



ΑΡΙΣΤΟΤΕΛΕΙΟ ΠΑΝΕΠΙΣΤΗΜΙΟ ΘΕΣΣΑΛΟΝΙΚΗΣ  
ΣΧΟΛΗ ΘΕΤΙΚΩΝ ΕΠΙΣΤΗΜΩΝ  
ΤΜΗΜΑ ΓΕΩΛΟΓΙΑΣ



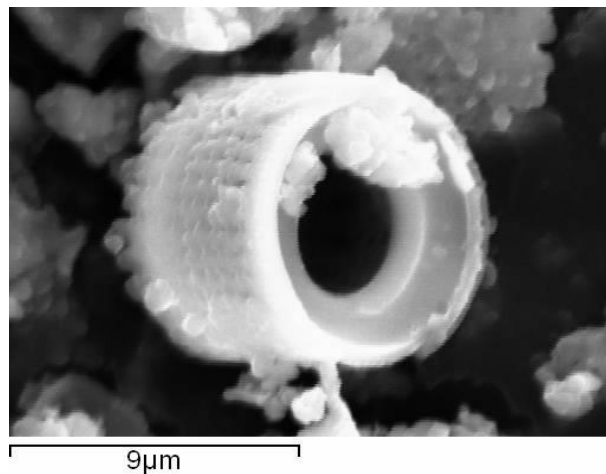
ΤΟΜΕΑΣ ΟΡΥΚΤΟΛΟΓΙΑΣ-ΠΕΤΡΟΛΟΓΙΑΣ-ΚΟΙΤΑΣΜΑΤΟΛΟΓΙΑΣ



ΣΤΕΦΑΝΟΥ Χ. ΕΥΑΓΓΕΛΟΣ  
Πτυχιούχος Γεωλόγος

ΟΙ ΔΙΑΤΟΜΙΤΕΣ ΤΗΣ ΛΗΜΝΟΥ  
ΚΑΙ ΟΙ ΠΕΡΙΒΑΛΛΟΝΤΙΚΕΣ ΤΟΥΣ ΕΦΑΡΜΟΓΕΣ

ΜΕΤΑΠΤΥΧΙΑΚΗ ΔΙΠΛΩΜΑΤΙΚΗ ΕΡΓΑΣΙΑ



ΘΕΣΣΑΛΟΝΙΚΗ

2016

ΣΤΕΦΑΝΟΥ Χ. ΕΥΑΓΓΕΛΟΣ

Πτυχιούχος Γεωλόγος

ΟΙ ΔΙΑΤΟΜΙΤΕΣ ΤΗΣ ΝΗΣΟΥ ΛΗΜΝΟΥ  
ΚΑΙ ΟΙ ΠΕΡΙΒΑΛΛΟΝΤΙΚΕΣ ΤΟΥΣ ΕΦΑΡΜΟΓΕΣ

Υποβλήθηκε στο Τμήμα Γεωλογίας στα πλαίσια του  
Μεταπτυχιακού Προγράμματος Σπουδών 'Γεωλογία και Γεωπεριβάλλον'  
Τομέας Ορυκτολογίας – Πετρολογίας - Κοιτασματολογίας  
Ημερομηνία Προφορικής Εξέτασης:

**Τριμελής Συμβουλευτική Επιτροπή**

Καντηράνης Νικόλαος, Επίκουρος Καθηγητής, Επιβλέπων  
Φιλιππίδης Ανέστης, Καθηγητής, Μέλος Τριμελής Συμβουλευτικής Επιτροπής  
Σταματάκης Μιχαήλ, Καθηγητής, Μέλος Τριμελούς Συμβουλευτικής Επιτροπής

Αριθμός Παραρτήματος Επιστημονικής Επετηρίδας Τμήματος Γεωλογίας Ν°

© Στεφάνου Χ. Ευάγγελος, 2016

Με επιφύλαξη παντός δικαιώματος. All rights reserved.

ΟΙ ΔΙΑΤΟΜΙΤΕΣ ΤΗΣ ΝΗΣΟΥ ΛΗΜΝΟΥ ΚΑΙ ΟΙ ΠΕΡΙΒΑΛΛΟΝΤΙΚΕΣ ΤΟΥΣ  
ΕΦΑΡΜΟΓΕΣ

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

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

## Π Ε Ρ Ι Ε Χ Ο Μ Ε Ν Α

<b>ΠΡΟΛΟΓΟΣ</b>	<b>Σελ. 5</b>
<b>ΠΕΡΙΛΗΨΗ</b>	<b>7</b>
<b>ABSTRACT</b>	<b>8</b>
<b>1. ΕΙΣΑΓΩΓΗ</b>	<b>9</b>
1.1. Γενικά για τους διατομίτες	9
1.2. Ιδιότητες και εφαρμογές διατομιτών	14
1.3. Παγκόσμια αποθέματα διατομιτών	23
1.4. Διατομίτες στον Ελληνικό χώρο	31
<b>2. ΓΕΩΛΟΓΙΑ ΤΗΣ ΝΗΣΟΥ ΛΗΜΝΟΣ</b>	<b>46</b>
2.1. Η γεωλογία της νήσου Λήμνος	46
2.2. Γεωλογική περιγραφή εξεταζόμενης περιοχής	51
<b>3. ΥΛΙΚΑ ΚΑΙ ΜΕΘΟΔΟΙ ΕΡΕΥΝΑΣ</b>	<b>55</b>
3.1. Δειγματοληψία	55
3.2. Μακροσκοπική περιγραφή δειγμάτων	56
3.3. Μικροσκοπική ανάλυση δειγμάτων	56
3.4. Περιθλασιμετρία ακτίνων X (XRD) αρχικών διατομιτικών δειγμάτων	57
3.5. Ηλεκτρονική μικροσκοπία σάρωσης (SEM)	58
3.6. Προετοιμασία ελαφροβαρών σφαιριδίων	59
3.7. Περιθλασιμετρία ακτίνων X (XRD) ελαφροβαρών διατομιτικών σφαιριδίων	69
<b>4. ΑΠΟΤΕΛΕΣΜΑΤΑ ΚΑΙ ΣΥΖΗΤΗΣΗ</b>	<b>70</b>
4.1. Μακροσκοπική περιγραφή δειγμάτων	70
4.2. Μικροσκοπική περιγραφή δειγμάτων	79
4.3. Ηλεκτρονική μικροσκοπία σάρωσης (SEM)	93
4.4. Περιθλασιμετρία ακτίνων X (XRD) διατομιτικών δειγμάτων	94
4.5. Περιθλασιμετρία ακτίνων X (XRD) ελαφροβαρών διατομιτικών σφαιριδίων	109
4.6. Φυσικομηχανικές παράμετροι ελαφροβαρών διατομιτικών σφαιριδίων	116
4.7. Προτεινόμενες χρήσεις διατομιτικών υλικών της Παρανησιάς Λήμνου	122
<b>5. ΣΥΜΠΕΡΑΣΜΑΤΑ</b>	<b>123</b>
<b>6. ΒΙΒΛΙΟΓΡΑΦΙΑ</b>	<b>125</b>
<b>7. ΠΑΡΑΡΤΗΜΑ</b>	<b>134-154</b>



## ΠΡΟΛΟΓΟΣ

Η παρούσα διπλωματική εργασία ειδίκευσης εκπονήθηκε στα πλαίσια ολοκλήρωσης του προγράμματος μεταπτυχιακών σπουδών «Ορυκτοί Πόροι & Περιβάλλον» του Τομέα Ορυκτολογίας – Πετρολογίας – Κοιτασματολογίας του Τμήματος Γεωλογίας, του Αριστοτελείου Πανεπιστημίου Θεσσαλονίκης. Στόχος της παρούσας εργασίας είναι ο προσδιορισμός και η αξιολόγηση των περιβαλλοντικών εφαρμογών των διατομιτών της Παρανησιάς Λήμνου ως ελαφροβαρή αδρανή υλικά, μέσα από την διερεύνηση των φυσικομηχανικών τους ιδιοτήτων.

Στο πρώτο κεφάλαιο παραθέτονται γενικά στοιχεία για τους διατομίτες, τις ιδιότητες και εφαρμογές τους, τα παγκόσμια αποθέματά τους καθώς επίσης και τις εμφανίσεις τους στον ελληνικό χώρο. Στο δεύτερο κεφάλαιο γίνεται αναφορά για την γεωλογία της νήσου Λήμνου και ειδικότερα της περιοχής προέλευσης των διατομιτικών υλικών, ενώ στο τρίτο κεφάλαιο παρουσιάζεται αναλυτικά η σειρά εργασιών που εκτελέστηκαν, περιλαμβάνοντας το στάδιο της δειγματοληψίας, της μακρο – μικροσκοπική ανάλυσης, του ποιοτικού και ημιποσοτικού προσδιορισμού ορυκτών συστατικών, καθώς και της μορφολογικής εξέτασης διατομιτικών δειγμάτων με την διαδικασία ηλεκτρονικής μικροσκοπίας σάρωσης (SEM). Στη συνέχεια, γίνεται αναφορά στον τρόπο παρασκευής των ελαφροβαρών υλικών έχοντας ως πρότυπο υλικό διατομίτη και καύσιμη ύλη ελαιοπυρήνα, στη διαδικασία περιθλασιμετρίας ακτίνων – X, προκειμένου να γίνει ποιοτική και ημιποσοτική ανάλυση των ορυκτών συστατικών τους, καθώς και στον τρόπο μέτρησης του φαινόμενου βάρους, της θλιπτικής αντοχής και του πορώδους αυτών. Στο τέταρτο κεφάλαιο παρουσιάζονται τα αποτελέσματα από την μακρο – μικροσκοπική ανάλυση, την ηλεκτρονική μικροσκοπία σάρωσης, καθώς και την περιθλασιμετρία ακτίνων – X τόσο των διατομιτικών δειγμάτων, όσο και των ελαφροβαρών υλικών. Επιπλέον παρουσιάζονται τα αποτελέσματα των μετρήσεων του φαινόμενου βάρους, της θλιπτικής αντοχής και του πορώδους των τελευταίων, ενώ παρατίθεται επιπλέον και μια παράγραφο με τις προτεινόμενες εφαρμογές των διατομιτικών υλικών της Παρανησιάς Λήμνου, σύμφωνα με την ημιποσοτική ανάλυσή τους, την ηλεκτρονική μικροσκοπία σάρωσής τους (SEM) και τα αποτελέσματα των μετρήσεων φαινόμενου βάρους, θλιπτικής αντοχής και πορώδους των ελαφροβαρών διατομιτικών σφαιριδίων. Στο τελευταίο κεφάλαιο παραθέτονται τα συμπεράσματα που προέκυψαν για τις ιδιότητες των ελαφροβαρών υλικών, σύμφωνα με τις μετρήσεις των φυσικομηχανικών τους παραμέτρων, καθώς επίσης και οι προτεινόμενες περιβαλλοντικές εφαρμογές του συνόλου των διατομιτικών υλικών της Παρανησιάς Λήμνου.

Η επιλογή του θέματος έγινε σε συνεργασία με τον Επιβλέποντα Καθηγητή μου κ. Καντηράνη Νικόλαο τον οποίο θα ήθελα να ευχαριστήσω προσωπικά για την εμπιστοσύνη που μου έδειξε, την παροχή όλων των μέσων που χρειαστήκαν, την πολύτιμη καθοδήγηση, αλλά και τις παρατηρήσεις του καθ' ολη τη διάρκεια συγγραφής του κειμένου.

Επίσης θα ήθελα να εκφράσω τις ευχαριστίες μου στον Καθηγητή του ΕΚΠΑ κ. Μιχαήλ Σταματάκη και τον Καθηγητή κ. Ανέστη Φιλιππίδη για τη συνεργασία που είχαμε, αλλά και τις επικοδομητικές παρατηρήσεις τους σχετικά με το θέμα της διπλωματικής μου.

Δε θα ήθελα να παραλείψω τις θερμές μου ευχαριστίες στον κ. Χατζηχαραλάμπους Κωνσταντίνο, Μεταλλειολόγο Μηχανικό και υπεύθυνο διεξαγωγής ερευνών στη ΜΕΒΙΟΡ, για την παροχή χρήσιμων πληροφοριών και στοιχείων, καθώς επίσης και στην οικογένειά μου, για την αμέριστη υποστήριξη κατά τη διάρκεια των σπουδών.

## ΠΕΡΙΛΗΨΗ

Οι διατομίτες της Παρανησιάς Λήμνου μελετήθηκαν με την μέθοδο περιθλασιμετρίας ακτίνων X (XRD) για την ορυκτολογική τους σύσταση, την μέθοδο ηλεκτρονικής μικροσκοπίας σάρωσης (SEM) για την μορφολογία τους και με την χρήση πολωτικού μικροσκοπίου για την πετρογραφία τους.

Κατασκευάστηκαν σφαιρίδια ελαφροβαρών υλικών (LWAS : Lightweight Aggregates), χρησιμοποιώντας διατομίτη ως πρότυπο υλικό και ελαιοπυρήνα ως καύσιμη ύλη. Τα ελαφροβαρή υλικά (LWAS) αναλύθηκαν ως προς την ορυκτολογική τους σύσταση και μετρήθηκαν ως προς τα φυσικομηχανικά χαρακτηριστικά τους (φαινόμενο βάρος, θλιπτική αντοχή και πορώδες) πριν και μετά την όπτηση.

Ορυκτολογικά, οι διατομίτες αποτελούνται από σπάλιο, χαλαζία, τριδυμίτη, χριστοβαλίτη, αργιλικά ορυκτά, μοσχοβίτη, καλιούχο άστριο, πλαγιόκλαστα, γύψο και άμορφα υλικά. Τα ελαφροβαρή υλικά (LWAS) αποτελούνται από σπάλιο, χαλαζία, τριδυμίτη, χριστοβαλίτη, καλιούχο άστριο, πλαγιόκλαστα, αργιλικά ορυκτά, μοσχοβίτη, άμορφα υλικά και σε υψηλότερες θερμοκρασίες σχηματίστηκε μουλίτης.

Το φαινόμενο βάρος και η θλιπτική αντοχή των ελαφροβαρών υλικών αυξάνονται με την αύξηση διατομιτικού υλικού και τη θερμοκρασία, ενώ το πορώδες μειώνεται. Τα παραπάνω ελαφροβαρή διατομιτικά υλικά (LWAS) είναι δυνατόν να χρησιμοποιηθούν ως βοηθητικά φίλτρα διήθησης, θερμομονωτικά, ηχομονωτικά και πληρωτικά υλικά, καθώς και στην παραγωγή σκυροδέματος.

## ABSTRACT

*(Stefanou E. 2016. The diatomites of Limnos island and their environmental applications . MSc-thesis, Department of Mineralogy-Petrology-Economic Geology, School of Geology, Faculty of Sciences, Aristotle University of Thessaloniki, Greece)*

Paranisia diatomites of Limnos have been studied by X-Ray Diffraction (XRD) for their mineralogical composition, by Scanning Electron Microscope (SEM) for their morphology and by polarized microscope for their petrography.

Lightweight aggregate (LWAS) pellets have been produced by using diatomite as standard material and crude olive cake as combustible material. The lightweight aggregates (LWAS) have been analyzed for their mineralogical composition and have been measured for their physicochemical characteristics (bulk density, compressive strength and porosity) before and after calcining.

Mineralogically, the diatomites are composed of opal, quartz, tridymite, cristobalite, clay-minerals, muscovite, K-feldspar, plagioclase, gypsum and amorphous materials. The lightweight aggregates (LWAS) are composed of opal, quartz, tridymite, cristobalite, K-feldspar, plagioclase, clay-minerals, muscovite, amorphous materials and in higher temperatures mullite has been formed.

The bulk density and compressive strength of lightweight aggregates (LWAS) are increasing with increasing diatomite material and temperature, while porosity is decreasing. The forenamed diatomite lightweight aggregates (LWAS) can be used as filter aids, thermal and sound insulators, fillers and in cement production.

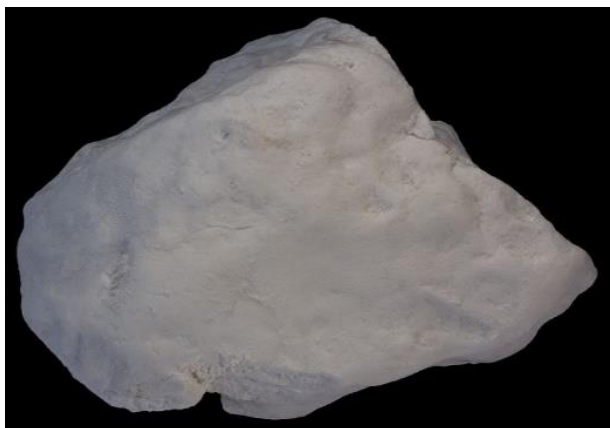
## ΚΕΦΑΛΑΙΟ 1. ΕΙΣΑΓΩΓΗ

### 1.1. Γενικά για τους διατομίτες

Με τον όρο *διατομίτης*, χαρακτηρίζουμε το εξαιρετικά λεπτόκοκκο, εύθρυπτο και γεώδες στην λάμψη ιζηματογενές πέτρωμα, αποτελούμενο από απολιθωμένα υπολείμματα *διατόμων* (USGS 2012). Ειδικότερα, ο όρος διατομίτης, αναφέρεται στην συσσώρευση μικροσκοπικών σκελετικών τμημάτων των διατόμων (*frustules*), τα οποία φτάνοντας σε ένα ορισμένο και ικανοποιητικό πάχος στρώματος, αποκτούν γεωλογικό και εμπορικό ενδιαφέρον. Τα ιζήματα αυτά, αποτελούνται κατά βάση από άμορφο διοξείδιο του πυριτίου, το ποσοστό του οποίου κυμαίνεται περίπου από 80% μέχρι 90%, ενώ σε μικρότερη ποσότητα είναι δυνατόν να περιέχουν υπολείμματα οργανικής ύλης, δευτερεύοντα ορυκτά συστατικά (Fe, Ca, Al, Ti, Na, K), καθώς και συναποθετούμενα θραύσματα κλαστικών υλικών (Πίν. 1).

Σύσταση	Cali- fornia	Nevada	Kenya Soysambu	Denmark (Moler)	Spain Albacete	Mexico Jalisco	Chile	PRC Jillin
SiO <sub>2</sub>	89,70	89,82	84,50	67,80	88,60	91,20	89,68	90,07
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	3,72	2,32	3,06	10,30	0,62	3,20	2,18	1,98
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1,09	0,84	1,86	6,85	0,20	0,70	0,38	0,67
TiO <sub>2</sub>	0,10	0,11	0,17	1,21	0,05	0,16	0,05	0,09
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,10	0,01	0,04	0,21	-	0,05	0,04	0,06
CaO	0,30	0,44	1,80	1,35	3,00	0,19	0,41	0,39
MgO	0,55	0,47	0,39	1,64	0,81	0,42	0,31	0,28
Na <sub>2</sub> O	0,31	0,67	1,19	0,46	0,50	0,13	0,97	0,22
K <sub>2</sub> O	0,41	0,19	0,91	1,47	0,39	0,24	0,45	0,35
Απώλεια πύρωσης	3,70	5,40	6,08	7,91	5,20	3,60	5,90	6,30
Σύνολο	99,98	100,27	100,00	99,20	99,37	99,89	100,37	100,41

Αναλόγως της δευτερογενούς τους σύστασης ποικίλλει και το χρώμα τους. Όταν είναι καθαρά, απαλλαγμένα από κάθε είδους προσμίξεις, εμφανίζονται λευκά (Εικ. 1, 2) σε αντίθεση με το ανοικτότεφο έως σκουροτεφορο χρώμα που εμφανίζουν, όταν οι προσμίξεις είναι σε μεγάλο βαθμό (Εικ. 3, 4). Σε αυτή την περίπτωση, χρησιμοποιείται εναλλακτική ονοματολογία προς χαρακτηρισμό του ιζήματος, όπως π.χ : *αμμώδης διατομίτης*, *αργιλικός διατομίτης*, *διατομιτική μάργα*.



**Εικόνα 1.** Δείγμα καθαρού διατομίτη, **Εικόνα 2.** Λευκός, καθαρός διατομίτης, Αρμενία (<http://www.sandatlas.org/diatomaceous-earth/>), Burney Spring Mountain, Καλιφόρνια, Η.Π.Α (<http://www.mindat.org/gm/31314>).



**Εικόνα 3.** Ανοιχτότεφρος διατομίτης με προσμίξεις, Γεωργία (<http://www.sandatlas.org/diatomaceous-earth/>), **Εικόνα 4.** Σκουρότεφρος διατομίτης, με προσμίξεις, Leiria District, Πορτογαλία (<http://www.mindat.org/gm/31314>).

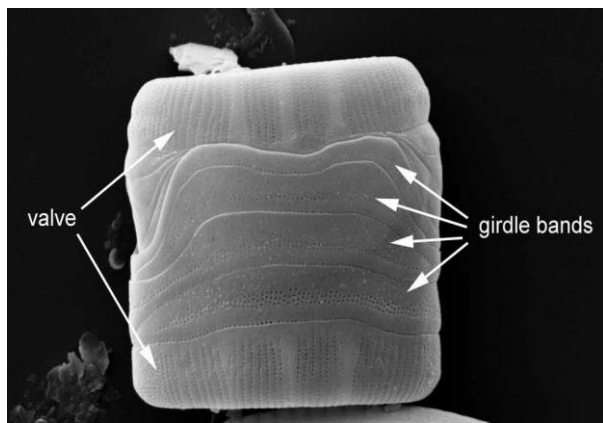
Επισημως έχουν αναγνωρισθεί δύο είδη διατομιτικών σχηματισμών τόσο με βάση το ποσοστό των ορυκτών συστατικών στη μάζα τους όσο και με τις διαγενετικές συνθήκες σχηματισμού τους : α) οι πορσελανίτες και β) οι αργιλώδεις διατομίτες τύπου Moler. Ο όρος πορσελανιτικοί διατομίτες αναφέρεται σε όλα εκείνα τα διατομιτικά πετρώματα των οποίων η περιεκτικότητα σε οπάλιο – Α και οπάλιο – CT επικρατεί έναντι του ποσοστού των υπολοίπων ορυκτών συστατικών (Stamatakis et. al. 1989). Σύμφωνα με Minoura et. al. (1996) ο όρος πορσελανίτης σχετίζεται με το διαγενετικό περιβάλλον σχηματισμού διατομιτών. Συγκεκριμένα η μετατροπή των διατομιτικών αποθέσεων σε πορσελανιτικούς σχηματισμούς αποδίδεται στη διάλυση οπαλίου των πρώτων (οπάλιος – Α) και τη μετατροπή του αρχικά σε χριστοβαλίτη – τριδυμίτη και εν τέλει σε χαλαζία (Reid & Mc Intyre 2001), με την αύξηση του βάθους. Οι αργιλώδεις διατομίτες ή διατομίτες τύπου Moler ή Moler earth (*Mo – clay*), σύμφωνα με Harben (1992) και Stamatakis et. al. (1989), αναφέρονται σε όλους εκείνους

τους τύπους διατομιτών, των οποίων η περιεκτικότητα σε αργιλικά ορυκτά είναι υψηλή και μαζί με το ποσοστό σε οπάλιο – Α, υπερτερούν έναντι των υπολοίπων ορυκτών συστατικών. Εντοπίστηκε για πρώτη φορά στη βορειοδυτική Δανία, κυρίως στα νησιά Fur και Mors και μέχρι σήμερα αποτελεί το σημαντικότερο κέντρο παραγωγής αργιλικών διατομιτών παγκοσμίως.

Τα διάτομα ανήκουν στην διπλοειδή, ευκαρυωτική, μονοκυτταρική ομάδα των άλγων (*Bacillariophyta*). Το κάθε ένα από αυτά (Εικ. 5) έχει μοναδικό σχήμα και μέγεθος, ενώ το κύριο χαρακτηριστικό γνώρισμα των διατόμων αποτελεί το εξωτερικό πυριτικό περίβλημα, το οποίο μπορεί να διατηρηθεί για εκατομμύρια χρόνια (Εικ. 6). Αποτελούν την κύρια ομάδα των μονοκύτταρων, υδρόβιων και φωτοσυνθετικών οργανισμών και είναι μεταξύ των πιο συνηθισμένων τύπων φυτοπλαγκτόν.

Η σημασία του φυτοπλαγκτόν είναι καθοριστική για τον σχηματισμό οργανικών και ανόργανων ενώσεων (*κελύφη*) από τα στοιχεία που βρίσκονται διαλυμένα μέσα στο νερό, καθώς με αυτόν τον τρόπο τροφοδοτείται η ιζηματογένεση. Στην προκειμένη περίπτωση ο σχηματισμός διατομίτη προϋποθέτει τον αρχικό σχηματισμό ανόργανων ουσιών οι οποίες καταλήγουν στον σχηματισμό πυριτικών ιζηματογενών αποθέσεων.

Επισημως έχουν αναγνωριστεί πάνω από 12.000 είδη διατόμων παγκοσμίως, τα κυτταρικά τοιχώματα των οποίων αποτελούνται αποκλειστικά από άμορφη ένυδρη πυριτία (οπάλλιος,  $\text{SiO}_2 \cdot n\text{H}_2\text{O}$ ). Το μέγεθος του σκελετικού τμήματος των διατόμων κυμαίνεται περίπου από 50 – 100  $\mu\text{m}$ , ενώ το σχήμα τους ποικίλλει από ακτινωτό (δισκοειδές, τροχοειδές), μέχρι δίπλευρο (πτεροειδής ή επιμήκης μορφή).



**Εικόνα 5.** Μικροσκοπική εικόνα διατόμων **Εικόνα 6.** Σχηματικό διάγραμμα εξωτερικού πυριτικού περιβλήματος των διατόμων

(<http://www.daviddarling.info/encyclopedia/D/diatom.html>)

(<http://craticula.ncl.ac.uk/EADiatomKey/html/introduction.html>)

Τα διάτομα έχουν πλήρως προσαρμοστεί σε ένα μεγάλο εύρος υδάτινων περιβαλλόντων, συμπεριλαμβανομένων των θαλάσσιων, υφάλμυρων και λιμναίων νερών. Σύμφωνα με μελέτες, για την διαβίωσή τους σε θαλάσσιο περιβάλλον, οι ιδανικές συνθήκες απαιτούν: α) Σταθερότητα θερμοκρασίας, β) Υψηλές τιμές αλμυρότητας, γ) Ιδανικές τιμές pH και δ) Επάρκεια νερού και θρεπτικών συστατικών, σε αντίθεση με τα διάτομα λιμναίου περιβάλλοντος, όπου υπάρχει μεγάλο εύρος τιμών στα αντίστοιχα κριτήρια.

Πολλές απόψεις έχουν εκφραστεί σχετικά με τον συσχετισμό των διατομιτών με το περιβάλλον σχηματισμού τους. Σύμφωνα με Conger (1942), οι διατομίτες που σχηματίζονται σε καθαρά νερά, πιθανόν να συσχετίζονται με ορεινές, ή και με σχηματιζόμενες σε κρατήρα λίμνες. Επίσης, κατά τον Sancetta (1983), τα βενθονικού τύπου διάτομα, είναι δυνατόν να συσχετίζονται με παράκτια περιβάλλοντα, καθώς και με υφαλοκρηπίδα (αβαθείς θαλάσσιες συνθήκες), σε αντίθεση με τα πλαγκτονικού τύπου, τα οποία υποδεικνύουν αποθέσεις βαθιάς θάλασσας. Ωστόσο, σήμερα γίνεται κατανοητό, ότι οι συνθήκες σχηματισμού διατομιτών σε ωκεάνια περιβάλλοντα είναι εξαιρετικά ιδανικές, καθώς η ηρεμία των υδάτινων ρευμάτων σε συνδυασμό με το εξαιρετικά μεγάλο βάθος, συντελεί στην διάλυση των ανθρακικών οργανισμών και αντιστοιχα στην ανάπτυξη και συγκέντρωση διατόμων με πυριτικά κελύφη.

Οι παλαιότερες εμφανίσεις διατόμων χρονολογούνται περίπου κατά το Άνω Κρητιδικό και συγκεκριμένα πριν από 100 εκατομμύρια χρόνια περίπου. Σύμφωνα με τους Moyle & Dolley (2003), τα θαλάσσια προέλευσης διάτομα, χρονολογούνται από το Κάτω Κρητιδικό μέχρι το Ολόκαινο, ενώ αντίστοιχα η ηλικία των διατόμων λιμναίας προέλευσης τοποθετείται από το Ηώκαινο μέχρι Ολόκαινο. Πιο αναλυτικά, οι θαλάσσιες αποθέσεις διατομιτών είναι κυρίως: α) Τριτογενούς ηλικίας (*Καλιφόρνια, Η.Π.Α, Μεξικό, παράκτια ζώνη Περού, Βόρεια Ιαπωνία*), β) Παλαιοκαίνου – Ηώκαινου (*Δανία*), Ολιγοκαίνου – Μειοκαίνου (*Πολωνία*), και γ) Μειοκαίνου (*Αλγερία, Ισπανία, Νότια Κορέα, Χιλή, Νέα Ζηλανδία*). Οι διατομίτες λιμναίας προέλευσης, έλαβαν χώρα κυρίως κατά το Μειόκαινο και σχετίζονται με ηφαιστειακά περιβάλλοντα που σχηματίστηκαν πριν από 24 εκατομμύρια χρόνια, έως 10.000 χρόνια περίπου (*Όρεγκον, Ουάσιγκτον, Η.Π.Α*). Παρόλα αυτά οι πιο οικονομικής αξίας αποθέσεις διατομιτών, τόσο θαλάσσιας, όσο και λιμναίας προέλευσης, έλαβαν χώρα κατά την διάρκεια Μειοκαίνου.

Στον Πίνακα 2 παρουσιάζεται η συσχέτιση των διατομικών αποθέσεων, με το περιβάλλον ανάπτυξης και συσσώρευσης των διατόμων, τις συνθήκες διάλυσής τους, την διαγένεση και διατήρηση των ιζημάτων, καθώς και την γεωλογική περίοδο εμφάνισης των διατόμων και της αντίστοιχης ιζηματοπόθεσης (Moyle & Dolley 2003).

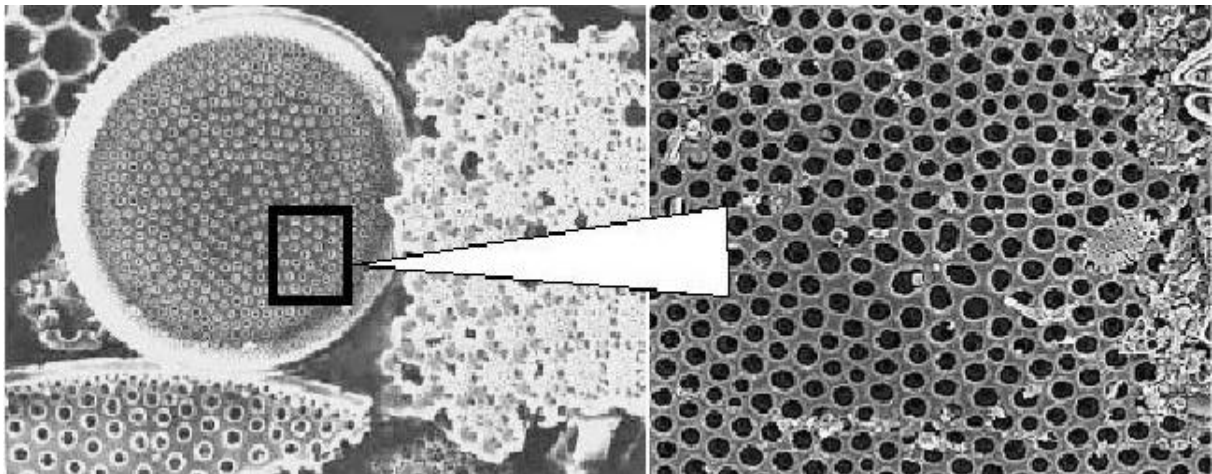


<b>Πίνακας 2. Συγκριτικοί παράγοντες σε θαλάσσιες και λιμναίες αποθέσεις διατομιτών (Moyle &amp; Dolley 2003).</b>		
<b>Συγκριτικοί παράγοντες</b>	<b>Θαλάσσιες Αποθέσεις</b>	<b>Λιμναίου (Ηπειρωτικού) περιβάλλοντος αποθέσεις</b>
<b>Διάτομα και περιβάλλον ανάπτυξης</b>	Αρχικές πλαγκτονικές μορφές, λιγότερο βενθονικές μορφές. Βενθονικές μορφές σπάνιες σε περιβάλλοντα βαθιάς θάλασσας.	Πλαγκτονικές και βενθονικές μορφές σε λίμνες, με επικράτηση πλαγκτονικών μορφών. Βενθονικές μορφές επικρατέστερες σε ποτάμια περιβάλλοντα.
	20.000 συνολικά είδη διατόμων παγκοσμίως θαλάσσιες και λιμναίας προέλευσης.	
	Αρχικά ηπειρωτικά περιθώρια και ανάβρυσμα υδάτων με κυκλική κίνηση, πλούσια σε θρεπτικά συστατικά τα οποία εκπλύθηκαν από τον πυθμένα σε βάθος 200 μ. περίπου. Παρουσία πλαγκτόν βαθιάς θάλασσας.	Αρχικά λιμναία συστήματα που σχετίζονται με μαγματισμό, εξαιτίας του οποίου σχηματίζονται λεκάνες. Απαιτείται καθαρό νερό πλούσιο σε θρεπτικά συστατικά πυριτικής σύστασης. Παρουσία αποθέσεων σε ήρεμα ποτάμια συστήματα, λίμνες, βαλτώδη νερά.
	Σταθερή θερμοκρασία, αλμυρότητα, pH, θρεπτικά συστατικά, κυκλοφορία νερού.	Ευρεία τιμή θερμοκρασίας, αλμυρότητας, pH, θρεπτικών συστατικών, κυκλοφορίας νερού.
<b>Περιβάλλον απόθεσης</b>	Συνθήκες υψηλής παραγωγικότητας διατομιτών με μεγάλη διάρκεια σχηματισμού. Πολύ μικρή διάλυση βιογενών συστατικών και κλαστών. Η στήλη νερού επιτρέπει τα διάτομα να φτάσουν τον πυθμένα.	Συνθήκες υψηλής παραγωγικότητας διατομιτών, μεγάλη διάρκεια σχηματισμού αλλά μικρότερη από τον σχηματισμό θαλάσσιων αποθέσεων. Πολύ μικρή διάλυση βιογενών συστατικών και κλαστών.
<b>Συνθήκες διάλυσης</b>	Διάλυση σε χερσαίο περιβάλλον, κοντά σε ηπειρωτικά περιθώρια ή σε θαλάσσιο περιβάλλον από βιογενείς παράγοντες (ραδιολάρια) κατά τη διάρκεια απόθεσης.	Διάλυση σε κλαστική ιζηματοπόθεση, καθώς και σε ηφαιστειακή στάχτη μέσα σε λεκάνες.
<b>Διαγένεση και διατήρηση</b>	Αρχικά η διατήρηση των ιζημάτων οφείλεται στο περιεχόμενο πυρίτιο των κελυφών των διατόμων. Η εκ νέου επικάλυψη από νέα θαλάσσια ιζήματα λειτουργεί ως προστατευτικό κάλυμμα από την αποσάθρωση και διάβρωση των ιζημάτων κατά την ανύψωσή τους στην επιφάνεια της γης.	Αρχικά η διατήρηση των ιζημάτων οφείλεται στο περιεχόμενο πυρίτιο των κελυφών των διατόμων. Η συνεχόμενη επικάλυψη από ιζήματα χερσαίας και ηφαιστειακής προέλευσης λειτουργεί ως προστατευτικό κάλυμμα από την αποσάθρωση και διάβρωση των ιζημάτων κατά την ανύψωσή τους στην επιφάνεια της γης.
<b>Γεωλογική περίοδος</b>	Κάτω Κρητιδικό – Ολόκαινο.	Ηώκαινο – Ολόκαινο.
<b>Περίοδος βέλτιστης απόθεσης</b>	Μειόκαινο.	Μειόκαινο (Μέσο Μειόκαινο).

## 1.2. Ιδιότητες και εφαρμογές διατομιτών

### 1.2.1. Φυσικές - χημικές ιδιότητες

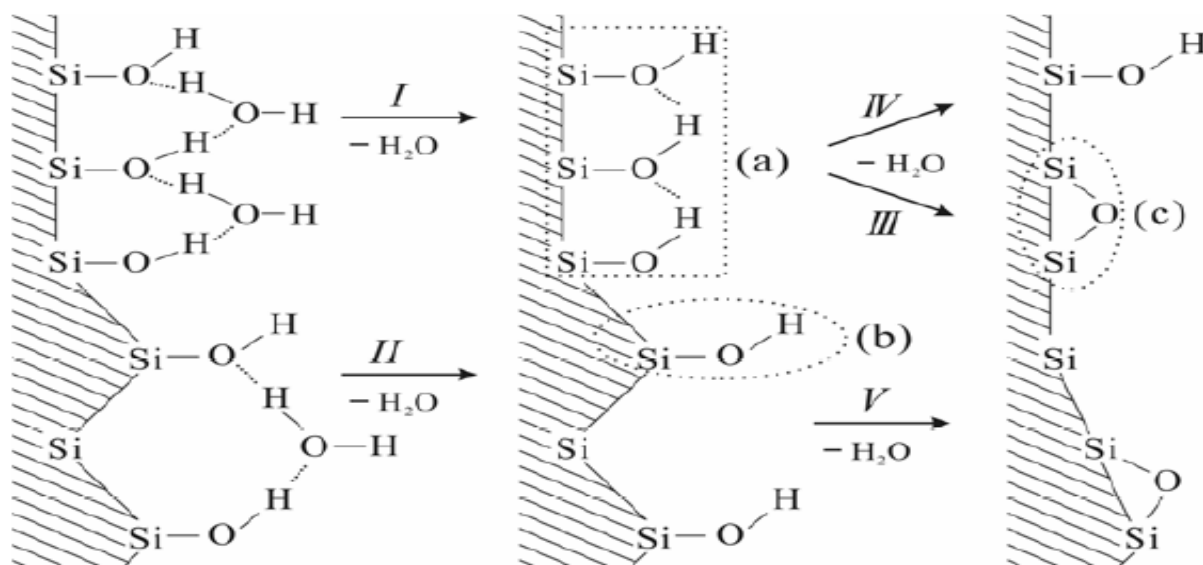
Ο διατομίτης είναι ένα βιομηχανικό υλικό, του οποίου οι φυσικοχημικές ιδιότητες καθορίζονται από την εσωτερική δομή του. Βάσει μικροφωτογραφιών από ηλεκτρονικό μικροσκόπιο, κάθε σκελετικό τμήμα διατόμων, παρουσιάζει μια συγκεκριμένη και καλά ταξινομημένη μικροπορώδη έως νανοπορώδη δομή (Εικ. 7). Πολλά από τα φυσικά χαρακτηριστικά γνωρίσματα των διατομιτών, μεταξύ άλλων: α) η μεγάλη ειδική επιφάνεια, β) η υψηλή διαπερατότητα, γ) η χαμηλή πυκνότητα και δ) το υψηλό πορώδες, οφείλονται ακριβώς στην ποικιλομορφία του σχήματος των πόρων. Αξίζει επίσης να σημειωθεί, ότι ιδιότητες όπως η ιοντοανταλλαξιμότητα και η προσροφητικότητα, καθορίζονται άμεσα από την παρουσία νερού, το οποίο είναι εν μέρει συνδεδεμένο στο εσωτερικό πλέγμα του πετρώματος (Εικ. 8), δημιουργώντας κατά αυτόν τον τρόπο ενεργές ομάδες υδροξυλίων (Yuan et. al. 1997).



**Εικόνα 7.** Ο σκελετός των διατόμων και η μικροδομή του (Ivanon & Belyakov 2008).

Η μεταβολή και προσαρμογή των φυσικών ιδιοτήτων των διατομιτικών πετρωμάτων (Πίν. 3) στις εκάστοτε ανάγκες βιομηχανικής χρήσης, μπορεί να επιτευχθεί μέσω πυροεπεξεργασίας. Σε αυτή την περίπτωση, η όπτηση λαμβάνει χώρα σε περιστροφικό κλίβανο, σε θερμοκρασία 870-1100 °C, ανάλογα με τις ιδιότητες του αρχικού υλικού και την μέθοδο παραγωγής. Οι κυριότερες ιδιότητες της πρώτης ύλης που λαμβάνονται υπόψη, αφορούν: α) την χημική σύσταση, β) την κατανομή μεγέθους κόκκων, γ) την μικροδομή, δ) την πυκνότητα ξηρών ή υγρών δειγμάτων, ε) την ικανότητα απορρόφησης νερού, στ) το pH, ζ) το χρώμα, και η) την ειδική και σχετική υγρασία (Advanced Minerals 2002). Μέσω της όπτησης (με ή χωρίς την χρήση ρευστοποιητικού μέσου), επιτυγχάνεται σε μεγάλο βαθμό απομάκρυνση της οργανικής ύλης και των ανθρακικών συστατικών, ελάττωση της ειδικής

επιφάνειας εξαιτίας τροποποίησης της εσωτερικής μικροδομής των διατομιτών, ενώ αντίθετα αυξάνεται η σκληρότητα των πυριτικών φάσεων από 4,5-5 σε 5,5-6 στην κλίμακα Mohs. Αυτή η αύξηση της σκληρότητας των πυριτικών φάσεων οφείλεται στη μετατροπή και ανακρυστάλλωση του οπαλίου σε τριδυμίτη και χριστοβαλίτη.



**Εικόνα 8.** Δομή ομάδας υδροξυλίων του διατομίτη και η διαδικασία αφυδάτωσης του άμορφου πυριτίου μέσω της όπτησης (Yuan et. al. 1997).

### 1.2.2. Εφαρμογές

Όπως έχει αναφερθεί, ο διατομίτης είναι βιομηχανικό υλικό του οποίου οι φυσικοχημικές ιδιότητες έχουν άμεση εφαρμογή στην βιομηχανία και οι οποίες μπορούν να προσαρμοστούν στις εκάστοτε ανάγκες. Ανάλογα με τον σκοπό της χρήσης, καθορίζεται το μέγεθος και η μορφή του. Οι σημαντικότερες εφαρμογές εστιάζονται κυρίως στην ικανότητα απορρόφησης, μόνωσης, διήθησης, πλήρωσης προϊόντων, προσρόφησης, ποζολανικότητας, καθώς και στην ικανότητα λείανσης. Βάσει μελετών (USGS 2016), το 55% του συνόλου των διατομιτικών προϊόντων χρησιμοποιείται στην παρασκευή διηθητικών φίλτρων, το 21% στην τσιμεντοβιομηχανία, το 14% ως πληρωτικά υλικά μέσα, το 9% στην παρασκευή απορροφητικών υλικών, ενώ μόλις το 1% βρίσκουν εφαρμογή σε διάφορες άλλες χρήσεις (Εικ. 9).

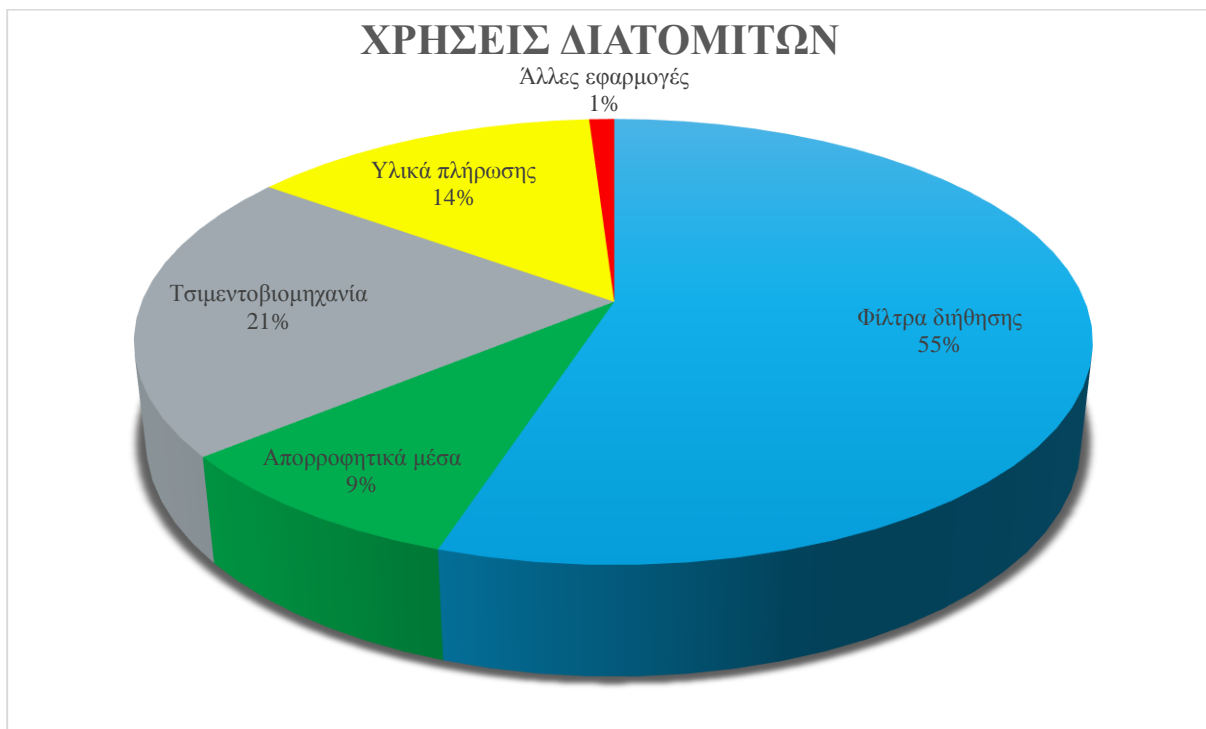
Παρακάτω αναφέρονται αναλυτικά οι σημαντικότερες εφαρμογές των διατομιτικών υλικών:

**(1) Φίλτρα διήθησης.** Ο διατομίτης, εξαιτίας της ιδιαίτερης φύσης και δομής του και σε συνδυασμό με την χημική του αδράνεια, μπορεί να λειτουργήσει με επιτυχία ως βοηθητικό μέσο στα φίλτρα διήθησης (Εικ. 10). Το ακανόνιστο σχήμα, καθώς και το μέγεθος κόκκων,

προσδίδει στο φίλτρο υψηλή διαπερατότητα και μεγάλη ικανότητα ροής υγρών διαλυμάτων. Οι ελεύθεροι χώροι που σχηματίζονται μεταξύ των διατομικών κελυφών, σε συνδυασμό με την πορώδη μικροδομή τους, έχει ως αποτέλεσμα τον σχηματισμό καλυμματικού, πορώδους στρώματος, ενισχύοντας έτσι με αυτόν τον τρόπο την δράση του κύριου διηθητικού φίλτρου. Η δημιουργία του απαιτεί την χρήση διατομικού πολφού, ο οποίος εφαρμόζεται καθ' όλη την επιφάνεια του διηθητικού φίλτρου, έως ότου σχηματιστεί μια συμπαγής και αδιαπέρατη επίστρωση πάχους 0,5-2,0 cm, περίπου.

**Πίνακας 3.** Οι σημαντικότερες φυσικοχημικές ιδιότητες των διατομιτών (Harben 1992, 1999, Breese 1994, Moyle & Dolley 2003).

Ιδιότητα	Ακατέργαστος	Φρυγμένος	Φρυγμένος με χρήση ρευστοποιητή
Χρώμα	Λευκός	Ροζ	Λευκός
Υγρασία (%)	1 – 3	0,5 - 1	0,1
Ειδικό βάρος	1,95 – 2,0	2,2	2,3
Σκληρότητα πυριτίου (Mohs)	4,5 – 5,0	5,5 – 6,0	5,5 – 6,0
Σκληρότητα ακατέργαστου δείγματος (Mohs)	1,5	-	-
Σημείο τήξης (°C)	1400 - 1750	-	-
Φαινόμενη πυκνότητα (στεγνή μορφή) (kgm <sup>-3</sup> )	112 – 120	128	144 - 312
Φαινόμενη πυκνότητα (υγρή μορφή) (kgm <sup>-3</sup> )	256 – 272	304 - 368	288 - 320
Ταχύτητα ροής (m <sup>3</sup> m <sup>-2</sup> h <sup>-1</sup> )	0,16 – 2,0	0,04 – 2,0	0,04 – 4,9
pH	8	7	10
Ειδική επιφάνεια (m <sup>2</sup> g <sup>-1</sup> )	10 – 30	3 - 7	0,5 - 5
Μέσο μέγεθος πόρων (μm)	1,5 – 2,5	2,5 – 5,0	7 - 22
Μέγεθος κόκκων (mm)	0,01 – 0,05	0,01 – 0,10	0,01 – 0,50
Περατότητα (darcies)	0,057 – 0,062	0,068 – 0,53	1,2 – 30
Δείκτης διάθλασης	1,46	1,46	1,46
SiO <sub>2</sub> (%)	89,2	92,8	89,5
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> (%)	4,0	4,2	4,1
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> (%)	1,5	1,6	1,5
CaO (%)	0,5	0,6	0,6
MgO (%)	0,3	0,3	0,3
Na <sub>2</sub> O (%)	-	-	3,5
Άλλα οξείδια (%)	0,5	0,5	0,5
Απώλεια πύρωσης	4,0	-	-

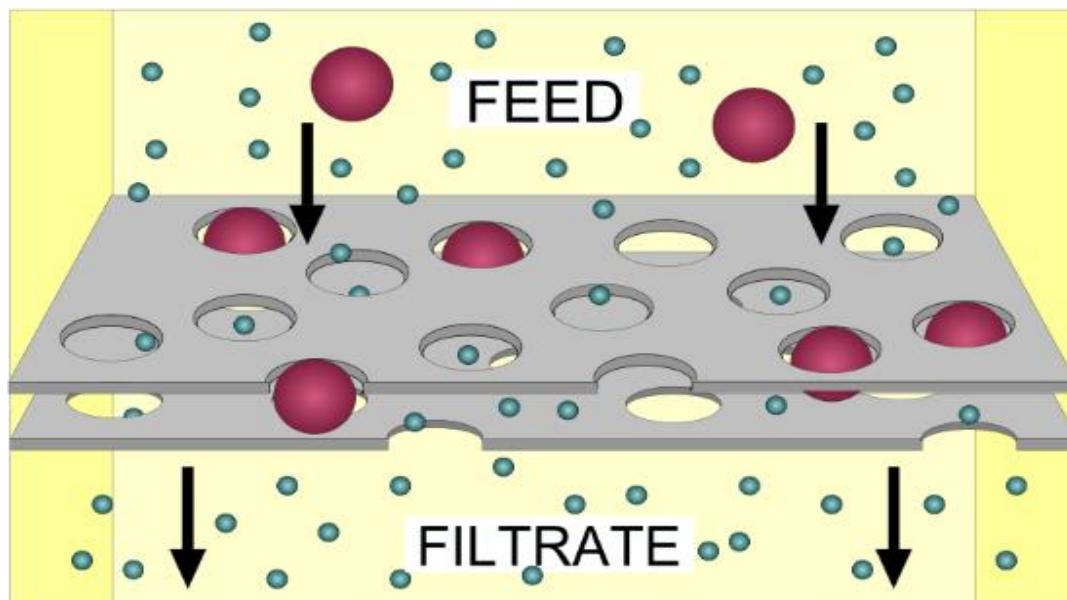


**Εικόνα 9.** Κατανομή χρήσεων του διατομίτη (USGS 2016)

Το καλυμματικό αυτό στρώμα συμβάλλει καθοριστικά στην παγίδευση των οποιονδήποτε ανεπιθύμητων ουσιών και προσμίξεων μεγέθους  $<0,5 \mu\text{m}$  που περιέχονται μέσα σε υγρά διαλύματα, πριν ακόμα φτάσουν στο διάφραγμα του φίλτρου, διατηρώντας ταυτόχρονα την περατότητά του (Εικ. 11). Μια άλλη εφαρμογή, εξίσου αποδοτική, περιλαμβάνει την επί τόπου ενσωμάτωση διατομιτικού υλικού με το υγρό διάλυμα, προτού ακόμα αυτό υποστεί την διαδικασία φιλτραρίσματος (Harries-Rees 1994, Lihong et al. 2011). Η συγκεκριμένη λειτουργία αποσκοπεί στην αποτροπή σχηματισμού τυχόν στρωμάτων από ανεπιθύμητες προσμίξεις και ουσίες, οι οποίες μπορούν να επιβραδύνουν την περατότητα του κυρίως φίλτρου.

Οι ποιοτικές προδιαγραφές των διατομιτικών υλικών ως βοηθητικά μέσα στα φίλτρα διήθησης, ποικίλλουν ανάλογα με το είδος εφαρμογής, την φύση του υγρού διαλύματος, την ταχύτητα διήθησης και το είδος του ρυπογόνου μέσου. Τα φυσικά διατομιτικά υλικά προσδίδουν χαμηλή περατότητα και υψηλό βαθμό διήθησης, σε αντίθεση με τα τεχνητά τροποποιημένα (φρυγμένα) προϊόντα, τα οποία παρέχουν υψηλή περατότητα και χαμηλό βαθμό διήθησης. Για το λόγο αυτό στην παρασκευή οινοπνευματωδών ποτών, η χρήση φυσικών διατομιτικών υλικών είναι η πλέον ενδεδειγμένη, καθώς η καθαρότητα των υγρών διαλυμάτων αποτελεί επιδιωκόμενο στόχο, σε αντίθεση με το φιλτράρισμα χυμών φρούτων, όπου η διαύγεια είναι ήσσονος σημασίας. Ωστόσο, ανάλογα με τις βιομηχανικές απαιτήσεις,

είναι δυνατό να υποστεί θερμική κατεργασία το διατομικό υλικό, προκειμένου να ελαττωθεί η ειδική επιφάνεια του στρώματος, να αυξηθεί το μέγεθος πόρων και εν τέλει ο ρυθμός διήθησης.



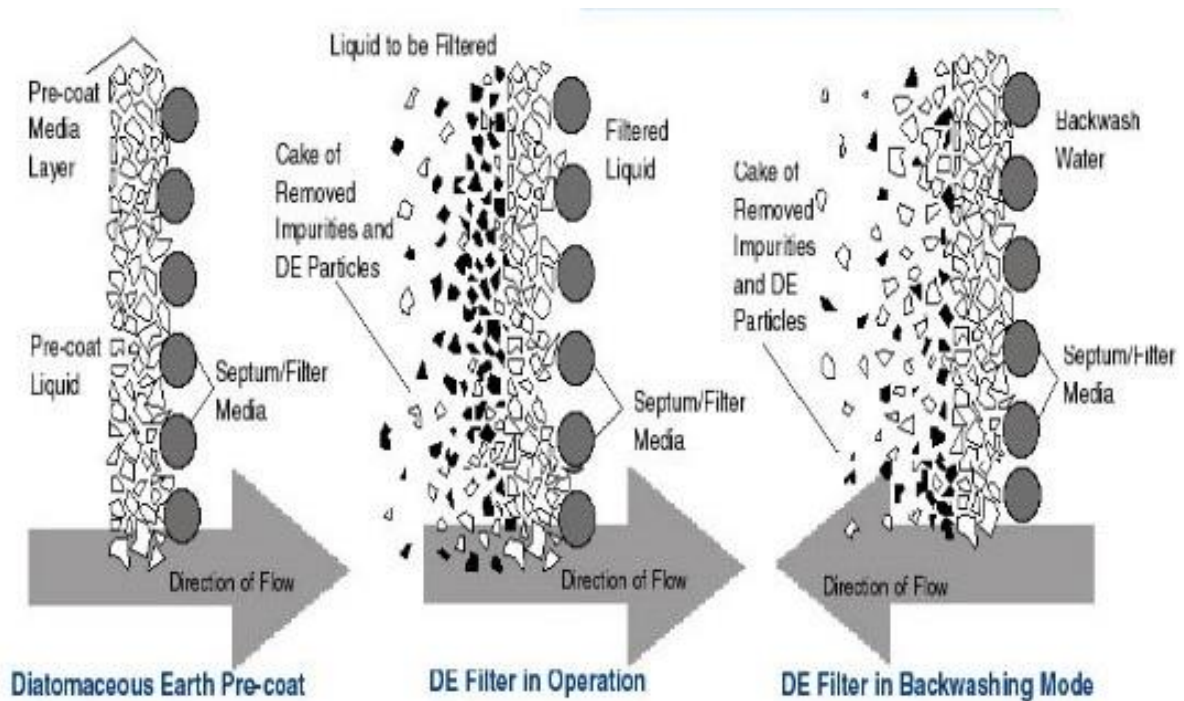
**Εικόνα 10.** Σχηματική αναπαράσταση λειτουργίας διηθητικών φίλτρων (<http://en.wikipedia.org/wiki/Filtration>).

Ως φίλτρο διήθησης ο διατομίτης παρουσιάζει πλήθος εφαρμογών :

- ✓ Στην παρασκευή οινοπνευματωδών ποτών
- ✓ Στον καθαρισμό και φιλτράρισμα νερού (σε χώρους πισίνων)
- ✓ Ως στεγνοκαθαριστικό διαλυτικό μέσο
- ✓ Στα αντιβιοτικά και φαρμακευτικά είδη
- ✓ Στην παρασκευή χυμών φρούτων και στη ζυθοποιία
- ✓ Στην πετρελαϊκή βιομηχανία
- ✓ Στην κατασκευή ανόργανων και οργανικών χημικών μέσων
- ✓ Στην διαχείριση και στον καθαρισμό υγρών αποβλήτων.

**(2) Υλικά πλήρωσης.** Ανάλογα με τον σκοπό και την λειτουργία του πληρωτικού μέσου στην τελική μορφή προϊόντος, τα υλικά πλήρωσης διαχωρίζονται σε δύο κύριες κατηγορίες: (α) τα *μη λειτουργικά* και (β) τα *λειτουργικά*. Τα πρώτα, λειτουργούν κυρίως ως διογκωτικά υλικά του κύριου προϊόντος, ενώ τα λειτουργικά υλικά πλήρωσης μεταβάλλουν και βελτιώνουν τις ιδιότητές του, ανάλογα με τις απαιτήσεις των τελικών χρήσεων (Εικ. 12). Τα πληρωτικά μέσα, είναι αδιάλυτα και αδρανή στις περισσότερες χημικές κατεργασίες, ενώ μπορούν να αποδώσουν το κατάλληλο σχήμα και μέγεθος στο κύριο προϊόν. Το μέγεθος

μορίων τους κυμαίνεται συνήθως από 1 έως 50  $\mu\text{m}$ . Για τις ανάγκες του τελικού προϊόντος, λαμβάνονται υπόψη πολλές από τις φυσικές ιδιότητές τους, όπως το χρώμα, η επιφάνεια, η ικανότητα απορρόφησης, η ικανότητα λείανσης, το υψηλό σημείο τήξης και το πορώδες.



**Εικόνα 11.** Σχηματική αναπαράσταση διηθητικών φίλτρων με καλυμματικό στρώμα διατομίτη ([http://www.nesc.wvu.edu/ndwc/articles/OT/SU01/OTSu01\\_techbrief.html](http://www.nesc.wvu.edu/ndwc/articles/OT/SU01/OTSu01_techbrief.html)).



**Εικόνα 12.** Διατομίτης ως πληρωτικό μέσο στην κατασκευή θερμομονωτικών τούβλων (<http://www.prompostavka.com/EN/skamol/kirpich-enodiatomitoviyi-teploizolyatsionnyiy/>).

Παρακάτω αναφέρονται οι σημαντικότερες εφαρμογές των διατομιτών ως υλικά πλήρωσης:

- Τα διατομικά υλικά βρίσκουν εφαρμογή στην χρωματογραφία, καθώς παρατείνουν την επίδραση της χρωστικής ουσίας, μειώνοντας έτσι τον χρόνο στίλβωσης της στεγνής επιφάνειας. Το ακανόνιστο σχήμα σε συνδυασμό με το μικροσκοπικό μέγεθος των μορίων τους, έχουν σαν αποτέλεσμα τον σχηματισμό στρώματος, το οποίο προσδίδει επιπλέον διάρκεια και αντοχή στην χρωστική ουσία.

- Το μικρό μέγεθος διατομικών υλικών σε συνδυασμό με το ακανόνιστο σχήμα τους, καθιστούν δυνατή τη λειτουργία τους ως αντισυγκολλητικά μέσα σε καλύμματα πολυαιθυλενίου, καθώς και ως βελτιωτικά μέσα της μορφολογίας, του σχήματος και της απορροφητικής ικανότητας του χαρτιού στην χαρτοβιομηχανία.

- Η μικρή πυκνότητα των διατομικών, σε συνδυασμό με την υψηλή αντοχή τους στην θερμοκρασία, εξασφαλίζουν την δυνατότητα να χρησιμοποιηθούν με επιτυχία ως καταλυτικά μέσα σε αντιδράσεις υδρογόνωσης, στην παρασκευή θειϊκού οξέος, καθώς και ως χημικά αδρανή μέσα σε αρκετές εφαρμογές της χρωματογραφίας.

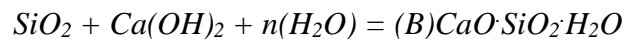
- Τα διατομικά υλικά θεωρούνται ίσως η σημαντικότερη πηγή πυριτίου για την παρασκευή συνθετικών προϊόντων ασβεστίου και πυριτικού μαγνησίου. Το κύριο χαρακτηριστικό τους είναι η εξαιρετικά μεγάλη επιφάνεια τους (105-190 m<sup>2</sup>/g) σε τελική μορφή και η ικανότητα απορρόφησης νερού πάνω από 5½ φορές του βάρους τους. Χαρακτηριστικό παράδειγμα αποτελούν τα συνθετικά πυριτικά προϊόντα τύπου Celite<sup>®</sup>, τα οποία είναι δυνατόν να απορροφούν 3 έως 4 φορές του βάρους τους νερό και να παραμένουν σε στεγνή μορφή. Άμεση εφαρμογή αυτής της ικανότητάς τους αποτελεί η χρήση φυσικών διατομικών υλικών ως άμμοι υγιεινής για κατοικίδια ζώα.

- Στην τσιμεντοβιομηχανία και ειδικότερα σε τσιμεντοκονιάματα, τα διατομικά πληρωτικά μέσα μπορούν να προσδώσουν επιπλέον σκληρότητα και πλαστικότητα στο τελικό προϊόν, βελτιώνοντας έτσι την συνοχή, την ομοιογένεια και τη λειτουργικότητά του, ενώ κατά την ασφαλιόστρωση, η χρήση τους μπορεί να περιορίσει τον κίνδυνο εμφάνισης ρωγμών στους δρόμους, οι οποίες προκαλούνται συνήθως από την μεταβολή θερμοκρασίας.

**(3) Βιομηχανικές κατασκευές.** Η μικρή πυκνότητα των διατομικών προϊόντων, σε συνδυασμό με τη χαμηλή τους θερμική αγωγιμότητα, καθιστούν δυνατή τη χρήση τους στην κατασκευή τούβλων οικοδομικής χρήσης (Εικ. 12). Το ακανόνιστο σχήμα των κόκκων τους σε συνδυασμό με την χαλαρή δομή τους (κυρίως στην μορφή molar), προσδίδουν θερμομονωτική και ηχομονωτική ικανότητα. Ως θερμομονωτικό υλικό, ο διατομίτης χρησιμοποιείται στην μεταλλουργία σιδήρου, στην ηλεκτροβιομηχανία, στην υαλουργία, καθώς και στην πετρελαιοβιομηχανία, ενώ έχει άμεση εφαρμογή στην θερμομόνωση των ηλεκτρολυτών κατά την παραγωγή αλουμινίου.



Ο ασβεστιτικός διατομίτης, μπορεί να χρησιμοποιηθεί για την παραγωγή κλίνκερ τσιμέντου σε μεγακλίμακα, εξαιτίας του υψηλού ποσοστού δραστικού πυριτίου που περιέχει. Η δράση του ως ποζολανικό προσθετικό μέσο στα τσιμέντα τύπου Portland, βασίζεται στην αντίδραση του περιεχόμενου άμορφου πυριτίου με το ασβέστιο, με αποτέλεσμα την δημιουργία ένυδρων ασβεστοπυριτικών ορυκτών, τα οποία είναι υπεύθυνα για την ανάπτυξη αντοχής και σκληρότητας των τσιμέντων:



Σύμφωνα με τους Stamatakis et. al. (2003) η χρήση διατομιτών ως προσθετικά υλικά στα τσιμέντα τύπου Portland, έχει ως αποτέλεσμα την αύξηση της συμπίεστικής αντοχής τους σε σημαντικό βαθμό, ενώ ως μειονέκτημα αναφέρονται οι μεγάλες ποσότητες νερού που απαιτούνται. Επίσης, σύμφωνα με τους Fragoulis et. al. (2005) η αύξηση της ειδικής επιφάνειας του τσιμέντου οφείλεται στην ικανότητα των διατομιτών να αλέθονται με μεγάλη ευκολία.

**(4) Παρασκευή εντομοκτόνων.** Η χρήση διατομιτικών υλικών για την παρασκευή εντομοκτόνων (Εικ. 13), βασίζεται τόσο στο μέγεθος των κόκκων, όσο και στην απορροφητική τους ικανότητα. Έχει διαπιστωθεί ότι η δραστικότητά τους είναι πιο αποτελεσματική όταν χρησιμοποιούνται σε μικρά μεγέθη, καθώς ένας μεγάλος αριθμός διατομιτικών κόκκων μικρού μεγέθους, μπορεί να καλύπτει μεγαλύτερη επιφάνεια στο σώμα των εντόμων, απ' ότι θα κάλυπταν μεγαλύτερου μεγέθους κόκκοι. Οι κόκκοι διατομίτη έχουν την δυνατότητα προσκόλλησης στο εξωσκελετικό τμήμα των εντόμων και εν συνεχεία την απομύζηση των υγρών συστατικών τους, προκαλώντας με αυτό τον τρόπο την αφυδάτωση και εν τέλει τον θάνατό τους.



**Εικόνα 13.** Διατομίτης ως συστατικό παρασκευής εντομοκτόνων (<http://www.homedepot.com/p/Safer-Brand-4-lb-Diatomaceous-Earth-Ant-and-Crawling-Insect-Killer-51702/202743025>)

Η εντομοκτόνα δράση τους έχει άμεση συνάρτηση με τη χώρα προέλευσης της πρώτης ύλης. Σύμφωνα με Vayias et al. (2009), η γεωγραφική προέλευση των διατομιτών μπορεί να επηρεάσει σημαντικά την εντομοκτόνα δράση τους, καθώς τα διάτομα είναι δυνατόν να προσαρμοστούν και να αναπτυχθούν σε διαφορετικές συνθήκες περιβάλλοντος, με αποτέλεσμα την ποσοτική μεταβολή των ιδιοτήτων τους.

