

ΣΗΜΕΙΩΣΕΙΣ ΗΦΑΙΣΤΕΙΟΛΟΓΙΑΣ

ΑΡΙΣΤΟΤΕΛΕΙΟ ΠΑΝΕΠΙΣΤΗΜΙΟ
ΘΕΣΣΑΛΟΝΙΚΗΣ

ΕΚΔΟΣΗ
ΤΜΗΜΑ ΕΚΔΟΣΕΩΝ
2006-2007

Γ. ΕΛΕΥΘΕΡΙΑΔΗ
Γ. ΒΟΥΓΙΟΥΚΑΛΑΚΗ
Μ. ΦΥΤΙΚΑ

ΠΡΟΛΟΓΟΣ

Από την εποχή που έγινε η πρώτη περιγραφή ηφαιστειακής έκρηξης μέχρι σήμερα έχει συγκεντρωθεί πλήθος γνώσεων για τα ηφαίστεια και ιδιαίτερα σε ότι αφορά την συμπεριφορά και τη φυσική δομή τους. Εδώ συνοψίζονται οι γνώσεις εκείνες τις οποίες πρέπει να γνωρίζει ένας φοιτητής της Γεωλογίας. Ιδιαίτερα για μας που ζούμε σε μια χώρα η οποία έχει τόσα πολλά ηφαίστεια, μερικά από τα οποία μάλιστα είναι ενεργά, η γνώση και κατανόηση της συμπεριφοράς των ηφαιστείων είναι αναγκαία και χρήσιμη.

1. ΕΙΣΑΓΩΓΗ

Η ηφαιστειολογία είναι κλάδος των γεωλογικών επιστημών, ο οποίος σχετίζεται σε μεγάλο βαθμό με την σεισμολογία, την γεωχημεία και την γεωφυσική. Διαπραγματεύεται τη δημιουργία, την κατανομή και την ταξινόμηση των ηφαιστείων και μελετά τη δομή τους και τα υλικά τα οποία εξέρχονται από αυτά. Ακόμη, ερευνά τις σχέσεις μεταξύ της ηφαιστειακής δράσης και άλλων γεωλογικών φαινομένων μεγάλης κλίμακας όπως είναι η ορογένεση και οι σεισμοί. Με βάση τη συστηματική μελέτη των μηχανισμών πρόκλησης της ηφαιστειακής δραστηριότητας και γενικά, της συμπεριφοράς ενός ηφαιστείου, μπορούμε να προβλέψουμε τις ηφαιστειακές εκρήξεις και να ελέγξουμε τους κινδύνους που αυτές συνεπάγονται.

Οι εκρήξεις ηφαιστείων είναι από τα πιο θεαματικά και πιο συναρπαστικά φυσικά φαινόμενα, τα οποία προκαλούν θαυμασμό και φόβο στον άνθρωπο από τους προϊστορικούς ακόμα χρόνους. Οι βίαιες εκρήξεις ηφαιστείων υπερβαίνουν σε δύναμη πολλές από τις άλλες φυσικές διεργασίες, απελευθερώνοντας τεράστια ποσά ενέργειας σε πολύ μικρό χρονικό διάστημα.

Τα ηφαίστεια θεωρούνται ως ευχή και κατάρα του ανθρώπου. Από τα παλιά ακόμα χρόνια οι άνθρωποι καλλιεργούσαν και καλλιεργούν τα ηφαιστειακά εδάφη καθώς οι περιοχές αυτές είναι πολύ εύφορες. Από τα ηφαίστεια και τους κεραυνούς προμηθεύονταν ο άνθρωπος το πολύτιμο αγαθό της φωτιάς και ο οψιδιανός ήταν από τα πρώτα εργαλεία που χρησιμοποίησε. Το θειάφι που παρήγαγαν τα ηφαίστεια ήταν το καλύτερο απολυμαντικό μέσο και καθοριστικής σημασίας φάρμακο στη αμπελουργία και την κηπουρική. Ορυκτά, όπως ο χρυσός, άργυρος, υδράργυρος, χαλκός, μόλυβδος ψευδάργυρος και διαμάντια συχνά σχετίζονται με ηφαιστειακή δραστηριότητα. Ηφαιστειακά αέρια, ατμοί και ζεστό νερό τα οποία συνδέονται άμεσα με ηφαίστεια προσφέρουν φθηνή γεωθερμική ενέργεια και ζεστό νερό. Στην Ισλανδία πάνω από τα τρία τέταρτα του πληθυσμού χρησιμοποιεί γεωθερμική θέρμανση. Πολλά ηφαίστεια αποτελούν τουριστικά αξιοθέατα, συμβάλλοντας στην οικονομία των τοπικών κοινωνιών.

Από την άλλη μεριά, όμως, τα ηφαίστεια συνδέονται με καταστροφικά φαινόμενα. Η έκρηξη, π.χ., του ηφαιστείου Ταμπόρα στην Ινδοκίνα το 1815 κόστισε τη ζωή σε 92000 ανθρώπους. Εκτός από τις άμεσες καταστροφές τα ηφαίστεια προκαλούν και έμμεσες καταστροφές όπως είναι αυτές που προέρχονται από τις ηφαιστειακές λασποροές (λαχάρς) και τα παλιρροϊκά κύματα (tsunamis). Π.χ., οι χιλιάδες θάνατοι στην Κολομβία το 1985 προκλήθηκαν από λασπορεύματα, ενώ από παλιρροϊκά κύματα τα οποία δημιουργήθηκαν από την έκρηξη του ηφαιστείου Κρακατάου το 1883 έχασαν τη ζωή χιλιάδες άνθρωποι.

Η έντονη ηφαιστειακή δράση μπορεί να επιφέρει αλλαγές στο κλίμα ενός τόπου και έτσι να επηρεάσει την χλωρίδα και πανίδα του. Ηφαιστειακή στάχτη και αέρια, είναι δυνατόν να φθάσουν μέχρι την στρατόσφαιρα, και μπορούν να προκαλέσουν μικρής ή μεγάλης διάρκειας αλλαγές στο κλίμα. Ψυχροί και υγροί χειμώνες και άσχημα καλοκαίρια με χαμηλές θερμοκρασίες έχουν αποδοθεί σε ηφαιστειακές εκρήξεις. Αναφέρεται ότι η έκρηξη του ηφαιστείου Ταμπόρα το 1815 προκάλεσε τον άσχημα καιρό του 1816, "το έτος χωρίς καλοκαίρι". Παρόμοια άσχημα καιρικά φαινόμενα, αλλά και μαγευτικά ηλιοβασιλέματα που διάρκεσαν για 5 συνεχόμενα χρόνια, προκλήθηκαν από τη μεγάλη έκρηξη του ηφαιστείου Κρακατάου το 1883.

Τέλος, ορισμένοι επιστήμονες υποστηρίζουν ότι οι παγετώδεις εποχές προκλήθηκαν από τον μεγάλο αριθμό έντονων ηφαιστειακών δράσεων τα τελευταία εκατομμύρια χρόνια.

2. ΗΦΑΙΣΤΕΙΑ ΚΑΙ ΗΦΑΙΣΤΕΙΟΤΗΤΑ

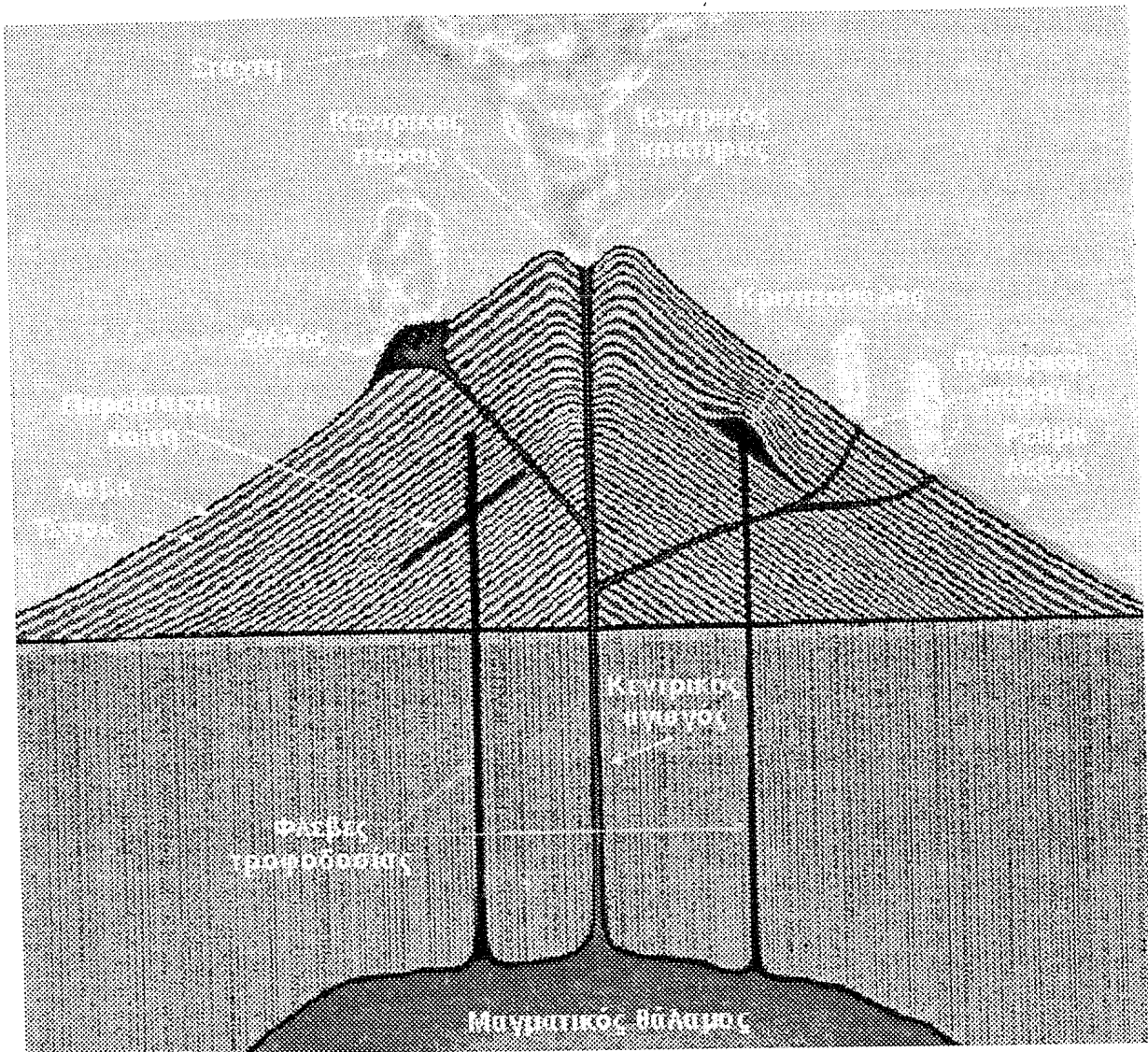
Σύμφωνα με την κοινή αντίληψη, ηφαιστειο είναι ένα βουνό από την κορυφή του οποίου βγαίνει φωτιά και καπνός. Η αντίληψη αυτή δεν είναι εντελώς σωστή, καθώς δε γίνεται πραγματική καύση κάποιου υλικού, όπως π.χ. το ξύλο και ο καπνός δεν είναι τίποτε άλλο παρά συμπυκνωμένοι υδρατμοί, οι οποίοι συχνά είναι αναμειγμένοι με ηφαιστειακή στάχτη. Επιπλέον τα ηφαιστεια δεν είναι κατ' ανάγκη βουνά και η ηφαιστειακή δράση δε συμβαίνει πάντα στην κορυφή του ηφαιστείου, αλλά συνήθως στις πλαγιές του. Γενικά, όμως, μπορούμε να πούμε ότι τα ηφαιστεια είναι φυσικά οικοδομήματα, λόφοι, βουνά ή περιοχές οι οποίες αποτελούνται από ρεύματα και θόλους συμπαγούς λάβας στα οποία ενδιαστρώνονται και ηφαιστειοκλαστικά υλικά. Τα ηφαιστεια διαφέρουν μεταξύ τους ως προς τη γεωμετρία και τον όγκο τους καθώς επίσης ως προς τις αναλογίες των ρευμάτων λάβας και των ηφαιστειοκλαστικών υλικών.

Η γένεση και άνοδος του μάγματος προς την επιφάνεια της γης ευνοείται σε περιοχές οι οποίες είναι τεκτονικά διαταραγμένες. Από τον μαγματικό θάλαμο, όπου βρίσκεται αποθηκευμένο το μάγμα (Σχήμα 1), φθάνει στην επιφάνεια μέσω των ηφαιστειακών αγωγών, οι οποίοι συνήθως καταλήγουν σε μια οπή, τον ηφαιστειακό πόρο. Αυτός, συνήθως, βρίσκεται μέσα σε μια χοανοειδή κοιλότητα, τον κρατήρα. Το μάγμα που φθάνει στη επιφάνεια ονομάζεται λάβα. Ο πόρος και ο πυθμένας του κρατήρα καλύπτονται από τέφρα ή στερεοποιημένη λάβα στα ενδιάμεσα διαστήματα της ηφαιστειακής δράσης, όταν το μόνο στοιχείο δραστηριότητας του ηφαιστείου είναι η εκπομπή ατμίδων, δηλαδή θερμών αερίων και ατμών από κοιλότητες του εδάφους. Η ηφαιστειακή δράση κυμαίνεται μεταξύ δύο ακραίων τύπων: στον ένα τύπο η λάβα φθάνει στην επιφάνεια λίγο ή πολύ ήρεμα, ως συνεχές μέσο, και αφού γεμίσει τον κρατήρα υπερχειλίζει. Στον άλλο τύπο συμβαίνουν τρομακτικές εκρήξεις και η λάβα εκτινάσσεται κατακερματισμένη από τον ηφαιστειακό πόρο, ως τέφρα ή πυροκλαστικό υλικό. Η βασική διαφορά μεταξύ των δύο τύπων ηφαιστειακής δράσης βρίσκεται στα περιεχόμενα στο μάγμα αέρια και στον τρόπο με τον οποίο αυτά απελευθερώνεται όταν το μάγμα φθάσει στην επιφάνεια. Στη μεγάλη πλειονότητα των ηφαιστειών συναντάται όλο το φάσμα δράσεων μεταξύ των δύο ακραίων τύπων.

Ο θόρυβος (κρότος) που προκαλείται από τις ηφαιστειακές εκρήξεις ποικίλει σημαντικά. Μερικά ηφαιστεια προκαλούν ανεπαίσθητο κρότο, όχι περισσότερο από το άνοιγμα μιας φιάλης σαμπάνιας, άλλα, όμως, προκαλούν πολύ ισχυρούς κρότους που μπορεί να ακουστούν σε αποστάσεις πολλών χιλιομέτρων.

Ηφαιστειότητα ονομάζουμε το σύνολο των μαγματικών εκδηλώσεων οι οποίες συνδέονται με την άνοδο του μάγματος στην επιφάνεια της γης.

Τα ηφαιστεια, ανάλογα με το σημείο στο οποίο βγαίνει η λάβα, χαρακτηρίζονται ως χερσαία, αν η έξοδος της λάβας γίνεται στη στεριά και ως υποθαλάσσια, αν η έξοδος γίνεται στο νερό. Λίγα ηφαιστεια είναι ενεργά για μεγάλα χρονικά διαστήματα, όπως το ηφαιστειο Στρόμπολι, στα νησιά του Αιόλου, το οποίο χαρακτηρίζεται από συνεχή δράση τουλάχιστον τα τελευταία 3-4.000 χρόνια. Τα περισσότερα ηφαιστεια, παρουσιάζουν συνήθως μικρής διάρκειας επεισόδια, που διαρκούν από λίγες ημέρες έως λίγους μήνες και μετά αδρανούν για λίγες δεκάδες, εκατοντάδες ή χιλιάδες χρόνια. Κατά τη διάρκεια της περιόδου αδράνειας το εν υπνώσει ηφαιστειο μπορεί να είναι τελείως ήσυχο ή μπορεί να εκπέμπει αέρια και ατμούς που προδίδουν την ενεργή κατάστασή του. Η περίοδος αδράνειας συχνά ποικίλει σε ένα ηφαιστειο, π.χ., ο Βεζούβιος ήταν αδρανής για μερικούς αιώνες πριν από τη μεγάλη καταστροφική έκρηξη του 79 μ.Χ. Ηφαιστεια τα οποία ουδέποτε έδρασαν κατά την "ιστορική εποχή" χαρακτηρίζονταν παλαιότερα ως σβησμένα. Επειδή όμως, κάποια ηφαιστεια χαρακτηρίζονται από



Σχήμα 1. Σχηματική αναπαράσταση τομής ηφαιστείου

μεγάλες περιόδους ηρεμίας (ως και χιλιάδων ετών) και η διάρκεια των ιστορικών καταγραφών είναι πολύ διαφορετική από χώρο σε χώρο (π.χ. Μεσόγειος - Νέα Ζηλανδία) σήμερα θεωρούμε ως ενεργά τα ηφαιστεια που έδρασαν τα τελευταία 20-30.000 χρόνια ή βρίσκονται σε τεκτονικά ενεργές περιοχές που κάνουν πιθανή την επαναδραστηριοποίησή τους.

3. ΙΣΤΟΡΙΚΗ ΗΦΑΙΣΤΕΙΟΛΟΓΙΑ

Από την εποχή των κλασικών λογίων της αρχαίας Ελλάδας και της Ρώμης, οι οποίοι εξηγούσαν τα ηφαίστεια ως προϊόντα καύσης και υπόγειων θευλλών, μέχρι σήμερα, έγιναν μεγάλες πρόοδοι. Σήμερα οι γεωλόγοι παρατηρώντας και μελετώντας τον Βεζούβιο μπορούν να πουν πολλά περισσότερα για το ηφαίστειο αυτό απ' όσα γνώριζε ο Πλίνιος ο νεώτερος, ο οποίος περιέγραψε λεπτομερώς τη μεγάλη έκρηξη του 79 μ.Χ που κατέστρεψε την Πομπηία και την Ηράκλεια, και γι' αυτό θεωρείται ως ο πρώτος ηφαιστειολόγος. Μπορούν, π.χ., να περιγράψουν τη σύσταση και τις ισοτοπικές αναλογίες της λάβας και να χρονολογήσουν τις λάβες παλιών εκχύσεων. Ακόμη, γνωρίζουν τη θερμοκρασία, το ιξώδες και την περιεκτικότητα των μαγμάτων σε διάφορα αέρια.

Από τις φιλοσοφικές προσεγγίσεις των Αρχαίων Ελλήνων στα ηφαιστειακά φαινόμενα, δυστυχώς ελάχιστες έχουν διασωθεί.

Ο Πυθαγόρας (540-510 π.Χ.) πίστευε στην ύπαρξη μιας φωτιάς στο κέντρο της γης, η οποία με το χρόνο θα εξαντληθεί και θα σταματήσει.

Ο Αναξαγόρας ο Κλαζομενεύς (500-428 π.Χ.) εισήγαγε τον "αιθέρα" ως κύριο αέριο συστατικό στο εσωτερικό της γης, που η κίνησή του και η τριβή με τα πετρώματα προκαλεί τους σεισμούς και τις ηφαιστειακές εκρήξεις, θεωρία που ασπάστηκε αργότερα και ο Δημόκριτος. Σύμφωνα με τον Εμπεδοκλή (495-435 π.Χ.) που έζησε κοντά στο ηφαίστειο της Αίτνας, στη Σικελία, ο πυρήνας της γης αποτελείται από τηγμένο υλικό, το οποίο ανέρχεται στην επιφάνεια και τροφοδοτεί τις ηφαιστειακές εκρήξεις.

Παρά το ότι οι θεωρήσεις αυτές των αρχαίων Ελλήνων ήταν πολύ κοντά στις σημερινές επιστημονικές απόψεις, πριν από περίπου τρεις αιώνες πολλοί γεωλόγοι ήταν επηρεασμένοι από τη θεωρία του Werner, ο οποίος υποστήριζε ότι τα κρυσταλλικά πετρώματα προήλθαν από καθίζηση από έναν αρχαίο παγκόσμιο ωκεανό. Τα πρωταρχικά ή αρχέγονα πετρώματα, όπως οι γρανίτες, οι σερπεντινίτες και μια ποικιλία αδρόκοκκων κρυσταλλικών πετρωμάτων είχαν, κατά την άποψη του Werner, χημική προέλευση. Από την αποσάθρωση των αρχέγονων πετρωμάτων, λόγω της υποχώρησης του παγκόσμιου ωκεανού, σχηματίστηκαν ιζηματογενή πετρώματα όπως οι ασβεστόλιθοι, η γύψος, το ορυκτό άλας, το κάρβουνο, καθώς επίσης οι βασάλτες και ο οψιδιανός. Αυτά που αποτέθηκαν πιο πρόσφατα περιλάμβαναν τα χαλαρά υλικά όπως είναι η ιλύς, η άργιλος, η άμμος και η τύρφη. Τα ηφαίστεια, σύμφωνα με τον Werner ήταν αξιοπερίεργα σώματα τα οποία προήλθαν από υπόγεια καύση κάρβουνου.

Η πεποίθηση ότι τα πυριγενή πετρώματα δημιουργήθηκαν κάτω από συνθήκες υψηλής πίεσης και το άνοιγμα του δρόμου για την σύγχρονη ηφαιστειολογία, οφείλεται σε μερικές σημαντικές ατομικές εργασίες που έγιναν σε δύο κυρίως περιοχές, την κεντρική Γαλλία και το Εδιμβούργο, στη Σκωτία.

Προς το τέλος του 18ου αιώνα μερικοί γεωλόγοι άρχισαν να αντιλαμβάνονται ότι τα παλαιότερα βασαλτικά πετρώματα είναι ίδια με τις λάβες των σύγχρονων ηφαιστειών. Το 1763 ο Desmarest εργαζόμενος στην κεντρική Γαλλία διαπίστωσε τη διείσδυση ενός στρώματος βασάλτη μέσα σε ιζηματογενή πετρώματα, δείχνοντας για πρώτη φορά ότι ο βασάλτης είναι ηφαιστειακής προελεύσεως. Για να είναι σίγουρος για αυτά που έλεγε δημοσίευσε τα αποτελέσματα της έρευνάς του μόνο μετά την επίσκεψή του στον Βεζούβιο το 1771. Ακόμη, παρατήρησε τη μετάβαση μαύρων βασαλτών σε ανοιχτόχρωμους τραχείτες και φωνόλιθους και συμπέρανε ότι αυτή η μεταβολή αντιπροσώπευε διαδοχικά στάδια ψύξης του υποκείμενου γρανίτη. Οδηγήθηκε σ' αυτήν την άποψη από τα πολλά εγκλείσματα του γρανίτη που υπήρχαν μέσα στις λάβες.

Λίγα χρόνια πιο πριν ο Guettard αντιλήφθηκε ότι οι κωνικοί λόφοι στην κεντρική Γαλλία ήταν πρόσφατα ενεργά ηφαίστεια, και επίσης παρατήρησε την ομοιότητα των βασαλτών με τις

λάβες που είχε δει στον Βεζούβιο. Αλλά ο Guettard πίστευε ότι αν και μερικοί βασάλτες κρυσταλλώθηκαν από ένα υδατώδες υγρό, εκείνους που είδε να προέρχονται από κρατήρες ήταν προϊόντα μιας υπόγειας καύσης άνθρακα ή πετρελαίου, όπως υποστήριζε αργότερα ο Werner.

Τις παρατηρήσεις αυτές στην κεντρική Γαλλία ακολούθησαν άλλες στη Σκωτία. Ο Hutton, γιατρός από το Εδιμβούργο, έδειξε ότι ορισμένα από τα πυριγενή πετρώματα πρέπει να είναι νεότερα από τα πετρώματα μέσα στα οποία διεισδύουν και αμφισβήτησε το δόγμα που επικρατούσε ότι δηλαδή τα γρανιτικά πετρώματα ήταν προϊόντα καθιζήσεως τα οποία καλύφθηκαν από ιζήματα. Μεταξύ των γεωλόγων οι οποίοι κατέρριψαν την 'ωκεάνια θεωρία' του Werner ήταν και τρεις μαθητές του (D' Aubuisson, von Humbolt, von Buch). Στα ταξίδια τους στην Ευρώπη, τα Κανάρια νησιά και στην Αμερική διαπίστωσαν την πυριγενή πρόελευση των γρανιτικών και ηφαιστειακών πετρωμάτων.

Ένας άλλος ερευνητής, ο Scrope, επινόησε τον όρο 'μάγμα' για φυσικά πυριτικά υγρά και φαίνεται ότι είναι ο πρώτος ο οποίος πρότεινε (1825) ότι από τη διαφοροποίηση ενός μόνο μάγματος μπορεί να προκύψει μια ποικιλία νέων μαγμάτων. Επίσης, αναγνώρισε τον σημαντικό ρόλο που παίζουν τα αέρια τα οποία περιέχονται στο μάγμα και έδειξε ότι η διαστολή των μαγματικών αερίων είναι από τους πιο σπουδαίους παράγοντες για την εκρηκτική δράση των ηφαιστειών.

Μέσα στον 19ο αιώνα παρουσιάστηκαν πολλές εξαιρετικές εργασίες για μεμονωμένα ηφαιστειακά και ηφαιστειακές περιοχές. Μεταξύ αυτών αναφέρονται οι μελέτες του Darwin (1844) σε ηφαιστειακά νησιά του Ατλαντικού και Ειρηνικού ωκεανού και η εργασία του Bunsen (1851) την Ισλανδία. Μεγάλη συμβολή στην κατανόηση των ηφαιστειακών δραστηριοτήτων και δομών αποτελούν οι εργασίες των Geikies (1897) σε ηφαιστειακή Βρετανία, Fouque (1879) στο ηφαίστειο της Σαντορίνης και Dana (1890) σε ηφαιστειακή Χαβάη.

Με την αλλαγή του αιώνα νέα γεωχημικά και γεωφυσικά εργαλεία βοήθησαν τους γεωλόγους να μελετήσουν τις μαγματικές διεργασίες που λαμβάνουν χώρα κάτω από την επιφάνεια της Γης. Η ίδρυση του Γεωφυσικού Εργαστηρίου του Ινστιτούτου Carnegie στην Ουάσιγκτον το 1907 έδωσε πλήθος πειραματικών δεδομένων σχετικά με τα πυριγενή πετρώματα. Γνωστή είναι η συμβολή του Bowen στην πετρολογία, αλλά και πολλών άλλων ερευνητών (Day, Allen, Ferner, Shepherd, Wasington) οι εργασίες των οποίων αποτέλεσαν τη βάση για τις σύγχρονες ερμηνείες των υδροθερμικών διεργασιών.

Γεωφυσικές τεχνικές χρησιμοποιήθηκαν πρώτα από Ιταλούς ηφαιστειολόγους, οι οποίοι εγκατέστησαν σειсмоγράφους σε παρατηρητήριο στις πλαγιές του Βεζουβίου. Αξιοσημείωτες προόδους έκαναν και Ιάπωνες γεωφυσικοί όσον αφορά στη σχέση διείσδυσης του μάγματος σε βάθος και παραμόρφωσης του εδάφους.

Μεγάλη πρόοδος στην ηφαιστειολογία παρακινήθηκε από τις μελέτες σχετικά μικρού αριθμού μεγάλων ηφαιστειακών δράσεων. Οι δράσεις του ηφαιστείου Κρακατάου το 1883 και του Βεζουβίου το 1906, π.χ., έδωσαν αφορμή για συζητήσεις οι οποίες οδήγησαν στην κατανόηση της δημιουργίας των καλδερών. Το 1902 η δράση του ηφαιστείου του όρους Pelee πρόσφερε ιδέες για τη δημιουργία των πυροκλαστικών ροών, ενώ το 1912 οι ηφαιστειακές δράσεις στην κοιλάδα των 10000 καπνών στη Αλάσκα παρείχαν επιπλέον μαρτυρίες για τη φύση αυτών των προϊόντων. Το 1924 η δράση του ηφαιστείου Kilauea έδειξε τον ρόλο που παίζει το υπόγειο νερό στις φρεατικές εκρήξεις. Μέχρι τώρα η μεγαλύτερη ώθηση για μελέτες πυριγενών διεργασιών έχει προέλθει από την αυξανόμενη αναγνώριση του κεντρικού ρόλου που παίζουν τα ηφαιστειακά σε όλες τις σύγχρονες τεκτονικές θεωρίες. Αν και η οι σχέσεις μεταξύ ηφαιστειότητας και μεγάλης κλίμακας παραμορφώσεων του φλοιού είναι ακόμη υπό συζήτηση και μελέτη υπάρχει μεγάλη σύγκλιση απόψεων στο ότι τα ηφαιστειακά παρέχουν άμεσες παρατηρήσεις στις διεργασίες στο εσωτερικό της Γης.

4. ΜΑΓΜΑ - ΦΥΣΙΚΑ ΧΑΡΑΚΤΗΡΙΣΤΙΚΑ

4.1. Μάγμα

Μάγμα είναι ένα φυσικό υλικό μερικώς ή ολικώς λιωμένο, το οποίο περιέχει διαλυμένα πτητικά συστατικά και πολλές φορές αιωρούμενους κρυστάλλους ή θραύσματα πετρωμάτων. Τα μάγματα, τα οποία είναι κυρίως πυριτικά τήγματα, εκτός από μερικές εξαιρέσεις, παρουσιάζουν σημαντική διακύμανση στη σύστασή τους. Η διακύμανση αυτή αντανακλά τις φυσικοχημικές διεργασίες οι οποίες είναι υπεύθυνες για τη γένεση και τη διαφοροποίηση των μαγμάτων.

Σε μεγάλο ποσοστό η φυσική συμπεριφορά των μαγμάτων μπορεί να εξηγηθεί στα πλαίσια των ιδιοτήτων των ιόντων του πυριτίου (Si) και του οξυγόνου (O), τα οποία είναι τα πιο άφθονα συστατικά των πυριγενών πετρωμάτων. Το πυρίτιο μαζί με το οξυγόνο σχηματίζει τα γνωστά τετράεδρα SiO_2 . Το Al παίζει τον ίδιο ρόλο με το Si, τόσο στα υγρά όσο και στα στερεά σώματα, συμμετέχοντας στον σκελετό των πυριτικών τήγμάτων.

Σε τήγματα πλούσια σε SiO_2 , τα τετράεδρα του διοξειδίου του Si συνδέονται σε τρισδιάστατα δίκτυα με άτομα O τα οποία μοιράζονται με δύο ή περισσότερα τετράεδρα. Άλλα κατιόντα, όπως το Ca, Mg, Na, τα οποία μπορεί να εισέλθουν στο τήγμα σε περιορισμένα ποσά ως ανεξάρτητα ιόντα κατέχουν θέσεις μεταξύ των τετραέδρων. Τα κατιόντα αυτά τροποποιούν τη βασική δομή των τετραέδρων του SiO_2 και αλλάζουν τις φυσικές ιδιότητες του μάγματος.

4.1.1 Πτητικά συστατικά.

Τα μάγματα περιέχουν διάφορες ποσότητες κρυστάλλων και πτητικών συστατικών. Κάτω από υψηλές πιέσεις τα πτητικά βρίσκονται διαλυμένα μέσα στο μάγμα, σε χαμηλές όμως πιέσεις, όταν το μάγμα πλησιάζει προς την επιφάνεια, τα πτητικά εξέρχονται από το μάγμα και σχηματίζουν μια ξεχωριστή αέρια φάση.

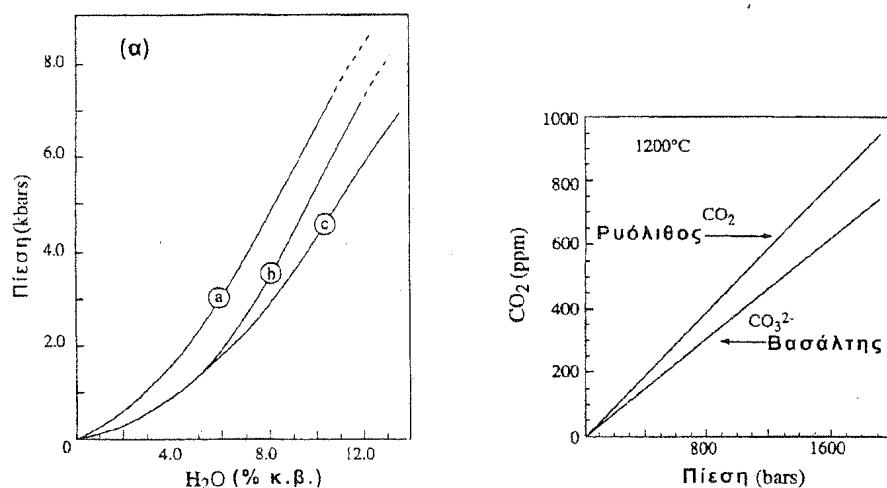
Οι περισσότεροι ερευνητές σήμερα δέχονται ότι το H_2O (35-90 mol %), το CO_2 (5-50 mol %) και το SO_2 (2-30 mol %) αποτελούν τα πιο άφθονα πτητικά συστατικά των βασαλτικών και ανδεσιτικών μαγμάτων, ενώ σε μικρότερα ποσά υπάρχουν H_2 , CO, H_2S , S_2 , O_2 , HCl, N_2 , HF, HB και HJ (<2 mol %).

Ο προσδιορισμός της ποσότητας και της σύστασης των πτητικών συστατικών του μάγματος μπορεί να γίνει άμεσα από τις αναλύσεις των ηφαιστειακών αερίων κατά την έξοδό τους από τον κρατήρα. Όμως, ο προσδιορισμός αυτός δεν είναι εύκολος, καθώς είναι επικίνδυνος και εμπεριέχει λογιστικά, τεχνικά και αναλυτικά προβλήματα. Υπάρχουν και έμμεσοι τρόποι υπολογισμού του είδους και της ποσότητας των αερίων όπως είναι η μελέτη των ηφαιστειακών γυαλιών και των αερίων εγκλεισμάτων των φαινοκρυστάλλων.

Η μορφή με την οποία βρίσκεται ένα αέριο εξαρτάται πάρα πολύ από την ελεγχόμενη από τη θερμοκρασία ισορροπία, π.χ., κάτω από τις ίδιες συνθήκες πίεσης οξυγόνου, το SO_2 είναι άφθονο στις υψηλότερες θερμοκρασίες ενώ το H_2S στις χαμηλότερες.

Οι υδρατμοί είναι το πιο άφθονο είδος πτητικού συστατικού σε πολλές ηφαιστειακές εκρήξεις. Όμως, το ερώτημα είναι πόσο από αυτό το νερό προέρχεται από το ίδιο το μάγμα, πόσο είναι ανακυκλωμένο μετεωρικό νερό και πόσο είναι μετεωρικό που έχει απορροφηθεί από το μάγμα από τα πετρώματα του μαγματικού θαλάμου.

Η διαλυτότητα του νερού στα πυριτικά τήγματα αυξάνεται έντονα με την πίεση κάτω από περίπου 10 kb και μειώνεται ελαφρώς με τη θερμοκρασία (Σχήμα 2). Επίσης, η διαλυτότητα του νερού (βάρος %) αυξάνεται από τα βασικά προς τα όξινα μάγματα, αν και αυτή η διαφορά οφείλεται κυρίως στη διαφορά των θερμοκρασιών liquidus. Γενικά θεωρείται ότι το νερό είναι ενσωματωμένο στα τήγματα ως OH^- , ενεργώντας ως καταλύτης δεσμών. Δηλαδή, δια-



Σχήμα 2. (α): Διαλυτότητα του H₂O σε σχέση με την πίεση σε ένα βασαλτικό (α), ανδεσιτικό (b) και ρυολιτικό (c) τήγμα (τροποποιημένο από Burnham 1979). (β): Διαλυτότητα του CO₂ σε ρυολιτικό και βασαλτικό τήγμα, σε σχέση με την πίεση (από Fogel & Rutherford 1990).

στά τους δεσμούς Si-O-Si και αποπολυμερίζει το τήγμα. Από διάφορες μαρτυρίες προκύπτει ότι τα περισσότερα μάγματα είναι σημαντικά ακόρεστα σε νερό στο βάθος όπου σχηματίζονται και γίνονται κορεσμένα μόνο σε πολύ χαμηλές πιέσεις.

Το CO₂ αποτελεί το δεύτερο σε σημασία μαγματικό αέριο. Η διαλυτότητά του στο μάγμα εξαρτάται έντονα από την πίεση και κυμαίνεται σημαντικά σε μάγματα διαφορετικής συστάσεως (Σχήμα 2). Σχηματίζει είτε ανιόντα CO₃²⁻, οπότε συντελεί σε πολυμερισμό του τήγματος, είτε ουδέτερα ανθρακικά μεταλλικά συμπλέγματα, οπότε οδηγεί σε αποπολυμερισμό του τήγματος. Η διαλυτότητά του είναι μικρή στα πλούσια σε πυρίτιο τήγματα αλλά σχετικά μεγάλη στα βασικά.

Το θείο αποτελεί σημαντικό συστατικό των πτητικών ουσιών. Η παρουσία του γίνεται αντιληπτή από την αποπνικτική οσμή του SO₂ ή την δυσάρεστη οσμή (κλούβιου αυγού) του H₂S. Η μορφή με την οποία βρίσκεται (H₂S, S₂, SO₂, SO₃) εξαρτάται από τη θερμοκρασία, την πίεση, την μερική πίεση του οξυγόνου και τη σύσταση του μάγματος. Η διαλυτότητα του θείου στο μάγμα εξαρτάται από τη θερμοκρασία και την περιεκτικότητά του σε σίδηρο καθώς επίσης από τη μερική πίεση του οξυγόνου. Η σπουδαιότερη μορφή του θείου στα μάγματα ίσως είναι το HS⁻, του οποίου η συμπεριφορά διάλυσης στο τήγμα είναι παρόμοια με αυτή του H₂O.

4.1.2. Θερμοκρασία

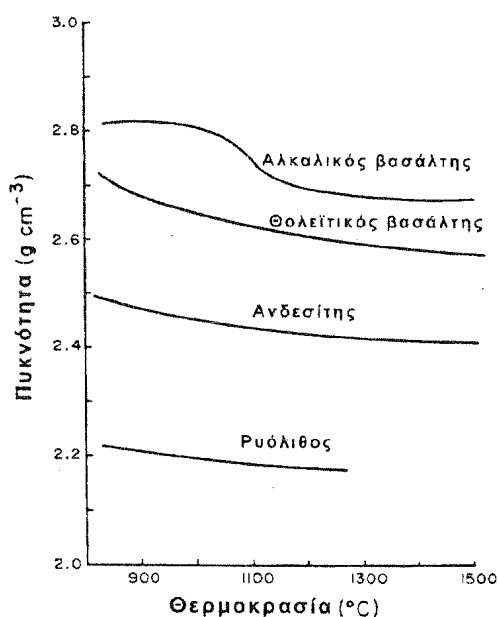
Η θερμοκρασία του μάγματος κοντά στη επιφάνεια της γης παρουσιάζει έντονη διακύμανση και έχει σχέση με την περιεκτικότητα του μάγματος σε SiO₂. Τα βασικά μάγματα έχουν υψηλότερες θερμοκρασίες, οι οποίες κυμαίνονται από 1000-1200° C, ενώ τα όξινα μάγματα έχουν χαμηλότερες θερμοκρασίες (700-900° C).

4.1.3. Πυκνότητα

Η πυκνότητα του μάγματος εξαρτάται από τη χημική σύσταση, τη θερμοκρασία και την πίεση και κυμαίνεται μεταξύ 2.1 και 2.9 gr/cm³. Όλα τα μάγματα παρουσιάζουν μείωση πυκνότητας με την αύξηση της θερμοκρασίας (Σχήμα 3). Αντίθετα, η πυκνότητα αυξάνεται με την αύξηση της περιβάλλουσας πίεσης (πίεση φορτίου).

4.1.4. Ιξώδες

Το ιξώδες είναι η πιο σημαντική ιδιότητα των πυριτικών τηγμάτων η οποία επηρεάζει την όλη εξέλιξη ενός μάγματος από τη στιγμή που θα συνενωθούν τα σταγονίδια, που προέρχονται



Σχήμα 3. Διακύμανση της πυκνότητας με τη θερμοκρασία, σε ατμοσφαιρική πίεση, για 4 τήγματα ηφαιστειακών πετρωμάτων διαφορετικής σύστασης (από Murase & McBirney 1973).

από τη μερική τήξη του μητρικού πετρώματος, για να σχηματίσουν τη μεγάλη μάζα του μάγματος έως την άνοδό του στην επιφάνεια. Ιδιαίτερα ελέγχει το μηχανισμό της έκρηξης. Επίσης, το ιξώδες αποτελεί τον κύριο παράγοντα του τρόπου με τον οποίο κινούνται τα ρεύματα λάβας.

Το ιξώδες των τηγμάτων εξαρτάται από διάφορους παράγοντες όπως είναι η χημική σύσταση, η θερμοκρασία, η πίεση, τα διαλυμένα πτητικά και τα ποσοστά των φυσαλίδων και κρυστάλλων που εμπεριέχονται σ' αυτά.

Χημική σύσταση. Το ιξώδες των πυριτικών τηγμάτων εξαρτάται σε μεγάλο βαθμό από τη σύσταση και ιδιαίτερα από το ποσοστό σε (Si), όπως φαίνεται από τον παρακάτω πίνακα.

