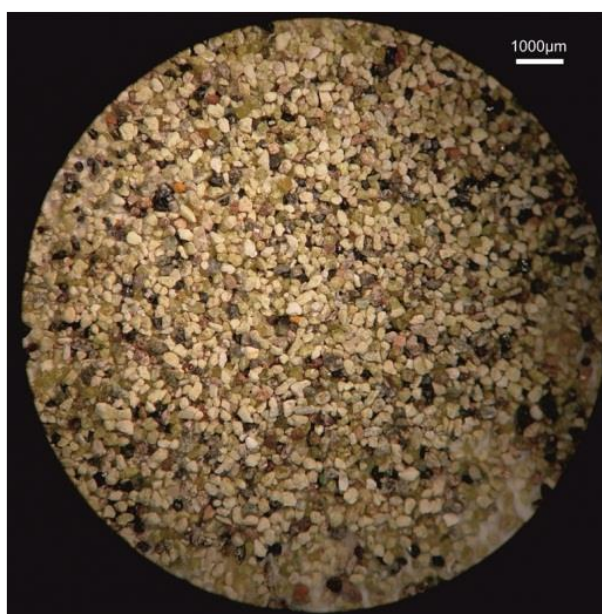




ΠΟΛΥΤΕΧΝΕΙΟ ΚΡΗΤΗΣ  
ΣΧΟΛΗ ΜΗΧΑΝΙΚΩΝ ΟΡΥΚΤΩΝ ΠΟΡΩΝ  
ΕΡΕΥΝΗΤΙΚΗ ΜΟΝΑΔΑ ΓΕΩΛΟΓΙΑΣ  
ΤΕΚΤΟΝΙΚΗ, ΣΤΡΩΜΑΤΟΓΡΑΦΙΑ, ΓΕΩΛΟΓΙΑ ΠΕΡΙΒΑΛΛΟΝΤΟΣ

## ΔΙΠΛΩΜΑΤΙΚΗ ΕΡΓΑΣΙΑ

**«Αναζήτηση πηγών τροφοδοσίας κλαστικών ιζημάτων Νεογενών  
σχηματισμών της λεκάνης της Μεσσαράς με χρήση βαρέων  
ορυκτών»**



ΠΟΛΥΧΡΟΝΑΚΗΣ ΧΑΡΑΛΑΜΠΟΣ

## ΕΞΕΤΑΣΤΙΚΗ ΕΠΙΤΡΟΠΗ

Μανούτσογλου Εμμανουήλ, Καθηγητής (επιβλέπων)  
Χρηστίδης Γεώργιος, Καθηγητής  
Αλεβίζος Γεώργιος, Επίκουρος Καθηγητής

Χανιά, Μάιος 2015

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

## Περιεχόμενα

Περίληψη .....	4
ΕΥΧΑΡΙΣΤΙΕΣ .....	5
Εισαγωγή.....	6
1. ΓΕΩΓΡΑΦΙΚΑ - ΓΕΩΛΟΓΙΚΑ ΣΤΟΙΧΕΙΑ.....	7
1.1 Γεωγραφικά στοιχεία της νήσου Κρήτης.....	7
1.1.1 Η Γεωγραφία της Μεσσαράς .....	7
1.2 Γεωλογική επισκόπηση.....	9
1.2.1 Γεωλογικό περίγραμμα της Κρήτης.....	14
1.2.2 Απόψεις για τη νεοτεκτονική εξέλιξη της Κρήτης .....	19
1.2.3 Απόψεις για τη μεταλπική παλαιογεωγραφική εξέλιξη της κεντρικής Κρήτης .....	24
1.3 Γεωλογική δομή της περιοχής μελέτης.....	36
2. PROVENANCE ANALYSIS .....	38
2.1 Ορισμός του όρου provenance.....	38
2.2 Ιστορική αναδρομή .....	39
2.3 Προβλήματα ποσοτικής ανάλυσης προέλευσης .....	44
2.4 Βαρέα ορυκτά .....	46
2.4.1 Θεωρία .....	46
2.4.2 Σχετική σταθερότητα ορυκτών .....	50
3. ΠΕΙΡΑΜΑΤΙΚΗ ΔΙΑΔΙΚΑΣΙΑ.....	57
3.1 Θεωρητική προσέγγιση.....	57
3.2 Θέσεις δειγματοληψίας.....	59
3.3 Προετοιμασία δειγμάτων .....	61
3.4 Διαχωρισμός με τη χρήση βαρέος υγρού.....	64
3.5 Ποιοτικός και ποσοτικός προσδιορισμός των βαρέων ορυκτών .....	65
4. ΣΥΜΠΕΡΑΣΜΑΤΑ ΚΑΙ ΣΥΖΗΤΗΣΗ .....	68
Βιβλιογραφία .....	72
ΠΑΡΑΡΤΗΜΑ 1.....	75
ΠΑΡΑΡΤΗΜΑ 2.....	78
ΠΑΡΑΡΤΗΜΑ 3.....	93
ΠΑΡΑΡΤΗΜΑ 4.....	105

## Περίληψη

Τα αλπικής και προαλπικής ηλικίας πετρώματα της Κρήτης έχουν καλυφθεί κατά τη διάρκεια του Νεογενούς από κατ'έξοχην κλαστικές, ετερογενείς στη λιθολογία, ακολουθίες που κατά θέσεις έχουν μεγάλο πάχος (μεγαλύτερο από 600 μ.), για τις οποίες, σε διάφορα χρονικά διαστήματα, εκπονήθηκαν προγράμματα αναζήτησης υδρογονανθράκων. Παρόλο που μεγάλος αριθμός ερευνητών, έχει μελετήσει τους προ- νεογενείς και νεογενείς σχηματισμούς της νήσου, υπάρχει σχετικά μικρός αριθμός εργασιών σχετικών με την παλαιογεωγραφική της εξέλιξη κατά το Νεογενές και ταυτόχρονα λείπουν παντελώς εργασίες σχετικές με την προέλευση (provenance) για τις περιοχές/θέσεις καθώς και τους σχηματισμούς τροφοδοσίας των υλικών, που δημιούργησαν αρχικά τα ιζήματα και στη συνέχεια τα πετρώματα του Νεογενούς.

Σκοπός αυτής της εργασίας είναι στα πλαίσια της «ανάλυσης προέλευσης» (provenance analysis) η πρώτη συστηματική μελέτη του κλάσματος βαρέων ορυκτών ψαμμιτών από ακολουθίες του Νεογενούς, των οποίων είναι γνωστή η στρωματογραφική θέση. Η χωρική κατανομή των θέσεων δειγματοληψίας έγινε με ισόρροπη κατανομή εντός της ευρύτερης περιοχής της λεκάνης της Μεσσαράς, που είναι η περιοχή της Κρήτης με τις μεγαλύτερες σε έκταση εμφανίσεις του Νεογενούς, με τρόπο που να επιτρέπει έναν πρώτο συσχετισμό και σύγκριση των αποτελεσμάτων της μελέτης των βαρέων ορυκτών, με απώτερο στόχο την εξαγωγή συμπερασμάτων σχετικών με την παλαιογεωγραφική θέση των περιοχών τροφοδοσίας των αρχικών αμμούχων ιζημάτων, που δημιούργησαν τα πετρώματα δειγματοληψίας.

Από τα έντεκα δείγματα που μελετήθηκαν στα κλάσματα 63-125 και 125 -250μm ανακτήθηκε με τη μέθοδο των βαρέων υγρών η συνάθροιση των βαρέων ορυκτών, και αφού ακτινογραφήθηκε αναλύθηκαν ποιοτικά τα ορυκτά και υπολογίστηκε η σχετική ποσοστιαία αναλογία τους, με το υπολογιστικό πακέτο EVA. Η μαζική ύπαρξη ορυκτών των ομάδων επιδότου και αμφιβόλων και στα δύο κλάσματα, σε εννέα από τα έντεκα δείγματα που πάρθηκαν από τους σχηματισμούς Σκινιά και Αμπελούζου, υποδεικνύουν ότι οι σχηματισμοί τροφοδοσίας των πετρωμάτων των σχηματισμών αυτών, που διαφέρουν και σε ηλικία αλλά και σε αποθετικό περιβάλλον (Σκινιά θαλάσσιο και Αμπελούζου λιμνοθαλάσσιο - ποτάμιο) φαίνεται, από τα πρώτα αυτά δείγματα που αναλύθηκαν, να είναι τα μεταμορφωμένα πετρώματα του ανώτερου καλύμματος των Εσωτερικών Ελληνίδων και σε δεύτερη θέση τα



μεταμορφωμένα πετρώματα του Φυλλιτικού Καλύμματος, που αντιπροσωπεύεται με την παρουσία κυρίως του χλωριτοειδούς. Τα πρώτα αυτά αποτελέσματα συνηγορούν στην άποψη, που εδώ και δεκαετίες έχει προταθεί, ότι η 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 αυτά και όχι στις μικρές, καλυμματικού τύπου, διάσπαρτες εμφανίσεις του νησιού.

## **ΕΥΧΑΡΙΣΤΙΕΣ**

Η παρούσα διπλωματική εργασία εκπονήθηκε στη Σχολή Μηχανικών Ορυκτών Πόρων του Πολυτεχνείου Κρήτης και παρότι μπορεί να είναι ατομική, είναι αποτέλεσμα μιας συλλογικής προσπάθειας. Έτσι φτάνοντας στο τέλος της συγγραφής της θα ήθελα να ευχαριστήσω θερμά ορισμένους ανθρώπους που συνέβαλαν στη ολοκλήρωσή της.

Πρώτο από όλους τον καθηγητή μου και επιβλέποντα της διπλωματικής μου κ. Μανούτσογλου Εμμανουήλ, καθηγητή της Σχολής για την εμπιστοσύνη που έδειξε στο πρόσωπο μου αναθέτοντας μου την εργασία καθώς και για την καθοδήγηση του αλλά και τις πολύτιμες συμβουλές και παρατηρήσεις του. Τα δύο άλλα μέλη της επιτροπής, τον Επίκουρο Καθηγητή κ. Αλεβίζο Γεώργιο, για την ουσιαστική συμβολή του στην ποιοτική και ποσοτική ανάλυση των βαρέων ορυκτών και τον Καθηγητή κ. Χρηστίδη Γεώργιο για τις συμβουλές και τις παρατηρήσεις τους.

Τους υποψήφιους διδάκτορες της Σχολής Μηχανικών Ορυκτών Πόρων του Πολυτεχνείου Κρήτης Πυλιώτη Ιωάννη και Παναγόπουλο Γεώργιο, για την μεγάλη και πολύτιμη βοήθειά τους σε όλα τα στάδια της εργασίας.

Τα μέλη των εργαστηρίων της Σχολής κ. Πετράκη Ευάγγελο, κα. Παντελάκη Όλγα, τον κ. Δρ. Στρατάκη Αντώνιο, την κα. Δρ. Παγώνα Μακρή, κα. Σταθογιάννη Φωτεινή και τη υποψία διδάκτορα Λεοντοπούλου Γεωργία για τη πολύτιμη βοήθειά τους.

Τέλος ένα μεγάλο ευχαριστώ στην οικογένεια μου για την υπομονή τους και την ηθική στήριξη που μου παρείχαν όλα αυτά τα χρόνια καθώς και σε όλους τους φίλους μου που στάθηκαν στο πλευρό μου.

## Εισαγωγή

Μετά τη γενική αποδοχή και εδραίωση της Θεωρίας των Τεκτονικών Πλακών και η παλαιογεωγραφική εξέλιξη της Κρήτης από το Νεογενές μέχρι και το Ολόκαινο συνδέθηκε με τη σύγκρουση και υποβύθιση των λιθοσφαιρικών πλακών κατά μήκος του νοτίου τμήματος του Ελληνικού τόξου. Με μήκος 260km και πλάτος που κυμαίνεται από 12km έως 60km, η Κρήτη αποτελεί το νοτιότερο αναδυμένο τμήμα του Ελληνικού τόξου, βορείως των τεκτονικών βυθισμάτων της ΝΑ και ΝΔ Κρήτης αλλά και των τάφρων του Πλίνιου και του Στράβωνα. Η ανάδυση και η διαμόρφωση του σημερινού τοπογραφικού της ανάγλυφου είναι το αποτέλεσμα αφ' ενός διαχρονικών εναλλαγών και ισορροπιών συμπιεστικής παραμόρφωσης και εφελκυστικών τάσεων εντός του ευρύτερου χώρου του Αιγαίου μέχρι και της περιοχής της Μεσογειακής ράχης και αφ' εταίρου κλιματικών εναλλαγών. Τα αλπικής ηλικίας πετρώματα της νήσου έχουν καλυφθεί κατά τη διάρκεια του Νεογενούς από κατ'εξοχήν κλαστικές, ετερογενείς στη λιθολογία, ακολουθίες που κατά θέσεις έχουν μεγάλο πάχος (μεγαλύτερο από 600 μ.) εντός των οποίων σε διάφορα χρονικά διαστήματα εκπονήθηκαν προγράμματα αναζήτησης υδρογονανθράκων (Panagopoulos et al., 2011; Πασαδάκης et al., 2013; Maravelis et al., 2013).

Παρόλο που μεγάλος αριθμός ερευνητών, έχει μελετήσει τους προ- νεογενείς και νεογενείς σχηματισμούς της νήσου, υπάρχει σχετικά μικρός αριθμός εργασιών σχετικών με την παλαιογεωγραφική της εξέλιξη και ταυτόχρονα λείπουν παντελώς εργασίες σχετικά με την προέλευση (provenance) και τις περιοχές/θέσεις καθώς και τους σχηματισμούς τροφοδοσίας των υλικών που δημιούργησαν αρχικά τα ιζήματα και στη συνέχεια τα πετρώματα του Νεογενούς.

Σκοπός αυτής της έρευνας είναι στα πλαίσια της ανάλυσης προέλευσης (provenance analysis) η πρώτη συστηματική μελέτη του κλάσματος βαρέων ορυκτών ψαμμιτών από ακολουθίες του Νεογενούς, των οποίων είναι γνωστή η στρωματογραφική θέση. Η χωρική κατανομή των θέσεων δειγματοληψίας έγινε με ισόροπη κατανομή εντός της ευρύτερης περιοχής της λεκάνης της Μεσσαράς, που είναι η περιοχή της Κρήτης με τις μεγαλύτερες σε έκταση εμφανίσεις του Νεογενούς, με τρόπο που να επιτρέπει το συσχετισμό και τη σύγκριση των αποτελεσμάτων της μελέτης των βαρέων ορυκτών, με απώτερο στόχο την εξαγωγή συμπερασμάτων σχετικών με τη θέση παλαιογεωγραφική θέση των περιοχών τροφοδοσίας των αρχικών αμμούχων ιζημάτων, που δημιούργησαν τους ψαμμίτες δειγματοληψίας.

## **1. ΓΕΩΓΡΑΦΙΚΑ - ΓΕΩΛΟΓΙΚΑ ΣΤΟΙΧΕΙΑ**

### **1.1 Γεωγραφικά στοιχεία της νήσου 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.

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, η οποία αποτελεί και την περιοχή μελέτης της παρούσας εργασίας.

#### **1.1.1 Η Γεωγραφία της Μεσσαράς**

Η περιοχή μελέτης της παρούσας εργασίας αποτελεί την πεδιάδα η οποία ανήκει στην ευρύτερη λεκάνη της Μεσσαράς. Η πεδιάδα καλύπτει έκταση 398 km<sup>2</sup> ενώ ολόκληρη η λεκάνη περίπου 1005 km<sup>2</sup> (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 1.1).



Εικόνα 1.1 Γεωγραφικός χάρτης της Κρήτης (από Κρινής, 2009)

Η λεκάνη της Μεσσαράς βρίσκεται γεωγραφικά μεταξύ  $34^{\circ}55'$  και  $35^{\circ}15'$  Βόρεια του Ισημερινού και  $24^{\circ}45'$  και  $25^{\circ}25'$  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 1.2).



Εικόνα 1.2 Γεωγραφικός – γεωμορφολογικός χάρτης της λεκάνης Μεσσαράς με κλίμακα υψομέτρου (από Κρινής, 2009)

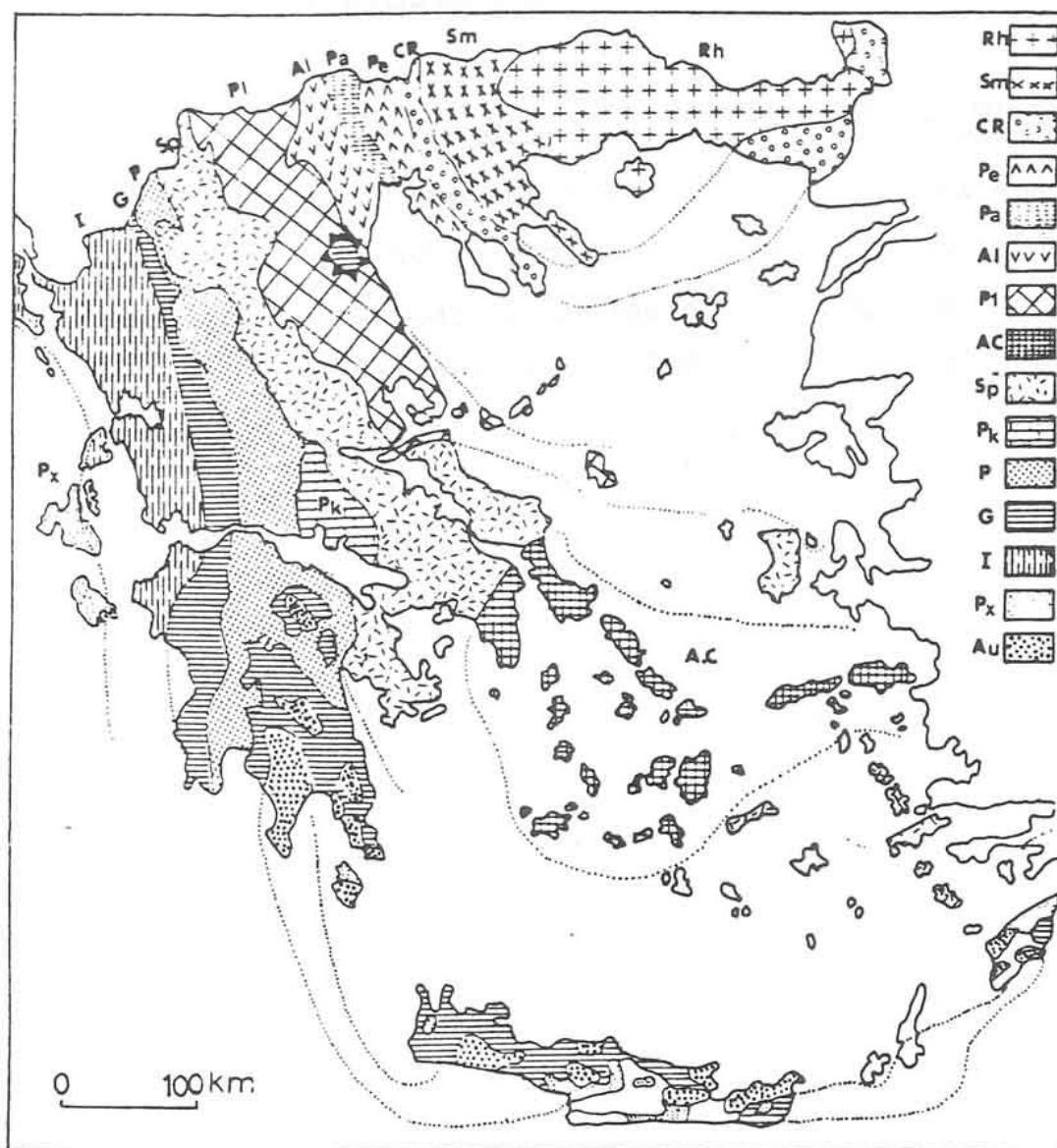
Από τη λεκάνη της Μεσσαράς διέρχονται δύο μεγάλοι ποταμοί, ο Γεροπόταμος (38,4 km) και ο Αναποδιάρης (46 km) που αποστραγγίζουν τη δυτική και ανατολική λεκάνη της Μεσσαράς αντίστοιχα. Άλλοι σημαντικοί ποταμοί της λεκάνης είναι οι

δύο παραπόταμοι του Γεροποτάμου, ο Κατσουλίδης και ο Ληθαίος και οι δύο παραπόταμοι του Αναποδιάρη, ο Βαρύτης και ο Κολοκυθάς.

## **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 Brunn (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.

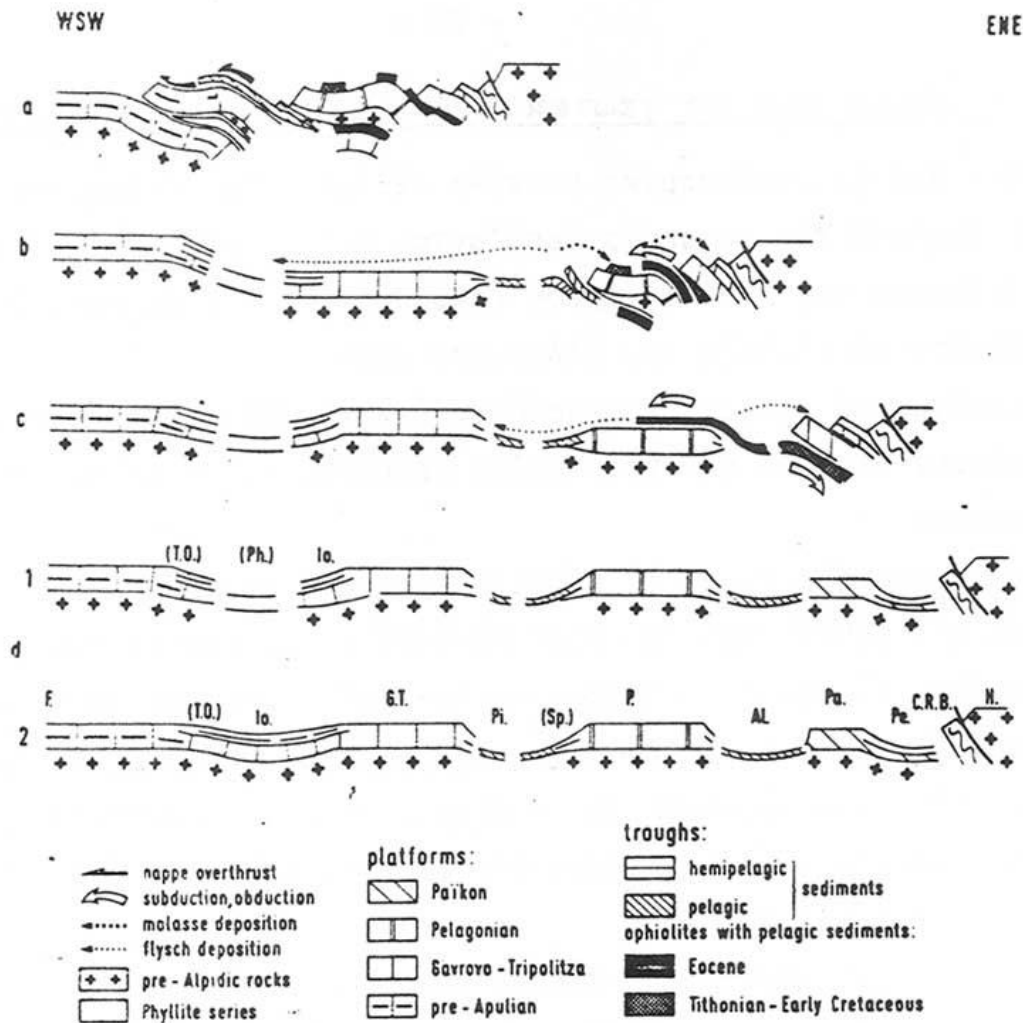
Οι γεωτεκτονικές ζώνες των Ελληνίδων αποτελούν παλαιογεωγραφικούς χώρους του «Παλαιοωκεανού» της Τηθύος, μιας ωκεάνιας περιοχής στον ευρύτερο χώρο της υπερηπείρου της Παγγαίας, ενός ηπειρωτικού τεμάχους που δημιουργήθηκε κατά τη Βαρίσκια Ορογένεση. Μέσα στον ωκεάνιο χώρο της Τηθύος η ανάπτυξη μιας μεσοωκεάνιας 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 1.3 Χάρτης των γεωτεκτονικών ζωνών του Ελλαδικού χώρου. (Κατά Μουντράκη 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

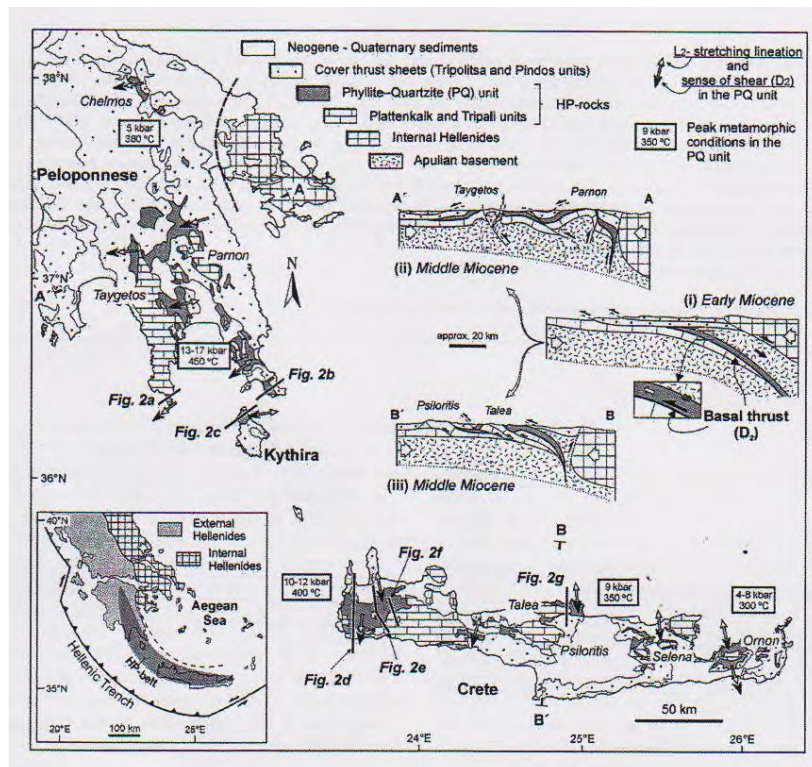
παλιότερα ισχύουσα «Θεωρία των συζυγών Γεωσυγκλίνων» ως ο τυπικός ωκεάνιος χώρος, το "Ελληνικό ευγεωσύγκλινο". Σε αντίθεση με τη γενικευμένη αυτήν αντίληψη το πρώτο γεωδυναμικό μοντέλο που προτάθηκε για την εξέλιξη των Ελληνίδων είναι των Jacobshagen et al. (1976), το οποίο προτείνει την ύπαρξη των ωκεάνιων 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 Παξών 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 ορεογραφική-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 κατ'εξοχήν στην Κρήτη (Εικ. 1.5).



Εικόνα 1.4. Σχηματικές τομές που αναπαριστούν την ορογενετική εξέλιξη των Ελληνίδων (Κατά Jacobshagen et al., 1986). Πιο συγκεκριμένα: a) Περίοδος Μέσου Μειόκαινου. Επώθηση των κεντρικών Ελληνικών καλυμμάτων (ζώνες Πίνδου, Παρνασσού, Πελαγονικής) πάνω στη ζώνη Γαβρόβου. b) Περίοδος Μέσου - Ανω.Ηωκαίνου. Κλείσιμο του ωκεάνιου χώρου της ζώνης Αξιού. Επώθηση των οφειολίθων 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 Περιοδοπική ζώνη και την Ελληνική Ενδοχώρα. Αρχική τεκτονική τοποθέτηση των οφειολίθων πάνω στην Πελαγονική και d) Περίοδος Μέσου - Ανω Ιουρασικού. Αύλακες και υβώματα μετά την περιοδοπική ορογένεση.

Al = Αλμωπίας, C.R.B. = Περιοδοπική, 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.

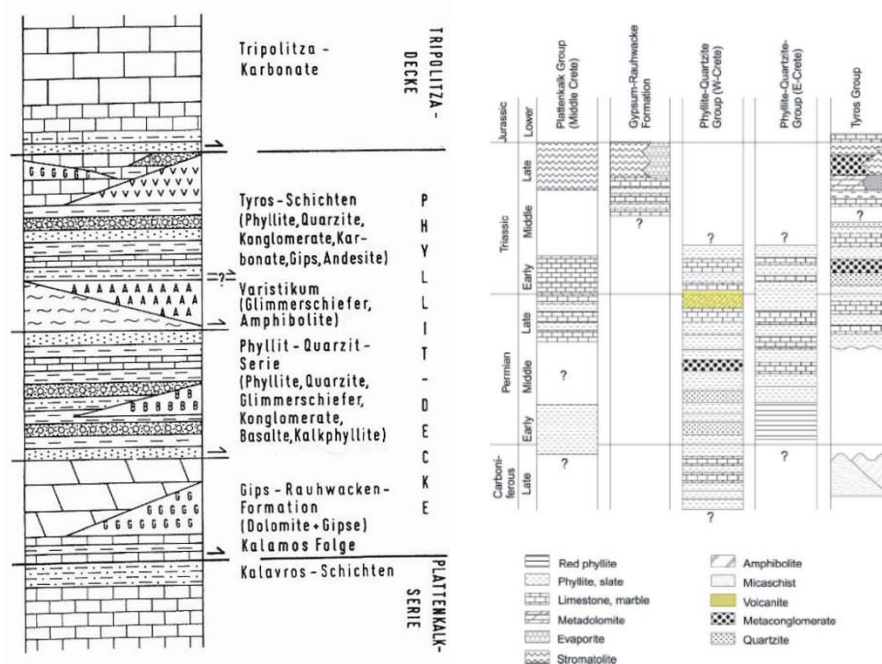




Εικόνα 1.5. Γενικευμένος γεωλογικός χάρτης με σκιασμένη περιοχή που αντιπροσωπεύει τις θέσεις εμφάνισης των υψηλής μεταμόρφωσης πετρωμάτων. Οι τομές είναι από την Πελοπόννησο(AA) και από την Κρήτη(B'B). (Xypolias et al., 2007)

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 (Ει. 1.6).

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.



Εικόνα 1.6. Λιθολογική υποδιαίρεση του Φυλλιτικού καλύμματος κατά Dornsiepen και Manutsoglu (1994) (αριστερα) και δεξιά σχηματικές συγκριτικές λιθοστρωματογραφικές στήλες των μεταμορφωμένων ενότητων των εξωτερικών Ελληνίδων (Dornsiepen et al., 2001)

### 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 προγραμμάτων 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 1.7. 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 αλλεπάλληλων 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.

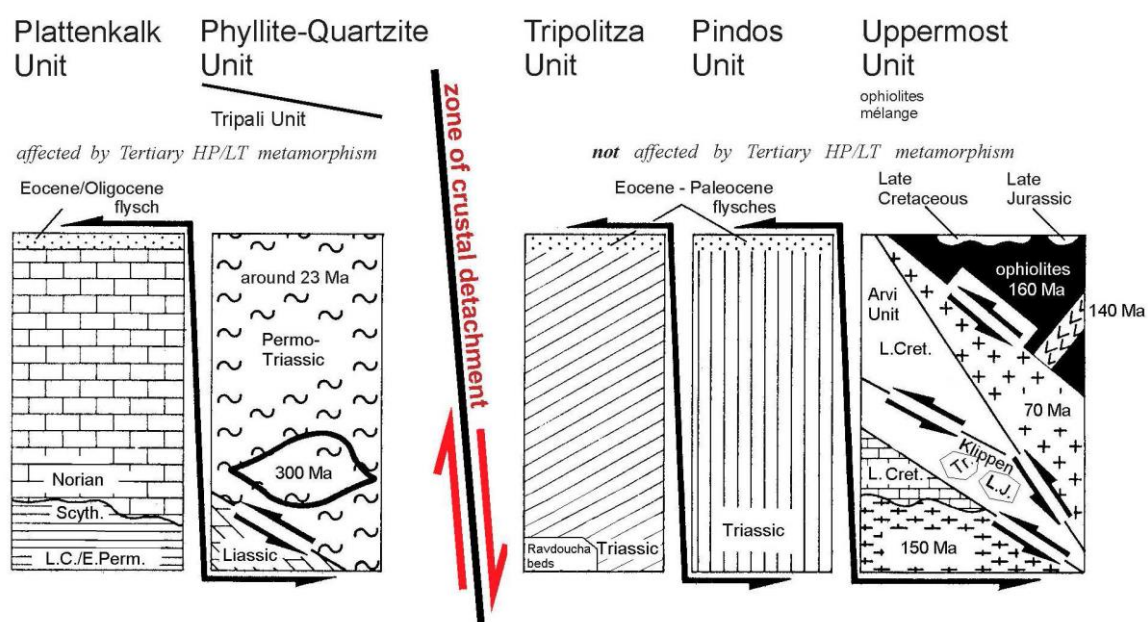
Γενικά, η Κρήτη συγκροτείται από την κατώτερη τεκτονική ενότητα η οποία αποτελείται από ένα αυτόχθονο έως παραυτόχθονο σύστημα πετρωμάτων που περιλαμβάνει τη μεταμορφωμένη Ομάδα των Πλακωδών Ασβεστόλιθων (Plattenkalk) με ηλικία από το Άνω Πέρμιο έως το Ολιγόκαινο.

Με τεκτονική επαφή, ακολουθεί ένα αλλόχθονο σύστημα επωθημένο πάνω στο (παρα)αυτόχθονο, με τη μορφή αλλεπαλλήλων τεκτονικών καλυμμάτων αλπικών ενοτήτων, και με χαρακτηριστική λεπιοειδή διάταξη. Τα αλλεπάλληλα 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 1.8. Τεκτονική διάταξη των τεκτονοστρωματογραφικών ενότητων 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 φλύσχος 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 λείπια 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 σερπεντινωμένους περιδοτίτες, γάββρους, διορίτες, δολερίτες και διαβάσες, ηλικίας Κατώτατου Ιουρασικού – Ανώτατου Κρητιδικού.
- Κάλυμμα Αστερούσιων με μετα-ιλυολιθικούς, διμαρμαρυγιακούς, χλωριτικούς, επιδοτιτικούς γνευσίους 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 Αρβης 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 δίστανται 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 Β-Ν και Α-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 λατυποπαγή και λατυποκροκαλοπαγή 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).



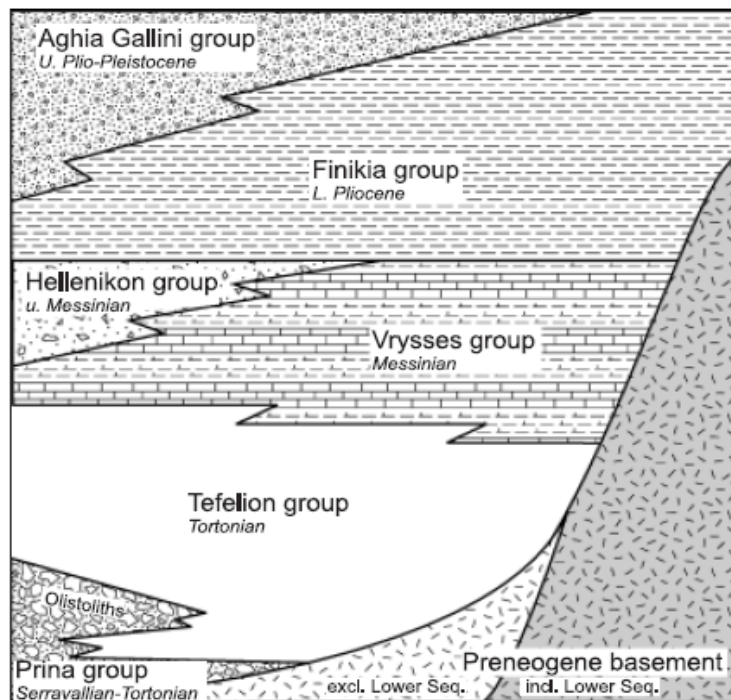
**Η Ομάδα Τεφελίου** τοποθετείται ασύμφωνα είτε πάνω στην Ομάδα Πρίνα, είτε απευθείας πάνω στο προ-νεογενές υπόβαθρο. Αποτελείται από χαλαρά θαλάσσια και ποταμολιμναία κροκαλοπαγή, άμμους, αργίλους και ιλύ. Η ηλικία τους τοποθετείται από το Σερραβάλλιο έως το Άνω Τορτόνιο (Meulenkamp, 1979; Βασιλάκης 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 1.9 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

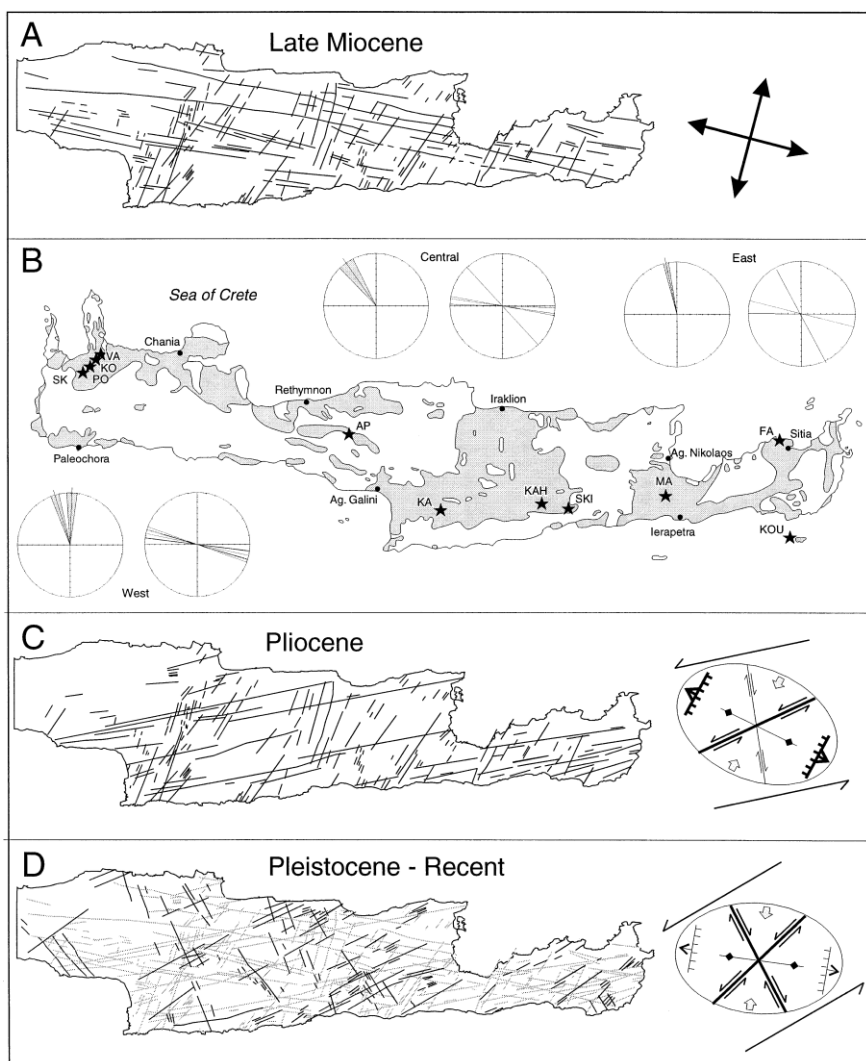
Την άποψη του McKenzie (1972, 1978) που οριοθέτησε την εκκίνηση της νέας θεωρίας των Τεκτονικών Πλακών με την υποβύθιση της Αφρικανικής πλάκας κάτω από την πλάκα του Αιγαίου υποστήριξαν μεταξύ των πρώτων οι Pichon & Angelier (1979) που πρότειναν ότι η έναρξη της υποβύθισης κατά μήκος του ελληνικού τόξου

φαίνεται να ξεκίνησε 13 εκ. χρόνια πριν και ότι το σύστημα της τάφρου μετακινείται προς τα N-NΔ, προκαλώντας ένα εφελκυστικό καθεστώς στην περιοχή προ του τόξου, το οποίο οδήγησε σε γενική βύθιση και στο σχηματισμό του σημερινού Αιγαίου.

Σε αντίθεση οι Meulenkaamp 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).

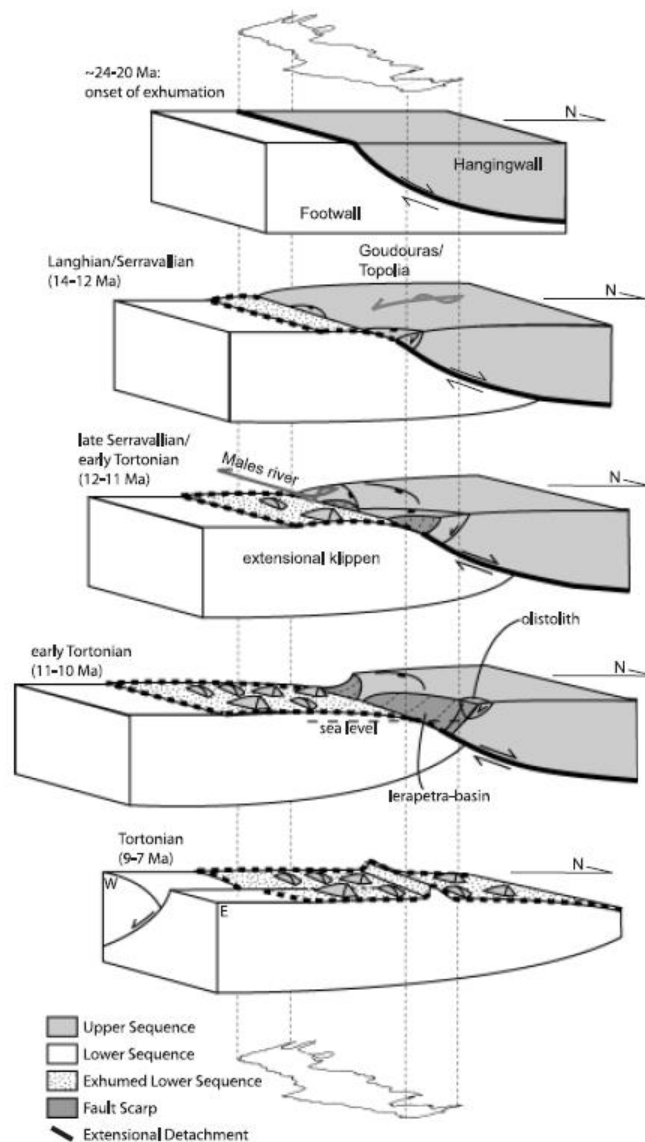
Οι ten Veen & Meijer (1998) περιγράφουν την ύπαρξη πέντε τεκτονικών σταδίων για την κεντρική και ανατολική Κρήτη (Εικ. 1.10) τα οποία είναι τα εξής: 1) Πριν το Άνω Μειόκαινο (Άνω Σερραβάλλιο) η συμπίεση ήταν ο κυρίαρχος τύπος παραμόρφωσης σχηματίζοντας πτυχές διεύθυνσης B130A και B100A. 2) Στο Κατώτατο 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 1.10 Τεκτονοστρωματογραφικά επεισόδια στην κεντρική και ανατολική Κρήτη (Duermeijer et al. 1998)

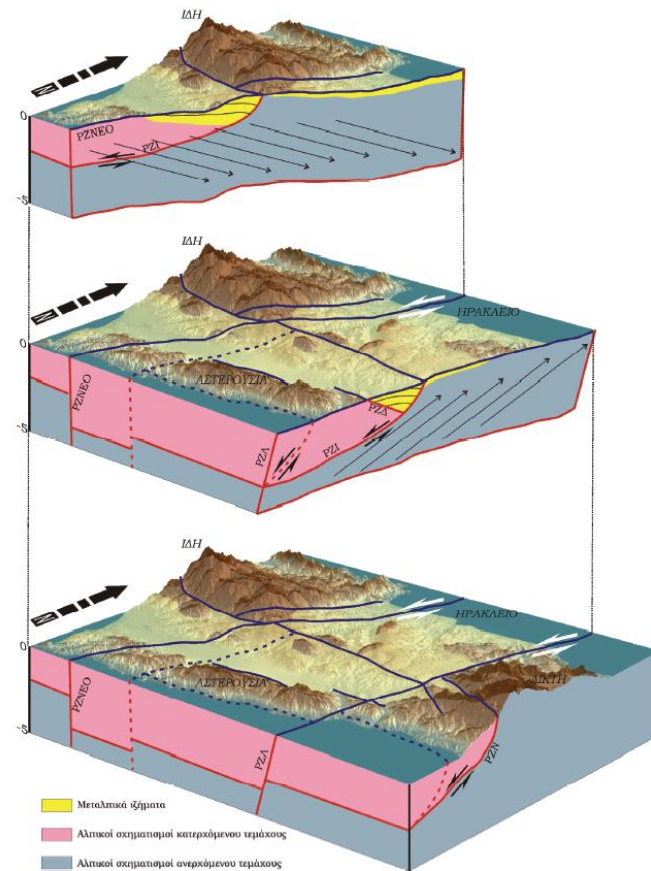
Κατά τον van Hinsbergen & Meulenkamp (2006) η νεοτεκτονική εξέλιξη της Κρήτης συνδέεται με μια ζώνη αποκόλλησης που επέτρεψε αφ' ενός την άνοδο των μεταμορφωμένων ενοτήτων της νήσου αλλά αφ' εταίρου τη δημιουργία «τεκτονικών ρακών» και περιοχών ιζηματογένεσης μεταξύ αυτών, χώρων δηλαδή που πληρώθηκαν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



Εικόνα 1.11 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 νότο.