**(5) Μέσο απορρύπανσης.** Η ικανότητα προσρόφησης τοξικών ουσιών και βαρέων μετάλλων αποτελεί μία από τις σημαντικότερες χημικές διεργασίες των διατομιτών και οφείλεται κατά ένα μεγάλο βαθμό στην μικροπορώδη δομή και την δραστική επιφάνειά τους. Οι Al-Degs et al. (2001) διαπίστωσαν τη σημαντική προσρόφηση ιόντων μολύβδου σε διάλυμα με pH = 4, ύστερα από χρήση μαγγανιούχου διατομίτη ως τροποποιημένο προσροφητικό μέσο. Η ικανότητα αυτή οφείλεται κατά κύριο λόγο στη μεγάλη ειδική επιφάνεια και το επιπλέον αρνητικό φορτίο που διαθέτει στην εσωτερική του δομή η ποικιλία αυτή του διατομίτη.

Ο διατομίτης μπορεί να χρησιμοποιηθεί ως μέσο απορρύπανσης και κατακράτησης επικίνδυνων ουσιών (Hossam 2010). Σύμφωνα με τους Μακρή & Σταματάκης (2005), ο ωμός και σφαιροποιημένος/φρυγμένος διατομίτης είναι αποτελεσματικά υλικά στην προσρόφηση ιόντων  $\text{NH}_4^+$ ,  $\text{Ca}^{2+}$ ,  $\text{Mg}^{2+}$ ,  $\text{K}^+$ ,  $\text{Na}^+$ ,  $\text{Cl}^-$ ,  $\text{PO}_4^{3-}$ , φαινολικών ενώσεων, ολικών διαλυμένων στερεών, καθώς και στερεού υπολείμματος, αυξάνοντας ταυτόχρονα το pH του διαλύματος. Ο υψηλός βαθμός προσρόφησης του διατομίτη, σε συνδυασμό με την απορροφητική του ικανότητα, συμβάλλει στην αποφυγή διάχυσης των ρύπων στο περιβάλλον (Εικ.14).



**Εικόνα 14.** Εφαρμογή διατομιτικού υλικού στον καθαρισμό υγρών αποβλήτων ([www.cndiatomite.com](http://www.cndiatomite.com)).

**(6) Λειαντικό μέσο.** Ο διατομίτης έχει άμεση και ευρεία εφαρμογή στην παρασκευή λειαντικών και στιλβωτικών μέσων (οδοντόπαστα, υαλιστικά είδη). Η ικανότητά του αυτή,

οφείλεται στην μεγάλη ειδική του επιφάνεια σε συνδυασμό με την ευθραυστότητα των διατομικών κελυφών, ύστερα από άσκηση πίεσης.

**(7) Υποκατάστατα πρώτων υλών.** Έχει διαπιστωθεί ότι οι διατομίτες μπορούν να λειτουργήσουν ως υποκατάστατα πολλών πρώτων υλών. Παρακάτω αναφέρονται τα σημαντικότερα ορυκτά συστατικά τα οποία μπορεί να υποκαταστήσει:

- **Ως απορροφητικό μέσο:** τη γύψο, το ζεόλιθο και τα αργιλικά ορυκτά (ατταπουλγίτης, μπεντονίτης, σεπιόλιθος).

- **Ως λειαντικό μέσο:** τον φρυγμένο καολίνη, το βωξίτη, την αλουμίνα (συντηγμένη μορφή), το κορούνδιο, το διαμάντι, τους αστρίους, το γρανάτη, το οξείδιο του σιδήρου (μαγνητίτης), το νεφελινικό συηνίτη, τον ολιβίνη, τον περλίτη, την κίσηρη, την πυριτική άμμο, τον σταυρόλιθο, τον τριπολίτη, το ανθρακικό πυρίτιο και τον ιλμενίτη.

- **Ως φίλτρο διήθησης:** τον ενεργό άνθρακα/ανθρακίτη, την άσβεστο, το γρανάτη, το οξείδιο του σιδήρου (μαγνητίτης), τον περλίτη, την κίσηρη και την πυριτική άμμο.

- **Ως πληρωτικό μέσο:** το βαρύτη, το ανθρακικό ασβέστιο, τους αστρίους, τον καολίνη, το μαρμαρυγία, το νεφελινικό συηνίτη, τον περλίτη, τον τάλκη, το μικροκρυσταλλικό πυρίτιο, τα συνθετικά προϊόντα πυριτίου και το βολλαστονίτη.

- **Ως θερμομονωτικό και ηχομονωτικό μέσο:** τα αργιλικά τούβλα, το διογκώμενο περλίτη και το βερμικουλίτη.

- **Ως κύρια πηγή πυριτίου:** Ο διατομίτης αποτελεί σημαντική πηγή συνθετικών προϊόντων πυριτίου, όπως π.χ. ασβεστοπυριτικών, βρίσκοντας πλήθος εφαρμογών στην κατασκευή ελαστικών, στην παρασκευή γεωργικών φαρμάκων και προϊόντων, στην αρωματοβιομηχανία, στην χαρτοβιομηχανία, στη ζυθοποιία και στην παρασκευή φαρμάκων. Επίσης, μπορεί να χρησιμοποιηθεί ως συστατικό στοιχείο στα πυριτικά προϊόντα μαγνησίου, ως κύριο απορροφητικό μέσο, ως καθαριστικό υγρό στο βρώσιμο λάδι, καθώς και ως αντιθρομβωτικό, θιξοτροπικό και καταλυτικό μέσο.

### **1.3. Παγκόσμια αποθέματα διατομιτών**

Συγκεντρώσεις διατομιτών τόσο θαλάσσιας, όσο και λιμναίας προέλευσης, έχουν διαπιστωθεί σε πολλά μέρη παγκοσμίως. Η ευρεία γεωγραφική κατανομή των αποθέσεων, αντικατοπτρίζει πλήρως τις συνθήκες και το περιβάλλον σχηματισμού των διατομιτών, δίνοντας έτσι χρήσιμα συμπεράσματα για την παλαιοοικολογία και το παλαιοπεριβάλλον της περιοχής, τη συγκεκριμένη χρονική περίοδο (Stoermer & Smol 2002, Wallace 2003).

Οι θαλάσσιας προέλευσης διατομιτικές αποθέσεις είναι κυρίως Τεταρτογενούς ηλικίας και εντοπίζονται κατά μήκος ανυψωμένων παράκτιων περιοχών, ως ενδιαστρώσεις σε ηφαιστειακή τέφρα, άργιλο και κλαστικά ιζήματα. Ένας σημαντικός αριθμός αποθέσεων του

συγκεκριμένου τύπου έχει εντοπιστεί στην περιοχή Santa Barbara της Καλιφόρνιας (*Monterey Shales and Sisquog Formation*), στο Μεξικό (*Miocene Tortugas Formation of Baja*), κατά μήκος των Περουβιακών ακτών (*Miocene Pisco and Zapayal Formations*) και στο νότιο τμήμα της Ιαπωνίας (*Miocene Funakawa Formation*). Εξίσου σημαντικές εμφανίσεις διατομιτών, αναφέρονται στη Δανία (*Moler*), μέσα σε Παλαιοκαινικούς-Ηώκαινικούς ιζηματογενείς σχηματισμούς, στην Πολωνία, στην Αλγερία (*Miocene Tellian Group*), σε Μειοκαινικούς σχηματισμούς της Βιρτζίνια και Maryland των Η.Π.Α, καθώς και σε περιοχές της Ισπανίας, Νότιας Κορέας, Χιλής, Νέας Ζηλανδίας και Ιάβας μέσα σε Τεταρτογενή ιζήματα.

Όπως έχει προαναφερθεί, οι λιμναίας προέλευσης διατομιτικές αποθέσεις είναι σχετικά νεότερες (*Μειόκαινο*) και λαμβάνουν χώρα σε ηφαιστειακά περιβάλλοντα (*καλδέρες*), κυρίως μέσα σε λιμναία ιζήματα. Χαρακτηριστικές εικόνες παρατηρούνται σήμερα στην περιοχή του Όρεγκον (*Trout Creek Mountains*), σε μορφολογικά ταπεινωμένες κοιλάδες της Νεβάδας, σε πολλές περιοχές της Γαλλίας μέσα σε λιμναία ιζήματα καλδέρας, στην Βραζιλία, Αυστραλία, Η.Π.Α και Φιλιππίνες. Επίσης, μικρός αριθμός διατομιτών λιμναίας προέλευσης, ηλικίας Ολοκαίνου, έχει παρατηρηθεί σε βαλτώδη και αβαθή περιβάλλοντα, στα οποία όμως δεν έλαβαν χώρα ηφαιστειακές συνθήκες σχηματισμού.

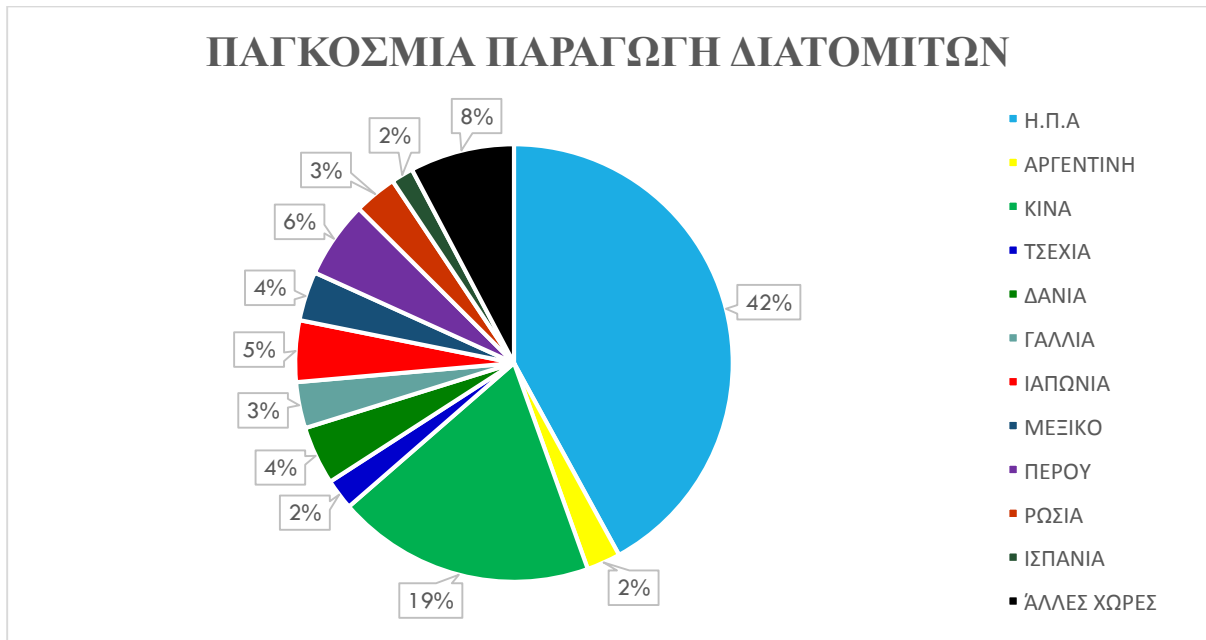
Τόσο οι θαλάσσιες, όσο και οι λιμναίας προέλευσης διατομίτες εξορύσσονται σε μεγάλο βαθμό παγκοσμίως. Παρόλο που οι αποθέσεις θαλάσσιες προέλευσης λαμβάνονται περισσότερο υπόψη όσον αφορά την παγκόσμια παραγωγή, εν τούτοις οι λιμναίας προέλευσης τυγχάνουν συστηματικότερης εκμετάλλευσης. Σύμφωνα με στοιχεία της USGS (2016) η συνολική παγκόσμια παραγωγή διατομίτη το έτος 2015 (Εικ. 15), υπολογίστηκε περίπου σε 2,29 Mt, με τις Η.Π.Α να είναι η χώρα με την μεγαλύτερη παραγωγή (925 Kt, 42%), ακολουθούμενη από την Κίνα (420 Kt, 19%), το Περού (125 Kt, 6%) και την Ιαπωνία (100 Kt, 5%). Τα παγκόσμια αποθέματα εκτιμώνται περίπου σε 1 Gt, εκ των οποίων το 25% εντοπίζονται στις Η.Π.Α, και περίπου το 10% στην Κίνα.

Στη συνέχεια, ακολουθεί λεπτομερής αναφορά στις σημαντικότερες χώρες παραγωγής διατομίτη.

### **Βόρεια Αμερική**

Συμφωνα με την USGS (2016) η συνολική παραγωγή διατομίτη στις Η.Π.Α το έτος 2015, υπολογίστηκε περίπου σε  $925 \times 10^3$  τόννους, ενώ τα συνολικά αποθέματα ανέρχονται σε  $250 \times 10^6$  τόννους. Στην Βόρεια Αμερική (Εικ. 16, 17), η επαρχία Lompoc της Καλιφόρνιας, θεωρείται σήμερα το μεγαλύτερο κέντρο παραγωγής διατομίτη, το πάχος του οποίου ξεπερνάει συνολικά τα 300 μέτρα, ενώ το σύνολο των εξορυκτικών δραστηριοτήτων της περιοχής, έχει αναλάβει η εταιρία Celite Corporation and Grefco Inc. Σημαντικά κέντρα

εκμετάλλευσης διατομίτη σε ολόκληρη την πολιτεία της Καλιφόρνιας αναφέρονται επίσης στην περιοχή Lake Britton (*American Resources Mine*) και Herlong (*Lassinite Industry facility*).



**Εικόνα 15.** Οι σημαντικότερες χώρες παραγωγής διατομίτη και το ποσοστό κατανομής τους το έτος 2015 (USGS 2016).

Αξιόλογες αποθέσεις διατομιτικών πετρωμάτων, έχουν παρατηρηθεί στην πλειοψηφία των δυτικών πολιτειών των Η.Π.Α, σε Τεταρτογενείς ιζηματογενείς σχηματισμούς (*Truckee, Desert Peak, Carlin, Esmeralda και Panaca Formations of Oregon, Bandury Basalt and Idaho Formation*), ενώ ένας μεγάλος αριθμός διατομιτικών κοιτασμάτων έχει εντοπιστεί κατά μήκος των ανατολικών ακτών, κυρίως σε ελώδεις περιοχές. Στον Καναδά, οι σημαντικότερες περιοχές παραγωγής διατομίτη είναι η Kamloops και Quesnel (*British Columbia*).



**Εικόνα 16.** Στρώμα διατομίτη, Lompoc, Santa Barbara California. (<http://www.mindat.org/Νεβάδα>) **Εικόνα 17.** Αποψη από λατομείο διατομίτη, (<http://www.dicalite.com/portfolio/loc-260461.html>)



## Κεντρική – Νότια Αμερική

Σύμφωνα με Breese (1994), ανάμεσα στις χώρες της Λατινικής Αμερικής, το Μεξικό αναφέρεται ως η χώρα με την μεγαλύτερη παραγωγή σε διατομίτη (80 Kt), με μονάδες παραγωγής κυρίως στο νοτιοδυτικό τμήμα της Γουαδαλαχάρα (*Jalisco State, Mexico*), ενώ διατομιτικές εμφανίσεις λιμναίας και θαλάσσιας προέλευσης έχουν παρατηρηθεί στις περιοχές *Michoacan, Tlaxcala* και κατά μήκος της ακτής *Baja* αντίστοιχα, (Εικ. 18, 19).



**Εικόνα 18.** Στρώματα διατομιτών, λεκάνη **Εικόνα 19.** Στρώμα διατομίτη, Michoacan, Acambay Μεξικό (Israde-Alcantara et al. Μεξικό (<http://paleoseismicity.org/morelia-2012-workshop-fri-23-november-lake-patzcuaro-fieldtrip/>))

Στην Βραζιλία, σημαντικός αριθμός αποθέσεων, εμφανίζονται κατά μήκος της ανατολικής ακτής, στις περιοχές *Ceara, Rio Grande, Bahia, Pernambuco, Santa Catarina* και *Sao Paulo* (Breese 1994). Οι διατομίτες αυτοί είναι λιμναίας-ελώδους προέλευσης και περιέχουν σε μεγάλο ποσοστό οργανική ύλη, η οποία απομακρύνεται κατά την ανάφλεξη μέσα σε ειδικούς ξηραντήρες - κλιβάνους. Στη συνέχεια, το απαλλαγμένο από την οργανική ύλη διατομιτικό υλικό, υποβάλλεται σε τελική διαδικασία παρασκευής πληρωτικών μέσων και διηθητικών φίλτρων, μέσω όπτησης.

Στη Χιλή, η εκμετάλλευση κοιτασμάτων λιμναίας προέλευσης, εστιάζεται κυρίως στο βόρειο τμήμα της χώρας, κοντά στην περιοχή *Atica*, ενώ θαλάσσιας προέλευσης διατομίτες, έχουν εντοπιστεί και εξορυχθεί με επιτυχία κοντά στην περιοχή *La Serena*, 400 km βόρεια του Σαντιάγκο. Επίσης, αξιοσημείωτος είναι ο αριθμός διατομιτικών συγκεντρώσεων κατά μήκος των δυτικών ακτών του Περού (Εικ. 20), της δυτικής πλευράς των Άνδεων, στην περιοχή *Pisco*, καθώς επίσης και στα φωσφορικής σύστασης ιζήματα της περιοχής *Bayovar*. Λιγότερες εμφανίσεις, έχουν παρατηρηθεί νότια της περιοχής *Quito*, στο Εκουαδόρ, στη λίμνη *Brava* της Βενεζουέλας, καθώς και στην περιοχή *Puntarenas* στην Κόστα Ρίκα (Breese 1994).



**Εικόνα 20.** Στρώμα διατομίτη, Tripartito-Tachna, Περού (<http://es.slideshare.net/ingemmet/diatomitas-en-el-per-caractersticas-y-aplicaciones>)

## Ευρώπη

Στην Ευρώπη, η Γαλλία, η Ρουμανία και η Πρώην Σοβιετική Ένωση, θεωρούνται ως οι χώρες με τα πιο αξιόλογα κοιτάσματα διατομιτών (Breese 1994). Παρόλο που οι ρυθμοί παραγωγής είναι περίπου ίδιοι, εντούτοις είναι διαφορετικός ο σκοπός αξιοποίησης των διατομιτών για την διάθεση τελικών προϊόντων χρήσης. Για την παρασκευή φίλτρων διήθησης και πληρωτικών μέσων, οι σημαντικότερες χώρες – παραγωγοί είναι η Ισπανία, η Γερμανία, η Ισλανδία και η Γαλλία, ενώ η Δανία αναφέρεται ως η χώρα με την μεγαλύτερη παγκόσμια παραγωγή διατομίτη τύπου *moler* (95 Kt), βρίσκοντας εφαρμογή κυρίως στην κατασκευή μονωτικών υλικών (Εικ. 21).

Στην Γαλλία η ετήσια παραγωγή διατομίτη το έτος 2015 υπολογίστηκε περίπου σε 75 Kt περίπου καταλαμβάνοντας μόλις το 3% της παγκόσμιας παραγωγής (USGS 2016). Σύμφωνα με Breese (1994), τεταρτογενείς αποθέσεις έχουν παρατηρηθεί σε λιμναίους ιζηματογενείς σχηματισμούς (*Massif Central*), ενώ στην περιοχή *Murat* (Εικ. 22), αξιοποιείται από την εταιρεία *Celite Corporation*, ένα από τα σημαντικότερα κοιτάσματα όλης της χώρας, με σχεδόν αποκλειστική εφαρμογή ως μέσο διήθησης. Μεγάλης εμπορικής αξίας μπορεί να θεωρηθούν εξίσου οι διατομίτες της Ισπανίας, οι οποίοι χρησιμοποιούνται ως πληρωτικά μέσα, παρόλο που η σύστασή τους είναι σε μεγάλο βαθμό ανθρακική.

Η Γερμανία, θεωρείται σήμερα η πρώτη χώρα παραγωγής και εκμετάλλευσης διατομιτών για εμπορικούς σκοπούς. Η κύρια παραγωγή και το σύνολο εξορυκτικών δραστηριοτήτων, λαμβάνει χώρα στην περιοχή *Luneburg Health area of Lower Saxony*, από την εταιρεία *Vereinigte Deutsche Kieselgurwerke GmbH & Co. KG (VDK)*. Εμφανίσεις διατομιτών έχουν παρατηρηθεί επίσης στις περιοχές *Klieken* και *Vogelsberg Mountain* της Βαυαρίας, ενώ στην

Ιταλία το σύνολο διατομιτικών συγκεντρώσεων λιμναίας προέλευσης, εστιάζεται στην επαρχία *Viterbo* (Breese 1994).



**Εικόνα 21.** Λατομείο διατομίτη (τύπου **Εικόνα 22.** Λατομείο διατομίτη, Murat, moler) στη Δανία (<http://www.travelinggeologist.com/>) Γαλλία([http://commons.wikimedia.org/wiki/File: Mine-de-Diatomite-de-Murat-DSC\\_3242.jpg](http://commons.wikimedia.org/wiki/File:Mine-de-Diatomite-de-Murat-DSC_3242.jpg)).

Μία από τις πρωτοποριακές μεθόδους εξόρυξης και εκμετάλλευσης διατομιτικών κοιτασμάτων, εφαρμόζεται με επιτυχία στην Βόρεια Ισλανδία (Εικ. 23). Σε πρώτο στάδιο, πραγματοποιείται εξαγωγή διατομιτών λασπώδους μορφής με ειδικές μεθόδους βυθοκόρησης. Στη συνέχεια, με την βοήθεια αντλητικών συστημάτων, τοποθετείται η ιλύς σε ειδικό σύστημα υδροκυκλώνων, όπου λαμβάνει χώρα απομάκρυνση διαφόρων προσμίξεων. Το προκύπτον ακατέργαστο κοίτασμα αφυδατώνεται και στη συνέχεια αποξηραίνεται μέσω γεωθερμικού ατμού πριν την διαδικασία τελικής όπτησης (Breese 1994).



**Εικόνα 23.** Σύστημα υδροκυκλώνων, Βόρεια Ισλανδία (<https://www.facebook.com/photo.php?fbid=388688091168428&set=a.388688084501762.77260.388684387835465&type=1&theater>).



Σημαντικός αριθμός διατομικών αποθέσεων τόσο λιμναίας, όσο και θαλάσσιας προέλευσης υπάρχουν στην κεντρική επαρχία του Βόλγα, στην Γεωργία, στην Ουκρανία, στην Αρμενία, στη Ρουμανία (*Adamclisi, Patirlapele – Buzau και Minis Arad*), στην Ουγγαρία (*Erdobenyé*), στη Σερβία (*Prilep, Kriva Palanka*), στη Βουλγαρία (*Blangoenvgard*), καθώς επίσης και στο νοτιοανατολικό τμήμα της Πολωνίας (Breese 1994).

### Αφρική

Στη Αφρική, εμφανίσαις διατομικών θαλάσσιας προέλευσης, έχουν διαπιστωθεί στη περιοχή *Mostaganem* της Αλγερίας, ενώ αντίστοιχα λιμναίες διατομικές αποθέσεις παρατηρούνται στην κοιλάδα της Κένυας (Εικ. 24, 25) και σε μικρότερο βαθμό στην Αγκόλα, στο Τζιμπουτί, στην κεντρική Αιθιοπία, στην παράκτια ζώνη της Μοζαμβίκης, στη Νιγηρία, στο Ζιμπάμπουε και στο Μαρόκο (Breese 1994). Στην επαρχία *Sig* της Αλγερίας, η εξόρυξη των υψηλής περιεκτικότητας σε άνθρακα διατομικών, πραγματοποιείται υπόγεια από την εταιρεία *l' Enterprise Nationale des Produits Miniers Non Fereux et des Substances Utiles*. Σύμφωνα με Breese (1994), η ετήσια παραγωγή διατομικών κυμαίνεται σε χαμηλά επίπεδα και προέρχεται εξ' ολοκλήρου από την εκμετάλλευση του διατομικού κοιτάσματος της περιοχής *Witdraai*, βόρεια της επαρχίας *Cape (Cape Province)*.



**Εικόνα 24.** Λατομείο διατομίτη. Περιοχή **Εικόνα 25.** Επίπεδα στρώματα διατομίτη. Το Kariandusi, Κένυα, Αφρικής (<https://florecetanui.wordpress.com/page/2>). Το κάτωτερο είναι ηφαιστειακή στάχτη. Περιοχή Κένυα Αφρικής <http://humanorigins.si.edu/research/east-african-research/olorgesailie>).

### Ασία - Ωκεανία

Στην Ασία, η συνολική παραγωγή διατομίτη το τελευταίο χρονικό διάστημα έχει φτάσει σε αρκετά υψηλά επίπεδα, λαμβάνοντας υπόψη τον μεγάλο αριθμό βιομηχανικών εγκαταστάσεων και μονάδων παραγωγής στον ευρύτερο χώρο (*Showa Chemical Industry Co., Chuo Silica, Hokushu Keisodo, Hakusan κ.α.*). Σύμφωνα με USGS (2016), η συνολική παραγωγή διατομίτη της Κίνας, Ιαπωνίας και Τουρκίας το έτος 2015, άγγιξε τους 610 Mt, καταλαμβάνοντας περίπου το 26% της παγκόσμιας παραγωγής. Τα μεγαλύτερα σε μέγεθος

και τα πιο αξιόλογα σε εμπορική αξία κοιτάσματα διατομιτών της Κίνας εντοπίζονται κυρίως στην επαρχία Jilin (*Jilin Province*) κοντά στα σύνορα με τη Βόρεια Κορέα (Breese 1994, Εικ. 26). Ένας μεγάλος αριθμός αργιλικών διατομιτών λιμναίας σύστασης, έχει βρεθεί στην επαρχία Zhejiang, ενώ μικρότερες ποσότητες φιλοξενούνται κοντά στην νοτιοδυτική επαρχία Yunnan (*Tengchong region*).



**Εικόνα 26.** Ορυχείο διατομίτη, Επαρχία Jilin, **Εικόνα 27.** Επαφή βασάλτη (υποκείμενος Κίνα (<http://www.showachemical.co.jp/english/products/diatomite.html>)) με στρώμα διατομίτη (υπερκείμενος σχηματισμός), Manong Village, Κίνα (Zhang et. al. 2013).

Τόσο λιμναίας, όσο και θαλάσσιας προέλευσης διατομίτες, έχουν διαπιστωθεί στην Νότια Κορέα, κυρίως στο νοτιοανατολικό της τμήμα, στο Βιετνάμ, στη Ταϊλάνδη, καθώς και στο κεντρικό τμήμα της Τουρκίας. Στην Αυστραλία, ως σημαντικότερα κέντρα εκμετάλλευσης, αναφέρονται οι περιοχές *New South Wales* (Εικ. 28), *Victoria*, *Queensland*, ενώ σε πολλά νησιά της Νέας Ζηλανδίας (κυρίως στο βόρειο και νότιο τμήμα), μολονότι έχει εντοπιστεί αξιόλογος αριθμός διατομιτικών εμφανίσεων, εντούτοις η παραγωγή κυμαίνεται σε χαμηλά επίπεδα.



**Εικόνα 28.** Στρώμα διατομίτη, New South Wales, Αυστραλία (Whitehouse 2015).

#### 1.4. Διατομίτες στον Ελληνικό χώρο

Στην Ελλάδα όλοι οι τύποι διατομιτικών πετρωμάτων (ασβεστιτικοί, αργιλικοί, πλούσιοι σε άμορφο πυρίτιο), εντοπίζονται είτε σε θαλάσσιες, είτε σε Τριτογενείς λιμναίες ιζηματογενείς λεκάνες. Οι περιοχές με τα πιο αξιόλογα αποθέματα διατομιτών είναι: οι λεκάνες Κλειδιού Φλώρινας, Κομνηνών Πτολεμαΐδας, Ελασσόνας και Μεγαλόπολης (γλυκού νερού), οι λεκάνες Αιανής Κοζάνης και Μυτιληνίων Σάμου (αλατούχου – αλκαλικής λίμνης), η Αίγινα, η Μήλος, η Γαύδος, οι λεκάνες Καστελλίου και Ηρακλείου Κρήτης (αβαθούς θάλασσας), καθώς και η Ζάκυνθος (βαθιάς θάλασσας) (Stamatakis & Tsioura-Vlachou 1990, Koukouzas 1992, Dermitzakis et. al. 1998, Stamatakis et. al. 1998). Τα ενδεικτικά αποθέματά τους υπολογίζονται περίπου σε 100 Mt, ενώ το 50% εξ αυτών εντοπίζονται στις λεκάνες Κλειδιού Φλώρινας, Κομνηνών Πτολεμαΐδας, Αιανής Κοζάνης και Γιαννωτών Ελασσόνας (Tsirambides & Filippidis 2012a,b, Τσιραμπίδης & Φιλίππιδης 2013). Ο σχηματισμός διατομιτών, καθώς και η γεωγραφική κατανομή τους σε όλο τον ελληνικό χώρο, δίνουν χρήσιμα συμπεράσματα για το παλαιοπεριβάλλον και την παλαιοοικολογία. Συγκεκριμένα η κυριαρχία των ειδών *Epithermia argus* και *Epithermia goeppertiana* στις περιοχές Χελιδόνι και Σκιλλουντία της δυτικής Πελοποννήσου, υποδηλώνει λιμναίες αποθέσεις που έλαβαν χώρα κάτω από ευρύαλες έως μεσοευρύαλες συνθήκες, ενώ η ποικιλία διατόμων που εντοπίστηκε στην περιοχή Γρύλλος, φανερώνει μεταβολή παλαιοπεριβαλλοντικών συνθηκών (Φρυδάς & Οικονόμου-Αμίλλη 1994).

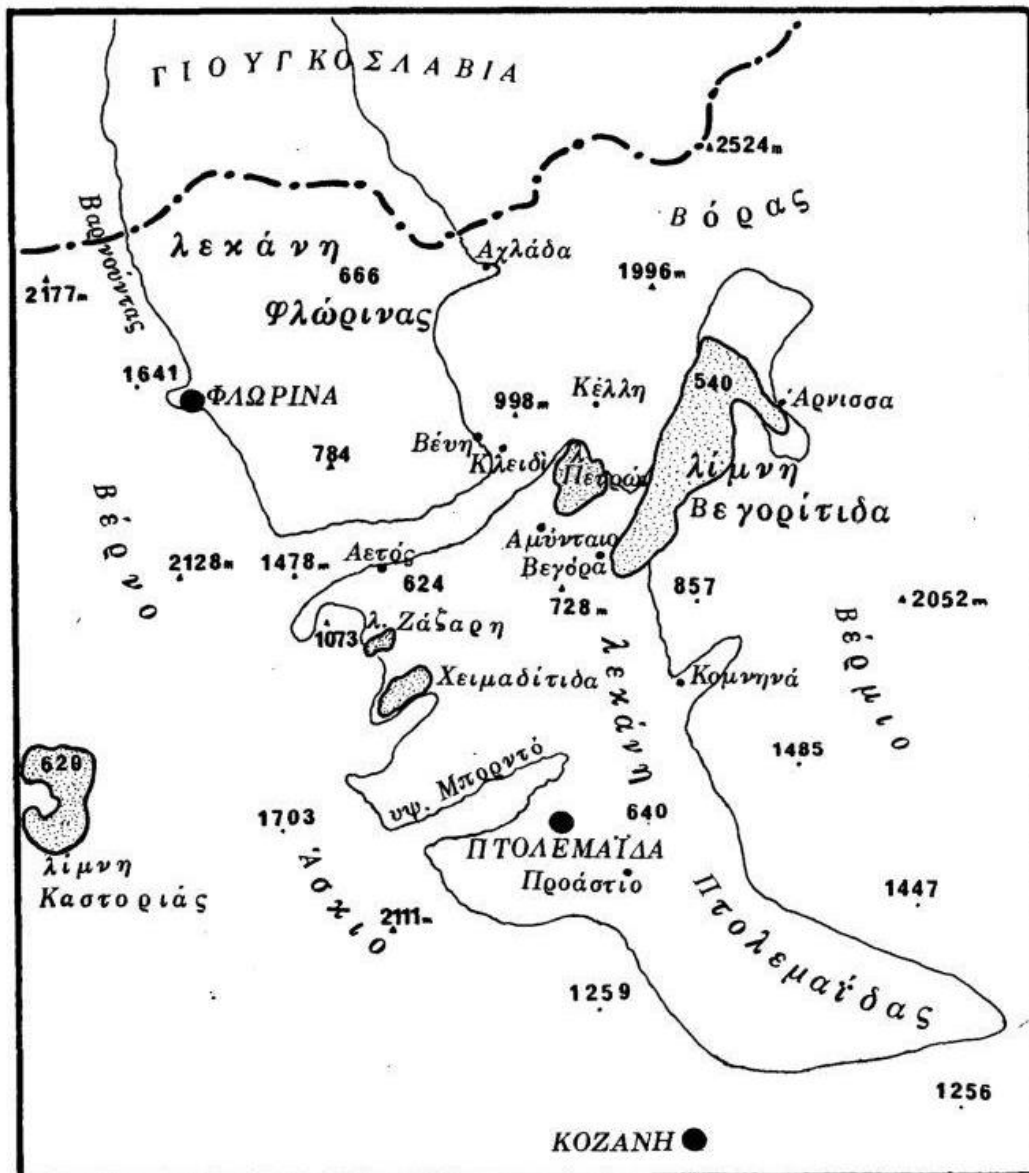
Στη συνέχεια ακολουθεί αναλυτική περιγραφή των διατομιτικών εμφανίσεων των περιοχών Κλειδί (Φλώρινα), Σαραντάπορου-Δρυμού (Θεσσαλία), Σάμου, Μήλου και Ζακύνθου.

##### 1.4.1. Περιοχή Κλειδί – Λιγνιτική λεκάνη Φλώρινας, Δυτική Μακεδονία

Η ιζηματογενής λεκάνη της Φλώρινας, αποτελεί τμήμα της ευρύτερης Νεογενούς λεκάνης της βορειοδυτικής Μακεδονίας, η οποία ακολουθώντας μια ΒΒΔ – ΝΝΑ διεύθυνση, έχει συνολικό μήκος 100 km και πλάτος 15 – 20 km περίπου. Εκτείνεται από από την περιοχή Μοναστήρι των Σκοπίων, μέχρι τα όρη του Βούρινου Κοζάνης, διαμέσου των πόλεων της Φλώρινας, Αμυνταίου και Πτολεμαΐδας (Εικ. 29).

Οι ιζηματογενείς λεκάνες τόσο στην περιοχή Κλειδί Φλώρινας, όσο και στον ευρύτερο χώρο της Δυτικής Μακεδονίας (Βεγόρα, Κομνηνά), φιλοξενούν σημαντικά αποθέματα αργιλικών διατομιτών, τα οποία επικαλύπτουν ως υπερκείμενα στρώματα τους ανωμειοκαινικούς λιγνίτες. Το σύνολο της λιθολογίας περιλαμβάνει επίσης αργιλικούς ιλυόλιθους, ψαμμιτικούς σχηματισμούς, κροκαλοπαγή, μάργες, ασβεστόλιθους, χουντίτη,

μαγνησίτη, ενώ σε μεγάλο βάθος, έχει διαπιστωθεί η παρουσία και διατήρηση οργανικής ύλης (υπολείμματα ξύλου, απολιθωμένα φύλλα) (Steenbrink et al. 2006).

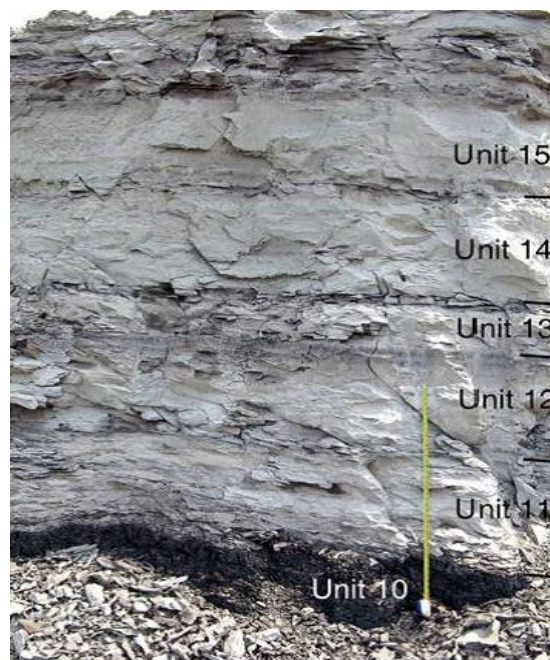


Εικόνα 29. Χάρτης ιζηματογενών λεκανών Φλώρινας-Πτολεμαΐδας (Παυλίδης 1985).

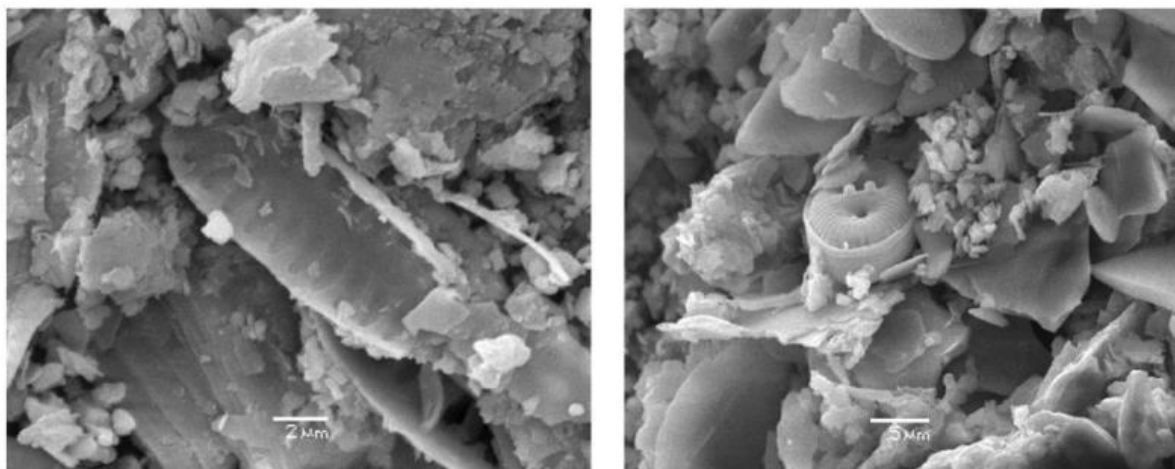
Μακροσκοπικά οι διατομικοί σχηματισμοί εμφανίζονται με λευκό έως γκριζωπό χρώμα, είναι μαζώδεις στο σύνολό τους (Εικ. 30), ενώ σε αρκετά σημεία της ιζηματογενούς ακολουθίας, έχουν εντοπιστεί σημαντικές ποσότητες σιδηρούχων - σιδηροασβεστούχων φωσφορικών ορυκτών (αναπαΐτης, βιβιαντίτης), ως αντικαταστάτες της οργανικής ύλης. Σύμφωνα με αποτελέσματα ορυκτολογικών και ορυκτοχημικών αναλύσεων, διαπιστώθηκε η παρουσία φυλλοπυριτικών ορυκτών, με τον μοσχοβίτη να είναι η κυρίαρχη φάση, ενώ ο καολινίτης και χλωρίτης εμφανίζονται ως δευτερεύοντα ορυκτά συστατικά (Πια et al. 2009). Το SiO<sub>2</sub> εμφανίζεται σε ποσοστό 65% κ.β., περίπου και σχετίζεται άμεσα με την παρουσία πυριτικών (χαλαζίας, οπάλιος) και αργιλοπυριτικών ορυκτών, ενώ το Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> σχετίζεται



κυρίως με την παρουσία χλωρίτη και βερμικουλίτη. Σημαντική είναι επίσης η περιεκτικότητά τους σε αργίλιο, με ποσοστό περίπου 13% κ.β., ενώ μικρότερο ποσοστό καταλαμβάνουν το Ca, Mg, Na, K, Ti, Mn, P και S (Πίν. 4). Η μελέτη δειγμάτων σε ηλεκτρονικό μικροσκόπιο σάρωσης, ανέδειξε ότι τα κελύφη των διατόμων είναι καλά διατηρημένα στον χώρο, έχουν επιμήκη μορφή, ενώ το μέγεθός τους κυμαίνεται από 5 μέχρι 30  $\mu\text{m}$ . Χαρακτηριστική επίσης είναι η εικόνα κρυστάλλων χαλαζία και αστρίων (δενδριτικής μορφής) τα οποία περιβάλλουν τα καλά διατηρημένα κελύφη διατόμων (Εικ. 31).



**Εικόνα 30.** Ιζηματογενής ακολουθία διατομιτών στην περιοχή Κλειδί Φλώρινας (Owen et al. 2010).



**Εικόνα 31.** Καλοδιατηρημένα κελύφη διατόμων από την περιοχή Κλειδί Φλώρινας (Ilija et al. 2009).

Ύστερα από εργαστηριακές αναλύσεις, διαπιστώθηκε ότι τα αργιλικά διατομικά υλικά Κλειδιού Φλώρινας, παρουσιάζουν υψηλό βαθμό απορρόφησης τόσο στο νερό, όσο και στο λάδι (70-79 %). Σύμφωνα με τους (Pia et al. 2009) το φαινόμενο αυτό οφείλεται στην απορροφητική ικανότητα τόσο των διατομικών κελυφών, όσο και των περιεχομένων αργιλικών ορυκτών.

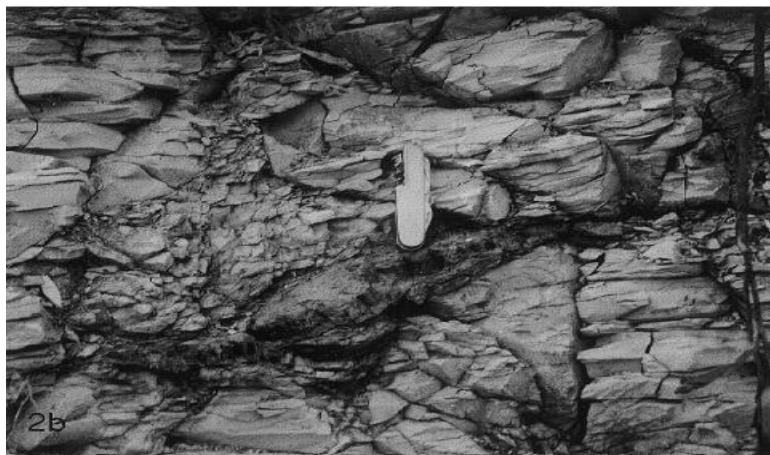
<b>Πίνακας 4.</b> Χημική ανάλυση διατομικών δειγμάτων στη θέση Κλειδί (Pia et al. 2009).		
Οξείδιο	Κοκκομετρία < 0,3 mm	Κοκκομετρία 0,3 - 1,7 mm
SiO <sub>2</sub>	64,70	64,10
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	13,55	12,90
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	10,90	12,20
CaO	2,51	2,30
MgO	1,86	1,80
Na <sub>2</sub> O	1,47	1,22
K <sub>2</sub> O	1,92	1,83
TiO <sub>2</sub>	0,65	0,60
MnO	0,20	0,24
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,37	0,62
SO <sub>3</sub>	0,02	0,02
Απώλεια πύρωσης	2,26	2,25
Σύνολο	100,41	100,08

#### 1.4.2. Λεκάνη Σαρανταπόρου-Δρυμού, Θεσσαλία

Η λεκάνη Σαρανταπόρου-Δρυμού, αποτελεί μερική προέκταση ενός ευρύτερου συστήματος λεκάνων της Δυτικής Μακεδονίας, ΝΑ διεύθυνσης, η οποία σχηματίστηκε ως αποτέλεσμα έντονων τεκτονικών διεργασιών που έλαβαν χώρα κατά το Άνω Μειόκαινο, πάνω στο κρυσταλλοσχιστώδες υπόβαθρο της Πελαγονικής μάζας. Οι κατάλληλες φυσικοχημικές συνθήκες (pH, Eh), καθώς επίσης το ήρεμο υδάτινο και πλούσιο σε φυτικά συστατικά περιβάλλον, συνετέλεσαν στην δημιουργία λιγνιτικών και διατομικών κοιτασμάτων (Koukouzas 2007). Μεταξύ άλλων, το σύνολο της λιθολογίας περιλαμβάνει πηλόλιθους, ιλυόλιθους, γνεύσιους, σχιστόλιθους, ανθρακικά πετρώματα, υπερβασικά πετρώματα, κροκαλοπαγή και ψαμμίτες. Όλοι οι Νεογενείς ιζηματογενείς σχηματισμοί (αργιλοί διατομίτες, πηλόλιθοι, ιλυόλιθοι και λιγνιτικά στρώματα) επικάθονται ασύμφωνα πάνω στους Μεσοζωϊκούς και Παλαιοζωϊκούς σχηματισμούς (γνεύσιοι, σχιστόλιθοι,

υπερβασικά πετρώματα, ανθρακικοί σχηματισμοί), ενώ φαίνεται να καλύπτονται ασύμφωνα από Πλειστοκαινικούς ψαμμίτες και κροκαλοπαγή.

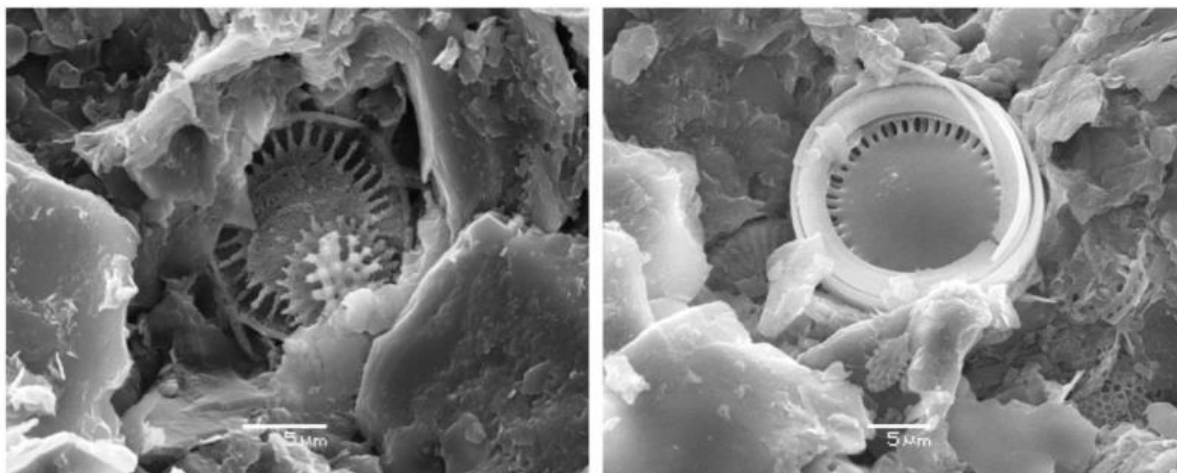
Οι αργιλικό διατομιτικοί σχηματισμοί μακροσκοπικά εμφανίζονται με φαιοκίτρινο έως καφέ χρώμα στην επιφάνεια, ενώ σε μεγάλο βάθος έχουν γκριζωπό χρώμα. Όπως στην περιοχή Κλειδί Φλώρινας, έτσι και στην λεκάνη Σαρανταπόρου-Δρυμού, φιλοξενούν σημαντικές ποσότητες σιδηρούχων-σιδηροασβεστούχων φωσφορικών ορυκτών (βιβιανίτη, μιτριδατίτη, αναπαίτη, υδροξυαπατίτη), τα οποία σχηματίστηκαν ως αποτέλεσμα απόθεσης της οργανικής ύλης σε αβαθές λιμναίο περιβάλλον και σε συνθήκες έλλειψης ασβεστίου (οι οποίες όμως άλλαξαν με την πάροδο του χρόνου λόγω επίδρασης του υπόγειου νερού). Μάλιστα, πολλά από τα σιδηροασβεστούχα φωσφορικά ορυκτά (μιτριδατίτης, αναπαίτης), εμφανίζονται επιφανειακά οξειδωμένα, με την μορφή φλεβοειδών διεισδύσεων μέσα σε διατομικά στρώματα σε υποπαράλληλη στρώση (Εικ. 32), ενώ σε μεγαλύτερα βάθη (μεγαλύτερα από 40 μ.) έχουν εντοπιστεί σημαντικές ποσότητες βιβιανίτη.



**Εικόνα 32.** Φλεβοειδής διείσδυση φωσφορίτη (έντονο σκούρο χρώμα) μέσα σε στρώμα αργιλικού διατομίτη. Περιοχή Σαραντάπορο – Ελασσόνα (Stamatakis & Koukouzas 2000).

Βάση ορυκτολογικών αναλύσεων, οι διατομιτικοί σχηματισμοί Σαρανταπόρου-Δρυμού χαρακτηρίζονται από την παρουσία πυριτικών ορυκτών, αργιλικών ορυκτών και μαρμαρυγιών (Pia et al. 2009). Το άμορφο πυρίτιο με την μορφή οπαλίου-Α, φαίνεται να είναι η κυρίαρχη φάση, ακολουθούμενο από μοσχοβίτη, καολινίτη και βερμικουλλίτη, ενώ έχει αναφερθεί επίσης η παρουσία χαλαζία και αστρίων. Από μελέτη σε ηλεκτρονικό μικροσκόπιο, προέκυψε ότι τα κελύφη διατόμων είναι καλά διατηρημένα στο χώρο, έχοντας μια δισκοειδής – σκαφοειδής μορφή μέσα σε αργιλική συνδετική ύλη (Εικ. 33). Η χημική σύσταση των διατομιτών αντιπροσωπεύεται κυρίως από την παρουσία πυριτίου σε ποσοστό

πάνω από 65% κ.β., αργιλίου και σιδήρου σε ποσοστό πάνω από 16 και 6% κ.β., αντίστοιχα, ενώ τα υπόλοιπα στοιχεία και ιχνοστοιχεία (Ca, Mg, Na, K, Ti, Mn, P, S) συμμετέχουν με μικρότερο ποσοστό (Πίν. 5). Το περιεχόμενο SiO<sub>2</sub> σχετίζεται με την παρουσία πολύμορφων ορυκτών του πυριτίου (χαλαζίας και οπάλιος-Α), καθώς και αργιλοπυριτικών ορυκτών, ενώ το Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> με την παρουσία βερμικουλλίτη και χλωρίτη.



**Εικόνα 33.** Δισκοειδή κελύφη διατόμων διατηρημένα μέσα σε αργλική συνδετική ύλη από την περιοχή Σαρανταπόρου-Δρυμού (Iliá et al. 2009).

<b>Πίνακας 5.</b> Χημική ανάλυση (% κ.β.) διατομιτικών δειγμάτων στην περιοχή Δρυμού Σαραντάπορου (Iliá et al. 2009).		
Οξείδιο	Κοκκομετρία < 0,3 mm	Κοκκομετρία 0,3 - 1,7 mm
SiO <sub>2</sub>	65,20	65,70
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	16,60	16,60
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	6,33	6,74
CaO	1,92	1,69
MgO	1,92	2,02
Na <sub>2</sub> O	1,52	1,24
K <sub>2</sub> O	2,57	2,57
TiO <sub>2</sub>	0,87	0,82
MnO	0,11	0,21
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,13	0,17
SO <sub>3</sub>	0,65	0,63
Απώλεια πύρωσης	2,71	2,10
Σύνολο	100,53	100,49



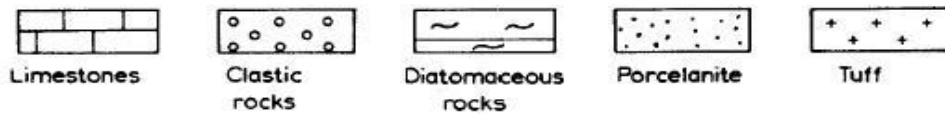
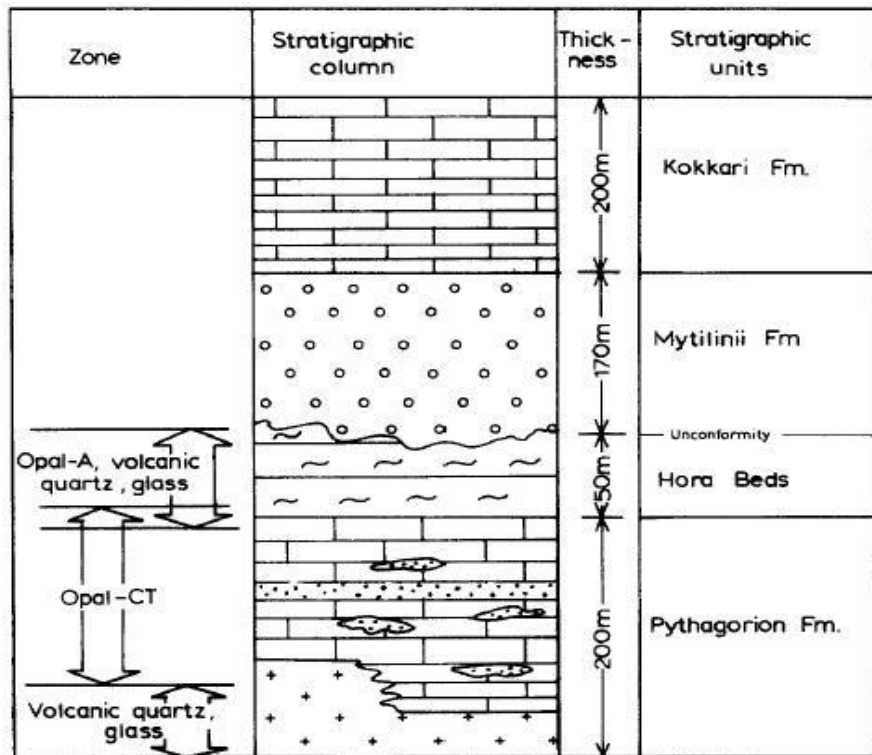
Οι εφαρμογές των διατομικών υλικών της περιοχής Σαρανταπόρου-Δρυμού σε βιομηχανική κλίμακα, εστιάζονται στη χρησιμότητά τους ως προσθετικά μέσα σε μίγματα τσιμέντου, καθώς επίσης και στην παραγωγή μιγμάτων ελαφροβαρών υλικών. Σύμφωνα με Stamatakis et al. (2010), ο υψηλός βαθμός απορροφητικότητάς τους ύστερα από πειραματικές δοκιμές σε υγρά απόβλητα ελαιοτριβείων, καθιστούν δυνατή την χρήση τους ως απορροφητικά υλικά. Το γεγονός αυτό οφείλεται τόσο στην παρουσία των «διογκωμένων» αργιλικών ορυκτών (σμεκτίτη, βερμικουλίτη) μέσα στη μάζα τους, όσο και στην κυλινδρική-δισκοειδή μορφή των κελυφών των διατόμων.

#### 1.4.3. Λεκάνη Σάμου

Στην λεκάνη της Σάμου, εμφανίσεις διατομιτών πλούσιοι σε οπάλιο-A, εντοπίζονται κυρίως στα ανώτερα στρώματα των ιζηματογενών πετρωμάτων της λεκάνης των Μυτιληνίων, ανατολικά του νησιού, ηλικίας Άνω Μειοκαίνου (Εικ. 34). Το σύνολο της λιθολογίας περιλαμβάνει μεταξύ άλλων ασβεστόλιθους, πορσελανίτες, μάργες, διατομικές μάργες, δολομίτες και τοφφίτες. Στα κατώτερα στρώματα, ο διατομίτης έχει μετασχηματιστεί σε πορσελανίτη (πλούσιος σε οπάλιο - CT), εξαιτίας διαγενετικών συνθηκών οι οποίες έλαβαν χώρα σε αλμυρό-αλκαλικό περιβάλλον, με αποτέλεσμα να επικαλύπτονται από τα πλούσια σε οπάλιο-A στρώματα διατομιτών. Τα πλούσια σε πυρίτιο στρώματα φαίνεται να επικαλύπτονται τμηματικά από συμπαγή ηφαιστειακή τέφρα πάχους 20 m περίπου.

Σύμφωνα με ορυκτολογικές και γεωχημικές αναλύσεις (Stamatakis et al. 1989), ο ρυθμός μετασχηματισμού του οπαλίου-A σε οπάλιο-CT οφείλεται κατά ένα μεγάλο βαθμό στην χημική σύσταση των κυκλοφορούντων ρευστών διαλυμάτων, ενώ σε μικρότερο βαθμό στη λιθολογία των φιλοξενούντων πετρωμάτων και την υψηλή θερμοκρασία των θερμών διαλυμάτων, στην ευρύτερη θαλάσσια περιοχή του Αιγαίου.

Η ορυκτολογική μελέτη διατομικών δειγμάτων, έδειξε ότι αυτά αποτελούνται σχεδόν αποκλειστικά από άμορφο πυρίτιο (οπάλιος-A) και ασβεστίτη, ενώ με μικρότερο ποσοστό συμμετέχουν αργιλικά ορυκτά, άστριοι και αραγωνίτης (Μακρή & Σταματάκης 2005). Τα αποτελέσματα των ορυκτολογικών αναλύσεων φαίνονται να είναι σε πλήρη συμφωνία με εκείνα των χημικών αναλύσεων (Πίν. 6), όπου οι αυξημένες τιμές αργιλίου, σιδήρου, μαγνησίου και καλίου των διατομικών δειγμάτων, αντανακλούν την παρουσία των αργιλικών ορυκτών και αστρίων. Από την μελέτη σε ηλεκτρονικό μικροσκόπιο σάρωσης, προέκυψε ότι τα κελύφη των διατόμων είναι δισκοειδούς έως σκαφοειδούς μορφής και σε μέτρια έως καλή κατάσταση διατήρησης (Εικ. 35), ενώ σε μερικά σημεία έχει διαπιστωθεί μερική αντικατάσταση κρυστάλλων ασβεστίτη από οπάλιο-CT (Εικ. 36).



**Εικόνα 34.** Σχηματικό διάγραμμα στρωματογραφίας της λεκάνης Μυτιλήνης Σάμου και οι ζώνες πολύμορφων πυριτικών ορυκτών (Stamatakis et al. 1989).

**Πίνακας 6.** Χημική σύσταση (% κ.β) διατομιτών Σάμου (Μακρή & Σταματάκης 2005).

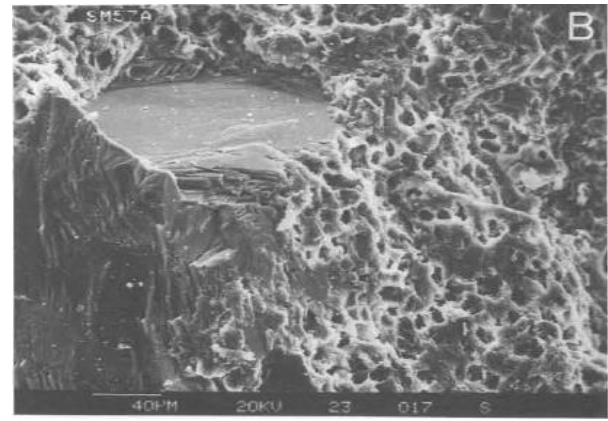
SiO <sub>2</sub>	46,54
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	4,36
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	2,52
CaO	24,60
MgO	1,09
K <sub>2</sub> O	0,48
Na <sub>2</sub> O	0,19
Απώλεια πύρωσης	20,52
Σύνολο	10,14

Ύστερα από πειραματικές δοκιμές σε διατομιτικά υλικά της Σάμου σε μικροκλίμακα, διαπιστώθηκε η άριστη συμπεριφορά τους ως προσροφητικά μέσα συγκράτησης όγκου, ιόντων Mg<sup>2+</sup>, K<sup>+</sup>, Na<sup>+</sup>, Cl<sup>-</sup>, PO<sub>4</sub><sup>3-</sup>, φαινολών, ολικών διαλυμένων στερεών και στερεού

υπολείμματος των ρευστών αποβλήτων των ελαιοτριβείων (Μακρή & Σταματάκης 2005). Επομένως, καθίσταται δυνατή η χρήση τους στην επεξεργασία ρευστών αποβλήτων, μειώνοντας κατά πολύ τον όγκο και την οξύτητά τους, αυξάνοντας ταυτόχρονα το pH τους και απομακρύνοντας εν τέλει σημαντικό ρυπαντικό φορτίο, όπως π.χ φαινόλες,  $Cl^-$  και  $PO_4^{3-}$ . Με αυτό τον τρόπο διευκολύνεται η περαιτέρω επεξεργασία και απορρύπανσή τους, ούτως ώστε να καταλήγουν όσο γίνεται καθαρότερα στο περιβάλλον. Αξίζει επίσης να αναφερθεί ότι εξαιτίας του υψηλού βαθμού απορροφητικότητάς τους, μπορούν να χρησιμοποιηθούν ως κατάλληλα απορροφητικά μέσα σε βιομηχανική κλίμακα, ενώ ο ωμός διατομίτης και τα φρυγμένα παράγωγά του μπορούν να αξιοποιηθούν με επιτυχία ως ασβεστοπυρικές πρώτες ύλες στην παρασκευή κλίνκερ τσιμέντου, εάν φυσικά ανακαλυφθούν επαρκή αποθέματα προς βιομηχανική εκμετάλλευση.



**Εικόνα 35.** Δισκοειδή και σκαφοειδή κελύφη διατόμων από διατομίτη της Σάμου (Μακρή & Σταματάκης 2005).

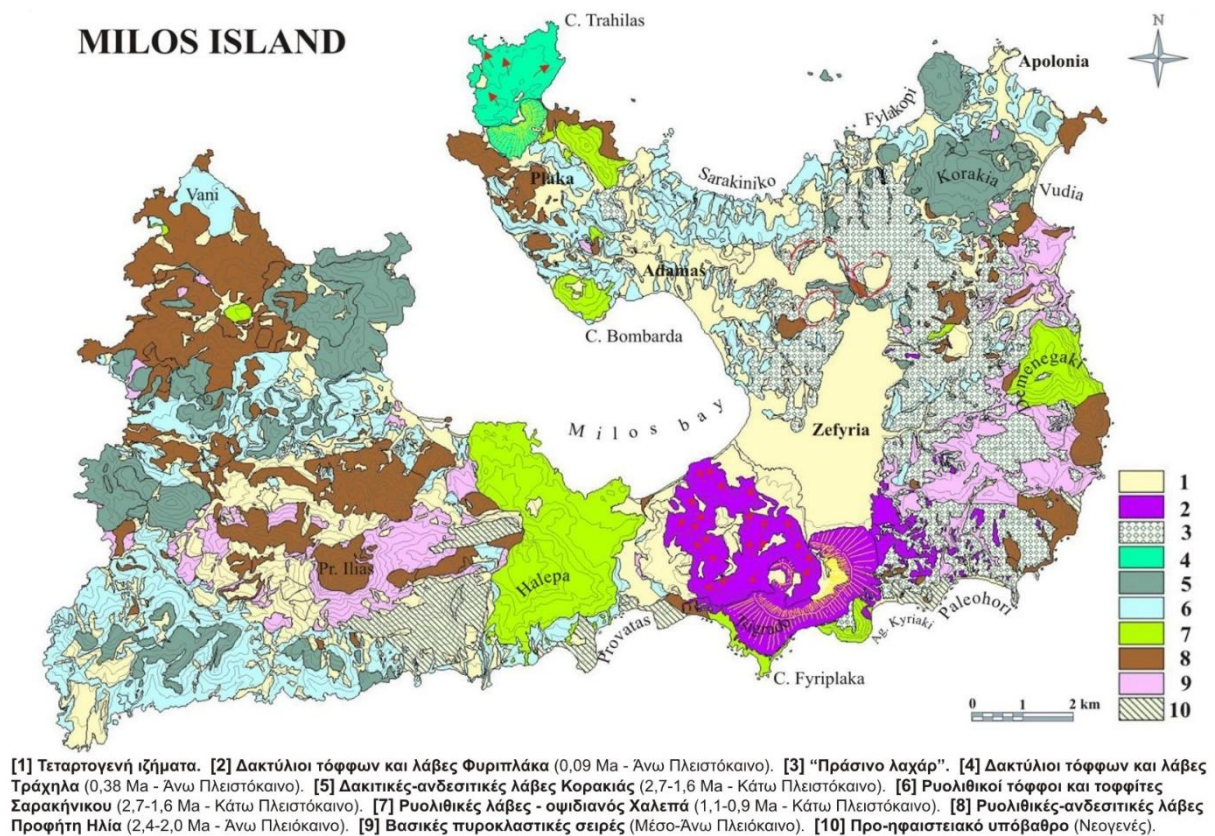


**Εικόνα 36.** Αντικατάσταση ασβεστίτη διατόμων από διατομίτη της Σάμου (αριστερά) από οπάλιο-CT (πορώδης μάζα) (Stamatakis et al. 1989).

#### 1.4.4. Νήσος Μήλος

Το νησιωτικό σύμπλεγμα της Μήλου – Αντιμήλου – Πολύαιγου - Κίμωλου και η νήσος Μήλος συγκεκριμένα, τοποθετούνται στο νοτιοδυτικό τμήμα του σύγχρονου ενεργού ηφαιστειακού τόξου του Αιγαίου (Εικ. 37). Η περιοχή αυτή χαρακτηρίζεται από έντονη ηφαιστειακή δραστηριότητα και άνοδο προς την επιφάνεια θερμών μαγματικών ρευστών. Το γεωλογικό υπόβαθρο του νησιού ανήκει στην μεταμορφωμένη Αττικοκυκλαδική μάζα και αποτελείται κυρίως από σχιστόλιθους, γνεύσιους και χαλαζίτες Μεσοζωϊκής – Παλαιογενούς ηλικίας. Πάνω στην ετερογενή και έντονα πτυχωμένη κρυσταλλοσχιστώδη μάζα, τοποθετούνται ασύμφωνα και επικλυσιγενώς, θαλάσσια ιζήματα Μειοκαινικής και Πλειοκαινικής ηλικίας (κροκαλοπαγή, ανθρακικά πετρώματα), τα οποία επικαλύπτονται από προϊόντα ηφαιστειακής δραστηριότητας (Ανώτερο Πλειόκαινο-Τεταρτογενές), καθώς και από πρόσφατες αλλουβιακές αποθέσεις (Fytikas et al. 1986).

Το σύνολο των λιθοστρωματογραφικών σχηματισμών αποτελείται κυρίως από λάβες, τόφφους, τοφφίτες, κισσηρώδεις τόφους και ηφαιστειακά λατυποκροκαλοπαγή, ενώ οι διατομίτες, σε πολλά σημεία του νησιού (Ξυλοκερατιά, Φράγκο, Αδάμας, Αλιμία, Σαρακήνικο, Αγία Ειρήνη), εμφανίζονται ως ενδιαστρώσεις μέσα σε τόφφους, κισσηρώδεις σχηματισμούς και ηφαιστειακή στάχτη. Χαρακτηρίζονται ως Πλειοκαινικής – Πλειστοκαινικής ηλικίας, έχουν υποκίτρινο έως λευκό χρώμα, ενώ το συνολικό τους πάχος ξεπερνάει τα 20 μέτρα περίπου (Εικ. 38, 39). Συνήθως εναλλάσσονται με υποκίτρινες μάργες, υπόλευκους κισσηρώδεις τόφφους και ασβεστολιθικούς πάγκους πλούσιους σε δίθυρα, γαστερόποδα, καρκινοειδή, κ.λπ., ενώ σε ορισμένες περιοχές (Φυλακωπή, Σαρακινικό, Αλιμία), έχουν διαπιστωθεί μορφές burrows (βιοδηλωτικά ίχνη), απολιθώματα ψαριών, φύλλων, καθώς και γωνιώδη έως αποστρογγυλεμένα κομμάτια κίσηρης, μεγέθους έως 2 cm (Fytikas et al. 1986).