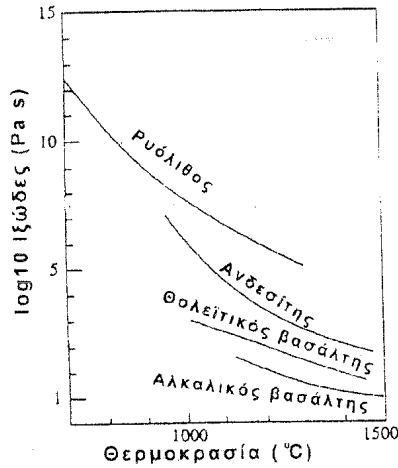
	Si/O	ιξώδες σε poises
SiO ₂	1:2	10 ¹⁰
Na ₂ Si ₂ O ₅	1:2 ^{1/2}	<8
Na ₄ Si ₂ O ₆	1:3	1.5
Na ₄ SiO ₄	1:4	0.2

Θερμοκρασία. Η θερμοκρασία παίζει σημαντικό ρόλο στο βαθμό ιξώδους του μάγματος καθώς με την αύξηση της θερμοκρασίας μειώνεται το ιξώδες και αντίστροφα με τη μείωση της θερμοκρασίας αυξάνει (Σχήμα 4).

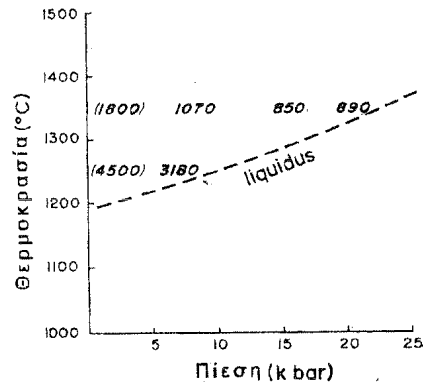
Πίεση. Αύξηση της πίεσης προκαλεί μείωση του ιξώδους, ιδιαίτερα στις υψηλές πιέσεις (Σχήμα 5). Θεωρείται ότι στις περιπτώσεις αυτές καθοριστικό ρόλο παίζει η αλλαγή διεύθεσης του Al³⁺ από τετραεδρικές σε εξαεδρικές δομές.

Πτητικά συστατικά. Το ιξώδες εξαρτάται έντονα από το είδος και τη συγκέντρωση των διαλυμένων πτητικών. Το νερό, π.χ., δρα ως καταλύτης των δεσμών, όπως αναφέρθηκε πιο πάνω και αποπολυμερίζει το τήγμα. Η επίδραση του H₂O στο ιξώδες των γρανιτικών τηγμάτων είναι πιο ισχυρή απ' ό,τι σε εκείνο των βασαλτικών. Π.χ., γρανιτικό τήγμα, θερμοκρασίας 785° C, χωρίς νερό, έχει ιξώδες 10¹², ενώ με 5% νερό 10⁸. Αντίθετα, βασαλτικό τήγμα, θερμοκρασίας 1200° C, χωρίς νερό, έχει το ίδιο ιξώδες (10²) με όμοιο τήγμα το οποίο έχει 4% νερό (Σχήμα 6).

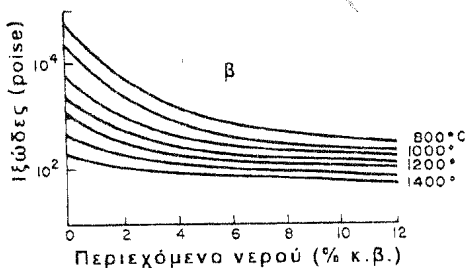
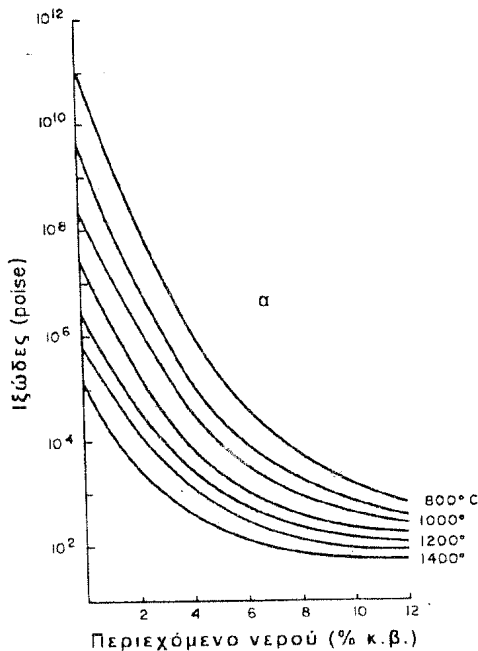
Το CO₂ τείνει να πολυμερίσει ένα τήγμα, δηλαδή φέρνει το αντίθετο αποτέλεσμα απ' ό,τι το διαλυμένο H₂O. Καθώς το CO₂ εξέρχεται από το τήγμα σε μεγαλύτερα βάρη απ' ό,τι το H₂O,



Σχήμα 4. Διακύμανση του ιξώδους σε σχέση με τη θερμοκρασία για 4 διαφορετικές σύστασης μάγματα (τροποποιημένο από Williams & McBirney 1979).



Σχήμα 5. Τιμές ιξώδους (σε poises) ανδεσιτικού τήγματος σε διάφορες θερμοκρασίες και πιέσεις (από Kushiro et al. 1976).



Σχήμα 6. Η επίδραση του διαλυμένου νερού σε ένα ρυολιτικό (α) και βασάλτικο (β) τήγμα, σε διάφορες θερμοκρασίες (τροποποιημένο από Williams & McBirney 1979).

λόγω της υψηλότερης πίεσης των ατμών του, έξοδος του μειώνει το ιξώδες του τήγματος. Το ιξώδες του τήγματος αυξάνει και από την παρουσία φαινοκρυστάλλων και φυσαλίδων.

Η παρουσία κρυστάλλων επηρεάζει σοβαρά το ιξώδες. Μάγματα με ποσοστό κρυστάλλων έως και 20% κ.β. συμπεριφέρονται ως Νευτώνια. Μεταξύ 20 και 60% κ.β. συμπεριφέρονται ως ρευστά Bingham. Σε ποσοστά πάνω από 60% το μάγμα αρχίζει να εμφανίζει μηχανική συνοχή (mechanical strength), με τους κρυστάλλους σε επαφή να αποτελούν ένα δίκτυο. Βέβαια τα υψηλού ιξώδους μάγματα συνήθως δεν φτάνουν στην κρυστάλλωση, αλλά χάνοντας θερμοκρασία μετατρέπονται σε υπερψυγμένα τήγματα και γυαλί. Σε αυτή την περίπτωση η θερμοκρασία μετάβασης στο γυαλί αποτελεί το όριο μεταξύ πλαστικής και θραυσιγενούς (brittle) συμπεριφοράς.

Οι φυσαλίδες μπορούν να προκαλέσουν πτώση ή αύξηση του ολικού ιξώδους, ανάλογα με το μέγεθος και την κατανομή τους, την επιφανειακή τάση του τήγματος και το ρυθμό παραμόρφωσης. Όταν τα πτητικά απομιγνύονται, το ιξώδες του μάγματος αρχίζει να αυξάνεται. Η αέρια φάση όμως είναι ρευστό με πολύ χαμηλό ιξώδες, γεγονός που επιδρά στο ολικό ιξώδες του μίγματος. Αυτό αφορά ιδιαίτερα τα όξινα μάγματα όπου το ιξώδες είναι ήδη υψηλό και επηρεάζεται σοβαρά από την απόμιξη των αερίων. Ένας φυσαλιδοποιημένος ρυόλιθος έχει γενικά πολύ υψηλό ολικό ιξώδες. Αντίθετα η μηχανική συνοχή του μειώνεται λόγω του υψηλού ποσοστού φυσαλιδοποίησης και της φυσικής ανομοιογένειάς του.

Η μηχανική συνοχή του μάγματος είναι επίσης ένα φυσικό χαρακτηριστικό το οποίο πρέπει να υπολογίζεται για την κατανόηση των διαδικασιών που ελέγχουν την ηφαιστειακή δράση. Το μάγμα, κατά την άνοδό του στην επιφάνεια μπορεί να υποστεί παραμόρφωση που κυμαίνεται από πλήρως πλαστική (βασαλτικά ρεύματα λάβας) έως θραυσιγενής (εκρηκτική θρυμματοποίηση ενός όξινου θόλου). Η μηχανική συνοχή αυξάνεται καθώς το μάγμα κρυσταλλώνεται και αυξάνονται τα ποσοστά των κρυστάλλων. Αυτό είναι καθοριστικό για να κατανοηθούν οι διαδικασίες εκρηκτικής θρυμματοποίησης: αύξηση της μηχανικής συνοχής συνεπάγεται αντίσταση στην εκρηκτική θραύση και η θρυμματοποίηση πραγματοποιείται τόσο από διατμητικές (ώθηση υποκείμενου μάγματος) όσο και εκτατικές (πίεση αερίων στα τοιχώματα των φουσαλίδων) τάσεις.

4.1.5. Ηλεκτρική Αγωγιμότητα

Η ηλεκτρική αγωγιμότητα έχει σχέση με τη δομική φύση των πυριτικών υγρών. Η αγωγιμότητα των καθαρά πυριτικών τήγμάτων είναι πολύ χαμηλή και αυξάνει μόνο ελαφρώς με τη θερμοκρασία. Πρόσθεση μεταλλικών οξειδίων και ειδικά αλκαλίων αυξάνει κατά πολύ την αγωγιμότητα. Η αγωγιμότητα των πετρωμάτων είναι μικρή και γενικά ελάχιστη μεταξύ των κοινών πυριγενών πετρωμάτων. Αυτή αυξάνει απότομα στα τήγματα.

5. ΓΕΝΕΣΗ ΚΑΙ ΑΝΟΔΟΣ ΜΑΓΜΑΤΟΣ

Το μάγμα δημιουργείται σε μεγάλα βάθη στο εσωτερικό της Γης, για το οποίο δε γνωρίζουμε πολλές λεπτομέρειες. Όμως, με βάση τα αποτελέσματα ερευνών με διάφορους μεθόδους (π.χ., γεωφυσικές, γεωχημικές) μπορούμε να καταλήξουμε σε κάποια μοντέλλα δημιουργίας του μάγματος. Έτσι, σήμερα πιστεύουμε ότι τα βασαλτικά μάγματα δημιουργούνται σε βάθη 50-170 Km ως αποτέλεσμα της μερικής τήξης υλικών του μανδύα. Τα αρχικά πετρώματα είναι μάλλον γκρανατούχοι περιδοτίτες ή λερζόλιθοι, που αποτελούνται από ολιβίνη, ορθοπυρόξενο και κλινοπυρόξενο. Η ενέργεια η οποία απαιτείται για την τήξη του μητρικού πετρώματος προέρχεται από διάφορες πηγές.

Η συνένωση των σταγονιδίων του τήγματος, που προέρχονται από τη μερική τήξη, σε μικρές μάζες και στη συνέχεια σε μεγαλύτερα μαγματικά σώματα προκαλεί, τελικά, κατακόρυφες κινήσεις ως αποτέλεσμα των αυξανόμενων δυνάμεων άνωσης.

Στην ασθενόσφαιρα το μάγμα μπορεί να ανέρχεται υπό μορφή διάπυρων παραμορφώνοντας τα εύκαμπτα γειτονικά πετρώματα. Η ταχύτητα ανόδου είναι μια λειτουργία του μεγέθους του διάπυρου, της διαφοράς πυκνότητας και των ιδιοτήτων της ρεολογίας. Επειδή, όμως, το μάγμα κατά την άνοδό του μέσω της λιθόσφαιρας πρέπει να υπερνικήσει την ακαμψία των ψυχρών πετρωμάτων ενδέχεται να εγκλωβισθεί στα όρια ασθενόσφαιρας-λιθόσφαιρας έως ότου αναπτυχθούν επαρκείς δυνάμεις οι οποίες θα δημιουργήσουν ρωγμές και συνέχιση της κίνησής του προς τα πάνω. Η άνοδος του μάγματος λόγω άνωσης μπορεί, ακόμα, να σταματήσει σε μικρά βάθη στον φλοιό λόγω της μείωσης της πυκνότητας των εκεί γειτονικών πετρωμάτων. Τέτοια βάθη με ουδέτερη άνωση μπορούν να αποτελέσουν ζώνες αποθήκευσης όπου παγιδευμένες ποσότητες τήγματος συγκεντρώνονται και σχηματίζουν μια μαγματική δεξαμενή (μαγματικό θάλαμο) σε βάθος λίγων Km.

Συνέχιση της ανόδου μπορεί να συμβεί από τη αύξηση της πίεσης του αποθηκευμένου μάγματος λόγω της εισόδου νέου μάγματος από κάτω ή επαναδημιουργίας της άνωσης. Η ταχύτητα κίνησης του μάγματος μέσα στις ρωγμές και κατά συνέπεια η ταχύτητα έκχυσης ελέγχονται από το μέγεθος των δυνάμεων ώθησης (πίεση, άνωση), το πλάτος της ρωγμής και τις ρεολογικές ιδιότητες του μάγματος. Όλα τα μάγματα δε φθάνουν στην επιφάνεια. Για να φθάσει το μάγμα στην επιφάνεια πρέπει να είναι επαρκείς τόσο οι ταχύτητες, ώστε να αποφευχθεί υπερβολική ψύξη και στερεοποίηση, όσο και οι δυνάμεις πίεσης.

5.1. ΕΙΔΗ ΜΑΓΜΑΤΩΝ

Για λόγους ευκολίας τα μάγματα τα διακρίνουμε σε δύο κύριες ομάδες: (1) τα μητρικά μάγματα που προέρχονται από μερική τήξη του άνω μανδύα ή του φλοιού και (2) τα παράγωγα μάγματα, τα οποία προέρχονται από τα μητρικά μέσω διαφόρων μηχανισμών εξέλιξης όπως είναι α) η διαφοροποίηση μάγματος β) η αφομοίωση, μερική ή ολική, στερεού πετρώματος από μάγμα, και γ) η μείξη διαφορετικών μαγμάτων. Τα βασαλτικά μάγματα, συνήθως, θεωρούνται ως μητρικά των πλούσιων σε Si, Al και αλκάλια μαγμάτων, των οποίων τα πιο διαφοροποιημένα έχουν σύσταση που πλησιάζει εκείνη των πετρογενετικών υπολειμμάτων. Βασικά κάθε μάγμα μπορεί να θεωρηθεί ως μητρικό ενός άλλου πιο διαφοροποιημένου μάγματος. Η διαφοροποίηση με αποχωρισμό των κρυστάλλων, χωρίς μόλυνση από τα γειτονικά πετρώματα, είναι το πιο απλό σύστημα εξέλιξης των μαγμάτων.

5.1.1. Βασαλτικά μάγματα

Ανάλογα με τις συνθήκες που επικρατούν, το ανώτερο τμήμα του μανδύα αποτελείται από γρανατούχους περιδοτίτες σε υψηλές πιέσεις (πάνω από 22 kb), σπινελιούχους περιδοτίτες σε ενδιάμεσες πιέσεις (10 έως 22 kb) και πλαγιοκλαστικούς περιδοτίτες σε χαμηλές πιέσεις (<10 kb). Τα πιο πρωτογενή είδη των μαγμάτων, τα βασαλτικά μάγματα, συμπεραίνεται ότι προέρχονται από μερική τήξη τέτοιων περιδοτιτών.

Η σύσταση των πρωτογενών βασαλτικών μαγμάτων εξαρτάται από διάφορους παράγοντες, όπως είναι: (1) η σύσταση - χημική και ορυκτολογική - της πηγής προέλευσης του μάγματος, το είδος και η σχετική αφθονία των πτητικών και (2) οι διεργασίες τήξης - βαθμός μερικής τήξης (εξαρτώμενη από παράγοντες όπως η πίεση, η θερμοκρασία και τα περιεχόμενα πτητικά) - και βάθος γένεσης του μάγματος. Τα βασαλτικά μάγματα ονομάζονται πρωτογενή όταν φθάνουν στην επιφάνεια της γης χωρίς να έχουν υποστεί καμία χημική μεταβολή. Αυτά πρέπει να είναι σε ισορροπία με τον περιδοτίτη και χαρακτηρίζονται από υψηλό λόγο Mg/Fe και υψηλή περιεκτικότητα σε Cr και Ni. Σπάνια, όμως, συναντώνται πρωτογενή μάγματα στη φύση.

Οι βασάλτες αποτελούν τα πιο διαδεδομένα ηφαιστειακά πετρώματα αν και η αναλογία των βασαλτικών πυροκλαστικών υλικών ως προς τις λάβες είναι πολύ πιο μικρότερη απ' ό,τι σε άλλης σύστασης ηφαιστειακά πετρώματα.

5.1.2. Ανδεσιτικά μάγματα

Οι απόψεις σχετικά με την προέλευση των ανδεσιτικών μαγμάτων είναι διχασμένες. Κατά μια άποψη αυτά προέρχονται κατ' ευθείαν από μερική τήξη του περιδοτίτη, ενώ κατά μια άλλη προέρχονται από διαφοροποίηση ένυδρων βασαλτικών μαγμάτων κατά μήκος ή πάνω από ζώνες Benioff. Γίνεται, όμως, όλο και περισσότερο αποδεκτό ότι υπάρχει ένα μεγάλο εύρος ανδεσιτικών μαγμάτων τα οποία προέρχονται από μια μεγάλη ποικιλία πετρογενετικών διεργασιών.

Μετά τους βασάλτες οι ανδεσίτες είναι τα πιο διαδεδομένα ηφαιστειακά πετρώματα. Γενικά, οι ανδεσίτες σχηματίζουν στρωματόμορφα ηφαίστεια (stratovolcanoes) με άφθονα πυροκλαστικά υλικά. Περιέχουν περισσότερο SiO₂ απ' ό,τι οι βασάλτες και έχουν μεγαλύτερη αναλογία ασβεστίου/αλκάλια.

5.1.3. Διαφοροποιημένα μάγματα

Ασβεσταλκαλικά μάγματα με υψηλό ποσοστό σε SiO₂ μπορεί να προέλθουν από διαφοροποίηση πιο βασικών μαγμάτων ή από ανάτηξη υλικών του φλοιού. Από διάφορες παρατηρήσεις προκύπτει ότι η μερικά ρυολιθικά και ανδεσιτικά μάγματα έχουν κοινή προέλευση. Πρώτον, το τεκτονικό περιβάλλον τους είναι όμοιο. Δεύτερον, πολλές σειρές ανδεσιτικών-δακίτι-

κών-ρυσθιθικών πετρωμάτων εμφανίζουν σημαντικές χημικές και ορυκτολογικές ομοιότητες. Τα δεδομένα αυτά ευνοούν δημιουργία από διαφοροποίηση βασαλτικού μάγματος σε συνθήκες χαμηλής πίεσης ή από μερική τήξη πετρωμάτων προερχομένων από τον μανδύα. Δακίτες-ρυσδακίτες-ασβεσταλκαλικό ρυόλιθοι, οι οποίοι αποτελούν μέρος της ανδεσιτικής (ή ασβεσταλκαλικής ή ορογενετικής) σειράς βρίσκονται τόσο ως πυροκλαστικά πετρώματα όσο και ως ρεύματα και θόλοι λάβας.

5.2. ΜΑΓΜΑΤΙΚΕΣ ΣΕΙΡΕΣ

Τα μάγματα, και κατ' αντιστοιχία τα ηφαιστειακά πετρώματα, διακρίνονται ανάλογα με τη χημική τους σύσταση σε δύο κύριες μαγματικές σειρές, την υπαλκαλική και την αλκαλική. Κάθε μια από τις σειρές αυτές περιλαμβάνει πετρώματα τα οποία κυμαίνονται από πλευράς συστάσεως από βασικά έως όξινα. Η μετάβαση από τη μια σειρά στην άλλη γίνεται βαθμιαία. Γενικά, τα μάγματα της υπαλκαλικής σειράς διακρίνονται σε δύο υποσειρές, στην πλούσια σε αργίλιο ή ασβεσταλκαλική σειρά και στην χαμηλή σε κάλιο θολειϊτική σειρά. Η διάκριση μεταξύ των δύο αυτών σειρών γίνεται σαφής στο διάγραμμα AFM, καθώς η δεύτερη σειρά δείχνει έντονο εμπλουτισμό σε σίδηρο. Η πιο βασική διαφορά μεταξύ των ακραίων μελών της τυπικής θολειϊτικής και ασβεσταλκαλικής σειράς είναι το περιχόμενό τους σε Al_2O_3 . Οι ασβεσταλκαλικοί βασάλτες και ανδεσίτες περιέχουν 16 έως 20 %, ενώ τα αντιστοιχοί θολειϊτικοί περιέχουν 12 έως 16 %. Οι μαγματικές σειρές συνδέονται με ορισμένο τεκτονικό περιβάλλον.

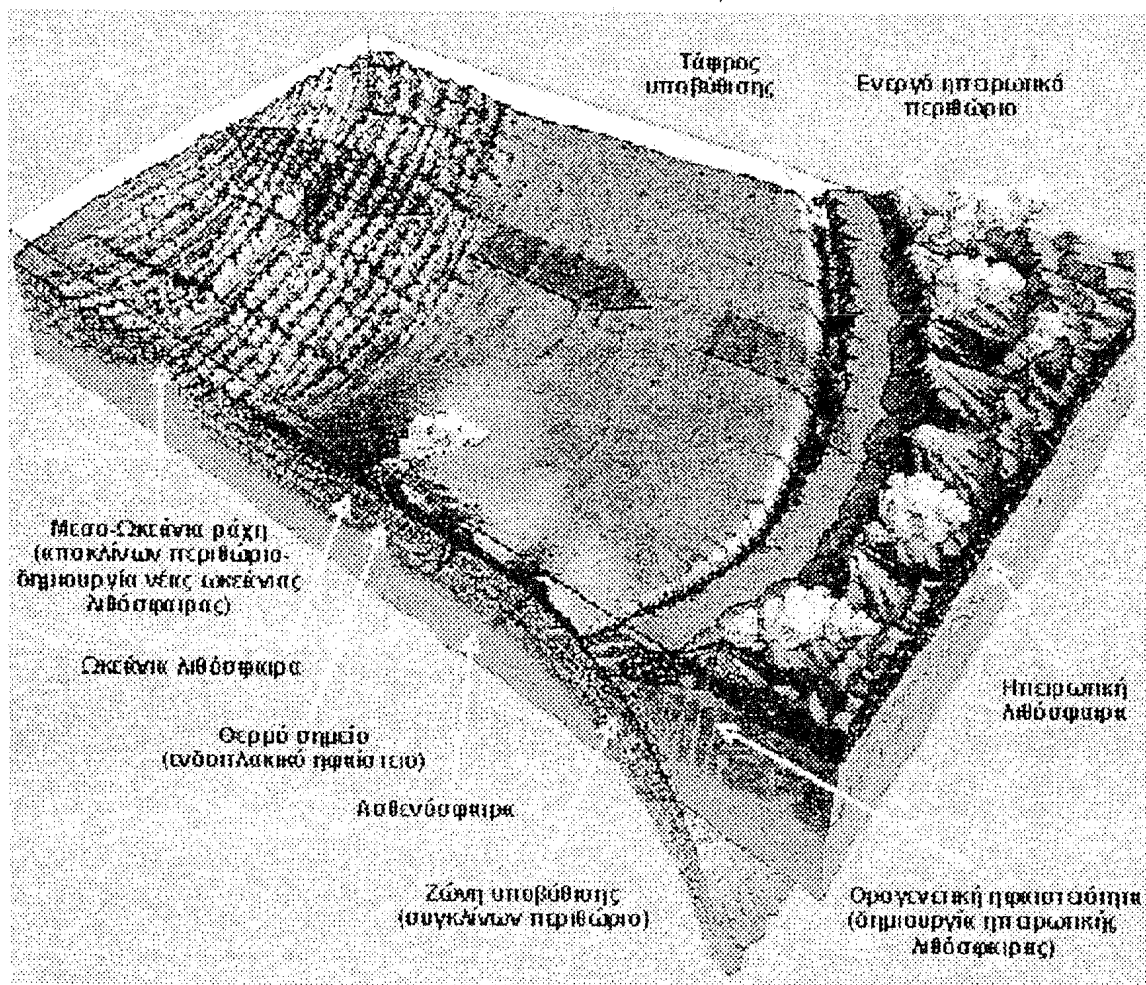
5.2.1. ΤΕΚΤΟΝΙΚΟ ΠΕΡΙΒΑΛΛΟΝ

Στην δεκαετία του 1960, η συγκέντρωση πολλών και σημαντικών γεωφυσικών και γεωλογικών δεδομένων, οδήγησε στην "Επανάσταση της θεωρίας των τεκτονικών πλακών", η οποία εξηγούσε με επιτυχία την παγκόσμια κατανομή των ηφαιστειών και των σεισμικών φαινομένων. Η μεγάλη σχέση της ηφαιστειακής δραστηριότητας και της σεισμικότητας με τα περιθώρια των ηπειρωτικών πλακών αιτιολογούσε το γιατί οι περισσότερες ηφαιστειακές δραστηριότητες συνέβησαν εκεί όπου συνέβησαν. Πολλά ηφαίστεια είναι συγκεντρωμένα σε νησιωτικά τόξα, ζώνες υποβύθισης ηπειρωτικών περιθωρίων, μεσο-ωκεάνιες ράχεις και ηπειρωτικές τάφρους, αντιπροσωπεύοντας είτε αποκλίνοντα είτε συγκλίνοντα περιθώρια ηπειρωτικών πλακών.

Πάρα πολλά ηφαίστεια βρίσκονται σε σεισμογενείς περιοχές. Οι κύριες ηφαιστειακές και σεισμικές ζώνες ορίζουν τα όρια των μεγάλων λιθοσφαιρικών πλακών. Οι λιθοσφαιρικές πλάκες, το πάχος των οποίων κυμαίνεται από λιγότερα από 30 χιλιόμετρα μέχρι 200 χιλιόμετρα, κινούνται πάνω στην ασθαινόσφαιρα, δηλαδή, πάνω σε ένα 'πλαστικό' υπόστρωμα με πολύ υψηλό ιξώδες.

Τα περιθώρια των πλακών διακρίνονται σε τρεις κύριους τύπους: (1) αποκλίνοντα περιθώρια (2) συγκλίνοντα περιθώρια και (3) επαπτόμενα περιθώρια (Σχήμα 7).

Τα αποκλίνοντα και συγκλίνοντα περιθώρια πλακών χαρακτηρίζονται από έντονη αλλά διαφορετικού τύπου ηφαιστειακή δραστηριότητα? τα επαπτόμενα περιθώρια παρουσιάζουν μικρή ή καθόλου ηφαιστειακή δραστηριότητα. Από τα ενεργά χερσαία ηφαίστεια που σχετίζονται με περιθώρια πλακών περίπου 80% βρίσκονται σε περιβάλλον σύγκλισης και 15% σε περιβάλλον απόκλισης των πλακών. Περίπου 5% βρίσκονται μακριά από περιθώρια πλακών μέσα στις πλάκες, δηλαδή σε ενδοπλακικό περιβάλλον. Μάγματα τα οποία δημιουργούνται κατά μήκος αποκλίνοντων περιθωρίων, όπως είναι αυτά των μεσο-ωκεάνιων ρηγμάτων και ράχων και των περιφερειακών λεκανών και μέσα σε ωκεάνιες πλάκες είναι κυρίως βασικά. Περισσότερο πυριτικά μάγματα δημιουργούνται κυρίως κοντά ή πάνω από θέσεις υποβύθισης (συγκλίνοντα περιθώρια), όπως είναι οι περιοχές νησιωτικών τόξων και ενεργών περιθωρίων, ή αλλού μέσα σε ηπειρωτικές και, πιο σπάνια, ωκεάνιες πλάκες.



Σχήμα 7. Λιθοσφαιρικές πλάκες και ηφαιστειακή δραστηριότητα.

5.2.1.1. Αποκλίνοντα περιθώρια

Τα αποκλίνοντα περιθώρια είναι θέσεις επέκτασης όπου η μια πλάκα απομακρύνεται από την άλλη και δημιουργούνται νέες ωκεάνιες λιθοσφαιρικές πλάκες (δημιουργούμενα περιθώρια). Η απομάκρυνση των δύο πλακών προκαλεί παθητική άνοδο της υποκείμενης ασθενόσφαιρας, η οποία συντελεί σε μερική τήξη του μανδουακού υλικού και κατ' επέκταση σε ηφαιστειακή δράση. Σημαντικά αποκλίνοντα περιθώρια είναι οι σημερινές ωκεάνιες εξάρσεις και ράχες όπως είναι η Μεσο-Ατλαντική Ράχη, η Ανατολική Ειρηνική Έξαρση και η Ράχη Carlsberg στον Ινδικό ωκεανό. Οι περιοχές αυτές χαρακτηρίζονται από υψηλές ροές θερμότητας και είναι θέσεις από τις οποίες εξέρχονται οι μεγαλύτερες ποσότητες ηφαιστειακών προϊόντων. Υπολογίζεται ότι περίπου 3 Km³ βασαλτικού υλικού προστίθεται ετησίως στον φλοιό της γης στις ωκεάνιες ράχες. Αυτό σχηματίζει το δεύτερο στρώμα του ωκεάνιου φλοιού του οποίου το πάχος κυμαίνεται από 1 έως 2 χιλιόμετρα. Τα υποθαλάσσια ηφαίστεια εμφανίζονται με δύο μορφές, είτε ως ηφαίστεια ύψους 50 έως 200 μέτρα, με απότομες πλευρές και πλάτος δεκάδων έως εκατοντάδων μέτρων κατά μήκος των μεσο-ωκεάνιων ραχών, είτε ως στρώματα λάβας μέσα σε ρηξιγενής ζώνες.

Τα προϊόντα αυτού του τεκτονικού περιβάλλοντος ανήκουν κατά κανόνα στη θολεϊτική μαγματική σειρά .

5.2.1.2. Συγκλίνοντα περιθώρια

Τα συγκλίνοντα (καταστρεφόμενα) περιθώρια είναι θέσεις όπου η μία πλάκα βυθίζεται κάτω από την άλλη (ζώνες υποβύθισης). Στις θέσεις αυτές λιθοσφαιρικό υλικό επανέρχεται στο εσωτερικό της γης, δηλαδή συμβαίνει καταστροφή πλακών. Οι πλάκες μπορεί να είναι είτε ωκεάνιες είτε ηπειρωτικές ή και τα δύο. Ηφαιστειότητα παρατηρείται κυρίως σε περιπτώσεις όπου μια ωκεάνια λιθόσφαιρα βυθίζεται κάτω από μία ωκεάνια ή ηπειρωτική λιθόσφαιρα. Οι κύριες ζώνες σεισμών μεγάλου βάθους, τα νησιωτικά τόξα και οι νέες πτυχοσιγενείς οροσειρές βρίσκονται σε συγκλίνοντα περιθώρια. Οι εστίες σεισμών μέσου και μεγάλου βάθους που βρίσκονται κάτω από ηφαιστειακά τόξα ή ηπειρωτικά περιθώρια ορίζουν τη θέση ενός κεκλιμένου επιπέδου, γνωστού ως ζώνη βύθισης Benioff.

Οι ηφαιστειακές περιοχές οι οποίες βρίσκονται πάνω από ζώνες βύθισης χαρακτηρίζονται από μεγάλες μάζες ηφαιστιτών, των οποίων η σύσταση κυμαίνεται από βασαλτική έως ρυολιθική. Τεράστιες μάζες των ηφαιστειακών θραυσμάτων από τα ηφαίστεια αυτά εισέρχονται στις ωκεάνιες λεκάνες με τον άνεμο, ή ως πυροκλαστικά ρεύματα.

Τα πιο εκτεταμένα νησιωτικά τόξα και ηφαιστειακές αλυσίδες βρίσκονται γύρω από τον ειρηνικό ωκεανό αποτελώντας το λεγόμενο 'πύρινο δακτύλιο του Ειρηνικού'. Άλλες τέτοιες ζώνες υπάρχουν στις Μεγάλες και Μικρές Αντίλλες και κατά μήκος ζωνών σύγκρουσης μεταξύ της Ευρασιατικής, της Αφρικής και της Αραβικής πλάκας.

Το μάγμα που τροφοδοτεί την ηφαιστειακή δράση των περιθωρίων υποβύθισης ανήκει κατά κανόνα στην ασβεσταλκαλική σειρά.

5.2.1.3. Ενδοπλακικά Ηφαίστεια

Τα ενδοπλακικά ηφαίστεια ωκεάνιων πλακών περιλαμβάνουν μεγάλα ηφαιστειακά οικοδομήματα τα οποία αναδύονται πάνω από τη θάλασσα σχηματίζοντας ωκεάνια νησιά καθώς επίσης δεκάδες χιλιάδες μικρότερων ηφαιστειών κάτω από την επιφάνεια της θάλασσας (υποθαλάσσια βουνά). Ο συνολικός όγκος των εξερχόμενων υλικών από αυτά τα ηφαίστεια είναι μικρότερος σε σχέση με εκείνα τα οποία εξέρχεται από ηφαίστεια που βρίσκονται σε περιθώρια πλακών που συγκλίνουν.

Τα υποθαλάσσια ηφαιστειακά βουνά περιέχουν μεγαλύτερο ποσοστό πυροκλαστικών προϊόντων απ' ό,τι τα ηφαίστεια μεσο-ωκεάνιων ράχων γι' αυτό είναι υψηλότερα, έχουν πιο απότομες πλευρές και συνήθως οικοδομούνται από πιο πλούσιες σε πτητικά συστατικά αλκαλικές λάβες. Τυπικά παραδείγματα τέτοιων ηφαιστειών είναι το αρχιπέλαγος των νησιών της Χαβάης στον Ειρηνικό και τα Κανάρια νησιά στον Ατλαντικό ωκεανό.

Ενδοπλακική ηφαιστειότητα μέσα σε ηπειρωτικές πλάκες συμβαίνει κυρίως μέσα ή κοντά σε κύριες ζώνες ρηγμάτων και σε ανυψωμένες περιοχές. Αν και υπάρχουν πολυάριθμα ηφαιστειακά κέντρα στο εσωτερικό των ηπειρωτικών πλακών, ο συνολικός όγκος των εξερχόμενων υλικών είναι μικρός συγκρινόμενος με το όγκο των υλικών των ηφαιστειών που βρίσκονται σε περιθώρια αποκλινόντων και συγκλινόντων πλακών. Εξαιρέση αποτελούν τα βασαλτικά καλύμματα (flood basalts), τα οποία καλύπτουν τεράστιες εκτάσεις, μεγάλου πάχους. Οι βασαλτικοί κώνοι σκωριών ίσως είναι τα πιο χαρακτηριστικά χερσαία ηφαίστεια ενδοπλακικών θέσεων.

6. ΤΥΠΟΙ ΗΦΑΙΣΤΕΙΩΝ ΚΑΙ ΗΦΑΙΣΤΕΙΑΚΗΣ ΔΡΑΣΗΣ

Τα ηφαίστεια είναι φυσικές δομές οι οποίες αποτελούνται από αλληλοδιαδοχή πυροκλαστικών πετρωμάτων, ρευμάτων και θόλων λάβας καθώς και μαγματικών υποηφαιστειακών διεσόδσεων (φλέβες τροφοδοσίας, παρείσακτες κοίτες, κρυπτοθόλοι). Τα ηφαίστεια διαφέρουν σημαντικά μεταξύ τους σε ότι αφορά στη γεωμετρία τους, τον όγκο και την αναλογία των ηφαιστειακών σχηματισμών. Οι διαφορές αυτές οφείλονται κύρια στους μηχανισμούς εκδήλωσης της ηφαιστειακής δράσης¹ και τους ρυθμούς εξόδου του μάγματος, συμπεριφορές που ελέγχονται κύρια από τη χημική σύσταση του μάγματος. Αυτή καθορίζει σε μεγάλο βαθμό τα φυσικά χαρακτηριστικά του μάγματος όπως το ιξώδες, τη φυσαλιδοποίηση και τη μηχανική συνοχή, καθορίζοντας έτσι το είδος της ηφαιστειακής δράσης, τους μηχανισμούς μεταφοράς και απόθεσης, τον τύπο των ηφαιστειακών σχηματισμών που θα δημιουργηθούν από αυτήν.

Η ηφαιστειακή δράση είναι πολύμορφη κυμαινόμενη μεταξύ ήπιων εκχύσεων ρευστής λάβας και έντονα βίαιων εκρήξεων που εκτοξεύουν τέφρα έως τη στρατόσφαιρα. Ο τύπος της ηφαιστειακής δράσης καθορίζεται κυρίως από τα φυσικο-χημικά χαρακτηριστικά του μάγματος και χωρίζεται σε δύο μεγάλες κατηγορίες: **εκρηκτική** (explosive), όπου επικρατεί η θρυμματοποίηση και η εκτόξευση του μάγματος από τον ηφαιστειακό πόρο και η απόθεση των διάφορων ειδών πυροκλαστικών οριζόντων τέφρας, και η **εκχυτική – εξωθητική** (effusive - extrusive) όπου το μάγμα εξέρχεται ως ένα συνεχές μέσο και δημιουργεί ρεύματα ή θόλους λάβας.

Κατά τη διάρκεια της ηφαιστειακής δράσης, ο τύπος της μπορεί να μεταβληθεί μέσα σε λεπτά ή ώρες από εκρηκτική σε εκχυτική – εξωθητική ή αντίστροφα. Αυτό εξαρτάται κυρίως από την ομοιογένεια ή μη του μάγματος που τροφοδοτεί τη δράση, τη σταθερότητα των ρυθμών εξόδου του, το περιεχόμενο αερίων και σε αλλαγές στο μαγματικό θάλαμο και στον πόρο εξόδου. Ως **περίοδο** ηφαιστειακής δράσης ονομάζουμε την πρακτικά συνεχή δράση εντός των ορίων μιας χρονικής περιόδου, η οποία μπορεί να έχει διαφορετική ένταση και να εκδηλώνεται με διαφορετικό τύπο δράσης. Μερικές κατηγορίες ηφαιστειακής δράσης αποτελούνται από μόνο μια περίοδο, άλλες από πολλές περιόδους με μεσοδιαστήματα ηρεμίας, χρονικής διάρκειας από μερικές ώρες έως έτους. Το σύνολο των περιόδων που εκδηλώνεται μέχρι εκείνη τη στιγμή που το ηφαίστειο θα θεωρηθεί ξανά σε κατάσταση ηρεμίας χαρακτηρίζεται ως μία ηφαιστειακή δράση.

Οι οριζόντες ηφαιστιτών που αποτίθενται κατά τη διάρκεια μιας περιόδου μπορεί να διαφέρουν ως προς τα φυσικά χαρακτηριστικά ο ένας από τον άλλο και να περιλαμβάνουν από οριζόντες τέφρας έως ρεύματα λάβας. Γενικά όμως χαρακτηρίζονται από ομοιογένεια χημικής σύστασης ή συστηματικές αλλαγές στη σύστασή τους.

Τα ηφαιστειακά γεγονότα και οι περίοδοι των ηφαιστειακών δράσεων έχουν ταξινομηθεί παραδοσιακά σύμφωνα με ένα ευρύ φάσμα ποιοτικών κριτηρίων. Σε πολλές έχουν δοθεί ονόματα ηφαιστειών στα οποία πρώτη φορά παρατηρήθηκε ή εκδηλώνεται συχνά αυτού του είδους η δράση (τύπου Χαβάης, Στρόμπολι, Βουλκάνο, κλπ.). Σε άλλες περιπτώσεις έχουν χρησιμοποιηθεί κριτήρια όπως το είδος του πόρου (κεντρικός κρατήρας ή ρωγμή), ο ρυθμός και η διάρκεια δράσης (παροξυσμική ή διαρκής). Τα τελευταία χρόνια γίνονται προσπάθειες για την ταξινόμηση των τύπων της ηφαιστειακής δράσης χρησιμοποιώντας ένα ευρύτερο φάσμα κυρίως ποσοτικών χαρακτηριστικών. Το βασικό γεωλογικό κριτήριο για το πόσο ικανοποιητικά υπηρετεί το στόχο της μία ταξινόμηση θα ήταν η κατά το δυνατόν μονοσήμαντη αντιστοίχιση των χαρακτηριστικών του τύπου της δράσης στα

¹ Στην ελληνική απόδοση του όρου "eruption", δηλ. εκδήλωση ενός ηφαιστειακού γεγονότος, έχει χρησιμοποιηθεί έως σήμερα ο όρος «εκρήξη». Αυτό όμως προκαλεί σύγχυση, καθώς ο όρος αυτός αποδίδει μόνο τη βίαια έξοδο του μάγματος (explosion). Γι' αυτό εδώ, στη θέση του eruption χρησιμοποιείται ο όρος «ηφαιστειακή δράση».

χαρακτηριστικά των προϊόντων που αυτή αποθέτει. Σε αυτή την κατεύθυνση έχουν γίνει σοβαρά βήματα μέσω:

- Της ποσοτικής ανάλυσης των μηχανισμών των ηφαιστειακών δράσεων που έχουν εκδηλωθεί τα τελευταία 25 - 30 χρόνια
- Της ποσοτικής ανάλυσης των φυσικών χαρακτηριστικών των προϊόντων κάθε ξεχωριστού τύπου ηφαιστειακής δράσης
- Της θεωρητικής προσέγγισης του καθορισμού των φυσικών παραμέτρων κάθε τύπου ηφαιστειακής διεργασίας, αναπτύσσοντας πρότυπα προσομοίωσης στον Η/Υ με εισαγωγή ποσοτικών δεδομένων που προέρχονται από πραγματικές δράσεις οι οποίες μελετήθηκαν με τις δύο προηγούμενες μεθόδους. Αυτό καθιστά δυνατή την πρόβλεψη των φυσικών χαρακτηριστικών και της κατανομής των προϊόντων κάθε τύπου δράσης.

