; Maravelis et al., 2013).

Παρόλο που μεγάλος αριθμός ερευνητών, έχει μελετήσει τους προ- νεογενείς αλλά και τους σχηματισμούς του Νεογενούς και Τεταρτογενούς της νήσου, υπάρχει σχετικά μικρός αριθμός εργασιών σχετικών με την παλαιογεωγραφική της εξέλιξη κατά το Νεογενές/Τεταρτογενές και ταυτόχρονα λείπουν παντελώς εργασίες σχετικά με την προέλευση (provenance) δηλαδή τις περιοχές/θέσεις καθώς και τους σχηματισμούς τροφοδοσίας των σχετικά μεγάλων σε όγκο/ποσότητα υλικών που αποτέλεσαν αρχικά τα ιζήματα και στη συνέχεια τα πετρώματα του Νεογενούς.

ΣΚΟΠΟΣ

Σκοπός της παρούσας ερευνητικής εργασίας είναι η συστηματική μελέτη αναζήτησης πηγών τροφοδοσίας ψαμμιτών και ψαμμιτικών πετρωμάτων του Νεογενούς με την χρήση βαρέων ορυκτών γνωστής στρωματογραφικής θέσης.

Ποιο συγκεκριμένα η εργασία επικεντρώνεται στη ανάλυση προέλευσης «provenance analysis» των προαναφερόμενων πετρωμάτων. Η χωρική κατανομή των θέσεων δειγματοληψίας διεκπεραιώθηκε τόσο στο ανατολικό τμήμα της λεκάνης της Μεσσαράς όσο και στο δυτικό, τα οποία αποτελούν περιοχές με τις μεγαλύτερες σε έκταση εμφανίσεις ακολουθιών του Νεογενούς στη Κρήτη.

Επομένως τα αποτελέσματα που προκύπτουν έχουν ως στόχο την εξαγωγή συμπερασμάτων σχετικών με την προσέγγιση της παλαιογεωγραφικής θέσης των αρχικών ιζημάτων, καθώς επίσης και την προσέγγιση του παλαιογεωγραφικού χώρου απόθεσης των αρχικών ιζημάτων που οδήγησαν στην δημιουργία των ψαμμιτών και ψαμμιτικών πετρωμάτων.

ΚΕΦΑΛΑΙΟ 1

ΓΕΩΛΟΓΙΚΗ ΔΟΜΗ – ΓΕΩΓΡΑΦΙΚΗ ΘΕΣΗ

1.1 Γεωγραφικά Στοιχεία της Κρήτης

Η Κρήτη αποτελεί το μεγαλύτερο νησί του ελλαδικού χώρου και βρίσκεται στα νότια του Αιγαίου πελάγους. Πρόκειται για μια επιμήκη χερσαία περιοχή με γενική διεύθυνση Α-Δ, με το Κρητικό πέλαγος να βρέχει τις βόρειες ακτές του νησιού και το Λιβυκό πέλαγος να βρέχει τις νότιες. Οι μεγαλύτερες πόλεις βρίσκονται στη βόρεια πλευρά του και είναι από τα δυτικά προς τα ανατολικά τα Χανιά, το Ρέθυμνο, το Ηράκλειο, ο Αγ. Νικόλαος και η Σητεία, οι οποίες αποτελούν και λιμάνια που συνδέοντας το νησί με την ηπειρωτική Ελλάδα. Κατά μήκος της νότιας ακτογραμμής συναντώνται μικρότερες πόλεις (Ιεράπετρα, Αγία Γαλήνη, Χώρα Σφακίων).

Οι μεγάλοι ορεινοί όγκοι στο νησί είναι τρεις. Τα Λευκά όρη, (2.452 m), στο δυτικό τμήμα της Κρήτης, νότια της πόλης των Χανίων. Ο Ψηλορείτης (Ιδη) (2.456 m) βρίσκεται στην κεντρική Κρήτη, μεταξύ των νομών Ηρακλείου και Ρεθύμνου και το όρος Δίκτη (2.148 m) βρίσκεται μεταξύ των νομών Ηρακλείου και Λασιθίου, όπου έχει δημιουργηθεί το μεγάλης έκτασης οροπέδιο του Λασιθίου. (Μορέλας, 2014)

Ενδιάμεσα των ορεινών όγκων βρίσκονται οι λεκάνες του Ρεθύμνου, του Ηρακλείου και της Ιεράπετρας με μέση διεύθυνση Β-Ν. Ενώ με διεύθυνση κάθετη σε αυτή και στην περιοχή νότια του Ηρακλείου, έχει δημιουργηθεί η λεκάνη της Μεσσαράς, στην οποία επεκεντρώθηκε και η παρούσα διπλωματική.

1.1.1 Γεωγραφία της Μεσσαράς

Η περιοχή μελέτης της παρούσας εργασίας αποτελεί η πεδιάδα η οποία ανήκει στην ευρύτερη λεκάνη της Μεσσαράς. Η πεδιάδα καλύπτει έκταση 398 km² ενώ ολόκληρη η λεκάνη περίπου 1005 km² (Κρινής, 2009). Ανήκει διοικητικά στην Περιφέρεια Κρήτης και πιο συγκεκριμένα στο Νομό Ηρακλείου ενώ βρίσκεται σε απόσταση 50km νότια από την πόλη του Ηρακλείου (εικόνα 1).



Εικόνα.1 Γεωγραφικός χάρτης της Κρήτης (από Κρινής, 2009)

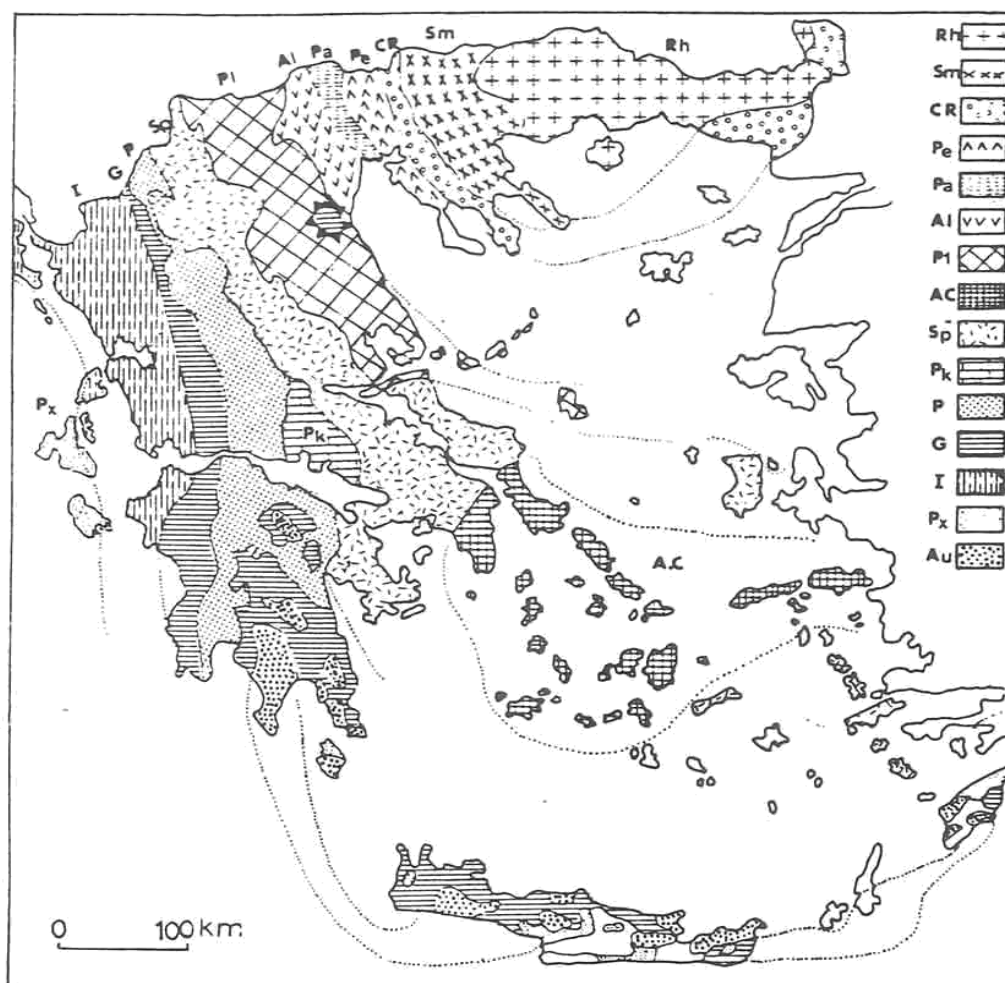
Η λεκάνη της Μεσσαράς βρίσκεται γεωγραφικά μεταξύ 34° 55' και 35° 15' Βόρεια του Ισημερινού και 25° 25' και 25° 25' Ανατολικά του Γκρίνουιτς. Οριοθετείται από τους ορεινούς όγκους: α) Ίδη (2.456 m) στο βορειοδυτικό τμήμα β) Αστερούσια Όρη (1.231 m) στο νότιο τμήμα και γ) Δίκτη (2.148 m) στο ανατολικό τμήμα, ενώ στο δυτικό τμήμα οριοθετείται από την περιοχή της Φαιστού και στο νοτιοανατολικό τμήμα το χωριό Δεμάτι.

Το μέσο υψόμετρο της λεκάνης είναι 445 m και η μέση κλίση 23,7% (Κρινής 2009). Το ανάγλυφο είναι αρκετά έντονο με ήπιες έως μηδενικές κλίσεις στο πεδινό τμήμα της λεκάνης, έντονες κλίσεις στα πιο ορεινά τμήματα, όπως το βορειοδυτικό και το νότιο, και Πολύ έντονες κλίσεις στο ανατολικό τμήμα (εικόνα 1.1).

1.2 Γεωλογική Επισκόπηση

Οι ερευνητές σήμερα, στηριζόμενοι στις νέες απόψεις της Θεωρίας των Λιθοσφαιρικών Πλακών δέχονται σχεδόν ομόφωνα την άποψη ότι η πλειονότητα των Αλπικών σχηματισμών της νήσου Κρήτης ανήκουν σε έναν ευρύτερο χώρο, το χώρο των Εξωτερικών Ελληνίδων αλλά στη δομή της συμμετέχουν και γεωτεκτονικές ζώνες των Εσωτερικών Ελληνίδων. Οι γεωτεκτονικές ζώνες του Ελλαδικού χώρου (Εικ.1.3.) διακρίθηκαν ήδη από τον Brunh (1956) σε Εξωτερικές και Εσωτερικές με βάση κυρίως τον ορογενετικό τεκτονισμό που οι σχηματισμοί των ζωνών αυτών έχουν υποστεί. Πιο ειδικά, οι σχηματισμοί των Εξωτερικών ζωνών έχουν υποστεί κατά το Τριτογενές ένα μόνο ορογενετικό τεκτονισμό και κατέχουν το δυτικό και νότιο τμήμα του Ελλαδικού χώρου, ενώ οι σχηματισμοί των Εσωτερικών, εκτός από τον τεκτονισμό του Τριτογενούς, έχουν υποστεί επιπλέον και έναν πρώιμο ορογενετικό τεκτονισμό, που έλαβε χώρα κατά το Ανώτερο Ιουρασικό-Κατώτερο Κρητιδικό, και κατέχουν το ανατολικό (εσωτερικό) τμήμα του Ελλαδικού χώρου.

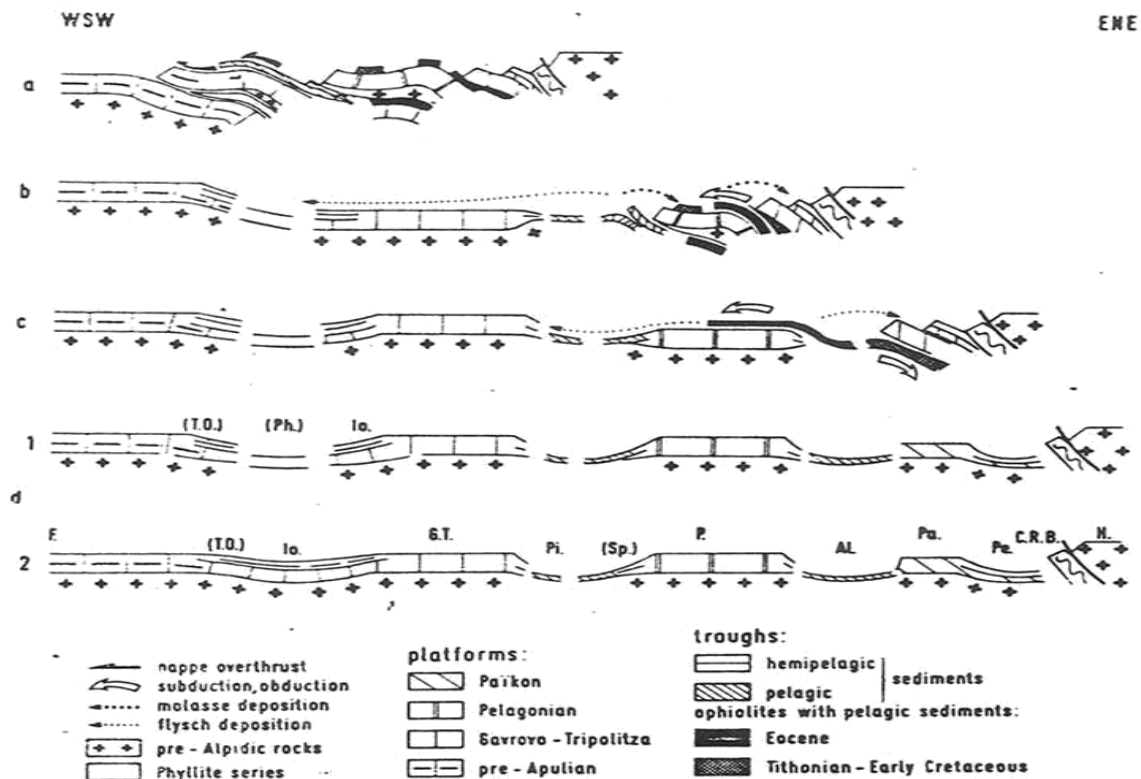
Οι γεωτεκτονικές ζώνες των Ελληνίδων αποτελούν παλαιογεωγραφικούς χώρους του «Παλαιοωκεανού» της Τηθύος, μιας ωκεάνιας περιοχής στον ευρύτερο χώρο της υπερηπείρου της Παγγαίας, ενός ηπειρωτικού τεμάχους που δημιουργήθηκε κατά τη Βαρίσκια Ορογένεση. Μέσα στον ωκεάνιο χώρο της Τηθύος η ανάπτυξη μιας μεσοωκεάνιας ράχης που λειτούργησε στο Λιάσιο-Δογγέριο του Ιουρασικού οδήγησε στη διάσπαση της Παγγαίας και στη δημιουργία δύο νέων ηπειρωτικών τεμαχών, της Λαυρασίας και της Γκοτβάνας και ταυτόχρονα στην υποβύθιση του ωκεάνιου φλοιού της Τηθύος κάτω από τον ηπειρωτικό φλοιό της Λαυρασίας. Το τελευταίο γεγονός που ξεκίνησε το Μέσο Ιουρασικό και ολοκληρώθηκε το Ανώτερο Ιουρασικό - Κατώτερο Κρητιδικό οριοθετεί την απαρχή του τελευταίου Ορογενετικού κύκλου του Αλπικού και ταυτόχρονα για τον Ελληνικό χώρο, τη διαφοροποίηση και την τεκτονική εξέλιξη των γεωτεκτονικών Ζωνών των Ελληνίδων οροσειρών.



Εικόνα 1.2 Χάρτης των γεωτεκτονικών ζωνών του Ελλαδικού χώρου.
(Κατά Mountrakis et al. 1983, από J.Mercier, J.Brunn, J.Aubouin et al., 1971)

Από τα πρωταρχικά και σημαντικά ερωτήματα με τα οποία απασχολήθηκε η παγκόσμια γεωεπιστημονική κοινότητα ήταν και παραμένει η ακριβής θέση και τα όρια του «μητρικού» αυτού ωκεανού της Τηθύος. Ειδικότερα για τον ευρύτερο χώρο της Ελλάδας το πρόβλημα εντοπίστηκε από την αρχή της διάδοσης και εφαρμογής της νέας θεωρίας των λιθοσφαιρικών πλακών στο θέμα, με ποια από τις γεωτεκτονικές ζώνες της Ελλάδας ταυτίζεται ο ωκεανός της Τηθύος ή καλύτερα ποια ζώνη έχει τους σχηματισμούς που αντιπροσωπεύουν τον κατεστραμμένο ωκεάνιο φλοιό της Τηθύος. Η πρώτη τάση που αναπτύχθηκε στους γεωεπιστήμονες τη δεκαετία του 1970, στο ξεκίνημα της νέας θεωρίας, ήταν ότι ο ωκεάνιος χώρος της Τηθύος ταυτίζονταν με τη ζώνη Ωλονού-Πίνδου που είχε θεωρηθεί από την παλιότερα ισχύουσα «Θεωρία των συζυγών Γεωσυγκλίσεων» ως ο τυπικός ωκεάνιος χώρος, το "Ελληνικό ευγεωσύγκλινο". Σε αντίθεση με τη γενικευμένη αυτήν αντίληψη το πρώτο γεωδυναμικό μοντέλο που προτάθηκε για την εξέλιξη των Ελληνίδων είναι των Jacobshagen et al. (1976), το οποίο προτείνει την ύπαρξη των ωκεάνιων λεκανών Παιονίας, Αλμωπίας,

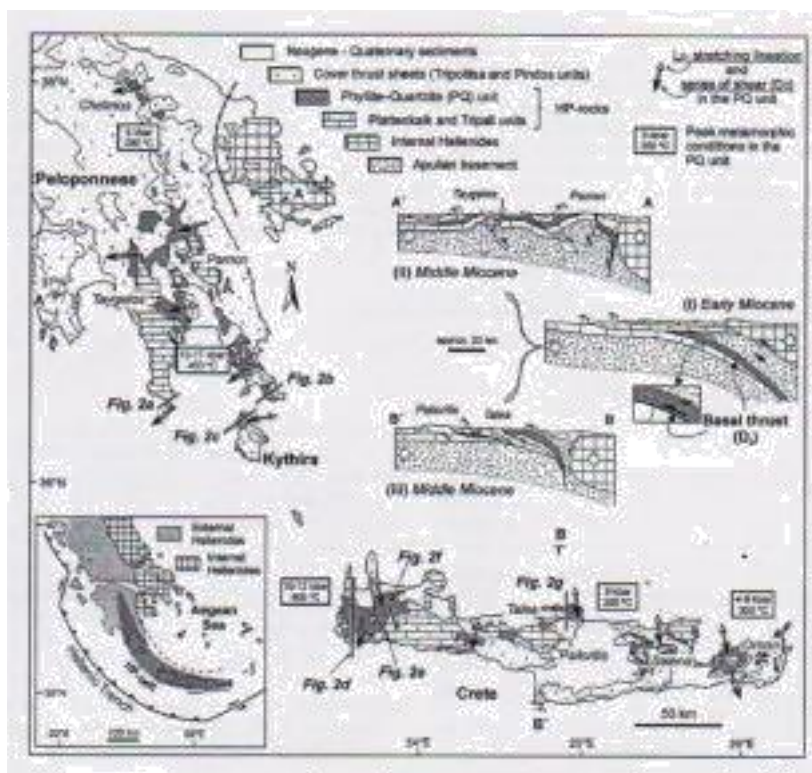
Υποπελαγονικής-Πίνδου και την ύπαρξη της φυλλιτικής σειράς μεταξύ της Ιονίου ζώνης και των «Πλακωδών Ασβεστολίθων» (Plattenkalk) (Εικόνα 1.4). Οι ωκεάνιες αυτές λεκάνες λειτούργησαν σταδιακά και έκλεισαν διαδοχικά από τα Ανατολικά προς τα Δυτικά από το Μάλμιο μέχρι το Μειόκαινο προκαλώντας τη μετακίνηση της τεκτονογένεσης προς τα Δυτικά επηρεάζοντας διαδοχικά τις Εσωτερικές και Εξωτερικές γεωτεκτονικές Ζώνες. Στον παλαιογεωγραφικό χώρο των εξωτερικών ζωνών των Εξωτερικών Ελληνίδων και ειδικότερα στις ζώνες Παζών και Ιονίου, πάνω από την εβαποριτική ακολουθία ακολούθησε μεγάλου πάχους ανθρακική ιζηματογένεση με παρεμβολές κερατολίθων και μικρού πάχους κλαστικών σχηματισμών, μέχρι την έναρξη της απόθεσης του φλύσχη κατά το Τριτογενές. Τα πετρώματα των δύο αυτών ισοπικών/γεωτεκτονικών ζωνών εμφανίζονται σε μια ορογραφική-χωρική διάταξη από τα βόρεια σύνορα της χώρας μέχρι την Κεντρική Πελοπόννησο. Νοτιότερα εμφανίζονται αντ' αυτών τα μεταμορφωμένα πετρώματα των Εξωτερικών Ελληνίδων. Τα πετρώματα αυτά εμφανίζονται σε μία ζώνη πάνω από 600 χλμ και σχηματίζουν μία παραβολική καμπύλη κυρτή προς την προχώρα που ακολουθηθεί τη γεωμετρία του ελληνικού ενεργού τόξου σε μια σειρά από τεκτονικά παράθυρα όχι μόνο στην Πελοπόννησο και τα Κύθηρα αλλά κατεξοχήν στην Κρήτη (Εικ. 1.5).



Εικόνα 1.3 Σχηματικές τομές που αναπαριστούν την ορογενετική εξέλιξη των Ελληνίδων (Κατά Jacobshagen et al., 1986). Πιο συγκεκριμένα: α) Περίοδος Μέσου Μειόκαινου. Επώθηση των κεντρικών Ελληνικών καλυμμάτων (ζώνες Πίνδου, Παρνασσού, Πελαγονικής) πάνω στη ζώνη

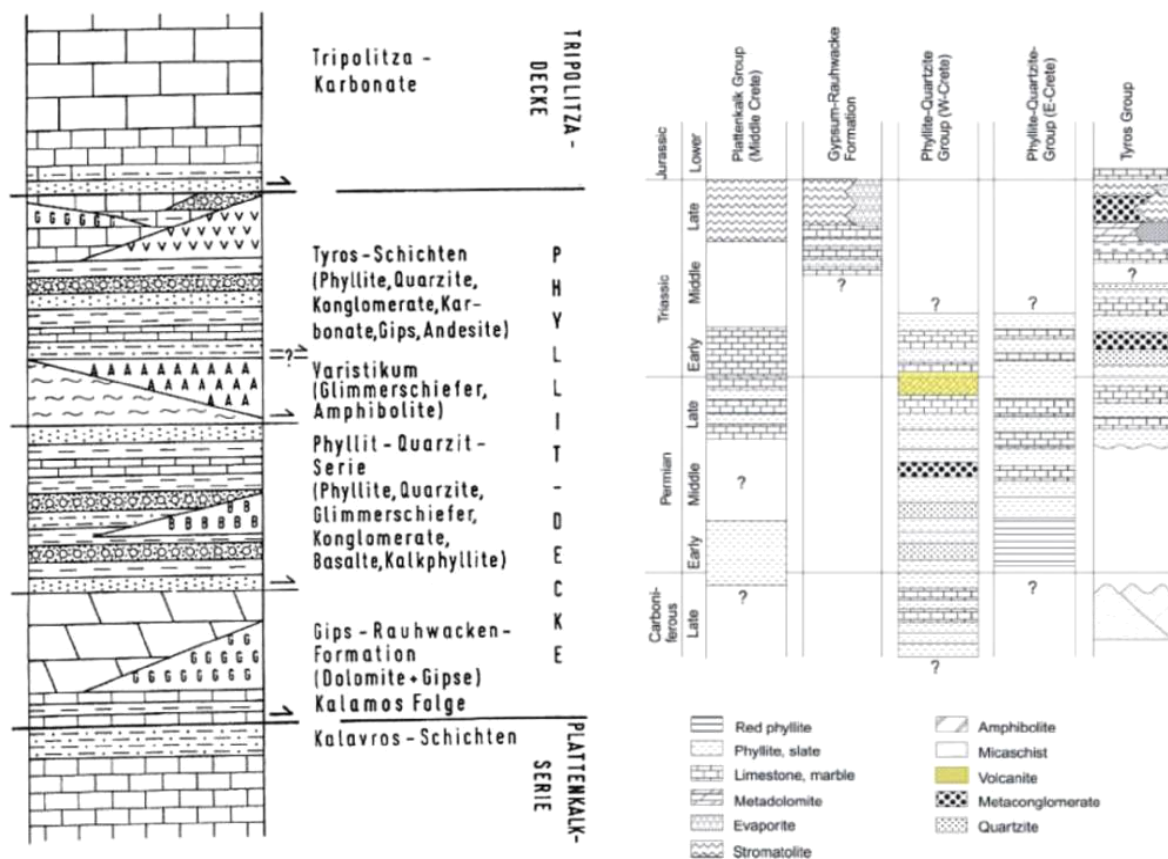
Γαβρόβου. b) Περίοδος Μέσου – Άνω Ηωκαίνου. Κλείσιμο του ωκεάνιου χώρου της ζώνης Αξιού. Επώθηση των οφιολίθων από τη ζώνη Αξιού πάνω στην Πελαγονική. Αρχή της ιζηματογένεσης του εξωτερικού φλύσχη. Απόθεση της μολάσσας στην Μεσοελληνική αύλακα και την "αύλακα Αξιού". c) Περίοδος Ανωτέρου Ιουρασικού - Κατωτέρου Κρητιδικού. Βύθιση του ωκεανού της ζώνης Αξιού κάτω από την Περιροδοπική ζώνη και την Ελληνική Ενδοχώρα. Αρχική τεκτονική τοποθέτηση των οφειολίθων πάνω στην Πελαγονική και d) Περίοδος Μέσου - Άνω Ιουρασικού. Αύλακες και υβώματα μετά την περιροδοπική ορογένεση.

Al = Αλμωπίας, C.R.B. = Περιροδοπική, G.T. = Γαβρόβου-Τρίπολης, H = Ενδοχώρα, Io = Ιόνιος, P = Πελαγονική, Pa = Πάικου, Pe = Παιονίας, Ph = λεκάνη φυλλιτών, Pi = Πίνδου, Sb = Υποπελαγονική, T.O. = Σειρά Plattenkalk



Εικόνα 1.4 Γενικευμένος γεωλογικός χάρτης με σκιασμένη περιοχή που αντιπροσωπεύει τις θέσεις εμφάνισης των υψηλής μεταμόρφωσης πετρωμάτων. Οι τομές είναι από την Πελοπόννησο (ΑΑ) και από την Κρήτη (Β'Β'). (Xyrolias et al., 2007)

Μετά το Ολιγόκαινο τα πετρώματα αυτά υποβυθίστηκαν κάτω από το υπόβαθρο της ζώνης Τρίπολης με αποτέλεσμα να υποστούν μεταμόρφωση υψηλών πιέσεων (Seidel et al., 1982). Σύμφωνα με τους Dornsiepen και Manutsoglu (1994) και Dornsiepen et al (2001), το Φυλλιτικό Κάλυμμα των εξωτερικών Ελληνίδων που εμφανίζεται στη Νότιο Πελοπόννησο και Κρήτη αποτελείται από τις τέσσερις υποενότητες (Εικ. 1.6).



Εικόνα1.5 Λιθολογική υποδιαίρεση του Φυλλιτικού καλύμματος κατά Dornsiepen και Manutsoglu (1994) (αριστερά) και δεξιά σχηματικές συγκριτικές λιθοστρωματογραφικές στήλες των μεταμορφωμένων ενοτήτων των εξωτερικών Ελληνίδων (Dornsiepen et al., 2001)

Πάνω σε αυτά τα μεταμορφωμένα πετρώματα αποτέθηκαν ασύμφωνα στις λεκάνες που δημιουργήθηκαν κατά το Νεογενές τα αντίστοιχα ιζήματα διαφορετικής λιθολογίας από όπου και προέκυψαν τα πετρώματα του Νεογενούς.

1.2.1 Γεωλογικό περίγραμμα της Κρήτης

Κατά τις τελευταίες τέσσερις δεκαετίες, οι γνώσεις μας για τη γεωλογική δομή της Κρήτης έχουν αυξηθεί σημαντικά. Τα αποτελέσματα των ερευνών στα πλαίσια μεγάλου αριθμού προγραμματίων ευρωπαϊκών και εθνικών ερευνητικών ιδρυμάτων αλλά και μεμονωμένων ερευνητών, οδήγησε στην έκδοση του πρώτου συνοπτικού γεωλογικού χάρτη της Κρήτης το 1977 σε κλίμακα 1/200.000. Όπως φαίνεται στο χάρτη αυτόν αλλά και στους επόμενους που εκδόθηκαν από το Ινστιτούτο Γεωλογικών και Μεταλλευτικών Ερευνών (Γεωλογικός χάρτης της Ελλάδας κλίμακας 1:500.000, τμήμα του οποίου παρουσιάζεται στην (Εικόνα 1.7), το μεγαλύτερο ποσοστό προνεογενούς ηλικίας πετρωμάτων που δομούν και εμφανίζονται στην Κρήτη, ανήκουν σε ακολουθίες μεταμορφωμένων πετρωμάτων η παλαιογεωγραφική τοποθέτηση, η τεκτονική τους θέση αλλά ακόμη και η ηλικίες τους παραμένει ένα ανοικτό γεωλογικό κεφάλαιο.



Εικόνα 1.6 Τμήμα του γεωλογικού χάρτη της Ελλάδος σε κλίμακα 1:500.000. με κίτρινες και πράσινες αποχρώσεις οι λεκάνες του Νεογενούς και του Τεταρτογενούς

Η γεωλογία της Κρήτης χαρακτηρίζεται από τη «λεπιοειδή» ανάπτυξη αλληπύλλων επωθημένων τεκτονικών καλυμμάτων των Ελληνίδων, που κάθε ένα από αυτά συγκροτείται από διαφορετικούς λιθολογικούς σχηματισμούς και τα οποία συνωθούνται στο μικρό σχετικά γεωγραφικό χώρο του νησιού, με γενική κατεύθυνση από Βορρά προς Νότο.

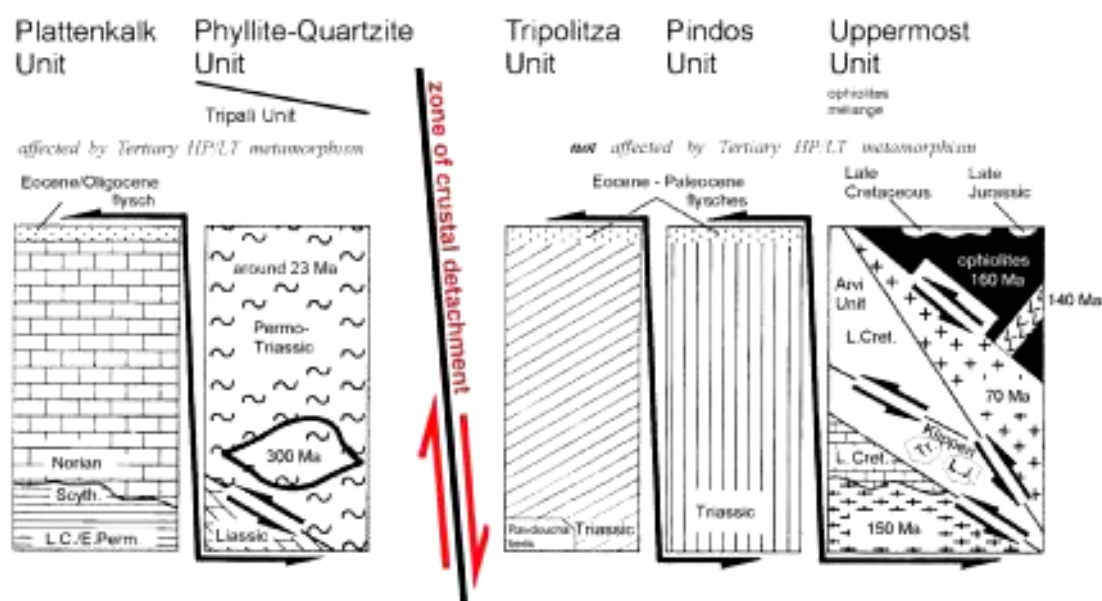
Η γενικότερη πολύπλοκη δομή της νήσου, με την καλυμματική διάταξη είναι αποτέλεσμα τόσο των τεκτονικών διεργασιών που κορυφώθηκαν στο Τριτογενές και σχετίζονται με την υποβύθιση της Αφρικανικής λιθοσφαιρικής πλάκας κάτω από την Ευρασιατική, όσο και με διαρκή τεκτονική δραστηριότητα ακόμα και στη μεταλλική περίοδο.

Γενικά, η Κρήτη συγκροτείται από την κατώτερη τεκτονική ενότητα η οποία αποτελείται από ένα αυτόχθονο έως παραυτόχθονο σύστημα πετρωμάτων που περιλαμβάνει τη μεταμορφωμένη

Ομάδα των Πλακωδών Ασβεστόλιθων (Plattenkalk) με ηλικία από το Άνω Πέρμιο έως το Ολιγόκαινο.

Με τεκτονική επαφή, ακολουθεί ένα αλλόχθονο σύστημα επωθημένο πάνω στο (παρα)αυτόχθονο, με τη μορφή αλληπαλλήλων τεκτονικών καλυμμάτων αλπικών ενοτήτων, και με χαρακτηριστική λεπιοειδή διάταξη. Τα αλληπαλλήλα τεκτονικά καλύμματα επωθημένα το ένα πάνω στο άλλο τοποθετούνται με την ακόλουθη σειρά από το υποκείμενο προς το υπερκείμενο:

Ενότητα Τρυπαλίου αποτελούμενη από ημιμεταμορφωμένα έως μεταμορφωμένα κυρίως ανθρακικά πετρώματα ηλικίας Τριαδικό έως Λιάσιο. Ακολούθως, η Ενότητα Φυλλιτών – Χαλαζιτών (Φυλλιτικό Κάλυμμα κατά Dornsiepen & Manutsoglu 1994) με ηλικία Άνω Πέρμιο έως και το Κάρνιο όπου στα κατώτερα τμήματα παρουσιάζονται εντός δολομιτών και ραουβάκων εμφανίσεις γύψου και ανυδρίτη και στα ανώτερα εναλλαγές φυλλιτών με στρώσεις χαλαζιτών και στρώσεις μετα-ηφαιστίτων.



Εικόνα 1.7 Τεκτονική διάταξη των τεκτονοστρωματογραφικών ενοτήτων στην Κρήτη (τροποποιημένη από Seidel et al., 1982)

Έπεται η ενότητα Τρίπολης με το κατώτερο τμήμα να αποτελείται από την αργιλοσχιστολιθική – ανθρακική σειρά Ραβδούχα, το ανώτερο τμήμα από την ανθρακική σειρά της Τρίπολης και τέλος, στο ανώτατο τμήμα της σειράς παρουσιάζεται ο φλόσχης της ενότητας της Τρίπολης. Η ηλικία της ενότητας τοποθετείται στο Μέσο - Άνω Τριαδικό.

Ακολουθεί η Ενότητα Ωλονού – Πίνδου, όπου στην Κρήτη εντοπίζεται με τρεις σειρές: Πίνδου στη Δυτική Κρήτη με την τυπική στρωματογραφική ακολουθία της ενότητας της Πίνδου, Εθιάς στην Κεντρική Κρήτη και Μαγκασσά στην Ανατολική Κρήτη. Η ηλικία της ενότητας τοποθετείται από το Άνω Τριαδικό έως και το Μέσο Παλαιόκαινο (Φυτρολάκης, 1980).

Πάνω από τις παραπάνω αναφερόμενες εξωτερικές ζώνες υπάρχουν σε ανώτερη τεκτονική θέση αλλόχθονα τεκτονικά λέπια των Εσωτερικών ζωνών: ένα σύνθετο Πολύμεικτο λιθοφασικά τεκτονικό σύμπλεγμα που αποτελείται από επαλληλία καλυμμάτων (Bonneau 1984). Τα διάφορα καλύμματα τα οποία είναι επωθημένα το ένα επάνω στο άλλο από το υπερκείμενο προς το υποκείμενο είναι τα εξής:

- *Οφιολιθικό κάλυμμα με σερπεντινιωμένους περιδοτίτες, γάββρους, διορίτες, δολερίτες, ηλικίας Κατώτατου Ιουρασικού – Ανώτατου Κρητιδικού.*
- *Κάλυμμα Αστερούσιων με μετα-ιλυολιθικούς, διμαρμαρυγιακούς, χλωριτικούς, επιδοιτιτικούς γνεύσιους και σχιστολίθους, αμφιβολίτες και μάρμαρα ηλικίας Κατώτατου Ιουρασικού – Ανώτατου Κρητιδικού.*
- *Κάλυμμα Βάτου με εναλλαγές τεφρών ιλυολίθων και πάγκους από ψαμμιτικούς ασβεστολίθους και ψαμμίτες ηλικίας Ανωτέρου Ιουρασικού.*
- *Κάλυμμα Άρβης με βασάλτες σε «μαξιλαροειδείς λάβες» ηλικίας Ανωτέρου Κρητιδικού.*

Τέλος, πάνω από τους αλπικούς σχηματισμούς βρίσκονται πετρώματα του Νεογενούς και Τεταρτογενούς τα οποία συνήθως έχουν κυμαινόμενο πάχος και εξάπλωση στις διάφορες περιοχές της Κρήτης. Τα πετρώματα αυτά σχετίζονται με τις μετεορεγενετικές διεργασίες που επέδρασαν στην περιοχή. Οι απόψεις για το είδος, τη διαδοχή και εύρος αυτών των διεργασιών διίστανται στη βιβλιογραφία.

Οι εφελκυστικές τάσεις που έλαβαν χώρα στην περιοχή της Κρήτης είχαν ως συνέπεια τη δημιουργία μεγάλων βυθισμάτων, ως αποτέλεσμα της δράσης μεγάλων ρηγμάτων με κύριες διευθύνσεις B-N και A-Δ. Οι κυριότερες λεκάνες που πληρώθηκαν με ιζήματα του Νεογενούς είναι οι λεκάνες Ηρακλείου, Μεσσαράς, Ιεράπετρας και του βορείου τμήματος Νομών Ρεθύμνου και Χανίων. Τα νεογενή αυτά ιζήματα επικάθονται ασύμφωνα στους αλπικούς σχηματισμούς και είναι χερσαίας, ποτάμιας, υφάλμυρης και θαλάσσιας προέλευσης. Παρουσιάζουν ανομοιομορφία ως προς την ηλικία τους και ως προς τη λιθολογία τους. Κατά Meulenkamp (1979) οι σχηματισμοί του Νεογενούς έχουν ομαδοποιηθεί σε λιθοφασικές ομάδες:

Η ομάδα Πρίνα: Αποτελείται από ασβεστολιθικά μαύρα χονδρόκοκκα λυτοπαγή και λυτοποκροκαλοπαγή με ασβεστιτικό υλικό συγκόλλησης ενώ εμπεριέχει ολισθόλιθους προ-νεογενών ασβεστολίθων. Αποτελεί τη βάση των Νεογενών ιζημάτων στις περιοχές της ανατολικής και δυτικής Κρήτης, ή μεταβαίνει πλευρικά ως προς την αμέσως Νεότερη. Η ηλικία της Ομάδας Πρίνα προσδιορίζεται στο Μέσο Μειόκαινο και το περιβάλλον απόθεσης χαρακτηρίζεται μη θαλάσσιο ως υφάλμυρο ή ρηχό θαλάσσιο (Meulenkamp, 1979; Φυτρολάκης, 1980).

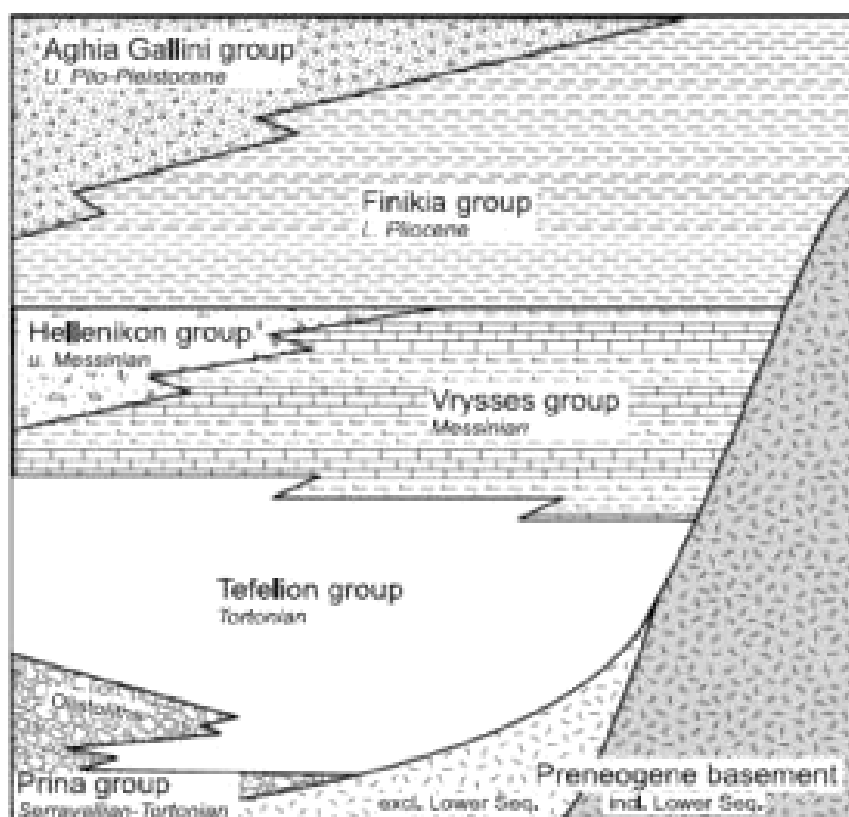
Η Ομάδα Τεφελίου: Τοποθετείται ασύμφωνα είτε πάνω στην Ομάδα Πρίνα, είτε απευθείας πάνω στο προ-νεογενές υπόβαθρο. Αποτελείται από χαλαρά θαλάσσια και ποταμολιμναία κροκαλοπαγή, άμμους, αργίλους και ιλύ. Η ηλικία τους τοποθετείται από το Σερραβάλλιο έως το Άνω Τορτόνιο (Meulenkamp, 1979; Βασιλάκης 2006). Η Ομάδα Τεφελίου αποτελείται από τους σχηματισμούς Βιάννου, Σκινιά και Αμπελούζου.

Η Ομάδα Βρυσών: Συντίθεται από το σχηματισμό της Αγίας Βαρβάρας και τοποθετείται υπερκείμενη είτε της Ομάδας Τεφελίου είτε του αλπικού υποβάθρου. Αποτελείται από θαλάσσιους βιοκλαστικούς ή υφαλογενείς ασβεστόλιθους εναλλαγές φυλλωδών και ομογενών μαργών, οι οποίες κατά τόπους εμπεριέχουν παρεμβολές γύψων. Η ηλικία της Ομάδας των Βρυσών τοποθετείται στο Άνω Τορτόνιο έως το Κάτω Μεσσήνιο (Meulenkamp, 1979).

Η Ομάδα Ελληνικού: Παρουσιάζεται τοποθετημένη ασύμφωνα σε παλαιότερους Νεογενείς σχηματισμούς ή κατά θέσεις, απευθείας επάνω στο υπόβαθρο ή επάνω στην ομάδα Βρυσών στην οποία όμως κατά τόπους παρεμβάλλεται. Περιλαμβάνει ερυθρωπά χερσαίας προέλευσης κροκαλοπαγή, ποταμολιμναίες σχετικώς λεπτόκοκκες αποθέσεις και ενίοτε υφάλμυρες και λιμνοθαλάσσιες αποθέσεις με εμπεριεχόμενα λεπτά στρώματα γύψου. Η Ομάδα Ελληνικού αποτέθηκε κατά τη διάρκεια της κρίσης αλατότητας του Μεσσηνίου με την ηλικία της να προσδιορίζεται στο Άνω Μεσσήνιο. Στις περιοχές της κεντρικής και ανατολικής Κρήτης δεν υπάρχουν εμφανίσεις της Ομάδας Ελληνικού.

Η Ομάδα Φοινικιάς: Συντίθεται από το σχηματισμό της Φοινικιάς και τοποθετείται επί των στρωμάτων της Ομάδας Ελληνικού, Βρυσών ή του προ-νεογενούς υποβάθρου. Αποτελείται από ανοιχτής θάλασσας αργίλους και μάργες οι οποίες ενίοτε παρουσιάζουν πυριτικές ενστρώσεις ενώ τμήμα της βάσης της Ομάδας Φοινικιάς, περιέχει ένα λατυποπαγές αποτελούμενο από ιζήματα του Μειόκαινου και του Κατώτερου Πλειόκαινου. Η ηλικία της Ομάδας της Φοινικιάς είναι Πλειοκαινική.

Η Ομάδα Αγίας Γαλήνης: Συντίθεται από το σχηματισμό της Αγίας Γαλήνης και βρίσκεται υπερκείμενη της Ομάδας της Φοινικιάς και κατά ένα μέρος αποτελεί πλευρική αντιστοιχία της. Εμπεριέχει χονδροκλαστικά υλικά, χερσαία ερυθρά κροκαλοπαγή και ποταμοδελταϊκές άμμους και αργίλους. Αποτελεί την τελευταία ενότητα του Νεογενούς στην Κρήτη η οποία ανήκει στο Άνω Πλειόκαινο ή πιθανά στο Άνω Πλειστόκαινο (Meulenkamp, 1979; ten Veen & Kleinspehn, 2003).



Εικόνα 1.8 Σχηματική απεικόνιση της λιθοστρωματογραφίας της Κρήτης, με τις μεγαλύτερες ομάδες σχηματισμών του Νεογενούς και το προνεογενές υπόβαθρο (αδιαίρετο). Παρουσιάζεται η μεταξύ τους σχέση όσο αναφορά την κατακόρυφη και οριζόντια θέση αλλά και την αλληλοπαρεμβολή τους (Meulenkamp, 1979)

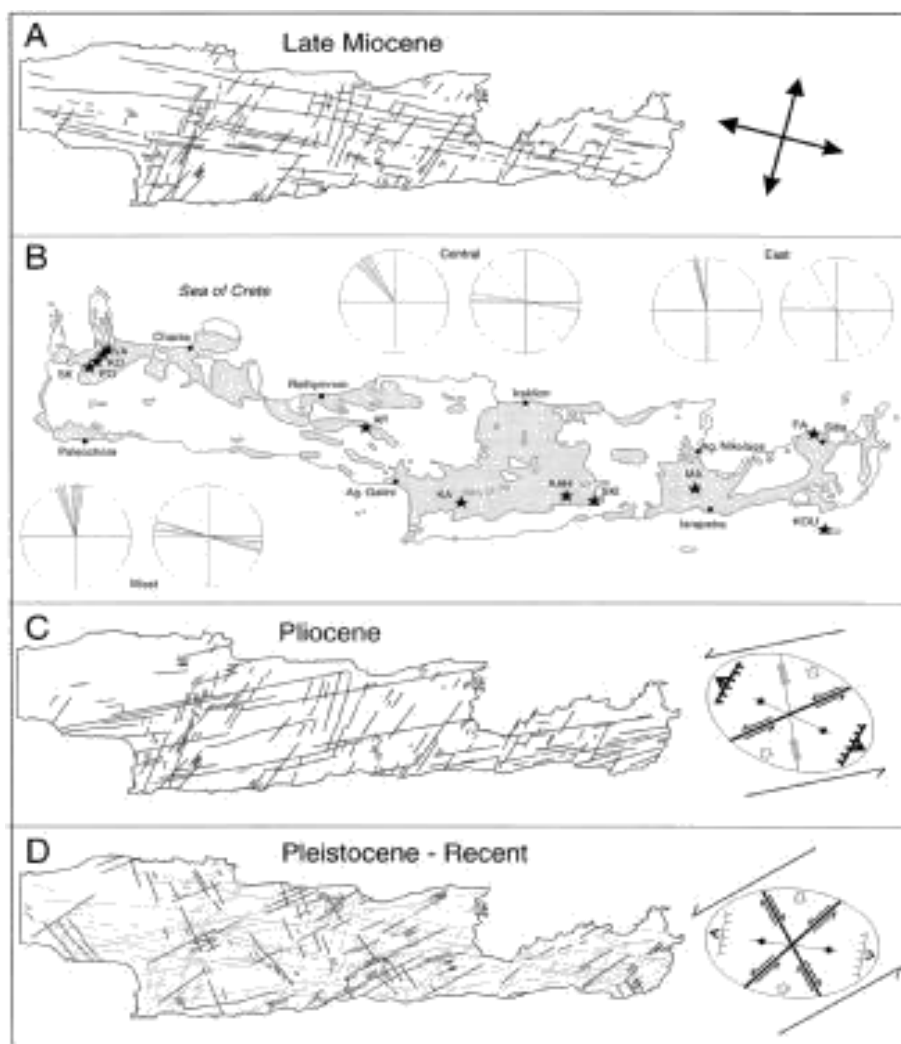
Επάνω στους σχηματισμούς του Νεογενούς ή απευθείας στο προ-νεογενές υπόβαθρο υπέρκεινται ασύμφωνα τα ιζήματα του Τεταρτογενούς. Πρόκειται για συγκεκολλημένους ή ασύνδετους χερσαίους σχηματισμούς η ηλικία των οποίων τοποθετείται στο Πλειστόκαινο και νεότερη, ενώ οι μορφές τους ποικίλουν σε πλευρικά κορήματα σε κλιτύες, σε αλλουβιακά ριπίδια στις εξόδους χειμάρρων και σε αλλουβιακές αποθέσεις (Meulenkamp, 1979; Φυτρολάκης, 1980).

1.2.2 Απόψεις για τη Νεοτεκτονική Εξέλιξη της Κρήτης

Την άποψη του McKenzie (1972, 1978) που οριοθέτησε την εκκίνηση της νέας θεωρίας των Τεκτονικών Πλακών με την υποβύθιση της Αφρικανικής πλάκας κάτω από την πλάκα του Αιγαίου υποστήριξαν μεταξύ των πρώτων οι Pichon & Angelier (1979) που πρότειναν ότι η έναρξη της υποβύθισης κατά μήκος του ελληνικού τόξου φαίνεται να ξεκίνησε 13 εκ. χρόνια πριν και ότι το σύστημα της τάφρου μετακινείται προς τα N-NA, προκαλώντας ένα εφελκυστικό καθεστώς στην περιοχή προ του τόξου, το οποίο οδήγησε σε γενική βύθιση και στο σχηματισμό του σημερινού Αιγαίου.

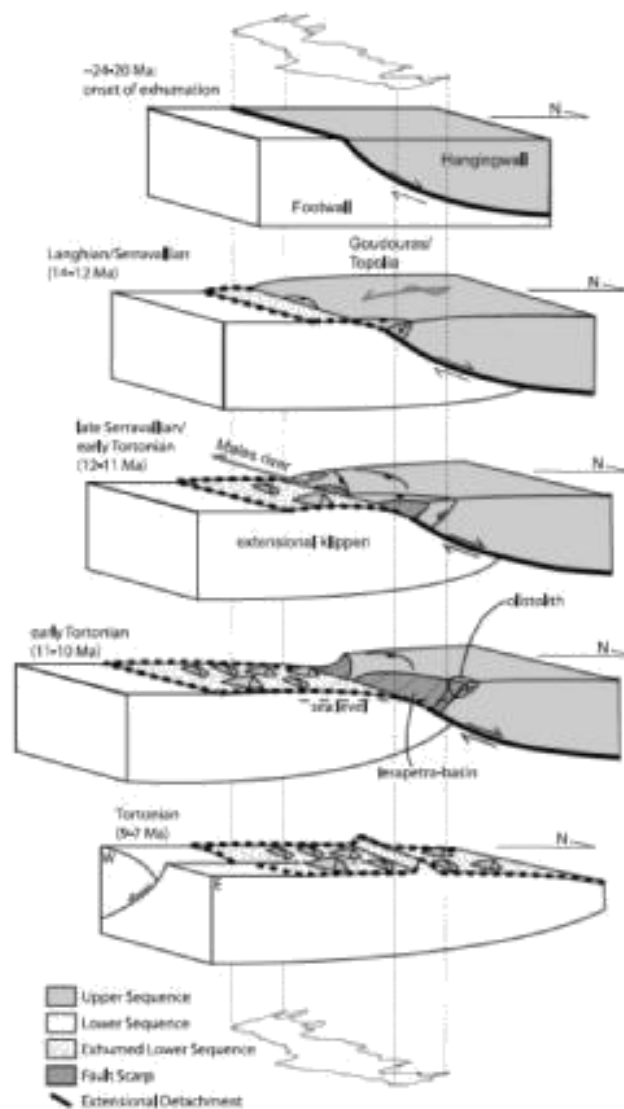
Σε αντίθεση οι Meulenkamp et al. (1988) υποστήριξαν ότι η υποβύθιση έχει ξεκινήσει 26 εκ. χρόνια πριν και ότι οι διεργασίες, όπως ο κατακερματισμός της Κρήτης σε βυθίσματα που αποτέλεσαν τις διάφορες λεκάνες του Νεογενούς, 12 εκ. χρόνια πριν δεν πρέπει να αποδίδονται στην έναρξη της υποβύθισης αλλά σχετίζονται με την έναρξη διαδικασιών οπισθοχώρησης του ορογενούς (N-NN μετανάστευση της ελληνικής τάφρου).

Οι ten Veen & Meijer (1998) περιγράφουν την ύπαρξη πέντε τεκτονικών σταδίων για την κεντρική και ανατολική Κρήτη (Εικ. 10) τα οποία είναι τα εξής: 1) Πριν το Άνω Μειόκαινο (Άνω Σερραβάλλιο) η συμπίεση ήταν ο κυρίαρχος τύπος παραμόρφωσης σχηματίζοντας πτυχές διεύθυνσης B130A και B100A. 2) Στο Κατώτατο Τορτόνιο ένα σύστημα κανονικών ρηγμάτων διευθύνσεων B130E και B100E, παρουσιάζοντας ορθορομβική συμμετρία. 3) Το χρονικό διάστημα Κάτω Τορτόνιο έως το Κάτω Μεσσηνίο από παραμόρφωση κατά μήκος κανονικών ρηγμάτων B100A και B020A διεύθυνσης. Η δράση αυτών των ρηγμάτων πυροδότησε τον κατακερματισμό της Κρήτης 4) Στη διάρκεια του Κάτω Πλειόκαινου δημιουργήθηκαν ρήγματα B075A διεύθυνσης, τα οποία αντιπροσωπεύονται από πολλές εκ των γωνιωδών ασυμφωνιών που παρατηρούνται μεταξύ του Μεσσηνίου και του Κάτω Πλειόκαινου. 5) Για το διάστημα από το Πλειστόκαινο έως σήμερα δεν παρέχουν στοιχεία επειδή τα αντίστοιχα ιζήματα είναι φτωχά διατηρημένα και δεν παρείχαν ικανοποιητικά δεδομένα. (από Μπελιβάνη, 2013).



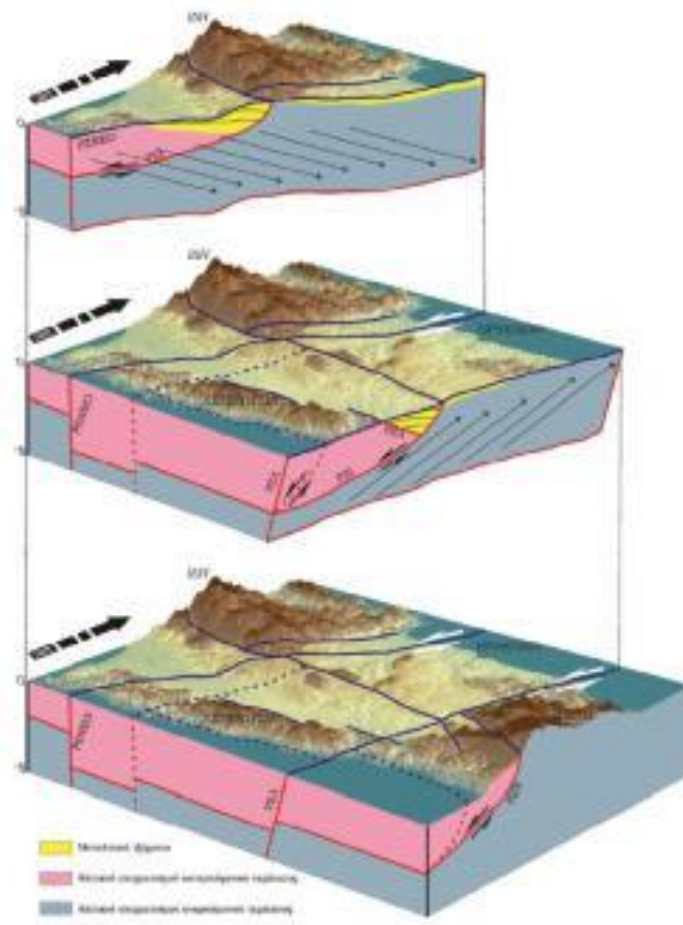
Εικόνα 1.9 Τεκτονοστρωματογραφικά επεισόδια στην κεντρική και ανατολική Κρήτη (Duermeijer et al. 1998)

Κατά τον van Hinsbergen & Meulenkamp (2006) η νεοτεκτονική εξέλιξη της Κρήτης συνδέεται με μια ζώνη αποκόλλησης που επέτρεψε αφενός την άνοδο των μεταμορφωμένων ενοτήτων της νήσου αλλά αφετέρου τη δημιουργία «τεκτονικών ρακών» και περιοχών ιζηματογένεσης μεταξύ αυτών, χώρων δηλαδή που πληρώθηκαν με ιζήματα κατά και μετά το Νεογενές (Εικ. 1.11)



Εικόνα 1.10 Σχηματική αναπαράσταση της ζώνης αποκόλλησης στην περιοχή της Κρήτης. Το κατερχόμενο τέμαχος κινήθηκε εφελκυστικά προς το Βορρά (κατά van Hinsbergen & Meulenkamp 2006).

Σύμφωνα με το Βασιλάκη (2006) οι κύριες διευθύνσεις παραμόρφωσης που εντοπίστηκαν στην λεκάνη της Μεσσαράς συνυπάρχουν σχεδόν σε όλη την περίοδο εξέλιξης της λεκάνης και έχουν άμεση σχέση με την τοποθέτησή της στο νησιωτικό τόξο (εικ 1.12). Πρόκειται για μια συνεχή εξέλιξη των τεκτονικών δομών που δημιουργήθηκαν είτε παράλληλα στη διεύθυνση του ελληνικού τόξου (Α-Δ) είτε στις συζυγείς διευθύνσεις ΒΑ - ΝΔ και ΒΔ - ΝΑ. Οι διευθύνσεις αυτές δεν παρατηρούνται ταυτόχρονα σε όλη την περιοχή της λεκάνης με την ίδια ένταση. Ο βασικός παράγοντας που φαίνεται να επηρεάζει τη διεύθυνση της κύριας παραμόρφωσης σε κάθε περιοχή αφορά τη θέση του κάθε ρηξιτεμάχους ως προς τις τεκτονικές δομές που έχουν δημιουργηθεί λόγω της σχετικής κίνησης της μικροπλάκας του Αιγαίου προς το νότο.