**Εικόνα 37.** Απλοποιημένος γεωλογικός χάρτης της Μήλου (Τσιούγκου 2015).

Σύμφωνα με τους Calvo et al. (2012) η διαδοχική ακολουθία στην ιζηματοπόθεση διατομιτικών σχηματισμών (διατομιτικής μάργας) και παράκτιων ανθρακικών πετρωμάτων (ασβεστολίθων), σε συνδυασμό με τα μορφολογικά χαρακτηριστικά των ηφαιστειοκλαστικών αποθέσεων, δείχνουν ένα σχετικά μικρού βάθους περιβάλλον σχηματισμού. Επιπλέον, η

παρουσία χαρακτηριστικών τύπων διατόμων και πλαγκτονικών μορφών μέσα σε ορισμένα διατομικά στρώματα, υποδεικνύει την ύπαρξη ενός κλειστού και ανεπαρκούς σε οξυγόνο θαλάσσιου περιβάλλοντος, μολονότι έχουν διαπιστωθεί μεταβολές στην ιζηματογένεση, εξαιτίας αυξομείωσης της στάθμης της θάλασσας.



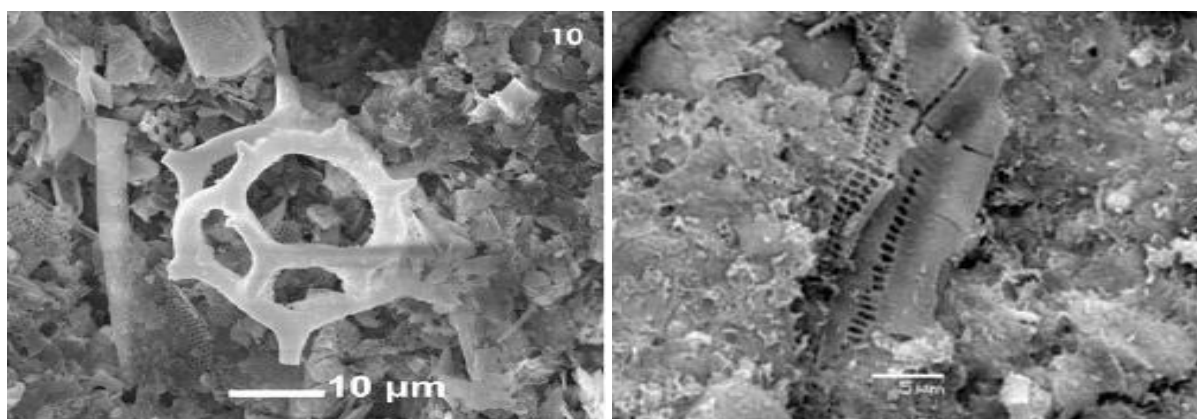
**Εικόνα 38.** Εμφάνιση στρώματος **Εικόνα 39.** Διατομίτες από την περιοχή διατομικής μάργας από το νησί της Μήλου. Αλίμια-Φυλακωπή της Μήλου, ([http://www.geol.uoa.gr/atta-chments/article/326/Odigos\\_strwmatos\\_oriotheteitai\\_apo\\_tin\\_paparousia\\_Milou\\_.pdf](http://www.geol.uoa.gr/atta-chments/article/326/Odigos_strwmatos_oriotheteitai_apo_tin_paparousia_Milou_.pdf)). αμμώδους ασβεστόλιθου (Calvo et al. 2012).

Από την ορυκτολογική μελέτη των διατομικών δειγμάτων της Μήλου (Stamatakis et al. 2010) προέκυψε η συμμετοχή άμορφου πυριτίου με την μορφή οπαλίου-A, ως κύρια ορυκτολογική φάση. Αυτό εξάλλου διαπιστώνεται και από την εικόνα των πολλαπλών κελύφων, σκελετικών τμημάτων των διατόμων και πυριτιομαστιγιωτών ειδών στο ηλεκτρονικό μικροσκόπιο σάρωσης (Stamatakis & Stamatakis 2010, Calvo et al. 2012). Μάλιστα, εξαιτίας της μεταφορικής κίνησης των υδάτινων ρευμάτων και της επαναπόθεσής των διατομιτών, πολλά σκελετικά μέρη τους έχουν υποστεί σημαντικό βαθμό αλλοίωσης (Εικ. 40, 41). Σύμφωνα με τα αποτελέσματα χημικών αναλύσεων (Stamatakis et al. 2010), προκύπτει (Πίν. 7) η παρουσία πυριτίου ως κύριο χημικό στοιχείο σε ποσοστό  $\approx 71\%$  κ.β., ενώ το αργίλιο, σίδηρο, ασβέστιο και νάτριο συμμετέχουν σε πολύ μικρότερα ποσοστά (<6,5% κ.β.). Η αρκετά μεγάλη περιεκτικότητα των διατομιτών σε πυρίτιο, αντικατοπτρίζει την καθολική παρουσία των πολύμορφων ορυκτών συστατικών οπαλίου-A, ενώ το υψηλό ποσοστό σε σίδηρο και αργίλιο, οφείλεται στην παρουσία αργιλικών και αργιλοπυριτικών ορυκτών.

Λόγω της παρουσίας διαφόρων φάσεων ενεργού πυριτίου, συγκεκριμένα οπαλίου A, καθώς και ηφαιστειακής υάλου, αρκετά διατομικά δείγματα της Μήλου έχουν εξεταστεί ως ποζολανικά πρόσθετα σε πολλές βιομηχανικές χρήσεις, κυρίως στην τσιμεντοβιομηχανία.



Μάλιστα στη θέση Ξυλοκερατιά ΝΔ της Μήλου (Εικ. 42), υπάρχουν δύο σημαντικά ορυχεία ποζολάνης, συνολικής έκτασης 450 στρεμμάτων. Το υλικό στα ορυχεία αυτά είναι ανομοιογενές, αφού εκτός από διατομίτη, αποτελείται από ψαμμιτικούς, λαπιλλιτικούς τόφφους, ηφαιστειακή τέφρα, κισσηρώδεις τόφφους και ηφαιστειακές βολίδες μεγέθους έως 2 cm. Επίσης, αρκετά διατομικά υλικά της Μήλου, ύστερα από πειραματικές έρευνες σε υγρά απόβλητα ελαιοτριβείων, έχουν κριθεί κατάλληλα ως απορροφητικά μέσα καθώς και ως μέσα αύξησης pH των διαλυμάτων, εξαιτίας της υψηλής περιεκτικότητάς τους σε οπάλιο Α, αργιλικά ορυκτά, αλλά και λόγω της ιδιαίτερης εσωτερικής μικροδομής τους.



**Εικόνα 40.** Εικόνα από SEM πυριτιο-μαστιγωτού *Distephanus*. Διακρίνονται τα την Ξυλοκερατιά της Μήλου. Διακρίνονται τα καλοδιατηρημένα κελύφη και σκελετικά θραύσματα των σκελετικών τμημάτων των τμήματα των διατόμων (Calvo et al. 2012). **Εικόνα 41.** Εικόνα από SEM διατομίτη από διατόμων μέσα σε υαλώδη και αργιλική συνδετική ύλη (Stamatakis & Stamatakis 2010).

SiO <sub>2</sub>	70,83
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	6,42
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	5,80
CaO	2,72
MgO	1,11
K <sub>2</sub> O	0,82
Na <sub>2</sub> O	2,55
Απώλεια πύρωσης	9,50
Σύνολο	99,75





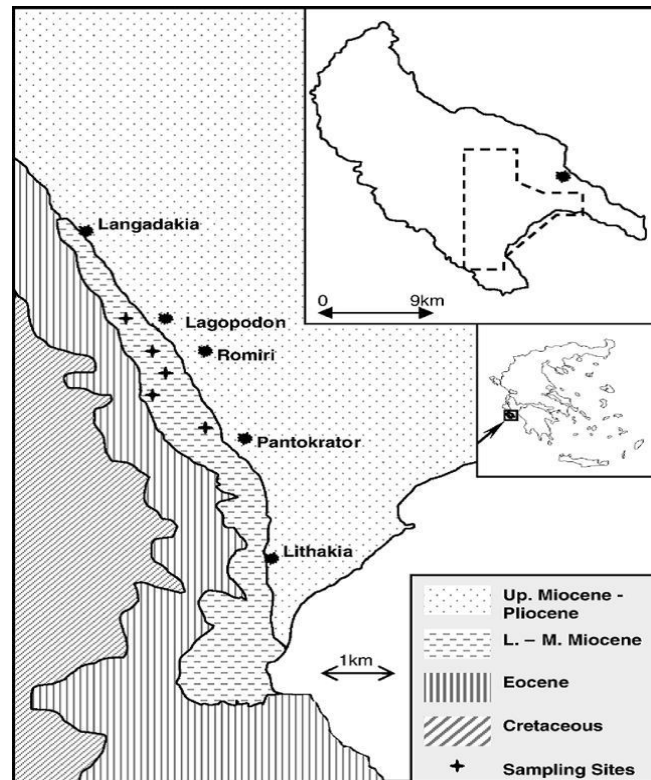
**Εικόνα 42.** Ορυχείο ποζολάνης στην Ξυλοκερατιά, ΝΔ Μήλος ([http://www.geol.uoa.gr/attachments/article/326/Odigos\\_Milou\\_.pdf](http://www.geol.uoa.gr/attachments/article/326/Odigos_Milou_.pdf))

#### 1.4.5. Νήσος Ζάκυνθος

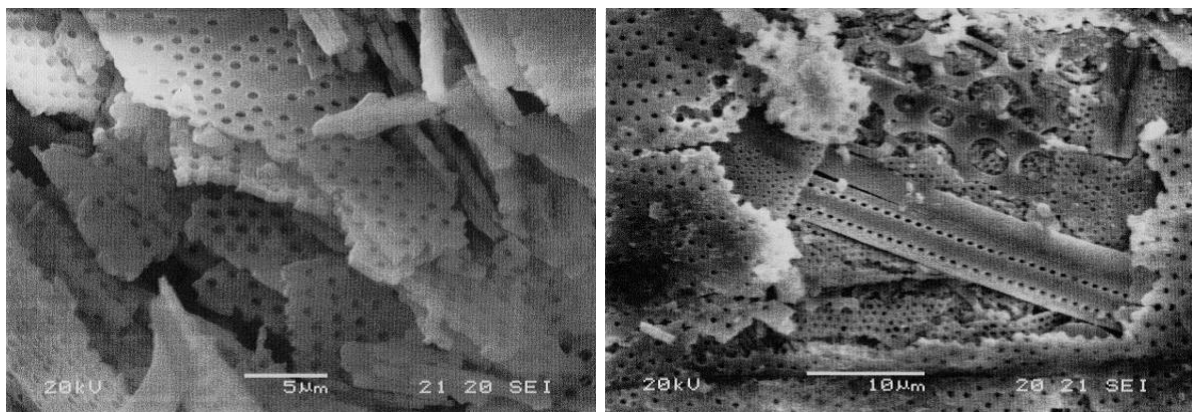
Οι σχηματισμοί που συμμετέχουν στη γεωλογική δομή της Ζακύνθου διακρίνονται σε δύο κατηγορίες: τους *Προγεγενείς*, οι οποίοι αποτελούν το γεωλογικό υπόβαθρο του νησιού, και τους *Νεογενείς*, οι οποίοι υπέρκεινται ασύμφωνα των πρώτων. Οι διατομές της Ζακύνθου αναφέρονται ως οι παλαιότεροι στην Ελλάδα, ηλικίας Κατωτέρου-Μέσου Μειοκαίνου και εντοπίζονται κυρίως στο κεντρικό τμήμα του νησιού (Ράχες). Σύμφωνα με τους Kastis et al. (2006) είναι αποτέλεσμα δράσης συνεχούς ρηξιγενούς ζώνης από την περιοχή Λαγκαδάκια έως την περιοχή Λιθάκια, με διεύθυνση ΒΒΔ-ΝΝΑ, η οποία είχε ως αποτέλεσμα την δημιουργία θαλάσσιου περιβάλλοντος με σχετικά μεγάλο βάθος (Εικ. 43).

Τα διατομικά πετρώματα μακροσκοπικά εμφανίζονται με λευκό χρώμα, ενώ κύριο χαρακτηριστικό γνώρισμα αποτελεί η καθαρότητα και το υψηλό ποσοστό τους σε  $\text{CaCO}_3$ . Σύμφωνα με τους Μακρή & Σταματάκης (2005) αποτελούνται σχεδόν αποκλειστικά από ασβεστίτη και άμορφο πυρίτιο (οπάλιος-Α), που συνθέτει τα κελύφη των διατόμων, ενώ ως συνοδά ορυκτά αναφέρονται ο κλαστικός χαλαζίας, αυθιγενή ορυκτά όπως ζεόλιθος (κλινοπτιλόλιθος) και βαρύτης. Τα παραπάνω ορυκτά θεωρείται ότι είναι αποτέλεσμα διαγένεσης οργανικού υλικού πλούσιου σε βάριο και θείο (βαρύτης), αλλά και κελυφών διατόμων σε περιβάλλον βαθιάς θάλασσας (οπάλιος, ζεόλιθοι). Η μελέτη στο ηλεκτρονικό μικροσκόπιο σάρωσης των φυσικών δειγμάτων διατομίτη και του φρυγμένου υλικού, έδειξε την παρουσία πολλών μεγάλων και πεπλατυσμένων κελύφων διατόμων σε κακή έως μέτρια κατάσταση διατήρησης, εξαιτίας διαγενετικών παραγόντων (Εικ. 44). Σπανιότερα παρατηρούνται βελόνες σπόγγων, πυριτιομαστιγωτά και κελύφη ραδιολαρίων. Από χημικές

αναλύσεις που έχουν πραγματοποιηθεί (Πίν. 8), το SiO<sub>2</sub> συμμετέχει με ποσοστό περίπου 47% κ.β., ενώ διαπιστώθηκε σημαντική ποσότητα CaO, 29% κ.β. περίπου. Αντίθετα το Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, το Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> και το MgO εμφανίζουν εξαιρετικά χαμηλές, με ποσοστά 1,58, 0,52 και 0,05% κ.β., αντίστοιχα.



**Εικόνα 43.** Απλοποιημένος γεωλογικός χάρτης νότιου τμήματος Ζακύνθου (Kastis et al. 2006).



**Εικόνα 44.** Θραύσματα δισκοειδών (αριστερά) και πλατειών, επιμηκών κελυφών (δεξιά) διατόμων από δείγματα διατομιτών Ζακύνθου (Μακρή & Σταματάκης 2005).

Οι διατομίτες Ζακύνθου χαρακτηρίζονται ως φυσικές ποζολάνες, καθώς πληρούν τις προϋποθέσεις του EN197 - 1 : 2000 αναφορικά με το ενεργό διοξείδιο του πυριτίου. Σύμφωνα με τους Fragoulis et al. (2005) η ποζολανική φύση του διατομίτη έχει ως αποτέλεσμα την δημιουργία υψηλών ποσοστών ενυδατωμένων προϊόντων ύστερα από 28

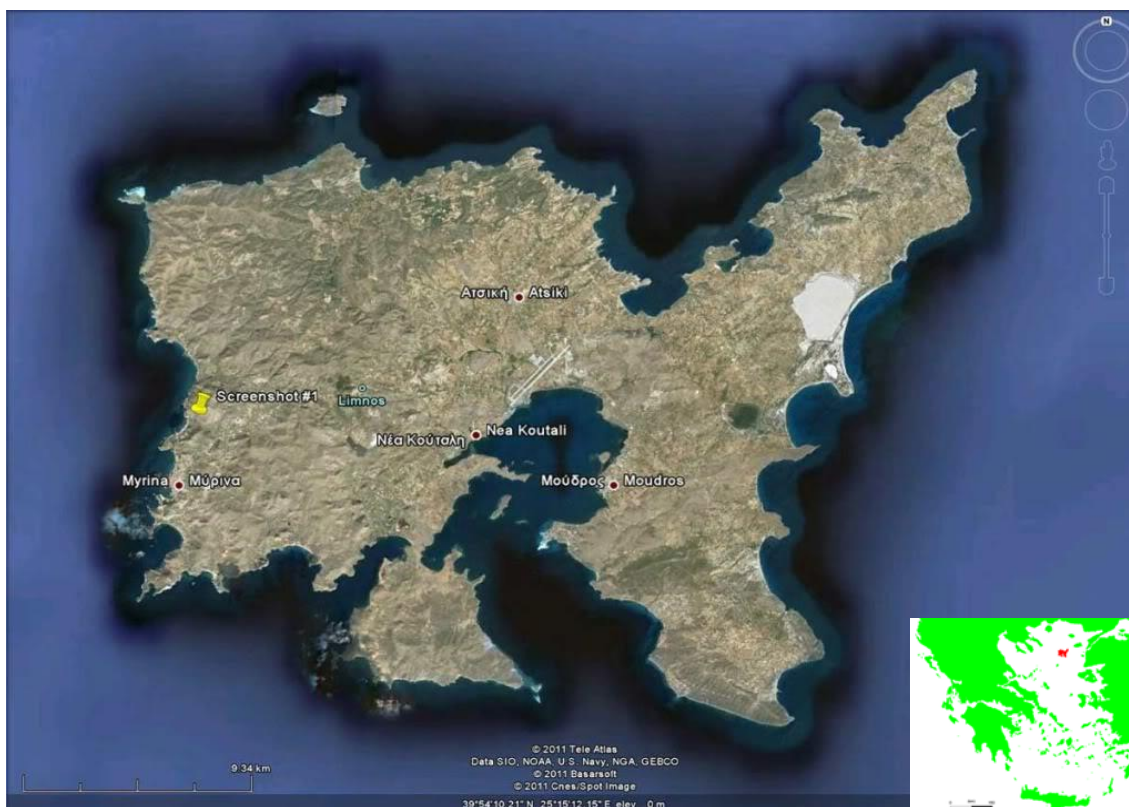
ημέρες. Ο σχηματισμός τους είναι το προϊόν της αντίδρασης του άμορφου πυριτίου ( $\text{SiO}_2$ ) των διατόμων, με το πορτλανδίτη  $\text{Ca(OH)}_2$ , με αποτέλεσμα την δημιουργία ένυδρων ασβεστοπυριτικών ορυκτών, υπεύθυνα για την ανάπτυξη υψηλής θλιπτικής αντοχής. Αναλυτικότερα, ελέγχθηκαν οι δυνατότητες χρήσης των διατομιτών ως προσθετικά υλικά σε μίγματα τσιμέντου, ενώ επιπλέον εξετάστηκε η επίδραση προσθήκης διατομιτών στις ιδιότητες και ενυδάτωση του τσιμέντου. Σύμφωνα με τους Stamatakis et al. (2003) τσιμέντα που περιέχουν έως και 10% διατομίτη, αναπτύσσουν την ίδια θλιπτική αντοχή με το αντίστοιχο τσιμέντο Portland, ενώ ως μειονέκτημα αναφέρεται η αύξηση της απαίτησης του πολτού σε νερό.

<b>Πίνακας 8.</b> Χημική ανάλυση δειγμάτων διατομιτών Ζακύνθου (Μακρή & Σταματάκης 2005).	
$\text{SiO}_2$	46,91
$\text{Al}_2\text{O}_3$	1,58
$\text{Fe}_2\text{O}_3$	0,52
$\text{CaO}$	28,65
$\text{MgO}$	0,05
$\text{K}_2\text{O}$	0,24
$\text{Na}_2\text{O}$	0,16
$\text{SO}_3$	<0,1
Απώλεια πύρωσης	22,57
Σύνολο	100,52

Τα διατομιτικά υλικά της Ζακύνθου, έχουν αποδειχτεί αποτελεσματικά στην συγκράτηση και προσρόφηση επιβλαβών στοιχείων. Συγκεκριμένα, εμφανίζονται ως άριστα προσροφητικά μέσα συγκράτησης όγκου, διαφόρων τύπων ιόντων, φαινόλων, καθώς και στερεού υπολείμματος ρευστών αποβλήτων ελαιοτριβείων. Η συμπεριφορά τους αυτή συνδυάζεται με την ικανότητα αύξησης pH υγρών διαλυμάτων, ύστερα από πειραματικές έρευνες σε εργαστηριακή κλίμακα (Μακρή & Σταματάκης 2005).

## ΚΕΦΑΛΑΙΟ 2. ΓΕΩΛΟΓΙΑ ΤΗΣ ΝΗΣΟΥ ΛΗΜΝΟΥ

Η Λήμνος (Εικ. 45) βρίσκεται στο Β. Αιγαίο, στο Θρακικό πέλαγος ανάμεσα στο Άγιο Όρος, τη Σαμοθράκη, την Ίμβρο και τη Λέσβο. Είναι το όγδοο μεγαλύτερο νησί της Ελλάδας με συνολική έκταση 475,604 τ.χλμ. και το τέταρτο κατά σειρά σε μήκος ακτών (260 χλμ.). Ο πληθυσμός του βάσει της απογραφής του 2011 ανέρχεται περίπου στους 17.000 κατοίκους. Μαζί με το Αγ. Ευστράτιο αποτελούν την επαρχία Λήμνου που διοικητικά ανήκει στο νομό Λέσβου της Περιφέρειας Βορείου Αιγαίου. Πρωτεύουσά και κύριο λιμάνι του νησιού, είναι η Μύρινα, που πήρε το όνομα από τη γυναίκα του πρώτου βασιλιά, του Θόαντα.



**Εικόνα 45.** Δορυφορική εικόνα της νήσου Λήμνος (Google ©2010).

Το όνομα Λήμνος είναι πανάρχαιο, αναφέρεται ήδη από τον Όμηρο και προέρχεται είτε από την ομηρική λέξη *Λήμιον*, που προσδιορίζει το σπαρμένο χωράφι, τον αγρό, ή από τις αρχαίες ελληνικές λέξεις "ληγίς" (που σημαίνει κοπάδι) + "μήλο" (που σημαίνει πρόβατο), δηλαδή νήσος κοπαδιών αιγοπροβάτων. Η τελευταία εκδοχή φέρεται και η επικρατέστερη, καθώς η Λήμνος είναι το πεδινότερο νησί του Αιγαίου με μεγάλη παραγωγή αγροτικών και κτηνοτροφικών προϊόντων από την αρχαιότητα (<https://el.wikipedia.org/wiki/Λήμνος>).

### 2.1. Η γεωλογία της νήσου Λήμνου

Η γεωλογία της νήσου Λήμνου αποτελεί αντικείμενο συζήτησης και μελέτης πολλών ερευνών, καθώς αποτελεί κομβικό σημείο αναφοράς όσον αφορά την συνολική γεωλογική

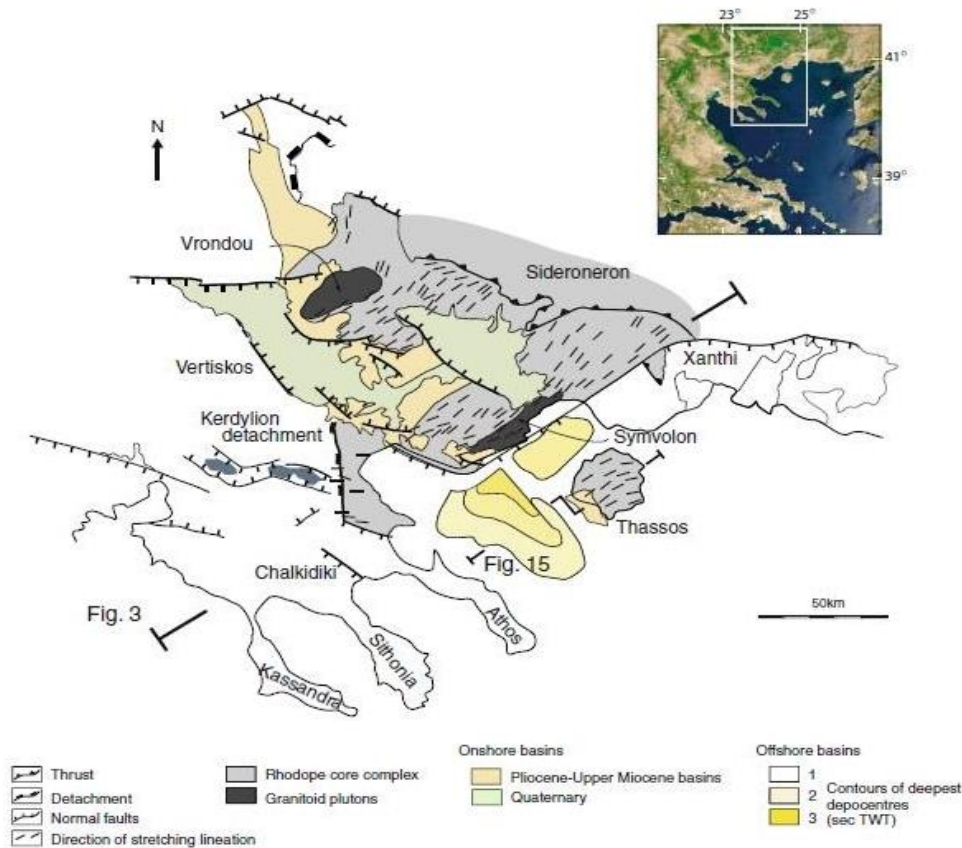
και γεωτεκτονική εξέλιξη του ΒΑ Αιγαίου. Η μελέτη της γεωλογικής ιστορίας του νησιού παρουσιάζει μια ιδιαιτερότητα σε σχέση με τα υπόλοιπα νησιά του Αιγαίου που αφορά την ηλικία των γεωλογικών σχηματισμών, καθώς τα παλαιότερα σε ηλικία πετρώματα είναι σχετικά νέα και συγκεκριμένα Ηωκαινικής έως Ολιγοκαινικής ηλικίας. Επιπλέον, στο νησί της Λήμνου δεν εντοπίζονται πουθενά εμφανίσεις υποβάθρου, ώστε να είναι δυνατή η ένταξη της Λήμνου σε κάποια από τις γνωστές γεωτεκτονικές ενότητες της Ελλάδας.

Με βάση τα γεωλογικά δεδομένα των πετρογραφικών σχηματισμών του νησιού και σε συνδυασμό με τις γεωτεκτονικές συνθήκες στην ευρύτερη περιοχή του Βόρειου Αιγαίου, προκύπτει ότι η Λήμνος, αποτελεί μερική εμφάνιση λεκάνης η οποία σχηματίστηκε κατά το Τριτογενές, στην περιοχή της κρυσταλλοσχιστώδους μάζας του μεταμορφωμένου συγκροτήματος της Ροδόπης (Εικ. 46). Η λεκάνη αυτή σχηματίστηκε ως αποτέλεσμα εφελκυσμού, συνοδευόμενου από κανονικά ρήγματα αποκόλλησης μικρής γωνίας κλίσης και ως αποτέλεσμα κατάρρευσης των τεκτονικών καλυμμάτων και λεπίων που είχαν προηγουμένως σχηματιστεί σε καθεστώς συμπίεστικής τεκτονικής (Krohe & Mroskos 2002, Kiliyas & Mountrakis 1990, 1998, Dinter & Royden 1993, Brun & Sokoutis 2007).

Βάση μελετών (Tranos 2008), προκύπτει ότι το μεγαλύτερο μέρος του νησιού αποτελείται από μολασσικού τύπου ιζήματα τα οποία κατανέμονται σε λεκάνη απόθεσης με διεύθυνση ΒΑ – ΝΔ και η οποία καταλαμβάνει τόσο την ευρύτερη περιοχή του Βόρειου Αιγαίου, όσο και ένα τμήμα της Μ. Ασίας (Επαρχία Δαρδανελλίων). Σύμφωνα με τους Innocenti et al. (2009), τα ιζήματα του Τριτογενούς μπορούν να διαχωριστούν σε δύο ενότητες: την *Κατώτερη* και την *Ανώτερη* (Εικ. 47). Η Κατώτερη Ενότητα καλύπτει το μεγαλύτερο μέρος του νησιού και χρονολογείται από το Άνω Ηώκαινο έως το Κάτω Μειόκαινο. Αποτελείται από ιζηματογενείς αποθέσεις ηπειρωτικής κατωφέρειας, παχυστρωματώδεις έως μαζώδεις ψαμμίτες, τουρβιδίτες ή ενδιαστρώσεις από αργίλους και ψαμμίτες, ιλυολίθους με λεπτές ενδιαστρώσεις από ψαμμίτες-ιλυολίθους. Η Ανώτερη Ενότητα είναι Πλειο-Πλειστοκαινικής ηλικίας, περιορισμένης έκτασης και αποτελείται από ρηχής θάλασσας ιζήματα, δελταϊκά ιζήματα στην βάση της, εναλλαγές αργίλων και λεπτοπλακωδών ψαμμιτών, εναλλαγές ψαμμιτών και αμμούχων μαργών. Στα ανώτερα τμήματα κυριαρχούν χερσοποτάμια ιζήματα, κυρίως μεσόκοκκοι έως αδρόκοκκοι ψαμμίτες και αμμούχα κροκαλοπαγή.

Σύμφωνα με τον Innocenti et al. (1994), την οροφή της στρωματογραφικής ακολουθίας αποτελεί μια διαβρωσιγενής ασυμφωνία, η οποία καλύπτεται από ηφαιστειακά πετρώματα ηλικίας Κατώτερου Μειοκαίνου. Η παρουσία αυτή των ηφαιστειακών πετρωμάτων, πιθανόν να αποτελεί συνέχεια της εκδήλωσης του έντονου μαγματισμού που εξελίσσεται στην ΒΔ περιοχή της Ανατολίας (Yilmaz et al. 2001).





**Εικόνα 46.** Απλοποιημένος σχηματικός γεωλογικός χάρτης νότιου τμήματος της μάζας της Ροδόπης. Διακρίνονται τα κανονικά ρήγματα αποκόλλησης, καθώς και οι σχηματιζόμενες λεκάνες ως αποτέλεσμα εφελκυσμού (Brun & Sokoutis 2007).

Τα ηφαιστειακά πετρώματα διαχωρίζονται σε τρεις ενότητες βάσει γεωχημικών και πετρογραφικών αναλύσεων (Innocenti et al. 1994). Οι ενότητες αυτές είναι οι ακόλουθες:

### ΕΝΟΤΗΤΑ ΡΩΜΑΝΟΥ

Η ενότητα αυτή αποτελείται από πυροκλαστικές αποθέσεις πάχους μέχρι 160 m. Το κατώτερο τμήμα της αποτελείται από ηφαιστειοκλαστικά κροκαλοπαγή και λατυποπαγή, ενώ τα ανώτερα τμήματά της από ιγνιμβριτικούς ορίζοντες παρενστρωμένους με τόφους και πυριτόλιθους και με έντονη την παρουσία φυτικών απολιθωμάτων. Χαρακτηριστικό γνώρισμα αποτελεί η παρουσία ιγνιμβρίτη ως συγκολλητικό υλικό μέσα σε κισσηρώδεις σχηματισμούς, το πάχος του οποίου φτάνει τα 10 m περίπου. Κοντά στο χωριό Ρωμανού η πυροκλαστική ακολουθία χαρακτηρίζεται από την παρουσία κίσηρης καλυμμένη από αποθέσεις σκουρόχρωμων τύπου Στρόμπολι σχηματισμών. Τα πετρώματα της ενότητας ποικίλλουν γενικά από τραχειανδεσίτες έως ρυολίθους και εμφανίζονται ως μπλοκ μέσα σε κροκαλοπαγή.



## ΕΝΟΤΗΤΑ ΚΑΤΑΛΑΚΚΟΥ

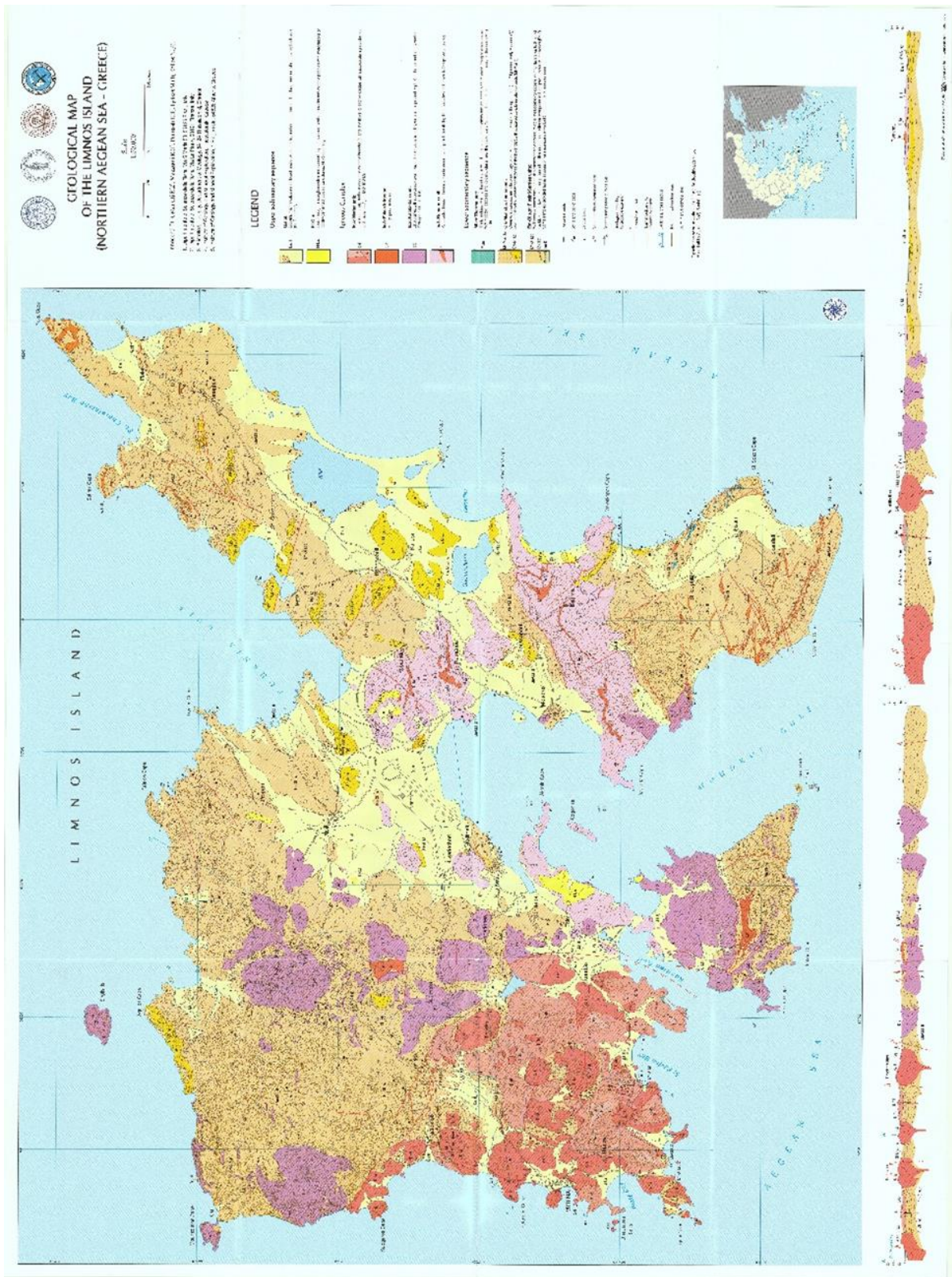
Η ενότητα αυτή αποτελείται από δόμους λάβας, η μεγαλύτερη διάμετρος των οποίων φτάνει τα 3 km περίπου. Τα ηφαιστειακά προϊόντα είναι εκτεθειμένα κατά μήκος ρηξιγενούς ζώνης διεύθυνσης ΒΔ – ΝΑ, η οποία εκτείνεται από το ακρωτήριο Μουρτζούφλος μέχρι το ακρωτήριο Φακός. Τα συγκεκριμένα ηφαιστειακά προϊόντα έχουν την μορφή πυροκλαστικών ροών και λατυποπαγών. Χαρακτηριστική είναι η εικόνα διείσδυσης δομών λάβας μέσα σε ιζηματογενείς σχηματισμούς, χωρίς όμως να διακόπτεται η ιζηματογενής ακολουθία, και την δημιουργία με αυτόν τον τρόπο απομονωμένων ιζηματογενών πετρωμάτων – ξενιστών. Τα κυριότερα ηφαιστειακά πετρώματα της ενότητας αυτής είναι πορφυριτικοί τραχειανδεσίτες και δακίτες υπό μορφή φλεβών και κοιτοειδών φλεβών, με υψηλή περιεκτικότητα σε  $K_2O$  και  $SiO_2$ . Χαρακτηριστική είναι επίσης η παρουσία μικρών φαινοκρυστάλλων από ζωνώδη πλαγιόκλαστα, κεροστίλβη, βιοτίτη και τιτανιούχο μαγνητίτη μέσα σε δακίτες και ανδεσίτες, ενώ λιγότερο εμφανή είναι η παρουσία κλινοπυροξένου μέσα σε μικροφαινοκρυστάλλους. Αξίζει να σημειωθεί η παρουσία εξαλλοίωσης στα παραπάνω πετρώματα, όπως αυτή εκδηλώνεται με την παρουσία δευτερογενών ορυκτών, όπως π.χ χλωρίτης, υδροξείδια σιδήρου και ασβεστίτης.

## ΕΝΟΤΗΤΑ ΜΥΡΙΝΑΣ

Τα πετρώματα της ενότητας αντιπροσωπεύουν τα νεότερα του νησιού με ηλικίες περίπου από 19,3 έως 18,2 εκατομμύρια χρόνια (Fytikas et al. 1979, Innocenti et al. 1994). Η ενότητα αυτή αποτελείται από δόμους λάβας, λατυποπαγή, δακίτες, τραχειανδεσίτες, ενώ κατά τόπους διακρίνεται μια υδροθερμική εξαλλοίωση. Στα περιθώρια της λάβας, γίνεται εμφανής η παρουσία προϋπαρχόντων ιζημάτων, τα οποία προφανώς επηρεάστηκαν από την διείσδυση του δόμου και μετακινήθηκαν από την αρχική τους θέση. Οι τραχείτες και ανδεσίτες της ενότητας εμφανίζουν υψηλή περιεκτικότητα σε  $K_2O$ , με εμφανή την παρουσία ζωνώδους πλαγιοκλάστου, πράσινης κεροστίλβης, βιοτίτη και τιτανιούχου μαγνητίτη. Επίσης, έχει διαπιστωθεί η παρουσία μεγάλων φαινοκρυστάλλων σανιδίνου σε τραχείτες, με το μέγεθός τους να φτάνει τα 4-5 cm.

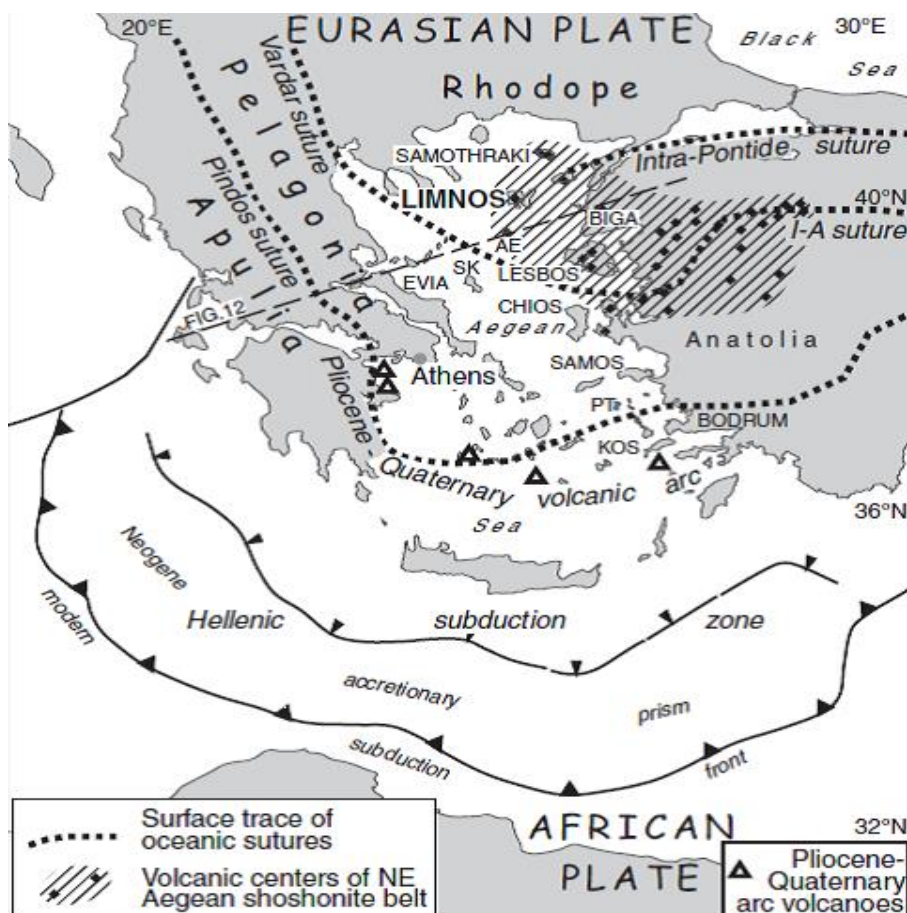
Όλα τα ηφαιστειακά πετρώματα του Μειοκαίνου αποτελούν προϊόν ευρύτερης μαγματικής ακολουθίας σωσονιτικού χαρακτήρα, η οποία εκδηλώνεται κατά μήκος του ορίου των πλακών Αιγαίου – Ανατολίας (Εικ. 48), ενώ από γεωχημικής άποψης, είναι ενδιάμεσης χημικής σύστασης, με υψηλή περιεκτικότητα σε κάλιο (Pe-Piper et al. 2009). Πολλές απόψεις έχουν διατυπωθεί κατά καιρούς, όσον αφορά την γένεση του μαγματισμού. Σύμφωνα με τους Fytikas et al. (1984) και Kiliyas & Mountrakis (1998), η μαγματική δραστηριότητα η οποία ξεκίνησε στις αρχές του Μειοκαίνου στην ευρύτερη περιοχή του

Βόρειου Αιγαίου, ήταν αποτέλεσμα εφελκυσμού του φλοιού της οπισθοχώρας, ενώ κατά τον Yilmaz (1990) ο μαγματισμός προήλθε ύστερα από σύγκρουση ηπείρων.



Εικόνα 47. Γεωλογικός χάρτης Λήμνου (Innocenti et al. 2010).





**Εικόνα 48.** Χάρτης κατανομής του σωσσονιτικού μαγματισμού του ΒΑ Αιγαίου και ΒΔ Ανατολίας, των οφιολιθικών συρραφών Κρητιδικού - Παλαιογενούς και των κύριων ηφαιστειακών γεγονότων Πλειο-Πλειστοκαινικής ηλικίας (Pe-Piper et al. 2009).

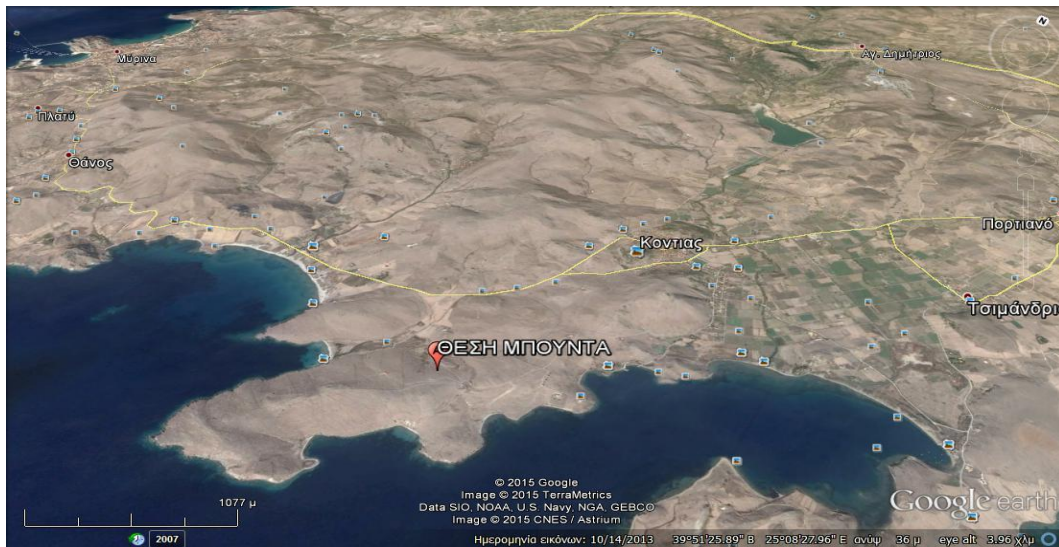
Το τέλος Μειοκαινού χαρακτηρίζεται από την απόθεση μαργών, ασβεστούχων ιζημάτων και κροκαλοπαγών σε περιορισμένη έκταση, ενώ οι νεότερες επιφανειακές Πλειο-Τεταρτογενείς αποθέσεις, περιλαμβάνουν από ρηχής θάλασσας ασβεστολίθους, έως ασβεσταρρενίτες, καθώς επίσης παράκτιες και αλλούβιες αποθέσεις (Maravelis et al. 2010, 2012).

## 2.2. Γεωλογική περιγραφή εξεταζόμενης περιοχής

Η ακριβής θέση του προς έρευνα χώρου βρίσκεται στη θέση Μπούντα της Παρανησιάς Λήμνου, νότια του χωριού Κοντιά και Α-ΝΑ της Μύρινας, πρωτεύουσας του νησιού (Εικ. 49). Η μελετούμενη περιοχή έχει συνολικό εμβαδό 268,705 στρέμματα και μπορεί να χαρακτηριστεί ως άγονη, καθαρά χορτολιβαδική και καλυπτόμενη με αραιά ποώδη βλάστηση (Εικ. 50).

Με βάση τα στοιχεία του γεωλογικού χάρτη της Λήμνου (Innocenti et al. 2010), η θέση της εξεταζόμενης περιοχής ανήκει στην Ενότητα Μύρινας. Οι σχηματισμοί που συμμετέχουν

κατά πλειονότητα στην γεωλογική δομή της είναι δακίτες, τραχείτες, τραχειανδεσίτες, ενδιάμεσης - όξινης χημικής σύστασης ηφαιστειακοί τόφφοι, οι οποίοι συνιστούν μέλη ενός ενιαίου, μονόμικτου ηφαιστειακού καλύμματος, ηλικίας Μειοκαίνου (Εικ. 51). Τα παραπάνω πετρώματα, το πάχος των οποίων κυμαίνεται από 0,5 έως 30 m περίπου, καλύπτουν τον χώρο έρευνας επιφανειακά, ενώ κάτω από αυτά φαίνεται να αναπτύσσεται τα στρώματα διατομίτη (Εικ. 52). Βόρεια της εξεταζόμενης περιοχής και σε περιορισμένη έκταση εμφανίζονται αλλουβιακές αποθέσεις, ενώ το γεωλογικό υπόβαθρο του νησιού δεν εμφανίζεται σε κανένα σημείο (Εικ. 53).



**Εικόνα 49.** Θέση εξεταζόμενης περιοχής (Google Earth).



**Εικόνα 50.** Γενική άποψη εξεταζόμενης περιοχής. Θέση Μπούντα, Παρανησιά, Λήμνος.

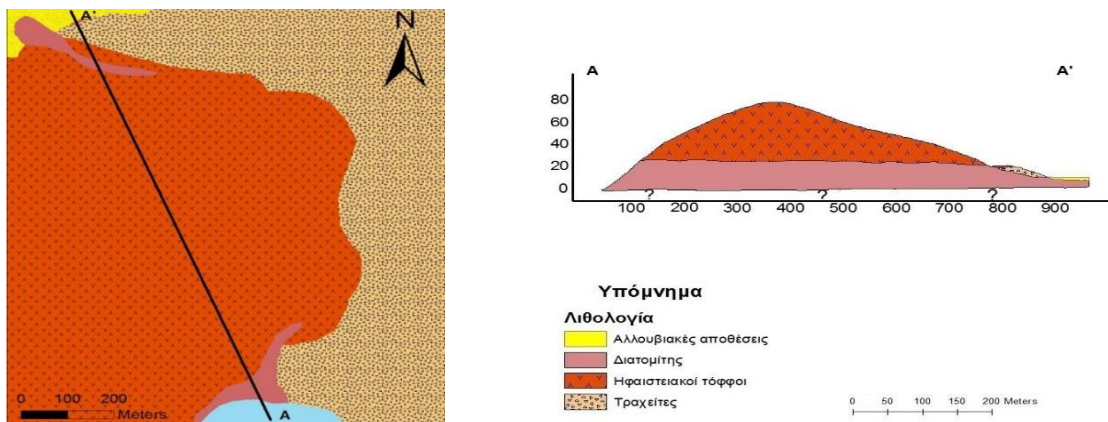




**Εικόνα 51.** Ηφαιστειακό κάλυμμα δακτιτών και τραχειανδεσιτών. Θέση Μπούντα, Παρανησιά, Λήμνος.



**Εικόνα 52.** Στρώμα διατομίτη σε επαφή με ηφαιστειακούς τόφφους. Θέση Μπούντα, Παρανησιά Λήμνος.



**Εικόνα 53.** Γεωλογικό σκαρίφημα της εξεταζόμενης περιοχής (αριστερά) και γεωλογική τομή της (δεξιά).



Στον υπό έρευνα χώρο, αλλά και σε παρακείμενη ιδιωτική έκταση, έχουν εντοπιστεί εκτεταμένες σχετικά επιφανειακές εμφανίσεις διατομιτών σε δύο σημεία συγκεκριμένα. Το πρώτο βρίσκεται εντός του χώρου, όπου κατά μήκος φυσικής τομής εδάφους εμφανίζεται η επιφάνεια του κοιτάσματος σε απόσταση περίπου 120 μέτρων (Εικ. 54). Το δεύτερο εντοπίζεται νότια, προς τη μεριά του κόλπου Κοντιά, όπου οι εμφανίσεις είναι συνεχόμενες, καλύπτουν συνολικό μήκος περίπου 200 μέτρων και πάχος που κυμαίνεται από 5 έως 20 μέτρα (Εικ. 55). Αξίζει να αναφερθεί ότι από τα 200 μέτρα της συγκεκριμένης εμφάνισης, τα 80 μέτρα βρίσκονται εντός του υπό έρευνα χώρου, ενώ τα υπόλοιπα 120 μέτρα ανήκουν σε παρακείμενη ιδιωτική έκταση.



**Εικόνα 54.** Επιφανειακές εμφανίσεις διατομιτών κατά μήκος φυσικής τομής εδάφους, θέση Μπούντα, Παρανησιά, Λήμνος.



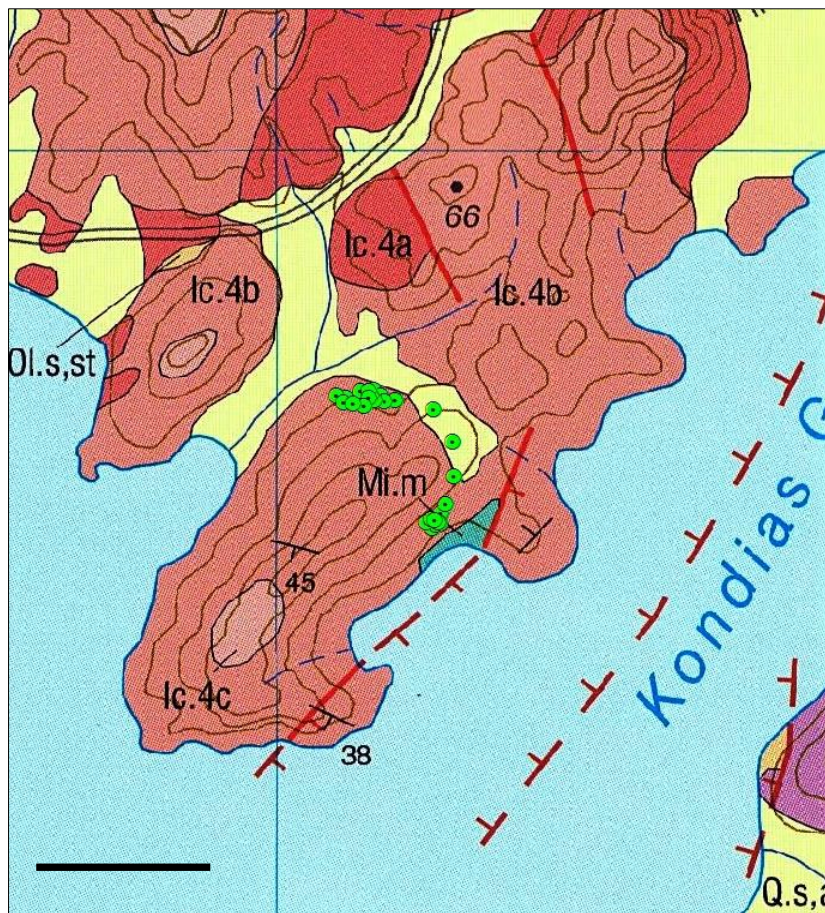
**Εικόνα 55.** Συνεχόμενες επιφανειακές εμφανίσεις διατομιτών, θέση Μπούντα, Παρανησιά, Λήμνος.



## ΚΕΦΑΛΑΙΟ 3. ΥΛΙΚΑ ΚΑΙ ΜΕΘΟΔΟΙ ΕΡΕΥΝΑΣ

### 3.1. Δειγματοληψία

Η μορφολογία του εδάφους, καθώς επίσης η στρωματοειδής μορφή του κοιτάσματος, σε συνδυασμό με τις επιφανειακές εμφανίσεις του, επέτρεψαν την έρευνα με γεωτρήσεις πυρηνοληψίας διαμέτρου 3 ιντσών που έγιναν το 2013. Συνολικά πραγματοποιήθηκαν 26 ερευνητικές γεωτρήσεις (A1 – A26) στην θέση Μπούντα της Παρανησιάς Λήμνου (Εικ. 56), ενώ η συλλογή των δειγμάτων έγινε σε ειδικά κασάκια.



**Εικόνα 56.** Απόσπασμα γεωλογικού χάρτη της Λήμνου (Innocenti et al. 2010) με την εξεταζόμενη περιοχή και τα σημεία γεωτρήσεων (●) (Κλίμακα 1000 μ).

Το μέσο βάθος ανά γεώτρηση κυμαίνεται περίπου στα 25 m (με ελάχιστο βάθος τα 13 m και μέγιστο τα 50 m), ενώ τα διατηρηθέντα υλικά ήταν κυρίως διατομίτης και μάργα. Συνολικά συλλέχθηκαν 50 δείγματα μαργαϊκού, διατομιτικού και ηφαιστειακού υλικού βάρους 700-800g το καθένα. Το μεγαλύτερο μέρος των δειγμάτων είναι εξαλλοιωμένα και δεν κατέσται δυνατό να ληφθεί πλήρης σειρά δειγμάτων σε καμία γεώτρηση, εκτός της A9 από την οποία διασώζεται ολόκληρη η στήλη (Εικ. 57).



**Εικόνα 57.** Πυρηνοληπτική γεώτρηση A9.

### **3.2.Μακροσκοπική περιγραφή δειγμάτων**

Για την μακροσκοπική ανάλυση και περιγραφή των διατομικών δειγμάτων, συλλέχθηκαν 22 δείγματα διατομικού υλικού από την θέση Μπούντα της Παρανησιάς Λήμνου. Κατά την ανάλυση, έγιναν εκτιμήσεις και προσδιορίστηκαν τυχόν εμφανή χαρακτηριστικά γνωρίσματά τους (χρώμα, μέγεθος κόκκων, βάρος, βαθμός ομοιογένειας). Τα τελικά αποτελέσματα και συμπεράσματα της μακροσκοπικής περιγραφής των δειγμάτων, παρατίθενται στο κεφάλαιο *Αποτελέσματα και Συζήτηση*.

### **3.3.Μικροσκοπική ανάλυση δειγμάτων**

Η οπτική μικροσκοπία διερχόμενου φωτός παρέχει μια περιγραφή του είδους των ορυκτών που συμμετέχουν στα εξεταζόμενα δείγματα και δίνει πληροφορίες μεταξύ άλλων για τα διάφορα μορφολογικά χαρακτηριστικά τους όπως είναι το χρώμα, το σχήμα, το μέγεθος κρυστάλλων, ο ιστός και οι τυχόν αλλοιώσεις που διαπιστώνονται στη μάζα τους.

Στην παρούσα εργασία χρησιμοποιήθηκαν συνολικά οκτώ δείγματα από τις γεωτρήσεις A1, A2, A7, A8, A13, A14, A22 και A26 από την θέση Μπούντα της Παρανησιάς Λήμνου, εκ των οποίων τα τέσσερα (από τις γεωτρήσεις A2, A7, A8 και A13) αφορούσαν ηφαιστίτες, ενώ τα υπόλοιπα (από τις γεωτρήσεις A1, A14, A22 και A26) αφορούσαν διατομικό υλικό. Η μικροσκοπική ανάλυση των δειγμάτων πραγματοποιήθηκε σε λεπτές στιλπνές τομές, οι

οποίες προετοιμάστηκαν στο παρασκευαστήριο του Τομέα Ορυκτολογίας-Πετρολογίας-Κοιτασματολογίας, του τμήματος Γεωλογίας του Α.Π.Θ. Η φωτογράφιση των τομών έγινε σε παράλληλα και κάθετα Νίκολς με ψηφιακή φωτογραφική μηχανή *NIKON COOLPIX 990*, προσαρμοσμένη σε τρισσοφθάλμιο μικροσκόπιο *LEITZ ORTHOPLAN* του Τομέα Ορυκτολογίας-Πετρολογίας-Κοιτασματολογίας του Τμήματος Γεωλογίας του Α.Π.Θ.

### **3.4.Περιθλασιμετρία ακτίνων X (XRD) αρχικών διατομιτικών δειγμάτων**

Για την ορυκτολογική ανάλυση, χρησιμοποιήθηκαν 22 δείγματα διατομιτικού και ένα δείγμα μαργαϊκού υλικού. Το υλικό κονιοποιήθηκε και ομογενοποιήθηκε σε αχάτινο γουδί στο χέρι και κατόπιν ετοιμάστηκαν παρασκευάσματα για ακτινογραφική εξέταση, προκειμένου να γίνει ποιοτικός και εν συνεχεία ποσοτικός προσδιορισμός των ορυκτών συστατικών, με την μέθοδο της περιθλασιμετρίας ακτίνων X (XRD).

Η μελέτη της ορυκτολογικής σύστασης και του άμορφου υλικού των εξεταζόμενων δειγμάτων έγινε με την χρήση περιθλασιμέτρου PHILIPS τύπου PW1820/00 (Τομέας Ορυκτολογίας-Πετρολογίας-Κοιτασματολογίας), εξοπλισμένο με μικροεπεξεργαστή PW1710/00, λυχνία Cu και φίλτρο Ni για την λήψη CuK $\alpha$  ακτινοβολίας, ενώ η περιοχή σάρωσης γωνίας 2 $\theta$  ήταν 3-63° και η ταχύτητα σάρωσης 1,2 °/min (Εικ. 58). Χρησιμοποιήθηκαν 2 λογισμικά προγράμματα, το PC-APD (1994) για την αυτόματη λήψη και επεξεργασία της σάρωσης σε ψηφιακή μορφή και το CRYST (Stergiou 1995) που αναπτύχθηκε για τον υπολογισμό του βαθμού κρυσταλλικότητας ενός δείγματος. Πριν την ακτινογράφιση των δειγμάτων έγινε έλεγχος της ευαισθησίας και της ακρίβειας του περιθλασιμέτρου με ειδικό πρότυπο καθαρού πυριτίου. Ο τρόπος προετοιμασίας των τυχαία προσανατολισμένων παρασκευασμάτων, οι δειγματολήπτες και οι συνθήκες σάρωσης όλων των δειγμάτων ήταν ακριβώς οι ίδιες.

Ο ημιποσοτικός προσδιορισμός των ορυκτολογικών αναλύσεων πραγματοποιήθηκε βάσει των απαριθμήσεων συγκεκριμένων ανακλάσεων, οι οποίες δεν επηρεάζονται από καμία άλλη ανάκλαση και λαμβάνοντας υπόψη την πυκνότητα και τον συντελεστή απορρόφησης μάζας (CuK $\alpha$ ) των ορυκτολογικών φάσεων που αναγνωρίστηκαν.

Το άμορφο υλικό υπολογίστηκε με δύο μεθόδους (Καντηράνης κ.ά. 2004). Στην πρώτη μέθοδο, με την βοήθεια του λογισμικού PC-APD (1994), προσδιορίζονται τα όρια της γωνίας 2 $\theta$  στα οποία εμφανίζονται οι πλατύκυρτες ανακλάσεις των άμορφων υλικών, έπειτα υπολογίζεται το εμβαδό της οριοθετημένης περιοχής και αφαιρείται από αυτό το εμβαδό των εμπεριεχόμενων ανακλάσεων των κρυσταλλικών φάσεων. Το εναπομένον καθαρό εμβαδό συγκρίνεται με το εμβαδό πρότυπου δείγματος 100% άμορφου υλικού και προκύπτει η ημιποσοτική εκτίμηση του άμορφου υλικού που περιέχει το εξεταζόμενο δείγμα.





**Εικόνα 58.** Περιθλασίμετρο ακτίνων-Χ τύπου PHILIPS PW 1820/00 του Τομέα Ορυκτολογίας – Πετρολογίας – Κοιτασματολογίας.

Στη δεύτερη μέθοδο, χρησιμοποιήθηκε το λογισμικό CRYST (Stergiou 1995) το οποίο υπολογίζει τη κρυσταλλικότητα των εξεταζόμενων δειγμάτων. Αρχικά οριοθετείται το εμβαδό όλου του περιθλασιογράμματος (τιμή *Cobs*). Έπειτα, βάσει μαθηματικών συναρτήσεων δημιουργείται μια συνισταμένη καμπύλη η οποία περιλαμβάνει όλες τις κρυσταλλικές ανακλάσεις και όλες τις πλατύκυρτες του άμορφου υλικού (τιμή *Ccal*). Η σύγκλιση των δύο τιμών σημαίνει ότι ο υπολογισμός του βαθμού κρυσταλλικότητας έγινε σωστά. Ως μέτρο καλής ταύτισης του θεωρητικού με το πειραματικό προφίλ του περιθλασιογράμματος χρησιμοποιείται ο δείκτης αξιοπιστίας *Rp*. Όσο μικρότερη είναι η τιμή του συντελεστή αυτού, επιδιωκόμενο  $R_p < 10$ , τόσο καλύτερη είναι η ταύτιση των δύο καμπύλων. Η τιμή του δείκτη κρυσταλλικότητας δίνεται από την παράμετρο *Ccal*, ενώ η διαφορά από το 1, που αντιστοιχεί στο 100 % της κρυσταλλικής φάσης, δίνει το ποσοστό του άμορφου υλικού.

Οι δύο μέθοδοι έχουν επαληθευτεί με πρότυπα υλικά και βρέθηκε ότι μεταξύ τους υπάρχει πολύ καλή ταύτιση και η απόκλισή τους σε σχέση με τις πραγματικές τιμές κυμάνθηκε στο  $\pm 3$  % κ.β. (Καντηράνης κ.ά. 2004).

### **3.5. Ηλεκτρονική μικροσκοπία σάρωσης (SEM)**

Αντιπροσωπευτικό διατομικό υλικό από το δείγμα βάθους 27 – 29  $\mu$ . της γεώτρησης A22 εξετάστηκε με τη μέθοδο της ηλεκτρονικής μικροσκοπίας, προκειμένου να εξαχθούν συμπεράσματα σχετικά με τη μορφολογία του. Για το σκοπό αυτό χρησιμοποιήθηκε ηλεκτρονικό μικροσκόπιο σάρωσης τύπου Jeol JSM – 840 (Εικ. 59) του εργαστηρίου

ηλεκτρονικής μικροσκοπίας του Α.Π.Θ, εφοδιασμένο με σύστημα ανάλυσης διασποράς ενέργειας (EDS) LINK 10000 AN. Οι συνθήκες λειτουργίας του οργάνου ήταν 15 kV, η ένταση ηλεκτρονικής δέσμης < 3nA και η διάμετρος 1 μm, ενώ ο χρόνος μέτρησης ήταν 60 sec. Διορθώσεις έγιναν με χρήση του προγράμματος ZAF-4/FLS που παρέχεται από τη LINK. Τα δείγματα που αναλύθηκαν με τη συγκεκριμένη τεχνική βρίσκονταν με τη μορφή λεπτής τομής με εγκυβωτισμό σε εποξική ρητίνη και στη συνέχεια λείανση και στίλβωση με αδαμαντοσπάστες 6 μm, 3 μm και 1 μm. Επίσης, για καλύτερη οπτική παρατήρηση των στρωμάτων πηλού, υαλώματος και της διεπιφάνειας των δύο υλικών σε επιλεγμένο αριθμό δειγμάτων, χρησιμοποιήθηκε οπτικό πολωτικό μικροσκόπιο.



**Εικόνα 59.** Σύστημα ηλεκτρονικού μικροσκοπίου σάρωσης (SEM) τύπου Jeol JSM-840 εφοδιασμένο με σύστημα ανάλυσης της διασποράς ενέργειας (EDS)

### **3.6. Προετοιμασία ελαφροβαρών σφαιριδίων**

#### **3.6.1. Γενικά για τα ελαφροβαρή αδρανή υλικά**

Σύμφωνα με το διεθνές πρότυπο UNE-EN-13055-1, τα *ελαφροβαρή αδρανή υλικά* (Light Weight Aggregates) είναι ένας γενικός όρος που αναφέρεται στο σύνολο κοκκώδων υλικών, των οποίων το φαινόμενο βάρος ( $\rho_b$ ) δε ξεπερνά τα  $1200 \text{ kg/m}^3$  ( $1.20 \text{ gr/cm}^3$ ). Με βάση το ειδικό βάρος γίνεται ταξινόμηση για τις διάφορες χρήσεις τους στην παραγωγή σκυροδέματος. Τα εξαιρετικά μικρού βάρους αδρανή (βερμικουλίτης, περλίτης) χρησιμοποιούνται στην κατασκευή δομικών και μονωτικών υλικών, ενώ σχιστολιθικά πετρώματα, άργιλος και σκωρίες, βρίσκουν εφαρμογή κυρίως ως δομικά υλικά. Τα LWA είναι δυνατόν να κατασκευάζονται τόσο από φυσικά πετρώματα όπως π.χ. ηφαιστειακά πετρώματα (De' Gennaro et al. 2004, Riley 1951), ιζηματογενή και μεταμορφωμένα πετρώματα (Conley et al. 1948, Dahab 1980, Decler & Viaene 1993), όσο και από

βιομηχανικά παραπροϊόντα όπως π.χ. ιπτάμενη τέφρα (Baykal & Doven 2000, Kim et al. 2005, Videla & Martinez 2002).

Με βάση τη σύσταση και τον τρόπο παρασκευής τους, μπορούν να διαχωριστούν σε τέσσερις κατηγορίες (Mason 1989):

- **Φυσικά ελαφροβαρή αδρανή υλικά.** Η παρασκευή τους προϋποθέτει την θραύση και την ταξινόμηση κατά μέγεθος φυσικών υλικών και πετρωμάτων, όπως π.χ. ελαφρόπετρες, τόφοι, λατύπες και ηφαιστειακή τέφρα (Εικ. 60).