Παρά τα προβλήματα που εμπεριέχει, η ταξινόμηση των τύπων ηφαιστειακών δράσεων και τα τεχνητά όρια που βάζει μεταξύ των διάφορων τύπων, είναι αναγκαία, κυρίως γιατί κωδικοποιεί ένα σύνολο χαρακτηριστικών μιας δράσης και διευκολύνει την σύγκρισή τους. Σήμερα συνεχίζει να χρησιμοποιείται ο διαχωρισμός στα 5 βασικά είδη ηφαιστειακών δράσεων (τύπου **Χαβάης**, **Στρόμπολι**, **Βουλκάνο**, **Πλινιακή**, **Surtseyan**) με διάφορες υποδιαιρέσεις (**Υπο-Πλινιακή**, **Υπερ-Πλινιακή**, **Φρεατο-Πλινιακή**) καθώς προστίθενται πολλά ποσοτικά χαρακτηριστικά τα οποία κάνουν λιγότερο υποκειμενική την ταξινόμηση.

Μια διαφορετική ταξινόμηση των ηφαιστειακών δράσεων προτάθηκε από τον Walker (1980), βασισμένη σε υπαίθριες και εργαστηριακές μελέτες των ηφαιστειακών προϊόντων, με βάση λιγότερο θεωρητικές και περισσότερο πρακτικές παραμέτρους, οι οποίες δίνουν δυνατότητα σύγκρισης των διάφορων τύπων ηφαιστειακής δράσης. Οι παράμετροι αυτοί είναι:

Μέγεθος (magnitude) : ο ολικός όγκος των προϊόντων που παράχθηκαν από την ηφαιστειακή δράση (σε ισοδύναμο συμπαγούς πετρώματος).

Ένταση (intensity) : ο ρυθμός εκροής του υλικού, ο οποίος μπορεί να καταγραφεί άμεσα κινηματογραφώντας την έκρηξη ή να εκτιμηθεί έμμεσα από τις αποθέσεις της δράσης, χρησιμοποιώντας π.χ. γνωστές ταχύτητες πτώσης και υπολογίζοντας τον απαιτούμενο χρόνο πτώσης για να παραχθούν τα πάχη και η διαβάθμιση – ταξινόμηση των υλικών σε μια συγκεκριμένη απόσταση από τον πόρο εξόδου.

Δύναμη Διασποράς (dispersion power) : η έκταση της περιοχής διασποράς του υλικού, η οποία είναι ανάλογη με το ύψος της εκρηκτικής στήλης και την ταχύτητα του ανέμου.

Βιαιότητα (violence) : για εκρήξεις κατά τις οποίες η κατανομή των εκτινασσομένων θραυσμάτων καθορίζεται από την αρχική ορμή τους.

Καταστροφικό δυναμικό (destructive potential) : η έκταση της περιοχής στην οποία μπορεί να προκληθεί καταστροφή.

Οι Newhall & Self (1982) ολοκλήρωσαν την ταξινόμηση του Walker συγκεντρώνοντας πλήθος ποσοτικά δεδομένα και όρισαν την παράμετρο **Δείκτης Ηφαιστειακής Εκρηκτικότητας** (volcanic explosivity index – VEI) με βάση την οποία ταξινόμησαν ποσοτικά τους διάφορους τύπους ηφαιστειακής δράσης, όπως φαίνεται στον πίνακα 2.1.

Πίνακας 2.1 Δείκτης εκρηκτικής ηφαιστειότητας (Από Newhall & Self, 1982)

VEI	0	1	2	3	4	5	6	7	8
Περιγραφή	Μη-εκρηκτική	Μικρή	Μέτρια	Μέτρια-Μεγάλη	Μεγάλη	Πολύ μεγάλη			
Όγκος αναβλημάτων σε m ³	< 10 ⁴	10 ⁴ -10 ⁶	10 ⁶ -10 ⁷	10 ⁷ -10 ⁸	10 ⁸ -10 ⁹	10 ⁹ -10 ¹⁰	10 ¹⁰ -10 ¹¹	10 ¹¹ -10 ¹²	>10 ¹²
Ύψος στήλης σε km	< 0,1	0,1-1	1-5	3-15	10-25	>25			
Ταξινόμηση	Χαβιάς	Στρομπόλια		Βουλκάνια		Πλινιακή		Υπερ-πλινιακή	
Διάρκεια (ώρες συνεχούς έκρηξης)	< 1		1-6		6-12		> 12		
Διείσδυση στην τροπόσφαιρα	Αβέβαιη	Μικρή	Μέτρια	Ουσιαστική					
Διείσδυση στην στρατόσφαιρα	Καμία			Πιθανή	Σίγουρη	Σημαντική			
Ποιστευτικές δράσεις	443	361	3108	720	131	35	16	1	0

7. ΕΚΡΗΚΤΙΚΗ ΗΦΑΙΣΤΕΙΟΤΗΤΑ. ΜΗΧΑΝΙΣΜΟΙ ΚΑΙ ΠΡΟΪΟΝΤΑ

7.1. Μηχανισμοί διάρρηξης

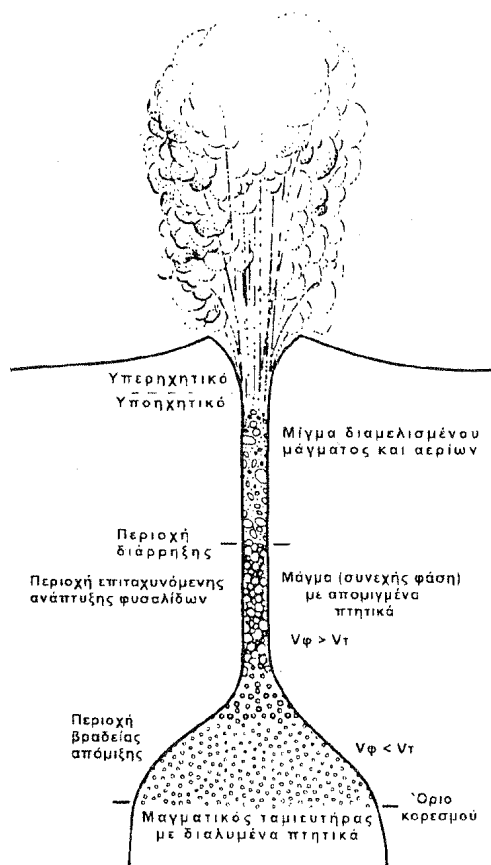
Η εκρηκτική ηφαιστειακή δράση προκαλείται είτε από την απελευθέρωση των μαγματικών αερίων που βρίσκονται διαλυμένα σε αυτό σε μεγάλες πιέσεις είτε από την αλληλεπίδραση του μάγματος με εξωτερικό νερό (εδάφους, λίμνης ή θάλασσας) ή από ένα συνδυασμό των δύο.

7.1.1. Απελευθέρωση μαγματικών αερίων

Η διαδικασία μέσω της οποίας, η απελευθέρωση των αερίων οδηγεί στη διάρρηξη του μάγματος και σε εκρηκτική ηφαιστειακή δράση, είναι εξαιρετικά πολύπλοκη και υπάρχουν πολλές διεργασίες που πρέπει να κατανοηθούν και ερευνώνται σήμερα. Η απαέρωση εξαρτάται από τις φυσικές ιδιότητες του μάγματος, το περιεχόμενο των αερίων και το ρυθμό ανόδου του μάγματος. Το νερό και το CO₂ είναι τα αέρια που ελέγχουν τη δυναμική των ηφαιστειακών εκρήξεων. Η κύρια κινητήρια δύναμη των εκρήξεων είναι η τρομερή μεταβολή του όγκου που συντελείται με την απόμιξη της αέριας φάσης του μάγματος καθώς αυτό προσεγγίζει την επιφάνεια: περίπου 1 m³ ρυολιθικού μάγματος 900°C με 5% κ.β. διαλυμένο νερό στο βάθος θα μετατραπεί σε 670 m³ μίγματος μάγματος και ατμού όταν το μάγμα φτάσει στην επιφάνεια.

Το Σχήμα 8 παρουσιάζει μια σχηματική τομή ενός ηφαιστείου στο οποίο εκδηλώνεται μια παρατεταμένη εκρηκτική ηφαιστειακή δράση από την απελευθέρωση των πτητικών συστατικών του μάγματος. Αυτό το πρότυπο έχει εφαρμογή σε ηφαιστειακή δράση που τροφοδοτείται από υψηλό ιξώδους και πλούσιο σε αέρια μάγμα (δακτικό – ρυολιθικό ή τραχειτικό – φωνολιθικό). Πριν από την έκρηξη το μάγμα ανεβαίνει αργά λόγω άνωσης στο φλοιό της γης και συνήθως συσσωρεύεται σε μαγματικούς θαλάμους βάθους μεταξύ 3 και 30 χιλιομέτρων. Μέσα σε αυτούς τους θαλάμους τα πτητικά συστατικά είναι συνήθως διαλελυμένα στο μάγμα ή εάν το μάγμα είναι κεκορεσμένο σε πτητικά υπάρχουν ως φυσαλίδες αερίων.

Η απόμιξη των αερίων αρχίζει όταν η πίεση του ατμού γίνεται ίση με την περιβάλλουσα (confining) πίεση. Όσο μεγαλύτερο είναι το ποσοστό των μαγματικών πτητικών, τόσο υψη-



Σχήμα 8. Σχηματική τομή ενός ηφαιστειακού συστήματος σε παρατεταμένη εκρηκτική δράση. Διακρίνονται οι διαφορετικές περιοχές και ρεολογικά καθεστώτα από το μη φυσαλιδοποιημένο μάγμα έως το εκρηκτικό νέφος. V_{ϕ} = όγκος φυσαλίδων, V_{τ} = όγκος τήγματος (από Wilson et al. 1980).

λότερη προκύπτει η πίεση του ατμού, με αποτέλεσμα η απόμιξη να αρχίζει από μεγαλύτερα βάθη. Όταν η απόμιξη είναι αποτέλεσμα της πτώσης της πίεσης ονομάζεται «**πρώτος βρασμός**» (first boiling) ή αποσυμπιεστική απόμιξη – φυσαλιδοποίηση. Η κρυστάλλωση προκαλεί την συγκέντρωση των πτητικών στο υπολειμματικό ρευστό. Η λανθάνουσα θερμότητα που ελευθερώνεται κατά την κρυστάλλωση βοηθά επίσης να κρατηθεί υψηλή η θερμοκρασία του ρευστού και η πίεση του ατμού. Αυτό μπορεί να οδηγήσει στο «**δεύτερο βρασμό**», δηλαδή σε απόμιξη – φυσαλιδοποίηση λόγω κρυστάλλωσης. Και οι δύο διαδικασίες θεωρούνται σημαντικές για την εκρηκτική δράση.

Τρεις περιοχές απόμιξης αερίων μπορούν να εντοπιστούν στο Σχήμα 8. Το όριο κορεσμού είναι το βάθος στο οποίο το μάγμα είναι κεκορεσμένο σε μία από τις φάσεις πτητικών που περιέχει (εδώ θεωρούμε το νερό). Αυτό μπορεί να συμβεί στον αγωγό ή στο μαγματικό θάλαμο ανάλογα με το βάθος του θαλάμου και το περιεχόμενο ποσοστό νερού. Καθώς η πίεση του μαγματικού θαλάμου μειώνεται με το χρόνο, κατά τη διάρκεια της έκρηξης, το όριο κορεσμού μπορεί να κινηθεί από τον αγωγό προς το θάλαμο.

Καθοριστικό για το σχηματισμό φυσαλίδων είναι το εάν ο σχηματισμός του πυρήνα τους (nucleation) γίνεται ομοιογενώς ή ανομοιογενώς. Πειράματα σε ασβεσταλκαλικό ρυολιθικό τήγμα με υψηλό περιεχόμενο νερού (4-5% κ.β.) (Hurwitz & Navon 1994) έδειξαν ότι σε τήγμα χωρίς κρυστάλλους δεν παρουσιάζεται σχηματισμός πυρήνων φυσαλίδων σε συνθήκες υπερκορεσμού του τήγματος σε διαλελυμένα αέρια με μία πτώση πίεσης (ΔP) έως και 10 MPa, είναι μικρός για ΔP από 15 έως 70 MPa και αρχίζει να είναι ευρύς σε $\Delta P > 80$ MPa ενώ η κατανομή τους είναι ομοιογενής. Όταν υπάρχουν κρύσταλλοι στο μάγμα, ο σχηματισμός πυρήνων ελέγχεται από το είδος των κρυσταλλικών φάσεων. Τα οξείδια είναι τα πιο αποτελεσματικά για το σχηματισμό πυρήνων φυσαλίδων, καθώς στην επαφή τους με το μάγμα δημιουργούνται πυρήνες φυσαλίδων με $\Delta P < 1$ MPa. Ο βιοτίτης, το ζirkόνιο και ο απατίτης έπονται με $\Delta P = 30$ MPa, ενώ οι άστριοι δεν φαίνεται να επηρεάζουν τη διεργασία.

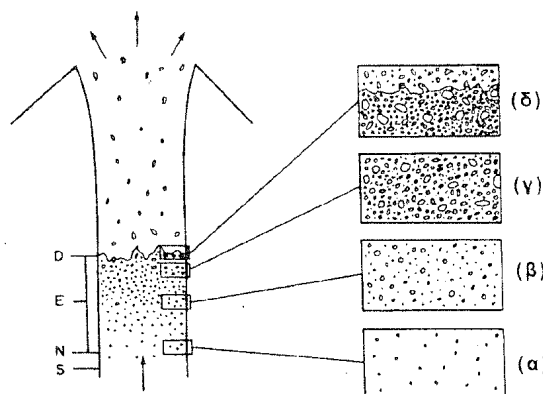
Η αύξηση του όγκου των φυσαλίδων είναι αποτέλεσμα ενός συνδυασμού μεταφοράς μάζας των πτητικών συστατικών από το μάγμα στις φυσαλίδες και της αποσυμπίεσης του μίγματος. Τα αποτελέσματα αριθμητικού πρότυπου προσομοίωσης (Sparks, 1978) δείχνουν ότι στο βάθος κυριαρχεί η μεταφορά μάζας στην ανάπτυξη των φυσαλίδων, ενώ η αποσυμπίεση γίνεται σοβαρός παράγοντας κοντά στην επιφάνεια.

Στην κατώτερη περιοχή της βραδείας απόμιξης, ένα μίγμα από τήγμα, κρυστάλλους και φυσαλίδες αερίων ανεβαίνουν με μικρή ταχύτητα προς την επιφάνεια μέσω ενός σχετικά στενού αγωγού. Η διάμετρος του αγωγού εκτιμάται ότι κυμαίνεται από λίγα μέτρα έως λίγες δεκάδες μέτρα. Η ταχύτητα ανόδου του μάγματος σε βάθη μεγαλύτερα από 1 χιλιόμετρο εκτιμάται σε λίγα μέτρα ανά δευτερόλεπτο (Wilson et al. 1980). Κατά την έκρηξη της 18 Μαΐου 1980 του ηφαιστείου St. Helens, στην πολιτεία Ουάσινγκτον των ΗΠΑ, η διάμετρος του αγωγού εκτιμήθηκε σε 9,5 μέτρα και η ταχύτητα ανόδου ένα μέτρο ανά δευτερόλεπτο (Carey & Sigurdsson 1985). Λόγω του ιξώδους του μάγματος, των βραδών ρυθμών ανόδου του καθώς και της απόμιξης των αερίων, η ροή του μάγματος στο βαθύ μέρος του αγωγού θεωρείται γραμμική και το μάγμα σε θερμική και μηχανική ισορροπία με τις φυσαλίδες.

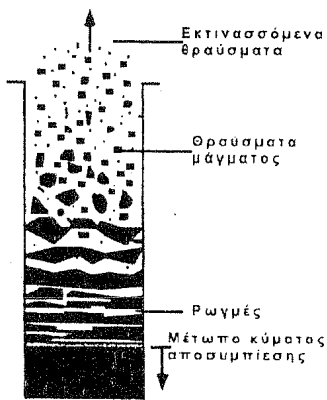
Πλησιέστερα στην επιφάνεια, ο όγκος των φυσαλίδων αρχίζει να αυξάνεται σε μια περιοχή με επιταχυνόμενο ρυθμό ανάπτυξης φυσαλίδων. Το μάγμα συνεχίζει εδώ να είναι η συνεχής φάση του μίγματος, ο όγκος των φυσαλίδων όμως υπερβαίνει τον όγκο του τήγματος. Στην περιοχή **διάρρηξης** πραγματοποιείται πλέον η μετάβαση σε ένα συνεχώς επιταχυνόμενο μίγμα διαμελισμένου μάγματος και αερίων, με το αέριο να αποτελεί εδώ τη συνεχή φάση. Το εύρος αυτών των περιοχών είναι ελάχιστα γνωστό και η εκτίμηση ποικίλει με βάση το αριθμητικό πρότυπο προσομοίωσης της διαδικασίας που χρησιμοποιείται.

Για τις συνθήκες που επικρατούν στο ανώτερο μέρος του αγωγού – έως τη βάση της περιοχής διάρρηξης, προτείνονται δύο βασικά πρότυπα. Το **κλασικό πρότυπο** (Sparks 1978, Wilson L. 1980) (Σχήμα 9) βασίζεται κύρια στην παρατήρηση ότι οι περισσότερες κισσήρεις έχουν σταθερή πυκνότητα φυσαλίδων, που είναι μεταξύ 0,7-0,8. Αυτό ερμηνεύεται ως ένδειξη ότι πριν τη διάρρηξη οι περισσότερες φυσαλίδες έπαυσαν να αυξάνονται λόγω του συνωστισμού τους και της δυσκολίας να αναπτυχθούν εν μέσω ενός ρευστού πολύ υψηλού ιξώδους καθώς το τήγμα έχει στερηθεί τα διαλελυμένα πτητικά του. Έτσι σχηματίζεται ένας μη διογκούμενος πλέον «αφρός» και το αέριο συνεχίζει να διαχέεται στις φυσαλίδες από το τήγμα καθώς η ολική πίεση συνεχίζει να μειώνεται από την άνοδο του μάγματος κατά την έκρηξη. Η πίεση αυξάνεται μέσα στην αέρια φάση του στατικού σε όγκο αφρού και στην περιοχή της διάρρηξης αυτός κατακερματίζεται. Ο κατακερματισμός αποδίδεται κυρίως στις διατμητικές και εκτατικές τάσεις που αναπτύσσονται κατά την υψηλή ταχύτητα κίνησης.

Στο **δεύτερο πρότυπο** (Hurwitz & Navon 1994, Mader et al. 1994, 1996) ο ομοιογενής σχηματισμός πυρήνων των φυσαλίδων σε υψηλές πιέσεις υπερκορεσμού οδηγεί στη βίαιη απόμιξη του αερίου, επιτάχυνση της ροής και εκρηκτική επιτάχυνση λόγω της παραμόρφωσης των φυσαλίδων, των ρυθμών απόμιξης και της διαστολής του αφρού. Ο διαρκώς επιταχυνόμενος έτσι αφρός κατακερματίζεται στην περιοχή διάρρηξης. Τα εργαστηριακά πειράματα



Σχήμα 9. Γένεση, ανάπτυξη και διάρρηξη φυσαλίδων σε μια μαγματική στήλη ανοιχτού πόρου. S είναι το επίπεδο του κορεσμού, N το επίπεδο της γένεσης, E η περιοχή απόμιξης και ανάπτυξης, D είναι η περιοχή της διάρρηξης. Κοντά στην περιοχή διάρρηξης -περιοχή (γ)- το μάγμα έχει «κορεστεί» σε φυσαλίδες και η ανάπτυξή τους επιβραδύνεται (από Sparks 1978α).



Σχήμα 10. Σχηματική αναπαράσταση του μηχανισμού θρυμματοποίησης ύψηλου ιξώδους μάγματος μέσω απότομης αποσυμπίεσης (από Alidibirov & Dingwell 1996).

δείχνουν μια μάλλον διάχυτη περιοχή παρά μία καθορισμένη επιφάνεια μεσόφασης (interface). Το όλο πρότυπο υποστηρίζει μια μικρού εύρους περιοχή εκρηκτικής απόμιξης και διάρρηξης σε σχέση με το μήκος του αγωγού.

Ενα τρίτο πρότυπο θρυμματοποίησης του μάγματος λόγω απότομης αποσυμπίεσης έχει προταθεί πρόσφατα από τους Alidibirov & Dingwell (1996). Αυτό βασίζεται σε εργαστηριακά πειράματα απότομης αποσυμπίεσης δειγμάτων μάγματος που υπόκεινται σε υψηλές θερμοκρασίες και πιέσεις, τα οποία αναπαράγουν «πυροκλαστικά» προϊόντα με μορφομετρικά και κοκκομετρικά χαρακτηριστικά αντίστοιχα εκείνων που έχει δώσει το ίδιο μάγμα στην κανονική ηφαιστειακή έκρηξη. Στα πειράματα αποδείχθηκε ότι το μάγμα, σε θερμοκρασίες χαρακτηριστικές των ηφαιστειακών εκρήξεων δακτικικών ή ρυολιθικών συστημάτων μπορεί να υποστεί θραυσιγενή (brittle) θρυμματοποίηση λόγω απότομης αποσυμπίεσης. Σε αυτή τη διαδικασία ο σημαντικότερος παράγοντας φαίνεται να είναι ο ρυθμός αποσυμπίεσης (Σχήμα 10). Αίτια της θραυσιγενούς θρυμματοποίησης του μάγματος, ως ανταπόκριση στην απότομη αποσυμπίεση, θεωρούνται: 1) η διάδοση ενός κύματος αποφόρτωσης (unloading wave), 2) η διάδοση ενός κύματος διάρρηξης (fragmentation wave) και 3) η θραύση λόγω ταχείας ροής διήθησης (filtration flow). Η διάδοση ενός κύματος αποφόρτωσης αναφέρεται στο κύμα αποσυμπίεσης το οποίο διαδίδεται σε ένα συμπυκνωμένο μάγμα με ή χωρίς φυσαλίδες. Αν το κύμα αποφόρτωσης επιφέρει τάσεις μεγαλύτερες από την εκτατική συνοχή του μάγματος και διαδίδεται γρηγορότερα από ότι το μάγμα μπορεί να απορροφήσει ως ιξώδες, τότε το μάγμα θα θρυμματοποιηθεί από την εκτατική τάση. Η διάδοση ενός κύματος θραύσης αναφέρεται στην περίπτωση που η απότομη αποσυμπίεση δρα σε πεπιεσμένες φυσαλίδες αέρα. Σε αυτή την περίπτωση η διαφορική πίεση μεταξύ συμπιεσμένων φυσαλίδων κοντά στη δυναμική επιφάνεια του μάγματος και την πίεση του περιβάλλοντος πίσω από το κύμα αποφόρτωσης μπορεί να είναι τόσο μεγάλη ώστε να διαρρήξει το μάγμα λόγω συντριβής των φυσαλίδων, της μιας μετά την άλλη. Η ταχεία ροή διήθησης αναφέρεται στην περίπτωση που αποσυμπιέζεται μάγμα με ανοικτό πορώδες είτε πρωτογενώς (προ-αποσυμπίεσης) είτε δημιουργημένο από την αποσυμπίεση. Τότε η ταχεία ροή των αποσυμπιεσμένων αερίων μέσω των διαύλων του ανοικτού πορώδους εξασκεί αξιόλογες δυνάμεις τριβής στην επιφάνεια των διόδων συνεισφέροντας στη διάρρηξη του μάγματος. Το πρότυπο αυτό φαίνεται να εξηγεί ικανοποιητικά κυρίως την εκρηκτική δράση που εκδηλώνεται κατά τη μερική κατάρρευση του στερεοποιημένου περιβλήματος δακτικικών – ρυολιθικών θόλων με χαμηλό περιεχόμενο πτητικών.

Η περιοχή διάρρηξης για πολλές εκρήξεις βρίσκεται σε βάθος μικρότερο του ενός χιλιομέτρου κάτω από την επιφάνεια. Σε ορισμένες όμως περιπτώσεις υπάρχουν ενδείξεις ότι μπορεί να εισέλθει βαθύτερα φτάνοντας μέσα στο μαγματικό θάλαμο κατά τα ύστερα στάδια της έκρηξης.

Πάνω από την περιοχή διάρρηξης η απότομη διαστολή της αέριας φάσης επιταχύνει το

μίγμα προς τα πάνω στον υπόλοιπο αγωγό και το εκτοξεύει από τον πόρο με μεγάλες ταχύτητες και στροβιλώδη ροή. Κατά τη διάρκεια μερικών εκρήξεων η γεωμετρία του αγωγού και του πόρου μπορεί να είναι τέτοια ώστε το μίγμα μπορεί να φτάσει μόνο σε ταχύτητες ήχου και να εξέλθει με πίεση μεγαλύτερη της ατμοσφαιρικής. Τότε ο πόρος μπορεί να διαβρωθεί και να διευρυνθεί έως ότου φτάσει σε συνθήκες που η εξερχόμενη πίεση να είναι κοντά στην ατμοσφαιρική. Η ταχύτητα εξόδου του μίγματος στον πόρο εξαρτάται κυρίως από την αρχική περιεκτικότητα σε νερό στο μάγμα. Περιεκτικότητες 1 έως 5% κ.β. νερό θα δώσουν ταχύτητες μεταξύ 100-500 m/s για ρυθμούς εξόδου του μάγματος $\sim 10^6$ kg/s.

7.1.2. Αλληλεπίδραση μάγματος με εξωτερικό νερό

Ένας άλλος μηχανισμός πρόκλησης εκρηκτικής ηφαιστειακής δράσης είναι η εκρηκτική αλληλεπίδραση του μάγματος με το υπόγειο, λιμναίο ή θαλασσινό νερό. Το μάγμα είναι μια τεράστια πηγή θερμικής ενέργειας λόγω της υψηλής θερμοκρασίας του και της μεγάλης θερμοχωρητικότητάς του. Ένα κιλό μάγματος περιέχει $1,6 \times 10^6$ J ενέργειας και ένας σταθερός όγκος νερού που θερμαίνεται από 0 °C σε 1000 °C εξασκεί μια πίεση 500 MPa. Όταν το μάγμα έρθει σε επαφή με το νερό στην επιφάνεια της γης ή κάτω από αυτήν, η ταχεία μετάβαση από νερό σε ατμό μπορεί να γίνει εκρηκτικά. Αυτού του είδους η εκρηκτική ηφαιστειακή δράση έχει ονομαστεί από διάφορους ερευνητές ως υδροηφαιστειακή ή υδρομαγματική ή φρεατομαγματική δράση. Εδώ υιοθετείται ο όρος **υδροηφαιστειακή** ως ευρύτερος, καθώς δεν προσδιορίζει το επίπεδο που λαμβάνει χώρα η αλληλεπίδραση (όπως κάνει ο όρος φρεατομαγματική) και δεν χρησιμοποιείται για να περιγράψει γενικότερες διεργασίες αλληλεπίδρασης νερού – μάγματος (όπως ο όρος υδρομαγματική).

Το κύριο χαρακτηριστικό σχεδόν όλων των υδροηφαιστειακών εκρήξεων είναι η απελευθέρωση μεγάλης κινητικής ενέργειας σε σχέση με αντίστοιχες «ξηρές» εκρήξεις, ενώ η θερμοκρασία των εκτινασσόμενων θραυσμάτων είναι χαμηλότερη.

Οι υδροηφαιστειακές εκρήξεις είναι αποτέλεσμα βραχυχρόνιας αλληλεπίδρασης νερού και μάγματος σε μικρά βάθη, όπου το αναδύμενο μάγμα συναντά υπόγειο ή επιφανειακό νερό σε υδροστατικές πιέσεις μικρότερες από την κρίσιμη πίεση του νερού (όριο μετάβασης φάσης νερού / ατμού – 21,74 MPa). Μόνο σε υδροστατικές πιέσεις αρκετά χαμηλότερες της κρίσιμης, η μετάδοση θερμότητας στην επιφάνεια επαφής νερού – μάγματος δημιουργεί μια διαχωριστική μεμβράνη (film) ατμού. Σε αυτές τις συνθήκες μπορεί να επιτευχθεί «εκρηκτική πρόσμιξη» νερού και τήγματος εάν διατίθεται αρκετή «ενέργεια μίξης» από την υδροδυναμική ενέργεια μάγματος και νερού. Από τη στιγμή που σχηματίζεται η εκρηκτική πρόσμιξη, μια μικρή δόνηση (πχ σεισμικό κύμα) ή τυχαία κατάρρευση της μεμβράνης του ατμού προκαλεί αλυσιδωτές εκρήξεις από τη μετατροπή της θερμικής ενέργειας σε υπερπίεση. Αυτή η διαδικασία ονομάζεται **Αλληλεπίδραση ηφαιστειακού Τηγμένου Καυσίμου Ψυκτικού** (volcanic Molten Fuel Coolant Interaction – MFCI – Zimanowski 1998).

7.2. Ηφαιστειακά αναβλήματα

Η **τέφρα**, το σύνολο των θραυσμάτων που εκτοξεύονται από τον ηφαιστειακό πόρο στη διάρκεια των εκρηκτικών ηφαιστειακών δράσεων και σχηματίζουν τις πυροκλαστικές αποθέσεις, δεν είναι το αποτέλεσμα κατακερματισμού μόνο λόγω των προαναφερόμενων διεργασιών διάρρηξης. Περαιτέρω θραύση προκαλείται από την τριβή και τη σύγκρουση των εκτοξευμένων θραυσμάτων – κυρίως κοντά στον πόρο, καθώς και από την πρόσκρουση των θραυσμάτων στο έδαφος. Τα θραύσματα που προκύπτουν από όλες τις παραπάνω διεργασίες θραύσης ονομάζονται **πυροκλαστικά** και ταξινομούνται με βάση το μέγεθος της διαμέτρου τους σε:

- **τεμάχη** ($\Phi > 64$ mm)
- **λιθάρια** ($2 < \Phi < 64$ mm)
- **στάχτη** ($\Phi < 2$ mm)

Οι πυροκλαστικές αποθέσεις αποτελούνται από τρία κύρια είδη θραυσμάτων:

- νεαρά (*juvenile*) θραύσματα
- κρυστάλλους
- λιθικά θραύσματα

Νεαρά θραύσματα

Νεαρά ονομάζονται τα θραύσματα που προέρχονται από το μάγμα το οποίο προκάλεσε την ηφαιστειακή δράση. Αυτά αποτελούνται από γυαλί, κρυστάλλους και διάκενα που αντιπροσωπεύουν το χώρο τον οποίο καταλάμβανε η απομιγμένη αέρια φάση.

Ο σχηματισμός του γυαλιού δεν εξαρτάται από τη συνολική ψύξη αλλά από το ρυθμό ψύξης. Όταν τα πυριτικά τήγματα ψύχονται γρήγορα κάτω από τη θερμοκρασία κρυστάλλωσης το τήγμα αρχικά μεταβαίνει σε μια φάση υπερψυγμένου υγρού και κατόπιν μετατρέπεται σε ένα άμορφο στερεό που ονομάζεται γυαλί. Η θερμοκρασία μετάβασης εξαρτάται από το ρυθμό ψύξης του υπερψυγμένου ρευστού και μειώνεται με την αύξηση του διαλυμένου νερού. Ο σχηματισμός του γυαλιού εξαρτάται επίσης από το ιξώδες του τήγματος. Τήγματα με χαμηλό ιξώδες (όπως οι βασάλτες) ή αρκετό διαλυμένο νερό δύσκολα ψύχονται σε γυαλί καθώς στο τήγμα κρυσταλλώνονται γρήγορα τα διάφορα ορυκτά. Αντίθετα, άνυδρα μάγματα υψηλού ιξώδους όπως οι ρυόλιθοι εύκολα μετατρέπονται σε γυαλί, ακόμη και ολόκληρα ρεύματα ή θόλοι λάβας.

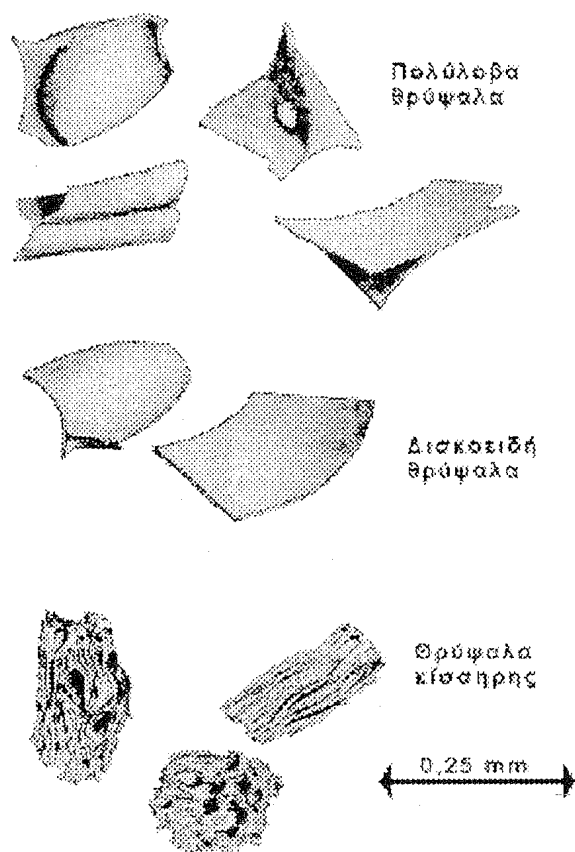
Στα πυροκλαστικά, η απόμιξη και η αδιαβατική διαστολή των αερίων προκαλούν σοβαρή απότομη πτώση της θερμοκρασίας. Βέβαια το μεγαλύτερο μέρος της ψύξης πραγματοποιείται κατά τη μεταφορά από τον πόρο στο σημείο απόθεσης και εξαρτάται τόσο από το μέγεθος του θραύσματος όσο και από την απόσταση που μεταφέρεται.

Καθώς τα διαφορετικής σύστασης μάγματα έχουν διαφορετική πυκνότητα και ρευστότητα, τα αντίστοιχα θραύσματα αναπτύσσουν διαφορετικές μορφολογίες. Καθοριστικά επίσης για τη μορφολογία των θραυσμάτων είναι η φυσαλιδοποίηση και ο μηχανισμός διάρρηξης (μαγματικά αέρια ή αλληλεπίδραση μάγματος – νερού).

Τα πυροκλαστικά προϊόντα που προέρχονται από βασικά μάγματα έχουν γενικά μορφολογίες που αντικατοπτρίζουν τη ρευστότητα του μάγματος. Κοντά στον πόρο συνήθως επανασυγκολλούνται και είτε ρέουν ως ρεύματα λάβας ή σχηματίζουν μικρούς κώνους συγκολλημένων σκωριών (*spatter cones*). Πολύ εύκολα λαμβάνουν κατά την πτώση τους αδρακτοειδείς αεροδυναμικές μορφές σχηματίζοντας **ηφαιστειακές βολίδες** ή βόμβες. Τα πιο κοινά θραύσματα από εκρηκτική ηφαιστειακή δράση που τροφοδοτείται από βασάλτικά και βασάλτικά ανδεσιτικά μάγματα είναι οι **σκωρίες**. Έτσι ονομάζονται όλα τα σκουρόχρωμα φυσαλιδοποιημένα θραύσματα με βασική σύσταση. Η διακύμανση στο ποσοστό φυσαλίδων είναι ευρεία.

Η **κίσσηρις** είναι το πιο κοινό προϊόν της εκρηκτικής ηφαιστειακής δράσης που τροφοδοτείται από ιξώδη ενδιάμεσα έως όξινα μάγματα. Είναι συνήθως ανοιχτόχρωμη με υψηλό ποσοστό φυσαλίδων και αποτελείται κυρίως από γυαλί με έντονα κυμαινόμενο ποσοστό κρυστάλλων. Η πυκνότητα των κλαστών είναι συνήθως μικρότερη από 1 g/cm^3 και επιπλέει στο νερό. Η πυκνότητα κυμαίνεται ακόμα και στα προϊόντα της ίδιας έκρηξης εξαρτώμενη από το βαθμό φυσαλιδοποίησης και από την κοκκομετρία των κλαστών. Σε ότι αφορά στο σχήμα και τη διάταξη των φυσαλίδων, συνήθως συναντώνται μορφολογίες που κυμαίνονται μεταξύ δύο τυπικών μορφών: 1) ινώδη θραύσματα με σωληνοειδείς παράλληλες δέσμες φυσαλίδων (λόγος μήκους / διαμέτρου >20), και 2) θραύσματα με σφαιρικές φυσαλίδες. Για τη δημιουργία της πρώτης θεωρείται υπεύθυνη η προσανατολισμένη παράλληλα με τον αγωγό τάση αποσυμπίεσης ενώ για τη δημιουργία της δεύτερης απαιτείται υψηλή πίεση ατμού σε πιο στατικές συνθήκες.

Για τα λεπτόκοκκα υαλώδη θραύσματα μεγέθους στάχτης ($\Phi < 2\text{mm}$) χρησιμοποιείται ο όρος **θρύψαλα** (*shards*). Αυτά αποτελούνται από μικροσκοπικά θραύσματα κίσσηρις και τοιχώματα φυσαλίδων γυαλιού, τα πιο συνήθη σε σχήμα Y και πολύλοβα (Σχήμα 11).



Σχήμα 11. Μορφές θρύψαλων – λεπτόκοκκων υαλωδών θραυσμάτων (από Fisher & Schmincke 1984, σελ. 101).

Κρύσταλλοι

Ελεύθεροι κρύσταλλοι και γωνιώδη θραύσματα κρυστάλλων είναι προϊόντα της διάρρηξης λιγότερο ή περισσότερο πορφυριτικών μαγμάτων και αποτελούν ένα αξιόλογο συστατικό των θραυσμάτων που συναντούνται στις πυροκλαστικές αποθέσεις. Κρύσταλλοι που έχουν διαχωριστεί από τη θραύση παλαιότερων της έκρηξης πετρωμάτων ονομάζονται **ξενοκρύσταλλοι**.

Λιθικά θραύσματα

Με τον όρο λιθικά περιγράφονται στην υπάρχουσα βιβλιογραφία τα συμπαγή – μη φυσαλιδοποιημένα συστατικά μιας πυροκλαστικής απόθεσης. Τα λιθικά υποδιαιρούνται σε δύο βασικές κατηγορίες: 1) **συγγενή** λιθικά προερχόμενα από μη φυσαλιδοποιημένο νεαρό μάγμα, και 2) **ξενολίθους**, τα θραύσματα πετρωμάτων που προϋπήρχαν της έκρηξης. Αυτά προέρχονται από τα πετρώματα που βρίσκονται πάνω από το μαγματικό θάλαμο και αποσπώνται κατά την έκρηξη (*παρελκόμενα* (accessory) λιθικά) ή / και από κλάστες που αναμιγνύονται με τα πυροκλαστικά κατά τη διαδικασία της απόθεσης (*απροσδόκητα* (accidental) λιθικά). Η ονοματολογία αυτή δημιουργεί σύγχυση α) σε αποθέσεις που το μεγαλύτερο μέρος των νεαρών κλαστών είναι συμπαγείς β) όταν υπάρχει ένα ευρύ φάσμα φυσαλιδοποίησης καθώς και γ) σε περιπτώσεις που έχουν αποσπαστεί από την έκρηξη φυσαλιδοποιημένα παλαιότερα πυροκλαστικά. Για το λόγο αυτό εδώ προτείνεται η χρήση του όρου λιθικό ως συνώνυμο του ξενολίθους και στη θέση του όρου συγγενή λιθικά τη χρήση του όρου συμπαγή νεαρά θραύσματα.

Τα λιθικά είναι συνήθως γωνιώδη, δεν είναι όμως σπάνια η παρουσία στρογγυλεμένων λιθικών λόγω αποφλοιώσης από θερμική τάση και τριβή στον πόρο

7.3 Πυροκλαστικές αποθέσεις

Τα ηφαιστειακά οικοδομήματα αποτελούνται, όπως έχει ήδη αναφερθεί, από ρεύματα και θόλους λάβας ως προϊόντα ήπιας εκχυτικής – εξωθητικής δράσης και από ηφαιστειοκλαστικές αποθέσεις.

Με τον όρο **ηφαιστειοκλαστικές** χαρακτηρίζονται οι αποθέσεις που αποτελούνται από θραύσματα ηφαιστιτών χωρίς καμιά αναφορά στο μηχανισμό θραύσης και απόθεσής τους. Ως **πυροκλαστικές** χαρακτηρίζονται οι αποθέσεις που σχηματίστηκαν από εκρηκτική ηφαιστειακή δράση και αποτέθηκαν με διεργασίες μεταφοράς που προκύπτουν κατευθείαν από αυτή τη δράση. Οι αποθέσεις των κλαστικών προϊόντων της ήπιας μαγματικής δράσης (θραύση του στερεοποιημένου τμήματος ρευμάτων και θόλων λάβας από συστολή λόγω ψύξης και διατμητικές τάσεις που ασκούνται από το ρευστό τμήμα) ονομάζονται **αυτοκλαστικές**. Τέλος, ο όρος **επικλαστικά** χρησιμοποιείται για να περιγράψει αποθέσεις πετρωμάτων που παράγονται από μη ηφαιστειακές – φυσικές διεργασίες επιφανειακής θραύσης (διάβρωση, βαρυτική κατάρρευση κλπ.) ή αποτέθηκαν στη σημερινή τους θέση από φυσικές επιφανειακές διεργασίες (σύρση, κύλιση, αιώρηση, μαζώδη ροή κλπ.) άσχετα από τον τρόπο θρυμματοποίησης τους, ή και τα δύο.