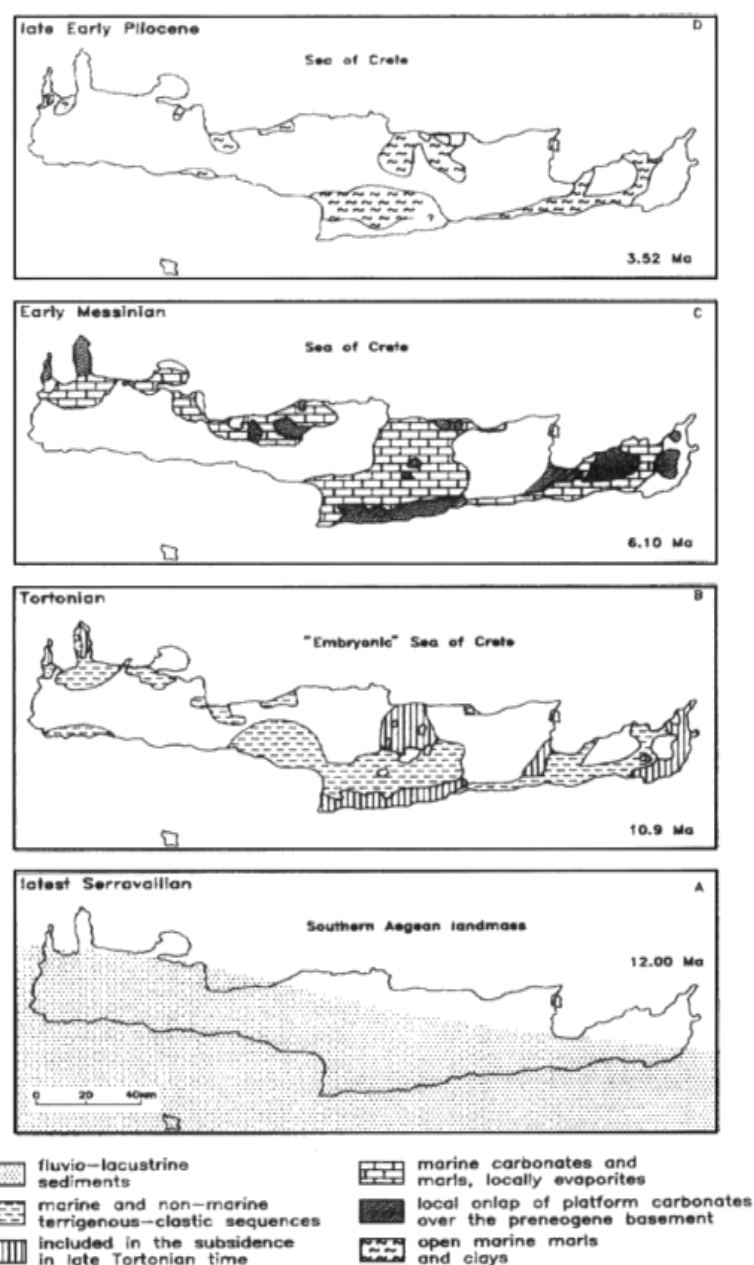
Εικόνα 1.12 Τμηματικές σχηματικές τρισδιάστατες εξελκτικές δομές της περιοχής της κεντρικής Κρήτης και οι κύριες ρηξιγενείς ζώνες, που έχουν επηρεάσει την ευρύτερη περιοχή της λεκάνης Μεσσαράς μετά το Μέσο Μειόκαινο, με γωνία θέασης προς τα ΒΑ. (Από Βασιλάκη 2006).

Συμφώνα με τους Paranikolaou & Vassilakis (2008, 2009) η παραμορφωτική ιστορία των μονάδων της Κρήτης μπορεί να συνοψιστεί ως εξής: 1) στο Ολιγόκαινο έως το Κάτω Μειόκαινο υπάρχει συμπιεστική παραμόρφωση που παράγει ανάστροφα ρήγματα, παράλληλα με το τόξο, διεύθυνσης A-Δ, τα οποία κλίνουν Νότια, 2) στο Μέσο Μειόκαινο υπάρχει εφελκυστική παραμόρφωση κατά μήκος, παράλληλων στο τόξο, ρηγμάτων αποκόλλησης διεύθυνσης A- , με κίνηση της οροφής των ρηγμάτων προς Βορρά και Νότο, 3) στο Άνω Μειόκαινο έως Τεταρτογενές έχουμε εγκάρσια παραμόρφωση εφελκυσμού (transtensional deformation), κατά μήκος μεγάλης γωνίας κανονικών και πλαγιοκανονικών ρηγμάτων τα οποία διακόπτουν τις παλαιότερες, παράλληλες προς το τόξο, δομές. (από Μπελιβάνη, 2013).

1.2.3 Απόψεις για τη Μεταλπική Παλαιογεωγραφική Εξέλιξη της Κεντρικής Κρήτης

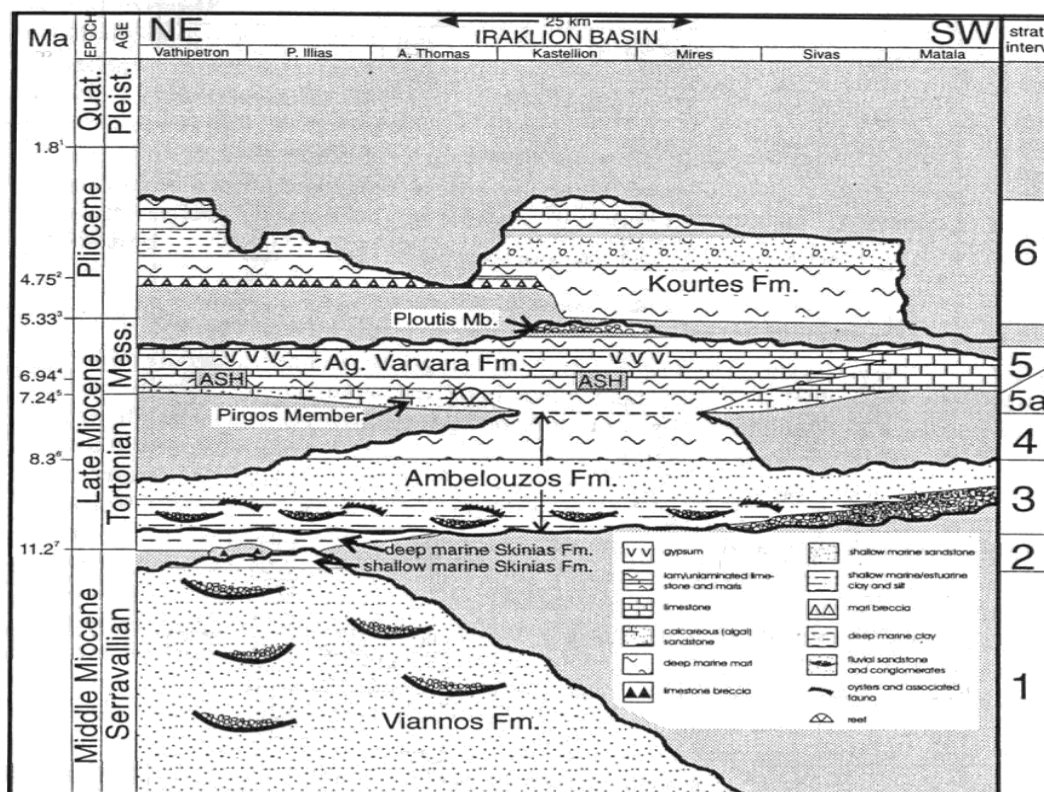
Για την κατανόηση της στρωματογραφικής εξέλιξης και της στρωματογραφικής θέσης των σχηματισμών του Νεογενούς, δηλαδή των ιζηματολογικών ακολουθιών που αποτέθηκαν τα τελευταία δεκατρία περίπου εκατομμύρια χρόνια, δίνεται μία σύνοψη των αποτελεσμάτων που έχουν προκύψει από τις έρευνες που έχουν γίνει μέχρι τώρα για την κεντρική Κρήτη.

Στην εικόνα 13 παρουσιάζεται μία σειρά από απλοποιημένους παλαιογεωγραφικούς χάρτες. Οι διαδοχικές παλαιογεωγραφικές διατάξεις αντικατοπτρίζουν τέσσερα κύρια επεισόδια κατά την εξέλιξη του ανάγλυφου κατά μήκος της διατομής στην κεντρική Κρήτη. Κατά τη διάρκεια του πρώτου επεισοδίου (Άνω Σερραβάλιο) στην περιοχή λάμβανε χώρα λιμναία ιζηματογένεση και οριοθετούσε την ξηρά του νοτίου Αιγαίου (Southern Aegean landmass). Το δεύτερο και τρίτο επεισόδιο (Ανώτατο Σερραβάλιο -Μεσσήνιο) δημιούργησαν ένα παλαιογεωγραφικό καθεστώς, όπου οι σημερινές κορυφογραμμές που οριοθετούν και διατέμνουν την ευρύτερη λεκάνη του Ηρακλείου που συμπεριλάμβανε και αυτήν της Μεσσαράς, άρχισαν να παίζουν ενεργό ρόλο στην παλαιογεωγραφία και την τοπογραφία του πυθμένα. Κατά τη διάρκεια του Άνω Μειοκαίνου συνεχίστηκε η ανάπτυξη της λεκάνης του Ηρακλείου ενώ οι κορυφογραμμές της κεντρικής Κρήτης με διεύθυνση Α-Δ άρχισαν να διαχωρίζουν την ευρύτερη αυτή λεκάνη στο βόρειο (περιοχή Ηρακλείου) και νότιο τμήμα της (λεκάνη Μεσσαράς). Το τέταρτο επεισόδιο χαρακτηρίζεται από την έντονη άνοδο όλης της περιοχής κατά το Πλείο-Πλειστόκαινο.



Εικόνα 1.11 Παλαιογεωγραφική εξέλιξη των Νεογενών ιζημάτων στην Κρήτη (κατά Meulenkamp et al. 1994)

Μία διαφορετική άποψη εκφράσθηκε για την εξέλιξη της περιοχής από τον *ten Veen* (1998). Οι λιθοστρωματογραφικές ακολουθίες (Εικ. 1.14) που σχηματίσθηκαν μπορούν να περιγραφούν ως ακολούθως:



Εικόνα 1.12 Στρωματογραφική εξέλιξη της ευρύτερης λεκάνης του Ηρακλείου κατά tenVeen (1998).

- 1) Μετά την ολοκλήρωση της τεκτονικής ορογενετικής φάσης που οδήγησε στο σχηματισμό του προνεογενούς ηλικίας πακέτου καλυμμάτων των Εξωτερικών Ελληνίδων και κατά συνέπεια και της Κρήτης, η ιζηματογένεση στις λεκάνες του Νεογενούς ξεκίνησε με την απόθεση χερσαίων κλαστικών κατά τη διάρκεια του Μέσο Μειόκαινου. Οι αμμώδεις και ιλυώδεις αποθέσεις με μικρές παρενστρώσεις από κροκαλοπαγή πλήρωσης καναλιού ανήκουν στο σχηματισμό του Βιάννου.
- 2) Περίπου κατά τη μετάβαση από το μέσο προς το-Άνω Μειόκαινο, έλαβε χώρα επαναπόθεση ασβεστολιθικών λατυποπαγών και μαζική τοποθέτηση ασυνήθιστων τεμαχών από παλαιότερους ασβεστόλιθους της ζώνης της Τρίπολης.
- 3) Στο Κατώτερο Τορτόνιο αποτέθηκαν τα κλασικά του κατώτερου μέρους του σχηματισμού Αμπελούζου. Στρωματογραφικά, αυτός ο σχηματισμός υπέρκειται του σχηματισμού Σκοινιά. Το κατώτερο μέρος του σχηματισμού Αμπελούζου χαρακτηρίζεται από ιζηματογενείς φάσεις που κυμαίνονται από αδρομερή κροκαλοπαγή αλλουβιακού ριπιδίου

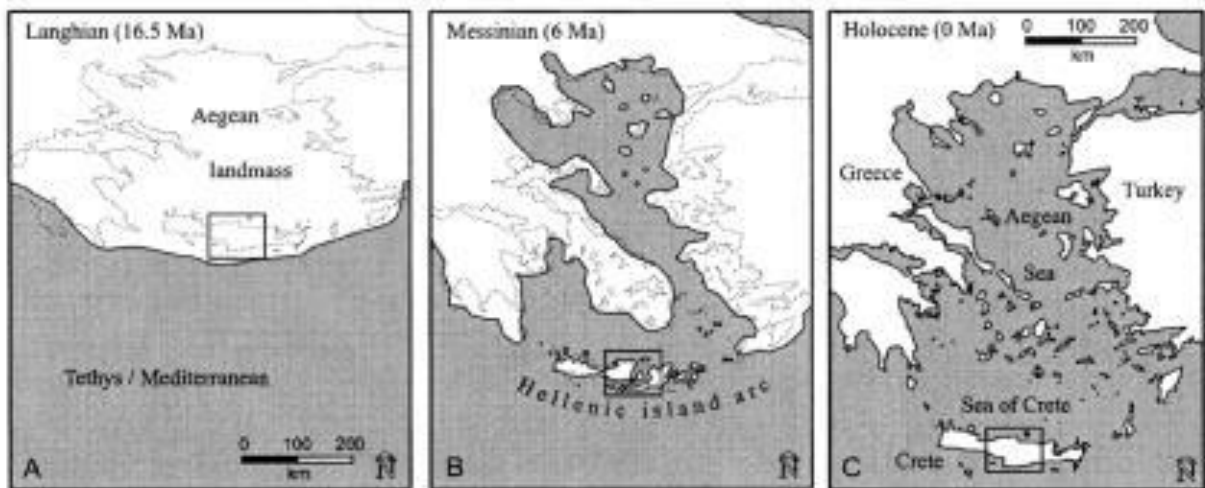
ως τους ομοιογενείς ψαμμίτες υφαλοκρηπίδας. Μία τάση εμβάθυνσης που αρχίζει να εμφανίζεται μπορεί να τεκμηριωθεί από τους υψηλότερης τάξης κύκλους απόσυρσης/επίκλυσης, όπως απεικονίζεται από τις εναλλαγές αδρόκοκκων με λεπτόκοκκων δελταϊκών αποθέσεων. Το ηπειρωτικό έως ρηχής θάλασσας μέρος του σχηματισμού Αμπελούζου έχει χρονολογηθεί ως Κάτω Τορτόνιο.

- 4) Κατά τη διάρκεια του Τορτονίου πραγματοποιήθηκε μία μετάβαση από αποθέσεις παράκτιας άμμου σε συσσώρευση μπλε-γκρι μαργών ανοιχτής θάλασσας. Στη στρωματογραφική καταγραφή αυτό εκφράζεται από τη μετάβαση από το χαμηλότερο στο ανώτερο μέρος του σχηματισμού Αμπελούζου. Η λεπτομερής στρωματογραφία δείχνει ηλικία Άνω Τορτονίου για τις αποθέσεις βαθιάς θάλασσας του σχηματισμού Αμπελούζου.
- 5) Την απόθεση χερσαίων κλαστικών ακολούθησε η συσσώρευση των ασβεστόλιθων και μαργών του Μεσσηνίου. Αυτή η αλλαγή είναι φανερή στα ιζήματα του σχηματισμού Αγ. Βαρβάρα του Μεσσηνίου. Στα βορειότερα και νοτιότερα μέρη της περιοχής, το χαμηλότερο μέρος του σχηματισμού Αγ. Βαρβάρα αποτελείται από τις μικτές χερσαίες κλαστικές/ασβεστιτικές αποθέσεις. Ρηχής θάλασσας αποθέσεις υπέρκεινται ασύμφωνα του σχηματισμού Αμπελούζου. Στη γύρω περιοχή ο σχηματισμός Πύργος υπέρκειται ασύμφωνα των κεκλιμένων αποθέσεων των σχηματισμών Βιάννου και Αμπελούζου και αποτελείται από ψαμμίτες. Στη βάση της ακολουθίας βρίσκονται κάποιες αδρομερείς χερσαίες αποθέσεις. Στο νότιο μέρος της περιοχής, ο σχηματισμός Πύργος υπέρκειται του σχηματισμού Αμπελούζου, στην κορυφή του οποίου υπάρχουν σαφείς ενδείξεις ότι είχε χερσαίψει. Το ανώτερο όριο του μέλος σχηματισμού Πύργος χαρακτηρίζεται από τα χερσογενή κλαστικά και από την αλλαγή προς τους βιογενείς ασβεστόλιθους και μάργες. Στο κεντρικό μέρος της λεκάνης ο σχηματισμός Αγ. Βαρβάρας χαρακτηρίζεται από ομοιογενείς λαμινοειδείς μάργες, που συσσωρεύονται σε μία βαθιά θαλάσσια λεκάνη.

Οι αποθέσεις στη βάση της καταφέρειας που είναι πλευρικά ισοδύναμες με τον σχηματισμό Πύργος, εναλλάσσονται με μάργες βαθιάς θάλασσας που ανήκουν στην κορυφή του σχηματισμού Αμπελούζου. Το όριο μεταξύ του σχηματισμού Αμπελούζου βαθιάς θάλασσας και του υπερκείμενου σχηματισμού Αγ. Βαρβάρα χαρακτηρίζεται από την ξαφνική αλλαγή από μπλε-γκρίζες μάργες στις υπόλευκες λαμινοειδείς μάργες. Ο σχηματισμός Πύργος δεν είναι παρόν, παρόλο που εμφανίζονται κροκαλοπαγή πλήρωσης καναλιού στο μεταβατικό τμήμα μεταξύ των δύο σχηματισμών.

6) Στο νότιο μέρος της λεκάνης του Ηρακλείου τα ιζήματα του Κατώτατου Πλειοκαίνου υπέρκεινται των ασβεστόλιθων Κάτω Μεσσηνίου. Το κατώτερο Πλειόκαινο αποτελείται από υπόλευκες μάργες και μαργαϊκούς ασβεστόλιθους βαθιάς θάλασσας που αντιπροσωπεύει το αποτέλεσμα της Πλειοκαινικής επίκλυσης που τερμάτισε την κρίση αλμυρότητας του Μεσσηνίου. Αυτές οι βαθιάς θάλασσας αποθέσεις περνούν προς τα πάνω σε περισσότερο αμμώδεις και κροκαλοπαγείς αποθέσεις. Η ακολουθία απεικονίζει ρήγευση, ως και χέρσευση ως αποτέλεσμα στην κλίση των στρωμάτων προς το Βορρά. Στο νότιο τμήμα, η ανύψωση κατά το ανώτερο Κάτω Πλειόκαινο ακολουθήθηκε από την καινούρια ταπείνωση στο κατώτερο Άνω Πλειόκαινο, την οποία ακολούθησε μία δεύτερη ανύψωση κατά το Άνω Πλειόκαινο ως σήμερα. Στο βόρειο τμήμα, τα ιζήματα του Κατώτερου Πλειόκαινου είναι ενσωματωμένα με τα μαργαϊκά λατυποπαγή, τα οποία απεικονίζουν ένα επεισόδιο τεκτονικής αστάθειας που ακολούθησε την επίκλυση του Κάτω Πλειόκαινου.

Η Welter-Schultes (2000) μελετώντας την κατανομή υπολειμμάτων του χερσαίου σαλιγκαριού *Albinaria* παραθέτει την παλαιογεωγραφική εξελικτική κατανομή στην κεντρική Κρήτη, είτε από τη συρραφή εργασιών (Εικ. 1.15), είτε από τη συρραφή των γεωλογικών φύλλων του ΙΓΜΕ για την περιοχή της κεντρικής Κρήτης (Εικ. 1.16).

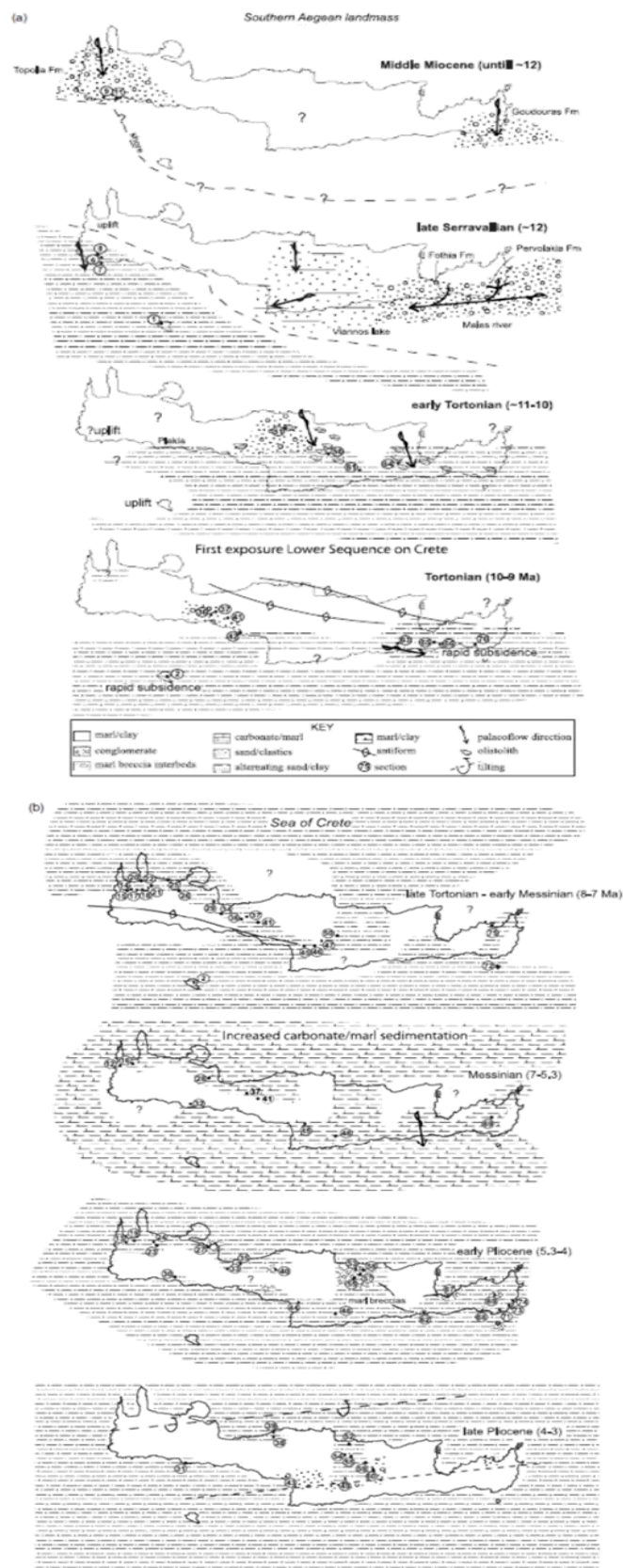


Εικόνα 1.13 Παλαιογεωγραφική εξέλιξη του Αιγαίου από συρραφή αποτελεσμάτων διαφόρων ερευνητών (κατά Welter-Schultes 2000)

Σύμφωνα με τους *Paranikolaou & Vassilakis (2008, 2009)* η λεκάνη Μεσσαράς που δημιουργήθηκε κατά το Μέσο Μειόκαινο σε ανταπόκριση της δημιουργίας της ράχης της Μεσογείου και αποτελεί μια από τις πολλές *backstop basins* που δημιουργήθηκαν σε ανταπόκριση της γεωτεκτονικής εξέλιξης του ελληνικού τόξου. Η υπολεκάνη της Μεσσαράς είναι μια περιορισμένη επιμήκης και στενή υπολεκάνη, η οποία διαχωρίζεται από την κύρια λεκάνη εξαιτίας της ύπαρξης του υβώματος των Αστερουσίων και χαρακτηρίζεται από πέντε εξελικτικά στάδια. Στο πρώτο στάδιο, κατά τη διάρκεια του Κάτω Τορτόνιο, δημιουργείται ένα λιμναίο περιβάλλον περιορισμένης έκτασης, όπου τα ιζήματα συγκεντρώνονται ασύμφωνα πάνω στο προνεογενές υπόβαθρο και έχουμε την απόθεση του Σχηματισμού του Βιάννου.

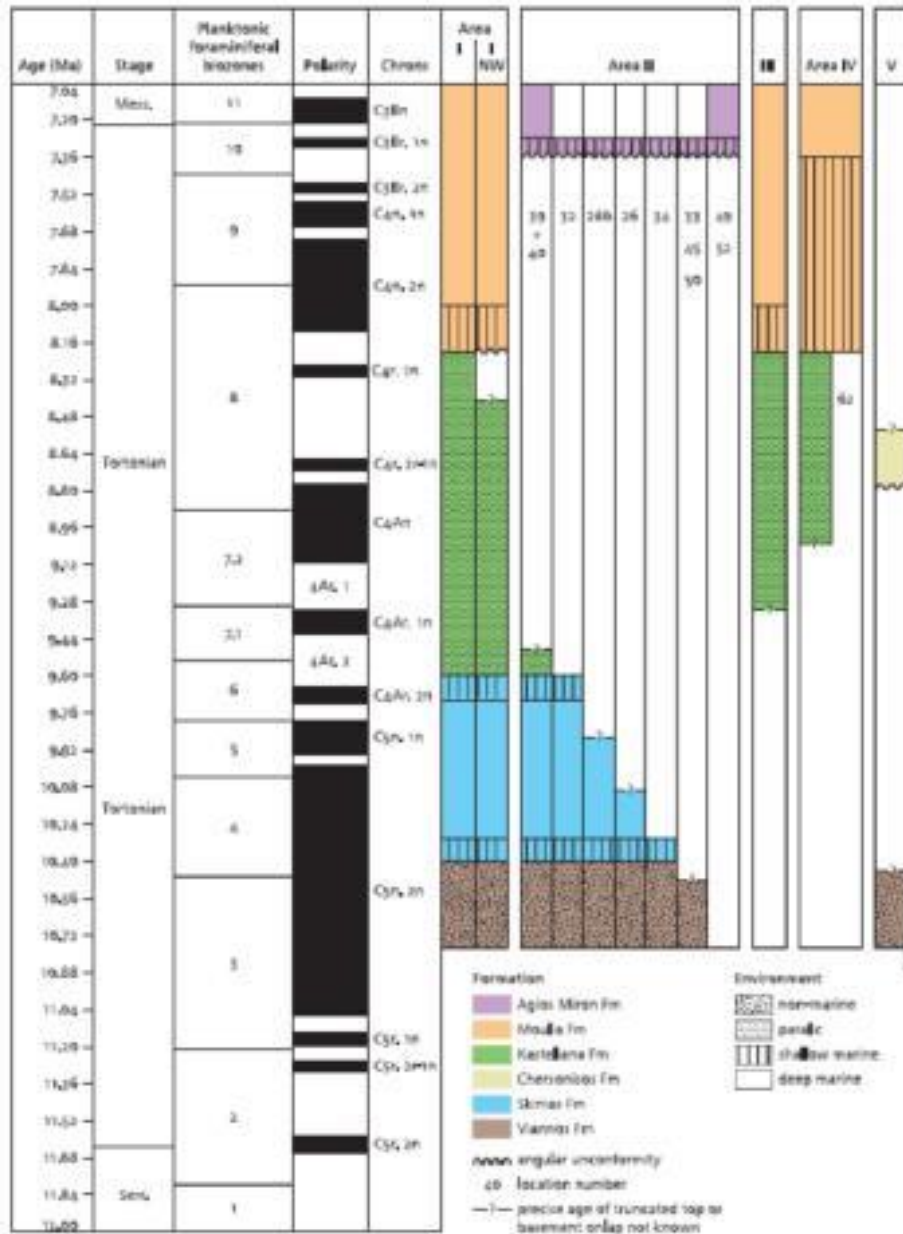
Στο δεύτερο στάδιο κατά τη διάρκεια του Τορτονίου έχουμε τη δημιουργία ενός περιβάλλοντος ρηχής έως βαθιάς θάλασσας και την απόθεση του Σχηματισμού του Σχοινιά. Το τρίτο και το τέταρτο στάδιο αντιστοιχούν σε λιμνοθαλάσσιο και θαλάσσιο περιβάλλον που δημιουργήθηκαν κατά τη διάρκεια του Άνω Τορτονίου και έχουμε απόθεση του Σχηματισμού του Αμπελούζου. Τέλος το πέμπτο στάδιο σχετίζεται με την κρίση αλμυρότητας του Μεσσηνίου κατά την οποία παρουσιάζεται συσσώρευση εβαποριτών στην υπολεκάνη της Μεσσαράς (Σχηματισμός Αγ. Βαρβάρας). Η σύνδεση μεταξύ της κύριας λεκάνης (ευρύτερη λεκάνη Ηρακλείου) και της υπολεκάνης της Μεσσαράς πραγματοποιούνταν μέσω μιας στενής διαύλου επικοινωνίας (διάυλος Τυμπακίου-Ματάλων) η οποία αναπτύχθηκε από ρήγματα μεταβίβασης, εξαιτίας των οποίων δημιουργήθηκε μια ράχη με μορφολογία κέρατος και η κύρια λεκάνη διαχωρίστηκε σε δυο τμήματα το ανατολικό και το δυτικό. Οι αλλαγές της στάθμης του επιπέδου της θάλασσας, σχετίζονταν κυρίως με την τοπική τεκτονική δραστηριότητα αυτής της κερατοειδούς ράχης, επηρεάζοντας τα αποθετικά περιβάλλοντα της υπολεκάνης της Μεσσαράς και τη σύνδεση της υπολεκάνης με την κύρια λεκάνη. Επιπλέον, αυτή η ράχη επηρέασε την κατανομή των ιζημάτων από την Κρήτη στα δύο τμήματα της κύριας λεκάνης. Ανεξάρτητα από τα αποθετικά περιβάλλοντα μέσα στην υπολεκάνη της Μεσσαράς (λιμναίο, λιμνοθαλάσσιο και ρηχής θάλασσας), ένα κύριο δέλτα έχτισε την ιζηματογενή ακολουθία που προέλασε προς νότο (από Μπελιβάνη, 2013).

Η παλαιογεωγραφική εξέλιξη που προτάθηκε από τους *van Hinsbergen & Meulenkamp (2006)* δίνεται στην εικόνα 1.15



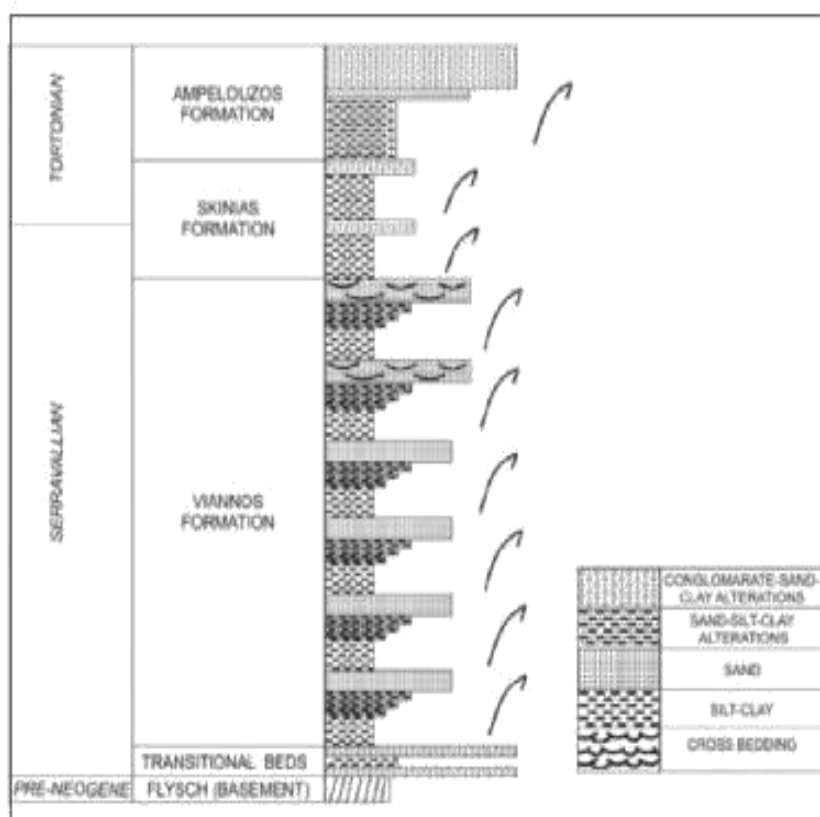
Εικόνα 1.14 Παλαιογεωγραφική εξέλιξη της των περιοχών ιζηματογένεσης κατά τη νεοτεκτονική περίοδο στην Κρήτη σύμφωνα με τους vanHinsbergen&Meulenkamp (2006)

Οι Zachariassse et al. (2011) στηριζόμενοι στα στοιχεία της ομάδας Ολλανδών ερευνητών που για πάνω από τρεις δεκαετίες μελετούν τις περιοχές της Κρήτης πρότειναν αφενός μια λεπτομερή σύγκριση δεδομένων που σχετίζονται με την ηλικία των σχηματισμών που στηρίχθηκε σε βιοστρωματογραφικά, μαγνητοστρωματογραφικά, χρονοστρωματογραφικά και λιθοστρωματογραφικά δεδομένα και συγκρίσεις αυτών (Εικ.17)



Εικόνα 1. 15 Πίνακας ηλικιών, βιο-, μαγνητο-, χρονο- και λιθοστρωματογραφικών συγκρίσεων στην περιοχή της κεντρικής Κρήτης κατά Zachariassse et al. (2011).

Μια διαφορετική εξέλιξη προτάθηκε για την Ομάδα του Τεφελίου από τους Panagoroulo et al. (2011), που παρουσιάζεται στην εικόνα 1.18:



Εικόνα 1. 16 Ιζηματολογική εξέλιξη της Ομάδας του Τεφελίου κατά Panagoroulo et al. 2011.

Η ομάδα Τεφελίου είτε υπέρκειται της ομάδας Πρίνα, είτε επικάθεται ασύμφωνα απευθείας στο προ-Νεογενές υπόβαθρο και καλύπτει στρωματογραφικά την περίοδο από το Σερραβάλλιο μέχρι το Ανώτερο Τορτόνιο (Meulenkamp et al., 1979). Αποτελείται από τρεις επί μέρους σχηματισμούς, το σχηματισμό της Βιάννου, του Σκινιά και του Αμπελούζου. Στην κεντρική περιοχή της λεκάνης της Μεσσαράς (περιοχή νοτίως του Αρκαλοχωρίου) ο σχηματισμός Βιάννου έχει τη μέγιστη επιφανειακή του εμφάνιση στο βόρειο τμήμα της λεκάνης και έρχεται σε επαφή με τον υποκείμενο φλύσχη.

Με συμφωνία πάνω από το σχηματισμό της Βιάννου αναπτύσσεται ο σχηματισμός του Σκινιά με ορατό πάχος στην περιοχή μελέτης περίπου 200m.. Ο σχηματισμός αυτός αποτελείται από δύο ιζηματολογικούς κύκλους με αυξανόμενο κοκκομετρικό μέγεθος προς τα ανώτερα τμήματα, πάχους 80 – 100 μέτρα έκαστος. Κάθε κύκλος αποτελείται από 70-80 μέτρα άστρωτη άργιλο που μεταβαίνει απότομα σε 10-20m με εναλλαγές συνεκτικών αμμούχων στρωμάτων πάχους ~30cm και αργιλικών στρωμάτων πάχους ~15cm. Το χρώμα της αργίλου είναι πιο

ανοιχτόχρωμο σε σχέση με αυτό των αργίλων του υποκείμενου σχηματισμού, ενώ η παρουσία της άμμου είναι μικρότερη. Χαρακτηριστικές δομές (bad lands), που δημιουργούνται εξ αιτίας της διάβρωσης των αργίλων στο κατώτερο τμήμα κάθε κύκλου, είναι δείκτες της μικρότερης συμμετοχής της άμμου και της μεγαλύτερης συμμετοχής της αργίλου. Ο σχηματισμός του Αμπελούζου έχει τη μεγαλύτερη επιφανειακή ανάπτυξη, σε σχέση με τους προηγούμενους δύο, και καλύπτει κύρια το νότιο τμήμα της περιοχής μελέτης, έχει μέγιστο πάχος 250-300m και αποτελείται από ένα κύκλο ιζηματογένεσης.

Τα στρώματα και των τριών σχηματισμών κλείνουν νότια γεγονός που δείχνει ότι το κύριο ρήγμα που επηρέαζε τις συνθήκες ιζηματογένεσης ήταν αυτό στα νότια περιθώρια της λεκάνης. Εάν βρισκόταν στις βόρειες παρυφές των Αστερουσίων ή Πολύ νοτιότερα θα πρέπει να απαντηθεί. Οι έξι κύκλοι ιζηματογένεσης κατά την απόθεση του σχηματισμού Βιάννου δείχνουν ότι η λεκάνη βυθίστηκε έξι φορές και αντίστοιχα έξι φορές πληρώθηκε. Το γεγονός ότι οι ανώτεροι δύο κύκλοι έχουν μεγαλύτερους σε πάχους ψαμμιτικούς πάγκους, εντός των οποίων παρατηρήθηκε σκαφοειδής διασταυρούμενη στρώση, δείχνει πως για τους δύο ανώτερους κύκλους στην περιοχή μελέτης η παροχή αδρομερέστερου χερσογενούς υλικού ήταν μεγαλύτερη, σε σχέση με τους κατώτερους τέσσερις κύκλους του σχηματισμού Βιάννου. Το γεγονός ότι η λεκάνη και στο εσωτερικό της επηρεαζόταν από μικρότερα συνθετικά και αντιθετικά ρήγματα, που λειτουργούσαν σύγχρονα με την ιζηματογένεση είχε σαν αποτέλεσμα τον έλεγχο της γεωμετρίας των καναλιών διανομής στο στάδιο της πλήρωσης της παλαιολεκάνης. Έτσι, τα στρώματα της άμμου φαίνεται να μην έχουν μεγάλη πλευρική ανάπτυξη. Η πλευρική ανάπτυξη των καναλιών διανομής φαίνεται ότι φθάνει τα 200-250m. Στις παλαιοκοίτες των καναλιών διανομής είχαμε την απόθεση του πιο αδρομερούς υλικού (ψηφίδες - κροκαλοπαγή), ενώ στις όχθες και στην πεδιάδα πλημμυρίδας είχαμε την απόθεση του πιο λεπτομερούς υλικού (άμμος - πηλός - άργιλος). Επίσης το κοκκομετρικό μέγεθος μειώνεται όσο απομακρυνόμαστε από την πηγή τροφοδοσίας δηλαδή νότια.

Η επιφανειακή μελέτη των τριών σχηματισμών έδειξε πως σταδιακά όλο το σύστημα (ρυθμοί ιζηματογένεσης/βύθισης της λεκάνης) προελαύνει νότια μεταφέροντας την ακτογραμμή σταδιακά αλλά σταθερά προς το νότο, μειώνοντας έτσι την έκταση της λεκάνης και περιορίζοντάς τη νότια. Τέλος, η συσχέτιση των παραπάνω συμπερασμάτων με τα δεδομένα των γεωτρήσεων δείχνει ότι τα περιβάλλοντα ιζηματογένεσης σταδιακά βαθαίνουν νότια. Τα κανάλια διανομής εκφορτίζουν το αδρομερέστερο υλικό τους στην παράκτια ζώνη, ενώ μόνο μικρές ποσότητες άμμου μεταφέρονται στα βαθύτερα τμήματα της λεκάνης (Panagopoulos et al, 2011).

ΚΕΦΑΛΑΙΟ 2

2.1 Ανάλυση Προέλευσης «Provenance Analysis»

Ο όρος *provenance* στη διεθνή γεωεπιστημονική βιβλιογραφία μπορεί να αποδοθεί στην ελληνική γλώσσα ως «προέλευση». Ως εκ τούτου η έννοια *provenance analysis* μπορεί να μεταφραστεί σαν «μεθοδολογική ανάλυση της προέλευσης» ή απλά «ανάλυση της προέλευσης» που θα μπορούσε κατά τον ευρύτερο ορισμό να συμπεριλάβει το σύνολο των ερευνών που θα βοηθούσαν στην ανασύνθεση της λιθοσφαιρικής εξελικτικής πορείας της Γης (Basu, 2003). Στην πετρολογία όμως των ιζηματογενών πετρωμάτων, ο όρος *provenance* - “προέλευση”, έχει χρησιμοποιηθεί για να περιγράψει όλους τους παράγοντες κατά και μετά την απόθεση ιζημάτων και τη δημιουργία ιζηματογενών πετρωμάτων. Οι συγκεκριμένοι παράγοντες σχετίζονται με τη σύσταση των μητρικών πετρωμάτων, όπως επίσης στη φυσιογραφία (φυσικοί, χημικοί και μηχανικοί παράγοντες) και στο κλίμα της περιοχής ή/και της πηγής προέλευσης του υπό εξέταση ιζήματος ή/και ιζηματογενούς πετρώματος. Ο στόχος αυτής της μελέτης είναι να αναπαράγει και να ερμηνεύσει με το πιστότερο τρόπο των σύνολο των γεωλογικών διεργασιών στην πορεία από τη διάβρωση των μητρικών πετρωμάτων, τη μεταφορά, απόθεση και διαγενετική τους εξέλιξη, κάτω από ένα πολύπλοκο πλαίσιο φυσιογραφικών και κλιματικών παραμέτρων (Πολυχρονάκης, 2015 σελ 38)

Τα ιζήματα που προέρχονται από την παραπάνω διαδικασία αποτελούν αντικείμενο για την κατανόηση και την αναπαράσταση της προέλευσης. Κρίνεται λοιπόν απαραίτητη η ανάλυση των φυσικών και χημικών διεργασιών που διεκπεραιώνονται κατά τη μεταφορά και την απόθεση των ιζημάτων. Στην ανάλυση προέλευσης των ιζημάτων καλύπτεται ένα ευρύ φάσμα κοκκομετρίας, όσον αφορά την τάξη μεγέθους της διαμέτρου (τουλάχιστον 5 τάξεις μεγέθους), το οποίο προκύπτει από τη φυσική και χημική αποσάθρωση των μητρικών πετρωμάτων που βρίσκονται πάνω και κοντά στην επιφάνεια της Γης. Συνεπώς από τα αποτελέσματα την κοκκομετρίας είναι εύκολο να κατανοηθούν η φύση και το ποσοστό των αλλαγών στην σύσταση των ιζημάτων.

Οι γενετικές διεργασίες και οι αλλαγές που προκύπτουν από τη μηχανική θλίψη, τη χημική αλλοίωση λόγω της μεταφοράς καθώς και την οξείδωση του σχηματισμού κατά τον ενταφιασμό ,καθορίζουν το μέγεθος και την σύνθεση των αποσαθρωμένων κόκκων.

Το κλάσμα που χρησιμοποιείται κατά κύριο λόγο στην ανάλυση της προέλευσης είναι το κλάσμα της άμμου λόγω του ότι απαντάται σε πολλές τεκτονικές και κλιματικές συστάσεις. Αντιθέτως αποφεύγεται η χρήση των ανδρόκκοκων ιζημάτων διότι χρειάζονται υψηλές συνθήκες ενέργειας από την στιγμή της δημιουργίας μέχρι και την μεταφορά τους. Τέλος τα λεπτότερα ιζήματα, ιλύς και άργιλος, είναι δύσκολο να αναγνωρισθούν , αντιπροσωπεύουν όμως τη μεγαλύτερη ποσότητα ιζημάτων στη Γη, για αυτό και θεωρούνται η μελλοντική εξέλιξη της ανάλυσης προέλευσης, χάρη στην ανάπτυξη και τελειοποίηση νέων τεχνικών ^[1]

Γνωρίζοντας την πηγή ή τις πηγές τροφοδοσίας των ιζημάτων είναι δυνατό να αντληθούν πληροφορίες τόσο για την παλαιογεωγραφία όσο και για την παλαιοκλιματολογία των περιοχών αυτών. Τα ιζηματογενή κλαστικά πετρώματα είναι το σύνθετο προϊόν των αλληλεπιδράσεων της αρχικής λιθολογίας των πετρωμάτων προέλευσης, της αποσάθρωσης και διάβρωσης τους, της μεταφοράς και της απόθεσής τους σε όμοιες ή διαφορετικές κλιματικές συνθήκες συμπεριλαμβανομένων των συνθηκών διαγένεσής τους.

Εφόσον τα αποτελέσματα τα οποία προκύπτουν από την ανάλυση προέλευσης είναι ικανά να παρουσιάσουν μια πλήρη εικόνα για το παρελθόν της περιοχής, τότε η συγκεκριμένη προσέγγιση επιτρέπει την αναπαράσταση της προέλευσης των ιζημάτων. Συνθέτοντας τα αποτελέσματα και τις πληροφορίες που προκύπτουν μπορεί να δοθεί μία ερμηνεία σχετικά με την εξέλιξη της επιφάνειας της Γης στο πέρασμα του χρόνου.

2.2 Ιστορία Μελέτης Προέλευσης

Η ιδέα ότι από τους κόκκους της άμμου μπορούν να αντληθούν πληροφορίες για την αναπαράσταση της γεωλογικής σύστασης της πηγής προέλευσης χρονολογείται από πολύ παλιά. Είναι περισσότερα από 100 χρόνια από τότε που προτάθηκε η κατηγοριοποίηση των αρενιτών και η μελέτη των βαρέων ορυκτών.

Πιο συγκεκριμένα, η αντίληψη ότι πληροφορίες σχετικά με την προέλευση της άμμου μπορεί να δοθούν από τις ορυκτολογικές ιδιότητες των συστατικών της, χρονολογείται από το τέλος του 19ου αιώνα (Sorby, 1880; Phillips, 1881; Artioli, 1891; Dick, 1887; Cayeux, 1929). Οι πρώτες μελέτες ασχολήθηκαν κυρίως με τη μελέτη των επουσιωδών ορυκτών που απαντούν στους ψαμμίτες. Αν και τα επουσιώδη ορυκτά αντιπροσωπεύουν ένα πολύ μικρό ποσοστό των κλαστικών ιζημάτων θεωρήθηκε πως είναι δυνατό να σχετίζονται συχνά με την προέλευση και ως εκ τούτου χαρακτηρίστηκαν καταλληλότερα για μελέτες που σχετιζόταν με αυτή. Αξίζει να σημειωθεί πως εξαιτίας της περιεκτικότητας των κλαστικών ιζημάτων κυρίως σε χαλαζία/άστριους, που αποτελούν και επουσιώδη συστατικά, δημιουργήθηκαν αρχικά επιφυλάξεις σχετικά με τη μελέτη του συνόλου των κλαστικών ιζημάτων (Solomon, 1932). Μετά από μια πρώτη φάση των ποιοτικών μελετών προέλευσης, που επικεντρώθηκε στην αναγνώριση των χαρακτηριστικών «επαρχιών διανομής» (“distribution provinces”) (π.χ. Brammall, σε Milner, 1922), ο Edelman (1931, 1933), καθιέρωσε για πρώτη φορά μια ποσοτική προσέγγιση (καταμέτρηση των κόκκων) για να ανακτήσει τις σχετικές συχνότητες εμφάνισης συγκεκριμένων ορυκτών. Στις δεκαετίες του 1930 και 1940 αναγνωρίστηκε ότι άλλοι παράγοντες εκτός από την προέλευση ασκούν θεμελιώδεις ελέγχους στη σύνθεση των συνόλων βαρέων ορυκτών. Υδρονομικές (Rubey, 1933) και διαγενετικές διαδικασίες (επιλεκτική μεταφορά, αποσάθρωση και ενδοστρωματική αποσύνθεση) μετατρέπουν την αρχική προέλευση της σύνθεσης του συνόλου των βαρέων ορυκτών (Pettijohn, 1941). Το ενδιαφέρον για την συνολική ορυκτολογική σύσταση των ψαμμιτών αυξήθηκε σημαντικά μετά από το 1940 αφού οι Krynine (1948) και Pettijohn (1948) εισήγαγαν τα συστήματα ταξινόμησης για τους αρενίτες, τα οποία είναι ακόμα σε χρήση. Η έγκαιρη αναγνώριση της σύνδεσης μεταξύ της συνολικής σύστασης των κλαστικών ιζημάτων και των αντίστοιχων πετρωμάτων με την σύσταση των πετρωμάτων των περιοχών τροφοδοσίας, την τεκτονική και το κλίμα (Barrell, 1908;

Krynine, 1935, 1936, 1941; Blatt, 1967; Suttner, 1974; Crook, 1974; Schwab, 1975), έλαβε μεγάλη ώθηση με την έλευση της θεωρίας των τεκτονικών πλακών και τις συνεισφορές των W.R. Dickinson (Dickinson, 1974; Dickinson and Suczek, 1979), οι οποίοι κατέδειξαν σαφώς την κύρια επιρροή του τεκτονικού καθεστώτος στην σύσταση των ψαμμιτών.

Μια άλλη σημαντική εξέλιξη για το προσδιορισμό της προέλευσης ήταν η χρήση σταθερών χημικών ισότοπων, αναλύσεις συνολικής χημικής σύστασης και ιχνοστοιχείων (Suttner, 1989; Haughton et al. 1991). Τα τελευταία χρόνια μελέτες που συνδυάζουν το ευρύτερο πλαίσιο χημικών αναλύσεων με αναλύσεις βαρέων ορυκτών σε σύγχρονα ιζήματα επιτρέπουν την αναθεώρηση και βελτίωση των κλασσικών μοντέλων προέλευσης, ενσωματώνοντας τις επιπτώσεις της πηγής προέλευσης των πετρωμάτων, του κλίματος, της υδραυλικής ταξινόμησης και των λιθοφασικών διαφορών (Garzanti et al., 2000, 2002a, 2002b, 2004a, 2004b, 2005, 2006a, 2006b, 2007a, 2007b).

2.3 Προβλήματα Ποσοτικής Ανάλυσης Προέλευσης

Η κύρια δυσκολία της ανάλυσης της προέλευσης πηγάζει από το γεγονός ότι τα ιζήματα δεν είναι πανομοιότυπα με την πηγή τους, πράγμα που σημαίνει ότι και άλλοι παράγοντες πέραν από τη λιθολογία των μητρικών πετρωμάτων καθορίζουν την τελική τους σύνθεση (e.g., Suttner, 1974; Johnsson 1993; Cox and Lowe, 1995).

Η συγκέντρωση των βαρέων ορυκτών σε ιζήματα ψαμμιτών μπορεί να αλλάξει εξαιτίας πολλών παραγόντων, συμπεριλαμβανομένης της προέλευσης, των διαδικασιών των ιζηματογενών, και της διάλυσης μετά την απόθεση. (Mange and Maurer, 1992; Morton and Hallsworth, 1999). Η συγκέντρωση των βαρέων ορυκτών σε κλαστικά ιζήματα στο κλάσμα της άμμου μπορεί να αλλάξει σημαντικά επηρεαζόμενη από πολλούς παράγοντες, συμπεριλαμβανομένης της προέλευσης, των διαδικασιών της ιζηματογένεσης και της διάλυσης μετά την απόθεση (Mange and Maurer, 1992; Morton and Hallsworth, 1999).

Ωστόσο, το συγκεντρωμένο σύνολο βαρέων ορυκτών, μπορεί να προκύψει από την διαλογή εξαιτίας της διαφορετικής πυκνότητας των ορυκτών κατά τις διεργασίες της διάβρωσης, της μεταφοράς και της απόθεσης από ρέματα, που μπορούν να διαχωρίζουν αποτελεσματικά ορυκτά με μικρές διαφορές στην πυκνότητα εντός διακριτών κλασμάτων μεγεθών κόκκων και ιζηματογενών περιβαλλόντων. Αποθέσεις που δείχνουν εμπλουτισμό σε τόσο βαριά ορυκτά (π.χ. μαύρομίγμα από οξειδίο του σιδήρου, χρυσό, πλατίνα-ομάδα ορυκτού, γρανάτης) ορίζονται προσχωσιγενή (placers). (Komar and Wang, 1984; Reid and Frostick, 1985; Dickinson, 1994; Mallik et al., 1987; Bryan et al., 2007; Ghosh et al., 2012). Αντίθετα συναθροίσεις ορυκτών που δεν είναι εμπλουτισμένα σε βαρέα ορυκτά, μπορούν να προκύψουν από έντονη διάλυση παλαιότερων ψαμμιτών κατά τις διαδικασίες της διαγένεσης. Μεγάλη συγκέντρωση ορυκτών μπορεί να απεμπλουτιστεί από μία τάξη μεγέθους ή και περισσότερο εξαιτίας της επιλεκτικής διαλυτοποίησης και απομάκρυνσης των ασταθών ορυκτών. Σε σύγχρονες παραλίες και δελταϊκούς σχηματισμούς, για παράδειγμα, η συγκέντρωση σε βαρέα ορυκτά παρουσιάζει μία αύξηση συνήθως κατά μία τάξη μεγέθους ή και περισσότερο λόγω της επιλεκτικής απομάκρυνσης των ελαφρύτερων κόκκων από τα κύματα.

Η συγκέντρωση βαρέων ορυκτών στα ιζήματα αντανακλά κατά κύριο λόγο τη λιθολογία των μητρικών πετρωμάτων, και συγκεκριμένα τη σύνθεσή τους, τη μέση πυκνότητα και το τεκτονο-στρωματογραφικό τους επίπεδο. Η αρχική σύνθεση των συναθροίσεων των βαρέων ορυκτών μπορεί να τροποποιηθεί από την αποσάθρωση που επηρέασε τα μητρικά πετρώματα πριν αυτά ενσωματωθούν στο σύστημα μεταφορών. (Morton and Hallsworth, 1999).

Ο βαθμός στο οποίο οι συναθροίσεις βαρέων ορυκτών τροποποιήθηκαν από την αποσάθρωση στην περιοχή της πηγής εξαρτάται από τρεις βασικούς παράγοντες:

Την αρχική σύνθεση της θέσης βαρέων ορυκτών, που ελέγχεται από τη λιθολογία του μητρικού πετρώματος τη φυσιογραφική σύνθεση και το κλίμα (με χαρακτηριστικές παραμέτρους τη θερμοκρασία και τα κατακρημνίσματα, Suttner et al., 1981), που ελέγχει σε ποιο βαθμό σχηματίζεται έδαφος. Αν οι διεργασίες μεταφοράς κατά την απομάκρυνση αποσαθρωμένων ορυκτών είναι ενδεχομένως ταχύτερες από τις αντίστοιχες διαδικασίες αποσάθρωσης στη γένεση των ορυκτών, τότε η διάβρωση λέγεται περιορισμένη διάβρωση. (Johnsson et al., 1991;) Υπό αυτές τις συνθήκες, τα κλάσματα που αφαιρούνται γρήγορα χωρίς σημαντική τροποποίηση με χημική αποσάθρωση, είναι πιθανό η υπογραφή των μητρικών πετρωμάτων να μεταφερθεί σε μεγάλο βαθμό στο σύστημα μεταφοράς. Αντίθετα, όταν ο ρυθμός αποσάθρωσης υπερβαίνει την ικανότητα των διαδικασιών μεταφοράς να αφαιρεί ένα ορυκτό, τότε η διάβρωση είναι περιορισμένης μεταφοράς. (Johnsson et al., 1991).

Σε συνθήκες περιορισμένης μεταφοράς, τα αποσαθρωμένα συστατικά έχουν περισσότερο χρόνο να αντιδράσουν με το έδαφος και τα υπόγεια ύδατα, που επηρεάζουν έντονα τη σύνθεση των κλαστικών υλικών. Στην κατάσταση αυτή, μπορεί να συμβεί εκτεταμένη τροποποίηση της συνάθροισης των βαρέων ορυκτών πριν το ιζημα φτάσει στο σύστημα μεταφοράς. Οι διαδικασίες αποσάθρωσης και τα προϊόντα αυτής, έχουν εξετασθεί εκτενώς, από τους Reiche (1950), Keller (1957) και Oilier (1969). Έχει ορισθεί από τους Sanders & Fookes (1970) ως «η διαδικασία μεταβολής των πετρωμάτων κάτω από την άμεση επιρροή της υδρόσφαιρας και της ατμόσφαιρας» ενώ ο Peltier (1950) έχει συνδέσει αυτούς τους τύπους της αποσάθρωσης με την ετήσια βροχόπτωση και τη θερμοκρασία, και τόνισε ότι οποιαδήποτε πειραματική διερεύνηση της αποσάθρωσης των πετρωμάτων πρέπει να αναπαράγει όσο το δυνατό περισσότερο τις φυσικές συνθήκες αποσάθρωσης.

Η αποσάθρωση είναι μια διαδικασία που περιλαμβάνει την αλληλεπίδραση πολλών διαφορετικών παραγόντων και τα δεδομένα που προκύπτουν είναι πολύπλοκα. Οι πειραματικές έρευνες έχουν επιβεβαιώσει ότι το νερό είναι ένα σημαντικός παράγοντας αποσάθρωσης και ότι η προοδευτική αποσάθρωση επηρεάζεται από την οξείδωση, το pH και σύστημα αποστράγγισης. Οι συνθήκες αποστράγγισης έχουν ιδιαίτερα σημαντικό ρόλο που συμβάλλει στον καθορισμό των ορυκτών που συγκρατούνται ή μεταφέρονται (Wilson, 1983).

Οι παράμετροι που επηρεάζουν την αξιοπιστία των βαρέων ορυκτών και έχουν συζητηθεί σε πολλές δημοσιεύσεις είναι:

- Το φυσιολογικό περίγραμμα και το κλίμα της περιοχής προέλευσης. Οι παράγοντες αυτοί ελέγχουν σε μεγάλο βαθμό την προεπιλογή των κόκκων των ορυκτών κατά τη διάρκεια της αποσάθρωσης των μητρικών και ως εκ τούτου καθορίζουν το είδος των βαρέων ορυκτών στο σύστημα ιζηματογένεσης.
- Η τριβή και η μηχανική καταστροφή κατά τη διάρκεια της μεταφοράς. Αυτό σχετίζεται με τη μηχανική αντοχή των ίδιων των κόκκων.
- Ο υδραυλικός παράγοντας: Επιδρά κατά τη μεταφορά και ελέγχεται από τις συνθήκες που επικρατούν στο συγκεκριμένο υδραυλικό σύστημα. Τα αποτελέσματα οδηγούν σε επιλεκτική διαλογή των κόκκων σύμφωνα με το μέγεθος, το σχήμα και την πυκνότητα.
- Μετά την απόθεση διαγενετικά αποτελέσματα: έχει ως αποτέλεσμα την βαθμιαία διάλυση του λιγότερου ασταθούς ορυκτού λόγω ενδοστρωματικής διαλυτοποίησης ^[1].

Εν κατακλείδι, οι τελικές ιδιότητες του ιζήματος λοιπόν είναι εκείνες που δείχνουν τη λιθολογία των μητρικών πετρωμάτων και μέσω αυτών γίνεται γνωστό όλο το ιστορικό του πετρώματος κατά την αποσάθρωση, την ανακύκλωση, τη μεταφορά, την ανάμειξη, την απόθεση και τη διαγένεση. Ωστόσο, η σχέση μεταξύ της πηγής

και του ιζήματος αποτελεί μία περίπλοκη υπόθεση, εάν συμπεριληφθούν όλοι εκείνοι οι παράγοντες που επηρεάζουν τη σύσταση, τη δομή, την υφή και το κλαστικό φάσμα στην πορεία του από την πηγή στη λεκάνη απόθεσης. Η πολυπλοκότητα αυτών των αλληλεξαρτώμενων τροποποιήσεων θέτει κάποια όρια σχετικά με την ικανότητά μας να διακρίνουμε τα χαρακτηριστικά της πηγής από τις ιδιότητες των προϊόντων τους.

2.4 Βαρέα Ορυκτά στη Μελέτη των Ιζημάτων

Στις Γεω-επιστήμες ως βαριά ορυκτά χαρακτηρίζονται ως ορυκτά των οποίων η πυκνότητα (ρ) ξεπερνά τα $2,90 \text{ g/cm}^3$ ($\rho > 2,90 \text{ g/cm}^3$, Mangeand Maurer, 1992).

Η ποσότητα τους δεν ξεπερνά σχεδόν ποτέ το 1% της συνολικής ποσότητας του πετρώματος. Η ανάλυση βαρέων ορυκτών χρησιμοποιεί τεχνικές οι οποίες συντελούν στο προσδιορισμό της προέλευσης των ιζημάτων. Ο διαχωρισμός των βαρέων ορυκτών μπορεί να επιτευχθεί είτε με μαγνητικό είτε με βαρυμετρικό διαχωρισμό, όπου χρησιμοποιείται γενικά ένα υγρό (βρωμοφόρμιο, τετραβρωμοαιθάνιο, τριβρωμοαιθάνιο, κ.α) με πυκνότητα $\rho > 2,90 \text{ g/cm}^3$. Συγκεκριμένα ο διαχωρισμός των βαρέων με τα ελαφριά ορυκτών επιτυγχάνεται με την καθίζηση των πρώτων και με την αιώρηση του δευτέρου εντός της χοάνης .

Τέλος τα βαρέα ορυκτά είναι υψηλής πυκνότητας επουσιώδη (accessory) συστατικά στα κλαστικά ιζήματα. Στα μητρικά τους πετρώματα, παρουσιάζονται είτε ως ουσιώδη συστατικά σχηματίζοντας ορυκτά (π.χ. αμφίβολους, πυρόξενους) είτε ως επουσιώδη συστατικά όπως το ζιρκόνιο, ο απατίτης, ο τουρμαλλίνης που εμφανίζονται σε μία ποικιλία από τύπους ορυκτών.(Πιτσόλης, 2017)

2.4.1 Σχετική Σταθερότητα Βαρέων Ορυκτών

Σχετικά με την ανθεκτικότητα των βαρέων ορυκτών στο βάθος ενταφιασμού υπάρχουν εργασίες σε διάφορες θέσεις στον πλανήτη που έχει παρατηρηθεί μια αύξηση της διαλυτότητας των βαρέων ορυκτών με το βάθος: η περιοχή βόρεια των Απεννίνων στην Ιταλία (Gazzi, 1965), η λεκάνη της Βιέννης στην Αυστρία (Wieseneder and Maurer, 1958), η λεκάνη του Κλίβελαντ στο Γιόρκσαϊρ του Ηνωμένου Βασιλείου (Smithson, 1941), τα Κρητιδικά-Τριτογενή στην Αλμπέρτα του Καναδά (Rahmani, 1973) και η λεκάνη της Βόρειας Σουμάτρας στην Ινδονησία (Morton et al., 1994). Συνεπώς, υπάρχουν σαφείς ενδείξεις ότι υπάρχει ένα «σταθερό μοτίβο» (consistent pattern) παγκοσμίως σχετικά με τη μείωση της ποικιλίας των ορυκτών όσο αυξάνεται το βάθος ενταφιασμού των ιζηματογενών λεκανών.