**Εικόνα 60.** Ελαφροβαρή αδρανή υλικά. Από αριστερά προς δεξιά: Διατομίτης, Ελαφρόπετρα, Επεξεργασμένο σκυρόδεμα (Zaetang et al. 2013).

- **Τεχνητά δομικά ελαφροβαρή αδρανή υλικά.** Παρασκευάζονται μέσω πυροεπεξεργασίας σχιστολιθικών πετρωμάτων και αργίλου σε περιστρεφόμενους κλιβάνους (Hung et al. 2015, Rubner et al. 2015). Σύμφωνα με τον Riley (1951) για την παρασκευή ενός τεχνητού LWA πρέπει να ικανοποιούνται δύο απαραίτητα κριτήρια:

- ✓ Να περιέχει συστατικά και ουσίες τέτοιες που να μπορούν να απελευθερώνουν αέρια σε υψηλές θερμοκρασίες.
- ✓ Να έχει την κατάλληλη σύσταση ώστε τυχόν εκλυόμενα αέρια που δημιουργούνται σε μια ορισμένη τιμή θερμοκρασίας, να εγκλωβίζονται στο εσωτερικό της μάζας τους. Αυτό προϋποθέτει την δημιουργία πλαστικής φάσης.

- **Παραπροϊόντα ελαφροβαρών αδρανών υλικών.** Παρασκευάζονται ύστερα από θραύση, και ταξινόμηση κατά μέγεθος της αφρώδους και κοκκώδους σκωρίας, τέφρας και κωκ.

- **Τεχνητά υπερ-ελαφροβαρή αδρανή υλικά μόνωσης.** Αποτελούν προϊόν πυροεπεξεργασίας βερμικουλλίτη, περλίτη και διατομίτη (Εικ. 61).

Οι ποιοτικές προδιαγραφές των LWA ελέγχονται και καθορίζονται ανάλογα με το είδος και την πηγή προέλευσής τους. Για παράδειγμα, το φαινόμενο βάρος των φυσικών αδρανών υλικών (κίσσηρις, σκωρία) κυμαίνεται περίπου από 400 έως 480 kg/m<sup>3</sup>, των τεχνητών LWA από 1201 έως 1842 kg/m<sup>3</sup>, ενώ του σκυροδέματος ύστερα από αερόψυξη σκωρίας από 2162 έως 2403 kg/m<sup>3</sup>. Αξίζει να σημειωθεί ότι κάθε εφαρμογή των LWA, αποτελεί συνάρτηση των φυσικοχημικών ιδιοτήτων τους. Το σύνολο των ελαφροβαρών αδρανών υλικών χαμηλής πυκνότητας χρησιμοποιούνται κυρίως για μονωτικούς σκοπούς και παρουσιάζουν σχετικά



χαμηλότερη συμπιεστική αντοχή σε σύγκριση με τα μέτριας πυκνότητας LWA. Επιπλέον, τα τελευταία λόγω της εξαιρετικής συμπιεστικής αντοχής τους, βρίσκουν ευρεία εφαρμογή στον κατασκευαστικό κλάδο (Anon 1971).



**Εικόνα 61.** Διατομίτης ως προϊόν κατασκευής ελαφροβαρών αδρανών υλικών (Posi et al. 2013).

Οι ιδιότητες των LWA συνήθως ποικίλλουν ανάλογα με το σκοπό της κάθε εφαρμογής τους. Σε γενικές γραμμές λαμβάνονται υπόψη κυρίως (Mason 1989):

- *Το μικρό βάρος τους.* Ελαττώνουν σημαντικά τα νεκρά φορτία των δομικών υλικών. Ο όρος νεκρά φορτία σε ένα κτίριο αναφέρεται στο βάρος των δομικών στοιχείων από οπλισμένο σκυρόδεμα, στο βάρος των τοίχων καθώς και στο βάρος των επιστρώσεων – επικαλύψεων.
- *Οι θερμομονωτικές και ηχομονωτικές τους ιδιότητες,* ως αποτέλεσμα του μεγάλου πορώδους που εμφανίζουν στη δομή τους.
- *Η μεγάλη αντοχή τους στη φωτιά.*
- *Σκληρότητα.* Εμφανίζουν μικρή πιθανότητα θραύσης ή εμφάνισης ρωγμών στη μάζα τους όταν υποβάλλονται σε καθεστώς συμπιεστικών τάσεων.

Άλλες εξίσου σημαντικές ιδιότητες που λαμβάνονται υπόψη είναι (Mason 1989):

- *Ο χαμηλός συντελεστής απορρόφησης του νερού.*
- *Η ανθεκτικότητα στην ψύξη και την τήξη.*
- *Ο χαμηλός βαθμός συρρίκνωσης και διαστολής τους κατά την ξήρανση και θέρμανση, αντίστοιχα.*
- *Η ικανότητα συγκόλλησης με το τσιμέντο.*
- *Η χημική αδράνεια.*
- *Οι καλές ελαστικές ιδιότητες*

- Η ανθεκτικότητά τους στην τριβή.

Συνοψίζοντας, τα LWA βρίσκουν εφαρμογή (Σταματάκης 2007):

- Στα εδαφοτεχνικά έργα
- Σε κατασκευές που απαιτούν μικρό βάρος οπλισμού (ταράτσες, πατώματα)
- Στην κατασκευή μορφοποιημένων δομικών και μονωτικών υλικών.
- Στο ελαφρύ σκυρόδεμα, ιδανικό για την κατασκευή γεφυρών, διαδρόμων προσγείωσης αεροπλάνων, προκατασκευασμένων πάνελ.
- Στην ανθοκομία και κηπουρική για αισθητικούς λόγους σε παρτέρια και γλάστρες.
- Σαν υποστρώματα σε συστήματα υδροπονικών καλλιιεργειών.
- Σε περιβαλλοντικές εφαρμογές για κατακράτηση οσμών σε χώρους απόθεσης κτηνοτροφικών και αστικών αποβλήτων.

### 3.6.2. Παρασκευή ελαφροβαρών διατομιτικών σφαιριδίων

Προκειμένου να εξεταστούν οι ιδιότητες των εξεταζόμενων διατομιτικών δειγμάτων και να εξαχθούν χρήσιμα συμπεράσματα για πιθανές περιβαλλοντικές εφαρμογές (Stefanou et al. 2014), κατασκευάστηκαν ελαφροβαρή αδρανή υλικά (LWAS). Η διαδικασία κατασκευής τους πραγματοποιήθηκε σε τέσσερα (4) στάδια:

**Δημιουργία ολικού διατομιτικού δείγματος.** Για τον σκοπό αυτό, ενοποιήθηκαν τα διατομιτικά δείγματα όλων των πυρηνοληπτικών γεωτρήσεων και ακολούθησε θραύση του ολικού δείγματος σε εργαστηριακό μύλο. Το συνολικό βάρος του ολικού δείγματος ήταν 1590g. Ακολούθησε λήψη αντιπροσωπευτικού υλικού με ειδικό διαχωριστή-ομογενοποιητή της RETCH (Γερμανία) τύπου Vibratory Feeder DR100, PT 200 (<http://www.retsch.com>, Εικ. 62). Το διατομιτικό υλικό υποβάλλονταν σε σταθερή δόνηση σε συχνότητα 50 Hz. Ο μέσος χρόνος διαχωρισμού του υλικού καθορίστηκε στα 15 λεπτά περίπου. Συλλέχθηκε αντιπροσωπευτικό υλικό βάρους 400g το οποίο διήλθε όλο από κόσκινο βρογχίδας 250 μm.



**Εικόνα 62.** Ειδικός διαχωριστής – ομογενοποιητής τύπου Vibratory Feeder DR100, PT 200 της RETCH (Γερμανία).

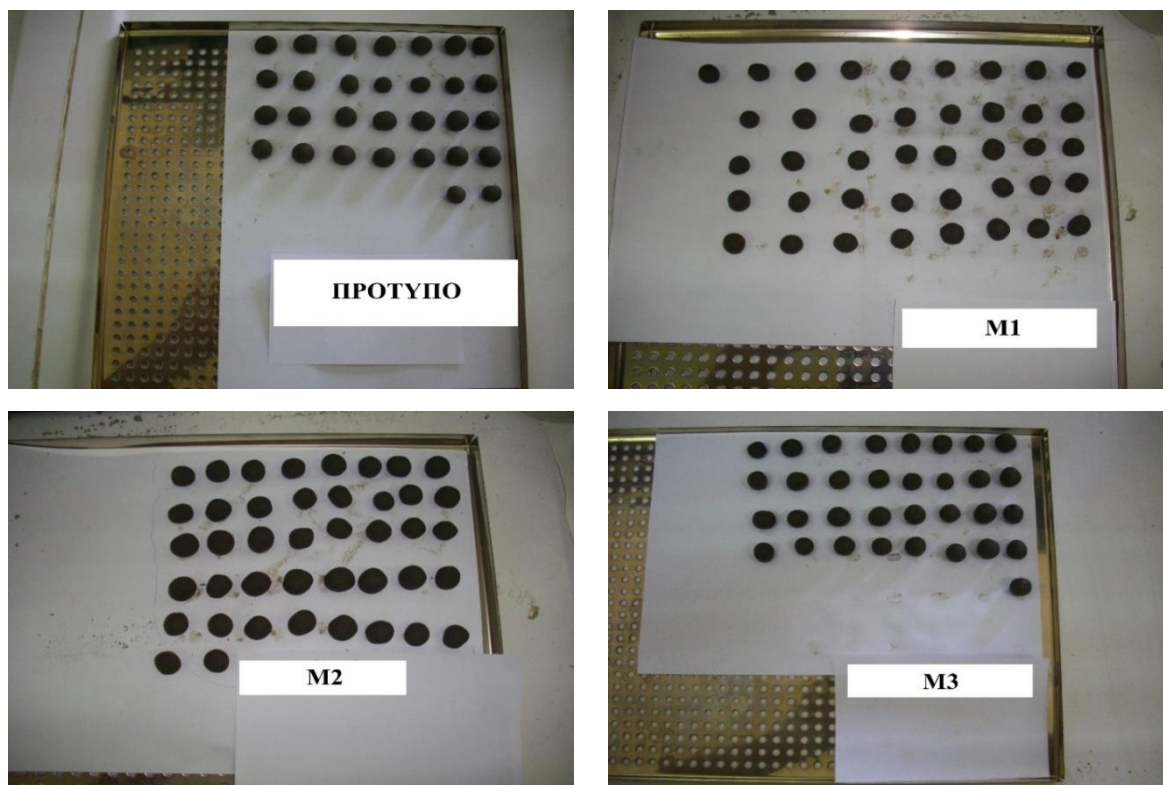
**Χρήση ελαιοπυρήνα.** Προκειμένου να αυξηθεί το πορώδες των διατομιτικών σφαιριδίων κατά την όπτηση χρησιμοποιήθηκε ξηρός ελαιοπυρήνας. Προκειμένου να είναι τα χαρακτηριστικά του ελαιοπυρήνα παρόμοια με το ολικό διατομιτικό υλικό ακολουθήθηκε η ίδια διαδικασία θραύσης, ομογενοποίησης, λήψης αντιπροσωπευτικού δείγματος και κοσκίνισής του μέχρι όλο να διέλθει από κόσκινο βρογχίδας 250  $\mu\text{m}$ .

**Δημιουργία μιγμάτων.** Το επόμενο στάδιο περιελάμβανε την ανάμειξη διατομιτικού υλικού με ελαιοπυρήνα για τη δημιουργία μιγμάτων σε διαφορετικές αναλογίες. Οι αναλογίες που χρησιμοποιήθηκαν με τα αντίστοιχα βάρη των υλικών, δίνονται στον Πίνακα 9.

**Πίνακας 9.** Μιγματατά διατομιτικού υλικού και ελαιοπυρήνα για την παρασκευή σφαιριδίων.

Υλικό/Μίγμα	Πρότυπο (Π)		Μίγμα 1 (M1)		Μίγμα 2 (M2)		Μίγμα 3 (M3)	
	(%)	(g)	(%)	(g)	(%)	(g)	(%)	(g)
Διατομίτης	100	70	95	66,5	90	63,0	85	59,5
Ελαιοπυρήνας	0	0	5	3,5	10	7,0	15	10,5

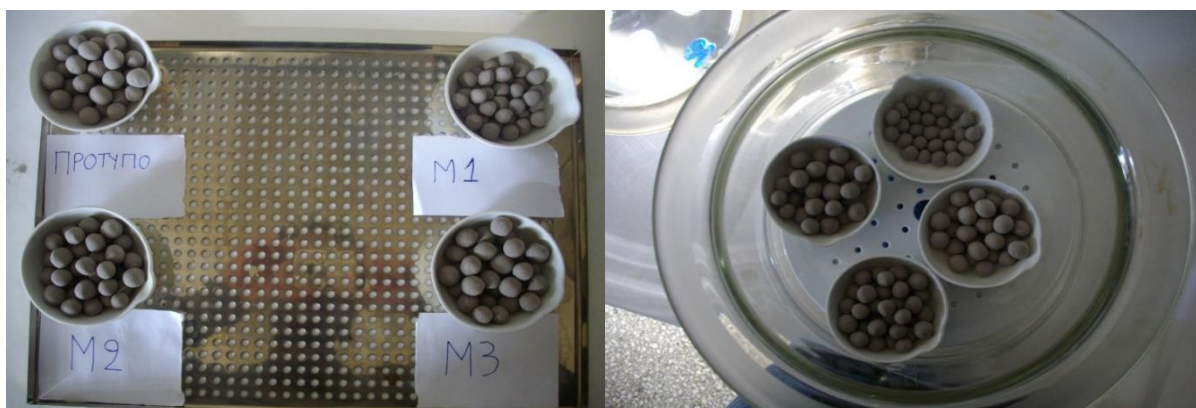
Κατόπιν έγινε σταδιακή ανάμειξη του κάθε μίγματος με μικρή ποσότητα νερού, μέχρι να επιτευχθεί κατάλληλη πλαστικότητα και ακολούθησε η μορφοποίησή τους στο χέρι σε σχήμα σφαίρας διαμέτρου 1-2 cm (Σταματάκης κ.α. 2005, Εικ. 63).



**Εικόνα 63.** Αρχικά υγρά μορφοποιημένα σφαιρίδια.

Συνολικά δημιουργήθηκαν 146 σφαιρίδια, από τα οποία 30 αντιστοιχούν στο πρότυπο υλικό (Π), 41 στο μίγμα 1 (M1), 42 στο μίγμα 2 (M2) και 33 στο μίγμα 3 (M3).

**Ξήρανση - αφύγρανση - όπτηση σφαιριδίων.** Το τελευταίο στάδιο περιελάμβανε την ξήρανση των μορφοποιημένων σφαιριδίων σε θερμοκρασία 80 °C για 24 h (EcoCell XXXX) και τη διατήρησή τους σε αφυγραντή μέχρι την όπτησή τους (Εικ. 64).



**Εικόνα 64.** Τελικά ξηρά σφαιρίδια (αριστερά) και διατήρησή τους σε αφυγραντή (δεξιά).

Ακολούθησε η όπτηση (Εικ. 65) των σφαιριδίων σε εργαστηριακό κλίβανο (Nabertherm GmbH, Γερμανία), τύπου Multitherm N11/HR  $T_{\max}$  1280±2 °C, σε θερμοκρασίες 950 °C (Εικ. 66), 1050 °C (Εικ. 67) και 1150 °C (Εικ. 68) για χρονικό διάστημα 5 min και η εκ νέου τοποθέτησή τους στον αφυγραντή μέχρι τη μέτρηση των φυσικομηχανικών παραμέτρων τους.



**Εικόνα 65.** Διαδικασία όπτησης των μορφοποιημένων σφαιριδίων. Διακρίνεται η καύση του ελαιοπυρήνα.

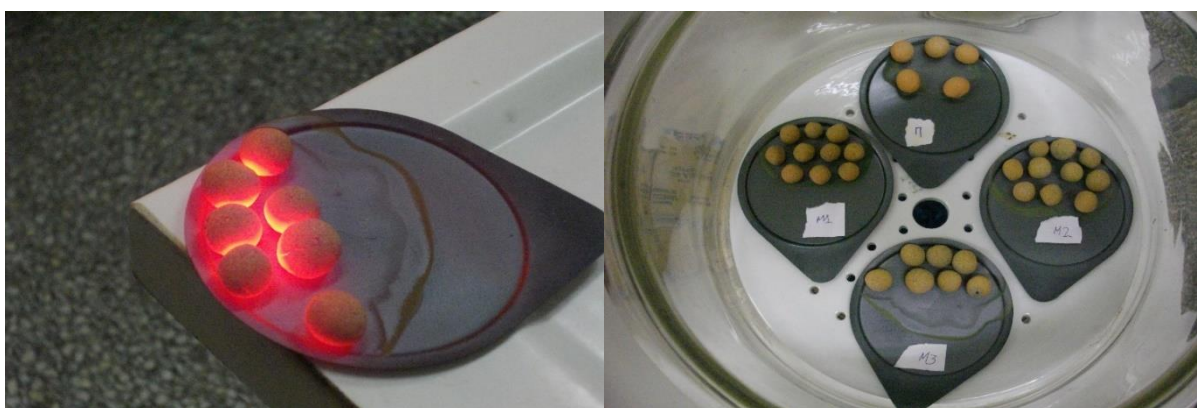




**Εικόνα 66.** Σφαιρίδια μίγματος (M1) ύστερα από όπτηση στους 950 °C (αριστερά) και διατήρηση όλων των σφαιριδίων στον αφυγραντή (δεξιά).



**Εικόνα 67.** Σφαιρίδια μίγματος (M2) ύστερα από όπτηση στους 1050 °C και διατήρηση όλων των σφαιριδίων στον αφυγραντή.



**Εικόνα 68.** Σφαιρίδια μίγματος (M3) ύστερα από όπτηση στους 1150 °C και διατήρηση όλων των σφαιριδίων στον αφυγραντή.

### 3.6.3. Μέτρηση φυσικομηχανικών παραμέτρων

Ύστερα από το πέρας της κατασκευής των ελαφροβαρών αδρανών υλικών πραγματοποιήθηκε μέτρηση φυσικών παραμέτρων. Αρχικά μετρήθηκε το βάρος και ο όγκος τόσο του αρχικού ξηρού δείγματος (πριν την όπτηση), όσο και του τελικού (μετά την όπτηση)

υλικού, προκειμένου να γίνει η συσχέτιση των τιμών μεταξύ τους. Η μέτρηση βάρους πραγματοποιήθηκε σε ζυγαριά υψηλής ευαισθησίας του τομέα Ορυκτολογίας – Πετρολογίας – Κοιτασματολογίας του τμήματος Γεωλογίας Α.Π.Θ, ενώ για τον υπολογισμό όγκου χρησιμοποιήθηκε παχύμετρο για τη μέτρηση της διαμέτρου των σφαιριδίων ως μέση τιμή τριών μετρήσεων στις διαστάσεις x, y, z. Κατόπιν, έγινε υπολογισμός του ξηρού φαινομένου βάρους, της θλιπτικής αντοχής και του πορώδους αυτών.

Σύμφωνα με τις προδιαγραφές Εργαστηριακών Δοκιμών Εδαφομηχανικής BPAX. E103-1984, παρ. 2 του ΥΠΕΧΩΔΕ σε συμφωνία και με το ASTM D4404-84 (2004), το ξηρό φαινόμενο βάρος ορίζεται ως το πηλίκο του βάρους ενός σώματος προς τον όγκο του σώματος:  $\gamma = W/V$  ( $\text{g}/\text{cm}^3$ ), όπου W το συνολικό βάρος του σώματος συμπεριλαμβανομένων και των πόρων με το περιεχόμενό τους (αέρας) και V ο συνολικός όγκος του σώματος. Ο υπολογισμός του ξηρού φαινομένου βάρους των μορφοποιημένων σφαιριδίων, έγινε με βάση τις προηγηθείσες μετρήσεις βάρους και όγκου τους.

Η μέτρηση της θλιπτικής αντοχής των σφαιριδίων, πραγματοποιήθηκε στην Αίθουσα Μηχανών-Δισκιοποιήσεως του τμήματος Φαρμακευτικής, Α.Π.Θ. Χρησιμοποιήθηκε ειδική διάταξη μέτρησης τιμής θραύσης (Εικ. 69) της εταιρίας Engineering Systems (Nottm), τύπου CT5-½ TONNE TESTING MACHINE. Προκειμένου να γίνει μέτρηση της αντοχής, τα μορφοποιημένα σφαιρίδια τοποθετήθηκαν μεταξύ δύο μεταλλικών πλαισίων, τα οποία με κατακόρυφη κίνηση του επάνω πλαισίου με σταθερό ρυθμό προς το ακίνητο κάτω μέρος, προκαλούσαν συμπίεση και τελικά θραύση των σφαιριδίων. Η διαδικασία της θραύσης από την έναρξη της φόρτισης, το σημείο θραύσης, αλλά και το στάδιο της αποφόρτισης καταγράφονταν ηλεκτρονικά από ειδική διάταξη που ήταν προσαρμοσμένη στη συσκευή θραύσης. Παράλληλα στην οθόνη της συσκευής θραύσης καταγράφονταν το μέγιστο φορτίο θραύσης. Η θλιπτική αντοχή μετρήθηκε τουλάχιστον σε 2 σφαιρίδια ανά μίγμα ανά θερμοκρασία όπτησης. Η θλιπτική αντοχή κάθε ομάδας αποτελεί τη μέση τιμή των επιμέρους μετρήσεων που έγιναν για την κάθε ομάδα, ενώ στις Εικόνες 70-72 παρουσιάζεται η διαδικασία θραύσης των εξεταζόμενων σφαιριδίων για τα μίγματα M1, M2 και M3.



**Εικόνα 69.** Ειδική συσκευή μέτρησης αντοχής τύπου CT5-½ TONNE TESTING MACHINE.





**Εικόνα 70.** Διαδικασία θραύσης σφαιριδίου μίγματος M1 (δείγμα M1.21) ύστερα από όπτηση στους 950 °C.



**Εικόνα 71.** Διαδικασία θραύσης σφαιριδίου μίγματος M2 (δείγμα M2.11) ύστερα από όπτηση στους 1050 °C.



**Εικόνα 72.** Διαδικασία θραύσης σφαιριδίου μίγματος M3 (δείγμα M3.11) ύστερα από όπτηση στους 1150 °C.

Χαρακτηριστικό γνώρισμα των περισσότερων ελαφροβαρών υλικών είναι η παρουσία πόρων στη δομή τους. Το πορώδες ενός υλικού, δηλαδή ο λόγος του όγκου των πόρων προς το συνολικό του όγκο, καθορίζει την ταχύτητα διάδοσης των ελαστικών κυμάτων μέσα στο υλικό αυτό σε σημαντικό βαθμό. Έχει αποδειχτεί (Wyllie et al. 1958) ότι η ταχύτητα  $V_p$  των επιμήκων κυμάτων σε πέτρωμα του οποίου το πορώδες είναι  $\phi$ , δίνεται από τη σχέση:

$$1 / V_p = (\varphi / V_{pf}) + (1 - \varphi / V_{pm}),$$

όπου  $V_{pf}$  η ταχύτητα διάδοσης των P κυμάτων μέσα στο ρευστό (υγρό ή αέριο) με το οποίο είναι γεμάτοι οι πόροι του πετρώματος, για τον αέρα η ταχύτητα αυτή είναι 330 m/sec και για το νερό 1450 m/sec (Parasnis 1997) και  $V_{pm}$  η ταχύτητα διάδοσης του κύματος στο υλικό, όταν αυτό δεν έχει πόρους. Από την παραπάνω εξίσωση προκύπτει ότι, όσο πιο μεγάλο είναι το πορώδες ενός πετρώματος τόσο μικρότερη είναι η ταχύτητα των ελαστικών κυμάτων που διέρχονται από αυτό.

Οι Καντηράνης (2001) και Kantiranis et al. (2005) διαπίστωσαν ότι η μέτρηση της ταχύτητας των P κυμάτων που διέρχονται από ένα υλικό είναι ένα πολύ καλό και αξιόπιστο εργαλείο για τον προσδιορισμό του πορώδους ενός δείγματος. Σύμφωνα με το Βογιατζή (2009) η ταχύτητα διάδοσης των P-κυμάτων μέσα από ένα υλικό εξαρτάται από τη συνεκτικότητά του, το μέγεθος των κόκκων του, τα κενά μεταξύ των κόκκων και το υλικό με το οποίο είναι πληρωμένα αυτά τα κενά.

Για την μέτρηση του πορώδους των σφαιριδίων, χρησιμοποιήθηκε ειδική φορητή συσκευή μέτρησης ταχύτητας υπερήχων της εταιρίας *Proceq* (Switzerland) τύπου *Pundit Lab<sup>+</sup>* (Εικ. 73). Δεδομένου ότι οι διαστάσεις των δοκιμίων είναι γνωστές, εκείνο που έχει σημασία είναι να μετράται με ακρίβεια ο χρόνος διάδοσης των P-κυμάτων. Στη συγκεκριμένη συσκευή το εύρος καταγραφής του χρόνου διάδοσης των υπερήχων κυμαίνεται από 0,1 έως 9999 μs, ενώ η ακρίβεια της μέτρησης είναι 0,1 μs. Για την ακριβή λειτουργία του οργάνου χρησιμοποιήθηκαν ειδικοί κυλινδρικοί μεταγωγείς συχνότητας 54 kHz οι οποίοι προσαρμόζονται αντιδιαμετρικά στα άκρα των σφαιριδίων. Για την βελτίωση της ακουστικής επαφής μεταξύ των σφαιριδίων και των μεταγωγέων, χρησιμοποιήθηκε ως μέσο επαφής πλαστελίνη (Λεμονή 1998), ενώ για την ρύθμιση της ακρίβειας του οργάνου χρησιμοποιήθηκε ένα κυλινδρικό πρότυπο από συνθετικό υλικό με το οποίο αυτό είναι εφοδιασμένο.



**Εικόνα 73.** Συσκευή μέτρησης υπερήχων της Proceq τύπου Pundit Lab<sup>+</sup> (<http://www.proceq.com>).

### **3.7.Περιθλασιμετρία ακτίνων X (XRD) ελαφροβαρών διατομικών σφαιριδίων**

Για την ορυκτολογική μελέτη των μορφοποιημένων ελαφροβαρών διατομικών σφαιριδίων, πραγματοποιήθηκε ποιοτικός και εν συνεχεία ποσοτικός προσδιορισμός των ορυκτών συστατικών με την μέθοδο περιθλασιμετρίας ακτίνων-X. Συνολικά εξετάστηκαν δώδεκα (12) σφαιρίδια ελαφροβαρούς υλικού των μιγμάτων Π (πρότυπο υλικό), M1 (μίγμα 1), M2 (μίγμα 2) και M3 (μίγμα 3) στις θερμοκρασίες 950 °C, 1050 °C και 1150 °C, αντίστοιχα. Επιπλέον μετρήθηκε ένα άψητο ξηρό σφαιρίδιο από το πρότυπο υλικό, προκειμένου να είναι δυνατή η παρακολούθηση των αλλαγών που υφίστανται οι κρυσταλλικές και άμορφες φάσεις του αρχικού υλικού με την αύξηση της θερμοκρασίας, καθώς και ο πιθανός σχηματισμός νέων φάσεων.

Συγκεκριμένα, από το πρότυπο υλικό (Π) ελήφθησαν για εξέταση τα σφαιρίδια **Π4**, **Π13** και **Π21**, από το μίγμα M1 τα σφαιρίδια **M1.28**, **M1.4** και **M1.13**, από το μίγμα M2 τα σφαιρίδια **M2.9**, **M2.20** και **M2.26** και από το μίγμα M3 τα σφαιρίδια **M3.3**, **M3.24** και **M3.14** από τις θερμοκρασίες των 950, 1050 και 1150 °C, αντίστοιχα για κάθε μίγμα. Η προετοιμασία των δειγμάτων, η σάρωση, η ερμηνεία και η ποσοτικοποίηση των κρυσταλλικών φάσεων και του αμόρφου που αναγνωρίστηκαν έγιναν σύμφωνα με όσα περιγράφονται στο υποκεφάλαιο 3.4.

## ΚΕΦΑΛΑΙΟ 4. ΑΠΟΤΕΛΕΣΜΑΤΑ ΚΑΙ ΣΥΖΗΤΗΣΗ

### 4.1.Μακροσκοπική περιγραφή δειγμάτων

Με βάση την οπτική περιγραφή, τα δείγματα στο σύνολό τους εμφανίζουν ποικιλομορφία τόσο στο χρώμα, όσο και στην ομοιογένειά τους, στην παρουσία ή απουσία δηλαδή οξειδίων στη μάζα τους, σε αντίθεση με την εκτίμηση βάρους και μεγέθους κόκκων όπου παρουσιάζουν ομοιότητα.

Έξι (6) δειγματα διατομιτών εμφανίζονται με λευκό έως υπόλευκο χρώμα. Συγκεκριμένα με υπόλευκο χρώμα εμφανίζεται το δείγμα *A9* (17,2 – 19,1 μ.), με λευκό χρώμα εμφανίζονται τα δείγματα *A12* (2,9 – 5,6 μ.), *A14* (11,5 – 13,1 μ.), *A14* (15,9 – 21,2 μ.) και *A22* (20,8 – 24 μ.), ενώ ενδιαμέσου χρώματος εμφανίζεται το δείγμα *A9* (8,5 – 15,8 μ.).

Από το σύνολο των εξεταζόμενων δειγμάτων, τα οκτώ (8) από αυτά και συγκεκριμένα τα δείγματα *A1* (7,5 – 10 μ.), *A13* (25 – 35 μ.), *A14* (23 – 24 μ.), *A17* (17,5 – 21 μ.), *A18* (22,7 μ.), *A18* (22,7 – 26,5 μ.), *A22* (29 – 34 μ.) και *A26* (15,5 – 18,2 μ.), είναι τεφρόλευκου έως σκούρου τεφρού χρώματος, εκ των οποίων τα δύο (2) και συγκεκριμένα τα δείγματα *A9* (15,8 – 16,9 μ.) και *A26* (15,5 – 18,2 μ.), εμφανίζονται ως τεφρόλευκα, ενώ τα υπόλοιπα έξι (6) ως σκούρου τεφρού χρώματος.

Με διαφορετικές χρωματικές αποχρώσεις εμφανίζονται συνολικά έξι (6) δείγματα. Συγκεκριμένα, το δείγμα *A9* (19,1 – 21 μ.) είναι υπόλευκου έως ερυθρωπού χρώματος, το δείγμα *A10* (13,1 – 13,3 μ.) κιτρινωπού έως υποκίτρινου χρώματος, το δείγμα *A14* (21,2 – 22,2 μ.) ανοικτού ροζ χρώματος, το δείγμα *A14* (22,2 – 23 μ.) καφέ έως ελαφριά μωβ χρώματος, το δείγμα *A22* (27 – 29 μ.) υποκίτρινου έως ανοικτού ροζ χρώματος και το δείγμα *A26* (14,3 – 15,5 μ.) τεφρόλευκου έως ανοικτού ρόδινου χρώματος.

Στο σύνολό τους, τα δείγματα διατομιτών είναι μικρού βάρους (ελαφριά) ενώ όσον αφορά μια προσεγγιστική εκτίμηση μεγέθους των κόκκων τους, μπορούν να χαρακτηριστούν ως λεπτόκοκκα.

Ο βαθμός ομοιογένειας ποικίλλει στο σύνολο των δειγμάτων. Από τη μακροσκοπική εξέταση προκύπτει ότι η πλειοψηφία των δειγμάτων και συγκεκριμένα τα δείγματα *A9* (8,5 – 15,8 μ.), *A9* (15,8 – 16,9 μ.), *A9* (17,2 – 19,1 μ.), *A12* (2,9 – 5,6 μ.), *A13* (25 – 35 μ.), *A14* (11,5 – 13,1 μ.), *A14* (22,2 – 23 μ.), *A14* (23 – 24 μ.), *A17* (17,5 – 21 μ.), *A17* (17,5 – 21μ., No2), *A18* (22,7 – 26,5 μ.), *A22* (20,8 – 24 μ.), *A22* (27 – 29 μ.), *A26* (14,3 – 15,5 μ.) και *A26* (15,5 – 18,2 μ.), χαρακτηρίζονται ομοιογενή, «καθαρά», με απουσία οξειδίων ή κάποιας μορφής οξειδωσης στη μάζα τους.

Σύμφωνα με Harben (1992) και Breese (1994), το χρώμα των διατομιτών έχει άμεση σχέση με την καθαρότητά τους. Όταν οι διατομίτες είναι απαλλαγμένοι από κάθε είδους

προσμίξεις ή αυτές παρουσιάζονται σε πολύ μικρό ποσοστό, αυτοί εμφανίζονται με λευκό έως υπόλευκο – κιτρινωπό χρώμα, σε αντίθεση με εκείνους οι οποίοι περιέχουν σημαντικό ποσοστό άλλων προσμίξεων και ειδικότερα ανθρακούχο υλικό, και εμφανίζονται με τεφρόλευκο έως σκούρο τεφρό χρώμα. Επομένως τα δείγματα *A9* (17,2 – 19,1 μ.), *A12* (2,9 – 5,6 μ.), *A14* (11,5 – 13,1 μ.), *A14* (15,9 – 21,2 μ.), *A22* (20,8 – 24 μ.) και *A9* (8,5 – 15,8 μ.) μπορούν να θεωρηθούν «καθαροί» με πολύ μικρό ποσοστό προσμίξεων στη μάζα τους, τα δείγματα *A9* (19,1 – 21 μ.), *A10* (13,1 – 13,3 μ.), *A14* (21,2 – 22,2 μ.), *A14* (22,2 – 23 μ.), *A22* (27 – 29 μ.) και *A26* (14,3 – 15,5 μ.), με υψηλότερο ποσοστό διαφόρων προσμίξεων, ενώ τα δείγματα *A1* (7,5 – 10 μ.), *A13* (25 – 35 μ.), *A14* (23 – 24 μ.), *A17* (17,5 – 21 μ.), *A18* (22,7 μ.), *A18* (22,7 – 26,5 μ.), *A22* (29 – 34 μ.), *A26* (15,5 – 18,2 μ.), *A9* (15,8 – 16,9 μ.) και *A26* (15,5 – 18,2 μ.) με αρκετά υψηλό ποσοστό ανθρακούχου υλικού.

Η παρουσία οξειδίων και προσμίξεων στη διατομική μάζα, σύμφωνα με Stamatakis et al. (2010), έχει δευτερογενής προέλευση και πιθανόν να οφείλεται κατά ένα μεγάλο βαθμό στην απόθεση των υδροθερμικών ρευστών, αποτέλεσμα ηφαιστειακής δράσης στην ευρύτερη περιοχή του Βορειοανατολικού Αιγαίου.

Στις Εικόνες 74–95 παρουσιάζονται οι μακροσκοπικές εικόνες των εικοσιδύο (22) διατομικών δειγμάτων που συλλέχθηκαν από την Θέση Μπούντα της Παρανησιάς Λήμνου.

#### ❖ Γεώτρηση A1 - Δείγμα βάθους 7,5 – 10 m

Διατομίτης τεφρού, τεφρόμαυρου χρώματος, λεπτόκοκκος, ελαφρύς, ανομοιογενής, με εμφανή την παρουσία οξειδίων σε ορισμένα σημεία (Εικ. 74).



**Εικόνα 74.** Γεώτρηση A1 – Δείγμα βάθους 7,5 – 10 m.



❖ **Γεώτρηση A9 - Δείγμα βάθους 8,5 – 15,8 m**

Διατομίτης λευκος έως υπόλευκος, ελαφρύς, λεπτόκοκκος, ομοιογενής (Εικ. 75).



**Εικόνα 75.** Γεώτρηση A9 – Δείγμα βάθους 8,5 – 15,8 m.

❖ **Γεώτρηση A9 - Δείγμα βάθους 15,8 – 16,9 m**

Διατομίτης τεφρός, τεφρόλευκος, ελαφρύς, λεπτόκοκκος, ομοιογενής (Εικ. 76).



**Εικόνα 76.** Γεώτρηση A9 - Δείγμα βάθους 15,8 – 16,9 m.

❖ **Γεώτρηση A9 - Δείγμα βάθους 17,2 – 19,1 m**

Διατομίτης υπόλευκος, ελαφρύς, λεπτόκοκκος, ομοιογενής (Εικ. 77).



**Εικόνα 77.** Γεώτρηση A9 - Δείγμα βάθους 17,2 – 19,1 m.



❖ **Γεώτρηση A9 – Δείγμα βάθους 19,1 – 21,0 m**

Διατομίτης υπόλευκος, ελαφρύς, λεπτόκοκκος, ανομοιογενής, με εμφανή την παρουσία οξειδίων που δίνουν ερυθρή απόχρωση σε ορισμένα σημεία (Εικ. 78).



**Εικόνα 78.** Γεώτρηση A9 – Δείγμα βάθους 19,1 – 21,0 m.

❖ **Γεώτρηση A10 – Δείγμα βάθους 13,1 – 13,3 m**

Διατομίτης υποκίτρινος, ελαφρύς, λεπτόκοκκος, ανομοιογενής, με εμφανή την παρουσία οξειδίων σε ορισμένα σημεία (Εικ. 79).



**Εικόνα 79.** Γεώτρηση A10 – Δείγμα βάθους 13,1 – 13,3 m.

❖ **Γεώτρηση A12 – Δείγμα βάθους 2,9 – 5,6 m**

Διατομίτης λευκού χρώματος, ελαφρύς, λεπτόκοκκος, ομοιογενής (Εικ. 80).



**Εικόνα 80.** Γεώτρηση A12 – Δείγμα βάθους 2,9 – 5,6 m.

❖ **Γεώτρηση A13 – Δείγμα βάθους 25 – 35 m**

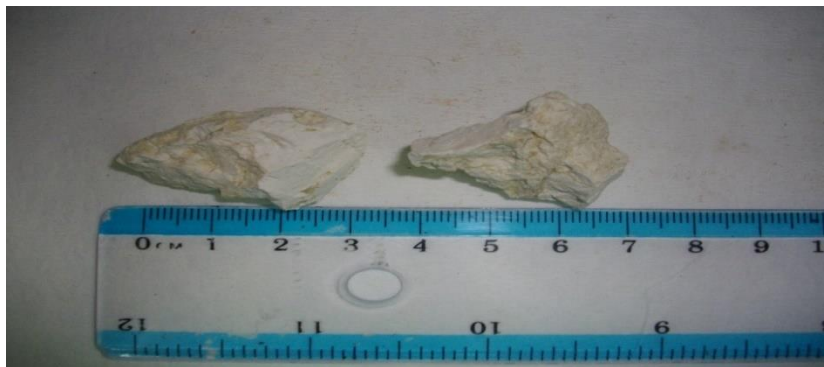
Διατομίτης τεφρού χρώματος, ελαφρύς, λεπτόκοκκος, ομοιογενής (Εικ. 81).



**Εικόνα 81.** Γεώτρηση A13 – Δείγμα βάθους 25 – 35 m.

❖ **Γεώτρηση A14 – Δείγμα βάθους 11,5 – 13,1 m**

Διατομίτης λευκού χρώματος, ελαφρύς, λεπτόκοκκος, ομοιογενής (Εικ. 82).



**Εικόνα 82.** Γεώτρηση A14 – Δείγμα βάθους 11,5 – 13,1 m.

❖ **Γεώτρηση A14 – Δείγμα βάθους 15,9 – 21,2 m**

Διατομίτης λευκού χρώματος, ελαφρύς, λεπτόκοκκος, ανομοιογενής, με εμφανή την παρουσία οξειδίων σε ορισμένα σημεία (Εικ. 83).



**Εικόνα 83.** Γεώτρηση A14 – Δείγμα βάθους 15,9 – 21,2 m.

❖ **Γεώτρηση A14 – Δείγμα βάθους 21,2 – 22,2 m**

Διατομίτης λευκορόδινου χρώματος, ελαφρύς, λεπτόκοκκος, ανομοιογενής, με εμφανή την παρουσία οξειδίων σε ορισμένα σημεία (Εικ. 84).



**Εικόνα 84.** Γεώτρηση A14 – Δείγμα βάθους 21,2 – 22,2 m.

❖ **Γεώτρηση A14 – Δείγμα βάθους 22,2 – 23,0 m**

Διατομίτης καστανού έως καστανοκόκκινου χρώματος, ελαφρύς, λεπτόκοκκος, ομοιογενής (Εικ. 85).



**Εικόνα 85.** Γεώτρηση A14 – Δείγμα βάθους 22,2 – 23,0 m.

❖ **Γεώτρηση A14 – Δείγμα βάθους 23,0 – 24,0 m**

Διατομίτης σκούρου τεφρού χρώματος, ελαφρύς, λεπτόκοκκος, ομοιογενής (Εικ. 86).



**Εικόνα 86.** Γεώτρηση A14 – Δείγμα βάθους 23,0 – 24,0 m.

❖ **Γεώτρηση A17 – Δείγμα βάθους 17,5 – 21,0 m**

Διατομίτης σκούρου τεφρού χρώματος, ελαφρύς, λεπτόκοκκος, ομοιογενής (Εικ. 87).



**Εικόνα 87.** Γεώτρηση A17 – Δείγμα βάθους 17,5 – 21,0 m.

❖ **Γεώτρηση A17 – Δείγμα βάθους 17,5 – 21,0 m, No 2**

Διατομίτης σκούρου τεφρού χρώματος, ελαφρύς, λεπτόκοκκος, ομοιογενής (Εικ. 88).



**Εικόνα 88.** Γεώτρηση A17 – Δείγμα βάθους 17,5 – 21,0 m, No 2

❖ **Γεώτρηση A18 – Δείγμα βάθους 22,7 m**

Διατομίτης μαύρου χρώματος, ελαφρύς, λεπτόκοκκος, ομοιογενής και ελαφρά οξειδωμένος (Εικ. 89).



**Εικόνα 89.** Γεώτρηση A18 – Δείγμα βάθους 22,7 m.



❖ **Γεώτρηση A18 – Δείγμα βάθους 22,7 – 26,5 m**

Διατομίτης σκούρου τεφρού χρώματος, ελαφρύς, λεπτόκοκκος, ομοιογενής (Εικ. 90).



**Εικόνα 90.** Γεώτρηση A18 – Δείγμα βάθους 22,7 – 26,5 m.

❖ **Γεώτρηση A22 – Δείγμα βάθους 20,8 – 24,0 m**

Διατομίτης λευκού χρώματος, ελαφρύς, λεπτόκοκκος, ομοιογενής (Εικ. 91).



**Εικόνα 91.** Γεώτρηση A22 – Δείγμα βάθους 20,8 – 24,0 m.

❖ **Γεώτρηση A22 – Δείγμα βάθους 27,0 – 29,0 m**

Διατομίτης υποκίτρινου χρώματος και κατά θέσεις υποροδίνας, ελαφρύς, λεπτόκοκκος, ομοιογενής (Εικ. 92).



**Εικόνα 92.** Γεώτρηση A22 – Δείγμα βάθους 27,0 – 29,0 m.



❖ **Γεώτρηση A22 – Δείγμα βάθους 29,0 – 34,0 m**

Διατομίτης μαύρου χρώματος, ελαφρύς, λεπτόκοκκος, ανομοιογενής, με εμφανή την παρουσία οξειδίων (Εικ. 93).



**Εικόνα 93.** Γεώτρηση A22 – Δείγμα βάθους 29,0 – 34,0 m.

❖ **Γεώτρηση A26 – Δείγμα βάθους 14,3 – 15,5 m**

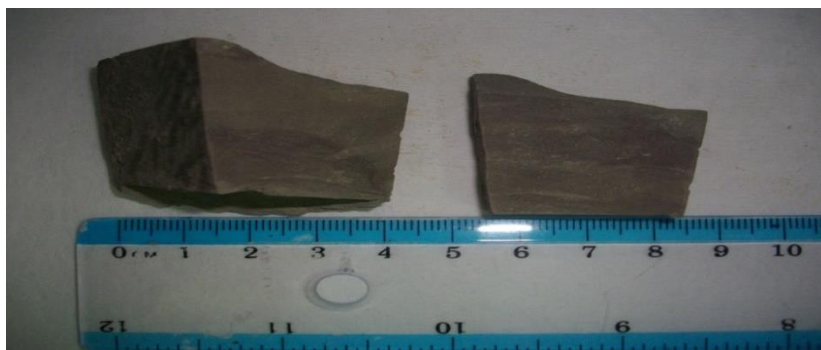
Διατομίτης τεφρόλευκου έως ανοικτού ρόδινου χρώματος, ελαφρύς, λεπτόκοκκος, ομοιογενής (Εικ. 94).



**Εικόνα 94.** Γεώτρηση A26 – Δείγμα βάθους 14,3 – 15,5 m.

❖ **Γεώτρηση A26 – Δείγμα βάθους 15,5 – 18,2 m**

Διατομίτης τεφρόλευκου χρώματος, ελαφρύς, λεπτόκοκκος, ομοιογενής (Εικ. 95).

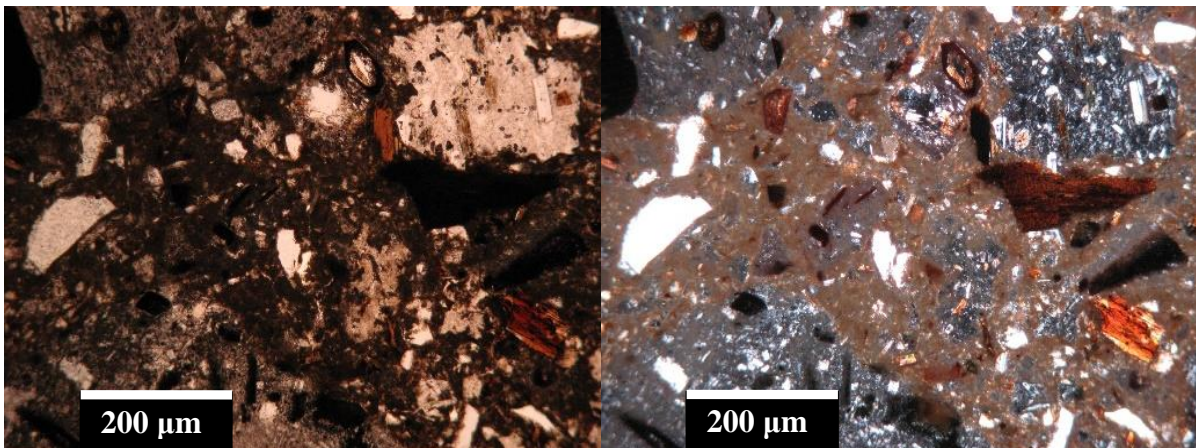


**Εικόνα 95.** Γεώτρηση A26 – Δείγμα βάθους 15,5 – 18,2 m.

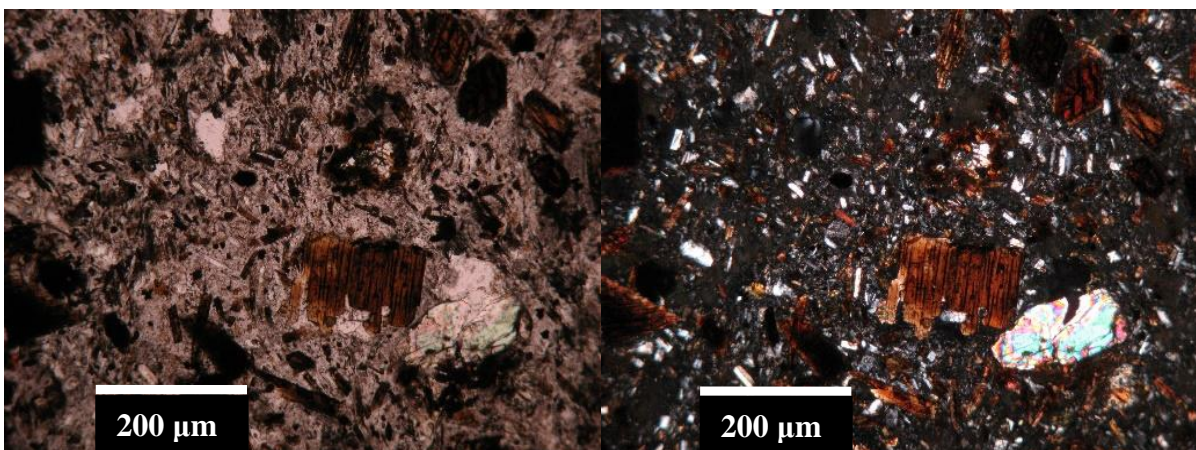
## 4.2.Μικροσκοπική περιγραφή δειγμάτων

### 4.2.1.Ηφαιστίτες

Σύμφωνα με τα αποτελέσματα της μικροσκοπικής περιγραφής των ηφαιστιτών, προκύπτει ότι τα κύρια ορυκτά συστατικά στα οποία αναλύθηκαν και μελετήθηκαν είναι: *οι άστριοι (Pl)*, *οι πυρόξενοι (Px)*, *οι μαρμαρυγίες (Bt)*, *οι αμφίβολοι (Hbl)* και το *σανίδινο (San)*. Με βάση το βαθμό κρυστάλλωσης των πετρωμάτων, ο ιστός των εξεταζόμενων δειγμάτων, χαρακτηρίζεται ως **πορφυριτικός** (Εικ. 96, 97, 98), εξαιτίας της παρουσίας φαινοκρυστάλλων μέσα σε μικροκρυσταλλική θεμελιώδη μάζα. Με βάση τον βαθμό ιδιομορφίας των κρυστάλλων των πετρωμάτων, οι κρύσταλλοι σε όλα τα εξεταζόμενα δείγματα χαρακτηρίζονται από **υπιδιόμορφοι** έως **ιδιόμορφοι**, καθώς διακρίνεται η μερική έως ολική ανάπτυξη των εδρών των κρυστάλλων, ενώ με βάση το μέγεθος των κρυστάλλων, όλα τα δείγματα χαρακτηρίζονται ως **μεσόκοκκα**, με μέγεθος κρυστάλλων από 1 έως 5 mm περίπου. Στις Εικόνες 96 – 99 παρουσιάζονται τα ορυκτά συστατικά και ο ιστός τους από τις εξεταζόμενες λεπτές – στιλπνές τομές των ηφαιστιτών.

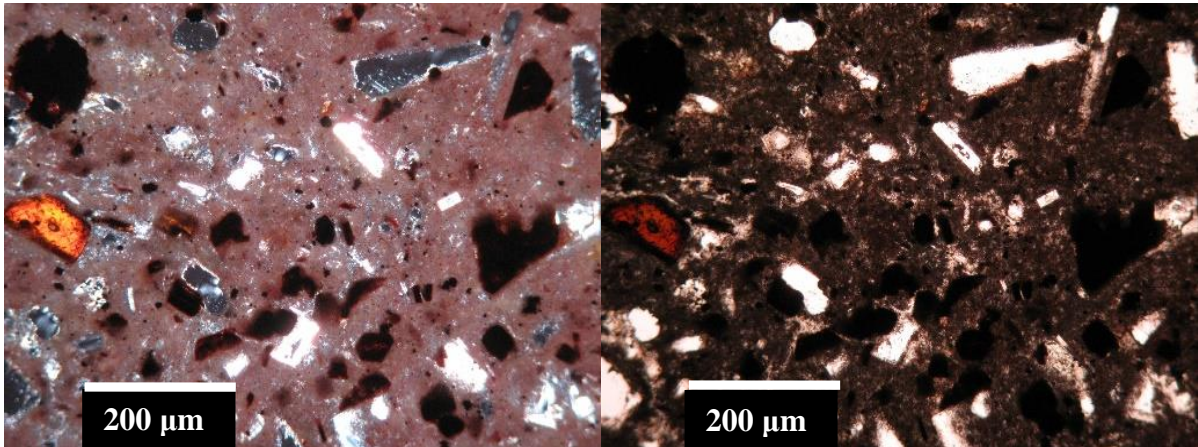


Εικόνα 96. Τομή Α2: Πορφυριτικός ιστός σε εξέταση με N// (αριστερά) και N⊥ (δεξιά).

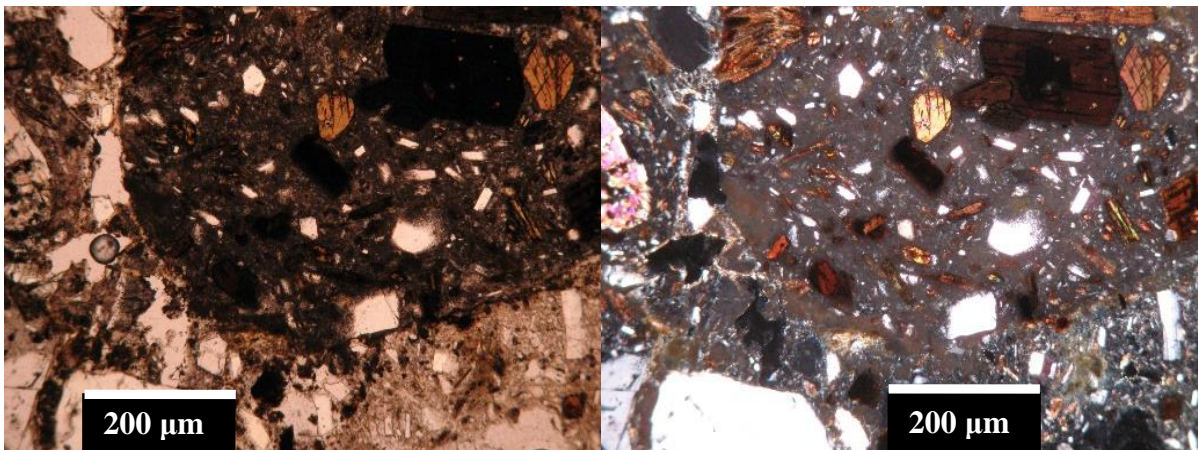


Εικόνα 97. Τομή Α7: Πορφυριτικός ιστός σε εξέταση με N// (αριστερά) και N⊥ (δεξιά).





**Εικόνα 98.** Τομή A8: Πορφυριτικός ιστός σε εξέταση με N// (αριστερά) και N⊥ (δεξιά).



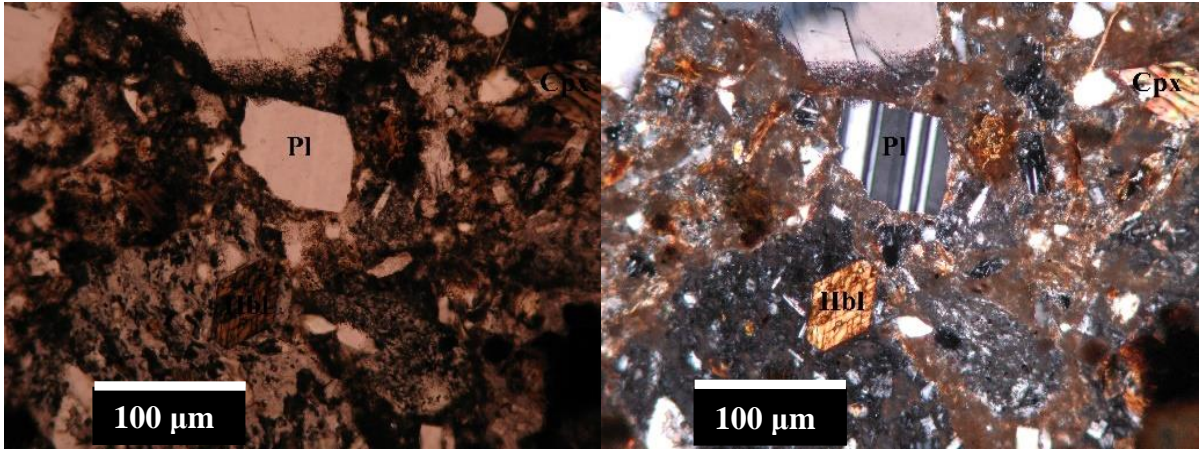
**Εικόνα 99.** Τομή A13: Πορφυριτικός ιστός σε εξέταση με N// (αριστερά) και N⊥ (δεξιά).

- **Αστριοι**

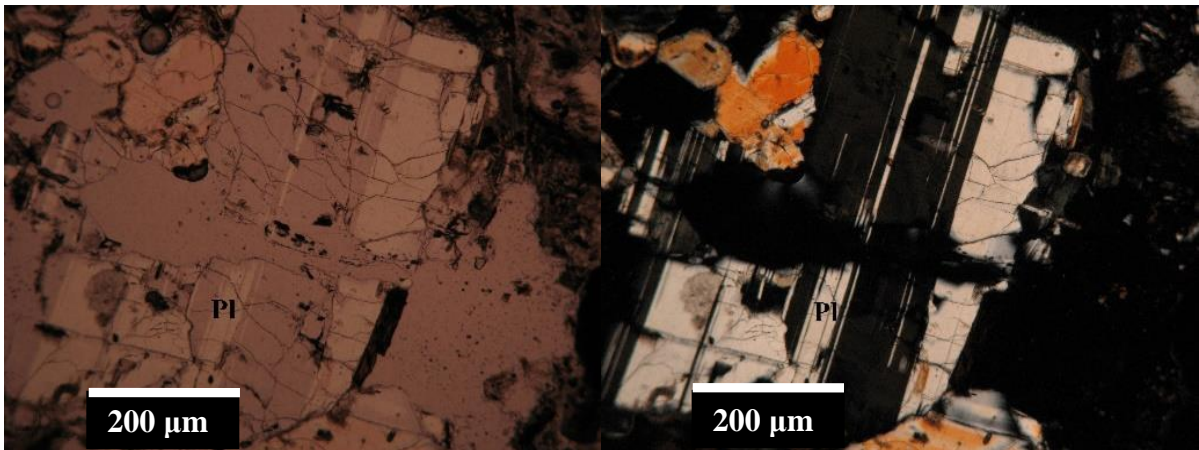
Η ομάδα των αστρίων αντιπροσωπεύεται από τα πλαγιόκλαστα τα οποία εμφανίζονται σε όλα τα δείγματα ηφαιστιτών, τόσο με ζωνώδη, όσο και με μη ζωνώδη δομή και το σανίδινο το οποίο εντοπίζεται ένα μόνο δείγμα (γεώτρηση A7 – δείγμα βάθους 3,0 m – 4,6 m).

Τα πλαγιόκλαστα στο σύνολό τους είναι άχρωμα, αναλλοίωτα, με ιδιόμορφο έως υπιδιόμορφο σχήμα κρυστάλλων και χαρακτηριστική την εικόνα αλβιτικής πολυδυμίας (Εικ. 100 - 104), ενώ το σανίδινο εμφανίζεται ως πρισματικός φαινοκρύσταλλος λευκού χρώματος, με ιδιόμορφο σχήμα και έντονη την παρουσία σχισμού στη μάζα του.

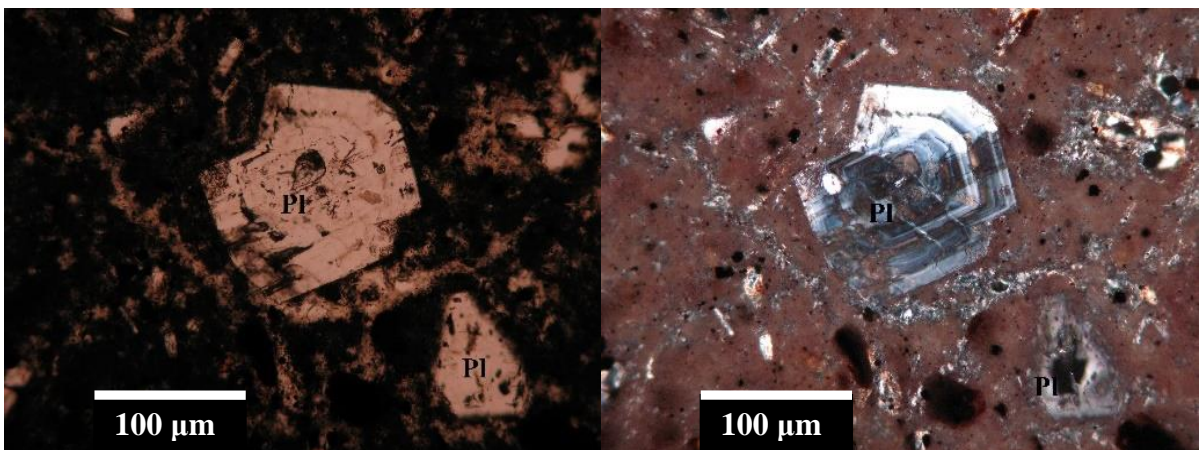




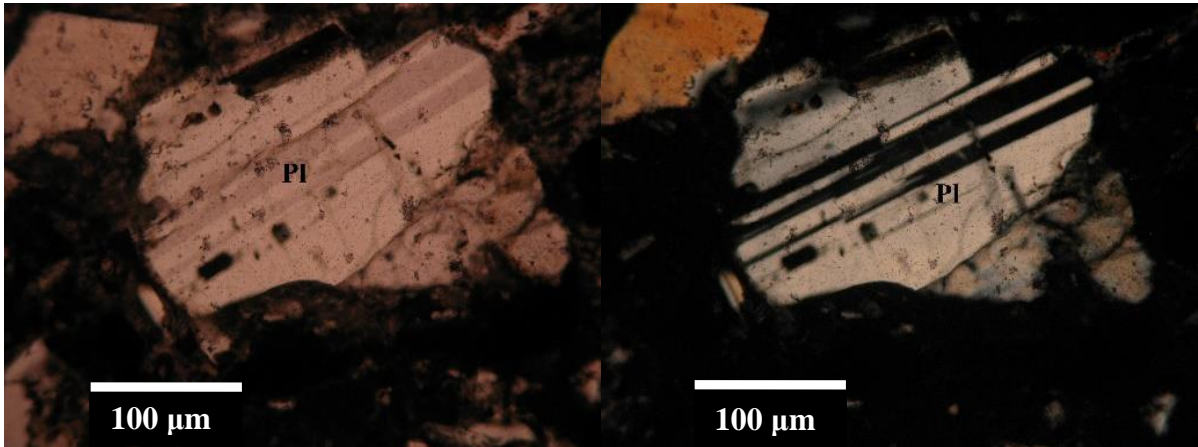
**Εικόνα 100.** Τομή A2: Πλαγιόκλαστο (Pl) με την χαρακτηριστική αλβιτική πολυδυμία, σε εξέταση με N// (αριστερά) και N⊥ (δεξιά).



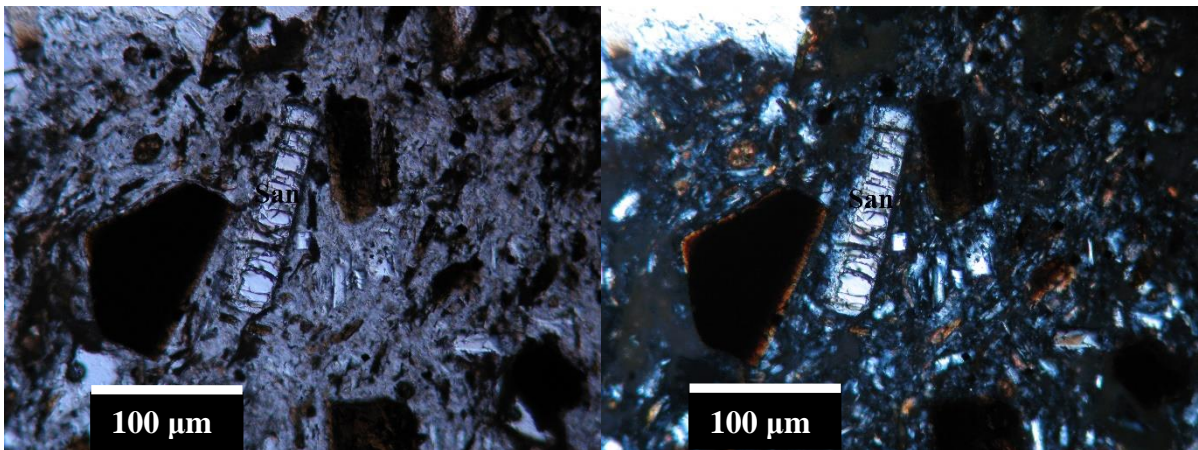
**Εικόνα 101.** Τομή A7: Πλαγιόκλαστο (Pl) με την χαρακτηριστική αλβιτική πολυδυμία, σε εξέταση με πολωτή (αριστερά) και αναλυτή (δεξιά).



**Εικόνα 102.** Τομή A8: Πλαγιόκλαστο (Pl) με την χαρακτηριστική ζώνωση σε εξέταση με N// (αριστερά) και N⊥ (δεξιά).



**Εικόνα 103.** Τομή A13: Πλαγιόκλαστο (Pl) με την χαρακτηριστική αλβιτική πολυδυμία, σε εξέταση με N// (αριστερά) και N⊥ (δεξιά).



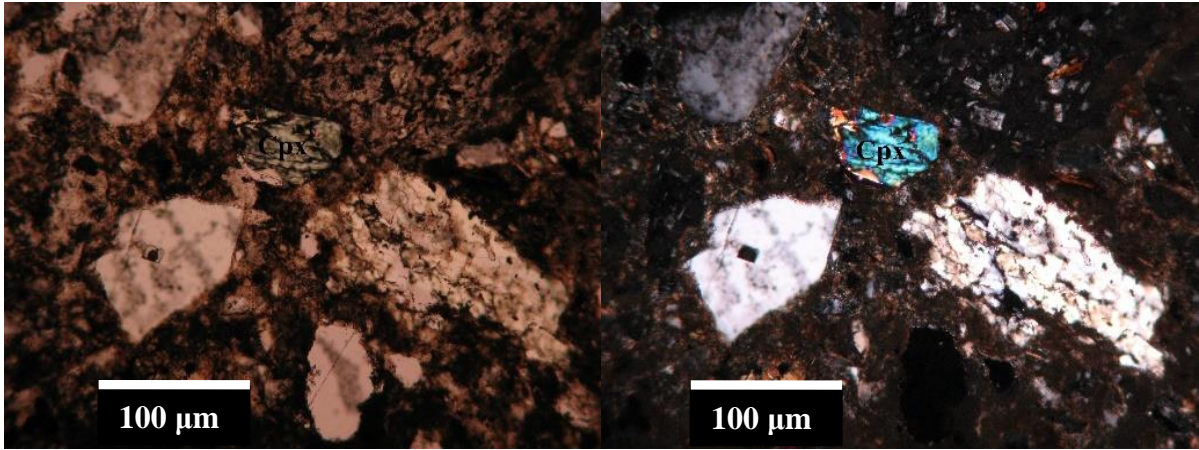
**Εικόνα 104.** Τομή A7: Σανίδινο (San) σε εξέταση με N// (αριστερά) και N⊥ (δεξιά).