Για να γίνει δυνατή η λιθολογική και γενετική ταξινόμηση των ηφαιστειακών προϊόντων (βλέπε παρακάτω) ώστε να κατανοηθούν οι διαδικασίες που οδήγησαν στην απόθεσή τους, το περιβάλλον και ο μηχανισμός απόθεσης, τα ηφαιστειακά κέντρα από τα οποία προέρχονται, απαιτείται μία λεπτομερής καταγραφή όλων των διακριτικών χαρακτηριστικών που έχουν αποτυπωθεί στην απόθεση. Εφαρμόζεται δηλαδή και για τα ηφαιστειακά προϊόντα η ιζηματολογική έννοια της **φάσης** ως ένα σώμα ή μια ομάδα πετρωμάτων που έχουν αποκλειστικά καθοριστικά χαρακτηριστικά μέσω των οποίων είναι διακριτά από άλλες φάσεις. Χαρακτηριστικά που είναι αποτέλεσμα ενός συνόλου πολύ συγκεκριμένων φυσικο-χημικών συνθηκών ενός αποθετικού περιβάλλοντος.

Για την περιγραφή μιας φάσης χρησιμοποιούνται πέντε βασικά στοιχεία:

- η γεωμετρία
- η λιθολογία
- οι ιζηματολογικές δομές
- οι δείκτες κίνησης
- τα απολιθώματα

Η γεωμετρία περιγράφει το τρισδιάστατο σχήμα της φάσης. Η γεωμετρία μιας φάσης καθορίζεται από:

- το προ-αποθετικό ανάγλυφο της επιφάνειας απόθεσης
- τον όγκο του υλικού που αποτίθεται και τον τρόπο με τον οποίο κατανέμεται στο χώρο αυτός ο όγκος
- τα φυσικά χαρακτηριστικά του μέσου μεταφοράς και απόθεσης
- τη μετα-αποθετική διάβρωση και παραμόρφωση

Η λιθολογία περιλαμβάνει τρία στοιχεία:

- τα φυσικά συστατικά
- τη σύσταση
- την υφή

Τα **φυσικά συστατικά** για τα πυροκλαστικά είναι τα νεαρά θραύσματα, οι κρύσταλλοι και τα λιθικά. Η **σύσταση** αφορά στα γεωχημικά, ορυκτολογικά και πετρολογικά χαρακτηριστικά του πετρώματος. Η **υφή** (texture) αφορά στις φυσικές παραμέτρους των συστατικών όπως το μέγεθος, η ταξινόμηση, το σχήμα και η μορφή, η στρογγύλωση και ο προσανατολισμός.

Το **μέγεθος** των θραυσμάτων είναι σημαντικό καθώς αντικατοπτρίζει το αρχικό εύρος μεγέθους των θραυσμάτων, το είδος και την αποτελεσματικότητα του μηχανισμού διάρρηξης την ικανότητα του μέσου μεταφοράς και απόθεσης να μεταφέρει αυτά τα μεγέθη και τέλος το βαθμό τριβής κατά τη μεταφορά και απόθεση. Ήδη αναφέρθηκε η διάκριση των πυροκλαστικών με

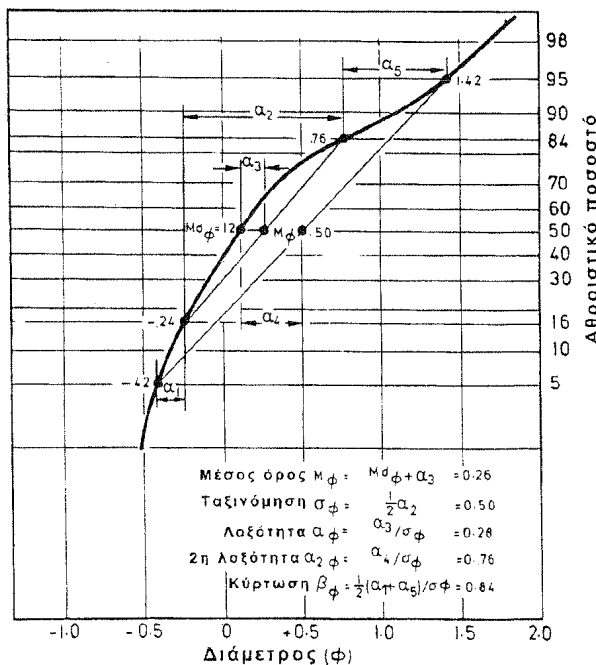
βάση το μέγεθός τους. Στον πίνακα 2.11 δίνεται η ταξινόμηση αυτή σε mm και Φ (ϕ : $\Phi = -\log_2 d$, όπου d η διάμετρος των κλαστών). Οι κοκκομετρικές αναλύσεις γίνονται στα πυροκλαστικά με τις ίδιες περίπου μεθόδους που χρησιμοποιούνται για τα ιζήματα. Οι σημαντικότερες πληροφορίες που δίνουν στο πεδίο της ηφαιστειολογίας προέρχονται από:

- Το **μέγιστο μέγεθος** λιθικών και νεανικών θραυσμάτων. Αυτό προκύπτει από το μέσο όρο των τριών κύριων αξόνων των 3 ή 5 μεγαλύτερων θραυσμάτων κάθε εμφάνισης. Οι μετρήσεις σε πλήθος σημείων χρησιμοποιούνται για να σχεδιαστεί ένας χάρτης ισοπληθών καμπυλών που συμβάλλει στον εντοπισμό του πόρου της έκρηξης και στον υπολογισμό της ενέργειας της έκρηξης (δες παρακάτω).
- Η **κοκκομετρική κατανομή**. Ενδιαφέρουσες γενετικές πληροφορίες περιέχουν τα ιστογράμματα κατανομής των διαφόρων κλασμάτων (ανά μισό Φ), οι παράμετροι $I_{\text{ημ}\phi}$ της Μέσης Τιμής (MT), γραφικής τυπικής απόκλισης (σ_ϕ) και ενίοτε της λοξότητας (α_ϕ) (Σχήμα 12). Τα πιο συνήθη διαγράμματα είναι αυτά που προβάλλουν τη μέση τιμή έναντι της τυπικής απόκλισης. Ενδιαφέροντα στοιχεία προκύπτουν επίσης από ιστογράμματα με τα σχετικά ποσοστά των διάφορων συστατικών (νεαρά θραύσματα, κρύσταλλοι, λιθικά, γυαλί) κάθε κοκκομετρικού κλάσματος, καθώς δίνουν πληροφορίες για τον τρόπο σχηματισμού και μεταφοράς των προϊόντων.

Η **ταξινόμηση** αντικατοπτρίζει το βαθμό στον οποίο το μέσο μεταφοράς στάθηκε ικανό να διαχωρίσει κόκκους με διαφορετικά υδραυλικά χαρακτηριστικά και να αποθέσει μαζί θραύσματα υδραυλικά ισότιμα. Οι παράγοντες που επηρεάζουν την υδραυλική συμπεριφορά των θραυσμάτων είναι η πυκνότητα, το βάρος και το σχήμα. Στις φυσιολογικές ιζηματολογικές διεργασίες οι περισσότεροι κόκκοι έχουν μικρές διαφορές πυκνότητας και παραπλήσιο σχήμα. Έτσι η ταξινόμηση γίνεται σύμφωνα με το βάρος και αυτό αντικατοπτρίζεται στο μέγεθος. Όταν όμως τα θραύσματα έχουν διαφορετικό σχήμα, πυκνότητα και βάρος – όπως είναι

Πίνακας 2.11 Κοκκομετρική κλίμακα και χαρακτηρισμός κλαστών

Φ	mm	Τέφρα	Ιζήματα
-12	4096		
-11	2048		
-10	1024		Ογκόλιθοι
-9	512		
-8	256		
-7	128	Τεμάχια	Κροκάλες / Λατύπες
	64		
	32		
	16	Λιθάρια	Ψηφίδες
	8		
-2	4		
-1	2		
0	1	Στάχτη	Άμμος
1	1/2		
2	0,25		
3	0,125		
4	0,0625		
5	0,0312	Λεπτή στάχτη	Ιλύς
6	0,0156		
7	0,0078		
8	0,0039		
9	0,0019		
10	0,0009		
11	0,0005		Άργιλλος
12	0,0002		



Σχήμα 12. Γραφική αναπαράσταση των περιγραφικών μεγεθών κοκκομετρικής κατανομής που υπολογίζονται από την καμπύλη αθροιστικής συχνότητας (από Inman 1952).

Πίνακας 2.ΙΙΙ Χαρακτηρισμός ιζηματολογικών και ηφαιστειολογικών τιμών ταξινόμησης

Ταξινόμηση (σ_ϕ)	Ίζημα	Πυροκλαστικό
0-1	Πολύ καλά έως μέτρια ταξινομημένο	Πολύ καλά ταξινομημένο
1-2	Φτωχά ταξινομημένο	Καλά ταξινομημένο
2-4	Πολύ φτωχά ταξινομημένο	Φτωχά ταξινομημένο
>4	Αταξινόμητο	Πολύ φτωχά ταξινομημένο

ο κανόνας για τα πυροκλαστικά – αποκλείεται η «καλή» ταξινόμηση εννοούμενη ως περίπου ίση κοκκομετρία. Μία πυροκλαστική απόθεση μπορεί να είναι φτωχά ταξινομημένη ως μέγεθος ενώ να είναι καλά ταξινομημένη υδραυλικά. Στον πίνακα 2.ΙΙΙ παρατίθενται οι χαρακτηρισμοί ταξινόμησης που χρησιμοποιούνται στην ηφαιστειολογία με βάση την τιμή του σ_ϕ και για σύγκριση παραβάλλονται οι αντίστοιχοι χαρακτηρισμοί στην ιζηματολογία.

Η **μορφή και το σχήμα** των πυροκλαστικών θραυσμάτων ποικίλει ευρέως, όπως ήδη αναφέρθηκε, ανάλογα με τα φυσικο-χημικά χαρακτηριστικά του μάγματος και το μηχανισμό διάρρηξης.

Η **στρογγυλότητα** είναι ένα χαρακτηριστικό που δίνει πληροφορίες για τη δυναμική της έκρηξης και το μηχανισμό απόθεσης. Σε περιορισμένο βαθμό μπορεί να οφείλεται στην τριβή κατά τη διάρκεια της εκτίναξης. Κυρίως προκαλείται κατά τη μεταφορά των θραυσμάτων από τον πόρο στη θέση απόθεσης.

Ο **βαθμός προσανατολισμού** των θραυσμάτων δίνει επίσης πληροφορίες για το μέσο και το μηχανισμό μεταφοράς.

Οι **σχέσεις μεταξύ των κλαστών** δίνουν επίσης σοβαρές πληροφορίες για το μηχανισμό μεταφοράς των αποθέσεων μιας πολυ-πληθυσμιακής απόθεσης: εάν *υποστηρίζονται από το πληρωτικό υλικό* (matrix supported) ή εάν *υποστηρίζονται μεταξύ τους* (clast supported) και σε αυτή την περίπτωση εάν είναι πληρωμένος ο ενδιάμεσος χώρος (closework) ή υπάρχουν διάκενα (openwork).

Είναι φανερό βέβαια ότι για να συλλεχθούν όλες οι παραπάνω πληροφορίες, ιδιαίτερα αυτές που αφορούν στα ποσοτικά χαρακτηριστικά της κοκκομετρικής κατανομής και τη σύσταση των θραυσμάτων, οι πυροκλαστικές αποθέσεις πρέπει να είναι πρόσφατοι (Πλειο-Τεταρτογενείς) χαλαροί μη εξαλλοιωμένοι ορίζοντες. Όσο μεγαλύτερη είναι η ηλικία και ο βαθμός εξαλλοίωσης τόσο πιο δύσκολο είναι να συλλεχθούν τα απαραίτητα ποσοτικά στοιχεία.

Οι ιζηματολογικές δομές είναι ένα από τα σπουδαιότερα αναλυτικά μέσα στον καθορισμό μιας φάσης. Δημιουργούνται πριν την απόθεση (προ-αποθετικές, π.χ. διάβρωση), κατά την απόθεση (συν-αποθετικές, π.χ. δομές από ρεύματα) και μετά την απόθεση (μετα-αποθετικές, π.χ. ρευστοποίηση). Μαζί με τα χαρακτηριστικά της υφής είναι αυτές που αντικατοπτρίζουν άμεσα τις συνθήκες απόθεσης και τον τρόπο μεταφοράς και απόθεσης. Τα πυροκλαστικά θραύσματα μεταφέρονται ή **σωματιδιακά** – ένα προς ένα, ή **ως μάζα** (ένα συσσωμάτωμα θραυσμάτων που κινείται όλο μαζί ως ένα σώμα). Η σωματιδιακή κίνηση των αδρότερων από αργιλικά κόκκων ($\Phi > 8$) δημιουργεί ένα σύνολο δομών έλξης (διασταυρούμενες στρώσεις, θίνες, ρυτίδες κλπ.). Η κίνηση ως μάζα κατά κανόνα αποθέτει άστρωτους ορίζοντες χωρίς ιδιαίτερη δομή (δες παρακάτω).

Οι δείκτες κίνησης που αποτυπώνονται στις πυροκλαστικές αποθέσεις είναι αντίστοιχοι με αυτούς που συναντάμε στα ιζήματα (θίνες, διασταυρούμενη στρώση, λεπίωση κλαστών, ίχνη πέλματος κ.α.) και είναι πολύ χρήσιμοι για την ανακατασκευή της παλαιογεωγραφίας του χώρου. Εκτός των κλασικών ιζηματολογικών δεικτών, στα πυροκλαστικά συναντώνται τα **ίχνη πρόσκρουσης** (impact sags) από τα ηφαιστειακά αναβλήματα που ακολουθούν βαλλιστικές τροχιές, δομές καθοριστικής σημασίας για τον εντοπισμό του πόρου της έκρηξης.

Τα απολιθώματα χλωρίδας ή πανίδας συναντώνται στις πυροκλαστικές αποθέσεις σπανιότερα από ότι στα ιζήματα, έχουν όμως την ίδια σπουδαιότητα για την εκτίμηση της ηλικίας και του παλαιο-περιβάλλοντος απόθεσης.

7.4. Τύποι πυροκλαστικών αποθέσεων

Τα πυροκλαστικά αποτίθενται μέσω δύο βασικών μηχανισμών μεταφοράς και απόθεσης:

- Πτώσης (fall)
- Ροής (flow)

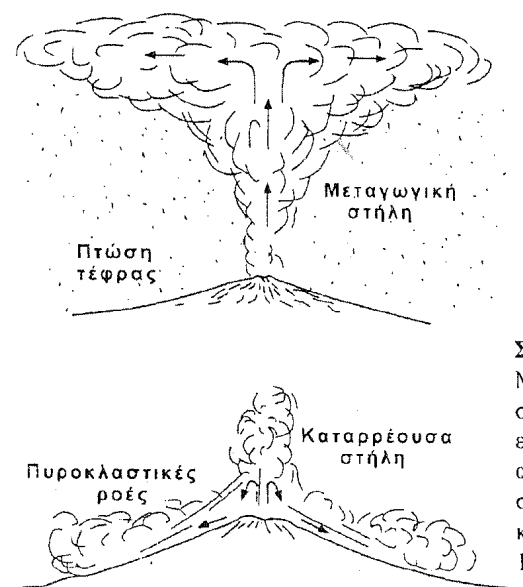
Οι οριζόντες ή τα στρώματα που προκύπτουν ονομάζονται αντίστοιχα:

- πυροκλαστικές αποθέσεις πτώσης
- πυροκλαστικά ρεύματα ή πυρομβρίτες και πυροκλαστικές αποθέσεις μεγακυματισμού (surge)

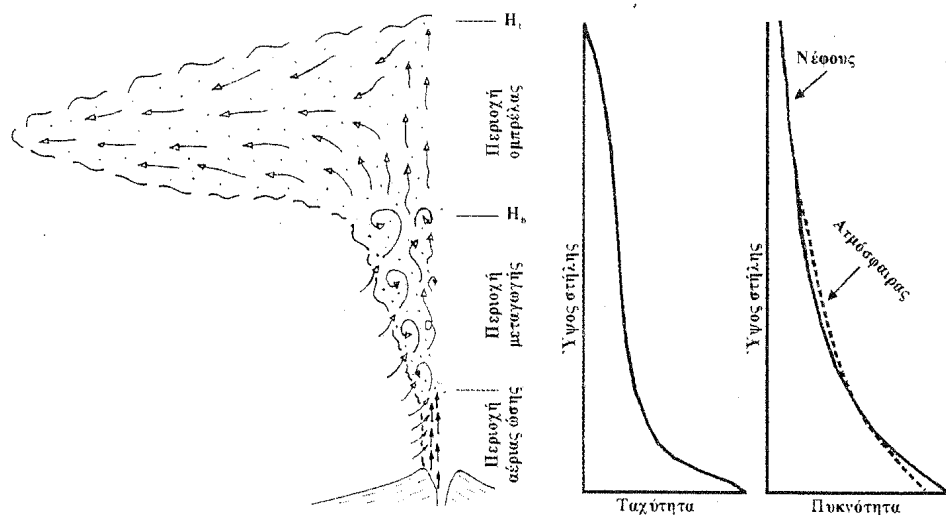
7.4.1.Εκρηκτικές στήλες

Κατά τα μεγάλα παρατεταμένα ηφαιστειακά εκρηκτικά γεγονότα, το μίγμα διερρηγμένου μάγματος και αερίων εκσφενδονίζεται από τον ηφαιστειακό πόρο στην ατμόσφαιρα και δημιουργεί μια **εκρηκτική στήλη** (eruption column) η οποία είναι δυνατόν να συμπεριφερθεί με δύο τρόπους (Σχήμα 13). Μπορεί να σχηματίσει ένα **νέφος μεταφοράς** (convective plume) το οποίο αναβαίνει σε μεγάλα ύψη στην ατμόσφαιρα από όπου αποθέτει τα πυροκλαστικά πτώσης ή μπορεί να καταρρέυσει δημιουργώντας **πίδακες πυροκλαστικών** σε χαμηλότερα ύψη από όπου τροφοδοτούνται πυροκλαστικά ρεύματα και αποθέσεις μεγακυματισμού. Στην πρώτη περίπτωση, όταν το νέφος ξεπεράσει τα 15 χιλιόμετρα σε ύψος, η δράση ονομάζεται **πλινιακή** προς τιμήν του Πλίνιου του Νεώτερου ο οποίος περιέγραψε την τέτοιου τύπου έκρηξη του Βεζούβιου, το 79 μ.Χ.

Μία εκρηκτική στήλη χωρίζεται σε τρεις βασικές περιοχές με βάση τις δυνάμεις που ελέγχουν την κίνηση του **ηφαιστειακού νέφους** (volcanic plume), του μίγματος δηλαδή αερίου – πυροκλαστικών (Σχήμα 14). Το κατώτερο μέρος ονομάζεται **περιοχή αέριας ώσης** (gas thrust region) όπου το μίγμα πυροκλαστικών – αερίου εκτινάσσεται στροβιλωδώς με ταχύτητες μεταξύ 100-600 m/s. Η ολική πυκνότητα του μίγματος που εξέρχεται από τον πόρο είναι μεγαλύτερη της ατμοσφαιρικής και συμπεριφέρεται κινητικά ως αεριόρευμα ορμής (momentum jet). Στην πορεία του μέσα στην ατμόσφαιρα το μίγμα επιβραδύνεται ταχέως ενώ παράλληλα μειώνεται η πυκνότητά του καθώς ο περιβάλλον ατμοσφαιρικός αέρας εγκλωβίζεται και θερμαίνεται. Φτάνοντας στα ανώτερα όρια της περιοχής αέριας ώσης εάν η πυκνότητα του νέφους παραμένει υψηλότερη από αυτή της περιβάλλουσας ατμόσφαιρας καταρρέει και μετατρέπεται σε **πίδακα πυροκλαστικών** που τροφοδοτεί πυροκλαστικές ροές. Εάν όμως το νέ-



Σχήμα 13. Δύο τρόποι συμπεριφοράς της εκρηκτικής στήλης : Μία ανοδική μεταγωγική στήλη (πάνω) αναπτύσσεται όταν η συμπαράσυρση ατμοσφαιρικού αέρα μειώσει την πυκνότητα του εκρηκτικού νέφους σε τιμές χαμηλότερες της περιβάλλουσας ατμόσφαιρας και αποθέτει πυροκλαστικά πτώσης. Διαφορετικά η στήλη καταρρέει (κάτω) μετατρέπόμενη σε **πίδακα πυροκλαστικών** που αποθέτει πυροκλαστικά ρεύματα (από Sparks et al. 1997, σελ. 23).



Σχήμα 14. Περιοχές αέριας ώσης, μεταγωγής και ομπρέλας μιας παρατεταμένης εκρηκτικής στήλης. Στην περιοχή αέριας ώσης η στήλη έχει πυκνότητα μεγαλύτερη της περιβάλλουσας ατμόσφαιρας. Στην περιοχή μεταγωγής η πυκνότητά της γίνεται μικρότερη της περιβάλλουσας ατμόσφαιρας, ενώ στην περιοχή της ομπρέλας εξισώνεται με αυτήν (τροποποιημένο από Sparks et al. 1997, σελ. 25).

φος κατορθώσει να αποκτήσει πυκνότητα χαμηλότερη της περιβάλλουσας ατμόσφαιρας συνεχίζει την άνοδό του λόγω άνωσης και ισχυρών ρευμάτων μεταφοράς από τη μεταβολή της θερμικής ενέργειας σε δυναμική. Η περιοχή αυτή ορίζεται ως **περιοχή μεταγωγής** (convective region). Λίγα πυροκλαστικά διαφεύγουν από τα όρια του νέφους, όμως ο κύριος όγκος του μεταφέρεται στο ανώτερο μέρος της στήλης. Καθώς η ατμόσφαιρα είναι στρωματωμένη λόγω πυκνότητας και θερμοκρασιακών μεταβολών, το ηφαιστειακό νέφος φτάνει σε ένα ύψος όπου η ολική πυκνότητά του είναι ίση με αυτή της περιβάλλουσας ατμόσφαιρας. Σε αυτή το ύψος (H_B) αρχίζει να επεκτείνεται πλευρικά και σχηματίζει την **περιοχή ομπρέλας** (umbrella region) όπου πλέον κινείται ως ρεύμα βαρύτητας και από το κατώτερο όριό του καταπίπτουν τα πυροκλαστικά πτώσης.

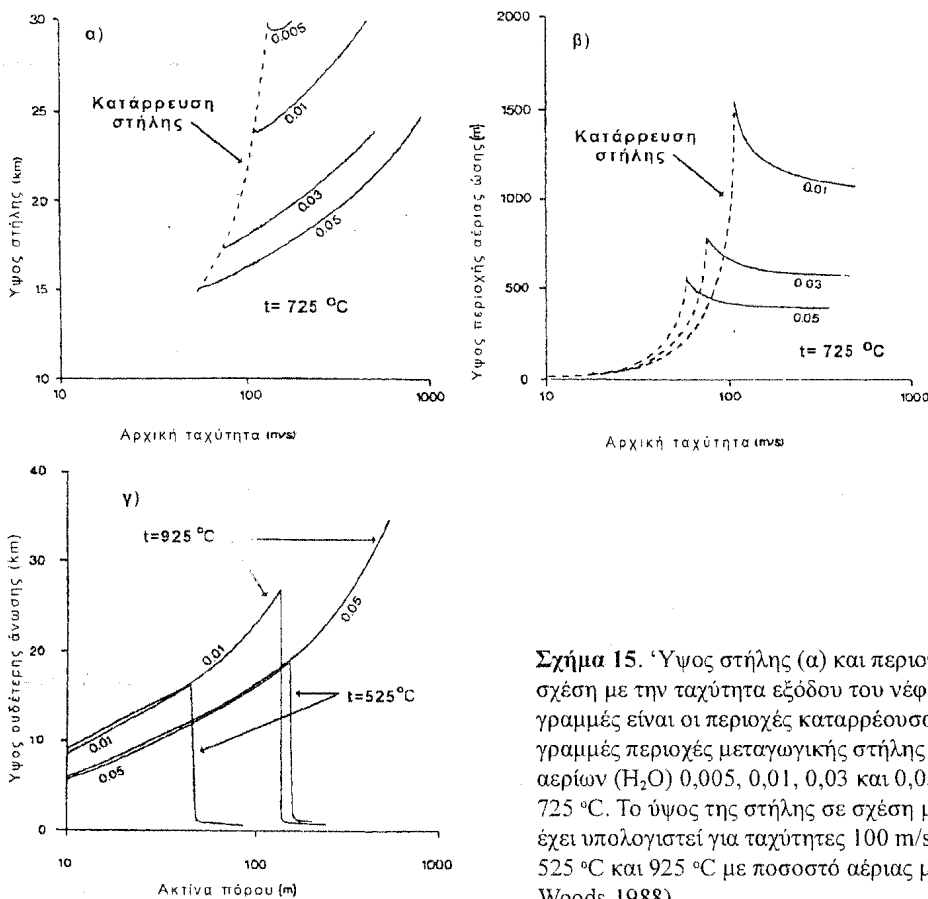
7.4.1.1. Ανοδική ή καταρρέουσα στήλη

Οι κυρίαρχες διαδικασίες που επενεργούν σε μια εκρηκτική στήλη εξαρτώνται από το μέγεθος των θραυσμάτων, τη θερμοκρασία και τη ροή μάζας του εκτινασσόμενου μάγματος. Η ατμόσφαιρα (στρωμάτωση, άνεμος, υγρασία) ελέγχει επίσης ορισμένα χαρακτηριστικά του νέφους.

Οι παράγοντες που καθορίζουν εάν η εκρηκτική στήλη θα ανέλθει ή θα καταρρεύσει είναι:

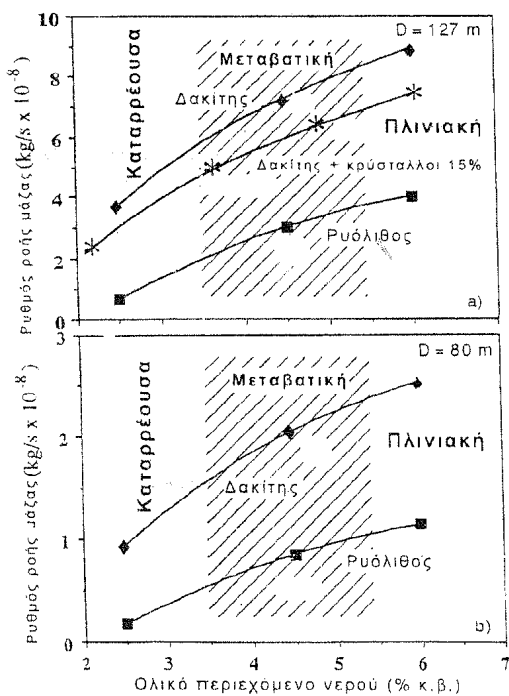
- Η **διάμετρος του πόρου**. Στενοί πόροι (άρα στενές στήλες) διαθέτουν μεγάλη επιφάνεια συμπαράσυρσης (entrainment) για ανάμιξη ατμοσφαιρικού αέρα σε σχέση με τον όγκο του μίγματος (η διαθέσιμη επιφάνεια για ανάμιξη αυξάνεται με το τετράγωνο της ακτίνας του πόρου ενώ ο όγκος με τον κύβο της ακτίνας) και ευνοούν την άνοδο της στήλης.
- Η **ταχύτητα εξόδου**. Μεγάλες ταχύτητες βοηθούν στο να εγκλωβιστεί περισσότερος αέρας και αυξάνουν την περιοχή συμπαράσυρσης καθώς αυξάνουν το εύρος της περιοχής αέριας ώσης.
- Το **ποσοστό των αερίων του μίγματος**. Υψηλό ποσοστό μειώνει την αρχική πυκνότητα και καθιστά ευκολότερη την άνοδο του νέφους.

Το Σχήμα 15 δείχνει αυτές τις σχέσεις υπολογισμένες από ένα πρότυπο του Woods (1988). Από αυτά τα διαγράμματα είναι φανερό ότι μια Πλινιακή στήλη άνωσης μπορεί να καταρρεύσει στη διάρκεια της έκρηξης λόγω μείωσης της ταχύτητας εκροής του μάγματος, μείωσης του ποσοστού των μαγματικών αερίων ή τέλος διεύρυνση του πόρου. Τα αποτελέσματα των



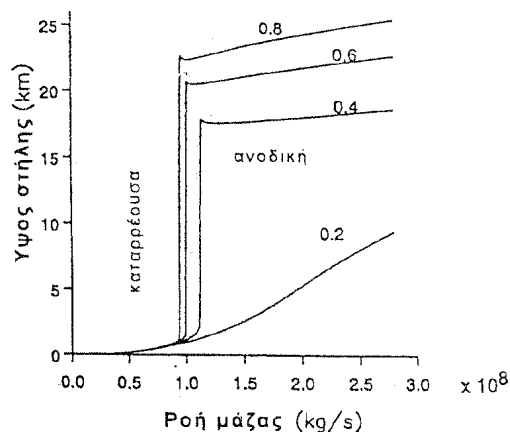
Σχήμα 15. Ύψος στήλης (α) και περιοχής αέριος ώσης (β) σε σχέση με την ταχύτητα εξόδου του νέφους. Οι διακεκομμένες γραμμές είναι οι περιοχές καταρρέουσας στήλης και οι συνεχείς γραμμές περιοχές μεταγωγικής στήλης για ποσοστό εκρηκτικών αερίων (H_2O) 0,005, 0,01, 0,03 και 0,05 με θερμοκρασία νέφους 725°C . Το ύψος της στήλης σε σχέση με την ακτίνα του πόρου (γ) έχει υπολογιστεί για ταχύτητες 100 m/s, και θερμοκρασίες νέφους 525°C και 925°C με ποσοστό αέριας μάζας 0,01 και 0,05 (από Woods 1988).

Neri et al. (1998) από πρότυπα προσομοίωσης παρατεταμένων εκρηκτικών ηφαιστειακών δράσεων για το ρόλο της σύστασης του μάγματος, του περιεχόμενου νερού και του ρυθμού εκροής του μίγματος, αποτυπώνονται στο Σχήμα 16.



Σχήμα 16. Περιοχές καταρρέουσας, μεταβατικής και πλινιακής εκρηκτικής στήλης, σε σχέση με το ρυθμό εκροής και το ολικό περιεχόμενο νερού, όπως προκύπτουν από την προσομοίωση εκρήξεων με διάμετρο πόρου 127m (α) και 80m (β) που τροφοδοτούνται από ρυολιθικό και δακίτικο μάγμα (από Neri et al. 1998).

Στο πρότυπο του Woods τα μαγματικά θραύσματα και η αέρια φάση θεωρούνται σε θερμική ισορροπία, και αυτό συμβαίνει στη φύση όταν τα μεγέθη των θραυσμάτων είναι της τάξης μερικών χιλιοστών. Στην περίπτωση όμως που ένα κλάσμα θραυσμάτων είναι μεγαλύτερης διαμέτρου υπάρχει θερμική ανισορροπία, γεγονός που μπορεί να επιδράσει καθοριστικά στην κατάρρευση της στήλης όπως φαίνεται στο διάγραμμα του Σχήματος 17 από το πρότυπο των Woods & Bursik (1991): νέφη με μεγάλη θερμική ανισορροπία είναι δύσκολο να ανέλθουν καθώς μεγάλο μέρος της θερμικής ενέργειας των θραυσμάτων δεν μετατρέπεται σε δυναμική ενέργεια.



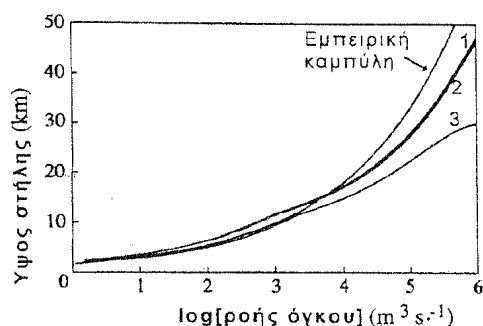
Σχήμα 17. Περιοχές κατάρρευσης της στήλης, σε σχέση με το ρυθμό εκροής και το ύψος της στήλης, για διαφορετικές τιμές θερμικής ανισορροπίας μεταξύ κλαστών και αερίου (η τιμή 1 είναι πλήρης ισορροπία ενώ το 0 σημαίνει μηδενική μεταφορά θερμότητας από τους κλάστες στο αέριο (από Woods & Bursik 1991).

7.4.1.2. Ύψος στήλης

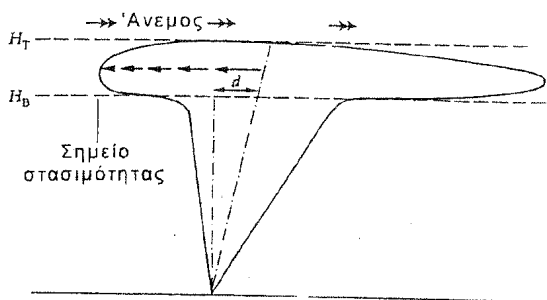
Ένα ηφαιστειακό νέφος ανέρχεται έως το ύψος που η πυκνότητά του είναι ίση με αυτήν της περιβάλλουσας ατμόσφαιρας. Το ύψος αυτό (H_r) είναι συνάρτηση κυρίως του ρυθμού εκροής του μάγματος και της θερμοκρασίας του. Από το διάγραμμα του Σχήματος 18, το οποίο σχεδιάστηκε βάσει στοιχείων για το ρυθμό εκροής (discharge rate), το ύψος και τη διάρκεια γνωστών μεγάλων εκρήξεων, προκύπτει ο εμπειρικός τύπος: $H = 1.67Q^{0.259}$, όπου H το ύψος της στήλης και Q ο ρυθμός εκροής συμπαγούς ισοδύναμου πετρώματος σε m^3/s . Η σχέση αυτή επιβεβαιώνεται και από αριθμητικά πρότυπα και προσομοιώσεις εκρήξεων στον H/Y .

7.4.1.3. Ρόλος του ανέμου

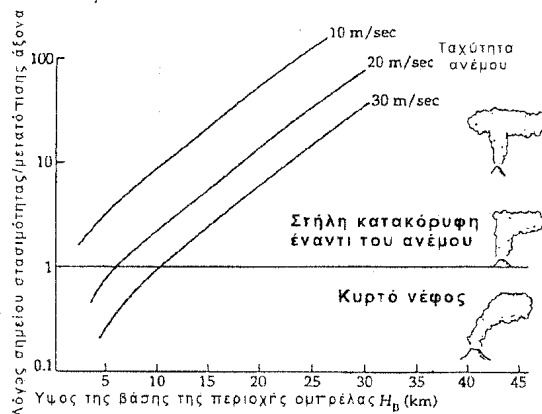
Σε μια ατμόσφαιρα χωρίς αέρια ρεύματα ο άξονας της στήλης θα ήταν κατακόρυφος και η ομπρέλα θα ήταν στρογγυλή σε οριζόντια και ελλειψοειδής σε κατακόρυφη τομή. Αυτό είναι η εξαίρεση στη φύση, ενώ κανονικά τα αέρια ρεύματα εκτρέπουν τη στήλη προς τη φορά του ανέμου όπως φαίνεται στο Σχήμα 19. Το υλικό του νέφους που κινείται ενάντια στη φορά του ανέμου επιβραδύνεται έως το σημείο που η ταχύτητά του γίνεται ίση με αυτή του ανέμου, που ονομάζεται **σημείο στασιμότητας** (stagnation point). Το νέφος που κινείται σύμφωνα με την φορά του ανέμου επιταχύνεται και εξαπλώνεται ταχέως παίρνοντας το χαρακτηριστικό σχήμα ριπιδίου.



Σχήμα 8. Εμπειρική καμπύλη συσχετισμού του ρυθμού εκροής όγκου και ύψους της εκρηκτικής στήλης, όπως προκύπτει από τα στοιχεία του πίνακα 3.IV. Για σύγκριση παρατίθενται οι θεωρητικές καμπύλες που προκύπτουν από τα πρότυπα προσομοίωσης του Woods, 1988, σε κανονική ατμόσφαιρα για θερμοκρασίες 925 °C (1,2), 525 °C (3) και λόγο περιεχόμενου νερού 0,03 (1,2), 0,07 (3) (από Sparks et al. 1997, σελ. 121).



Σχήμα 19. Σχηματική αναπαράσταση εκρηκτικού νέφους με μετατόπιση του άξονα d από τον άνεμο (από Francis 1993).



Σχήμα 20. Λόγος σημείου στασιμότητας / μετατόπισης άξονα σε σχέση με το ύψος της βάσης της περιοχής ομπρέλας, για ταχύτητες ανέμου 10, 20, και 30 m/s, όπου παριστάνονται τα διαφορετικά σχήματα του εκρηκτικού νέφους (από Carey & Sparks 1986).

Εάν η πλευρική ταχύτητα του αναδυόμενου νέφους είναι μικρότερη από αυτή του ανέμου τότε όλη η περιοχή της ομπρέλας εκτρέπεται προς τη φορά του ανέμου σχηματίζοντας ένα *κυρτό – παρασυρμένο* (bent over) νέφος. Όταν η πλευρική του ταχύτητα είναι ίση με αυτή του ανέμου σχηματίζεται μια *κατακόρυφη έναντι του ανέμου* (straight upwind) στήλη. Το Σχήμα 20 παρουσιάζει τρεις περιπτώσεις για τρεις διαφορετικές ταχύτητες ανέμου. Έτσι π.χ. με ταχύτητα ανέμου 30 m/s οι στήλες με <10 Km ύψος θα είναι κυρτές ενώ για πάνω από 10 Km ύψος θα διαμορφώσει μια κλασική ομπρέλα. Σύμφωνα με τις συνήθειες συνθήκες που επικρατούν στην ατμόσφαιρα και τις συνήθειες ταχύτητες των ανέμων στα διάφορα στρώματά της, *ισχυρά νέφη* (στήλες με αρχική ταχύτητα που εξασφαλίζει να ανέλθουν σε 20 km) αναπτύσσουν κανονική περιοχή ομπρέλας. Τα *αδύναμα νέφη* (στήλες που δεν ξεπερνούν τα 10 Km) συνήθως παρασύρονται από τον αέρα. Στα ύψη μεταξύ 10-20 Km η συμπεριφορά του νέφους ποικίλει με βάση την ισχύ του εκάστοτε ανέμου.

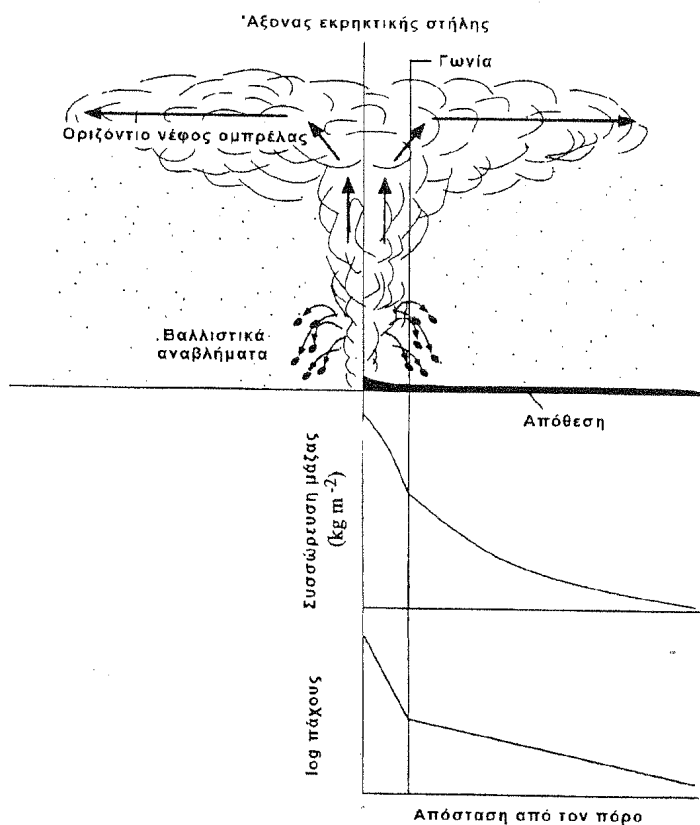
7.5. ΠΛΙΝΙΑΚΕΣ ΑΠΟΘΕΣΕΙΣ ΠΤΩΣΗΣ

Τα πυροκλαστικά θραύσματα που αποτελούν το ηφαιστειακό νέφος, καθώς αυτό εκτοξεύεται προς τα πάνω και κατόπιν εξαπλώνεται ψηλά στην ατμόσφαιρα, πέφτουν στη γη κάτω από την επίδραση της βαρύτητας – σε διαφορετικές αποστάσεις από τον πόρο ανάλογα με το μέγεθος και την πυκνότητά τους – και σχηματίζουν τις **πλινιακές αποθέσεις πτώσης**. Αυτές είναι πλούσια πηγή πληροφοριών για τη δυναμική και τη συμπεριφορά των ηφαιστειακών νεφών μέσω της παρατήρησης, καταγραφής και ερμηνείας των μεταβολών του μεγέθους των κλαστών, του πάχους της απόθεσης και των ιζηματολογικών δομών. Παράλληλα οι αποθέσεις πτώσης αποτελούν στρωματογραφικά και χρονολογικά έξοχους ορίζοντες – οδηγούς καθώς καλύπτουν εκατοντάδες χιλιάδες τετραγωνικά χιλιόμετρα σε γεωλογικό χρόνο μηδέν (λίγες ώρες ή ημέρες).