Στις μελέτες αντιπροσωπευτικών περιπτώσεων (**case studies**), δεν έχουν καθιερωθεί σχέσεις της ποικιλότητας/βάθους των κλαστικών βαρέων ορυκτών. Αυτό οφείλεται εν μέρει στη σχετική έλλειψη κάποιων βαρέων ορυκτών, όπως το κορούνδιο, ο λωζονίτης, ο πουμπελύτης και το τοπάζιο, κάτι το οποίο περιορίζει την απόκτηση πολύ σημαντικών δεδομένων που σχετίζονται και αναλογούν σε όλο το φάσμα βάθους ενταφιασμού κάθε ιζηματογενούς λεκάνης. Ορισμένα άλλα ορυκτά, όπως ο ανδαλουσίτης ή ο ολιβίνης, απαντούν συχνά σε ιζήματα συγκεκριμένων λιθολογιών, αλλά προς το παρόν δεν υπάρχουν διαθέσιμα δεδομένα της σχέσης ποικιλίας/βάθους από ιζήματα που προέρχονται από τέτοιες πηγές τροφοδοσίας. Η σχετική σταθερότητα τέτοιου είδους ορυκτών μπορεί να μετρηθεί μόνο από το βαθμό ανάπτυξης των υφών λόγω διάβρωσης που αναπτύσσονται στις επιφάνειες των κόκκων, σε σύγκριση με ορυκτά που έχουν γνωστές σχέσεις σταθερότητας.

Τα βαριά ορυκτά αντιδρούν στην διαγένεση ενταφιασμού με αλληλεπικαλυπτόμενες υφές διάβρωσης στην επιφάνεια των κόκκων, διάλυση των ασταθών φάσεων και την ανάπτυξη των δευτερογενών ορυκτών. Αν και αυτά τα δευτερεύοντα ορυκτά δεν έχουν καμία σχέση με την προέλευση, παρέχουν ενδείξεις για τη διαγένεση. Ορισμένα ορυκτά είναι περισσότερο σταθερά από άλλα. Ένα ορυκτό μπορεί να αναγνωριστεί ως ασταθές βάσει της υφής της επιφάνειας του και βάσει της κατανομής του στο υπέδαφος (Morton και Hallsworth, 1999). Περιπτωσιολογικές

μελέτες (Case studies) από ιζηματογενείς λεκάνες σε όλο τον κόσμο, έχουν δείξει ένα μάλλον ομοιόμορφο μοτίβο, σχετικής σταθερότητας. Η σειρά της σταθερότητας κατά τη διάρκεια της διαγένεσης ενταφιασμού είναι ολιβίνης (ελάχιστα σταθερός) < ορθοπυρόξενος, κλινοπυρόξενος < νατριούχος πυρόξενος < ασβεστούχοι αμφίβολοι, ανδαλουσίτης, σιλλιμανίτης < επίδοτα < τιτανίτης < κυανίτης < νατριούχοι αμφίβολοι < σταυρόλιθος < αλλανίτης < γρανάτης, χλωριτοειδές < τουρμαλίνης, μοναζίτης, σπινελίου < ρουτίλιο, ανατάση, βρουκίτη, ζirkονίου, απατίτη (πιο σταθερά), (Morton και Hallsworth, 2007).

Η σταθερότητα των ορυκτών δεν είναι ο μόνος παράγοντας που ρυθμίζει τη διάλυση των βαρέων ορυκτών κατά τη διάρκεια ενταφιασμού μεγάλου βάθους. Η θερμοκρασία και σύνθεση των ρευστών των πόρων, η κυκλοφορία στο εσωτερικό των πόρων και ο χρόνος επηρεάζουν επίσης τις διαδικασίες διάλυσης βαρέων ορυκτών (Morton και Hallsworth, 2007).

Η ενδοστρωματική διάλυση των ορυκτών κάτω από την επιφάνεια μπορεί να αναγνωριστεί με τρεις τρόπους: α) Με την παρουσία διαβρωμένων επιφανειών στα ορυκτά β) από τη συνύπαρξη υψηλής και χαμηλής ποικιλίας στις συναθροίσεις σε παρακείμενους ψαμμίτες τόσο υψηλής όσο και χαμηλής διαπερατότητας και γ) από μια μείωση στην ποικιλία ορυκτών με την αύξηση του βάθους ενταφιασμού εντός της ιζηματογενούς λεκάνης (Morton and Hallsworth, 2007)

Η πιο άμεση ένδειξη της διάλυσης των βαρέων ορυκτών είναι η παρουσία διάβρωσης στην επιφάνεια των κόκκων. Οι διαφορές στη σύνθεση ορυκτών και κρυσταλλικής δομής μπορεί να αποδώσει διαφορετικές υφές στην επιφάνεια. (Nickel, 1973; Berner et al., 1980; Turner and Morton, 2007).

Οι επιπτώσεις κατά τη διαγένεση ενταφιασμού και ενδοστρωματικής διάλυσης μπορούν να ποσοτικοποιηθούν σε λεκάνη όπου η περιοχή προέλευσης έχει παραμείνει η ίδια για μεγάλο χρονικό διάστημα. (i.e. the Alpine foreland or the Indus fan; Garzanti and Andò, 2007a).

Παρακάτω συνοψίζονται οι γνώσεις που υπάρχουν για τη σχετική σταθερότητα των ορυκτών:

- **Ολιβίνη**

Ο ολιβίνη είναι εξαιρετικά σπάνια κλαστική φάση σε ψαμμίτες, παρότι εμφανίζεται σε αφθονία σε κάποια μητρικά πετρώματα (π.χ. βασικά και υπερβασικά πυριγενή πετρώματα). Ο λόγος της σπανιότητάς του είναι σχεδόν σίγουρα η αστάθειά του. Σε ένα δείγμα άμμου από τον πυθμένα της θάλασσας στη δυτική ακτή της Σκωτίας οι ολιβίνες παρουσιάζουν καλά αναπτυγμένες υφές διάβρωσης στην επιφάνεια των κόκκων τους (Turner and Morton, 2007), δείχνοντας συνεχή αποσύνθεση σε θερμοκρασίες περιβάλλοντος χωρίς ενταφιασμό. Οι κλινοπυρόξενοι στο ίδιο δείγμα δεν παρουσιάζουν καθόλου αποσύνθεση, υποδεικνύοντας ότι ο ολιβίνη είναι πιο ασταθής από το κλινοπυρόξενο. Αυτό επιβεβαιώνει σχετικά μοτίβα σταθερότητας (stability patterns) που είχαν δημοσιευτεί παλαιότερα όπως αυτά του Pettijohn (1941, 1975) και του Morton (1984), κάτι το οποίο δείχνει πως ο ολιβίνη είναι ο λιγότερο σταθερός σε σχέση με όλα τα κλαστικά βαρέα ορυκτά.

- **Πυρόξενος**

Ο κλινοπυρόξενος είναι εξαιρετικά ασταθής στους ψαμμίτες, ενώ είναι πιο σταθερός μόνο από τον ολιβίνη (Pettijohn, 1941, 1975; Morton, 1984). Η αστάθεια του κλινοπυρόξενου επιβεβαιώνεται και από στοιχεία από τη λεκάνη Kura, όπου καταστρέφεται πιο γρήγορα από τους ασβεστούχους αμφίβολουσ και το επίδοτο κατά τη διάρκεια του ενταφιασμού, και από τη γρήγορη δημιουργία υφών διάβρωσης στην επιφάνεια των κόκκων ακόμα και σε μικρά βάθη (Turner and Morton, 2007). Η σχετική σταθερότητα άλλων πυρόξενων είναι λιγότερο γνωστή, λόγω της σπανίας εμφάνισής τους στα ιζήματα.

Ο ορθοπυρόξενος θεωρείται τόσο ασταθής όσο και ο κλινοπυρόξενος (Pettijohn, 1941, 1975; Morton, 1984). Ο αιγινίνης, αντιθέτως, παρουσιάζεται πιο σταθερός από τον κλινοπυρόξено, δεδομένου ότι οι Πολύ φθαρμένοι (etched) κλινοπυρόξενoi συνυπάρχουν με καθόλου ή ελάχιστα φθαρμένους αιγινίτες στο ίδιο δείγμα από Πολύ μικρό βάθος στο Rockall Trough (Turner and Morton, 2007). Το ίδιο δείγμα επίσης περιέχει Πολύ φθαρμένους αιγιγματίτες, ένα πυροξενοειδές ορυκτό, δείχνοντας πως ο αιγιγματίτης και ο κλινοπυρόξενος έχουν παρόμοια σταθερότητα. Προς το παρόν δεν έχουμε πληροφορίες για τη σταθερότητα άλλων πυρόξενων ή πυροξενοειδών ορυκτών, όπως ο ιαδείτης ή ο βολλαστονίτης, οι οποίοι είναι ουσιαστικά μη καταγεγραμμένοι στην κλαστική φάση.

- **Αμφίβολοι**

Οι ασβεστούχοι αμφίβολοι είναι εξαιρετικά ασταθής στο υπέδαφος, παρότι είναι ποιο σταθεροί από τον ολιβίνη και τους πυρόξενους. Η αστάθειά τους επιβεβαιώνεται από τη σχετικά πρόωρη εξαφάνισή τους κατά τον ενταφιασμό στη λεκάνη της Βόρεια Θάλασσας, στη λεκάνη Faeroe-Shetland, στη λεκάνη της Βεγγάλης, στη λεκάνη Kura και στον κόλπο του Περσικού, καθώς επίσης και από τις καλά αναπτυγμένες διαβρωτικές υφές στην επιφάνεια των κόκκων των ψαμμιτών που φέρουν αμφίβολους (Rahmani, 1973; Morton, 1979; Milliken, 2007, Turner and Morton, 2007). Οι ασβεστούχοι αμφίβολοι έχουν ένα ευρύ φάσμα συστάσεων (Deer et al., 1997a), και είναι πιθανόν να έχουν διαφορετικό βαθμό σταθερότητας. Ωστόσο, μέχρι σήμερα δεν υπάρχει κάποια αποδεδειγμένη μελέτη της σταθερότητας της ομάδας των ασβεστούχων αμφιβόλων. Πολύ λιγότερες είναι οι γνώσεις για τη σταθερότητα της άλλης ομάδας των αμφιβόλων. Οι σιδηρομαγνησιούχοι αμφίβολοι (όπως ο γρυνερίτης και ο κουμμικτονίτης) και οι νατριούχοι-ασβεστούχοι αμφίβολοι (όπως ο καταφορίτης) είναι σπάνιοι στην κλαστική φάση. Οι νατριούχοι αμφίβολοι (όπως ο γλαυκοφανής και ο ριβεκίτης) εμφανίζονται πιο συχνά, όμως παρά την ευρέα

γεωγραφική τους εξάπλωση, η σχετική τους σταθερότητα παραμένει άγνωστη. Οι 52 ελάχιστες πληροφορίες που υπάρχουν δείχνουν ότι είναι Πολύ πιο σταθεροί από τους ασβεστούχους αμφίβολους. Στους ψαμμίτες τύπου δέλτα που δημιουργήθηκαν κατά το Μειόκαινο στην περιοχή *Mahakam*, ανοικτά του Βόρνεο, συνυπάρχουν Πολύ εξαλλοιωμένοι ασβεστούχοι αμφίβολοι (γλαυκοφανής), εξαλλοιωμένοι σταυρόλιθοι και ελάχιστα εξαλλοιωμένοι γρανάτες (Turner and Morton, 2007), κυανίτες και τιτανίτες είναι είτε σπάνιοι είτε δεν υπάρχουν.

Συνεπώς σε αυτή την ιζηματογενή λεκάνη οι αμφίβολοι φαίνονται να είναι πιο σταθεροί από τους κυανίτες και τους τιτανίτες, και οριακά πιο ασταθής από τους σταυρόλιθους.

- **Επίδοτο**

Σε μελέτες αντιπροσωπευτικών περιπτώσεων που έγιναν στη ιζηματογενή λεκάνη της κεντρικής Βόρειας Θάλασσας, στη λεκάνη *Faeroe-Shetland*, στη λεκάνη της Βεγγάλης, στη λεκάνη του ποταμού *Sava* και στο κόλπο του Περσικού, δείχνουν ότι τα ορυκτά της ομάδας του επιδότου είναι ασταθή κατά τον ενταφιασμό. Η αστάθεια του επιδότου επιβεβαιώνεται περαιτέρω από τις έντονες επιφανειακές διαβρώσεις με την αύξηση του βάθους ενταφιασμού. (Morton, 1984; Turner and Morton, 2007). Τα ορυκτά της ομάδας του επιδότου έχουν ένα ευρύ φάσμα σύστασης (Deer et al., 1997b; Spiegel et al., 2002), με διακυμάνσεις τόσο στα κύρια στοιχεία του (ιδίως Ca, Fe, Mg, Mn και σπάνιες γαίες) όσο και σε ιχνοστοιχεία. Υπάρχουν ωστόσο ελάχιστες πληροφορίες σχετικά με τις επιπτώσεις στη μεταβολή της σύστασης και στη σταθερότητα του επιδότου. Τα μοναδικά διαθέσιμα στοιχεία είναι αυτά που υπάρχουν από το ορυκτό του επιδότου που περιέχει σπάνιες γαίες, τον αλλανίτη που φαίνεται να είναι σταθερός από οποιοδήποτε άλλο ορυκτό της ομάδας του επιδότου. Αυτό φαίνεται από την επιμονή του αλλανίτη να εμφανίζεται σε μεγαλύτερα βάθη σε σχέση τα άλλα ορυκτά του επιδότου στη λεκάνη της Βεγγάλης, καθώς και από τη μικρή δημιουργία υφών λόγω αποσάθρωσης στους κόκκους του αλλανίτη σε

σύγκριση με τον εξαλλοιωμένο σταυρόλιθο (Turner and Morton, 2007). Συνεπώς ο αλλανίτης είναι πιο σταθερός όχι μόνο από όλα τα ορυκτά της ομάδας του επιδότου αλλά και από τον τιτανίτη, τον κυανίτη και το σταυρόλιθο.

- **Τιτανίτης**

Η σχετική σταθερότητα του τιτανίτη μπορεί να καθοριστεί με βάση διάφορες μελέτες, συμπεριλαμβανομένης αυτής της λεκάνης της κεντρικής Βόρειας Θάλασσας, της λεκάνης Faeroe-Shetland, της λεκάνης της Βεγγάλης, της λεκάνης του ποταμού Sava, και των περιοχών US Gulf Coast and Contessa. Στην πλειοψηφία αυτών των παραδειγμάτων, ο τιτανίτης είναι λιγότερο σταθερός από τον κυανίτη, το σταυρόλιθο και το τοπάζιο, όμως είναι πιο σταθερός από το επίδοτο. Ωστόσο, στη λεκάνη της Βεγγάλης, ο τιτανίτης και ο κυανίτης παύουν να εμφανίζονται σε συγκεκριμένα βάθη, ενώ στο US Gulf Coast και στη λεκάνη του ποταμού Sava η ελάττωση εμφάνισης του κυανίτη συμβαίνει πριν την ελάττωση του τιτανίτη. Ο λόγος αυτής της διαφοροποίησης είναι ασαφής. Είναι πιθανότερο να είναι επίπτωση που σχετίζεται με την προέλευση παρά με τη διαγένεση. Ωστόσο, μπορεί να συμβαίνει και λόγω της διαφορετικής σύστασης του τιτανίτη, μιας και το ορυκτό έχει ευρύ φάσμα σύστασης σε πολλά στοιχεία όπως τα Al, Fe και τα στοιχεία των σπάνιων γαιών (Deer et al., 1997c).

- **Χλωριτοειδές**

Το χλωριτοειδές είναι ένα σχετικά σταθερό βαρύ ορυκτό, αλλά παρόλα αυτά ευπαθές στην αποσύνθεσή σε βαθιά ενταφιασμένους ψαμμίτες, όπου και αποσαθρώνεται (Morton and Hallsworth, 1999; Turner and Morton, 2007). Τα στοιχεία που υπάρχουν από τη λεκάνη της Βεγγάλης δείχνουν ότι το χλωριτοειδές είναι πιο σταθερό από το σταυρόλιθο, δεν

παρέχουν όμως πληροφορίες για τη σχετική σταθερότητα του γρανάτη και του χλωριτοειδούς. Στους Κρητιδικούς ψαμμίτες στη λεκάνη Voring (ανοικτά της Νορβηγίας), η ελάττωση του χλωριτοειδούς εμφανίζεται σε παρόμοια βάθη με αυτά του γρανάτη, δείχνοντας ότι το χλωριτοειδές έχει σταθερότητα παρόμοια με αυτή των φτωχών σε ασβέστιο γρανατών. Το χλωριτοειδές παρουσιάζει διακυμάνσεις στη σύστασή του που φαίνεται από τη παρουσία Fe, Mg και Mn, όμως δεν είναι γνωστές οι επιπτώσεις των διακυμάνσεων αυτών στη σταθερότητα του ορυκτού.

- **Τουρμαλίνης**

Ο τουρμαλίνης θεωρείται ένα από τα πιο σταθερά κλαστικά ορυκτά στους ψαμμίτες (Hubert, 1962; Pettijohn, 1975). Αυτό έχει γίνει αντιληπτό από πολλές στις οποίες τα συστατικά του τουρμαλίνης δε σχετίζονται με το βάθος ενταφιασμού. Ωστόσο, υπάρχουν τεκμήρια που δείχνουν πως ο τουρμαλίνης είναι ασταθής υπό συγκεκριμένες συνθήκες. Οι Morton and Hallsworth (1999) μελέτησαν ένα εξαλλοιωμένο τουρμαλίνης που προήλθε από Ιουρασικούς ψαμμίτες στο Outer Moray Firth, στη βόρεια θάλασσα και είπαν πως μία πιθανή εξήγηση είναι πως ο τουρμαλίνης είναι ασταθής σε ταμιευτήρες όπου οι υδρογονάνθρακες έχουν υψηλή περιεκτικότητα σε H_2S . Μετά από αυτή την πρώτη καταγραφή του εξαλλοιωμένου τουρμαλίνης, όλο και περισσότερες περιπτώσεις έχουν παρατηρηθεί, συμπεριλαμβανομένων των Ιουρασικών ψαμμιτών από τη θάλασσα της Νορβηγίας (Turner and Morton, 2007) και τους ψαμμίτες του Παλαιόκαινου από τη λεκάνη Faeroe-Shetland. Κάθε φορά που βρέθηκε εξαλλοιωμένος τουρμαλίνης, συνέβη σε μεγάλα βάθη ενταφιασμού, περίπου στα 4 χιλιόμετρα, που σημαίνει πως ο τουρμαλίνης γίνεται ασταθής σε βαθιά ενταφιασμένους ψαμμίτες.

Παρόλα αυτά δεν υπάρχουν πάντα εξαλλοιωμένοι τουρμαλίνης σε μεγάλα βάθη, που μπορεί να σημαίνει ότι η αποσύνθεση του τουρμαλίνης,

είναι αποτέλεσμα συνδυασμού του υψηλού βάθους και της σύστασης ασυνήθιστων ρευστών όπως η υψηλή περιεκτικότητα σε H_2S . Φθαρμένος τουρμαλίνης έχει παρατηρηθεί και σε ψαμμίτες που περιέχουν άργυρο (Ολλανδία, Βέλγιο και Γερμανία), οι οποίοι έχουν υποστεί μεγάλου βαθμού αποσάθρωση (Van Loon and Mange, 2007). Ο αυθιγενής τουρμαλίνης έχει παρατηρηθεί να εμφανίζεται σε εβαπορίτες, σιδηρόλιθους και ανθρακικά. Αν και δευτερογενής τουρμαλίνης έχει εντοπιστεί σε ψαμμίτες (π.χ., Stow, 1932), είναι σχετικά σπάνιο και δε φαίνεται να σχετίζεται οπωσδήποτε με διαγένεση ενταφιασμού. Όπως και με την αποσύνθεση του, ο τουρμαλίνης απαιτεί συγκεκριμένες γεωχημικές συνθήκες προκειμένου να αναπτυχθεί.

- **Σπινέλλιος**

Είναι γνωστό ένα ευρύ φάσμα σπινελίου με διαφορετική σύσταση αλλά είναι σχετικά λίγα αυτά που αναγνωρίζονται ως κλαστικά βαρέα ορυκτά. Οι πιο κοινοί ημιδιαφανείς κλαστικοί σπινέλλιοι ανήκουν στη σειρά των χρωμιτών (χρωμίτης και μαγνησιούχος χρωμίτης) , γνωστά ως χρωμοσπινέλλιοι. Οι κλαστικοί χρωμοσπινέλλιοι είναι γνωστό ότι παρέχουν τη δυνατότητα αξιολόγησης της σταθερότητά τους κατά τη διάρκεια της διαγένεσης λόγω ενταφιασμού. Στο κεντρικό τμήμα της βόρειας θάλασσας την περίοδο του Άνω Ιουρασικού, το οποίο έχει βάθος 2000-6000 μέτρα, δεν υπάρχουν στοιχεία που να υποστηρίζουν τη σχέση μεταξύ βάθους και δείκτη χρωμοσπινέλλιου/ ζirkονίου (CZr). Στα ίδια δείγματα ψαμμιτών και σε βάθος 3500 μέτρα σταματάει να εμφανίζεται ο γρανάτης. Στους βαθιά ενταφιασμένους ψαμμίτες προς το τέλος του Ιουρασικού, βόρεια της θάλασσας υπάρχουν στοιχεία ύπαρξης δημιουργίας διάβρωσης στις επιφάνειες των κόκκων (Turner and Morton, 2007), επειδή όμως είναι μικρής τάξεως ο χρωμοσπινέλλιος θεωρείται ότι είναι εξαιρετικά σταθερή κλαστική φάση. Ο άλλος σπινέλλιος που βρίσκεται στους ψαμμίτες είναι αυτός του ψευδαργύρου, ο γκανίτης. Ωστόσο εμφανίζεται σπανιότερα από το χρωμοσπινέλλιο, με συγκεντρώσεις βαρέων ορυκτών συνήθως χαμηλότερες από 0,5%.

Γεγονός που καθιστά δύσκολο να προσδιοριστεί η σχέση βάθους/πληθώρας, με μοναδικό δείκτη της σταθερότητάς του τις επιφανειακές υφές. Όπως απέδειξαν οι Turner και Morton (2007), ο γκανίτης δεν παρουσιάζει κανένα ίχνος διάβρωσης κατά τη διαγένεση λόγω ενταφιασμού, συνεπώς η φάση θεωρείται σταθερή.

- **Ρουτίλιο, Ανατάσης και Μπρουκίτης**

Το ρουτίλιο θεωρείται ένα από τα πιο σταθερά κλαστικά ορυκτά στους ψαμμίτες (Hubert, 1962; Pettijohn, 1975). Σε όλες τις περιπτώσεις που περιγράφηκαν παραπάνω, δεν παρατηρείται ελάττωση εμφάνισης του ρουτιλίου με την αύξηση βάθους του ενταφιασμού. Επιπλέον, δεν υπάρχει ένδειξη στην επιφανειακή του υφή, που να οδηγεί στο συμπέρασμα ότι οι (κλαστικοί) κόκκοι του ρουτιλίου αλλοιώνονται με το βάθος ενταφιασμού (Morton, 1979; Turner and Morton, 2007). Οι αποσαθρωμένοι ανατάσης και μπρουκίτης αποτελούν λιγότερο συνήθη ορυκτά στις συναθροίσεις των βαρέων ορυκτών και υπάρχει έλλειψη πληροφοριών για την εδραίωση της σχέσης βάθους και εμφάνισης αυτών των ορυκτών. Ωστόσο και τα δύο ορυκτά εμφανίζονται ως αυθιγενή, δείχνοντας έτσι ότι είναι σταθερά υπό συνθήκες διαγενετικού ενταφιασμού.

- **Ζιρκόνιο**

Το ζιρκόνιο είναι ένα ακόμα μέλος της ομάδας των ορυκτών που θεωρούνται σταθερά στους ψαμμίτες (Hubert, 1962; Pettijohn, 1975). Δεν υπάρχει ένδειξη εξαλλοίωσης με αύξηση του ενταφιασμού και οι κόκκοι δεν παρουσιάζουν επιφανειακή διάβρωση ακόμα και σε ακραίες συνθήκες στη διάρκεια της διαγένεσης (Morton, 1979; Turner and Morton, 2007). Για αυτό το λόγο, παρότι η αποσύνθεση του ζιρκονίου έχει παρατηρηθεί σε μεμονωμένες περιπτώσεις συγκεκριμένων περιβαλλόντων αποσάθρωσης (Carroll, 1953; Oliva et al., 1999), το

ζirkόνιο θεωρείται εξαιρετικά σταθερό κατά τη φάση του ενταφιασμού. Τα μεταμικτικά ζirkόνια (αυτά που έχουν υποστεί ζημιές στο κρυσταλλικό τους πλέγμα λόγω ακτινοβολίας) θεωρούνται πιο ευδιάλυτα σε περιβάλλοντα αποσάθρωσης σε σχέση με τα κρυσταλλικά ζirkόνια (Balan et al., 2001). Είναι λογικό να υποθέσουμε ότι είναι περισσότερο επιρρεπή σε διάλυση όταν εκτεθούν σε υψηλές θερμοκρασίες από ρευστά που διαπερνούν τους κόκκους τους κατά τη διαγένεση λόγω ενταφιασμού, παρότι υπάρχει έλλειψη ενδείξεων (Mange and Wright 2007).

ΚΕΦΑΛΑΙΟ 3

ΠΕΙΡΑΜΑΤΙΚΗ ΔΙΑΔΙΚΑΣΙΑ

3.1 Δειγματοληψία

Η δειγματοληψία είναι μια τεχνική διαδικασία κατά την οποία πραγματοποιείται η λήψη κατάλληλου αριθμού δειγμάτων (επιφανειακά ή υπόγεια), η εξέταση του οποίου μας οδηγεί σε διάφορα συμπεράσματα. Πιο συγκεκριμένα, η δειγματοληψία αποτελεί το αρχικό στάδιο της πειραματικής διαδικασίας. Τα δείγματα που θα ληφθούν θα πρέπει να είναι όσο το δυνατόν πιο αντιπροσωπευτικά της μάζας από την οποία προέρχονται, καθώς τα πετρώματα είναι συνήθως ανομοιογενή στην έκτασή τους. Για τον λόγο αυτόν θα πρέπει να συλλέγονται δείγματα από πολλές θέσεις της ίδιας τομής. Συνεπώς κατά τη διαδικασία αυτή απαιτείται ιδιαίτερη προσοχή, διαφορετικά τα αποτελέσματα τα οποία θα προκύψουν από την εκάστοτε μελέτη, είναι πολύ πιθανόν να είναι αναξιόπιστα.

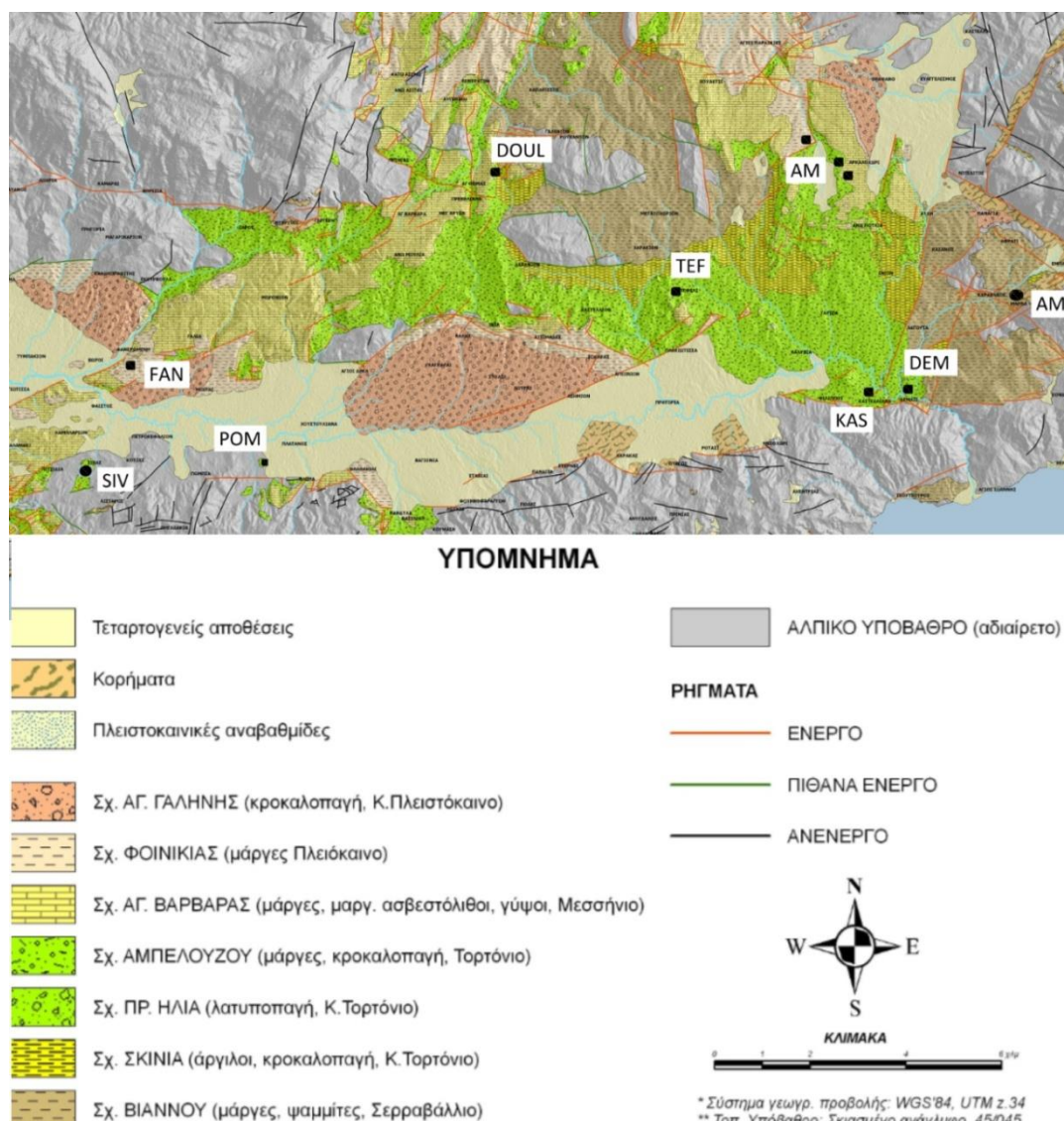
Συνήθως η μάζα κάθε ξηρού δείγματος για ανάλυση βαρέων ορυκτών μπορεί να είναι μεταξύ 1 g – 30 g, ενώ σε ορισμένες περιπτώσεις μπορεί να είναι και 50 g. Η σύνθεση των βαρέων ορυκτών μπορεί να εξαρτάται από το μέγεθος των κόκκων. Προτιμάται το μέγεθος της άμμου ή οι ψαμμίτες διότι παρέχουν το πιο αντιπροσωπευτικό σύνολο βαρέων ορυκτών. (Πιτσόλης 2017)

3.1.2 Θέσεις Δειγματοληψίας

Στην παρούσα διπλωματική εργασία πραγματοποιήθηκαν δειγματοληψίες στις περιοχές του νομού Ηρακλείου. Συγκεκριμένα στις περιοχές Αρκαλοχώρι-Μάρθα, Δούλι, Καστελλιανιά και Τεφέλι οι οποίες βρίσκονται στη λεκάνη της Μεσσαράς και συγκεκριμένα καλύπτουν το ανατολικό της τμήμα, καθώς και της περιοχές Φανερωμένη, Πομπιά και Σίβας οι οποίες βρίσκονται στο δυτικό της τμήμα. (Εικ 3.1)

Ονομασία περιοχών μελέτης:

- AM: Αρκαλοχώρι-Μάρθα
- KAS: Καστελλιανιά
- DOUL: Δουλί
- TEF: Τεφέλι
- DEM: Δεμάτι
- POM: Πομπιά
- FAN: Φανερωμένη
- SIV: Σίβας



Εικόνα 3.1 Γεωλογικός χάρτης περιοχής μελέτης. (Τροποποιημένος από Βασιλάκη, 2006)

3.2 Προετοιμασία Δειγμάτων

Η δειγματοληψία έγινε από τις προαναφερόμενες περιοχές. Αρχικά τα δείγματα θραύστηκαν (δια χειρός λόγω του μεγάλου βάρους τους) σε αποστειρωμένο περιβάλλον με σκοπό να έχουν βάρος 200 g - 300 g κατά την ζύγισή τους. Τοποθετήθηκαν σε δοχείο, χωρητικότητας 2 λίτρων (L) και βυθίστηκαν¹ σε νερό για 24 ώρες προκειμένου να αποσυμπιεσθούν. Στη συνέχεια, τα δείγματα που αποσυμπιερώθηκαν, υποβλήθηκαν σε υγρή κοσκίνηση έτσι ώστε να αφαιρεθεί το αργιλικό κλάσμα (<63 μm).

Η διαδικασία αυτή επιτεύχθηκε με την χρήση κόσκινου μεγέθους 63 μm , όπου το κάθε εκαστοτε δείγμα τοποθετήθηκε σε μικρές δόσεις μέσα στο κόσκινο και με την σταδιακή προσθήκη νερού με υδροβολέα και με αυτόν τον τρόπο επιτεύχθηκε ο διαχωρισμός. Το εναπομένοντα κλάσμα (αδρόκοκκο υλικό) τοποθετήθηκε και αποθηκεύτηκε σε ένα δοχείο ενώ αντιστοίχως το διερχόμενο κλάσμα (λεπτόκοκκο υλικό) αποθηκεύτηκε σε διαφορετικό δοχείο. Κατόπιν, και τα δύο δοχεία τοποθετήθηκαν στο φούρνο για 12 ώρες (h) σε θερμοκρασία² 100 βαθμών Κελσίου ($^{\circ}\text{C}$).

¹ Η χρήση υδροχλωρικού οξέος (HCL) κατά την βύθιση των δειγμάτων, ενδεχομένως να προκαλούσε αντίδραση των ανθρακικών ορυκτών και επομένως να προκαλούσε αλλοιώσεις στις μετρήσεις και στα συμπεράσματα της παρούσας εργασίας.

² Οι θερμοκρασίες που κυμαίνονται μεταξύ 80 $^{\circ}\text{C}$ - 105 $^{\circ}\text{C}$ δεν προκαλούν αντιδράσεις στα ορυκτά.

3.3 Κοκκομετρικές Αναλύσεις

3.3.1 Κοσκίνιση Δειγμάτων

Υπάρχουν πολλές μέθοδοι για τον προσδιορισμό του μεγέθους των σωματιδίων. Η καθεμία χρησιμοποιεί διαφορετική ιδιότητα του σωματιδίου προκειμένου να βρεθεί η διάμετρός του. Στην παρούσα εργασία χρησιμοποιήθηκε η μέθοδος της κοκκομετρικής ανάλυσης διότι μόνον αυτή μπορεί να δώσει ξεχωριστά δείγματα διαφόρων κλασμάτων μεγέθους για ορυκτολογική ανάλυση. Η κοσκίνιση είναι η πλέον διαδεδομένη και εύχρηστη μέθοδος κοκκομετρικής ανάλυσης. Τα εργαστηριακά κόσκινα είναι συνήθως στρογγυλής διαμέτρου 20 cm και ο πυθμένας τους αποτελείται από συρμάτινο πλέγμα με τετράγωνες ή στρογγυλές οπές. Κατά την κοσκίνιση, τα σωματίδια τοποθετούνται πάνω στο πλέγμα του κοσκίνου, δονούνται με κάποιο μηχανισμό και όσα από αυτά είναι μικρότερα από τους βρόχους του πλέγματος περνούν από το κόσκινο (Εικόνα 3.2).

Με τον τρόπο αυτό, το δείγμα χωρίζεται στο παραμένον κλάσμα επί του κοσκίνου, που αποτελείται από χονδρά σωματίδια και στο διερχόμενο κλάσμα, που αποτελείται από τα ψιλά σωματίδια. Εάν κριθεί απαραίτητο να χωριστεί το δείγμα σε περισσότερα κλάσματα διαφόρων μεγεθών, τότε γίνεται χρήση περισσότερων κοσκίνων σε διάταξη το ένα κάτω από το άλλο, των οποίων το άνοιγμα του βρόγχου μειώνεται από πάνω προς τα κάτω. Τέλος, κάτω από το κόσκινο με το μικρότερο άνοιγμα βρόγχου τοποθετείται ένα τυφλό ταψάκι ίδιας διαμέτρου με τα κόσκινα όπου συλλέγεται το πέρασμα του τελευταίου κοσκίνου. Κατά την κοσκίνιση γίνεται μια ταξινόμηση σε κάθε πλέγμα. Οι μεγαλύτεροι κόκκοι από το βρόγχο του πλέγματος παραμένουν επ' αυτού, ενώ οι λεπτότεροι περνούν στο επόμενο κόσκινο. Εδώ οι κόκκοι ταξινομούνται πάλι και οι μεγαλύτεροι από τον αντίστοιχο βρόγχο παραμένουν επί του νέου πλέγματος ενώ οι μικρότεροι περνούν στο επόμενο κόσκινο. Η διαδικασία της ταξινόμησης σε κάθε διαδοχικό κόσκινο συνεχίζεται μέχρι το τελευταίο, τα ψιλά που διέρχονται και από αυτό το κόσκινο συλλέγονται στο ταψάκι. Με τη διαδικασία αυτή χωρίζεται το αρχικό δείγμα σε περισσότερα κλάσματα που το καθένα χαρακτηρίζεται από το μέγεθος του ανοίγματος του βρόγχου από το οποίο πέρασε και από το άνοιγμα του βρόγχου επί του οποίου παρέμεινε.

Η κοσκίνιση μπορεί να γίνει εν ξηρό και εν υγρώ. Η υγρή κοσκίνιση έχει το πλεονέκτημα ότι σπάζει τα συσσωματώματα κόκκων και ξεπλένει τους μεγάλους κόκκους από τους μικρούς που συγκαταλέγονται επ' αυτών, έχει όμως το μειονέκτημα της ανάγκης αφυδάτωσης και ξήρανσης των δειγμάτων. Το κατώτερο μέγεθος κοσκίνησης είναι συνήθως 50 – 75 μm . Μετά το τέλος

της κοσκίνησης ζυγίζονται τα κλάσματα που παραμένουν σε κάθε κόσκινο, καθώς και το τελευταίο πέρασμα που συγκεντρώνεται στο ταψάκι (Σταμπολιάδης, 2008).

Στην παρούσα διπλωματικής η κοσκίνηση των δειγμάτων (ανω των 63 μm) έγινε σε 14 κλάσματα(κοσκίνα). Τα οποία για λόγους ευκολίας χωρίστηκαν σε δύο στάδια των 7 κοσκίνων.

- Στο πρώτο στάδιο η μηχανική κοσκίνηση είχε διάρκεια πέντε λεπτών(5min),
- Στο δεύτερο στάδιο η αντίστοιχη διάρκεια ήταν δέκα λεπτά (15 min).

1^η κοσκίνηση (5min)

Μέγεθος κοσκίνων (mm)						
8000	5600	4000	2830	2000	1400	1000

2^η κοσκίνηση (10 min)

Μέγεθος κοσκίνων (μm)							
710	500	355	250	180	125	90	63



Εικόνα 3.2 Μηχανισμός Ξηρής κοσκίνησης Εργαστηρίου Εμπλουτισμού, Πολυτεχνείου Κρήτης

3.3.2 Κοκκομετρική Ανάλυση με τη Μέθοδο Ανάλυσης Laser

Πέραν της κοκκομετρικής κατανομής που πραγματοποιήθηκε για το εναπομένοντα κλάσμα την υγρής κοσκίνησης, πραγματοποιήθηκε και κοκκομετρική ανάλυση στο δείγμα που πέρασε το κόσκινο των 63 μm κατά τη διαδικασία της υγρής και ξηρής κοσκίνησης και με τη μέθοδο κοκκομετρικού αναλυτή ακτίνων laser του Εργαστηρίου Εμπλουτισμού του Πολυτεχνείου Κρήτης.(Εικόνα 3.3).

Αυτή η μέθοδος έχει αναπτυχθεί τα τελευταία χρόνια και στηρίζεται στη σκέδαση ακτινών laser επί τεμαχιδίων διαφορετικού όγκου και δίδει την αντίστοιχη διάμετρο d_v . Αυτή η μέθοδος έχει ο πλεονέκτημα ότι είναι γρήγορη και αρκετά ακριβής ενώ το μειονέκτημά της είναι ότι η περιοχή μεγέθους που μπορεί να μετρήσει είναι από 1000 μm – 0,1 μm έτσι προορίζεται κυρίως για λεπτόκοκκα υλικά. (Σταμπολιάδης, 2008).

Η αρχή λειτουργίας του οργάνου βασίζεται στην εκτροπή ακτινών laser από την ευθεία πορεία τους, όταν αυτές προσπίπτουν σε κόκκους. Η γωνία εκτροπής εξαρτάται από το μέγεθος του κόκκου και συγκεκριμένα, όσο μεγαλύτερο είναι το μέγεθος τόσο μικρότερη είναι η γωνία εκτροπής και αντίστροφα.

Οι βασικές μονάδες από τις οποίες αποτελείται ο αναλυτής είναι:

1) Οπτική μονάδα μέτρησης που περιλαμβάνει

- Πομπό που περιλαμβάνει την πηγή του laser
- Δέκτη που περιλαμβάνει τον ανιχνευτή
- Το κελί μέτρησης
- Φακό

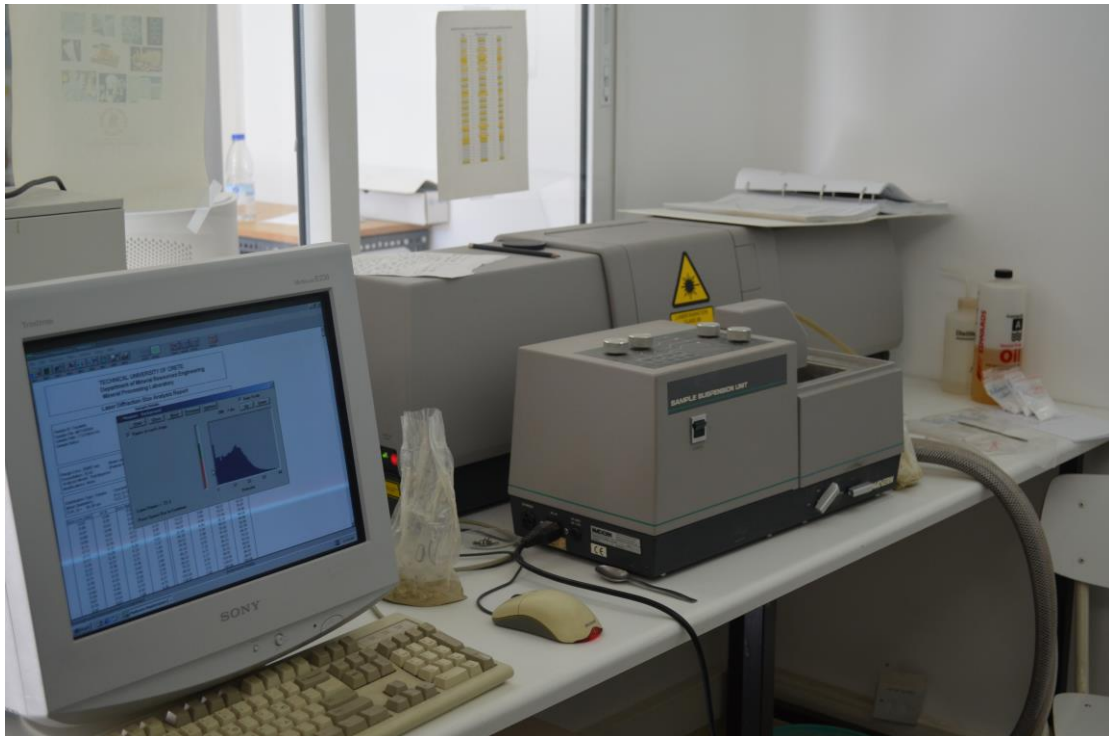
2) Μονάδα αιώρησης δείγματος

Στη μονάδα αυτή αναδεύεται το προς εξέταση υλικό μέσα σε νερό ή αλκοόλη. Επίσης περιλαμβάνει ένα σύστημα υπερήχων και ανάδευσης για τη διάσπαση των συσσωματωμάτων των κόκκων. Κατά τη

διάρκεια της μέτρησης το αιώρημα με τη βοήθεια αντλίας κυκλοφορεί συνεχώς μεταξύ του κελιού μέτρησης και της δεξαμενής.

3) Καταγραφικό μηχάνημα και λειτουργικό πρόγραμμα

Το λεπτόκοκκο υλικό, μετά την ξήρανση, μετρήθηκε με laser. Μία μικρή ποσότητα, περίπου 0,5 g, τοποθετήθηκε στο μηχάνημα. Στη συνέχεια, μετρήθηκε ο όγκος των κόκκων. Συνεπώς, τα αποτελέσματα έπρεπε να αναχθούν σε βάρος.



Εικόνα 3.3 Κοκκομετρικός αναλυτής ακτίνων laser του Εργαστηρίου Εμπλουτισμού του Πολυτεχνείου Κρήτης

3.4 Διαχωρισμός Βαρέων Ορυκτών

Με την ολοκλήρωση των κοκκομετρικών αναλύσεων σε κάθε δείγμα υλοποιήθηκε μια μέθοδος διαχωρισμού με βάση την πυκνότητα³. Για επιδεχθεί μια τέτοια μέθοδος διαχωρισμού χρησιμοποιήθηκε υγρό πυκνότητας ίση με 2,94 gr/cm³. Ποιο συγκεκριμένα το υγρό που χρησιμοποιήθηκε είναι το τετραβρωμοαιθάνιο. Αυτό έχει ως αποτέλεσμα τη συλλογή ορυκτών που έχουν πυκνότητα μεγαλύτερη από 2,94gr/cm³.

Συνηθίζεται στην συλλογή βαρέων ορυκτών να χρησιμοποιείτε το κοκκομετρικό κλάσμα μεταξύ 500 και 63 μm. Παρόλα αυτά το κοκκομετρικό κλάσμα το οποίο χρησιμοποιήθηκε και αναλύθηκε κατά την εκπόνηση της συγκεκριμένης διπλωματικής εργασίας ήταν μεταξύ 125-90 μm. Ο λόγος για τον οποίον επιλέχτηκε το συγκεκριμένο κλάσμα ήταν για λόγους περιορισμού στην επιλογή δειγμάτων.

3.4.1 Μεθοδολογία Διαχωρισμού Βαρέων Ορυκτών

Τα βήματα τα όποια ακολουθηθήκαν για τη συλλογή βαρέων ορυκτών είναι τα εξής:

- **Βήμα 1**

Επιλέχθηκαν τα δείγματα που ανήκαν στο κλάσμα των 90 μm, το βάρος των οποίων κυμαίνονταν μεταξύ 10 g-20 g⁴.

³ Για τον διαχωρισμό των βαρέων ορυκτών σημαντικό ρόλο παίζει η πυκνότητα, η οποία αποτελεί μια ιδιότητα διάγνωσης τους.
Ο διαδικασία γίνεται με βάση την αρχή της επιπλεύσεως ή της καταβύθισης τους με την χρήση βαρέων διαλυμάτων.

⁴ Το υλικό το οποίο τοποθετείται συνήθως στις συγκεκριμένες τεχνικές έχει βάρος 10g-30g

- **Βήμα 2**

Τοποθετήθηκαν 250ml Τετραβρωμοαιθάνιου ($\rho=2,94 \text{ gr/cm}^3$) σε κάθε μία χοάνη. Αξίζει να σημειωθεί ότι ο συνολικός αριθμός χοανών ημερήσιος που χρησιμοποιήθηκαν ήταν τέσσερις. Επίσης στο στάδιο αυτό για λόγους ασφάλειας κρίνεται απολύτως απαραίτητο η διαχωρισμοί να γίνονται σε καλή ποιότητας επαγωγούς , χρήση λαστιχένιων γαντιών ,ειδικών πλαστικών γυαλιών και μάσκας λόγο του ότι το συγκεκριμένο υγρό είναι επιβλαβές.

- **Βήμα 3**

Τοποθετείται και κατόπιν αναδεύεται το υλικό σε κάθε μια από της τέσσερις χοάνες. (Συνήθως πραγματοποιούνταν έως και τέσσερις αναδεύσεις ημερησίως). Τέλος, το μείγμα αφήνονταν 18 ώρες να ηρεμήσει.

- **Βήμα 4**

Μετά από 18 ώρες συλλέκτικαι το υλικό το οποίο κατακάθεται στο πυθμένα της εκάστοτε χοάνης. Στο στάδιο αυτό θα πρέπει για όσο το δυνατόν καλύτερη συλλογή ο χειριστής με πολύ λεπτούς χειρισμούς να διατηρήσει την βάνα ανοικτή τόσο όσο χρειάζεται για να μην εισέλθει ελαφρύτερο υλικό στο υπό μελέτη δείγμα. Το υλικό το οποίο συλλέκτικαι ξεπλένεται με καθαρή ακετόνη ώστε να απομακρυνθεί το τετραβρωμοαιθανιο από το κάθε δείγμα, αφήνεται σε συνθήκες περιβάλλοντος ώστε να εξατμιστεί η ακετόνη και εν συνεχεία ζυγίζεται και αποθηκεύεται σε αεροστεγές δοχείο.

- **Βήμα 5**

Μετά το πέρας των προαναφερόμενων βημάτων το υγρό το οποίο έχει μείνει στην κάθε χοάνη διηθείται και επαναχρησιμοποιείται . Και η χοάνη ξεπλένεται με καθαρή ακετόνη. Τέλος επισημαίνεται ότι πριν τοποθετηθεί στη χοάνη το Τετραβρωμοαιθάνιο θα πρέπει το να μετριέται η πυκνότητα του ($\rho=2.94 \text{ gr/cm}^3$) με την χρήση ειδικού οργάνου (πυκνόμετρο) για να αποφευχθεί κάθε



Εικόνα 3.4 Πειραματική διαδικασία για την συλλογή βαρέων ορυκτών

Συγκεντρωτικές εικόνες από τη πειραματική διαδικασία: Α) Αριστερά παρουσιάζεται το δοχείο που περιέχει το βαρύ υγρό Β) παρουσίαση του πυκνομέτρου Γ) Στην τρίτη εικόνα παρουσιάζονται οι χοάνες μέσα στις οποίες τοποθετήθηκε το δείγμα για το διαχωρισμό Δ) Διαδικασία της ανάδευσης Ε) το υλικό που καθιζάνει και πρέπει να συλλεχθεί Ζ) Συλλογή υλικού για να ξεπλυθεί με ακετόνη. Η) Ζύγιση του υλικού πριν αυτό αποθηκευτεί σε αεροστεγές δοχείο

3.6 ΠΟΙΟΤΙΚΗ ΚΑΙ ΠΟΣΟΤΙΚΗ ΑΝΑΛΥΣΗ ΒΑΡΕΩΝ ΟΡΥΚΤΩΝ

Η κλασική μέθοδος που ακολουθείται για τον ποιοτικό και ποσοτικό προσδιορισμό των βαρέων ορυκτών είναι αρχικά η αναγνώρισή τους με δυοφθάλμιο στερεοσκόπιο και στη συνέχεια η καταμέτρηση 300-500 κόκκων. Η κλασική αυτή μέθοδος πέραν του ότι είναι χρονοβόρος απαιτεί πολύ καλές ορυκτολογικές γνώσεις για την αναγνώριση των ορυκτών συναθροίσεων των βαρέων ορυκτών. Πρόσφατα έχουν αναπτυχθεί μέθοδοι ημιποσοτικής προσέγγισης για πολύ μεγάλο αριθμό δειγμάτων Tsikouras et al. (2011) που υποστηρίζονται από συνέργια υπερταχέως ηλεκτρονικού μικροσκοπίου, φασματομέτρου και υπολογιστικού λογισμικού. Ανάμεσα στις δύο αυτές ακραίες περιπτώσεις, η ποιοτική και (ημι)ποσοτική προσέγγιση των βαρέων ορυκτών με τη μέθοδο της περιθλασιμετρίας ακτίνων X αποτελεί μια ασφαλής ενδιάμεση οδός. (Πολυχρονάκης, 2015).

Όσον αφορά την παρούσα μελέτη πραγματοποιήθηκε (ημι)ποσοτική προσέγγιση βαρέων ορυκτών με την μέθοδο περιθλασιμετρίας ακτίνων X. Τα ακτινογραφήματα τα οποία προέκυψαν αξιολογήθηκαν και (ημι)ποσοτικοποιήθηκαν με την χρήση του προγράμματος EVA.

3.6.1 Περιθλασιμετρία Ακτίνων X

Με τη μέθοδο της περιθλασιμετρίας ακτίνων X είναι δυνατή η απευθείας μέτρηση των γωνιών και των εντάσεων των ανακλάσεων των ακτίνων X που προσπίπτουν πάνω σε ένα παρασκευάσμα κρυσταλλικής σκόνης. Το δείγμα βρίσκεται σε ένα μεταλλικό ή πλαστικό πλακίδιο με τέτοιο τρόπο ώστε να σχηματίζει επίπεδη επιφάνεια. Το πλακίδιο αυτό τοποθετείται στο δειγματοφορέα του γωνιομέτρου του περιθλασιμέτρου ο οποίος βρίσκεται στο κέντρο ενός κύκλου που διαγράφειο απαριθμητής των ακτίνων X. Ταυτόχρονα περιστρέφεται ο απαριθμητής με σταθερή γωνιακή ταχύτητα και το επίπεδο του δείγματος με τη μισή τιμή της γωνιακής ταχύτητας του απαριθμητή. Η ταυτόχρονη μετατόπιση του απαριθμητή και η περιστροφή του δείγματος έχει σαν αποτέλεσμα ο πρώτος να σχηματίζει την ίδια γωνία ως προς το επίπεδο του δείγματος με το σημείο εξόδου των ακτίνων X της λυχνίας. 28 Με τον τρόπο αυτό είναι δυνατή η καταγραφή της ακτινοβολίας που περιθλάται στους κρυσταλλικούς

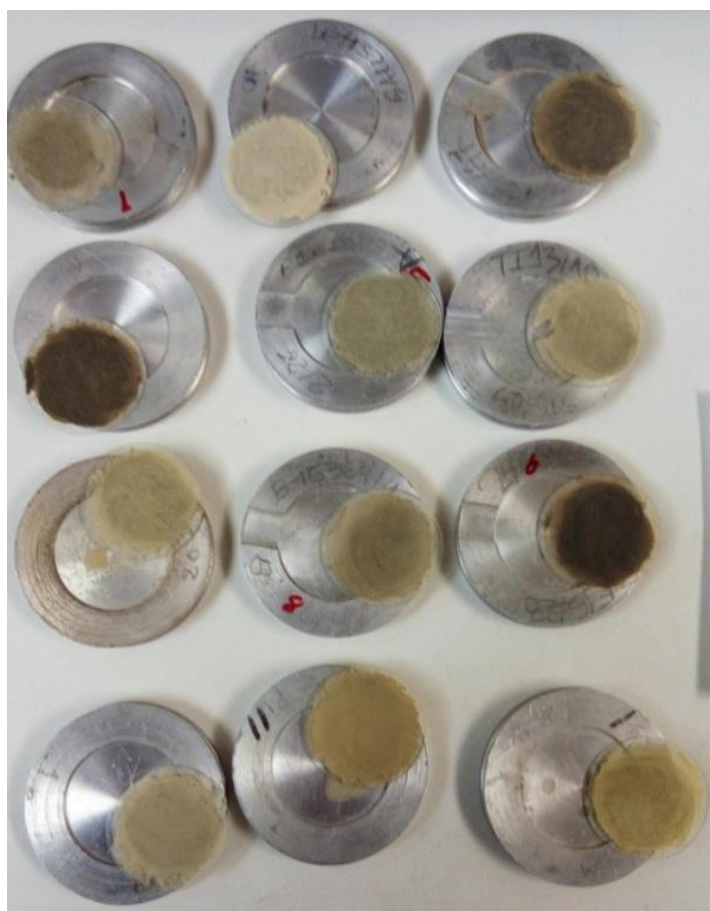
κόκκους του δείγματος που βρίσκονται σε τέτοια γωνία ως προς την κατεύθυνση της δέσμης των ακτίνων X , που προέρχονται από τη λυχνία [5]. Το φαινόμενο της περίθλασης ακτίνων X διέπεται από το νόμο του Bragg: $n \cdot \lambda = 2 \cdot d \cdot \sin\theta$ (3.6) όπου, n : τάξη ανάκλασης λ : μήκος κύματος θ : γωνία πρόσπτωσης d : πλεγματική απόσταση των επιπέδων ανάκλασης του κρυστάλλου. Στην περιθλασιμετρία ακτίνων X , το ζητούμενο μέγεθος είναι το d , γνωστό μέγεθος το λ και μετρούμενο μέγεθος το 2θ . (εντός Παναγιωταρά Α. Ελένη-Μαρία 2008)



Εικόνα 3.5 Περιθλασίμετρο ακτίνων – X (XRD) του εργαστηρίου Γενικής και Τεχνικής Ορυκτολογίας του Πολυτεχνείου Κρήτης

3.6.2 Προετοιμασία Δειγμάτων για Ορυκτολογική Εξέταση

Η ορυκτολογική εξέταση των 27 συνολικά δειγμάτων έγινε στο Εργαστήριο Γενικής και Τεχνικής Ορυκτολογίας του Πολυτεχνείου Κρήτης με τη χρήση περιθλασίμετρου ακτίνων X (XRD: X-Ray-Diffraction Analysis). Η διαδικασία ξεκινά με λειοτρίβηση σε αχάτη ως ότου η κοκκομετρία των δειγμάτων να φτάσει τα 45μm. Ποσότητα από κάθε δείγμα τοποθετείται χωριστά, σε λεπτούς γυάλινος δειγματοφορείς⁵ με χρήση ακετόνης, ώστε να "κολλήσει" το υλικό στην επιφάνειά τους. Τέλος τα δείγματα τοποθετούνται στο περιθλασιόμετρο ακτίνων X.



Εικόνα 3.6 Προετοιμασία δειγμάτων βαρέων ορυκτών για ανάλυση με τη μέθοδο της περιθλασιμετρίας ακτίνων X

⁵ Η χρήση των γυάλινων δειγματοφορέων έγινε λόγω της ελάχιστης ποσότητας του υλικού των δειγμάτων. Επίσης θα μπορούσαν να χρησιμοποιηθούν ειδικοί δειγματοφορείς από πυρίτιο (Zero Background sample holders) με τους οποίους παίρνουμε μετρήσεις με χαμηλό background.

3.6.3 Ιζηματολογικές Αναλύσεις

Από τα στοιχεία που εξήχθησαν από τις κοκκομετρικές αναλύσεις κατασκευάστηκαν οι αθροιστικές κοκκομετρικές καμπύλες έπειτα καθορίστηκε ο λιθολογικός χαρακτήρας των ιζημάτων με την ταξινόμηση κατά Folk & Ward(1970). Και εν συνεχεία υπολογίστηκαν οι στατιστικές παράμετροι (διάμεσος Md, αριθμητικός μέσος Mz, τυπική απόκλιση σί, ασυμμετρία, και κύρτωση).

Πίνακας 3.1 Ταξινόμηση των κόκκων.

Μέγεθος κόκκων	Ταξινόμηση με βάση το μέγεθος των κόκκων	
>2mm	Κροκάλες - χαλίκια	
2mm – 0.0625 mm	Άμμος (sand)	
0.0625mm –0.0020 mm	Ιλύς (silt)	Πηλός (mud) = Άργιλος (clay)+50% (silt)
<0.0020 mm	Άργιλος (clay)	

Πίνακας 3.2 Στατιστικές Παράμετροι (από Κοντόπουλος, 2007)

ΣΤΑΤΙΣΤΙΚΕΣ ΠΑΡΑΜΕΤΡΟΙ	ΤΥΠΟΙ ΣΤΑΤΙΣΤΙΚΩΝ ΠΑΡΑΜΕΤΡΩΝ
<i>Διάμεσος Md</i>	Φ_{50}
<i>Αριθμητικός Μέσος Mz</i>	$(\Phi_{16} + \Phi_{50} + \Phi_{84})/3$
<i>Τυπική Απόκλιση σG</i>	$(\Phi_{84} - \Phi_{16})/2$
<i>Τυπική Απόκλιση σί</i>	$((\Phi_{84} - \Phi_{16})/4) + ((\Phi_{95} - \Phi_5)/6,6)$
<i>Ασσυμμετρία SK1</i>	$((\Phi_{16} + \Phi_{84} - 2 * \Phi_{50}) / (2 * (\Phi_{84} - \Phi_{16}))) + ((\Phi_5 + \Phi_{95} - 2 * \Phi_{50}) / (2 * (\Phi_{95} - \Phi_5)))$

➤ Διάμεσος (Median, Md)

Το 50% κατά βάρος των κομματιών είναι χονδρότερα από τη διάμεσο και το 50% λεπτότερα από αυτήν. Η διάμεσος είναι η διάμετρος που αντιστοιχεί στο σημείο της αθροιστικής καμπύλης 50% και μπορεί να εκφραστεί είτε σε mm είτε σε τιμές ϕ .