- **Πυρόξενοι**

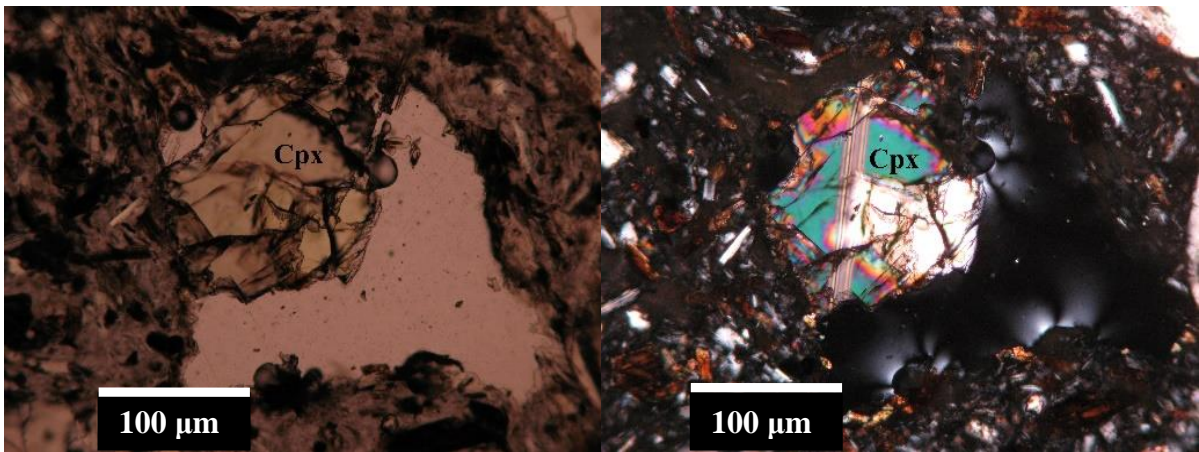
Οι πυρόξενοι, αντιπροσωπεύονται από την ομάδα των κλινοπυροξένων, εμφανίζονται σε τρία από τα τέσσερα συνολικά δείγματα ηφαιστιτών (γεώτρηση A2 - δείγμα βάθους 3,5 m – 4,5 m, γεώτρηση A7 – δείγμα βάθους 3,0 m – 4,6 m, γεώτρηση A13 – δείγμα βάθους 0,0 m – 19,7 m) και αποτελούν τα κύρια φεμικά συστατικά μαζί με τους μαρμαρυγίες και τις αμφιβόλους.

Στο σύνολό τους εμφανίζονται ελαφρά ανοικτοπράσινοι στην παρατήρηση μόνο με πολωτή, αναλλοίωτοι, με ιδιόμορφο έως υπιδιόμορφο σχήμα κρυστάλλων και εμφανής την παρουσία σχισμού στη μάζα τους (Εικ. 105 - 107).

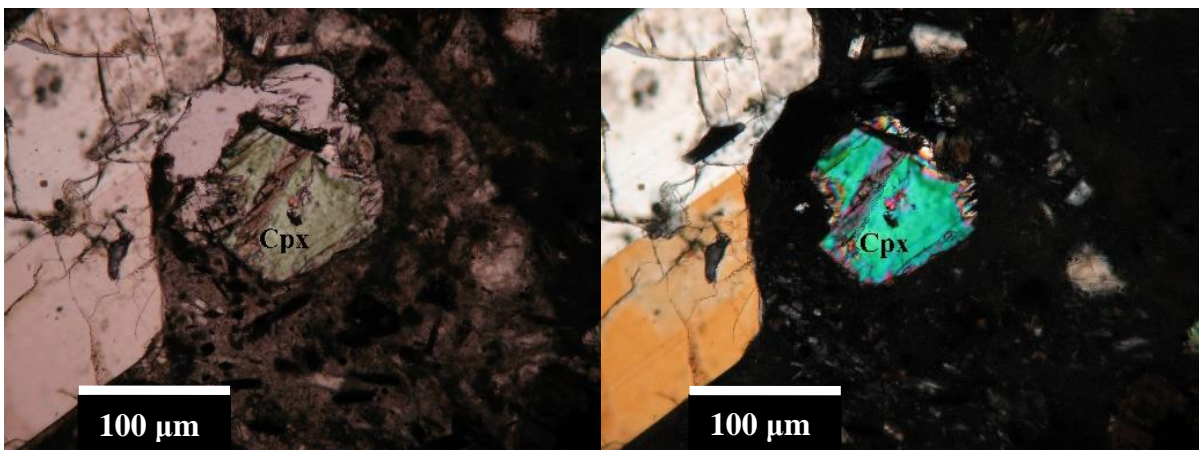




Εικόνα 105. Τομή Α2: Κλινοπυρόξενος (Cpx) σε εξέταση με N// (αριστερά) & N⊥ (δεξιά).



Εικόνα 106. Τομή Α7: Κλινοπυρόξενος (Cpx) σε εξέταση με N// (αριστερά) & N⊥ (δεξιά).



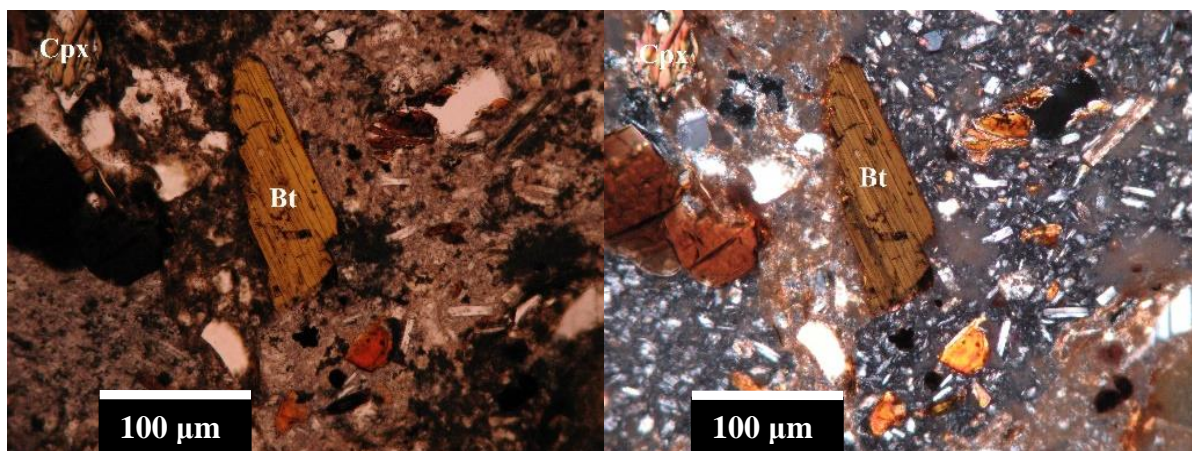
Εικόνα 107. Τομή Α13: Κλινοπυρόξενος(Cpx) σε εξέταση με N// (αριστερά) & N⊥ (δεξιά).

- **Μαρμαρυγίες**

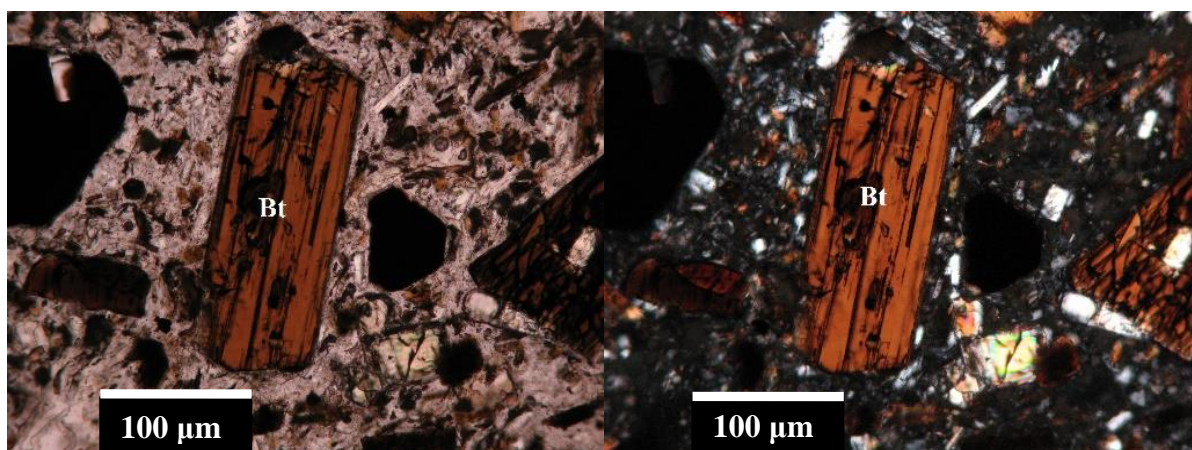
Μαρμαρυγίες παρατηρήθηκαν σε όλα τα δείγματα ηφαιστικών και αντιπροσωπεύονται αποκλειστικά από την παρουσία φαινοκρυστάλλων βιοτίτη. Εμφανίζεται με αποχρώσεις



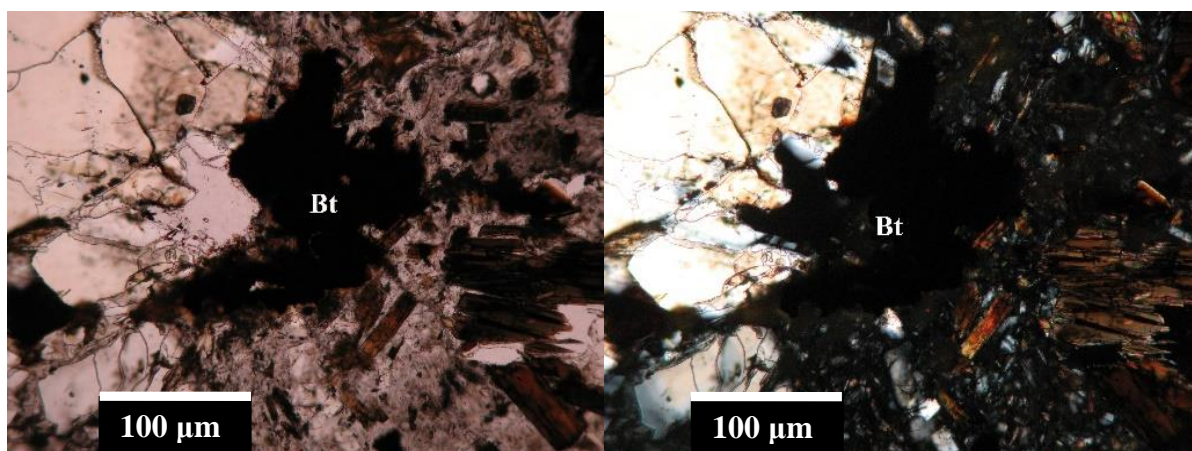
καστανού χρώματος, ενώ το σχήμα των φαινοκρυστάλλων είναι πρισματικό έως ψευδοεξαγωνικό με έντονη την παρουσία σχισμού (Εικ. 108 - 112). Στις τομές A7, A8 και A13 εμφανίζει έντονα το φαινόμενο της οπακιτώσης.



**Εικόνα 108.** Τομή A2: Βιοτίτης (Bt) σε εξέταση με N// (αριστερά) & N⊥ (δεξιά).

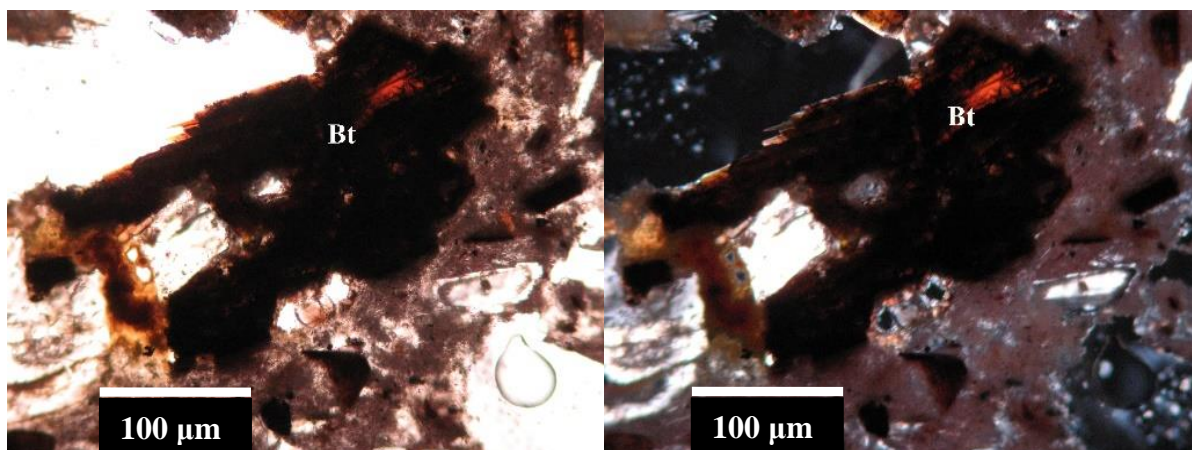


**Εικόνα 109.** Τομή A7: Βιοτίτης (Bt) σε εξέταση με N// (αριστερά) & N⊥ (δεξιά).

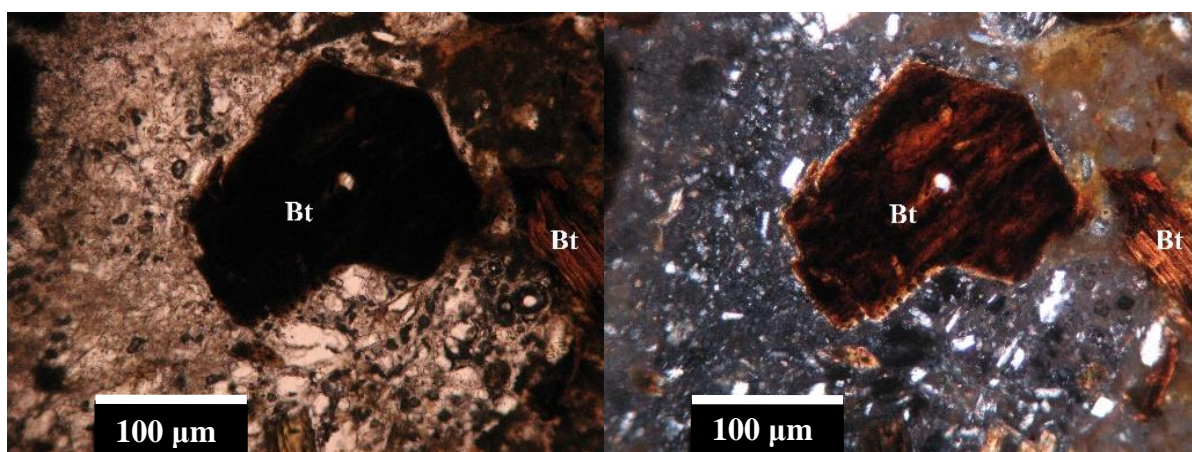


**Εικόνα 110.** Τομή A7: Βιοτίτης (Bt) με την χαρακτηριστική οπακιτώση, σε εξέταση με N// (αριστερά) & N⊥ (δεξιά).





**Εικόνα 111.** Τομή A8: Βιοτίτης (Bt) με την χαρακτηριστική οπακίτιωση, σε εξέταση με N// (αριστερά) & N⊥ (δεξιά).

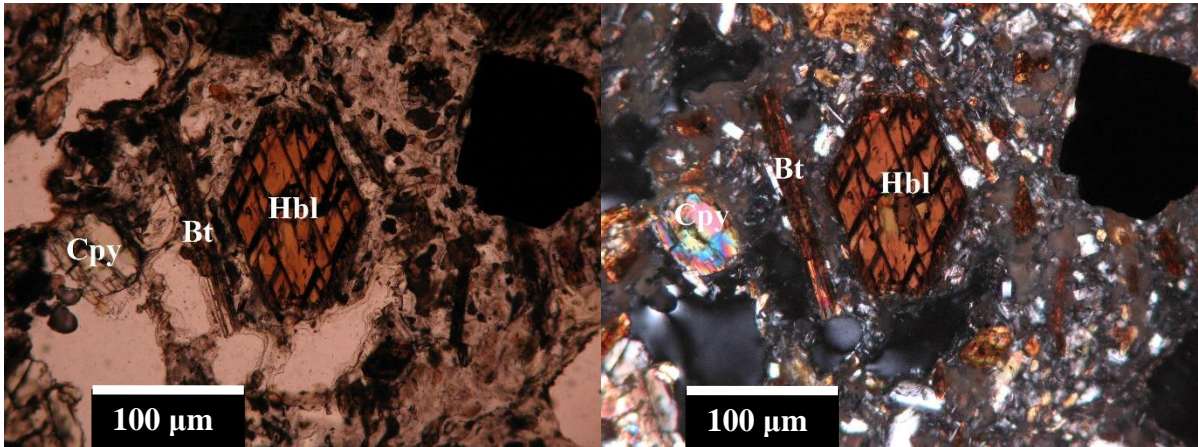


**Εικόνα 112.** Τομή A13: Βιοτίτης (Bt) με την χαρακτηριστική οπακίτιωση, σε εξέταση με N// (αριστερά) & N⊥ (δεξιά).

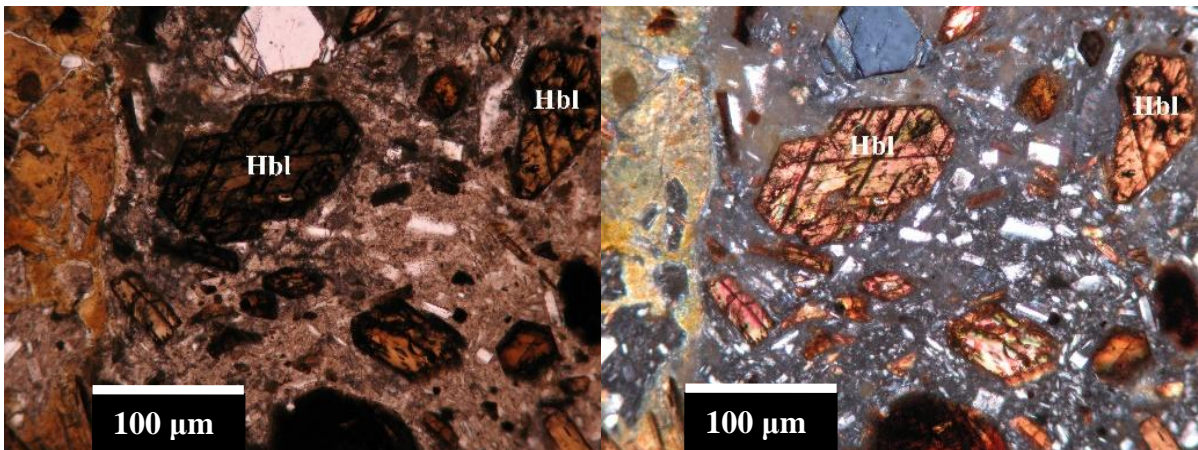
- **Αμφίβολοι**

Η ομάδα των αμφιβόλων αντιπροσωπεύεται από την καστανή κερυστίλβη, η οποία παρατηρήθηκε σε δύο από τις τέσσερις λεπτές τομές ηφαισπιτών (γεώτρηση A7 – δείγμα βάθους 3,0 m – 4,6 m, γεώτρηση A13 – δείγμα βάθους 0,0 m – 19,7 m.).

Οι φαινοκρύσταλλοι παρουσιάζονται καστανόχρωμοι, με ιδιόμορφο σχήμα, εξαπλευρικό, ενώ διακρίνεται καθαρά ο διπλός σχισμός στη μάζα τους τόσο στην εξέταση με πολωτή, όσο και με πολωτή+αναλυτή (Εικ. 113 - 114).



**Εικόνα 113.** Τομή A7: Καστανή κεροσίλβη (Hbl) σε εξέταση με N// (αριστερά) & N⊥ (δεξιά).



**Εικόνα 114.** Τομή A13: Καστανή κεροσίλβη (Hbl) σε εξέταση με N// (αριστερά) & N⊥ (δεξιά).

Με βάση την πετρογραφική ανάλυση και την μικροσκοπική περιγραφή των ορυκτών συστατικών των ηφαιστειακών δειγμάτων, γίνεται εύκολη η ταξινόμησή τους. Επομένως τα δείγματα A2, A8 και A13 μπορούν να χαρακτηριστούν ως ανδεσίτες, καθώς ως κύριο χαρακτηριστικό τους είναι ο πορφυριτικός και εν μέρει ο υαλοφυρικός ιστός, η αποκλειστική παρουσία φαινοκρυστάλλων πλαγιοκλάστων, η εμφάνιση πυροξένων και η απουσία χαλαζία στη θεμελιώδη μάζα τους. Από το σύνολο των εξεταζόμενων δειγμάτων το δείγμα A7 χαρακτηρίζεται ως λατίτης, καθώς κύριο χαρακτηριστικό του είναι ο πορφυριτικός ιστός, η παρουσία πλαγιοκλάστων ως θεμελιώδη ορυκτά συστατικά, η απουσία χαλαζία και ο μικρός αριθμός κρυστάλλων σανιδίνου.

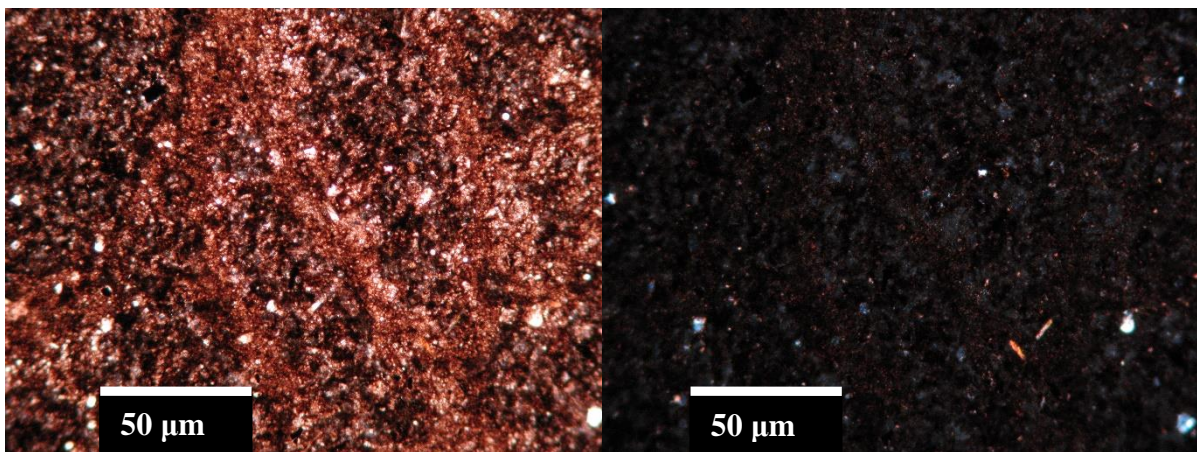


#### 4.2.2. Διατομίτες

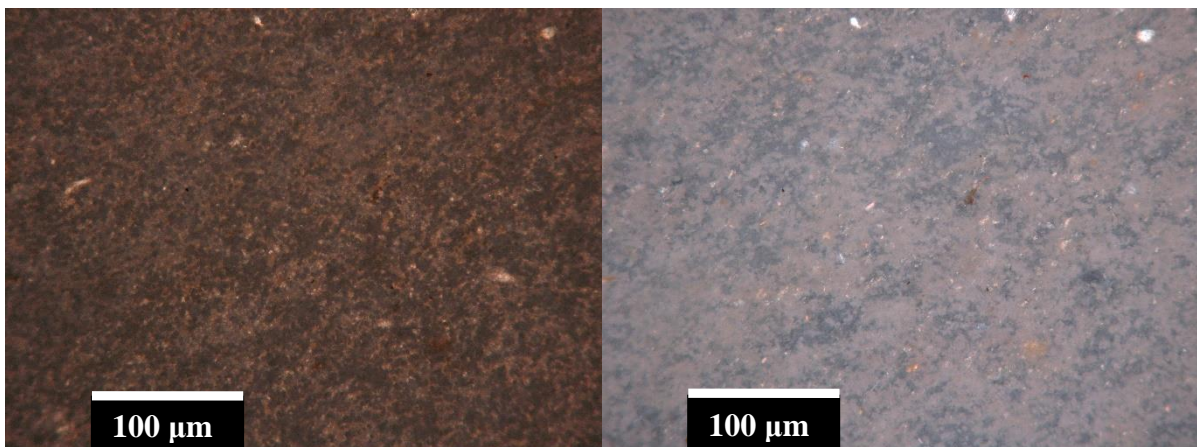
Σύμφωνα με τα αποτελέσματα της μικροσκοπικής περιγραφής των διατομιτών, προκύπτει ότι τα κύρια ορυκτά συστατικά στα οποία αναλύθηκαν και μελετήθηκαν είναι: ο *χαλαζίας* (**Qz**), οι *άστριοι* (**Pl**) και οι *μαρμαρυγίες* (**Mu**).

Στο σύνολο των εξεταζόμενων δειγμάτων, η μάζα των διατομιτών μπορεί να χαρακτηριστεί ως **λεπτοκρυσταλλική**, εξαιτίας του μικρού μεγέθους των αναγνωρίσιμων ορυκτών συστατικών στο πολωτικό μικροσκόπιο (Εικ. 115 – 118), ενώ όσον αφορά τον βαθμό ιδιομορφίας των κρυστάλλων, οι κρύσταλλοι χαρακτηρίζονται από **υπιδιόμορφοι** έως **αλλοτριόμορφοι**.

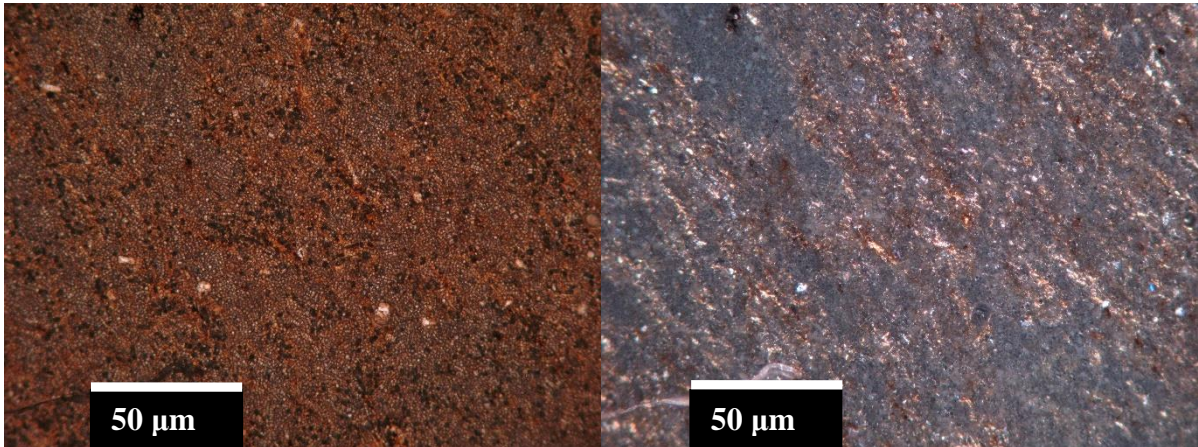
Στις Εικόνες 115 – 129 παρουσιάζονται τα ορυκτά συστατικά και ο ιστός τους από τις εξεταζόμενες λεπτές – στιλπνές τομές των διατομιτών.



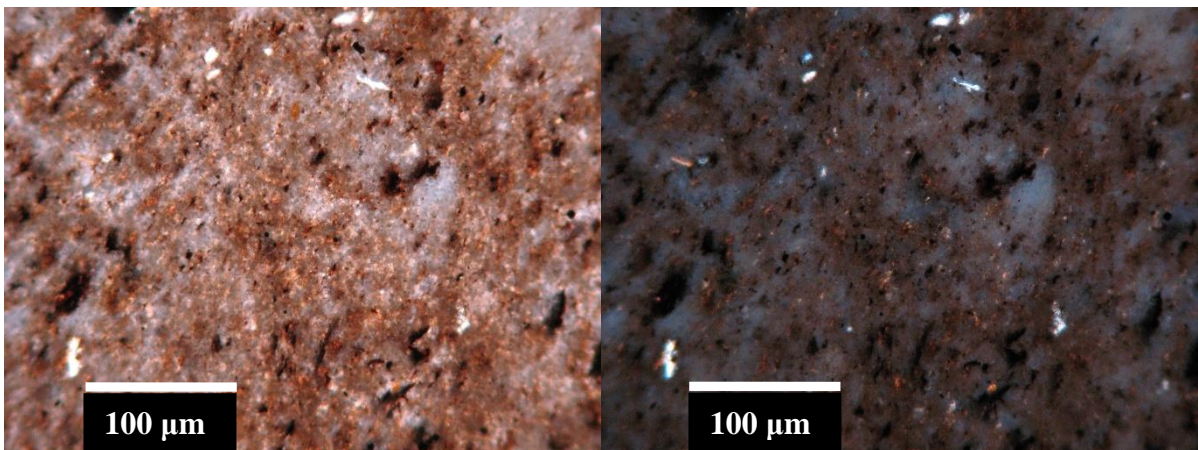
**Εικόνα 115.** Τομή A1: Λεπτοκρυσταλλική μάζα σε εξέταση με N// (αριστερά) & N⊥ (δεξιά).



**Εικόνα 116.** Τομή A14: Λεπτοκρυσταλλική μάζα σε εξέταση με N// (αριστερά) & N⊥ (δεξιά).



**Εικόνα 117.** Τομή A22: Λεπτοκρυσταλλική μάζα σε εξέταση με N// (αριστερά) & N⊥ (δεξιά).

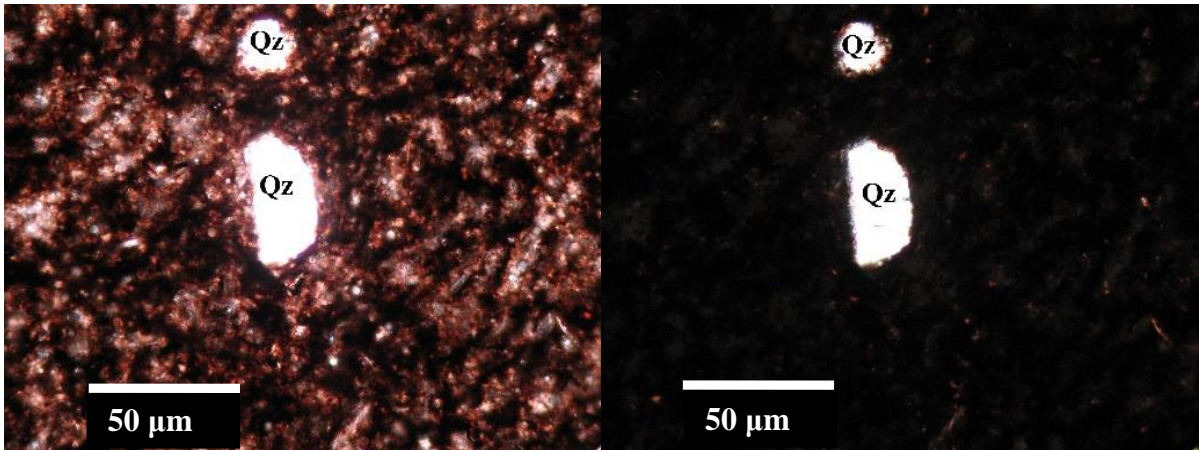


**Εικόνα 118.** Τομή A26: Λεπτοκρυσταλλική μάζα σε εξέταση με N// (αριστερά) & N⊥ (δεξιά).

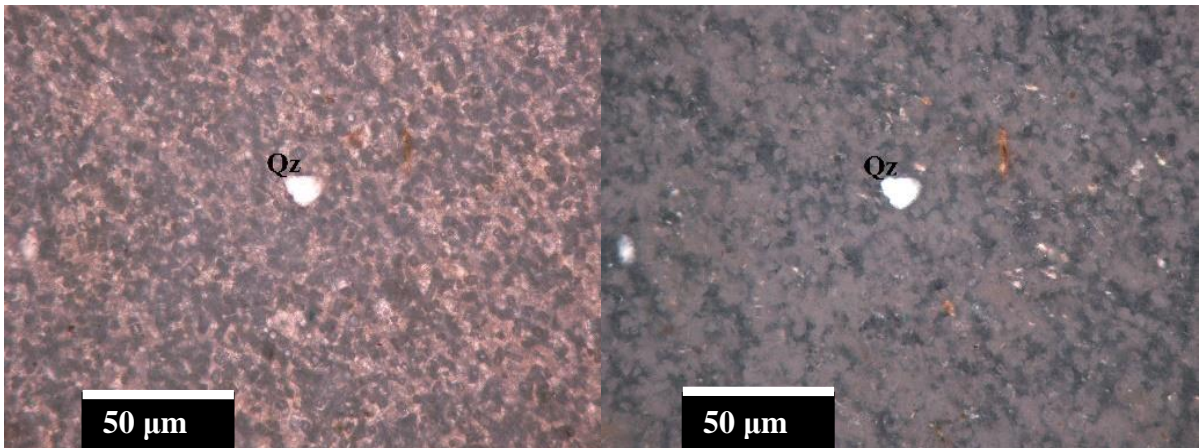
- **Χαλαζίας**

Ο χαλαζίας παρατηρήθηκε σε όλα τα εξεταζόμενα δείγματα διατομιτών (γεώτρηση A1 – δείγμα βάθους 7,5 m – 10 m, γεώτρηση A14 – δείγμα βάθους 15,9 m – 21,2 m, γεώτρηση A22 – δείγμα βάθους 27,0 m – 29,0 m, γεώτρηση A26 – δείγμα βάθους 15,5 m – 18,2 m). Εμφανίζεται άχρωμος, καθαρός, αναλλοίωτος, με αποστρογγυλεμένο και αλλοτριόμορφο σχήμα κρυστάλλων (Εικ. 119 - 122).

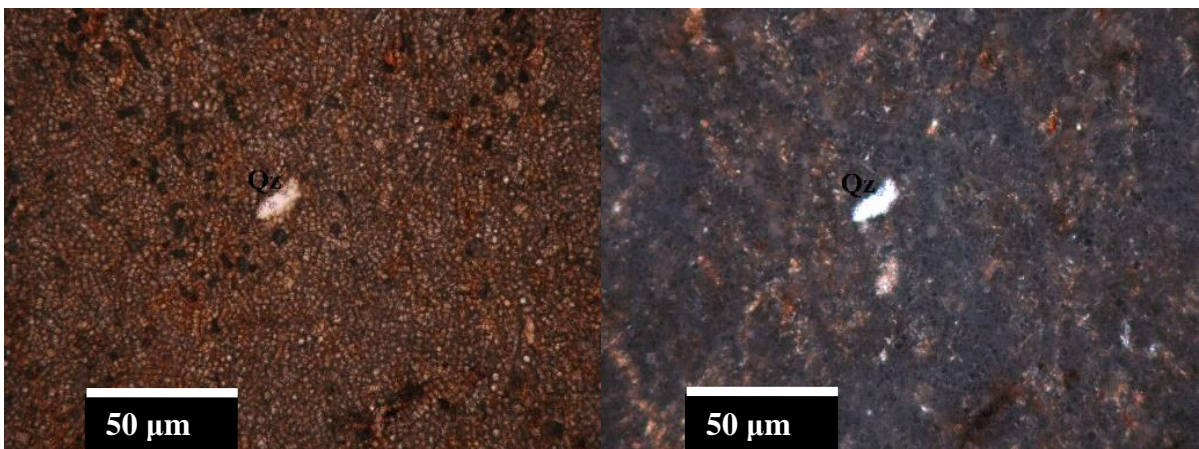




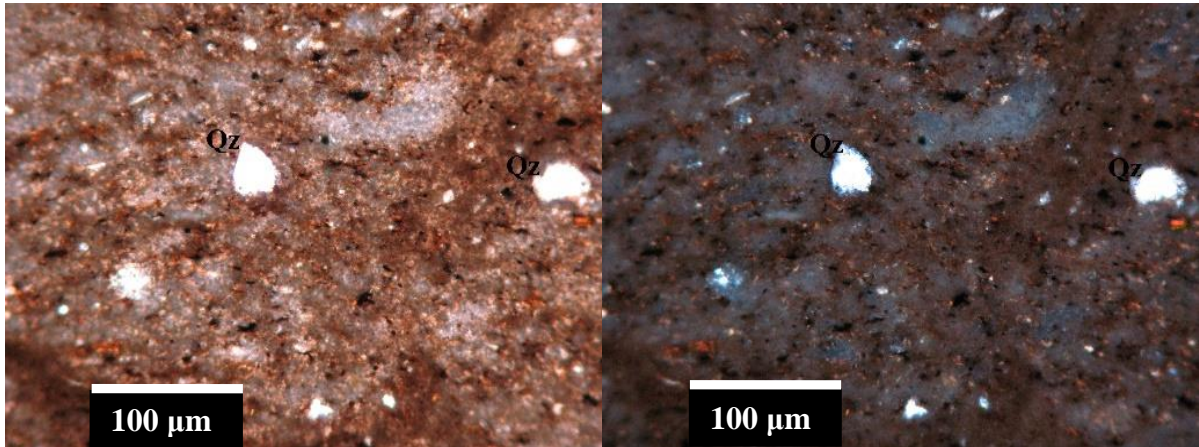
**Εικόνα 119.** Τομή A1: Χαλαζίας (Qz) σε εξέταση με N// (αριστερά) & N⊥ (δεξιά).



**Εικόνα 120.** Τομή A14: Χαλαζίας (Qz) σε εξέταση με N// (αριστερά) & N⊥ (δεξιά).



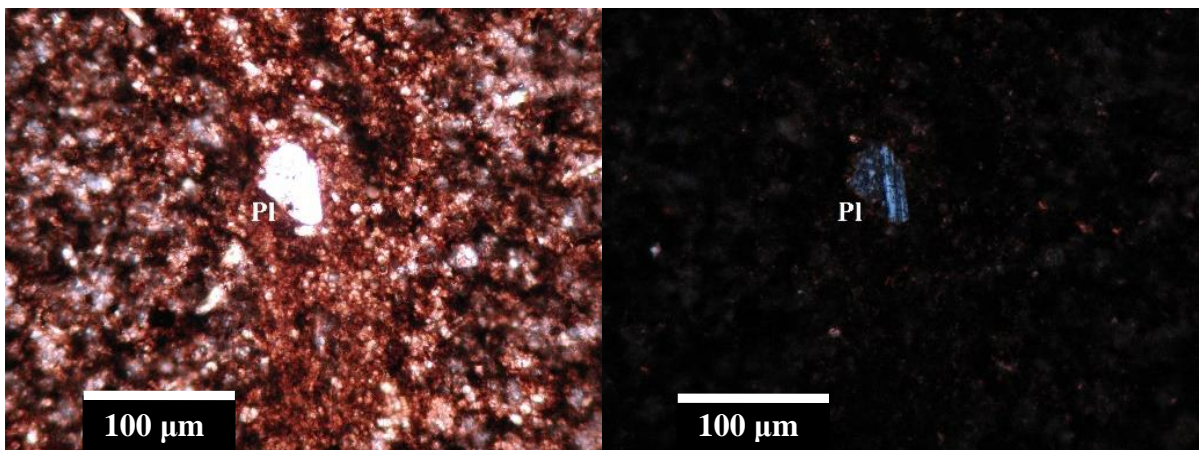
**Εικόνα 121.** Τομή A22: Χαλαζίας (Qz) σε εξέταση με N// (αριστερά) & N⊥ (δεξιά).



**Εικόνα 122.** Τομή A26: Χαλαζίας (Qz) σε εξέταση με πολωτή (αριστερά) και αναλυτή (δεξιά).

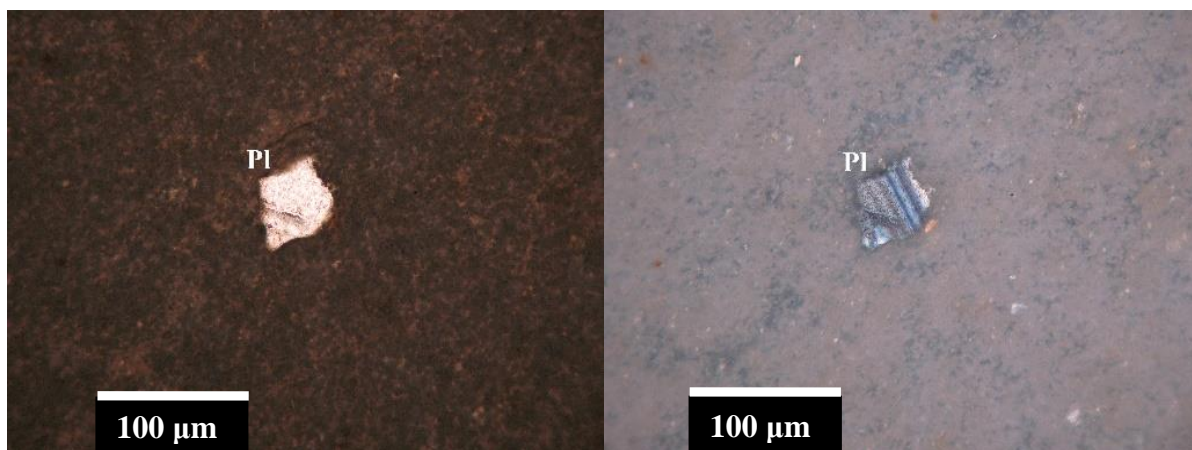
- **Αστριοι**

Η ομάδα των αστρίων αντιπροσωπεύεται από τα πλαγιόκλαστα τα οποία παρατηρήθηκαν σε όλα τα εξεταζόμενα δείγματα των διατομιτών. Εμφανίζονται άχρωμα στο σύνολό τους, με υπιδιόμορφο σχήμα κρυστάλλων. Χαρακτηριστικό γνώρισμά τους αποτελεί η έντονη παρουσία της αλβιτικής πολυδυμίας, ενώ αντίθετα δεν έχει διαπιστωθεί η παρουσία κάποιας ζωνώδους δομής (Εικ. 123 - 126).

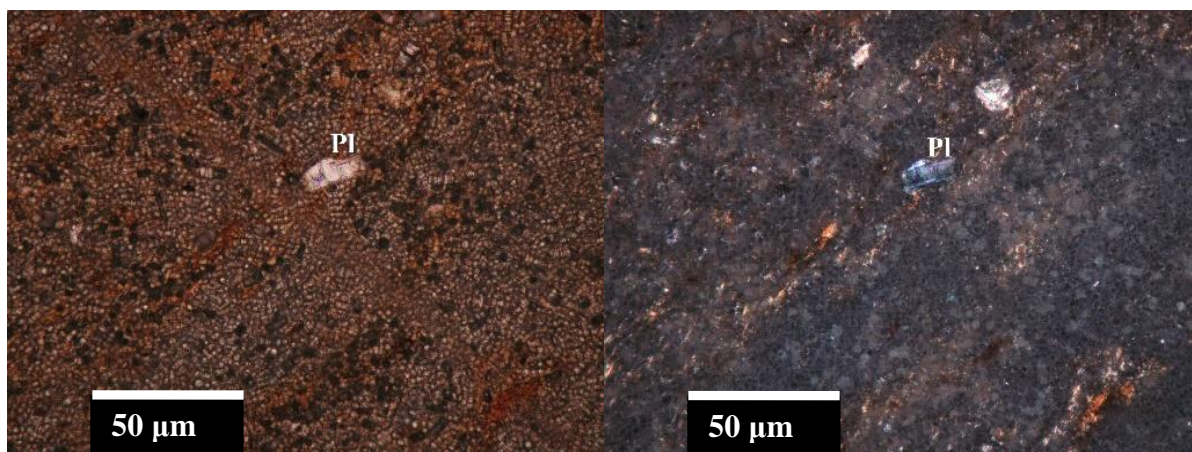


**Εικόνα 123.** Τομή A1: Πλαγιόκλαστο (Pl) με την χαρακτηριστική αλβιτική πολυδυμία σε εξέταση με N// (αριστερά) & N⊥ (δεξιά).

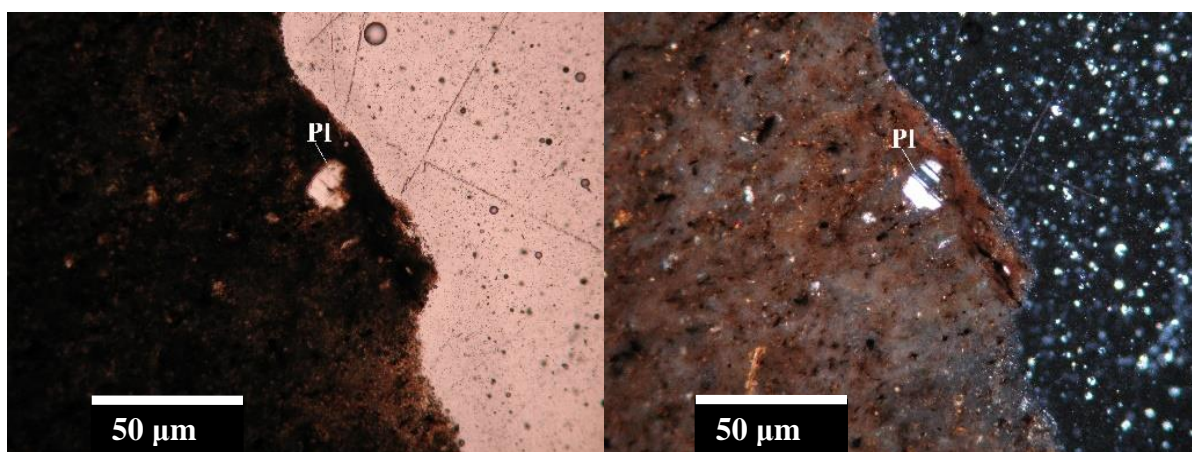




**Εικόνα 124.** Τομή A14: Πλαγιόκλαστο (Pl) με την χαρακτηριστική αλβιτική πολυδυμία σε εξέταση με N// (αριστερά) & N⊥ (δεξιά).



**Εικόνα 125.** Τομή A22: Πλαγιόκλαστο (Pl) με την χαρακτηριστική αλβιτική πολυδυμία, σε εξέταση με N// (αριστερά) & N⊥ (δεξιά).



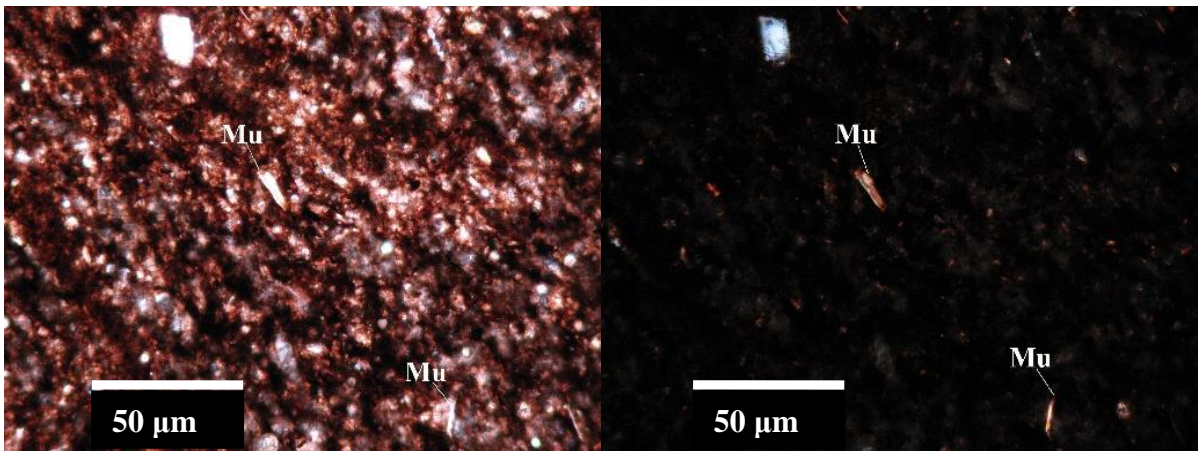
**Εικόνα 126.** Τομή A26: Πλαγιόκλαστο (Pl) με την χαρακτηριστική αλβιτική πολυδυμία, σε εξέταση με N// (αριστερά) & N⊥ (δεξιά).

- **Μοσχοβίτης**

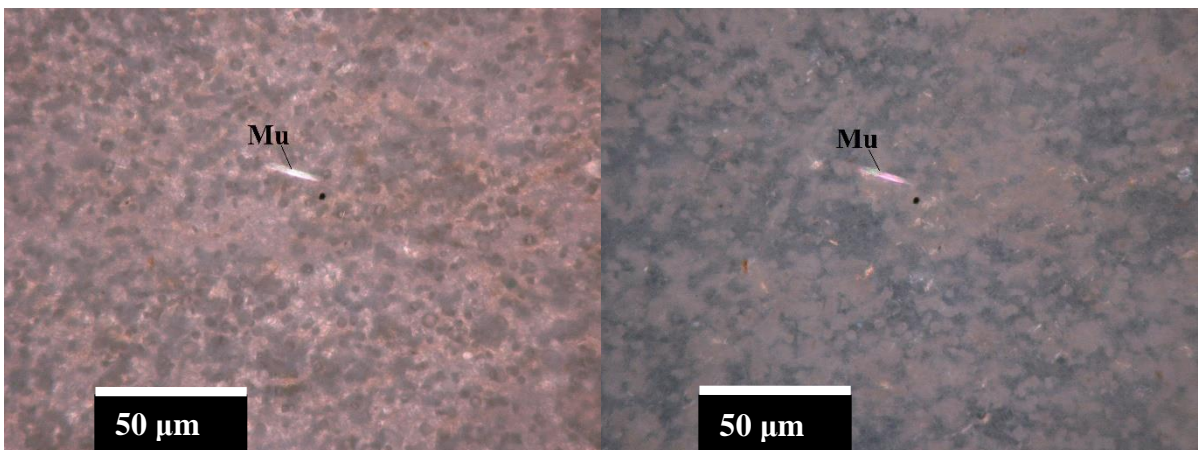
Η ομάδα των μαρμαρυγιών αντιπροσωπεύεται από την παρουσία μοσχοβίτη, ο οποίος εμφανίζεται σε τρεις από τις τέσσερις συνολικά εξεταζόμενες τομές διατομιτών (γεώτρηση



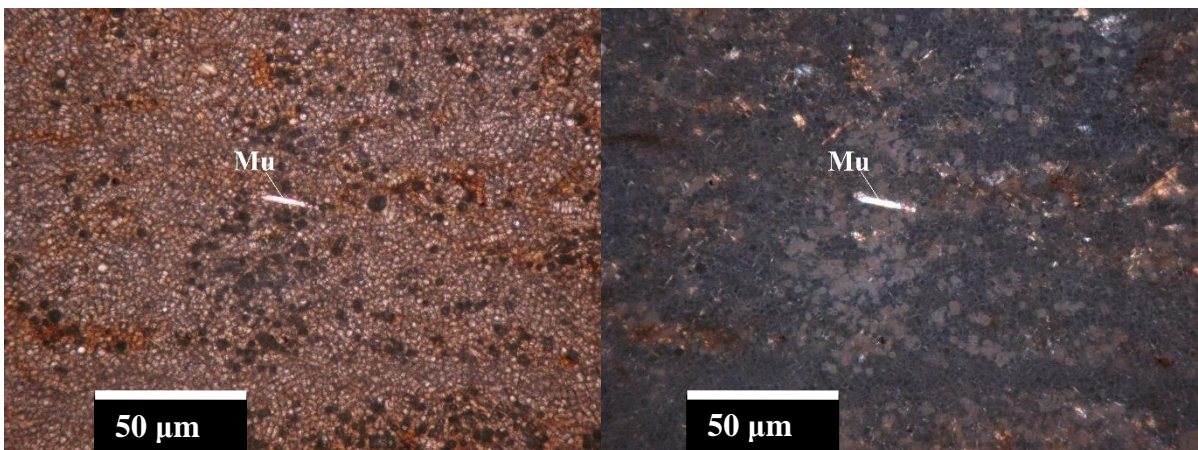
A1 – δείγμα βάθους 7,5 m – 10 m, γεώτρηση A14 – δείγμα βάθους 15,9 m – 21,2 m, γεώτρηση A22 – δείγμα βάθους 27,0 m – 29,0 m). Είναι άχρωμος με υπιδιόμορφο και επίμηκες σχήμα κρυστάλλων (Εικ. 127 - 129).



**Εικόνα 127.** Τομή A1: Μοσχοβίτης (Mu) σε εξέταση με N// (αριστερά) & N⊥ (δεξιά).



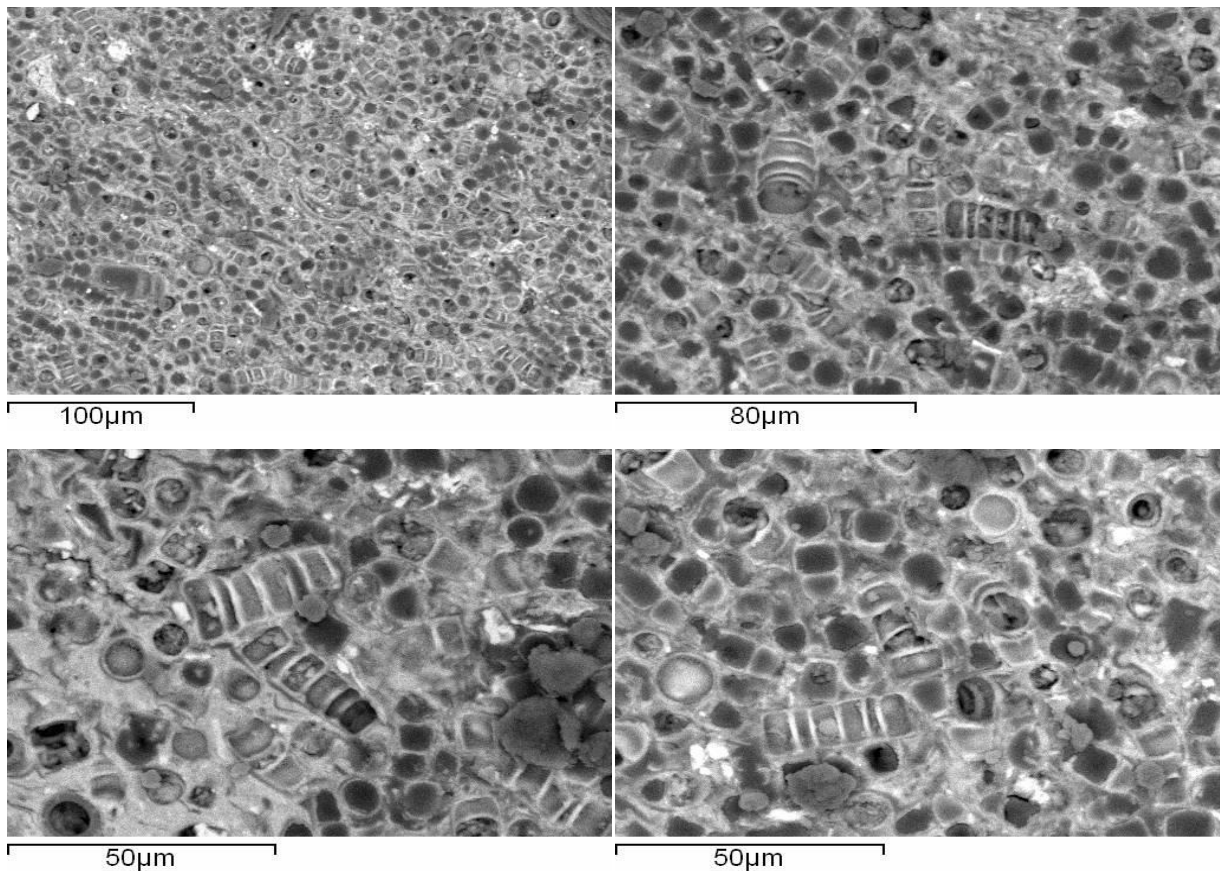
**Εικόνα 128.** Τομή A14: Μοσχοβίτης (Mu) σε εξέταση με N// (αριστερά) & N⊥ (δεξιά).



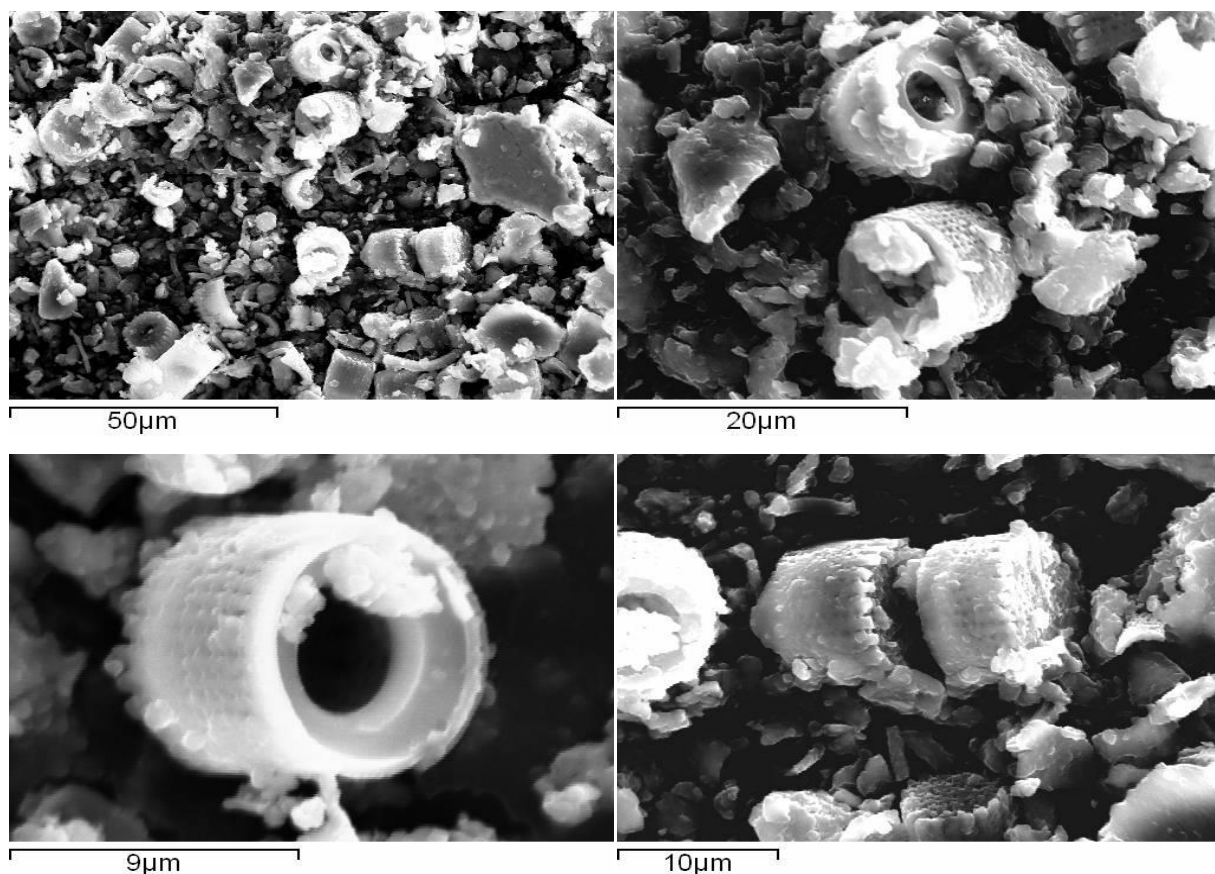
**Εικόνα 129.** Τομή A22: Μοσχοβίτης (Mu) σε εξέταση με N// (αριστερά) & N⊥ (δεξιά).

### 4.3. Ηλεκτρονική μικροσκοπία σάρωσης (SEM)

Αντιπροσωπευτική ποσότητα δείγματος διατομικού υλικού της γεώτρησης A22, κονιοποιημένου και ομογενοποιημένου σε αχάτινο γουδί, καθώς επίσης και δείγμα λεπτής στιλπνής τομής, μελετήθηκαν στο ηλεκτρονικό μικροσκόπιο σάρωσης, προκειμένου να εξαχθούν συμπεράσματα για την μορφολογία των διατόμων. Στις Εικ. 130 - 131 παρουσιάζονται αντίστοιχα φωτογραφίες του εξεταζόμενου διατομικού δείγματος λεπτής στιλπνής τομής και σκόνης. Από τη μελέτη των εικόνων, παρατηρούμε την ύπαρξη πολλών κελυφών, καθώς και τμημάτων κελυφών διατόμων κυκλικού - δισκοειδούς σχήματος και ακτινωτής συμμετρίας, σε κοντινή απόσταση μεταξύ τους (Εικ. 130 - 131). Επιπλέον διαπιστώθηκε η ύπαρξη γραμμώσεων και πόρων μικρού μεγέθους στο εξωτερικό τμήμα του κελύφους των διατόμων σε ακτινωτή διάταξη, ενώ το επίπεδο αποχωρισμού των δυο θυρίδων τους φαίνεται να είναι κυκλικό (Σταματάκης κ.α. 2005, Εικ. 131). Με βάση την παραπάνω περιγραφή των μορφολογικών χαρακτηριστικών των κελυφών των διατόμων και σε συνδυασμό με το υψηλής αλατότητας θαλάσσιο περιβάλλον ανάπτυξής τους, συμπεραίνουμε ότι το εξεταζόμενο είδος είναι το *Cyclotella cf. meneghiniana*.



**Εικόνα 130.** Μικροφωτογραφίες ηλεκτρονικού μικροσκοπίου σάρωσης σε δείγμα λεπτής στιλπνής τομής από τη γεώτρηση A22.



**Εικόνα 131.** Μικροφωτογραφίες ηλεκτρονικού μικροσκοπίου σάρωσης σε δείγμα σκόνης από τη γεώτρηση A22.

#### 4.4. Περιθλασιμετρία ακτίνων X (XRD) διατομικών δειγμάτων

Στον Πίνακα 10 δίνονται τα αποτελέσματα της ορυκτολογικής ανάλυσης των εξεταζόμενων διατομικών δειγμάτων με τη μέθοδο της περιθλασιμετρίας ακτίνων-X, ενώ στις Εικόνες 132 - 154 παρουσιάζονται αντίστοιχα τα περιθλασιογράμματά τους. Όπως προκύπτει από τον Πίνακα 10, τα πολύμορφα του  $\text{SiO}_2$ , δηλαδή χαλαζίας, τριδυμίτης, χριστοβαλίτης και οπάλιος, είναι οι κυρίες φάσεις που αναγνωρίστηκαν στα εξεταζόμενα δείγματα σε ποσοστά που κυμαίνονται από 32% κ.β. (δείγμα A18-1) έως 88% κ.β. (δείγμα A9-4). Σε σημαντικά ποσοστά μετρήθηκαν τα φυλλοπυριτικά ορυκτά (μαρμαρυγίες+αργιλικά ορυκτά), το ποσοστό των οποίων κυμαίνεται από 3% κ.β. (δείγμα A9-4) έως 44% κ.β. (δείγμα A17-2), ενώ σε μικρότερα ποσοστά μετρήθηκαν άστριοι (πλαγιόκλαστα και καλιούχοι) και γύψος. Συγκεκριμένα, οπάλιος αναγνωρίστηκε σε όλα τα δείγματα με το ποσοστό του να κυμαίνεται από 2% κ.β. (δείγμα A18-2) έως 61% κ.β. (δείγμα A9-4). Χαλαζίας αναγνωρίστηκε σε όλα τα δείγματα, σε ποσοστά από 2% κ.β. (δείγματα A9-4 και A14-4) έως 29% κ.β. (δείγμα A17-1). Τριδυμίτης αναγνωρίστηκε σε 22 από τα 23 δείγματα, με ποσοστά που κυμαίνονται από 2% κ.β. (δείγματα A9-1, A14-1, A14-2, A15, A17-1, A22-1, A22-2 και



A26-1) έως 10% κ.β. (δείγμα A18-1). Χριστοβαλίτης αναγνωρίστηκε επίσης σε 22 από τα 23 εξεταζόμενα δείγματα, με το ποσοστό του να κυμαίνεται από 4% κ.β. (δείγμα A17-1) έως 22% κ.β. (δείγμα A9-4).

**Πίνακας 10.** Ορυκτολογική σύσταση (% κ.β.) των εξεταζόμενων διατομικών δειγμάτων.

Δείγμα	Βάθος (m)	Φυλλοπυριτικά			Πολύμορφα του SiO <sub>2</sub>					Άστριοι			Gy	A
		Cl	Mi	Σύνολο	Qz	Op	Tr	Cr	Σύνολο	Pl	Kf	Σύνολο		
A1	7,5 – 10,0	25	4	29	15	12	4	19	50	3	5	8	-	13
A9-1	8,5 – 15,8	17	1	18	6	47	2	10	65	-	3	3	-	14
A9-2	15,8 – 16,9	12	1	13	6	54	4	9	73	2	-	2	2	10
A9-3	17,2 – 19,1	23	3	26	8	34	-	14	56	4	2	6	-	12
A9-4	19,1 – 21,0	3	-	3	2	61	3	22	88	-	-	-	-	9
A10	13,1 – 13,3	21	1	22	3	35	3	16	57	3	-	3	2	18
A12	2,9 – 5,6	36	1	37	10	16	4	12	42	4	2	6	-	15
A13	25 – 35	14	4	18	18	15	4	15	52	5	2	7	2	21
A14-1	11,5 – 13,1	32	3	35	9	20	2	12	43	3	5	8	-	14
A14-2	15,9 – 21,2	27	3	30	10	31	2	13	56	3	-	3	-	11
A14-3	21,2 – 22,2	20	3	23	9	38	3	11	61	3	-	3	-	13
A14-4	22,2 – 23,0	24	1	25	2	35	3	15	55	3	5	8	-	12
A14-5	23,0 – 24,0	18	3	21	12	18	6	19	57	3	4	7	7	10
A15	16,5 – 17,6	16	11	27	25	4	2	7	38	8	8	16	-	19
A17-1	17,5 – 21,0	18	26	44	29	6	2	4	41	2	3	5	4	6
A17-2	17,5 – 21,0 (No2)	19	1	20	10	7	9	15	41	7	5	12	4	23
A18-1	22,7	17	3	20	4	6	10	12	32	4	6	10	12	26
A18-2	22,7 – 26,5	12	10	22	24	2	3	9	38	12	8	20	6	14
A22-1	20,8 – 24,0	16	1	17	9	46	2	12	69	1	-	1	-	13
A22-2	27,0 – 29,0	32	3	35	12	11	2	15	40	3	5	8	-	17
A22-3	29,0 – 34,0	23	2	25	14	9	6	13	42	3	7	10	8	15
A26-1	14,3 – 15,5	12	1	13	10	45	2	11	68	2	3	5	2	12
A26-2	15,5 – 18,2	12	2	14	20	22	3	12	57	3	5	8	5	16

Cl: Αργιλικά ορυκτά, Mi: Μαρμαρυγίες, Qz: Χαλαζίας, Op: Οπάλιος, Tr: Τριδυμίτης, Cr: Χριστοβαλίτης, Pl: Πλαγιόκλαστα, Kf: Κ-ούχοι άστριοι, Gy: Γύψος, A: Άμορφα υλικά.

Όπως έχει προαναφερθεί, τα πολύμορφα ορυκτά συστατικά του SiO<sub>2</sub> είναι οι κύριες φάσεις που αναγνωρίστηκαν στα εξεταζόμενα δείγματα, συμμετέχοντας με υψηλότερο ποσοστό στη συνολική ποσοτική κατανομή σε σχέση με τα υπόλοιπα ορυκτά συστατικά. Η προέλευση του οπαλίου (οπάλιος – A) είναι κατά κύριο λόγο βιογενής και συγκεκριμένα αποτελεί προϊόν διάλυσης των σκελετικών τμημάτων των διατόμων (Stefanou et al. 2014).