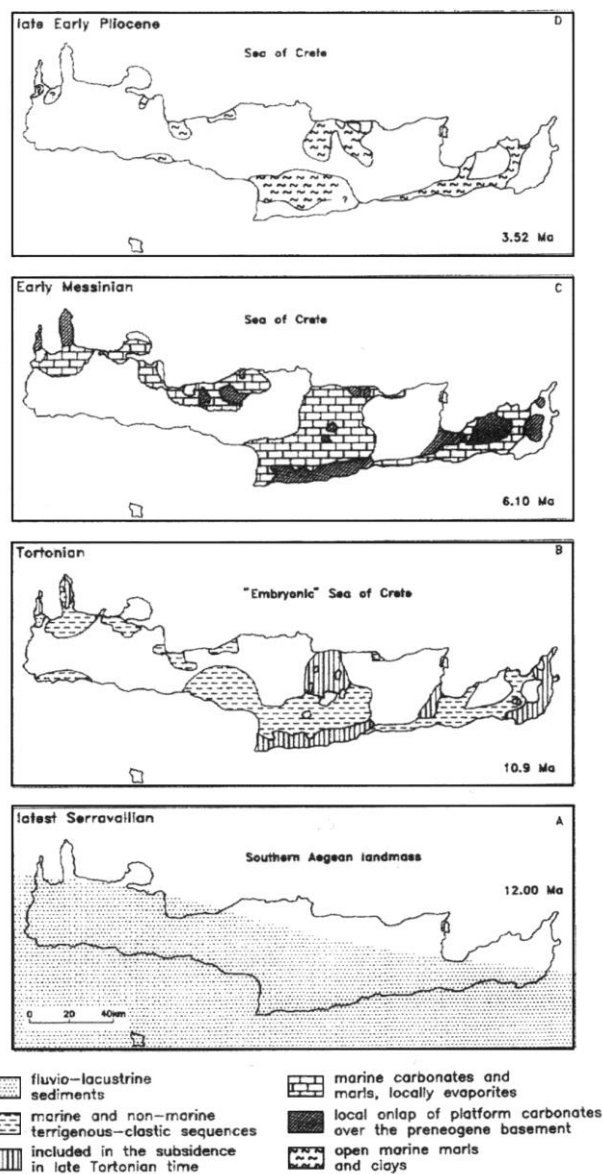
Εικόνα 1.12 Σχηματικά στερεοδιαγράμματα της περιοχής της κεντρικής Κρήτης και οι κύριες ρηξιγενείς ζώνες, που έχουν επηρεάσει την ευρύτερη περιοχή της λεκάνης Μεσσαράς μετά το Μέσο Μειόκαινο, με γωνία θέασης προς τα ΒΔ. (Από Βασιλάκη 2006).

Συμφώνα με τους Papanikolaou & 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 Α-Δ, τα οποία κλίνουν Νότια, 2) στο Μέσο Μειόκαινο υπάρχει εφελκυστική παραμόρφωση κατά μήκος, παράλληλων στο τόξο, ρηγμάτων αποκόλλησης διεύθυνσης Α-Δ, 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 μεταλλική παλαιογεωγραφική εξέλιξη της κεντρικής Κρήτης**

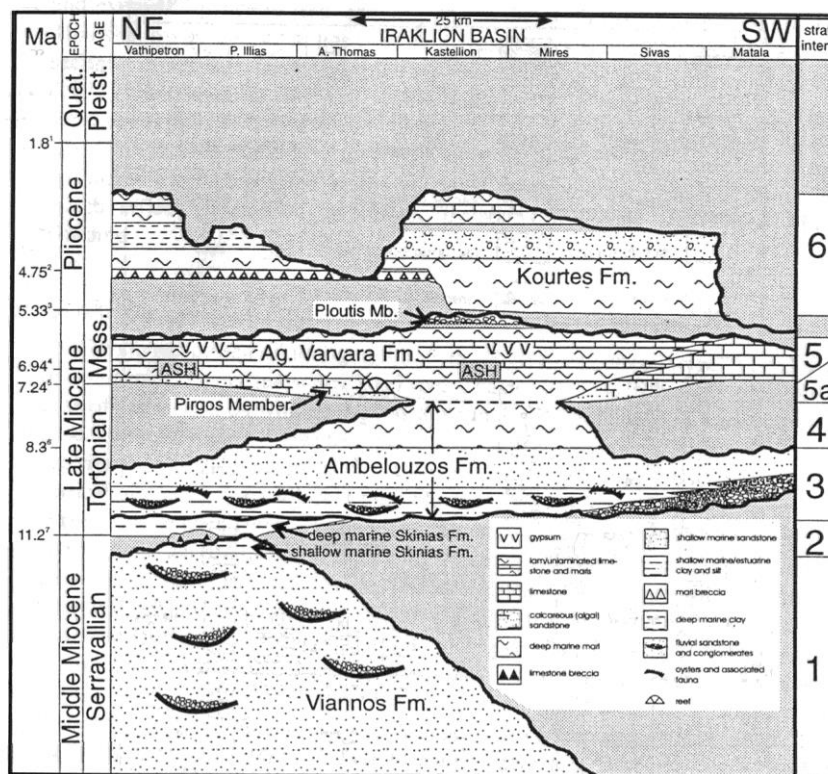
Για την κατανόηση της στρωματογραφικής εξέλιξης και της στρωματογραφικής θέσης των σχηματισμών του Νεογενούς, δηλαδή των ιζηματολογικών ακολουθιών που αποτέθηκαν τα τελευταία δεκατρία περίπου εκατομμύρια χρόνια, δίνεται μία σύνοψη των αποτελεσμάτων που έχουν προκύψει από τις έρευνες που έχουν γίνει μέχρι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

Στη εικόνα 1.13 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 1.13 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 σχηματίστηκαν μπορούν να περιγραφούν ως ακολούθως:



Εικόνα 1.14. Στρωματογραφική εξέλιξη της ευρύτερης λεκάνης του Ηρακλείου κατά την Veen (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 κλαστικά 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.

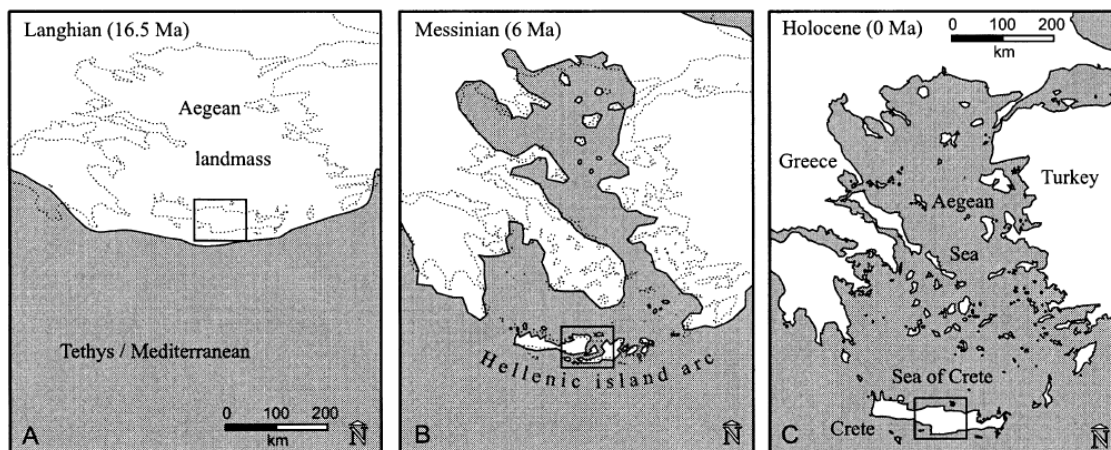
5. Την απόθεση χερσαίων κλαστικών ακολούθησε η συσσώρευση των ασβεστόλιθων και μαργών του Μεσσηνίου. Αυτή η αλλαγή είναι φανερή στα ιζήματα του σχηματισμού Αγ. Βαρβάρα του Μεσσηνίου. Στα βορειότερα και νοτιότερα μέρη της περιοχής, το χαμηλότερο μέρος του σχηματισμού Αγ. Βαρβάρα αποτελείται από τις μικτές 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 κατωφέρειας 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

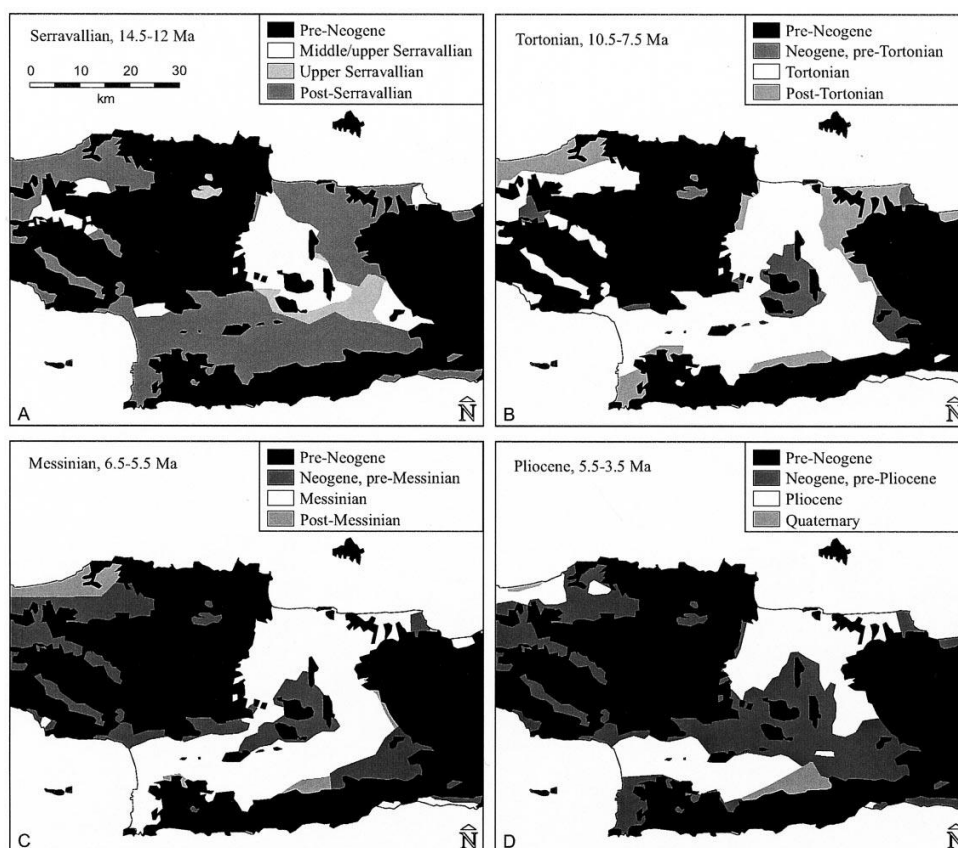
βαθιάς θάλασσας που αντιπροσωπεύει το αποτέλεσμα της Πλειοκαινικής επίκλυσης που τερμάτισε την κρίση αλμυρότητας του Μεσσηνίου. Αυτές οι βαθιάς θάλασσας αποθέσεις περνούν προς τα πάνω σε περισσότερο αμμώδεις και κροκαλοπαγείς αποθέσεις. Η ακολουθία απεικονίζει ρήγευση, ως και χέρσευση ως αποτέλεσμα στην κλίση των στρωμάτων προς το Βορρά. Στο νότιο τμήμα, η ανύψωση κατά το Άνω 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 Πλειοκαίνου είναι ενσωματωμένα με τα μαργαϊκά λατυποπαγή, τα οποία απεικονίζουν ένα επεισόδιο τεκτονικής αστάθειας που ακολούθησε την επίκλυση του Κάτω Πλειοκαίνου.

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



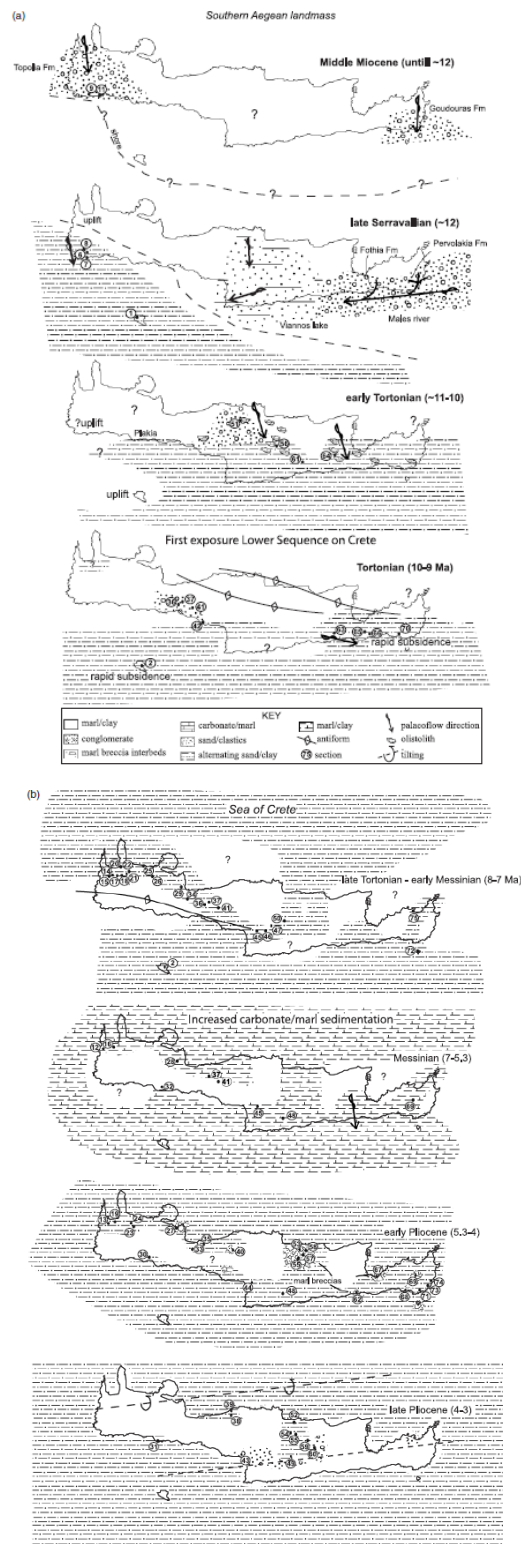


Εικόνα 1.16 Παλαιογεωγραφική εξέλιξη της κεντρικής Κρήτης από τη συρραφή αποτελεσμάτων των φύλλων χάρτη του ΙΓΜΕ για την περιοχή (κατά Welter-Schultes 2000)

Σύμφωνα με τους Papanikolaou & 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 Μεσσαρά 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 έχουμε

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).

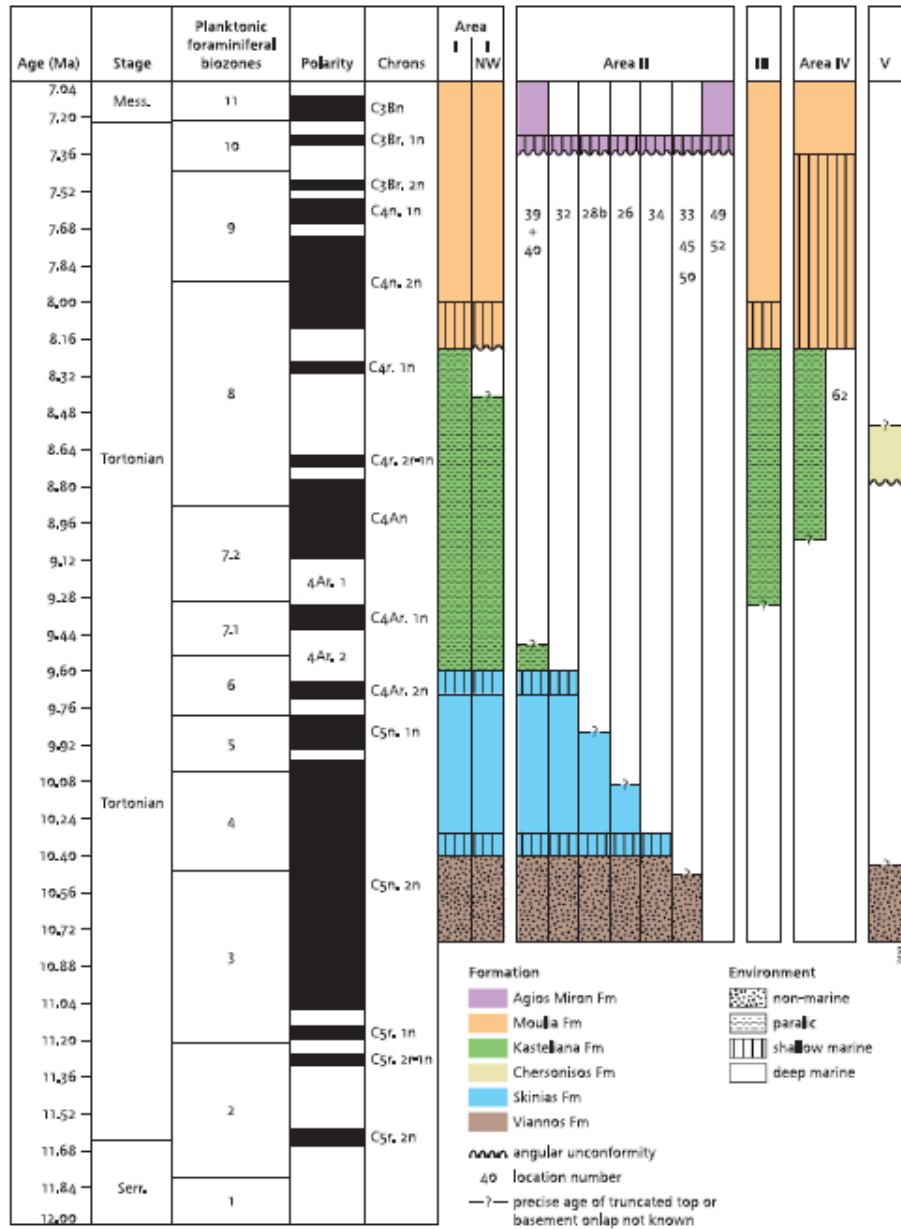
Η παλαιογεωγραφική εξέλιξη που προτάθηκε από τους van Hinsbergen & Meulenkamp (2006) δίνεται στην εικόνα 1.17.



Εικόνα 1.17 Παλαιogeωγραφική εξέλιξη της των περιοχών ιζηματογένεσης κατά τη νεοτεκτονική περίοδο στην Κρήτη σύμφωνα με τους van Hinsbergen & Meulenkaamp (2006)

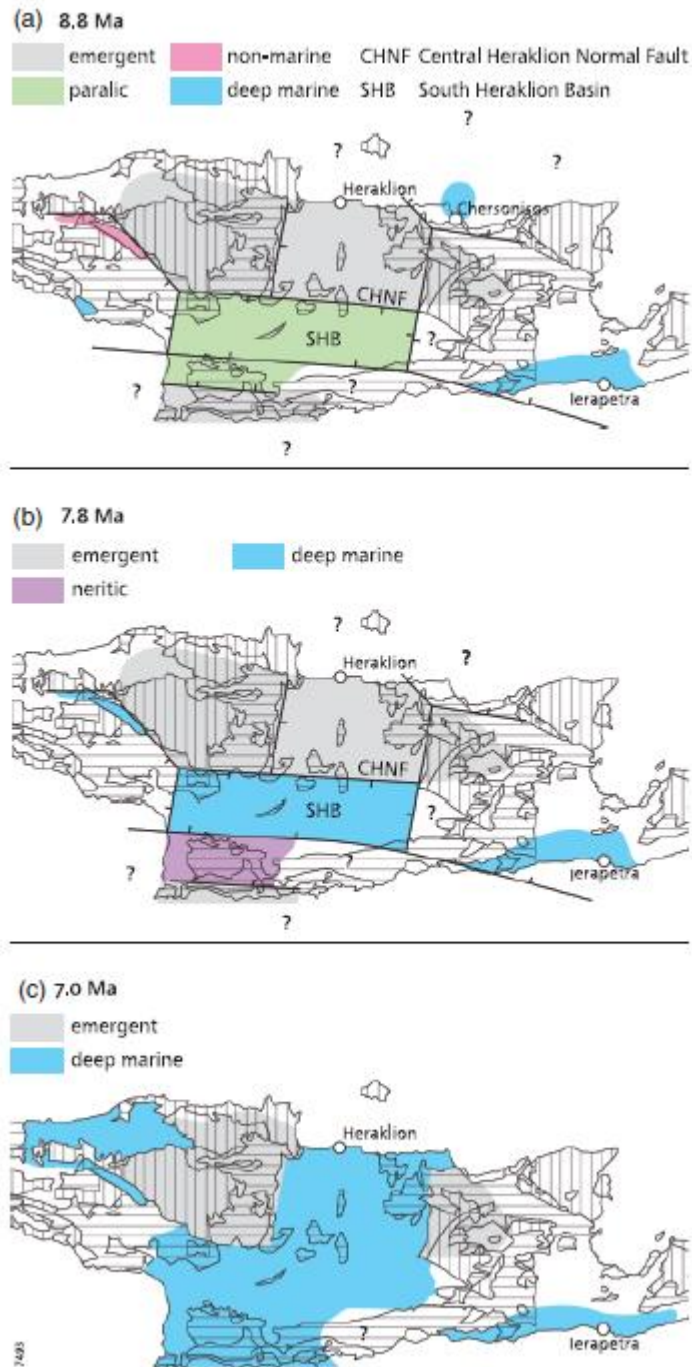
Οι Zachariassse et al. (2011) στηρίζόμενοι στα στοιχεία της ομάδας Ολλανδών ερευνητών που για πάνω από τρεις δεκαετίες μελετούν τις περιοχές της Κρήτης πρότειναν αφ' ενός μια λεπτομερή σύγκριση δεδομένων που σχετίζονται με την ηλικία

των σχηματισμών που στηρίχθηκε σε βιοστρωματογραφικά, μαγνητοστρωματογραφικά, χρονοστρωματογραφικά και λιθοστρωματογραφικά δεδομένα και συγκρίσεις αυτών (Εικ. 1.18).



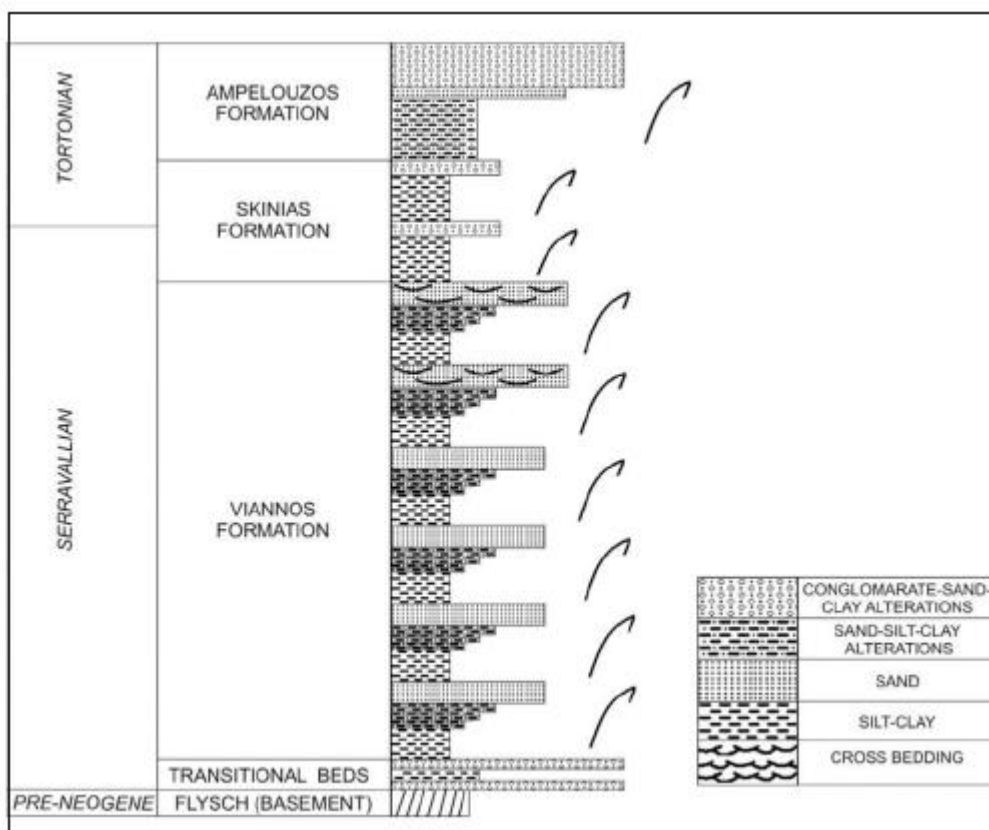
Εικόνα 1.18. Πίνακας ηλικιών, βιο-, μαγνητο-, χρονο- και λιθοστρωματογραφικών συγκρίσεων στην περιοχή της κεντρικής Κρήτης κατά Zachariassse et al. (2011).

Οι Zachariassse et al. (2011) πρότειναν μια άλλη παλαιογεωγραφική εξέλιξη για την περιοχή (Εικ. 1.19).



Εικόνα 1.19 Παλαιογεωγραφική εξέλιξη της κεντρικής Κρήτης κατά τη διάρκεια τριών χρονικών περιόδων του Μεικαίνου κατά Zachariassse et al. (2011)

Μια διαφορετική εξέλιξη προτάθηκε για την Ομάδα του Τεφελίου από τους Panagoroulo et al. (2011), που παρουσιάζεται στην εικόνα 2.20.



Εικόνα 1.20 Ιζηματολογική εξέλιξη της Ομάδας του Τεφελίου κατά Panagopoulos 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 (badlands), 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 πάχος 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

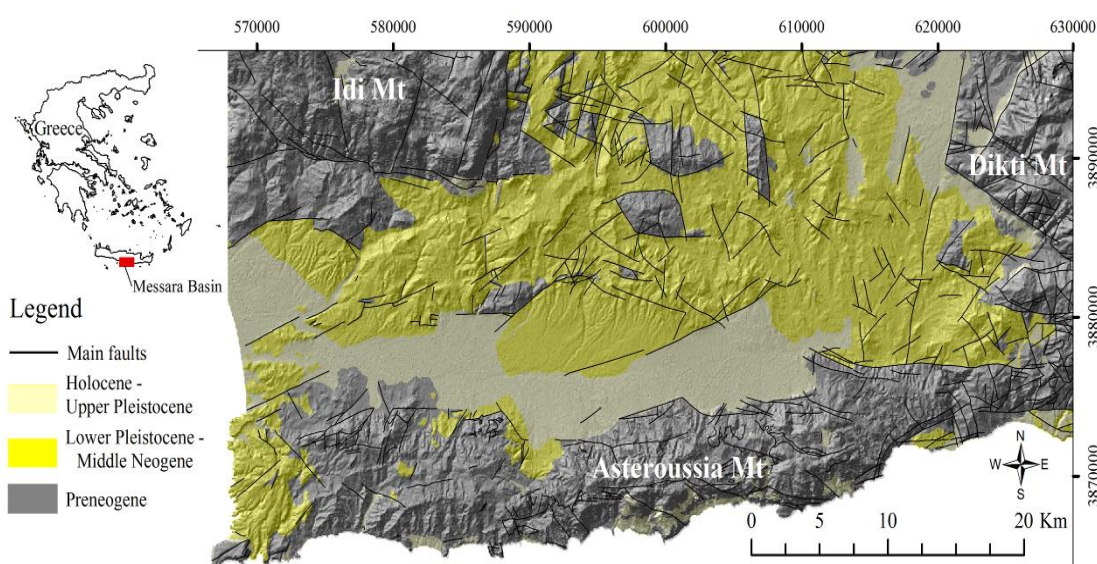


αδρομερέστερο υλικό τους στην παράκτια ζώνη, ενώ μόνο μικρές ποσότητες άμμων μεταφέρονται στα βαθύτερα τμήματα της λεκάνης (Panagoulou et al, 2011).

### 1.3 Γεωλογική δομή της περιοχής μελέτης

Η λεκάνη της Μεσσαράς (εικόνα 1.21) εκτείνεται κατά διεύθυνση Α - Δ και αποτελεί το νότιο τμήμα της λεκάνης του Ηρακλείου. Αποτελεί μία τεκτονική τάφρο που ορίζεται από τις ρηξιγενείς ζώνες Μαλεβυζίου, Καμαρών, Γέργερης (δυτικά) από τα ρήγματα Καστελίου, Χερσονήσου, Ξενιάκου (ανατολικά) και των Αστερουσίων ορέων (νότια).

Η λεκάνη διακρίνεται σε δυο (2) επιμέρους τεκτονικές ενότητες: Στην πρώτη περιλαμβάνονται οι τεταρτογενείς και οι νεογενείς σχηματισμοί και στη δεύτερη ανήκουν οι προνεογενείς σχηματισμοί των οροσειρών του Ψηλορείτη, της Δίκτης και των Αστερουσίων ορέων, οι οποίες καταλαμβάνουν τα όρια της λεκάνης.



Εικόνα 1.21 Τεκτονοστρωματογραφικός χάρτης λεκάνης Μεσσαράς (εποπτικός, από του χάρτες του ΓΓΜΕ κλίμακας 1:50.000)

Στο υπόμνημα: με ανοικτό κίτρινο χρώμα οι αποθέσεις του Ολόκαινου – Ανώτερου Πλειστόκαινου, με κίτρινο οι αποθέσεις του Κατώτερου Πλειστόκαινου – Μέσο Νεογενούς και με γκρι οι προνεογενείς αποθέσεις.

Στη γεωλογική δομή της λεκάνης της Μεσσαράς συμμετέχουν από τις νεότερες προς τις παλαιότερες οι παρακάτω στρωματογραφικές και τεκτονικές ενότητες σχηματισμών:

**Ολόκαινο:** αλλουβιακές αποθέσεις, που αποτελούν προϊόντα αποσάθρωσης και



καλύπτουν μικρές εσωτερικές λεκάνες καθώς και τις κοίτες των υδρορεμάτων (χαλαρά αργιλοαμμώδη υλικά, ερυθρογή με κροκαλολατύπες) και κώνοι κορημάτων και πλευρικά κορήματα, που αναπτύσσονται κυρίως στις παρυφές των Αστερουσίων (κυρίως ανθρακικής σύστασης λατύπες, αναμεμιγμένες με ερυθρογή).

**Πλειστόκαινο - Ολόκαινο:** ποταμολιμναία κροκαλοπαγή, άμμοι, ιλυόλιθοι και αργιλικά στρώματα αποτελούμενα κυρίως από μεταφερμένα υλικά του σχηματισμού Αγ. Γαλήνης. Καλύπτουν το κεντρικό πεδινό τμήμα της λεκάνης.

**Ανώτερο Πλειόκαινο - Πλειστόκαινο:** σχηματισμός Αγ. Γαλήνης (ποτάμια και λιμναία ερυθρά κροκαλοπαγή, ερυθρές και κίτρινες άμμοι, ιλυόλιθοι, άργιλοι, με παρεμβολές λιμναίων μαργαϊκών ασβεστόλιθων).

### **Νεογενές**

**Κατώτερο πλειόκαινο:** σχηματισμός Φοινικιάς (κυρίως λευκές μάργες, με παρεμβολές αργίλων και άμμων, άργιλοι, μαργαϊκοί ασβεστόλιθοι και κροκαλοπαγή).

**Ανώτερο Τορτόνιο – Μεσσήνιο:** σχηματισμός Αγ. Βαρβάρας (βιοκλαστικοί, τοπικά κροκαλοπαγείς ή λατυποπαγείς, ασβεστόλιθοι, ολισθημένοι, μαργαϊκοί ασβεστόλιθοι και εναλλαγές ασβεστιτικών μαργών ή μαργαϊκών ασβεστολίθων με παρεμβολές γύψων. Στο ανώτερο τμήμα του σχηματισμού απαντούν ασβεστολιθικοί ψαμμίτες και κροκαλοπαγή).

**Τορτόνιο:** σχηματισμός Αμπελούζου (ακανόνιστες εναλλαγές από θαλάσσια υφάλμυρα και ποτάμια κροκαλοπαγή, ψαμμίτες, ιλυόλιθοι, μάργες, ιλυώδεις άργιλοι και λιγνίτες).

**Ανώτερο Σερραβάλλιο:** σχηματισμός Σκοινιά (καλά στρωμένες θαλάσσιες άργιλοι και ιλυώδεις άργιλοι με παρεμβολές ψαμμιτών).

**Μέσο Μειόκαινο:** σχηματισμός Βιάννου (ποταμολιμναίες σκούρες στρωματώδεις άργιλοι και ιλυώδεις άργιλοι, με ενδιαστρώσεις ασβεστόλιθων και ψαμμιτών. Παρεμβολές κροκαλοπαγών κυρίως στα κατώτερα τμήματα του σχηματισμού).

### **Προνεογενείς σχηματισμοί**

**Νότιο τμήμα:** τα Αστερούσια όρη συνίσταται από Μεσοζωικά πετρώματα με βασικούς σχηματισμούς το φλύσχη και τα ανθρακικά της ζώνης Τρίπολης. Επιπλέον υπάρχουν μερικές επιφανειακές εμφανίσεις έντονα ρηγματωμένων και ελαφρώς καρστικοποιημένων ασβεστόλιθων της ζώνης Πίνδου. Στα μεγαλύτερα υψόμετρα

απαντώνται πετρώματα των εσωτερικών ζωνών.

*ΒΔ τμήμα:* το όρος Ψηλορείτης συνίσταται από μεσοζωικά πετρώματα της ενότητας της Τρίπολης (ασβεστόλιθοι, φλύσχης), πετρώματα της ενότητας Φυλλιτών – χαλαζιτών και πετρώματα του αυτόχθονου συστήματος (πλακώδεις ασβεστόλιθοι, ασβεστιτικοί σχιστόλιθοι ζώνης Ιονίου). Στα χαμηλότερα υψόμετρα απαντούν πλευρικά κορήματα (λατύπες).

## 2. PROVENANCE ANALYSIS

### 2.1 Ορισμός του όρου provenance

Ο όρος provenance στη διεθνή γεωεπιστημονική βιβλιογραφία μπορεί να αποδοθεί στην ελληνική με τις λέξεις «προέλευση» ή και «καταγωγή». Ο όρος provenance προέρχεται από τη λατινική λέξη provenire, που σημαίνει «να έρθει προς τα εμπρός», «προέρχεται από» ή «κατάγεται από». Ως εκ τούτου στην ελληνική μπορούμε να αποδώσουμε με το provenance analysis τη «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 που κατά και μετά την απόθεση ιζημάτων και τη δημιουργία ιζηματογενών πετρωμάτων, σχετίζονται με τη σύσταση των μητρικών πετρωμάτων, όπως επίσης και στη φυσιογραφία (φυσικοί, χημικοί και μηχανικοί παράγοντες) και το 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. **Αρχικά, ο απώτερος σκοπός της μελέτης της προέλευσης ήταν να εξαχθούν συμπεράσματα για τα χαρακτηριστικά της πηγής τροφοδοσίας, από μετρήσεις της σύστασης και των ιδιοτήτων του ιστού των ιζημάτων, με την υποστήριξη και άλλου είδους δεδομένων (Pettijohn et al., 1987).** Η «αποκωδικοποίηση» όμως της προέλευσης από το τελικό «προϊόν» δηλ. το υλικό που πλήρωσε την ιζηματογενή λεκάνη είναι

κάθε άλλο παρά απλή, επειδή το σύνολο των κλαστικών διεργασιών (detrital spectrum) εξελίσσεται, καθώς το ίζημα μεταφέρεται από την πηγή τροφοδοσίας προς τη λεκάνη. Η επιτυχής ανάλυση της προέλευσης απαιτεί να αναγνωριστούν τουλάχιστον, εάν δεν είναι δυνατόν να υπολογιστούν, η φύση (δηλαδή, οι αλλαγές) και το ποσοστό των αλλαγών στη σύσταση και τη δομή των ιζημάτων που σχετίζονται με το σύνολο των κλαστικών διεργασιών. Από την απλή ανάλυση προέλευσης σήμερα έχει εδραιωθεί μια προάγουσα κατεύθυνση στην Ιζηματολογία, αυτή της Ποσοτικής Ανάλυσης Προέλευσης, (Quantitative Provenance Analysis (QPA)) στην οποία αναγνωρίζεται ο βασικός ρόλος του ισοζυγίου μάζας.

Η πρόοδος της ανάλυσης της προέλευσης σχετίζεται άμεσα με την τεχνολογική εξέλιξη των μετρήσεων. Μελετώντας το ιστορικό της προέλευσης είναι εμφανής η μετάβαση από την «απλή» στην ποσοτικοποίηση της προέλευσης. Αυτή συνοψίζεται και απεικονίζεται λαμβάνοντας υπόψη δύο θεμελιώδεις ιδέες: την έννοια της ιζηματο-πετρολογικής προέλευσης και τη σχέση μεταξύ της σύστασης ενός ψαμμίτη και του τεκτονικού περιβάλλοντος (Weltje and von Eynatten, 2004)

Μια ιστορική διαδρομή θα βοηθήσει στην κατανόηση της εξέλιξης αυτής της πολύ χρήσιμης και πρακτικής μεθοδολογίας που εξελίχθηκε ως ένα ξεχωριστό αλλά όχι αυτόνομο πεδίο ερευνών.

## 2.2 Ιστορική αναδρομή

**Πριν προχωρήσουμε στην ιστορική αναδρομή είναι χρήσιμη η διευκρίνιση του αγγλόφωνου όρου «accessory». Στην ελληνική αποδίδεται ο όρος αυτός με τις λέξεις «επουσιώδες», «δευτερεύον». Αυτά όμως τα ορυκτά (κατεξοχή βαρέα), των οποίων η ποσοστιαία συμμετοχή σε ένα ίζημα (π.χ. άμμος), ή πέτρωμα (π.χ. ψαμμίτης), χαρακτηρίζεται επουσιώδης και δευτερεύουσα, είναι αυτά τα οποία πρωτίστως μελετώνται!!**

Οι έρευνες της «προέλευσης» ξεκίνησαν το 19<sup>ο</sup> αιώνα με τη μικροσκοπική έρευνα των «δευτερευόντων» (βαρέων) ορυκτών σε πρόσφατους άμμους. Σύμφωνα με τη λεπτομερή βιβλιογραφία του Boswell (1993) η ορυκτολογική εξέταση ψαμμιτών πριν το 1870 ήταν τελείως περιγραφική. Οι πρώτες προσπάθειες για τον εντοπισμό δευτερογενών ορυκτών που βρέθηκαν σε σύγχρονες άμμους παραλίας και ποταμών σε σχέση με τα μητρικά πετρώματα έγιναν από τους Ludwig (1874), Meunier (1877)

και Michel Levy (1878). Ο Thuerach (1884) πραγματοποίησε τις πρώτες έρευνες για την προέλευση των επουσιωδών ορυκτών σε παλαιότερα ιζήματα. Ο Retgers (1895) ήταν ο πρώτος που έκανε σαφή πρόταση για τη χρήση χαρακτηριστικών ορυκτών προκειμένου να καθοριστούν οι παλαιοδιευθύνσεις παλαιότερων συστημάτων αποστράγγισης και άλλα παλαιογεωγραφικά χαρακτηριστικά.

Αρχικά, στόχος των μελετών της προέλευσης ήταν ο προσδιορισμός των μητρικών πετρωμάτων από μεμονωμένα ορυκτά ή συναθροίσεις ορυκτών, με βάση λεπτομερείς καταλόγους των ομάδων επουσιωδών ορυκτών πυριγενών και μεταμορφωμένων πετρωμάτων. Ο Brammall (1928) και ο Groves (1931) ασχολήθηκαν με τη χρήση δευτερογενών ορυκτών για την ανασύνθεση της διασποράς των ιζημάτων από γνωστά μητρικά πετρώματα. Ο Brammall (in Milner, 1922) διατύπωσε ένα θεωρητικό πλαίσιο με βάση αυτές τις έρευνες, προτείνοντας το σενάριο της «**διάσπαρτης προέλευσης**» (**distributive province**), ορίζοντας τις ως «**τα περιβάλλοντα που περιλαμβάνουν όλα εκείνα τα πετρώματα, πυριγενή, μεταμορφωμένα και ιζηματογενή που συμβάλλουν στο σχηματισμό των συγχρόνως συσσωρευμένων ιζημάτων**» (Milner, 1962, σελ. 373). Αυτό το ποιοτικό σενάριο βασιζόμενο στη διχοτόμηση ομάδων ορυκτών (δηλαδή διαγράμματα παρουσίας-απουσίας), θεωρήθηκε ικανοποιητικό για τη χρήση του σε στρωματογραφικούς συσχετισμούς.

Υπήρξε σχετικά μικρό ενδιαφέρον για την κύρια μάζα των συστατικών της άμμου τις πρώτες δεκαετίες του 20ου αιώνα, όταν οι έρευνες των επουσιωδών ορυκτών ήταν στην ακμή τους. Ήταν ευρέως αποδεκτό ότι τα ελαφρύτερα συστατικά δεν παρείχαν επαρκή ποικιλία ορυκτών για να αποδώσουν τυχόν κριτήρια στρωματογραφικής σημασίας, ο χαλαζίας και οι άστριοι είναι πανταχού παρών και αυτό είναι ξεκάθαρο (Solomon, 1932). Η πετρογραφική ανάλυση της κύριας μάζας των συστατικών δεν ήταν δυνατή χωρίς την ανακάλυψη της πετρογραφίας λεπτών τομών από τον H.C. Sorby (1880), ο οποίος πραγματοποίησε την πρώτη λεπτομερή διερεύνηση των ποικιλιών του χαλαζία. Ο Judd (1886) ήταν ο πρώτος που αναγνώρισε την επιρροή του κλίματος στη διατήρηση των αστρίων. Αυτές οι πρώιμες μελέτες επεκτάθηκαν περαιτέρω από τον Mackie (1899a,b), ο οποίος καθιέρωσε κριτήρια για την αναγνώριση του χαλαζία που προέρχεται από πυριγενή και μεταμορφωμένα πετρώματα και τη χρησιμότητα των αστρίων ως δείκτες του σύγχρονου κλίματος. Οι εργασίες των Cayeux (1906, 1929), Goldman (1915), Gilligan (1919) και Dake (1921) δείχνουν ότι η περιγραφική πετρογραφία με λεπτές τομές ψαμμιτών είχε ήδη καθιερωθεί στις αρχές του 20ου αιώνα. Ο ποσοτικός

**χαρακτηρισμός των ιδιοτήτων ιζηματος με τη μέθοδο της χημικής ανάλυσης (Cayeux, 1916) είχε επίσης ξεκινήσει.**

Οι πρώτες συστηματικές ποσοτικές αναλύσεις της ορυκτολογίας άμμων ξεκίνησαν τη δεκαετία του 30 από τους Trowbridge και Shepard (1932), Van Baren (1934) και Russell (1937). Αυτές οι πρώτες μελέτες **ιδιομορφικής σύνθεσης (modal composition)** συνδύαζαν διάφορες μεθόδους διαχωρισμού, με τεχνικές ταξινόμησης και καταμέτρησης που δανείστηκαν από τις μεθόδους ανάλυσης επουσιωδών ορυκτών. Οι Krumbein και Pettijohn (1938) συζήτησαν λεπτομερώς αυτές τις μεθόδους στη μονογραφία τους, η οποία αποτελεί την πρώτη περιεκτική επισκόπηση των ποσοτικών μεθόδων στη πετρογραφία ιζηματογενών πετρωμάτων.