➤ **Αριθμητικός Μέσος (Mean size)**

Ο Inman πρότεινε τη φόρμουλα $(\phi_{16} + \phi_{84})/2$ για τον αριθμητικό μέσο, αλλά ο τύπος αυτός δεν είναι αποτελεσματικός σε ασύμμετρες καμπύλες. Ο Γραφικός Μέσος (graphic mean) (MZ) κατά Folk που δίνεται από τη φόρμουλα $MZ = (\phi_{16} + \phi_{50} + \phi_{84})/3$ είναι πολύ πιο κοντά στο μέσο που δίνει η μέθοδος των ροπών και δίνει πιο πιστή συνολική εικόνα της κατανομής σε σχέση με τη διάμεσο μια και είναι στηριγμένη σε τρία σημεία.

➤ **Τυπική απόκλιση (Standard Deviation)**

Η σταθερή απόκλιση εκφράζει την ομοιομορφία ή ταξιθέτηση (sorting) των ιζημάτων. Η φόρμουλα κατά Inman $(\phi_{84} - \phi_{16})/2$ δίνει την γραφική σταθερή απόκλιση σ_G (graphic standard deviation).

➤ **Ασυμμετρία (skewness / asymmetry)**

Όταν οι τιμές μιας μεταβλητής δεν ισαπέχουν από το σημείο της μέγιστης συχνότητας (επικρατούσα τιμή ή τύπος = Mode) και πάντα από τη μια πλευρά του σημείου μέγιστης συχνότητας (Mode) υπάρχει μεγαλύτερος αριθμός συχνοτήτων σε σχέση προς την άλλη πλευρά του, τότε η καμπύλη είναι ασύμμετρη.

➤ **Κύρτωση (Kurtosis ή peakedness)**

Η κύρτωση μετρά την αναλογία μεταξύ της διασποράς των τιμών (sorting) στα άκρα και της διασποράς των τιμών στην κεντρική περιοχή της κατανομής, δηλαδή αναφέρεται στο βαθμό συγκέντρωσης των τιμών της μεταβλητής γύρω από το μέσον και τα άκρα (“tails”) της κατανομής.

➤ **Επικρατούσα τιμή (Mode)**

Η επικρατούσα τιμή δηλώνει την διάμετρο εκείνη που παρουσιάζει την πιο μεγάλη συχνότητα απάντησης. Αντιστοιχεί στο πιο απότομο σημείο της αθροιστικής καμπύλης και στο υψηλότερο σημείο πάνω στην καμπύλη συχνοτήτων(από Κοντόπουλος, 2007).

ΚΕΦΑΛΑΙΟ 4

ΑΠΟΤΕΛΕΣΜΑΤΑ

Στο κεφάλαιο αυτό παρατίθενται τα αποτελέσματα που προέκυψαν από την πειραματική διαδικασία

4.1 Αποτελέσματα διαχωρισμού μέσω βαρέως υγρού

Ανατολική Μεσσαρά

➤ Περιοχή Αρκαλοχώρι - Μάρθα

Πίνακας 4.1 Ποσοστό βαρέων ορυκτών στην περιοχή Αρκαλοχώρι - Μάρθα

Δείγμα	Αρχικό βάρος (125-90 μm) (g)	Βάρος χρήσης (g)	Βάρος βαρέων ορυκτών (g)	Ποσοστό (%)
AM4	34.32	20	0.0742	0.371
AM5	26.9	20	0.0612	0.306
AM6(Γ)	10.14	10.14	0.0754	0.745
AM7	17.43	17.43	0.2156	1.237
AM8	18.62	18.62	0.0557	0.299
AM10	27.86	20	0.0865	0.432
AM12	17.52	17.52	0.0073	0.0417
AM15	30.73	20	0.0519	0.259
AM16	16.12	16.12	0.0754	0.468
AM17	13.13	13.13	0.0163	0.124
AM25B	13,13	13,13	0,0163	0,124

➤ Περιοχή Καστελιανά

Πίνακας 4.2 Ποσοστό βαρέων ορυκτών στην περιοχή Καστελιανά

Δείγμα	Αρχικό βάρος (125-90 μm) (g)	Βάρος χρήσης (g)	Βάρος βαρέων ορυκτών (g)	Ποσοστό (%)
KAS 2	31.37	20	0.0134	0.067
KAS 3	16.68	16.68	1.814	10.87529976
KAS 5	12.2	12.2	0.286	2.344262295
KAS 7	13.36	13.36	1.6729	12.52170659

➤ Περιοχή Δουλί

Πίνακας 4.3 Ποσοστό βαρέων ορυκτών στην περιοχή Δουλί

Δείγμα	Αρχικό βάρος (125-90 μm) (g)	Βάρος χρήσης (g)	Βάρος βαρέων ορυκτών (g)	Ποσοστό (%)
DOUL 2	26.14	20	0.0976	0.488
DOUL 2_2	24.21	20	0.0051	0.0255
DOUL 3_2	71.89	20	0.038	0.19

➤ Περιοχή Τεφέλι

Πίνακας 4.4 Ποσοστό βαρέων ορυκτών στην περιοχή Τεφέλι

Δείγμα	Αρχικό βάρος (125-90 μm) (g)	Βάρος χρήσης (g)	Βάρος βαρέων ορυκτών (g)	Ποσοστό (%)
TEFP 2	41,73	20	0,0181	0,0905
TEFP 4	41.57	20	0.0106	0.053
TEFP 5	21.45	20	0.0854	0.427

➤ Περιοχή Δεμάτι

Πίνακας 4.5 Ποσοστό βαρέων ορυκτών στην περιοχή Δεμάτι

Δείγμα	Αρχικό βάρος (125-90 μm) (g)	Βάρος χρήσης (g)	Βάρος βαρέων ορυκτών (g)	Ποσοστό (%)
DEM 11	25.26	20	0.0354	0.177

Δυτική Μεσσαρά

➤ Περιοχή Πομπία

Πίνακας 4.6 Ποσοστό βαρέων ορυκτών στην περιοχή Πομπία

Δείγμα	Αρχικό βάρος (125-90 μm) (g)	Βάρος χρήσης (g)	Βάρος βαρέων ορυκτών (g)	Ποσοστό (%)
ROM4(A)	20,07	20	0,0193	0,0965
ROM 4(B)	18.21	18.21	0.0182	0.099945085

➤ Περιοχή Φανερωμένης

Πίνακας 4.7 Ποσοστό βαρέων ορυκτών στην περιοχή Φανερωμένη

Δείγμα	Αρχικό βάρος (125-90 μm) (g)	Βάρος χρήσης (g)	Βάρος βαρέων ορυκτών (g)	Ποσοστό (%)
FAN 28	10.55	10.55	0.0125	0.12
FAN 29	40.4	20	0.139	0.70

➤ Περιοχή Σίβας

Πίνακας 4.8 Ποσοστό βαρέων ορυκτών στην περιοχή Σίβας

Δείγμα	Αρχικό βάρος (125-90 μm) (g)	Βάρος χρήσης (g)	Βάρος βαρέων ορυκτών (g)	Ποσοστό (%)
SIV 2	46.12	20	0.0912	0.456

Αποτελέσματα της ποιοτικής και (ημι)ποσοτικής ανάλυσης των δειγμάτων. Οι αριθμοί αντιπροσωπεύουν την επί τοις % συμμετοχή του κάθε ορυκτού σύμφωνα με το πρόγραμμα EVA

Περιοχές Ανατολικής Μεσσάρας

➤ Περιοχή Αρκαλοχώρι

Πίνακας 4.9 Αποτελέσματα της ποιοτικής και (ημι)ποσοτικής ανάλυσης βαρέων ορυκτών στην περιοχή Αρκαλοχώρι - Μάρθα

Δείγμα	Amphibole	graptolite	Tchernak	Chloritoid	Quartz low	Epidote	Zircon	Brucite	zincrochro	Clinoclone	Tremolite	Rutile syn	Chromite	Hedenberg	Perovskite	Spinel	albite calci	Mangesiur	Talc	Hematite	Muscovite	Dolomite	Chlorite, ch	Magnetite	Mica	Diaspore
AM 4	14,2	11,7	15,8	9,5	8,3	23,6	5,3	0	0	0	0	10,1	0	0	0	1,5	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
AM 5	0	0	0	16,2	12,5	38,6	4,7	11,8	7,7	0	0	8,5	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
AM 6 @	0	0	0	7,6	6,3	34,5	0	0	0	14	12,2	4,1	3,3	14	3,9	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
AM 8	16,9	0	0	13,8	8,2	31,8	5,5	0	0	14,1	0	7,3	0	0	0	2,4	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
AM 15	0	0	0	0	9,3	17,1	0	0	0	23,1	0	0	0	0	0	0	28,8	5,7	10,4	5,6	0	0	0	0	0	0
AM 16	0	0	0	0	8,7	49,1	0	0	0	15,2	0	5	0	18,5	0	0	0	0	0	0	0	0	0	3,5	0	0
AM 17	0	0	0	0	6,9	32,6	3,3	0	0	12,6	0	8,5	0	0	0	0	0	0	0	0	36,2	0	0	0	0	0
AM 25 B	0	0	0	0	13,2	46,5	0	16,3	0	0	0	12,4	0	0	0	0	0	0	0	0	0	11,5	0	0	0	0
AM 7	20,2	0	0	12,7	8,3	30,8	0	0	0	0	0	5,4	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	20,7	2,8	0	0
AM 10	0	0	0	0	13,2	59,9	0	15,5	0	0	0	11,5	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
AM 12	8,6	0	0	10,7	5,6	23,8	0	0	0	11,1	0	4	0	11	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	11,5	13,7
arthrisma	59,9	11,7	15,8	70,5	100,5	388,3	18,8	43,6	7,7	90,1	12,2	76,8	3,3	43,5	3,9	3,9	28,8	5,7	10,4	5,6	36,2	11,5	20,7	6,3	11,5	13,7

➤ Περιοχή Δουλί

Πίνακας 4.10 Αποτελέσματα της ποιοτικής και (ημι)ποσοτικής ανάλυσης βαρέων ορυκτών στην περιοχή Δουλί

Στήλη1	Clinochlore	Muscovite	Amphibole	Chloritoid	Quartz low	Rutile	Epidote	Biotite	Magnesite
Doul 2	16,1	16,8	16,3	22,9	6,9	4,3	16,8	0	0
Doul 2-2	0	0	0	56,9	18,8	0	0	24,2	0
Doul 3-2	0	0	0	0	16,5	11,4	53	0	18,9

➤ Περιοχή Καστελλιανά

Πίνακας 4.11 Αποτελέσματα της ποιοτικής και (ημι)ποσοτικής ανάλυσης βαρέων ορυκτών στην περιοχή Καστελλιανά

Δείγμα	Chamosite	Chloritoid	Rutile	Muscovite	Quartz low	Anorthite sodia	Actinolite	Clinochlore	Amphibole	Epidote
KAS 2	0	15,3	3,4	21,1	6,2	0	0	14,4	21,4	18,2
KAS 3	0	0	4,5	0	8,4	0	19,6	2,9	0	64,5
KAS 5	3	0	4,1	0	4,8	25,2	8,7	0	0	54,3
KAS 7	0	0	3,6	0	5,5	0	0	12,8	25	53,1

➤ Περιοχή Τεφέλι

Πίνακας 4.12 Αποτελέσματα της ποιοτικής και (ημι)ποσοτικής ανάλυσης βαρέων ορυκτών στην περιοχή Τεφέλης

Δείγμα	Chlorite chromian	Muscovite magnesian	Amphibole	Chloritoid	Quartz low	Epidote	Rutile syn	Clinochlore	Muscovite
TEFP2	0	0	0	17,6	7	19,7	0	22	33,7
TEFP4	25,6	18,1	11,9	15,9	6,3	17,6	4,6	0	0
TEFP5	0	0	15,3	12,9	8,1	42,1	7,5	14	0

➤ Περιοχή Δεμάτι

Πίνακας 4.13 Αποτελέσματα της ποιοτικής και (ημι)ποσοτικής ανάλυσης βαρέων ορυκτών στην περιοχή Δεμάτι.

Δείγμα	Clinochlore	Spinel	Anatase	Quartz low	Rutile syn	Epidote ferric	Diaspore
Dem 11	18,8	2,8	4,7	12,6	10	31	20

Περιοχές Δυτικής Μεσσαράς

➤ Περιοχή Πομπιά

Πίνακας 4.14 Αποτελέσματα της ποιοτικής και (ημι)ποσοτικής ανάλυσης βαρέων ορυκτών στην περιοχή Πομπιά

Δείγμα	Zircon	Quartz low	Rutile, syn	Epidote	Muscovite
POM 4 b	10,3	19,3	15,3	55,1	0
POM 4 a	6,7	10,7	10,1	39,4	33

➤ Περιοχή Φανερωμένης

Πίνακας 3 .15 Αποτελέσματα της ποιοτικής και (ημι)ποσοτικής ανάλυσης βαρέων ορυκτών στην περιοχή Φανερωμένη

Δείγμα	Amphibole	Clinochlore	Quartz	Magnesiohornblende	Epidote	Rutile
FAN 28	72	28	0	0	0	0
FAN 29	0	13,5	5,3	55,6	21,5	4,1

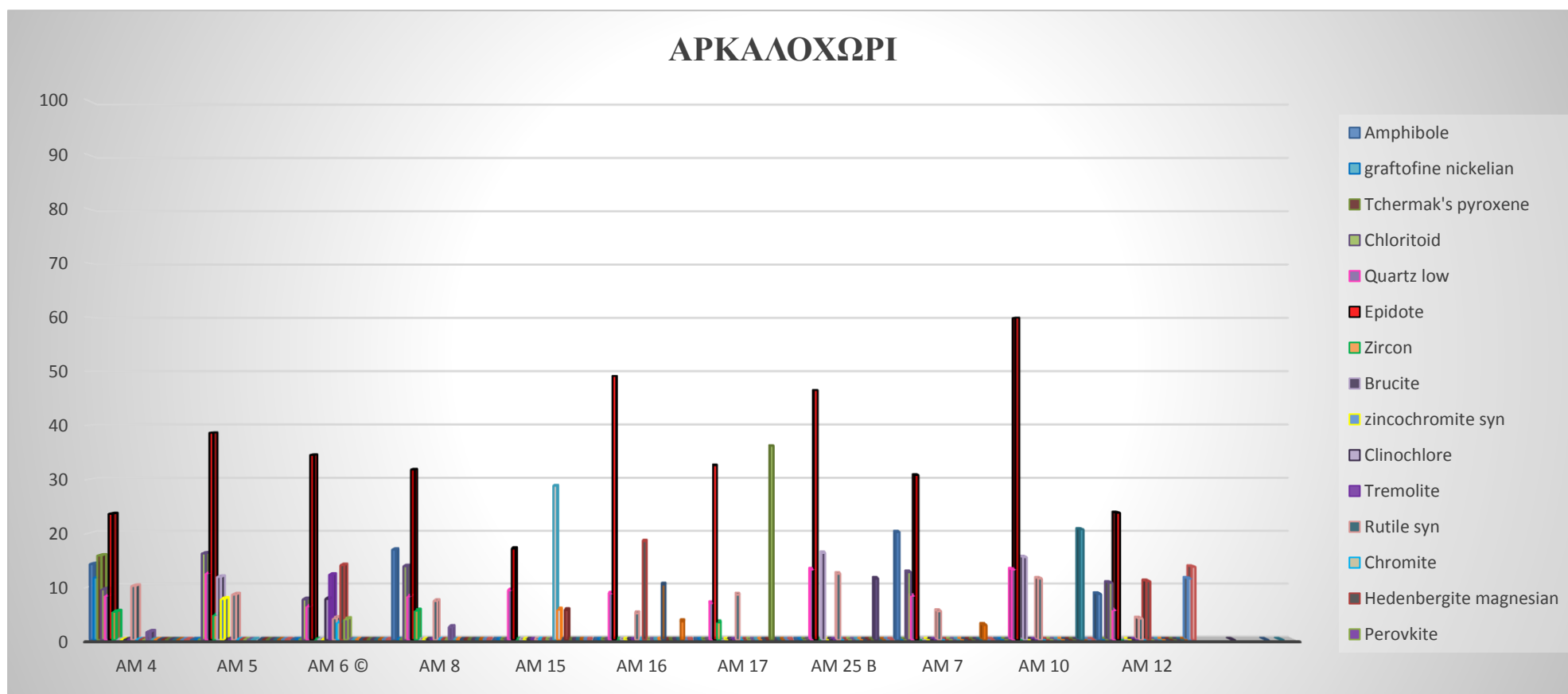
➤ Περιοχή Σίβας

Πίνακας 4.16 Αποτελέσματα της ποιοτικής και (ημι)ποσοτικής ανάλυσης βαρέων ορυκτών στην περιοχή Σίβας

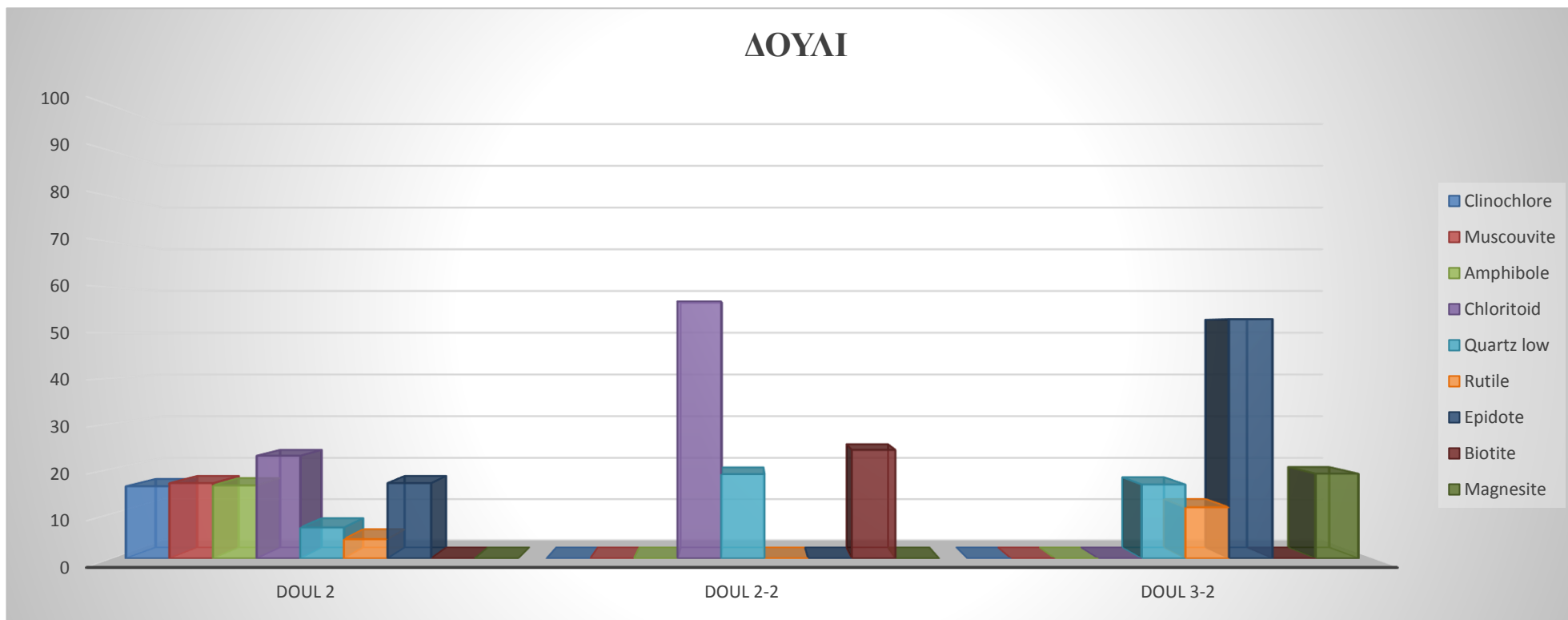
Δείγμα	Actinolite	Epidote	Quartz,syn
siv 2	29.5	53.4	17.1

Περιοχές Ανατολικής Μεσσαράς

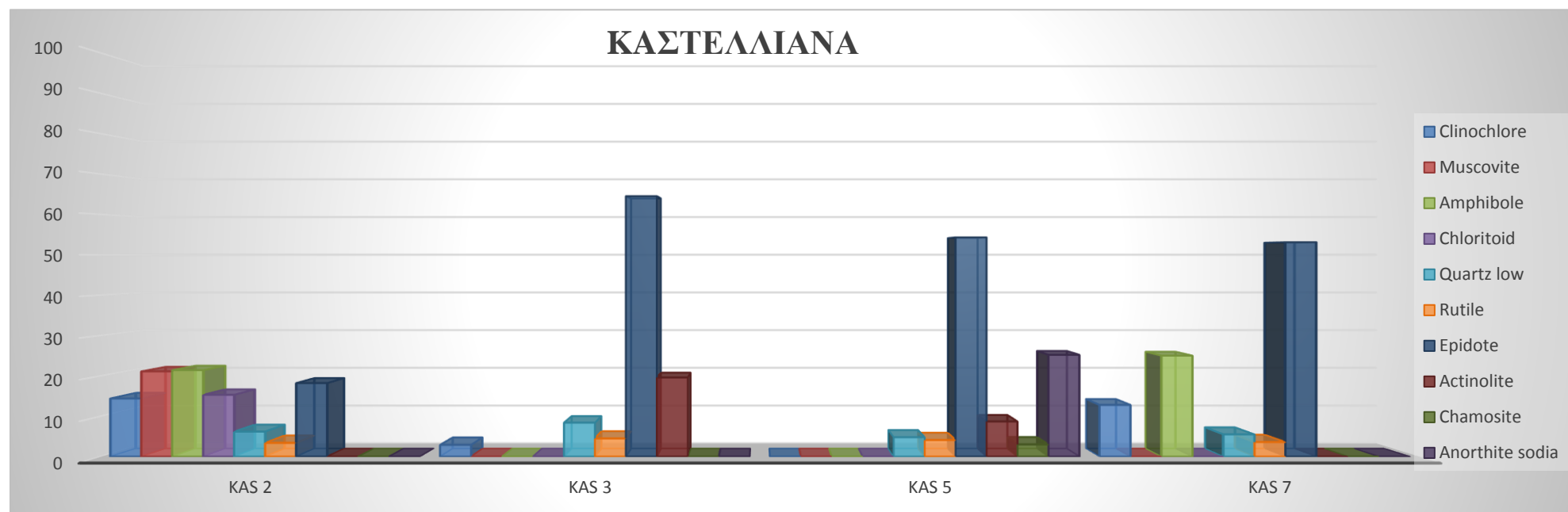
Εικόνα 4.1 Ραβδόγραμμα ποιοτικής και (ημι)ποσοτικής ανάλυσης βαρέων ορυκτών στην περιοχή Αρκαλοχώρι



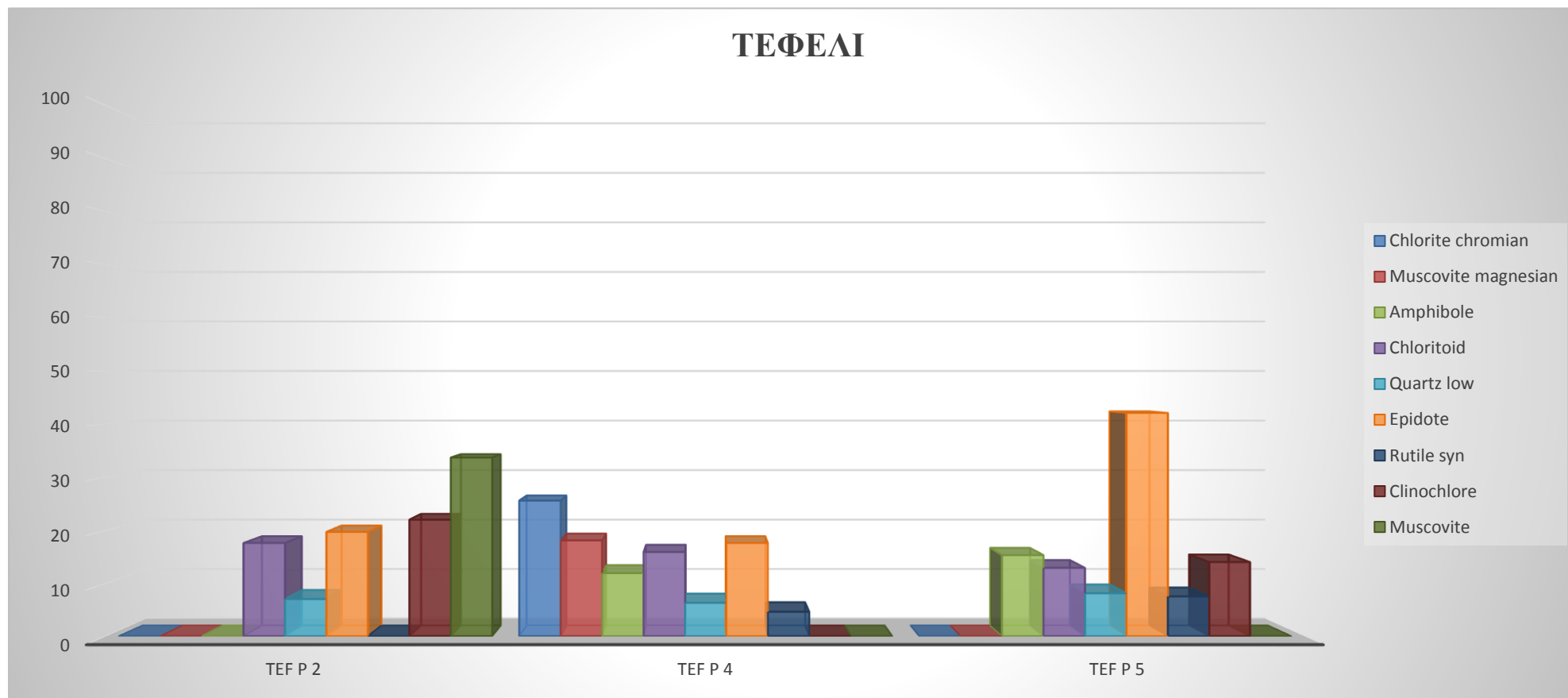
Εικόνα 4.2 Συγκεντρωτικό ραβδόγραμμα ποιοτικής και (ημι)ποσοτικής ανάλυσης βαρέων ορυκτών στην περιοχή Δουλι



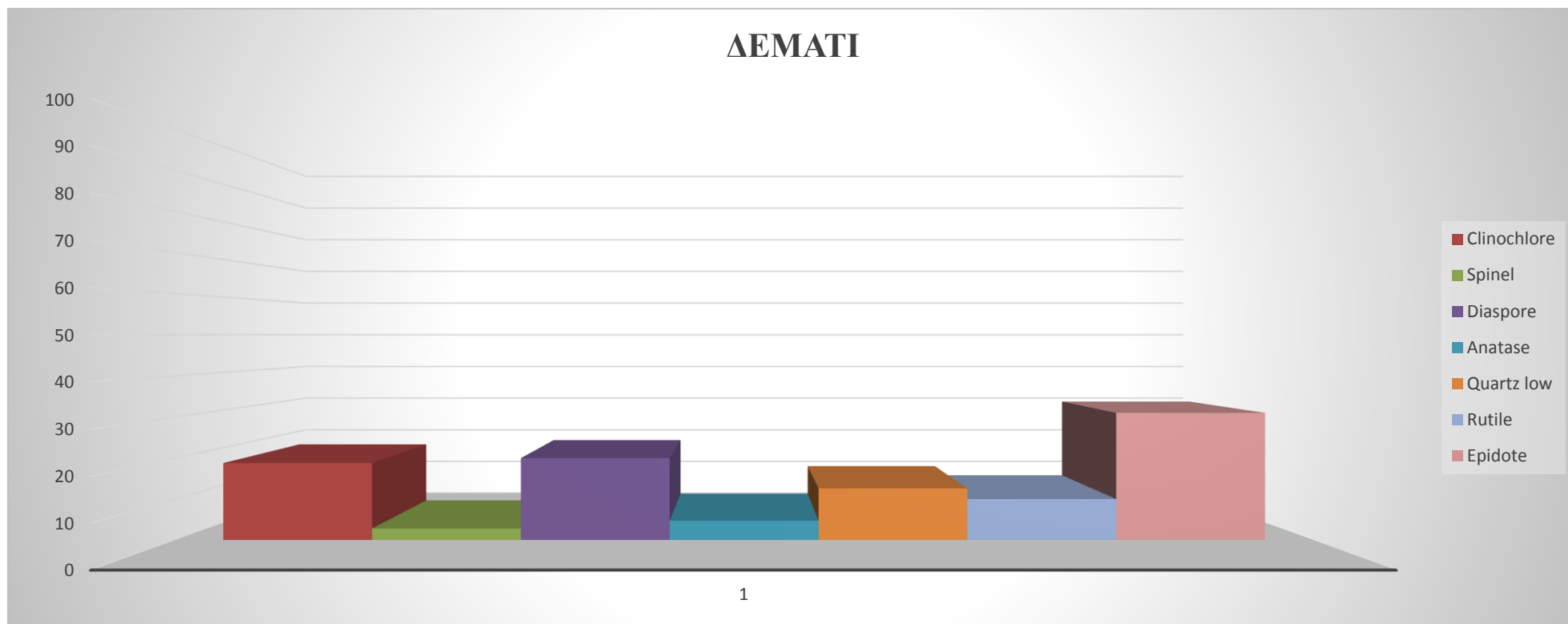
Εικόνα 4.3 Ραβδόγραμμα ποιοτικής και (ημι)ποσοτικής ανάλυσης βαρέων ορυκτών στην περιοχή Καστελλιάνα



Εικόνα 4.4 Ραβδόγραμμα ποιοτικής και (ημι)ποσοτικής ανάλυσης βαρέων ορυκτών στην περιοχή Τεφέλι

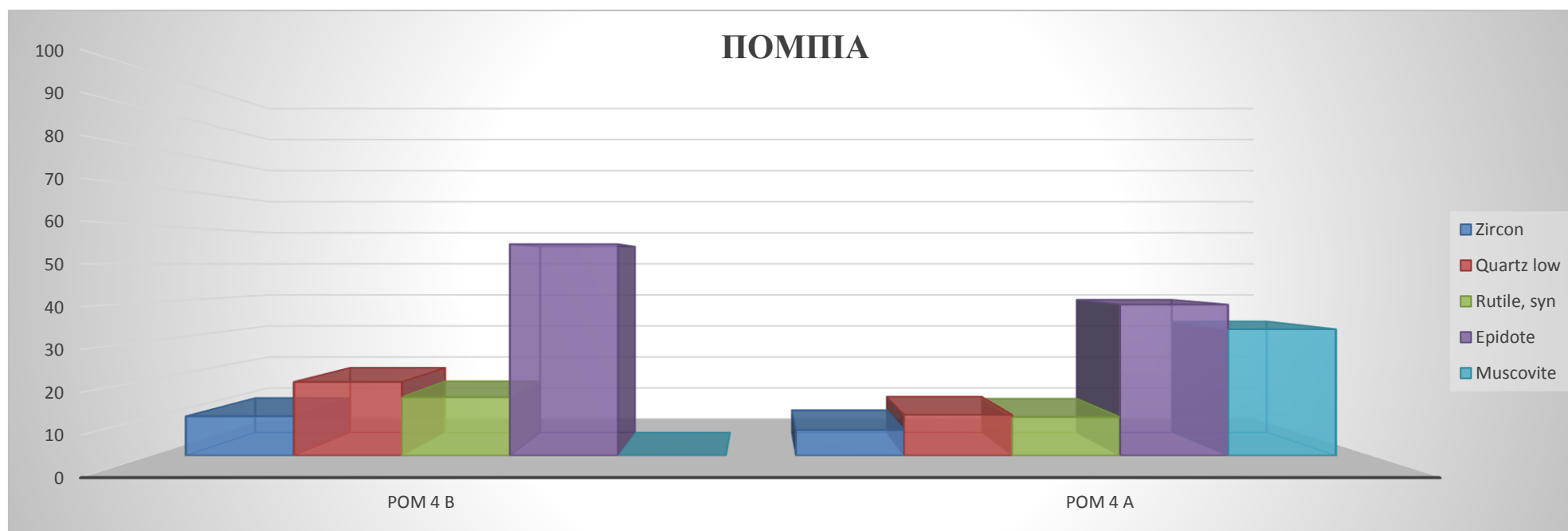


Εικόνα 4.5 Ραβδόγραμμα ποιοτικής και (ημι)ποσοτικής ανάλυσης βαρέων ορυκτών στην περιοχή Λεμάτι

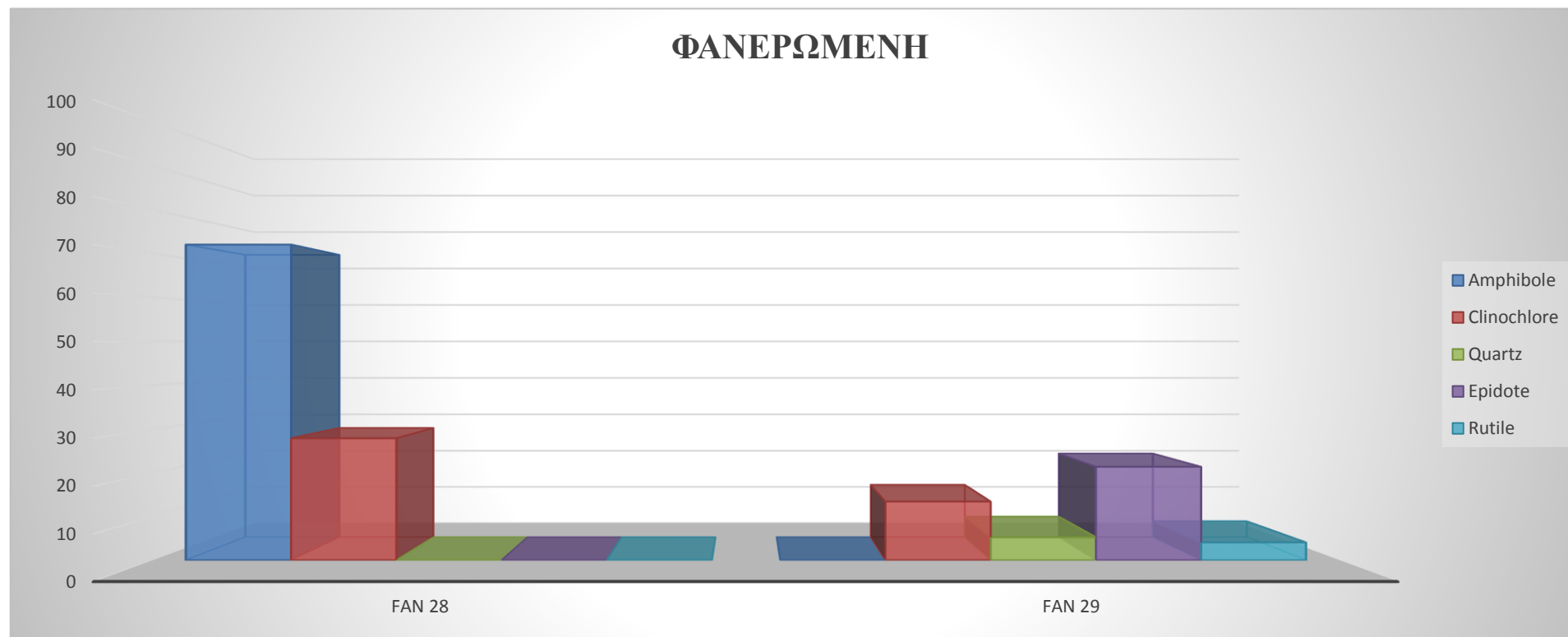


Περιοχές Δυτικής Μεσσαράς

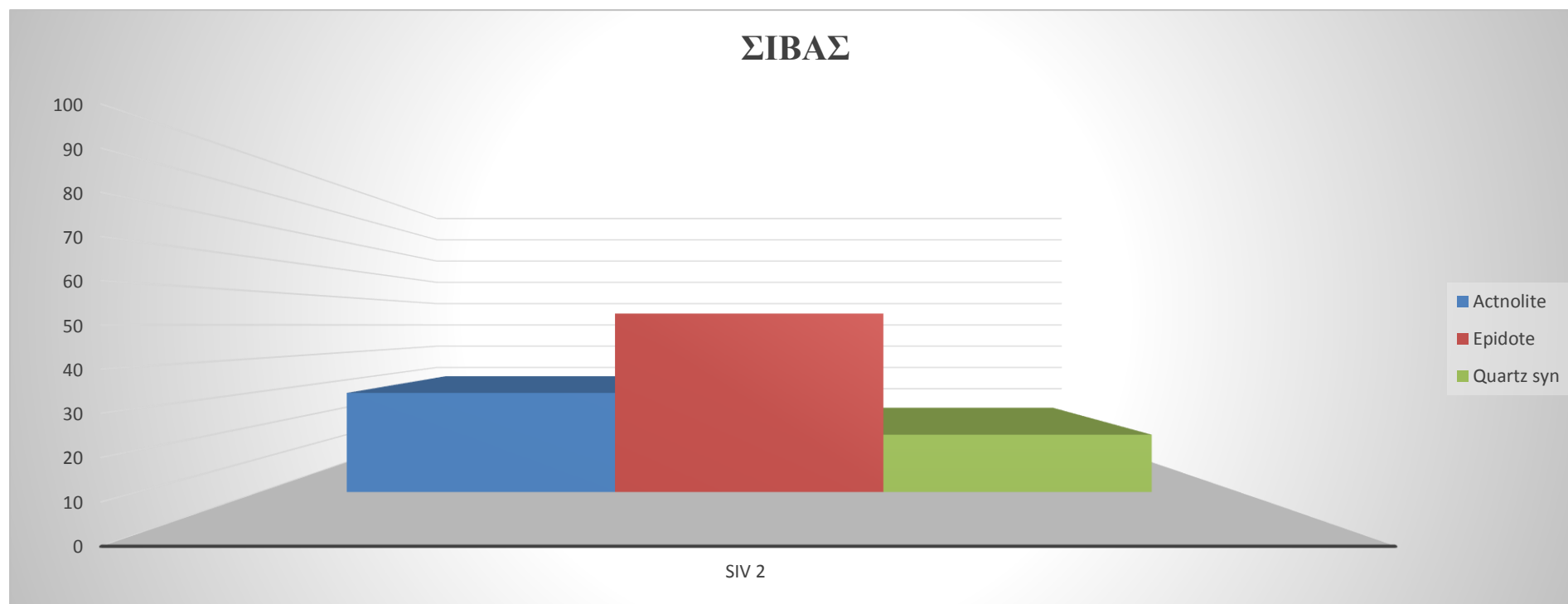
Εικόνα 4.6 Συγκεντρωτικό Ραβδόγραμμα ποιοτικής και (ημι)ποσοτικής ανάλυσης βαρέων ορυκτών στην περιοχή Πομπία



Εικόνα 4.7 Ραβδόγραμμα ποιοτικής και (ημι)ποσοτικής ανάλυσης βαρέων ορυκτών στην περιοχή Φανερωμένη



Εικόνα 4.8 Ραβδόγραμμα ποιοτικής και (ημι)ποσοτικής ανάλυσης βαρέων ορυκτών στην περιοχή Σίβας



4.2 Αποτελέσματα Ιζηματολογικών Αναλύσεων

Στην ενότητα αυτήν παρατίθενται τα αποτελέσματα των Ιζηματολογικών αναλύσεων. Με βάση τα αποτελέσματα από τα τρίγωνα κατά Folk (1974), οι στατιστικές παράμετροι καθώς επίσης και οι καμπύλες των αθροιστικών κατανομών.

Πίνακας 4.17 Χαρακτηρισμός κοκκομετρικών παραμέτρων

ΔΕΙΓΜΑ	ΤΑΞΙΘΕΤΗΣΗ	ΑΣΣΥΜΕΤΡΙΑ	ΚΥΡΤΩΣΗ
Περιοχή Αρκαλοχώρι			
AM4	Φτωχή ταξιθέτηση	Θετική ασυμμετρία	Πολύ λεπτόκυρτη
AM5	Πολύ φτωχή ταξιθέτηση	Πολύθετική ασυμμετρία	Πλατύκυρτη
AM6Γ	Φτωχή ταξιθέτηση	Θετική ασυμμετρία	Λεπτόκυρτη
AM7	Φτωχή ταξιθέτηση	Πολύ θετική ασυμμετρία	Λεπτόκυρτη
AM8	Πολύ φτωχή ταξιθέτηση	Πολύ θετική ασυμμετρία	Λεπτόκυρτη
AM10	Φτωχή ταξιθέτηση	Πολύθετική ασυμμετρία	Λεπτόκυρτη
AM12	Φτωχή ταξιθέτηση	Πολύ θετική ασυμμετρία	Λεπτόκυρτη
AM15	Πολύ φτωχή ταξιθέτηση	Πολύ θετική ασυμμετρία	Λεπτόκυρτη
AM16	Φτωχή ταξιθέτηση	Πολύθετική ασυμμετρία	Πολύ λεπτόκυρτη
AM17	Φτωχή ταξιθέτηση	Πολύθετική ασυμμετρία	Πολύ λεπτόκυρτη
AM25B	Φτωχή ταξιθέτηση	Πολύ θετική ασυμμετρία	Λεπτόκυρτη
Περιοχή Τεφέλι			
TEFP 2	Φτωχή ταξιθέτηση	Πολύ θετική ασυμμετρία	Λεπτόκυρτη
TEFP 4	Φτωχή ταξιθέτηση	Πολύ θετική ασυμμετρία	Λεπτόκυρτη
TEFP 5	Φτωχή ταξιθέτηση	Πολύθετική ασυμμετρία	Λεπτόκυρτη
Περιοχή Δουλί			
DOUL 2	Φτωχή ταξιθέτηση	Θετική ασυμμετρία	Πολύ λεπτόκυρτη
DOU 2-2	Φτωχή ταξιθέτηση	Θετική ασυμμετρία	Πολύ λεπτόκυρτη
DOUL 3-2	Φτωχή ταξιθέτηση	Αρνητική ασυμμετρία	Πολύ λεπτόκυρτη

Περιοχή Καστελιανά			
KAS 2	Πολύ φτωχή ταξιθέτηση	Κανονική ασυμμετρία	Πολύ λεπτόκυρτη
KAS 7	Πολύφτωχή	Κανονικήασυμμετρία	μεσόκυρτη
Περιοχή Πομπιά			
ROM4(b)	Φτωχή ταξιθέτηση	Θετική ασυμμετρία	Πολύ λεπτόκυρτη
POM4A	φτωχή ταξινόμηση	θετική ασυμμετρία	λεπτόκυρτη
Περιοχή Δεμάτι			
DEM 11	Πολύ φτωχή ταξιθέτηση	Αρνητική ασυμμετρία	Μεσόκυρτη
Περιοχή Φανερωμένης			
FAN 28	Πολύ φτωχή ταξιθέτηση	Πολύ θετικ ήασυμμετρία	Λεπτόκυρτη
FAN 29	Φτωχή ταξιθέτηση	Θετική ασυμμετρία	Πολύ λεπτόκυρτη
Περιοχή Σίβας			
SIV 2	Πολύ φτωχήταξιθέτηση	Θετική ασυμμετρία	Πολύ λεπτόκυρτη

- **σι:** < 0,35φ Πολύ καλή ταξιθέτηση
0,35φ - 0,50φ Καλή ταξιθέτηση
0,50φ - 0,71φ Μέτρια καλή ταξιθέτηση
0,71φ - 1,00φ Μέτρια ταξιθέτηση
1,00φ - 2,00φ Φτωχή ταξιθέτηση
2,00φ - 4,00φ Πάρα πολύ φτωχή ταξιθέτηση
> 4,00φ Ακρως φτωχή ταξιθέτηση
- **Ski:** (+)1,00 - (+)0,30 Πολύ θετική ασσυμμετρία
(+)0,30 - (+)0,10 Θετική ασσυμμετρία
- (+)0,10 - (-)0,10 Σχεδόν κανονική ασσυμμετρία
- (-)0,10 - (-)0,30 Αρνητική ασσυμμετρία
- (-)0,30 - (-)1,00 Πολύ αρνητική ασσυμμετρία
- **KG:** < 0,67 Πολύ πλατύκυρτη
0,67 - 0,90 Πλατύκυρτη
0,90 - 1,11 Μεσόκυρτη
1,11 - 1,50 Λεπτόκυρτη
1,50 - 3,00 Πολύ λεπτόκυρτη
> 3,00 Πάρα πολύ λεπτόκυρτη

- **Md:** διάμεσος, **Mz:** αριθμητικός μέσος, **σι:** σταθερή απόκλιση,
Ski: ασυμμετρία, **KG:** κύρτωση.

Με βάση τον πίνακα 4.17 προκύπτει:

Το 69,3 % των δειγμάτων παρουσιάζει φτωχή ταξιθέτηση (1,00φ – 2,00φ), ενώ το 30,7 πολύ φτωχή ταξιθέτηση (2,00φ – 4,00φ).

Ως προς την ασυμμετρία, το 53,8% των δειγμάτων παρουσιάζουν πολύ θετική ασυμμετρία ((+)0,30-(+)0,10), το 30,8 % θετική ασυμμετρία (- (+)0,10-(-)0,10).

Το 7,7 % αρνητική ασυμμετρία (- (-)0,30-(-)1,00) και το υπόλοιπο 7,7 % σχεδόν κανονική ασυμμετρία ((-)0,10-(-)0,30).

Τέλος σε ότι αφορά την κύρτωση, το 50% δειγμάτων δίνουν λεπτόκυρτες καμπύλες (1,11 – 1,50), το 38,5% λεπτόκυρτες καμπύλες (1,50 – 3,00) ενώ το 11,5% Μεσόκυρτες (0,90 – 1,11).

Πίνακας 4.18 Αποτελέσματα Κοκκομετρικών Αναλύσεων των δειγμάτων

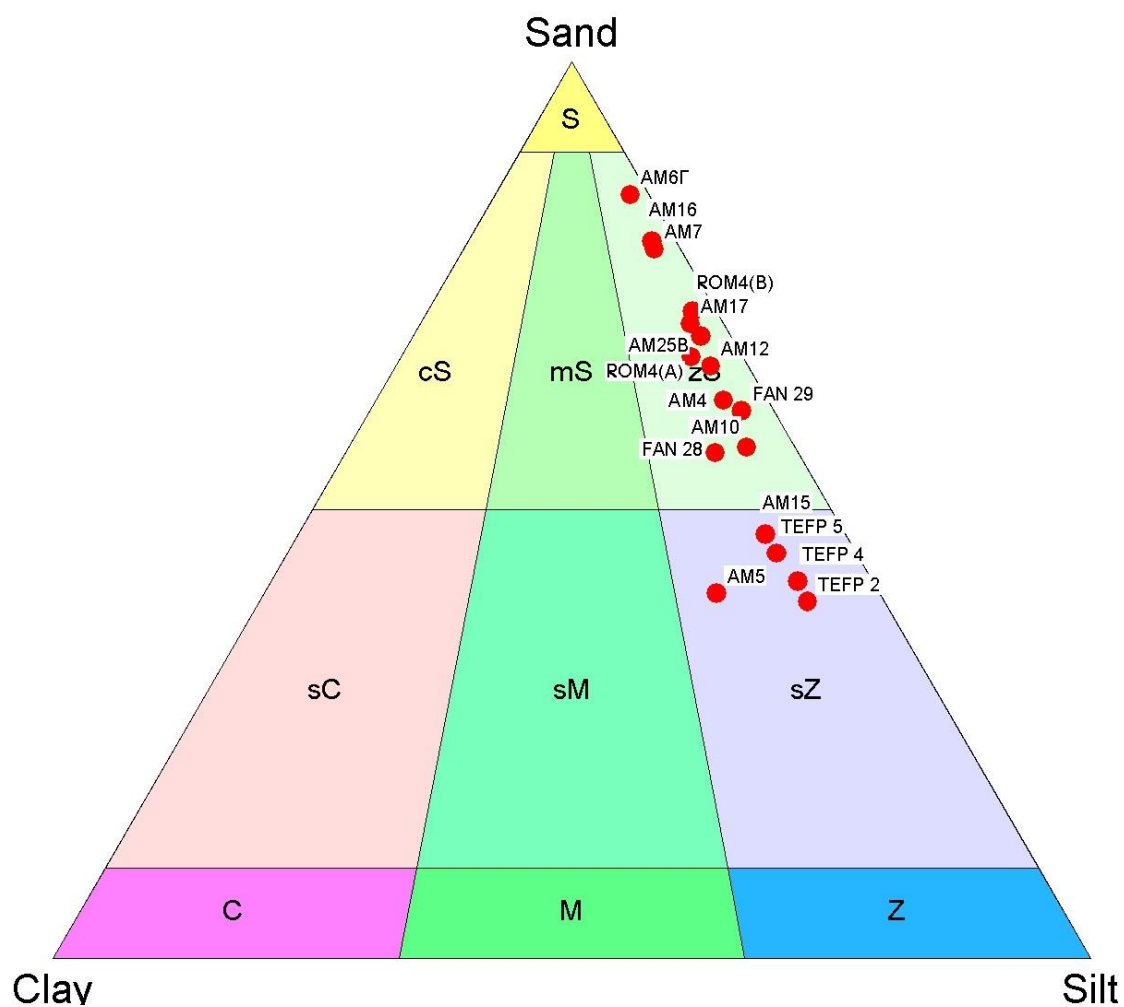
Δείγμα	Χαλίκι %	Άμμος %	Ιλύς %	Άργιλος %	Πηλός %
Περιοχή Αρκαλοχώρι - Μάρθα					
AM4	0.0	61.8	34.2	4.0	38.2
AM5	0.0	40.7	43.7	15.7	59.3
AM6Γ	0.0	85.1	13.1	1.8	14.9
AM7	0.0	79.1	18.5	2.5	20.9
AM8	1.1	55.9	35.6	7.3	42.9
AM10	0.0	57.0	38.4	4.6	43.0
AM12	0.0	65.9	30.4	3.6	34.1
AM15	0.0	47.2	45.1	7.7	52.8
AM16	0.0	80.0	17.8	2.3	20.0
AM17	0.0	70.7	26.1	3.2	29.3
AM25B	0.0	69.3	27.8	2.9	30.7

Περιοχή Τεφέλι					
TEFP 2	0.0	39.7	52.9	7.4	60.3
TEFP 4	0.0	42.0	50.8	7.2	58.0
TEFP 5	0.0	45.1	47.2	7.7	54.9
Περιοχή Δουλι					
DOUL 2	0.9	72.7	22.6	3.8	26.4
DOU 2-2	4.6	68.5	24.6	2.3	26.8
DOUL 3-2	0.3	62.2	33.4	4.1	37.5
Περιοχή Καστελιανά					
KAS 2	7.1	36.4	50.4	6.0	56.5
KAS 7	1.9	55.9	38.3	3.9	42.2
Περιοχή Φανερωμένης					
FAN 28	0.0	56.3	35.7	8.0	43.7
FAN 29	0.0	61.0	35.9	3.1	39.0
Περιοχή Πομπιά					
ROM4(b)	0.0	72.1	25.6	2.3	27.9
POM4A	0.0	67.2	29.0	3.8	32.8
Περιοχή Σίβας					
SIV 2	3.4	58.7	31.3	6.7	38.0
Περιοχή Δεμάτι					
DEM 11	15.9	66.2	14.9	3.0	17.9

Στις παρακάτω εικόνες παρουσιάζεται η προβολή των λεπτόκοκκων και χονδρόκοκκων δειγμάτων σε τριγωνικό διάγραμμα Folk.

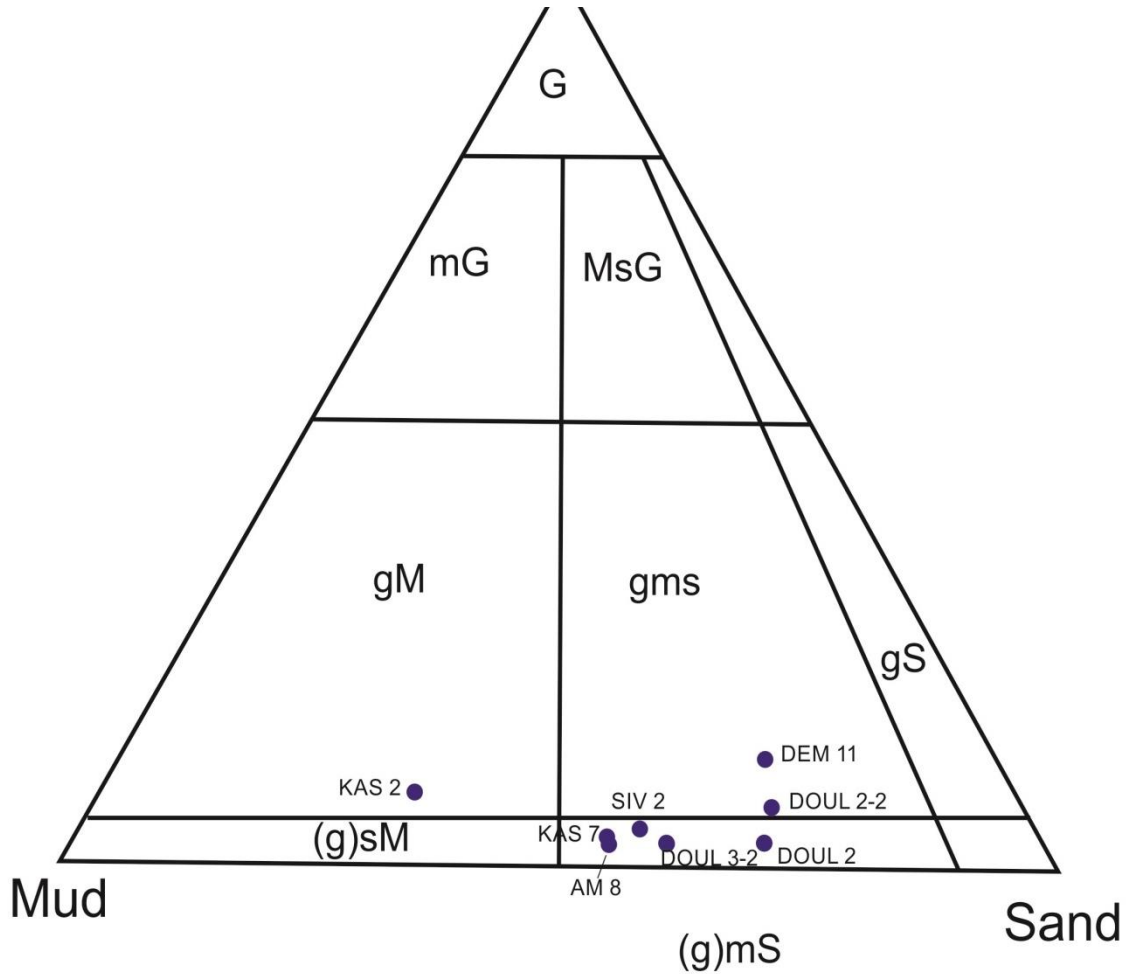
Η ταξινόμηση σε λιθολογικούς τύπους ανάλογα με το μέγεθος των κόκκων γίνεται με τη βοήθεια Τριγωνικών διαγραμμάτων Ταξινόμησης και Ονοματολογίας. Σύμφωνα με την εκατοστιαία συμμετοχή των διαφόρων κοκκομετρικών τάξεων τα τριγωνικά συστήματα ταξινόμησης διακρίνονται σε:

- Διαγράμματα για **λεπτόκοκκα ιζήματα** με $d < 2 \text{ mm}$ (άμμος-άργιλος-ιλύς)
- Διαγράμματα για **χονδρόκοκκα ιζήματα** με $d > 2 \text{ mm}$ (ψηφίδες-πηλός-άμμος)



Εικόνα 4.9 Λιθολογικός χαρακτηρισμός σύμφωνα με το τριγωνικό διάγραμμα λεπτόκκοκων ιζημάτων κατά Folk (1974) για τις περιοχές Αρκαλοχώρι – Μάρθα (AM), Φανερωμένη (FAN), Τεφέλη (TEFP) και Πομπία (ROM)

S άμμος, **zS** ιλυούχος άμμος, **mS** πηλούχος άμμος, **cS** αργιλούχος άμμος, **sZ** αμμούχος ιλύς, **sM** αμμούχος πηλός, **sC** αμμούχος άργιλος, **Z** ιλύς, **M** πηλός, **C** άργιλος.



Εικόνα 4.10 Λιθολογικός χαρακτηρισμός σύμφωνα με το τριγωνικό διάγραμμα μεσόκκοκων ιζημάτων για κατά Folk (1974) για τις περιοχές Δεμάτι(DEM), Δουλί (DOUL), Καστελλιανά (KAS) και Σίβας (SIV)

G ψηφίδες, **sG** αμμούχες ψηφίδες, **msG** ιλυούχες αμμούχες ψηφίδες, **mG** ιλυούχες ψηφίδες, **gS** ψηφιδούχος άμμος, **gms** ψηφιδούχος ιλυούχος άμμος, **Gm** ψηφιδούχος ιλύς, **(g)S** ελαφριά ψηφιδούχος άμμος, **(g)mS** ελαφριά ψηφιδούχος ιλυούχος άμμος, **(g)M** ελαφριά ψηφιδούχος ιλύς, **mS** ιλυούχος άμμος, **sM** αμμούχος ιλύς, **S** άμμος, **M** ιλύ

Παράθεση διαγραμμάτων που έχουν ως στόχο την εξαγωγή συμπερασμάτων σχετικά με το αποθετικό περιβάλλον στις περιοχές όπου πραγματοποιήθηκε η λήψη των δειγμάτων. Πιο συγκεκριμένα, πρόκειται για τα διαγράμματα Passega (1957) και Valia and Cameron (1979). Ωστόσο η δημιουργία αυτών των διαγραμμάτων προϋποθέτει τη χρήση δεδομένων που προκύπτουν από τις στατιστικές παραμέτρους. Παρακάτω παρατίθενται οι πίνακες 4.19 και 4.20 με τα στατιστικά δεδομένα.