7.5.1. Μηχανισμοί απόθεσης

Το Σχήμα 21 δείχνει τα γενικά χαρακτηριστικά της πτώσης θραυσμάτων από ένα ηφαιστειακό νέφος. Διακρίνεται η περιοχή της *αέριας ώσης*, της *ανοδικής μεταφοράς* και της *οριζόντιας εξάπλωσης* της ομπρέλας με μία *γωνία της στήλης* στο όριο των δύο τελευταίων περιοχών. Τα αναβλήματα πτώσης διαιρούνται σε 4 κατηγορίες με βαθμιαίο το πέρασμα από τη μια στην άλλη.

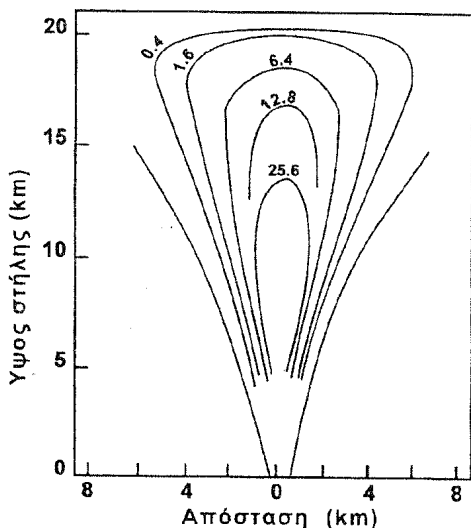
Η κίνηση των μεγάλου μεγέθους θραυσμάτων ($\Phi \gg 10$ cm) επηρεάζεται ελάχιστα από τη



Σχήμα 21. Σχηματική αναπαράσταση των διαδικασιών πτώσης από τις διάφορες περιοχές μίας παρατεταμένης μεταγωγικής εκρηκτικής στήλης και σχετικά χαρακτηριστικά (συσσώρευση μάζας και πάχος) των αποθέσεων (από Sparks et al. 1997).

ροή στην εκρηκτική στήλη. Αυτά επιταχύνονται προς τα πάνω κατά την πορεία τους μέσα στον αγωγό και εκτοξεύονται στην ατμόσφαιρα με την έξοδό τους από τον πόρο. Έτσι η κίνησή τους εξαρτάται μόνο από το μέγεθός τους, τη γωνία και την ταχύτητα εκτόξευσης. Αυτά ονομάζονται **βαλλιστικά αναβλήματα** καθώς η κίνησή τους συγκρίνεται με αυτή των βλημάτων πυροβόλου. Τα μεγάλα βαλλιστικά θραύσματα εκτοξεύονται από χαμηλά ύψη, στην περιοχή αέριας ώσης της εκρηκτικής στήλης. Το μέγεθος των θραυσμάτων που μπορούν να θεωρηθούν βαλλιστικά εξαρτάται από την ταχύτητα στη βάση της εκρηκτικής στήλης. Για ταχύτητες 100-300 m/s θραύσματα αρκετά μεγαλύτερα από 10 cm (συμπαγή θραύσματα) μπορούν να θεωρηθούν βαλλιστικά. Οι εγγύτερες στον πόρο αποθέσεις συνήθως αποτελούνται από μεγάλο ποσοστό βαλλιστικών αναβλημάτων. Δύο κατηγορίες βαλλιστικών αναβλημάτων μπορούν να αναγνωριστούν: αυτά που είναι τόσο μεγάλα ώστε δεν επηρεάζονται από την κίνηση των αερίων και τα μικρότερης διαμέτρου που μεταφέρονται αρχικά σε μικρό ύψος από τα αέρια ρεύματα και κατόπιν εκτοξεύονται μέσω των στροβίλων που δημιουργούνται στα όρια της στήλης.

Η δεύτερη κατηγορία θραυσμάτων πτώσης αποτίθεται από τα όρια της περιοχής ανοδικής μεταφοράς του νέφους. Από εδώ εκπίπτουν τα σχετικά μεγάλα θραύσματα (Φ μεταξύ 1~10 cm). Η ικανότητα του νέφους να μεταφέρει σωματίδια προς την οροφή του ορίζεται ως **ισχύς του νέφους** (plume capacity). Αυτή εξαρτάται από τη σχέση μεταξύ της κατακόρυφης ταχύτητας ανόδου στην περιοχή μεταφοράς και την τελική ταχύτητα πτώσης (ή την ταχύτητα καθίζησης) του κάθε θραύσματος. Ο συσχετισμός της ταχύτητας ανόδου και πτώσης σε μια στήλη επιτρέπει να οριοθετηθούν **ισο-επιφάνειες στήριξης κλαστών** ανάλογα με το μέγεθος και την πυκνότητά τους. Μέσα σε κάθε επιφάνεια στήριξης η ταχύτητα ανόδου του νέφους είναι μεγαλύτερη της τελικής ταχύτητας πτώσης του συγκεκριμένου μεγέθους και πυκνότητας κλάστη. Έτσι αυτός υποστηρίζεται μέσα σε αυτή την περιοχή ενώ μόλις την ξεπεράσει πέφτει. Το κατώτερο όριο στο μέγεθος των κλαστών που καταπίπτουν από την περιοχή ανοδικής μεταφοράς τίθεται από τα ισχυρά ρεύματα αέρα που εισρέουν στο νέφος σε αυτή



Σχήμα 22. Ισοειφάνειες στήριξης λιθικών κλαστών (πυκνότητα 2500 kg/m^3) για σωματίδια διαμέτρου από 24,6 έως 0,4 cm μιας εκρηκτικής στήλης ύψους 21 km (από Carey & Sparks 1986).

την περιοχή (Σχήμα 22). Για τυπικές πλινιακές στήλες, που στην περιοχή αυτή αναπτύσσουν ταχύτητες μεταξύ 50-200 m/s, η πλευρική ταχύτητα εισόδου αέρα στα όρια του νέφους είναι περίπου το 10% της ολικής ταχύτητας. Σωματίδια με διάμετρο μικρότερη από 1 cm δύσκολα μπορούν να ξεφύγουν από τα όρια του νέφους σε ύψος μικρότερο από 10 Km.

Το μεγαλύτερο μέρος των θραυσμάτων που αποτελεί το ηφαιστειακό νέφος καταπίπτει μετά από την αιώρησή του στην περιοχή της ομπρέλας. Αυτό συμβαίνει από τη βάση της διασπείρομενης ομπρέλας και από το παρασυρμένο από τον άνεμο νέφος. Εδώ έχουμε δύο μηχανισμούς μεταφοράς. Αρχικά η κίνηση του θραύσματος είναι στροβιλώδης μέσα στο νέφος και κατόπιν απλά παρασύρεται από τον άνεμο κατά την πτώση του προς το έδαφος. Τα μικρότερου μεγέθους (ή πυκνότητας) σωματίδια μεταφέρονται σε μεγαλύτερες αποστάσεις από τα μεγαλύτερα (ή πυκνότερα) και έτσι έχουμε πλευρικές αλλαγές στην κοκκομετρική κατανομή. Σε αυτή τη φάση αποτίθενται σωματίδια μεγέθους από 2-3 εκατοστά (συμπαγή θραύσματα) έως και χιλιοστού.

Τα πολύ λεπτά σωματίδια ($\Phi < 500 \mu\text{m}$) επηρεάζονται έντονα από άλλους παράγοντες όπως η ατμοσφαιρική στροβιλώδης διάχυση, η υγρασία και οι ηλεκτροστατικές δυνάμεις. Έτσι πολύ συχνά παρουσιάζουν ανώμαλες κατανομές σε σχέση με τις αναμενόμενες.

Σύμφωνα με τα παραπάνω οι πυροκλαστικές αποθέσεις πτώσης μπορούν να χωριστούν σε τρεις ζώνες με βάση την αναμενόμενη διακύμανση του πάχους της απόθεσης (Σχήμα 21). Στην εγγύτατη ζώνη το πάχος μειώνεται με ταχείς ρυθμούς και η απόθεση κυριαρχείται από βαλλιστικά αναβλήματα και αδρομερή θραύσματα που καταπίπτουν από τα πλευρικά όρια της στήλης, φτάνοντας έως τη γωνία της στήλης. Μετά τη γωνία αρχίζει μία ζώνη που αποτελείται από θραύσματα που καταπίπτουν από την περιοχή της ομπρέλας του νέφους και το πάχος συνεχίζει να μειώνεται αλλά με πολύ χαμηλότερο ρυθμό. Μία τρίτη ζώνη δεύτερης αύξησης του πάχους εμφανίζεται συνήθως σε μεγάλες αποστάσεις ($> 100 \text{ km}$) λόγω πρώιμης πτώσης και απόθεσης συσσωματωμάτων της λεπτόκοκκης στάχτης (δες σχ. 23δ παρακάτω).

7.5.2. Πάχος

Οι πλινιακοί ορίζοντες πτώσης αποτίθενται ως ένας μανδύας που καλύπτει το τοπογραφικό ανάγλυφο και με πάχος που σε μία συγκεκριμένη εμφάνιση είναι σταθερό ενώ μειώνεται εκθετικά κατά μήκος του άξονα διασποράς. Τα στοιχεία από το πάχος της απόθεσης που μετρούνται στις διάφορες εμφανίσεις στο ύπαιθρο καταγράφονται σε ένα χάρτη και με βάση αυτά τα στοιχεία σχεδιάζονται οι **ισοπαχείς καμπύλες** της απόθεσης. Οι χάρτες αυτοί παρέχουν ενδείξεις για τη θέση του πόρου της έκρηξης και το ύψος της εκρηκτικής στήλης άρα της

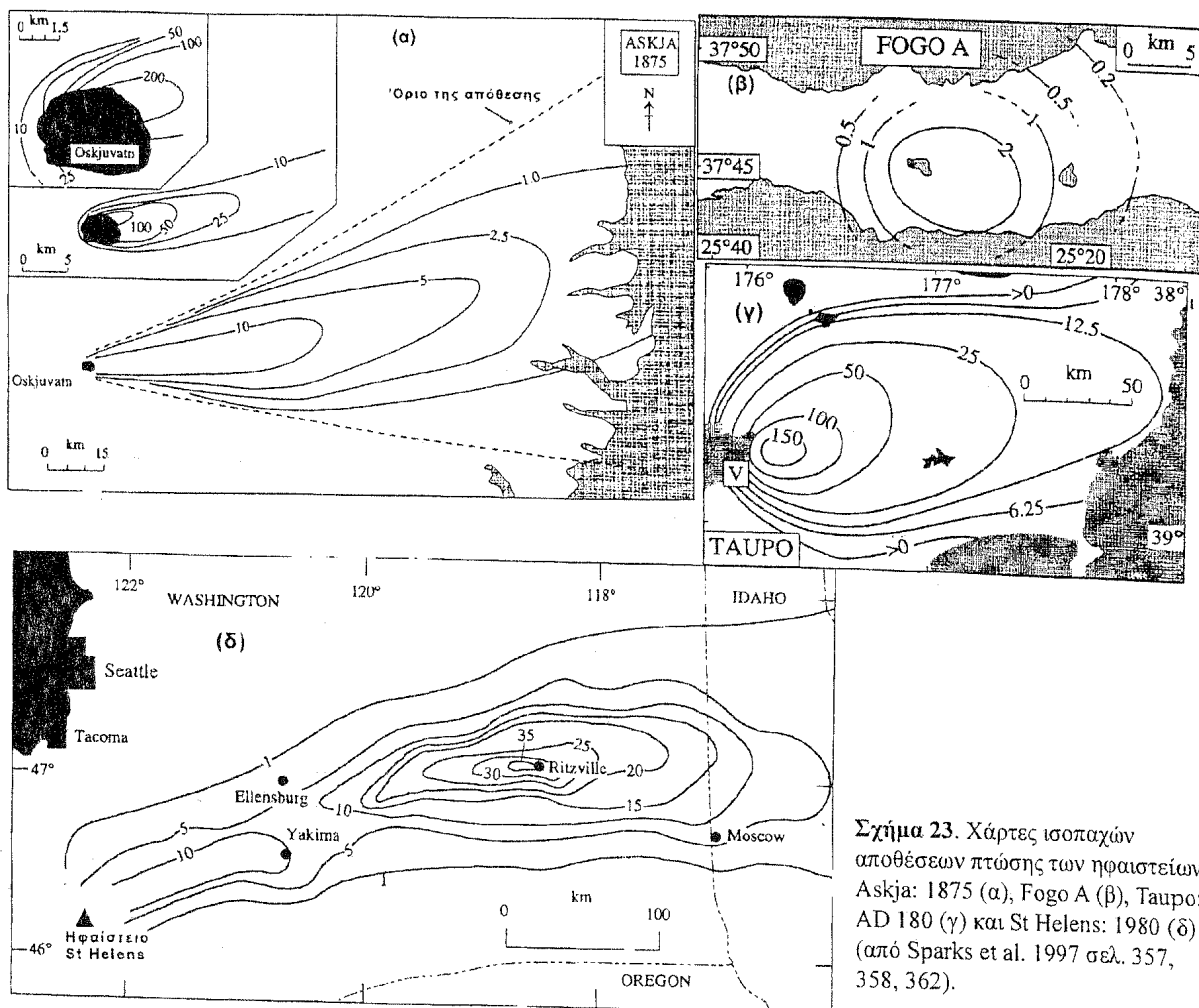
έντασης της έκρηξης. Παρέχουν επίσης πληροφορίες για την ισχύ και τη φορά των ανέμων κατά τη διάρκεια της έκρηξης. Στο Σχήμα 2.16 παρατίθενται 4 χάρτες ισοπαχών αντίστοιχων πλινιακών εκρήξεων.

Ο χάρτης ισοπαχών της έκρηξης της **Askja** το 1875 στην Ισλανδία (Σχήμα 23α) είναι ένα παράδειγμα απόθεσης από μια ισχυρή πλινιακή έκρηξη. Αυτή διάρκεσε 6,5 ώρες και η εκρηκτική στήλη υπολογίζεται ότι έφτασε στο ύψος των 30 km με στρατοσφαιρικούς ανέμους μέσης ταχύτητας 30 m/s. Οι ισοπαχείς είναι συμμετρικές με έντονο ελλειπτικό σχήμα λόγω της επίδρασης του ανέμου στο ηφαιστειακό νέφος, γίνονται δε πιο ελλειπτικές καθώς μειώνεται το πάχος λόγω της μεγαλύτερης επίδρασης του ανέμου στα λεπτόκοκκα κλάσματα της στάχτης. Ο άξονας διασποράς ορίζει τη διεύθυνση του ανέμου.

Η πλινιακή απόθεση **Fogo A** του ηφαιστείου Agua de Pau στο νησί Sao Miguel των Αζορών (Σχήμα 23β), είναι αποτέλεσμα μιας ισχυρής πλινιακής έκρηξης πριν 5.000 χρόνια, με εκρηκτική στήλη ύψους 20-27 km και πολύ ασθενή άνεμο. Οι ισοπαχείς είναι συμμετρικές και σχεδόν κυκλικές.

Η απόθεση της έκρηξης **Taupo** το 180 μ.Χ. στη Νέα Ζηλανδία (Σχήμα 23γ) είναι αποτέλεσμα της πιο ισχυρής γνωστής πλινιακής έκρηξης με υπολογιζόμενο ύψος της στήλης πάνω από 50 km. Οι ισοπαχείς είναι τυπικές πολύ ισχυρής έκρηξης. Οι εσωτερικές καμπύλες είναι σχεδόν κυκλικές ενώ κινούμενοι προς την περιφέρεια γίνονται διαρκώς πιο ελλειπτικές καθώς παραμορφώνονται από τον άνεμο.

Το Σχήμα 23δ παρουσιάζει το χάρτη ισοπαχών της πλινιακής απόθεσης της έκρηξης της 18^{ης} Μαΐου 1980 του ηφαιστείου **St Helens**, στην πολιτεία Ουάσινγκτον των ΗΠΑ. Η φάση αυτή



Σχήμα 23. Χάρτες ισοπαχών αποθέσεων πτώσης των ηφαιστειακών Askja: 1875 (α), Fogo A (β), Taupo: AD 180 (γ) και St Helens: 1980 (δ) (από Sparks et al. 1997 σελ. 357, 358, 362).

της έκρηξης διήρκεσε 9 ώρες, το ύψος της στήλης ήταν μεταξύ 16 και 18 km και η ταχύτητα των ανέμων 28 m/s. Σε απόσταση έως 250 km από τον πόρο η κατανομή των ισοπαχών είναι η αναμενόμενη. Κατόπιν όμως παρουσιάζεται μια δεύτερη αύξηση του πάχους μεταξύ 250-350 km που οφείλεται σε πτώση συσσωματωμάτων λεπτόκοκκης στάχτης.

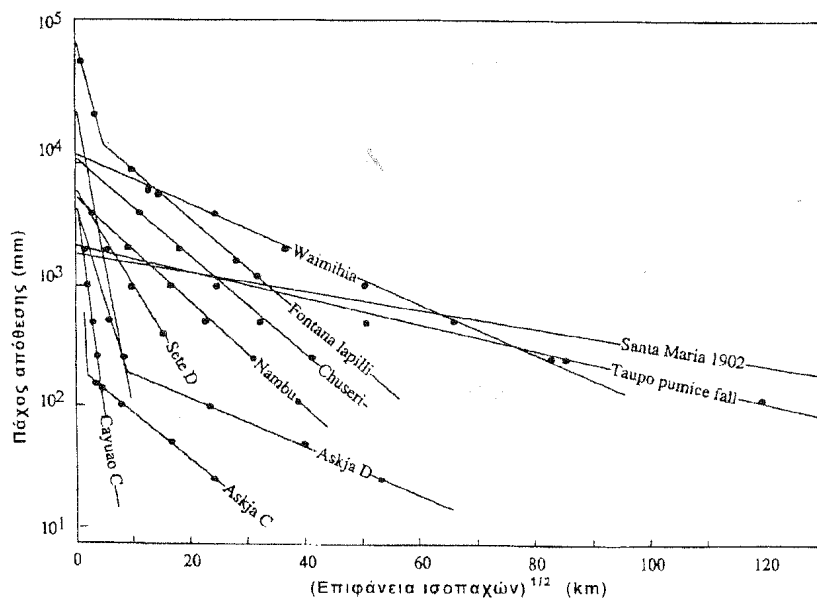
Ο Ισλανδός ηφαιστειολόγος Thorarinsson ήταν ο πρώτος που παρατήρησε ότι το πάχος των πλινιακών αποθέσεων μειώνεται εκθετικά με την απόσταση από τον πόρο. Ο Pyle (1989) έδειξε ότι το πάχος των αποθέσεων πτώσης μπορεί να περιγραφεί με μια γενική εκθετική σχέση:

$$T = T_{\max} \exp(-kA^{0.5})$$

όπου A είναι το εμβαδόν της περιοχής που περικλείεται από την ισοπαχή πάχους T , T_{\max} είναι το μέγιστο πάχος της απόθεσης και k η σταθερά μείωσης του πάχους. Στο διάγραμμα του Σχήματος 24 παρατίθενται τα στοιχεία από το πάχος πλινιακών αποθέσεων διαφόρων εκρήξεων, έχοντας στον άξονα των x την τετραγωνική ρίζα του εμβαδού των ισοπαχών και στον άξονα y το φυσικό λογάριθμο (\ln) του πάχους της απόθεσης. Είναι φανερό ότι υπάρχει εκθετική μείωση του πάχους με μία σταθερά μείωσης k . Έτσι ο Pyle (1989) προτείνει τη χρήση της παραμέτρου **ημι-απόσταση πάχους** (thickness half-distance) b_i ($b_i = 1/k$) σαν τη χαρακτηριστική για κάθε απόθεση απόσταση στην οποία το πάχος της μειώνεται στο ήμισυ. Στις περιπτώσεις που υπάρχουν δύο σταθερές μείωσης (δύο ευθύγραμμα τμήματα στο διάγραμμα $\ln T - A^{0.5}$ με διαφορετική κλίση k_1 και k_2) ως απόρροια της απόθεσης πριν και μετά τη γωνία της στήλης, χρησιμοποιούνται και οι δύο για τον ορισμό της απόθεσης.

7.5.3. Όγκος

Τα στοιχεία από το πάχος των αποθέσεων πτώσης χρησιμοποιούνται για να εκτιμηθεί ο όγκος των αναβλημάτων της έκρηξης. Εάν είναι γνωστή η διάρκεια της έκρηξης τότε από τον όγκο μπορεί να βρεθεί ο ρυθμός εκροής των αναβλημάτων. Διαφορετικά, ο ρυθμός εκροής μπορεί να εκτιμηθεί έμμεσα από τον υπολογισμό του ύψους της στήλης μέσω θεωρητικών προτύπων (Σχήμα 18) και έτσι είναι δυνατός ο υπολογισμός της διάρκειας του γεγονότος. Για την εκτίμηση του όγκου των προϊόντων της έκρηξης από το πάχος της απόθεσης έχουν προταθεί διάφορες μέθοδοι. Όλες παρουσιάζουν το πρόβλημα ότι απαιτείται η παρέκταση (extrapolation) του πάχους της απόθεσης εκτός της περιοχής που υπάρχουν στοιχεία, καθώς σε πολύ λίγες αποθέσεις υπάρχουν στοιχεία για το πάχος της απόθεσης σε αποστάσεις μεγαλύτερες από 100 km από τον πόρο. Η μέθοδος με τα καλύτερα αποτελέσματα φαίνεται αυτή του Pyle (1989) που απαιτεί τη γνώση μόνο δύο ισοπαχών. Ο όγκος μιας απόθεσης με εκθετική μείωση δίνεται από τη σχέση:



Σχήμα 24. Διακύμανση πάχους πλινιακών αποθέσεων σε σχέση με την τετραγωνική ρίζα της επιφάνειας των ισοπαχών της απόθεσης. Τα ευθύγραμμα τμήματα των καμπυλών δηλώνουν την εκθετική μείωση του πάχους με την απόσταση, ενώ τα σημεία αλλαγής κλίσης ερμηνεύονται ότι αντιπροσωπεύουν τη θέση της γωνίας του νέφους όπου η κίνηση των κλαστών μεταβαίνει από κυρίως κατακόρυφη σε κυρίως οριζόντια (από Sparks et al. 1997, σελ. 364).

$$V = 13.08 T_{\max} b_i^2$$

Μία άλλη μέθοδος εκτίμησης του όγκου πλινιακής απόθεσης είναι αυτή της **ΠΕΡΙΕΚΤΙΚΟΤΗΤΑΣ ΚΡΥΣΤΑΛΛΩΝ**. Μετράται ο λόγος της μάζας γυαλιού / κρυστάλλων στην κίσηρη και συγκρίνεται με το λόγο της μάζας γυαλιού / ελεύθεροι κρύσταλλοι στα λεπτόκοκκα συστατικά της απόθεσης. Με τον τρόπο αυτό εκτιμάται το ποσοστό των θρύψαλων γυαλιού που έχει αποθεθεί στις πολύ μακρινές αποθέσεις που συνήθως δεν διατηρούνται και με σχετικούς υπολογισμούς προστίθεται στον όγκο της γνωστής απόθεσης. Το πρόβλημα αυτής της μεθόδου είναι ότι απαιτεί πάρα πολλές εργαστηριακές μετρήσεις, και ότι ένα λάθος εισάγεται από το ποσοστό των ξενοκρυστάλλων καθώς και από τυχόν παρουσία πλούσιων σε κρυστάλλους κλαστών κίσηρης, που παρατηρείται σε πολλές αποθέσεις.

Ένα γενικότερο πρόβλημα για τον υπολογισμό του όγκου μιας απόθεσης είναι ότι αυτός συνήθως εκφράζεται ως όγκος *συμπαγούς ισοδύναμου πετρώματος* (DRE dense rock equivalent). Για τη μετατροπή όμως σε DRE είναι ανάγκη να εκτιμηθεί η μέση ολική πυκνότητα της απόθεσης. Το πρόβλημα είναι ότι αυτή κυμαίνεται κατά την έκταση κάθε απόθεσης. Οι εγγύτερες στον πόρο αδρόκοκκες πλινιακές αποθέσεις έχουν ολική μέση πυκνότητα που κυμαίνεται μεταξύ 500 και 1500 kg/m³ ανάλογα με το βαθμό φυσαλιδοποίησης και το ποσοστό συμπαγών θραυσμάτων (νεαρών και λιθικών). Αντίθετα οι μακρινές αποθέσεις στάχτης έχουν συνήθως μικρότερη μέση ολική πυκνότητα: η λεπτή στάχτη από την έκρηξη της St Helens το 1980 είχε 300 kg/m³.

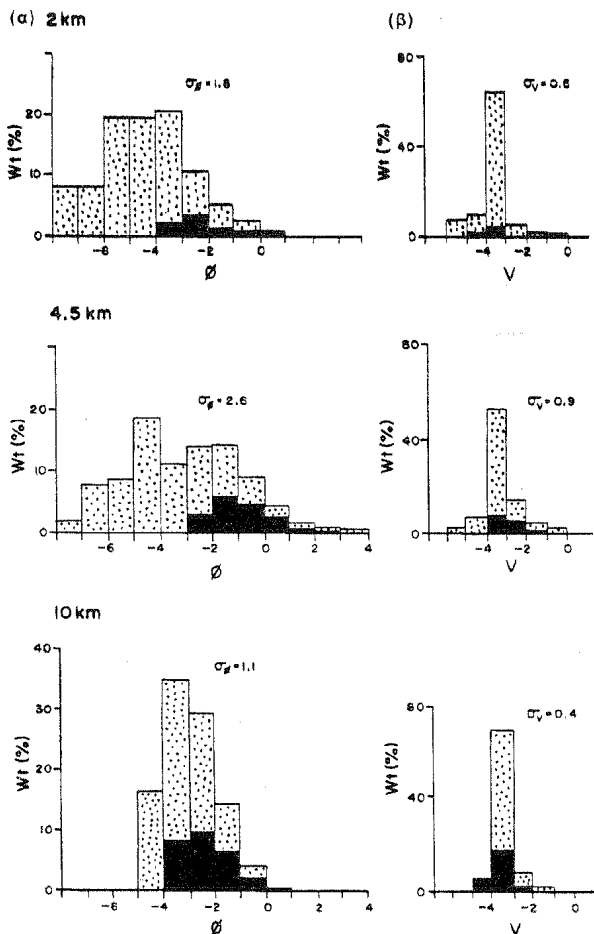
7.5.4. Μέγεθος θραυσμάτων

Το μέγεθος των θραυσμάτων μιας πλινιακής απόθεσης πτώσης καθορίζεται από τις αρχικές διεργασίες διάρρηξης του μάγματος, το ύψος της εκρηκτικής στήλης και την ισχύ του ανέμου. Το μέγεθος των κόκκων περιγράφεται από κοκκομετρικές αναλύσεις που παρουσιάζουν κάθε κλάσμα κόκκων σε εκατοστιαίο ποσοστό κατά βάρος. Το μέγεθος εκφράζεται συνήθως ως λογάριθμος με βάση το 2 της διαμέτρου των κόκκων. Από τις καμπύλες αθροιστικής συχνότητας υπολογίζονται οι παράμετροι όπως η Μέση Τιμή (MT) ο Μέσος Όρος (MO) και η τυπική απόκλιση ή ταξινόμηση (σ_w).

Η **ταξινόμηση** είναι μια σημαντική παράμετρος για τις αποθέσεις πτώσης. Αυτές είναι γενικά καλά ταξινομημένες και συνήθως παρουσιάζουν μια βελτίωση της ταξινόμησης όσο αυξάνεται η απόσταση από τον πόρο εξόδου. Όπως ήδη αναφέρθηκε η ταξινόμηση γίνεται με βάση τα υδραυλικά χαρακτηριστικά των κόκκων. Στη διαδικασία γένεσης της απόθεσης πτώσης τα θραύσματα διαχωρίζονται κατά τη μεταφορά στο ηφαιστειακό νέφος και κατά την ελεύθερη πτώση του με βάση την ταχύτητα καθίζησης (settling velocity) η οποία εξαρτάται από το μέγεθος, το σχήμα και την πυκνότητα του θραύσματος. Ένα θραύσμα κίσηρης με διάμετρο 2 cm και πυκνότητα 1.000 kg/m³ θα πέσει μαζί με ένα λιθικό διαμέτρου 1 cm και πυκνότητας 2.000 kg/m³. Το Σχήμα 25 παραθέτει τη σύγκριση ιστογραμμάτων κοκκομετρικής κατανομής με ιστογράμματα ταχύτητας καθίζησης. Δείγματα που παρουσιάζουν διπληθυσμιακή κοκκομετρική κατανομή έχουν μονοπληθυσμιακή κατανομή με βάση την ταχύτητα καθίζησης. Ένας άλλος παράγοντας που επηρεάζει την ταξινόμηση είναι η αύξηση της πυκνότητας της κίσηρης με τη μείωση της διαμέτρου των κόκκων της. Αυτό επιφέρει μείωση της διαφοράς πυκνότητας στις μικρές διαμέτρους και είναι ένας λόγος της βελτίωσης της ταξινόμησης με την απόσταση.

Διαγράμματα Μέσης Τιμής – Ταξινόμησης χρησιμοποιούνται για να διακριθούν οι αποθέσεις πτώσης από τις άλλες αποθέσεις (ροής και μεγακυματισμού) καθώς οι πρώτες είναι καλύτερα ταξινομημένες και πιο αδρόκοκκες σε σχέση με τις υπόλοιπες (Σχήμα 26). Καθώς όμως υπάρχει μεγάλη επικάλυψη των τριών πεδίων η χρήση του διαγράμματος πρέπει να γίνεται με προσοχή.

Οι Sparks et al. (1992) χρησιμοποίησαν μια σειρά αριθμητικά πρότυπα απόθεσης από τα όρια της στήλης και την περιοχή της ομπρέλας με στόχο την πρόβλεψη των χαρακτηριστικών της απόθεσης (πάχος και κοκκομετρική κατανομή). Τα πρότυπα αυτά θεωρούν ότι δεν

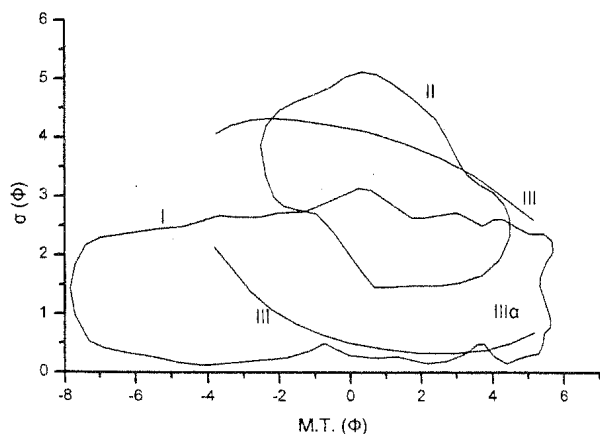


Σχήμα 25. Κοκκομετρική κατανομή τριών δειγμάτων από τον ορίζοντα πτώσης της Μεσαίας Κίσηρης, στη Σαντορίνη σε απόσταση 2, 4,5 και 10 km από τον πόρο (α) και ιστογράμματα των ίδιων δειγμάτων με βάση την τελική ταχύτητα πτώσης (β). Είναι εμφανής η πολύ καλύτερη ταξινόμηση (σ_v) των δειγμάτων στη δεύτερη περίπτωση. Διάστικτο παρουσιάζεται το ποσοστό κλαστών κίσηρης και μαύρο το ποσοστό λιθικών (από Cas & Wright 1987).

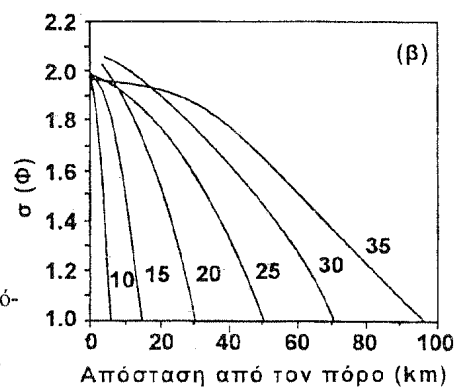
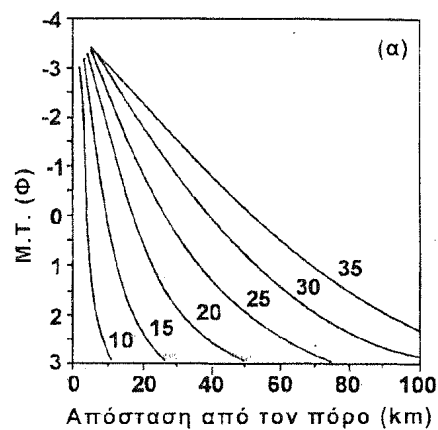
υπάρχει άνεμος, τα θραύσματα είναι ίδιας πυκνότητας και δεν μπορούν να προβλέψουν τη συμπεριφορά της πολύ λεπτής στάχτης ($< 500 \mu\text{m}$). Στο Σχήμα 27 παρατίθενται τα αποτελέσματα αυτών των προτύπων για τη σχέση απόστασης από τον πόρο – μέσης τιμής και ταξινόμησης για 6 διαφορετικά ύψη στήλης. Τα αποτελέσματα σε ότι αφορά στην ταξινόμηση δεν είναι τυπικά πολλών αποθέσεων πτώσης, καθώς οι συνήθεις τιμές κυμαίνονται από 1,5 έως 0,6 ενώ το πρότυπο προβλέπει διακύμανση από 2 έως 1,4. Αυτό προφανώς οφείλεται στο ότι το πρότυπο θεωρεί πως δεν υπάρχει άνεμος.

Το **μέγιστο μέγεθος** των κλαστών της απόθεσης είναι μια πολύ χρήσιμη μέτρηση στην ύπαιθρο. Η παράμετρος αυτή χρησιμοποιείται για να σχεδιαστούν χάρτες ισοπληθών καμπυλών (Σχήμα 28) που επιτρέπουν μια άμεση ποιοτική προσέγγιση της έντασης της έκρηξης. Δεν έχει καθιερωθεί δυστυχώς μια τυποποιημένη μέθοδος για τη μέτρηση της παραμέτρου αυτής. Μερικοί ερευνητές χρησιμοποιούν το μέσο όρο των τριών κύριων αξόνων κάθε κλάστη ενώ άλλοι λαμβάνουν υπόψη μόνο το μέγιστο άξονα. Χρησιμοποιείται ο μέσος όρος από τους 3 ή 5 ή 10 μεγαλύτερους κλάστες. Η επιφάνεια από τη οποία συλλέγονται οι κλάστες κυμαίνεται επίσης από 0,5 έως 4 m^2 . Οι διάφορες εκτιμήσεις συγκλίνουν τελικά στον καθορισμό της τιμής της μέγιστης διαμέτρου ως το μέσο όρο των τριών κύριων αξόνων των τριών μεγαλύτερων θραυσμάτων κίσηρης και λιθικών (ξεχωριστά για το κάθε ένα) από μια εκτεταμένη επιφάνεια εμφάνισης (3~4 m^2).

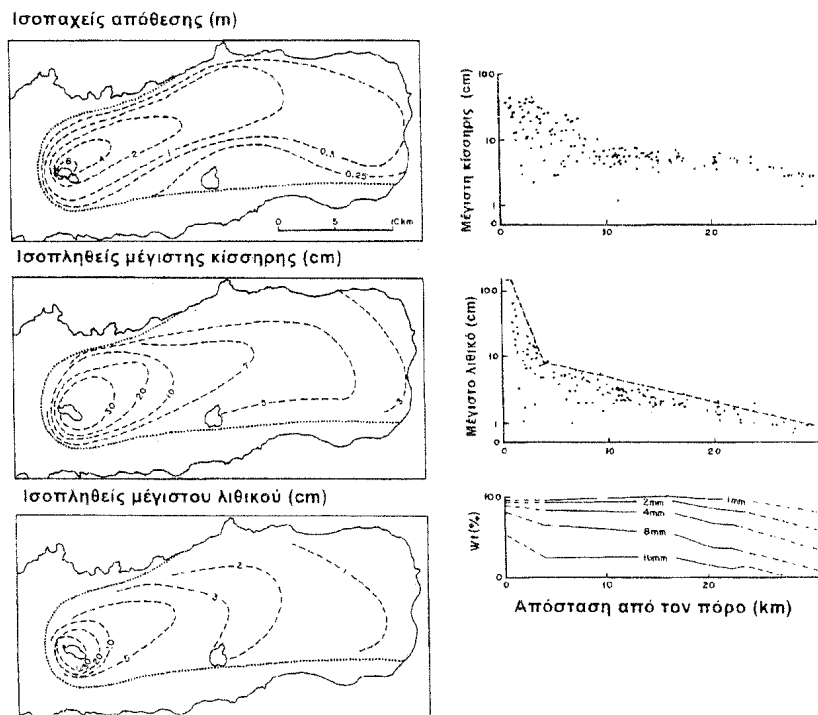
Οι ισοπληθείς καμπύλες μπορούν να χρησιμοποιηθούν για την εξαγωγή ποσοτικών χαρακτηριστικών για το ηφαιστειακό νέφος και ημι-ποσοτικών για τη φορά και ισχύ των ανέμων. Μέσω θεωρητικών προτύπων μπορεί να υπολογιστεί το ύψος της εκρηκτικής στήλης και η διακύμανσή της καθώς και η ισχύς του ανέμου στη διάρκεια της έκρηξης. Στα ποσοτικά αυτά



Σχήμα 26. Πεδία αποθέσεων πτώσης (I), ροής (II) και μεγακυματισμού (III) στο διάγραμμα μέσης τιμής (M.T.) και ταξινόμησης (σ) των πυροκλαστικών (τροποποιημένο από Walker 1971).

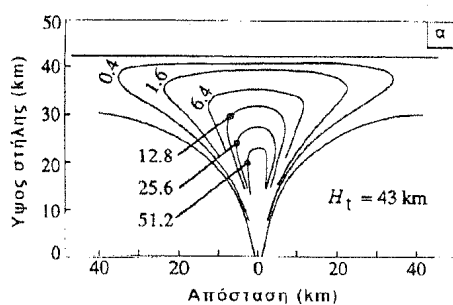


Σχήμα 27. Διακύμανση της Μέσης Τιμής διαμέτρου (α) και της ταξινόμησης (β) σε σχέση με την απόσταση από τον πόρο για 6 στήλες διαφορετικού ύψους, σύμφωνα με τα πρότυπα των Sparks et al. 1992.

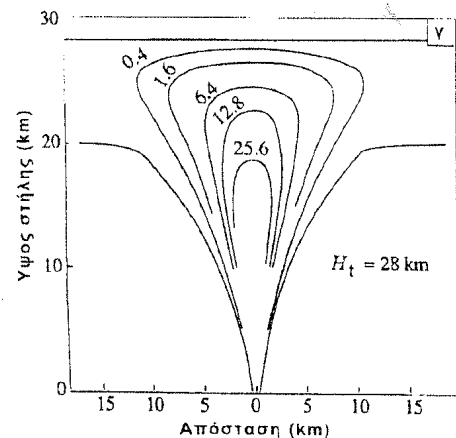
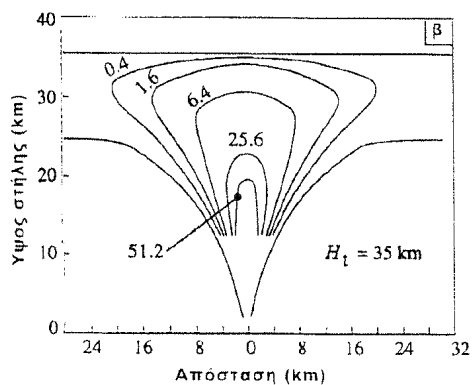


Σχήμα 28. Ισοπαχείς καμπύλες απόθεσης και ισοπληθείς μέγιστης διαμέτρου κίσηρης και λιθικών για την απόθεση πτώσης 1563 Fogo (Sao Miguel, Αζόρες) με σχετικά διαγράμματα (από Walker & Croasdale 1971).

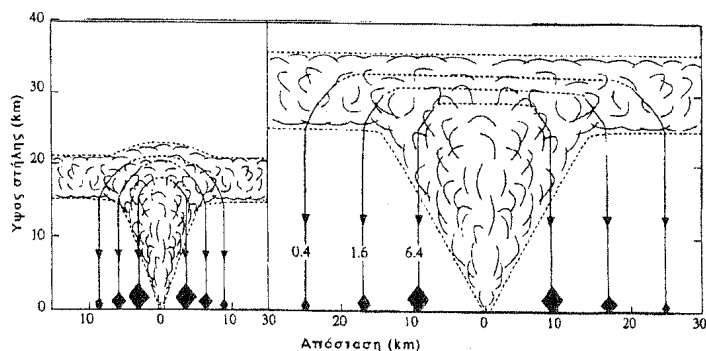
πρότυπα είναι προτιμότερη η χρήση ισοπληθών λιθικών παρά κίσηρης γιατί αυτά έχουν σταθερή πυκνότητα και σπάνια υφίστανται θραύση μετά την εκτόξευση και απόθεση. Όπως αναφέρθηκε ήδη στην πυροκλαστική στήλη μπορούν να οριοθετηθούν ισο-επιφάνειες στήριξης κλαστών ανάλογα με το μέγεθος και την πυκνότητά τους. Το Σχήμα 29 παραθέτει τις ισο-επιφάνειες στήριξης κλαστών για στήλες ύψους 28, 35 και 43 km. Είναι φανερή η δραματική αύξηση στο εύρος των ισο-επιφανειών με την αύξηση του ύψους της στήλης, γεγονός που εξηγεί τη μεγάλη διασπορά των κλαστών στις υψηλές στήλες. Το Σχήμα 30 δείχνει τη μεγάλη ευαισθησία της μέγιστης διαμέτρου κλαστών στο ύψος της στήλης: σε μια στήλη ύψους 20 km τα λιθικά με διάμετρο 6,4 cm καταπίπτουν 3 km από τον πόρο ενώ σε μια στήλη με 35 km ύψος μεταφέρονται στα 10 km απόσταση. Αυτό οφείλεται στο ότι μια αύξηση του ύψους της στήλης κατά ένα συντελεστή 1,75 αντιστοιχεί σε αύξηση ισχύος του νέφους κατά 9,4 φορές γεγονός που επιφέρει αύξηση στο φάσμα των κλαστών κατά ένα συντελεστή 3,3. Αυτό κάνει επίσης φανερό ότι παρά τα προβλήματα στη μη τυποποιημένη μέθοδο μέτρησης της μέγιστης διαμέτρου, η εκτίμηση του ύψους της στήλης από την παράμετρο αυτή είναι πολύ ακριβής. Παίρνοντας υπόψη το φάσμα διακύμανσης των τιμών της παραμέτρου ανάλογα με τις διάφορες μεθόδους μέτρησής της, η ακρίβεια του υπολογισμού του ύψους της στήλης είναι καλύτερη από 5 km.