**Η ποσοτική μελέτη συνόλων επουσιωδών ορυκτών ξεκίνησε από την εργασία του Fleet (1926), ο οποίος εισήγαγε τη μέθοδο της καταμέτρησης κόκκων για τη βελτίωση της εκτίμησης της σχετικής συχνότητας των ορυκτών.** Ο Edelman (1931) υποστήριξε έντονα την ποσοτική προσέγγιση στη μελέτη της προέλευσης με ανάλυση ολόκληρου του συνόλου των επουσιωδών ορυκτών, απορρίπτοντας **τα ποιοτικά κριτήρια στα οποία είχε βασιστεί το σκεπτικό της «διάσπαρτης προέλευσης».** Η κύρια ένστασή του κατά αυτού του σεναρίου ήταν πως η ανάλογη συνεισφορά μιας «διάσπαρτης προέλευσης» σε ένα ιζηματογενές σώμα θα μπορούσε να είναι αμελητέα, λαμβάνοντας υπόψιν το γεγονός ότι η αναγνώρισή της μπορεί να εξαρτάται στη παρουσία ενός εξαιρετικά σπάνιου διαγνωστικού ορυκτού. Αντίθετα, πρότεινε την έννοια της «**ιζηματο-πετρολογικής προέλευσης**» («**sediment-petrological province**»), που ορίζεται ως **«το ιζηματογενές σώμα που αποτελείται από μια φυσική ενότητα όσον αφορά την προέλευση, την ηλικία και τη γεωγραφική κατανομή»** (Edelman, 1931; Edelman and Doeglas, 1933). Αυτή η πρόταση απόκτησε μεγάλη αποδοχή ως ένα βασικό στοιχείο ταξινόμησης στις έρευνες για την προέλευση του συνόλου των επουσιωδών ορυκτών (Hubert, 1971; Suttner, 1974; Morton, 1985).

Στη δεκαετία του 1940 οι P.D. Krynine και F.J. Pettijohn πρότειναν τις πρώτες εκδοχές των συστημάτων ταξινόμησης των ψαμμιτών, οι οποίες χρησιμοποιούνται μέχρι σήμερα (Klein, 1963; Okada, 1971). Ο Krynine υποστήριξε επίσης σθεναρά τη σημασία της τεκτονικής στη σύσταση και τις ιδιότητες των ιστών των ψαμμιτών, εμπνευσμένος από τις ιδέες του δασκάλου του M.S. Shvetsov, ο οποίος είχε διακρίνει ήδη από τη δεκαετία του 1920 **ότι η ορυκτολογία των ψαμμιτών σχετίζεται με το τεκτονικό καθεστώς** (Folk and Ferm, 1966). Η ανάπτυξη της γενικής ιδέας της

πετρογραφίας ιζηματογενών πετρωμάτων (λιθογένεση) στη Ρωσία και τη Σοβιετική Ένωση συνοψίζεται από τον Strakhov (1971). Η δημιουργία μιας πρακτικής συσκευής για τη μέτρηση μεμονωμένων κόκκων από τον Chayes (1949) άνοιξε το δρόμο για τη συνήθη καταμέτρηση της ιδιομορφικής σύστασης λεπτών τομών, το οποίο είχε σημαντικό αντίκτυπο στη δημοτικότητα της ποσοτικής πετρογραφίας ψαμμιτών (Griffiths, 1967; Galehouse, 1971). Τις μετέπειτα δεκαετίες αυξήθηκε το ενδιαφέρον των ορυκτολογικών ιδιοτήτων των ιστών των ιζημάτων που αποτελούνται από άμμο. Στη δεκαετία του 1950 και 1960 ο J.C. Griffiths συνεισέφερε σημαντικά στη ποσοτική πετρογραφία ιζηματογενών πετρωμάτων. Κατάφερε να συμπυκνώσει όλο αυτό το πεδίο μελέτης σε μια μόνο εξίσωση, μέσω μιας συνεκτικής και εννοιολογικά σαφούς προσέγγισης περιγράφοντάς τη στη μονογραφία του (Griffiths, 1967). Ο R.L. Folk (1980) μαθητής των Krynine και Griffith, συνέχισε το έργο τους με μεγάλη επιτυχία, όπως αποδεικνύεται από την επιρροή που είχαν οι διαλέξεις του στην ιζηματογενή πετρολογία από το 1959, οι οποίες αναπτύχθηκαν και ξαναδημοσιεύθηκαν πολλές φορές. Τη δεκαετία 1960, το ορυκτολογικό πλαίσιο χρησιμοποιήθηκε για τον προσδιορισμό των μητρικών πετρωμάτων και των συνθηκών αποσάθρωσης που υπήρχαν στις περιοχές τροφοδοσίας παλαιών ιζημάτων. Ωστόσο, πολλά από αυτά τα συμπεράσματα βασίστηκαν σε ανεπαρκείς αποδείξεις και αποκτήθηκαν χωρίς ενδελεχή έρευνα των σύγχρονων αναλογιών (Blatt, 1967; Suttner, 1974). Το επόμενο βήμα ήταν η δημιουργία μιας έγκυρης μεθοδολογίας απόκτησης δεδομένων για την ανάλυση κόκκων άμμου, η οποία έθεσε τις βάσεις ισχυρών γενικεύσεων, οι οποίες θα μπορούσαν να αποδειχθούν μόνο μέσω διεργαστηριακής σύγκρισης των μοντέλων των δειγμάτων. **Η έρευνα για την προέλευση έλαβε νέα ώθηση από το έργο του Dickinson (1970), ο οποίος καθιέρωσε σαφείς λειτουργικούς ορισμούς για τα είδη των κόκκων προκειμένου να βελτιώσει τη δυνατότητα αναπαραγωγής ιζηματογενών διεργασιών (reproducibility of detrital modes).** Στη συνέχεια, οι Dickinson, Suczek (1979) και Dickinson, Valloni (1980) έδειξαν ότι ο τρόπος σύνθεσης της άμμου επηρεάζεται σε μεγάλο βαθμό από τις τεκτονικές πλάκες, επιβεβαιώνοντας τις προηγούμενες ενδείξεις των Crook (1974) και Schwab (1975). Η έφεση αυτής της φαινομενικά ξεκάθαρης μεθόδου για να προσδιοριστεί το σύνολο των παλαιότερων τεκτονικών πλακών οδήγησε σε τεράστιο ενδιαφέρον για τη μελέτη της ορυκτολογικής διάρθρωσης των ψαμμιτών και τη ταχεία δημιουργία μιας πετρογραφικής βάσης δεδομένων (Breyer, 1983; Valloni, 1985; Dickinson, 1985, 1988).

Η εμφάνιση της ιζηματογενούς προέλευσης ως ένα ξεχωριστό πεδίο ερευνών προωθήθηκε από τις δημοσιεύσεις πολλών μανογραφιών που δημιουργήθηκαν σε σχετικά συνέδρια, ξεκινώντας με το βιβλίο «Η προέλευση των Αρενιτών», (Provenance of Arenites ) που επιμελήθηκε ο G.G. Zuffa το 1985. Μετέπειτα ορόσημα συμπεριλάμβαναν «Εξελίξεις στη μελέτη της προέλευσης» (Developments in Sedimentary Provenance Studies» που επιμελήθηκαν οι A.C. Morton, S.P. Todd και P.D.W. Haughton το 1991 και «Διεργασίες ελέγχου της σύστασης κλαστικών ιζημάτων» (Processes Controlling the Composition of Clastic Sediments) των M.J. Johnsson and A. Basu το 1993. Η μονογραφία «Ποσοτική Μελέτη Προέλευσης στην Ιταλία» (Quantitative Provenance Studies in Italy) με επιμέλεια των A. Basu and R. Valloni το 2003 αναπαριστά ένα σύνολο δημοσιεύσεων με μια σαφή έμφαση στις ποσοτικές εκδοχές της προέλευσης. Κάποιες από τις βασικές θεωρίες για την προέλευση των ιζημάτων εμφανίστηκαν από τον 19<sup>ο</sup> αιώνα, για αναπτυχθούν λεπτομερώς από μεταγενέστερους ερευνητές.

Για παράδειγμα η θεώρηση του Dickinson για τον την επίδραση στη σύσταση της άμμου από την κίνηση των τεκτονικών πλακών δε διαφέρει πολύ από τη θεωρία των Shvetsov–Krynine, η οποία μπορεί να έχει τις ρίζες της στο έργο των Cayeux και Sorby. Ένα άλλο πολύ σχετικό παράδειγμα με την ποσοτικοποίηση της προέλευσης ενός ιζήματος είναι η επανεμφάνιση της πετρολογικής ομάδας των ιζημάτων η οποία καθορίζεται βάσει του συνόλου των επουσιωδών ορυκτών (Edelman, 1931; Edelman and Doeglas, 1933) στη μορφή του σεναρίου των πετροφάσεων, το οποίο εφαρμόζεται στο αρχικό πλαίσιο της σύστασης της άμμου (Dickinson and Rich, 1972; Ingersoll, 1983).

Η σημασία της πετρολογικής ομαδοποίησης των ιζημάτων ως βασικό συστατικό των μελετών με θέμα την προέλευση γίνεται ξεκάθαρη απ' την ακόλουθη δήλωση: **Κατά την ευρύτερη έννοια το πρόβλημα του προσδιορισμού της προέλευσης μπορεί να θεωρηθεί λογιστικό, λόγω της καταγραφής των διαφορετικών ειδών των κόκκων από διαφορετικές πηγές τροφοδοσίας. Επίσης, πρέπει να προστεθεί και το πρόβλημα εμφάνισης ίδιων κόκκων από διαφορετικές πηγές τροφοδοσίας (Pettijohn et al., 1987, p. 265).** Η δημιουργία ομάδων από πετρολογική άποψη σε συνδυασμό με την κατανόηση της χωροχρονικής κατανομής και της γένεσης, θα ήταν μια καλή αρχή για ένα ισοζύγιο μάζας σχεδιασμένο να ποσοτικοποιήσει την προέλευση της πλήρωσης μιας λεκάνης.

Η μελέτη που έγινε από τον Rittenhouse (1944), στην οποία τα σύνολα των επουσιωδών ορυκτών στο Rio Grande και οι παραπόταμοι χρησιμοποιήθηκαν για να εκτιμηθεί η συνεισφορά των λεκανών απορροής χαμηλότερης τάξης που έχουν αποτεθεί στη μέση της κοιλάδας Rio Grande, μας παρέχει ένα παράδειγμα από τις πρώτες μελέτες του ισοζυγίου μάζας. Ως άμεσο αποτέλεσμα των τεχνικών απόκτησης δεδομένων για την ποσοτική ανάλυση, σε συνδυασμό με την πρόοδο στην επεξεργασία των δεδομένων και τη μοντελοποίηση, δημιουργήθηκε ένα νέο πεδίο μελέτης που έχει στόχο να δώσει λύση στα θεμελιώδη προβλήματα (και εάν είναι δυνατόν να ανασυγκροτήσει τις διεργασίες) μεταφοράς της μάζας από τις πηγές τροφοδοσίας στις ιζηματογενείς λεκάνες. Ένα από τα σημεία αναφοράς σε αυτό το πεδίο είναι η ποσοτική μελέτη της προέλευσης και το ισοζύγιο μάζας των ενεργών πλακών στα σύνορα της Καλαβρίας, στη νότια Ιταλία (Ibbeken και Schleyer, 1991) που έχει δοθεί σε μονογραφία. Οι συγγραφείς κατανόησαν καλά την πρόκληση που έθετε η ποσοτική προέλευση των ιζημάτων παρουσιάζοντάς το στο εισαγωγικό τους σχόλιο ως ακολούθως: «αν μαζέψουμε επαρκή στοιχεία για τη διάβρωση μιας ορεινής περιοχής, θα πρέπει να είμαστε σε θέση να προβλέψουμε ορισμένα χαρακτηριστικά των ιζηματογενών ποταμών που θα δημιουργηθούν.. Κανείς δεν αναμένει ότι αυτές οι προβλέψεις θα επιβεβαιωθούν από τη φύση, αλλά η ερμηνεία των διαφορών μεταξύ του προβλεπόμενου και του πραγματικού ιζήματος θα βοηθήσει στην κατανόηση της προέλευσης» (Weltje and von Eynatten, 2004 και βιβλιογραφικές αναφορές εντός αυτού).

### **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 απ' τη λιθολογία των μητρικών πετρωμάτων καθορίζουν την τελική τους σύνθεση (e.g., Suttner, 1974; Johnsson 1993; Cox and Lowe, 1995).

Σε γενικές γραμμές τα κλαστικά ιζήματα αποτελούνται από δύο είδη υλικών. Από κλαστικούς κόκκους, που είναι το κυρίαρχο συστατικό των χονδρόκοκκων κλαστικών ιζημάτων και είναι τα υπολείμματα από διαβρωμένα (κρυσταλλικά ή κλαστικά) μητρικά πετρώματα, ενώ στα λεπτόκοκκα ιζήματα η σύστασή τους αποτελείται κυρίως από αργιλικά ορυκτά τα οποία σχηματίστηκαν από την αποσάθρωση μη



ανθεκτικών ορυκτών. Το κλίμα και η τοπογραφία είναι οι δύο βασικοί παράγοντες που ελέγχουν τα φαινόμενα της αποσάθρωσης και της διάβρωσης, τα οποία με τη σειρά τους καθορίζουν το κλαστικό φάσμα τροφοδοσίας των παραπόταμων πρώτης τάξης στην αρχή του συστήματος διασποράς. Οι παραπόταμοι πρώτης τάξης είναι ταυτόχρονα η σύνδεση μεταξύ πηγής τροφοδοσίας και της ιζηματογενούς λεκάνης. Η βλάστηση, η οποία παίζει σημαντικό ρόλο ως κύριος ρυθμιστής στην έξοδο της πηγής τροφοδοσίας της περιοχής μέχρι τους παραπόταμους πρώτης τάξεως (Weltje et al., 1998), εξαρτάται επίσης από το κλίμα και την τοπογραφία της περιοχής. Η αποσάθρωση προκαλεί ελάττωση των μη ανθεκτικών ορυκτών όπως οι άστριοι και τα μαφικά ορυκτά (π.χ πυρόξενο, αμφίβολος, βιοτίτης), ενώ συγκριτικά με αυτά, σταθερά/ανθεκτικά ορυκτά όπως ο χαλαζίας και το ζirkόνιο, καθώς επίσης και τα αργιλικά ορυκτά, εμπλουτίζονται στο κλαστικό εύρος/φάσμα (detrital spectrum). Τα χαρακτηριστικά της σύστασης και του ιστού των αρχικών κλασμάτων τροποποιούνται από την τριβή και την ταξινόμηση κατά τη μεταφορά, όταν τα ιζήματα απομακρύνονται από την πηγή τροφοδοσίας. Με τη μεταφορά και απόθεση ιζημάτων σε αλλουβιακά συστήματα αλλοιώνεται η χημική σύστασή τους (Johnsson and Meade, 1990), ενώ ταυτόχρονα επηρεάζεται και το κλαστικό φάσμα. Ο συνολικός διαθέσιμος χρόνος μεταφοράς σε σχέση με το συνολικό ποσό της ενέργειας ορίζει τη συμβολή των μηχανικών και χημικών αλλοιώσεων των σωματιδίων. Η ανάμειξη των κλασμάτων από πληθώρα πηγών μπορεί να τροποποιήσει περαιτέρω τα αρχικά χαρακτηριστικά του ιζήματος, ειδικά όταν τα μονοπάτια διασποράς είναι σύνθετα τότε περιλαμβάνουν ανακυκλώσιμα κλάσματα παλαιότερων ιζημάτων απόθεσης. Στη περιοχή της απόθεσης, κάποιο υφιστάμενο χαρακτηριστικό του περιβάλλοντος απόθεσης (π.χ. βιοκλάστης, γλαυκονίτης) μπορεί να προστεθεί στο ίζημα, προκαλώντας για πρώτη φορά μια αλλαγή στη σύσταση που ουσιαστικά δε σχετίζεται με το αρχικό κλαστικό φάσμα. Σε περιπτώσεις των συμπαγοποιημένων από διαγένεση ιζημάτων θα πρέπει να ληφθεί επιπρόσθετα υπόψη ο ρόλος και η συνεισφορά των διεργασιών της διαγένεσης κατά τον ενταφιασμό. Κατά τη διαγένεση, οι φάσεις των κλαστικών ορυκτών υπόκεινται σε μια περαιτέρω μεταβολή, τη λεγόμενη ενδοστρωματική διάλυση, ενώ παράλληλα καθιζάνουν αυθιγενή ορυκτά. Αυτές οι διαδικασίες που συμβαίνουν μετά την απόθεση εξαρτώνται από τη σύσταση και τον ιστό του ιζήματος (ταξινόμηση των κόκκων, το σχήμα των κόκκων και την πυκνότητα που ελέγχει τη διαπερατότητα), από βάρος των υπερκειμένων στρωμάτων που συνδέεται με τη διεργασία ενταφιασμού καθώς επίσης

και από τη χημεία των μετακινούμενων ρευστών εντός των ιζημάτων της λεκάνης απόθεσης (Giles, 1997). Οι τελικές ιδιότητες του ιζήματος λοιπόν, αντικατοπτρίζουν τη λιθολογία των μητρικών πετρωμάτων και όλο το ιστορικό της κάθε τροποποίησής του κατά την αποσάθρωση, την ανακύκλωση, τη μεταφορά, την ανάμειξη, την απόθεση και τη διαγένεση. Το πολύπλοκο δίκτυο σχέσεων μεταξύ της πηγής και του ιζήματος μπορεί ποτέ να μη διελευκανθεί πλήρως λόγω των μεγάλων αλλαγών που υφίσταται στη σύσταση, δομή και υφή το κλαστικό φάσμα στην πορεία του από την πηγή στη λεκάνη απόθεσης. Η πολυπλοκότητα αυτών των αλληλοεξαρτώμενων τροποποιήσεων θέτει κάποια όρια σχετικά με την ικανότητά μας να διακρίνουμε τα χαρακτηριστικά της πηγής από τις ιδιότητες των προϊόντων τους (Weltje and von Eynatten, 2004).

## **2.4 Βαρέα ορυκτά**

### **2.4.1 Θεωρία**

Στη γεωλογία, ένα βαρύ ορυκτό είναι αυτό με πυκνότητα μεγαλύτερη από  $2,9 \text{ g / cm}^3$ . Μια συνάθροιση βαρέων ορυκτών είναι το ποσοστό των βαρέων ορυκτών σε ένα πέτρωμα. Τα βαρέα ορυκτά χρησιμοποιούνται για να βοηθήσουν στον προσδιορισμό της προέλευσης και του ιστορικού των ιζηματογενών πετρωμάτων. Για το διαχωρισμό των βαρέων ορυκτών χρησιμοποιείται γενικά ένα πυκνό υγρό όπως το βρωμοφόρμιο, τετραβρωμοαιθάνιο, τριβρωμοαιθάνιο, ιωδιούχο μεθυλένιο, και πολυβολφραμικό νάτριο. Τα βαρέα ορυκτά διαχωρίζονται από το κλάσμα των ελαφριών ορυκτών διοχετεύοντας το δείγμα σε μια διαχωριστική στήλη που περιέχει ένα πυκνό υγρό. Τα ελαφρά ορυκτά επιπλέουν στην κορυφή του υγρού και τα βαριά ορυκτά καθιζάνουν στη βάση της στήλης από όπου και μπορούν να αφαιρεθούν. Η οπτική αναγνώριση των βαρέων ορυκτών είναι δύσκολη, και η εμπειρία είναι απαραίτητη για τον προσδιορισμό των λιγότερο κοινών ειδών.

Υπάρχουν πάνω από 50 διαφανή βαρέα ορυκτά, συμπεριλαμβανομένων των σιδηρομαγνησιούχων πετρογενετικών ορυκτών, όπως είναι οι αμφίβολοι και οι πυρόξενοι, καθώς και επουσιώδη ορυκτά, όπως το ζirkόνιο, ο απατίτης και το ρουτίλιο.

Από τους κύριους παράγοντες που ελέγχουν την εμφάνιση και την κατανομή των βαρέων ορυκτών στα ιζήματα, οι υδραυλικές διεργασίες μπορούν να καθορίσουν σημαντικά την αρχική προέλευση (Morton and Hallsworth, 1999). Από τους κύριους

παράγοντες που ελέγχουν την εμφάνιση και την κατανομή των βαρέων ορυκτών στα ιζήματα, οι υδραυλικές διεργασίες μπορούν να καθορίσουν σημαντικά το σήμα της αρχικής προέλευσης (Morton and Hallsworth, 1999, αναφορά εντός Mange and Wright, 2007). Οι τέσσερις βασικοί μηχανισμοί ταξινόμησης είναι: η αιώρηση, ο αναπήδηση, η μεταφορά εντός της κύριας μάζας και η ολίσθηση (Slingerland, 1977; Sallenger, 1979; Komar and Wang, 1984; Komar, 1989, 2007), ενώ η αποτελεσματικότητά τους στην ταξινόμηση των κόκκων εξαρτάται από τις φυσικές ιδιότητες του κόκκου, όπως η πυκνότητα, το μέγεθος των κόκκων και το σχήμα.

Τα πιο άφθονα ινοπυριτικά ορυκτά που εμφανίζονται στη φύση ανήκουν στους πυρόξενους (πυριτικά μονής αλυσίδας) και στους αμφίβολου (πυριτικά διπλής αλυσίδας). Οι δυο αυτές ομάδες ορυκτών καταλαμβάνουν το 16% του φλοιού της γης (Klein, 2002, αναφορά εντός Mange and Wright, 2007).

Η ανάλυση βαρέων ορυκτών είναι μία από τις πλέον ευρέως χρησιμοποιούμενες τεχνικές για τον προσδιορισμό της προέλευσης των ψαμμιτών. Ένας μεγάλος αριθμός κλαστικών βαρέων ορυκτών από διάφορες ομάδες έχει βρεθεί στους ψαμμίτες: οι Mange and Maurer (1992) περιέγραψαν περισσότερα από 50 κλαστικά ημιδιαφανή ορυκτά, πολλά από τα οποία παρουσίαζαν μια ιδιαίτερη και περιορισμένη παραγένεση, παρέχοντας έτσι σημαντικές πληροφορίες για την προέλευση του ιζήματος, οι οποίες δε θα μπορούσαν να ανακτηθούν με κάποια άλλη μέθοδο. Ένα από τα προβλήματα που συναντάται χρησιμοποιώντας στοιχεία από τα βαρέα ορυκτά για τον καθορισμό της προέλευσης είναι ότι οι συγκεντρώσεις των βαρέων ορυκτών στους ψαμμίτες δεν αντικατοπτρίζουν μόνο τη σύσταση των μητρικών πετρωμάτων.

Αυτό συμβαίνει επειδή η αρχική προέλευση έχει τροποποιηθεί από αρκετές διαδικασίες που πραγματοποιούνται στα διάφορα στάδια κατά τη διάρκεια της ιζηματογένεσης (βλέπε Morton and Hallsworth, 1999). Οι συγκεντρώσεις των ορυκτών τροποποιούνται στην πηγή από την αποσάρθρωση, πριν ακόμα εισαχθούν στο σύστημα μεταφοράς, από διαδικασίες που συμβαίνουν κατά τη μεταφορά και την απόθεση (υδροδυναμική κλασμάτωση, μηχανική διάβρωση και αποσάθρωση κατά τη διάρκεια της αλλουβιακής συσσώρευσης) και μεταποθετικά λόγω της διαγένεσης κατά τον ενταφιασμό των αρχικών ιζημάτων.

Αυτές οι διεργασίες μπορούν να κάνουν τους ψαμμίτες που προέρχονται από μία μόνο πηγή και διαθέτουν κοινά ορυκτολογικά χαρακτηριστικά κατά τη στιγμή της αρχικής δημιουργίας τους, στο τέλος να περιέχουν αρκετά ετερογενείς συγκεντρώσεις βαρέων ορυκτών. Ομοίως, ψαμμίτες με διαφορετικές πηγές τροφοδοσίας, με

διαφορετικά ‘πακέτα’ ορυκτών τη στιγμή δημιουργίας τους, μπορεί τελικά να παρουσιάσουν φαινομενικά παρόμοιες συγκεντρώσεις βαρέων ορυκτών. Ως εκ τούτου, είναι αρκετά σημαντικό να λαμβάνονται υπ’ όψιν οι επιδράσεις αυτών των παραγόντων κατά την ανάλυση με βαρέα ορυκτά για το χαρακτηρισμό και τη διαφοροποίηση της προέλευσης. Αναμφισβήτητα, οι πιο σημαντικές τροποποιήσεις στις συγκεντρώσεις των βαρέων ορυκτών, πραγματοποιούνται κατά τη διαγένεση λόγω του ενταφιασμού.

Τα βαρέα ορυκτά αντιδρούν στη διαγένεση λόγω ενταφιασμού με διάλυση των ασταθών φάσεων (μια διαδικασία γνωστή ως ενδοστρωματική αποσύνθεση, **intrastratal dissolution**) και την ανάπτυξη δευτερογενών ορυκτών, όπως τεκμηριώνεται στα συνοδευτικά κεφάλαια από Turner and Morton (2007) and Milliken (2007). Η διαγένεση λόγω ενταφιασμού μπορεί να αλλάξει δραματικά τις συγκεντρώσεις βαρέων ορυκτών, με αποτέλεσμα κλαστικές αποθέσεις που παρουσιάζουν μεγάλη ποικιλία ορυκτών τη στιγμή της απόθεσης να παρουσιάζουν περιορισμένο εύρος ορυκτών όταν ενταφιαστούν σε μεγάλα βάθη (Mange and Wright, 2007 και βιβλιογραφικές αναφορές εντός αυτού)

Αν και οι έρευνες που χρησιμοποιούσαν βαρέα ορυκτά συνεχίστηκαν κατά τη διάρκεια της δεκαετίας του '50 και του '60 (π.χ. Van Andel, 1950, Hubert, 1962), δεν ήταν μέχρι τη δεκαετία του 1970 όπου υπήρξε μια πιο ευρεία ανάκαμψη, και τα προβλήματα σχετικά με τη μεταφορά και την απόθεση επιλύθηκαν (π.χ. Morton, 1985a).

Τα βαρέα ορυκτά χρησιμοποιούνται ευρέως σε μελέτες της ιζηματογενούς προέλευσης και σε μελέτες συσχέτισης τόσο σε σύγχρονα όσο και παλαιότερης ηλικίας ιζήματα και πετρώματα. Παρακάτω περιγράφονται παραδείγματα εφαρμογής της ανάλυσης με βαρέα ορυκτά:

MINERAL	Code	PARAGENESIS	
		IGNEOUS	METAMORPHIC
Garnet	Gt	Can be found in granite and pegmatites	Five main garnet types have distinctive metamorphic origins. High grade pelitic and metabasite origin. Also found in skarns and metalimestones.
Hornblende (dark calcic amphibole)	Lca	Basic to acid intrusive and extrusive igneous rocks. Common accessory mineral in granites.	Regionally metamorphosed upper greenschist to low granulite. Also forms in contact metamorphic hornfels.
Kyanite	Ky		Found in regionally metamorphosed pelitic granulites, gneisses and schists.
Lawsonite	Law		Found in blueschists.
Olivine	Oi	Basic and ultrabasic rocks.	Found in thermally metamorphosed impure limestones and iron rich sediments.
Orthopyroxenes (enstatite and hypersthene)	Opx	Enstatite found in ultramafic rocks. Hypersthene common in basic to intermediate intrusive and extrusive rocks. Rare in granites and syenites.	Enstatite found in meta-mafic rocks, & rarely in granulites. Hypersthene rarely found in hornfels, charnokites, granulites, amphibolites and gneisses.
Pumpellyite	Pu	Can be found in amygdaloids in basalt, andesites and spilitic basalts.	Low to medium grade metabasites. Found in prehnite-pumpellyite facies and blueschists.
Rutile	Ru	Found in hornblende-rich intrusives and pegmatites.	Common accessory mineral, found in schists, gneisses and amphibolites.
Sillimanite	Si		High grade regional and thermally metamorphosed rocks.
Sphene (titanite)	Sp	Common accessory mineral of acid and intermediate intrusive rocks. Less common in extrusive rocks.	Found in skarns, schists, granite-gneisses, amphibolites and metamorphosed impure calc-silicate rocks. Can form tiny authigenic crystals.
Staurolite	St		Medium-grade regionally metamorphosed rocks, such as mica-schists and gneisses.
Titanaugite	Cpxt	Basic alkaline rocks, intracontinental rifting and ocean ridges, found with olivine	
Tourmaline	To	Common accessory mineral of acid igneous rocks. Rarely found in basic rocks.	Found in some schists, gneisses and phyllites.
Zircon	Zr	Common accessory mineral of acid-intermediate igneous rocks	

Πινάκας 3.1 με 14 είδη βαρέων ορυκτών, που δείχνει τα χαρακτηριστικά τους όσον αφορά την προέλευση τους (στοιχεία από Mange & Maurer, 1992)

1. Χρησιμοποιούνται για να εξεταστεί η ροή ιζημάτων και οι διαδικασίες μεταφοράς σε σύγχρονα ποτάμια συστήματα (Russell 1937, Σουκρί 1949, Van Andel 1950, Morton και Smale 1990, Morton και Johnsson 1993), όπως σε μικρές λεκάνες απορροής, σαν τον ποταμό Cascade στη Νέα Ζηλανδία, όπου στις συναθροίσεις βαρέων ορυκτών ποτάμιων αποθέσεων έχουν αποτυπωθεί πιστά η προέλευση τους από τα μητρικά πετρώματα (Morton και Smale, 1990), ή και σε μεγαλύτερα συστήματα, όπου οι τοπικές παροχές από παραποτάμους φαίνονται από τη διαφοροποίηση στην ορυκτολογία των βαρέων ορυκτών προς τα κατάντη του ποταμού. (Van Andel, 1950).

2. Μπορούν επίσης να εφαρμοστούν σε συστήματα παλαιών ποταμών για να καθοριστεί η προέλευσή τους, η χωρική κατανομή και το παλαιοσύστημα απορροής (Allen και Mange-Rajetzky, 1982, Preston et al, 2002.).
3. Χρησιμοποιούνται επιτυχώς στη χαρτογράφηση της διασποράς καθώς και της προέλευσης σύγχρονων και Τριτογενών ιζημάτων κατά μήκος της ακτογραμμής και της υφαλοκρηπίδας (Flores και Shidler, 1978, Mange-Rajetzky, 1983).
4. Βαρέα ορυκτά έχουν επίσης χρησιμοποιηθεί για τη γεωλογική χαρτογράφηση του υποβάθρου σε περιοχές με μεγάλου πάχους εδάφη ή κάλυψη από παγετώνες (Callahan, 1980).
5. Οι στρωματογραφικές αλλαγές σε ακολουθίες βαρέων ορυκτών μπορούν να χρησιμοποιηθούν για την παλαιογεωγραφική ανασύνθεση ή τον καθορισμό της ιστορίας διάβρωσης των μητρικών πετρωμάτων μιας περιοχής (Weissbrod and Nachmias, 1986; Morton et al., 1994). Όπως π.χ. στη Βόρεια Σουμάτρα, της Ινδονησία, οι Μειοκαινικοί ψαμμίτες, έχουν καταγράψει μία αλλαγή της πηγής τροφοδοσίας από γρανιτικά μητρικά πετρώματα σε πηλινικά πετρώματα, που προκλήθηκε από την ανύψωση της οροσειράς Barisan στην αρχή του Μέσου Μειόκαινου (Morton et al., 1994).
6. Τα βαρέα ορυκτά μπορούν να χρησιμοποιηθούν σε συσχετισμούς ψαμμιτών που περιέχουν φτωχά βιοστρωματογραφικά στοιχεία. Αυτή η τεχνική έχει χρησιμοποιηθεί με επιτυχία στη Βόρεια Θάλασσα σε συσχετισμούς που έγιναν σε μεγάλες περιοχές με δεδομένα από γεωτρήσεις (Morton, 1992, Lihou and Mange-Rajetzky, 1996). [1]

#### **2.4.2 Σχετική σταθερότητα 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 λωζωνίτης, ο πουμελυνίτης 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. Παρακάτω συνοψίζονται οι γνώσεις που υπάρχουν για τη σχετική σταθερότητα των ορυκτών.

### Ολιβίνης

Ο ολιβίνης 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 ολιβίνης 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 ολιβίνης 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 σπάνιας εμφάνισής τους στα ιζήματα.

Ο ορθοπυρόξενος θεωρείται τόσο ασταθής όσο και ο κλινοπυρόξενος (Pettijohn, 1941, 1975; Morton, 1984). Ο αιγίρινος, αντιθέτως, παρουσιάζεται πιο σταθερός από τον κλινοπυρόξeno, δεδομένου ότι οι πολύ φθαρμένοι (etched) κλινοπυρόξenoι 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 αιγιματίτες, ένα πυροξenoειδές ορυκτό, δείχνοντας πως ο αιγιματίτης και ο κλινοπυρόξenos έχουν παρόμοια σταθερότητα. Προς το παρόν δεν έχουμε πληροφορίες για τη σταθερότητα άλλων πυρόξενων ή πυροξenoειδών 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 ευρεία γεωγραφική τους εξάπλωση, η σχετική τους σταθερότητα παραμένει άγνωστη. Οι



ελάχιστες πληροφορίες που υπάρχουν δείχνουν ότι είναι πολύ πιο σταθεροί από τους ασβεστούχους αμφίβολου. 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 γρανατη 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 έναν 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 τουρμαλίνες 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 μεγάλο 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 αποσύνθεσή του, ο τουρμαλίνης απαιτεί συγκεκριμένες γεωχημικές συνθήκες προκειμένου να αναπτυχθεί.

### Σπινέλλιος

Είναι γνωστό ένα ευρύ φάσμα σπινελλίου με διαφορετική σύσταση αλλά είναι σχετικά λίγα αυτά που αναγνωρίζονται ως κλαστικά βαρέα ορυκτά. Οι πιο κοινοί ημιδιαφανείς κλαστικοί σπινέλλιοι ανήκουν στη σειρά των χρωμίων (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 (CZi). 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 ζιρκόνιο θεωρείται εξαιρετικά σταθερό κατά τη φάση του ενταφιασμού. Τα μεταμικτικά ζιρκόνια (αυτά που έχουν υποστεί ζημιές στο κρυσταλλικό τους πλέγμα λόγω ακτινοβολίας) θεωρούνται πιο ευδιάλυτα σε περιβάλλοντα αποσάθρωσης σε σχέση με

τα κρυσταλλικά ζιρκόνια (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)

### **3. ΠΕΙΡΑΜΑΤΙΚΗ ΔΙΑΔΙΚΑΣΙΑ**

#### **3.1 Θεωρητική προσέγγιση**

Η αξιοπιστία της μελέτης των βαρέων ορυκτών εξαρτάται σε μεγάλο βαθμό από το πόσο σωστή είναι η δειγματοληψία, η οποία και πρέπει να γίνει προσεκτικά και με ακρίβεια. Σε ένα μεγάλο βαθμό ο σκοπός της μελέτης και το είδος των περιβαλλόντων απόθεσης που ερευνάται καθορίζουν τον τρόπο δειγματοληψίας, όμως είναι πολύ σημαντικό να γίνει μια λεπτομερής δειγματοληπτική διαδικασία και να συλλεχτούν μη αποσαθρωμένα πετρώματα. Η έλλειψη συντονισμού στη λήψη δειγμάτων θα δώσει σίγουρα απογοητευτικά και χωρίς νόημα αποτελέσματα. Τα δείγματα πρέπει να λαμβάνονται σε συγκεκριμένες θέσεις καθώς επίσης και μετά από αλλαγές στη στρωματογραφία, στη λιθολογία, στην όψη, στη σύσταση, στο σύστημα ροής, στο σχηματισμό στρωμάτων κ.τ.λ. Παρότι το κοκκομετρικό μέγεθος επηρεάζει τη σύσταση των βαρέων ορυκτών, ψαμμίτες με μέγεθος μικρό προς μεσαίο αποδίδουν τη μέγιστη συνάθροιση βαρέων ορυκτών. Ιλυόλιθοι και ιλυολιθικές μάργες μπορεί επίσης να δώσουν καλά αποτελέσματα.

Το βάρος ενός ξηρού δείγματος για μελέτη βαρέων ορυκτών μπορεί να ποικίλει από 100g μέχρι 1000g. Δείγματα των 100g - 200g από αμμούχο υλικό, μέτριας συνεκτικότητας ψαμμιτών και ηφαιστειοκλαστικών υλικών αποφέρουν ικανοποιητική συγκέντρωση βαρέων ορυκτών, ενώ τα ώριμα ιζήματα καθώς και τα πολύ συμπαγή απαιτούν μεγαλύτερη ποσότητα δείγματος.

Η παρακάτω διαδικασία προηγείται του διαχωρισμού των βαρέων ορυκτών:

- (1) απομείωση της συνοχής συνεκτικών πετρωμάτων και «απελευθέρωση» των ξέχωρων κόκκων.
- (2) Χρήση οξέος για την εξάλειψη ανθρακικών αλάτων και στη συνέχεια ξέπλυμα με νερό για να τη διαλυτοποίηση αλάτων.
- (3) Αφαίρεση οργανικών ουσιών.

(4) Απελευθέρωση των κόκκων από προσκολλημένα αργιλικά ή οξείδια του σιδήρου.

(5) Κοσκίνηση για τη λήψη του κλάσματος που απαιτείται

Η κλασματοποίηση του αρχικού δείγματος, όταν πρόκειται για πετρώματα με μεγάλη σκληρότητα επιτυγχάνεται μέσω ενός θραυστήρα (π.χ. σιαγωνοτού) ώστε να δημιουργηθούν τρίμματα μεγέθους 5mm περίπου. Σε μερικά δείγματα είναι απαραίτητη μόνο η θραύση σε ένα γουδί. Η δύναμη η οποία θα πρέπει να ασκηθεί στο δείγμα, πρέπει να είναι τέτοια ώστε να μην καταστραφεί το σχήμα και το μέγεθος των κόκκων. Προκειμένου να αποφευχθεί η λείανση των κόκκων θα πρέπει να απομακρυνθεί με κοσκίνιση το λεπτόκοκκο υλικό. Οι Komar & Cui (1984) όπως και οι Wang & Komar (1985) επισήμαναν ότι η κοσκίνηση έχει να κάνει τόσο με την ταξινόμηση του μεγέθους όσο και με την ταξινόμηση του σχήματος των κόκκων. Αυτό έχει μεγάλη σημασία όσον αφορά τα βαρέα ορυκτά, διότι παρουσιάζουν μεγαλύτερη ποικιλία στο σχήμα απ'ότι τα ελαφριά ορυκτά.

Πριν γίνει η κύρια ταξινόμηση των κόκκων, ανεπιθύμητα λεπτά σωματίδια απομακρύνονται από χαλαρά συνδεδεμένους κόκκους άμμου και άλλα ασύνδετα υλικά με νερό (υγρή κοσκίνηση), χρησιμοποιώντας κόσκινο μεγέθους 0.063 mm ή 0.053 mm (230 ή 270 US Standard mesh, 240 ή 300 British Standard κόσκινα). Τα επιλεγμένα κλάσματα εξάγονται από στεγνά δείγματα με κανονική κοσκίνηση (Ingram 1971). Εάν είναι δυνατόν, τα κόσκινα θα πρέπει να αναταράσσονται για 10 λεπτά σε μηχανικό αναδευτήρα. Έπειτα από κάθε κοσκίνηση πρέπει οπωσδήποτε να καθαρίζονται τα κόσκινα.

Ο μηχανικός επιμερισμός είναι πιθανόν να προκαλέσει διάσπαση των κόκκων. Ωστόσο ο Henningsen (1967), απέδειξε πειραματικά ότι η αυτή η μέθοδος σπασίματος προκαλεί καταστροφή αμελητέας ποσότητας των κόκκων. Στη συνέχεια μπορεί να χρησιμοποιηθούν χημικές μέθοδοι για την οριστική διαλυτοποίηση.

Η χρήση οξέος γίνεται για να διαλυθούν τυχόν ανεπιθύμητα ανθρακικά άλατα. Αυτή η τεχνική διευκολύνει την απομάκρυνση ασβεστολιθικών σωματιδίων από συμπαγή ιζήματα καθώς και την απελευθέρωση άλλων κόκκων από συμπαγή ανθρακικά δείγματα. Χρησιμοποιείται HCl (10%) ή οξικό οξύ 10% (CH<sub>3</sub>COOH). Το υδροχλωρικό οξύ διαλύει άμεσα τον ασβεστίτη, όμως ο δολομίτης αφαιρείται μόνο μέσω βρασμού. Το σημαντικό μειονέκτημα που έχει η χρήση του HCl είναι ότι διαλύει και τα φωσφορικά άλατα.

Η συγκέντρωση βαρέων ορυκτών πραγματοποιείται μέσω υγρών υψηλής πυκνότητας. Υπάρχει μεγάλη διαφορά στις πυκνότητες των βαρέων ορυκτών σε σύγκριση με τα υπόλοιπα που υπάρχουν σε ένα ίζημα.

Με την τοποθέτηση των δειγμάτων σε διαχωριστικές χοάνες με υγρό υψηλής πυκνότητας τα βαρέα ορυκτά καθιζάνουν ενώ τα πιο ελαφριά επιπλέουν. Αυτά ονομάζονται κοινώς ως βαριά και ελαφριά κλάσματα. Η ανάκτηση αξιόπιστων δεδομένων των βαρέων ορυκτών εξαρτάται σε μεγάλο βαθμό από την ελαχιστοποίηση των εργαστηριακών σφαλμάτων. Η επιλογή της τεχνικής που θα χρησιμοποιηθεί έχει επίσης σημαντικό ρόλο στην ποιότητα των αποτελεσμάτων.

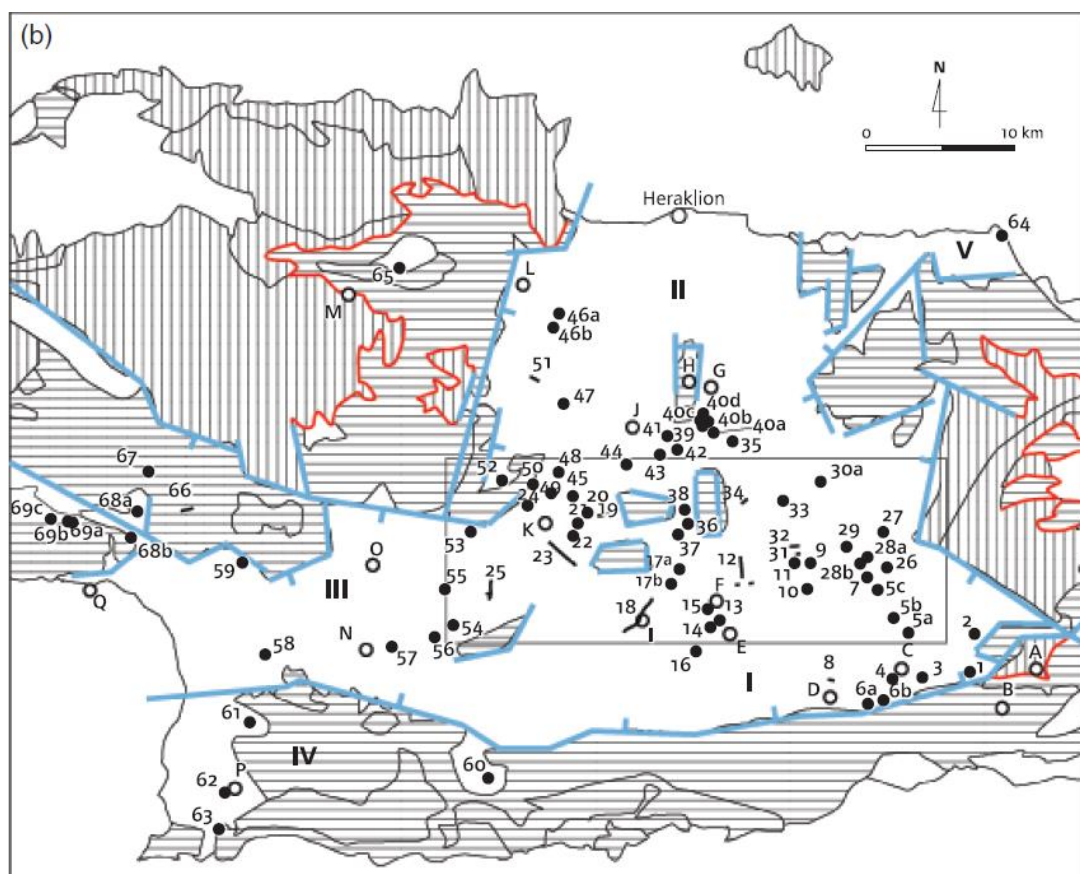
Όλοι οι διαχωρισμοί πρέπει να γίνουν σε έναν καλής ποιότητας απαγωγό. Είναι απαραίτητη η χρήση λαστιχένιων γαντιών για την αποφυγή επαφής με το υγρό. Στη φωτογραφία φαίνεται η διάταξη του εξοπλισμού που χρησιμοποιείται για το διαχωρισμό με τη μέθοδο βαρυτικής καθίζησης. Γεμίζεται η διαχωριστική χοάνη με το πυκνό υγρό, στη συνέχεια προστίθεται σε αυτή ξηρό ζυγισμένο δείγμα (μέγιστο 10g), το οποίο αναδεύεται προκειμένου να υγραθούν όλοι οι κόκκοι. Κόκκοι που έχουν τυχόν προσκολληθεί στη ράβδο ανάδευσης ή στο χωνί απομακρύνονται με τη χρήση επιπλέον υγρού. Τα βαρέα ορυκτά θα συσσωρευτούν στο πυθμένα της φιάλης, πάνω από τη βάνα. Όταν πλέον δεν θα καθιζάνουν άλλοι κόκκοι (συνήθως μετά από 6-8 ώρες διαχωρισμού), η βάνα ανοίγεται αργά, επιτρέποντας στο βαρύ κλάσμα να χυθεί πάνω στο διηθητικό χαρτί, στο κατώτερο τμήμα της χοάνης. Η βάνα κλείνει, αφήνοντας μια στρώση διαυγούς υγρού κάτω από το ελαφρύ κλάσμα. Τοποθετείται νέο χωνί με διηθητικό χαρτί κάτω από τη διαχωριστική χοάνη. Τότε το ελαφρύ κλάσμα αποστραγγίζεται στο νέο χωνί. Στη συνέχεια τα τοιχώματα της φιάλης ξεπλένονται με ένα πίδακα πυκνού υγρού προκειμένου να απομακρυνθούν τυχόν προσκολλημένοι κόκκοι. Και τα δύο κλάσματα ξεπλένονται με οινόπνευμα ή ακετόνη και αφήνονται να στεγνώσουν. Το χρησιμοποιημένο υγρό και τα εκπλύματα συλλέγονται σε φιάλες με ετικέτες. Το βαρύ υγρό μπορεί να ξαναχρησιμοποιηθεί. Μετά την ξήρανση, το βαρύ κλάσμα ζυγίζεται και τοποθετείται σε φιαλίδια (Mange and Mauer, 1992).