Πίνακας 4.19 Πίνακας στατιστικών παραμέτρων

ΔΕΙΓΜΑ	μ	σ	S	K
Περιοχή Αρκαλοχώρι - Μάρθα				
AM4	3.835	1.762	0.249	1.534
AM5	4.959	2.578	0.325	0.870
AM6Γ	2.583	1.453	0.241	1.158
AM7	2.960	1.500	0.307	1.413
AM8	4.194	2.146	0.383	1.125
AM10	4.005	1.550	0.334	1.494
AM12	3.706	1.667	0.306	1.380
AM15	4.529	2.071	0.339	1.176
AM16	2.957	1.506	0.312	1.542
AM17	3.754	1.363	0.446	1.838
AM25B	3.567	1.495	0.367	1.347
Περιοχή Τεφέλι				
TEFP 2	4.732	1.746	0.461	1.428
TEFP 4	4.695	1.714	0.478	1.215
TEFP 5	4.689	1.759	0.525	1.278
Περιοχή Δουλι				
DOUL 2	3.464	1.775	0.246	1.688
DOU 2-2	2.980	1.979	-0.114	1.535
DOUL 3-2	3.943	1.470	0.261	2.139

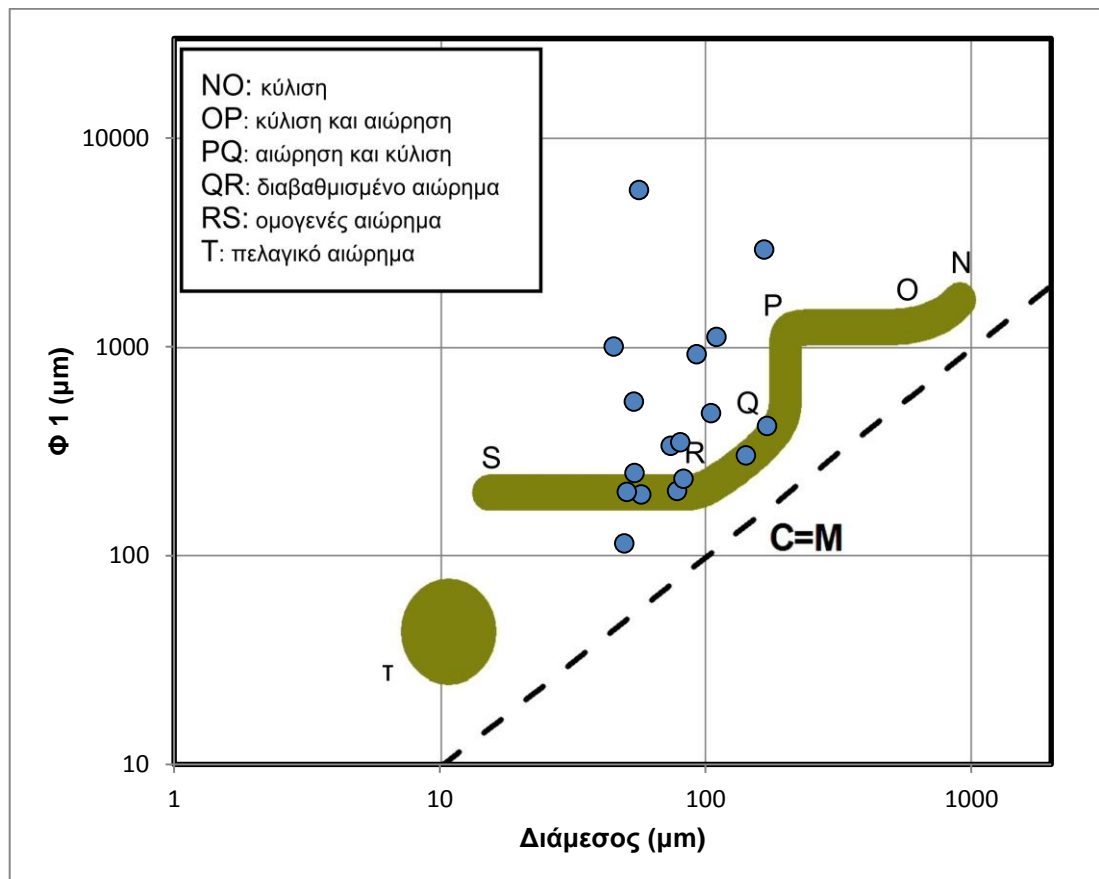
Περιοχή Καστελιανά				
KAS 7	3.353	2.351	-0.004	1.034
KAS 2	4.204	2.499	-0.082	2.364
Περιοχή Φανερωμένης				
FAN 28	4.28	2.14	0.44	1.12
FAN 29	3.92	1.46	0.27	1.72
Περιοχή Πομπιά				
POM4(A)	3,664	1,948	0,339	1,318
ROM4(B)	3.381	1.600	0.343	1.195
Περιοχή Σίβας				
SIV 2	3.969	2.284	0.201	2.095
Περιοχή Δεμάτι				
DEM 11	1.913	2.648	-0.199	0.964

Πίνακας 4.20 Πίνακας παρουσίασης παραμέτρων Φ1 και Φ50

Δείγμα	Φ1	Φ50
Περιοχή Αρκαλοχώρι - Μάρθα		
AM4	1.154	3.597
AM5	2.310	4.307
AM6Γ	1.261	2.555
AM7	1.731	2.818
AM8	2.294	3.679
AM10	2.781	3.789
AM12	2.329	3.471
AM15	2.962	4.078
AM16	1.976	2.782
AM17	2.950	3.451
AM25B	2.523	3.318

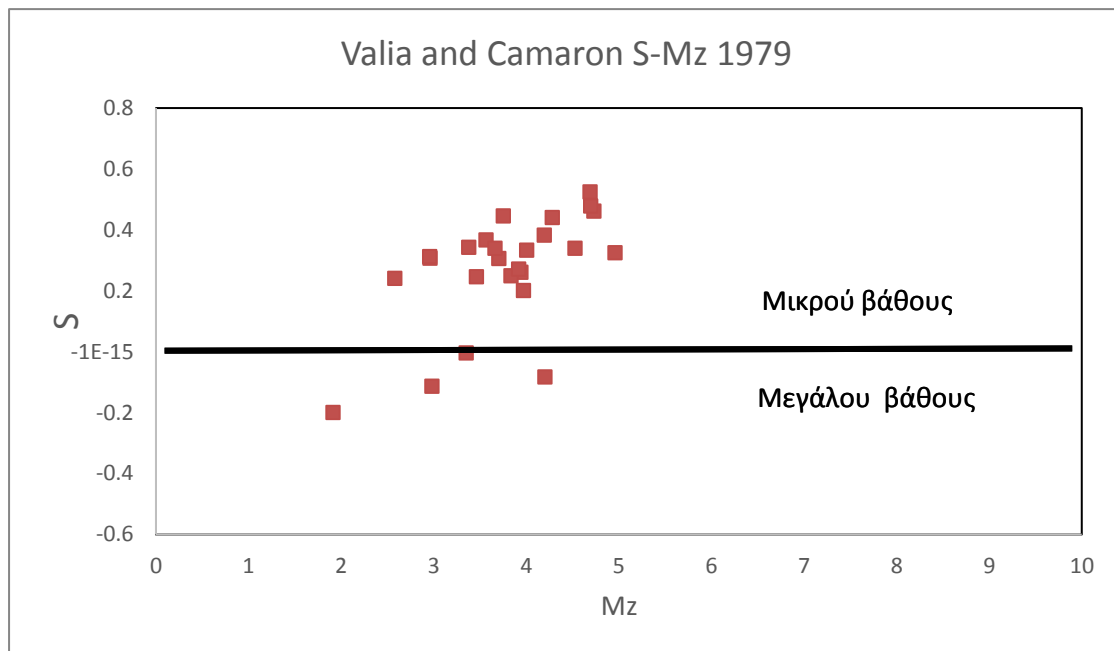
Περιοχή Περιοχή Τεφέλι		
TEFP 2	0.874	4.220
TEFP 4	2.011	4.211
TEFP 5	2.351	4.125
Περιοχή Δουλί		
DOUL 2	1.060	3.255
DOU 2-2	-0.155	3.186
DOUL 3-2	1.575	3.760
Περιοχή Περιοχή Καστελιανά		
KAS 2	-2.494	4.153
KAS 7	0.119	3.435
Περιοχή Φανερωμένης		
FAN 28	2.771	3.697
FAN 29	3.092	3.735
Περιοχή Πομπιά		
ROM4(A)	0.00	4.47
ROM4(b)	2.269	3.120
Περιοχή Σίβας		
SIV 2	1.521	3.639
Περιοχή Δεμάτι		
DEM 11	-1.547	2.589

Με βάση τους παραπάνω πίνακες 5.5 και 5.6 προκύπτουν τα διαγράμματα αποθετικού περιβάλλοντος, Passenga (1957) ValiaandCameron (1979)

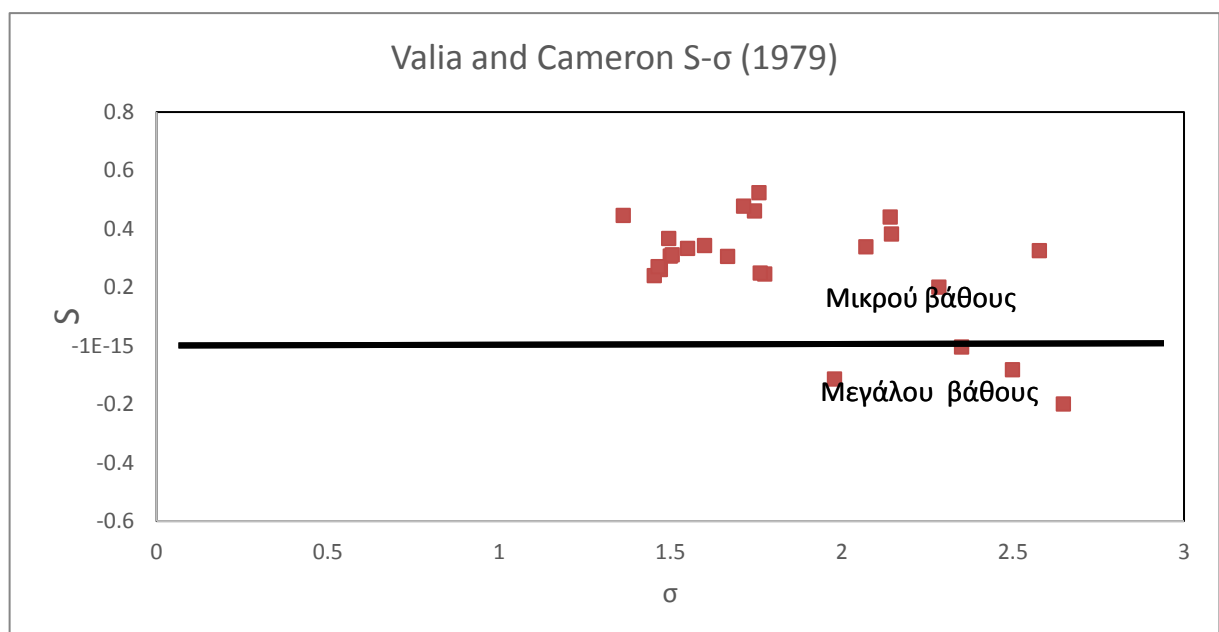


Εικόνα 4.11 Διάγραμμα Passenga (1957)

Εικόνα 4.12 Διάγραμμα S-MZ ValiaandCameron (1979)

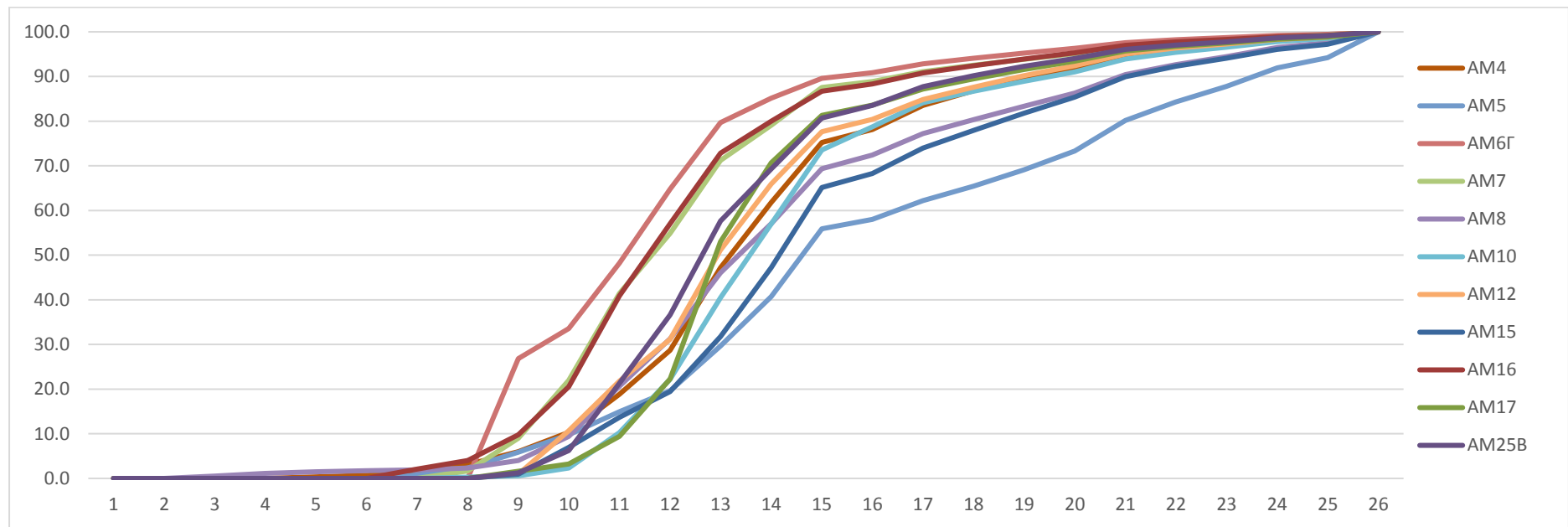


Εικόνα 4.13 Διάγραμμα S-σ ValiaandCameron (1979)

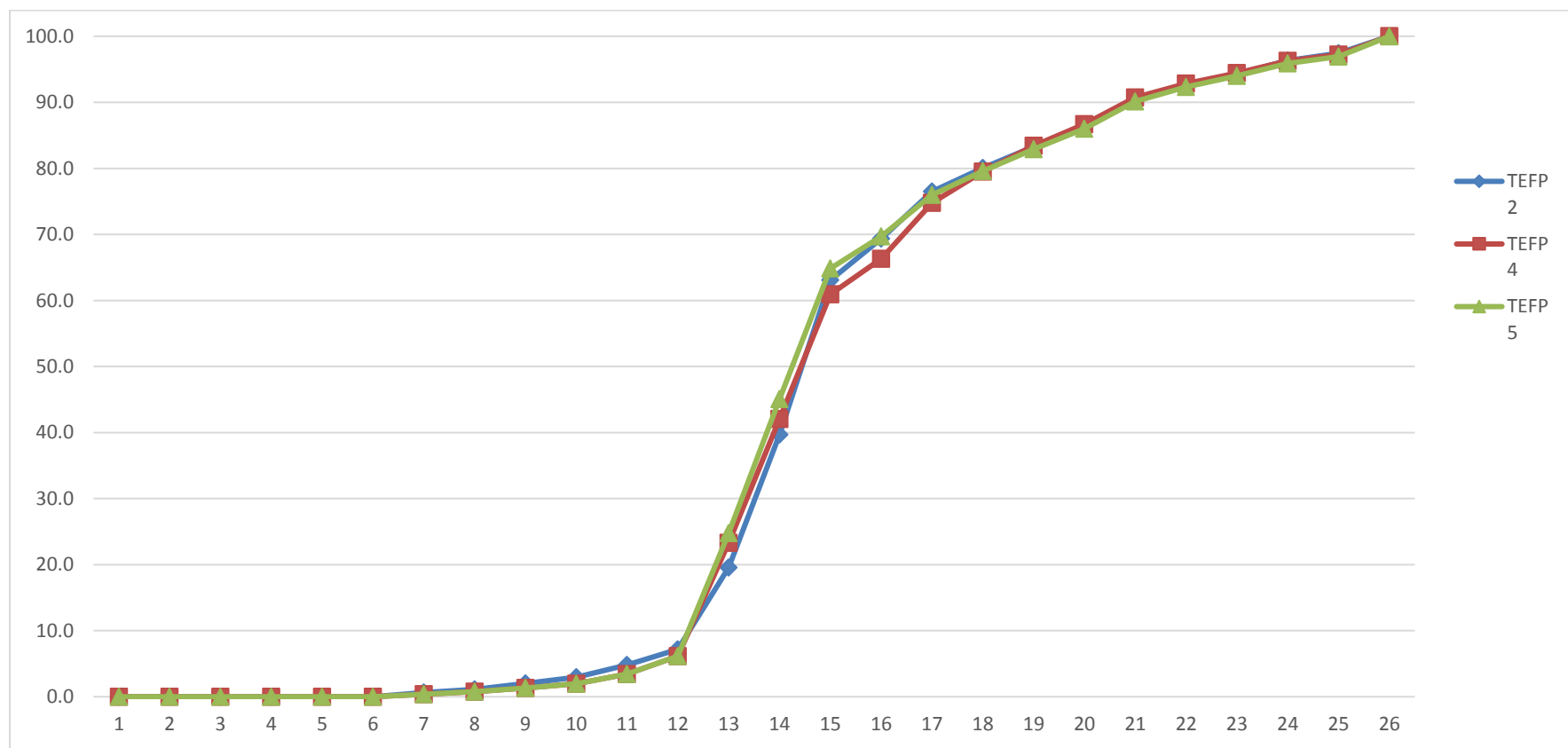


Παράθεση αθροιστικών κατανομών

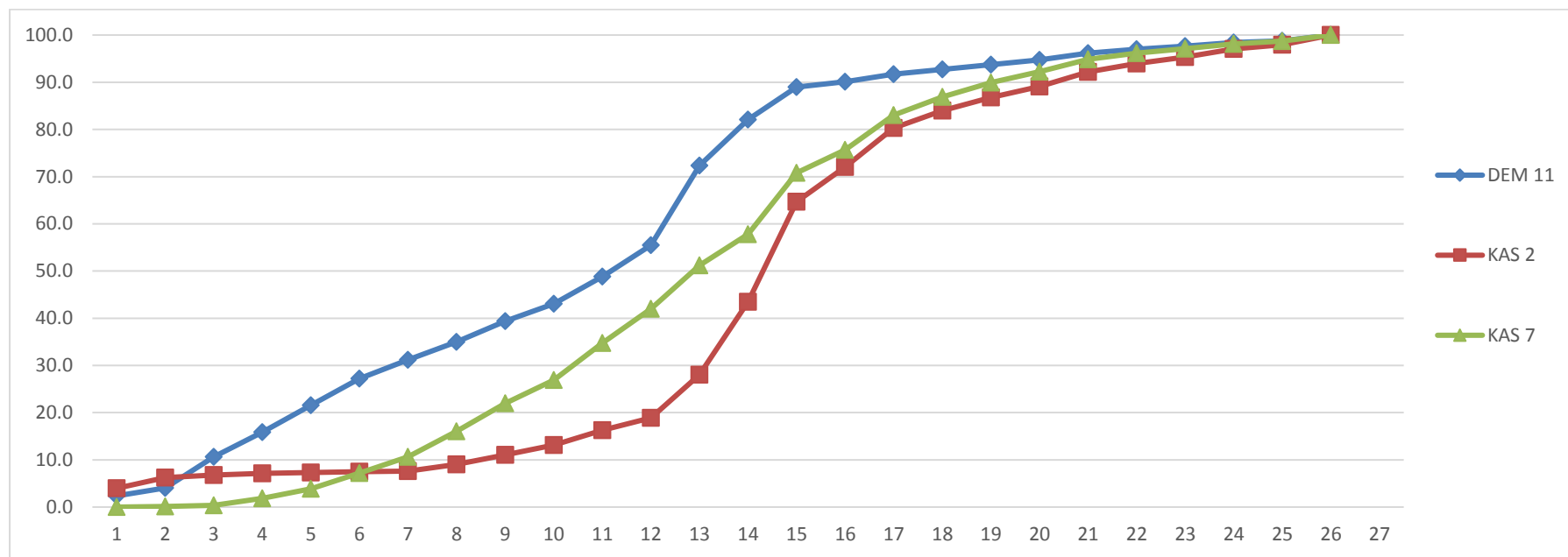
Περιοχές Ανατολικής Μεσσαρά



Εικόνα 4.14 Αθροιστικές κοκκομετρικές αναλύσεις δειγμάτων στην περιοχή Αρκαλοχώρι

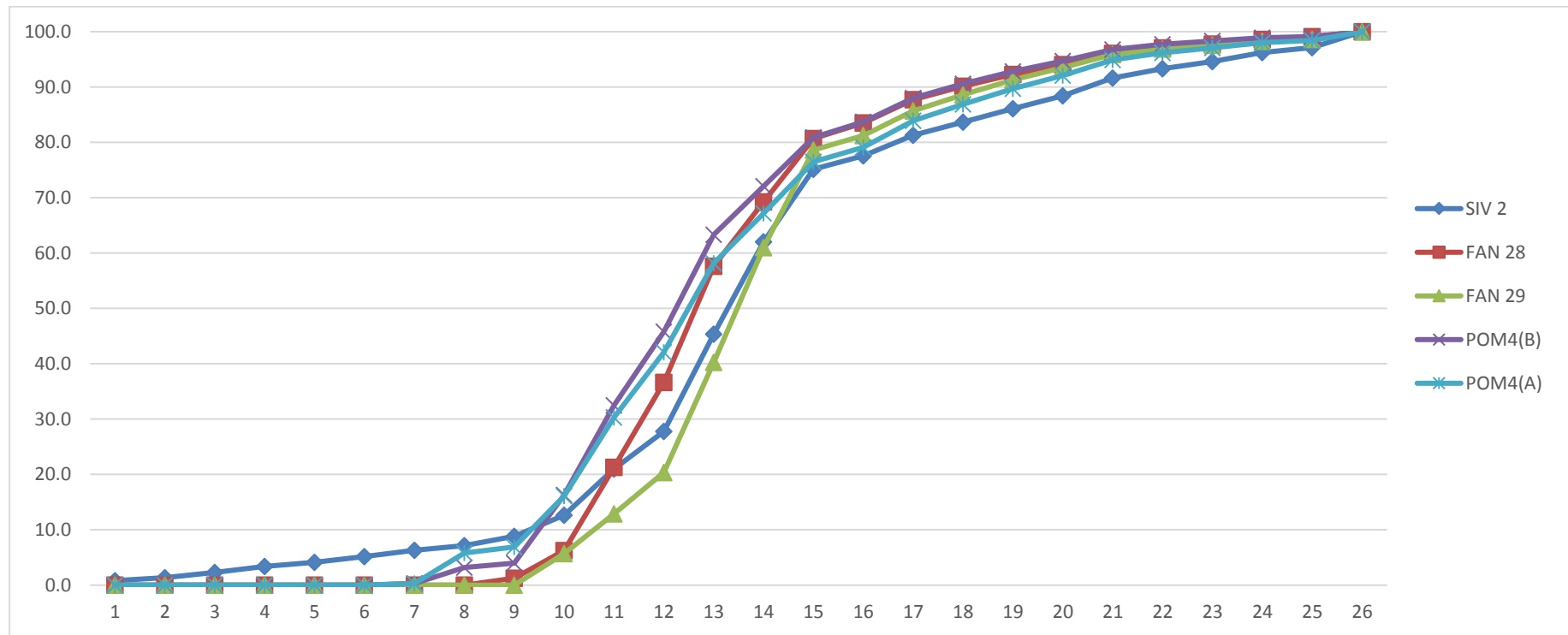


Εικόνα 4.15 Αθροιστικές κοκκομετρικές αναλύσεις δειγμάτων στην περιοχή Τεφέλι



Εικόνα 4.16 Αθροιστικές κοκκομετρικές αναλύσεις δειγμάτων στην περιοχή Καστελλιανά και Δεμάτι

Περιοχές Δυτικής Μεσσηνίας



Εικόνα 4.17 Αθροιστικές κοκκομετρικές αναλύσεις δειγμάτων στην περιοχή της Φανερωμένης ,Πομπίας και Σίβας.

ΚΕΦΑΛΑΙΟ 5

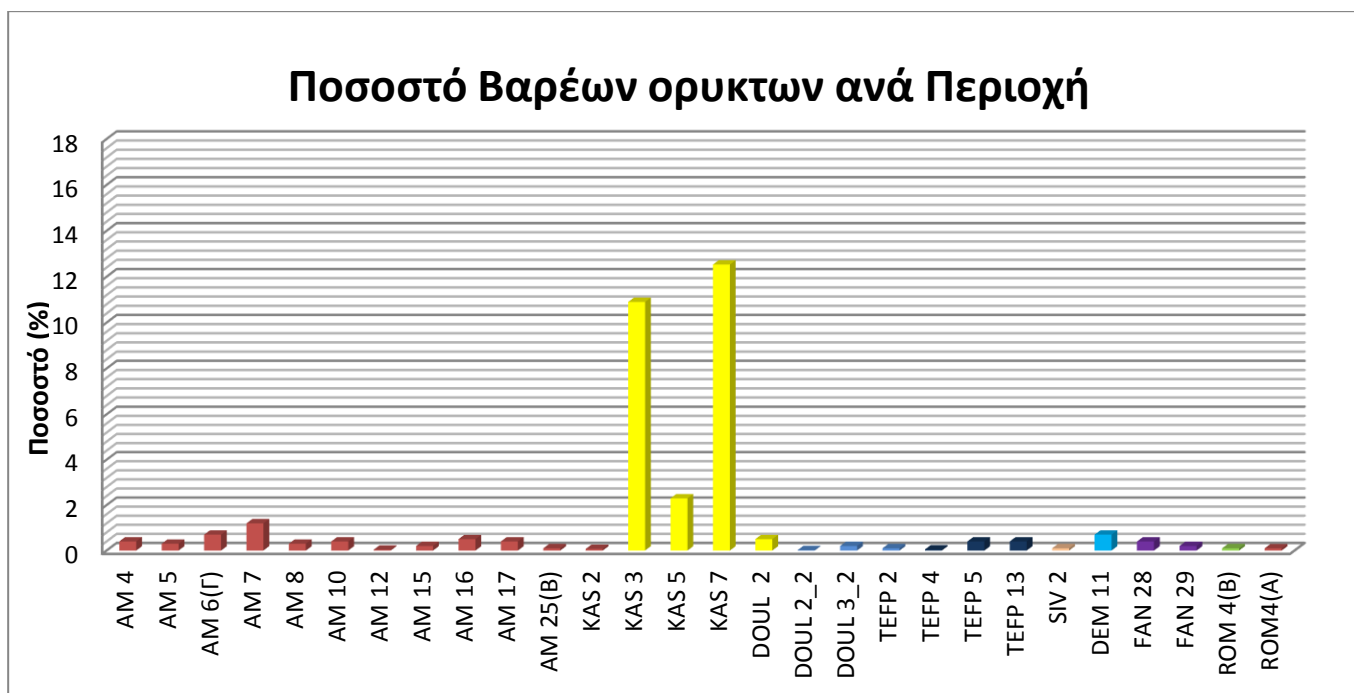
ΣΥΖΗΤΗΣΗ - ΣΥΜΠΕΡΑΣΜΑΤΑ

Το μεγαλύτερο μέρος του πεδινού τμήματος της λεκάνης της Μεσσαράς που αποκαλείται και πεδιάδα της Μεσσαράς δομείται και από διαφορετικής λιθολογίας σχηματισμούς κυρίως του Νεογενούς και του Τεταρτογενούς που καλύπτονται από σύγχρονες προσχώσεις. Αποτελέσματα γεωεπιστημονικών εργασιών που πραγματοποιήθηκαν τα τελευταία τριάντα χρόνια στην περιοχή, πέραν των λιθολογικών, στρωματογραφικών περιγραφών και οριοθετήσεων, προσπάθησαν να συνδέσουν την τεκτονοστρωματογραφική εξέλιξη της νήσου με τη γεωδυναμική εξέλιξη του Νοτίου Αιγαίου, που σχετίζεται άμεσα με την υποβύθιση της Αφρικανικής πλάκας. Η σημαντική αυτή τεκτονική εξέλιξη κατά το Νεογενές συνδέεται με την σταδιακή ανύψωση τμημάτων της προχώρας των Εξωτερικών Ελληνίδων καθώς επίσης με την δημιουργία των αποθετικών περιβαλλόντων των ιζημάτων του Νεογενούς και της εξέλιξής τους. Πέραν των εργασιών που σχετίζονται με την προσέγγιση των διαφορετικών αυτών αποθετικών περιβαλλόντων των ιζημάτων κατά τη γεωλογική αυτή περίοδο (ηπειρωτικό, λιμνοθαλάσσιο, δελταϊκό, ρηχό και βαθύτερο θαλάσσιο) δεν έχει πραγματοποιηθεί μέχρι τώρα συστηματική έρευνα προέλευσης (provenance analysis) της αλπικής ηλικίας ενοτήτων που μετά την αποσάθρωση και διάβρωση τους σε παραπλήσιες κλιματικές συνθήκες στην Κρήτη (Τορτόνιο – ψυχρό/υγρό; Μεσσήνιο θερμό/ξηρό) οδήγησαν στη δημιουργία των δεκάδων λιθοτύπων των πετρωμάτων του Νεογενούς στην ευρύτερη αποθετική λεκάνη της Μεσσαράς.

Τα αποτελέσματα τα οποία προκύπτουν από την παρούσα διπλωματική εργασία συμβάλουν σε μία πρώτη συστηματική έρευνα προέλευσης (provenance analysis) των ιζημάτων στην ευρύτερη περιοχή της λεκάνης της Μεσσαράς. Για το σκοπό αυτό πάρθηκαν δείγματα από πέντε τομές στο ανατολικό και από τρεις τομές στο βορειοδυτικό τμήμα της λεκάνης στα όρια των αλπικής ηλικίας σχηματισμών. Η πρώτη ομάδα δειγμάτων πάρθηκε από τις περιοχές Αρκαλοχώρι-Μάρθα Δουλί, Καστελλιανά, Τεφέλι και Δεμάτι. Ενώ δεύτερη ομάδα δειγμάτων πάρθηκε από την περιοχή Φανερωμένης, Πομπίας και την περιοχή Σίβας.

Τέλος επισημαίνεται ότι τα οποία δείγματα πάρθηκαν από τις παραπάνω περιοχές ανήκουν στους σχηματισμούς Βιάννου και Αμπελούζου.

Ποσοστό βαρέων ορυκτών ανά περιοχή



Εικόνα 5.1 Συγκεντρωτικό ραβδόγραμμα περιεκτικότητας σε βαρέα ορυκτά ανά περιοχή

Παρουσιάζεται με κόκκινο χρώμα η περιοχή του Αρκαλοχωρίου και Μαρθας, με κίτρινο των Καστελλιανών, με γαλάζιο το Δουλί, με πράσινο την περιοχή της Πομπίας, με κυανό η περιοχή Δεμάτι, με μπλε το Σίβας, με μαύρο η περιοχή του Τεφελίου, και με μοβ η περιοχή της Φανερωμένης.

- **Αρκαλογόρι-Μάρθα**

Μελετήθηκαν 11 δείγματα, με την περιεκτικότητα σε βαρέα ορυκτά να παρουσιάζει ποσοστό της τάξης 0,1-1.2% και μέση περιεκτικότητα σε βαρέα 0,4%

- **Καστελλιανά**

παρούσα δείγματα παρουσιάζουν ποσοστά μεταξύ 2-12%, Με εξαίρεση το δείγμα KAS 2 που παρουσιάζει ποσοστό της τάξης 0,07%. Η μέση περιεκτικότητα σε βαρέα ορυκτά στη συγκεκριμένη περιοχή είναι 6,64%

- **Δουλί**

Τα παρούσα δείγματα παρουσιάζουν ποσοστά μεταξύ 0,02-0,5%. Η μέση περιεκτικότητα σε βαρέα ορυκτά στη συγκεκριμένη περιοχή είναι 0,24%

- **Τεφέλι**

Τα παρούσα δείγματα παρουσιάζουν ποσοστά μεταξύ 0,05-0,4% Η μέση περιεκτικότητα σε βαρέα ορυκτά στη συγκεκριμένη περιοχή είναι 0,18%

- **Δεμάτι**

Μελετήθηκαν μόλις 1 δείγμα, με την περιεκτικότητα σε βαρέα ορυκτά παρουσιάζει ποσοστό της τάξης 0,7%

- **Πομπία**

Μελετήθηκαν μόλις 2 δείγμα, με την περιεκτικότητα σε βαρέα ορυκτά να παρουσιάζει ποσοστό της τάξης 0,1-0,096% και μέση περιεκτικότητα σε βαρέα 0,098%

- **Φανερωμένη**

Μελετήθηκαν μόλις 2 δείγμα, Η περιεκτικότητα σε βαρέα ορυκτά παρουσιάζει ποσοστό της μεταξύ 0,2-0,4% και η μέση περιεκτικότητα σε βαρέα ορυκτά στη συγκεκριμένη περιοχή είναι 0,3%

- **Σίβας**

Μελετήθηκαν μόλις 1 δείγμα, με την περιεκτικότητα σε βαρέα ορυκτά παρουσιάζει ποσοστό της τάξης 0,1%

Συνολικά, και λαμβάνοντας υπόψη όλα τα δείγματα, η μέση περιεκτικότητα σε βαρέα ορυκτά είναι 1,2 %.

➤ **Χαρακτηρισμός κατά Folk (1974)**

Στα τριγωνικά αυτά διαγράμματα παρατηρείται ομοιομορφία στα δείγματα: καθώς το 46,15% των δειγμάτων χαρακτηρίζεται ως Ιλιούχος άμμος, το 19,2% ως αμμώδης ιλύς, το 26,9% ως ελαφριά ψηφιδώδης ιλιούχος άμμος και το 7,7% ως ψηφιδώδης ιλιούχος άμμος. (Βλέπε κεφάλαιο 4, Τριγωνικά διαγράμματα Folk (1974) , εικόνες 4.9 & 4.10)

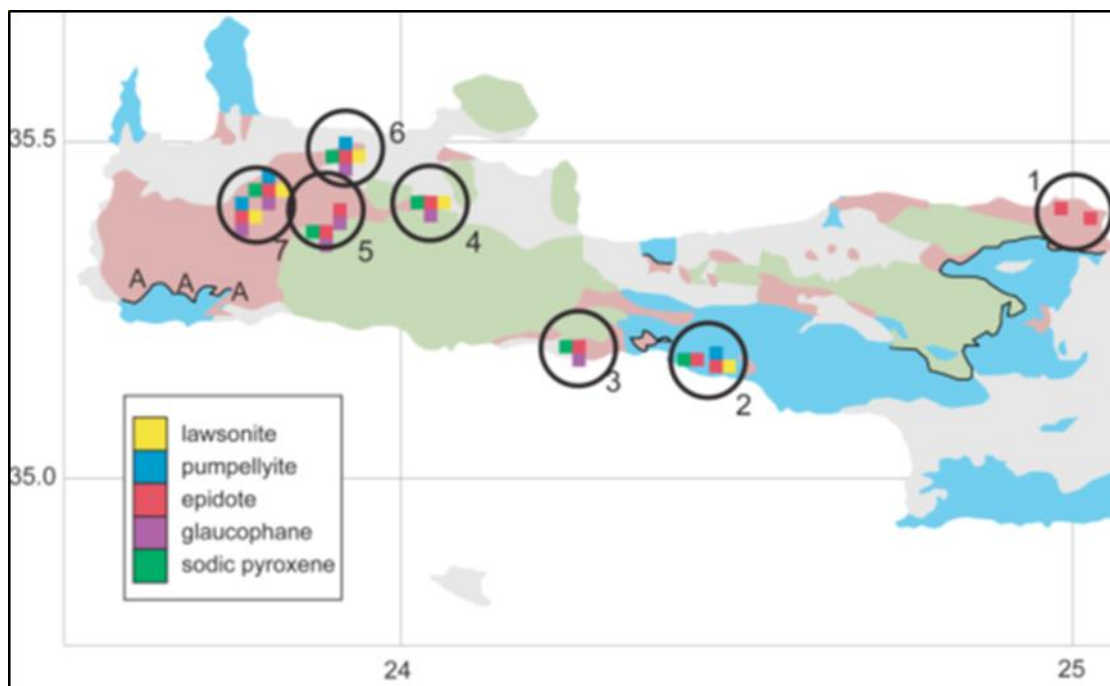
➤ **Αποθετικό περιβάλλον και σύμφωνα με τα διαγράμματα Passenga (1957) ValiaandCameron (1979) προέκυψε ότι**

Τα αρχικά ιζήματα των πετρωμάτων του Νεογενούς που δομούν τις προαναφερόμενες περιοχές είναι αποθέσεις μικρού βάθους. Όσον αφορά στο μηχανισμό μεταφοράς πρόκειται ως επί το πλείστον για ομογενές αιώρημα και διαβαθμισμένο αιώρημα. (βλέπε κεφάλαιο 4, Εικόνες **4.11 4.12,4.13**).

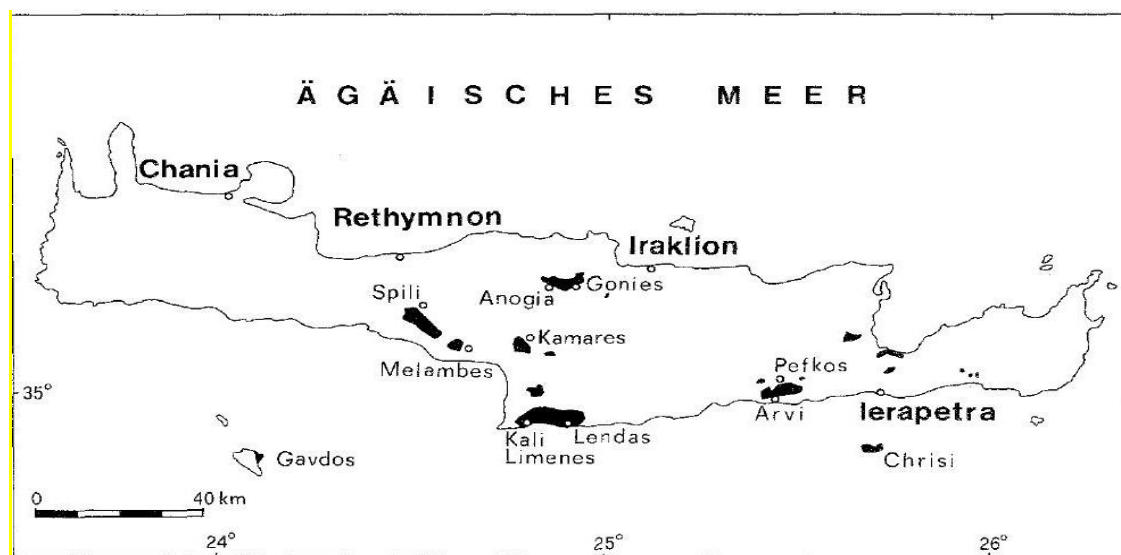
Πέρα από τη διάβρωση των ανθρακικών πετρωμάτων για τη δημιουργία των μεγάλου πάχους αποθέσεων των μαργών του Νεογενούς που αποτελεί τον κατεξοχήν και επικρατούντα λιθότυπο, θα πρέπει να αναζητηθεί η πηγή προέλευσης του κλαστικού μη ανθρακικού τμήματος των μαργών που συνυπάρχουν σε εναλλαγή με τα επίσης σε σημαντική συμμετοχή ψαμμιτικά πετρώματα. Λιθότυποι που θα μπορούσαν να συνεισφέρουν με την διάβρωση τους αυτό το υλικό μπορεί να είναι είτε φλύσχης είτε σχιστόλιθοι είτε φυλλίτες των διαφόρων τεκτονικών καλυμμάτων (από το Φυλλιτικό μέχρι τα Ανώτερα Καλύμματα).

Εάν εστιάσει κανείς στη συμμετοχή των τριών βασικών ορυκτών, το επίδοτο ή για μεγαλύτερη ακρίβεια ορυκτά της ομάδας του επιδότου, ορυκτά της ομάδας των αμφιβόλων και του χλωριτοειδούς στο κλάσμα των βαρέων ορυκτών αυτής της συνάθροισης, απαιτούνται μεταμορφωμένα πετρώματα ή/και ηφαιστειακά. Αυτή η βασική προϋπόθεση περιορίζει τα πετρώματα τροφοδοσίας, από το σύνολο της στρωματογραφικής - τεκτονικής ακολουθίας της Κρήτης, στις ακόλουθες τεκτονικές ενότητες: Το Φυλλιτικό Κάλυμμα και τα Ανώτερα Καλύμματα.

Η χωρική κατανομή των ηφαιστειακών πετρωμάτων του Φυλλιτικού Καλύμματος και των Ανωτέρων Καλυμμάτων φαίνεται στις παρακάτω εικόνες.

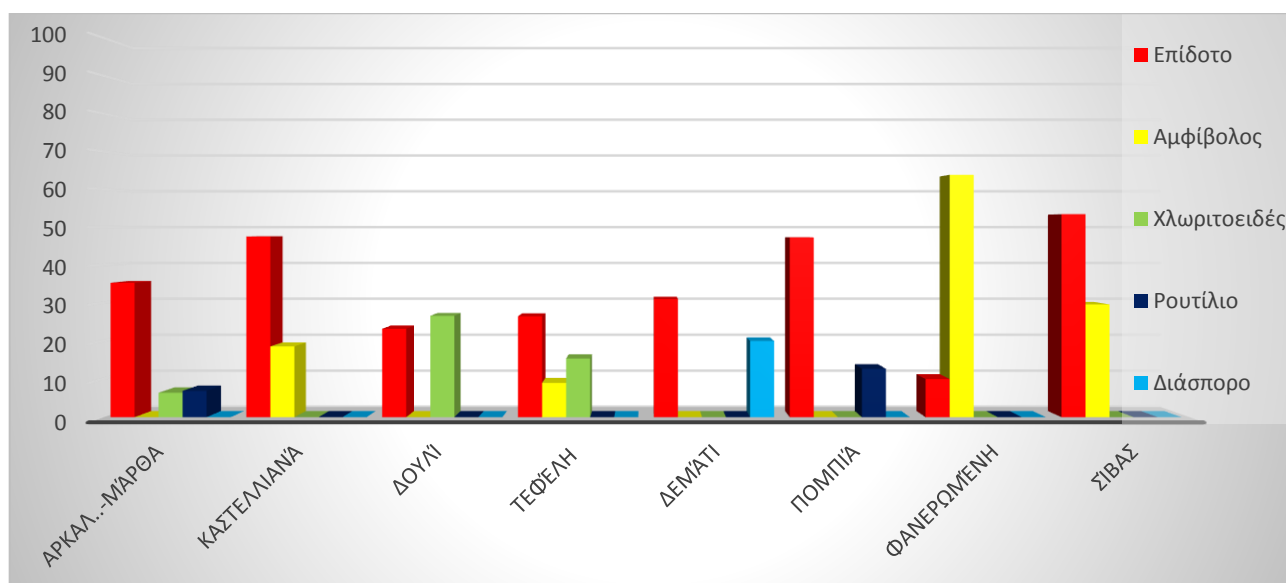


Εικόνα 5.2 Γεωλογικό σκαρίφημα της δυτικής Κρήτης και οι θέσεις με την κατανομή των κύριων ορυκτών από τους μεταμορφωμένους βασάλτες στη πηγή του Φυλλιτικού καλύματος A=Θέσεις μεταμορφωμένων αραγωνιτών σύμφωνα με τους TheyeandSeidel (1993). Από Rahn Manon, (2008) ^[3]



Εικόνα 5.3 Εμφανίσεις των ανώτερων αλλόχθονων ενοτήτων της Κρήτης (Koepke & Seidel, 1984)

➤ **Χαρακτηρισμός με βάση τα κυριότερα ορυκτά σε κάθε περιοχή**



Εικόνα 5.4 Κυριότερα βαρέα ορυκτά ανά περιοχή

Η συντριπτική πλειονότητα των δειγμάτων περιέχει ικανή ποσότητα βαρέων ορυκτών που μπορούν να υποστηρίξουν τη συστηματική τους ανάλυση. Όπως φαίνεται στην παραπάνω εικόνα, το επίδοτο εμφανίζεται σε πολύ υψηλό ποσοστό σε όλα τα δείγματα των περιοχών δειγματοληψίας. Στις γεωλογικές τομές αυτές εμφανίζονται κυρίως πετρώματα των σχηματισμών Βιάνου και Αμπελούζου. Παρατηρείται διαφοροποίηση της συμμετοχής χλωριτοειδούς στο κλάσμα των βαρέων ορυκτών. Στις μεν περιοχές Αρκαλοχώρι-Μάρθα, Δουλί και Τεφέλι το χλωριτοειδές παρουσιάζεται σε ικανοποιητικά έως μεγάλα ποσοστά. Ενώ στις τομές των Καστελλιανών, Σιβας, Φανερωμένη, Πομπιά και Δεμάτι αμελητέα έως μηδαμινή.

Από την παράθεση των αποτελεσμάτων του κλάσματος των βαρέων ορυκτών είναι εμφανές ότι στα περισσότερα από τα δείγματα υπάρχει στο βαρύ κλάσμα χαλαζίας γεγονός το οποίο δεν επιδέχεται ερμηνείας συστηματικού λάθους διότι οι μετρήσεις έγιναν σε διαφορετικά χρονικά διαστήματα.

Σημαντική επίσης είναι η ύπαρξη των αμφιβόλων στα δείγματα. Η υπεροχή τους όμως στο βαρύ κλάσμα των περιοχών Φανερωμένη, Καστελλιάνα και Τεφέλι υποδεικνύει τη ευρεία διάβρωση και τη συμμετοχή στην δημιουργία των ψαμμιτών

είτε μεταπηλιτών που περιέχουν αμφιβόλους είτε μεταβασαλτών. Ως εκ τούτου παρά την αφθονία τους στις συναθροίσεις του βαρέως κλάσματος εάν δεν υπάρξουν δεδομένα στοιχειακών αναλύσεων για το ακριβές είδος των αμφιβόλων (μπλε αμφίβολοι και τρεμολίτες εμπεριέχονται στο Φυλλιτικό Κάλυμμα οι εδενίτες αποτελούν αναπόσπαστο τμήμα των Ανωτέρων Καλυμμάτων) δεν μπορούν να υποστηρίξουν την ανάλυση προέλευσης. Το ίδιο θα μπορούσε να ισχύει και για τα ορυκτά της ομάδας του επιδότου μόνο που για αυτήν την ομάδα ορυκτών η ποσότητα είναι σημαντικός παράγοντας. Ενώ το επίδοτο είναι πραγματικά επουσιώδες συστατικό για το Φυλλιτικό Κάλυμμα είναι ένα από τα κυριότερα και ποιο πλούσια απαντώμενα ορυκτά στα Ανώτερα Καλύμματα με αποτέλεσμα η παρουσία του σε σχετικά αυξημένα ποσοστά να θεωρηθεί ως δείκτης αυτών.

Πέραν των ανωτέρω ορυκτών υπάρχει ως χαρακτηριστικό ορυκτό του Φυλλιτικού Καλύμματος το χλωριτοειδές. Η ύπαρξή του στις περιοχές Αρκαλοχώρι-Μάρθα, Δουλί και Τεφέλι υποδεικνύει ως πηγή προέλευσης το Φυλλιτικό Κάλυμμα.

Μια δεύτερη ερώτηση που γεννιέται είναι η ακόλουθη: αρκούν τα τεκτονικά ράκη των Ανωτέρων Καλυμμάτων για την τροφοδοσία του συνόλου των νεογενών λεκανών ή είναι απαραίτητη και η σύνδεσή τους με όλη την περιοχή του κεντρικού Αιγαίου, όπου είχαν και τη μεγίστη εξάπλωσή τους; Για την απάντηση αυτού του ερωτήματος θα πρέπει να προσεγγιστούν τα τεκτονικά μοντέλα που έχουν προταθεί για τη δημιουργία των λεκανών του Νεογενούς. Τα τελευταία χρόνια ως μηχανισμός δημιουργίας των λεκανών αυτών έχει προταθεί ένας γενικότερος εφελκυσμός είτε προς το βορρά (συγκρ. Zachariasse et al., 2011), είτε προς τον βορρά και νότο (Βασιλάκης, 2006) καθώς και η δημιουργία μικρών διαστάσεων νησίδων. Σε αυτές τις περιπτώσεις άμεσα ή έμμεσα αποκλείεται η συνεισφορά υλικού από το κεντρικό Αιγαίο.

Δεν είναι επίσης πιθανή η διαφοροποίηση των χώρων ιζηματογένεσης που έχουν προτείνει, στηριζόμενοι στην εφελκυστική τεκτονική, οι Zachariasse et al. (2011) κατά τη διάρκεια του μέσου Τορτονίου (8,8 εκ. χρόνια) και το πέρασμα από τη θαλάσσια φάση του σχηματισμού Σχοινιά, στην λιμνοθαλάσσια – ποτάμια του Αμπελούζου και την προτεινόμενη χέρσευση του τμήματος βορείως της περιοχής της λεκάνης της Μεσσαράς. Σε αντίθεση με τα ανωτέρω μοντέλα ίσως παραμένει επίκαιρο το μοντέλο που έχει προταθεί πριν τριακονταετία σχετικά με

την τροφοδοσία των λεκανών του νεογενούς στο νότιο Αιγαίο από τη «χέρσο του Αιγαίου» (Aegean landmass) μια περιοχή που τροφοδοτούσε το σύνολο του κρητικού πελάγους και της Κρήτης κατά το Νεογενές με λεπτόκκοκα υλικά, η οποία κατά θέσεις στην Κρήτη πιθανώς να είχε μικρές βυθομετρικές διαφοροποιήσεις που επηρεαζόταν και τοπικά από τις εφήμερες ανυψώσεις νήσων, ένα μοντέλο που ισχυροποιείται από την άθροιση των αποτελεσμάτων που προκύπτουν.

ΒΙΒΛΙΟΓΡΑΦΙΑ

Διεθνής

- Amaral, E.J., Pryor, W.A., (1977):Depositional environment of the St. Peter sandstone deduced by textural analysis. Jour. Sed. Petr., V47, No1, 32-52.
- Andrew D. Miall. (1984): Principles of Sedimentary Basin Analysis, .(154p, 277p, 319p). University of Toronto, Department of Geology, Toronto, M5S 1A1, Canada.
- Angelier J., Lyberis N., Le Pichon X., Barrier P. and Huchon P. (1982):The tectonic development of the Hellenic arc and the Sea of Crete: a synthesis, Tectonophysics, 86, pp. 159-196.
- Barnavas, S.P., (1979):Geochemistry of sediments from the eastern Pacific. Ph. D. Thesis University London pp. 431.
- Bonneau M. (1984):Correlation of the Hellenic Nappes in the south east Aegean and their tectonic reconstruction, Geological Society, London, Special Publications, 17, p 517-527.
- Brunn J.H. (1956):Contribution à l'étude géologique du Pinde septentrional et de la Macédoine occidentale. Ann. Géol. Pays Hellen. vol. 7, pp. 1-358.
- Creutzburg N., Papastamatiou J., Sannemann W., Seidel E. and Tataris A. (1977):General Geological Map of Greece, Crete island: 1:200.000, Athens.
- Dornsiepen, U.F. & Manutsoglu, E. (1994): Zur Gliederung der Phyllit Decke Kretas und des Peloponnes. Z. dt. geol. Ges., 145, 286-303.
- Dornsiepen U.F., Manutsoglu E., Mertmann D. (2001):Permian–Triassic palaeogeography of the external Hellenides, Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology 172, p 327-338.
- Folk, R.L., (1968):Petrology of Sedimentary Rocks. Hemphill Publishing Co, Austin, Texas, 170p.
- Folk, R.L., and Ward, W.S., (1957): Brazos river bar: a study in the significance of grain size parameters. Jour. Sed. Petr., 27, No1, 3-26.
- Friedman, G.M., (1979): Differences in size distributions of populations of particles among sands of various origins. Addendum to IAS Presidential Address. Sedimentology pages 26, 859-862.
- Gaudette, H.E., Flight, W.R., Toner, L., and Folger, D.W., (1974): An inexpensive titration method for the determination of organic carbon in recent sediments. Jour. Sed. Petr., 44, 249-253.

- **Ibach, L.E.J., (1982):**Relationship between sedimentation rate and total organic carbon content in ancient marine sediments. Ammer. Ass. Petr. Geol. Bul., 66, No2, 170-188, 12 figs, 4 tabl.
- **Jacobchagen, V., Durr, S., Kockel, F., Makris, J., Meyer, W., Romer, P., Schroder, B., Seidel, E., Wachendorf, H. (1986):** Geologie von Griechenland, Beitr. Z. region.Geol.derErde:363 S., 112Abb., 3 Tab.: Stuttgart (Borntrager).
- **Krijgsman, W., Hilgen, F.J. Langereis, C.G. and Zachariasse, W.J. (1994):** The age of the Tortonian/Messinian boundary, Earth and Planetary Science Letters, 121, 533-547.
- **Krijgsman, W. (1996):**Miocene magnetostratigraphy and cyclostratigraphy in the Mediterranean: extension of the astronomical polarity time scale, 207 pp, University of Utrecht.
- **Koepke J. & Seidel E. (1984):** Oberkretazisches Kristallin an der Basis von Ophiolithen der Siidag/iis: Charakterisierung der Metamorphose-Fazies, TMPM Tschermaks Min. Petr. Mitt. 33,263-286
- **Kukal, Z., (1971):**Geology of recent sediments. Academic Press London and New York, 490 pp.
- **Le Pichon X. and Angelier J. (1979):**The Hellenic Arc and trench system a key to the tectonic evolution of the eastern Mediterranean, Tectonophysics, 60, p 1-42
- **Mange A.M. and Mauer H.F.W (1992):**Heavy Minerals in Colour, pp. 1-147
- **Mange A.M. and Wright D.T. (2007):**Heavy Minerals in use, Developments, Sedimentology, 58, p 1-1224.
- **Manickam, S., Barbaroux, L., and Ottman, F., (1985):** Composition and mineralogy of suspended sediment in the fluvio-estuarine zone of the Loize River, France, Sedimentology 32,721-741
- **Maravelis A., G. Panagopoulos, I. Piliotis, N. Pasadakis, E. Manutsoglu and A. Zelilidis (2013):** Pre-Messinian (sub-salt) source-rock potential on back-stop basins of the Hellenic Trench System (Messara Basin, Central Crete, Greece). - Oil & Gas Science and Technology.
- **McKenzie, D. (1972):**Active Tectonics of the Mediterranean Region, Geological Journal of the Royal Society, p 109-185
- **McKenzie, D. (1978):**Active tectonics of the Alpine-Himalayan belt: the Aegean Sea and surrounding regions, Geophys. J. R. Astron. Soc., 55, 217-254
- **Meulenkamp, J. E., (Ed.) (1979):** Field guide to the Neogene of Crete, 32 pp., Univ. Athens.

- Meulenkamp, J. E., B. W. M. Driever, A. Jonkers, P. Spaak, W. J. Zachariasse, & G.J. van der Zwann, (1979): Late Miocene-Pliocene climatic fluctuations and marine "cyclic" sedimentation, Ann. Geol. Pays Hell., Tome hors serie, 831- 842.
- Meulenkamp J.E., Jonkers A. and Spaak P. (1977): 'Late Miocene to Early Pliocenedevelopment of Crete' Proc. VI Coll. Geol. Aegean Region, Athens, pp. 137-149
- Meulenkamp J.E. (1979):Field Guide to the Neogene of Crete. Publ. Dep. Geol. Pal. Univ.Athens p 1-32
- Meulenkamp, J. E., Wortel M. J. R., van Wamel W. A., Spakman W and E. Hoogerduyn Strating (1988):On the Hellenic subduction zone and the geodynamicevolution of Crete since the late middle Miocene, Tectonophysics, 146, p 203-215.
- Meulenkamp J.E., van der Zwaan G.J. and van Wamel W.A. (1994):On the LateMiocene to Recent vertical motions in the Cretan segment of the Hellenic Arc. Tectonophysics, p. 53-72
- Moila, R.J., and Visser, D., (1968):Textural parameters: an evaluation, Jour. Sed. Petr., V260, p45-63.
- Papanikolaou D. and Vassilakis E. (2008):Middle Miocene E-W tectonic horst structure ofCrete through extensional detachment faults, IOP Conf Series, Earth Environ. Sci., 2.
- Papanikolaou D. and Vassilakis E. (2009):Thrust Faults and Extensional DetachmentFaults in Cretan Tectono-stratigraphy: Implications for Middle Miocene Extension, Tectonophysics, 488, 233-247.
- Papanikolaou D. and Vassilakis E. (2010):Thrust faults and extensional detachment faults in Cretan tectono-stratigraphy: Implications for MiddleMiocene extension, p. 233-247
- Passega, R., Byramjee, R., (1969):Grain-size image of Clastic deposits. Sedimentology, 13, 233-253.
- Reinecke, T., Altherr, R., Hartung, B., Hatzipanagiotou, K., Kreuzer, H., Harre, W., Klein, H., Keller, J., Geenen, E., Bdgger, H. (1982):Remnants of a Late Cretaceous hightemperature belt on the island of Anafi (Cyclades, Greece). N. Jb. Min. Abh. 145, 157-182.
- Ressentini A. (matr. 044978):Quantitative provenance analysis of modern sands:bulk petrography, heavy minerals,apatite fission tracks, Laboratory for Provenance Studies Department of Geology and GeotechnologyUniversity Milano-Bicocca, Italy

- Saadallah, A., Kukal, Z., (1969): Grain size and carbonate content in costal sediment of Iraq. Jour. Iraq G. Soc., 2, 3-10.
- Seidel E., H. Kreuzer & W. Harre (1982): A late Oligocene/early Miocene high pressure belt in the external Hellenides, Geol. Jb., E23, 165-206
- Sissingh, W. (1972): Late Cenozoic Ostracoda of the South Aegean island arc, Utrecht Micropal. Bull., 6, 187.
- Stewart, H.B., J.R., (1958): Sedimentary reflections of depositional environments in San Miguel Lagoon, Baja California, Mexico: Am. Assoc. Petr. Geol. Bull., V42, p 2567-2618.
- Ten Veen, J.H. (1998): Neogene Outer-Arc Evolution in the Cretan Segment of the Hellenic Arc: Tectonic, Sedimentary and Geodynamic Reconstructions. Ph.D. Thesis, University of Utrecht, Geol. Ultraiectiona, 160, 192 pp.
- Ten Veen J.H. and Meijer P.TH. (1998): Late Miocene to Recent tectonic evolution of Crete (Greece): geological observations and model analysis, Tectonophysics, 191–208, 298.
- Ten Veen, J. H., & G. Postma (1999): Neogene tectonics and basin fill patterns in the Hellenic outer-arc (Crete, Greece). Basin Research, 11, 223-241.
- Ten Veen J.H. and Kleinspehn K.L. (2003): Incipient continental collision and plateboundary curvature: Late Pliocene – Holocene transtensional forearc, Crete, Greece J. geol. Soc. London, p. 161-181
- Theye, T. (1988): Aufsteigende Hochdruckmetamorphose in Sedimenten der Phyllit-Quarzit-Einheit Kretas und des Peloponnes. - Dissertation, TU Braunschweig.
- Trask, P.D., (1939): Organic content of recent marine sediments. Recent marine sediments, 428-453.
- Tsikouras B., Pe-Piper G., Piper D. J.W. & Schaffer M. (2011): Varietal heavy mineral analysis of sediment provenance, Lower Cretaceous Scotian Basin, eastern Canada, Sedimentary Geology, 237, 250-265.
- Valia, H.S., and Cameron, B., (1977): Skewness as an Paleoenvironmental indicator. Jour. Sed. Petr., 47, No2, 784-793.
- Van Hinsbergen, D. and Meulenkamp, J.E. (2006): Neogene supradetachment basin development on Crete (Greece) during exhumation of the South Aegean core complex. Basin Research, 18, p. 103-124
- Welter-Schultes, F. W. (2000): The paleogeography of late Neogene central Crete inferred from the sedimentary record combined with Albinaria land snail biogeography., Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology, 157, p. 27-44.

- **Weltje G.J. and von Eynatten H. (2004):**Quantitative provenance analysis of sediments:review and outlook. Delft University of Technology, Faculty of Civil Engineering and Geosciences, Applied Geology Section, PO Box 5028, NL-2600 GA Delft, The Netherlands, p. 1-11.
- **Willmann, R. (1982):** Biostratigraphisch wichtige Susswassergastropoden (Prosobranchia, Hydrobiidae) aus dem Neogen des Agaiscs-Raumes, N. Jb.Geol. Palaont. Abh., 162, 304-331.
- **Wilson R. C. L. (1983):**Residual Deposits: Surface related and weathering Processes and materials (pages 19-20,22-23), Published for The Geological Society of London, by Blackwell Scientific Publications Oxford London Edinburgh Boston Melbourne.
- **Xypolias P., Chatzaras V. and Koukouvelas I.K. (2007):**Strain gradients in zones of ductile thrusting: Insights from the External Hellenides: Journal of Structural Geology, v. 29, p. 1522–1537
- **Zachariasse, W. J. (1975):** Planktonic foraminiferal biostratigraphy of the Late Neogene of Crete (Greece), Utrecht Micropal. Bull., 143.
- **Zachariasse W.J., van Hinsbergenw D.J.J. and Fortuin A.R. (2011):**Formation and fragmentation of a late Miocene supradetachment basin in central Crete: implications for exhumation mechanisms of high-pressure rocks in the Aegean forearc, Basin Stratigraphy and Paleontology group, Faculty of Geosciences, Utrecht University, Utrecht, The Netherlands, p. 678-601

Ελληνική

- Βασιλάκης Ε.Μ. (2006): Μελέτη της τεκτονικής δομής της λεκάνης Μεσσαράς, κεντρικής Κρήτης με τη βοήθεια τεχνικών τηλεπισκόπησης και συστημάτων γεωγραφικών πληροφοριών, Δημοσίευτη διδακτορική διατριβή Τμήματος Γεωλογίας και Γεωπεριβάλλοντος (ΕΚΠΑ) σελ. 13-32, 564, Αθήνα.
- Γιόφκος Μ. (2016): Πετροφυσικά Χαρακτηριστικά Ψαμμιτών του Νεογενούς (Περιοχή Πομπίας – Μεσσαρά, Κρήτη), Διπλωματική Εργασία, Τμήμα Μηχανικών Ορυκτών Πόρων, Χανιά.
- Ζεληλίδης, Α.Μ., (1998): Μεταμειοκαινική εξέλιξη της ΝΔ Πελοποννήσου, Διδακτορική Διατριβή, σελ. 12-48.
- Θεοδωρίκας Σ. (2010): Ορυκτολογία – Πετρολογία, (3^η έκδοση) Θεσσαλονίκη.
- ΙΓΜΕ (1983): Γεωλογικός χάρτης φύλλο Τυμπάκιον σε κλίμακα 1:50.000, Αθήνα
- Κοντόπουλος Ν. (2007): Σημειώσεις Ιζηματολογίας της σχολής Θετικών επιστημών, Τμήμα Γεωλογίας, Πανεπιστήμιο Πατρών
- Κοντόπουλος, Ν., (1978): Περιβάλλοντα αποθέσεως των ιζημάτων του Πηδάσου (ΝΔ Πελοπόννησος). Διδακτορική Διατριβή, Πάτρα, 90 σελίδες.
- Παναγιωταρά Α. Ελένη-Μαρία (2008): Εμπλουτισμός λατερίτη με φυσικές και χημικές διεργασίες, Διπλωματική εργασία
- Μανούτσογλου Ε. (2008): Δημοσίευτες Σημειώσεις Σεμιναρίου Γεωλογίας της Κρήτης, της Ερευνητικής Μονάδας Γεωλογίας της Σχολής Μηχανικών Ορυκτών Πόρων του Πολυτεχνείου Κρήτης.
- Σπαντιδάκης Σ. (2016): Πετροφυσικά χαρακτηριστικά ψαμμιτών του Νεογενούς (περιοχή Αρκαλοχώρι-Μάρθα, Μεσσαρά, Κρήτη), Διπλωματική Εργασία, Τμήμα Μηχανικών ορυκτών πόρων, Χανιά.