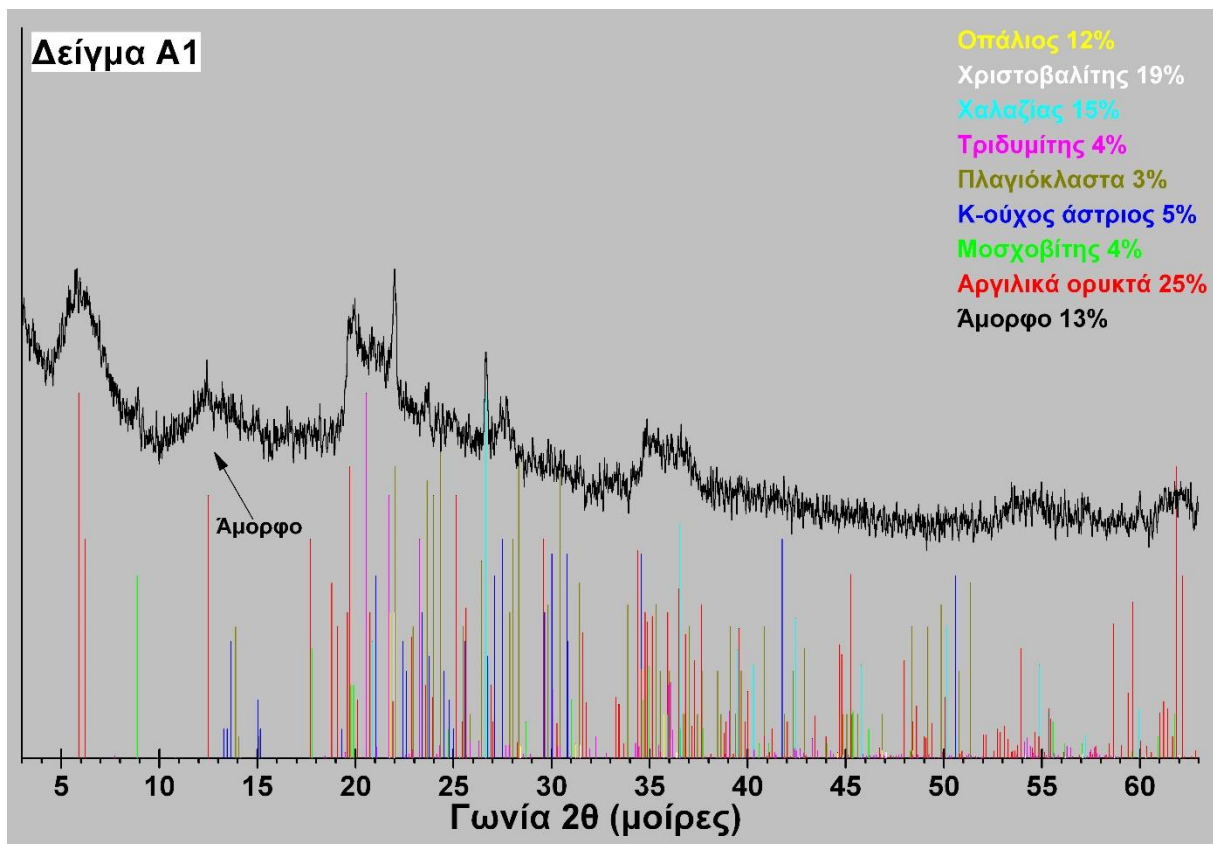
Η παρουσία χαλαζία στα εξεταζόμενα δείγματα των διατομιτών μπορεί να είναι αποτέλεσμα είτε μετασχηματισμού του άμορφου πυριτίου (οπάλιος – A) εξαιτίας των διαγενετικών συνθηκών της ηφαιστειακής δράσης στην ευρύτερη περιοχή του Βόρειου Αιγαίου, είτε να είναι κλαστικό ίζημα ηφαιστειακής προέλευσης, καθώς αποτελεί ορυκτό συστατικό των ηφαιστιτών της εξεταζόμενης περιοχής (Stefanou et al. 2014). Προφανώς ο συνδυασμός και των δύο σεναρίων αποτελεί μια πιο ορθολογική προσέγγιση ερμηνείας.

Άστριοι αναγνωρίστηκαν σε 22 από τα 23 εξεταζόμενα δείγματα, με ποσοστά που κυμαίνονται μεταξύ 1% κ.β. (δείγμα A22-1) και 20% κ.β. (δείγμα A18-2). Συγκεκριμένα, τα πλαγιόκλαστα αναγνωρίστηκαν σε 21 από τα 23 δείγματα, με τα ποσοστά τους να κυμαίνονται μεταξύ 1% κ.β. (δείγμα A22-1) και 12% κ.β. (δείγμα A18-2), ενώ οι Κ-ούχοι άστριοι αναγνωρίστηκαν σε 18 από τα 23 δείγματα με τα ποσοστά τους να κυμαίνονται μεταξύ 2% κ.β. (δείγματα A9-3, A12 και A13) και 8% κ.β. (δείγματα A15 και A18-2). Το σύνολο των αστρίων στην ορυκτολογική σύσταση των διατομιτών αποτελούν κλαστικά ιζήματα ηφαιστειακής προέλευσης, τα οποία σχηματίστηκαν από την απόθεση των υλικών αποσάθρωσης των ηφαιστιτών με τη μεσολάβηση του νερού (Stefanou et al. 2014).

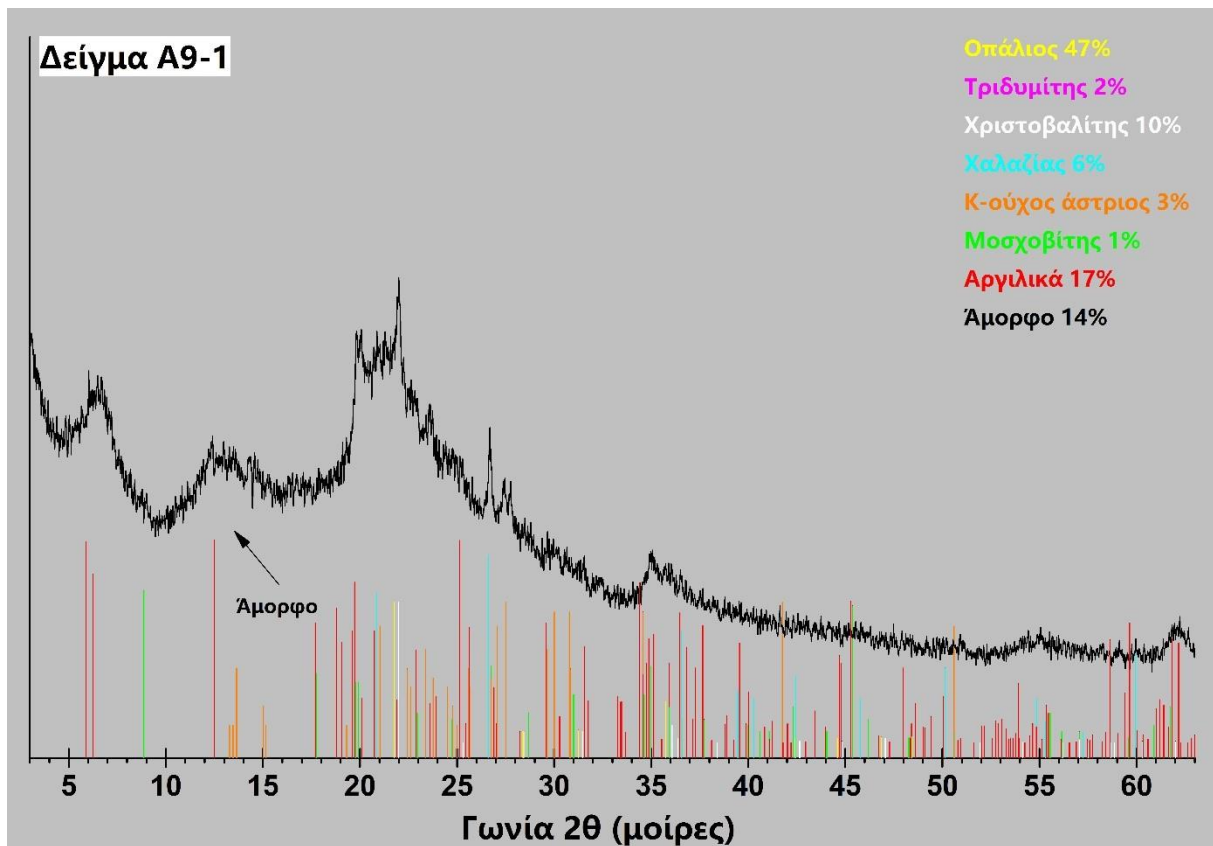
Τα αργιλικά ορυκτά αναγνωρίστηκαν σε όλα τα δείγματα με το ποσοστό τους να κυμαίνεται μεταξύ 3% κ.β. (δείγμα A9-4) και 36% κ.β. (δείγμα A12). Οι μαρμαρυγίες (κυρίως μοσχοβίτης), αναγνωρίστηκαν σε 22 από τα 23 δείγματα, σε ποσοστά που κυμαίνονται μεταξύ 1% κ.β. (δείγματα A9-1, A9-2, A10, A12, A14-4, A17-2, A22-1 και A26-1) και 26% κ.β. (δείγμα A17-1). Το σύνολο των αργιλικών ορυκτών, αποτελούν προϊόντα υδροθερμικής εξαλλοίωσης των ηφαιστειακών τόφων και ηφαιστειοκλαστικών πετρωμάτων της ευρύτερης περιοχής, η οποία λαμβάνει χώρα σε θαλάσσιο περιβάλλον, ενώ σε μικρότερο βαθμό προέρχονται από τους μαργαϊκούς σχηματισμούς οι οποίοι παρατηρούνται σε ενδιαστρώσεις. Τα φυλλοπυριτικά ορυκτά (μοσχοβίτης), αποτελούν κλαστικά ιζήματα ηφαιστειακής προέλευσης τα οποία περιέχονται σε σημαντική ποσότητα στους ηφαιστιίτες της μελετούμενης περιοχής (Stefanou et al. 2014). Η γύψος οποία αναγνωρίστηκε σε 11 από τα 23 δείγματα, προερχόμενα κυρίως από τους βαθύτερους ορίζοντες, με τα ποσοστά της να κυμαίνονται μεταξύ 2 (δείγματα A9-2, A10, A13 και A26-1) έως 12% κ.β. (δείγμα A18-1). Η παρουσία της γύψου στα εξεταζόμενα δείγματα είναι ιδιαίτερα σημαντική καθώς υποδηλώνει εβαποριτικό περιβάλλον συναπόθεσης (Stefanou et al. 2014).

Τέλος, άμορφο υλικό αναγνωρίστηκε σε όλα τα δείγματα με το ποσοστό του να κυμαίνεται μεταξύ 6% κ.β. (δείγμα A17-2) και 26% κ.β. (δείγμα A18-1). Τόσο από τη μορφολογική αξιολόγηση των περιθλασιογραμμάτων (Καντηράνης κ.ά. 2004), όσο και από την παρουσία ηφαιστειακών πετρωμάτων στην περιοχή έρευνας (Innocenti et al. 2009, Stefanou et al. 2014), μπορεί με ασφάλεια να εξαχθεί το συμπέρασμα ότι το άμορφο υλικό που αναγνωρίστηκε στα εξεταζόμενα δείγματα είναι κυρίως ηφαιστειακό γυαλί.

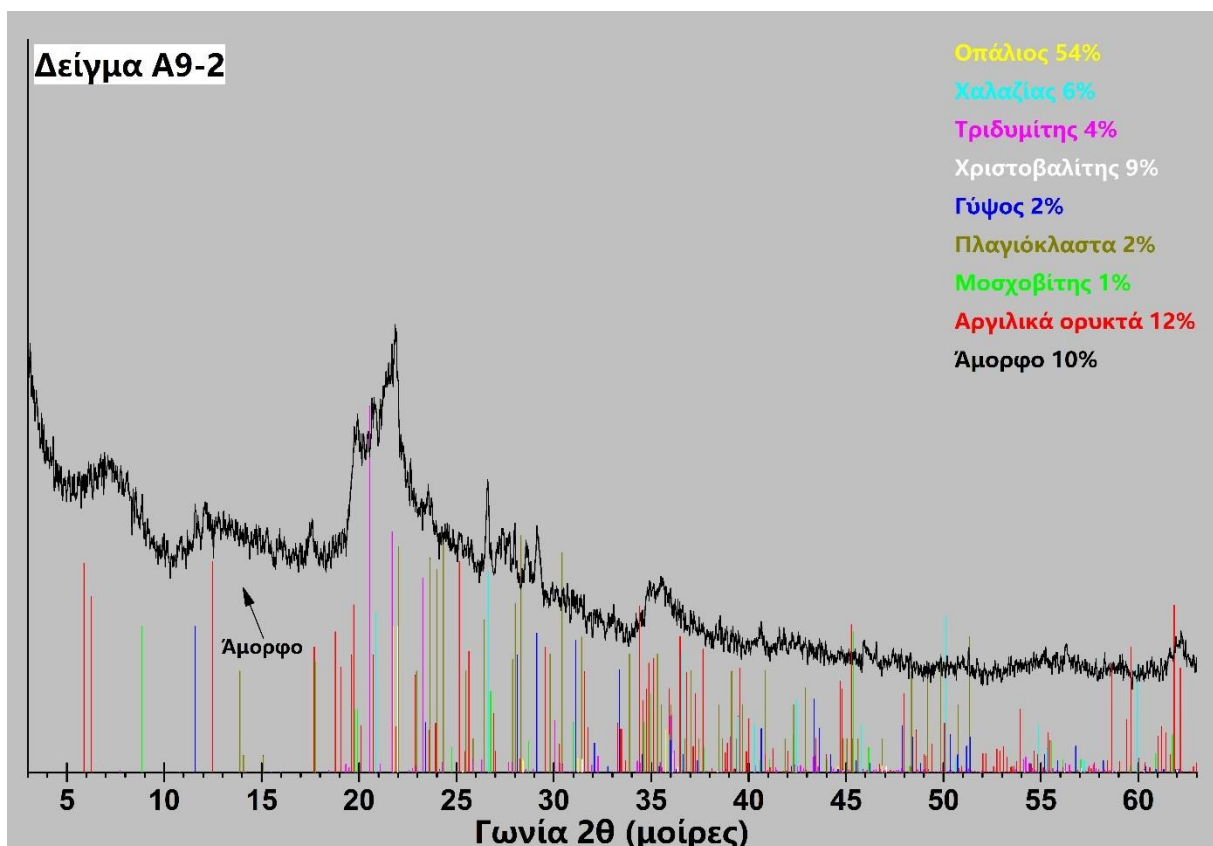
Με βάση την ορυκτολογική σύσταση των εξεταζόμενων διατομικών δειγμάτων (Πίν. 10), προκύπτει ότι στη πλειοψηφία τους είναι αργιλώδεις (τύπου Moler). Συγκεκριμένα από τα 23 εξεταζόμενα δείγματα, τα δείγματα **A1, A9-1, A9-3, A10, A12, A14-1, A14-2, A14-3, A14-4, A15, A17-1, A18-2, A22-1, A22-2** και **A22-3** χαρακτηρίζονται ως τύπου Moler, καθώς η περιεκτικότητά τους σε αργιλικά ορυκτά και οπάλιο είναι μεγαλύτερη σε σχέση με τα υπόλοιπα ορυκτά συστατικά. Από το σύνολο των δειγμάτων, τα δείγματα **A9-4, A13, A14-5, A17-2, A18-1** και **A26-2** χαρακτηρίζονται ως πορσελανικοί διατομίτες, καθώς η περιεκτικότητά τους σε οπάλιο, χριστοβαλίτη και τριδυμίτη είναι η επικρατέστερη και μεγαλύτερη σε σχέση με τα υπόλοιπα ορυκτά συστατικά, ενώ τα δείγματα **A9-2** και **A26-1**, είναι ενδιάμεσου χαρακτήρα.



Εικόνα 132. Περιθλασιόγραμμα δείγματος A1.

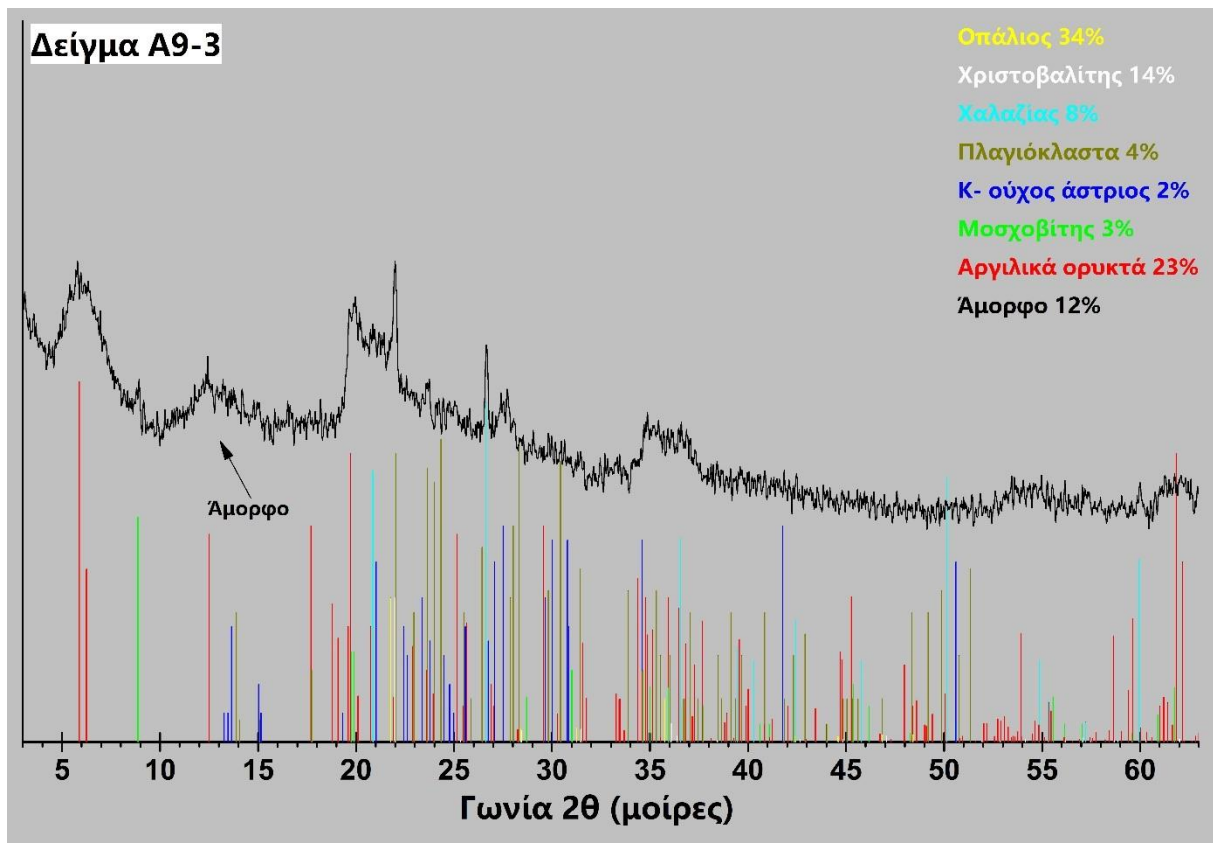


Εικόνα 133. Περιθλασιόγραμμα δείγματος A9-1.

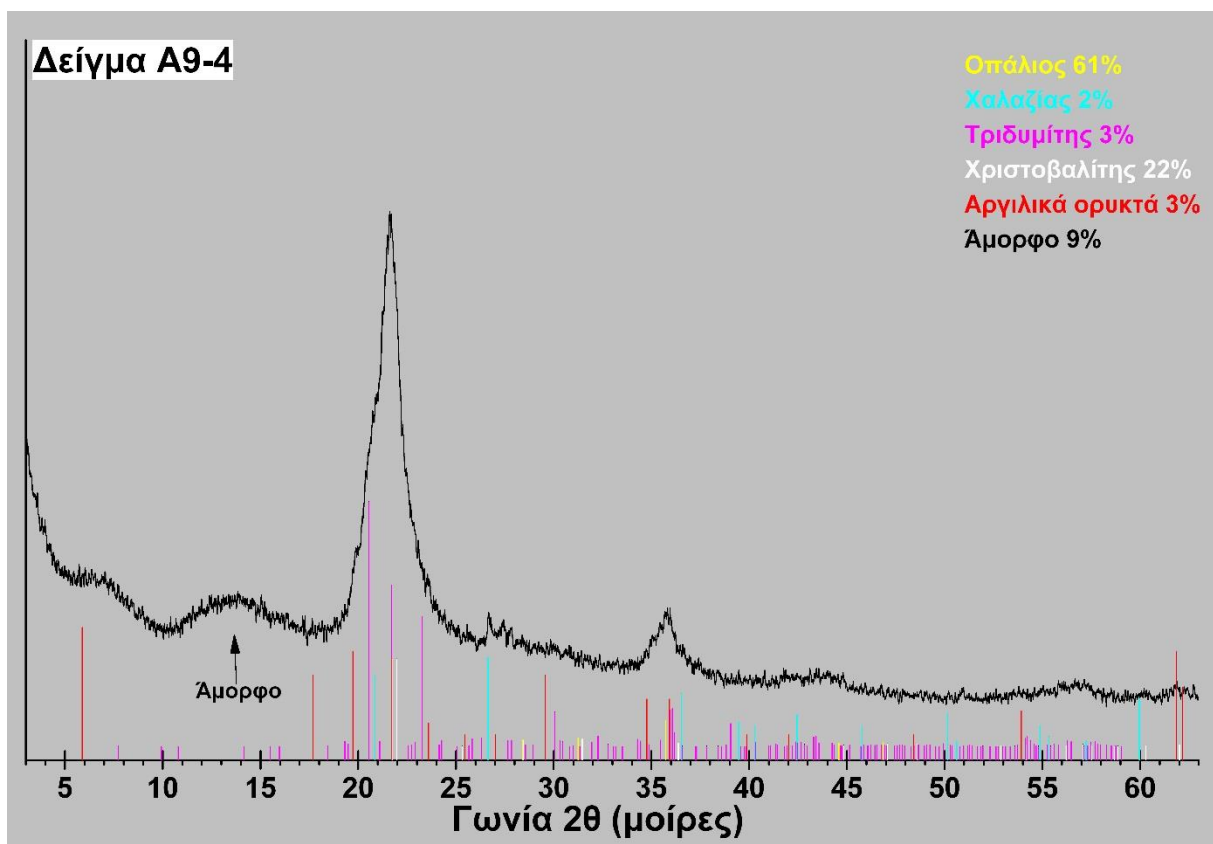


Εικόνα 134. Περιθλασιόγραμμα δείγματος A9-2.

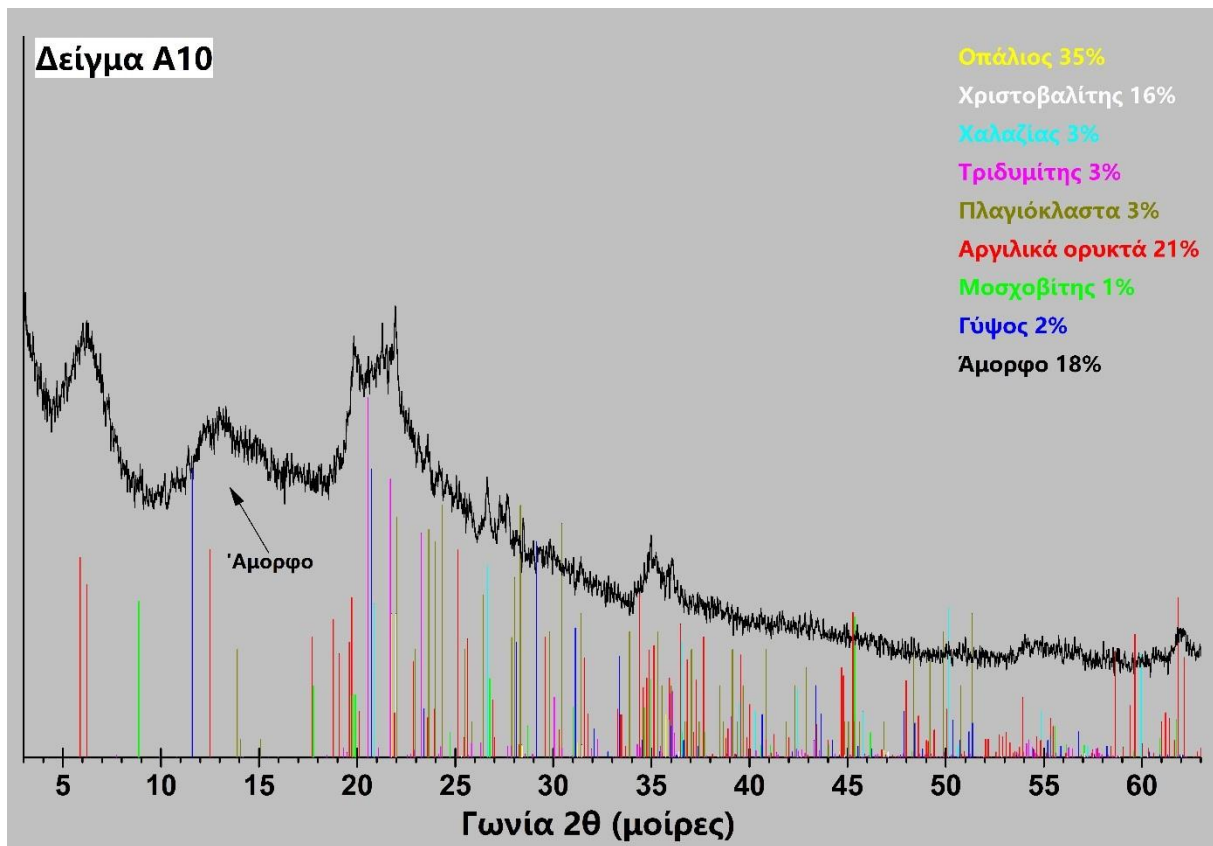




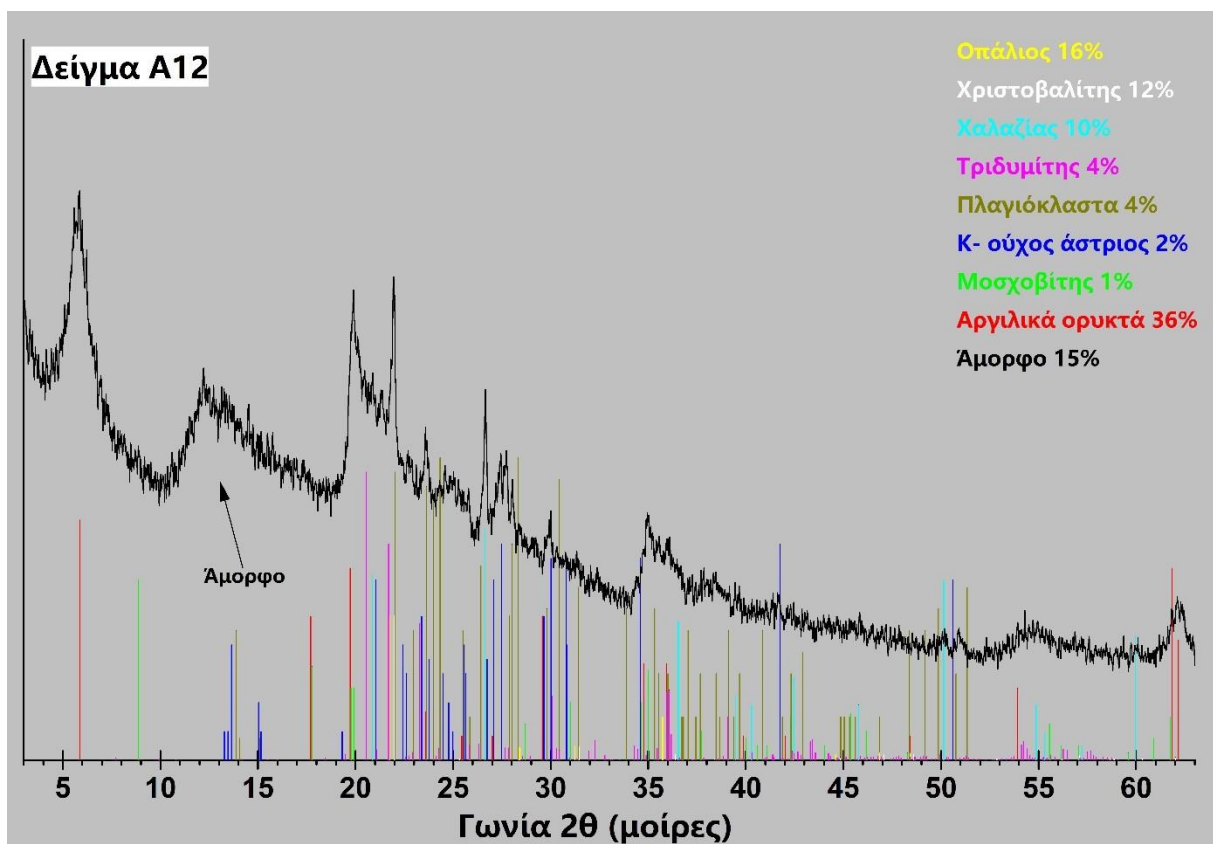
Εικόνα 135. Περιθλασιόγραμμα δείγματος A9-3.



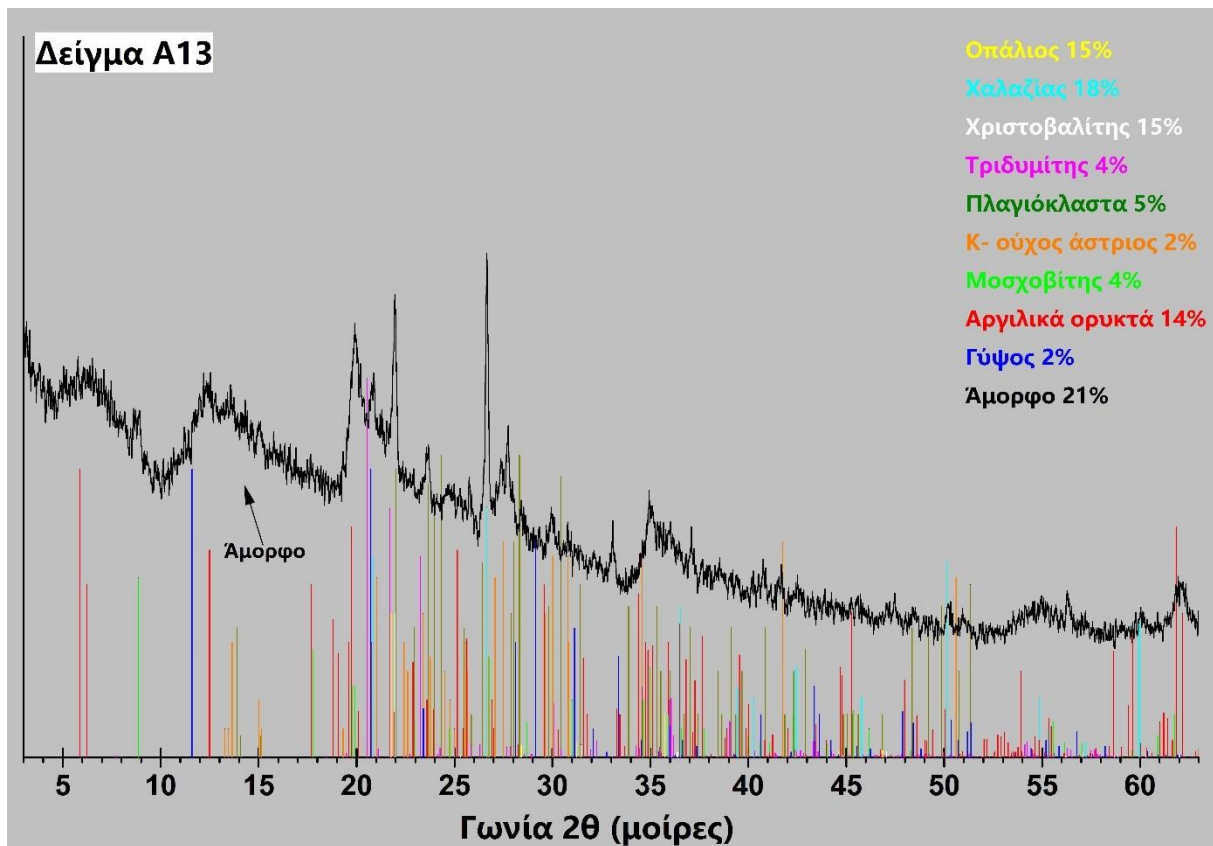
Εικόνα 136. Περιθλασιόγραμμα δείγματος A9-4.



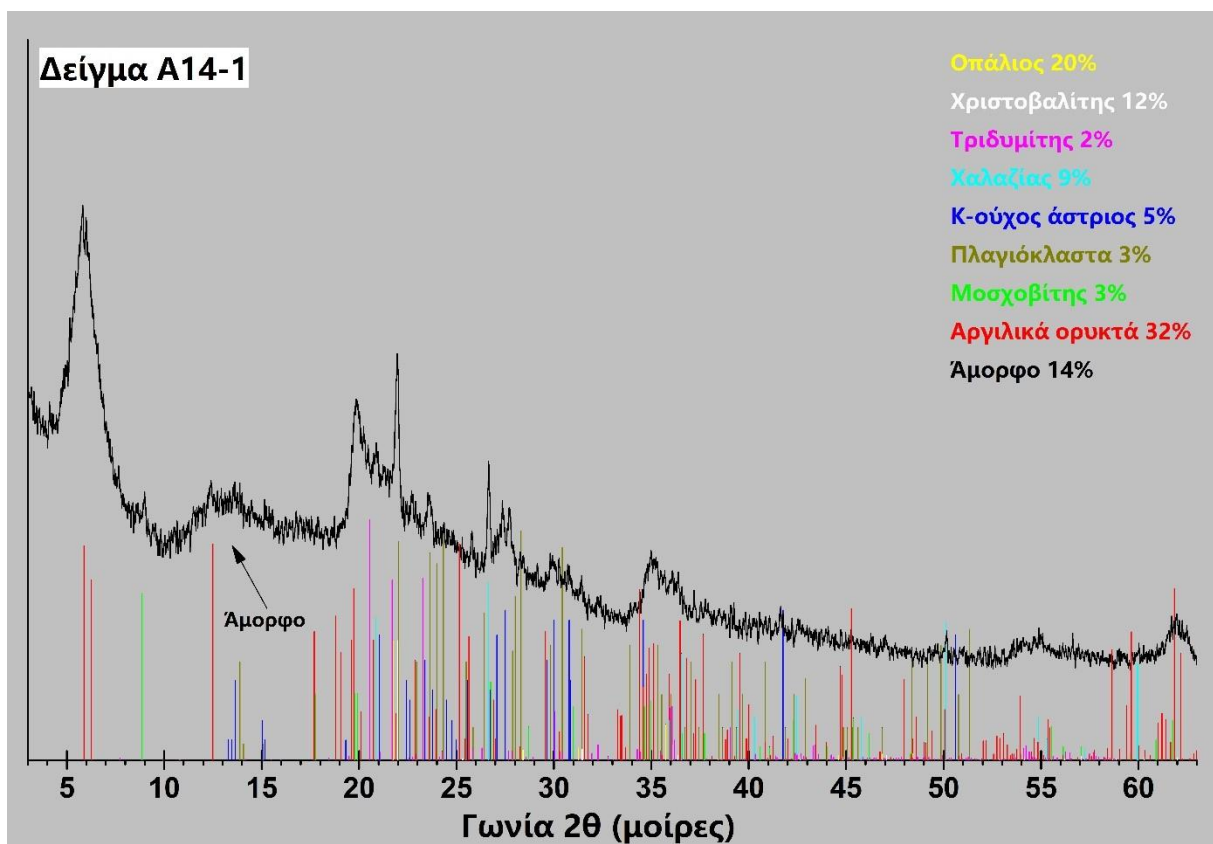
Εικόνα 137. Περιθλασιόγραμμα δείγματος A10.



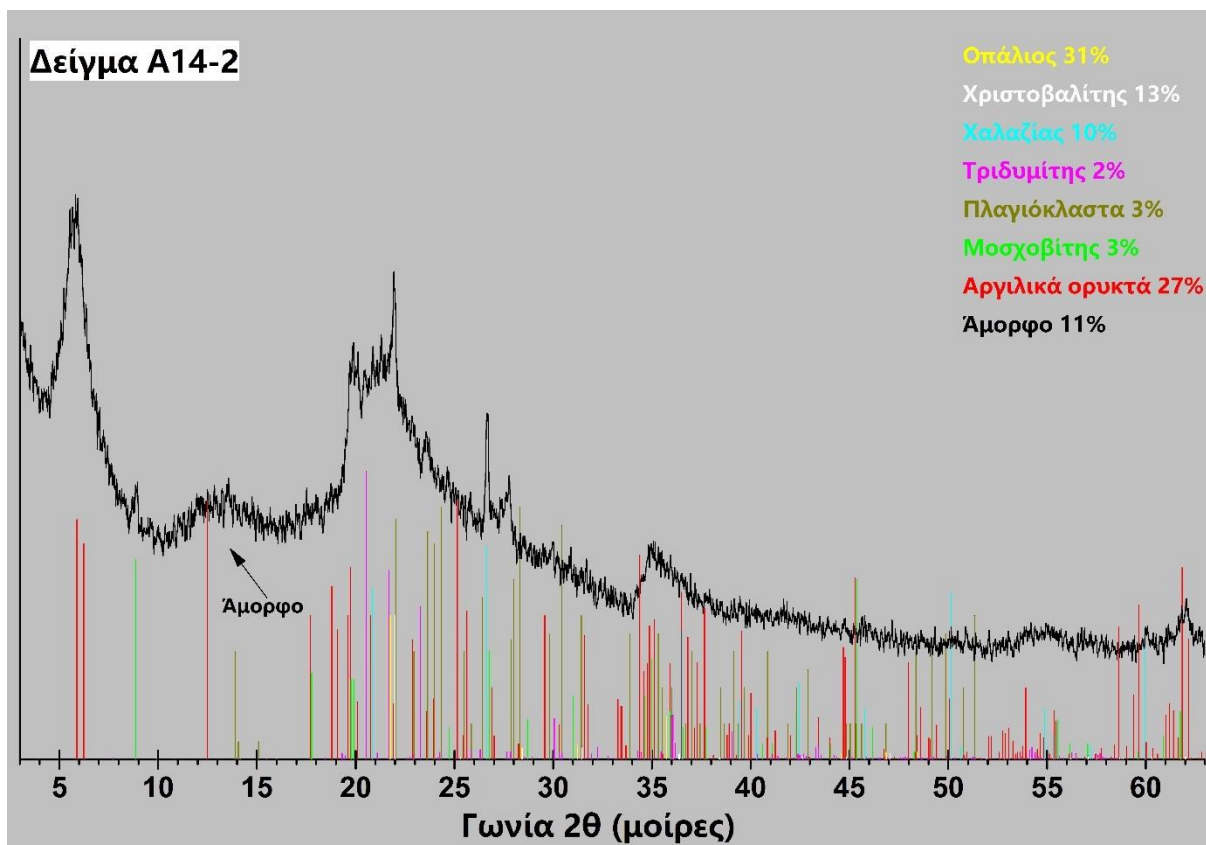
Εικόνα 138. Περιθλασιόγραμμα δείγματος A12.



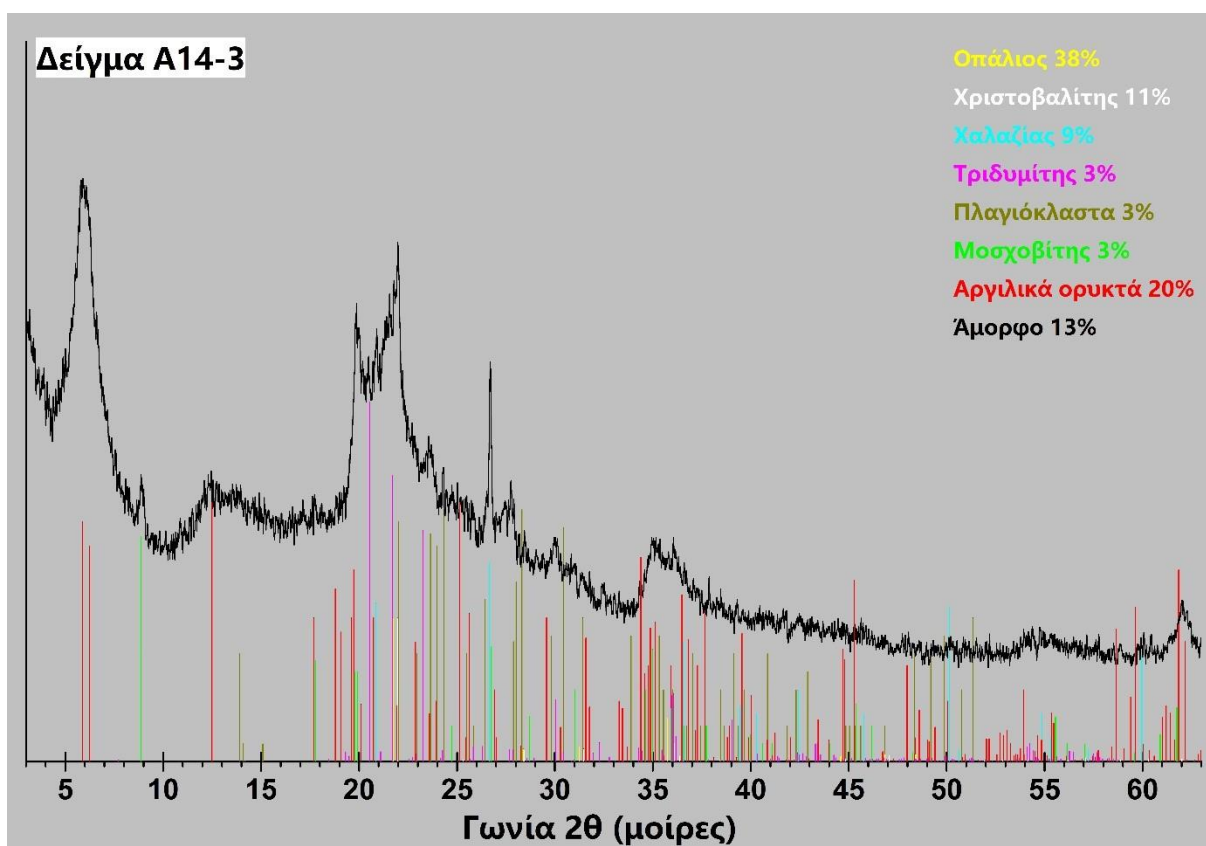
Εικόνα 139. Περιθλασιόγραμμα δείγματος A13.



Εικόνα 140. Περιθλασιόγραμμα δείγματος A14-1.

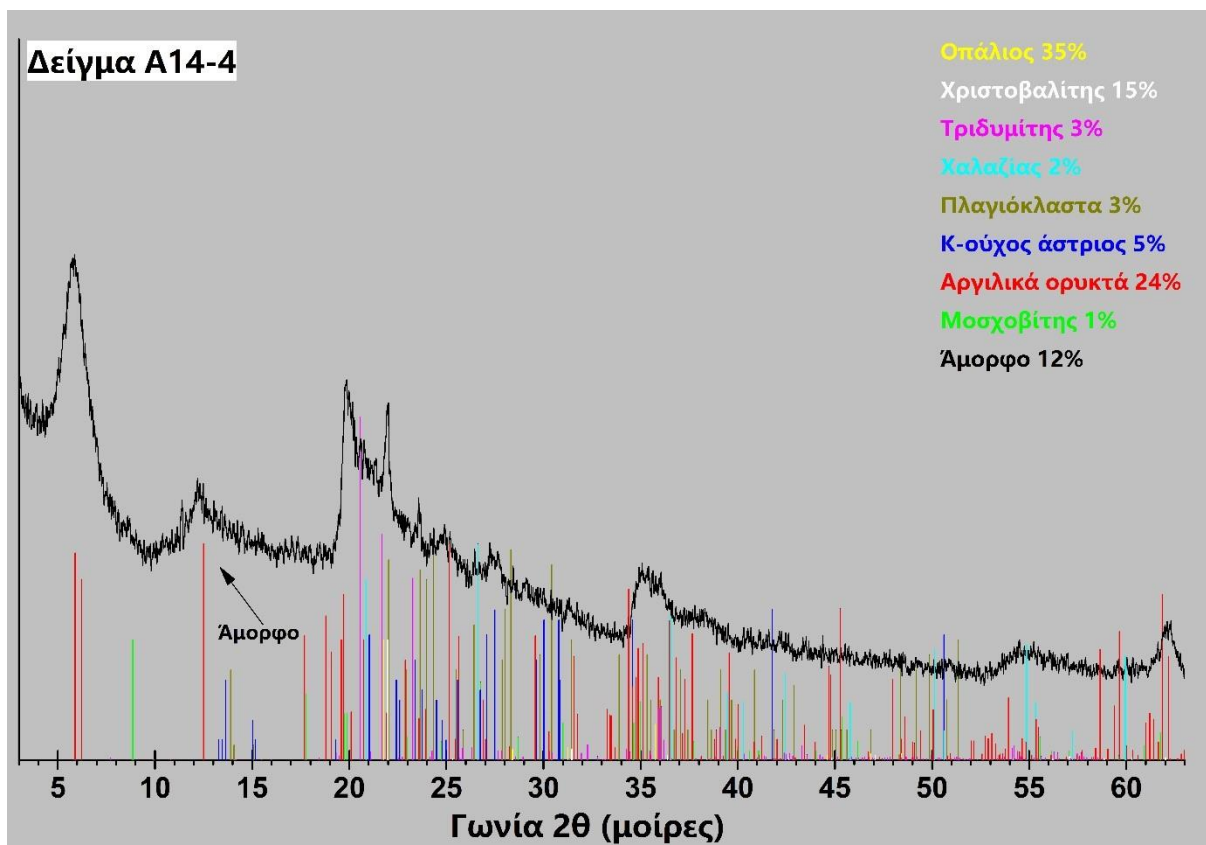


Εικόνα 141. Περιθλασιόγραμμα δείγματος A14-2.

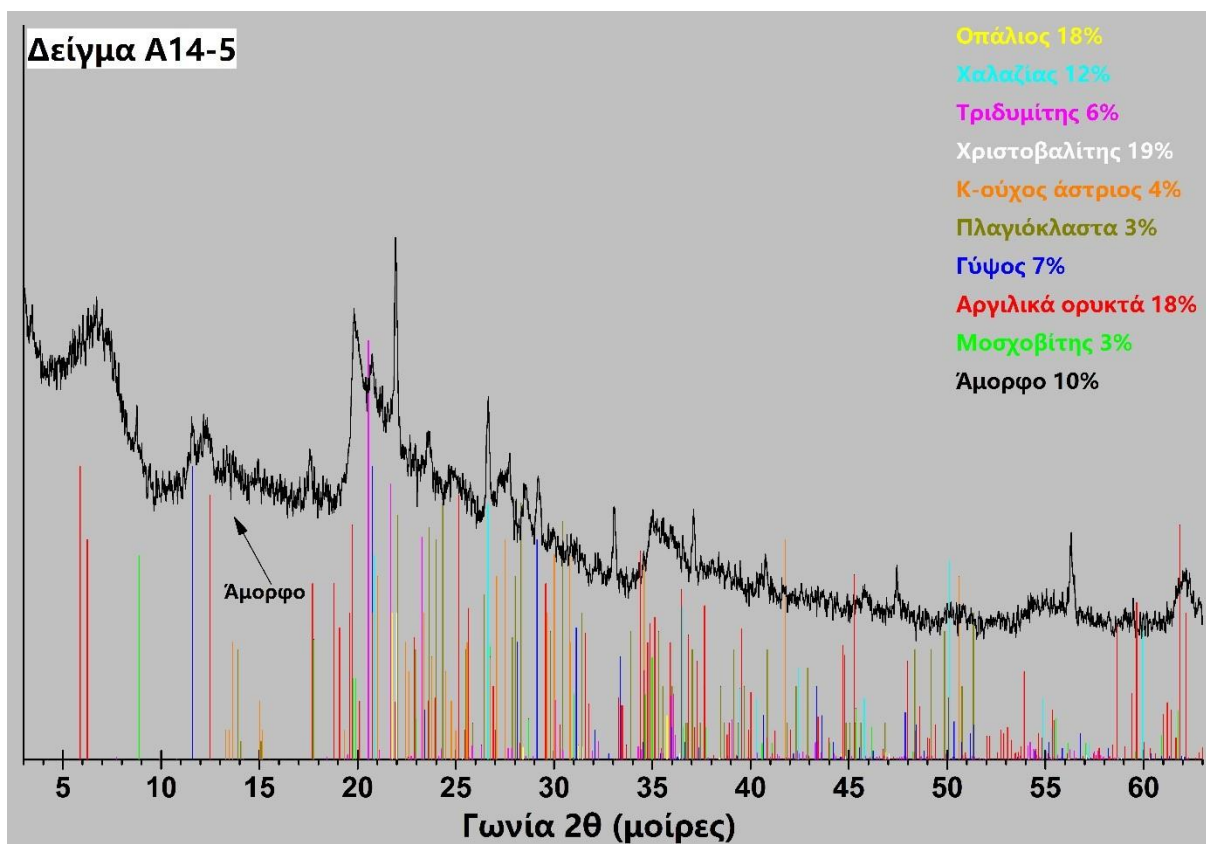


Εικόνα 142. Περιθλασιόγραμμα δείγματος A14-3.

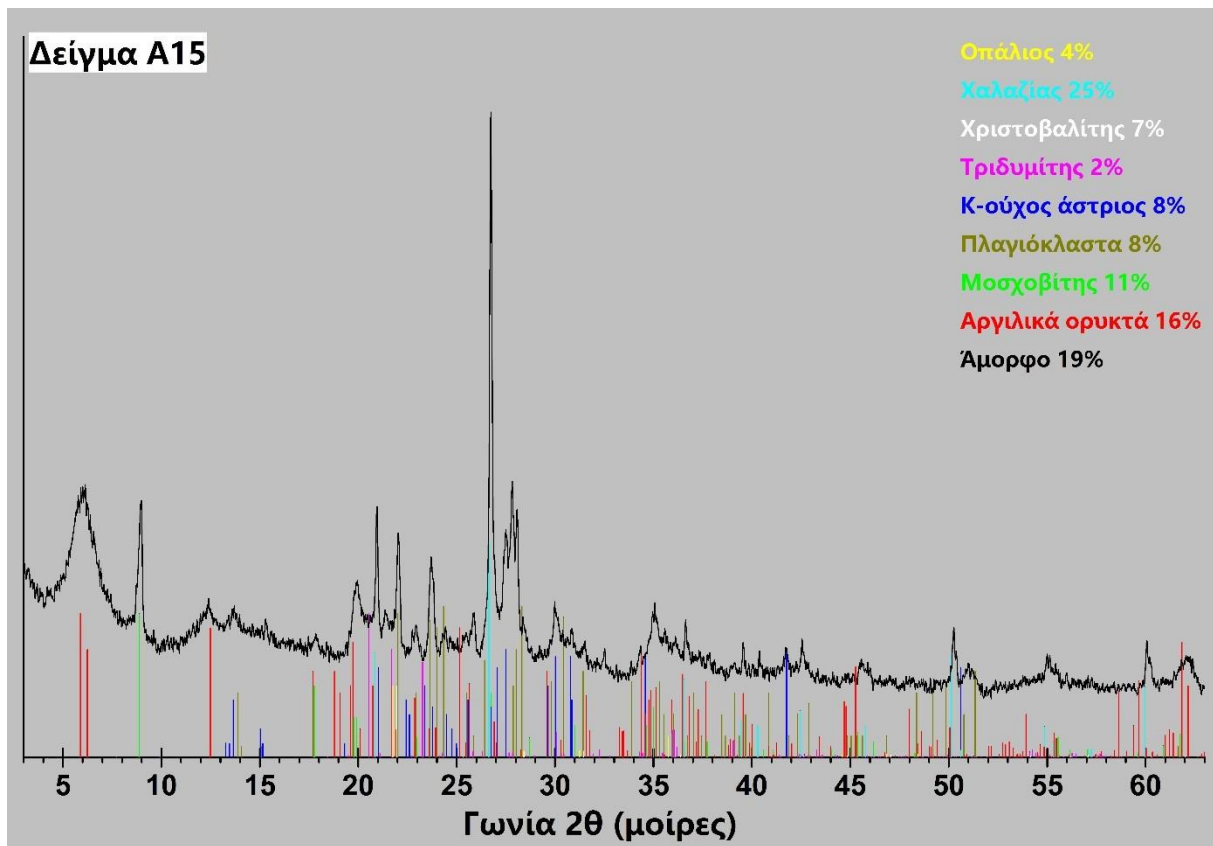




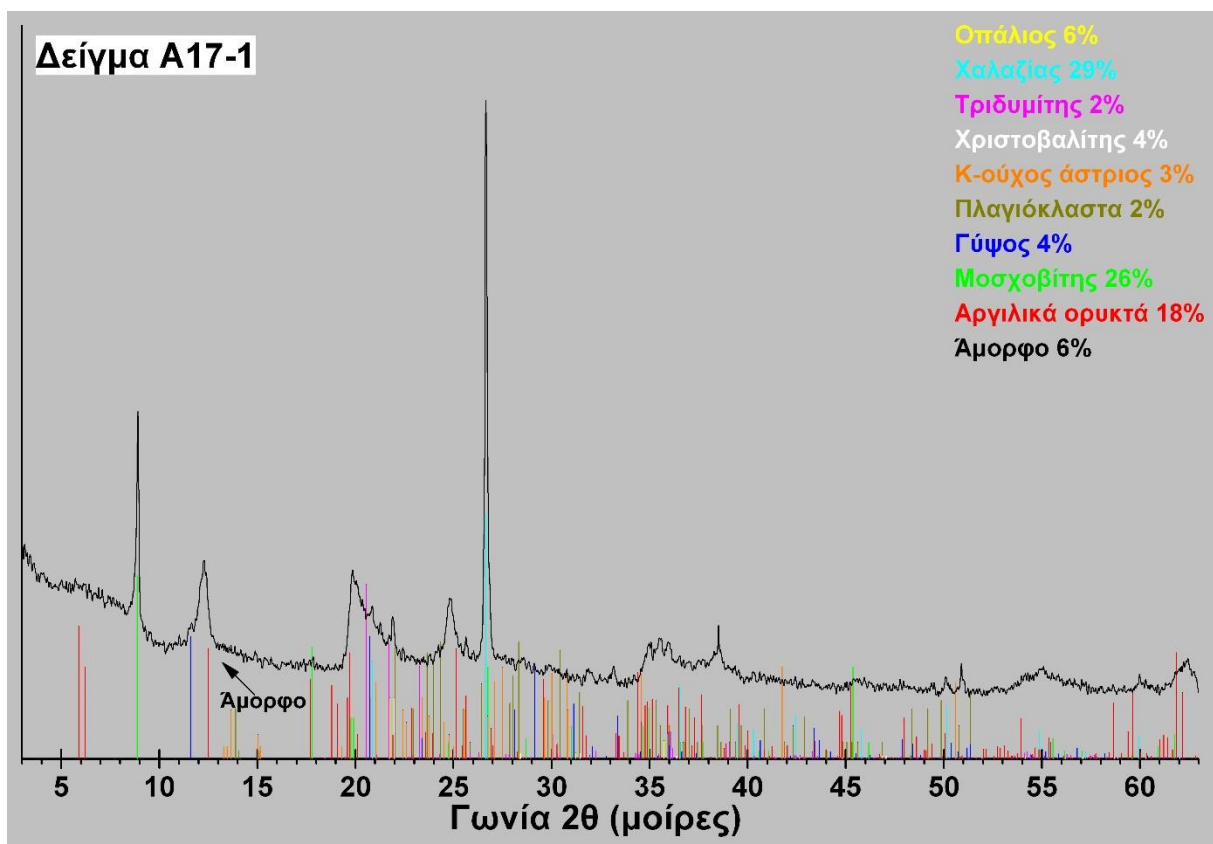
Εικόνα 143. Περιθλασιόγραμμα δείγματος A14-4.



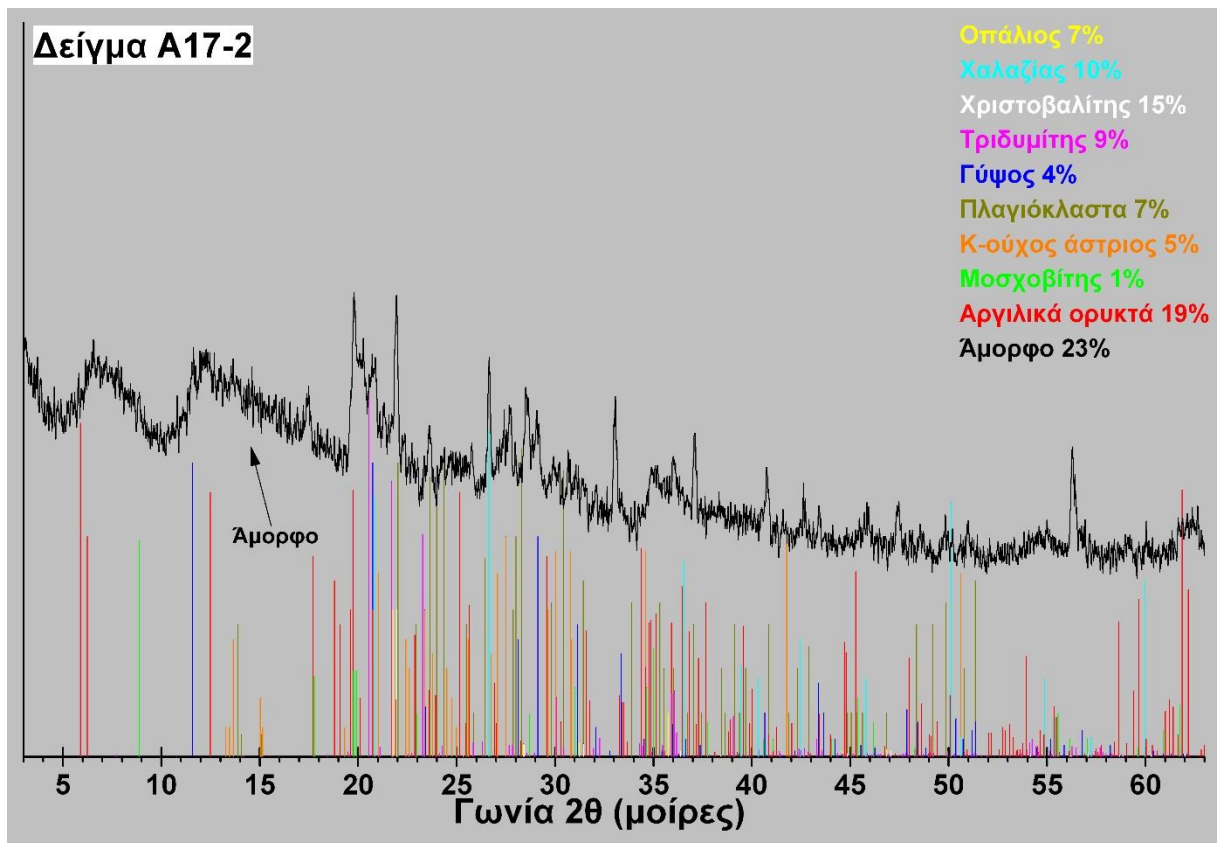
Εικόνα 144. Περιθλασιόγραμμα δείγματος A14-5.



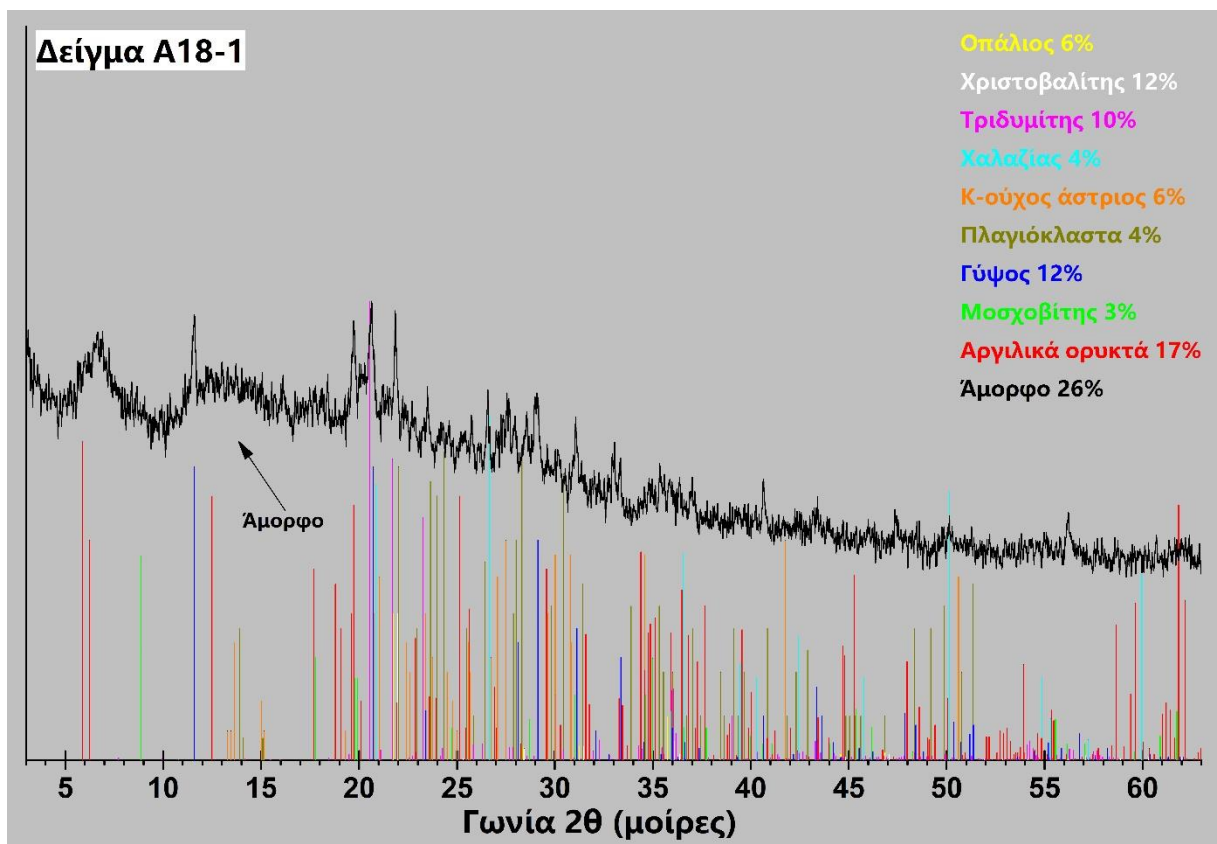
Εικόνα 145. Περιθλασιόγραμμα δείγματος A15.



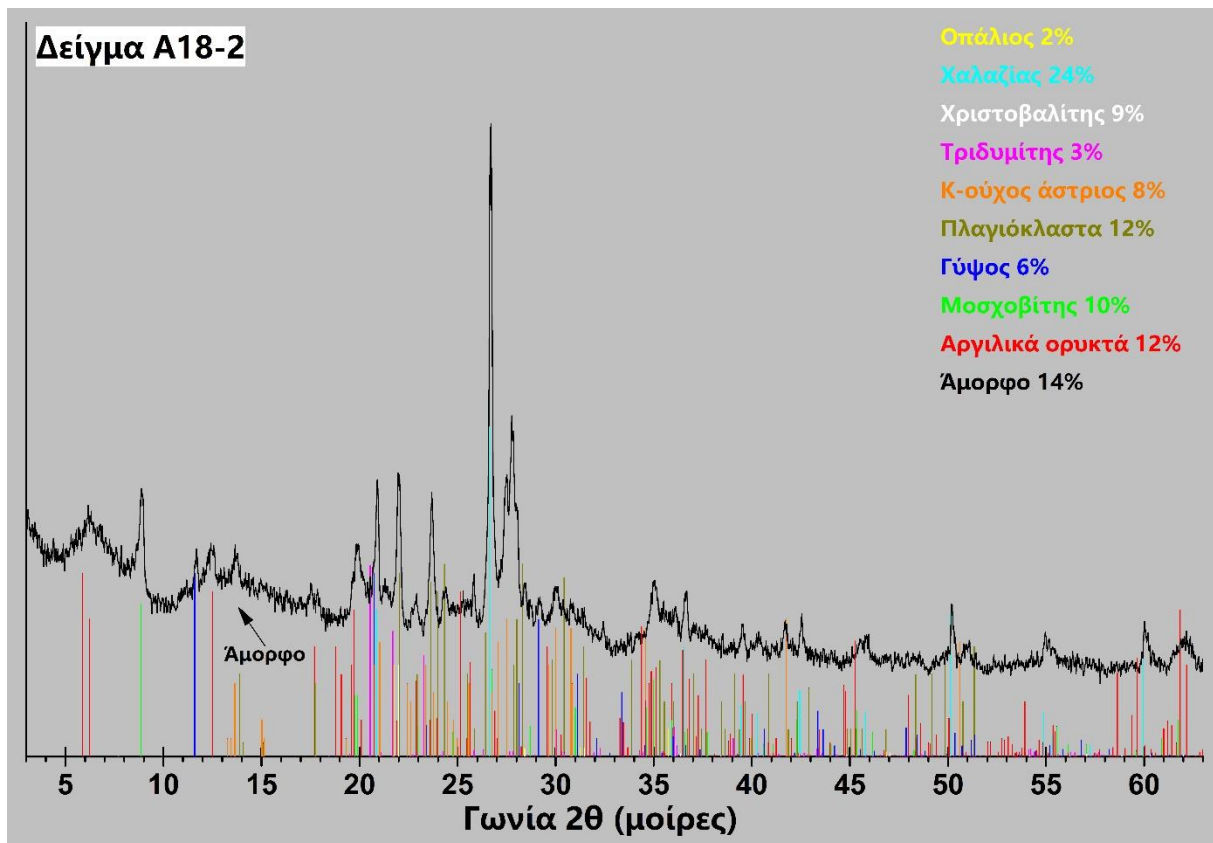
Εικόνα 146. Περιθλασιόγραμμα δείγματος A17-1.