### **3.2 Θέσεις δειγματοληψίας**

Οι θέσεις των τομών στην κεντρική Κρήτη δόθηκαν στο σχήμα 2β καθώς και στο συνοδευτικό υλικό (Εικόνα 3α) στην εργασία των Zachariassse et al. (2011. Από τις

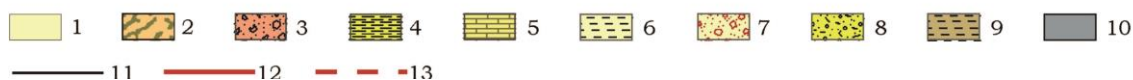
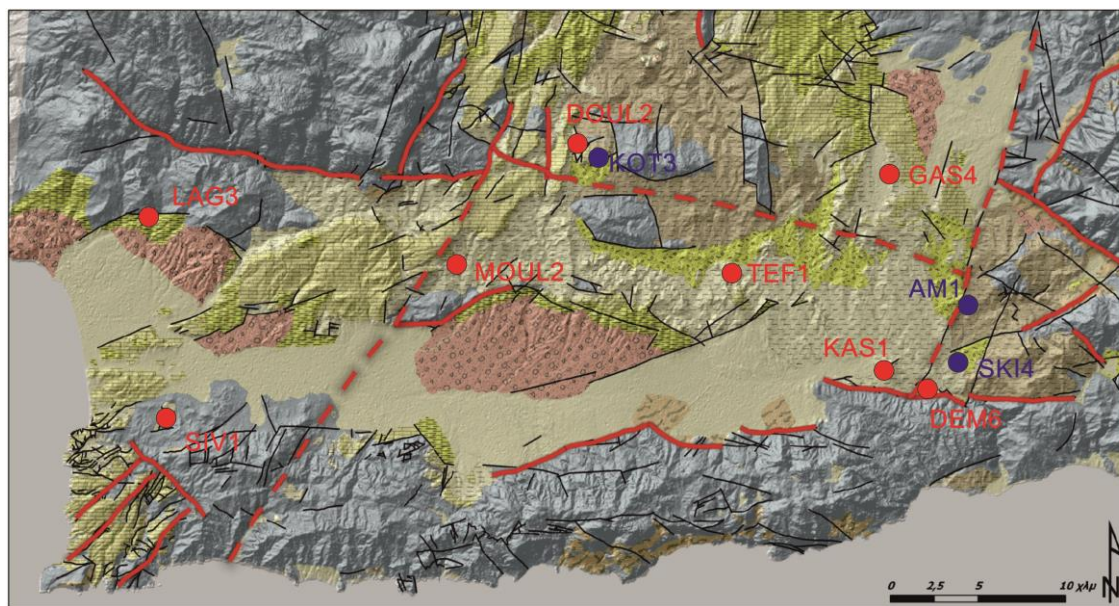
τομές αυτές των οποίων η ηλικία είναι προσδιορισμένη, πάρθηκαν τα έντεκα δείγματα που χρησιμοποιήθηκαν στην εργασία αυτή. Αν και θεωρητικά για τη μελέτη των βαρέων ορυκτών το ιδανικό ίζημα είναι άμμος και το αντίστοιχο πέτρωμα ο ψαμμίτης, αυτές τις ιδανικές συνθήκες δεν ήταν δυνατόν να τις ακολουθήσουμε στο πεδίο. Τα δείγματα που ελήφθησαν (Παράρτημα 1) εντάσσονται κοκομετρικά μεταξύ ιλυολίθου και άμμου, λιθολογικά μεταξύ ψαμμιτούχας μάργας, μαργαϊκού ψαμμίτη και ψαμμίτη.

Τα δείγματα ελήφθησαν όπως φαίνεται και από το χάρτη της εικόνας 3.2 από δύο διαφορετικούς σχηματισμούς, οι οποίοι διάφεραν σε σχέση με το παλαιοπεριβάλλον απόθεσης: του Σχινιά (τρία δείγματα, με χρώμα μπλέ στην εικόνα 3.2) όπου το περιβάλλον ήταν θαλάσσιο και το βάθος απόθεσης μεγαλύτερο από τα ιζήματα του σχηματισμού του Αμπελούζου που είχε θαλάσσιο, λιμνοθαλάσιο, παλαιοπεριβάλλον απόθεσης και πολύ μικρότερο βάθος απόθεσης.



Εικόνα 3.1 Οι θέσεις των τομών στην κεντρική Κρήτη όπως αυτές δίνονται στο σχήμα 2β της εργασίας των Zachariassse et al. (2011). Από τις γνωστές σε ηλικία τομές πάρθηκαν και τα δείγματα που χρησιμοποιήθηκαν και σε αυτήν την εργασία





Εικόνα 3.2 Οι θέσεις των δειγμάτων, καταμερισμένων σε όλο το εύρος της λεκάνης της Μεσσαράς. Χρησιμοποιήθηκε ο χάρτης και το υπόμνημα του Βασιλάκη (2006) (υπόμνημα: Τεταρτογενείς αποθέσεις (1), κορήματα (2), σχ. Αγ. Γαλήνης (3), σχ. Φοινικιάς (4), σχ. Σγ. Βαρβάρας (5), σχ. Αμπελούζου (6), σχ. Πρ. Ηλία (7), σχ. Σκινιά (8), σχ. Βιάννου (9) αλπικό υπόβαθρο αδιαίρετο (10), ρήγματα (11), μεγάλες ενεργές ρηξιγενείς ζώνες που παρουσιάζουν σημαντικές κατοπτρικές επιφάνειες και έντονη παρουσία κορημάτων (12) και οι πιθανές ή καλυμμένες ρηξιγενείς ζώνες (13)

### 3.3 Προετοιμασία δειγμάτων

Θεωρητικά για το διαχωρισμό ορυκτών από ένα πέτρωμα, απαιτούνται βασικές γνώσεις για τη σχετική αφθονία του κάθε ορυκτού στο πέτρωμα, οι οποίες θα χρησιμεύσουν ως οδηγός για το μέγεθος του δείγματος που χρειάζεται να επεξεργαστεί. Θα πρέπει επίσης να είναι γνωστό (έστω και χονδρικά) το μέγεθος των κόκκων των ορυκτών που θέλουμε να διαχωρίσουμε. Αν τα ορυκτά είναι χοντρόκοκκα και αρκετά άφθονα στο δείγμα, τότε ένα δείγμα μεγέθους «γκρέιπφρουτ» είναι μάλλον αρκετό. Από την άλλη πλευρά, αν μας ενδιαφέρει ο διαχωρισμός ενός «επουσιώδους» ορυκτού όπως η σφήνα, το ζirkόνιο ή ο απατίτης, τότε το δείγμα θα πρέπει να έχει αρκετά κιλά βάρος (ελάχιστο μέγεθος αυτό ενός ανθρώπινου κεφαλιού).

Επειδή μελέτη προέλευσης σε πετρώματα του Νεογενούς γίνεται για πρώτη φορά στην περιοχή της Μεσσαράς, τα δείγματα που ελήφθησαν ήταν όλα της τάξης των μερικών κιλών από όπου μετά από τεταρτοδιαίρεση ελήφθησαν για την μελέτη 200-

300 γραμμάρια (πίνακας 3.1). Επειδή τα δείγματα που επιλέχθηκαν δεν είχαν στην πλειονότητά τους μεγάλη συνοχή από ύπαρξη συνδετικού φυσικού τσιμέντου, για τον κατακερματισμό τους χρησιμοποιήθηκε, εκεί που χρειαζόταν, μόνο σφυρί.

Το επόμενο βήμα της πειραματικής μεθοδολογίας ήταν η «αποσυπέτρωση» των δειγμάτων. Για το σκοπό αυτό ελήφθησαν 200-300gr από κάθε δείγμα. Σε κάθε δείγμα καταγράφηκε το βάρος του και τοποθετήθηκε σε δοχείο ζέσεως χωρητικότητας 2L μαζί με ικανή ποσότητα απιονισμένου νερού. Τα δείγματα αφέθηκαν με στο νερό για 24h ενώ ανά τακτά χρονικά διαστήματα αναδεύονταν με μια γυάλινη ράβδο. Μετά από αυτήν τη διαδικασία τα δείγματα διαφοροποιήθηκαν σε δύο ομάδες. Αυτά που αποσυσσωματώθηκαν απλά με νερό και αυτά που έχριζαν επεξεργασίας με οξύ (τέσσερα στο σύνολό τους, σημειώνονται με αστερίσκο στον πίνακα 3.1). Αυτά τα δείγματα αφέθηκαν για άλλες 24 ώστε να καθιζάνει όλο το υλικό και αφού αφαιρέθηκε το νερό από τα δοχεία ζέσεως προστέθηκε ποσότητα HCl οξέως (10%). Η προσθήκη ποσοτήτων HCl οξέως σε κάθε δείγμα συνεχίστηκε έως ότου σταματήσει η αντίδραση του οξέως με το υλικό. Την ολοκλήρωση της αντίδρασης ακολούθησε η έκπλυση των δειγμάτων με απιονισμένο νερό ώστε να αφαιρεθούν τα παράγωγα της παραπάνω αντίδρασης καθώς και η περίσσεια HCl οξέως.

Στη συνέχεια τα δείγματα υποβλήθηκαν σε υγρή κοσκίνηση με τη χρήση κοσκίνων διαμέτρου 63, 125 και 250  $\mu\text{m}$  ώστε να διαχωριστεί το αδρόκοκκο κλάσμα (άμμος) από το λεπτόκοκκο κλάσμα (ιλύ και άργιλο). Το υλικό που συγκεντρώθηκε στα κόσκινα ξηράνθηκε για 12 h στους 80 °C (εικ. 3.3). Ακολούθησε η ζύγιση και η καταγραφή του βάρους κάθε κλάσματος των δειγμάτων. Οι μεγάλες απώλειες βάρους που παρατηρούνται σε τέσσερα δείγματα μεταξύ του αρχικού και των κλασμάτων οφείλεται στη διαλυτοποίηση του φυσικού τσιμέντου και των ανθρακικών κόκκων του δείγματος. Από αυτήν την παρατήρηση εξάγεται το πρώτο συμπέρασμα της εργασίας αυτής.

**Συμπέρασμα:** Το βάρος του αρχικού δείγματος σε ανθρακικά κλαστικά πετρώματα, τα οποία θα πρέπει να επεξεργαστούν με οξύ, θα πρέπει να είναι σχεδόν διπλάσιο των δειγμάτων που δεν υπόκεινται σε αυτήν τη διαδικασία.



Εικόνα 3.3 Ξήρανση δειγμάτων

ΔΕΙΓΜΑ	ΑΡΧΙΚΟ ΒΑΡΟΣ (gr)	ΜΕΤΑ ΤΗ ΚΟΣΚΙΝΗΣΗ	>250 $\mu$ m	>125 $\mu$ m	>63 $\mu$ m	<63 $\mu$ m	ΑΠΩΛΕΣ (gr)
GAS4	237,8	211,8	34,9	130,9	44,1	25,6	0,4
SV 1	315,3	258,6	82,9	123,1	49,8	48,9	7,8
LAG3	209,4	116,3	24,4	39,5	50,7	87,7	5,4
DEM 6 *	239,6	91,9	23,4	30,2	36,1	34,4	113,3
A-M 1	205,1	134,5	8	57,7	59,4	61,6	9
TEF 1	237,9	117,9	3,4	30,8	79,8	113,4	6,6
KOT3 *	219	65,8	2,3	18,8	41,9	82,8	70,4
KAS1 *	290,5	100,6	18	33,5	46,7	64,6	125,3
SKI 4 *	216,4	61	51,9	4,8	3,7	8,3	147,1
DOUL2	234	177,7	59,2	67,2	48,4	54,2	2,1
MOUL2	231	163	19,7	61	80,1	52,2	15,8

Πίνακας 3.1. Τιμές κλασματοποίησης των δειγμάτων κατά την κοσκίνιση. Με αστερίσκο τα δείγματα που επεξεργάστηκαν με οξύ.

Από τον πίνακα 3.1 συμπεραίνεται επίσης αυτό το οποίο αναφέρθηκε και ανωτέρω ότι τα δείγματα δεν είναι καθαροί ψαμμίτες αλλά περιέχουν ένα σχετικά υψηλό ποσοστό σε αργιλικά και ιλυολιθικό κλάσμα, που υπερβαίνει κατ'ελάχιστο το 1/5 του κάθε δείγματος. Το γεγονός ότι το ιλυολιθικό κλάσμα στο δείγμα ΣΚΙ 4 είναι της τάξης των 8,3 γρ. μόνο, οφείλεται στο γεγονός ότι το δείγμα είναι μαργαϊκό και για αυτόν το λόγο παρουσιάζει και μεγάλες απώλειες της τάξης των 147,1 γραμμαρίων από το αρχικό βάρος των 216,4 γραμμαρίων.

### 3.4 Διαχωρισμός με τη χρήση βαρέος υγρού

Το επόμενο βήμα ήταν ο διαχωρισμός των κόκκων βαρέων ορυκτών από τους υπόλοιπους με την χρήση βαρέος υγρού. Στην παρούσα διπλωματική ως βαρύ υγρό χρησιμοποιήθηκε τετραβρωμοαιθάνιο, το οποίο έχει πυκνότητα  $2,94 \text{ (gr/cm}^3\text{)}$ . Το βαρύ υγρό τοποθετήθηκε σε διαχωριστικές χοάνες (εικ. 3.4) χωρητικότητας 250ml. Ακολούθησε η σταδιακή προσθήκη ποσοτήτων του υλικού με ταυτόχρονη ανάδευση. Μετά την ανάδευση το υλικό αφηνόταν για χρονικό διάστημα περίπου δύο ωρών ώστε οι κόκκοι των βαρέων ορυκτών να καθιζάνουν στη βάση της διαχωριστικής χοάνης. Όταν ολοκληρώθηκε η παραπάνω διαδικασία οι κόκκοι που είχαν συγκεντρωθεί στη βάση της χοάνης συγκεντρώθηκαν σε προζυγισμένο διηθητικό χαρτί, εκπλύθηκαν με ακετόνη και ξηράθηκαν στους  $80 \text{ }^\circ\text{C}$  για 12h. Εξαίρεση σε αυτήν τη διαδικασία αποτελεί το δείγμα LAG3 το οποίο τοποθετήθηκε στο σύνολό του στην χοάνη και αφέθηκε να καθιζάνει λιγότερο από μία ώρα. Τα αποτελέσματα παρουσιάζονται στο Παράρτημα 4. Τέλος συγκεντρώθηκε η ποσότητα των κόκκων που καθίζαναν στο στόμιο της χοάνης τα οποία μετά από επάλληλες πλύσεις με ακετόνη ζυγίστηκαν και τοποθετήθηκαν σε αεροστεγώς κλειστά δοχεία.

Οι τιμές του βάρους των βαρέων ορυκτών και ποσοστό επί του αρχικού βάρους του δείγματος παρουσιάζονται για το σύνολο των δειγμάτων στον πίνακα 3.2. Οι τιμές είναι τυπικές για τη συγκέντρωση βαρέων ορυκτών σε κλαστικά μεσόκκοκα ιζήματα.



Εικόνα 3.4 Συστοιχία πειραματικής διάταξης (αριστερά) και λεπτομέρεια διαχωριστικής χοάνης (δεξιά)

ΔΕΙΓΜΑ	ΑΡΧΙΚΟ ΒΑΡΟΣ (gr)	ΒΑΡΕΑ ΟΡΥΚΤΑ (gr)	ΠΟΣΟΣΤΟ %
GAS4	237,8	0,3	0,1
SV 1	315,3	2,5	0,8
LAG3	209,4	3	1,4
DEM 6*	239,6	0,2	0,1
A-M 1	205,1	1,4	0,7
TEF 1	237,9	1,1	0,5
KOT 3*	219	0,5	0,2
KAS1*	290,5	0,5	0,2
SK 4*	216,4	2,8	1,3
DOUL2	234	0,9	0,4
MOUL2	231	0,9	0,4

Πίνακας 3.2 Τιμές βάρους και ποσοστό επί του αρχικού βάρους του δείγματος στο σύνολο των δειγμάτων της συνάθροισης των βαρέων ορυκτών

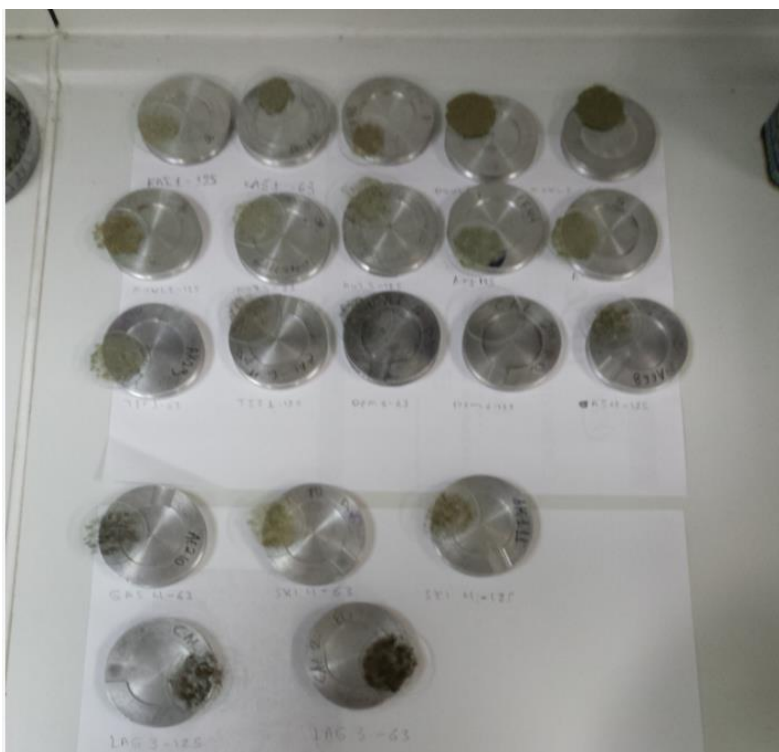
### 3.5 Ποιοτικός και ποσοτικός προσδιορισμός των βαρέων ορυκτών

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. Επειδή όμως τα βαρέα ορυκτά είναι σχετικά περιορισμένα σε αριθμό σε κάθε περιοχή, ο χρόνος εξοικείωσης του ερευνητή δεν ξεπερνά τον ένα μήνα. Μια πρώτη προσέγγιση σχετικά με το είδος των βαρέων ορυκτών μας δίνει το χρώμα τους. Για το σκοπό αυτό τα δείγματα που προέκυψαν από τα δύο κλάσματα φωτογραφήθηκαν σε μεγεθύνσεις 16X και 45X με ένα στερεοσκόπιο. Οι φωτογραφίες δίνονται στο παράρτημα 2. Οι πρώτη παρατήρηση που μπορεί να κάνει κανείς είναι ότι επικρατούν τα μελανοκρατικά και όχι λευκοκρατικά ορυκτά. Αυτό το οποίο μπορεί κανείς να παρατηρήσει είναι ότι δεν υπάρχει μεγάλο ποσοστό μεταλλικών ορυκτών και οξειδίων τους. Στα περισσότερα δείγματα είναι έντονη η πράσινη απόχρωση που όπως αποδείχθηκε στη συνέχεια οφείλεται σε μεγάλο ποσοστό στη συμμετοχή του επιδότη.

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. Για το σκοπό αυτό παρασκευάστηκαν ολικά μη προσανατολισμένα δείγματα για ανάλυση αφού πρώτα κονιορτοποιήθηκε το σύνολο του βαρέος κλάσματος. Με χρήση ειδικού δειγματοφορέα με πλευρική εγκοπή τοποθετήθηκε η σκόνη και στην συνέχεια το δείγμα ακτινογραφήθηκε (εικ. 3.5).



Εικόνα 3.5 Προετοιμασία δειγμάτων βαρέων ορυκτών για ποιοτική και ποσοτική ανάλυση με τη μέθοδο της περιθλασιμετρίας ακτίνων X.

Τα ακτινογραφήματα που προέκυψαν επεξεργάστηκαν ποιοτικά και (ημι)ποσοτικά με τη μέθοδο EVA, από όπου και εξήχθησαν τα ποιοτικά και (ημι)ποσοτικά αποτελέσματα. Στο παράτημα 3 παρατίθεται το σύνολο των ερμηνευμένων ακτινοδιαγραμμάτων και στους πίνακες 3.3. και 3.4 τα στοιχεία της ποιοτικής και ποσοτικής ανάλυσης.

Από τα αποτελέσματα φάνηκε ότι κατά το διαχωρισμό με τη χρήση βαρέος υγρού πέρασαν στο κάτω μέρος της διαχωριστικής χοάνης και ορυκτά τα οποία δεν είναι βαρέα. Το γεγονός αυτό οφείλεται στο ότι δεν υπήρξε ούτε ο κατάλληλος χώρος ούτε ο κατάλληλος χρόνος για να καθιζάνουν μόνο τα βαρέα ορυκτά.

Δείγμα	Quartz	calcite	dolomite	albite	orthoclase	anorthite	muscovite	chloritoid	gypsum	paragonite	sum light	edenite	epidote	chloritoid	rutile	zircon	anatase	hedenbergite	diaspore	goethite	titanite	pyrite	magnetite	augite	dravite
AM 1 63	11	1					6	11			29	37	29	5											
AM 1 125	6	7	14		32		1	11			71	22	7												
DEM 6 63	21							1			22				5	17	22	34							
DEM 6 125	99							1			100														
DOUL 2 63	10						6	5			21	51	10	4		4								1	9
DOUL 2 125	21	12					15	4			52	38	3	7											
GAS 4 63	6	17					5	16			44	41	7			8									
GAS 4 125	13	13		22				11			59	21	19		1										
KAS 1 63	12			34				1			47	33	19	1											
KAS 1 125	17					19	6	1			43	40	16	1											
KOT 3 63	14						6	1			21	66	8		1	4									
KOT 3 125	15						6				21	66	11	1	1										
LAG 3 63	9		29				32	5			75			11	5	6			3						
LAG 3 125	19		48				21	3	2		93			6	1										
MOUL 2 63	4						1	1			6	84	9							1					
MOUL 2 125	4	10		16				4			34	48	10		1				7						
TEF 1 63	10	3	4				10	10			37	31	25	6	1										
TEF 1 125	11	12	24	24			13	5	1		90				1							8	1		
SKI 4 63	6										6	24	53								17				
SKI 4 125	6			21				9			36	31	33												
SIV 1 63	8	2						1	4		15	56	27	1	1										
SIV 1 125	14	7						2	2		25	50	19	1	1									4	

Πίνακας 3.3 Στοιχεία της ποιοτικής και (ημι)ποσοτικής ανάλυσης των δειγμάτων. Στο sum light έγινε αναγωγή του ποσοστού των «ελαφρών» ορυκτών. Οι υπόλοιποι αριθμοί αντιπροσωπεύουν την επί τοις % συμμετοχή του κάθε ορυκτού μετά από την (ημι)ποσοτική ανάλυση με τη μέθοδο EVA.

Στα παρατήματα 4Α παρατίθεται η ποσοστιαία αναλογία των ορυκτολογικών φάσεων και στο παράρτημα 4Β η ποσοστιαία αναλογία των βαρέων ορυκτών με αναγωγή στο συνολικό ποσοστό των βαρέων ορυκτών.

Δείγμα	sum heavy	edenite	epidote	chloritoid	rutile	zircon	anatase	hedenbergite	diaspore	goethite	titanite	pyrite	magnetite	augite	dravite
AM 1 63	71	52.0	41.0	7.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0
AM 1 125	29	75.0	25.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0
DEM 6 63	78	0.0	0.0	0.0	7.0	22.0	27.0	44.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0
DEM 6 125	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	0.0	0.0
DOUL 2 63	79	64.0	12.0	6.0	0.0	6.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	1.0	11.0
DOUL 2 125	48	79.0	6.0	15.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0
GAS 4 63	56	74.0	12.0	0.0	0.0	14.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0
GAS 4 125	41	51.0	47.0	0.0	2.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0
KAS 1 63	53	62.0	36.0	2.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0
KAS 1 125	57	70.0	28.0	2.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0
KOT 3 63	79	83.0	11.0	0.0	1.0	5.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0
KOT 3 125	79	84.0	14.0	1.0	1.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0
LAG 3 63	25	0.0	0.0	44.0	19.0	25.0	0.0	0.0	12.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0
LAG 3 125	7	0.0	0.0	88.0	12.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0
MOUL 2 63	94	89.0	9.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	2.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0
MOUL 2 125	66	73.0	15.0	0.0	2.0	0.0	0.0	0.0	0.0	10.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0
TEF 1 63	63	49.0	40.0	9.0	2.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0
TEF 1 125	10	0.0	0.0	0.0	11.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	84.0	5.0	0.0	0.0
SKI 4 63	94	26.0	56.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	18.0	0.0	0.0	0.0	0.0
SKI 4 125	64	49.0	51.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0
SIV 1 63	85	66.0	31.0	1.0	2.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0
SIV 1 125	75	67.0	26.0	1.0	1.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	5.0	0.0

Πίνακας 3.4 Στοιχεία της ποιοτικής και (ημι)ποσοτικής ανάλυσης των δειγμάτων. Στο sum heavy έγινε αναγωγή του ποσοστού των βαρέων ορυκτών. Οι υπόλοιποι αριθμοί αντιπροσωπεύουν την επί τοις % συμμετοχή του κάθε βαρέως ορυκτού μετά από αναγωγή του βαρέως κλάσματος στηριζόμενοι στα αρχικά δεδομένα (πίνακας 3.2) και την (ημι)ποσοτική κατανομή τους με τη μέθοδο EVA.

#### 4. ΣΥΜΠΕΡΑΣΜΑΤΑ ΚΑΙ ΣΥΖΗΤΗΣΗ

Στην ανάλυση της προέλευσης η οποία χρησιμοποιείται στην αναζήτηση ορυκτών αλλά και στην πετρελαϊκή έρευνα (Pe-Piper et. al 2004, Pe-Piper 2010) μια σειρά από μεθοδολογίες (πετρολογικές, γεωχημικές, γεωχρονολογικές κτλ) υποστηρίζουν την εξαγωγή συμπερασμάτων από μια πληθώρα δειγμάτων που τείνουν να είναι αντιπροσωπευτικά όχι μόνο των λιθολογιών των διαφόρων λιθοφάσεων αλλά να καλύπτουν το ευρύ χρονικό και χωρικό φάσμα των παλαιοπεριβαλλόντων, των εξελίξεων τους και των εναλλαγών τους. Στα πλαίσια αυτής της διπλωματικής παρ'ότι ο αριθμός των δειγμάτων που αναλύθηκαν είναι μικρός, μια σχετική ομοιογένεια που παρουσιάστηκε ως προς την κατανομή των βαρέων ορυκτών, επιτρέπει κάποια πρόδρομα συμπεράσματα, πέραν αυτών που σχετίζονται με την πειραματική διαδικασία.

Ξεκινώντας από τα συμπεράσματα που σχετίζονται με την πειραματική διαδικασία μπορούν να εξαχθούν τα ακόλουθα:

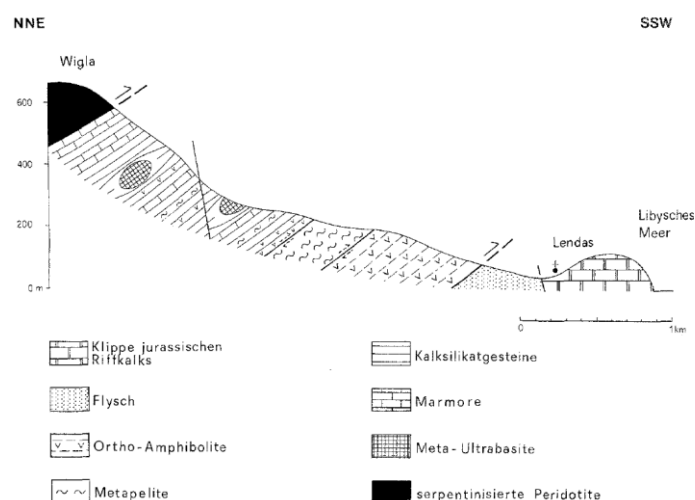
- 1) **Το βάρος του αρχικού δείγματος σε ανθρακικά κλαστικά πετρώματα, τα οποία θα πρέπει να επεξεργαστούν με οξύ, θα πρέπει να είναι σχεδόν διπλάσιο των δειγμάτων που δεν υπόκεινται σε αυτήν τη διαδικασία.**

**Ο ποσότητα του αρχικού υλικού θα πρέπει, όπως αναφέρεται και στη βιβλιογραφία, να προστίθεται τμηματικά και σε ποσότητες που θα επιτρέπουν την καθίζηση των βαρέων ορυκτών. Για το ίδιο λόγο ο χρόνος καθίζησης θα πρέπει να ξεπερνά τις έξι ώρες ανά δείγμα.**

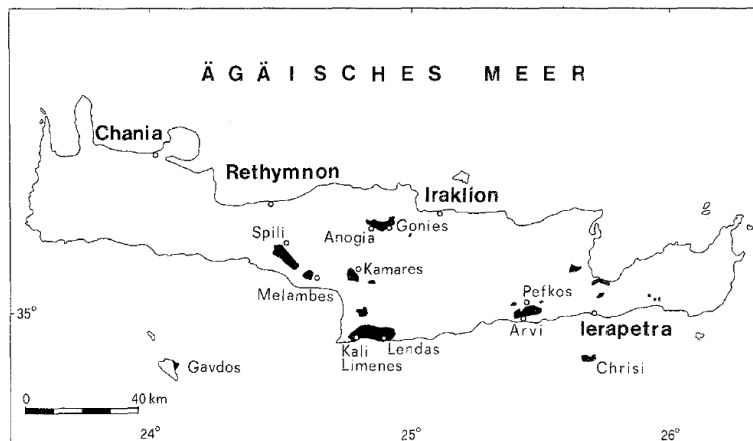
Όσον αφορά τα συμπεράσματα, δεν μπορούν να εξαχθούν πριν την παράθεση γενικότερων γεωλογικών παραμέτρων. Ξεκινώντας από την αρχική ερώτηση: ποια θα μπορούσαν να είναι τα πετρώματα που τροφοδότησαν με τα ιζήματα πλήρωσης τις λεκάνες του Νεογενούς; η απάντηση δεν είναι άλλη από τα ίδια τα προεογενή πετρώματα, που με την ανάδυση τους διαβρώθηκαν κάτω από παραπλήσιες κλιματικές συνθήκες, που μεταβλήθηκαν αισθητά, κατά την περίοδο του Τορτονίου – Μεσσηνίου. Εάν εξαιρέσει κανείς τη μικρή συμμετοχή διαφόρων βαρέων ορυκτών και παραμείνει στα τρία βασικά, που αποτελούν και την πλειονότητα του βαρέως κλάσματος θα πρέπει να συνυπολογίσει, το επίδοτο ή για μεγαλύτερη ακρίβεια ορυκτά της ομάδας του επιδότου, εδενίτη ή για μεγαλύτερη ακρίβεια ορυκτά της ομάδας των αμφιβόλων και το χλωριτοειδές. Για την ύπαρξη σε τόση «αφθονία» 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, σε δύο τεκτονικές ενότητες: Το Φυλλιτικό κάλυμμα και την ανώτερη τεκτονική ενότητα που περιλαμβάνει το Ανω κρητιδικό κρυσταλικό σύμπλεγμα στη βάση των οφιολίθων που είναι ευρέως διαδεδομένο στην περιοχή Λέντας των Αστερουσίων (εικ. 3.6) αλλά όχι μόνο, από ότι φαίνεται στην εικόνα 3.7.

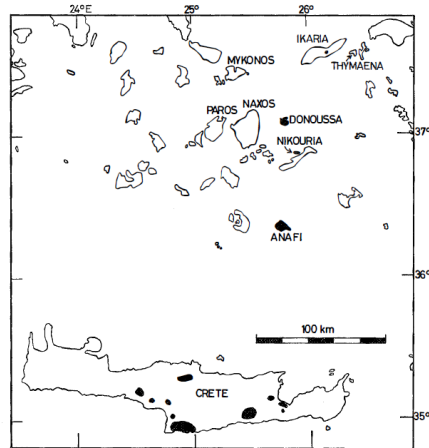


Εικόνα 3.6 Σχηματική τομή εγκάρσια στα μεταμορφωμένα πετρώματα στην περιοχή του Λέντα (Koepke & Seidel, 1984)



Εικόνα 3.7 Εμφανίσεις των ανώτερων αλλόχθονων ενοτήτων της Κρήτης (Koepke & Seidel, 1984)

Στα πετρώματα αυτά έχουν μελετηθεί λεπτομερειακά οι εκατοντάδες μέτρα πάχους αμφιβολίτες, οι οποίοι χαρακτηρίστηκαν όρθο-αμφιβολίτες με θολειτική προέλευση (Koepke & Seidel, 1984). Τα πετρώματα αυτά δεν περιορίζονται στην Κρήτη, αλλά έχει βρεθεί ότι αποτελούν συνέχεια ενοτήτων των εσωτερικών ζωνών των Ελληνίδων που εμφανίζονται και έχουν μελετηθεί μεταξύ άλλων σε νησιά του κεντρικού Αιγαίου όπως Ανάφη, Νικουρία, Δονούσα (εικόνα 3.8).



Εικόνα 3.8 Εμφανίσεις των Ανωκρητιδικών μεταμορφωτών στην περιοχή του νότιου Αιγαίου (των ανώτερων αλλόχθονων ενοτήτων της Κρήτης (Reinicke et al. 1982)

Μια τυπική παραγένεση που απαντάται στους αμφιβολίτες είναι:

**κεροστίλβη+ανδρεσίνης/ολιγόκλαστο+χαλαζίας±σφήνα±απατίτης±μαγνητίτης±Ιλ  
μενίτης±σουλφίδια**

**Μια ποιο προσεκτική ανάγνωση της συνάθροισης των βαρέων ορυκτών στα πετρώματα του Νεογενούς στην Κρήτη, παραπέμπει άμεσα και σε μεγάλο ποσοστό σε πηγή τροφοδοσίας από αυτά τα πετρώματα: των αμφιβολιτών των Ανωτέρων καλυμμάτων της Κρήτης. Μια δεύτερη πηγή τροφοδοσίας είναι πιθανά οι σχιστόλιθοι με χλωριτοειδές, που απαντούν σχετικά ευρέως εντός των Φυλλιτών χαλαζιτών στην Κρήτη (Theye, 1988). Η χαλαζίτες αυτής της ενότητας πιθανώς να παρείχαν και το απαραίτητο υλικό για τη δημιουργία των μεγάλου πάχους στο σύνολό τους ψαμμιτών. Για αυτό το συμπέρασμα είναι βέβαια απαραίτητη η λεπτομερής πετρογραφική ανάλυσή τους.**

Μια δεύτερη ερώτηση που γεννιέται είναι η ακόλουθη: αρκούν τα τεκτονικά ράκη αυτής της ενότητας 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 νότο Βασιλάκης (2006) και τη δημιουργία μικρών διαστάσεων νησίδων. Σε αυτές τις περιπτώσεις άμεσα ή έμμεσα αποκλείεται η συνεισφορά υλικού από το κεντρικό Αιγαίο. Σε αυτή την περίπτωση η λιθολογία των νησίδων θα έπρεπε να είναι ίδια και ενιαία, κάτι όχι πολύ πιθανό. Δεν είναι επίσης πιθανή η διαφοροποίηση των χώρων ιζηματογένεσης που

έχουν προτείνει, στηριζόμενοι στην εφελκυστική τεκτονική, οι Zachariasse et al. (2011) (σύγκρ. Εικ. 1.19) κατά τη διάρκεια του μέσου Τορτονίου (8,8 εκ. χρ.) και το πέρασμα από τη θαλάσσια φάση του σχηματισμού Σχινιά, 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 απαιτεί αρκετά δεδομένα, για να απορριφτεί ή να τεκμηριωθεί.

# Βιβλιογραφία

## Ξενόγλωσση

- 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.
- 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.
- 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.der Erde*:363 S., 112Abb., 3 Tab.: Stuttgart (Borntrager).
- 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
- Le Pichon X. and Angelier J. (1979):** The Hellenic Arc and trench system a key to the neotectonic 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.
- 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*, <http://dx.doi.org/10.2516/ogst/2013130>
- 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., Jonkers A. and Spaak P. (1977):** 'Late Miocene to Early Pliocene development 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 geodynamic evolution 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 Late Miocene to Recent vertical motions in the Cretan segment of the Hellenic Arc. *Tectonophysics*, p. 53-72

- Panagopoulos G., Pyliotis I., Zelilidis A., Spyridonos E., Hamdam H., Vafidis A. and Manoutsoglou E. (2011):** 3D modeling of biogenic gas-bearing Neogene deposits at Arkalochori region, Messara, Crete, Greece, IAMG 2011, September 5-9, University of Salzburg, Austria p. 1-10
- Papanikolaou D. and Vassilakis E. (2008).** Middle Miocene E-W tectonic horst structure of Crete through extensional detachment faults, IOP Conf Series, Earth Environ. Sci., 2.
- Papanikolaou D. and Vassilakis E. (2009):** Thrust Faults and Extensional Detachment Faults 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 Middle Miocene extension, p. 233-247
- 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 high temperature belt on the island of Anafi (Cyclades, Greece). N. Jb. Min. Abh. 145, 157-182.
- Seidel E., H. Kreuzer & W. Harre (1982):** A late Oligocene/early Miocene high pressure belt in the external Hellenides, Geol. Jb., E23, 165-206
- 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. Ultraiectina, 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, 298, 191–208.
- Ten Veen J.H. and Kleinspehn K.L. (2003):** Incipient continental collision and plate boundary 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.
- 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.
- 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
- 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., van Hinsbergen 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

## Ελληνόγλωσση

- Βασιλάκης Μ.Ε. (2006):** Μελέτη της τεκτονικής δομής της λεκάνης Μεσσαράς, Κεντρικής Κρήτης με τη βοήθεια τεχνικών τηλεπισκόπησης και συστημάτων γεωγραφικών πληροφοριών. Διδακτορική διατριβή, Αθήνα, σελ. 1-564
- Κρινής Π. 2009:** Εφαρμογή μοντέλων βροχόπτωσης – απορροής σε λεκάνες του ελληνικού χώρου. (Λεκάνη Μεσσαράς του νομού Ηρακλείου, νότια Κρήτη) , Διατριβή Ειδίκευσης, Τμήμα Γεωλογίας, Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης, Θεσσαλονίκη, σελ. 93.
- Μπελιβάνη Α. (2013):** Ιζηματολογική και γεωχημική ανάλυση των αποθέσεων της περιοχής Πιτσίδα στη Νότιο-ανατολική Κρήτη, Διπλωματική εργασία, Πανεπιστήμιο Πατρών, σελ 1-90.
- Πασαδάκης Ν., Νταγκουνάκη Β., Χαμηλάκη Ε., Βαφείδης Α., Ζεληλίδης Α., Πυλιώτης Ι., Παναγόπουλος Γ. & Μανούτσουλου Ε. (2012):** Οργανική γεωχημική μελέτη σχηματισμών του Νεογενούς στη λεκάνη της Μεσσαράς Ηρακλείου Κρήτης, ως μητρικών πετρωμάτων βιογενούς μεθανίου. - Ορυκτός Πλούτος/Mineral Wealth, τευχ.166, 7-26
- Φυτρολάκης, Ν. (1980):** Η γεωλογική δομή της Κρήτης. - Διατριβή επί υφηγεσία. ΕΜΠ, Αθήνα, 146 σελ.