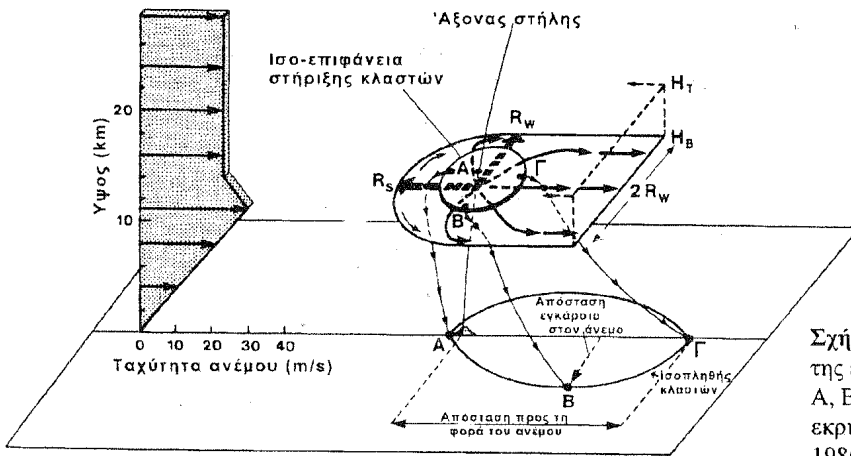
Σχήμα 29. Ισοεπιφάνειες στήριξης κλαστών για εκρηκτικές στήλες 28, 35 και 43 km ύψους (από Carey & Sparks 1986).



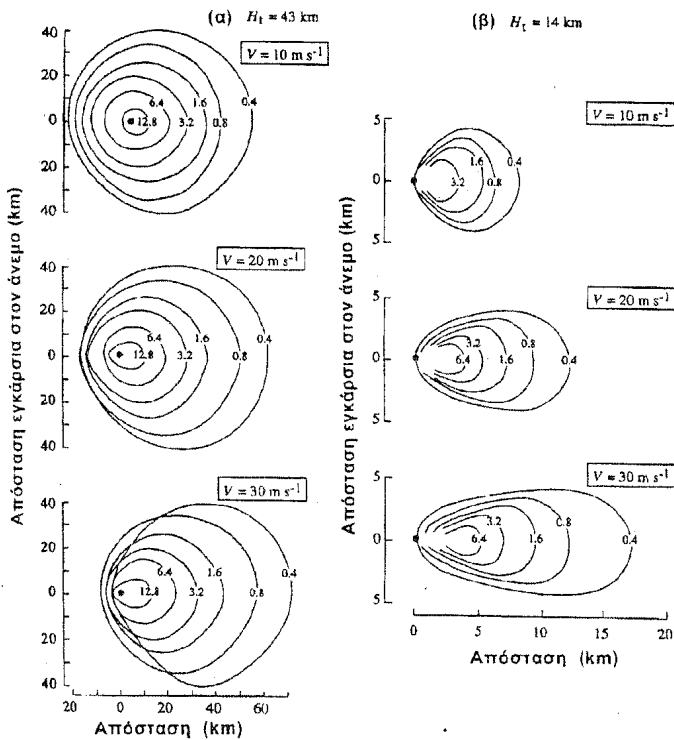
Σχήμα 30. Σχηματικό διάγραμμα κατανομής μέγιστων λιθικών από 2 εκρηκτικές στήλες ύψους 20 και 35 χιλιομέτρων (από Carey & Sparks 1986).



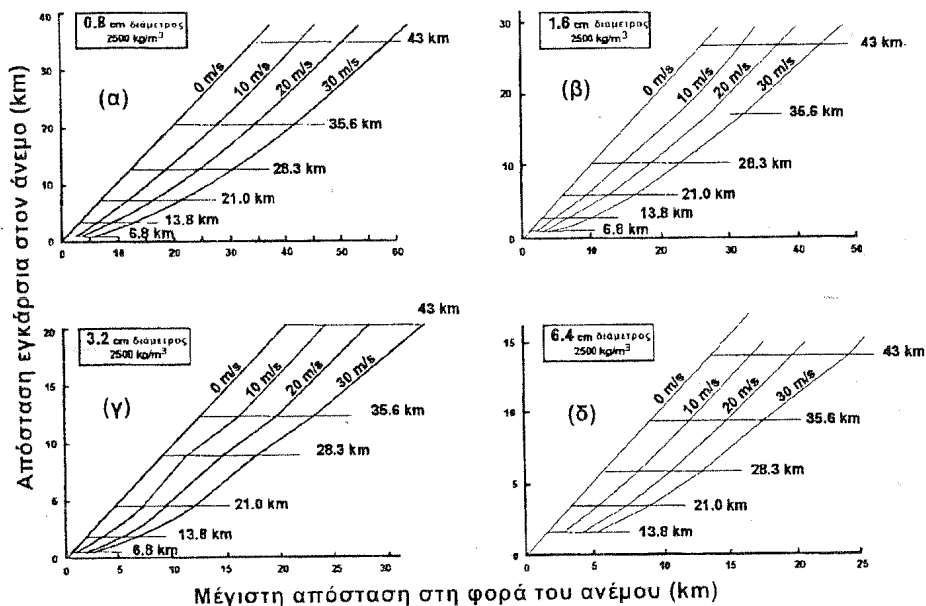
Οι περισσότερες εκρηκτικές στήλες επηρεάζονται από τους ατμοσφαιρικούς ανέμους με δύο τρόπους. Πρώτον, ο άνεμος προκαλεί μια κύρτωση της περιοχής μεταφοράς σε συνάρτηση με την ισχύ του νέφους και την ταχύτητα του ανέμου. Δεύτερον, ο άνεμος τροποποιεί την κίνηση στην περιοχή της ομπρέλας (Σχήμα 31). Η ρέουσα μάζα στη περιοχή της ομπρέλας πρέπει να περάσει από μία επιφάνεια οριζόμενη από ένα πλάτος $2R_w$ και τα ύψη $H_b - H_t$. Θεωρώντας τη πορεία τριών θραυσμάτων που εγκαταλείπουν την ισο-επιφάνεια στήριξης τους από τις θέσεις Α, Β και Γ, το Α και Γ επηρεάζονται από τον άνεμο ενώ το Β πέφτει σε μία απόσταση από τον άξονα διασποράς που δεν επηρεάζεται από τον άνεμο. Η απόσταση αυτή ονομάζεται *απόσταση εγκάρσια στον άνεμο* (cross-wind range) και εξαρτάται μόνο από το ύψος της στήλης. Οι Carey & Sparks (1986) χρησιμοποίησαν απλά αριθμητικά πρότυπα για την πρόβλεψη της κατανομής των ισοπληθών λιθικών και κίσηρης σε σχέση με το ύψος της στήλης και την ταχύτητα του ανέμου. Στο Σχήμα 32 παρατίθενται πρότυπα κατανομής ισοπληθών για διάφορα ύψη στήλης και ισχύ ανέμου ενώ στο Σχήμα 33 παρατίθενται τα διαγράμματα για τον υπολογισμό του ύψους της στήλης με βάση τη μέγιστη απόσταση από τον πόρο (κατά μήκος του άξονα) και την εγκάρσια στον άνεμο απόσταση για θραύσματα



Σχήμα 31. Σχηματική αναπαράσταση της επίρρεας του ανέμου σε 3 κλάστες Α, Β και Γ που πέφτουν από μία εκρηκτική στήλη (από Carey & Sparks 1986).



Σχήμα 32. Κατανομή ισοπληθών μέγιστου κλάστη για στήλες ύψους 43 (α) και 14 (β) χιλιομέτρων, με ταχύτητες ανέμου 10, 20 και 30 m/s (από Carey & Sparks 1986).



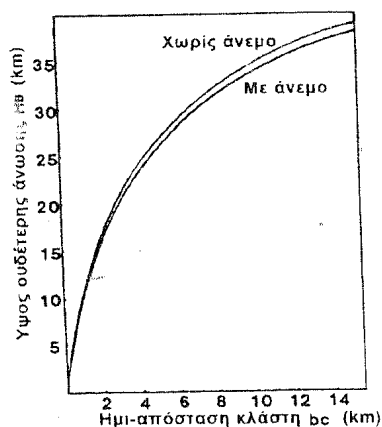
Σχήμα 33. Απόσταση εγκάρσια στον άνεμο σε σχέση με τη μέγιστη απόσταση στη φορά του ανέμου για κλάστες διαμέτρου 0,8 (α), 1,6 (β), 3,2 (γ) και 6,4 cm (δ) για λιθικά πυκνότητας 2500 kg/m³, ταχύτητες ανέμου από 0 έως 30 m/s και ύψη στήλης 6,8 – 13,8 – 21 – 28,3 – 35,6 και 43 km (από Carey & Sparks 1986).

διαφόρων πυκνοτήτων. Η σύγκριση των αποτελεσμάτων των παραπάνω προτύπων με πρόσφατα εκρηκτικά γεγονότα δείχνει ότι η αξιοπιστία τους είναι ικανοποιητική. Δεν είναι γνωστή η συμπεριφορά των προτύπων για στήλες υψηλότερες των 35 km καθώς τέτοιες εκρήξεις δεν έχουν εκδηλωθεί τα τελευταία χρόνια.

Ο Pyle (1989) όρισε μία πολύ χρήσιμη παράμετρο, την ημι-απόσταση κλάστη (b_c , clast half-distance) η οποία αντιπροσωπεύει την απόσταση στην οποία μειώνεται κατά το ήμισυ η μέγιστη διάμετρος των κλαστών της απόθεσης. Αυτή υπολογίζεται σε ένα διάγραμμα που στον άξονα χ είναι η τετραγωνική ρίζα της επιφάνειας των ισοπληθών και στον άξονα ψ ο φυσικός λογάριθμος (\ln) της μέγιστης διαμέτρου λιθικών. Από το διάγραμμα προκύπτει μία ευθεία γραμμή (καθώς η σχέση των δύο μεγεθών είναι εκθετική) με μία κλίση k_c και ο υπολογισμός της παραμέτρου b_c γίνεται από τον τύπο

$$b_c = \ln(2/k_c \pi^{0.5})$$

Αυτό συσχετίζεται κατόπιν με το ύψος της ουδέτερης άνωσης, τη βάση της ομπρέλας H_b με τον εμπειρικό τύπο $-b_c = 0,41H_b / (H_b^{0.5} - 7,3)$ με βάση τον οποίο έχει σχεδιαστεί το διάγραμμα στο Σχήμα 34, ενώ το συνολικό ύψος της στήλης υπολογίζεται από τη σχέση $H_t = 1,32H_b$ (Sparks 1986).



Σχήμα 34. Διάγραμμα υπολογισμού του ύψους της εκρηκτικής στήλης με βάση την ημι-απόσταση πάχους (από Pyle 1989).

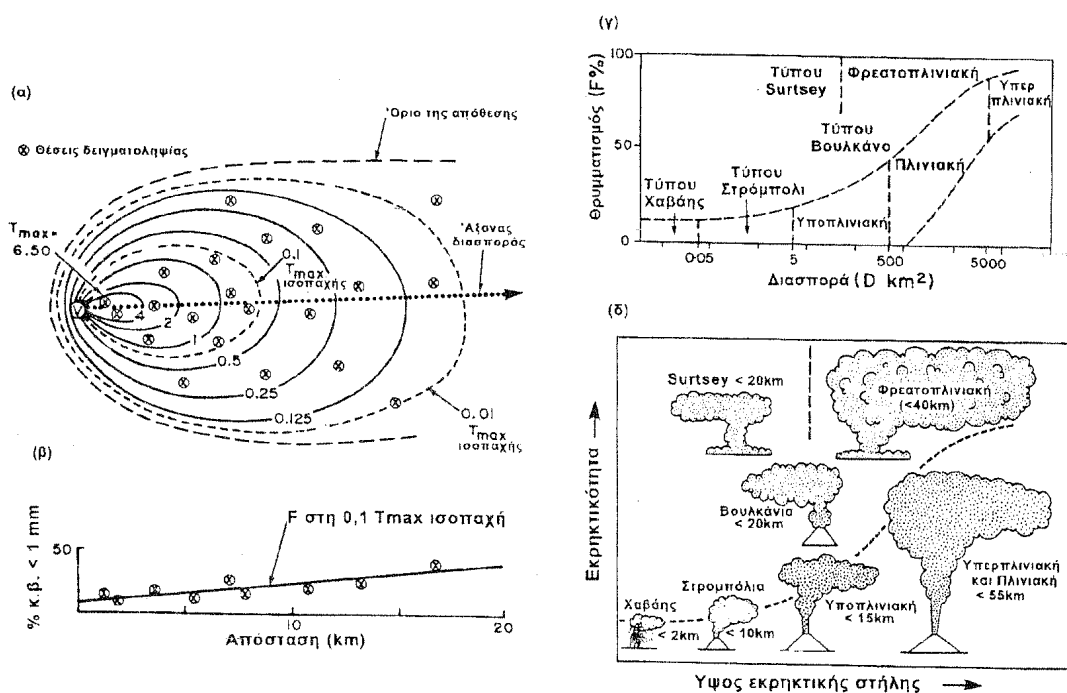
7.5.5. Κατηγοριοποίηση

Ο Walker (1973) εισήγαγε μια κατηγοριοποίηση των αποθέσεων πτώσης βασισμένη στην έκταση της διασποράς και το βαθμό θρυμματισμού της απόθεσης. Για την ποσοτική έκφρασή τους εισήγαγε δύο παραμέτρους. Η πρώτη παράμετρος, ο **δείκτης διασποράς D** (dispersion index) ορίζεται ως η επιφάνεια που περικλείεται από την ισοπαχή $0,01T_{max}$ όπου T_{max} το μέγιστο πάχος. Η δεύτερη παράμετρος, ο **δείκτης θρυμματισμού F** (fragmentation index) ορίζεται ως το λεπτότερο από 1 mm ποσοστό της απόθεσης στο σημείο όπου ο άξονας διασποράς τέμνει την ισοπαχή $0,1T_{max}$. Στο Σχήμα 35 παρατίθεται ο τρόπος υπολογισμού και ο πίνακας με τις κατηγορίες των αποθέσεων πτώσης. Το αδύνατο σημείο αυτής της κατηγοριοποίησης είναι ότι ο δείκτης θρυμματισμού F δεν εξαρτάται μόνο από το βαθμό διάρρηξης του μάγματος. Καθοριστικό ρόλο έχει η αλληλεπίδραση με εξωτερικό νερό καθώς και η πρώιμη πτώση λεπτόκοκκης στάχτης λόγω συσσωματωμάτων. Ο δείκτης διασποράς D επίσης δεν αντανακλά οπωσδήποτε το ύψος της στήλης, καθώς στήλες με μεγάλη διαφορά σε ύψος μπορούν να δώσουν ίδιες τιμές D αν η ολική κατανομή του μεγέθους των κλαστών είναι διαφορετική.

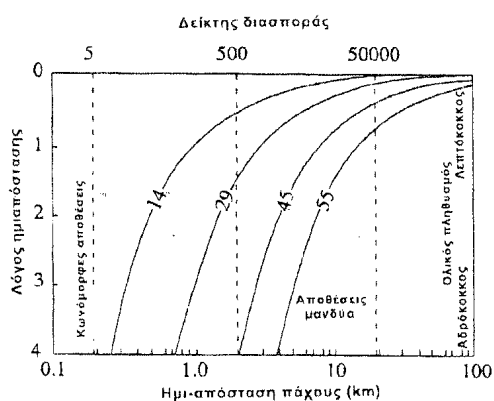
Ο Pyle (1989) πρότεινε μια άλλη κατηγοριοποίηση με βάση τις παραμέτρους b_1 και b_c που εν μέρει ξεπερνά τις παραπάνω αδυναμίες. Η ημι-απόσταση πάχους b_1 είναι ένα είδος μέτρου της διασποράς μιας απόθεσης, ανάλογο με το δείκτη διασποράς του Walker. Ο λόγος b_c/b_1 εκφράζει το βαθμό θρυμματισμού και το b_c σχετίζεται άμεσα με το ύψος της στήλης, όπως αναφέρθηκε προηγούμενα (Σχήμα 36).

Οι Sparks et al. (1992) παρατήρησαν ότι σύμφωνα με τη διαίρεση που προτείνεται από τον Pyle πολλές αποθέσεις που έχουν έως τώρα χαρακτηριστεί ως πλινιακές κατηγοριοποιούνται λανθασμένα ως υπο-πλινιακές. Γιαυτό προτείνεται ο διαχωρισμός υπο-πλινιακής – πλινιακής στην τιμή $b_c = 1$ km που αντιστοιχεί σε ύψος στήλης 14 km.

Περαιτέρω κατηγοριοποίηση των πλινιακών αποθέσεων πτώσης γίνεται με βάση τα χαρακτηριστικά και τις δομές της εμφάνισης στην ύπαιθρο. Οι χρονικές αλλαγές στη δυναμική της



Σχήμα 35. Τρόπος υπολογισμού του δείκτη διασποράς D (α) και θρυμματισμού F (β) των αποθέσεων πτώσης, πίνακας κατηγοριοποίησης τους από τον Walker - 1973 με βάση τις παραπάνω παραμέτρους (γ) και σχηματική αναπαράσταση των κατηγοριών με βάση την εκρηκτικότητα και το ύψος της στήλης (τροποποιημένο από Cas & Wright 1987).



Σχήμα 36. Κατηγοριοποίηση των αποθέσεων πτώσης με βάση τις παραμέτρους ημι-απόστασης πάχους και το λόγο ημι-απόστασης κλάστη / πάχους (τροποποιημένο από Pyle 1989).

εκρηκτικής στήλης (ύψος) και στις ατμοσφαιρικές συνθήκες (ισχύς και φορά του ανέμου) οδηγούν σε αποθέσεις με έντονες διακυμάνσεις στην ταξινόμηση, διαβάθμιση και στρώση. Με βάση την εξέλιξη της εκρηκτικής διαδικασίας οι πλινιακές αποθέσεις μπορούν να διαχωριστούν σε:

- **Απλές πλινιακές αποθέσεις**, αποτέλεσμα της συσσώρευσης πυροκλαστικού υλικού από μία συνεχή εκρηκτική στήλη. Οι αποθέσεις αυτές είναι συνήθως αδιαβάθμιτες έως ανάστροφα διαβαθμισμένες – αποτέλεσμα της αύξησης του ύψους της στήλης (δηλ. του ρυθμού εκροής) με το χρόνο. Απομακρυνόμενοι από τον πόρο φθίνει το πάχος και το μέγεθος των κόκκων της απόθεσης ενώ αυξάνει ο λόγος (κίσσηρις + θρύψαλα γυαλιού) / (κρύσταλλοι + λιθικά).
- **Απλές στρωμένες πλινιακές αποθέσεις**, συσχετιζόμενες με μία ασταθή εκρηκτική στήλη που αυξομειώνει το ύψος της με το χρόνο. Στις εγγύτατες αποθέσεις ανάμεσα στους στρωμένους οριζόντες πτώσης παρεμβάλλονται πυροκλαστικές αποθέσεις μεγακυματισμού και ροής. Η στρώση οφείλεται στην αλληλοδιαδοχή οριζόντων αδρόκοκκου και λεπτόκοκκου υλικού. Συναντώνται τόσο αδιαβάθμιτοι οριζόντες όσο και κανονικά διαβαθμισμένοι. Απομακρυνόμενοι από τον πόρο η στρώση γίνεται όλο και λιγότερο εμφανής έως το πέρασμα συνήθως σε άστρωτες αποθέσεις.
- **Πολλαπλές πλινιακές αποθέσεις**, αποτελούμενες από ξεχωριστούς οριζόντες πτώσης αποθεμένους κατά τη διάρκεια μιας σειράς εκρηκτικών επεισοδίων, με διαλείμματα ωρών ή ημερών. Το αποτέλεσμα είναι διαφορετική κατανομή του κάθε οριζόντα. Στις εγγύτατες εμφανίσεις οι διάφοροι οριζόντες διαχωρίζονται από αποθέσεις πυροκλαστικών ρευμάτων και μεγακυματισμού που παρεμβάλλονται μεταξύ τους. Σε μεγαλύτερες αποστάσεις ο διαχωρισμός των οριζόντων μπορεί να αναγνωριστεί από παρεμβολές οριζόντων στάχτης ή απότομες αλλαγές στην κοκκομετρία και τη λιθολογία. Σε πολύ μακρινές αποστάσεις ο διαχωρισμός είναι συνήθως πολύ δύσκολος.

7.6. ΠΥΡΟΚΛΑΣΤΙΚΑ ΡΕΥΜΑΤΑ ΠΥΚΝΟΤΗΤΑΣ

Τα πυροκλαστικά ρεύματα πυκνότητας (pyroclastic density currents) είναι ταχέως κινούμενα μίγματα θερμών ηφαιστειακών θραυσμάτων και αερίων που ρέουν στην επιφάνεια του εδάφους υπό την επήρεια της βαρύτητας. Δημιουργούνται από: 1) τη βαρυτική κατάρρευση θόλων λάβας 2) από πίδακες πυροκλαστικών κατακόρυφων εκρηκτικών στηλών και 3) πλευρικές εκρήξεις. Συμβατικά αναγνωρίζονται δύο ακραία μέλη – τύποι των πυροκλαστικών ρευμάτων πυκνότητας με βάση τα ιζηματολογικά χαρακτηριστικά των αποθέσεων: οι **αποθέσεις μεγακυματισμού** και τα **πυροκλαστικά ρεύματα**. Οι πρώτες καλύπτουν το τοπογραφικό ανάγλυφο και έχουν συνήθως ιζηματολογικές δομές έλξης. Πρόκειται για αραιά (περιεχόμενο στερεών < 10%) ρεύματα αιώρησης (suspension currents) στα οποία τα σωματίδια μεταφέρονται σε τυρβώδη αιώρηση και σε ένα λεπτό οριζόντιο φορτίου βάσης (bead-load). Τα πυροκλαστικά ρεύματα είναι γενικά φτωχά ταξινομημένα, άστρωτα και το πάχος τους αυξάνει έντονα στα τοπογραφικά ταπεινά. Τα χαρακτηριστικά αυτά αποδίδονται στην απόθεσή τους από υψηλής συγκέντρωσης ροές (περιεχόμενο στερεών >>10%), ή από οριζόντες υψηλής συγκέντρωσης σωματιδίων στη βάση των ροών, δηλαδή από ροές στρωματωμένες λόγω πυκνότητας (density stratified flows).

7.6.1. Αποθέσεις Μεγακυματισμού

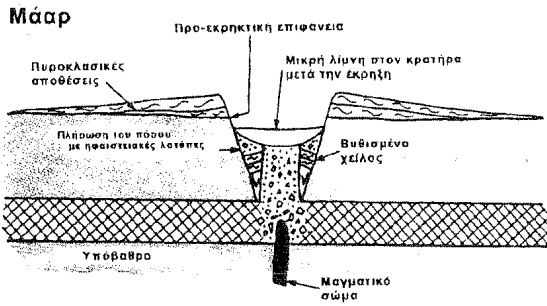
Αποθέσεις μεγακυματισμού δημιουργούνται κυρίως κατά τις υδρο-ηφαιστειακές εκρήξεις, όπου το μάγμα έρχεται σε εκρηκτική επαφή με το νερό. Αυτές ονομάζονται **αποθέσεις μεγακυματισμού βάσης** (base surges) και είναι το μεγαλύτερο μέρος των προϊόντων που οικοδομούν τα μάαρ, τους δακτυλίους και κώνους τόφρων (Σχήμα 37). Συναντούνται επίσης ως φάση των μεγάλων εκρηκτικών γεγονότων σε στρωματοηφαίστεια με καλδέρες όπου υπάρχουν αξιόλογες ποσότητες νερού (μεγάλοι υδροθερμικοί ταμιευτήρες, λίμνες ή θάλασσα). Το συνολικό πάχος σπάνια ξεπερνά τα 10 μέτρα και μειώνεται γοργά καθώς απομακρύνονται από τον πόρο.

Τα **πλευρικά εκρηκτικά κύματα** (lateral blast) προκαλούνται από την απότομη αποσυμπύκνωση έντονα πεπλεγμένου μάγματος (όπως κατάρρευση ή εκρηκτική διάρρηξη θόλου) και δημιουργούν αποθέσεις μεγακυματισμού.

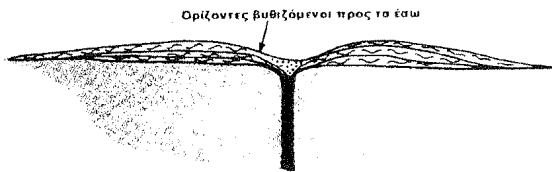
Μερικές αποθέσεις μεγακυματισμού είναι συνδεδεμένες με τα πυροκλαστικά ρεύματα. Οι **αποθέσεις μεγακυματισμού εδάφους** (ground surges) είναι λεπτά στρώματα (πάχος < 1m) που βρίσκονται στη βάση των πυροκλαστικών ρευμάτων, ενώ οι **αποθέσεις μεγακυματισμού σύννεφου στάχτης** (ash-cloud surges) είναι αντίστοιχα στρώματα στην οροφή τους. Σε ορισμένα πυροκλαστικά ρεύματα παρατηρείται πλευρική μετάβαση σε **αποθέσεις επίστρωσης** (veneer deposits) που καλύπτουν το τοπογραφικό ανάγλυφο και έχουν παρόμοιες με τις αποθέσεις μεγακυματισμού ιζηματολογικές δομές.

Η ταχύτητα μεταφοράς των αποθέσεων μεγακυματισμού είναι μεγάλη. Το μέτωπο του πλευρικού εκρηκτικού κύματος του ηφαιστείου St. Helens το 1980 κινήθηκε με ταχύτητα ως και 150 m/s.

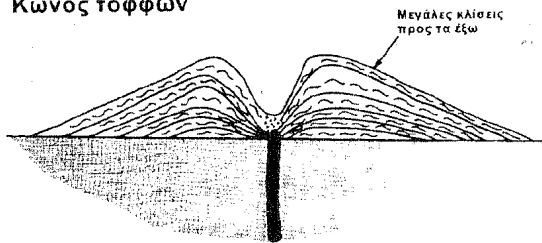
Η απόσταση από τον πόρο των αποθέσεων μεγακυματισμού κυμαίνεται ανάλογα με το μηχανισμό γένεσής τους. Οι αποθέσεις μεγακυματισμού βάσης σπάνια συναντώνται σε απόσταση μεγαλύτερη των 10 km από τον πόρο. Οι αποθέσεις των εκρηκτικών κυμάτων του Pinatubo, το 1991, έφτασαν σε απόσταση 14 km. Οι αποθέσεις μεγακυματισμού εδάφους και αυτές του σύννεφου στάχτης συναντώνται σε μεγάλη απόσταση από τον πόρο (ως και 100 km) μαζί με τα συνδεδεμένα με αυτά πυροκλαστικά ρεύματα..



Δακτύλιος τόφφων

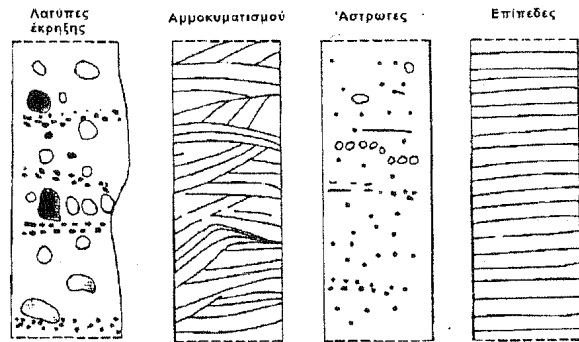


Κώνος τόφφων



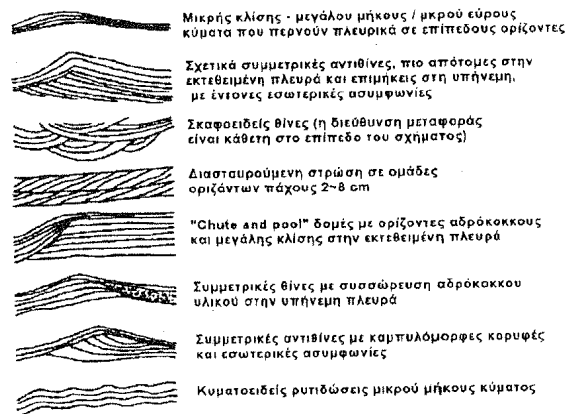
Σχήμα 37. Σχηματικές τομές οικοδομημάτων φρεατομαγματικής δράσης (από Cas & Wright 1987).

Συνήθειες στρωματομορφές αποθέσεων μεγακυματισμού



Δομές αμμοκυματισμού

Κατεύθυνση μεταφοράς



Σχήμα 38. Συνήθειες στρωματομορφές αποθέσεων μεγακυματισμού (από Wohletz & Heiken 1992 και Wohletz & Sheridan 1979).

Όταν η θερμοκρασία στα πυροκλαστικά μεγακυματισμού είναι (ή γίνει) μικρότερη των 100 °C, ο υπέρθερμος ατμός του πυροκλαστικού νέφους συμπυκνώνεται, το μίγμα γίνεται τριφασικό (στερεά θραύσματα - σταγόνες - αέρια) και αποθέτει **υγρές** αποθέσεις μεγακυματισμού (wet surges). Όταν στις αποθέσεις δεν υπάρχουν ίχνη συμπύκνωσης νερού ονομάζονται **ξηρές** (dry surges).

Το κυριότερο χαρακτηριστικό των αποθέσεων μεγακυματισμού είναι η λεπτοστρωμάτωση – λεπτοταινίωση και οι ιζηματολογικές δομές έλξης (Σχήμα 38). Κοντά στον πόρο συναντώνται οι εκρηκτικές λατύπες και παραπέρα διακρίνονται τρεις κύριοι τύποι στρωματομορφών: **αμμοκυματισμού** (sandwaves), **άστρωτες** (massive) και **επίπεδες** (planar). Ως στρωματομορφές αμμοκυματισμού χαρακτηρίζονται λεπτόκοκκοι (~ 2 Φ) λεπτοστρωματωμένοι – λεπτοταινιωμένοι οριζόντες πάχους λίγων χιλιοστών με δομές διασταυρούμενης στρώσης και ελασμάτωσης, θίνες, αντιθίνες, ρυτιδώσεις. Ως άστρωτες στρωματομορφές χαρακτηρίζονται οριζόντες μέσου μεγέθους κόκκων (0~2 Φ) με μαζοειδή δομή και χαμηλή ταξινόμηση πάχους συνήθως > 20 cm. Ως επίπεδες χαρακτηρίζονται οι στρωματομορφές αδρόκοκκων οριζόντων (0~3 Φ) με έντονη επίπεδη παράλληλη στρώση και μέσο πάχος 2 cm, συχνή ανάστροφη διαβάθμιση και κυματοειδείς μορφές μεγάλου μήκους κύματος (> 5 m). Συχνά παρατηρούνται επίσης στις αποθέσεις μεγακυματισμού ίχνη πρόσκρουσης από βαλλιστικά τεμάχια και ογκόλιθους.

Σε ότι αφορά στη διαδοχή των στρωματομορφών με βάση την απόσταση από τον πόρο φαίνεται ότι στις υγρές αποθέσεις μεγακυματισμού η διαδοχή είναι αμμοκυματισμού – άστρωτες – επίπεδες, ενώ στις ξηρές δεν υπάρχει σταθερή αλληλοδιαδοχή.

7.6.2. Πυροκλαστικές ροές και αποθέσεις

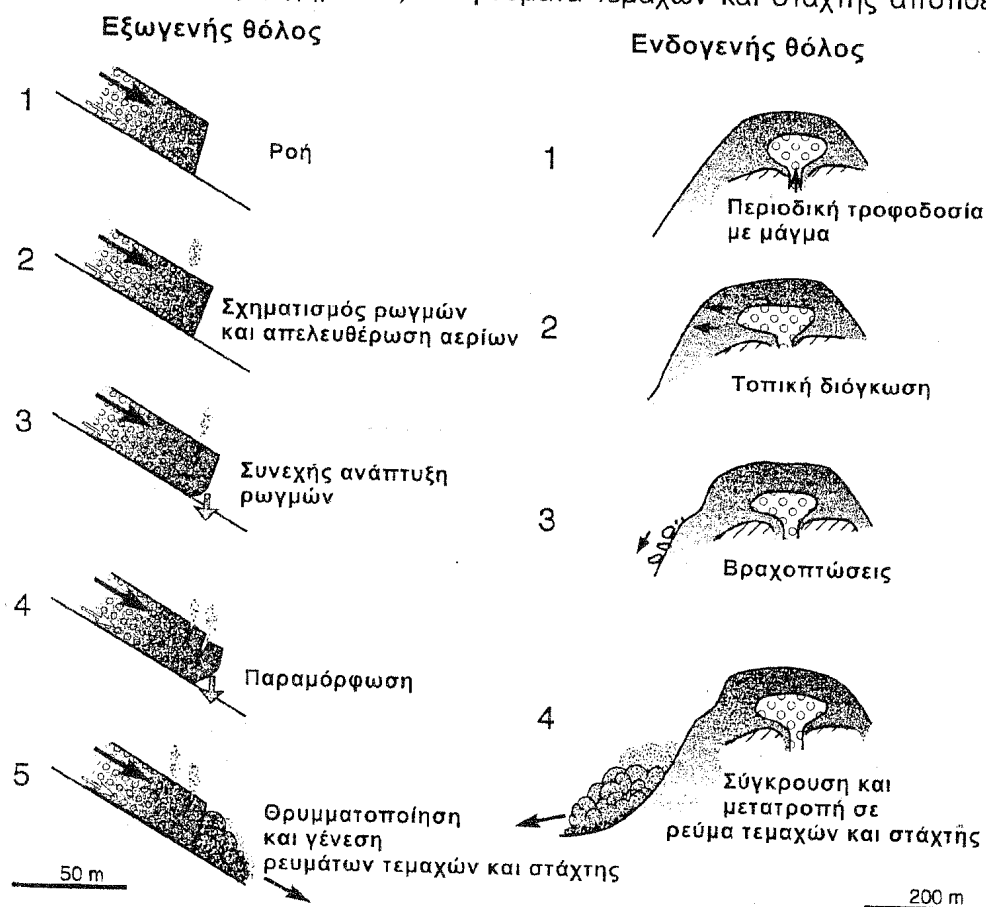
Οι αποθέσεις πυροκλαστικών ροών κυμαίνονται σε όγκο κατά τουλάχιστον έξι τάξεις μεγέθους. Πυροκλαστικές ροές από κατάρρευση θόλων έχουν συνήθως όγκους $< 1 \text{ Km}^3$ και η απόσταση που διανύουν είναι από εκατοντάδες μέτρα έως λίγα χιλιόμετρα. Τα πυροκλαστικά ρεύματα από μεγάλες εκρήξεις σύνθετων στρωματοηφαιστείων δεν ξεπερνούν συνήθως τα 100 km^3 ενώ οι όγκοι από μεγάλες καλδερικές κατακρημνίσεις (π.χ. Toba – Σουμάτρα, Valles και San Juan – ΗΠΑ) κυμαίνονται μεταξύ $100\text{-}5.000 \text{ km}^3$. Τέτοια πυροκλαστικά ρεύματα καλύπτουν αποστάσεις δεκάδων χιλιομέτρων.

7.6.2.1. Γένεση

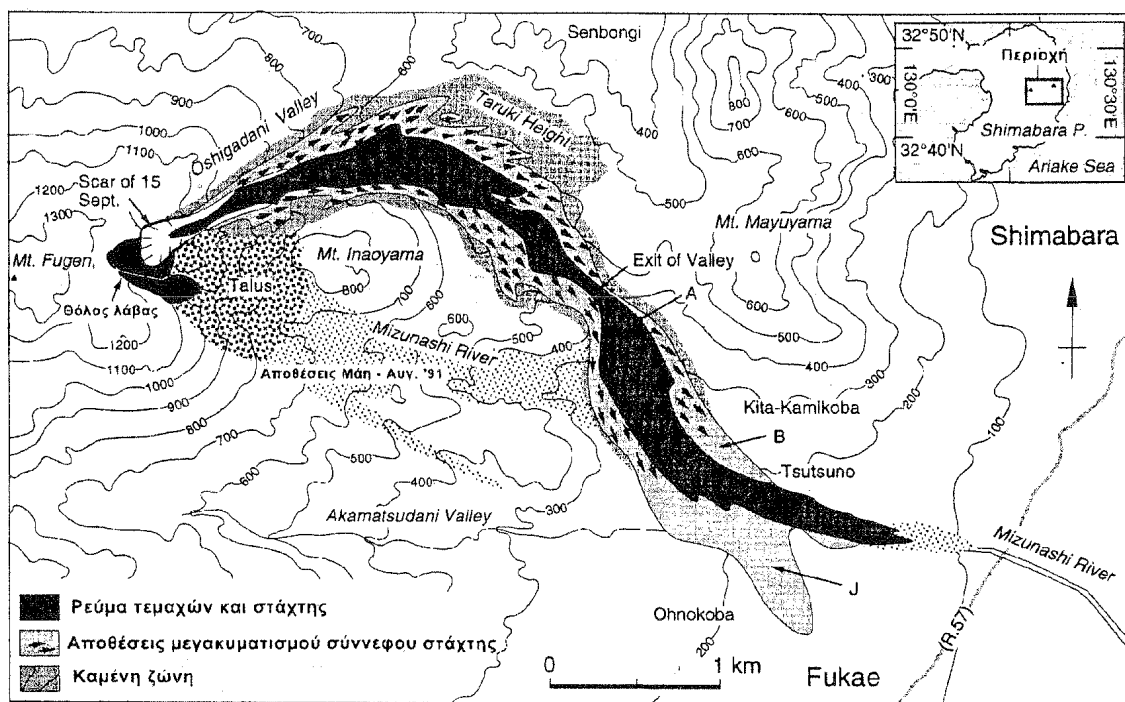
Τα πυροκλαστικά ρεύματα δημιουργούνται από τη βαρυτική κατάρρευση θόλων ή από παρατεταμένους πίδακες εκρηκτικών στηλών.

Η βαρυτική κατάρρευση θόλων λάβας δημιουργεί μικρά πυροκλαστικά ρεύματα πλούσια σε συμπαγή χαμηλής φυσαλιδοποίησης συστατικά. Αυτά ονομάζονται **ρεύματα τεμαχών και στάχτης** (block-and-ash flows). Άλλη ορολογία που έχει χρησιμοποιηθεί ως συνώνυμο του όρου αυτού είναι *ροές συντριμμάτων λάβας* (lava debris flows), *ζεστές ροοστιβάδες* (hot avalanches), *λατύπες κατάρρευσης θόλων* (dome collapse breccias) και *πυρακτωμένα νέφη* (nuées ardentes). Σήμερα έχει καθιερωθεί ο όρος ρεύματα τεμαχών και στάχτης.

Οι βραχοπτώσεις υψηλής θερμοκρασίας στερεοποιημένων μαζών που δημιουργούνται από την κατάρρευση μέρους των υπό σχηματισμό θόλων μεταμορφώνονται ταχύτατα σε ρεύματα τεμαχών και στάχτης καθώς είναι πολύ χαμηλή η μηχανική συνοχή της θερμής και μικροφυσαλιδοποιημένης λάβας (Σχήμα 39). Τα ρεύματα τεμαχών και στάχτης αποτίθενται ως



Σχήμα 39. Πρότυπα γένεσης ρευμάτων τεμαχών και στάχτης τύπου Μεράπι από εξωγενή και ενδογενή θόλο (από Ui et al. 1999).



Σχήμα 40. Χάρτης κατανομής των αποθέσεων πυροκλαστικών ροών της 15^{ης} Σεπτεμβρίου 1991 του ηφαιστείου Unzen της Ιαπωνίας. Το μεγακυματικό σύννεφο στάχτης ελέγχεται λιγότερο από την τοπογραφία, αποθέτει σε ευρύτερη περιοχή από τη ροή τεμαχών και στάχτης που το γεννά ενώ τα θερμά αέρια επηρεάζουν ακόμη ευρύτερη ζώνη (καμένη περιοχή) (από Fujii & Nakada 1999).

ροοστιβάδες (avalanches) υψηλής συγκέντρωσης θραυσμάτων που καλύπτονται από ένα αραιό σύννεφο στάχτης. Η κίνηση της βασικής ροοστιβάδας ελέγχεται από τη βαρύτητα και ακολουθεί τις κοιλάδες. Το συνοδεύον σύννεφο στάχτης μεγακυματισμού ελέγχεται λιγότερο από το ανάγλυφο, τρέχει ταχύτερα από τη βασική ροοστιβάδα και ξεχύνεται στις διπλανές κοιλάδες αποθέτοντας λεπτά στρώματα μεγακυματισμού σύννεφου στάχτης (Σχήμα 40). Αυτή η ηφαιστειακή δράση κατηγοριοποιείται ως **τύπου Μεράπι** (Merapi type) από την αντίστοιχη δραστηριότητα του ομώνυμου ηφαιστείου της Ινδονησίας κατά τις διάφορες ηφαιστειακές δράσεις του τα τελευταία 60 χρόνια.