- **Μαντζιώκας Η. (2016):** Πετροφυσικά χαρακτηριστικά ψαμμιτών του Νεογενούς (περιοχή Φανερωμένης, Μεσσαρά, Κρήτη), Διπλωματική Εργασία, Τμήμα Μηχανικών ορυκτών πόρων, Χανιά.
- **Πιτσόλης Γ (2017):** Αναζήτηση πηγών τροφοδοσίας κλαστικών ιζημάτων Νεογενών σχηματισμών της λεκάνης της Μεσσαράς με χρήση βαρέων ορυκτών, Διπλωματική Εργασία, Τμήμα Μηχανικών Ορυκτών Πόρων, Χανιά.
- **Πολυχρονάκης Χ. (2015):** Αναζήτηση πηγών τροφοδοσίας κλαστικών ιζημάτων Νεογενών σχηματισμών της λεκάνης της Μεσσαράς με χρήση βαρέων ορυκτών, Διπλωματική Εργασία, Τμήμα Μηχανικών Ορυκτών Πόρων, Χανιά.
- **Πυλιώτης Ι. (2011):** Ιζηματολογική και Γεωχημική Μελέτη του Σχηματισμού Μετόχια, Πτυχιακή εργασία, Πανεπιστήμιο Πατρών, 157 σελ, Πάτρα.
- **Σταμπολιάδης Η. (2008):** Μηχανική των τεμαχιδίων, Χανιά
- **Φυτρολάκης Ν. (1980):** Η γεωλογική δομή της Κρήτης.-Διατριβή επί υφηγεσία.ΕΜΠ, Αθήνα, 146 σελ.

Πηγές από το διαδίκτυο:

- [1]:https://boa.unimib.it/retrieve/handle/10281/50093/75003/phd_unimib_076180.pdf
- [2]: <https://boa.unimib.it/handle/10281/19000>
- [3] : deepblue.lib.umich.edu/bitstream/handle/2027.42/61777/mrmanon_1.pdf?...1

ΠΑΡΑΡΤΗΜΑ

- Παράρτημα 1: Κοκκομετρικές αναλύσεις – Αθροιστικές κατανομές
- Παράρτημα 2: Παράθεση ανακλάσεων με τη μέθοδο XRD
- Παράρτημα 3: Ποσοστιαία κατανομή των ορυκτών του βαρέου κλάσματος

Ονομασία δειγμάτων

- ΤΑ ΔΕΙΓΜΑΤΑ ΜΕ ΤΗΝ ΟΝΟΜΑΣΙΑ **AM** ΑΝΤΙΣΤΟΙΧΟΥΝ ΣΤΗΝ ΠΕΡΙΟΧΗ ΑΡΚΑΛΟΧΩΡΙ - ΜΑΡΘΑ
- ΤΑ ΔΕΙΓΜΑΤΑ ΜΕ ΤΗΝ ΟΝΟΜΑΣΙΑ **FAN** ΑΝΤΙΣΤΟΙΧΟΥΝ ΣΤΗΝ ΠΕΡΙΟΧΗ ΤΗΣ ΦΑΝΕΡΩΜΕΝΗΣ
- ΤΑ ΔΕΙΓΜΑΤΑ ΜΕ ΤΗΝ ΟΝΟΜΑΣΙΑ **DEM** ΑΝΤΙΣΤΟΙΧΟΥΝ ΣΤΗΝ ΠΕΡΙΟΧΗ ΔΕΜΑΤΙ
- ΤΑ ΔΕΙΓΜΑΤΑ ΜΕ ΤΗΝ ΟΝΟΜΑΣΙΑ **KAS** ΑΝΤΙΣΤΟΙΧΟΥΝ ΣΤΗΝ ΠΕΡΙΟΧΗ ΚΑΣΤΕΛΛΙΑΝΑ
- ΤΑ ΔΕΙΓΜΑΤΑ ΜΕ ΤΗΝ ΟΝΟΜΑΣΙΑ **DOUL** ΑΝΤΙΣΤΟΙΧΟΥΝ ΣΤΗΝ ΠΕΡΙΟΧΗ ΔΟΥΛΙ
- ΤΑ ΔΕΙΓΜΑΤΑ ΜΕ ΤΗΝ ΟΝΟΜΑΣΙΑ **POM** ΑΝΤΙΣΤΟΙΧΟΥΝ ΣΤΗΝ ΠΕΡΙΟΧΗ ΠΟΜΠΙΑ
- ΤΑ ΔΕΙΓΜΑΤΑ ΜΕ ΤΗΝ ΟΝΟΜΑΣΙΑ **SIV** ΑΝΤΙΣΤΟΙΧΟΥΝ ΣΤΗΝ ΠΕΡΙΟΧΗ ΣΙΒΑΣ
- ΤΑ ΔΕΙΓΜΑΤΑ ΜΕ ΤΗΝ ΟΝΟΜΑΣΙΑ **TEFP** ΑΝΤΙΣΤΟΙΧΟΥΝ ΣΤΗΝ ΠΕΡΙΟΧΗ ΤΕΦΕΛΙ

ΠΑΡΑΡΤΗΜΑ 1 ΚΟΚΚΟΜΕΤΡΙΚΕΣ ΑΝΑΛΥΣΕΙΣ – ΑΘΡΟΙΣΤΙΚΕΣ ΚΑΤΑΝΟΜΕΣ

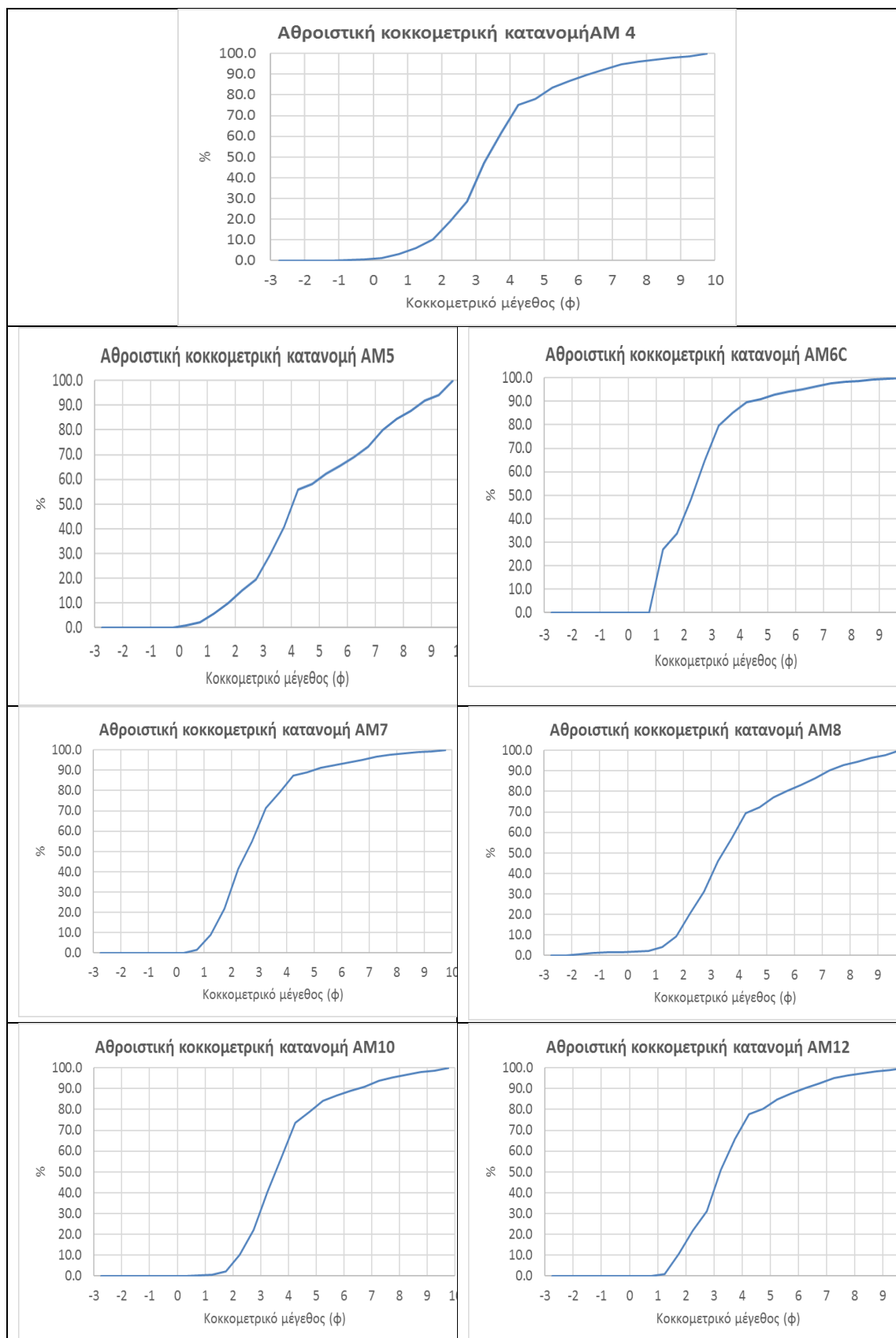
Πίνακας 1. Ποσοστιαίες Αθροιστικών κοκκομετρικών κατανομών δειγμάτων

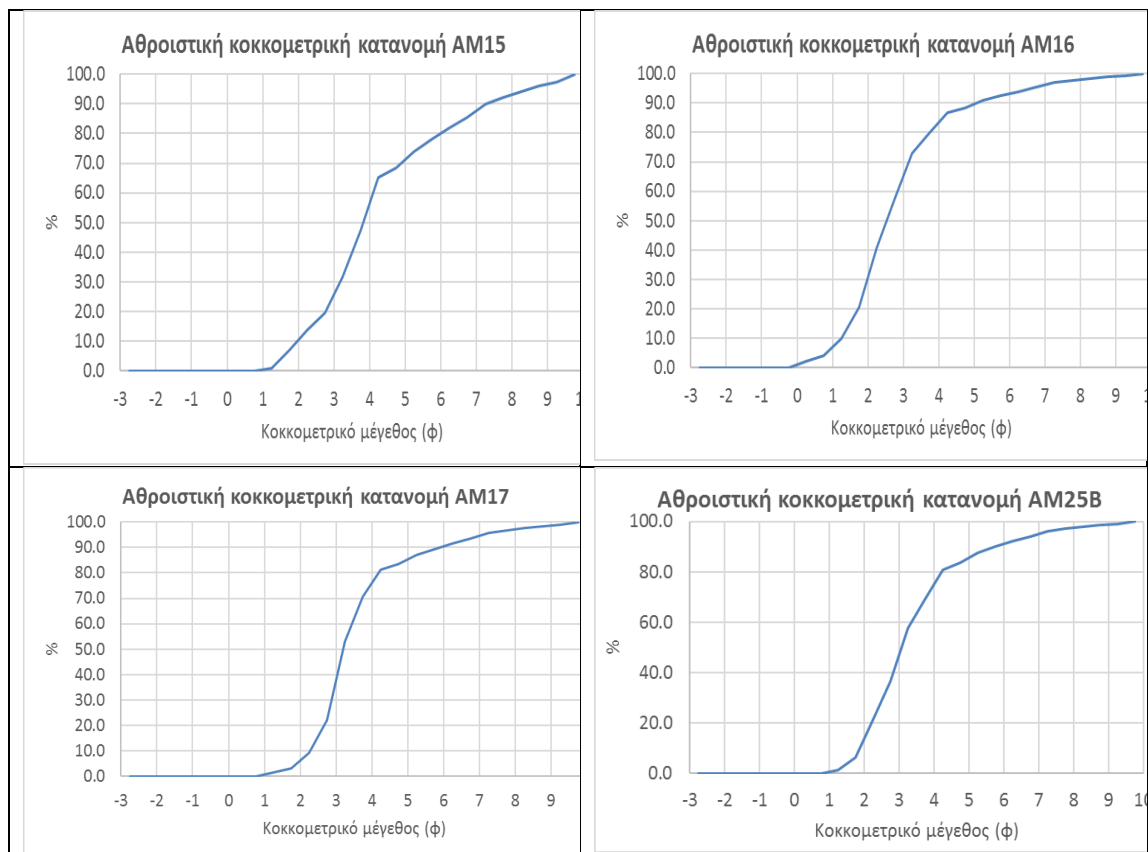
(Αρκαλοχώρι - Μάρθα)

min	max	AM1	AM4	AM5	AM6Γ	AM7	AM8	AM10	AM12	AM15	AM16	AM17	AM25B
-3.0	-2.5	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0
-2.5	-2.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0
-2.0	-1.5	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.5	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0
-1.5	-1.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	1.1	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0
-1.0	-0.5	0.1	0.3	0.0	0.0	0.0	1.5	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0
-0.5	0.0	0.2	0.7	0.0	0.0	0.0	1.7	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0
0.0	0.5	0.4	1.3	0.8	0.0	0.0	1.9	0.0	0.0	0.0	2.1	0.0	0.0
0.5	1.0	0.5	3.1	2.3	0.0	1.7	2.3	0.3	0.0	0.0	4.0	0.0	0.0
1.0	1.5	0.8	6.0	5.9	26.8	9.0	4.0	0.6	0.9	0.9	9.8	1.6	1.3
1.5	2.0	2.0	10.3	9.8	33.5	22.0	9.4	2.3	10.7	7.0	20.5	3.3	6.2
2.0	2.5	4.2	18.8	15.0	48.2	41.4	20.6	10.3	21.8	13.7	40.9	9.4	21.3
2.5	3.0	8.0	28.7	19.7	64.8	54.9	31.3	22.2	31.1	19.4	57.1	22.3	36.6
3.0	3.5	19.6	47.2	29.6	79.7	71.2	46.1	40.5	51.2	31.7	72.8	53.0	57.6
3.5	4.0	37.0	61.8	40.7	85.1	79.1	57.1	57.0	65.9	47.2	80.0	70.7	69.3
4.0	4.5	56.2	75.2	55.9	89.6	87.5	69.4	73.6	77.6	65.1	86.7	81.3	80.7
4.5	5.0	59.2	78.1	58.0	90.8	88.9	72.4	78.7	80.4	68.3	88.3	83.6	83.5
5.0	5.5	65.9	83.5	62.2	92.8	91.1	77.2	84.1	84.8	74.0	90.8	87.2	87.7
5.5	6.0	70.8	86.8	65.4	94.1	92.5	80.3	86.7	87.6	78.0	92.4	89.5	90.2
6.0	6.5	75.6	89.7	69.1	95.2	93.9	83.3	89.0	90.2	81.8	93.9	91.6	92.3
6.5	7.0	80.2	92.1	73.3	96.3	95.1	86.3	91.1	92.4	85.4	95.3	93.4	94.1
7.0	7.5	86.3	94.7	80.1	97.6	96.7	90.4	93.9	95.1	89.9	97.0	95.7	96.1
7.5	8.0	89.6	96.0	84.3	98.2	97.5	92.7	95.4	96.4	92.3	97.7	96.8	97.1
8.0	8.5	92.1	96.9	87.8	98.7	98.2	94.5	96.5	97.3	94.1	98.3	97.5	97.8
8.5	9.0	94.9	98.0	91.9	99.2	98.9	96.5	97.8	98.3	96.1	98.9	98.4	98.6
9.0	9.5	96.3	98.7	94.2	99.4	99.2	97.6	98.5	98.8	97.2	99.2	98.9	99.1
9.5	10.0	100.0	100.0	100.0	100.0	100.0	100.0	100.0	100.0	100.0	100.0	100.0	100.0

Πίνακας 6. Διαγράμματα αθροιστικών κοκκομετρικών κατανομών δειγμάτων

(Αρκαλοχώρι - Μάρθα)



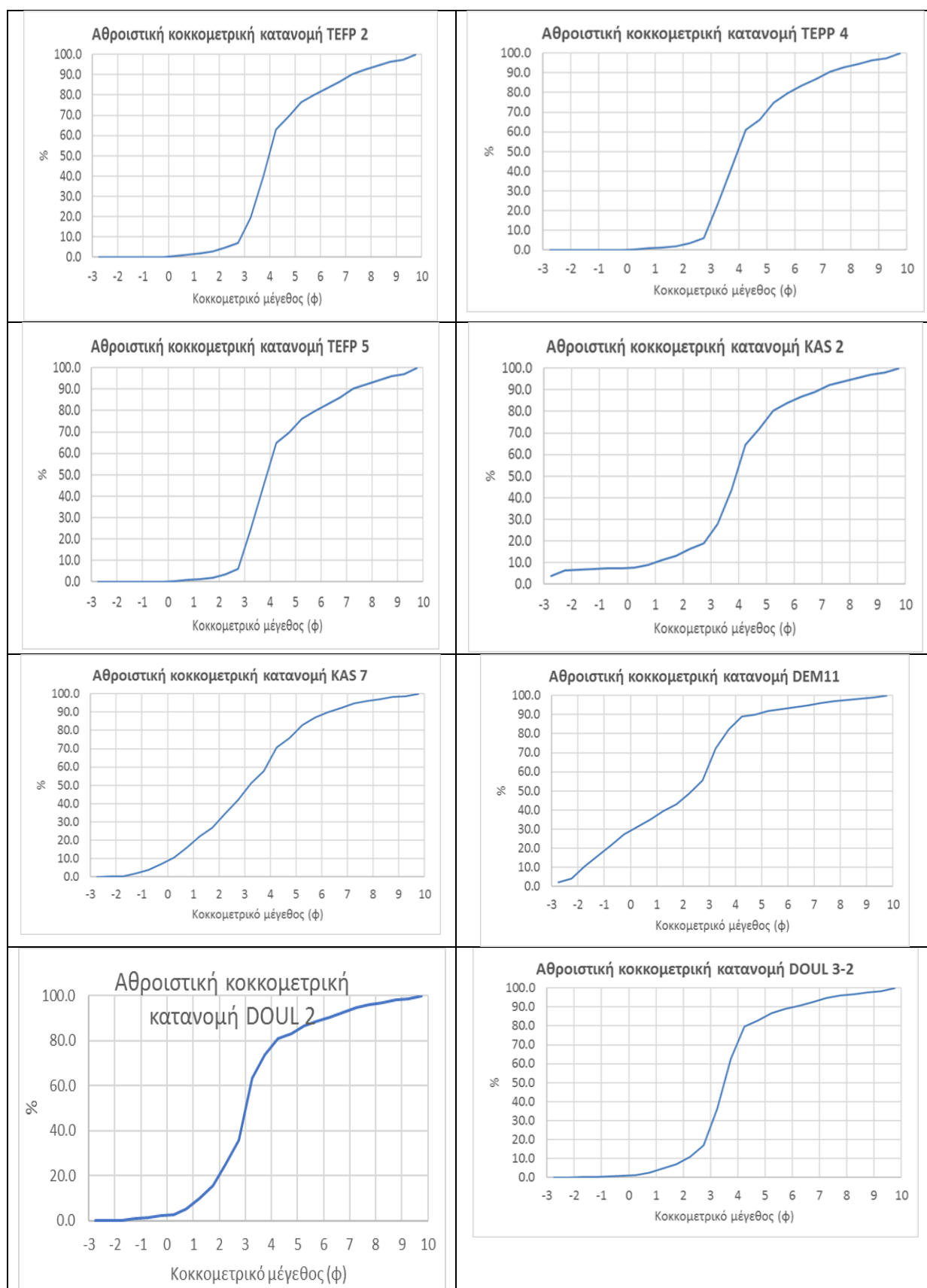


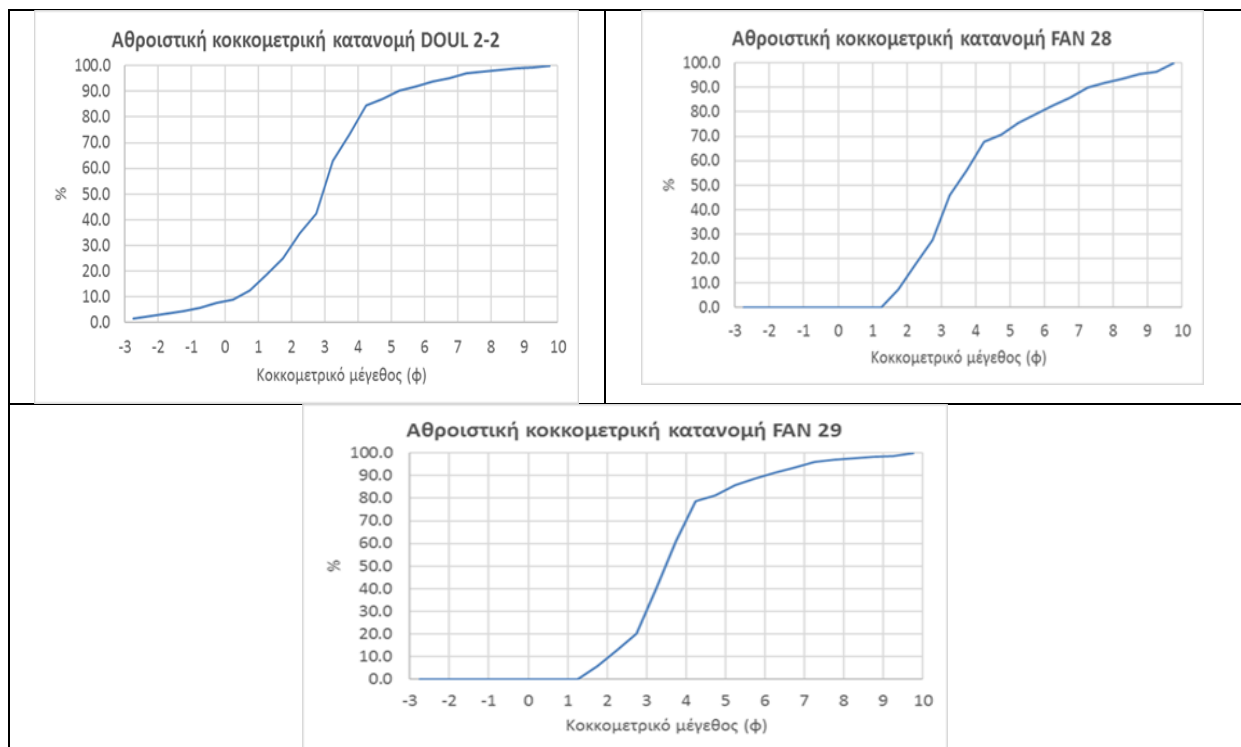
Πίνακας 2. Ποσοστιαίες Αθροιστικών κοκκομετρικών κατανομών δειγμάτων

(Λοιπές Περιοχές)

min	max	TEFP 2	TEFP 4	TEFP 5	DOU 3-2	DOUL 2	DOUL 2-2	KAS 2	KAS 7	DEM 11	FAN 28	FAN 29
-3	-2.5	0	0	0	0	0	1.53651	3.97132	0	2.3696	0	0
-2.5	-2	0	0	0	0.089802	0.098842	2.692517	6.251088	0.130917	4.058075	0	0
-2	-1.5	0	0	0	0.169627	0.328297	3.486139	6.755769	0.375525	10.62198	0	0
-1.5	-1	0	0	0	0.292689	0.92841	4.624026	7.13167	1.881072	15.8774	0	0
-1	-0.5	0	0	0	0.505554	1.503812	5.830766	7.340503	3.844829	21.58093	0	0
-0.5	0	0	0	0	0.86809	2.156877	7.526726	7.514531	7.172879	27.20918	0	0
0	0.5	0.619332	0.395094	0.395094	1.27719	2.884072	8.958145	7.62939	10.64907	31.20989	0	0
0.5	1	1.128069	0.773726	0.773726	2.517794	5.429257	12.43704	9.0599	16.02357	34.96326	0	0
1	1.5	2.012829	1.329328	1.329328	4.626488	10.2231	18.76427	11.07515	21.99752	39.39057	0	0
1.5	2	2.967633	1.96724	1.96724	7.121	15.73355	25.00091	13.16	26.91036	43.09016	7.294418	5.717494
2	2.5	4.821942	3.436497	3.436497	10.97253	25.16238	34.5135	16.26466	34.76883	48.81878	17.57581	12.88511
2.5	3	7.192362	6.140423	6.140423	16.93607	35.95736	42.31926	18.89945	41.97616	55.46514	27.5658	20.3408
3	3.5	19.57487	23.29264	24.76249	36.43444	63.45723	62.99324	28.06229	51.18964	72.33155	45.91277	40.25715
3.5	4	39.70626	42.04159	45.072	62.49156	73.64412	73.1677	43.51	57.7919	82.09561	56.29257	60.99991
4	4.5	63.09191	60.93717	64.83265	79.72222	81.0371	84.59076	64.70205	70.78504	88.98493	67.81297	78.63415
4.5	5	69.3564	66.31582	69.68788	82.86917	83.18608	86.91413	72.0453	75.70214	90.08951	70.51101	81.24042
5	5.5	76.48077	74.78706	75.98345	86.749	86.53085	90.10827	80.31212	83.01211	91.71347	75.59169	85.70778
5.5	6	80.08632	79.51834	79.57726	88.83345	88.65456	91.98642	83.99914	86.90989	92.74149	79.11558	88.63426
6	6.5	83.27807	83.42207	82.89125	90.69669	90.67048	93.67004	86.75892	89.94049	93.75053	82.53373	91.29909
6.5	7	86.30003	86.69003	86.00903	92.43601	92.55575	95.15192	89.09083	92.27114	94.75403	85.7269	93.52884
7	7.5	90.3864	90.73048	90.13329	94.73714	94.98662	96.91532	92.21046	94.87427	96.18379	89.83488	95.90496
7.5	8	92.57607	92.83218	92.3099	95.93474	96.21473	97.73798	93.9559	96.14152	96.99202	91.96241	96.90045
8	8.5	94.29497	94.44608	93.99428	96.83417	97.1115	98.30625	95.36125	97.09215	97.64034	93.58831	97.55879
8.5	9	96.30372	96.26282	95.89448	97.80296	98.05066	98.86688	97.02725	98.14764	98.39536	95.46257	98.24594
9	9.5	97.42842	97.2284	96.9052	98.3045	98.52419	99.13907	97.95208	98.71113	98.80325	96.50769	98.62407
9.5	10	100	99.99981	99.99592	99.99756	99.99977	99.99959	99.99999	100	99.99986	99.99984	99.99983

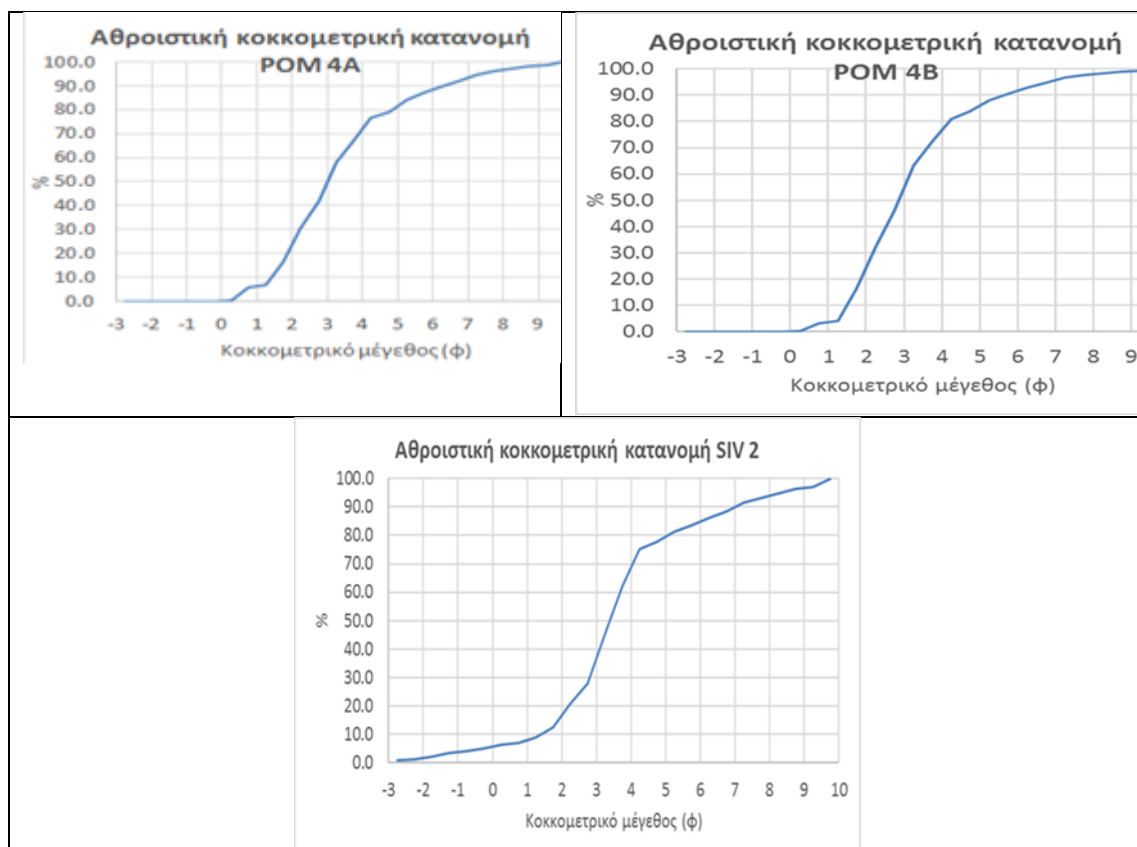
Πίνακας 6. Διαγράμματα Αθροιστικών κοκκομετρικών κατανομών δειγμάτων





(Λοιπές περιοχές Μεσσαράς)

min	max	POM 4 A	POM 4B	SIV 2
-3	-2.5	0,0	0,0	0,816083
-2.5	-2	0,0	0,0	1.350186
-2	-1.5	0,0	0,0	2.3056
-1.5	-1	0,0	0,0	3.363854
-1	-0.5	0,0	0,0	4.153397
-0.5	0	0,0	0,0	5.151937
0	0.5	0,3	0,3	6.289809
0.5	1	5,8	3,2	7.129114
1	1.5	6,9	4,0	8.840897
1.5	2	16,1	16,3	12.63933
2	2.5	30,3	32,5	20.98593
2.5	3	42,1	45,8	27.80985
3	3.5	58,2	63,3	45.36981
3.5	4	67,2	72,1	62.02901
4	4.5	76,5	80,9	75.13141
4.5	5	79,1	83,7	77.60079
5	5.5	83,9	88,0	81.27249
5.5	6	86,9	90,6	83.67571
6	6.5	89,7	92,8	86.07593
6.5	7	92,1	94,7	88.43545
7	7.5	94,9	96,8	91.61986
7.5	8	96,2	97,7	93.30591
8	8.5	97,1	98,3	94.62323
8.5	9	98,0	98,9	96.21499
9	9.5	98,4	99,1	97.14737
9.5	10	100	100	9999971



Πίνακας 7. Κοκκομετρικές αναλύσεις

(Αρκαλοχώρι)

Δείγμα (gr)	AM 1	AM 4	AM 5	AM 6	AM 7	AM 8	AM 10	AM 12	AM 15	AM 16	AM 17	AM 25 B
Αρχικό βάρος	260.47	246,43	254.41	177.87	238.78	192.04	228.81	128.68	215.3	260.65	280.05	127.7
8000	0	0	0	0	0		0	0	0	0	0	0
5600	0	0	0	0	0		0	0	0	0	0	0
4000	0	0	0	0	0	1	0	0	0	0	0	0
2830	0.1	0	0	0	0	1.2	0	0	0	0	0	0
2000	0.1	0,8	0	0	0	0.6	0	0	0	0	0	0
1400	0.4	0,9	0	0	0	0.5	0	0	0	0	0	0
1000	0.4	1,5	0	0	0	0.4	0	0	0	5.5	0	0
710	0.4	4,5	4	3	4	0.8	0.6	0	0	5	0	0
500	0.8	7	9	8	17.5	3.2	0.8	1.2	2	15	4.43	1.6
355	2.9	10,75	10.12	21.35	30.94	10.35	3.92	12.56	13	27.97	4.68	6.38
250	5.9	20,99	13.24	37.54	46.52	21.55	18.17	14.27	14.47	53.07	17.27	19.2
180	9.9	24,25	12.03	33.73	32.12	20.44	27.38	12.04	12.39	42.18	36.01	19.62
125	30.1	45,55	25.51	28.22	38.51	27.7	36.54	25.3	25.71	39.79	84.28	26.18
90	44.4	34,32	26.9	10.14	17.43	18.62	27.86	17.52	30.73	16.12	45.74	13.13
63	46	28,66	35.49	7.77	17.77	19.18	25.18	12.38	33.83	13.98	24.45	11.77
pan	25.9	15,3	20.27	4.12	7.25	5.62	10.55	4.43	18.43	6.6	11.79	3.01
wet sieving	93.17	51,91	97.85	24	26.74	60.88	77.81	28.98	64.74	35.44	51.4	26.81
Laser	119.07	67,21	118.12	28.12	33.99	66.5	88.36	33.41	83.17	42.04	63.19	29.82
Total Sieves	141.4	179,22	136.29	149.75	204.79	125.54	140.45	95.27	132.13	218.61	216.86	97.88

Πίνακας 7. Κοκκομετρικές αναλύσεις

(Λοιπές περιοχές)

Δείγμα (gr)	TEF P 2	TEF P 4	TEF P 5	Doul 3_2	Doul 2	Doul 2-2	Kas 5	kas 7	Dem 11	Fan 28	Fan 29
Αρχικό βάρος	271.26	242.98	242.98	300.66	283.28	275.95	287.31	290.26	278.95	109.81	204.81
8000	0	0	0	0	0	4.24	11.41		6.61	0	0
5600	0	0	0	0.27	0.28	3.19	6.55	0.38	4.71	0	0
4000	0	0	0	0.24	0.65	2.19	1.45	0.71	18.31	0	0
2830	0	0	0	0.37	1.7	3.14	1.08	4.37	14.66	0	0
2000	0	0	0	0.64	1.63	3.33	0.6	5.7	15.91	0	0
1400	0	0	0	1.09	1.85	4.68	0.5	9.66	15.7	0	0
1000	1.68	0.96	0.96	1.23	2.06	3.95	0.33	10.09	11.16	0	0
710	1.38	0.92	0.92	3.73	7.21	9.6	4.11	15.6	10.47	0	0
500	2.4	1.35	1.35	6.34	13.58	17.46	5.79	17.34	12.35	0	0
355	2.59	1.55	1.55	7.5	15.61	17.21	5.99	14.26	10.32	8.01	11.71
250	5.03	3.57	3.57	11.58	26.71	26.25	8.92	22.81	15.98	11.29	14.68
180	6.43	6.57	6.57	17.93	30.58	21.54	7.57	20.92	18.54	10.97	15.27
125	27.05	41.1	41.1	55.08	77.04	55.17	21.63	25.66	46.34	20.02	40.2
90	41.73	41.57	41.57	71.89	26.14	24.21	31.37	13.36	25.56	10.55	40.4
63	45.85	36.96	36.96	42.75	16.14	25.75	40.64	27.06	16.57	10.72	32.19
pan	10.78	6.03	6.03	8.78	2.79	5.02	14.33	9.47	4.02	4.78	10.5
wet sieving	126.34	102.4	102.4	71.24	59.31	49.02	125.04	92.87	31.74	33.47	39.86
Laser	137.12	108.43	108.43	80.02	62.1	54.04	139.37	102.34	35.76	38.25	50.36
Total Sieves	134.14	134.55	134.55	220.64	221.18	221.91	147.94	187.92	243.19	71.56	154.45

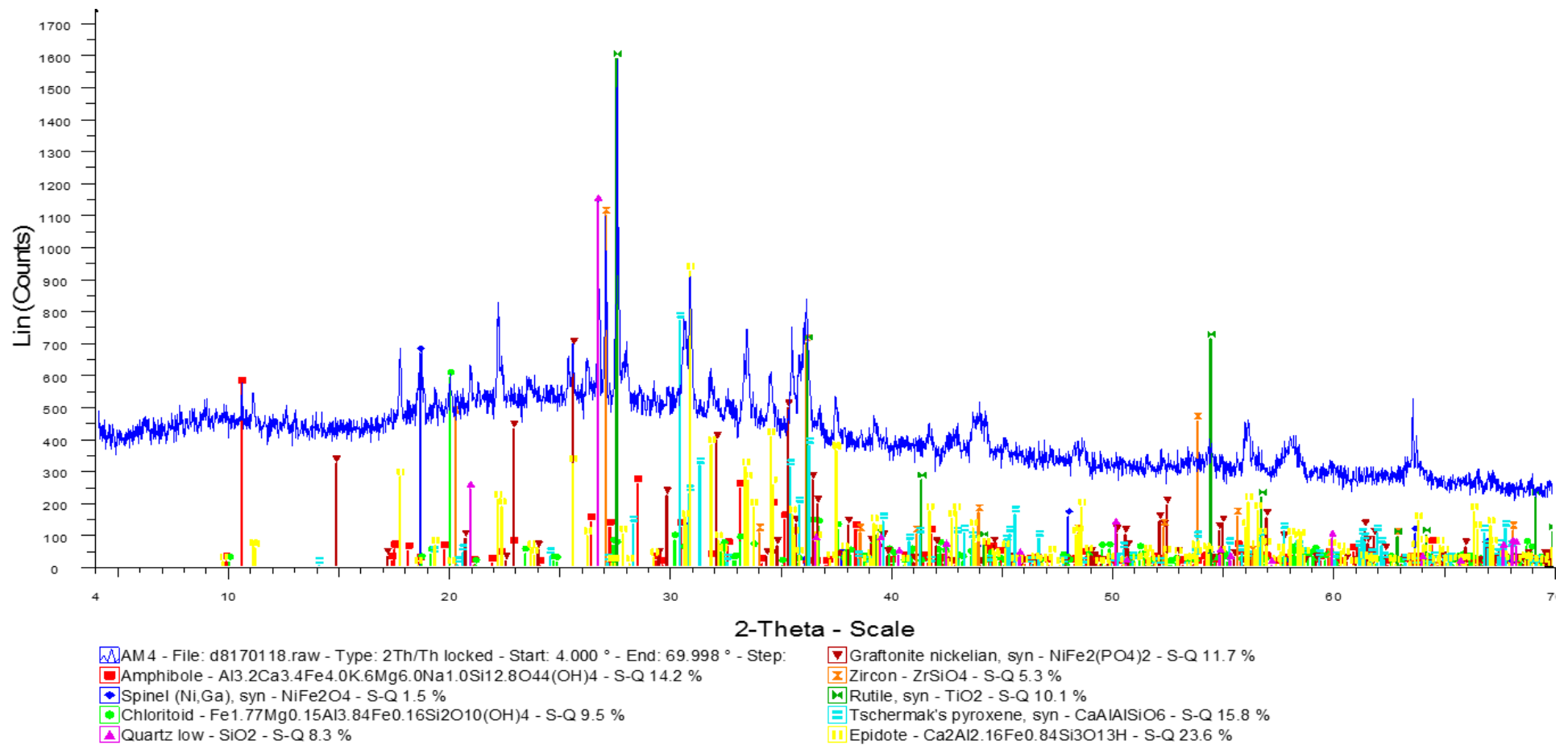
Πίνακας 7. Κοκκομετρικές αναλύσεις

(Λοιπές περιοχές δυτικής Μεσσαράς)

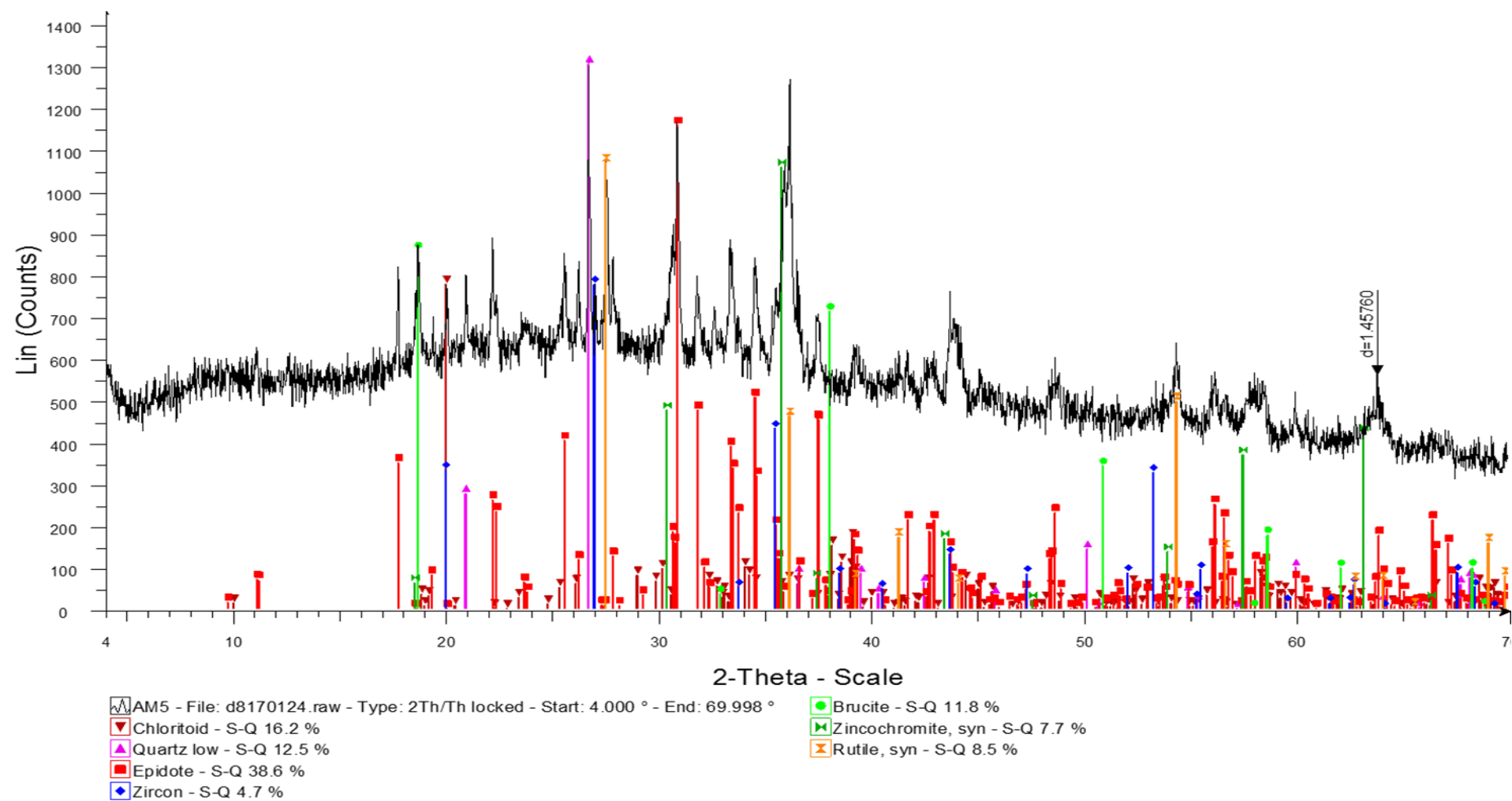
Δείγμα (gr)	POM 4 A	POM 4 B	SIV 2
Sample Total	287.9	296.6	301.44
8000	0	0	2.46
5600	0	0	1.61
4000	0	0	2.88
2830	0	0	3.19
2000	0	0	2.38
1400	0	0	3.01
1000	0.84	0.6	3.43
710	13.25	7	2.53
500	2.72	2.04	5.16
355	22.3	29.42	11.45
250	34.3	38.77	25.16
180	28.87	31.87	20.57
125	40.51	40.51	51.16
90	18.21	18.21	46.12
63	16.02	16.02	33.06
pan	9.84	9.84	8.26
wet sieving	53.67	45.21	79.01
Laser	63.36	55.05	87.27
Total Sieves	231.7	248.42	214.17

ΠΑΡΑΡΤΗΜΑ 2 - ΠΑΡΑΘΕΣΗ ΑΝΑΚΛΑΣΕΩΝ XRD

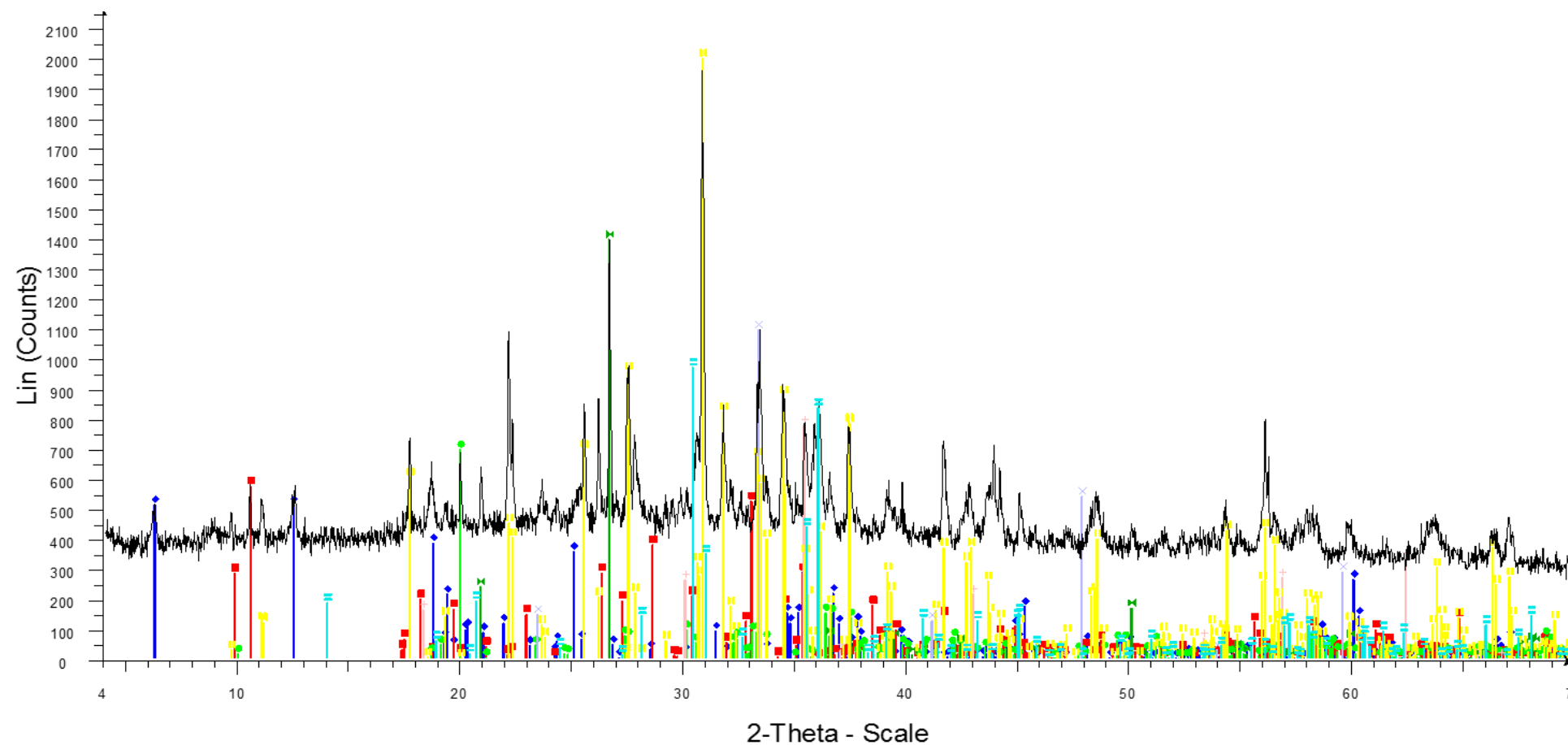
AM4



AM 5



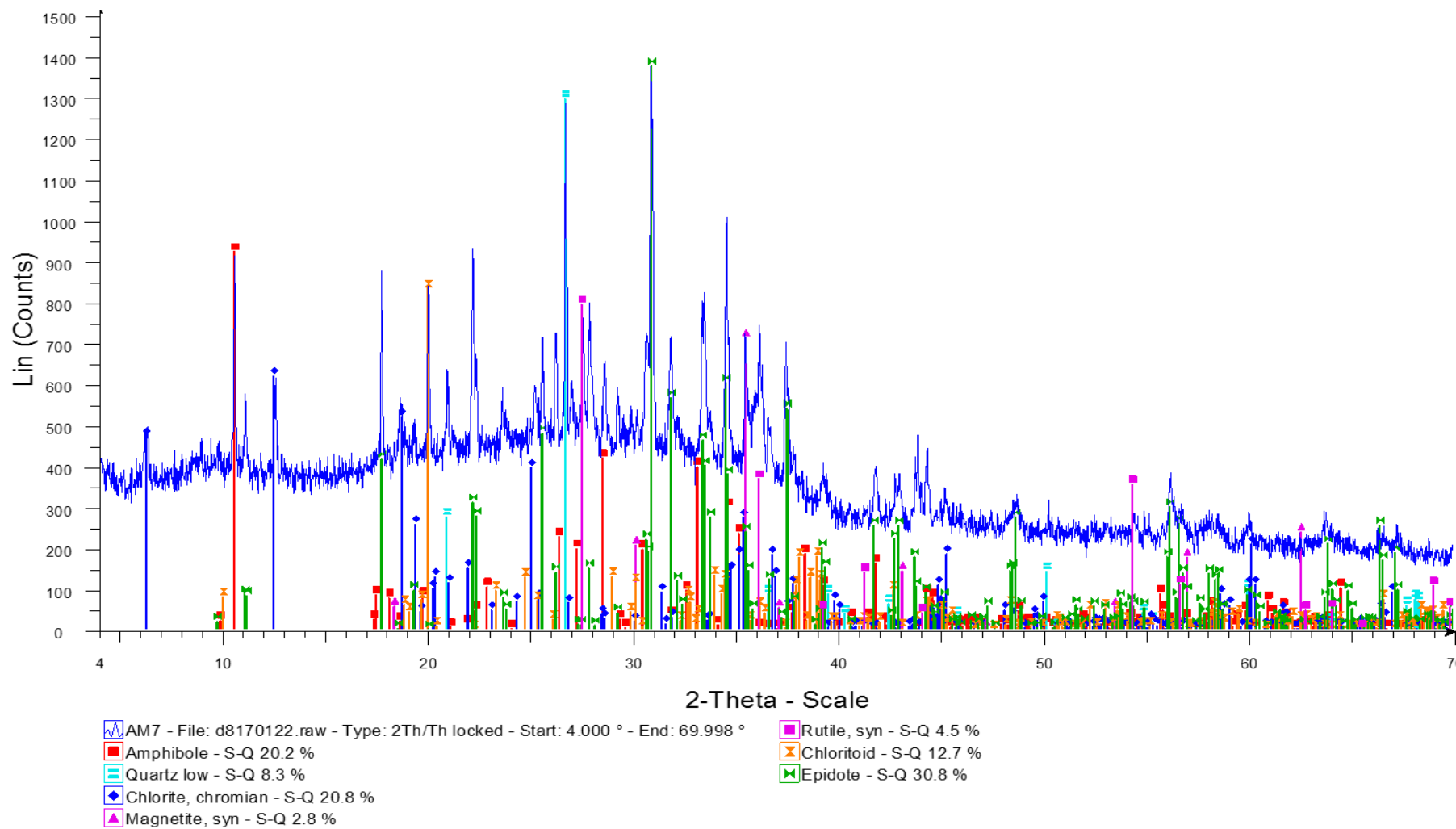
AM 6 c



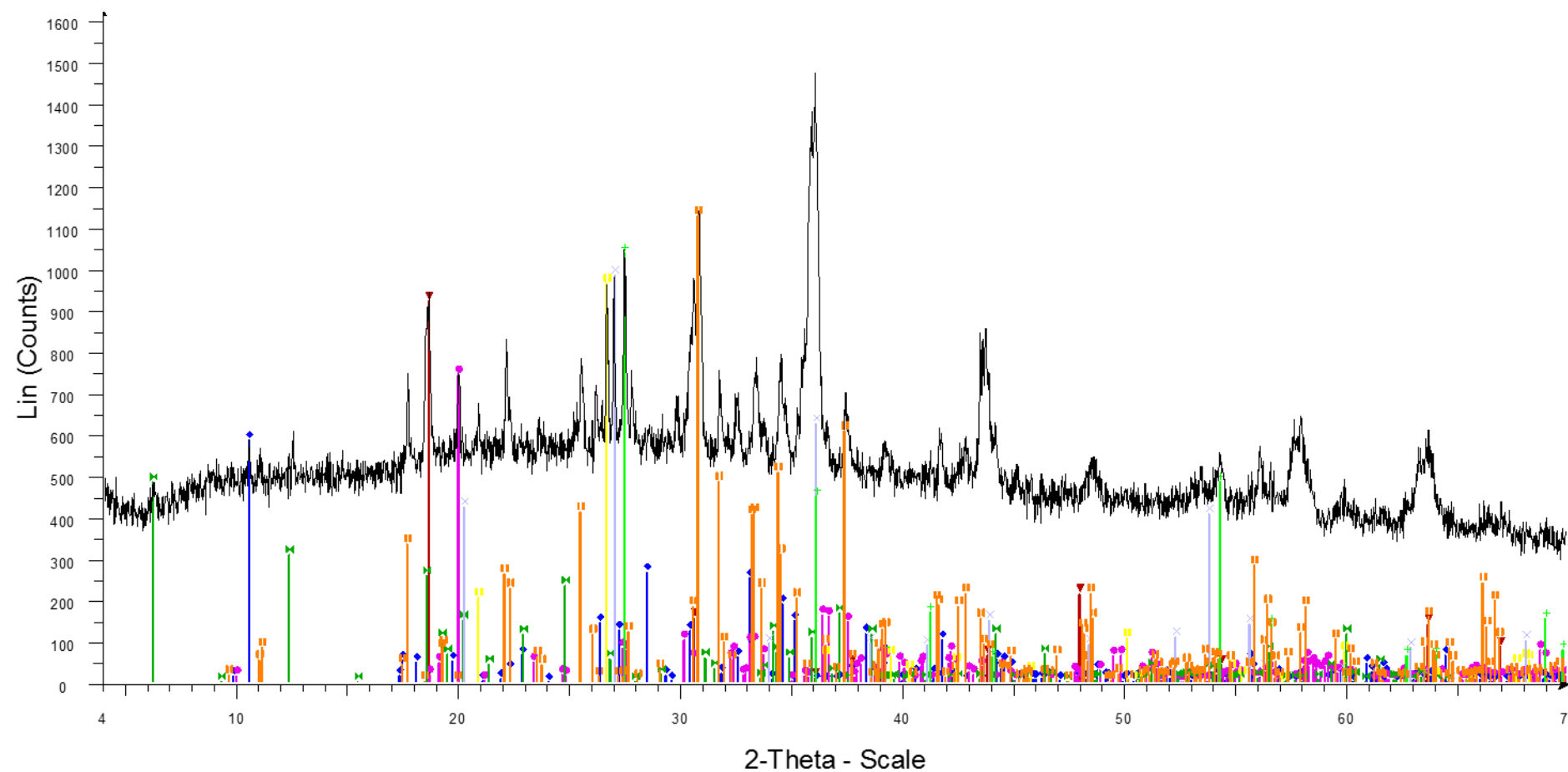
AM16(C) - File: d8170128.raw - Type: 2Th/Th locked - Start: 4.000 ° - End: 69.998 ° - St

◆ Clinocllore (Ilb-4) - S-Q 14.0 %	■ Rutile, syn - S-Q 4.1 %
■ Tremolite - S-Q 12.2 %	× Perovskite - S-Q 3.9 %
■ Chloritoid - S-Q 7.6 %	+ Chromite - S-Q 3.3 %
■ Quartz low, syn - S-Q 6.3 %	■ Hedenbergite magnesian - S-Q 14.0 %
	■ Epidote - S-Q 34.5 %

AM 7



AM 8



AM8 - File: d8170126.raw - Type: 2Th/Th locked - Start: 4.000 ° - End: 69.998 ° - Step: 0

Amphibole - S-Q 16.9 %

Spinel (Ni,Ga), syn - S-Q 2.4 %

Chloritoid - S-Q 13.8 %

Clinocllore-2A - S-Q 14.1 %

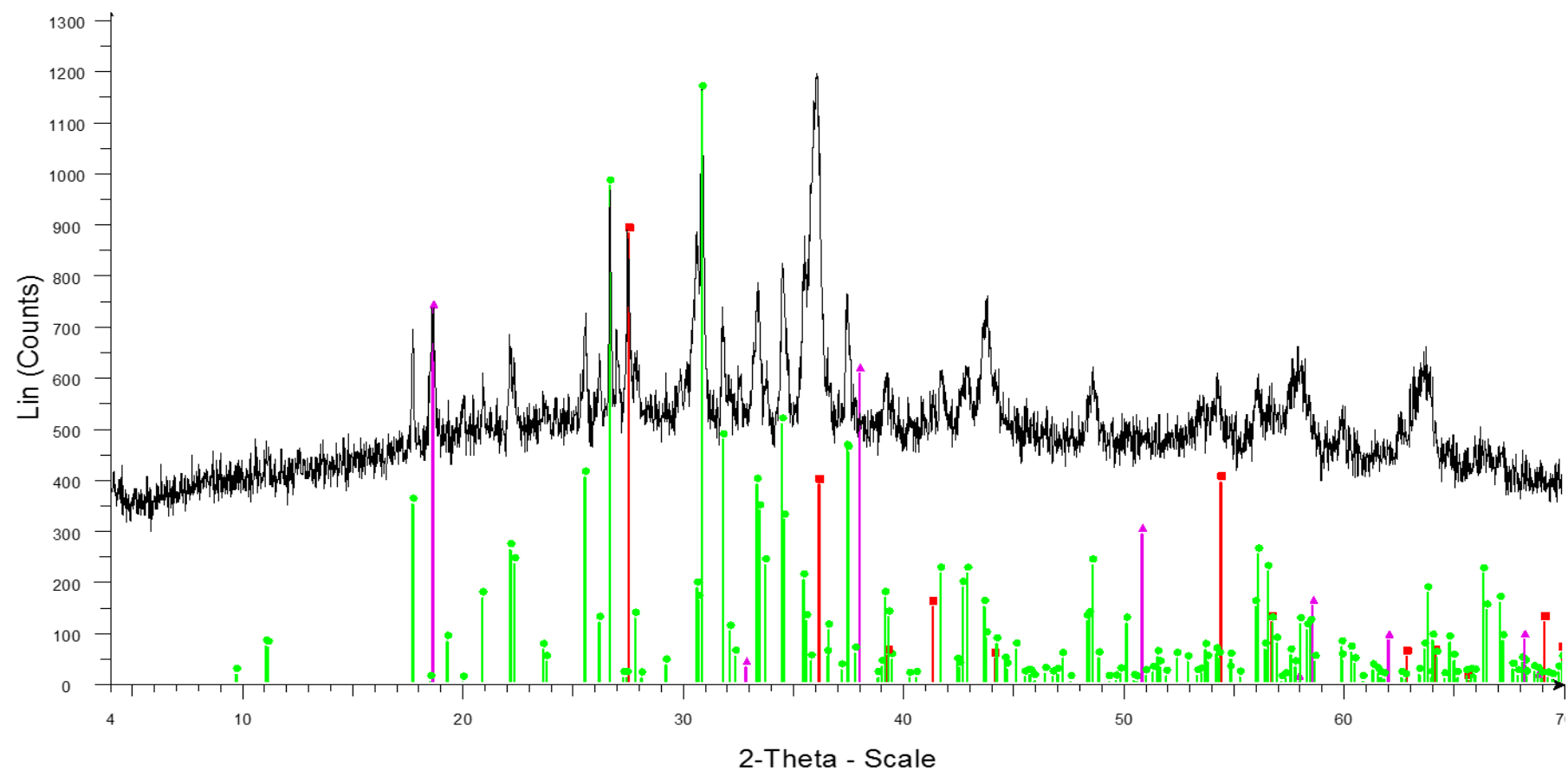
Quartz low - S-Q 8.2 %

Zircon - S-Q 5.5 %

Rutile, syn - S-Q 7.3 %

Epidote - S-Q 31.8 %

AM 10



AM10 - File: d8170097.raw - Type: 2Th/Th locked - Start: 4.000 ° - End: 69.998 ° - Step: 0.019 ° - Step time: 31.8 s - Temp.: 25 °C (Room) - Time Started: 21 s - 2-The