## Διαδίκτυακές πηγές

- [1] **Poynter S.E.,** Heavy mineral analysis: applications and limitations ASTARTE PROJECT, University of Aberdeen 1-20  
[ftp://www.esc.cam.ac.uk/pub/sep23/heavy%20minerals\\_n.ppt](ftp://www.esc.cam.ac.uk/pub/sep23/heavy%20minerals_n.ppt)
- [2] **Pe-Piper G., R. R. Stea, S. Ingram and D. J. W. Piper** (2004): Heavy Minerals and Sedimentary Petrology of Cretaceous Sands from the Shubenacadie Outlier, Nova Scotia, Open File Report ME 2004-5, Halifax, Nova Scotia.  
<http://novascotia.ca/natr/meb/data/pubs/04ofr05/04ofr05.pdf>
- [3] **Pe-Piper G. (2010):** Diagenesis of Lower Cretaceous Rocks in the Scotian Basin, Final Report, PR-AC project C198  
[http://www.pr-ac.ca/files/files/C198\\_FinalReport\\_Edt\\_28Feb10.pdf](http://www.pr-ac.ca/files/files/C198_FinalReport_Edt_28Feb10.pdf)

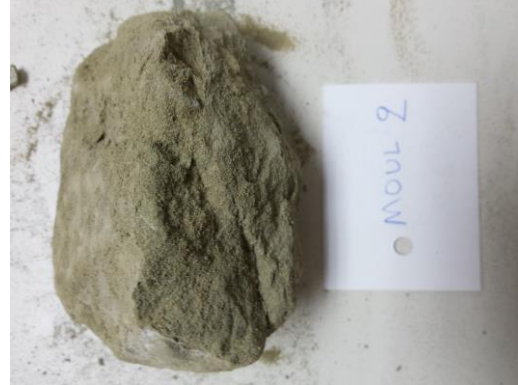
## **ΠΑΡΑΡΤΗΜΑ 1**

### **Φωτογραφίες μακροσκοπικών δειγμάτων**

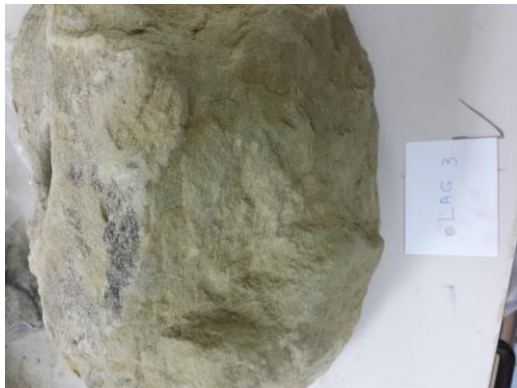
AM 1



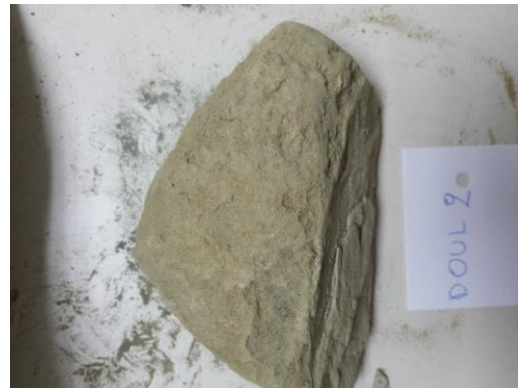
MOUL 2



LAG 3



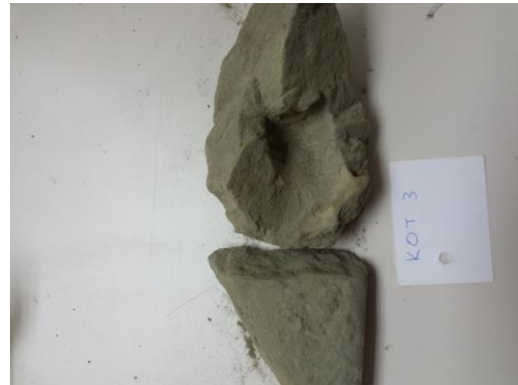
DOUL 2



TEF 1



KOT 3

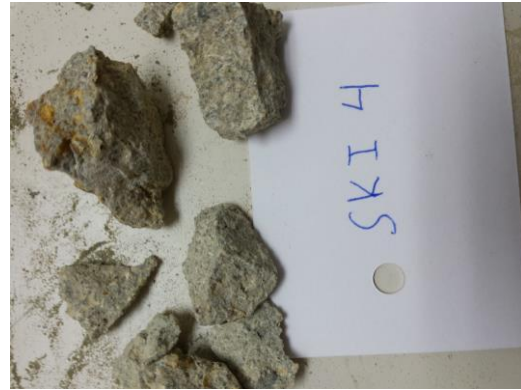




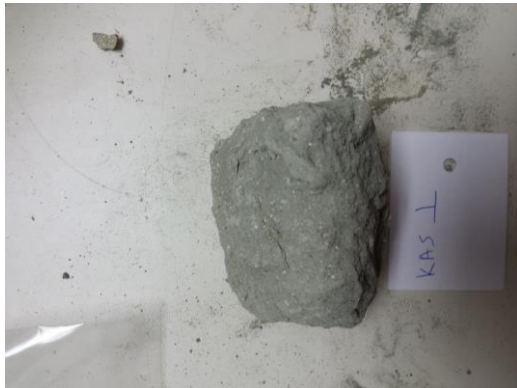
DEM 6



SKI 4



KAS 1



GAS 4



SIV 1

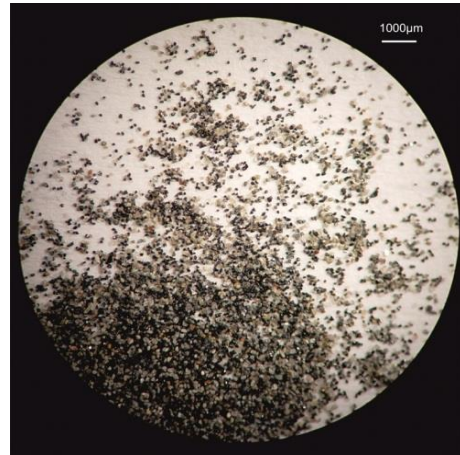


## **ΠΑΡΑΡΤΗΜΑ 2**

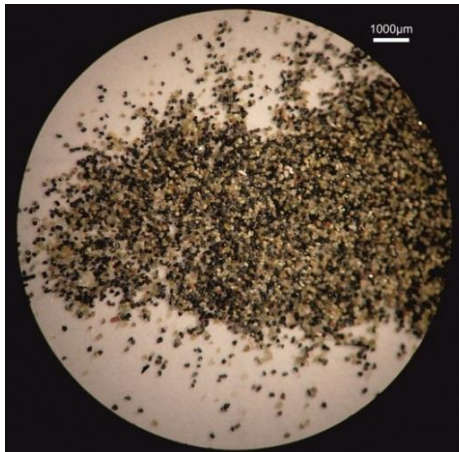
### **Πίνακας φωτογραφιών**

Τα δείγματα (11 στο σύνολο) φωτογραφήθηκαν στο στερεοσκόπιο στα δύο κλάσματα 63-125 $\mu$ m και 125-250 $\mu$ m σε κλίμακες 16x και 45x

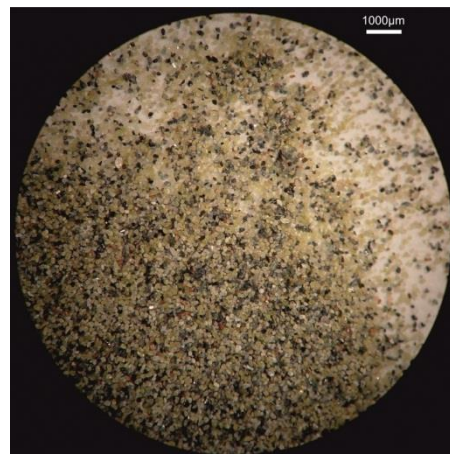
DEM 6\_63 ΜΕΓΕΝΘΥΣΗ 16X



GAS 4\_63 ΜΕΓΕΝΘΥΣΗ 16X

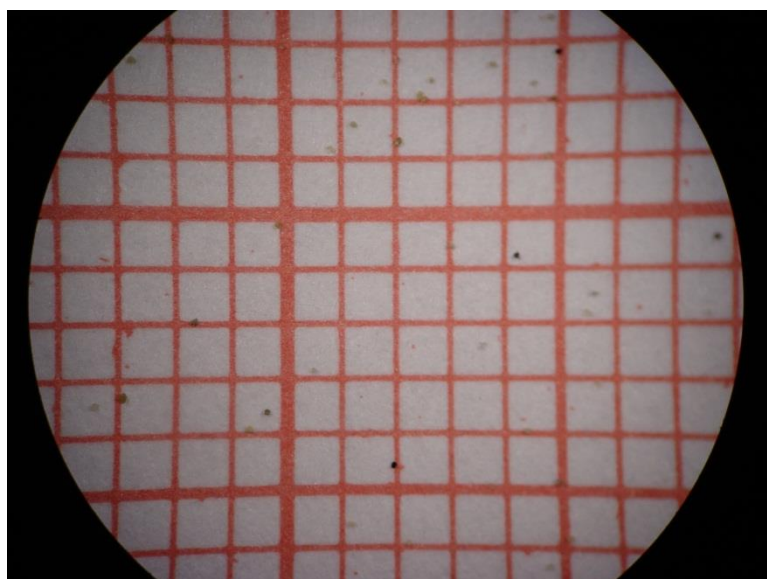
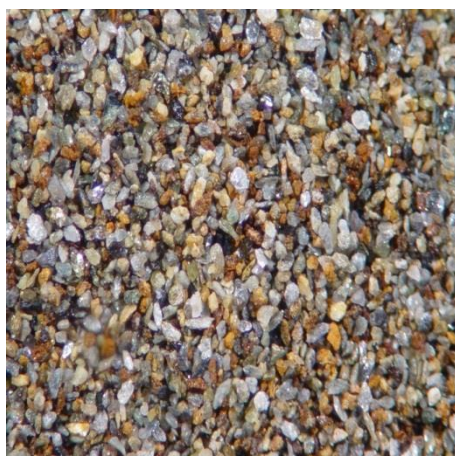


KOT 3\_63 ΜΕΓΕΝΘΥΣΗ 16X

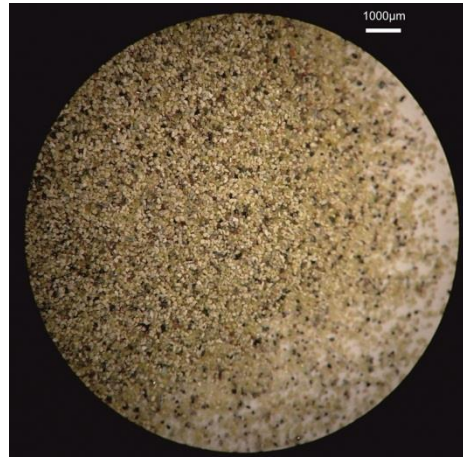
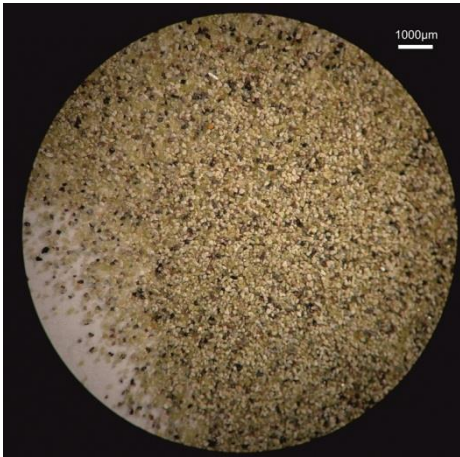




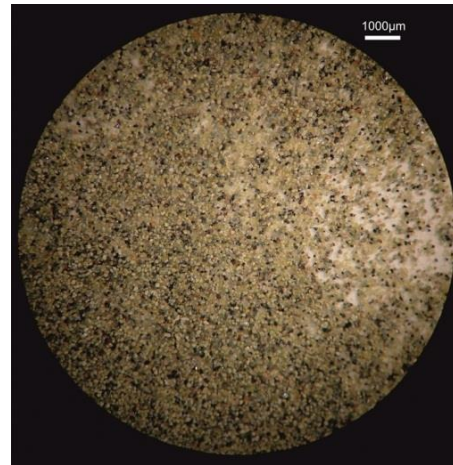
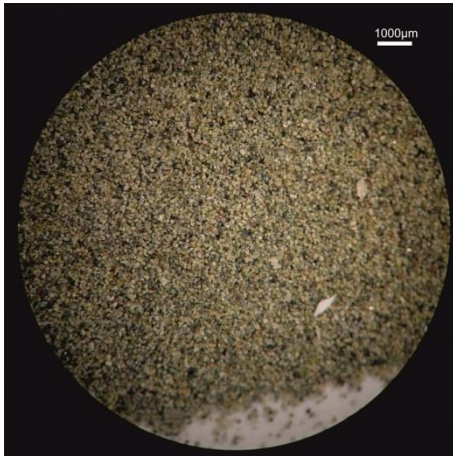
LAG 3\_63 ΜΕΓΕΝΘΥΣΗ 16X



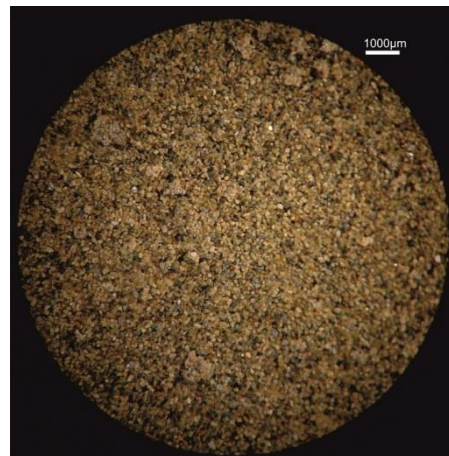
SKI 4\_63 ΜΕΓΕΝΘΥΣΗ 16X



A-M 1\_63 ΜΕΓΕΝΘΥΣΗ 16X

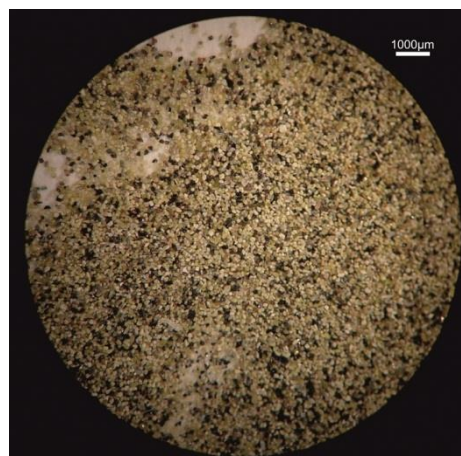
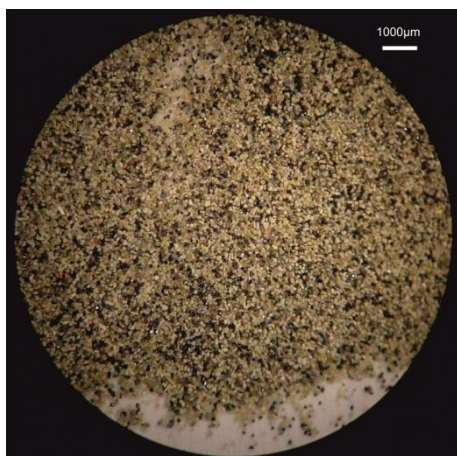


DOUL 2\_63 ΜΕΓΕΝΘΥΣΗ 16X

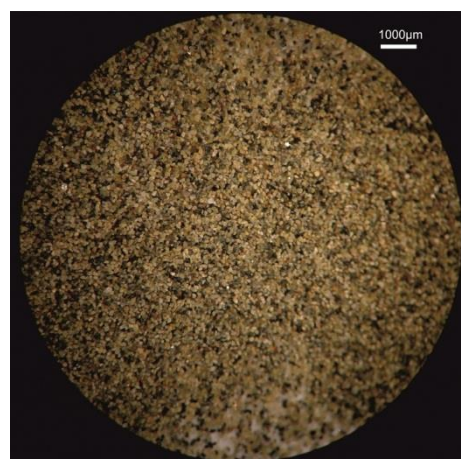
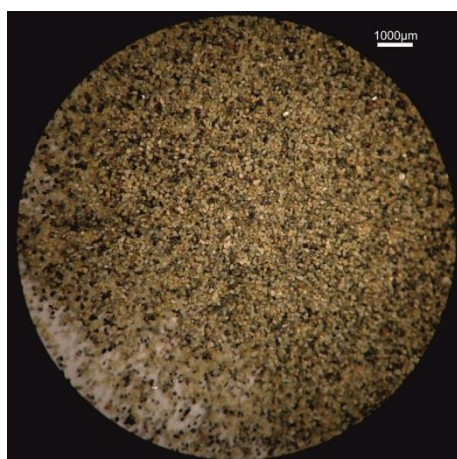




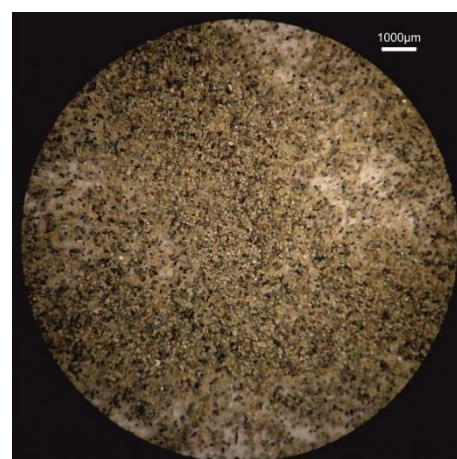
KAS 1\_63 ΜΕΓΕΝΘΥΣΗ 16X



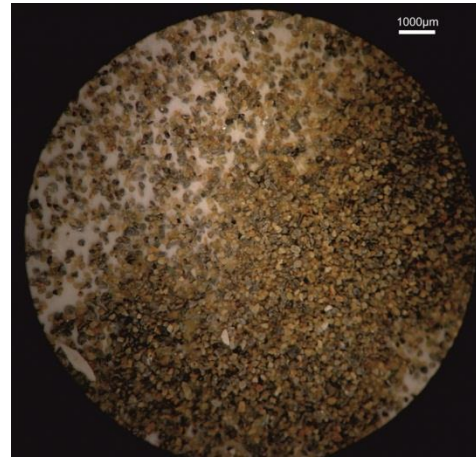
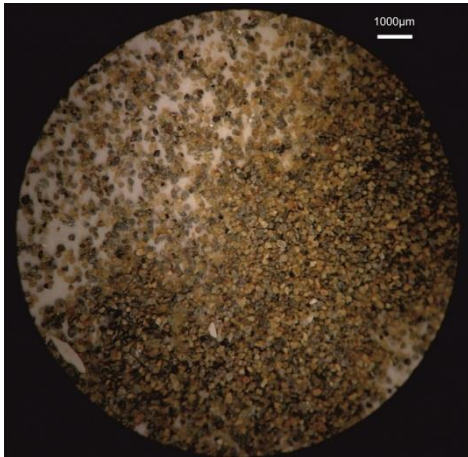
MOUL 2\_63 ΜΕΓΕΝΘΥΣΗ 16X



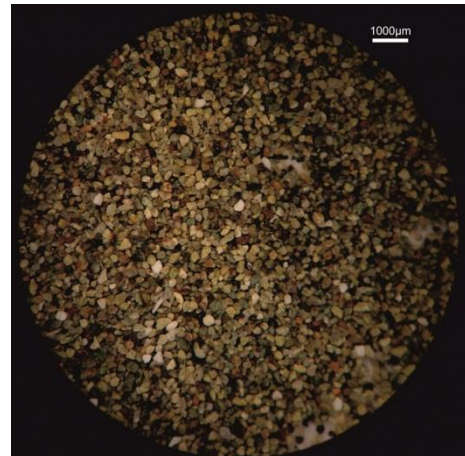
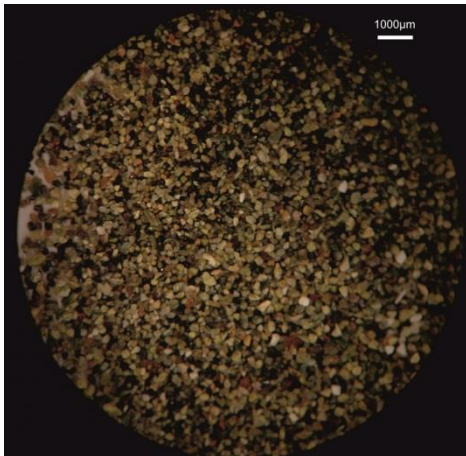
TEF 1\_63 ΜΕΓΕΝΘΥΣΗ 16X



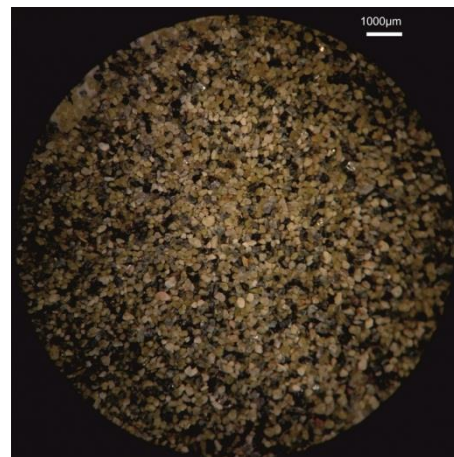
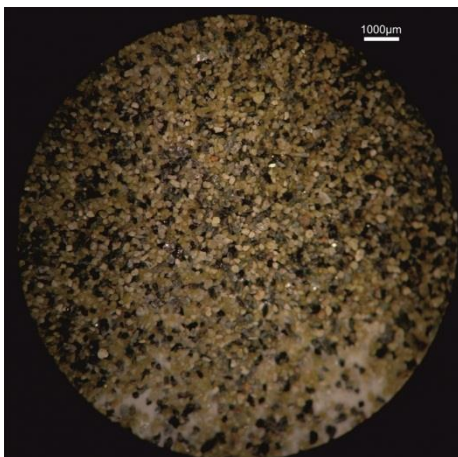
DOUL 2\_125 ΜΕΓΕΝΘΥΣΗ 16X



GAS 4\_125 ΜΕΓΕΝΘΥΣΗ 16X

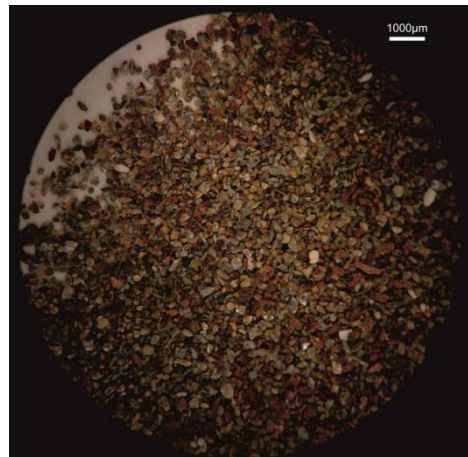


KOT 3\_125 ΜΕΓΕΝΘΥΣΗ 16X

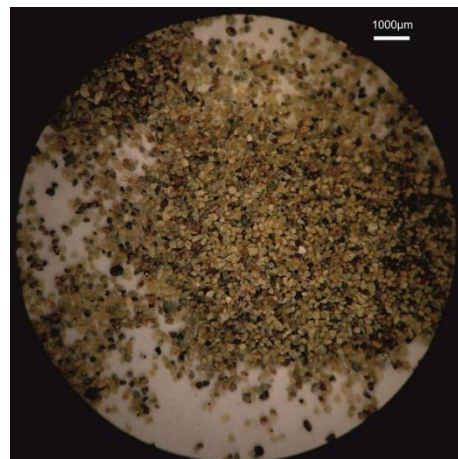




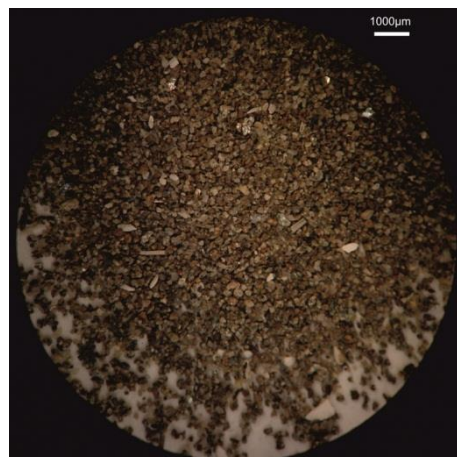
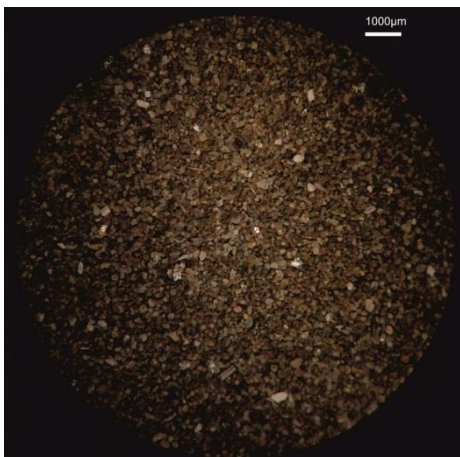
LAG 3\_125 ΜΕΓΕΝΘΥΣΗ 16X



MOUL 2\_125 ΜΕΓΕΝΘΥΣΗ 16X

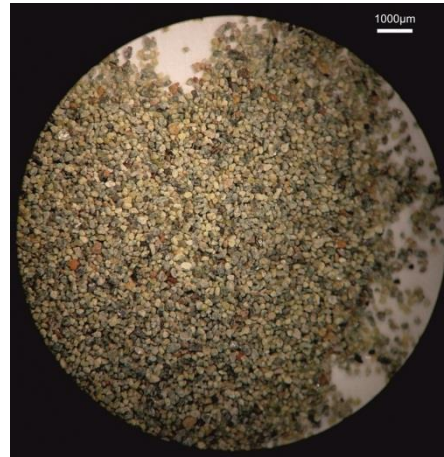
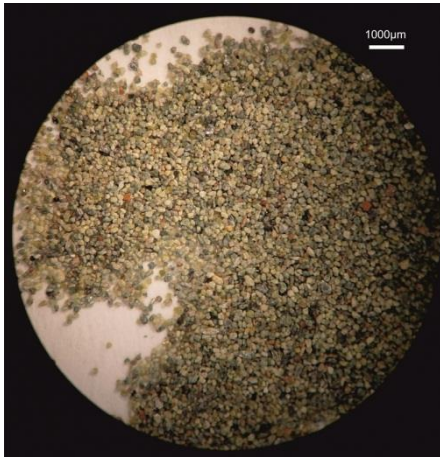


TEF 1\_125 ΜΕΓΕΝΘΥΣΗ 16X

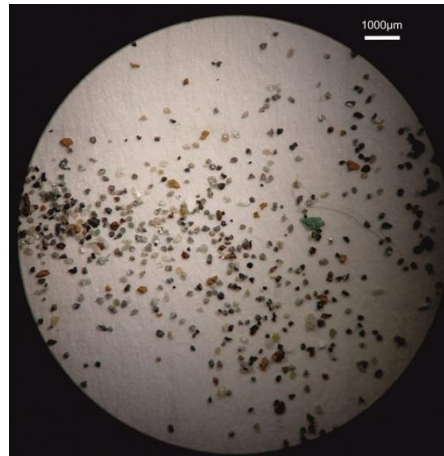




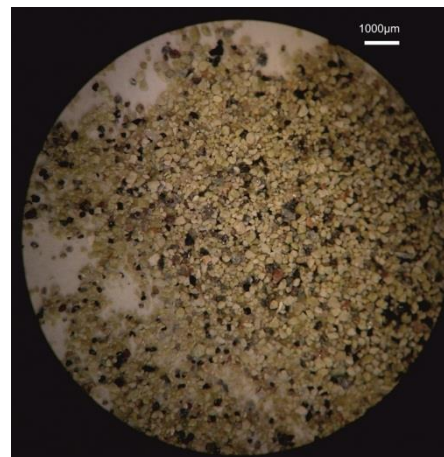
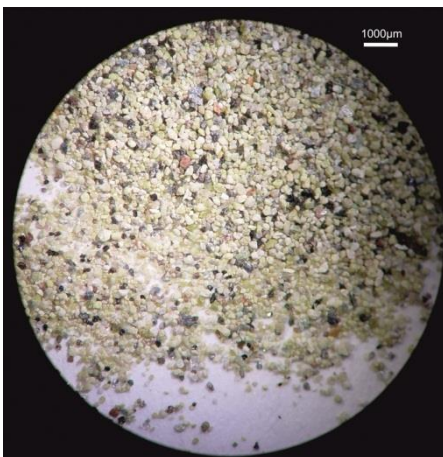
A-M 1\_125 ΜΕΓΕΝΘΥΣΗ 16X



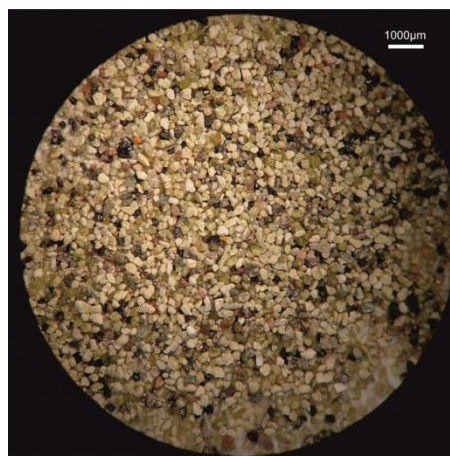
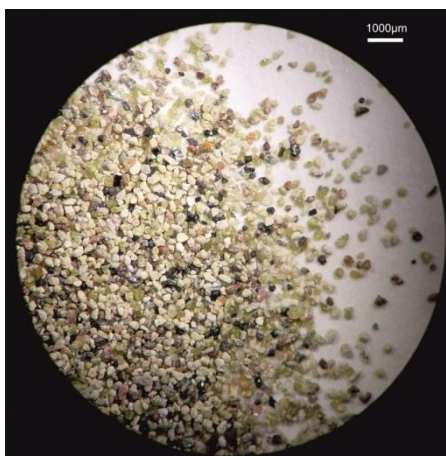
DEM 6\_125 ΜΕΓΕΝΘΥΣΗ 16X



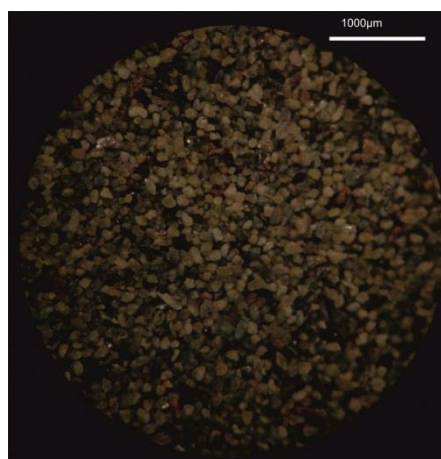
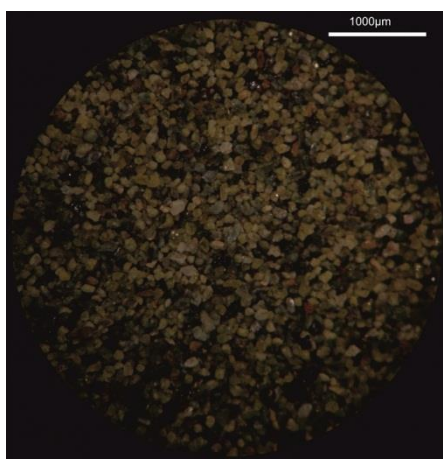
KAS 1\_125 ΜΕΓΕΝΘΥΣΗ 16X



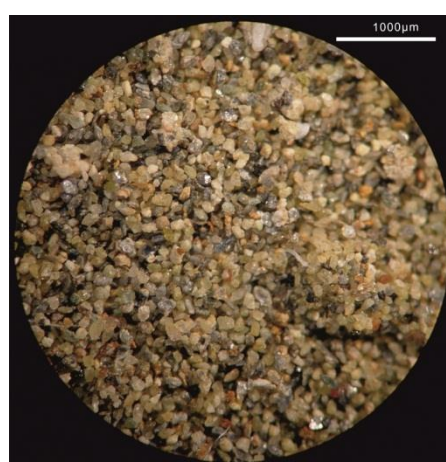
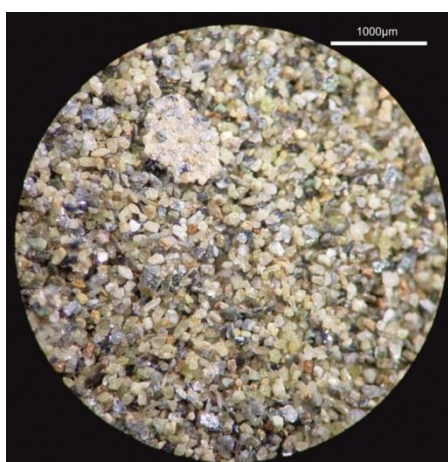
SKI 4\_125 ΜΕΓΕΝΘΥΣΗ 16X



A-M 1\_63 ΜΕΓΕΝΘΥΣΗ 45X

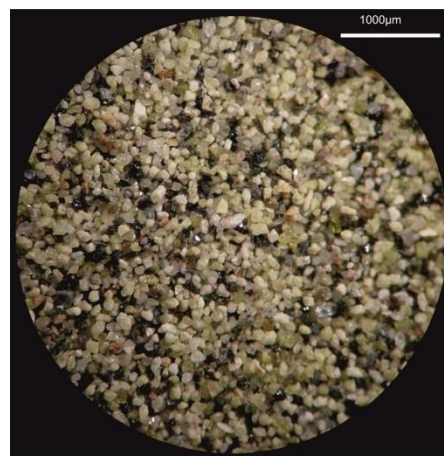
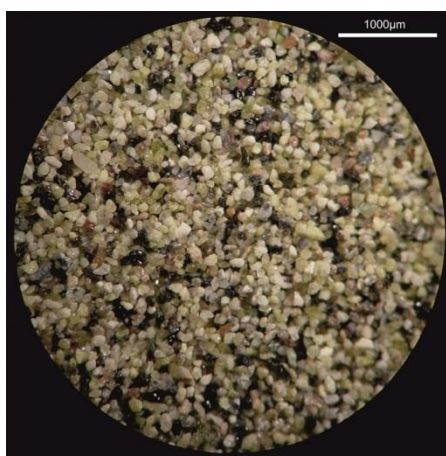


DOUL 2\_63 ΜΕΓΕΝΘΥΣΗ 45X

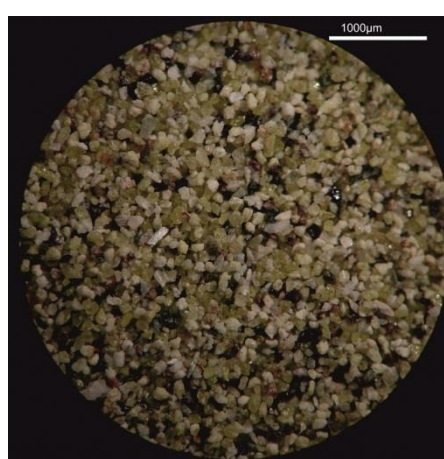
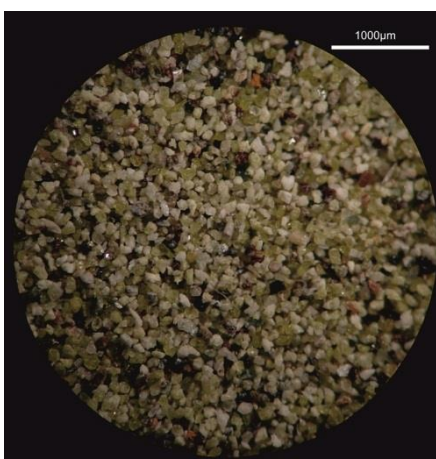




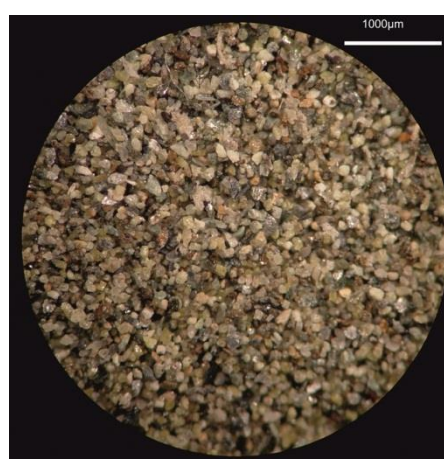
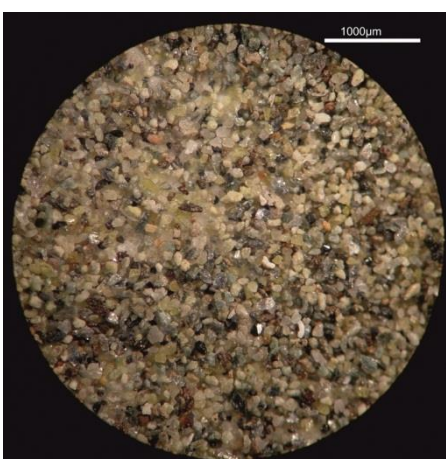
KAS 1\_63 ΜΕΓΕΝΘΥΣΗ 45X



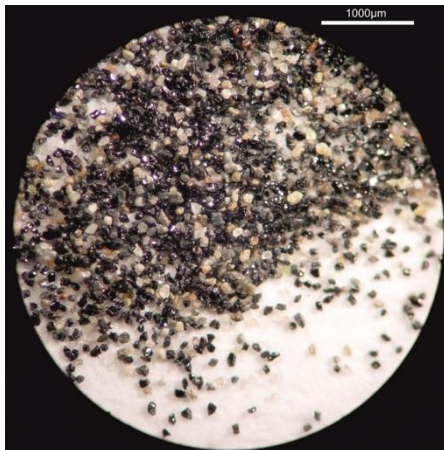
SKI 4\_63 ΜΕΓΕΝΘΥΣΗ 45X



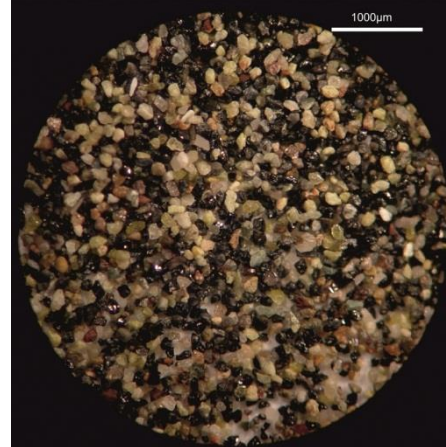
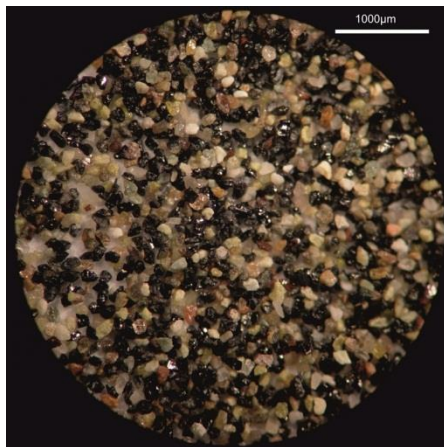
TEF 1\_63 ΜΕΓΕΝΘΥΣΗ 45X



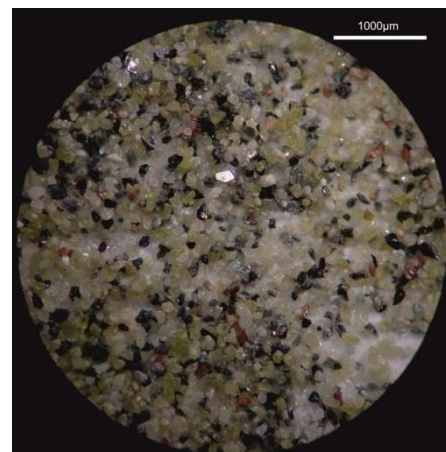
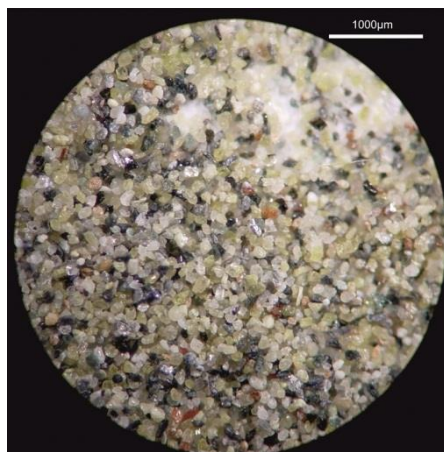
DEM 6\_63 ΜΕΓΕΝΘΥΣΗ 45X



GAS 4\_63 ΜΕΓΕΝΘΥΣΗ 45X

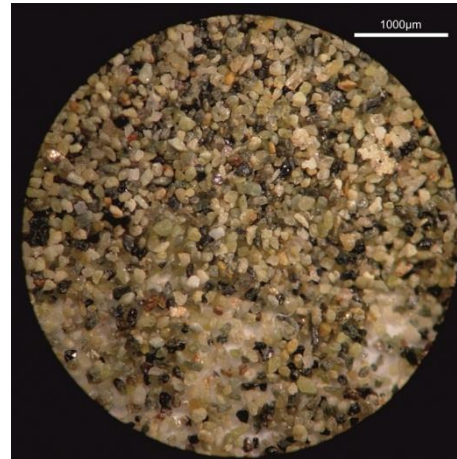
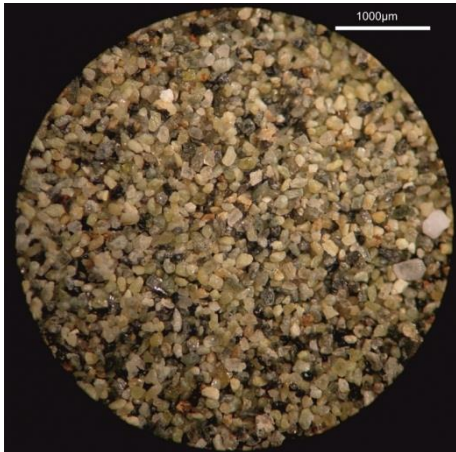


KOT 3\_63 ΜΕΓΕΝΘΥΣΗ 45X

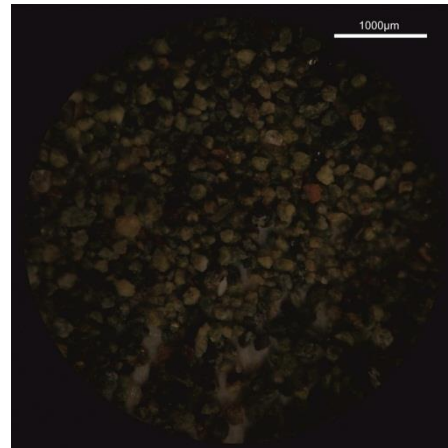
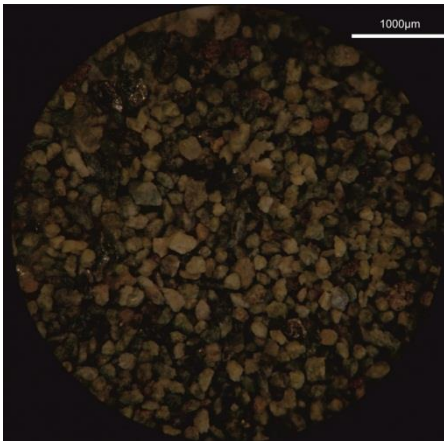




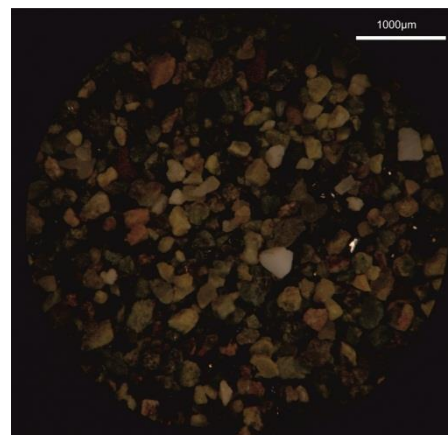
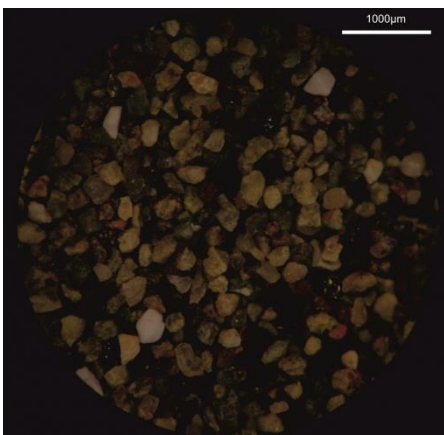
MOUL 2\_63 ΜΕΓΕΝΘΥΣΗ 45X



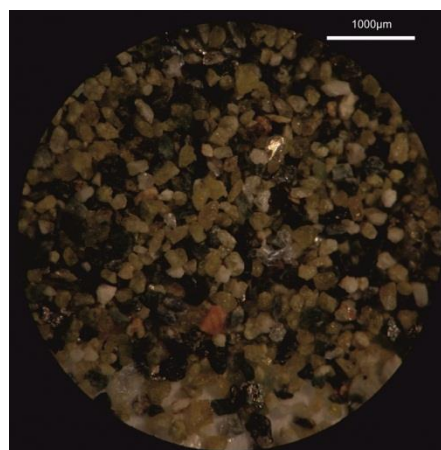
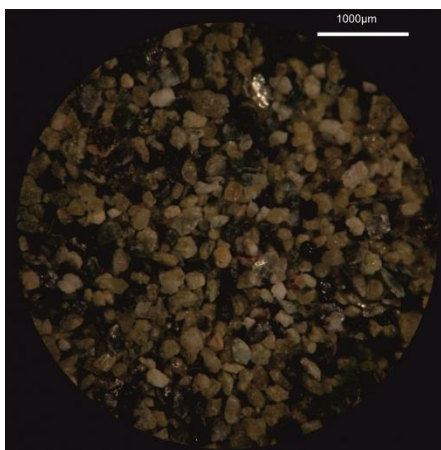
AM 1\_125 ΜΕΓΕΝΘΥΣΗ 45X



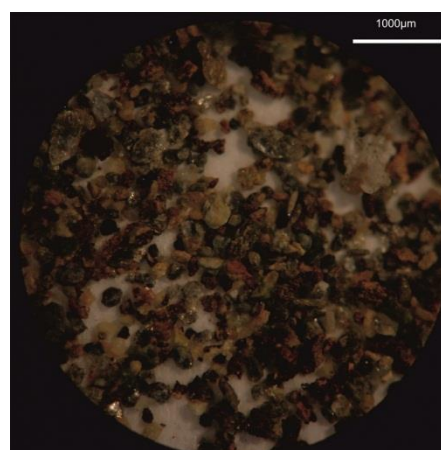
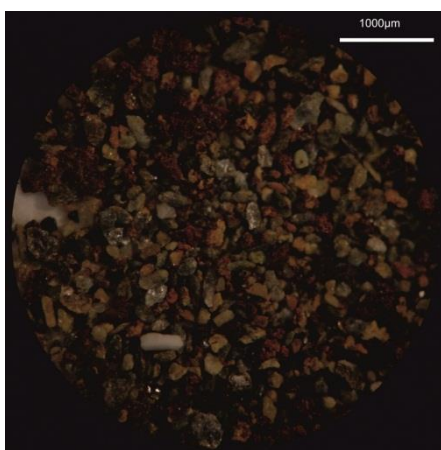
GAS 4\_125 ΜΕΓΕΝΘΥΣΗ 45X