Υπάρχει όμως και η περίπτωση η κατάρρευση θόλου να μην αφορά μόνο βραχοπτώσεις ήδη στερεοποιημένης λάβας αλλά αφαιρεί όλο το στερεοποιημένο περίβλημα και αποσυμπιέζει απότομα το εξωθούμενο μάγμα. Αυτό, ανάλογα με το βαθμό υπερπίεσης του μάγματος και το ποσοστό των αερίων που περιέχει, δημιουργεί ένα φάσμα προϊόντων που το ένα ακραίο μέλος είναι το πλευρικό εκρηκτικό κύμα και το άλλο τα ρεύματα τεμαχών και στάχτης με υψηλότερο βαθμό φυσαλιδοποίησης και διάρρηξης από ότι η απλή βαρυτική κατάρρευση στερεοποιημένου μέρους του θόλου. Τέτοια εκρηκτική δράση έχει κατηγοριοποιηθεί ως **τύπου Πελέ** (Pele type) από τη γνωστή καταστροφική έκρηξη του ομώνυμου ηφαιστείου της Μαρτινίκας το 1902 – 1905 (Lacroix 1904).

Τα πυροκλαστικά ρεύματα που σχηματίζονται από την κατάρρευση της εκρηκτικής στήλης είναι πλούσια σε φυσαλιδοποιημένα θραύσματα και ονομάζονται **ρεύματα σκωριών** εάν η φυσαλιδοποίηση είναι μικρή και **ρεύματα κίσηρης** εάν είναι υψηλή. Τα τελευταία ονομάζονται και **πυρομβρίτες**. Ο Marshall (1935) εισήγαγε τον όρο πυρομβρίτης (ignimbrite) για έντονα συγκολλημένα πυροκλαστικά πετρώματα της Νέας Ζηλανδίας, που θεώρησε ότι αποτεθήκαν από πύρινη βροχή (igneous + όμβρος). Από τότε ο όρος αυτός έχει χρησιμοποιηθεί είτε ως λιθολογικός προσδιορισμός (συγκολλημένος τόφος) είτε ως γενετικός προσδιορισμός (αποθέσεις από πυροκλαστικές ροές). Σήμερα έχει καθιερωθεί η χρήση του ως

συνώνυμο των πυροκλαστικών ρευμάτων κίσηρης.

Ο όγκος και η ενέργεια των πυροκλαστικών ροών εξαρτάται από το ύψος της στήλης και τη διάρκεια της κατάρρευσης. Η διάρκεια της κατάρρευσης μπορεί να είναι από λίγα λεπτά έως αρκετές ώρες.

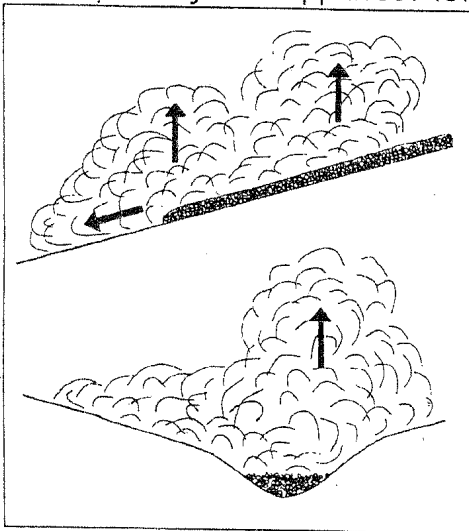
Η κατάρρευση της στήλης γεννά ένα διασταλμένο αλλά στρωματωμένο λόγω πυκνότητας ρεύμα (density stratified current) στο οποίο τα σωματίδια μεταφέρονται μέσω στροβιλότητας. Η καθίζηση των βαρύτερων μέσα στο ρεύμα δημιουργεί πυκνές υποροές (underflows) που πληρούν τα τοπογραφικά ταπεινά ή αποχωρίζονται από τα ρεύματα αιώρησης και ρέουν ανεξάρτητα από αυτά υπό την επίδραση της βαρύτητας (Σχήμα 41). Σε μερικές περιπτώσεις οι υποροές αυτές (πυροκλαστικά ρεύματα s.s.) ταξιδεύουν μακρύτερα από τα ίδια τα ρεύματα αιώρησης που τις δημιούργησαν. Οι πυρομβρίτες αποτίθενται είτε απευθείας από τη συμπυκνωμένη βάση των στρωματωμένων λόγω πυκνότητας ρευμάτων αιώρησης είτε από τις υποροές που σχηματίζονται κάτω από αυτά.

7.6.2.2.Κινητικότητα

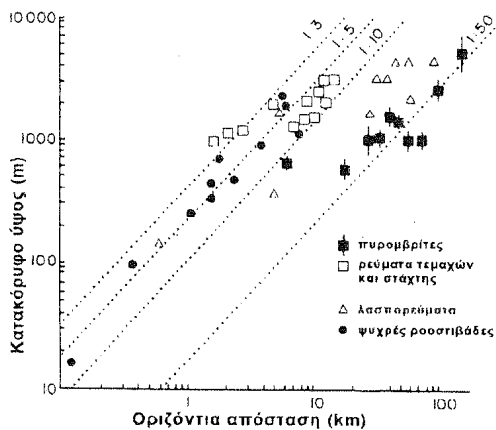
Οι μικρές πυροκλαστικές ροές ταξιδεύουν με ταχύτητες έως λίγες δεκάδες m/s. Μικρά ρεύματα κίσηρης από την έκρηξη του Monseratt, τον Αύγουστο του 1997, είχαν αρχική ταχύτητα 60 m/s ενώ προς το τέλος της διαδρομής η ταχύτητα μειωνόταν στα 10 m/s. Οι Fink & Kieffer (1993) υπολόγισαν ότι πυροκλαστικές ροές που δημιουργούνται από διάρρηξη λόγω αποσυμπίεσης θόλων λάβας μπορούν να έχουν αρχικές ταχύτητες $U_0 = 60-160$ m/s. Ο Alidibirov (1995) βρήκε ότι το U_0 αυξάνει γρήγορα σε ένα μικρό φάσμα τιμών του λόγου P_0/P_a (εσωτερική προς ατμοσφαιρική πίεση) αλλά κατόπιν μένει στο φάσμα των 100-250 m/s για $P_0/P_a > 50$. Η ταχύτητα με την οποία προχωρά το μέτωπο διάρρηξης μέσα στο θόλο είναι γύρω στα 5 m/s για $P_0/P_a > 50$. Η διάρκεια της γένεσης της ροής εξαρτάται άρα από το μέγεθος του τμήματος του θόλου που θα θρυμματιστεί: ένα κύμα διάρρηξης με ταχύτητα 5 m/s που θρυμματίζει ένα τμήμα θόλου πάχους 500 μέτρων θα τροφοδοτήσει ένα πυροκλαστικό ρεύμα για 100 δευτερόλεπτα.

Ο συντελεστής Heim (ο λόγος H/L , όπου H το κατακόρυφο ύψος που ξεκίνησε η ροή και L η μέγιστη οριζόντια απόσταση που διάνυσε) είναι ένα κοινής χρήσης μέγεθος για τη μέτρηση της κινητικότητας των ρευμάτων (Σχήμα 42). Για μικρά πυροκλαστικά ρεύματα κατάρρευσης θόλων ή από χαμηλή στήλη, ο λόγος H/L κυμαίνεται μεταξύ 0,6 και $< 0,1$. Το ανώτερο όριο είναι αυτό που αναμένεται από τη ροή ενός ξηρού κοκκώδους υλικού στο οποίο οι ενεργειακές απώλειες οφείλονται κύρια στην διακοκκώδη τριβή.

Δεν έχει γίνει δυνατή έως σήμερα η απευθείας παρατήρηση και η μέτρηση της κινητικότητας μεγάλων πυροκλαστικών ρευμάτων. Μια χαρακτηριστική ιδιότητα μερικών από αυτά είναι η ικανότητά τους να υπερβαίνουν τοπογραφικά εμπόδια, σε αντίθεση με τις μικρές ροές που



Σχήμα 41. Σχηματική επιμήκης και εγκάρσια τομή πυροκλαστικής ροής που κινείται σε κοιλάδα όπου διακρίνεται μία πυκνή υποροή και το υπερκείμενο αραιό στροβιλώδες σύννεφο στάχτης. Τα βέλη δείχνουν ένα μέρος του σύννεφου, πυκνότερο από τον αέρα, να κινείται ως ρεύμα βαρύτητας (μεγαकुματισμού) παράλληλα με το έδαφος ενώ ένα άλλο, ελαφρότερο από τον αέρα, αναδύεται σαν συν-πυρομβριτικό σύννεφο (από Sparks et al. 1997 σελ. 143).



Σχήμα 42. Σχέση μεταξύ κατακόρυφου ύψους και οριζόντιας απόστασης που διανύθηκε (συντελεστής Heim) από πυροκλαστικές ροές και ροές συντριμμάτων (από Sparks 1976).

συνήθως περιορίζονται στις κοιλάδες. Πυρομβρίτες σαν της Campania (Ιταλία) και του Ταυρο (Νέα Ζηλανδία) φαίνεται να έχουν υπερβεί ύψη 1000 και 1500 μέτρα αντίστοιχα. Δύο είναι οι δυνατές ερμηνείες: ή η ροή ήταν πολύ διασταλμένη και υψηλότερη από το εμπόδιο ή ήταν λεπτή και πυκνή με τόσο υψηλή ορμή ώστε κατάφερε να το υπερπηδήσει. Στην περίπτωση του πυρομβρίτη του Ταυρο υπολογίζεται ότι απαιτούνται ταχύτητες $> 150 \text{ m/s}$ και αυτό δείχνει ότι ορισμένοι πυρομβρίτες αποτίθενται από πολύ γρήγορα κινούμενες ροές.

Για τους μέσου – μεγάλου όγκου πυρομβρίτες δεν υπάρχει εκτίμηση του λόγου H/L καθώς δεν είναι γνωστό το ύψος της στήλης που κατέρρευσε.

Για ορισμένα πυροκλαστικά ρεύματα υπάρχουν ενδείξεις ότι έχουν ταξιδέψει για αρκετή απόσταση πάνω στο νερό (Κω, Campania – Ιταλία, Koya – Ιαπωνία). Αυτό σημαίνει ότι τουλάχιστον τα ανώτερα μέλη αυτών των ροών ήταν αρκετά μικρότερης πυκνότητας από αυτή του νερού.

7.6.2.3. Αποθέσεις

Τα ρεύματα τεμαχών και στάχτης οικοδομούν συνήθως γύρω από τον πόρο εξόδου ριπίδια με διακλαδώσεις. Οι αποθέσεις περιορίζονται στα τοπογραφικά ταπεινά και αποτελούνται από φτωχά ταξινομημένα θραύσματα συμπαγή ή χαμηλής φυσαλιδοποίησης, μεγέθους από χιλιοστού έως λίγα μέτρα. Μερικά από τα μεγάλα τεμάχια εμφανίζουν ακτινωτές ρωγμές κατάτμησης από ψύξη που πιστοποιεί ότι μετακινήθηκαν θερμά. Συνήθως οι κλάστες προέρχονται από τον ίδιο τύπο μάγματος (του θόλου) και οι αποθέσεις είναι μονολιθολογικές. Κάθε ξεχωριστός λοβός ροής έχει πολυσχιδή μορφολογία με κανάλια, αναχώματα και μέτωπα λοβών χαρακτηριστικά και άλλων υψηλής συγκέντρωσης ροών θραυσμάτων όπως ρεύματα συντριμμάτων (debris flows) και κατολισθήσεις πετρωμάτων.

Η γωνία ισορροπίας στα πυροκλαστικά ρεύματα είναι συνάρτηση του όγκου τους. Τα μικρά ρεύματα τεμαχών και στάχτης αποθέτουν σε κλίσεις έως και 20° . Οι πυρομβρίτες εμφανίζουν ένα ευρύ φάσμα τύπων και φάσεων απόθεσης. Κοινό χαρακτηριστικό είναι η τάση τους να δημιουργούν πληρώματα των τοπογραφικών ταπεινών με επίπεδη οροφή. Το πάχος τους κυμαίνεται από λίγα έως εκατοντάδες μέτρα. Εάν δεν περιορίζονται από το ανάγλυφο σχηματίζουν μεγάλης έκτασης επικαλύμματα - μανδύες (sheets). Η οροφή αυτών των επικαλυμμάτων είναι επίπεδη και κεκλιμένη προς τη φορά της ροής, με κλίσεις λίγων μοιρών ($3^\circ - 4^\circ$). Σε ορισμένους πυρομβρίτες τα πληρώματα των κοιλάδων συνδέονται μεταξύ τους με μικρού πάχους πυρομβριτικά επιστρώματα που καλύπτουν τα τοπογραφικά υψηλά, δείχνοντας έτσι ότι μέρος της ροής δεν ελέγχεται από το ανάγλυφο.

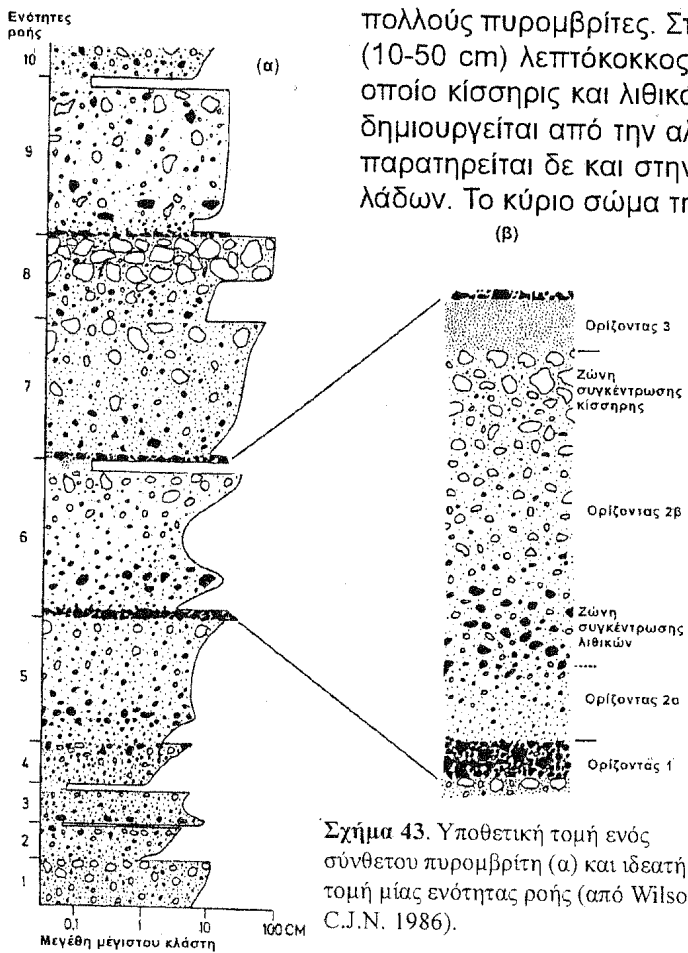
Μια χρήσιμη έννοια στη μελέτη των πυρομβριτών είναι αυτή του **λόγου εμφάνισης** (aspect ratio): ο λόγος του μέσου πάχους της απόθεσης δια τη διάμετρο ενός κύκλου ίσης επιφάνειας με αυτή της εμφάνισης. Οι **πυρομβρίτες υψηλού λόγου εμφάνισης (HARI)** είναι μεγάλου πάχους και μικρής έκτασης και ελέγχονται πλήρως από το ανάγλυφο. Οι **πυρομβρίτες χαμηλού λόγου εμφάνισης (LARI)** είναι μικρού πάχους αλλά μεγάλης έκτασης και έχουν

εκτεταμένες φάσεις επίστρωσης που καλύπτουν το ανάγλυφο.

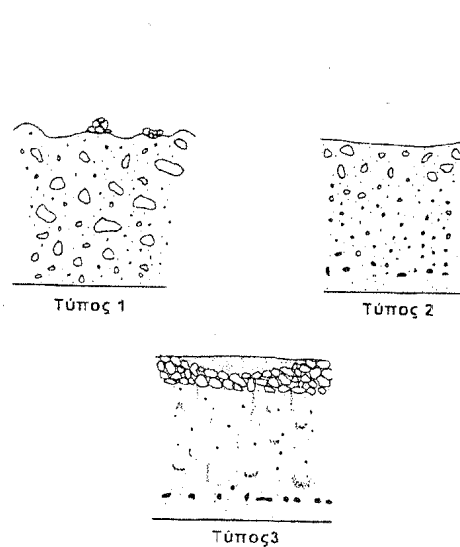
Η ισχύς μεταφοράς των πυροκλαστικών ρευμάτων κυμαίνεται έντονα. Οι LAR πυρομβρίτες μπορούν να μεταφέρουν θραύσματα πετρωμάτων διαμέτρου έως 10 cm σε αποστάσεις πάνω από 5.000 χιλιόμετρα. Οι HAR πυρομβρίτες έχουν συνήθως χαμηλή ισχύ μεταφοράς.

Στις περισσότερες πυρομβριτικές αποθέσεις διακρίνεται μια αδρή στρώση. Μερικές φορές αυτή είναι πλευρικά ασυνεχής. Σε αρκετές όμως περιπτώσεις είναι δυνατόν να διακριθούν στρώματα με χαρακτηριστική δομή και διαβάθμιση, και αυτά ονομάζονται **ενότητες ροής** (flow units) (Σχήμα 43). Κάθε ενότητα ροής ερμηνεύεται ως η απόθεση από μια ξεχωριστή ροή ή λοβό ροής ή ένα ξεχωριστό παλμό μιας παρατεταμένης αλλά ασταθούς ροής. Οι πυρομβρίτες που αποτελούνται από μια ενότητα ροής ονομάζονται **απλοί** (simple) ενώ αυτοί με πολλές ενότητες ροής ονομάζονται **σύνθετοι** (compound).

Τρεις διαφορετικοί τύποι ενότητων ροής μπορούν να οριστούν (Σχήμα 44): Ο **τύπος 1** είναι χαρακτηριστικός των ρευμάτων τεμαχών και στάχτης αλλά συναντάται και σε ορισμένους πυρομβρίτες. Παρουσιάζει μια ανάστροφη διαβάθμιση των μεγάλων τεμαχών τα οποία συνήθως προεξέχουν από την ανώμαλη ανώτερη επιφάνεια του ρεύματος, δείχνοντας το υψηλό όριο διαρροής (yield strength) του υλικού. Οι ενότητες ροής **τύπου 2** συναντώνται σε



πολλούς πυρομβρίτες. Στη βάση εμφανίζεται ένας μικρού πάχους (10-50 cm) λεπτόκοκκος οριζοντας βάσης (**οριζοντας 2α**) στον οποίο κίσσηρις και λιθικά είναι ανάστροφα διαβαθμισμένα. Αυτό δημιουργείται από την αλληλεπίδραση ροής και υποστρώματος, παρατηρείται δε και στην επαφή με κατακόρυφα τοιχώματα κοιλάδων. Το κύριο σώμα της ροής (**οριζοντας 2β**) είναι άστρωτο ή



Σχήμα 44. Οι τρεις βασικοί τύποι δομής που παρατηρούνται σε πυρομβριτικές ενότητες ροής (τροποποιημένο από Wilson C.J.N. 1980).

Σχήμα 43. Υποθετική τομή ενός σύνθετου πυρομβρίτη (α) και ιδεατή τομή μίας ενότητας ροής (από Wilson C.J.N. 1986).

αδρά στρωμένο. Σε πολλές περιπτώσεις παρουσιάζει διαβάθμιση των αδρομερών (coarse tail grading) όπου τα μεγάλα θραύσματα κίσσης είναι ανάστροφα διαβαθμισμένα σχηματίζοντας μια ζώνη συγκέντρωσης προς την οροφή του στρώματος, ενώ τα λιθικά είναι κανονικά διαβαθμισμένα (διαβάθμιση πυκνότητας). Σε άλλες περιπτώσεις δεν παρουσιάζεται διαβάθμιση ή είναι και τα δύο συστατικά (κίσσηρη και λιθικά) κανονικά ή ανάστροφα διαβαθμισμένα. Στις ενότητες ροής **τύπου 3** η διαβάθμιση αδρομερών και πυκνότητας θραυσμάτων είναι πολύ πιο έντονη με συσσωρεύσεις κίσσης στην οροφή του οριζοντα 2β. Εδώ παρα-

τηρούνται συνήθως κατακόρυφοι **σωλήνες διαχωρισμού** (segregation pipes) από όπου έχει απομακρυνθεί η λεπτή στάχτη και είναι πλούσιοι σε κρυστάλλους και λιθικά. Οι ενότητες ροής τύπου 3 συναντώνται συνήθως στους LAR πυρομβρίτες. Οι ενότητες ροής και των τριών τύπων συνήθως σκεπάζονται από μικρού πάχους οριζόντες στάχτης πτώσης (**οριζόντας 3**).

Η διαφορετική διαβάθμιση στις ενότητες ροής τύπου 3 αποδίδεται στην **ταξινόμηση ρευστοποίησης** (fluidization grading), δηλαδή το διαφορετικό βαθμό ταξινόμησης των θραυσμάτων από τα διαφεύγοντα αέρια κατά την κίνηση της ροής και τη διάρκεια ή μετά την απόθεσή της. **Ρευστοποίηση** ονομάζεται η διαδικασία κατά την οποία ένα ρευστό που κινείται ανοδικά μέσω ενός κοκκώδους συνάγματος, εξασκεί στους κόκκους οπισθέλκουσες δυνάμεις ικανές να τους ανυψώσουν ή να τους θέσουν σε αιώρηση στιγμιαία, ενάντια στη δύναμη της βαρύτητας. Σε εργαστηριακά πειράματα ρευστοποίησης στρωμάτων πυρομβριτών παρατηρήθηκαν αντίστοιχες δομές. Σε πολύ χαμηλή ροή αερίων δεν παράγεται καμιά ταξινόμηση. Όταν η ροή του αερίου ξεπεράσει ένα κρίσιμο όριο, η διασπορά αερίου και λεπτών σωματιδίων συμπεριφέρεται ως ρευστό στο οποίο οι λιθικοί κλάστες βυθίζονται ενώ η κίσηρης επιπλέει αναπαράγοντας δομές αντίστοιχες με τις ενότητες ροής τύπου 2. Σε πολύ υψηλή ροή αερίου παράγονται δομές όπως αυτές των ενοτήτων ροής τύπου 3. Στα πειράματα αυτά δεν έγινε δυνατό να αναπαραχθούν δομές ανάστροφης διαβάθμισης όπως αυτή των ροών τύπου 1 και του οριζόντα βάσης 2α στους τύπους ροής 2 και 3. Αυτά αποδίδονται σε δυναμικά φαινόμενα διατμητικών τάσεων και πίεσης διασποράς κατά τη διάρκεια της ροής.

Ενα σοβαρό πρόβλημα προκύπτει σε ότι αφορά στην πηγή των διαφευγόντων αερίων κατά τη διάρκεια της ροής. Πιθανή προέλευσή τους είναι η απόμιξή τους από τα νεαρά θραύσματα, ο εγκλωβισμός ατμοσφαιρικού αέρα στο μέτωπο της ροής και η αποβολή του ενδιάμεσου αερίου από την **κωλυόμενη καθίζηση** (hindered settling : ανοδική ροή των αερίων και λεπτόκοκκων υλικών λόγω της καταβύθισης των βαριών αδρόκοκκων θραυσμάτων) που προκαλεί **αυτό-ρευστοποίηση** (self-fluidization) σε μέσης έως υψηλής συγκέντρωσης αιωρήματα.

Τα ιζηματολογικά χαρακτηριστικά των ενοτήτων ροής των πυρομβριτών περιέχουν ισχυρές ενδείξεις ότι έχουν αποτεθεί από υψηλής συγκέντρωσης διασπορές: Η φτωχή διαβάθμιση, η άστρωτη μαζοειδής δομή και οι ανάστροφης διαβάθμισης οριζόντες στη βάση των ροών, είναι χαρακτηριστικά αποθέσεων από διασπορές υψηλής συγκέντρωσης όπως τα ρεύματα συντριμμάτων. Η ανάστροφη διαβάθμιση (επιπλευση) της κίσηρης δείχνει ότι η ρέουσα διασπορά ήταν πυκνότερη από αυτήν. Η διαβάθμιση και οι δομές διαχωρισμού από διαφεύγοντα αέρια παρόμοιες με αυτές της ρευστοποίησης συναγμάτων είναι επίσης τέτοια ένδειξη.

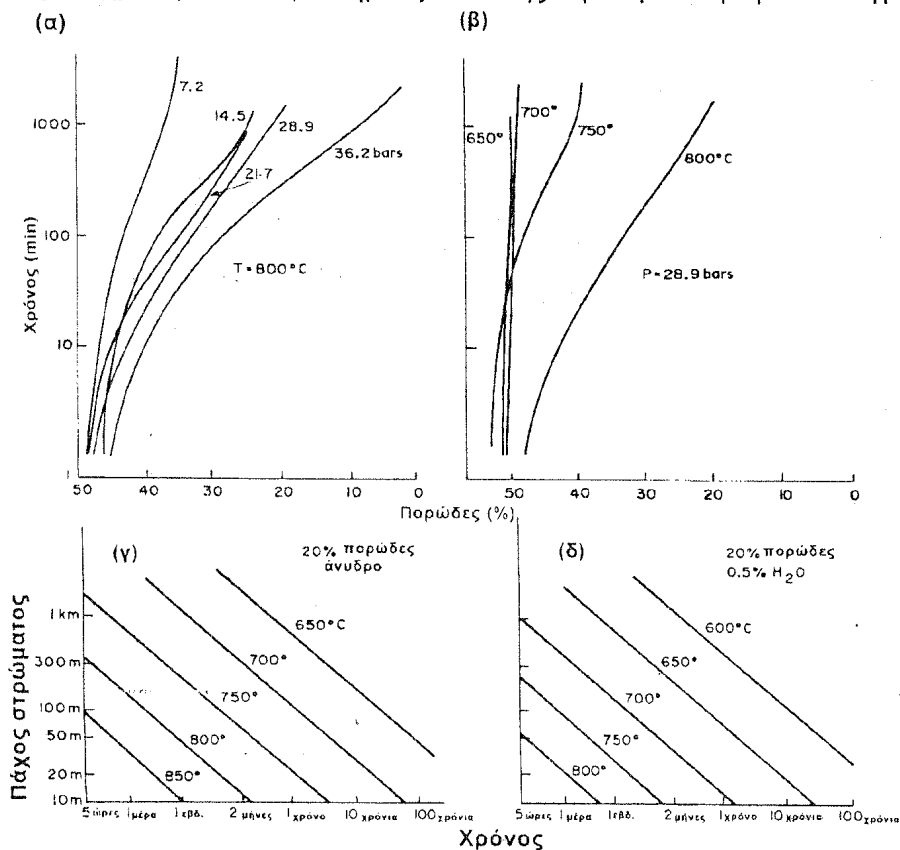
Πολλές εκρήξεις αποθέτουν μεγάλου πάχους (δεκάδες ή εκατοντάδες μέτρα) πυρομβρίτες άστρωτους ή με πολύ αδρή στρώση, όπου δεν μπορούν να οριστούν ενότητες ροής. Η κλασική θεώρηση της ενότητας ροής είναι ότι αποτελεί την απόθεση ενός πυροκλαστικού ρεύματος που ακινητοποιείται en masse όταν η ταχύτητά του ή η κλίση του εδάφους πέσει κάτω από μία οριακή τιμή, έτσι ώστε (παίρνοντας υπόψη την αφαίρεση του αέρα και τη συμπίεση του υλικού) το πάχος της ενότητας ροής και της πυροκλαστικής ροής να είναι περίπου ίδια. Σήμερα υπάρχουν ισχυρές ενδείξεις ότι οι περισσότερες ενότητες ροής αποτίθενται από **βαθμιαία αυξανόμενη συναπόθεση** (progressive aggradation – Branney & Kokelaar 1992) από τις πυροκλαστικές ροές σε μία συγκεκριμένη περίοδο. Αυτό γιατί: 1) Μερικές ενότητες ροής εμφανίζουν ζώνωση στη σύστασή τους, γεγονός που επιβάλλει την απόθεσή τους σταδιακά από τη βάση προς την κορυφή και όχι ως ενιαίο σώμα. 2) Μερικές ενότητες ροής περνούν πλευρικά σε στρωμένες αποθέσεις επιστρώματος οι οποίες έχουν αποτεθεί οριζόντως μετά από οριζόντα από παχύτερες ροές. 3) Η διευθέτηση των κλαστών σε μερικές πυρομβριτικές ενότητες ροής μπορεί να εξηγηθεί καλύτερα με βαθμιαία αυξανόμενη συναπόθεση της ενότητας από τη βάση προς την οροφή.

Στις εγγύτατες στον πόρο αποθέσεις πολλών πυρομβριτών κυριαρχούν αδρόκοκοι οριζόντες λατυπών πλούσιοι σε λιθικά θραύσματα, που ονομάζονται **λατύπες υστέρησης** (lag breccias). Αυτές σχηματίζονται από τη συσσώρευση θραυσμάτων πολύ αδρόκοκκων και πυκνών που δεν είναι δυνατόν να μεταφερθούν αποτελεσματικά από την πλευρικά κινούμενη ροή. Οι οριζόντες αυτοί έχουν πάχος ως και 30 m κοντά στον πόρο (συνήθως στα χείλη καλδερικών βυθισμάτων) και σχηματίζουν ασυνεχείς οριζόντες ή φακούς που συναντώνται σε απόσταση ως και 40 km από τον πόρο. Περιέχουν πάνω από 85% λιθικά θραύσματα με διαμέτρους που μπορούν να υπερβούν το μέτρο. Στις περισσότερες περιπτώσεις οι κλάστες υποστηρίζονται μεταξύ τους και ο ενδιάμεσος χώρος είναι φτωχός σε λεπτή στάχτη καθώς αυτή απομακρύνεται κατά τη βύθιση των μεγάλων κλαστών (κωλυόμενη καθίζηση).

Στη βάση των πυρομβριτών εμφανίζεται συνήθως ένα λεπτό στρώμα που ονομάζεται **οριζόντας 1** (Σχήμα 43). Αυτός αποτίθεται στο μέτωπο της ροής και κατόπιν καλύπτεται από το κύριο σώμα της ροής. Ορισμένοι οριζόντες 1 με ιζηματολογικές δομές έλξης (διασταυρούμενη στρώση κλπ.) ερμηνεύονται ως αποθέσεις μεγακυματισμού εδάφους. Ένας άλλος τύπος οριζόντα 1 πλούσιος σε λιθικά και κρυστάλλους ονομάζεται **οριζόντας εδάφους** (ground layer) και είναι συνήθης σε LAR πυρομβρίτες. Οι οριζόντες εδάφους μπορεί να έχουν πάχος έως 2 m κοντά στον πόρο και να περιέχουν λιθικά τεμάχια διαμέτρου δεκάδων εκατοστών, ενώ στις μακρινές αποθέσεις λεπταίνουν σε αποθέσεις λίγων εκατοστών αδρόκοκκης στάχτης λιθικών και κρυστάλλων.

Πολλοί πυρομβρίτες είναι από ελαφρά έως έντονα συγκολλημένοι λόγω της υψηλής θερμοκρασίας απόθεσης, και στη δεύτερη περίπτωση ονομάζονται **υψηλού βαθμού** (high grade) πυρομβρίτες.

Η συγκόλληση είναι αποτέλεσμα της συσσωμάτωσης – συμπαγοποίησης των θερμών θραυσμάτων κίσηρης και θρύψαλων γυαλιού κάτω από ένα λιθοστατικό φορτίο συμπίεσης. Οι παράγοντες που ελέγχουν αυτή τη διεργασία είναι το ιξώδες του γυαλιού (δηλαδή η θερμοκρασία και η σύσταση) και η λιθοστατική πίεση. Το περιεχόμενο των λιθικών μιας απόθεσης (ως ψυχρότερο υλικό) επηρεάζει επίσης τη συγκόλληση. Το διάγραμμα του Σχήματος 45



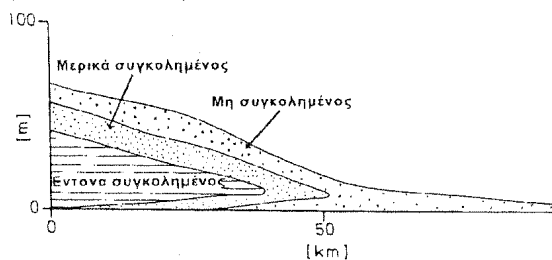
Σχήμα 45. Πειραματικές καμπύλες συμπαγοποίησης άνυδρης ρυολιθικής στάχτης σε (α) σταθερή θερμοκρασία 800 °C σε διαφορετικές πιέσεις και (β) σε σταθερή πίεση 28,9 bars και διάφορες θερμοκρασίες. Διαγράμματα του χρόνου που απαιτείται για να επιτευχθεί έντονη συγκόλληση (γ) άνυδρης ρυολιθικής στάχτης και (δ) με 0,5% H₂O σε σχέση με το πάχος του στρώματος (1 bar = 7m πάχος) και για διάφορες θερμοκρασίες απόθεσης (από Bierwirth 1982).

δείχνει τα αποτελέσματα εργαστηριακών πειραμάτων για ρυολιθικές συστάσεις όπου προκύπτει ότι η συγκόλληση αρχίζει μεταξύ 600-750 °C, ανάλογα με τη λιθοστατική πίεση και το ποσοστό νερού στο γυαλί. Φαίνεται επίσης ο χρόνος που απαιτείται για τη συγκόλληση ρυολιθικής στάχτης άνυδρης ή με 0,5% κ.β. νερού, για διάφορες θερμότητες και πάχη.

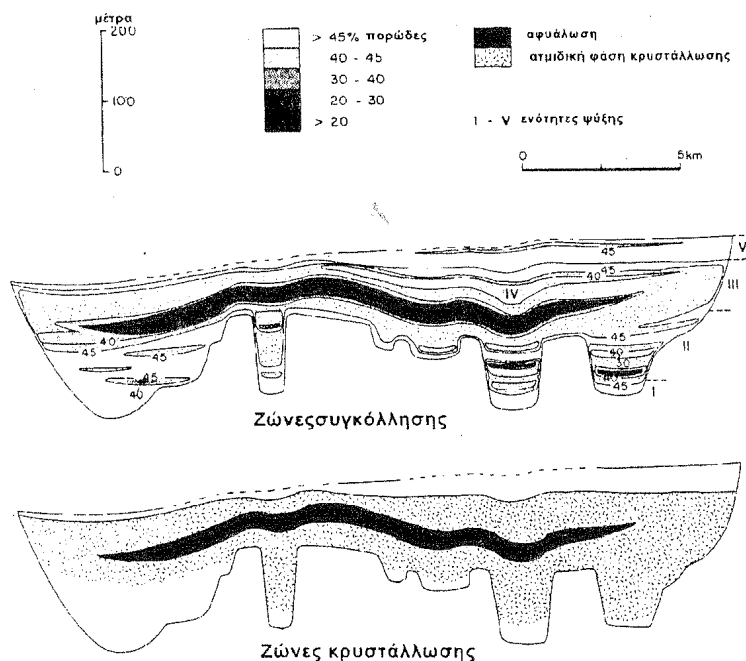
Στις συγκολλημένες ζώνες του πυρομβρίτη υπάρχουν συχνά πεπλατυσμένα – συμπιεσμένα υαλώδη νεαρά θραύσματα που ονομάζονται **φλόγες** (fiamme). Αυτές μαζί με τα πεπλατυσμένα θρύψαλα γυαλιού προσδίδουν στο πέτρωμα μια φύλλωση (foliation) και συνθέτουν μία υφή που ονομάζεται **ευταξική** (eutaxitic). Χαρακτηριστική επίσης σε μερικούς συγκολλημένους πυρομβρίτες είναι η παρουσία **σφαιριδίων** (globules – Hay et al. 1979), σφαιρικών σωματιδίων διαμέτρου λίγων mm από συμπαγές γυαλί ή με ένα πυρήνα λιθικό καλυμμένο με γυαλί. Η αεροδυναμική μορφή και το σχήμα τους οδηγεί στη θεώρηση ότι έχουν πάρει τη μορφή τους κατά τη μεταφορά τους σε ρευστή κατάσταση. Σε ορισμένους έντονα συγκολλημένους πυρομβρίτες παρατηρείται έντονη πλαστική παραμόρφωση με γραμμώσεις και πτυχές που δείχνουν συν- μετα-αποθετική ροή και παραμόρφωση της απόθεσης, η οποία ονομάζεται **ρεομορφισμός**. Οι αποθέσεις των συγκολλημένων πυρομβριτών παρουσιάζουν συχνά στηλοειδή κατάμηση.

Στους συγκολλημένους πυρομβρίτες διακρίνονται συνήθως τρεις ζώνες: μία έντονης συγκόλλησης, μία μερικής συγκόλλησης και μία μη συγκολλημένη (Σχήμα 46). Στους απλούς πυρομβρίτες (μία ενότητα ροής) η εντονότερα συγκολλημένη περιοχή εντοπίζεται στο κατώτερο κεντρικό ήμισυ της απόθεσης. Σε σύνθετους πυρομβρίτες είναι δυνατό να υπάρχει αλληλοδιαδοχή ζωνών έντονης και μερικής συγκόλλησης (Σχήμα 47).

Εκτός από τη συγκόλληση λόγω θερμοκρασίας, μία άλλη διαδικασία που οδηγεί στη συμπαγοποίηση κυρίως της οροφής του καλύμματος υψηλής θερμοκρασίας πυροκλαστικών ρευμάτων είναι η ατμιδική φάση κρυστάλλωσης (varour phase crystallization) : από την κυκλο-



Σχήμα 46. Ιδεατή πλευρική και κατακόρυφη κατανομή των ζωνών συγκόλλησης μίας απλής ενότητας ροής (από Smith 1960).



Σχήμα 47. Σχηματική τομή του Upper Bandelier Tuff με τις ζώνες συγκόλλησης και κρυστάλλωσης. Ο πυρομβρίτης είναι μία σύνθετη ενότητα ψύξης και παρουσιάζει διακύμανση στη συγκόλληση των διάφορων ενότητων ψύξης (από Smith & Bailey 1966).

φορία θερμών αερίων στο πυρομβριτικό σώμα κατά τη διάρκεια της ψύξης αποτίθενται τριδιμίτης, χριστοβαλίτης και αλκαλικοί άστριοι, ως κονία, στα διάκενα της κύριας μάζας και τις φυσαλίδες της κίσηρης συμπαγοποιώντας τον τόφο. Παρόμοια αποτελέσματα (απόθεση κονίας χριστοβαλίτη και αλκαλικών αστρίων) έχει και η αφυάλωση του πυρομβρίτη.

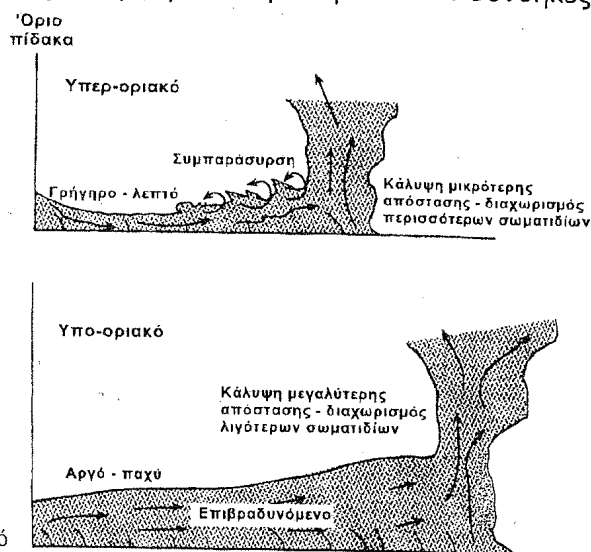
7.6.2.4. Μηχανισμοί απόθεσης

Τα ρεύματα που σχηματίζονται από τις πυρακτωμένες μάζες οι οποίες καταρρέουν από τον πίδακα της εκρηκτικής στήλης ή την κατάρρευση θόλων, είναι τυρβώδεις πολυφασικές ροές στις οποίες τα σωματίδια μεταφέρονται από τη στροβιλότητα των ρευστών. Αυτά περιγράφονται φυσικά ως **ρεύματα αιώρησης** (suspension currents). Οι αποθέσεις μεγακυματισμού και οι HAR – LAR πυρομβρίτες είναι προϊόντα τέτοιων ρευμάτων.

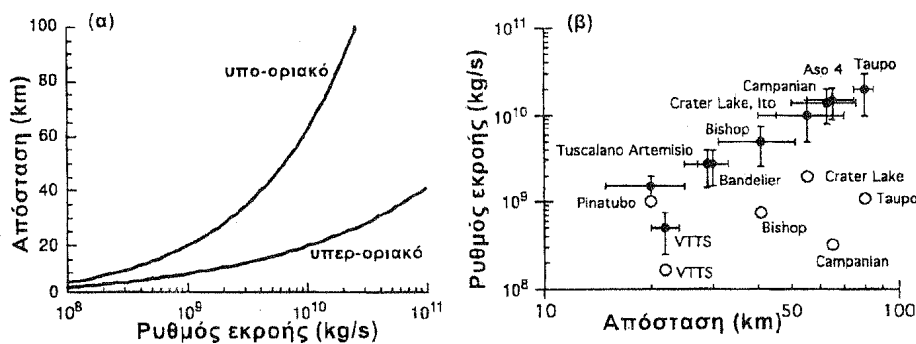
Σε προηγούμενο κεφάλαιο αναλύθηκαν οι συνθήκες που οδηγούν στο σχηματισμό καταρρέοντα πίδακα εκρηκτικής στήλης. Για ένα μάγμα που περιέχει νερό σε ποσοστό μικρότερο από 6-7% και με πίεση εξόδου 1 bar, το αρχικό ρεύμα που καταρρέει θα είναι έντονα διασταλμένο με ολική πυκνότητα μεταξύ 1-10 kg/m³.