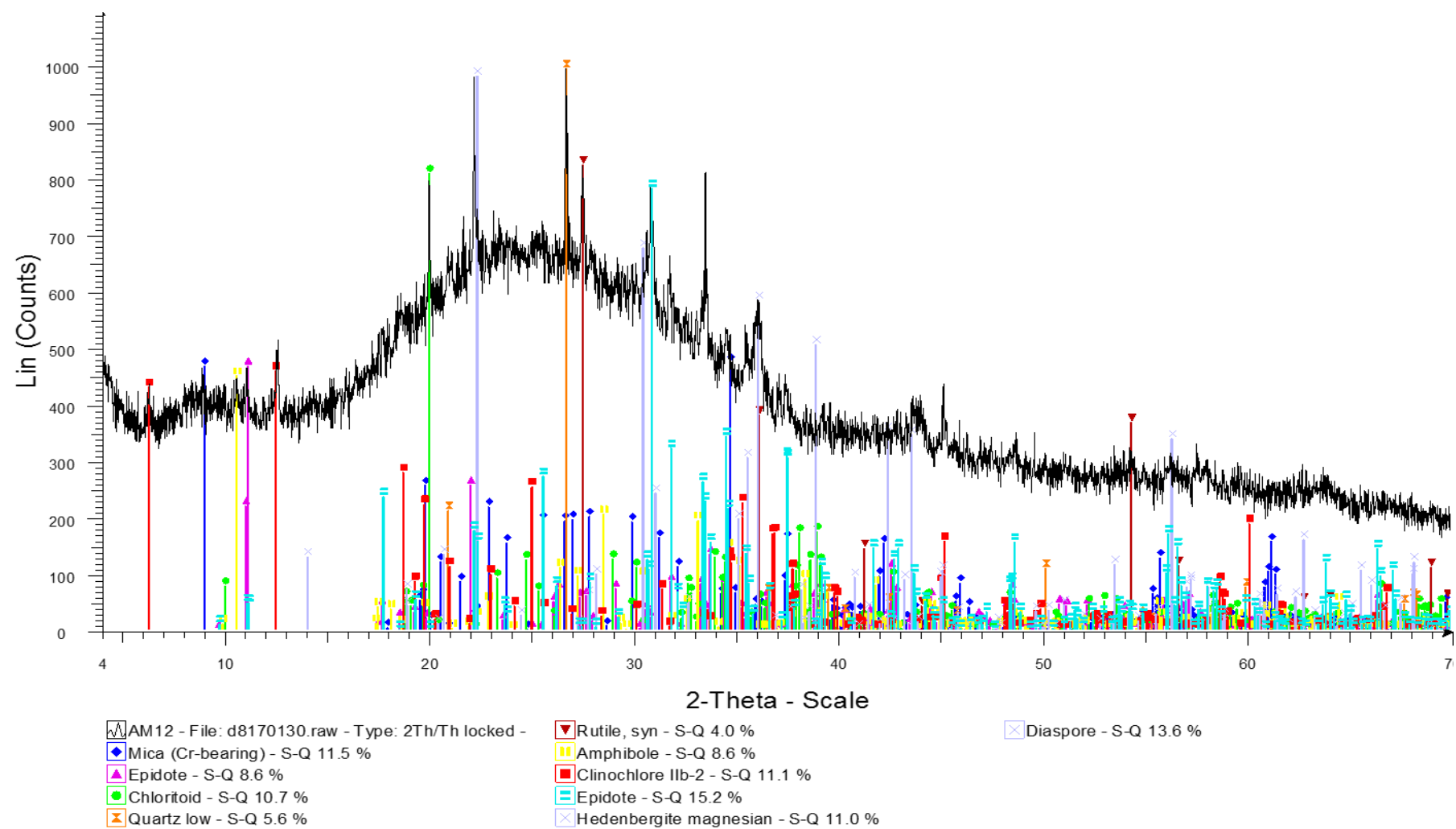
Quartz low, syn - S-Q 13.2 %

Rutile, syn - S-Q 11.4 %

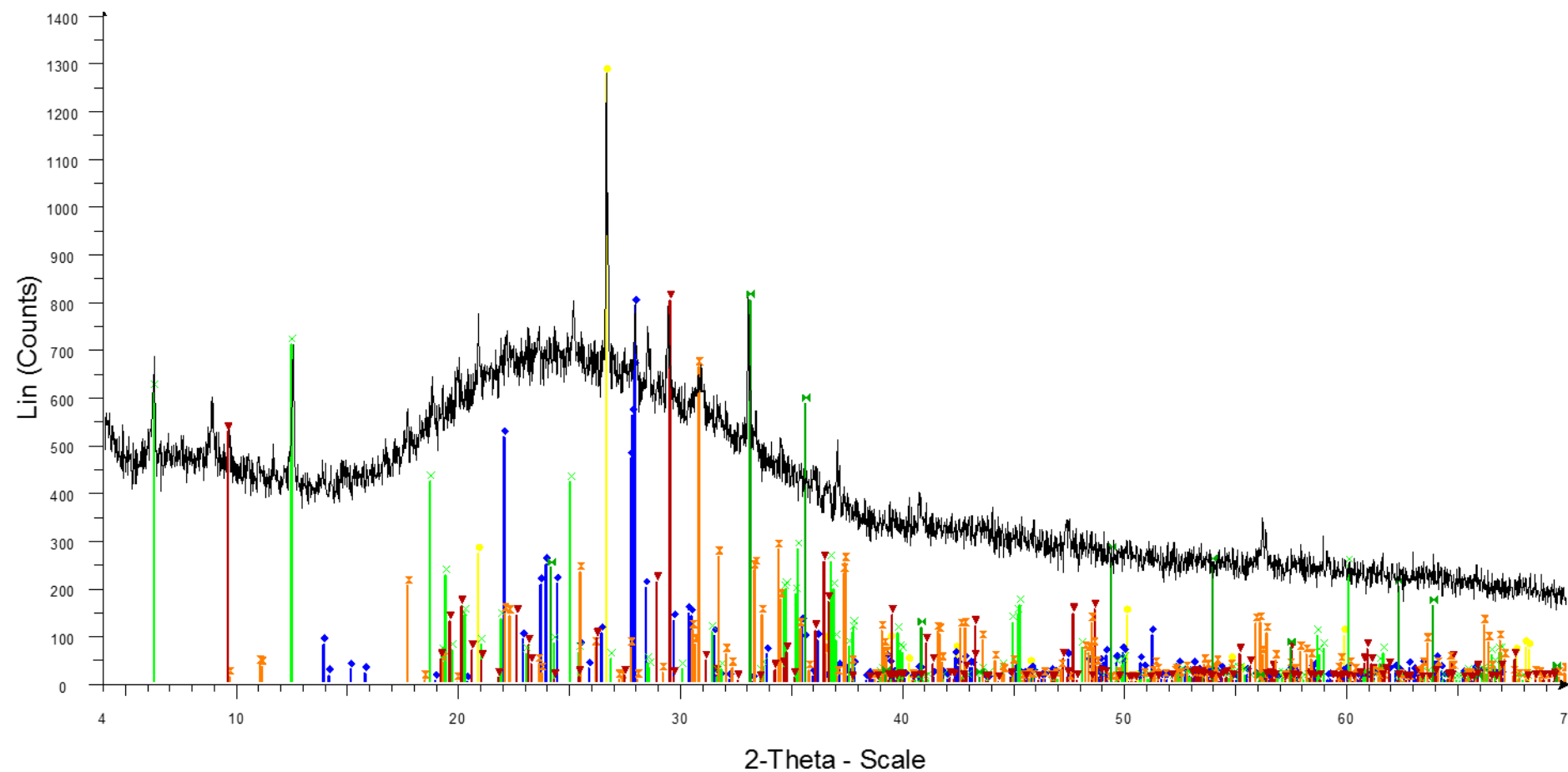
Epidote - S-Q 59.9 %

Brucite - S-Q 15.5 %

AM 12



AM 15



AM15 - File: d8170131.raw - Type: 2Th/Th locked - Start: 4.000 ° - End: 69.998 ° - Step: 0.02 °

Quartz low - S-Q 9.3 %

Albite calcian low - S-Q 28.8 %

Magnesium calcite, syn - S-Q 5.7 %

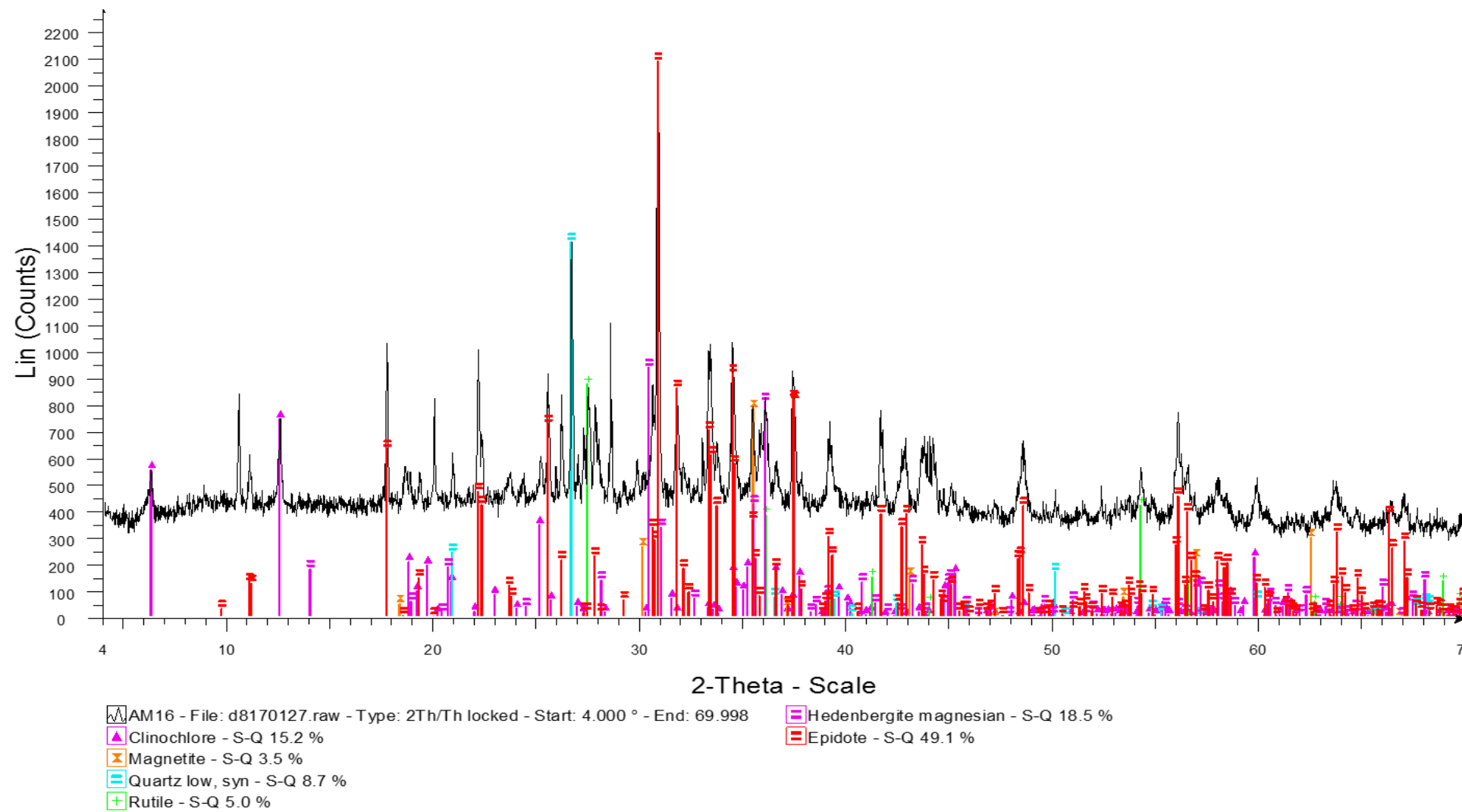
Clinocllore - S-Q 23.1 %

Talc 2 ITM RG - S-Q 10.4 %

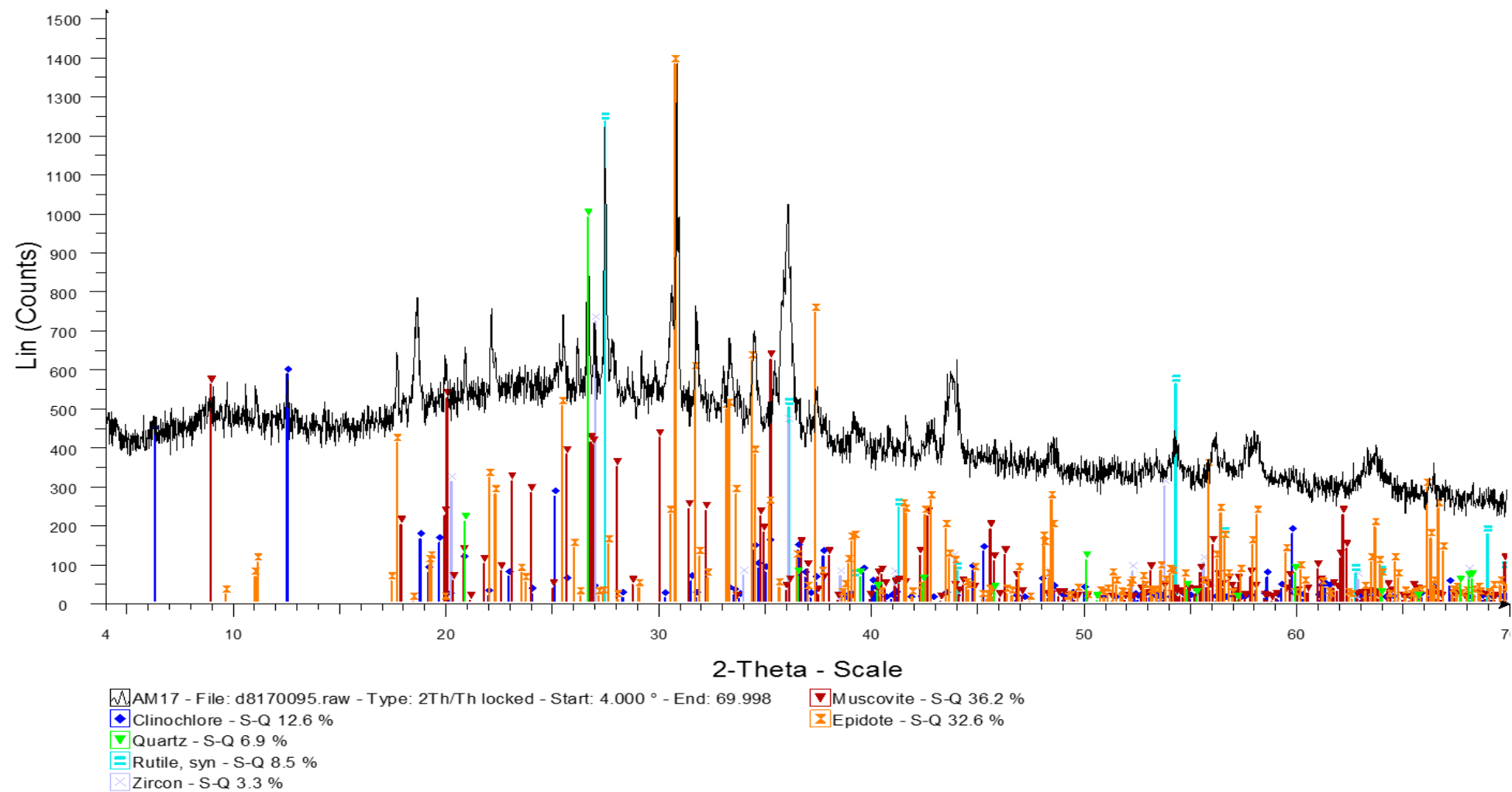
Epidote - S-Q 17.1 %

Hematite, syn - S-Q 5.6 %

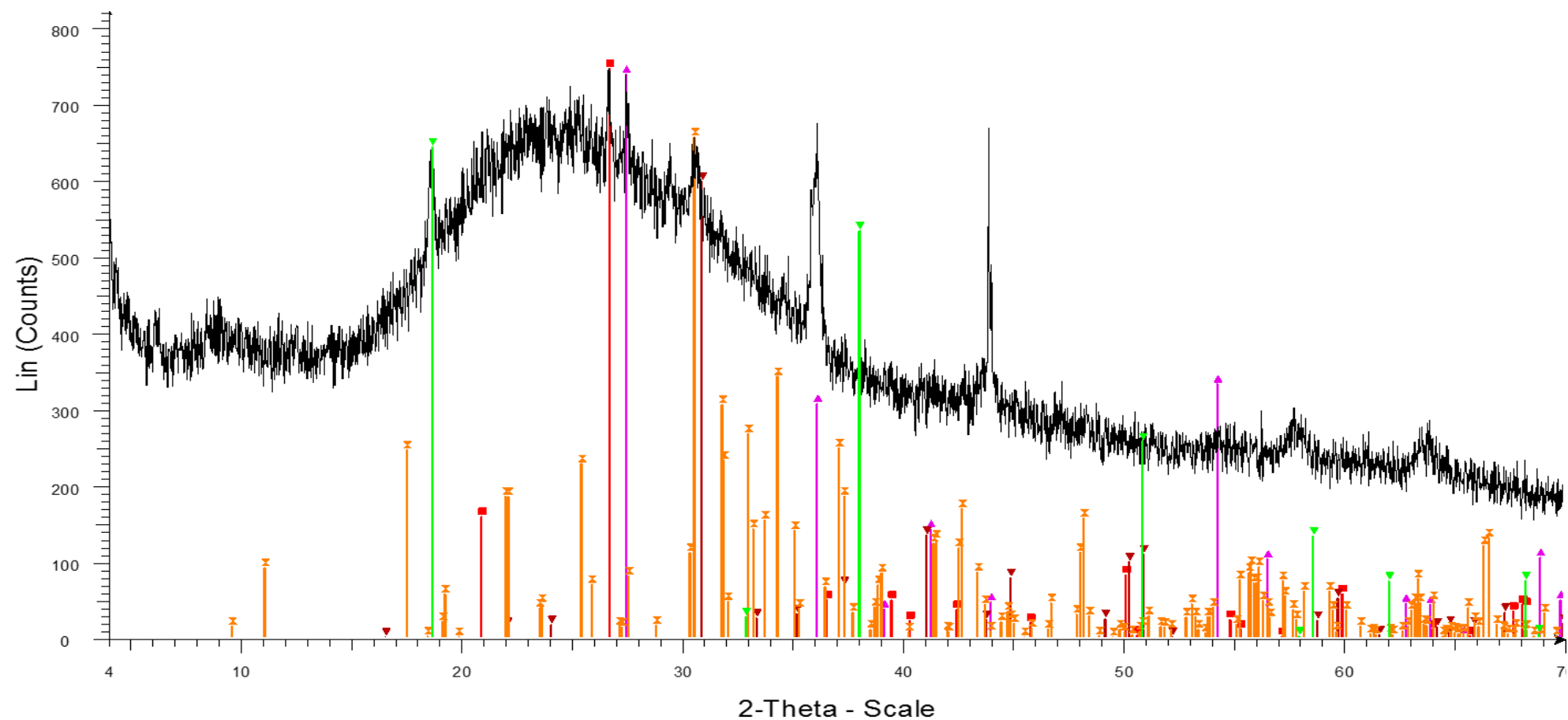
AM 16



AM 17

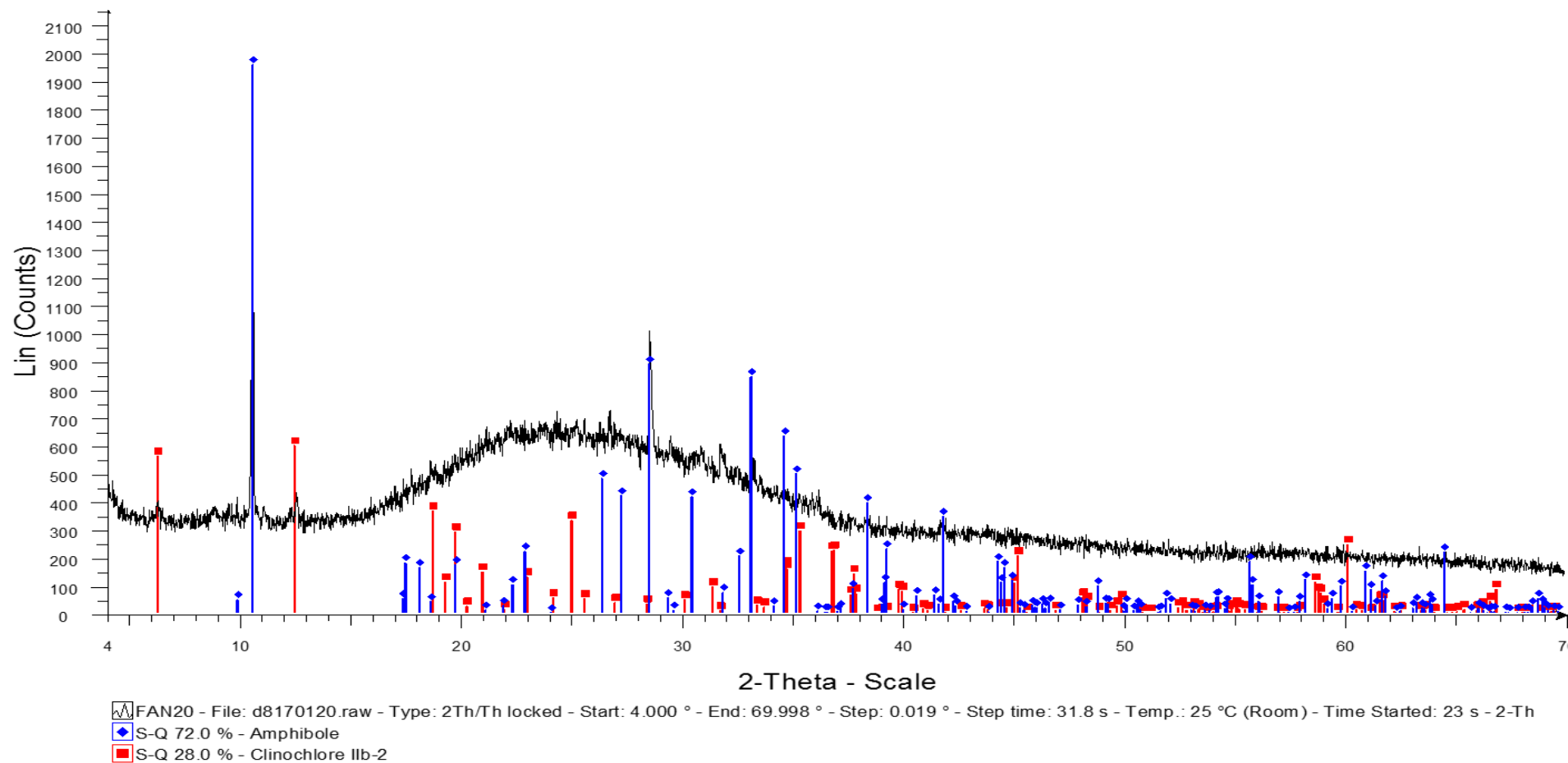


AM 25 B

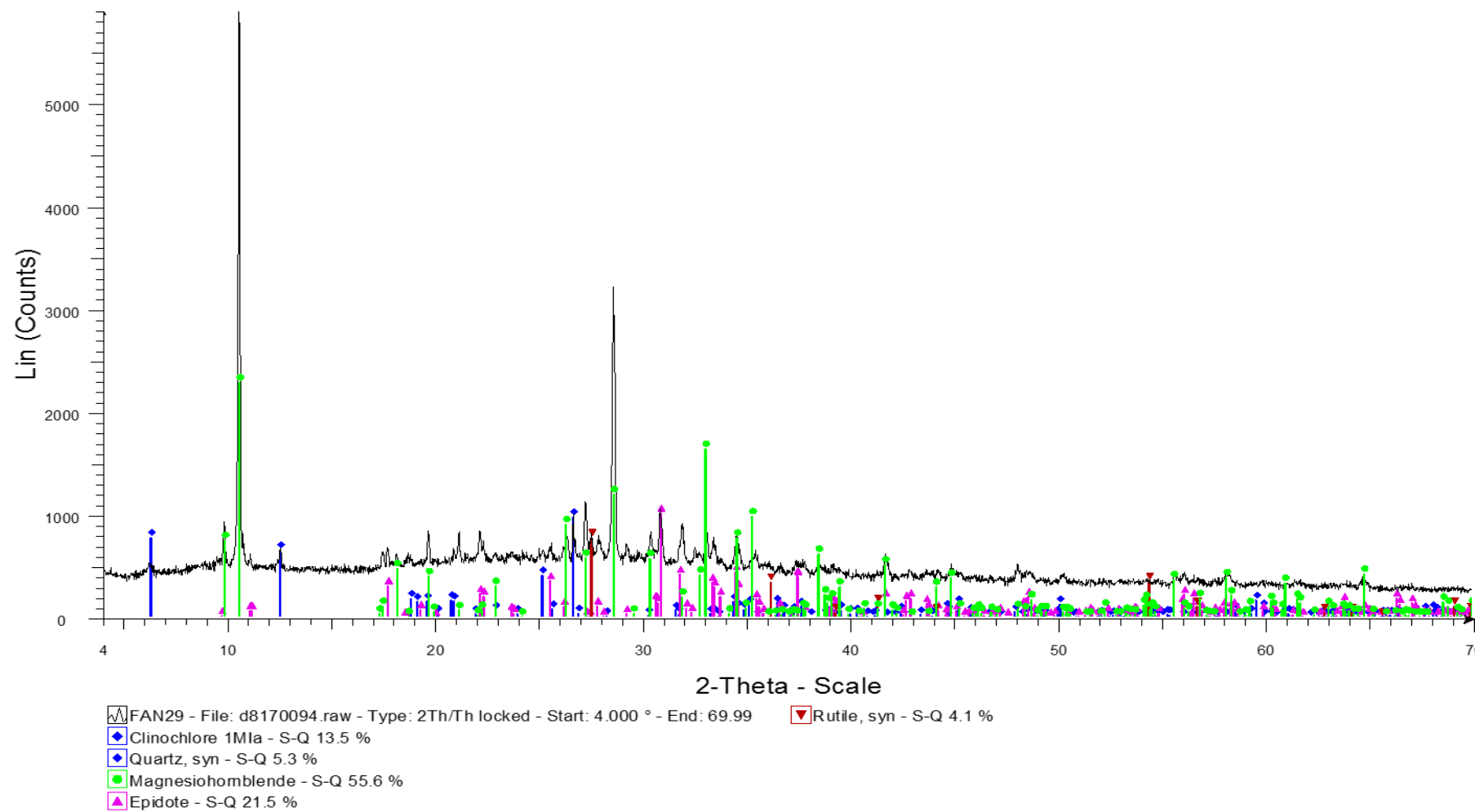


AM15(B) - File: d8170132.raw - Type: 2Th/Th locked - Start: 4.000 ° - End: 69.9
 Brucite - S-Q 16.3 %
 Quartz low - S-Q 13.2 %
 Rutile, syn - S-Q 12.4 %
 Dolomite - S-Q 11.5 %
 Epidote - S-Q 46.5 %

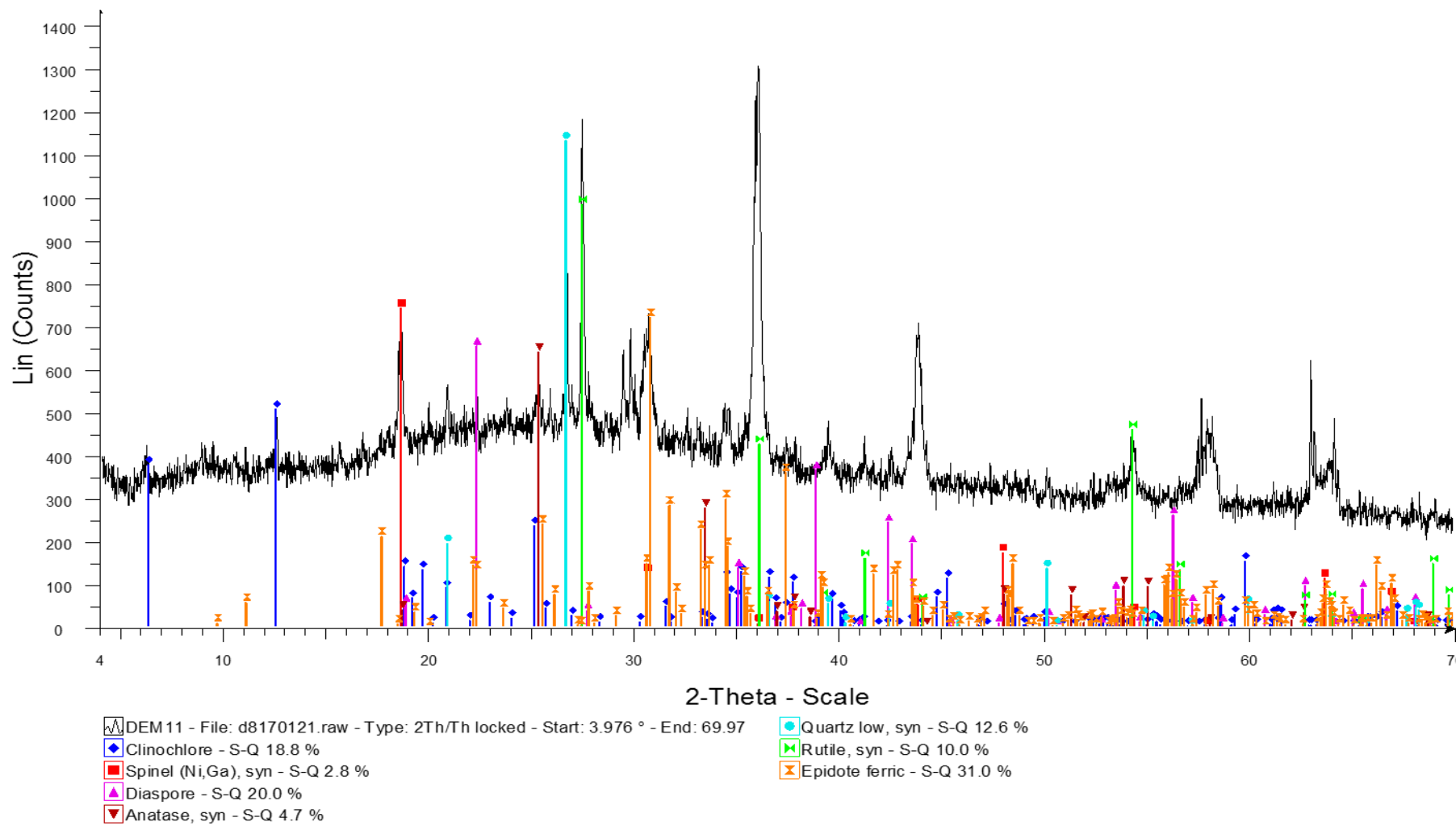
FAN 28



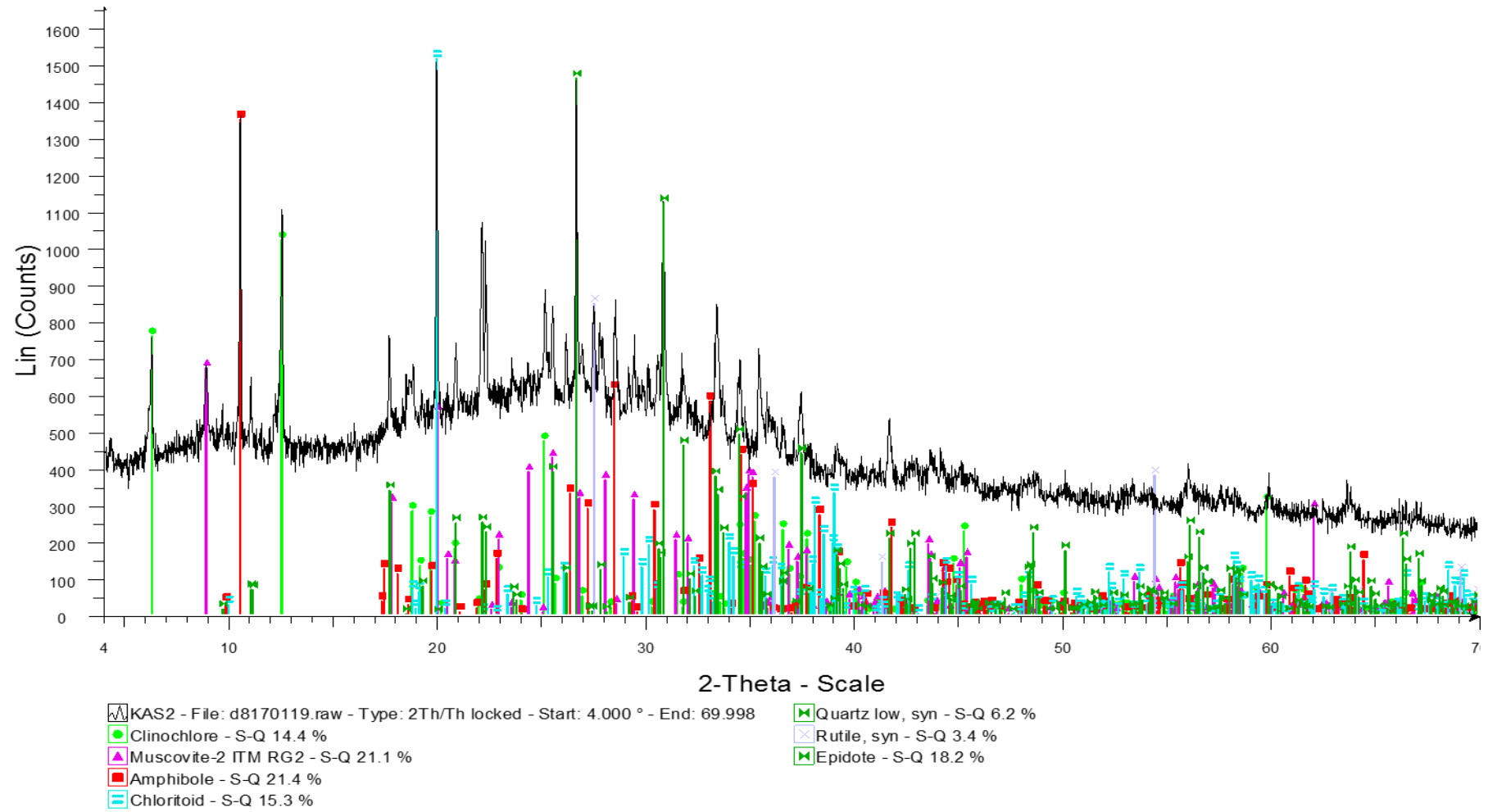
FAN 29



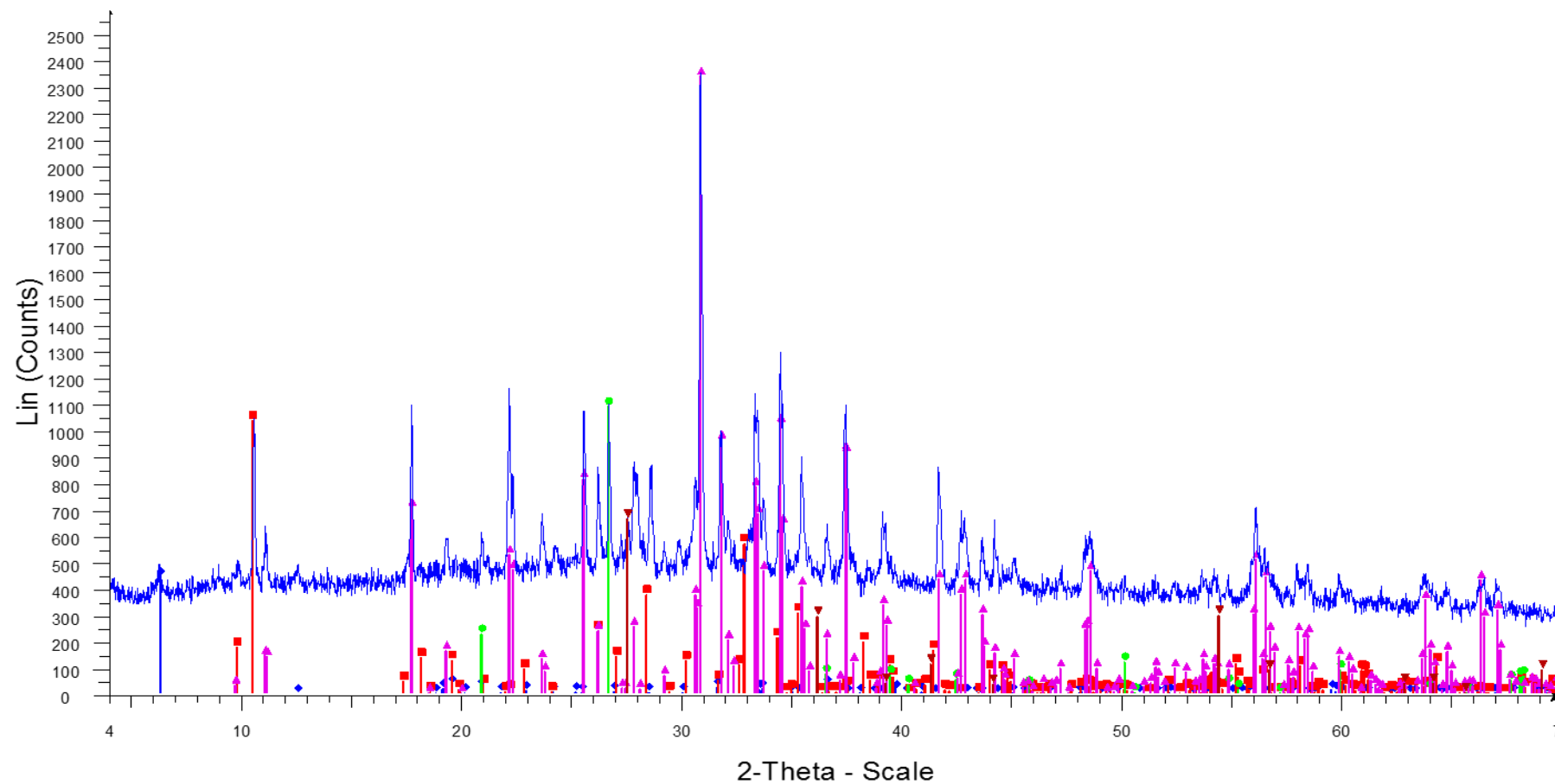
DEM 11



KAS 2

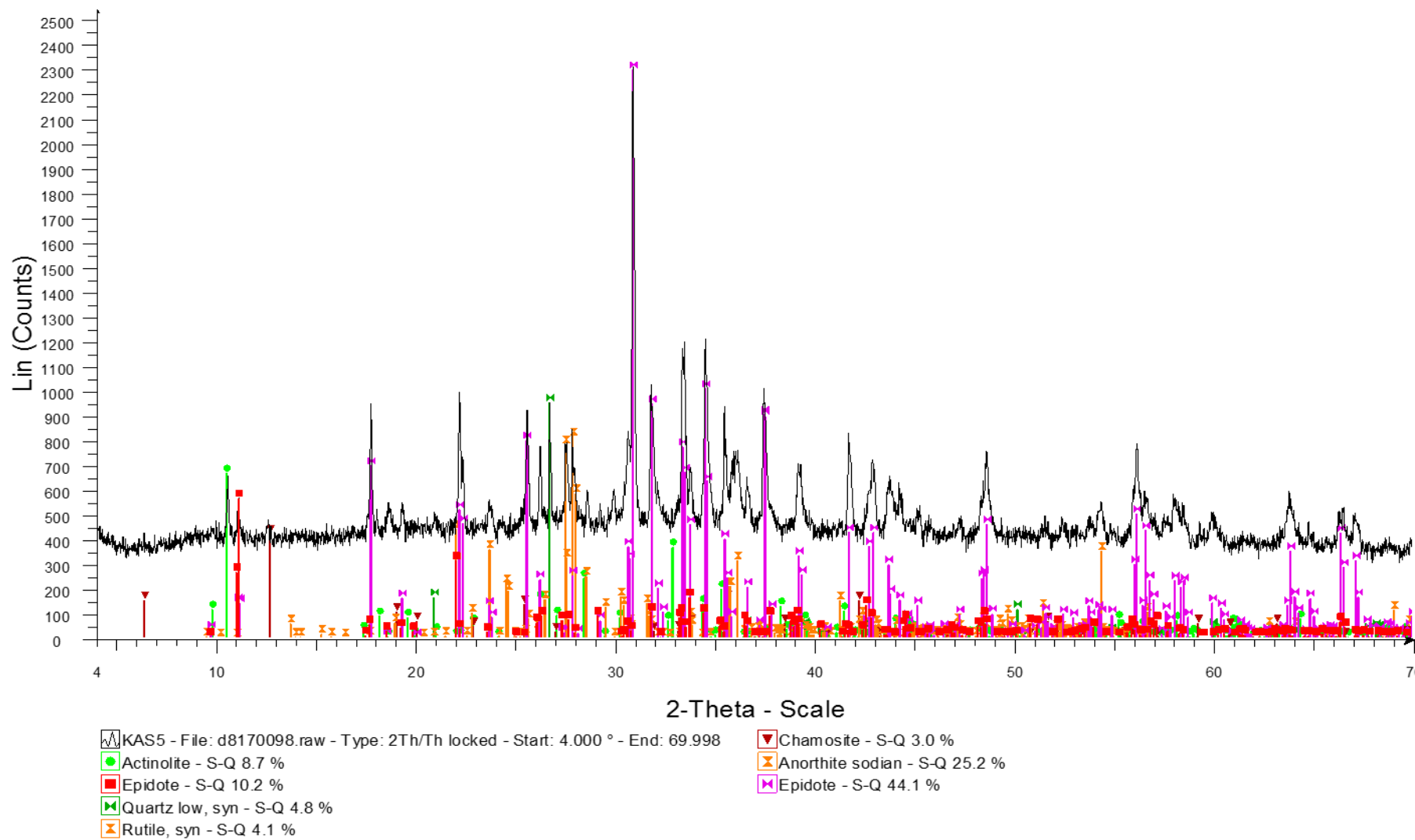


KAS 3

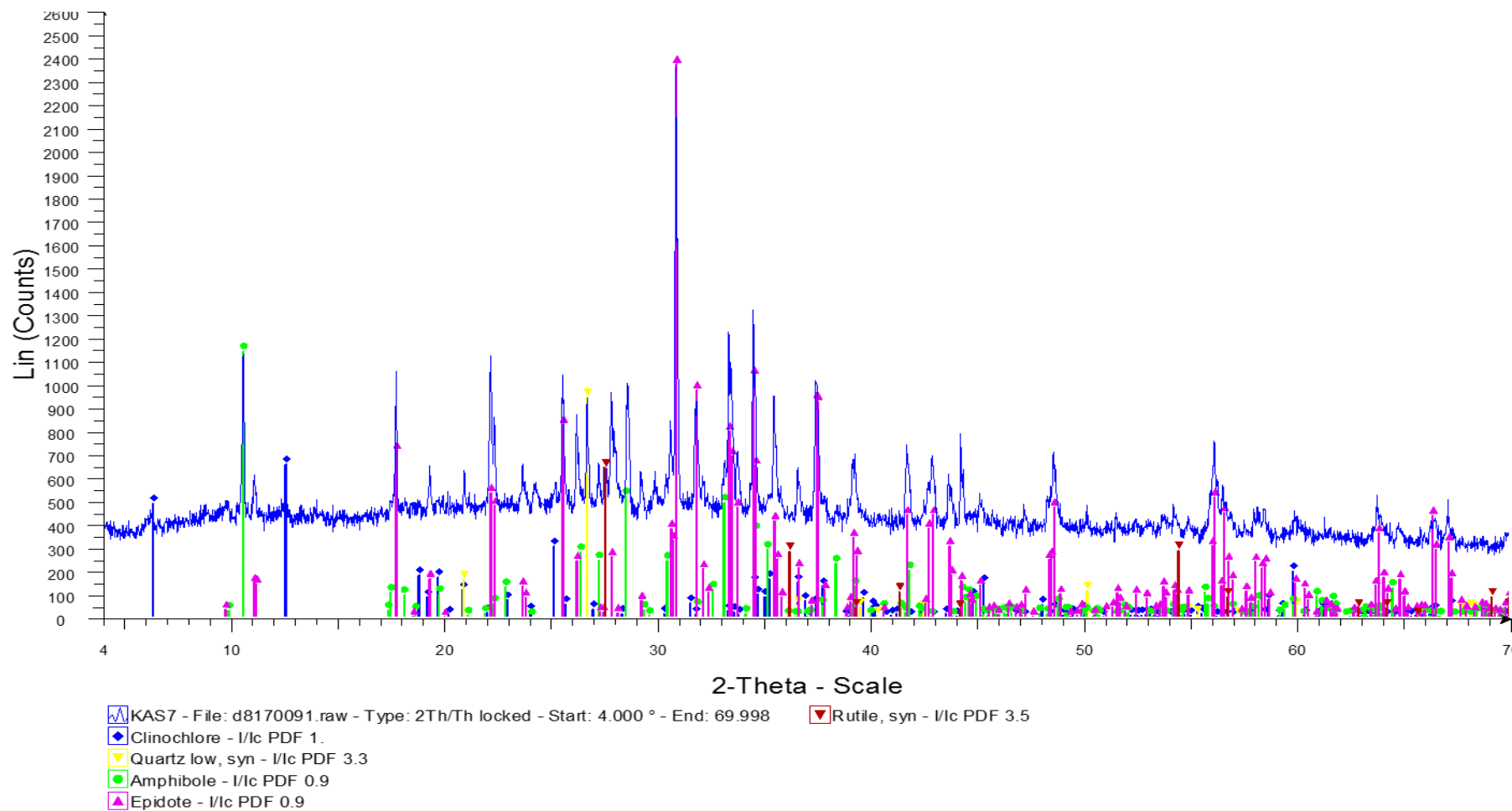


KAS3 - File: d8170096.raw - Type: 2Th/Th locked - Start: 4.000 ° - End: 69.998
 Clinocllore Ilb-2 (Cr-bearing, dehydrated) - S-Q 2.9 %
 Actinolite - S-Q 19.6 %
 Quartz - S-Q 8.4 %
 Epidote - S-Q 64.5 %
 Rutile, syn - S-Q 4.5 %

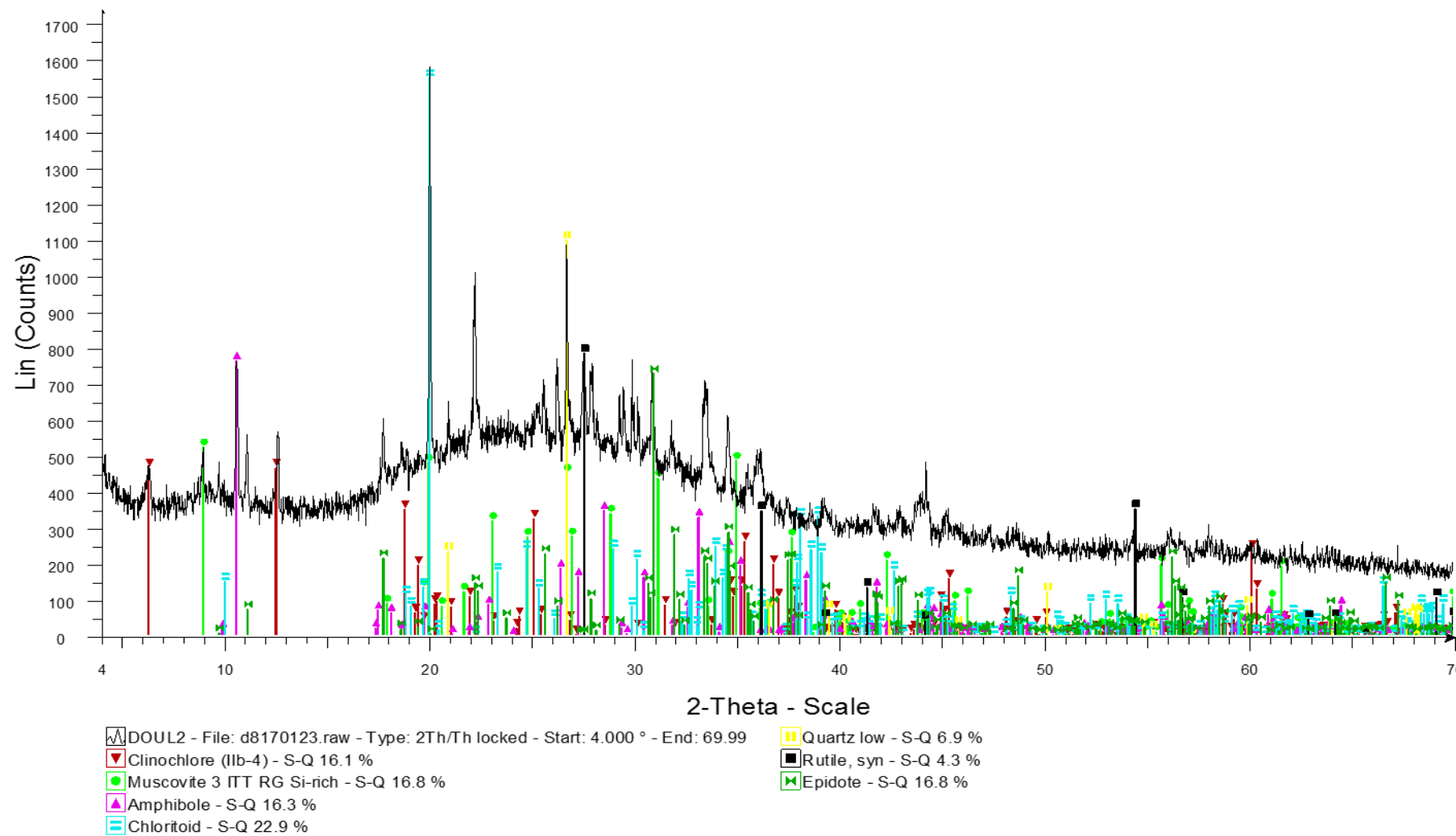
KAS 5



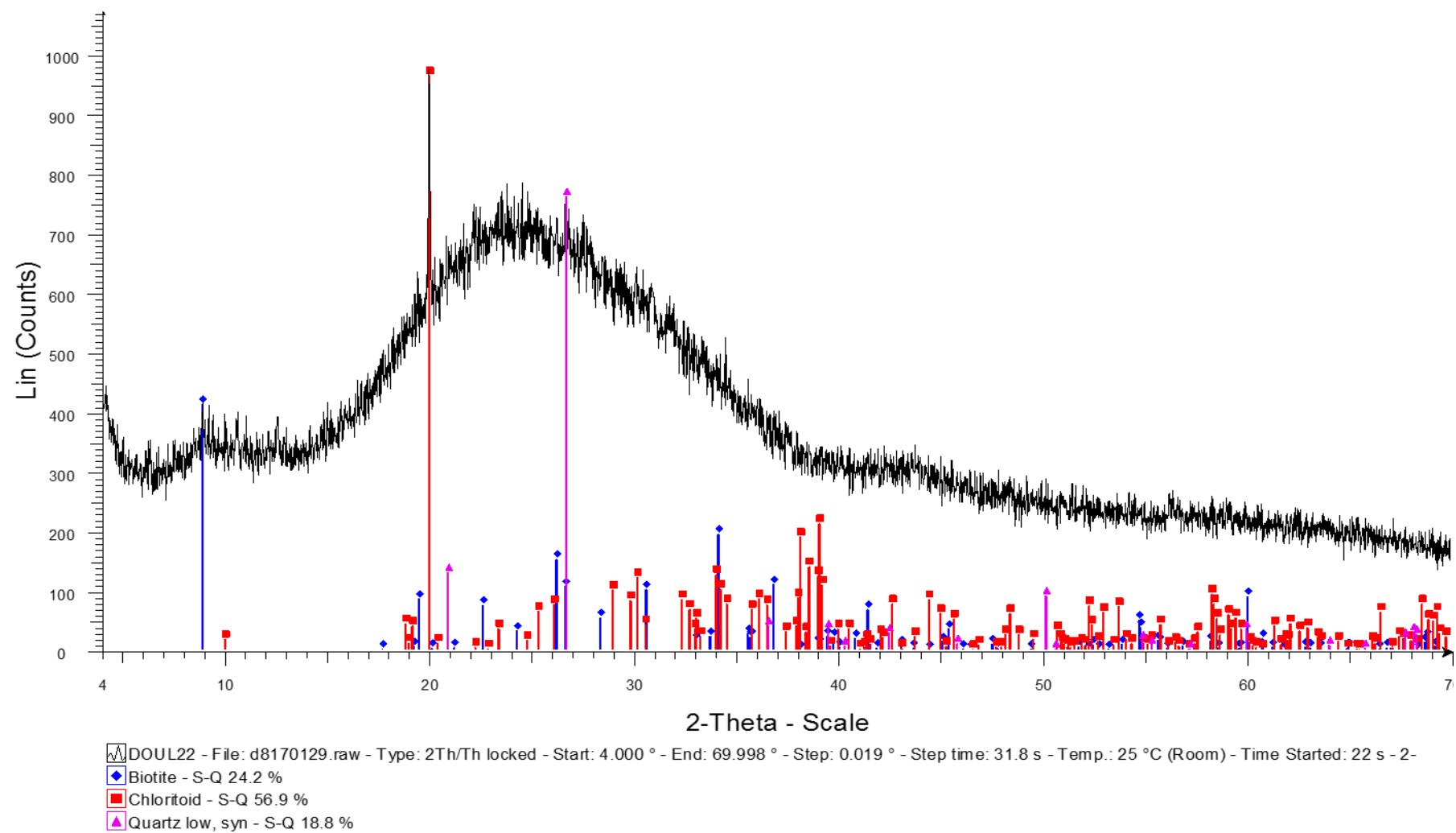
KAS 7



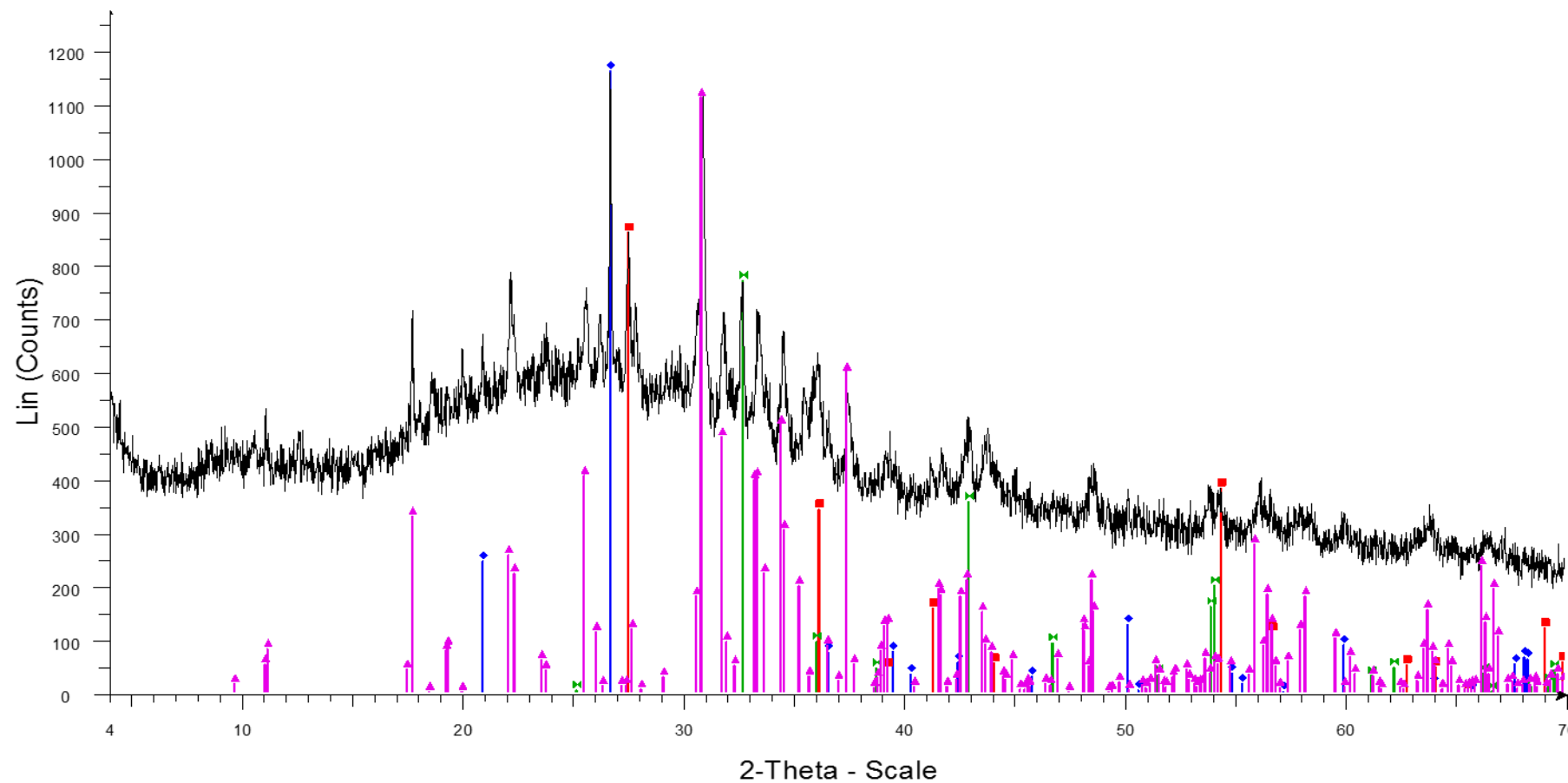
DOUL 2



DOUL 2-2



DOUL 3-2



DOUL 3-2 - File: d8170115.raw - Type: 2Th/Th locked - Start: 4.000 ° - End: 69.998 ° - Step: 0.019 ° - Step time: 31.8 s - Temp.: 25 °C (Room) - Time Started: 22 s - 2