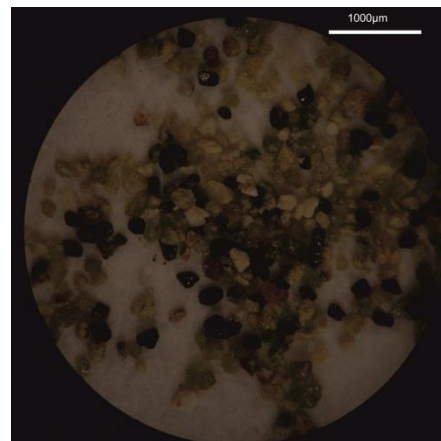
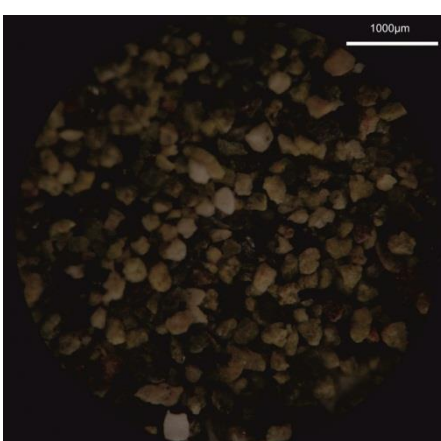
KOT 3\_125 ΜΕΓΕΝΘΥΣΗ 45X



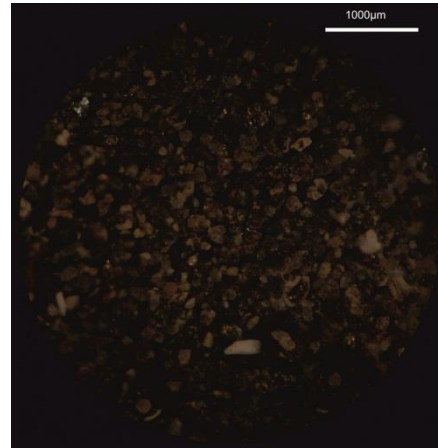
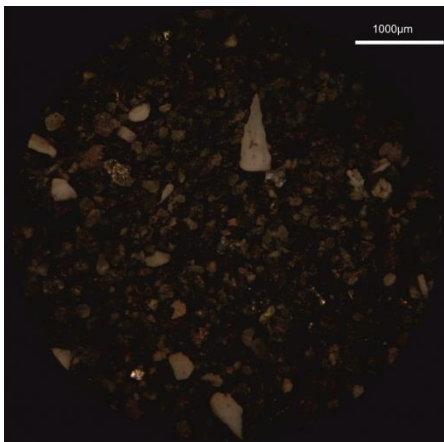
LAG 3\_125 ΜΕΓΕΝΘΥΣΗ 45X



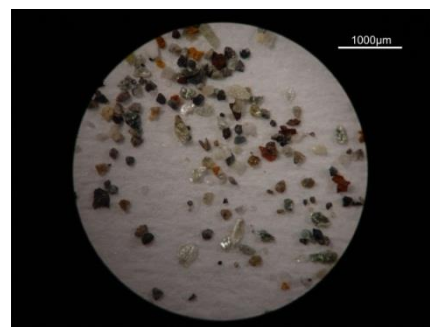
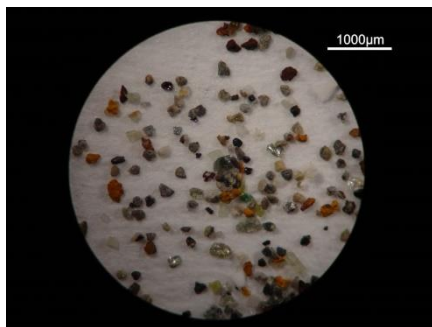
SKI 4\_125 ΜΕΓΕΝΘΥΣΗ 45X



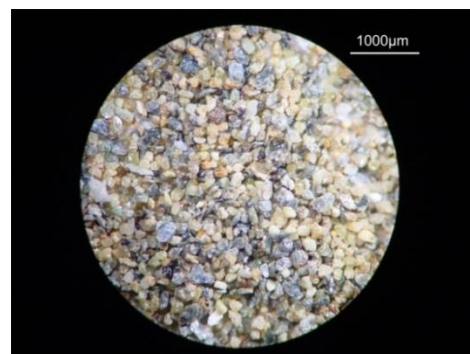
ΤΕΦ 1\_125 ΜΕΓΕΝΘΥΣΗ 45X



DEM 6\_125 ΜΕΓΕΝΘΥΣΗ 45X

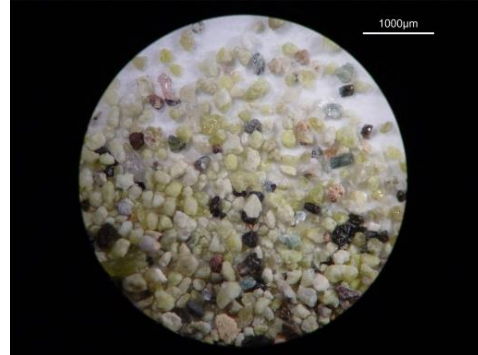
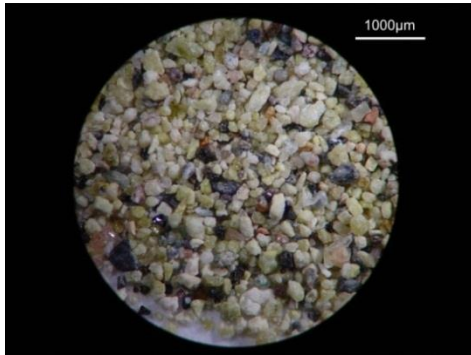