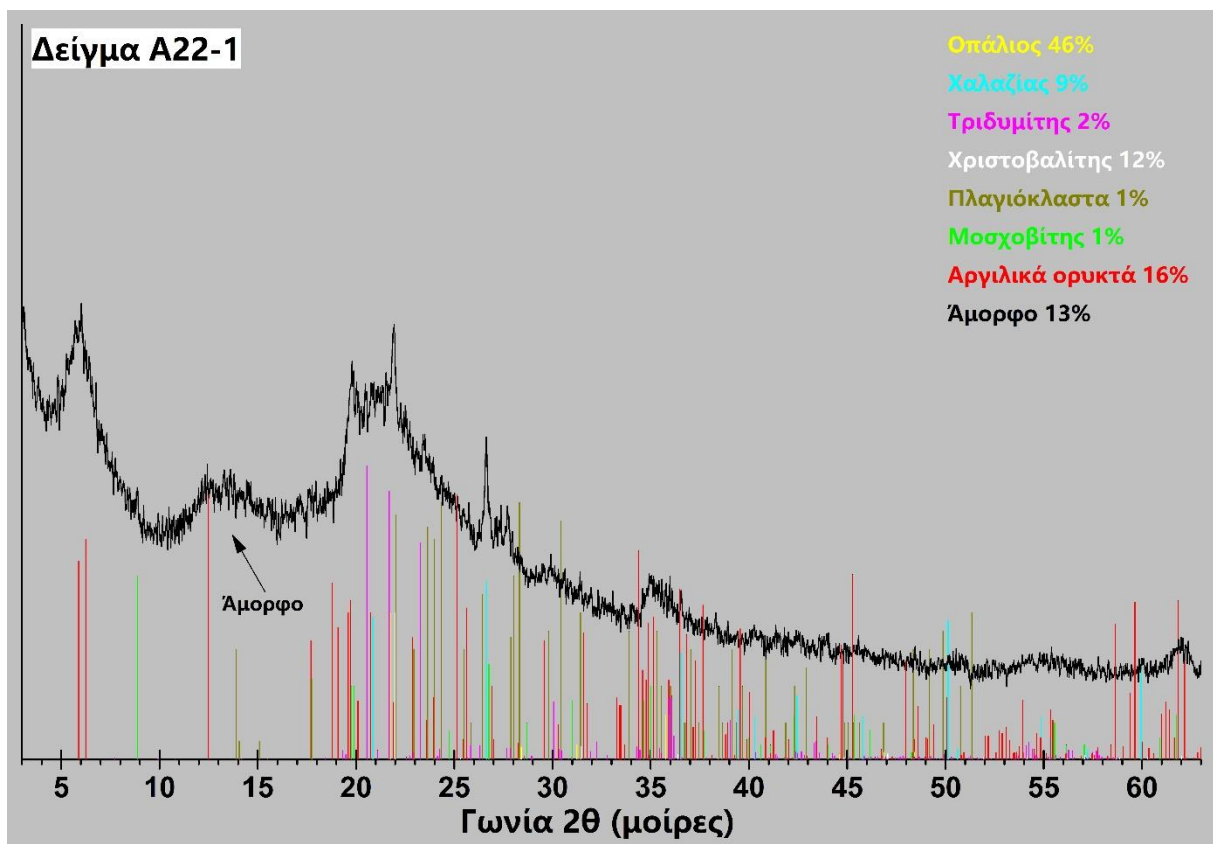
Εικόνα 147. Περιθλασιόγραμμα δείγματος A17-2.



Εικόνα 148. Περιθλασιόγραμμα δείγματος A18-1.

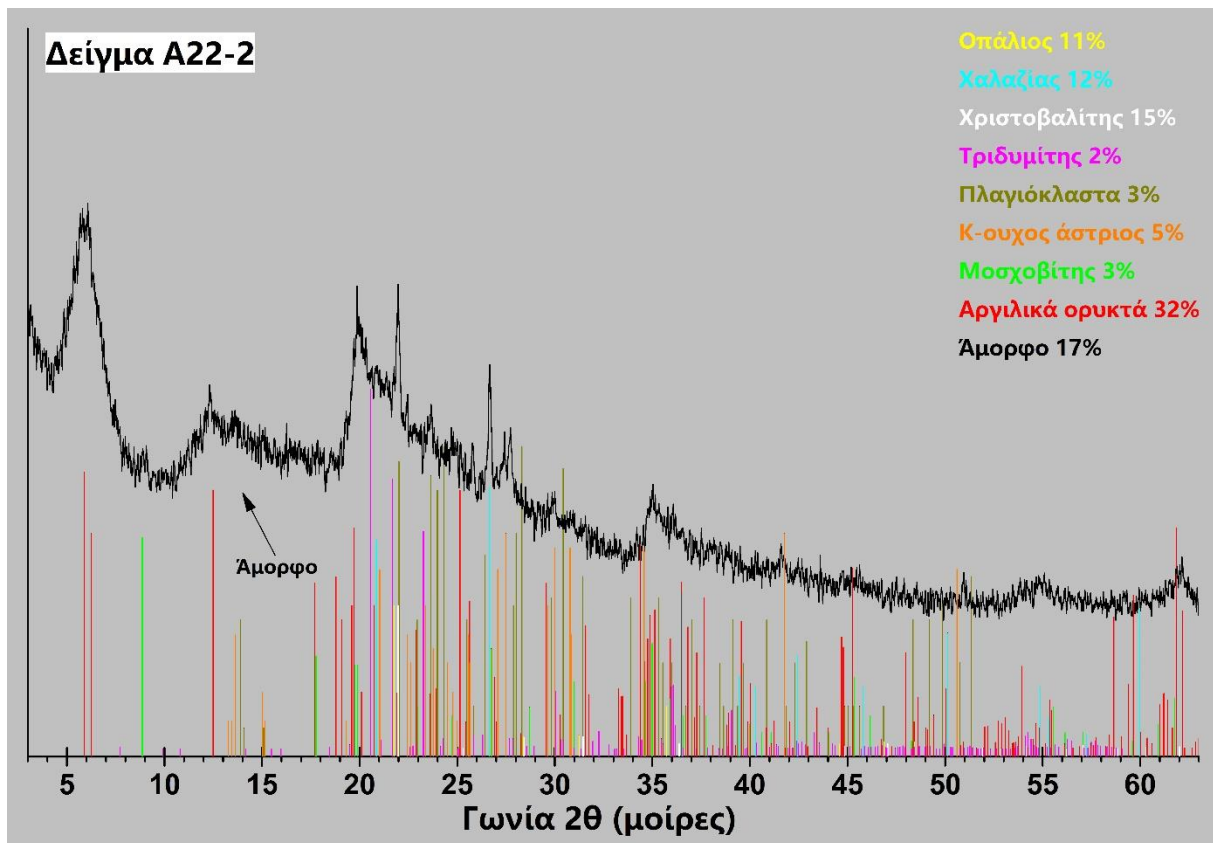


Εικόνα 149. Περιθλασιόγραμμα δείγματος A18-2.

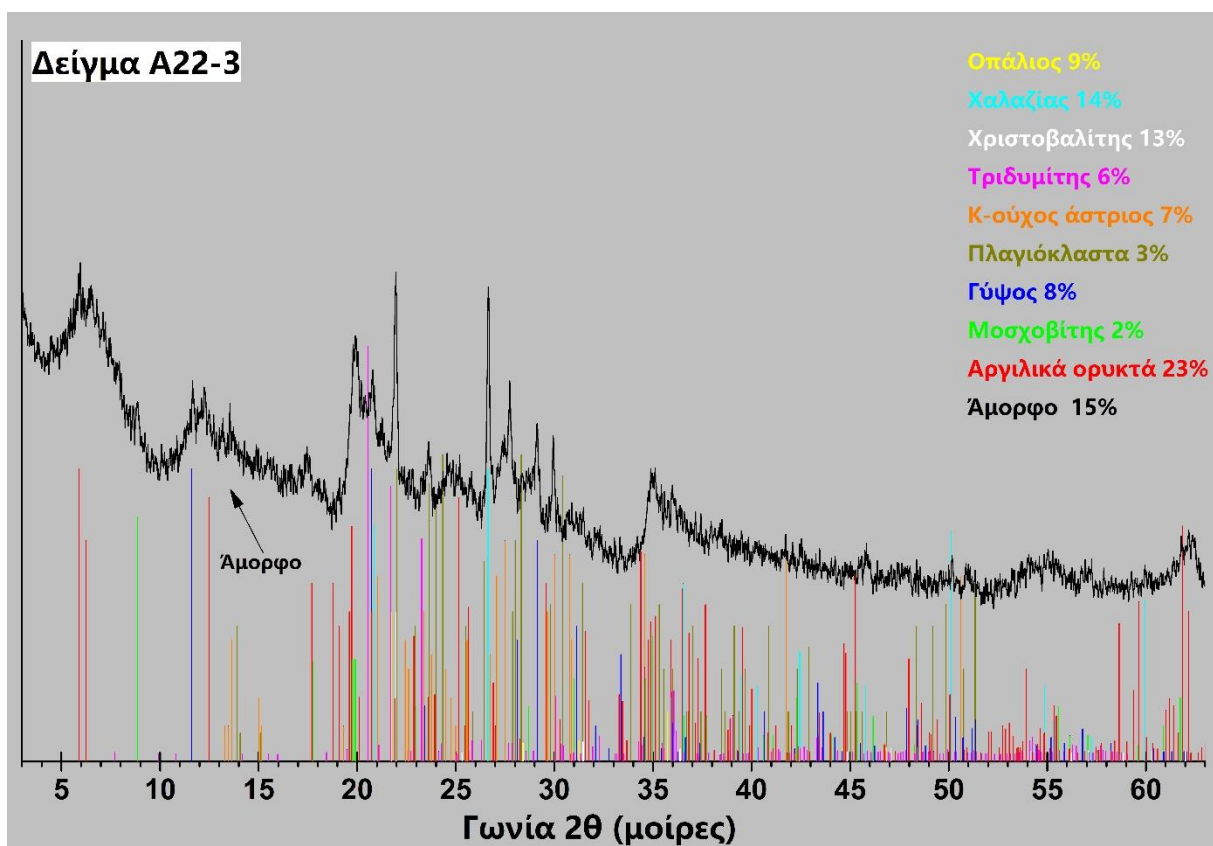


Εικόνα 150. Περιθλασιόγραμμα δείγματος A22-1.

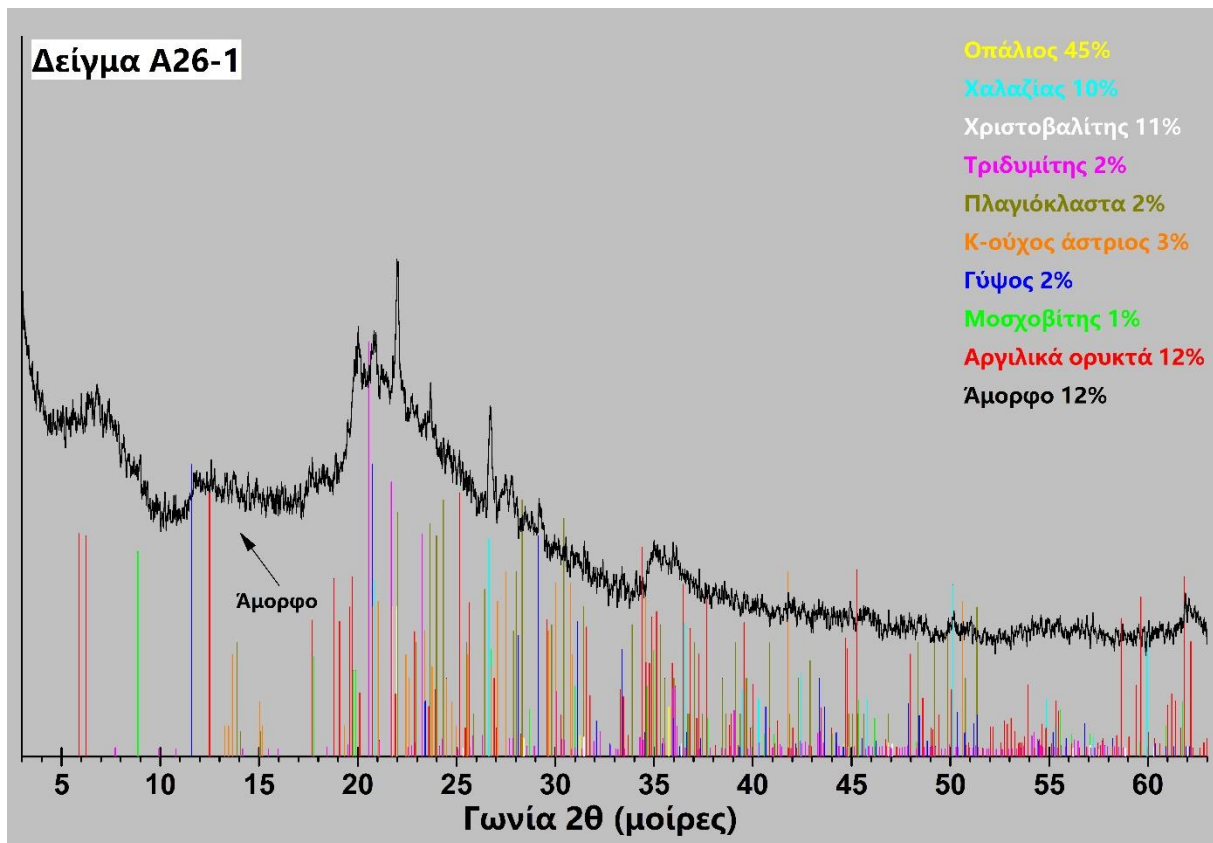




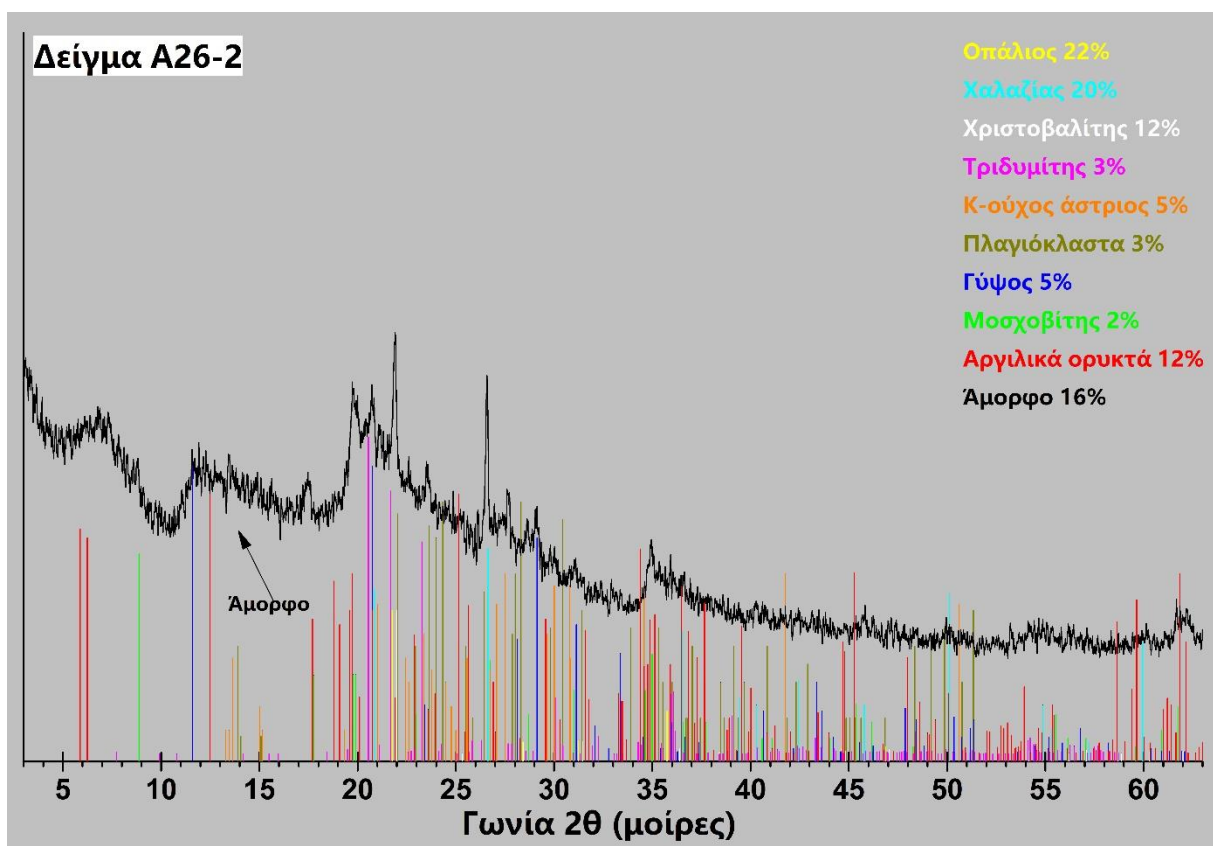
Εικόνα 151. Περιθλασιόγραμμα δείγματος A22-2.



Εικόνα 152. Περιθλασιόγραμμα δείγματος A22-3.



Εικόνα 153. Περιθλασιόγραμμα δείγματος A26-1.



Εικόνα 154. Περιθλασιόγραμμα δείγματος A26-2.

#### 4.5.Περιθλασιμετρία ακτίνων X (XRD) ελαφροβαρών διατομικών σφαιριδίων

Στον Πίνακα 11 δίνονται τα αποτελέσματα της ορυκτολογικής ανάλυσης των εξεταζόμενων ελαφροβαρών διατομικών σφαιριδίων με τη μέθοδο της περιθλασιμετρίας ακτίνων-X. Παρατηρούμε ότι σε όλα τα εξεταζόμενα δείγματα τα πολύμορφα ορυκτά του SiO<sub>2</sub> δηλαδή οπάλιος (Op), τριδυμίτης (Tr), χριστοβαλίτης (Cr) και χαλαζίας (Qz), είναι οι κύριες κρυσταλλικές φάσεις που αναγνωρίστηκαν, σε ποσοστά που κυμαίνονται από 28% κ.β. (δείγμα Π\_950), έως 57% κ.β. (δείγμα M1\_1150), ενώ σε μικρότερα ποσοστά κυμάνθηκε το σύνολο των αστρίων (πλαγιόκλαστα + καλιούχοι άστριοι), φυλλοπυριτικών ορυκτών (αργιλικά ορυκτά + μαρμαρυγίες) καθώς και του νεοσχηματιζόμενου μούλιτη.

Συγκεκριμένα οπάλιος διαπιστώθηκε μόνο στο δείγμα του άψητου πρότυπου υλικού σε ποσοστό 22% κ.β. Τριδυμίτης εντοπίστηκε σε όλα τα δείγματα, το ποσοστό του οποίου κυμαίνεται από 2% κ.β. (δείγμα άψητου υλικού, δείγμα Π\_950), έως 20% κ.β. (δείγμα Π\_1150, δείγμα M1\_1150). Χριστοβαλίτης και χαλαζίας αναγνωρίστηκαν σε όλα τα δείγματα σε ποσοστά που κυμαίνονται από 11% κ.β. (δείγμα M2\_950) έως 23% κ.β. (δείγμα M1\_1150) και 9% κ.β. (δείγμα Π\_1150) έως 19% κ.β. (δείγμα M3\_1150).

<b>Πίνακας 11.</b> Ορυκτολογική σύσταση (% κ.β.) των εξεταζόμενων ελαφροβαρών υλικών.													
Δείγμα	Op	Tr	Cr	Qz	Σύνολο	Pl	Kf	Σύνολο	Cl	Mi	Σύνολο	Mu	A
Άψητο υλικό	22	2	14	14	52	10	4	14	14	5	19	-	15
Π_950	-	2	12	14	28	8	7	15	-	6	6	-	51
Π_1050	-	13	14	13	40	4	4	8	-	-	-	-	52
Π_1150	-	20	21	9	50	8	-	8	-	-	-	4	38
M1_950	-	7	14	13	34	6	4	10	-	6	6	-	50
M1_1050	-	12	16	15	43	3	2	5	-	-	-	-	52
M1_1150	-	20	23	14	57	2	-	2	-	-	-	2	39
M2_950	-	4	11	15	30	8	7	15	-	6	6	-	49
M2_1050	-	12	13	16	41	6	-	6	-	-	-	3	50
M2_1150	-	15	15	13	43	4	-	4	-	-	-	4	49
M3_950	-	9	14	13	36	8	-	8	-	4	4	-	52
M3_1050	-	10	15	17	42	5	-	5	-	-	-	-	53
M3_1150	-	12	13	19	44	6	-	6	-	-	-	5	45

Op: Οπάλιος, Tr: Τριδυμίτης, Cr: Χριστοβαλίτης, Qz: Χαλαζίας Pl: Πλαγιόκλαστα, Kf: Κ-ούχοι άστριοι, Cl: Αργιλικά ορυκτά, Mi: Μαρμαρυγίες, Mu: Μούλιτης, A: Άμορφα υλικά.

Άστριοι αναγνωρίστηκαν στο σύνολο των εξεταζόμενων δειγμάτων σε ποσοστά που κυμαίνονται από 2% κ.β. (δείγμα M1\_1150) έως 15% κ.β. (δείγμα M2\_950). Συγκεκριμένα το ποσοστό πλαγιοκλάστων κυμαίνεται από 2% κ.β. (δείγμα M1\_1150) μέχρι 10% κ.β. (δείγμα άψητου υλικού), ενώ οι Κ-ούχοι άστριοι εντοπίστηκαν σε έξι δείγματα σε ποσοστά που κυμαίνονται από 2% κ.β. (δείγμα M1\_1050) έως 7% κ.β. (δείγμα Π\_950, δείγμα M2\_950).

Τα αργιλικά ορυκτά αναγνωρίστηκαν μόνο στο άψητο υλικό σε ποσοστό 14% κ.β., ενώ οι μαρμαρυγίες (κυρίως μοσχοβίτης) εντοπίστηκαν σε πέντε δείγματα σε ποσοστά από 4% κ.β. (δείγμα M3\_950) έως 6% κ.β. (δείγμα Π\_950, δείγμα M1\_950, δείγμα M2\_950).

Στις υψηλές θερμοκρασίες (1050-1150 °C), αναγνωρίστηκε ο σχηματισμός μίας νέας φάσης που ταυτοποιήθηκε με το ορυκτό μουλίτης. Ο μουλίτης βρέθηκε σε πέντε δείγματα, σε ποσοστά που κυμαίνονται από 2% κ.β. (δείγμα M1\_1150) έως 5% κ.β. (δείγμα M3\_1150).

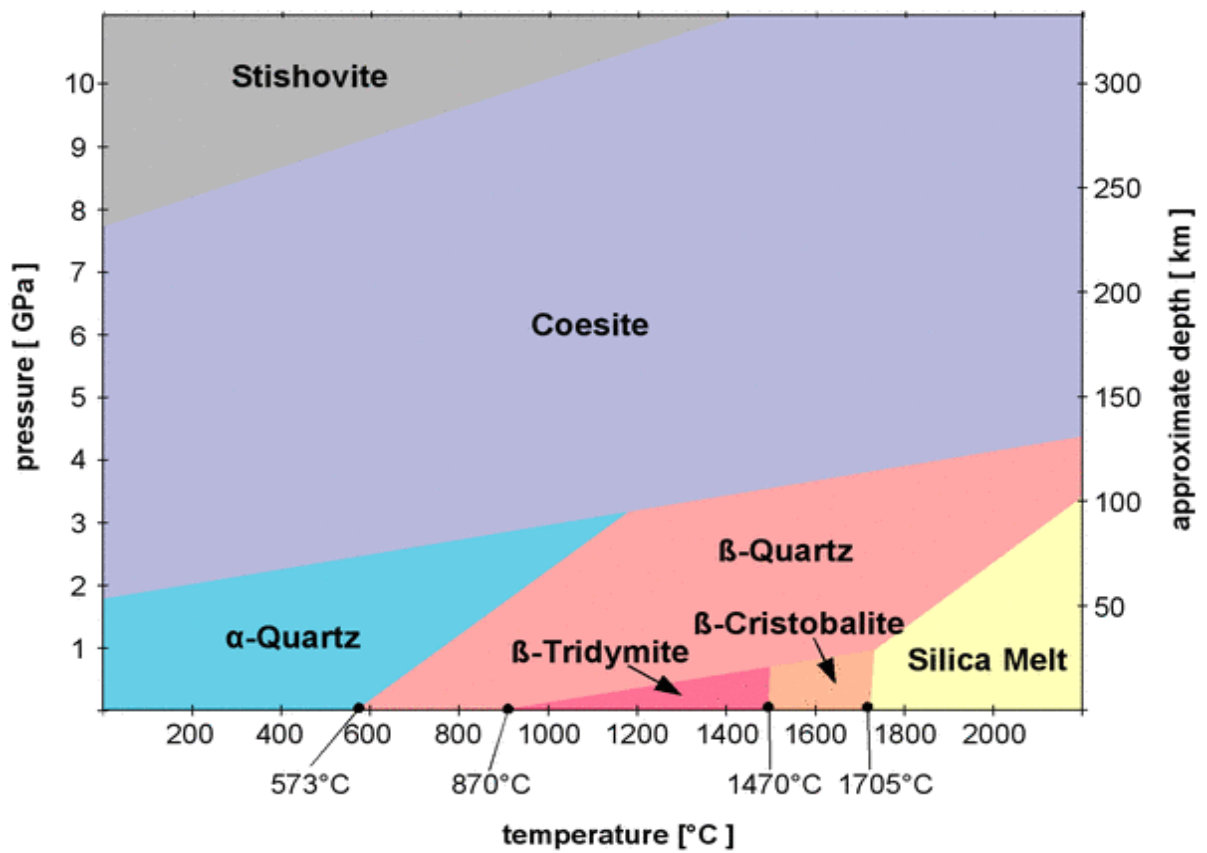
Τέλος, άμορφο υλικό αναγνωρίστηκε σε όλα τα δείγματα με το ποσοστό του να κυμαίνεται μεταξύ 15% κ.β. (άψητο υλικό) και 53% κ.β. (δείγμα M3\_1050). Τόσο από τη μορφολογική αξιολόγηση των περιθλασιογραμμάτων (Καντηράνης κ.ά. 2004), όσο και από την παρουσία ηφαιστειακών πετρωμάτων στην περιοχή έρευνας (Innocenti et al. 2009, Stefanou et al. 2014), μπορεί με ασφάλεια να εξαχθεί το συμπέρασμα ότι το άμορφο υλικό που αναγνωρίστηκε στα εξεταζόμενα δείγματα είναι κυρίως ηφαιστειακό γυαλί.

Σύμφωνα με την ποσοτική κατανομή των ορυκτών συστατικών που αναγνωρίστηκαν, συμπεραίνουμε ότι το ποσοστό των πολύμορφων ορυκτών του SiO<sub>2</sub> αυξάνεται με την αύξηση της θερμοκρασίας. Το αποτέλεσμα αυτό είναι σε καλή συμφωνία με Stamatakis et. al. 1991, σύμφωνα με τους οποίους ο σχηματισμός πολύμορφων ορυκτών πυριτίου είναι προϊόν διαγένεσης του άμορφου πυριτίου (οπαλίου-Α) των διατόμων, εξαιτίας της θερμικής ροής από την ηφαιστειακή δράση. Επιπλέον, η παρουσία και η ποσοτική κατανομή των πολύμορφων ορυκτών πυριτίου τριδυμίτη, χριστοβαλίτη και χαλαζία στις θερμοκρασίες των 950 °C, 1050 °C και 1150 °C μας παρέχει πληροφορίες για το πεδίο σταθερότητάς τους (Jones et al. 1971, Εικ. 155).

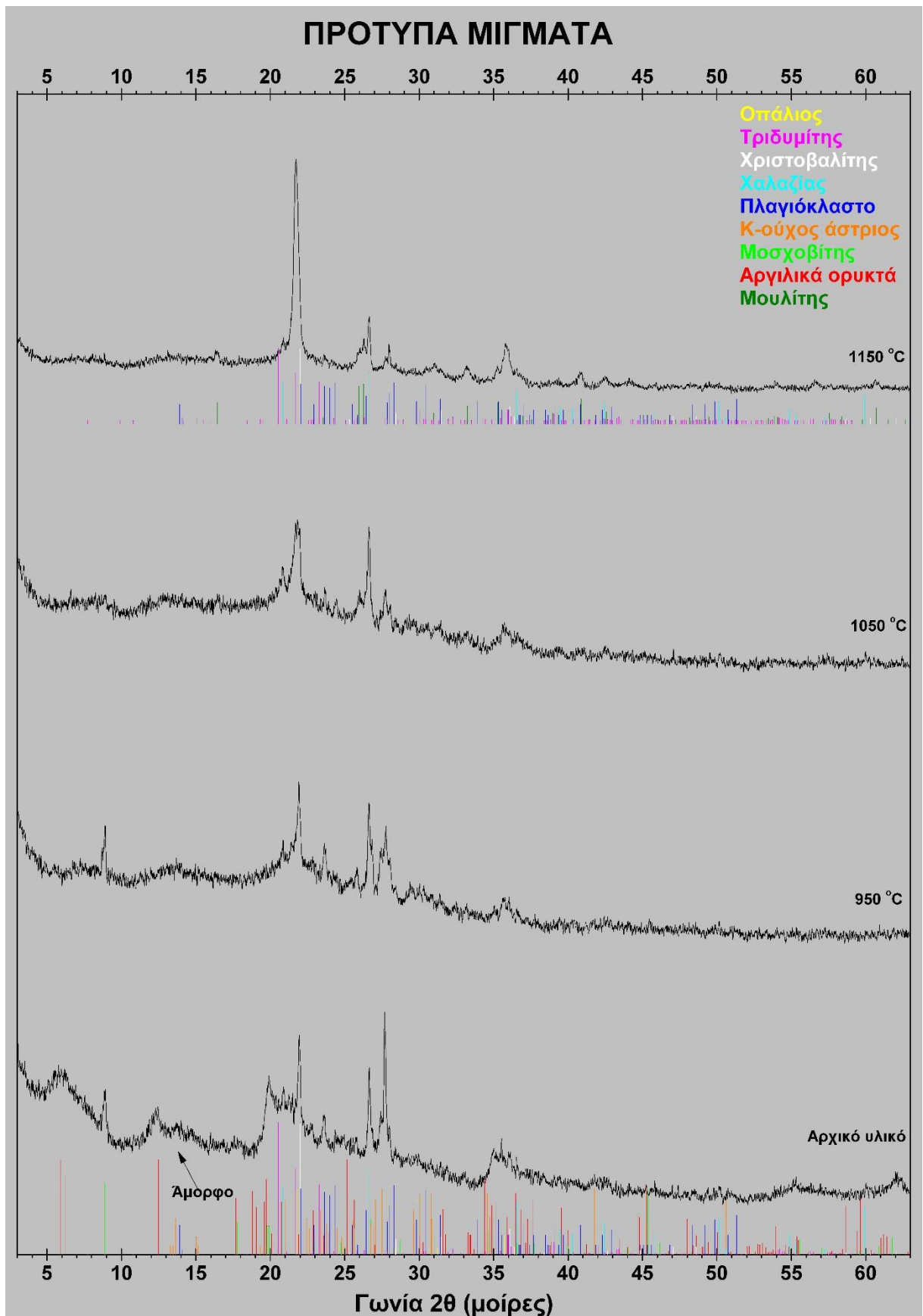
Σύμφωνα με τους Salmang & Scholze (1982) και Fanderlik (1991), ο σχηματισμός τριδυμίτη παρατηρείται σε θερμοκρασίες 867 – 870 °C, ενώ σε θερμοκρασίες πάνω από 870 °C και στο μέσο του πεδίου σταθερότητας το οποίο είναι μεταξύ 870 °C και 1470 °C, σχηματίζεται αρχικά το υψηλής ενέργειας πολύμορφο ορυκτό χριστοβαλίτης και ύστερα από τη πάροδο χρόνου το χαμηλότερης ενέργειας τριδυμίτης (Pabst et.al 2013).

Στις Εικόνες 156 - 159 παρουσιάζονται τα περιθλασιογράμματα των εξεταζόμενων ελαφροβαρών διατομικών σφαιριδίων.

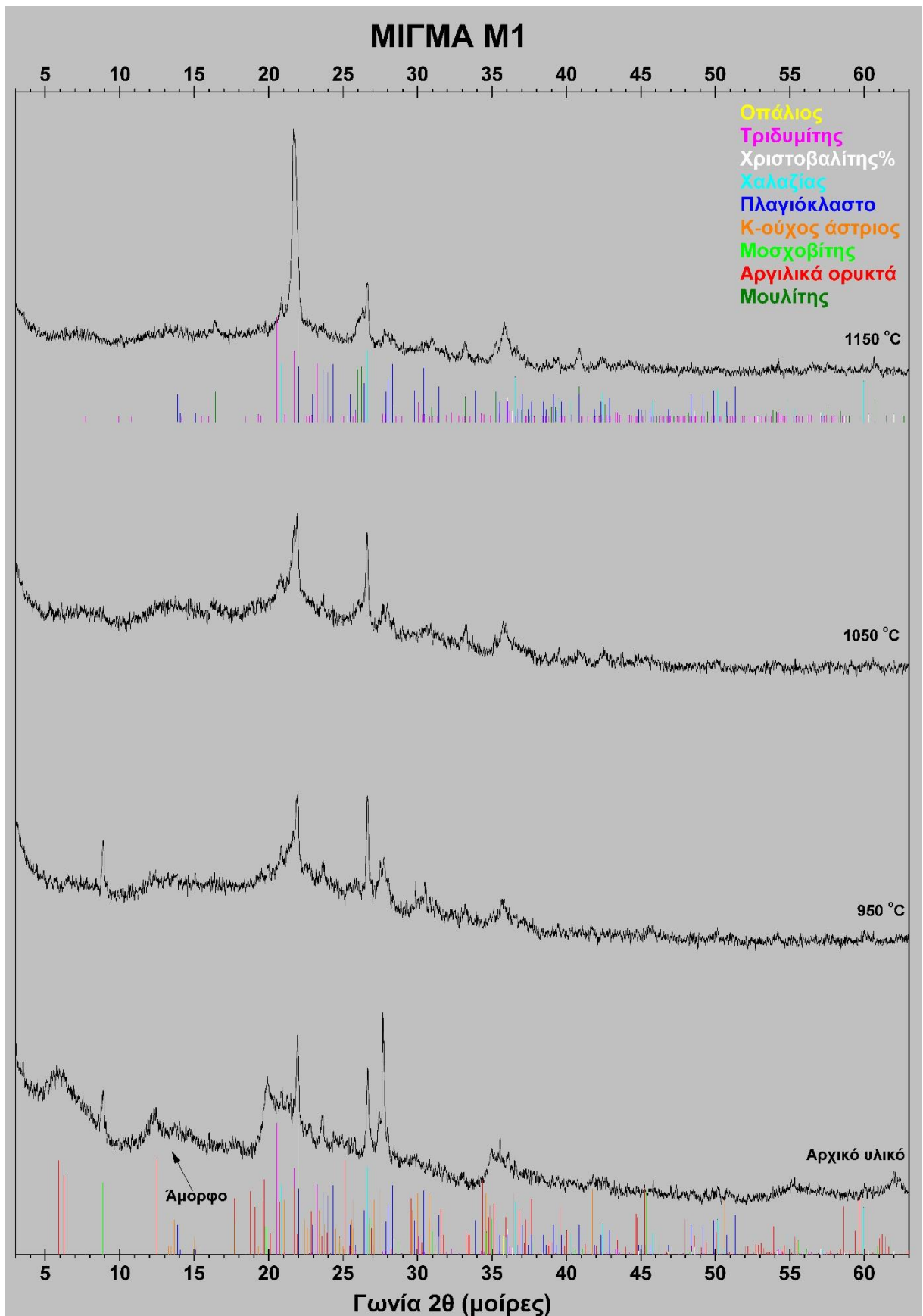




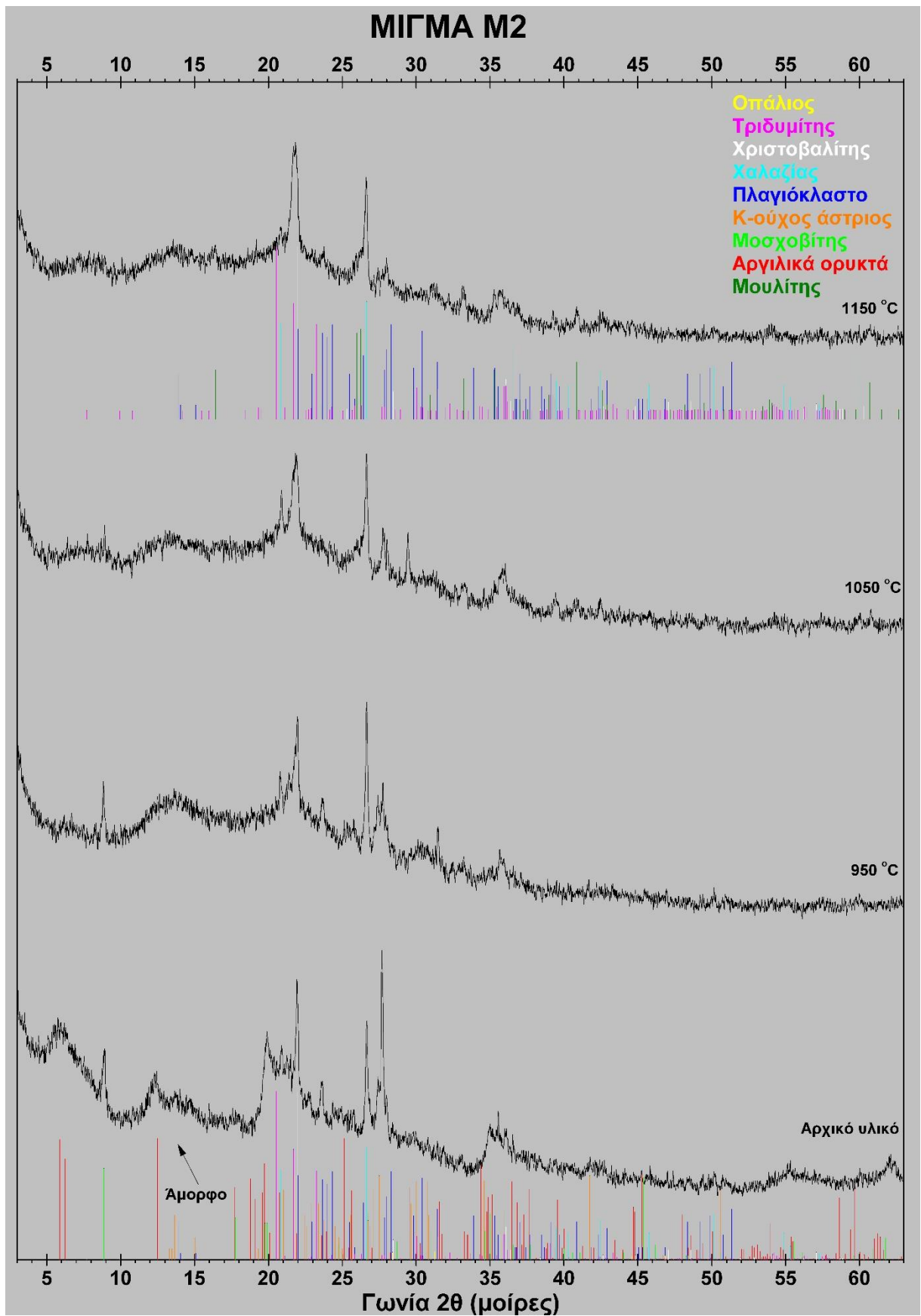
**Εικόνα 155.** Διάγραμμα πολύμορφων ορυκτών πυριτίου  
([http://www.quartzpage.de/gen\\_mod.html](http://www.quartzpage.de/gen_mod.html)).



**Εικόνα 156.** Περιθλασιόγραμμα πρότυπου υλικού (Π).

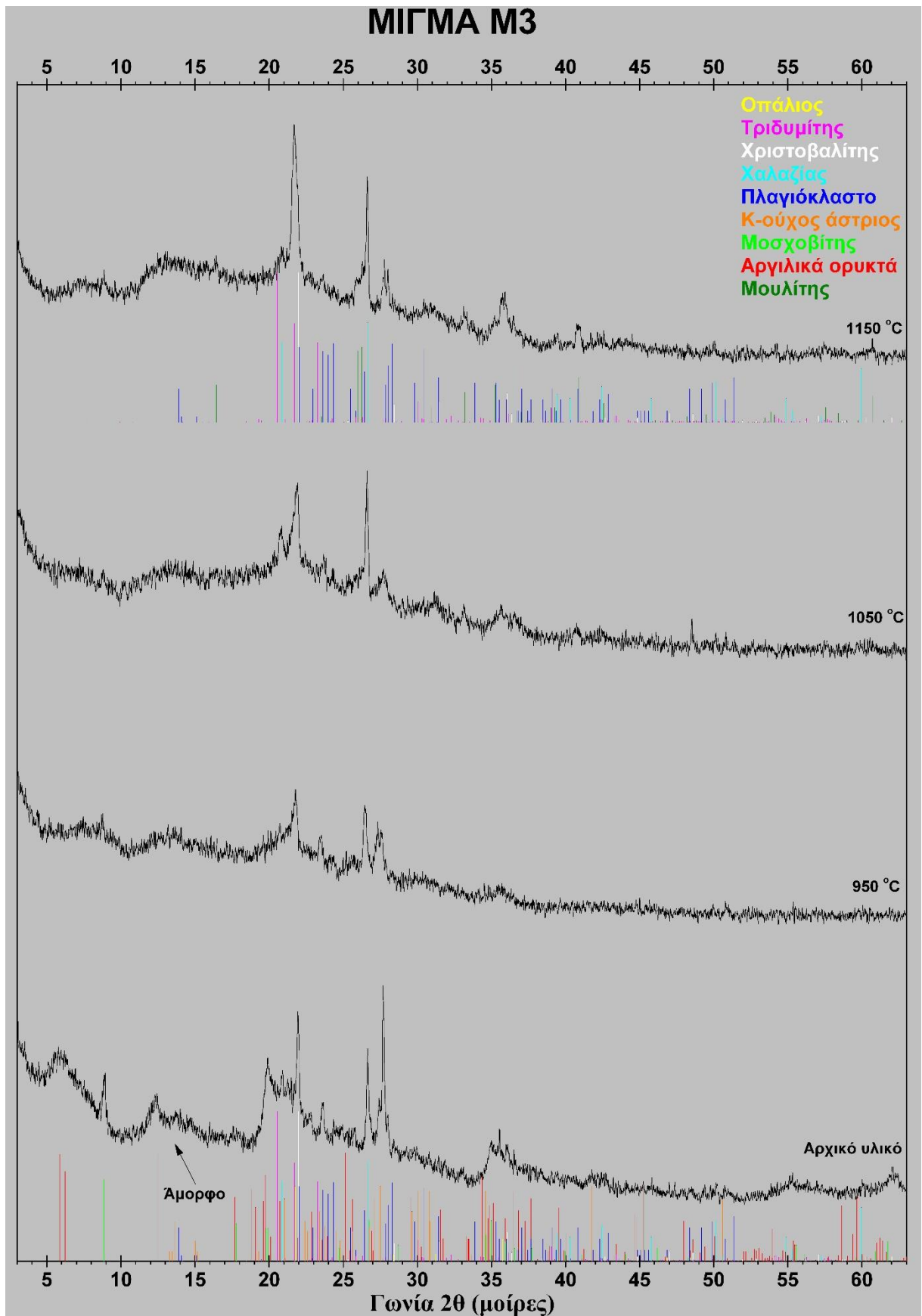


Εικόνα 157. Περιθλασιόγραμμα μίγματος 1 (M1).



Εικόνα 158. Περιθλασιόγραμμα μίγματος 2 (M2).





Εικόνα 159. Περιθλασιόγραμμα μίγματος 3 (M3).

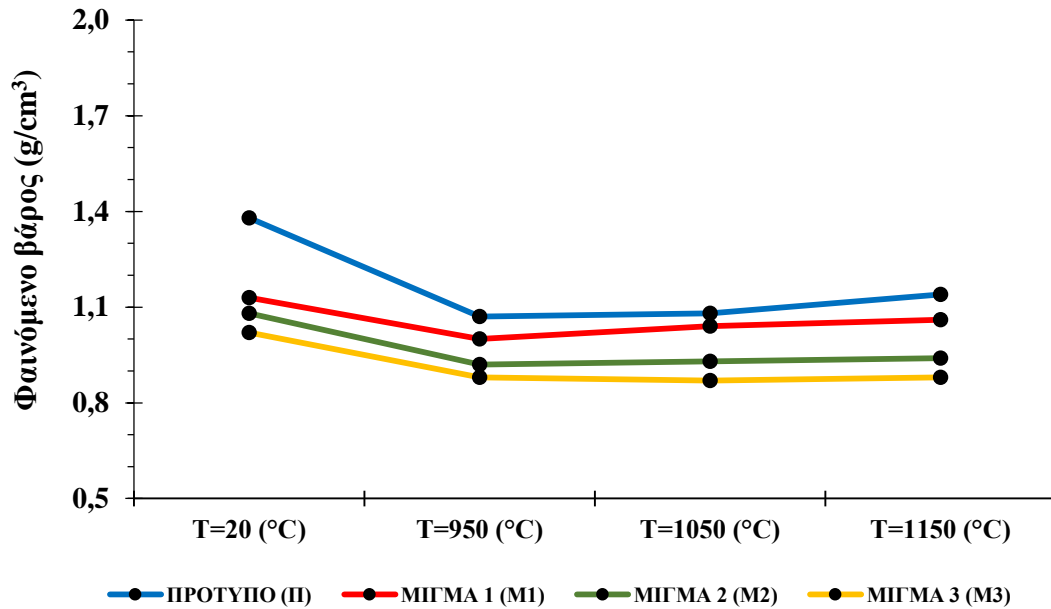
## 4.6.Φυσικομηχανικές παραμέτρους ελαφροβαρών διατομιτικών σφαιριδίων

### 4.6.1.Φαινόμενο βάρος

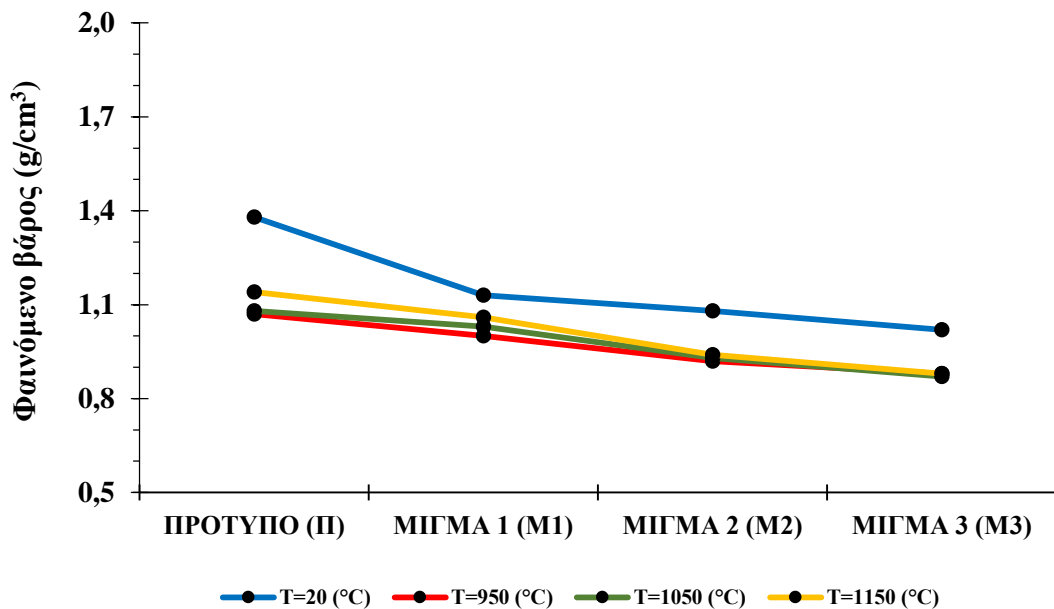
Σύμφωνα με τον Πίνακα 12, καθώς και από την μορφή του Διαγράμματος 1 παρατηρούμε ότι το φαινόμενο βάρος των σφαιριδίων μεταβάλλεται τόσο αντιστρόφως ανάλογα όσο και ανάλογα με την αύξηση της θερμοκρασίας. Συγκεκριμένα, σε όλα τα σφαιρίδια διαπιστώνεται αρχικά μείωση της μέσης τιμής του φαινόμενου βάρους τους μέχρι την θερμοκρασία των 950 °C, ενώ στη συνέχεια και μέχρι την τελική θερμοκρασία των 1150 °C παρατηρείται μικρή αύξηση αυτής. Σύμφωνα με τα αποτελέσματα της ημιποσοτικής ορυκτολογικής ανάλυσης των ελαφροβαρών υλικών, η αρχική μείωση του φαινόμενου βάρους των σφαιριδίων, οφείλεται τόσο στην μείωση της περιεκτικότητας των πολύμορφων ορυκτών πυριτίου, η οποία επηρεάζεται κατά μεγάλο βαθμό από την αφυδάτωση του οπαλίου, καθώς επίσης και από την μείωση της περιεκτικότητας των αργιλικών ορυκτών, εξαιτίας της καταστροφής τους (Posi et al. 2013, Pimraksa & Chindaprasirt 2009). Η περαιτέρω αύξηση του φαινόμενου βάρους μέχρι την τελική θερμοκρασία των 1150 °C, είναι αποτέλεσμα τόσο της αύξησης της ποσότητας των πολύμορφων ορυκτών του πυριτίου (τριδυμίτης, χριστοβαλίτης, χαλαζίας) που προέρχονται από τον οπάλιο (Fakhfakh et al. 2006), όσο και της παρουσίας μουλίτη ( $3\text{Al}_2\text{O}_3 \cdot 2\text{SiO}_2$ ), ο οποίος χαρακτηρίζεται από σταθερή και υψηλής πυκνότητας ( $3,11 - 3,26 \text{ gr/cm}^3$ ) δομή (Posi et al. 2013, <http://www.mindat.org>). Επιπλέον, σύμφωνα με το Διάγραμμα 2 παρατηρούμε ότι η μέση τιμή του φαινόμενου βάρους των σφαιριδίων είναι σχεδόν ανάλογη της μείωσης της ποσότητας του διατομιτικού υλικού που περιέχεται σε αυτά. Το αποτέλεσμα αυτό είναι σε καλή συμφωνία με τα αποτελέσματα των Posi et al. (2013), κατά τους οποίους η αύξηση της περιεκτικότητας διατομίτη σε ελαφροβαρή υλικά συνεπάγεται αύξηση του φαινόμενου βάρους τους, εξαιτίας της μεγαλύτερης κάλυψης των κενών χώρων από διατομιτικούς κόκκους.

**Πίνακας 12.** Μέση τιμή φαινόμενου βάρους πρότυπου υλικού και μιγμάτων σε θερμοκρασίες 20 °C, 950 °C, 1050 °C και 1150 °C.

Δείγμα	Φαινόμενο βάρος ( $\text{g/cm}^3$ )			
	T=20 (°C)	T=950 (°C)	T=1050 (°C)	T=1150 (°C)
ΠΡΟΤΥΠΟ (Π)	1,38	1,07	1,08	1,14
ΜΙΓΜΑ 1 (M1)	1,13	1,00	1,04	1,06
ΜΙΓΜΑ 2 (M2)	1,08	0,92	0,93	0,94
ΜΙΓΜΑ 3 (M3)	1,02	0,88	0,87	0,88



Διάγραμμα 1. Διάγραμμα μεταβολής φαινόμενου βάρους δειγμάτων ανά θερμοκρασία.



Διάγραμμα 2. Διάγραμμα μεταβολής φαινόμενου βάρους ανά δείγμα σε θερμοκρασίες 20 °C, 950 °C, 1050 °C και 1150 °C.

#### 4.6.2.Θλιπτική αντοχή

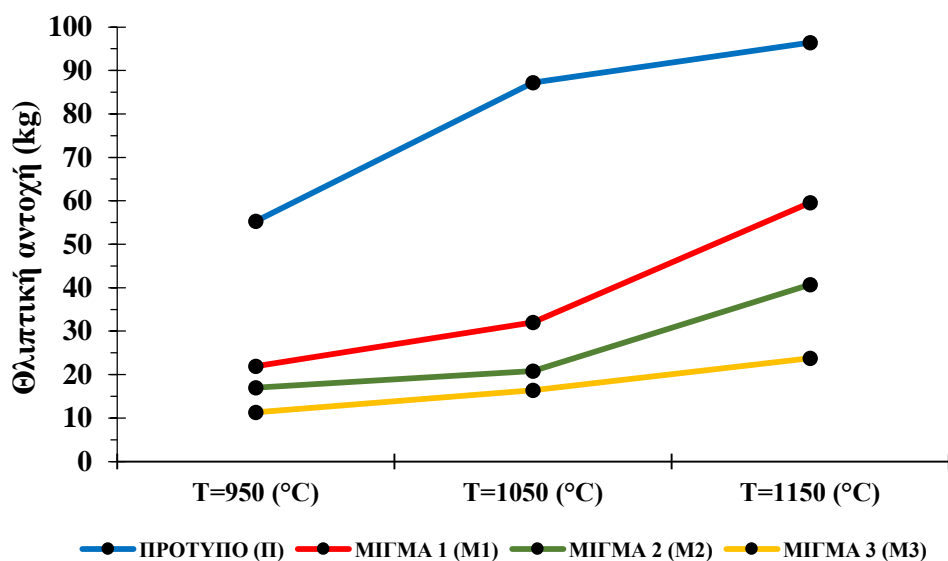
Σύμφωνα με τον Πίνακα 13, καθώς και από την αξιολόγηση των Διαγραμμάτων 3 και 4, προκύπτει ότι η μέση τιμή θλιπτικής αντοχής των σφαιριδίων μεταβάλλεται τόσο με την θερμοκρασία, όσο και με την ποσότητα διατομιτικού υλικού.

Συγκεκριμένα, στο σύνολο των σφαιριδίων, η θλιπτική αντοχή αυξάνεται με την αύξηση της θερμοκρασίας (Διαγραμμα 3), ενώ αντίθετα στις μετρηθείσες θερμοκρασίες των 950 °C, 1050 °C και 1150 °C (Διάγραμμα 4), μειώνεται με την ελάττωση της ποσότητας του πρότυπου διατομιτικού υλικού. Σύμφωνα με τα αποτελέσματα της ημιποσοτικής ανάλυσης των ορυκτών, η αύξηση της θλιπτικής αντοχής των σφαιριδίων με την αύξηση της θερμοκρασίας, είναι αποτέλεσμα τόσο της αύξησης της περιεκτικότητας των πολύμορφων ορυκτών του πυριτίου, όσο και της παρουσίας μουλίτη, ο οποίος σχηματίζεται σε θερμοκρασίες 1050 °C – 1150 °C (Posi et al. 2013).

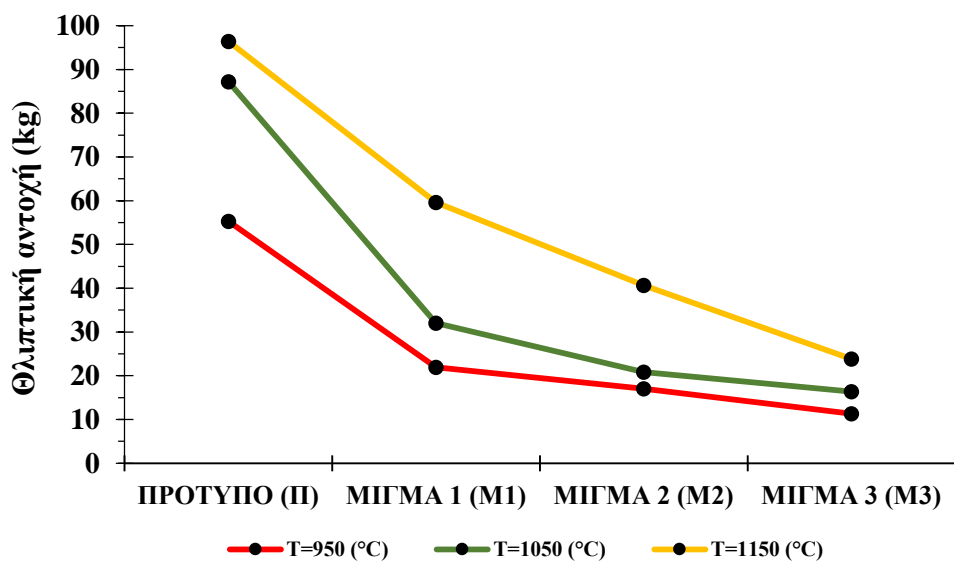
Η ποσοτική αύξηση αυτών των ορυκτών, προσδίδει στα σφαιρίδια μεγαλύτερη αντοχή εξαιτίας της υψηλής σκληρότητάς τους. Αντίθετα, η μείωση θλιπτικής αντοχής με την ελαττούμενη ποσότητα διατομιτικού υλικού, σύμφωνα με Posi et al. (2013) οφείλεται στην αύξηση του κενού χώρου που δημιουργείται μεταξύ των διατομιτικών κόκκων και επομένως στην μείωση των δυνάμεων που αναπτύσσονται ανάμεσα σε αυτούς.

<b>Πίνακας 13.</b> Μέση τιμή θλιπτικής αντοχής πρότυπου υλικού και μιγμάτων σε θερμοκρασίες 950 °C, 1050 °C και 1150 °C.			
<b>Δείγμα</b>	<b>Θλιπτική αντοχή (kg)</b>		
	<b>T=950 (°C)</b>	<b>T=1050 (°C)</b>	<b>T=1150 (°C)</b>
ΠΡΟΤΥΠΟ (Π)	55,3	87,2	96,4
ΜΙΓΜΑ 1 (M1)	21,9	32,0	59,6
ΜΙΓΜΑ 2 (M2)	17,0	20,8	40,7
ΜΙΓΜΑ 3 (M3)	11,3	16,4	23,8





Διάγραμμα 3. Διάγραμμα μεταβολής θλιπτικής αντοχής δειγμάτων ανά θερμοκρασία.



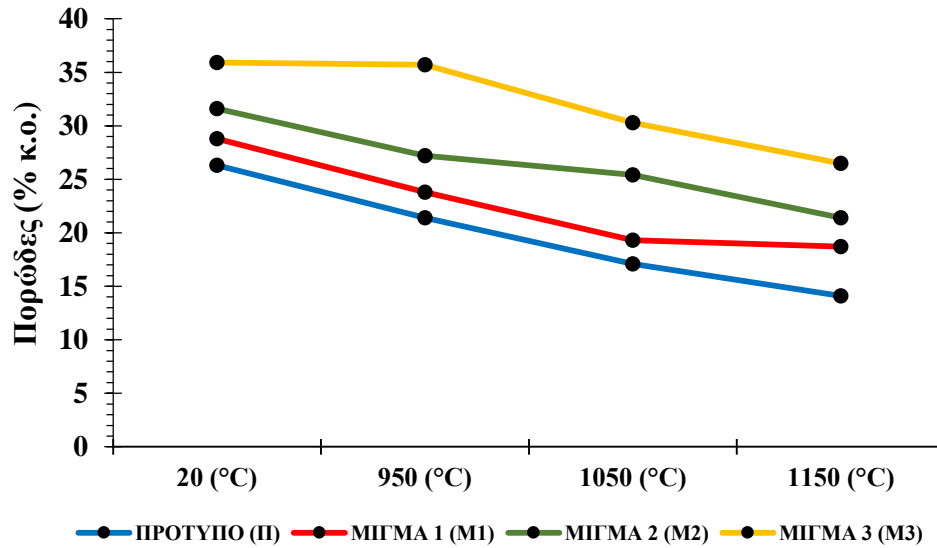
Διάγραμμα 4. Διάγραμμα μεταβολής θλιπτικής αντοχής ανά δείγμα σε θερμοκρασίες 950 °C, 1050 °C και 1150 °C.

#### 4.6.3.Πορώδες

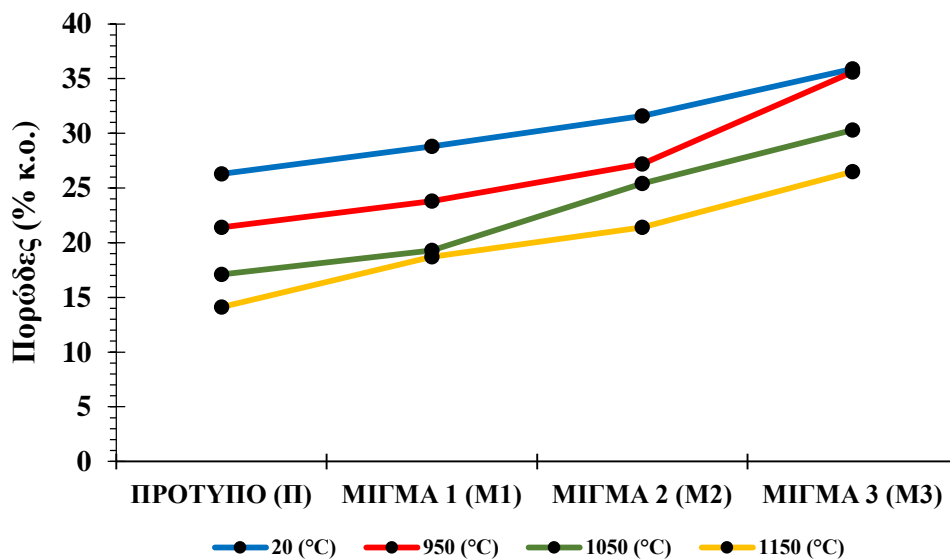
Σύμφωνα με τα αποτελέσματα των μετρήσεων της μέσης τιμής πορώδους των σφαιριδίων πρότυπου διατομικού υλικού και μιγμάτων, καθώς επίσης και από την αξιολόγηση των Διαγραμμάτων 5 και 6, παρατηρούμε ότι το πορώδες όλων των σφαιριδίων μεταβάλλεται τόσο σε σχέση με την θερμοκρασία, όσο και με την ποσότητα των σφαιριδίων σε διατομικό υλικό και οργανική ύλη. Χαρακτηριστικό γνώρισμα σε όλα τα εξεταζόμενα σφαιρίδια αποτελεί η μείωση του πορώδους με την αύξηση της θερμοκρασίας (Διάγραμμα 5), ενώ αντιθέτως παρατηρείται σχετική αύξηση του πορώδους αυτών με την αύξηση της περιεκτικότητάς τους σε οργανική ύλη και την αντίστοιχη μείωση της ποσότητας του διατομικού υλικού (Διάγραμμα 6). Σύμφωνα με Pimraksa & Chindaprasirt (2009), η μείωση αυτή του πορώδους των σφαιριδίων με την αύξηση της θερμοκρασίας, οφείλεται στην ποσοτική μείωση του συνόλου των αργιλικών ορυκτών, τα οποία ως γνωστό έχουν ικανότητα προσρόφησης μεγάλης ποσότητας νερού στη μάζα τους. Το συμπέρασμα αυτό είναι σε καλή συμφωνία με τα αποτελέσματα ημιποσοτικής ανάλυσης (Πίν. 11), καθώς όπως προκύπτει από αυτά, η ποσοτική μείωση των αργιλικών ορυκτών, σε συνδυασμό με την ποσοτική αύξηση πολύμορφων ορυκτών πυριτίου και σταθερών αργιλοπυριτικών φάσεων πυκνότερης δομής (μουλίτη), έχει ως αποτέλεσμα την μείωση των κενών χώρων που δημιουργούνται μεταξύ των ορυκτών. Αντιθέτως, η αύξηση του πορώδους των σφαιριδίων από το πρότυπο διατομικό υλικό έως το μίγμα 3 (M3), οφείλεται τόσο στην ολοένα μειωμένη ποσότητα διατομικών κόκκων, οι οποίοι καλύπτουν τους κενούς χώρους μεταξύ τους, όσο και στην αυξανόμενη ποσότητα οργανικής ύλης, η οποία κατά την έψηση καίγεται με ταυτόχρονη δημιουργία αερίων. Τα αέρια, μαζί με το προσροφημένο από τα αργιλικά ορυκτά νερό που απομακρύνεται κατά την έψηση, δημιουργούν πόρους στο εσωτερικό των σφαιριδίων, με αποτέλεσμα την αύξηση του συνολικού πορώδους αυτών (Σταματάκης 2007).

**Πίνακας 14.** Μέση τιμή πορώδους πρότυπου υλικού και μιγμάτων σε θερμοκρασίες 20 °C, 950 °C, 1050 °C και 1150 °C.

Δείγμα	Πορώδες (% κ.ο.)			
	T=20 (°C)	T=950 (°C)	T=1050 (°C)	T=1150 (°C)
ΠΡΟΤΥΠΟ (Π)	26,3	21,4	17,1	14,1
ΜΙΓΜΑ 1 (M1)	28,8	23,8	19,3	18,7
ΜΙΓΜΑ 2 (M2)	31,6	27,2	25,4	21,4
ΜΙΓΜΑ 3 (M3)	35,9	35,7	30,3	26,5



Διάγραμμα 5. Διάγραμμα μεταβολής πορώδους δειγμάτων ανά θερμοκρασία.



Διάγραμμα 6. Διάγραμμα μεταβολής πορώδους ανά δείγμα σε θερμοκρασίες 20 °C, 950 °C, 1050 °C και 1150 °C.

#### 4.7. Προτεινόμενες χρήσεις διατομικών υλικών της Παρανησιάς Λήμνου

Το σύνολο των προτεινόμενων εφαρμογών των διατομικών υλικών από την περιοχή της Παρανησιάς Λήμνου, αποτελεί άμεση συνάρτηση τόσο των μορφολογικών, όσο των ορυκτολογικών και φυσικομηχανικών χαρακτηριστικών και παραμέτρων τους. Συγκεκριμένα οι εικόνες από την ηλεκτρονική μικροσκοπία σάρωσης (SEM), ο χαρακτηρισμός των διατομικών δειγμάτων σε τύπου Moler και πορσελανίτες με βάση το ποσοστό οπαλίου και αργλικών ορυκτών από την ορυκτολογική ανάλυση των διατομικών δειγμάτων, καθώς επίσης και οι τιμές των φυσικομηχανικών παραμέτρων των ελαφροβαρών διατομικών σφαιριδίων, καθορίζουν το σύνολο των χρήσεων των εξεταζόμενων διατομικών δειγμάτων.

Με βάση τις εικόνες ηλεκτρονικής μικροσκοπίας σάρωσης (SEM), παρατηρείται η ύπαρξη ενός μεγάλου αριθμού πόρων, τα οποία κατανέμονται σε ακτινωτή διάταξη στο εξωτερικό τμήμα των διατομικών κελυφών. Εξαιτίας αυτής της μικροπορώδους εσωτερικής δομής τους και σε συνδυασμό με το κυκλικό έως ακανόνιστο σχήμα τους, τα διατομικά υλικά της Παρανησιάς Λήμνου, είναι δυνατόν να λειτουργήσουν ως βοηθητικά μέσα σε φίλτρα διήθησης, τόσο σε φυσική, όσο και σε φρυγμένη μορφή, συμβάλλοντας με αυτόν τον τρόπο στην παγίδευση και κατακράτηση των διαφόρων προσμίξεων και ανεπιθύμητων ουσιών που περιέχονται σε υγρά διαλύματα.