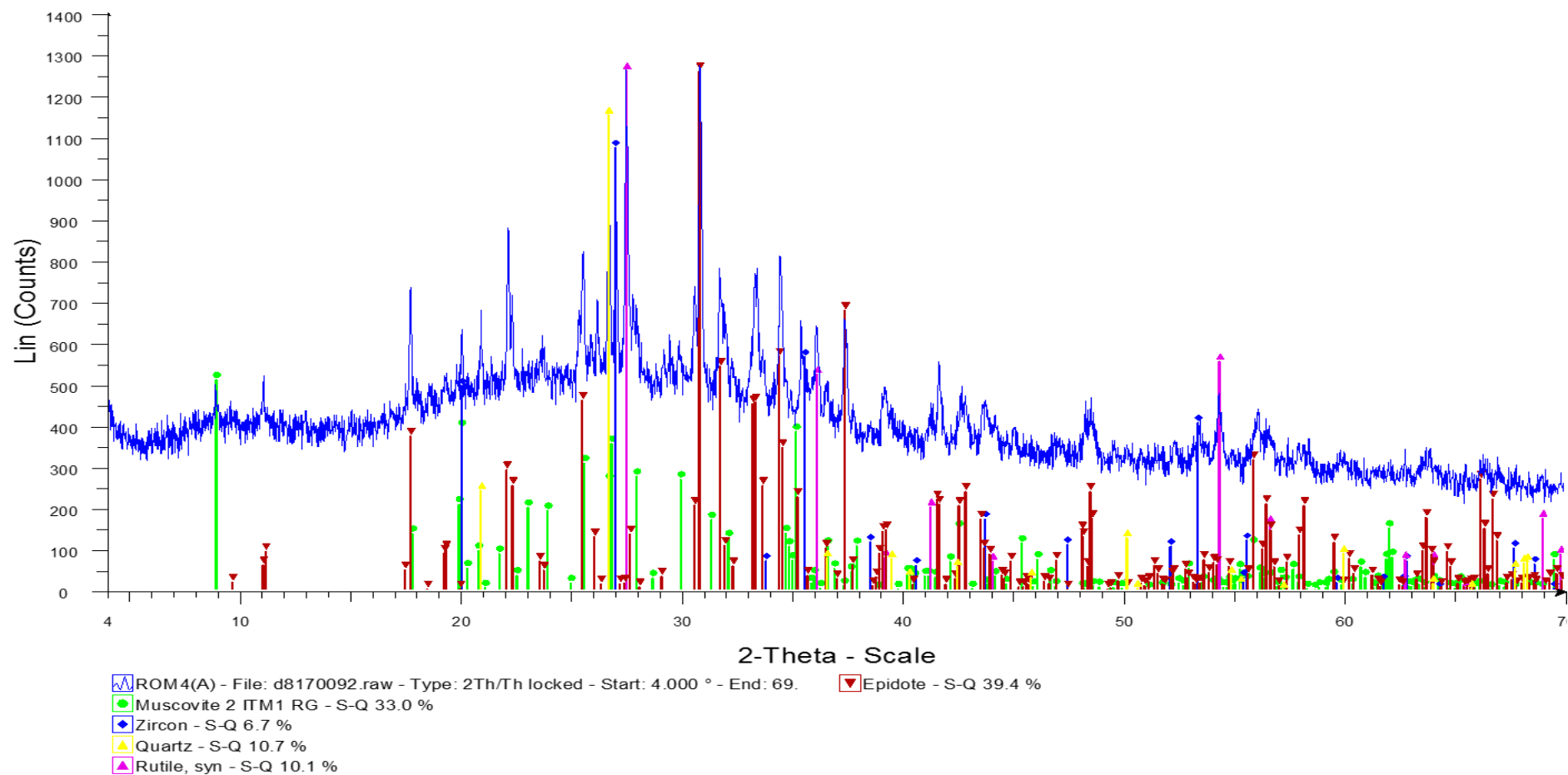
◆ Quartz low - S-Q 16.6 %

■ Rutile, syn - S-Q 11.4 %

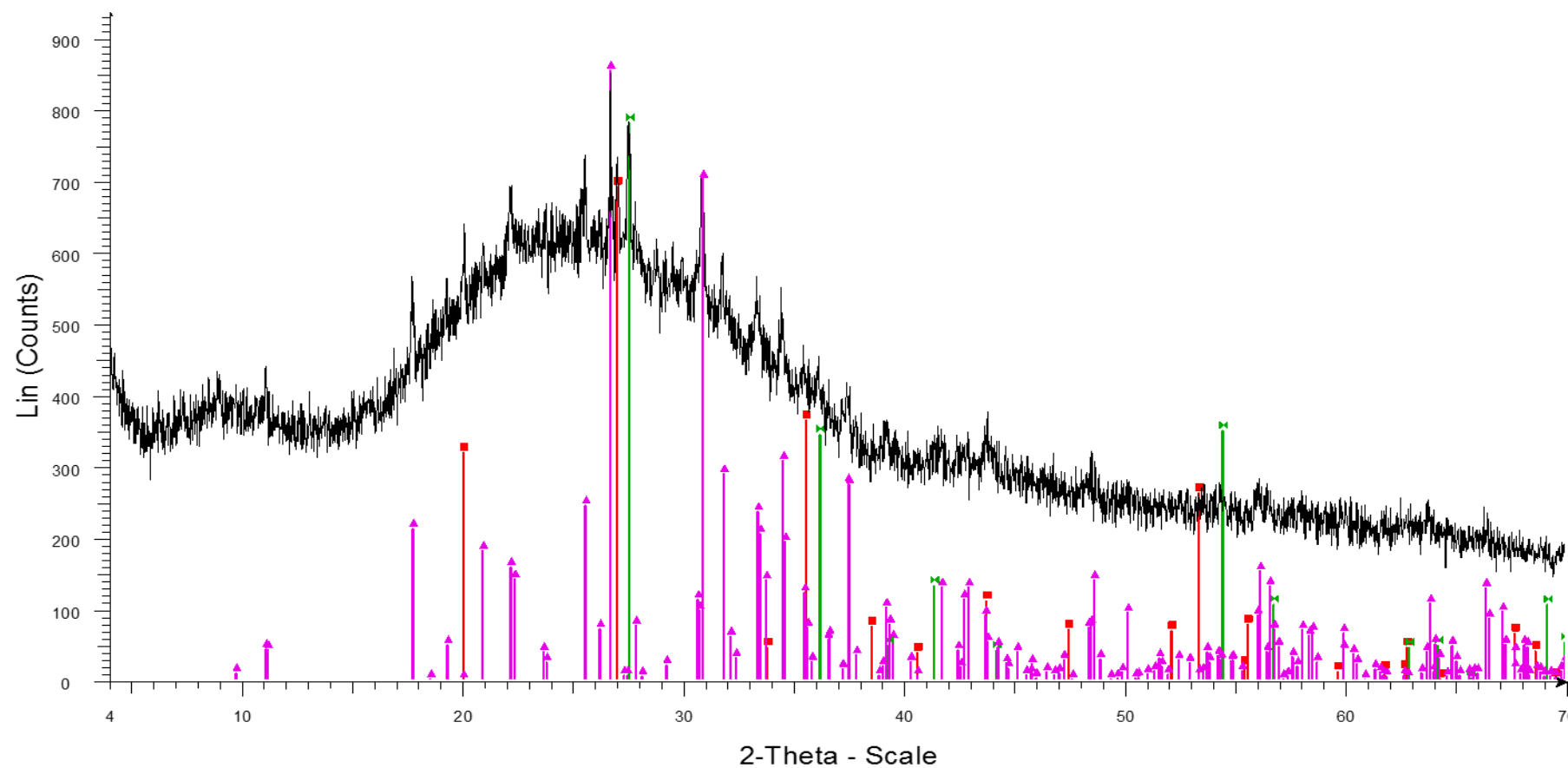
✕ Magnesite - S-Q 18.9 %

▲ Epidote - S-Q 53.0 %

POM 4 A

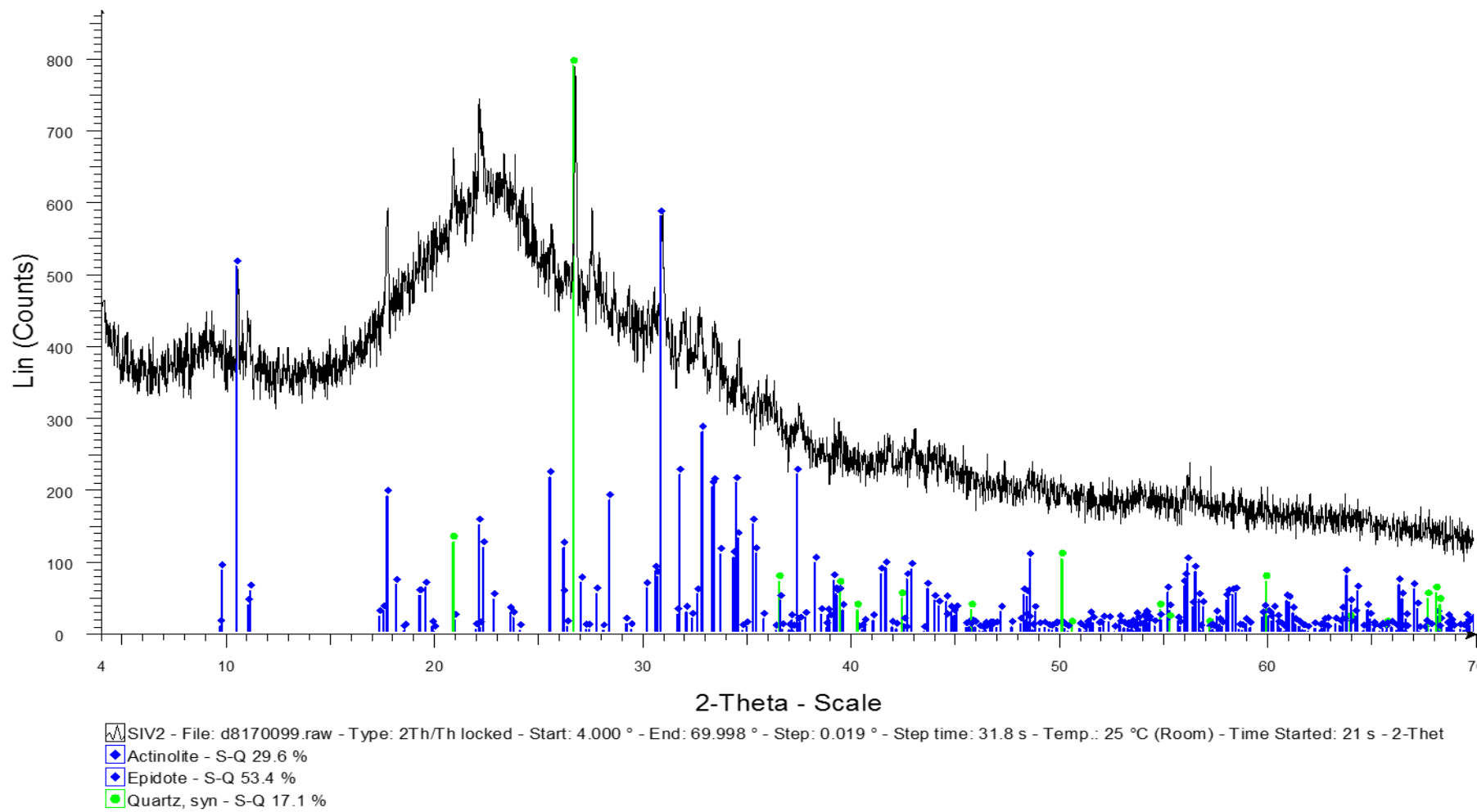


POM 4 B

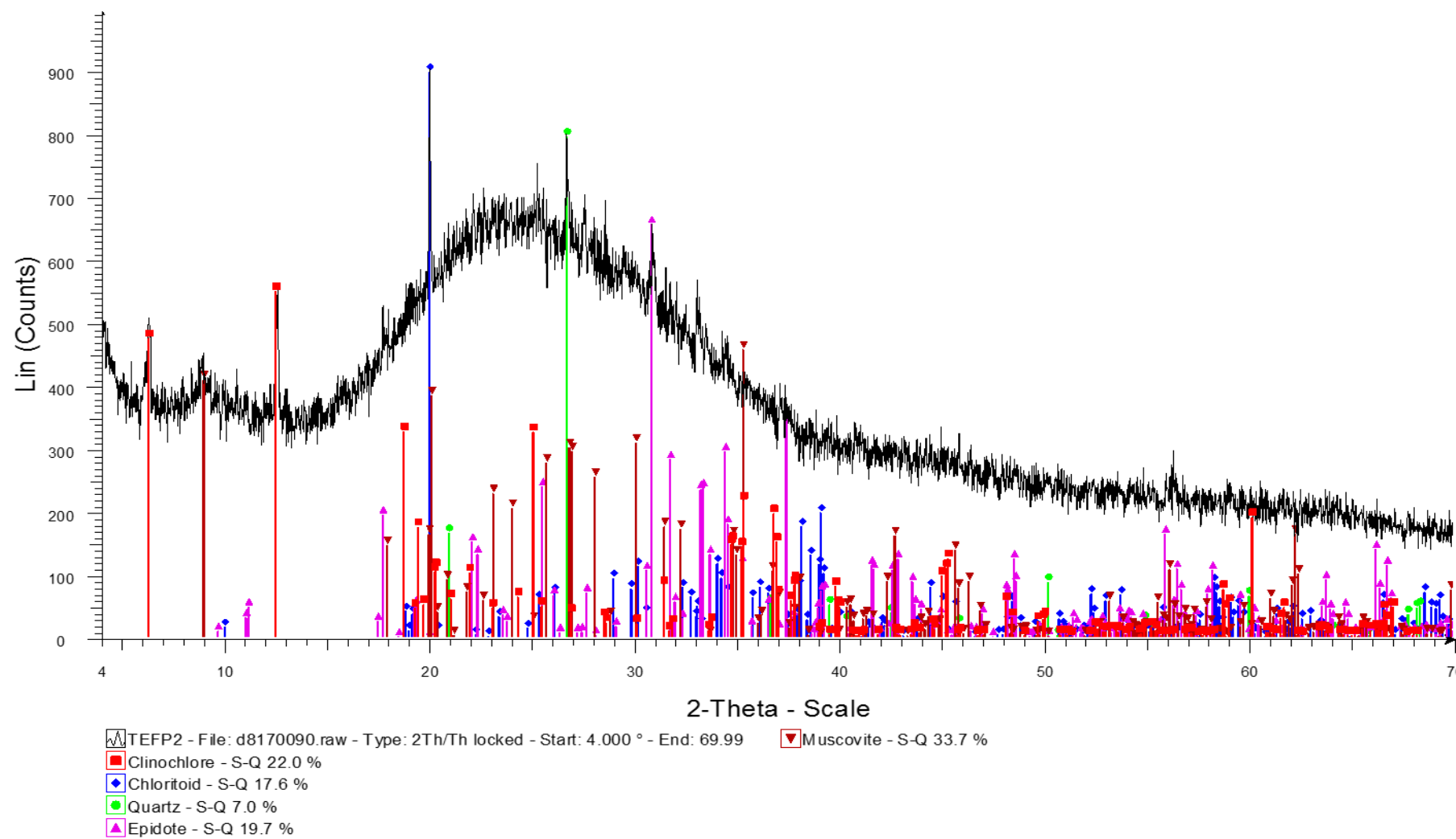


ROM4(B) - File: d8170116.raw - Type: 2Th/Th locked - Start: 4.000 ° - End: 69.998 ° - Step: 0.019 ° - Step time: 31.8 s - Temp.: 25 °C (Room) - Time Started: 22 s - 2-
 Zircon - S-Q 10.3 %
 Quartz low - S-Q 19.3 %
 Rutile, syn - S-Q 15.3 %
 Epidote - S-Q 55.1 %

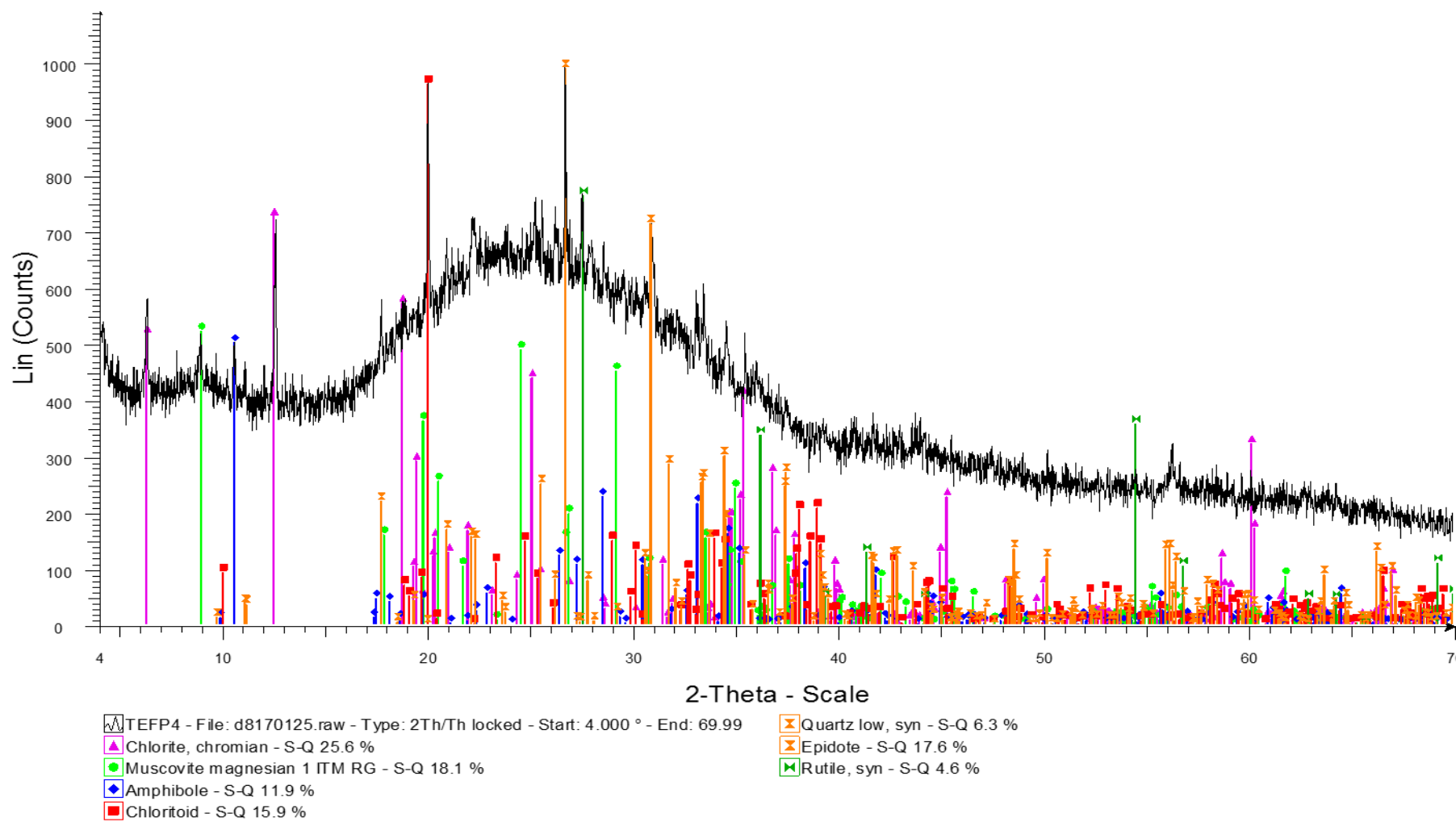
SIV 2



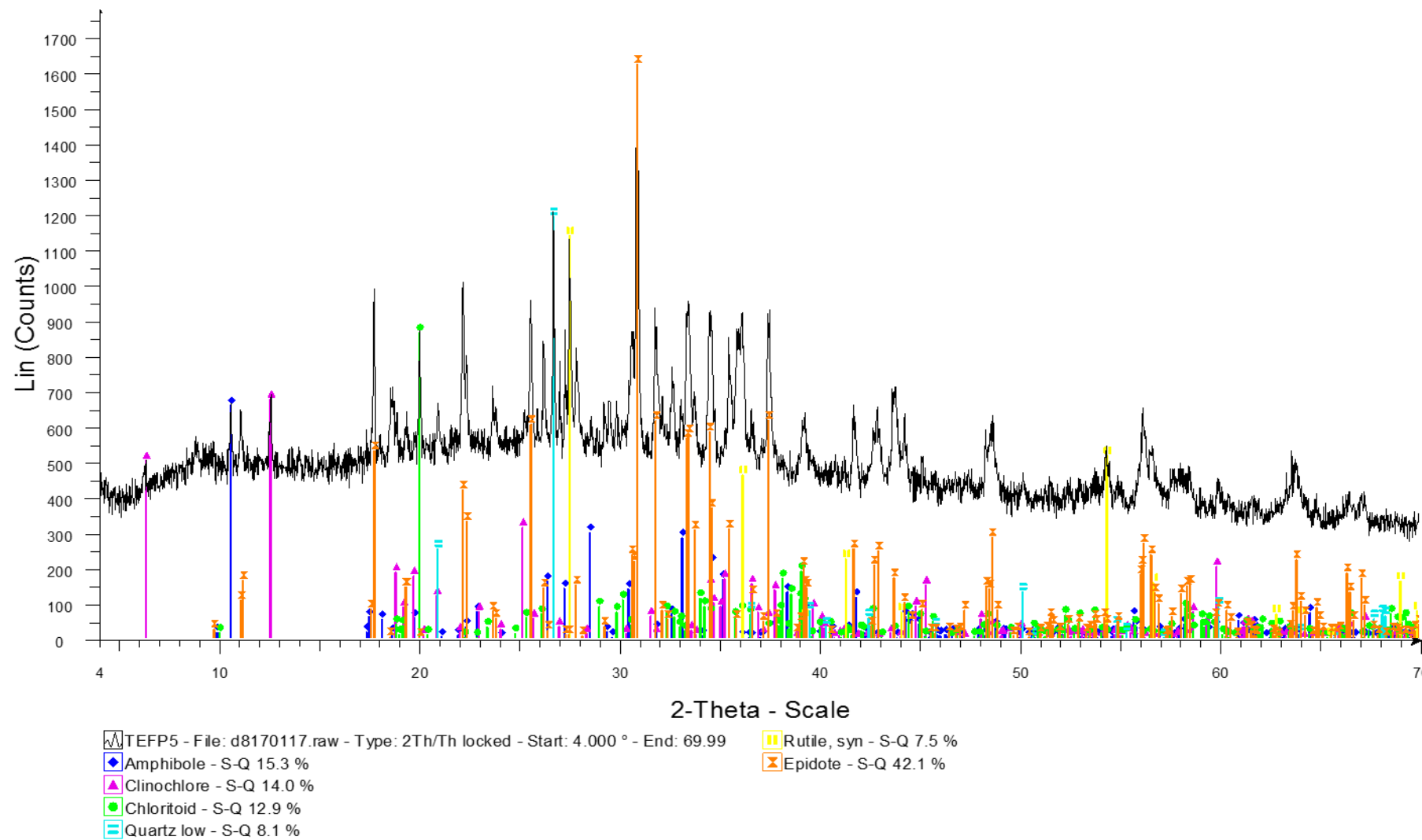
TEFP 2



TEF P 4

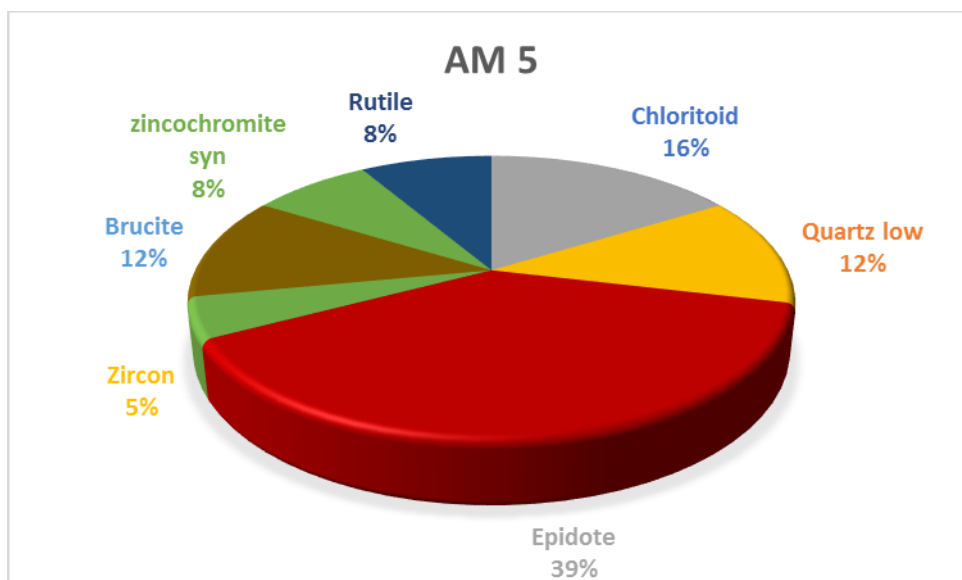
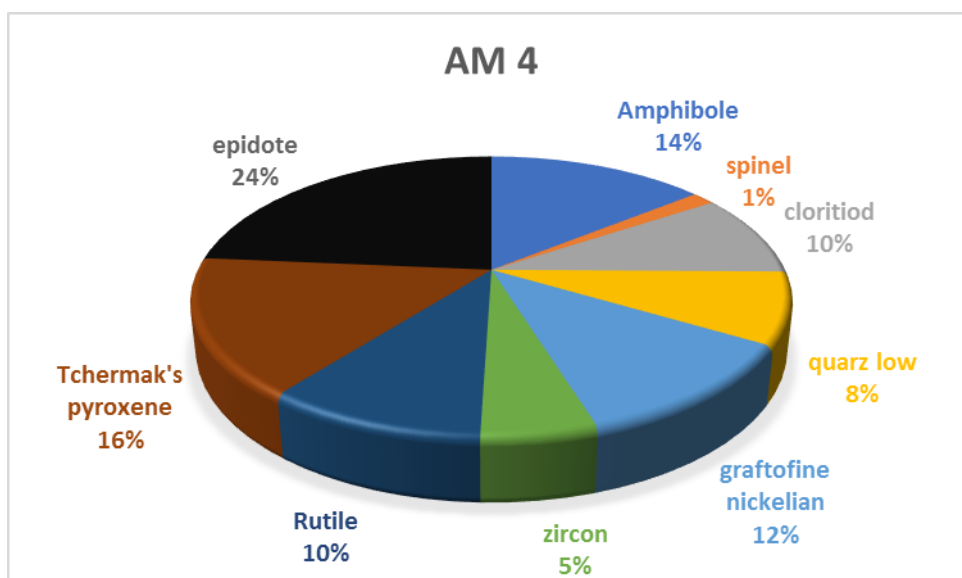


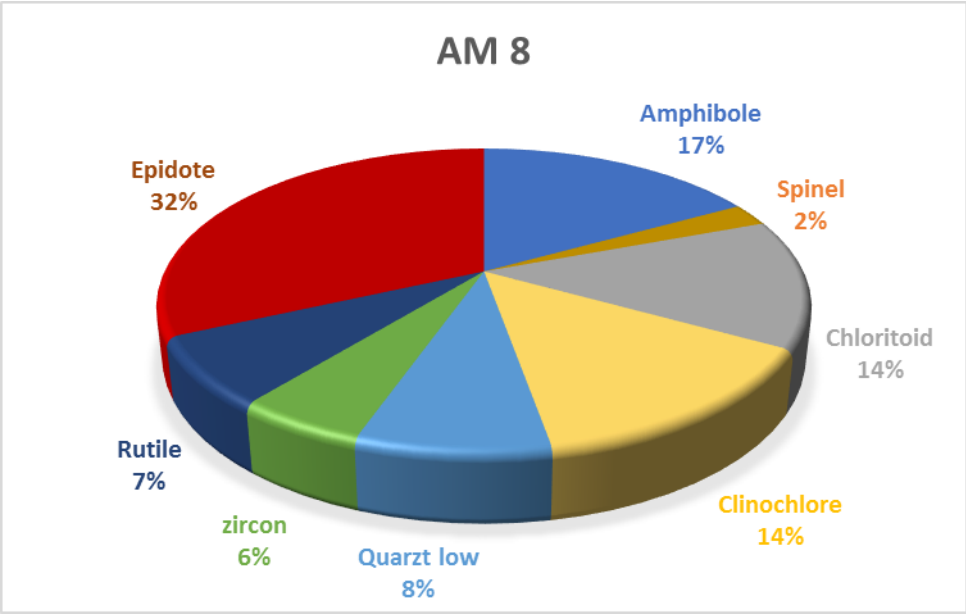
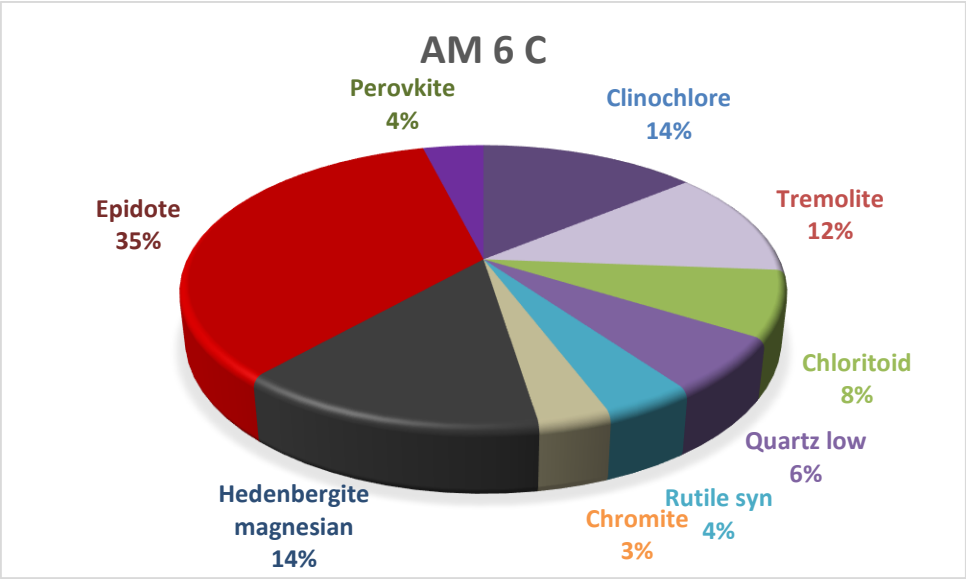
TEF P 5

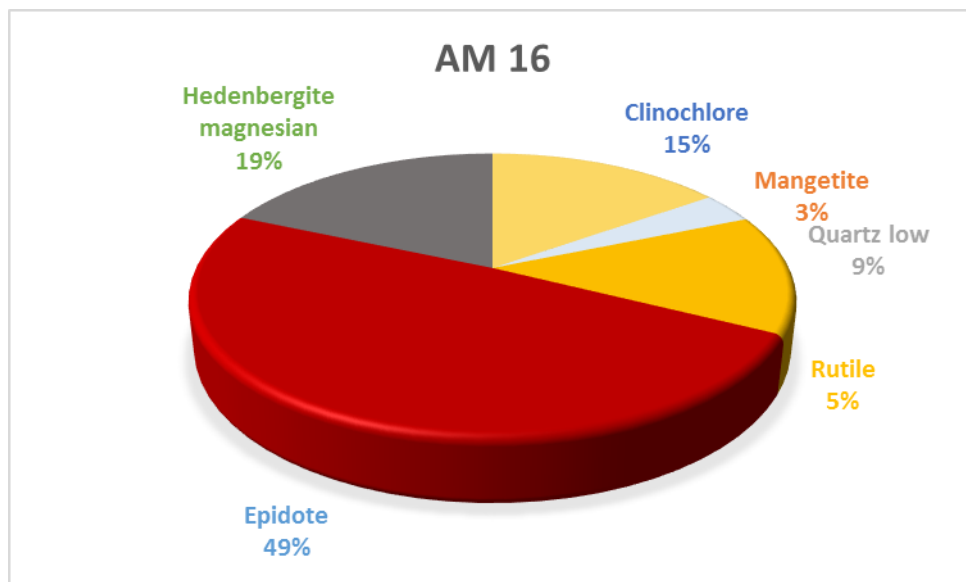
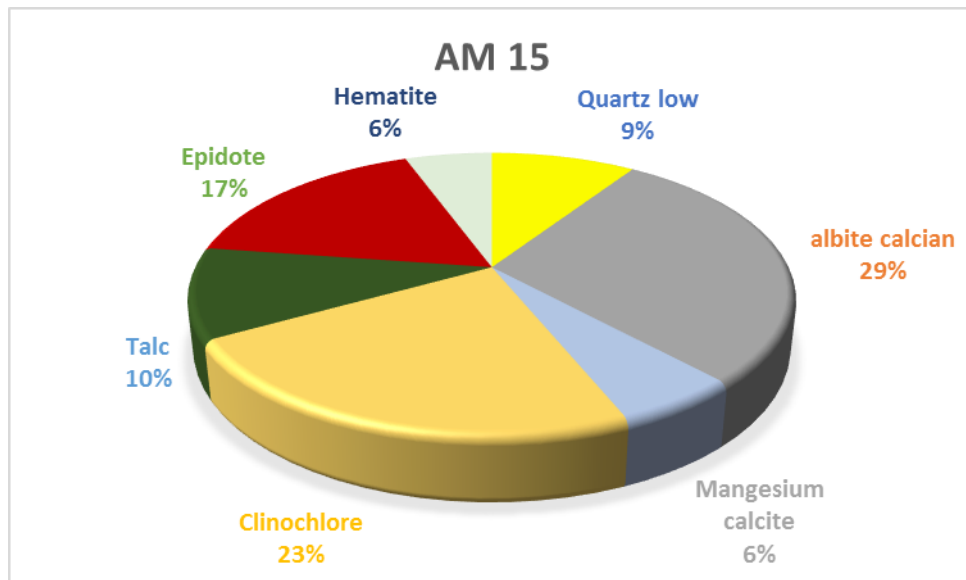


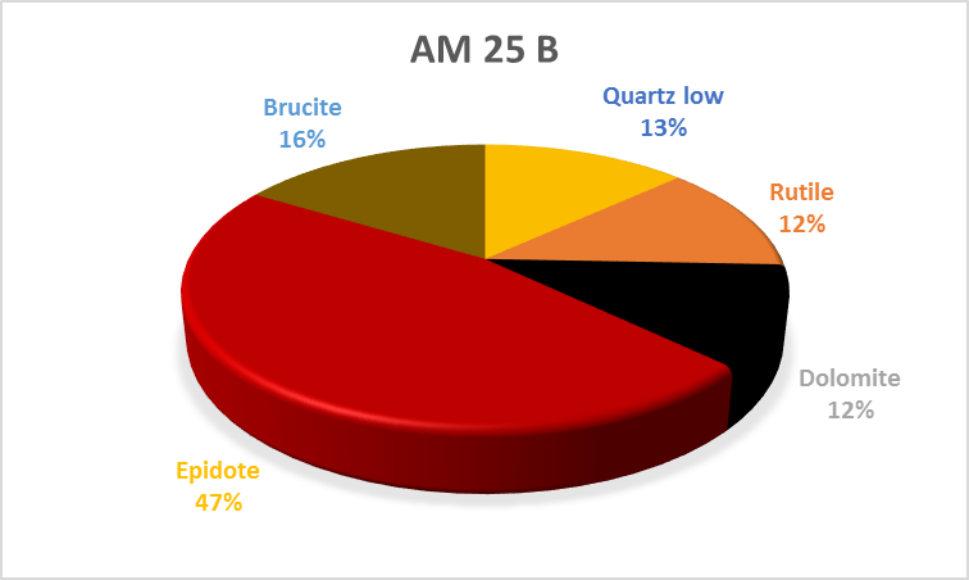
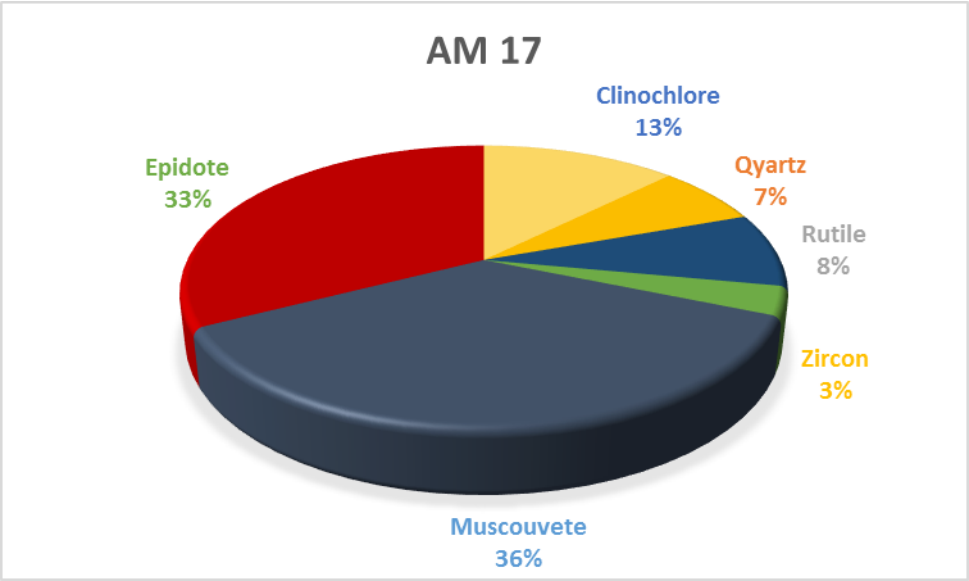
ΠΑΡΑΡΤΗΜΑ 3 - ΠΟΣΟΣΤΙΑΙΑ ΚΑΤΑΝΟΜΗ ΤΩΝ ΟΡΥΚΤΩΝ ΤΟΥ ΒΑΡΕΟΥ ΚΛΑΣΜΑΤΟΣ

Περιοχή Αρκαλοχώρι - Μάρθα

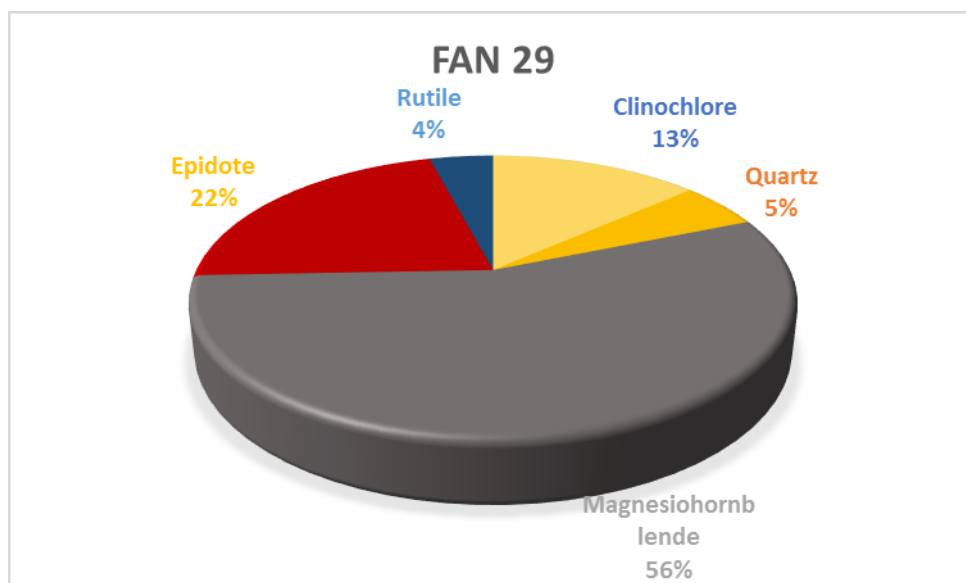
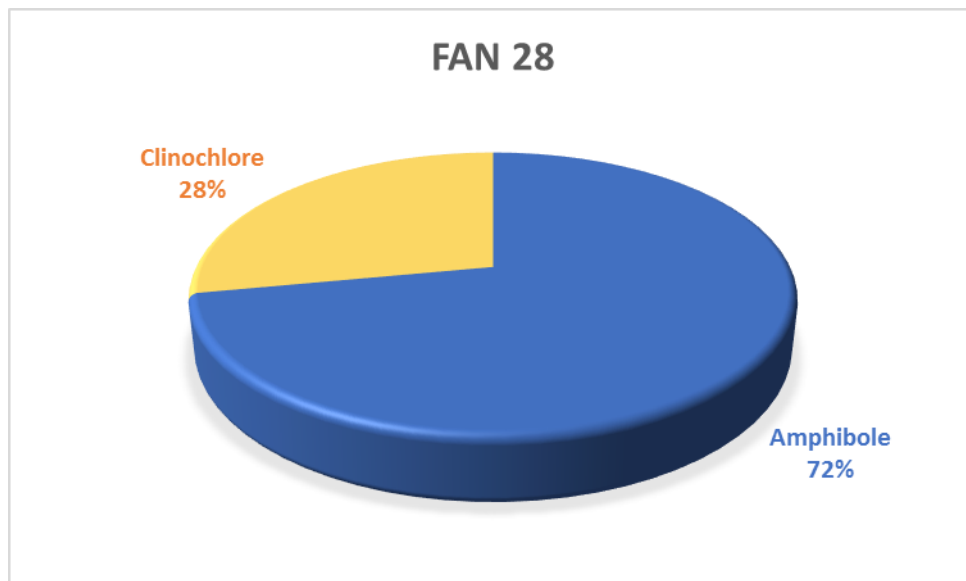




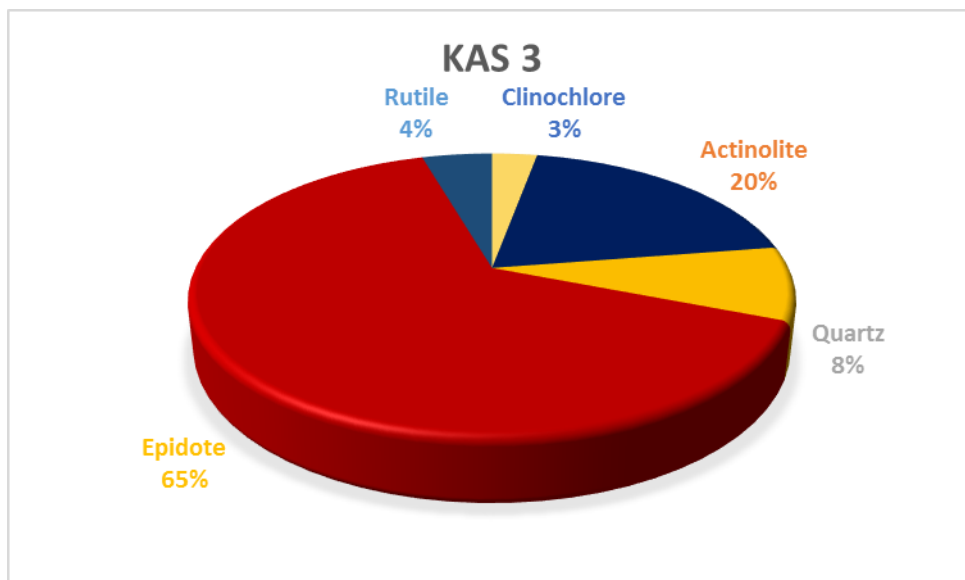
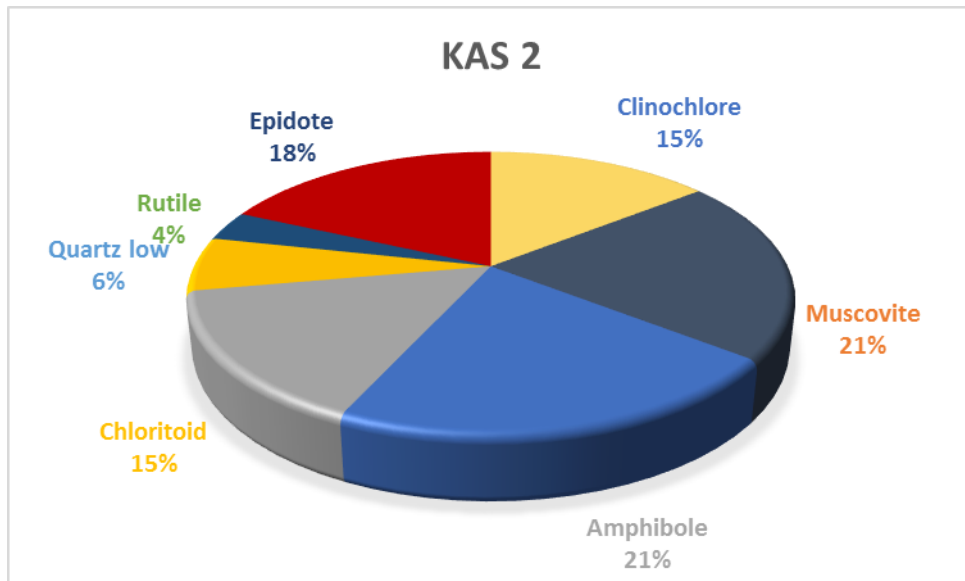


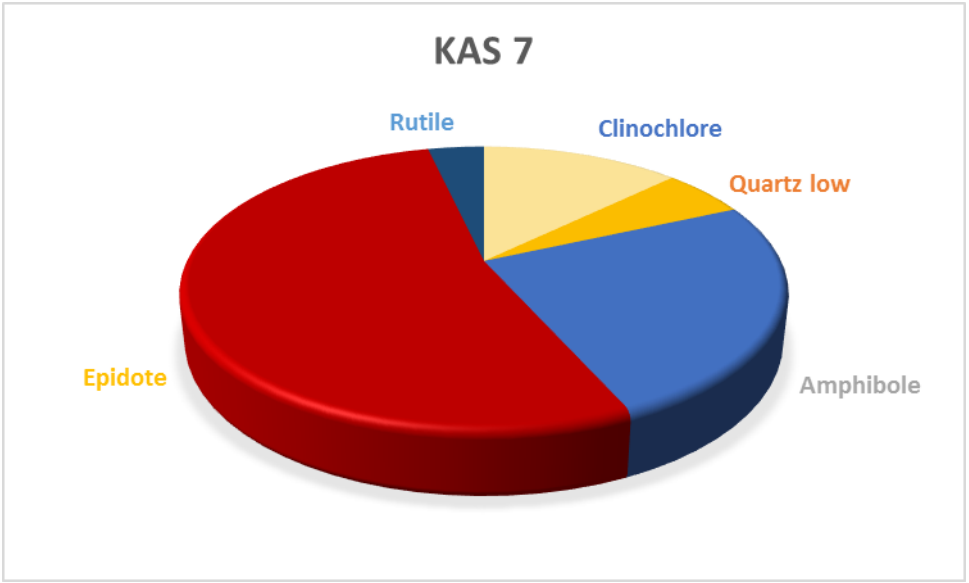
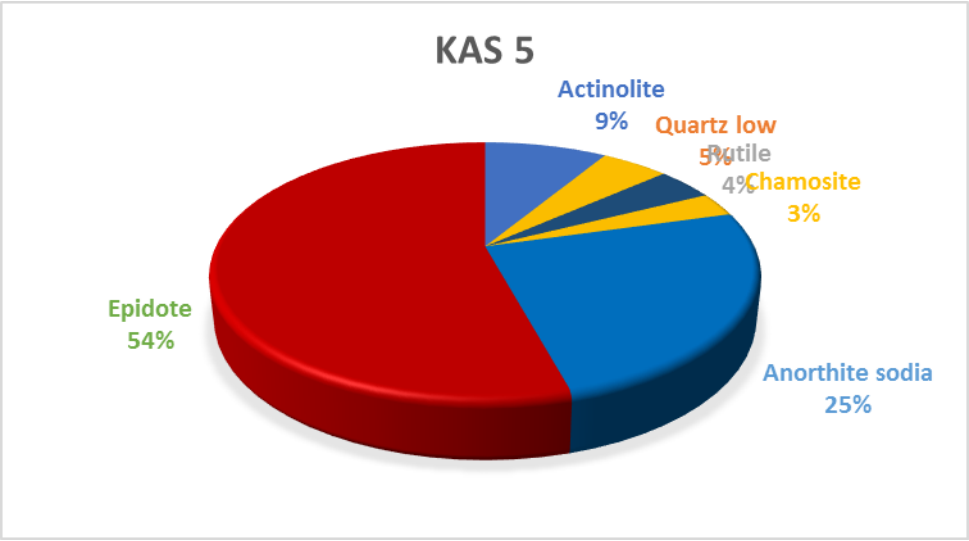


Περιοχή Φανερωμένης

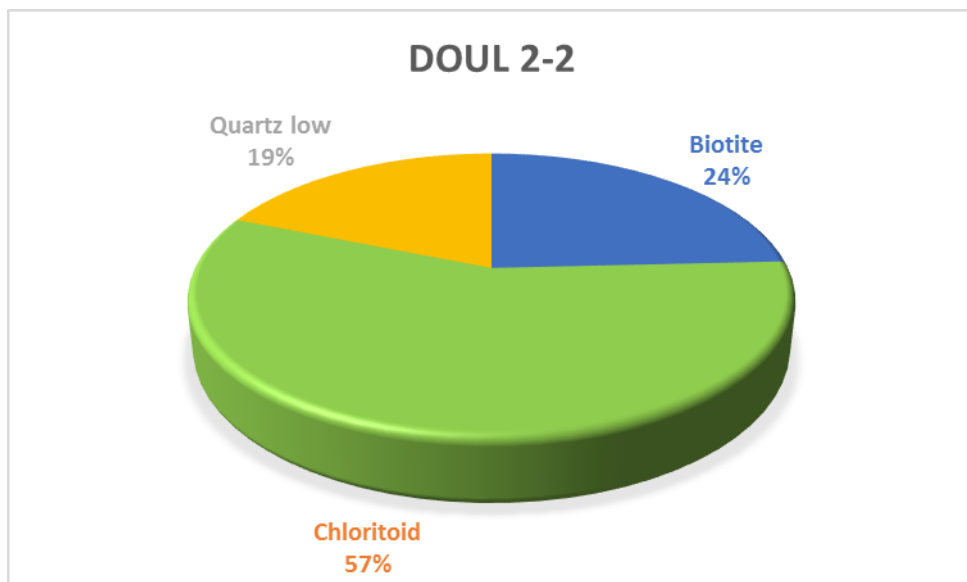
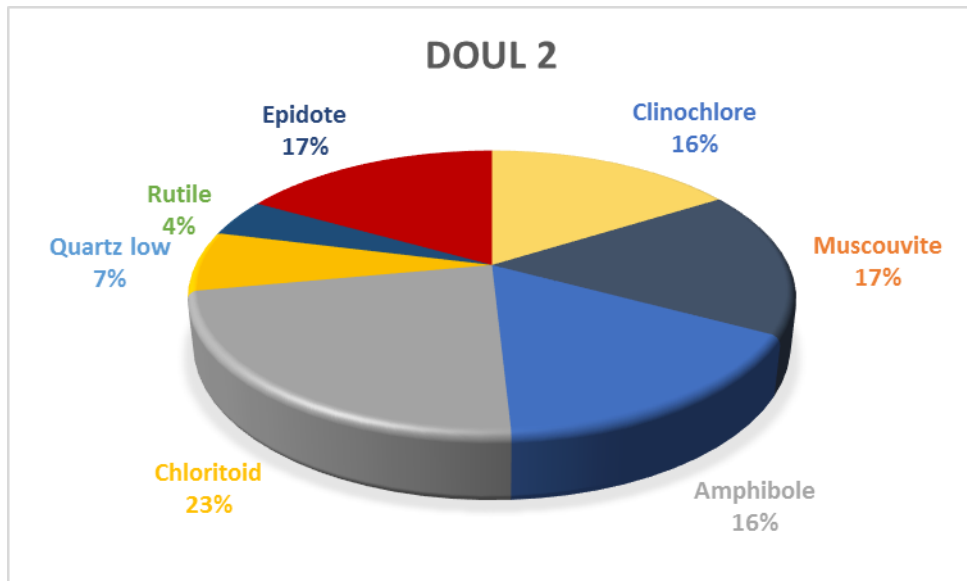


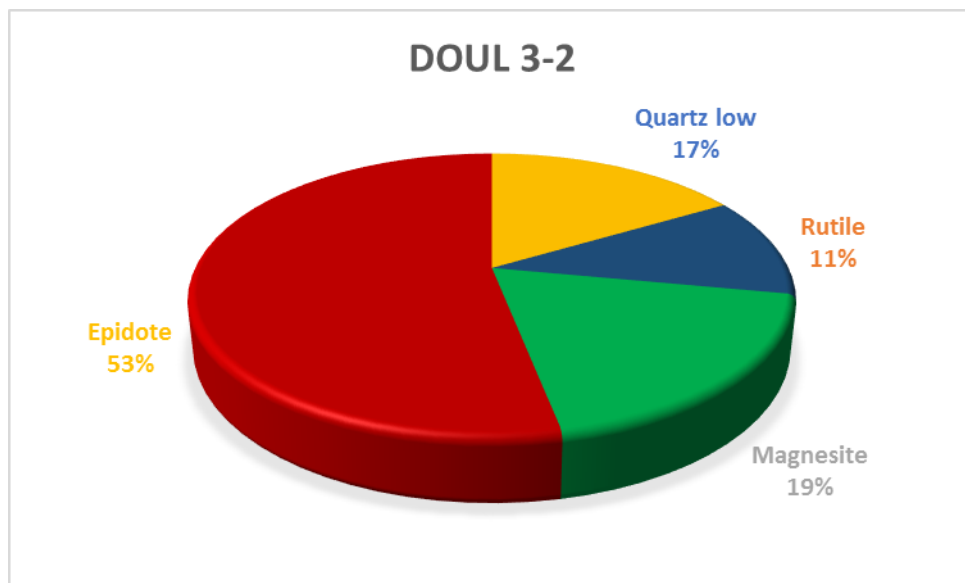
Περιοχή Καστελιανά



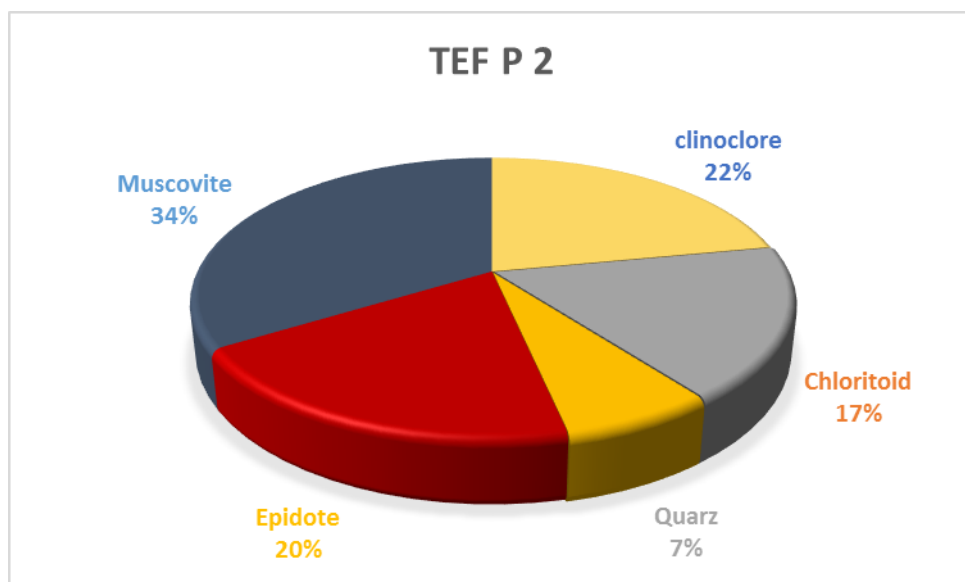


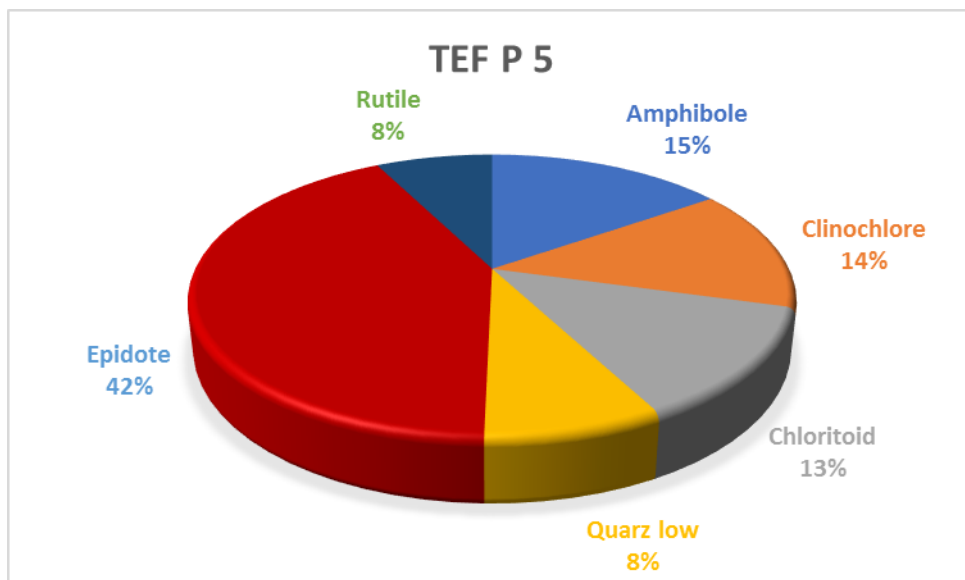
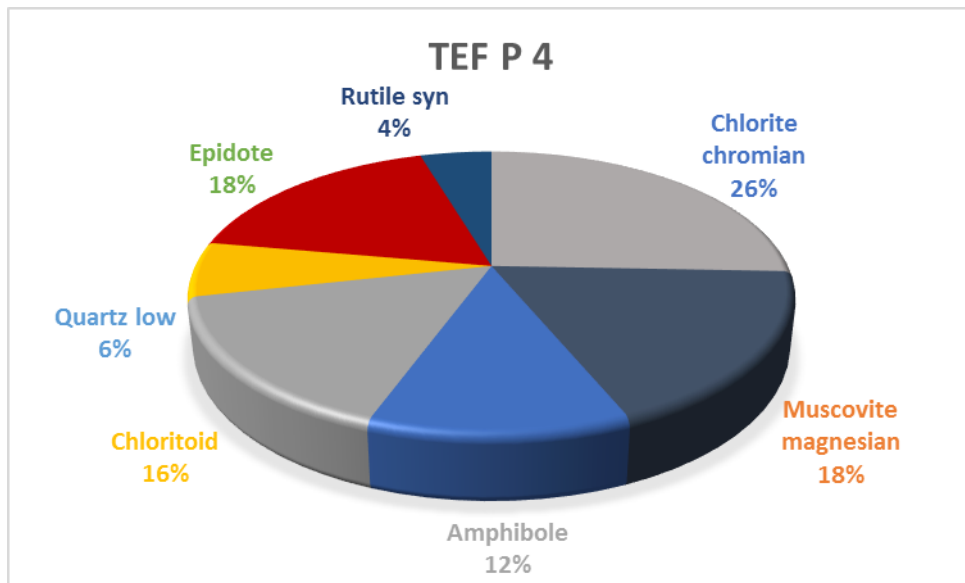
Περιοχή Δούλι



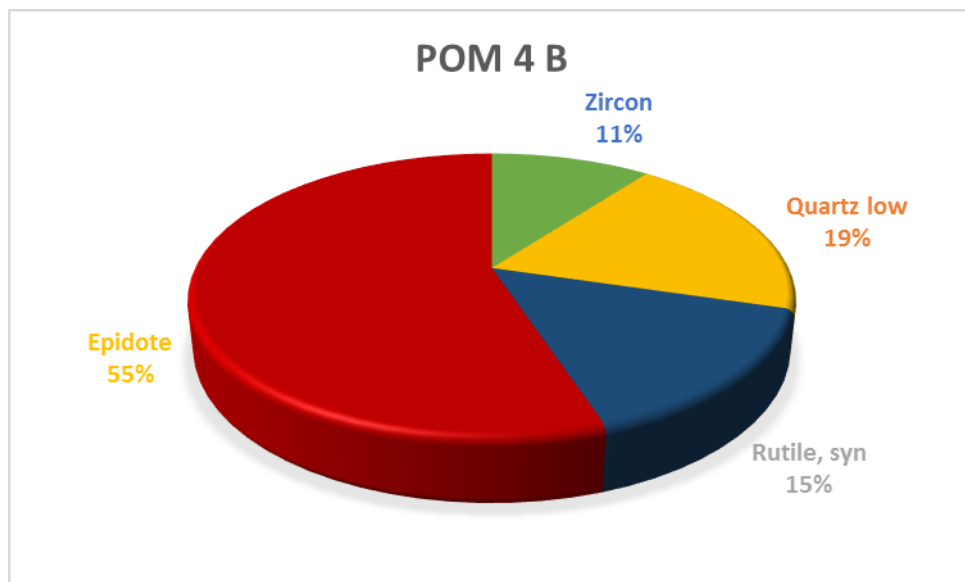
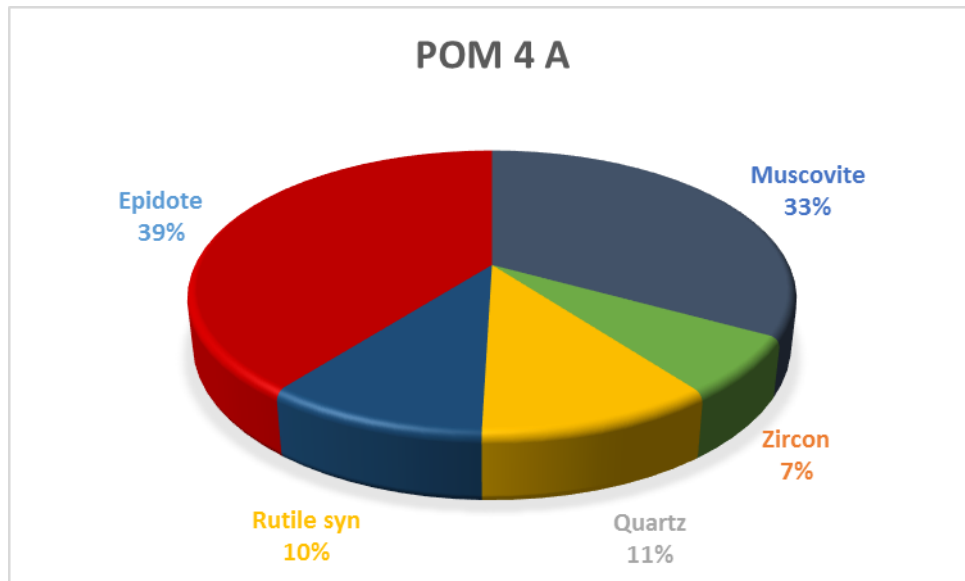


Περιοχή Τεφέλη

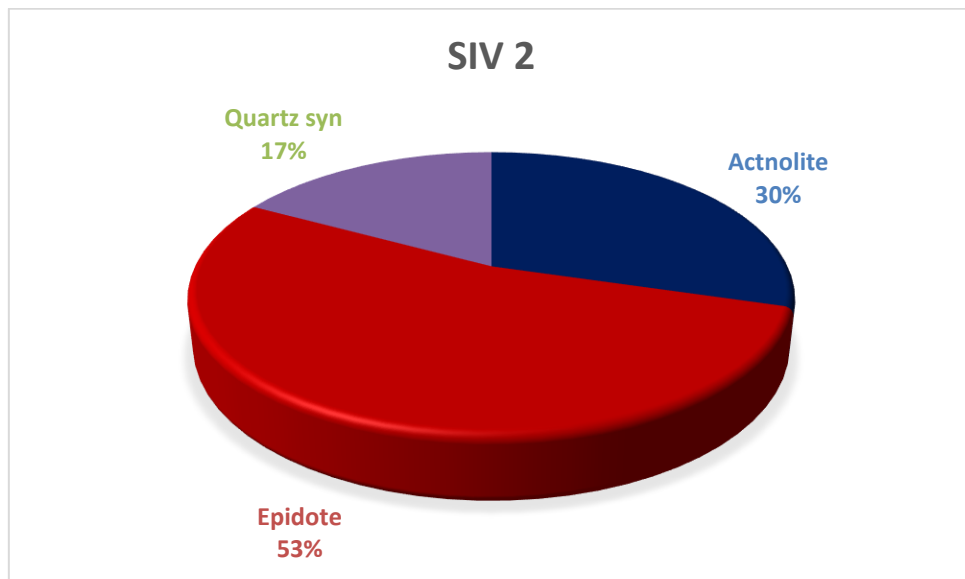




Περιοχή Πομπίας



Περιοχή Σίβας



Περιοχή Δεμάτι