DOUL 2\_125 ΜΕΓΕΝΘΥΣΗ 45X

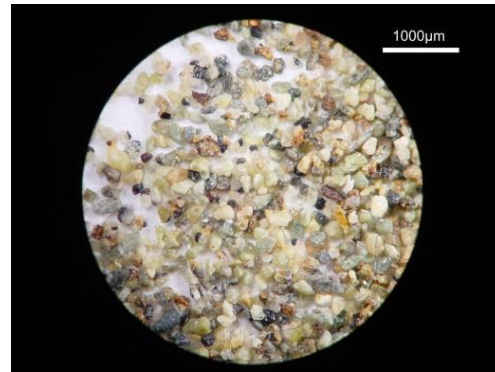




KAS 1\_125 ΜΕΓΕΝΘΥΣΗ 45X



MOUL 2\_125 ΜΕΓΕΝΘΥΣΗ 45X

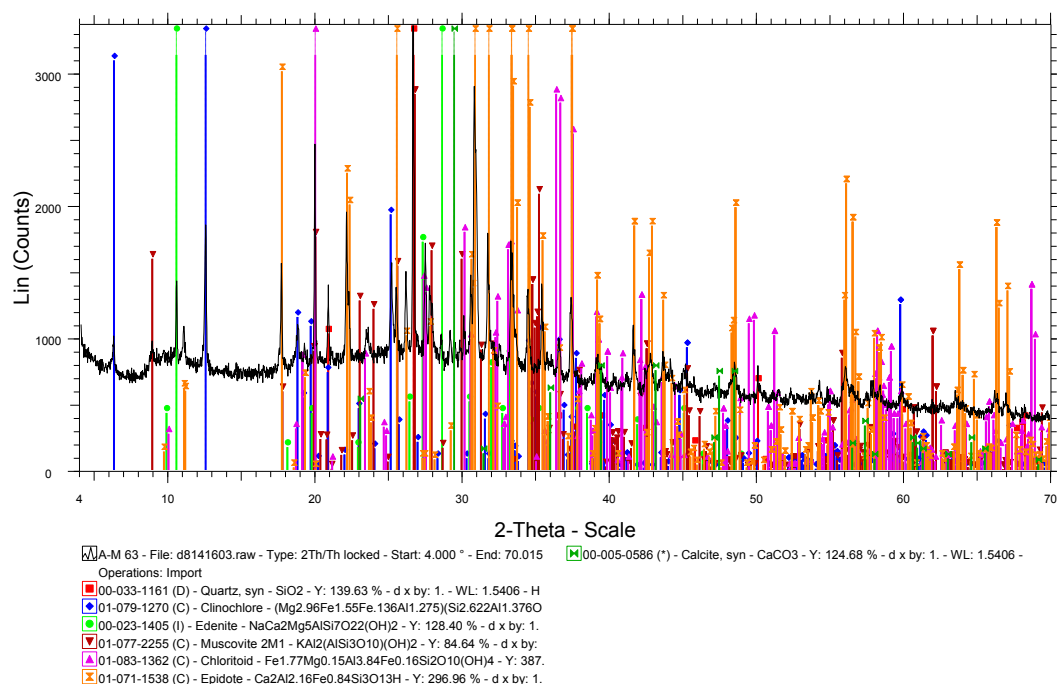




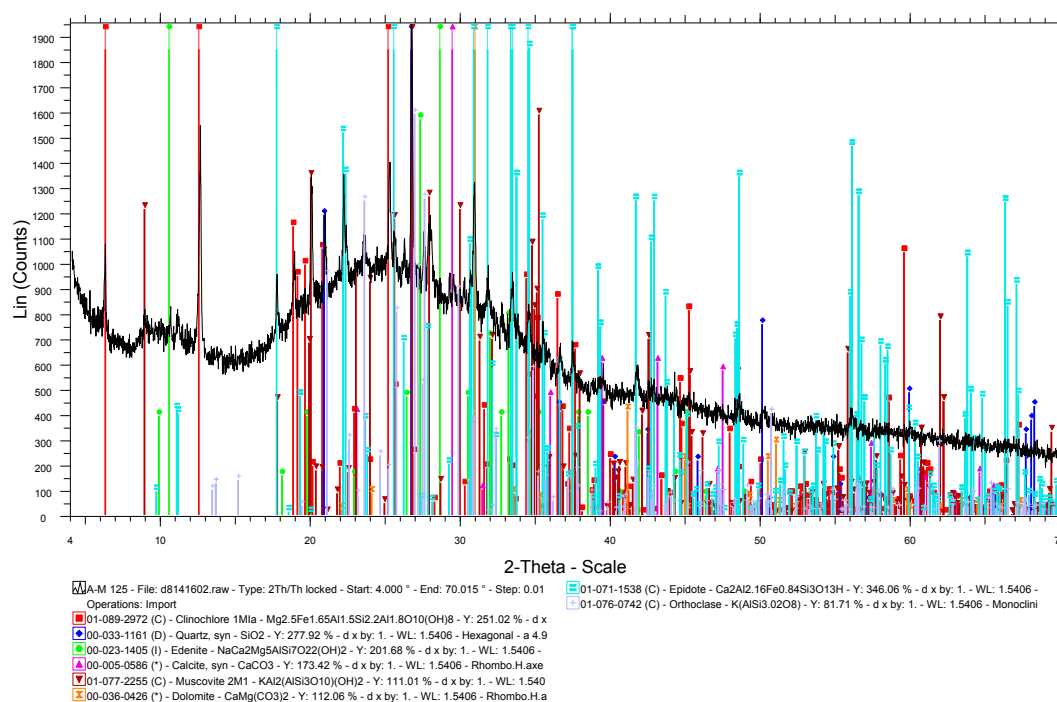
### **ΠΑΡΑΡΤΗΜΑ 3**

Παράθεση των αρχικών ανακλάσεων με τη μέθοδο XRD

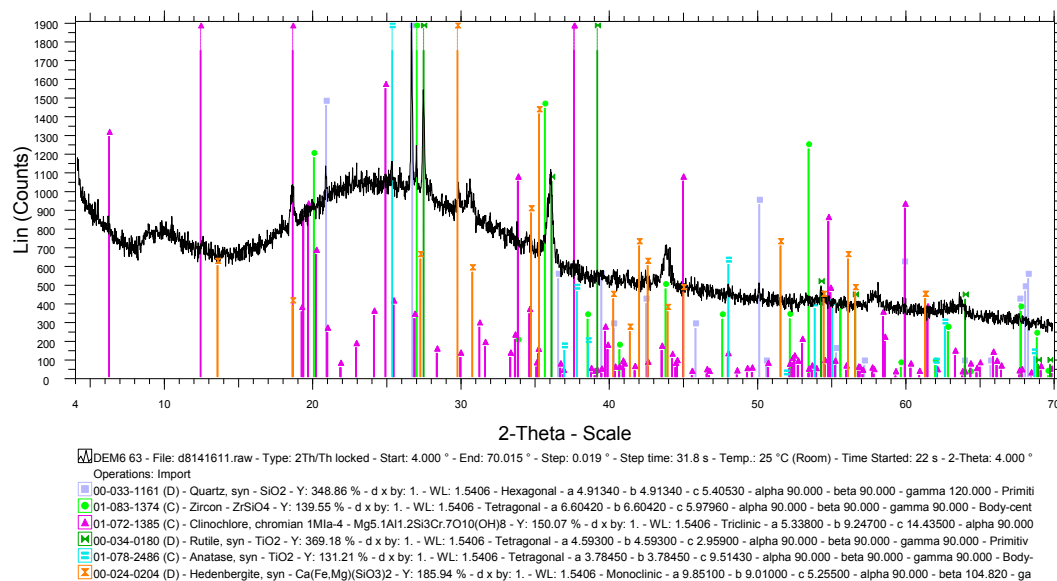
## A-M 63



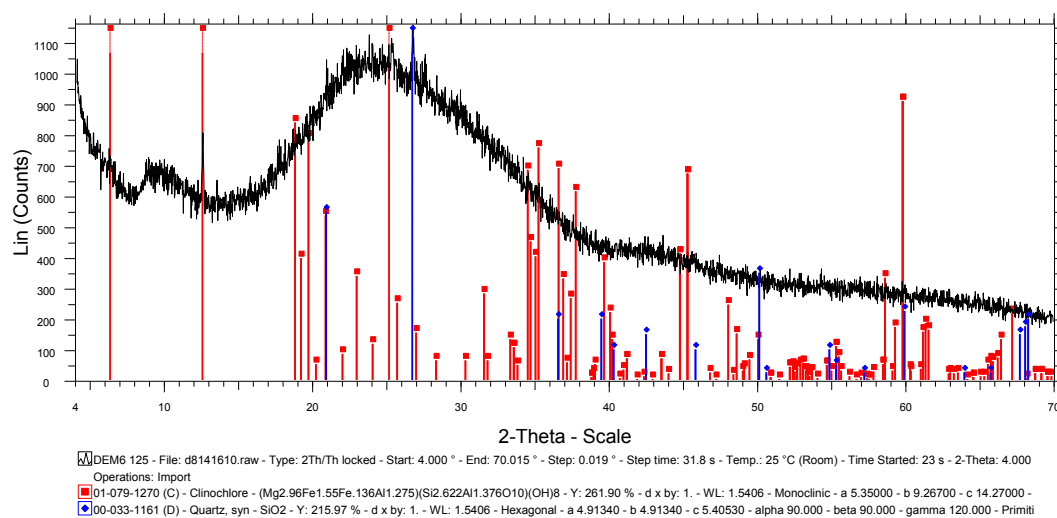
## A-M 125



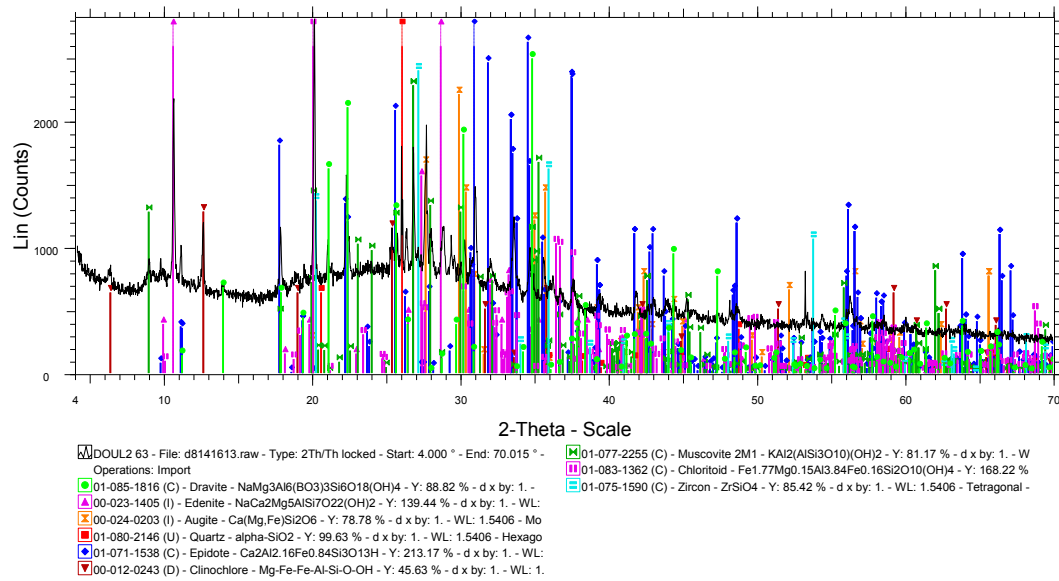
## DEM6 63



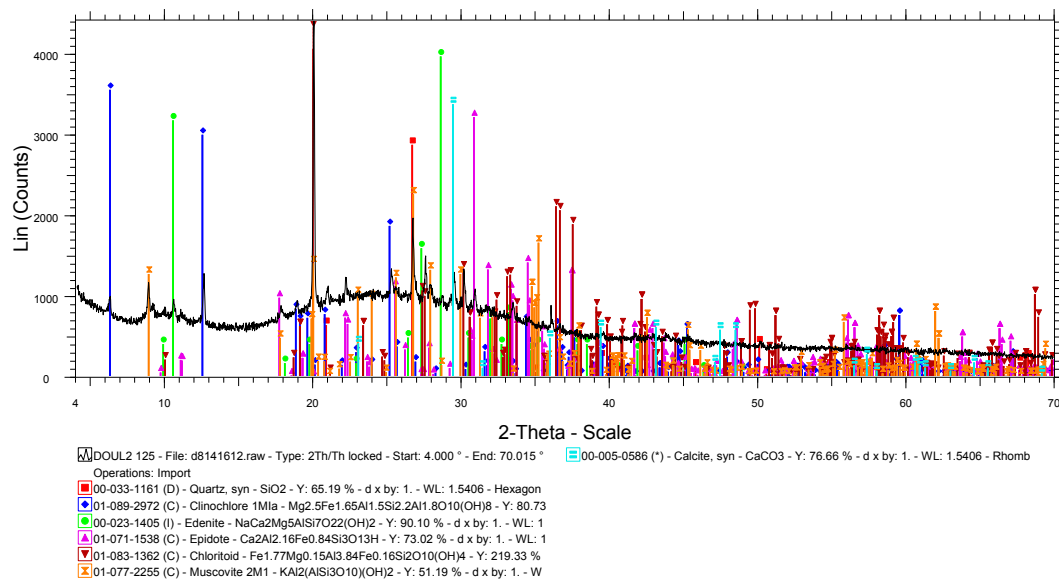
## DEM6 125



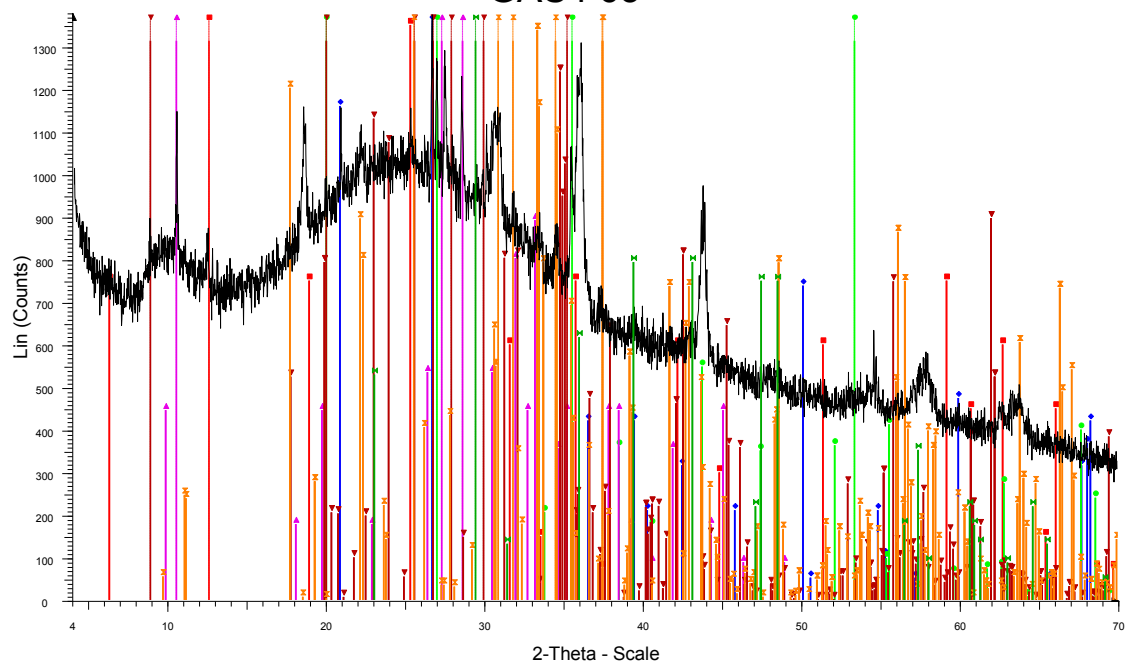
## DOUL2 63



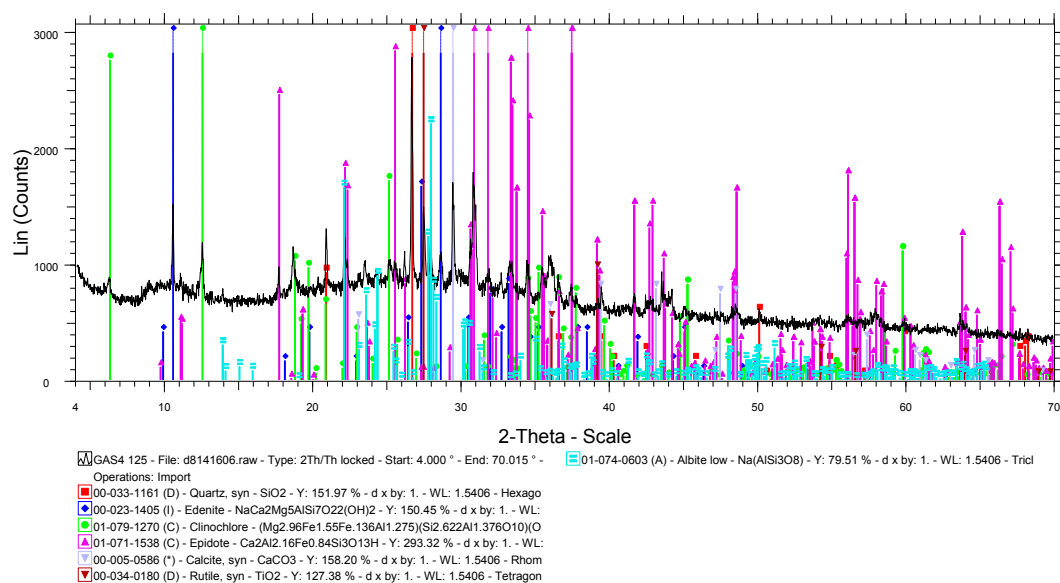
## DOUL2 125



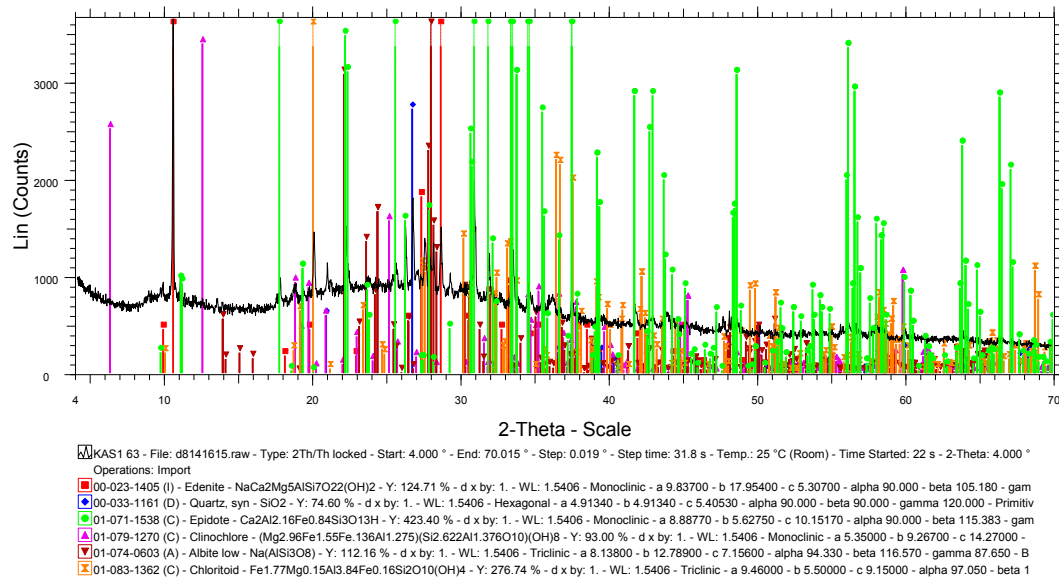
## GAS4 63



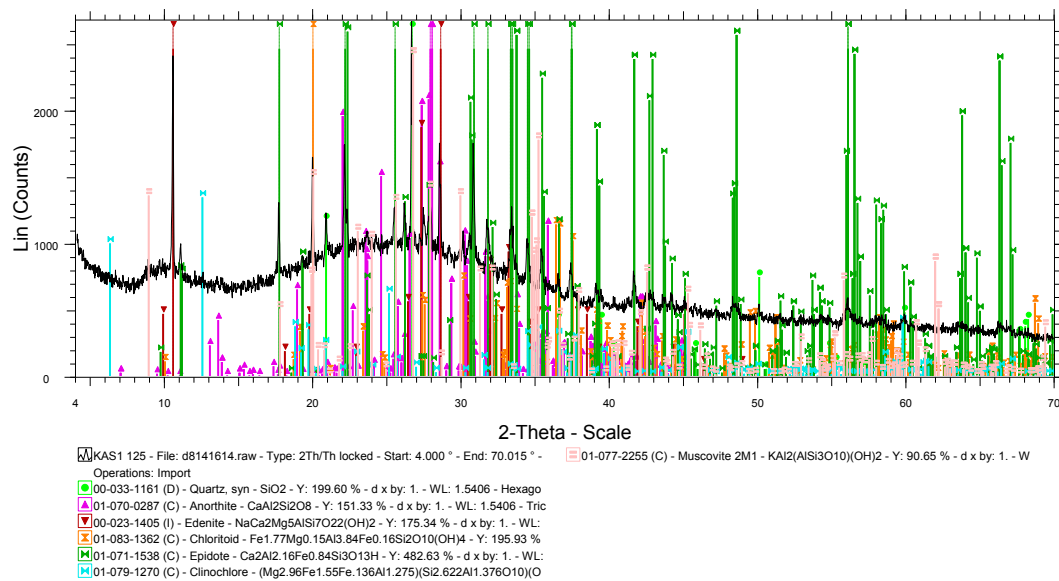
## GAS4 125



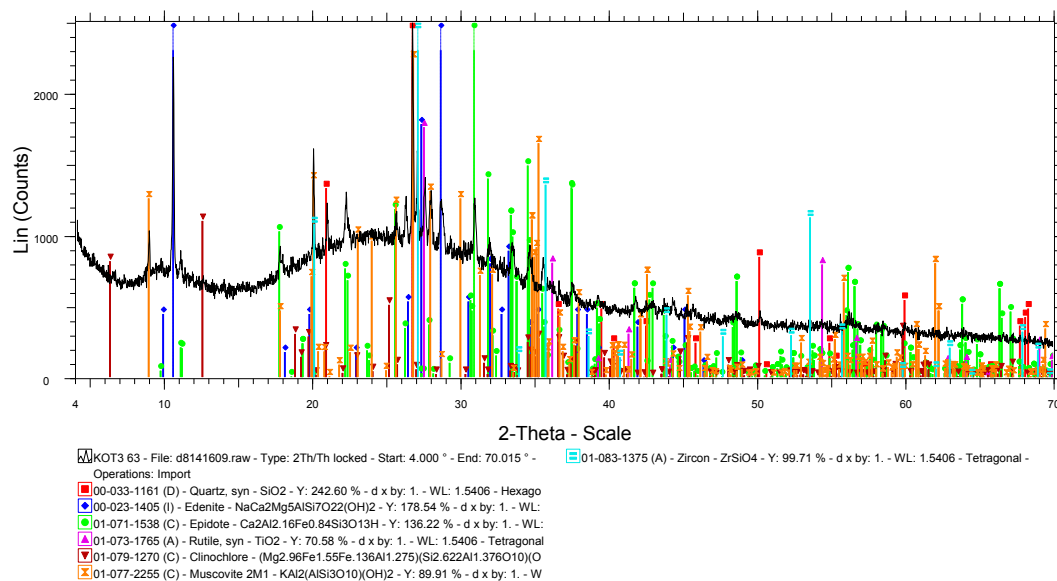
# KAS1 63



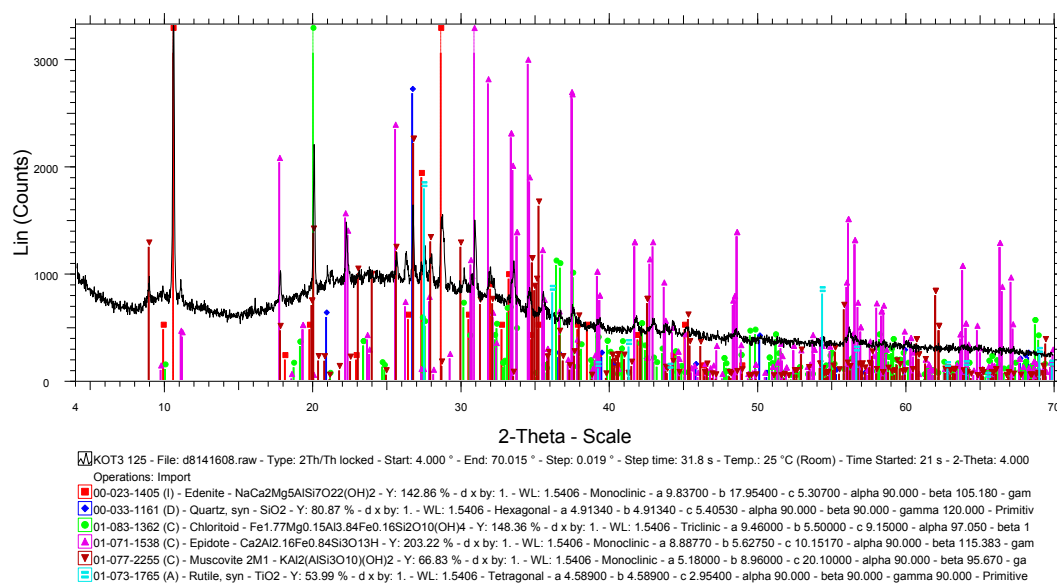
# KAS1 125



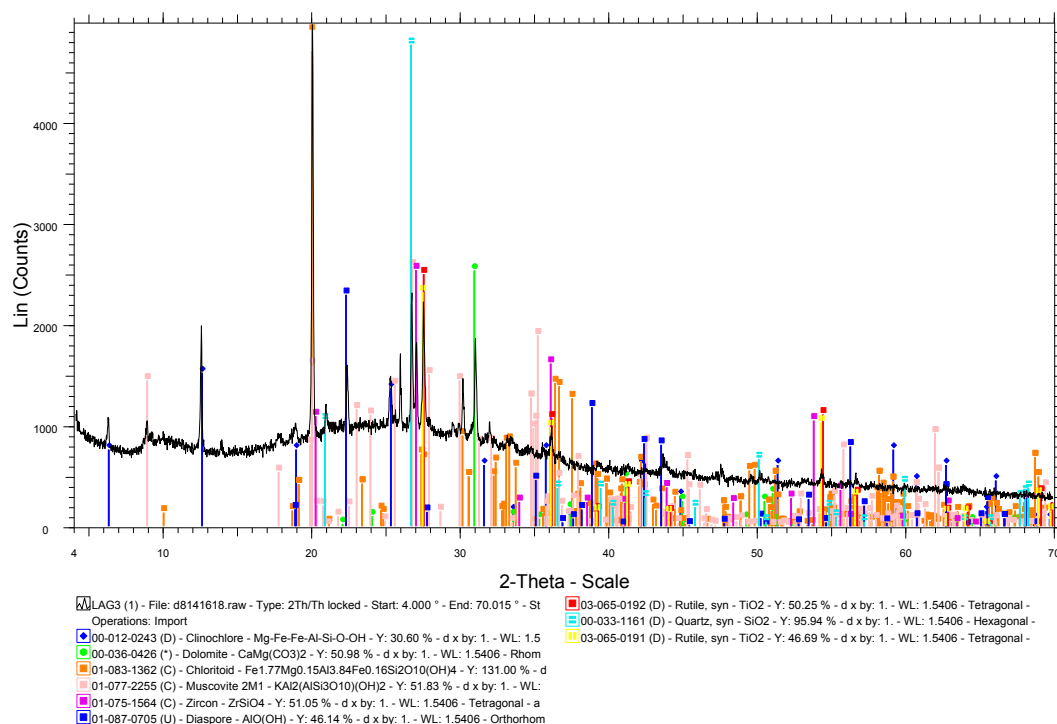
## KOT3 63



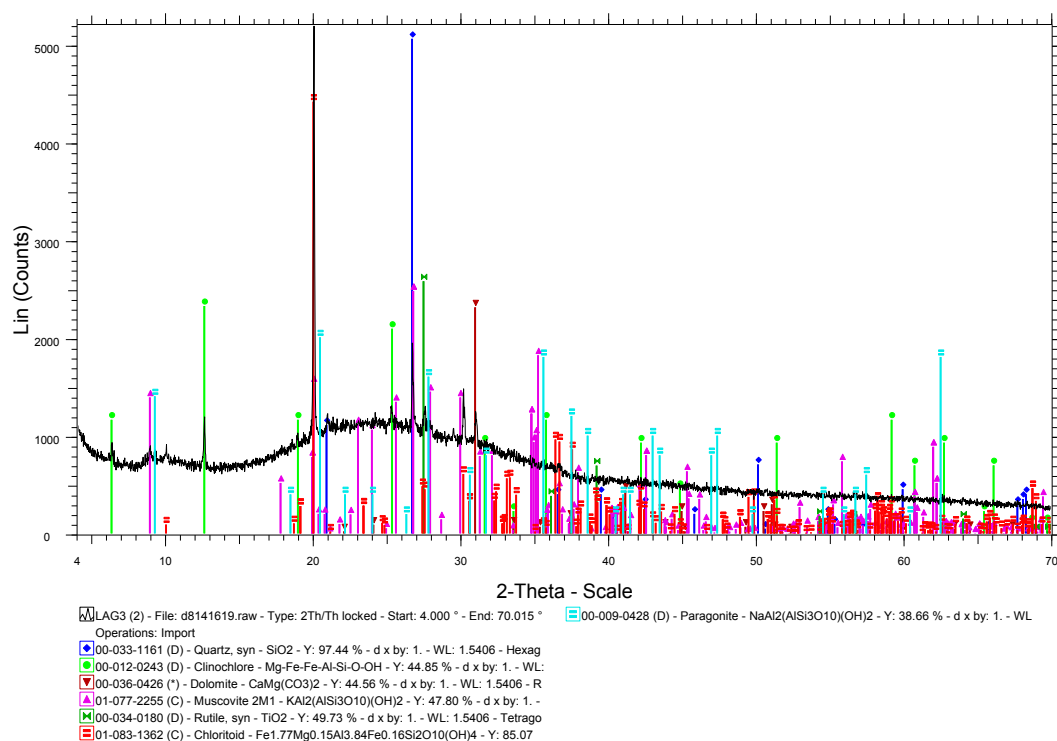
## KOT3 125



## LAG3 (1)

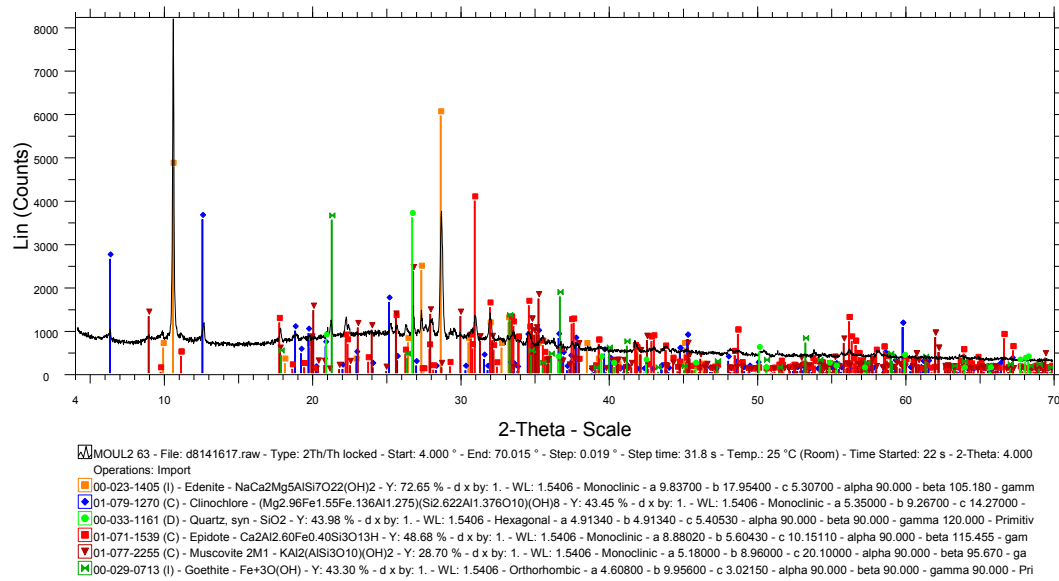


## LAG3 (2)

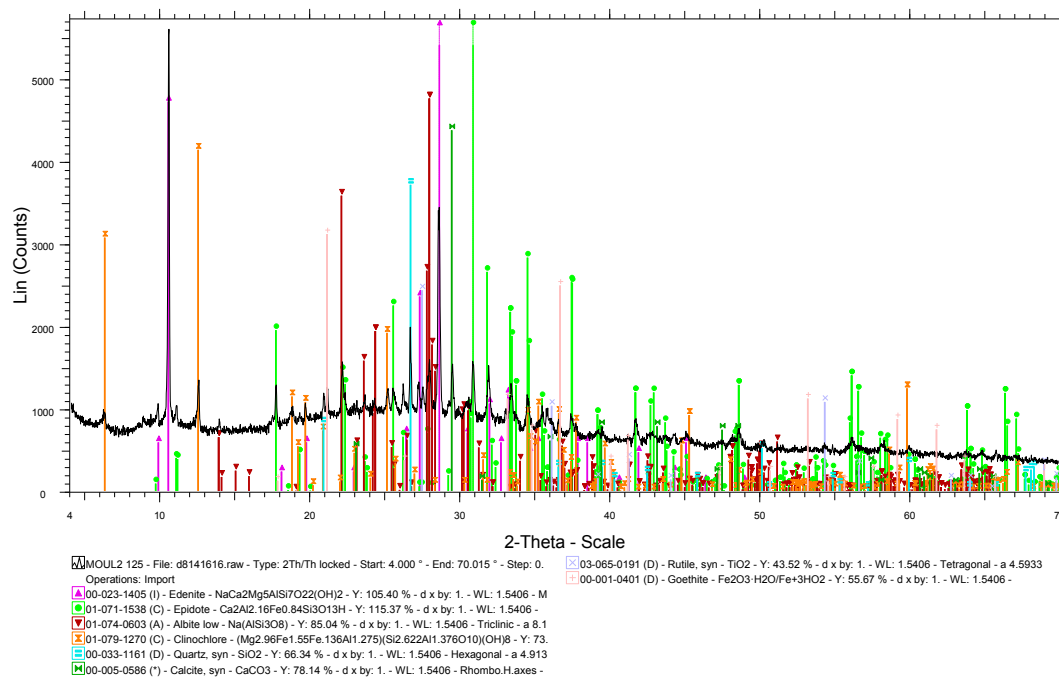




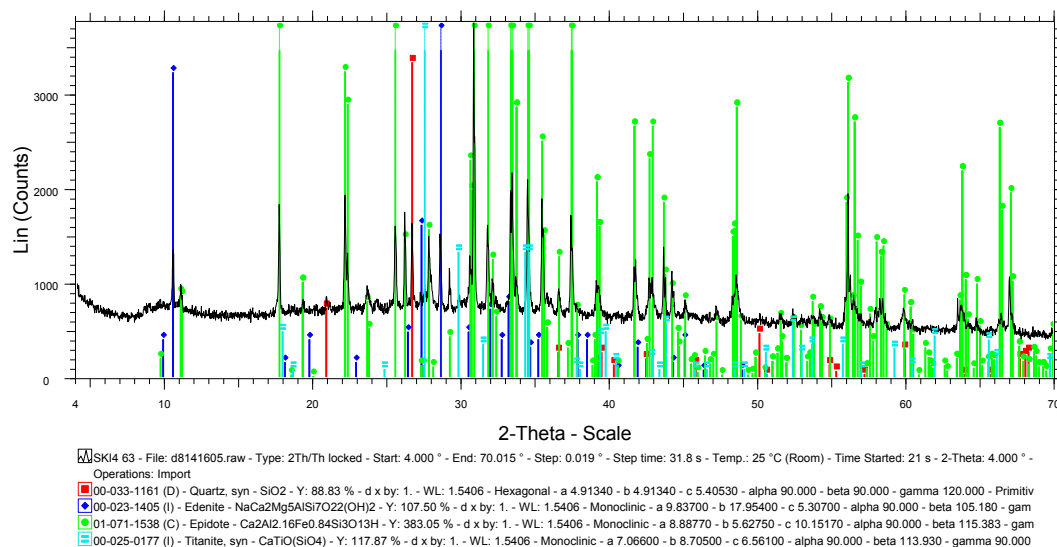
## MOUL2 63



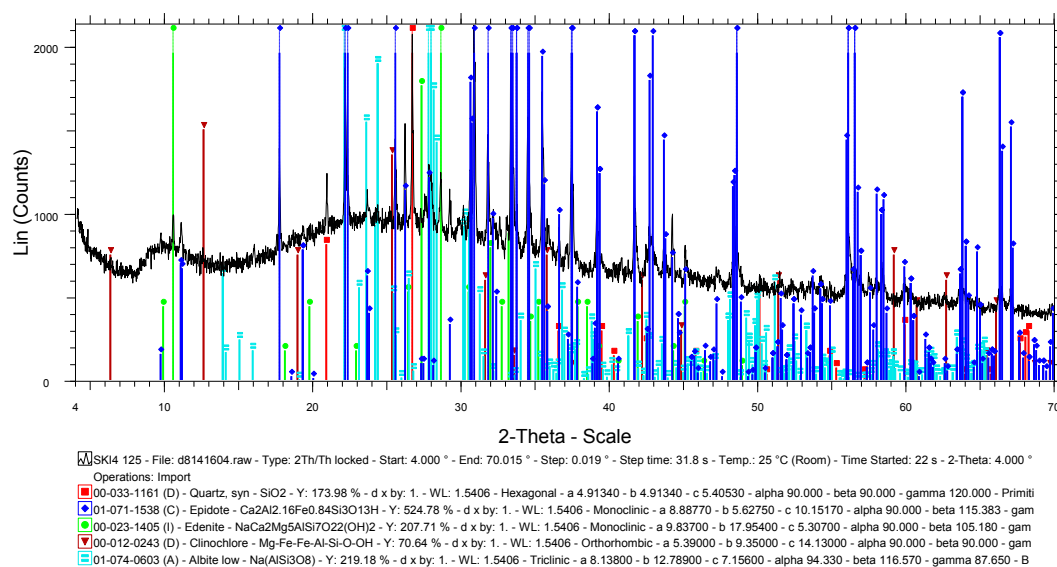
## MOUL2 125



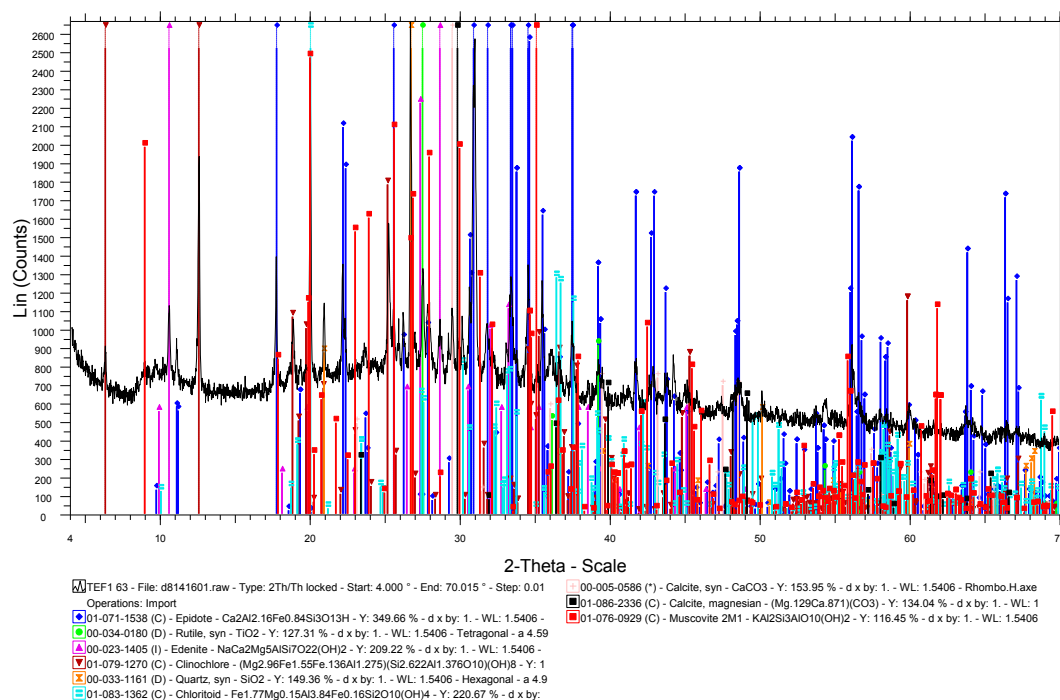
## SKI4 63



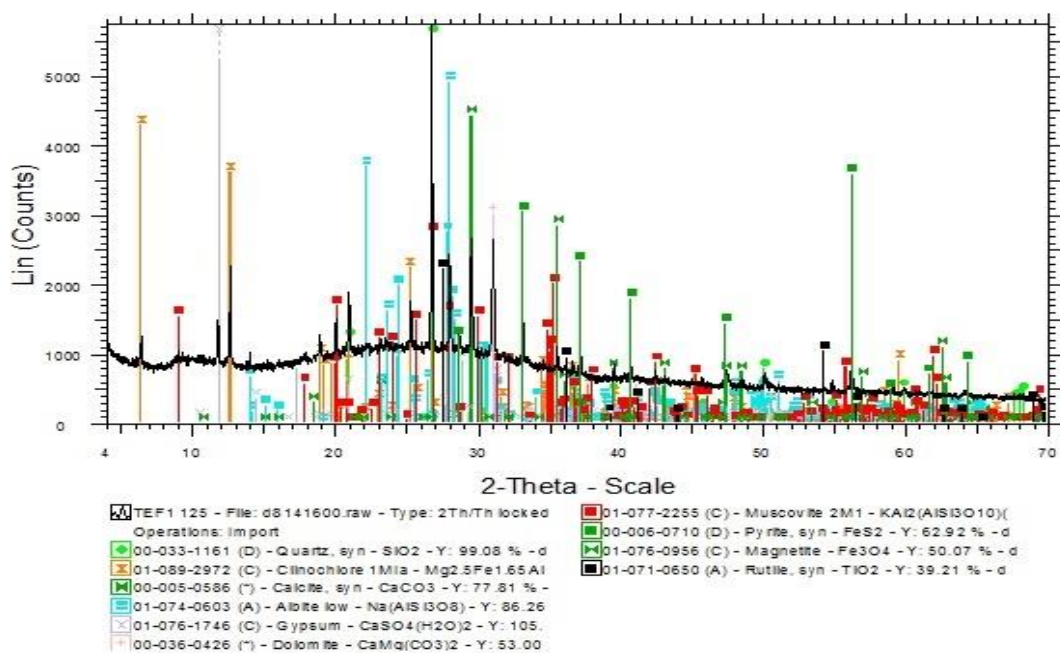
## SKI4 125



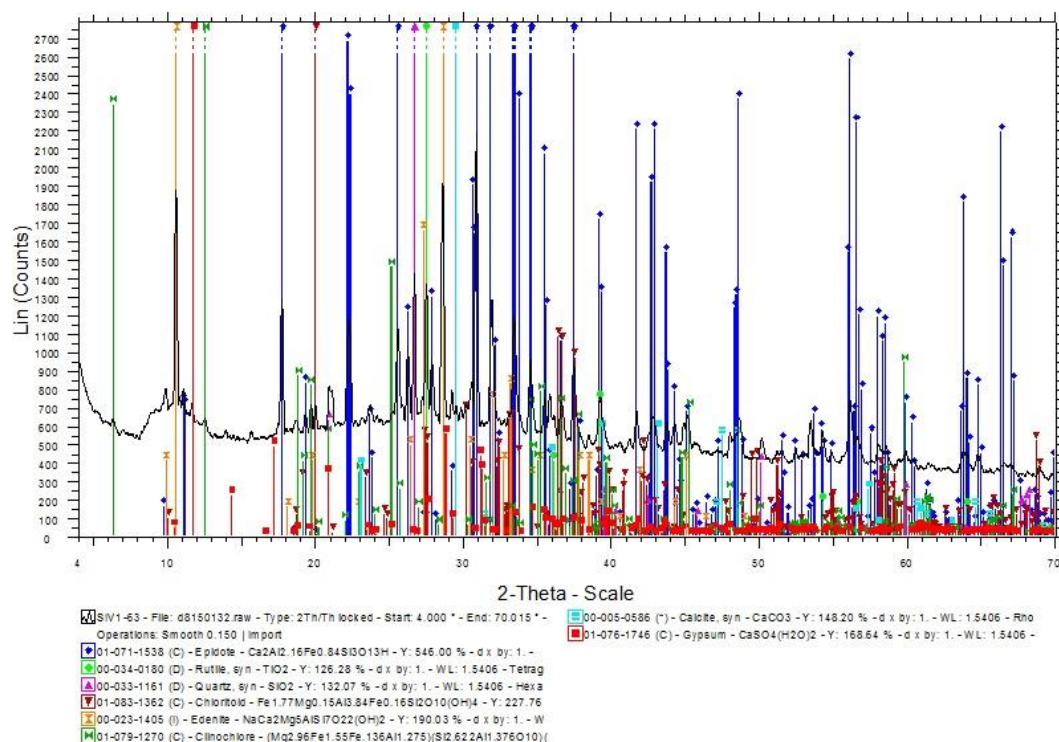
## TEF1 63



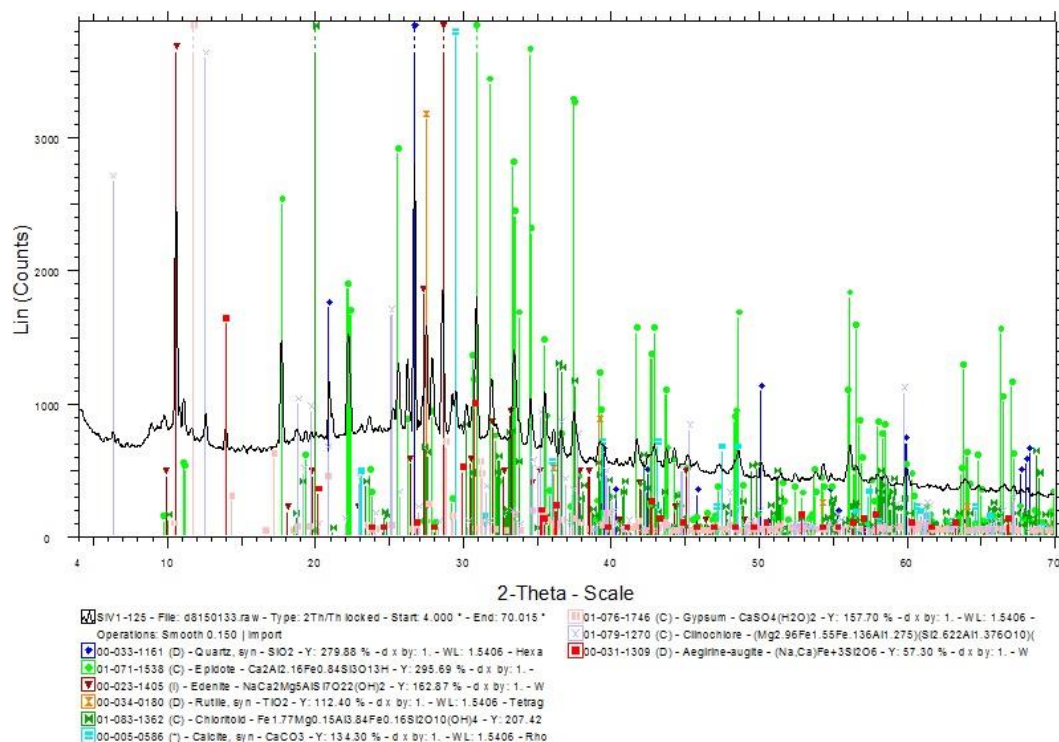
## TEF1 125



## SIV1-63



## SIV1-125

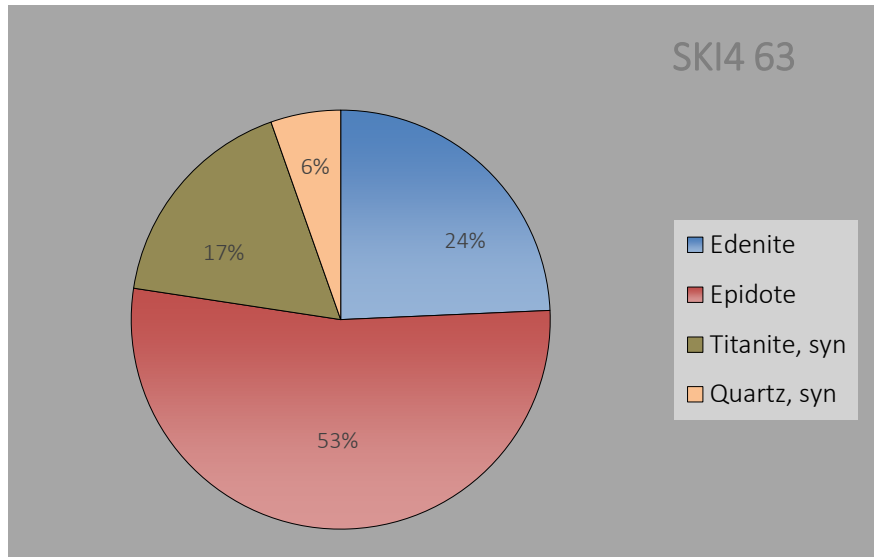


## **ΠΑΡΑΡΤΗΜΑ 4**

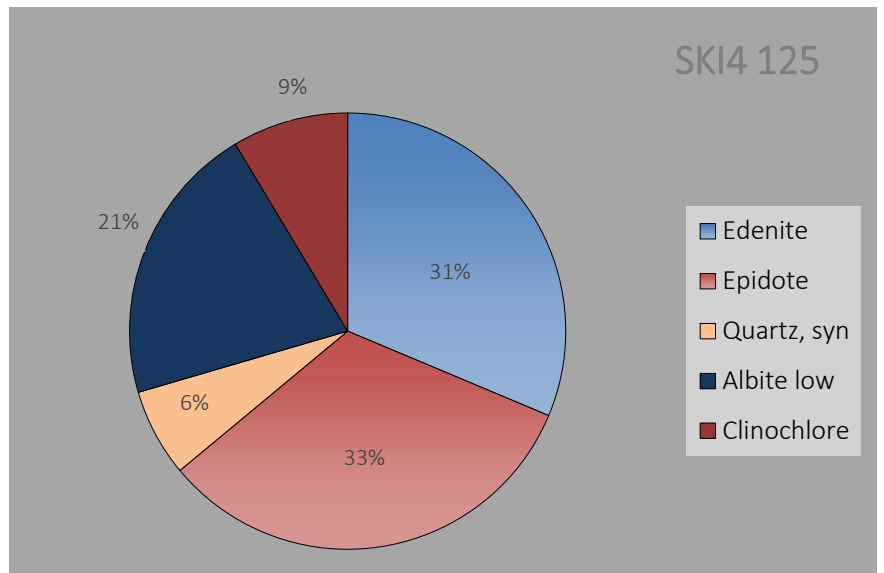
**Παράθεση τιμών ημιποσοτικής κατανομής ορυκτών των δειγμάτων  
στα μεγέθη 63-125  $\mu\text{m}$  και 125-250  $\mu\text{m}$  με το πρόγραμμα EVA**

#### 4Α) ΠΟΣΟΣΤΙΑΙΑ ΑΝΑΛΟΓΙΑ ΟΡΥΚΤΟΛΟΓΙΚΩΝ ΦΑΣΕΩΝ

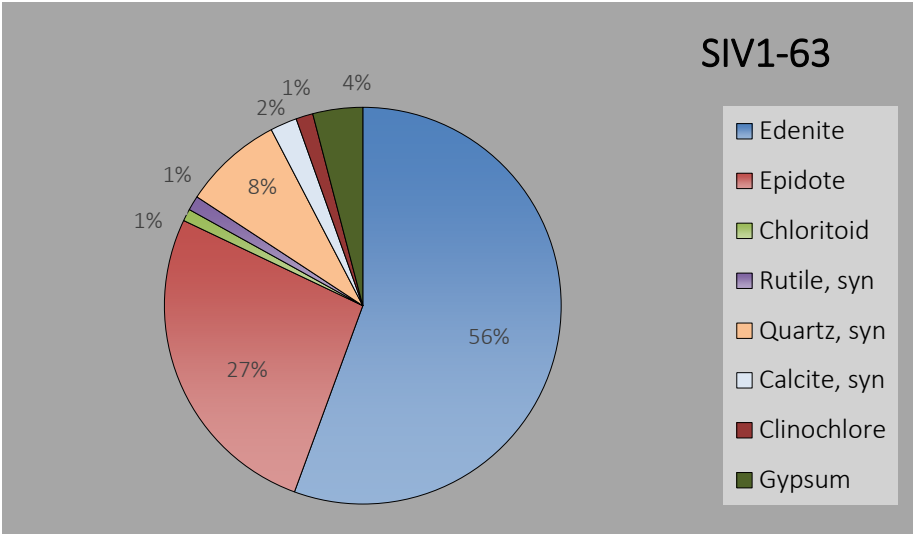
Sample name:	SKI4 63
Edenite	24%
Epidote	53%
Titanite	17%
Quartz	6%



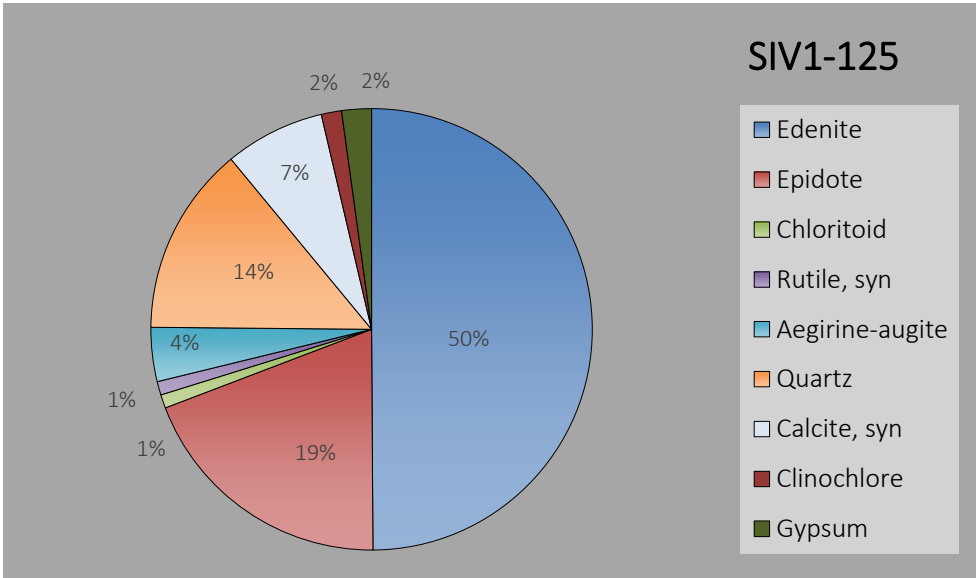
Sample name:	SKI4 125
Edenite	31%
Epidote	33%
Quartz	6%
Albite	21%
Clinochlore	9%



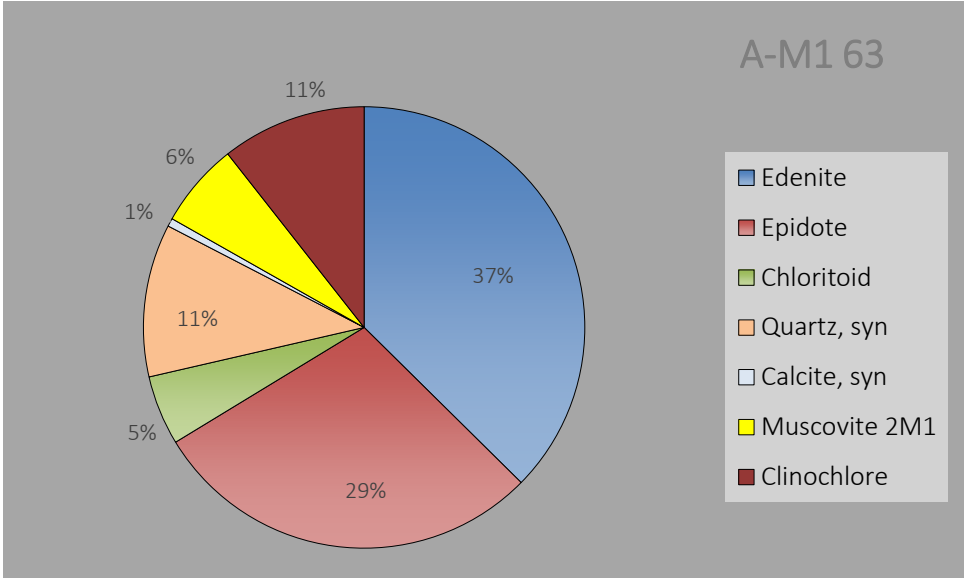
Sample name:	SIV1-63
Edenite	56%
Epidote	27%
Chloritoid	1%
Rutile	1%
Quartz	8%
Calcite	2%
Clinochlore	1%
Gypsum	4%



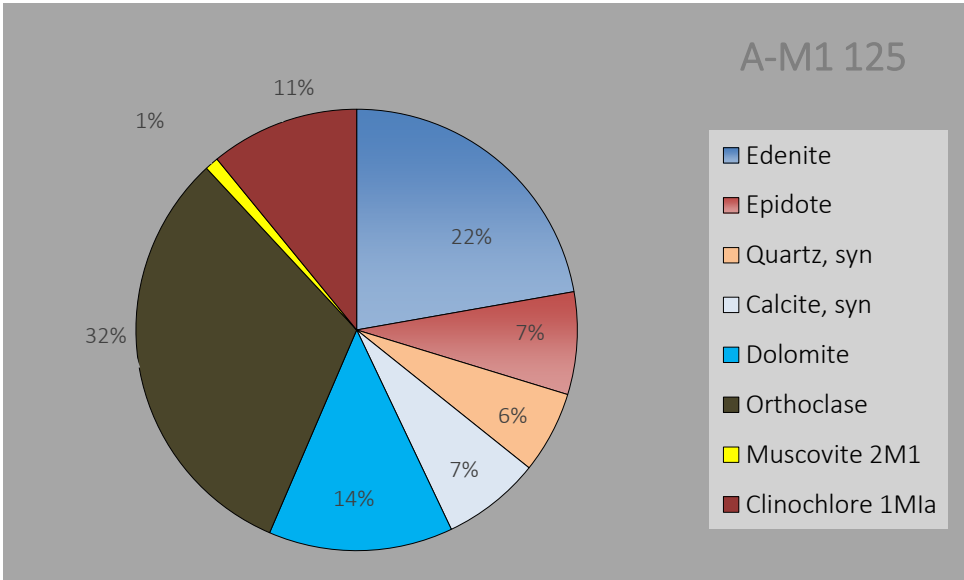
Sample name:	SIV1-125
Edenite	50%
Epidote	19%
Chloritoid	1%
Rutile	1%
Aegirine-augite	4%
Quartz	14%
Calcite	7%
Clinochlore	2%
Gypsum	2%



Sample name:	A-M1 63
Edenite	37%
Epidote	29%
Chloritoid	5%
Quartz	11%
Calcite	1%
Muscovite	6%
Clinochlore	11%

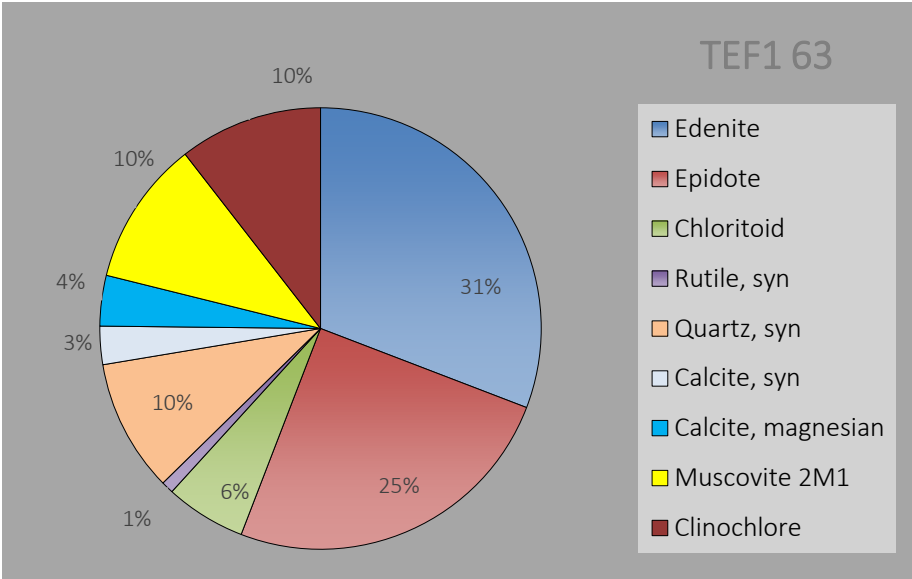


Sample name:	A-M1 125
Edenite	22%
Epidote	7%
Quartz	6%
Calcite	7%
Dolomite	14%
Orthoclase	32%
Muscovite	1%
Clinochlore	11%

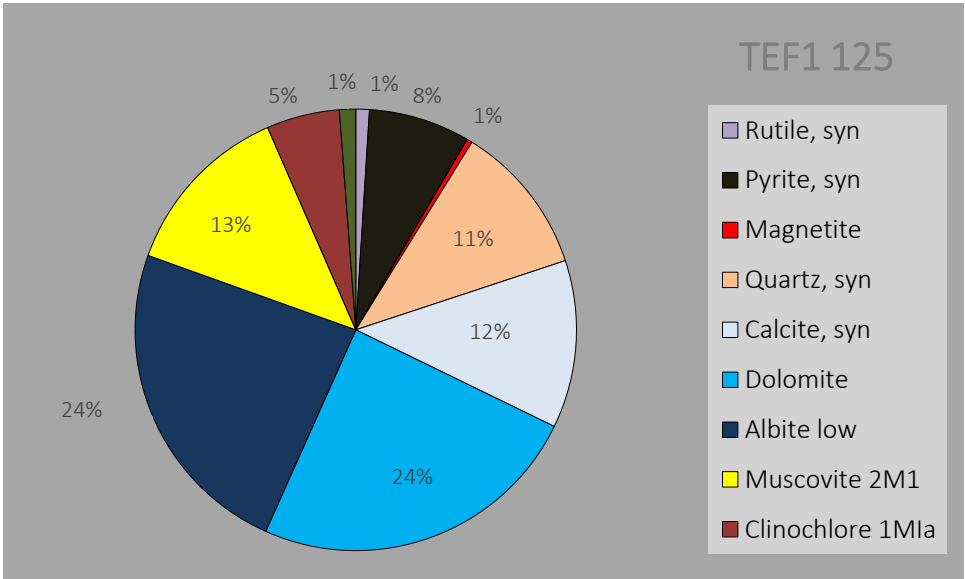




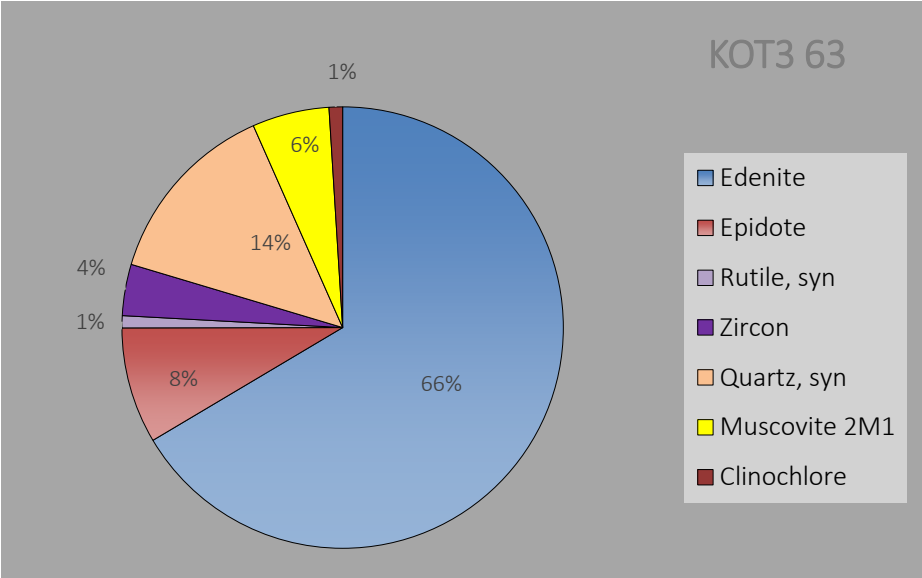
Sample name:	TEF1 63
Edenite	31%
Epidote	25%
Chloritoid	6%
Rutile	1%
Quartz	10%
Calcite	3%
Calcite, magnesian	4%
Muscovite	10%
Clinochlore	10%



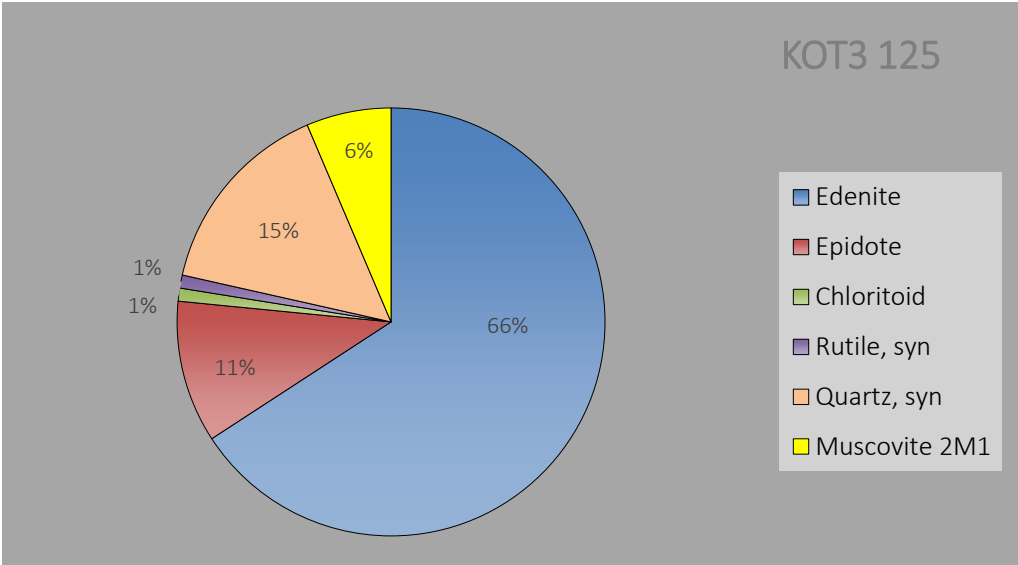
Sample name:	TEF1 125
Rutile	1%
Pyrite	8%
Magnetite	1%
Quartz	11%
Calcite	12%
Dolomite	24%
Albite	24%
Muscovite	13%
Clinochlore	5%
Gypsum	1%



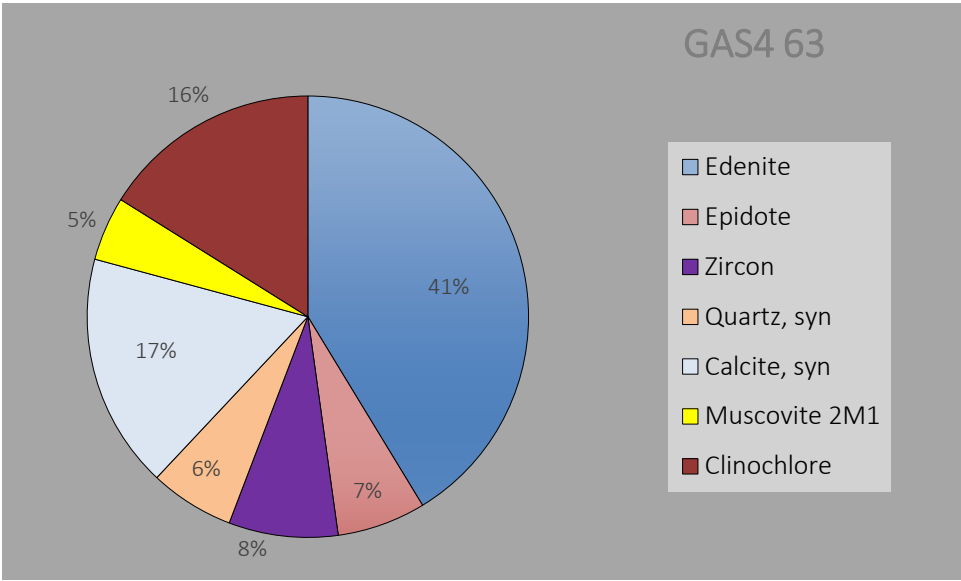
Sample name:	KOT3 63
Edenite	66%
Epidote	8%
Rutile	1%
Zircon	4%
Quartz	14%
Muscovite	6%
Clinochlore	1%



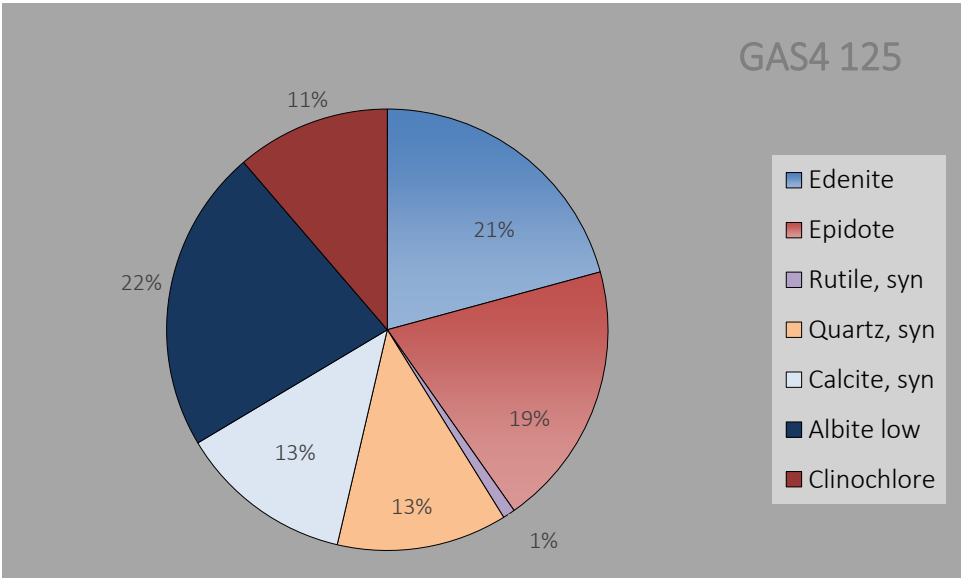
Sample name:	KOT3 125
Edenite	66%
Epidote	11%
Chloritoid	1%
Rutile	1%
Quartz	15%
Muscovite	6%



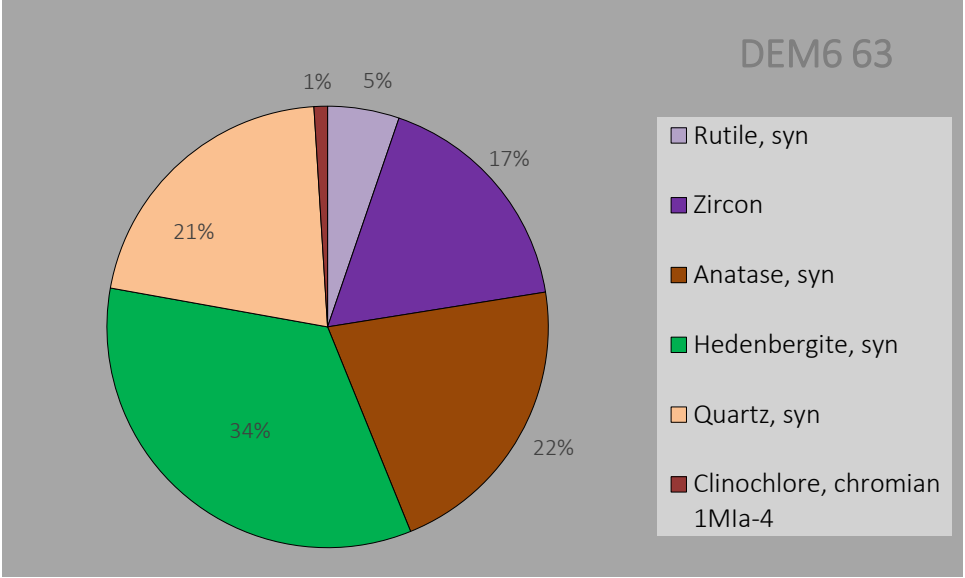
Sample name:	GAS4 63
Edenite	41%
Epidote	7%
Zircon	8%
Quartz	6%
Calcite	17%
Muscovite	5%
Clinochlore	16%



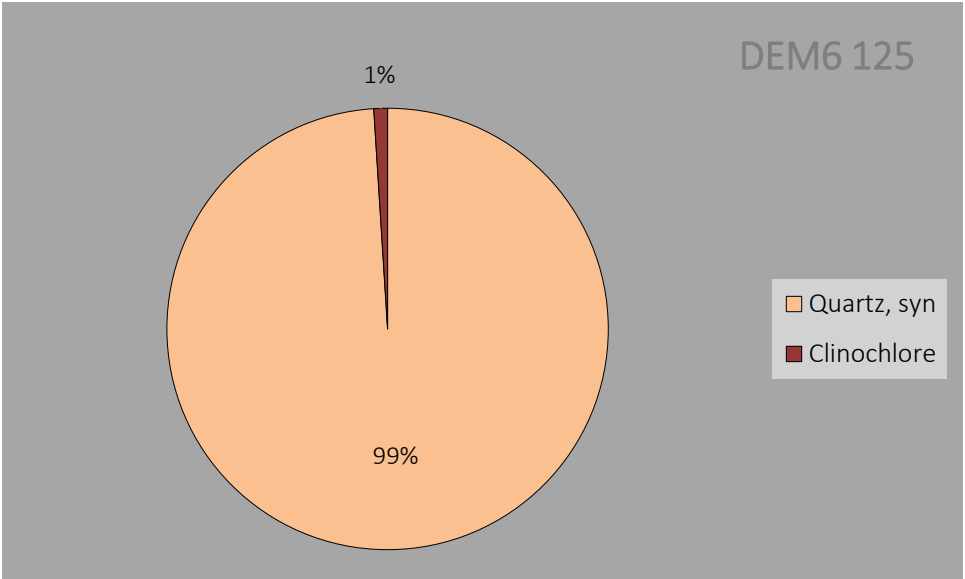
Sample name:	GAS4 125
Edenite	21%
Epidote	19%
Rutile	1%
Quartz	13%
Calcite	13%
Albite	22%
Clinochlore	11%



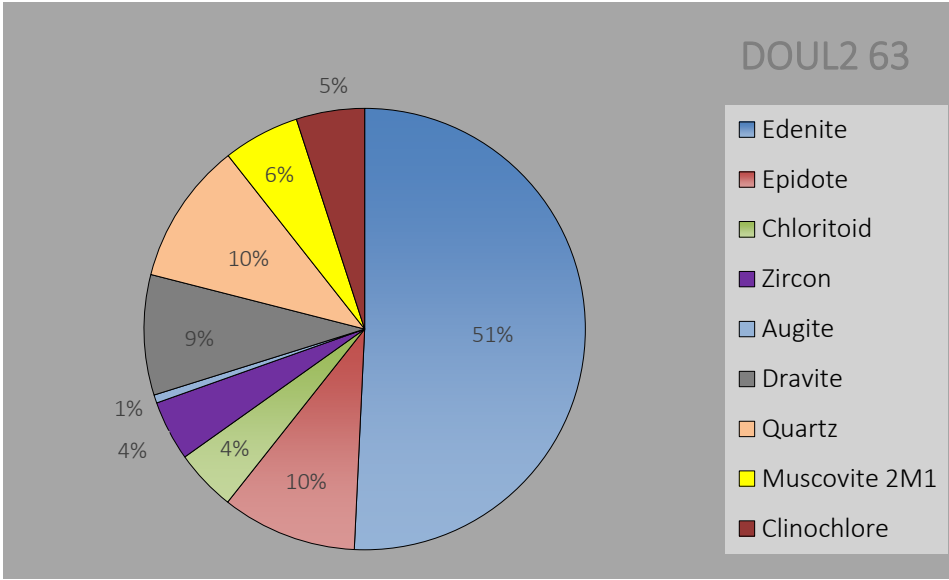
Sample name:	DEM6 63
Rutile	5%
Zircon	17%
Anatase	22%
Hedenbergite	34%
Quartz	21%
Clinochlore	1%



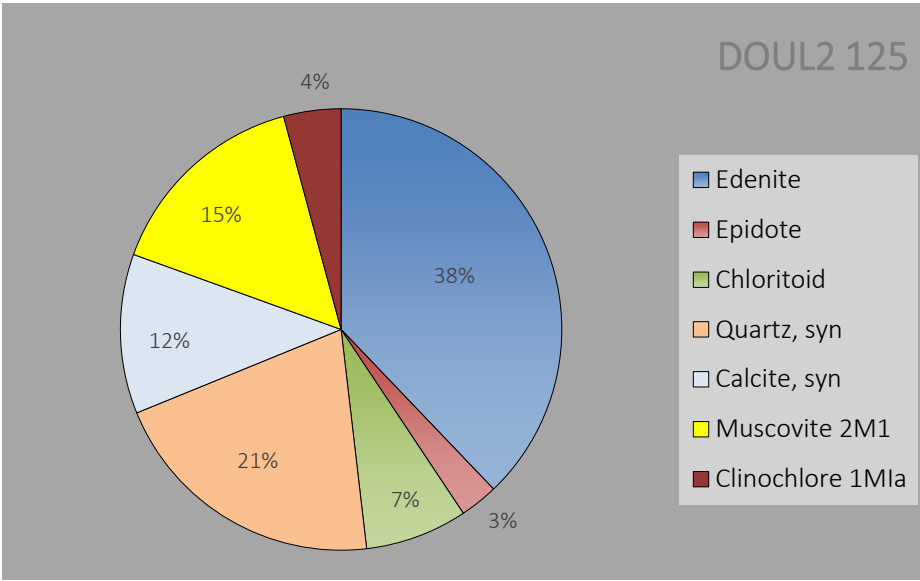
Sample name:	DEM6 125
Quartz	99,00%
Clinochlore	1,00%



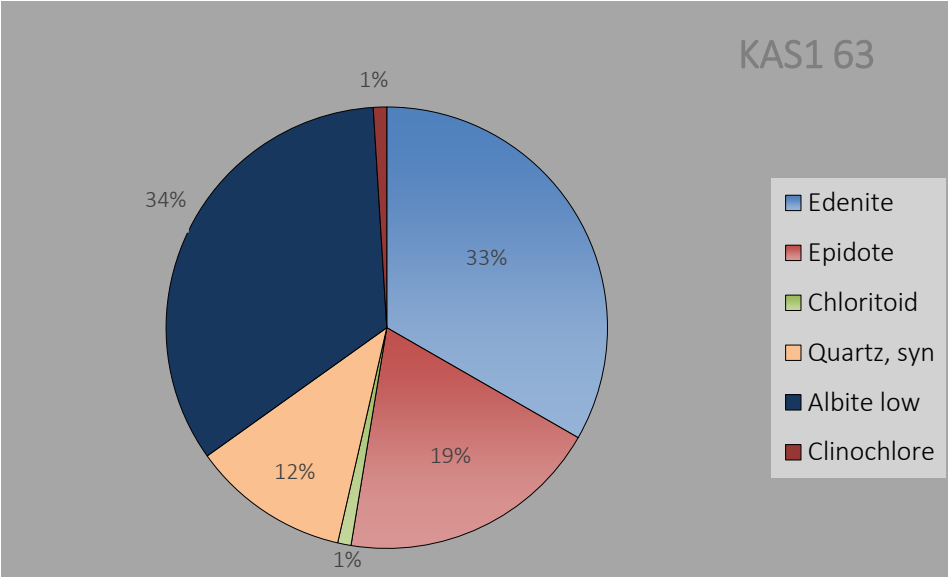
Sample name:	DOUL2 63
Edenite	51%
Epidote	10%
Chloritoid	4%
Zircon	4%
Augite	1%
Dravite	9%
Quartz	10%
Muscovite	6%
Clinochlore	5%



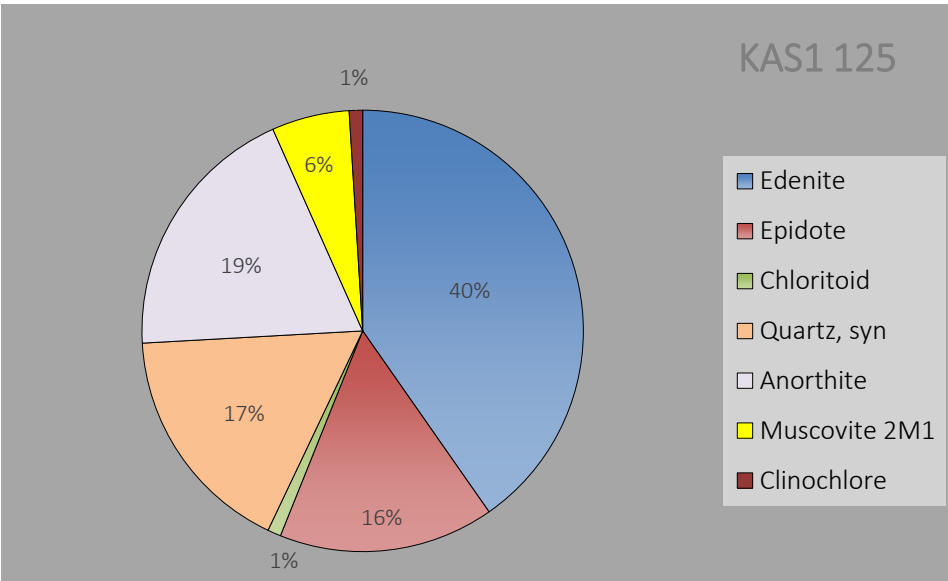
Sample name:	DOUL2 125
Edenite	38%
Epidote	3%
Chloritoid	7%
Quartz	21%
Calcite	12%
Muscovite	15%
Clinochlore	4%



<b>Sample name:</b>	<b>KAS1 63</b>
Edenite	33%
Epidote	19%
Chloritoid	1%
Quartz	12%
Albite	34%
Clinochlore	1%