Επιπλέον, τα διατομικά υλικά της Παρανησιάς Λήμνου, μπορούν να λειτουργήσουν με επιτυχία ως θερμομονωτικά και ηχομονωτικά υλικά. Το συμπέρασμα αυτό είναι αποτέλεσμα του υψηλού πορώδους και χαμηλού φαινόμενου βάρους που παρουσιάζουν τα ελαφροβαρή διατομικά σφαιρίδια με την αύξηση της οργανικής ύλης (ελαιοπυρήνα), σε συνδυασμό με την υψηλή περιεκτικότητά τους σε αργλικά ορυκτά (τύπος Moler) και της χαλαρής σύνδεσης των διατομικών κελυφών.

Τέλος, μια πιλοτική εφαρμογή των φρυγμένων διατομικών ελαφροβαρών υλικών της Παρανησιάς Λήμνου, θα μπορούσε να πραγματοποιηθεί στην παραγωγή σκυροδέματος. Η συγκεκριμένη εφαρμογή σχετίζεται άμεσα με τις υψηλές τιμές θλιπτικής αντοχής που παρουσιάζουν τα ελαφροβαρή διατομικά σφαιρίδια, ύστερα από όπτηση στους 1150 °C, ιδίως το πρότυπο διατομικό υλικό το οποίο παρουσιάζει την υψηλότερη τιμή, με αποτέλεσμα την μείωση πιθανότητας κινδύνου εμφάνισης ρωγμών και θραύσεων στη μάζα τους.



## 5. ΣΥΜΠΕΡΑΣΜΑΤΑ

Εικοσιδύο (22) συνολικά δείγματα διατομιτικού υλικού συλλέχθηκαν από την περιοχή της Παρανησιάς Λήμνου προκειμένου να προσδιοριστούν πιθανές περιβαλλοντικές εφαρμογές. Ορυκτολογικά, οι διατομίτες αποτελούνται από οπάλιο, χαλαζία, τριδυμίτη, χριστοβαλίτη, αργιλικά ορυκτά, μοσχοβίτη, καλιούχο άστριο, πλαγιόκλαστα, γύψο και άμορφα υλικά.

Κατασκευάστηκαν εκατον σαραντα έξι (146) μίγματα πρότυπου υλικού (διατομίτη) και οργανικής ύλης (ελαιοπυρήνας), στις εξής τέσσερις διαφορετικές κατηγορίες μιγμάτων: πρότυπο διατομιτικό υλικό (Π), μίγμα 1 (M1), μίγμα 2 (M2), μίγμα 3 (M3), με αντίστοιχες αναλογίες σε οργανική ύλη 0, 5, 10 και 15 % κ.β.

Το σύνολο των μιγμάτων που κατασκευάστηκαν χαρακτηρίζονται ως ελαφροβαρή αδρανή υλικά (LWAS: Lightweight aggregates), καθώς σύμφωνα με το διεθνές πρότυπο UNE-EN-13055-1 (2003), το ολικό φαινόμενο βάρος τους δε ξεπερνά τα  $1200 \text{ kg/m}^3$  ή αλλιώς τα  $1,20 \text{ g/cm}^3$ . Συγκεκριμένα για το πρότυπο υλικό (Π) η μέση τιμή φαινόμενου βάρους, ύστερα από τη διαδικασία όπτησης, ανέρχεται στα  $1,10 \text{ g/cm}^3$ , για το μίγμα 1 (M1) στα  $1,03 \text{ g/cm}^3$ , για το μίγμα 2 (M2) στα  $0,93 \text{ g/cm}^3$ , ενώ για το μίγμα 3 (M3) στα  $0,88 \text{ g/cm}^3$ .

Οι κύριες ορυκτολογικές φάσεις που διαπιστώθηκαν στο άψητο πρότυπο διατομιτικό υλικό είναι τα πολύμορφα ορυκτά του πυριτίου (οπάλιος, τριδυμίτης, χριστοβαλίτης και χαλαζίας), ενώ σε μικρότερο ποσοστό άστριοι, αργιλικά ορυκτά και άμορφα υλικά. Ύστερα από όπτηση στους  $950 \text{ }^\circ\text{C}$ ,  $1050 \text{ }^\circ\text{C}$  και  $1150 \text{ }^\circ\text{C}$  των σφαιριδίων πρότυπου διατομιτικού υλικού (Π) και των μιγμάτων (M1-M3), διαπιστώθηκε αύξηση των κρυσταλλικών φάσεων του πυριτίου, ενώ αντίθετα μείωση των αστρίων και των αργιλικών ορυκτών. Επιπλέον παρατηρήθηκε σχηματισμός μουλίτη στις θερμοκρασίες  $1050 \text{ }^\circ\text{C}$  και  $1150 \text{ }^\circ\text{C}$ .

Το φαινόμενο βάρος όλων των εξεταζόμενων σφαιριδίων σε σύγκριση με τα αρχικά άψητα σφαιριδία μειώνεται στη θερμοκρασία των  $950 \text{ }^\circ\text{C}$ , ενώ κατόπιν αυξάνεται μέχρι την τελική θερμοκρασία  $1150 \text{ }^\circ\text{C}$ . Επιπλέον, οι τιμές φαινόμενου βάρους μειώνονται με την αύξηση της περιεκτικότητας της οργανικής ύλης και την ταυτόχρονη μείωση της περιεκτικότητας του διατομιτικού υλικού. Το αρχικό φαινόμενο βάρος των εξεταζόμενων σφαιριδίων κυμαίνεται μεταξύ  $1,38 \text{ g/cm}^3$ , τιμή που αντιστοιχεί σε θερμοκρασία  $20 \text{ }^\circ\text{C}$  (πρότυπο διατομιτικό υλικό) και  $0,87 \text{ g/cm}^3$ , τιμή που αντιστοιχεί σε θερμοκρασία  $1050 \text{ }^\circ\text{C}$  (δείγμα M3), παρουσιάζοντας έτσι ποσοστό μείωσης 37% περίπου με την αύξηση της θερμοκρασίας. Μεταξύ των μιγμάτων τη μεγαλύτερη μείωση φαινόμενου βάρους παρουσιάζει το μίγμα M3 από  $1,02$  σε  $0,88 \text{ g/cm}^3$ , φανερώνοντας τη σημαντική επίδραση που έχει η οργανική ύλη σε αυτή την ιδιότητα.

Η θλιπτική αντοχή των σφαιριδίων αυξάνεται με την αύξηση της θερμοκρασίας, ενώ αντίστοιχα μειώνεται με την αύξηση της ποσότητας οργανικής ύλης και την ταυτόχρονη μείωση περιεκτικότητας διατομιτικού υλικού. Η θλιπτική αντοχή των εξεταζόμενων δειγμάτων κυμαίνεται μεταξύ 11,3 kg, η οποία αντιστοιχεί σε θερμοκρασία 950 °C (δείγμα M3) και 96,4 kg, που αντιστοιχεί σε θερμοκρασία 1150 °C (πρότυπο διατομιτικό υλικό), παρουσιάζοντας έτσι ποσοστό αύξησης 88% περίπου με την αύξηση της θερμοκρασίας.

Το πορώδες των σφαιριδίων μειώνεται με την αύξηση της θερμοκρασίας, ενώ αυξάνεται με την αύξηση της ποσότητας της οργανικής ύλης και την ταυτόχρονη μείωση της περιεκτικότητας του διατομιτικού υλικού. Το πορώδες των εξεταζόμενων δειγμάτων κυμαίνεται μεταξύ 35,9% κ.ο., τιμή που αντιστοιχεί σε θερμοκρασία 20 °C (δείγμα M3) και 14,1% κ.ο., τιμή που αντιστοιχεί σε θερμοκρασία 1150 °C (πρότυπο διατομιτικό υλικό), παρουσιάζοντας έτσι ποσοστό μείωσης 61% περίπου με την αύξηση της θερμοκρασίας.

Με βάση τα αποτελέσματα των μετρήσεων των φυσικομηχανικών παραμέτρων των σφαιριδίων και σε συνδυασμό με τα αποτελέσματα της ορυκτολογικής ανάλυσης των περιεχόμενων ορυκτών και της μορφολογικής ανάλυσης αντιπροσωπευτικού διατομιτικού υλικού, διαπιστώνεται ότι τα διατομιτικά υλικά της Παρανησιάς Λήμνου είναι πιθανόν να χρησιμοποιηθούν ως βοηθητικά φίλτρα διήθησης τόσο στη φυσική, όσο και στη φρυγμένη μορφή τους, εξαιτίας της μικροπορώδους δομής και του ακανόνιστου σχήματός τους. Επιπλέον, μπορούν να χρησιμοποιηθούν ως θερμομονωτικά και ηχομονωτικά υλικά ως αποτέλεσμα του υψηλού πορώδους, του χαμηλού φαινόμενου βάρους τους και της χαλαρής σύνδεσης των διατομικών κόκκων τους. Τέλος, τα διατομιτικά ελαφροβαρή υλικά της Παρανησιάς Λήμνου μπορούν να χρησιμοποιηθούν ύστερα από όπτηση στους 1050-1150 °C ως πληρωτικά υλικά και στην παραγωγή σκυροδέματος, σε κατασκευές όπου απαιτείται μικρό φαινόμενο βάρος και υψηλές τιμές θλιπτικής αντοχής.

## 6. ΒΙΒΛΙΟΓΡΑΦΙΑ

### Ελληνόγλωσση

- Βογιατζής Δ. 2009. Χρήση ιπτάμενης τέφρας και φυσικού ζεολίθου στην παρασκευή ελαφροβαρών κονιαμάτων. Διδακτορική διατριβή, Τμήμα Γεωλογίας, Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης, 39 σελ.
- Καντηράνης Ν. 2001. Μελέτη ασβεστοποίησης των κρυσταλλικών ασβεστολίθων Αγίου Παντελεήμονα Φλώρινας. Διδακτορική Διατριβή, Τμήμα Γεωλογίας, Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης, 196 σελ.
- Καντηράνης Ν., Στεργίου Χ.Α., Φιλιππίδης Α. και Δρακούλης Α. 2004. Υπολογισμός του ποσοστού του άμορφου υλικού με τη χρήση περιθλασιογραμμάτων ακτίνων-Χ. 10ο Διεθνές Συνέδριο Ε.Γ.Ε., Θεσσαλονίκη, Δελτ. Ελλ. Γεωλ. Εταιρ., 36(1), 446-453 σελ.
- Λεμονή Ε. 1998. Τεχνικογεωλογική ταξινόμηση εδαφών με τη χρήση φορητής συσκευής υπερήχων, εφαρμογή στην περιοχή Κοζάνης-Γρεβενών. Διατριβή ειδίκευσης, τμήμα Γεωλογίας, Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης, 98 σελ.
- Μακρή Ε. και Σταματάκης Μ. 2005. Η χρήση μικροπορώδων υλικών στην προστασία του περιβάλλοντος. Εφαρμογή ωμού και φρυγμένου ασβεστιτικού διατομίτη στην απορρύπανση αποβλήτων ελαιοτριβείων και στάβλων, και ρευστών πλούσιων σε φωσφορικά ιόντα. 2ο Συνέδριο της Επιτροπής Οικονομικής Γεωλογίας, Ορυκτολογίας & Γεωχημείας, Θεσσαλονίκη, Πρακτ., 199-208.
- Παυλίδης Σ. 1985. Νεοτεκτονική εξέλιξη της λεκάνης Φλώρινας – Βεγορίτιδας -Πτολεμαΐδας (Δ. Μακεδονία). Διδακτορική Διατριβή, Τμήμα Γεωλογίας, Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης, 265 σ.
- Σταματάκης Μ., Μαμούχα Ε., Πολίτη Τ. και Μαλιώτης Γ. 2005. Τα μπεντονικά υλικά περιοχής Αγροκηπιάς-Μιτσερού νήσου Κύπρου και η δυνατότητα χρήσης τους στην παραγωγή ελαφροβαρών αδρανών. 2ο Συνέδριο της Επιτροπής Οικονομικής Γεωλογίας, Ορυκτολογίας & Γεωχημείας, Πρακτ., 337-346.
- Σταματάκης Μ. 2007. Νέα καινοτόμα πολύ-λειτουργικά υλικά. «Ε&Τ», Περιοδική ενημερωτική έκδοση της Γενικής Γραμματείας Έρευνας & Τεχνολογίας (Γ.Γ.Ε.Τ) Υπουργείο Ανάπτυξης, 30-32.
- Τσιραμπίδης Α. και Φιλιππίδης Α. 2013. Ορυκτοί Πόροι Ελλάδος: Αποθέματα και Αξία. Τομέας Ορυκτολογίας - Πετρολογίας - Κοιτασματολογίας, Τμήμα Γεωλογίας, Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης, 46 σ.
- Τσιούγκου Ν. 2015. Δημιουργία διαδραστικού χάρτη της νήσου Μήλος. Πτυχιακή εργασία, Χαροκόπειο Πανεπιστήμιο, Τμήμα Γεωγραφίας, 182 σ.

- Τσουκαλά Ε. 2008. Σημειώσεις Μικροπαλαιοντολογίας. Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης, Τμήμα Γεωλογίας, Τομέας Γεωλογίας, 97 σ.
- Φρυδάς Δ. και Οικονόμου-Αμίλλη Α. 1994. Παλαιο-οικολογία από διατομίτες του Ανωτέρου Πλειοκαίνου στη Δυτική Πελοπόννησο. Δελτ. Ελλ. Γεωλ. Εταιρ., 30 (2), 417-427.

#### Ξενόγλωσση

- Advanced Minerals 2002. Comparing conventional diatomite and celpure filter aids. Advanced Minerals Corporation, Technical Note: AMC02, Santa Barbara, Version 3.5.
- Al-Degs Y., Khraisheh M.A.M. and Tutunji M.F. 2001. Sorption of lead ions on diatomite and manganese oxides modified diatomite. Water Res., 35 (15), 3724-3728.
- Anon 1971. Designation C-242-60. Annual Book of ASTM Standards, 1971, Pt. 13, American Society for Testing and Materials, 198 p.
- ASTM D4404-84 2004. Standard Test Method for Determination of Pore Volume and Pore Volume Distribution of Soil and Rock by Mercury Intrusion Porosimetry, 7p.
- Baykal G. and Doven A.G. 2000. Utilization of fly ash by pelletization process: theory, application areas and research results. Resources Conversation and Recycling, 30(1), 59-77.
- Breese O.Y.R. 1994. Diatomite. In: Carr D.D. (S. Ed.) Industrial Minerals and Rocks, 6th edn, Soc. of Mining, Metallurgy, and Exploration, Inc., Colorado, pp. 397-411.
- Brun J. and Sokoutis D. 2007. Kinematics of the southern Rhodope Core Complex. International Journal of Earth Sciences., 96(6), 1079-1099.
- Calvo J.P., Triantaphyllou M.V., Regueiro M. and Stamatakis M.G. 2012. Alternating diatomaceous and volcanoclastic deposits in Milos Island, Greece. A contribution to the upper Pliocene – lower Pleistocene stratigraphy of the Aegean Sea. Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology, 321 - 322, 24-40.
- Conger P.S. 1942. Accumulation of diatomaceous deposits. Journal of Sedimentary Petrology, 12(2), 55-66.
- Conley J.E., Wilson H. and Kleinfelter T.A. 1948. Production of Lightweight Concrete Aggregates from Clays, Shales, Slates and Other Materials. Report of Investigation, 4401. U.S Bureau of Mines, 121 p.
- Dahab A.S. 1980. Les argiles expansibles: caracterisation mineralogique et chimique. Expansion statique: application `a la culture sans sol. Phd thesis, Laboratoire Paleogeographie – Substances utiles, ENSGS, Nancy, 150 p.
- Decler J. and Viaene W. 1993. Rupelian boom clay as raw material for expanded clay manufacturing. Applied Clay Science, 8(2), 111-128.



- De` Gennaro R., Cappelletti P., Cerri G., De` Gennaro M., Dondi M. and Langella A. 2004. Zeolitic tuffs as raw materials for lightweight aggregates. *Applied Clay Science*, 25(1-2), 71-81.
- Dermitzakis M., Triantafyllou M., Stamatakis M. and Tsaparas N. 1998. Diatomaceous sediments of Gavdos Island, Southern Greece. Stratigraphical and Petrological analysis. Int. - Coll. / RCMNS “Mediterranean Neogene Cyclostratigraphy in marinecontinental paleoenvironments”, Patras, Greece, 27-29 May 1998. Books of Abstracts, p. 22.
- Dinter D. and Royden L. 1993. Late Cenozoic extension in northeastern Greece: Strymon Valley detachment system and Rhodope metamorphic core complex. *Geology*, 21, 45-48.
- Fakhfakh E., Hajjaji W., Medhioub M., Rocha F., Lopez-Galindo A., Setti M., Kooli F., Zargouni F. and Jamoussi F. 2006. Effects of sand addition on production of lightweight aggregates from Tunisian smectite – rich clayey rocks. *Applied Clay Science*, 35(3-4), 228-237.
- Fanderlík I. 1991. Silica Glass and its Applications. *Glass Science & Technology*, 11, 2-304.
- Fragoulis D., Stamatakis M.G., Papageorgiou D. and Chaniotakis E. 2005. The physical and mechanical properties of composite cements manufactured with calcareous and clayey Greek diatomite mixtures. *Cement and Concrete Composites*, 27(2), 205-209.
- Fytikas M., Giuliani O., Innocenti F., Manetti P., Mazzuoli R., Peccerillo A. and Villari L. 1979. Neogene Volcanism of the Northern and Central Aegean Region. *Ann. Géol. Pays Hell.*, 30, 106-129.
- Fytikas M., Innocenti F., Manetti P., Mazzuoli R., Peccerillo A. and Villari L. 1984. Tertiary to Quaternary evolution of volcanism in the Aegean region. *Geological Society, London, Special Publications*, 17(1), 687-699.
- Fytikas M., Innocenti F., Kolios N., Manetti P., Mazzuoli R., Poli G., Rita F. and Villari L. 1986. Volcanology and Petrology of Volcanic products from the Island of Milos and Neighbouring Islets. *Journ. of Volcanology & Geothermal Research*, 28(3-4), 297-317.
- Harben P.W. 1992. Diatomite. *The Industrial Minerals Handybook IV, Industrial Minerals Information*, Surrey UK, pp. 118-122.
- Harben P.W. 1999. Diatomite, in *The industrial minerals handybook, a guide to markets, speceifications & prices (3d ed.)*: Worcester Park, Surrey, U.K., Industrial Minerals Information Ltd., pp. 66-70.
- Harries–Rees K. 1994. Diatomite: Stability under threat? *Industrial Minerals*, April, 31-43.

- Hossam E.B. 2010. Diatomite: Its Characterization, Modifications and Applications. Department of Chemistry, Faculty of Science, Suez Canal University, Ismailia, Egypt. *Asian Journal of Materials Science*, 2(3), 121-136.
- Ilija K.I., Stamatakis G.M. and Perraki S.Th. 2009. Mineralogy and technical properties of clayey diatomites from north and central Greece. *Central European Journal of Geosciences*, 1(4), 393-403.
- Innocenti F., Manetti P., Mazzuoli R., Pertusati P., Fytikas M., Kolios N., Vougioukalakis E.G., Androulakakis N., Critelli S. and Caracciolo L. 2009. Geological Map (Scale 1:50,000) of Limnos Island (Greece): Explanatory Notes. *Acta Vulcanologica*, 21(1-2), 123-134.
- Innocenti F., Manetti P., Mazzuoli R., Pertusati P., Fytikas M. and Kolios N. 1994. The geology and geodynamic significance of the island of Limnos, North Aegean Sea, Greece. *Neues Jahrbuch für Geologie und Paläontologie, Monatshefte*, 11, 661-691.
- Innocenti F., Manetti P., Mazzuoli R., Pertusati P., Fytikas M. and Kolios N. 2010. Geological Map of The Limnos Island (Northern Aegean Sea-Greece). Scale 1: 50.000. *Litografia artistica cartografica*, Firenze.
- Israde-Alcantara I., Miller W.E., Garduno-Monroy V.H., Barron J. and Rodriguez-Pascua M.A. 2010. Palaeoenvironmental significance of diatom and vertebrate fossils from Late Cenozoic tectonic basins in west-central Mexico: A review. *Quaternary International*, 219(1-2), 79-94.
- Ivanov S.E. and Belyakov A.V. 2008. Diatomite And Its Applications. *Raw Materials, Glass and Ceramics*, 65(1), 18-21.
- Jones J.B. and Segnit E.R., 1971. The nature of opal. I. Nomenclature and constituent phases. *Journal of the Geological Society of Australia*, 18(1), 57-68.
- Kadey F.L. 1983. Diatomite. In: S. J. Lefond, ed., *Industrial Minerals and Rocks*, 5th Edition, AIME, New York, NY, pp. 677-708.
- Kantiranis N., Filippidis A., Tsirambides A. and Christaras B. 2005. Thermal decomposition study of crystalline limestone using P-wave velocity. *Construction and Building Materials*, 19, 359-365.
- Kastis D., Kakali G., Tsvivilis S. and Stamatakis M. 2006. Properties and hydration of blended cements with calcareous diatomite. *Cement and Concrete Research*, 36 (10), 1821-1826.
- Kilias A. and Mountrakis D. 1990. Kinematics of the crystalline sequences in the western Rhodope massif. *Geologica Rhodopica*, 2nd Hellenic-Bulgarian Symposium, Thessaloniki, 2, 100-116.

- Kilias A. and Mountrakis D. 1998. Tertiary extension of the Rhodope massif associated with granite emplacement (Northern Greece). *Acta Volcanologica*, 10 (2), 331-337.
- Kim Y., Kim J.H., Lee K.G. and Kang S.G. 2005. Recycling of dust wastes as lightweight aggregates. *Journal of Ceramic Processing Research*, 6(2), 91-94.
- Koukouzas N. 1992. Komnina diatomaceous clay deposit overburden lignite and its suitability (W. Macedonia, Northern Greece). *Mineral Wealth*, 81, 39-52.
- Koukouzas N. 2007. Mineralogy and geochemistry of diatomite associated with lignite seams in the Komnina Lignite Basin, Ptolemais, Northern Greece. *International Journal of Coal Geology*, 71 (2-3), 276-286.
- Krohe A. and Mposkos E. 2002. Multiple generations of extensional detachments in the Rhodope Mountains (northern Greece): evidence of episodic exhumation of high-pressure rocks. In: Blundell DJ, Neubauer F, Von Quadt A (eds) *The timing and location of major ore deposits in an evolving orogen*. Geological Society, London, Special Publications, 204, 151-178.
- Lihong D.U., Xu C., Wenping L. and Qixin Z. 2011. A Study on Enhancement of Filtration Process with Filter Aids Diatomaceous Earth and Wood Pulp Cellulose. *Chinese Journal of Chemical Engineering*, 19(5), 792-798.
- Maravelis A. and Zelilidis A. 2010. Organic geochemical characteristics of the late Eocene – early Oligocene submarine fans and shelf deposits on Lemnos Island, NE Greece. *Journal of Petroleum Science and Engineering*, 71, 160-168.
- Maravelis A. and Zelilidis A. 2012. Paleoclimatology and Paleoecology across the Eocene / Oligocene boundary, Thrace Basin, Northeast Aegean Sea, Greece. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 365-366, 81-98.
- Mason B.H. 1989. Construction Materials: Lightweight Aggregate. In D.D. Carr & N. Herz, eds., *Concise Encyclopedia of Mineral Resources*, Pergamon Press Inc., New York, 75-78.
- Minoura K., Susaki T. and Horiuchi K. 1996. Lithification of biogenic siliceous sediments: evidence from Neogene diatomaceous sequences of northeast Japan. *Sedimentary Geology*, 107, 45-59.
- Hung Mo K., Visintin P., Alengaram J. U., Jumaat Z. Mohd 2015. Prediction of the structural behaviour of oil palm shell lightweight concrete beams. *Construction and Building Materials*, 102, 722-732.
- Moyle R.P. and Dolley P.T. 2003. With or Without Salt - A Comparison of Marine and Continental - Lacustrine Diatomite Deposits. Chapter D of *Contributions to Industrial - Minerals Research*. USGS Publications Warehouse, 1-8.

- Owen R.B., Renaut R.W. and Stamatakis M.G. 2010. Diatomaceous sedimentation in late Neogene lacustrine basins of western Macedonia, Greece. *Journal of Paleolimnology*, 44(1), 343-359.
- Pabst W. and Gregorova E. 2013. Elastic properties of silica polymorphs. A review. *Ceramics*, 57(3), 167-184.
- Parasnis S.D. 1997. Principles of applied geophysics. Chapman & Hall, London, 429 p.
- PC-APD 1994. Software for automated powder diffraction, version 3.6, The Netherlands, Philips Analytical XRay B.V.
- Pe-Piper G., Piper D.J.W., Koukouvelas I., Dolansky L. and Kokkalas S. 2009. Postorogenic shoshonitic rocks and their origin by melting underplated basalts: the Miocene of Limnos, Greece. *Geological Society of America Bulletin*, 121, 39-54.
- Pimraksa K. and Chindaprasirt P. 2009. Lightweight bricks made of diatomaceous earth, lime and gypsum. *Ceramics International*, 35(1), 471-478.
- Posi P., Lertnimoolchai S., Sata V. and Chindaprasirt P. 2013. Pressed lightweight concrete containing calcined diatomite aggregate. *Construction and Building Materials*, 47, 896-901.
- Reid S. and McIntyre J. L. 2001. Monterey Formation porcelanite reservoirs of the Elk Hills field, Kern County, California. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, 85(1), 169-189.
- Riley C.M. 1951. Relation of chemical properties to the bloating of clays. *Journal of the American Ceramic Society*, 34, 121-128.
- Rubner K., Prinz C., Adolphs J., Hempel S. and Schnell A. 2014. Microstructural characterisation of lightweight granules made from masonry rubble. *Microporous and Mesoporous Materials*, 209, 113-121.
- Salmang H. and Scholze H. 1982. *Keramik*, v. I (6th edition), 36-41, 117-122 and 186-195.
- Sancetta C. 1983. Diatoms in sediments as indicators of the shelveslopebreak. In: Stanley, D.J., Moore, G.T. (Eds.), *The Shelf Break: Critical Interface of Continental Margins*. Society of Sedimentary Geologists (SEPM) Special Publication, 33, 373-380.
- Stamatakis M. and Stamatakis G. 2010. The use of diatomaceous rocks of Greek origin as absorbents of olive-oil wasters. *Bulletin of the Geological Society of Greece*, 43(5), 2739-2571.
- Stamatakis M., Fragoulis D., Antonopoulou S. and Stamatakis G. 2010. The opaline silica-rich sedimentary rocks of Milos Island, Greece and their behaviour as pozzolanas in the manufacture of cement. *Advances In Cement Research*, 22(3), 171-183.



- Stamatakis M., Fragoulis D., Csirik G., Bedeleian I. and Pedersen S. 2003. The influence of biogenic micro-silica-rich rocks on the properties of blended cements. *Cement concrete composites*, 25, 177-184.
- Stamatakis M. and Tsipoura-Vlachou M. 1990. Diatomaceous rocks in Greece. In: *Minerals, Materials and Industry*, 14 th IMM Congress (Ed IMM), 185-192. Edinburgh.
- Stamatakis M., Calvo J., Regueiro M., Bellanca A. and Neri R. 1998. Alternating diatomaceous and volcanoclastic deposits in northern Milos Island, Aegean Sea, Greece. *Proc. 15 th Int. Sed. Congress, Alicante*, 738-739.
- Stamatakis M.G. and Koukouzas N.K. 2000. The occurrence of phosphate minerals in lacustrine clayey diatomite deposits, Thessaly, Central Greece. *Sedimentary Geology*, 139(1), 33-47.
- Stamatakis M.G., Hein J.R. and Magganas A.C. 1989. Geochemistry and diagenesis of Miocene lacustrine siliceous sedimentary and pyroclastic rocks, Mytilinii basin, Samos Island, Greece. *Sedimentary Geology*, 64(1-3), 65-78.
- Stamatakis M.G, Kanaris-Sotiriou R. and Alan Spears D. 1991. Authigenic silica polymorphs and the geochemistry of Pliocene Siliceous swamp sediments of the Aridea volcanic province, Greece. *Canadian Mineralogist*, 29, 587-598
- Steenbrink J., Hilgen FJ., Krijgsman W., Wijbrans JR. and Meulenkamp JE., 2006. Late Miocene to Early Pliocene depositional history of the intramontane Florina-Ptolemais-Servia Basin, NW Greece: Interplay between orbital forcing and tectonics. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 238(1-4), 151-178.
- Stefanou E., Kantiranis N., Chatzicharalambous K., Stamatakis M. and Georgiadis G. 2014. Diatomaceous silica in environmental applications. A case study from the lacustrine deposit of Limnos Island, Aegean Sea, Greece. *Coastal Landscapes, Mining Activities & preservation of Cultural Heritage*, 17-20 September 2014, Milos Island.
- Stergiou A. 1995. "CRYST". Program for crystallinity determination, by XRD profile fitting. Thessaloniki, Department of Physics, Aristotle University of Thessaloniki.
- Stoermer E.F. and Smol J.P. 2002. The diatoms; applications for the environmental and earth sciences. *Journal of Quaternary Science*, 17(3), 283-284.
- Tranos D.M. 2008. Faulting of Lemnos Island; a mirror of faulting of the North Aegean Trough (Northern Greece). *Tectonophysics*, 467(1), 72-88.
- Tsirambides A. and Filippidis A. 2012a. Greece seeks mineral lifeboat. *Industrial Minerals*, 532 (January), 38-45.
- Tsirambides A. and Filippidis A. 2012b. Exploration key to growing Greek industry. *Industrial Minerals*, 533 (February), 44-47.

- UNE-EN-13055-1 2003. Lightweight aggregates-lightweight aggregates for concrete, mortar and grout.
- USGS 2012. U.S. Geological Survey Minerals Yearbook.
- USGS 2016. U.S. Geological Survey Minerals Commodity Summaries.
- Vayias B.J., Athanassiou C.G., Korunicb Z. and Rozmanc V. 2009. Evaluation of natural diatomaceous earth deposits from south-eastern Europe for stored-grain protection: the effect of particle size. *Society of Chemical Industry, Pest Manag Sci.*, 65(10), 1118-1123.
- Videla C. and Martinez P. 2002. Physical, mechanical and microscopic characterization of cold bonded fly ash lightweight aggregates. *Materiales de Construccion*, 52(268), 5-18.
- Wallace A.R. 2003. Regional geologic setting of Late Cenozoic lacustrine diatomite deposits, Great Basin and surrounding region; overview and plans for investigation: U.S. Geological Survey Bulletin 2209B, Version 1.0, 1-12.
- Whitehouse J. 2015. Geologic Evolution Of Miocene Diatomite Occurrence, New South Wales, Australia. Report Version: Final., 1-53.
- Wyllie M.R.J., Gregory A.R. and Gardner G.H.F. 1958. An experimental investigation of factors affecting elastic wave velocities in porous media. *Geophysics*, 23, 459-493.
- Yilmaz Y., Genc S.C., Karacik Z. and Altankaynak S. 2001. Two contrasting magmatic associations of NW Anatolia and their tectonic significance. *Journal of Geodynamics*, 31, 243-271.
- Zaetang Y., Wongs A., Sata V. and Chindaprasirt P. 2013. Use of lightweight aggregates in pervious concrete. *Construction and Building Materials*, 48, 585-591.
- Zhang Y., Guo C., Yao X., Qu Y. and Zhou N. 2013. Engineering geological characterization of clayey diatomaceous earth deposits encountered in highway projects in the Tengchong region, Yunnan, China. *Engineering Geology*, 167, 95-104.
- Yilmaz Y. 1990. Comparison of young volcanic associations of western and eastern Anatolia under compressional regime: a review. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 44 (1-2), 69-87.
- Yuan P., Wu D.Q., He H.P. and Lin Z.Y. 1997. The hydroxyl species and acid sites on diatomite surface: A combined IR and raman study. *Applied Surface Sci.*, 227, 30-39.

#### Διαδίκτυο

- <http://www.sandatlas.org/diatomaceous-earth/>
- <http://www.mindat.org/gm/31314>
- <http://craticula.ncl.ac.uk/EADiatomKey/html/introduction.html>

- <http://www.daviddarling.info/encyclopedia/D/diatom.html>
- [http://www.nesc.wvu.edu/ndwc/articles/OT/SU01/OTsu01\\_techbrief.html](http://www.nesc.wvu.edu/ndwc/articles/OT/SU01/OTsu01_techbrief.html)
- <http://en.wikipedia.org/wiki/Filtration>
- <http://www.prompostavka.com/EN/skamol/kirpich-penodiatomitoviyi-teploizolyatsionnyiy/>
- <https://www.facebook.com/photo.php?fbid=388688091168428&set=a.388688084501762.77260.388684387835465&type=1&theater>.
- <http://www.homedepot.com/p/Safer-Brand-4-lb-Diatomaceous-Earth-Ant-and-Crawling-Insect-Killer-51702/202743025>
- <http://www.mindat.org/loc-260461.html>
- <http://www.dicalite.com/portfolio/basalt-nv/>
- [http://commons.wikimedia.org/wiki/File:Mine-de-Diatomite-de-Murat-DSC\\_3242.jpg](http://commons.wikimedia.org/wiki/File:Mine-de-Diatomite-de-Murat-DSC_3242.jpg)
- <https://florecetanui.wordpress.com/page/2/>
- <http://www.showa-chemical.co.jp/english/products/diatomite.html>
- [http://www.geol.uoa.gr/attachments/article/326/Odigos\\_Milou\\_.pdf](http://www.geol.uoa.gr/attachments/article/326/Odigos_Milou_.pdf)
- Google ©2010
- <https://el.wikipedia.org/wiki/Λήμνος>
- <http://paleoseismicity.org/morelia2012-workshop-fri-23-november-lake-patzcuaro-fieldtrip/>
- <http://es.slideshare.net/ingemmet/diatomitas-en-el-per-charactersticas-y-aplicaciones>
- <http://www.travelinggeologist.com/>
- <http://humanorigins.si.edu/research/east-african-research/olorgesailie>
- [www.cndiatomite.com](http://www.cndiatomite.com)
- <http://www.proceq.com/en/site/downloads/Pundit%20Lab.html>
- <http://www.retsch.com>
- <http://www.mindat.org>
- [http://www.quartzpage.de/gen\\_mod.html](http://www.quartzpage.de/gen_mod.html)

## 7. ΠΑΡΑΡΤΗΜΑ

### Υπολογισμός φαινόμενου βάρους ελαφροβαρών υλικών

- Μετά από αεροζήρανση 24 hr

<b>Πίνακας 38.</b> Υπολογισμός φαινόμενου βάρους σφαιριδίων πρότυπου υλικού (Π) ύστερα από αεροζήρανση 24 hr.	
<b>ΔΕΙΓΜΑ</b>	<b>Φαινόμενο βάρος (g/cm<sup>3</sup>)</b>
<b>Π1</b>	2,11
<b>Π2</b>	1,18
<b>Π3</b>	1,36
<b>Π4</b>	1,30
<b>Π5</b>	1,62
<b>Π6</b>	1,33
<b>Π7</b>	2,22
<b>Π8</b>	1,32
<b>Π9</b>	1,89
<b>Π10</b>	1,77
<b>Π11</b>	1,69
<b>Π12</b>	1,11
<b>Π13</b>	1,42
<b>Π14</b>	1,16
<b>Π15</b>	2,06
<b>Π16</b>	1,36
<b>Π17</b>	1,51
<b>Π18</b>	0,65
<b>Π19</b>	1,86
<b>Π20</b>	1,85
<b>Π21</b>	0,94
<b>Π22</b>	1,98
<b>Π23</b>	0,98



<b>Π24</b>	1,20
<b>Π25</b>	1,34
<b>Π26</b>	1,65
<b>Π27</b>	0,64
<b>Π28</b>	0,64
<b>Π29</b>	0,60
<b>Π30</b>	0,73
<b>M.O</b>	<b>1,38±0,47</b>

- Μετά από όπτηση στους 950 °C

<b>Πίνακας 42.</b> Υπολογισμός φαινόμενου βάρους σφαιριδίων πρότυπου υλικού (Π) ύστερα από όπτηση στους 950 °C.	
<b>ΔΕΙΓΜΑ</b>	<b>Φαινόμενο βάρος (g/cm<sup>3</sup>)</b>
<b>Π1</b>	1,11
<b>Π2</b>	1,04
<b>Π3</b>	1,11
<b>Π4</b>	1,05
<b>Π5</b>	1,11
<b>Π6</b>	1,11
<b>Π7</b>	1,09
<b>Π8</b>	1,07
<b>Π9</b>	0,99
<b>Π10</b>	1,03
<b>M.O</b>	<b>1,07±0,04</b>

<b>Πίνακας 43.</b> Υπολογισμός φαινόμενου βάρους σφαιριδίων μίγματος 1 (M1) ύστερα από όπτηση στους 950 °C.	
<b>ΔΕΙΓΜΑ</b>	<b>Φαινόμενο βάρος (g/cm<sup>3</sup>)</b>
<b>M1.21</b>	1,00
<b>M1.22</b>	0,90
<b>M1.23</b>	1,12
<b>M1.24</b>	1,00
<b>M1.25</b>	1,00
<b>M1.26</b>	1,13

<b>M1.27</b>	0,94
<b>M1.28</b>	0,98
<b>M1.29</b>	1,05
<b>M1.30</b>	0,88
<b>M.O</b>	<b>1,00±0,08</b>

**Πίνακας 44.** Υπολογισμός φαινόμενου βάρους σφαιριδίων μίγματος 2 (M2) ύστερα από όπτηση στους 950 °C.

<b>ΔΕΙΓΜΑ</b>	<b>Φαινόμενο βάρος (g/cm<sup>3</sup>)</b>
<b>M2.1</b>	1,02
<b>M2.2</b>	0,83
<b>M2.3</b>	0,94
<b>M2.4</b>	1,00
<b>M2.5</b>	0,82
<b>M2.6</b>	0,99
<b>M2.7</b>	0,99
<b>M2.8</b>	0,82
<b>M2.9</b>	0,93
<b>M2.10</b>	0,90
<b>M.O</b>	<b>0,92±0,08</b>

**Πίνακας 45.** Υπολογισμός φαινόμενου βάρους σφαιριδίων μίγματος 3 (M3) ύστερα από όπτηση στους 950 °C.

<b>ΔΕΙΓΜΑ</b>	<b>Φαινόμενο βάρος (g/cm<sup>3</sup>)</b>
<b>M3.1</b>	0,82
<b>M3.2</b>	0,81
<b>M3.3</b>	0,89
<b>M3.4</b>	0,91
<b>M3.5</b>	0,81
<b>M3.6</b>	0,74
<b>M3.7</b>	0,88
<b>M3.8</b>	0,95

<b>M3.9</b>	1,02
<b>M3.10</b>	0,92
<b>M.O</b>	<b>0,88±0,08</b>

- Μετά από όπτηση στους 1050 °C

<b>Πίνακας 46.</b> Υπολογισμός φαινόμενου βάρους σφαιριδίων πρότυπου υλικού (Π) ύστερα από όπτηση στους 1050 °C.	
<b>ΔΕΙΓΜΑ</b>	<b>Φαινόμενο βάρος (g/cm<sup>3</sup>)</b>
<b>Π11</b>	1,03
<b>Π12</b>	0,99
<b>Π13</b>	1,05
<b>Π14</b>	1,08
<b>Π15</b>	1,16
<b>Π16</b>	1,11
<b>Π17</b>	1,16
<b>Π18</b>	1,14
<b>Π19</b>	1,05
<b>Π20</b>	1,05
<b>M.O</b>	<b>1,08±0,06</b>

<b>Πίνακας 47.</b> Υπολογισμός φαινόμενου βάρους σφαιριδίων μίγματος 1 (M1) ύστερα από όπτηση στους 1050 °C.	
<b>ΔΕΙΓΜΑ</b>	<b>Φαινόμενο βάρος (g/cm<sup>3</sup>)</b>
<b>M1.1</b>	1,08
<b>M1.2</b>	0,97
<b>M1.3</b>	0,96
<b>M1.4</b>	0,96
<b>M1.5</b>	0,94
<b>M1.6</b>	1,12
<b>M1.7</b>	1,16
<b>M1.8</b>	1,09

<b>M1.9</b>	1,12
<b>M1.10</b>	0,95
<b>M.O</b>	<b>1,04±0,09</b>

**Πίνακας 48.** Υπολογισμός φαινόμενου βάρους σφαιριδίων μίγματος 2 (M2) ύστερα από όπτηση στους 1050 °C.

<b>ΔΕΙΓΜΑ</b>	<b>Φαινόμενο βάρος (g/cm<sup>3</sup>)</b>
<b>M2.11</b>	0,92
<b>M2.12</b>	0,93
<b>M2.13</b>	1,06
<b>M2.14</b>	0,91
<b>M2.15</b>	0,99
<b>M2.16</b>	0,86
<b>M2.17</b>	0,85
<b>M2.18</b>	0,93
<b>M2.19</b>	0,83
<b>M2.20</b>	0,99
<b>M.O</b>	<b>0,93±0,07</b>

**Πίνακας 49.** Υπολογισμός φαινόμενου βάρους σφαιριδίων μίγματος 3 (M3) ύστερα από όπτηση στους 1050 °C.

<b>ΔΕΙΓΜΑ</b>	<b>Φαινόμενο βάρος (g/cm<sup>3</sup>)</b>
<b>M3.24</b>	0,83
<b>M3.25</b>	0,76
<b>M3.26</b>	0,94
<b>M3.27</b>	0,82
<b>M3.28</b>	0,92
<b>M3.29</b>	0,90
<b>M3.30</b>	0,96
<b>M3.31</b>	0,83



<b>M3.32</b>	0,96
<b>M3.33</b>	0,81
<b>M.O</b>	<b>0,87±0,07</b>

- Μετά από όπτηση στους 1150 °C

<b>Πίνακας 50.</b> Υπολογισμός φαινόμενου βάρους σφαιριδίων πρότυπου υλικού (Π) ύστερα από όπτηση στους 1150 °C.	
<b>ΔΕΙΓΜΑ</b>	<b>Φαινόμενο βάρος (g/cm<sup>3</sup>)</b>
<b>Π21</b>	1,17
<b>Π22</b>	1,16
<b>Π23</b>	1,11
<b>Π24</b>	1,21
<b>Π25</b>	1,04
<b>M.O</b>	<b>1,14±0,07</b>

<b>Πίνακας 51.</b> Υπολογισμός φαινόμενου βάρους σφαιριδίων μίγματος 1 (M1) ύστερα από όπτηση στους 1150 °C.	
<b>ΔΕΙΓΜΑ</b>	<b>Φαινόμενο βάρος (g/cm<sup>3</sup>)</b>
<b>M1.11</b>	0,99
<b>M1.12</b>	1,11
<b>M1.13</b>	0,96
<b>M1.14</b>	1,12
<b>M1.15</b>	1,03
<b>M1.16</b>	0,90
<b>M1.17</b>	1,12
<b>M1.18</b>	0,97
<b>M1.19</b>	1,11
<b>M1.20</b>	1,26

<b>M.O</b>	<b>1,06±0,11</b>
------------	------------------

**Πίνακας 52.** Υπολογισμός φαινόμενου βάρους σφαιριδίων μίγματος 2 (M2) ύστερα από όπτηση στους 1150 °C.

<b>ΔΕΙΓΜΑ</b>	<b>Φαινόμενο βάρος (g/cm<sup>3</sup>)</b>
<b>M2.21</b>	0,95
<b>M2.22</b>	0,88
<b>M2.23</b>	0,82
<b>M2.24</b>	1,04
<b>M2.25</b>	0,83
<b>M2.26</b>	0,87
<b>M2.27</b>	1,06
<b>M2.28</b>	0,88
<b>M2.29</b>	1,01
<b>M2.30</b>	1,04
<b>M.O</b>	<b>0,94±0,09</b>

**Πίνακας 53.** Υπολογισμός φαινόμενου βάρους σφαιριδίων μίγματος 3 (M3) ύστερα από όπτηση στους 1150 °C.

<b>ΔΕΙΓΜΑ</b>	<b>Φαινόμενο βάρος (g/cm<sup>3</sup>)</b>
<b>M3.11</b>	0,86
<b>M3.12</b>	0,86
<b>M3.13</b>	0,92
<b>M3.14</b>	0,81
<b>M3.15</b>	0,86
<b>M3.16</b>	0,95

<b>M3.17</b>	0,88
<b>M.O</b>	<b>0,88±0,05</b>

**Μέτρηση θλιπτικής αντοχής ελαφροβαρών υλικών**

- Μετά από όπτηση στους 950 °C

<b>Πίνακας 54. Μέτρηση θλιπτικής αντοχής σφαιριδίων πρότυπου υλικού (Π) ύστερα από όπτηση στους 950 °C.</b>	
<b>ΔΕΙΓΜΑ</b>	<b>Τιμή θραύσης F (kg)</b>
<b>Π1</b>	58,4
<b>Π2</b>	29,7
<b>Π3</b>	63,2
<b>Π4</b>	39,5
<b>Π5</b>	69,1
<b>Π6</b>	68,0
<b>Π7</b>	49,4
<b>Π8</b>	57,8
<b>Π9</b>	53,9
<b>Π10</b>	63,8
<b>M.O</b>	<b>55,3±12,7</b>

<b>Πίνακας 55. Μέτρηση θλιπτικής αντοχής σφαιριδίων μίγματος 1 (M1) ύστερα από όπτηση στους 950 °C.</b>	
<b>ΔΕΙΓΜΑ</b>	<b>Τιμή θραύσης F (kg)</b>
<b>M1.21</b>	22,4
<b>M1.22</b>	21,1
<b>M1.23</b>	18,8
<b>M1.24</b>	23,8
<b>M1.25</b>	20,3
<b>M1.26</b>	24,5
<b>M1.27</b>	22,4
<b>M1.28</b>	22,2

<b>M1.29</b>	20,5
<b>M1.30</b>	23,2
<b>M.O</b>	<b>21,9±1,7</b>

**Πίνακας 56.** Μέτρηση θλιπτικής αντοχής σφαιριδίων μίγματος 2 (M2) ύστερα από όπτηση στους 950 °C.

<b>ΔΕΙΓΜΑ</b>	<b>Τιμή θραύσης F (kg)</b>
<b>M2.1</b>	14,4
<b>M2.2</b>	12,8
<b>M2.3</b>	20,5
<b>M2.4</b>	16,0
<b>M2.5</b>	16,8
<b>M2.6</b>	14,4
<b>M2.7</b>	19,7
<b>M2.8</b>	18,9
<b>M2.9</b>	17,9
<b>M2.10</b>	18,9
<b>M.O</b>	<b>17,0±2,6</b>

**Πίνακας 57.** Μέτρηση θλιπτικής αντοχής σφαιριδίων μίγματος 3 (M3) ύστερα από όπτηση στους 950 °C.

<b>ΔΕΙΓΜΑ</b>	<b>Τιμή θραύσης F (kg)</b>
<b>M3.1</b>	11,7
<b>M3.2</b>	9,8
<b>M3.3</b>	11,7
<b>M3.4</b>	19,7
<b>M3.5</b>	11,3
<b>M3.6</b>	8,4
<b>M3.7</b>	12,1
<b>M3.8</b>	9,7



<b>M3.9</b>	8,6
<b>M3.10</b>	10,4
<b>M.O</b>	<b>11,3±3,2</b>

- Μετά από όπτηση στους 1050 °C

<b>Πίνακας 58.</b> Μέτρηση θλιπτικής αντοχής σφαιριδίων πρότυπου υλικού (Π) ύστερα από όπτηση στους 1050 °C.	
<b>ΔΕΙΓΜΑ</b>	<b>Τιμή θραύσης F (kg)</b>
<b>Π11</b>	57,3
<b>Π12</b>	88,1
<b>Π13</b>	93,8
<b>Π14</b>	85,7
<b>Π15</b>	100,2
<b>Π16</b>	106,2
<b>Π17</b>	98,8
<b>Π18</b>	73,0
<b>Π19</b>	79,4
<b>Π20</b>	89,4
<b>M.O</b>	<b>87,2±14,4</b>

<b>Πίνακας 59.</b> Μέτρηση θλιπτικής αντοχής σφαιριδίων μίγματος 1 (M1) ύστερα από όπτηση στους 1050 °C.	
<b>ΔΕΙΓΜΑ</b>	<b>Τιμή θραύσης F (kg)</b>
<b>M1.1</b>	34,2
<b>M1.2</b>	33,6
<b>M1.3</b>	37,9
<b>M1.4</b>	30,9
<b>M1.5</b>	28,4
<b>M1.6</b>	33,3
<b>M1.7</b>	31,3
<b>M1.8</b>	31,1

<b>M1.9</b>	31,1
<b>M1.10</b>	28,0
<b>M.O</b>	<b>32,0±2,9</b>

**Πίνακας 60.** Μέτρηση θλιπτικής αντοχής σφαιριδίων μίγματος 2 (M2) ύστερα από όπτηση στους 1050 °C.

<b>ΔΕΙΓΜΑ</b>	<b>Τιμή θραύσης F (kg)</b>
<b>M2.11</b>	15,8
<b>M2.12</b>	23,4
<b>M2.13</b>	22,3
<b>M2.14</b>	23,3
<b>M2.15</b>	15,1
<b>M2.16</b>	21,7
<b>M2.17</b>	23,0
<b>M2.18</b>	18,3
<b>M2.19</b>	20,8
<b>M2.20</b>	24,4
<b>M.O</b>	<b>20,8±3,3</b>

**Πίνακας 61.** Μέτρηση θλιπτικής αντοχής σφαιριδίων μίγματος 3 (M3) ύστερα από όπτηση στους 1050 °C.

<b>ΔΕΙΓΜΑ</b>	<b>Τιμή θραύσης F (kg)</b>
<b>M3.24</b>	20,0
<b>M3.25</b>	14,1
<b>M3.26</b>	11,3
<b>M3.27</b>	15,3
<b>M3.28</b>	14,5
<b>M3.29</b>	20,6
<b>M3.30</b>	22,1
<b>M3.31</b>	13,0

<b>M3.32</b>	13,3
<b>M3.33</b>	19,3
<b>M.O</b>	<b>16,4±3,8</b>

- Μετά από όπτηση στους 1150 °C

<b>Πίνακας 62.</b> Μέτρηση θλιπτικής αντοχής σφαιριδίων πρότυπου υλικού (Π) ύστερα από όπτηση στους 1150 °C.	
<b>ΔΕΙΓΜΑ</b>	<b>Τιμή θραύσης F (kg)</b>
<b>Π22</b>	105,4
<b>Π23</b>	87,3
<b>M.O</b>	<b>96,4±12,8</b>

<b>Πίνακας 63.</b> Μέτρηση θλιπτικής αντοχής σφαιριδίων μίγματος 1 (M1) ύστερα από όπτηση στους 1150 °C.	
<b>ΔΕΙΓΜΑ</b>	<b>Τιμή θραύσης F (kg)</b>
<b>M1.11</b>	85,0
<b>M1.12</b>	39,7
<b>M1.13</b>	70,9
<b>M1.14</b>	58,8
<b>M1.15</b>	77,6
<b>M1.16</b>	64,0
<b>M1.17</b>	72,9
<b>M1.18</b>	38,0
<b>M1.19</b>	40,4
<b>M1.20</b>	49,1
<b>M.O</b>	<b>59,6±17,1</b>

**Πίνακας 64.** Μέτρηση θλιπτικής αντοχής σφαιριδίων μίγματος 2 (M2) ύστερα από όπτηση στους 1150 °C.

<b>ΔΕΙΓΜΑ</b>	<b>Τιμή θραύσης F (kg)</b>
<b>M2.21</b>	30,3
<b>M2.22</b>	44,6
<b>M2.23</b>	24,3
<b>M2.24</b>	49,5
<b>M2.25</b>	33,5
<b>M2.26</b>	25,9
<b>M2.27</b>	51,5
<b>M2.28</b>	54,7
<b>M2.29</b>	34,1
<b>M2.30</b>	58,5
<b>M.O</b>	<b>40,7±12,5</b>

**Πίνακας 65.** Μέτρηση θλιπτικής αντοχής σφαιριδίων μίγματος 3 (M3) ύστερα από όπτηση στους 1150 °C.

<b>ΔΕΙΓΜΑ</b>	<b>Τιμή θραύσης F (kg)</b>
<b>M3.11</b>	18,0
<b>M3.12</b>	20,1
<b>M3.13</b>	18,1
<b>M3.14</b>	31,9
<b>M3.15</b>	20,8
<b>M3.16</b>	22,8

<b>M3.17</b>	34,6
<b>M.O</b>	<b>23,8±6,7</b>

**Μέτρηση πορώδους ελαφροβαρών υλικών**

- Μετά από αεροζήρανση 24 hr

**Πίνακας 66.** Μέτρηση πορώδους σφαιριδίων πρότυπου υλικού (Π) ύστερα από αεροζήρανση 24 hr.

<b>ΔΕΙΓΜΑ</b>	<b>ΜΕΣΗ ΤΑΧΥΤΗΤΑ ΥΠΕΡΗΧΩΝ (m / sec)</b>	<b>ΣΥΝΟΛΙΚΟ ΠΟΡΩΔΕΣ ( % )</b>
<b>Π26</b>	1000	26,0
<b>Π27</b>	1000	26,0
<b>Π28</b>	903	29,9
<b>Π29</b>	1034	24,8
<b>Π30</b>	1037	24,7
<b>M.O</b>		<b>26,3±2,1</b>

**Πίνακας 67.** Μέτρηση πορώδους σφαιριδίων μίγματος 1 (M1) ύστερα από αεροζήρανση 24 hr.

<b>ΔΕΙΓΜΑ</b>	<b>ΜΕΣΗ ΤΑΧΥΤΗΤΑ ΥΠΕΡΗΧΩΝ (m / sec)</b>	<b>ΣΥΝΟΛΙΚΟ ΠΟΡΩΔΕΣ ( % )</b>
<b>M1.31</b>	972	27,1
<b>M1.32</b>	1007	25,8
<b>M1.33</b>	1176	20,6
<b>M1.34</b>	1140	21,6
<b>M1.35</b>	1140	21,6
<b>M1.36</b>	1034	24,8
<b>M1.37</b>	1129	21,9
<b>M1.38</b>	1176	20,6
<b>M1.39</b>	1000	26,0
<b>M1.40</b>	964	27,4



<b>M1.41</b>	1052	24,2
<b>M.O</b>		<b>23,8±2,6</b>

**Πίνακας 68.** Μέτρηση πορώδους σφαιριδίων μίγματος 2 (M2) ύστερα από αεροζήρανση 24 hr.

<b>ΔΕΙΓΜΑ</b>	<b>ΜΕΣΗ ΤΑΧΥΤΗΤΑ ΥΠΕΡΗΧΩΝ (m / sec)</b>	<b>ΣΥΝΟΛΙΚΟ ΠΟΡΩΔΕΣ ( % )</b>
<b>M2.31</b>	842	32,9
<b>M2.32</b>	937	28,5
<b>M2.33</b>	800	35,1
<b>M2.34</b>	800	35,1
<b>M2.35</b>	933	28,6
<b>M2.36</b>	848	32,6
<b>M2.37</b>	967	27,3
<b>M2.38</b>	809	34,6
<b>M2.39</b>	842	32,9
<b>M2.40</b>	967	27,3
<b>M2.41</b>	849	32,5
<b>M2.42</b>	857	32,1
<b>M.O</b>		<b>31,6±2,9</b>

**Πίνακας 69.** Μέτρηση πορώδους σφαιριδίων μίγματος 3 (M3) ύστερα από αεροζήρανση 24 hr.

<b>ΔΕΙΓΜΑ</b>	<b>ΜΕΣΗ ΤΑΧΥΤΗΤΑ ΥΠΕΡΗΧΩΝ (m / sec)</b>	<b>ΣΥΝΟΛΙΚΟ ΠΟΡΩΔΕΣ ( % )</b>
<b>M3.18</b>	790	35,7
<b>M3.19</b>	772	36,8
<b>M3.20</b>	769	37,0
<b>M3.21</b>	837	33,1

<b>M3.22</b>	789	35,8
<b>M3.23</b>	769	37,0
<b>M.O</b>		<b>35,9±1,5</b>

- Μετά από όπτηση στους 950 °C

<b>Πίνακας 70.</b> Μέτρηση πορώδους σφαιριδίων πρότυπου υλικού (Π) ύστερα από όπτηση στους 950 °C.		
<b>ΔΕΙΓΜΑ</b>	<b>ΜΕΣΗ ΤΑΧΥΤΗΤΑ ΥΠΕΡΗΧΩΝ (m / sec)</b>	<b>ΣΥΝΟΛΙΚΟ ΠΟΡΩΔΕΣ ( % )</b>
<b>Π1</b>	1219	19,5
<b>Π2</b>	1120	22,1
<b>Π3</b>	1229	19,2
<b>Π4</b>	1071	23,6
<b>Π5</b>	1153	21,2
<b>Π6</b>	1000	26,0
<b>Π7</b>	1200	20,0
<b>Π8</b>	1142	21,5
<b>Π9</b>	1120	22,1
<b>Π10</b>	1250	18,7
<b>M.O</b>		<b>21,4±2,2</b>

<b>Πίνακας 71.</b> Μέτρηση πορώδους σφαιριδίων μίγματος 1 (M1) ύστερα από όπτηση στους 950 °C.		
<b>ΔΕΙΓΜΑ</b>	<b>ΜΕΣΗ ΤΑΧΥΤΗΤΑ ΥΠΕΡΗΧΩΝ (m / sec)</b>	<b>ΣΥΝΟΛΙΚΟ ΠΟΡΩΔΕΣ ( % )</b>
<b>M1.21</b>	1309	17,4
<b>M1.22</b>	1486	14,1
<b>M1.23</b>	1100	22,7
<b>M1.24</b>	1287	17,9
<b>M1.25</b>	1460	14,5
<b>M1.26</b>	1100	22,7
<b>M1.27</b>	1300	17,6

<b>M1.28</b>	1287	17,9
<b>M1.29</b>	1100	22,7
<b>M1.30</b>	1192	20,2
<b>M.O</b>		<b>18,8±3,2</b>

**Πίνακας 72.** Μέτρηση πορώδους σφαιριδίων μίγματος 2 (M2) ύστερα από όπτηση στους 950 °C.

<b>ΔΕΙΓΜΑ</b>	<b>ΜΕΣΗ ΤΑΧΥΤΗΤΑ ΥΠΕΡΗΧΩΝ (m / sec)</b>	<b>ΣΥΝΟΛΙΚΟ ΠΟΡΩΔΕΣ ( % )</b>
<b>M2.1</b>	1000	26,0
<b>M2.2</b>	960	27,5
<b>M2.3</b>	1023	25,2
<b>M2.4</b>	967	27,3
<b>M2.5</b>	1021	25,3
<b>M2.6</b>	955	27,7
<b>M2.7</b>	933	28,6
<b>M2.8</b>	1000	26,0
<b>M2.9</b>	979	26,8
<b>M2.10</b>	866	31,7
<b>M.O</b>		<b>27,2±1,9</b>

**Πίνακας 73.** Μέτρηση πορώδους σφαιριδίων μίγματος 3 (M3) ύστερα από όπτηση στους 950 °C.

<b>ΔΕΙΓΜΑ</b>	<b>ΜΕΣΗ ΤΑΧΥΤΗΤΑ ΥΠΕΡΗΧΩΝ (m / sec)</b>	<b>ΣΥΝΟΛΙΚΟ ΠΟΡΩΔΕΣ ( % )</b>
<b>M3.1</b>	787	35,9
<b>M3.2</b>	677	43,4
<b>M3.3</b>	838	33,1
<b>M3.4</b>	892	30,4
<b>M3.5</b>	790	35,7
<b>M3.6</b>	764	37,3
<b>M3.7</b>	810	34,6

<b>M3.8</b>	756	37,8
<b>M3.9</b>	777	36,5
<b>M3.10</b>	862	31,9
<b>M.O</b>		<b>35,7±3,6</b>

- Μετά από όπτηση στους 1050 °C

<b>Πίνακας 74.</b> Μέτρηση πορώδους σφαιριδίων πρότυπου υλικού (Π) ύστερα από όπτηση στους 1050 °C.		
<b>ΔΕΙΓΜΑ</b>	<b>ΜΕΣΗ ΤΑΧΥΤΗΤΑ ΥΠΕΡΗΧΩΝ (m / sec)</b>	<b>ΣΥΝΟΛΙΚΟ ΠΟΡΩΔΕΣ ( % )</b>
<b>Π11</b>	1333	16,9
<b>Π12</b>	1376	16,1
<b>Π13</b>	1363	16,3
<b>Π14</b>	1238	19,0
<b>Π15</b>	1391	15,8
<b>Π16</b>	1333	16,9
<b>Π17</b>	1363	16,3
<b>Π18</b>	1300	17,6
<b>Π19</b>	1333	16,9
<b>Π20</b>	1250	18,7
<b>M.O</b>		<b>17,1±1,1</b>

<b>Πίνακας 75.</b> Μέτρηση πορώδους σφαιριδίων μίγματος 1 (M1) ύστερα από όπτηση στους 1050 °C.		
<b>ΔΕΙΓΜΑ</b>	<b>ΜΕΣΗ ΤΑΧΥΤΗΤΑ ΥΠΕΡΗΧΩΝ (m / sec)</b>	<b>ΣΥΝΟΛΙΚΟ ΠΟΡΩΔΕΣ ( % )</b>
<b>M1.1</b>	1309	17,4
<b>M1.2</b>	1382	16,0
<b>M1.3</b>	1621	12,1
<b>M1.4</b>	1486	14,1
<b>M1.5</b>	1518	13,6
<b>M1.6</b>	1428	15,1
<b>M1.7</b>	1621	12,1

<b>M1.8</b>	1547	13,1
<b>M1.9</b>	1428	15,1
<b>M1.10</b>	1486	14,1
<b>M.O</b>		<b>14,3±1,7</b>

**Πίνακας 76.** Μέτρηση πορώδους σφαιριδίων μίγματος 2 (M2) ύστερα από όπτηση στους 1050 °C.

<b>ΔΕΙΓΜΑ</b>	<b>ΜΕΣΗ ΤΑΧΥΤΗΤΑ ΥΠΕΡΗΧΩΝ (m / sec)</b>	<b>ΣΥΝΟΛΙΚΟ ΠΟΡΩΔΕΣ ( % )</b>
<b>M2.11</b>	1015	25,5
<b>M2.12</b>	1000	26,0
<b>M2.13</b>	1000	26,0
<b>M2.14</b>	1015	25,5
<b>M2.15</b>	1048	24,4
<b>M2.16</b>	1014	25,5
<b>M2.17</b>	1052	24,2
<b>M2.18</b>	1000	26,0
<b>M2.19</b>	1000	26,0
<b>M2.20</b>	1048	24,4
<b>M.O</b>		<b>25,4±0,7</b>

**Πίνακας 77.** Μέτρηση πορώδους σφαιριδίων μίγματος 3 (M3) ύστερα από όπτηση στους 1050 °C.

<b>ΔΕΙΓΜΑ</b>	<b>ΜΕΣΗ ΤΑΧΥΤΗΤΑ ΥΠΕΡΗΧΩΝ (m / sec)</b>	<b>ΣΥΝΟΛΙΚΟ ΠΟΡΩΔΕΣ ( % )</b>
<b>M3.24</b>	911	29,6
<b>M3.25</b>	909	29,7
<b>M3.26</b>	847	32,6
<b>M3.27</b>	884	30,8
<b>M3.28</b>	714	40,6
<b>M3.29</b>	1000	26,0
<b>M3.30</b>	942	28,3



<b>M3.31</b>	909	29,7
<b>M3.32</b>	935	28,6
<b>M3.33</b>	962	27,5
<b>M.O</b>		<b>30,3±4,0</b>

- Μετά από όπτηση στους 1150 °C

<b>Πίνακας 78.</b> Μέτρηση πορώδους σφαιριδίων πρότυπου υλικού (Π) ύστερα από όπτηση στους 1150 °C.		
<b>ΔΕΙΓΜΑ</b>	<b>ΜΕΣΗ ΤΑΧΥΤΗΤΑ ΥΠΕΡΗΧΩΝ (m / sec)</b>	<b>ΣΥΝΟΛΙΚΟ ΠΟΡΩΔΕΣ ( % )</b>
<b>Π21</b>	1505	13,8
<b>Π22</b>	1500	13,9
<b>Π23</b>	1397	15,7
<b>Π24</b>	1500	13,9
<b>Π25</b>	1555	13,0
<b>M.O</b>		<b>14,1±1,0</b>

<b>Πίνακας 79.</b> Μέτρηση πορώδους σφαιριδίων μίγματος 1 (M1) ύστερα από όπτηση στους 1150 °C.		
<b>ΔΕΙΓΜΑ</b>	<b>ΜΕΣΗ ΤΑΧΥΤΗΤΑ ΥΠΕΡΗΧΩΝ (m / sec)</b>	<b>ΣΥΝΟΛΙΚΟ ΠΟΡΩΔΕΣ ( % )</b>
<b>M1.11</b>	1486	14,1
<b>M1.12</b>	1449	14,7
<b>M1.13</b>	1190	20,2
<b>M1.14</b>	1519	13,6
<b>M1.15</b>	1388	15,8
<b>M1.16</b>	1562	12,9
<b>M1.17</b>	1851	9,3
<b>M1.18</b>	1449	14,7
<b>M1.19</b>	1864	9,1

<b>M1.20</b>	1594	12,4
<b>M.O</b>		<b>13,7±3,2</b>

**Πίνακας 80.** Μέτρηση πορώδους σφαιριδίων μίγματος 2 (M2) ύστερα από όπτηση στους 1150 °C.

<b>ΔΕΙΓΜΑ</b>	<b>ΜΕΣΗ ΤΑΧΥΤΗΤΑ ΥΠΕΡΗΧΩΝ (m / sec)</b>	<b>ΣΥΝΟΛΙΚΟ ΠΟΡΩΔΕΣ ( % )</b>
<b>M2.21</b>	1047	24,4
<b>M2.22</b>	1034	24,8
<b>M2.23</b>	1200	20,0
<b>M2.24</b>	1300	17,6
<b>M2.25</b>	1166	20,8
<b>M2.26</b>	1181	20,4
<b>M2.27</b>	1037	24,7
<b>M2.28</b>	1224	19,4
<b>M2.29</b>	1121	22,1
<b>M2.30</b>	1203	19,9
<b>M.O</b>		<b>21,4±2,5</b>

**Πίνακας 81.** Μέτρηση πορώδους σφαιριδίων μίγματος 3 (M3) ύστερα από όπτηση στους 1150 °C.

<b>ΔΕΙΓΜΑ</b>	<b>ΜΕΣΗ ΤΑΧΥΤΗΤΑ ΥΠΕΡΗΧΩΝ (m / sec)</b>	<b>ΣΥΝΟΛΙΚΟ ΠΟΡΩΔΕΣ ( % )</b>
<b>M3.11</b>	1037	24,7
<b>M3.12</b>	952	27,9
<b>M3.13</b>	882	30,9
<b>M3.14</b>	1076	23,5
<b>M3.15</b>	1066	23,8
<b>M3.16</b>	933	28,6
<b>M3.17</b>	1000	26,0
<b>M.O.</b>		<b>26,5±2,8</b>