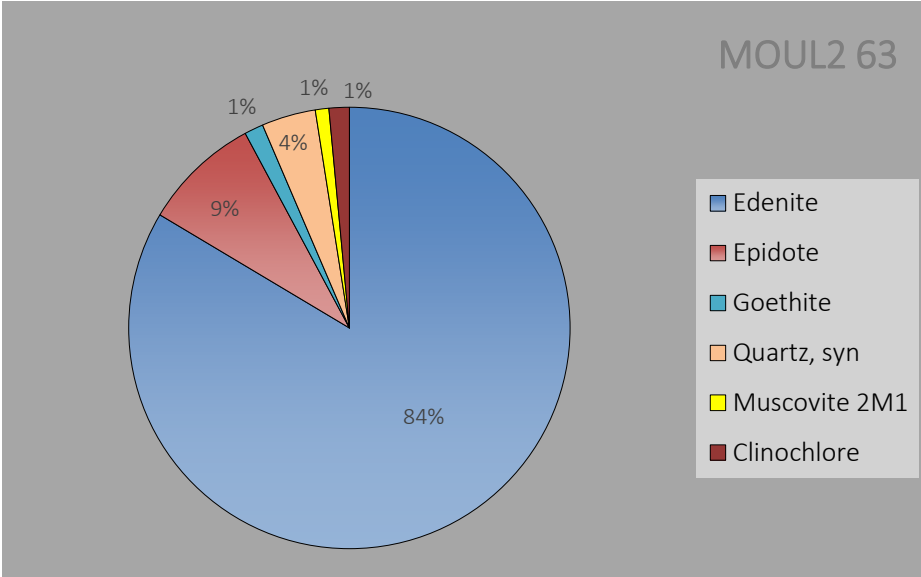


<b>Sample name:</b>	<b>KAS1 125</b>
Edenite	40%
Epidote	16%
Chloritoid	1%
Quartz	17%
Anorthite	19%
Muscovite	6%
Clinochlore	1%

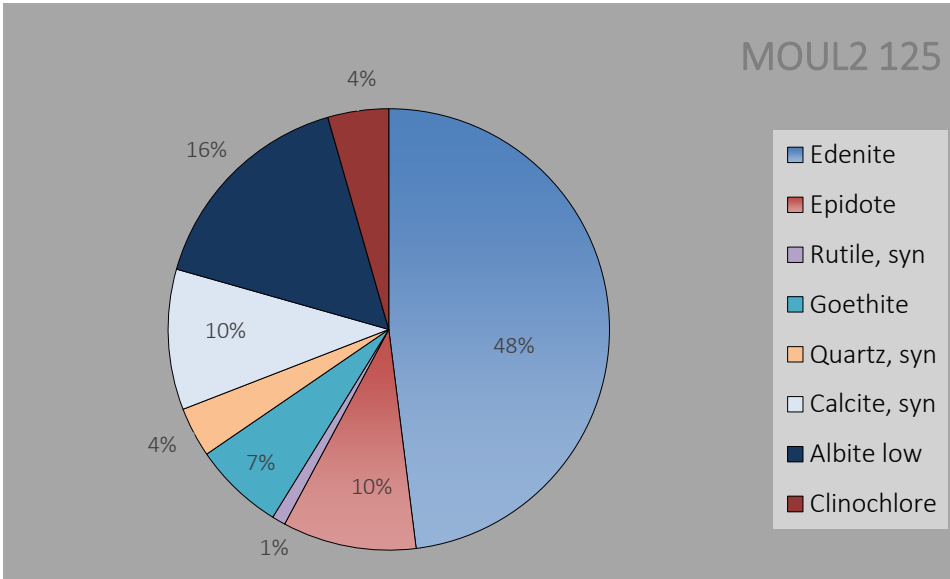




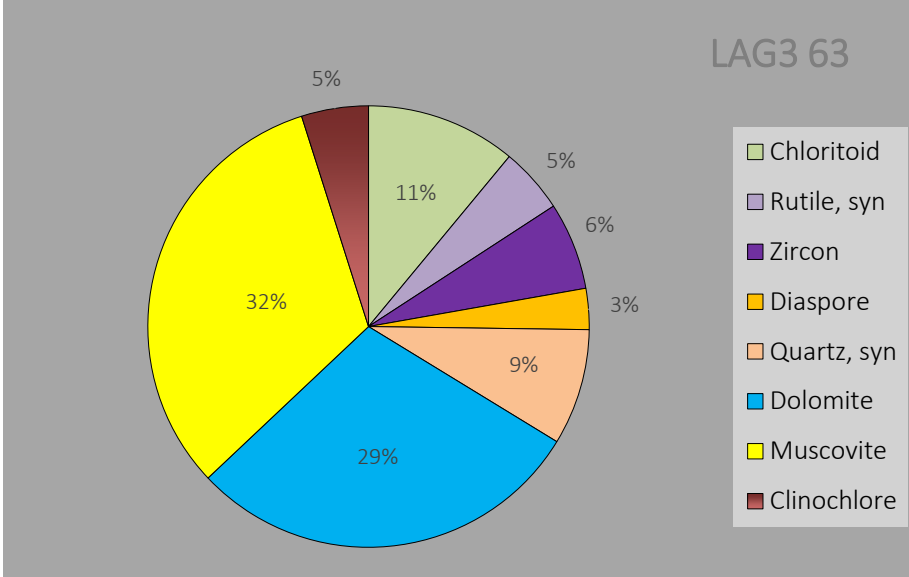
Sample name:	MOUL2 63
Edenite	84%
Epidote	9%
Goethite	1%
Quartz	4%
Muscovite	1%
Clinochlore	1%



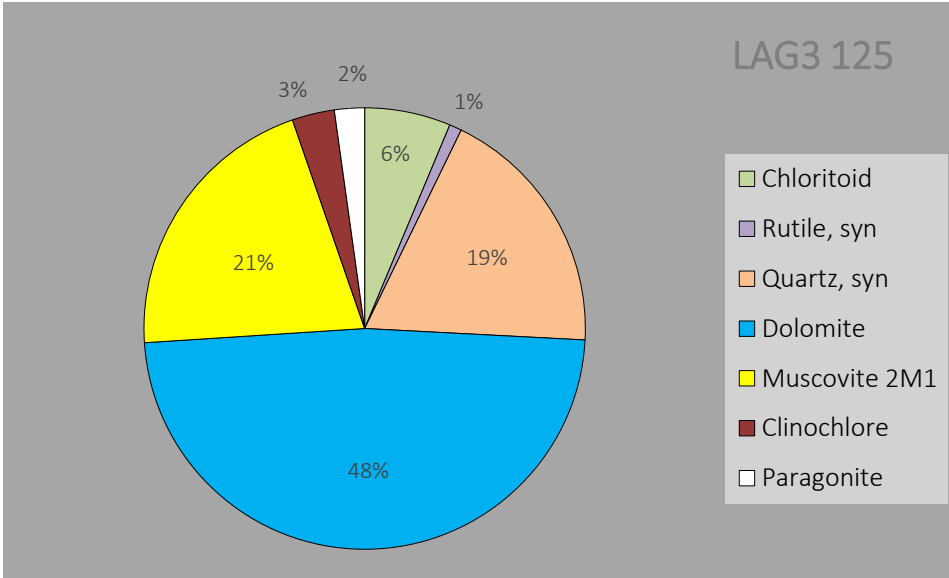
Sample name:	MOUL2 125
Edenite	48%
Epidote	10%
Rutile	1%
Goethite	7%
Quartz	4%
Calcite	10%
Albite	16%
Clinochlore	4%



Sample name:	LAG3 63
Chloritoid	11%
Rutile	5%
Zircon	6%
Diaspore	3%
Quartz	9%
Dolomite	29%
Muscovite	32%
Clinochlore	5%

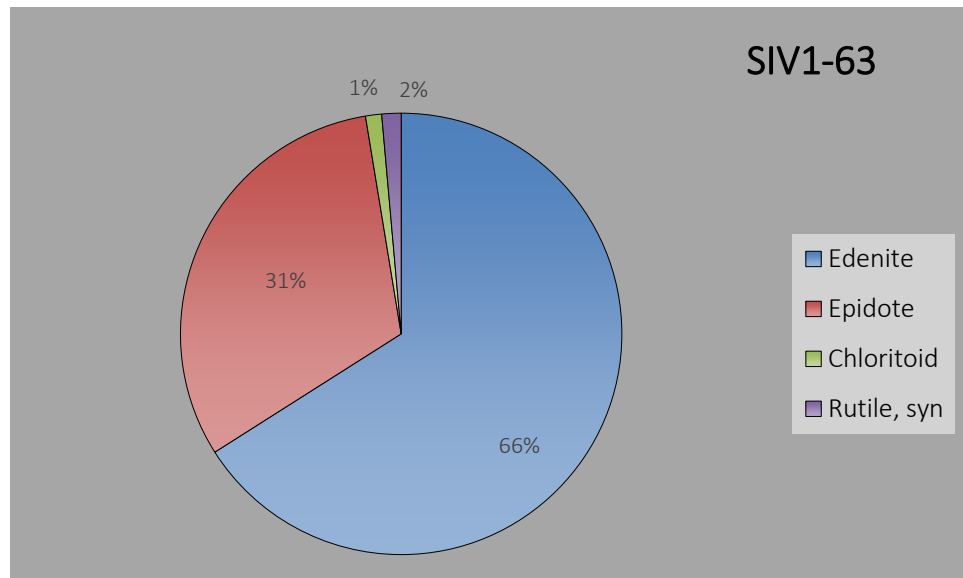


Sample name:	LAG3 125
Chloritoid	6%
Rutile	1%
Quartz	19%
Dolomite	48%
Muscovite	21%
Clinochlore	3%
Paragonite	2%

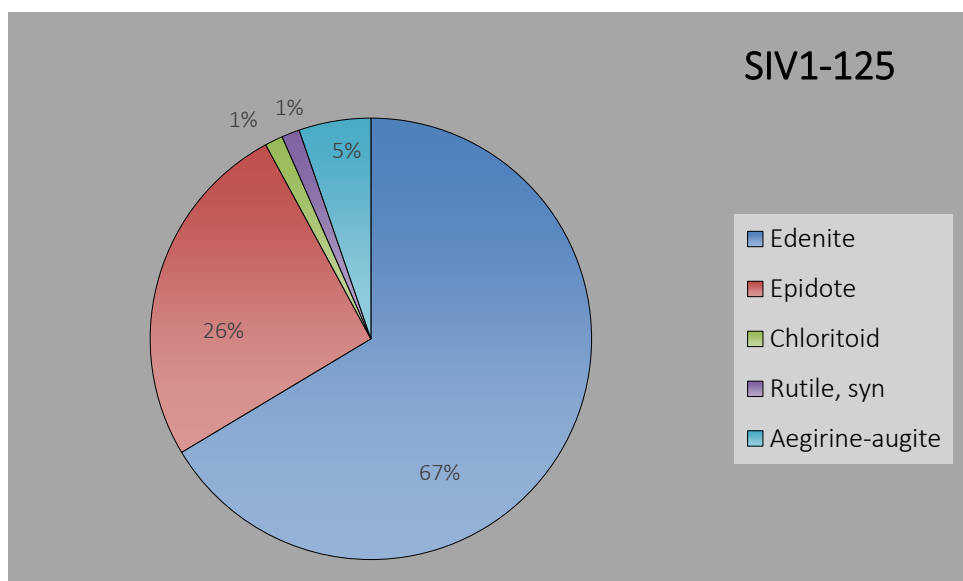


4B) ΠΟΣΟΣΤΙΑΙΑ ΑΝΑΛΟΓΙΑ ΒΑΡΕΩΝ ΟΡΥΚΤΩΝ ΜΕ ΑΝΑΓΩΓΗ ΣΤΟ ΣΥΝΟΛΙΚΟ ΠΟΣΟΣΤΟ ΤΩΝ  
ΒΑΡΕΩΝ ΟΡΥΚΤΩΝ

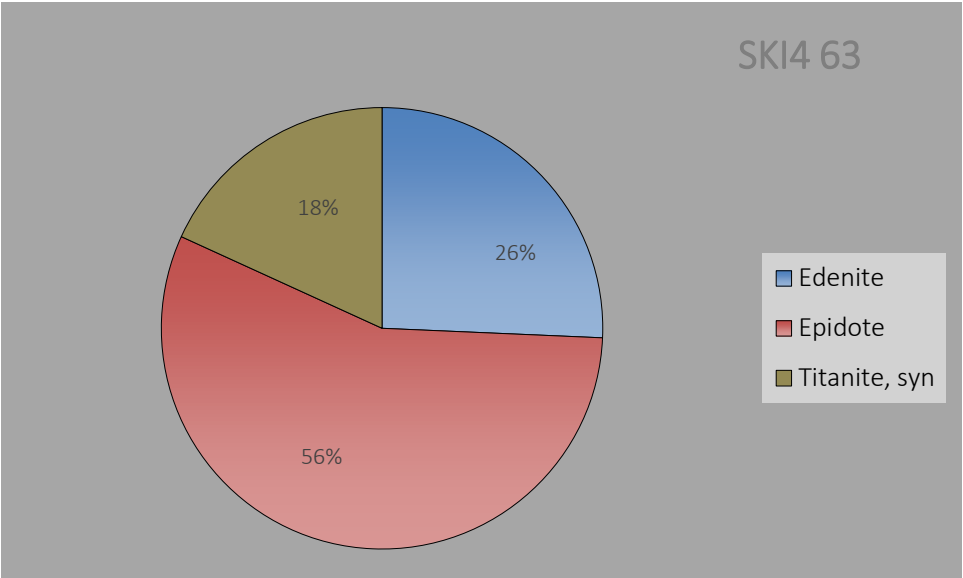
Sample name:	SIV1-63
Edenite	66%
Epidote	31%
Chloritoid	1%
Rutile	2%



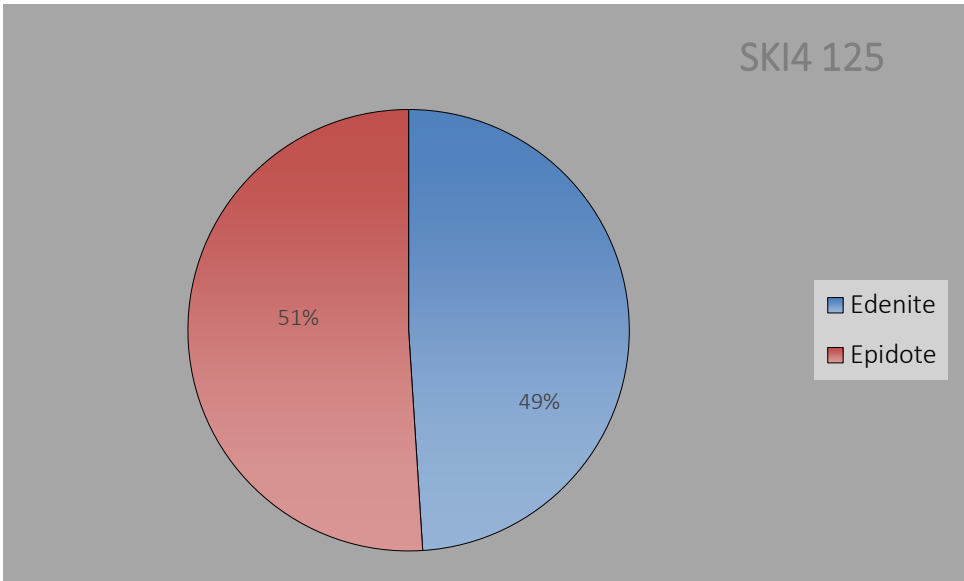
Sample name:	SIV1-125
Edenite	67%
Epidote	26%
Chloritoid	1%
Rutile	1%
Aegirine-augite	5%



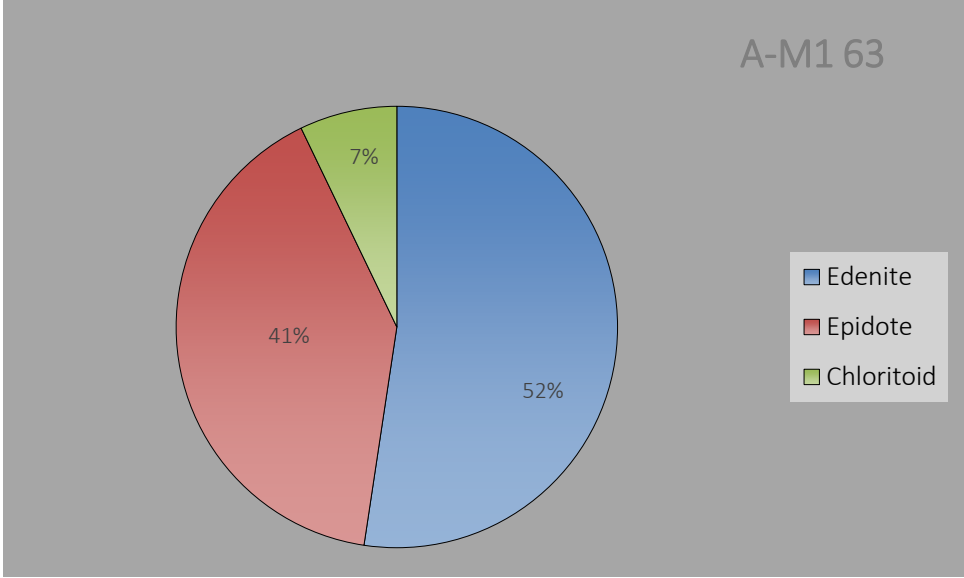
Sample name:	SKI4 63
Edenite	26%
Epidote	56%
Titanite	18%



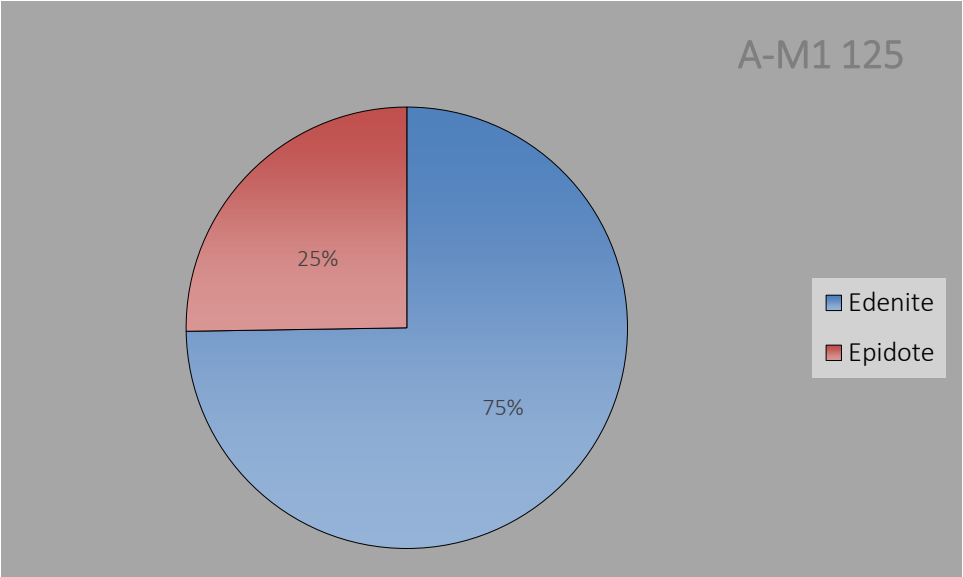
Sample name:	SKI4 125
Edenite	49%
Epidote	51%



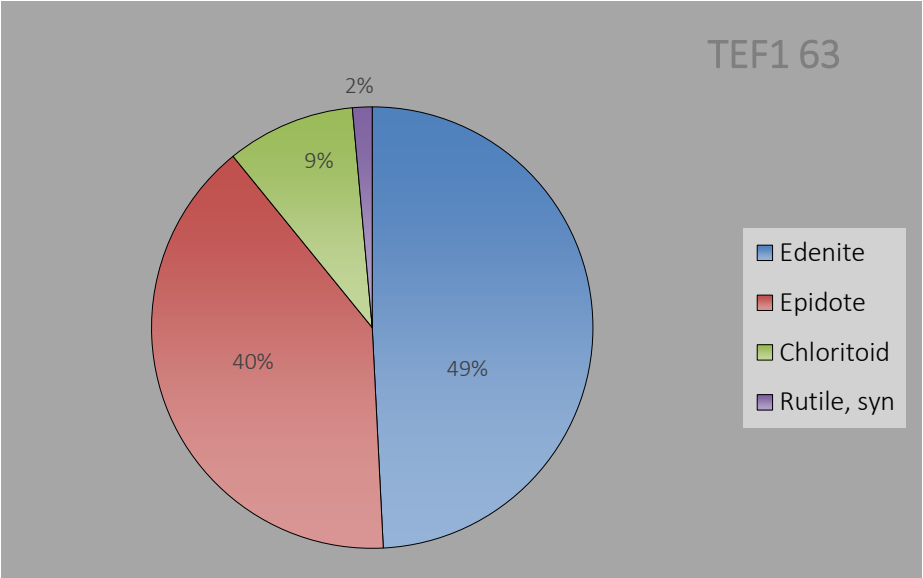
Sample name:	A-M1 63
Edenite	52%
Epidote	41%
Chloritoid	7%



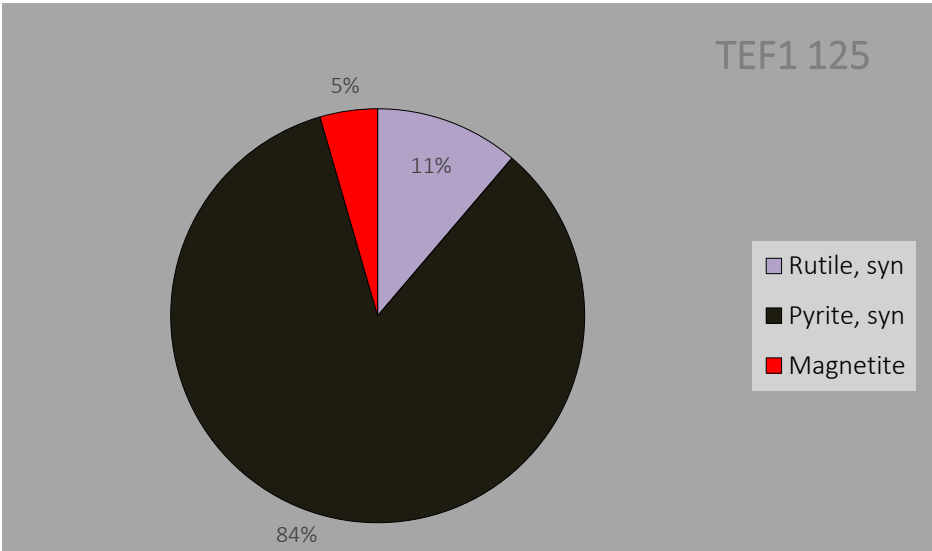
Sample name:	A-M1 125
Edenite	75%
Epidote	25%



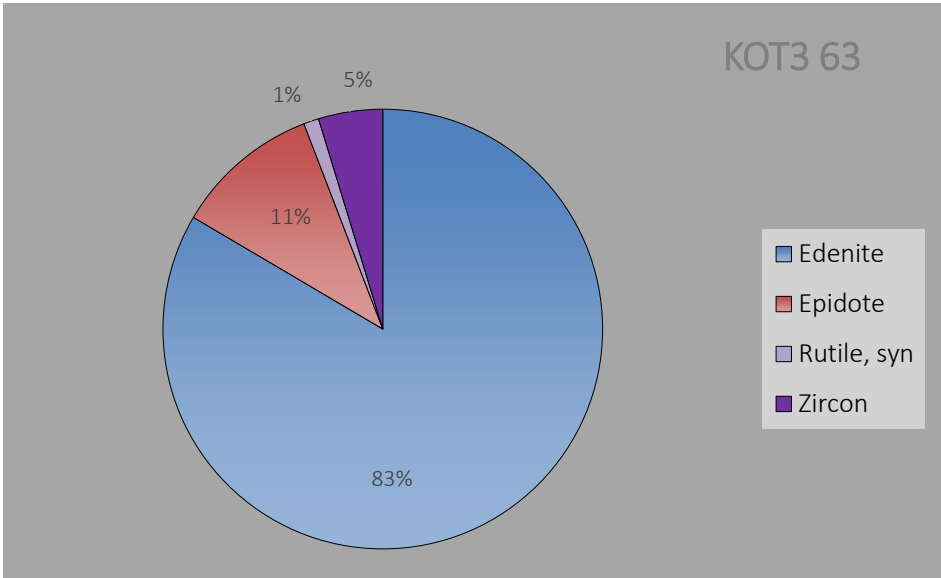
Sample name:	TEF1 63
Edenite	49%
Epidote	40%
Chloritoid	9%
Rutile	2%



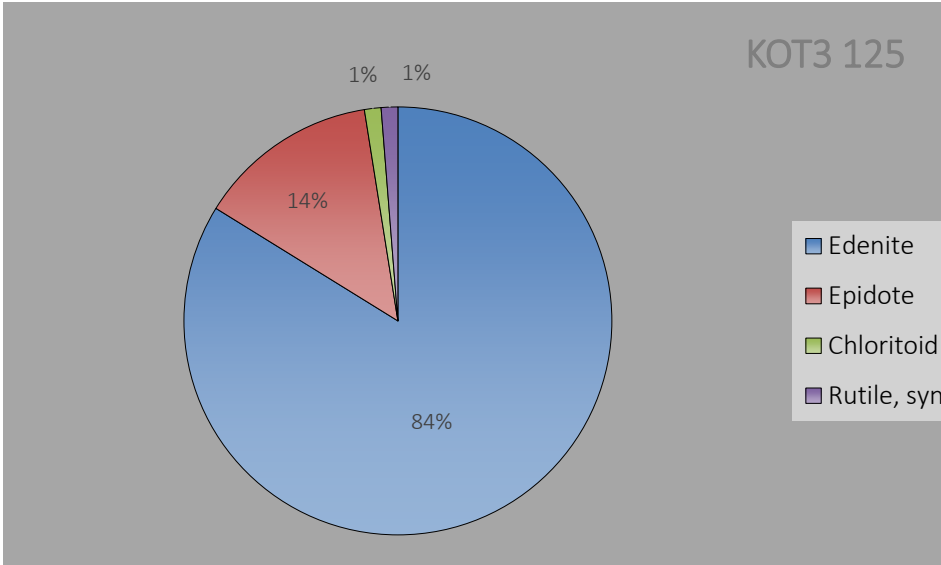
Sample name:	TEF1 125
Rutile	11%
Pyrite	84,00%
Magnetite	5%



Sample name:	KOT3 63
Edenite	83%
Epidote	11%
Rutile	1%
Zircon	5%

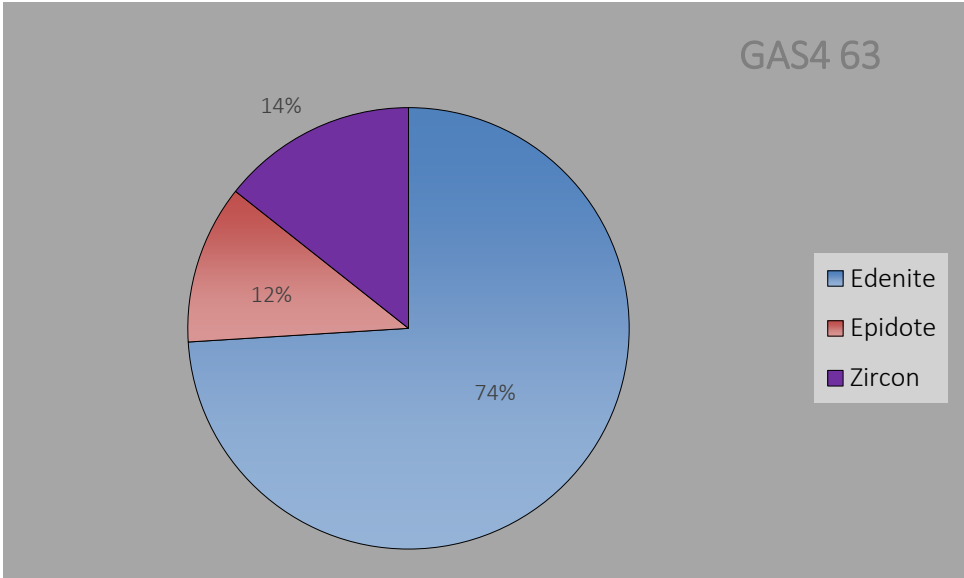


Sample name:	KOT3 125
Edenite	84%
Epidote	14%
Chloritoid	1%
Rutile	1%

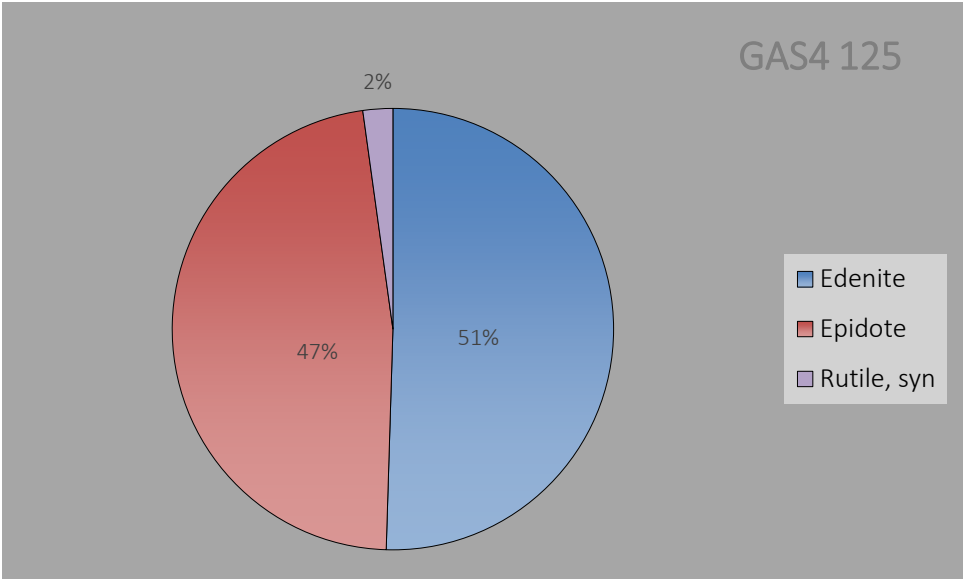




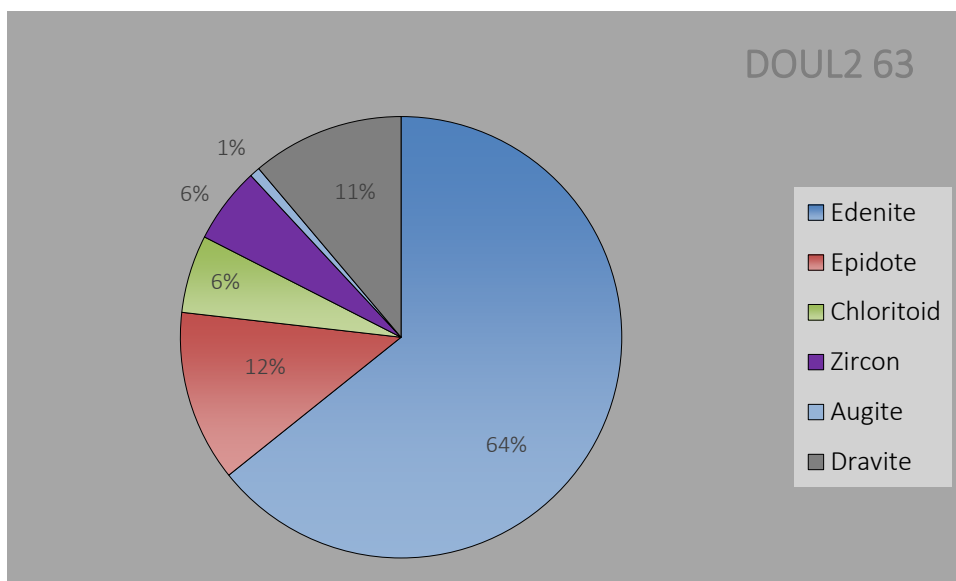
Sample name:	GAS4 63
Edenite	74%
Epidote	12%
Zircon	14%



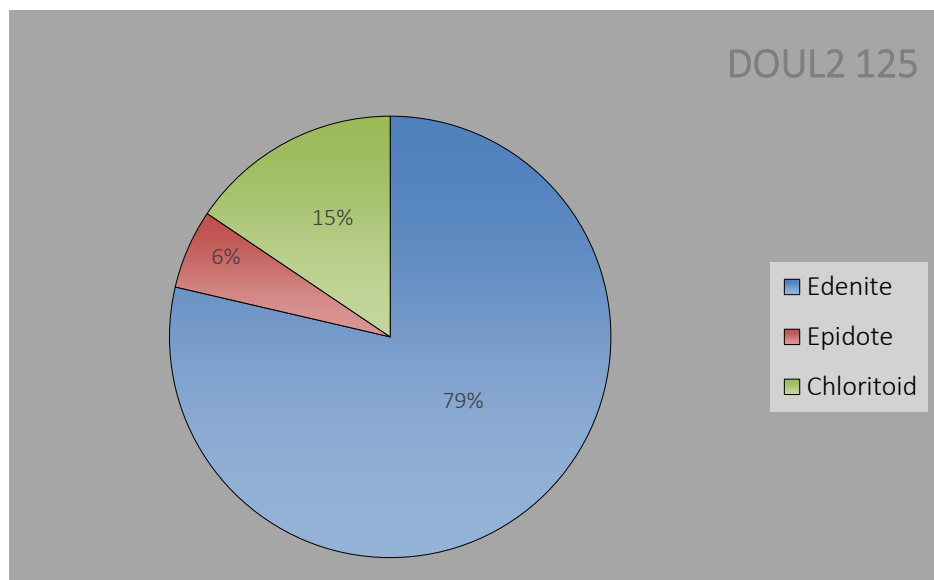
Sample name:	GAS4 125
Edenite	51%
Epidote	47%
Rutile	2%



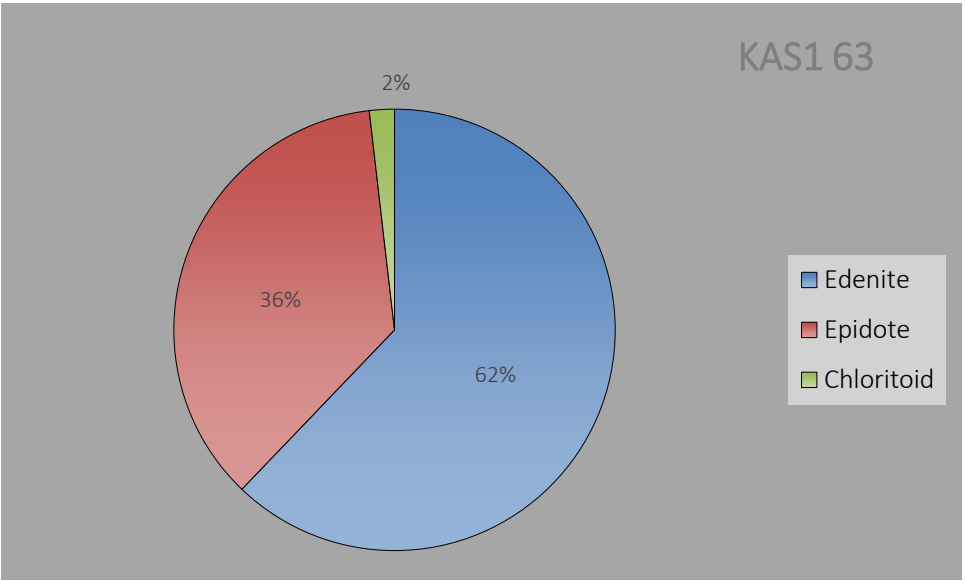
Sample name:	DOUL2 63
Edenite	64%
Epidote	12%
Chloritoid	6%
Zircon	6%
Augite	1%
Dravite	11%



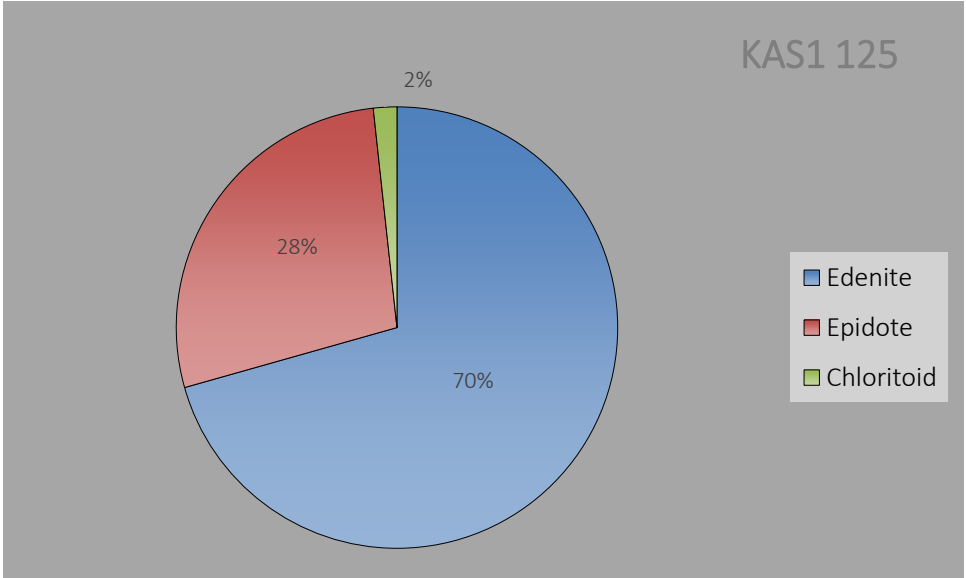
Sample name:	DOUL2 125
Edenite	79%
Epidote	6%
Chloritoid	15%



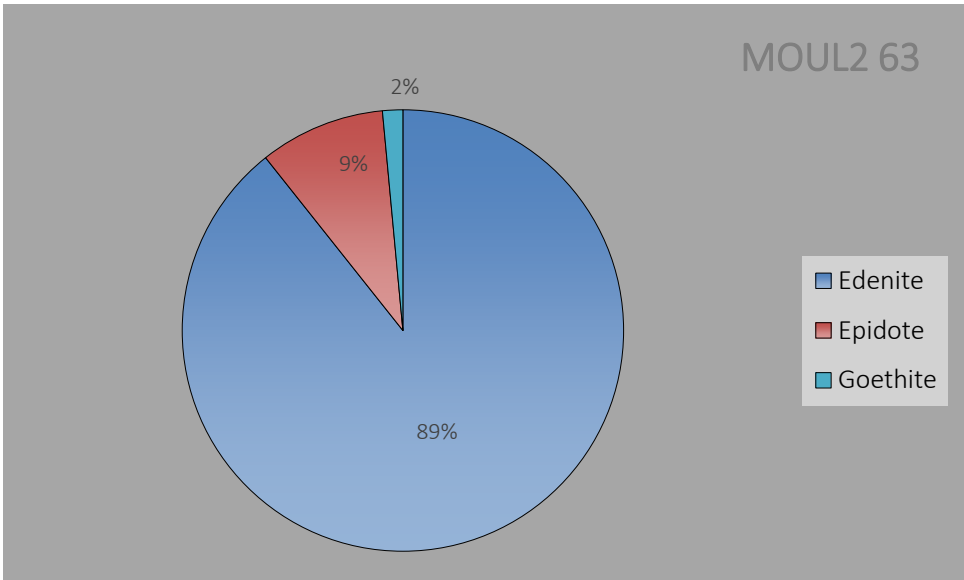
Sample name:	KAS1 63
Edenite	62%
Epidote	36%
Chloritoid	2%



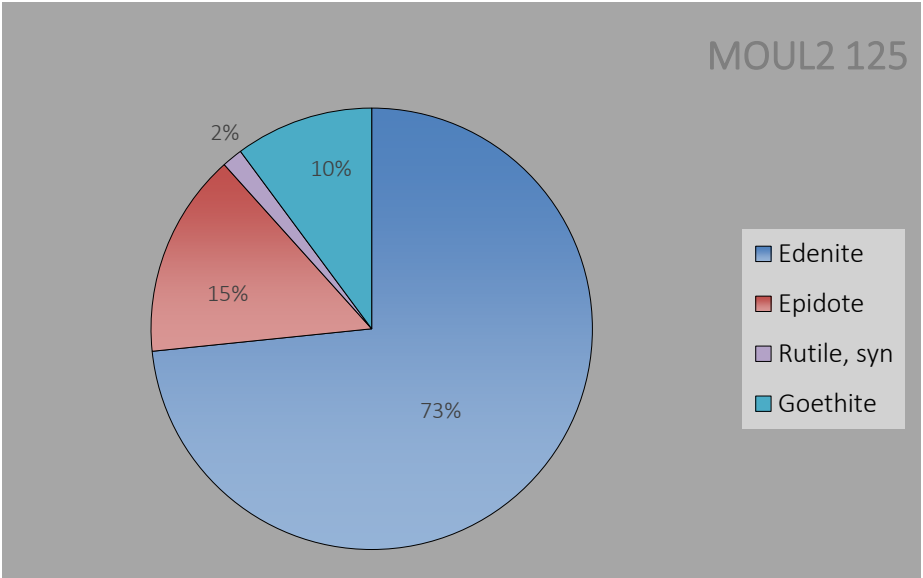
Sample name:	KAS1 125
Edenite	70%
Epidote	28%
Chloritoid	2%



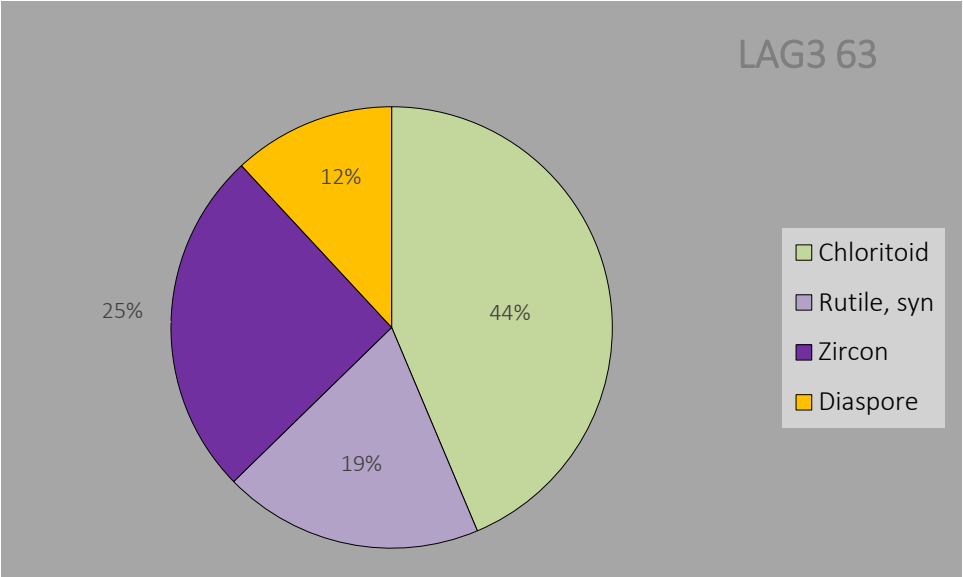
Sample name:	MOUL2 63
Edenite	89%
Epidote	9%
Goethite	2%



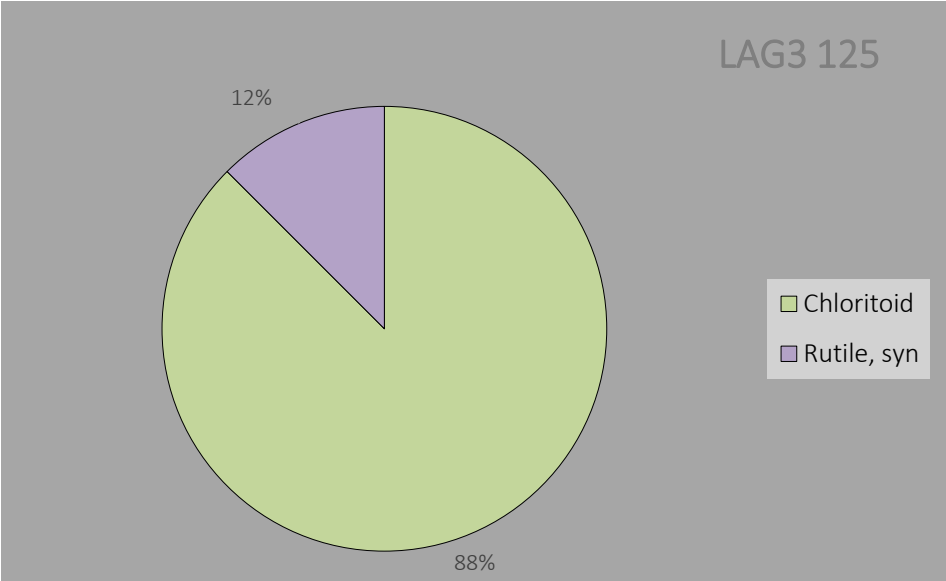
Sample name:	MOUL2 125
Edenite	73%
Epidote	15%
Rutile	2%
Goethite	10%



Sample name:	LAG3 63
Chloritoid	44%
Rutile	19%
Zircon	25%
Diaspore	12%



Sample name:	LAG3 125
Chloritoid	88%
Rutile	12%



Sample name:	DEM6 63
Rutile	7%
Zircon	22%
Anatase	27%
Hedenbergite	44%