Τα ρεύματα αιώρησης ρέουν οριζόντια κάτω από την επίδραση της βαρύτητας και διακρίνονται σε δύο μέρη: την **κεφαλή** της ροής που είναι έντονα ασταθής και σε υπερπίεση, και το **σώμα**, το οποίο είναι αρκετά σταθερό με πίεση πλησίον της υδροστατικής. Η δυναμική της ροής στα ρεύματα αιώρησης που έχουν παρατεταμένη τροφοδοσία ελέγχεται κυρίως από το σώμα, ενώ αυτά που παρουσιάζουν έντονη αστάθεια και παλμική τροφοδοσία ελέγχεται από τη δυναμική της κεφαλής. Έτσι ορίζονται δύο διαφορετικοί τύποι συμπεριφοράς που εξαρτώνται από το εάν η τιμή του **αριθμού Richardson (Ri)**: ο λόγος μεταξύ των δυνάμεων βαρύτητας που οδηγούν τη ροή και την προκύπτουσα αδράνεια της ροής) είναι μεγαλύτερη της μονάδας. Τα ρεύματα με **Ri > 1** ονομάζονται **υπο-οριακά** (subcritical), είναι σχετικά αργά (< 100 m/s), μεγάλου πάχους (1.000 – 3.000 m) και δεν έχουν ενέργεια για να συνπαρασύρουν ατμοσφαιρικό αέρα. Η δυναμική τους ελέγχεται κυρίως από την απόθεση των σωματιδίων. Τα ρεύματα με **Ri < 1** ονομάζονται **υπερ-οριακά** (supercritical), είναι σχετικά γρήγορα (> 100 m/s), μικρού πάχους (500-1.000 m) και συμπαρασύρουν αποτελεσματικά αέρα. Αυτό προκαλεί πτώση της πυκνότητας του ρεύματος και έτσι τα υπερ-οριακά ρεύματα μετατρέπονται γρήγορα σε ανοδικά αφήνοντας το έδαφος. Καλύπτουν γιαυτό μικρότερες αποστάσεις από τα υπο-οριακά (Σχήμα 48). Καθώς η απόσταση που μπορεί να διανύσει μια πυροκλαστική ροή είναι κυρίως συνάρτηση του ρυθμού εκροής του μάγματος, μπορεί να προβλεφθεί για τα δύο είδη ροών (Σχήμα 49) εάν είναι γνωστός ο ρυθμός εκροής, ή και το αντίστροφο.

Αυτό που καθορίζει εάν μία ροή θα ξεκινήσει ως υπέρ- ή υπο-οριακή είναι οι συνθήκες κατάρρευσης της στήλης. Η τιμή Ri μειώνεται αυξάνοντας το ύψος της κατάρρευσης καθώς είναι εντονότερη η διαστολή του νέφους και μεγαλύτερη η αρχική του ταχύτητα. Εάν οι υπόλοιποι παράγοντες δεν αλλάξουν κατά τη διάρκεια της ροής, δεν αλλάζει και η κατάσταση της ροής. Ο μόνος παράγοντας που μπορεί να οδηγήσει μία ροή από τη μία στην άλλη κατάσταση ροής είναι απότομες αλλαγές στο τοπογραφικό ανάγλυφο (κλίσεις, κοιλάδες κλπ.). Το ρεύμα αιώρησης αμέσως μετά το σχηματισμό του στρωματώνεται έντονα ως συγκέντρωση σωματιδίων και ολική πυκνότητα. Καθώς



Σχήμα 48. Τα δύο καθεστώτα ροής των πυροκλαστικών ρευμάτων πυκνότητας και τα κύρια χαρακτηριστικά τους (από Druiitt 1998).



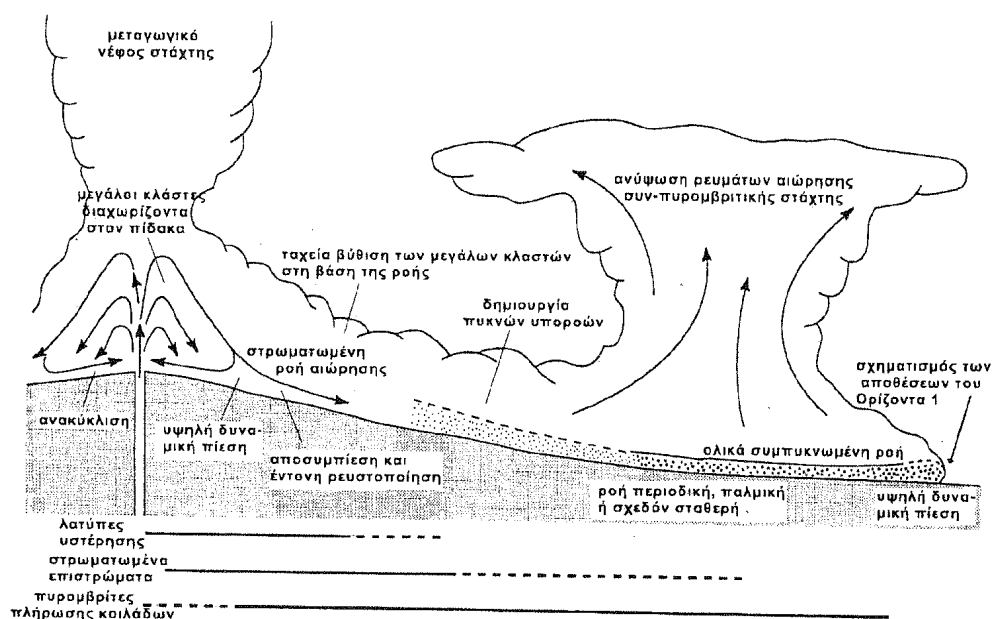
Σχήμα 49. α) Θεωρητικές καμπύλες συσχετισμού της απόστασης που διανύεται με τον ρυθμό εκροής του μάγματος για υπο-οριακά και υπερ-οριακά πυροκλαστικά ρεύματα. β) θέσεις στο ίδιο διάγραμμα μεγάλων πυρομβρτικών αποθέσεων (από Bursik & Woods 1996).

αυτό κινείται μακριά από τον πόρο και επιβραδύνεται, κύματα από διαρκώς μικρότερης διαμέτρου σωματίδια βυθίζονται προς τη βάση της ροής. Έτσι η ολική πυκνότητα του θερμού μίγματος αερίων – σωματιδίων συνεχώς μειούται έως ότου πέσει κάτω από αυτή της περιβάλλουσας ατμόσφαιρας οπότε απογειώνεται και σχηματίζει **ανοδικά συνπυρομβρτικά σύννεφα στάχτης** (buoyant coignimbrite ash clouds). Το κατώτερο, πιο στρωματωμένο μέρος του ρεύματος αιώρησης ακολουθεί κατά προτίμηση τα τοπογραφικά ταπεινά. Όταν το ρεύμα συναντήσει ένα εμπόδιο, το ανώτερο – λιγότερο πυκνό μέρος του το προσπερνά ενώ το κατώτερο σταματά ή το παρακάμπτει εάν υπάρχει δυνατότητα. Το κρίσιμο αυτό όριο ονομάζεται διαχωριστική γραμμή ρεύματος (streamline).

Θεωρώντας το μηχανισμό απόθεσης από τα πυροκλαστικά ρεύματα αιώρησης, διαχωρίζονται τρία διαφορετικά καθεστώτα απόθεσης με βαθμιαίο πέρασμα από το ένα στο άλλο:

- 1. Αποθέσεις έλξης**, από αναπήδηση, κύλιση ή ερπυσμό, που αποθέτουν οριζόντες με επίπεδη, κυματοειδή ή διασταυρούμενη στρώση. Υπό ορισμένες συνθήκες ο οριζόντας φορτίου βάσης (bed-load) παίρνει τη μορφή μιας ολισθαίνουσας μάζας που ονομάζεται **τάπητας έλξης** (traction carpet). Αυτή διατηρείται λόγω ενδοκοκκώδους πίεσης διασποράς και από τη διατμητική δράση του υπερκείμενου αιωρήματος. Κάθε τάπητας έλξης «παγώνει» για να σχηματίσει ένα ανάστροφα διαβαθμισμένο οριζόντα πάχους λίγων έως αρκετών εκατοστών.
- 2. Αποθέσεις αιώρησης**, χωρίς ή με ελάχιστη έλξη στα τελευταία στάδια της απόθεσης, που δημιουργεί άστρωτους οριζόντες. Διαβάθμιση εμφανίζεται στις περιπτώσεις εξασθένησης (κανονική διαβάθμιση) ή ενδυνάμωσης – εξασθένησης (ανάστροφη προς κανονική διαβάθμιση) της ροής, ή λόγω ρευστοποίησης από διαφυγή αερίων ή κωλυόμενη καθίζηση. Οι αποθέσεις αυτές καλύπτουν το ανάγλυφο παχαίνοντας στα τοπογραφικά χαμηλά.
- 3. Σχηματισμός υποροής**, όπου τα καθιζάνοντα σωματίδια διαχωρίζονται άμεσα και σχηματίζουν υψηλής συγκέντρωσης υποροές (πυροκλαστικές ροές s.s.). Αυτές αποκόβονται από τα ρεύματα αιώρησης και οδηγούνται προς τα τοπογραφικά ταπεινά λόγω βαρύτητας, πληρώνοντας κοιλάδες.

Οι φυσικές παράμετροι που ελέγχουν τους παραπάνω μηχανισμούς απόθεσης δεν έχουν κατανοηθεί πλήρως: η συγκέντρωση των θραυσμάτων, η βαθμίδα πυκνότητας της ροής, η ταχύτητα και η κοκκομετρική κατανομή πρέπει να επηρεάζουν καθοριστικά τη διαδικασία ροής και απόθεσης. Οι αποθέσεις μεγακυματισμού προέρχονται από αραιά, υψηλής στροβιλότητας ρεύματα αιώρησης όπου επικρατεί η απόθεση έλξης και αιώρησης. Οι πυρομβρίτες αντίθετα αποτίθενται από υψηλού φορτίου ρεύματα ως υποροές από τη βάση του έντονα στρωματωμένου ρεύματος. Εάν ο ρυθμός τροφοδοσίας της ροής είναι συνεχής και σταθερός υπάρχει συνεχής τροφοδοσία των υποροών και συναπόθεσή τους ώστε να δημιουργούν μεγάλο πάχος άστρωτους πυρομβρτικούς σχηματισμούς (HARI). Στα τοπογραφικά υψη-



Σχήμα 50. Πρότυπο για το μηχανισμό γένεσης και απόθεσης υψηλού λόγου εμφάνισης (HAR) πυρομβριτών (από Druitt 1998).

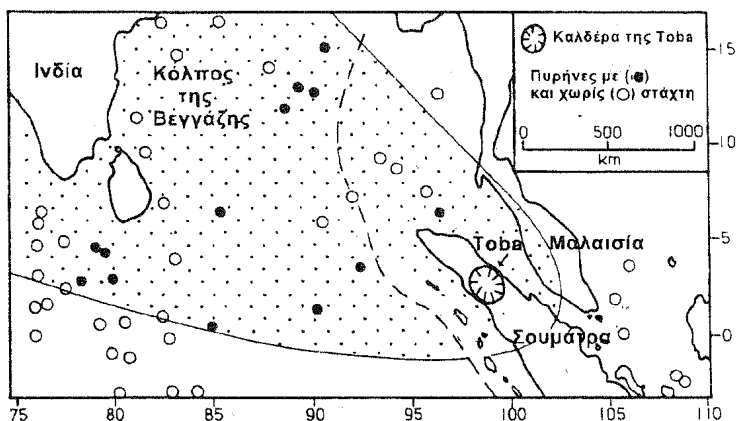
λά, όπου η πυκνότητα του νέφους είναι χαμηλή, αποτίθενται τα πυρομβριτικά επιστρώματα, ενώ από την υψηλής αστάθειας κεφαλή των υποροών δημιουργούνται οι αποθέσεις μεγακυματισμού εδάφους και οι οριζόντες εδάφους που σκεπάζονται αμέσως από το κύριο σώμα της υποροής. Όταν η πυκνότητα της ροής, λόγω της συνεχούς απόθεσης σωματιδίων γίνει μικρότερη της ατμοσφαιρικής αυτή απογειώνεται ως συνπυρομβριτικό σύννεφο στάχτης (Σχήμα 50). Ο μηχανισμός ροής που επιτρέπει στις υψηλής συγκέντρωσης υποροές να κινούνται με τέτοιες ταχύτητες και να διασχίζουν τέτοιες αποστάσεις θεωρείται αυτός της **γοργής ροής κόκκων** (rapid granular flow).

Για την απόθεση των πυρομβριτών LAR θεωρείται υπεύθυνη η υψηλού ρυθμού εκροή μάγματος και η κατάρρευση από υψηλό εκρηκτικό πίδακα τεράστιων όγκων σε μικρό χρονικό διάστημα. Προτείνονται δύο αντιδιαμετρικά πρότυπα μεταφοράς: Το ένα από σχετικά αραιά μεγάλης ταχύτητας και πάχους ρεύματα αιώρησης και το άλλο από πυκνά, λεπτά, μεγάλης ταχύτητας ($> 150 \text{ m/s}$) πυροκλαστικά ρεύματα.

Εξετάζοντας το μηχανισμό απόθεσης των συγκολλημένων πυρομβριτών, όλες οι ενδείξεις από τη δομή τους (συγκόλληση, φλόγες, σφαιρίδια, ρεομορφισμός) κάνουν φανερή την παρουσία κατά τη ροή μερικά τηγμένων σωματιδίων. Αυτό σημαίνει ότι δεν είναι δυνατή η ελαστική αλληλεπίδραση κόκκων, καθώς εάν αυτοί έρθουν σε επαφή θα συγκολληθούν και η ροή θα καταρρεύσει. Μοναδικός δυνατός τρόπος μεταφοράς τους σε μεγάλη απόσταση από τον πόρο είναι μέσω τυρβώδους ροής αραιών θερμών αιωρημάτων. Τέτοια πυροκλαστικά ρεύματα αιώρησης μπορούν να αποθέσουν συγκολλημένους πυρομβρίτες σε όλη την έκτασή τους αν η αρχική θερμοκρασία τους $T_0 > 1,3 T_{mw}$, την ελάχιστη θερμοκρασία συγκόλλησης. Υψηλοί ρυθμοί εκροής και μεγάλο ποσοστό λεπτόκοκκης στάχτης συμβάλει στην απόθεση μεγάλης έκτασης συγκολλημένων πυρομβριτών (Freundt 1998, 1999).

7.6.3. Συν-πυρομβριτικά νέφη

Κατά τη διάρκεια της κατάρρευσης πυροκλαστικών πιδάκων και της εξάπλωσης των πυροκλαστικών ροών, δημιουργούνται ανοδικά νέφη ηφαιστειακής στάχτης που ονομάζονται **συν-πυρομβριτικά νέφη**. Τα νέφη αυτά εισάγουν στην ατμόσφαιρα και στρατόσφαιρα τεράστιες ποσότητες αερολυμάτων και λεπτής στάχτης, συγκρινόμενα σε όγκο με τα αντίστοιχα προϊ-



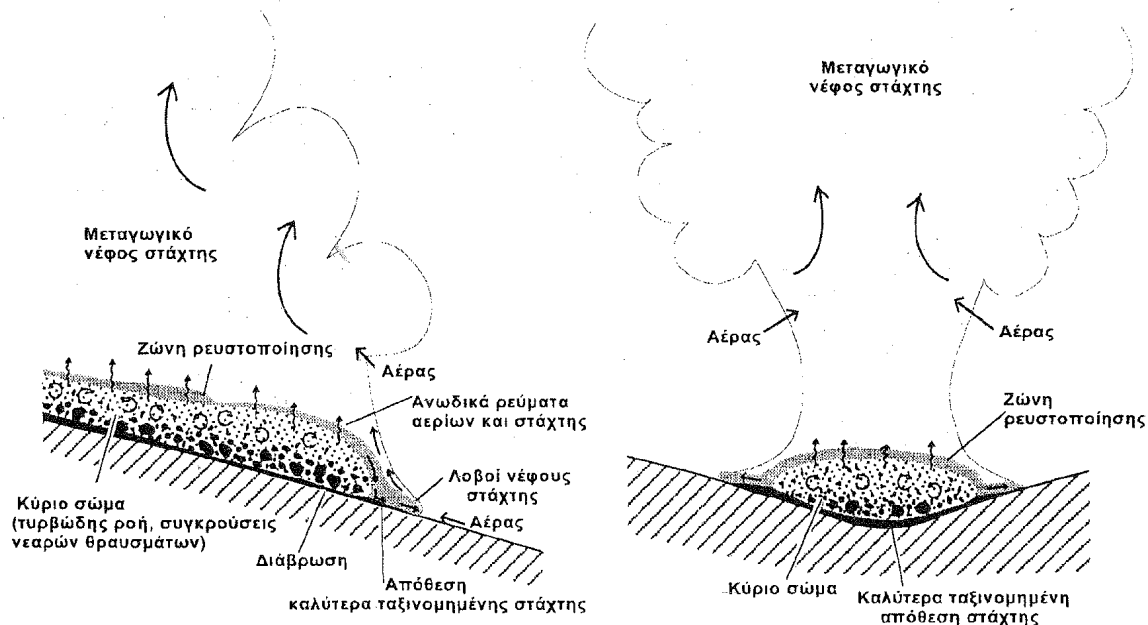
Σχήμα 51. Κατανομή τέφρας από την έκρηξη της Toba (Σουμάτρα) σε πυρήνες βαθιάς θάλασσας (από Ninkovich et al. 1978).

όντα των αποθέσεων πυροκλαστικών ρευμάτων. Το συν-πυρομβριτικό νέφος του πυρομβρίτη Toba π.χ. απέθεσε ένα οριζόντιο στάχτης πτώσης που κάλυψε όλη τη ΝΑ Ασία και τον κόλπο της Βεγγάλης σκεπάζοντας όλη την Ινδία με στάχτη πάχους πάνω από 10 cm (Σχήμα 51).

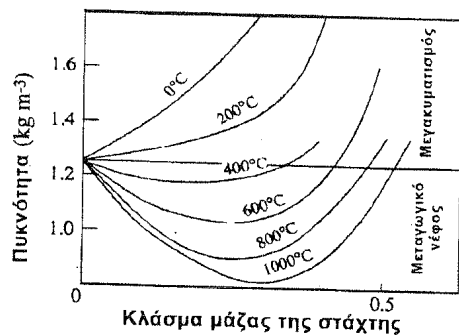
Η σπουδαιότητα των συν-πυρομβριτικών νεφών στάχτης άρχισε να γίνεται αισθητή από τις πρώτες μελέτες του περιεχόμενου ποσοστού κρυστάλλων σε πυροκλαστικά ρεύματα (Hay 1959). Ο εμπλουτισμός σε κρυστάλλους των πυροκλαστικών ρευμάτων – σε σχέση με το περιεχόμενο του αρχικού μάγματος – αποδόθηκε στην απώλεια των πιο ελαφρών και εύθραυστων θρύψαλων ηφαιστειακού γυαλιού μέσω των συν-πυρομβριτικών νεφών. Οι υπολογισμοί της απολεσθείσας μάζας έδειξαν ότι από 30% έως και πάνω από 50% της μάζας μιας πυροκλαστικής ροής χάνεται στον αέρα. Οι αποθέσεις στάχτης πτώσης των συν-πυρομβριτικών νεφών είναι πολύ λεπτόκοκκες και με χαμηλά ποσοστά κρυστάλλων σε σχέση με το αρχικό μάγμα.

Η ισοπαχής του 1 cm της απόθεσης συν-πυρομβριτικής στάχτης πτώσης από την ηφαιστειακή δράση του Tambora το 1815 περικλείει μια περιοχή 850.000 km². Με βάση αυτό υπολογίζεται ένας όγκος 30 km³ ενώ ο όγκος των πυροκλαστικών ρευμάτων του πυρομβρίτη εκτιμάται σε 20 km³.

Ο κύριος **μηχανισμός γένεσης** των συν-πυρομβριτικών νεφών κατά μήκος της ροής είναι η συμπαρασύρση – εγκλωβισμός και θέρμανση του ατμοσφαιρικού αέρα στην πυροκλαστική



Σχήμα 52. Πρότυπο μηχανισμού γένεσης του συν-πυρομβριτικού σύννεφου στάχτης από μια πυροκλαστική ροή (επιμήκης και εγκάρσια τομή) (από Fujii & Nakada 1999).



Σχήμα 53. Καμπύλες διακύμανσης της πυκνότητας ενός μίγματος ζεστής στάχτης – αέρα σε σχέση με τον περιβάλλοντα κρύο ατμοσφαιρικό αέρα (διαχωριστική οριζόντια γραμμή). Όταν η πυκνότητα του μίγματος είναι μεγαλύτερη του περιβάλλοντα αέρα κινείται ως πυροκλαστική ροή πυκνότητας δίνοντας μετακυματισμό σύννεφου στάχτης ενώ όταν είναι μικρότερη ανέρχεται ως συν-πυρομβρικό σύννεφο στάχτης (από Sparks et al. 1997, σελ. 190).

ροή και ο διαχωρισμός των σωματιδίων μέσα στη ροή (Σχήμα 52). Η ρευστοποίηση και αυτό-ρευστοποίηση των πυροκλαστικών ροών οδηγεί στο διαχωρισμό της λεπτής στάχτης μέσω της ανόδου των θερμών αερίων από το κύριο σώμα της ροής και τροφοδοτεί τη γέννηση του συν-πυρομβρικού νέφους.

Το Σχήμα 53 δείχνει τη διακύμανση της πυκνότητας ενός μίγματος ζεστής στάχτης – αέρα σε σχέση με τον περιβάλλοντα κρύο ατμοσφαιρικό αέρα, για μια σειρά θερμοκρασίες. Σε μικρά ποσοστά σωματιδίων η πυκνότητα του μίγματος αρχικά μειώνεται, φτάνει σε ένα ελάχιστο και κατόπιν αυξάνει ξανά καθώς αυξάνει το κλάσμα της στάχτης. Έτσι, μετά από ένα ποσοστό στάχτης το μίγμα γίνεται πυκνότερο από τον κρύο αέρα παρά την υψηλή θερμοκρασία του. Αυτό εξηγεί γιατί το ανώτερο αραιό στρωβιλώδες μέρος ενός στρωματωμένου πυροκλαστικού ρεύματος πυκνότητας μπορεί να συμπεριφέρεται ταυτόχρονα σαν αραιό ρεύμα πυκνότητας και σαν ανοδικό ρεύμα μεταφοράς. Το πυκνότερο μέρος του (μεγακυματικό σύννεφο στάχτης) μπορεί αργότερα να γίνει και αυτό ανοδικό λόγω απόθεσης μέρους του φορτίου του.

Ο σημαντικότερος βέβαια μηχανισμός γένεσης συν-πυρομβρικού νέφους είναι η απογείωση του πυροκλαστικού ρεύματος όταν αυτό, λόγω απόθεσης σωματιδίων και συμπάραισης αέρα, γίνει ελαφρότερο από τον περιβάλλοντα ατμοσφαιρικό αέρα (δες προηγούμενο κεφάλαιο).

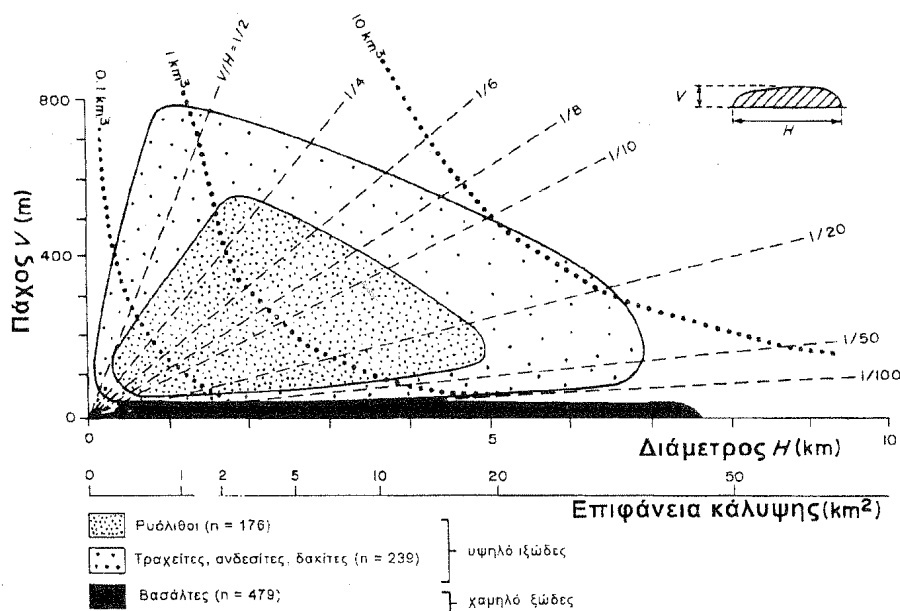
Οι περισσότεροι από τους οριζόντες ηφαιστειακής στάχτης που έχουν βρεθεί σε πυρήνες βαθιάς θάλασσας θεωρούνται σήμερα ότι ανήκουν σε αποθέσεις στάχτης πτώσης από συν-πυρομβρικά νέφη.

8. ΜΗ ΕΚΡΗΚΤΙΚΗ ΗΦΑΙΣΤΕΙΟΤΗΤΑ: ΡΕΥΜΑΤΑ ΚΑΙ ΘΟΛΟΙ ΛΑΒΑΣ

Όταν το μάγμα αναδύεται στην επιφάνεια μη εκρηκτικά, ως συνεχές μέσο, εκδηλώνεται εξωθητική – εκχυτική ηφαιστειακή δράση που οικοδομεί **ρεύματα και θόλους λάβας**. Αυτά παρουσιάζουν μεγάλη διακύμανση στο μέγεθος, τη μορφή και τη δομή τους; η περιγραφή και εξήγηση των οποίων απαιτεί την υποδιαίρεσή τους σε δύο ομάδες υψηλού και χαμηλού ιξώδους. Εδώ, πέρα από τα γενικά κοινά χαρακτηριστικά, δίνεται ιδιαίτερη έμφαση στους θόλους λάβας καθώς είναι τα κύρια ηφαιστειακά οικοδομήματα που παρουσιάζονται στην περιοχή που μελετάται.

Για να υπάρξει μη εκρηκτική ηφαιστειακή δράση, το μάγμα πρέπει να αποβάλλει τα περιεχόμενα σε αυτό πτητικά ήπια, με αργούς ρυθμούς και διαδικασίες που δεν αυξάνουν την πίεση των αερίων ώστε να προκληθεί εκρηκτική δράση. Αυτό είναι σχετικά εύκολο να συμβεί σε βασικά μάγματα με χαμηλό ιξώδες και μικρό ποσοστό πτητικών. Όμως η διαδικασία ήπιας απόμιξης και απαέρωσης του υψηλού ιξώδους και σχεδόν πάντα πλούσιου σε πτητικά όξινο μάγματος έχει κατανοηθεί ελάχιστα έως και σήμερα. Στις περιπτώσεις που η εκχυτική – εξωθητική δραστηριότητα έπεται έντονα εκρηκτικής δράσης θεωρείται ότι αυτή τροφοδοτείται από το μάγμα που βρισκόταν στα κατώτερα και φτωχότερα σε πτητικά μέρη του θαλάμου. Διαφορετικά, ο πιο πιθανός μηχανισμός θεωρείται αυτός της δημιουργίας μικρορωγμών μεταξύ των πόρων του παχύρρευστου μάγματος που ανέρχεται σχετικά αργά. Οι ρωγμές αυτές προκαλούνται και εξαφανίζονται συνεχώς, δημιουργούν όμως με την ενδοεπικοινωνία τους μια σχετική περατότητα στη λάβα η οποία επιτρέπει τη μετακίνηση των αερίων και την ήπια απομάκρυνσή τους από τη λάβα.

Η απαέρωση του μάγματος αυξάνει το ιξώδες και το όριο διαρροής του (yield strength) γεγονός που επηρεάζει παραπέρα την κινητικότητα του αναδύμενου μάγματος. Γενικά ο λόγος εμφάνισης (πάχος / διάμετρος) των ρευμάτων και θόλων λάβας αυξάνει καθώς αυξάνει το ποσοστό SiO_2 , όπως φαίνεται και στο Σχήμα 54.



Σχήμα 54. Μεγέθη ρευμάτων και θόλων λάβας διαφορετικής σύστασης (από Walker 1973).

8.1. Θόλοι

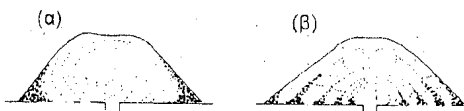
Η εξώθηση ιξώδους, φτωχού σε αέρια μάγματος σε επιφάνειες κοίλες ή με μικρή σχετικά κλίση, δημιουργεί θολοειδή οικοδομήματα με απότομα πρηνή που ονομάζονται **δόμοι** ή **θόλοι λάβας**.

Οι θόλοι ταξινομούνται με βάση το μηχανισμό επαύξησής τους σε **ενδογενείς** και **εξωγενείς** (Σχήμα 55). Οι εξωγενείς θόλοι οικοδομούνται από επίθεση παχύρρευστων ρευμάτων λάβας. Οι ενδογενείς θόλοι, που είναι και το μεγαλύτερο ποσοστό, δημιουργούνται από τη συνεχή διείσδυση νέας ρευστής λάβας στον πυρήνα του οικοδομήματος που σταδιακά μετατοπίζει τα εξωτερικά επιστρώματα πιο στερεοποιημένης λάβας στην περιφέρεια της δομής (Σχήμα 56). Η διαδικασία αυτή δημιουργεί τις καλούμενες δομές ανόρθωσης (ramp structures) που δίνουν την εντύπωση επιφλοιώσεων.

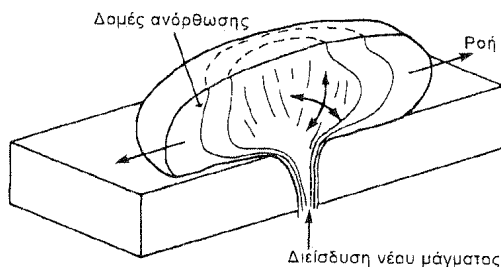
Με βάση τη γενικότερη μορφολογία τους διακρίνονται σε (Σχήμα 57):

- **Ανουψωμένους θόλους** που δημιουργούνται από σχεδόν στερεοποιημένα, πολύ υψηλού ιξώδους μάγματα και ανέρχονται ως ένα ενιαίο σώμα παραμορφώνοντας και ανυψώνοντας τα υπερκείμενα πετρώματα (Σχήμα 57α).
- **Θόλους υψηλού λόγου εμφάνισης** ή τύπου Πελέ, οι οποίοι οικοδομούνται από αρκετά υψηλού ιξώδους μάγμα (Σχήμα 57 β). Συχνά παρουσιάζουν ακίδες (spines) σχεδόν στερεοποιημένης λάβας που εξωθούνται και προεξέχουν πάνω από την επιφάνεια του θόλου. Σε αρκετές περιπτώσεις μικρού μήκους παχύρρευστα ρεύματα λάβας τροφοδοτούνται από πλευρικές ρωγμές στις υπώρειες του θόλου (Σχήμα 57 γ).
- **Θόλους χαμηλού λόγου εμφάνισης**, οι οποίοι οικοδομούνται από σχετικά χαμηλού ιξώδους μάγμα (Σχήμα 57 δ).
- **Κρυπτοθόλους**, διεισδύσεις μάγματος υψηλού ιξώδους σε πολύ μικρό βάθος που παραμορφώνουν έντονα τα υπερκείμενα πετρώματα σε θολοειδές σχήμα χωρίς να εξέρχονται όμως στην επιφάνεια.

Στο διάγραμμα του Σχήματος 58 απεικονίζεται η σχέση διαμέτρου - ύψους των θόλων της Ιαπωνίας (Moriya 1984) όπου είναι φανερή η ευθεία αντιστοιχία τους, με διαφορετικό λόγο των όξινων από τα βασικά οικοδομήματα.



Σχήμα 55. Ενδογενής (α) και εξωγενής (β) θόλος λάβας (από Moriya 1984).



Σχήμα 56. Μηχανισμός γένεσης ενδογενούς θόλου (από Richardson 1978).



Σχήμα 57. Κατηγοριοποίηση θόλων με βάση τη μορφολογία τους. α) ανουψωμένος, β) υψηλού λόγου εμφάνισης, γ) υψηλού λόγου εμφάνισης με πλευρικό ρεύμα λάβας, δ) χαμηλού λόγου εμφάνισης, ε) κρυπτοθόλος (από Moriya 1984).

Οι θόλοι παρουσιάζουν συχνά στην κορυφή τους *κρατηροειδείς κοιλότητες*. Οι περισσότερες από αυτές οφείλονται σε μερική κατάρρευση της οροφής του οικοδομήματος λόγω της υποχώρησης στον αγωγό του τροφοδοτούμενου μάγματος μετά το τέλος της ηφαιστειακής δράσης (Σχήμα 59). Σε ορισμένες περιπτώσεις είναι πραγματικοί κρατήρες που αποδίδονται στην εκρηκτική απελευθέρωση των πτητικών τα οποία απομιγνύονται ήπια από το υποκείμενο μάγμα και στη συνέχεια εγκλωβίζονται στους ανώτερους συμπαγείς οριζόντες της ήδη στερεοποιημένης λάβας. Συχνά επίσης παρουσιάζουν μικρές ή μεγάλες αμφιθεατρικές κοιλότητες στα πρηνή των θόλων, που οφείλονται στην κατάρρευση μέρους του οικοδομήματος κατά την τελική φάση της οικοδόμησής του.

8.2. Ρεύματα λάβας

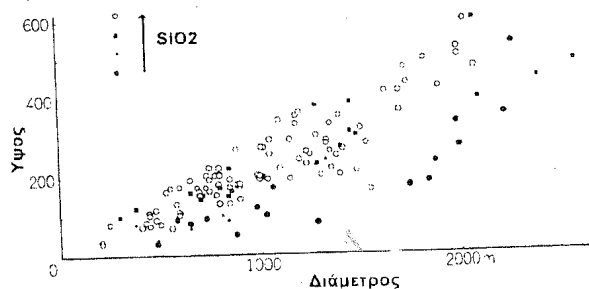
Τα ρεύματα λάβας, προϊόν της ψύξης και στερεοποίησης συνεχών ροών λάβας, εμφανίζουν μεγάλη ποικιλία σε μέγεθος και σχήμα καθώς επίσης σε επιφανειακά και εσωτερικά γνωρίσματα.

Ο αποχωρισμός και η διαφυγή των πτητικών συστατικών από ένα μάγμα οδηγεί στην αύξηση του ιξώδους και του ορίου ροής, τα οποία με τη σειρά τους επηρεάζουν την κινητικότητα, το μήκος ροής και το πάχος του ρεύματος της λάβας.

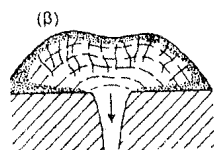
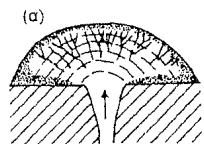
8.2.1. Χερσαία ρεύματα λάβας

Οι μεγαλύτερες ροές λάβας είναι τα καλύμματα λάβας. Αυτές περιλαμβάνουν τόσο τα ηπειρωτικά βασαλτικά καλύμματα όσο και εκείνα των μεσο-ωκεάνιων ράχων. Ως καλύμματα λάβας θεωρούνται και οι σπάνιες αρχαϊκές υπερβασικές λάβες (κοματιίτες) και οι εκτεταμένες φωνολιθικές και τραχειτικές ροές λαβών της Τάφρου της Ανατολικής Αφρικής. Οι λάβες αυτές εκχύνονται από μεγάλες ρωγμές του εδάφους και μπορεί να χαρακτηριστούν ως γραμμικές πηγές.

Ρεύματα βασαλτικής λάβας παράγονται και από κεντρικά ηφαίστεια, αγωγούς ή μικρής έκτασης ρωγμές. Τα ρεύματα αυτά είναι μικρότερα σε όγκο και καλύπτουν πολύ μικρότερες εκτάσεις. Ακόμη μικρότερες σε όγκο και κάλυψη είναι οι πιο όξινες λάβες. Οι αποστάσεις στις οποίες φθάνουν αυτού του είδους ρεύματα λάβας δεν ξεπερνούν τα 10 Km, έχουν όμως συνήθως πολύ μεγαλύτερο πάχος από αυτό των βασαλτικών ρευμάτων.



Σχήμα 58. Σχέση διαμέτρου - ύψους των θόλων της Ιαπωνίας. Οι πιο όξινοι έχουν και υψηλότερο λόγο εμφάνισης (από Moriya 1984).



Σχήμα 59. Μηχανισμός γένεσης κρατηροειδών κοιλότητων από υποχώρηση στον αγωγό τροφοδοσίας του ακόμα ρευστού μάγματος (β) μετά από το πέρας της εξώθησης του θόλου (α) (από Moriya 1984).

Μια παράμετρος η οποία χρησιμοποιείται συχνά στην περιγραφή της γεωμετρίας των λαβών είναι ο λόγος εμφάνισης (H/V), δηλαδή, ο λόγος του μέσου ύψους (H) προς την οριζόντια έκταση (V), όπου V είναι η διάμετρος ενός κύκλου με επιφάνεια ίση με την έκταση της λάβας. Οι βασालτικές λάβες έχουν χαμηλό ιξώδες και μικρό λόγο εμφάνισης, ενώ οι όξινες λάβες έχουν υψηλό ιξώδες και μεγάλο λόγο εμφάνισης.

Το σχήμα και η μορφή των ρευμάτων λάβας ελέγχεται από τρεις κύριους παράγοντες: την ταχύτητα έκχυσης, τις φυσικές ιδιότητες του μάγματος και την κλίση.

Στην πραγματικότητα οι παράγοντες είναι περισσότεροι. Π.χ., η ταχύτητα έκχυσης εξαρτάται από το σχήμα και τις διαστάσεις του ηφαιστειακού αγωγού, το ιξώδες, το όριο ροής και το βαθμό πίεσης του μάγματος. Γενικά η ταχύτητα έκχυσης θεωρείται ως ο σημαντικότερος παράγοντας. Όσο πιο μεγάλη είναι η ταχύτητα έκχυσης τόσο πιο μακρύτερα ταξιδεύει η λάβα προτού η ψύξη αυξήσει το ιξώδες και εμποδίσει την παραπέρα κίνηση. Η ταχύτητα έκχυσης σε ροές λάβας βασικής συστάσεως κυμαίνεται από 0,5 έως 5000 m³/h.

Στις μεγάλες ταχύτητες έκχυσης τα ρεύματα λάβας αποτελούνται από μια μόνο μονάδα, που ονομάζεται απλό ρεύμα λάβας, ενώ στις χαμηλές ταχύτητες σχηματίζονται επάλληλα ρεύματα λάβας που συνίστανται από μικρές μονάδες οι οποίες συσσωρεύονται κοντά στον αγωγό και δημιουργούν σύνθετα ρεύματα λάβας. Οι μεγάλες μονάδες βασαλτικών καλυμμάτων πιστεύεται ότι δημιουργήθηκαν από μεγάλες ταχύτητες έκχυσης.

Τα ρεύματα λάβας παρουσιάζουν διάφορα επιφανειακά γνωρίσματα. Οι λάβες με επίπεδες, μαξιλαροειδής και μερικές φορές σχοινοειδής έως δακτυλόμορφες επιφάνειες είναι γνωστές ως Ραηοηοηε λάβες, ενώ οι λάβες με έντονα ανώμαλες επιφάνειες είναι γνωστές ως Αα λάβες.

Όταν σε ένα ρεύμα Ραηοηοηε λάβας αυξηθεί, λόγω ψύξης, σε σημαντικό βαθμό το εξωτερικό στερεό κέλυφος, τότε εσωτερικά δημιουργείται ένας σωλήνας. Το μέγεθος των σωλήνων αυτών κυμαίνεται από λιγότερο από ένα μέτρο διάμετρο μέχρι ανοίγματα πλάτους >30 μ. και ύψους 15 μ. Μέσα από αυτούς τους σωλήνες, οι οποίοι πολλές φορές διακλαδίζονται, συνεχίζει να ρέει η λάβα σε μεγάλες αποστάσεις, ενώ επιφανειακά είναι σχεδόν στάσιμη.

Κατά την ψύξη των καλυμμάτων λάβας, η οποία σε μεγάλου πάχους καλύμματα διαρκεί δεκάδες χρόνια, δημιουργούνται στήλες (κολώνες) λόγω συστολής, που αρχίζουν από την κορυφή και τη βάση του καλύμματος. Οι τάσεις που δημιουργούνται κατά τη συστολή μπορεί να δημιουργήσουν κανονικές κατακλάσεις κάθετες προς την επιφάνεια ψύξης και συνήθως κατακόρυφες ή σχεδόν κατακόρυφες. Από τις τεμνόμενες κατακλάσεις δημιουργούνται κανονικές πολυγωνικές στήλες (στηλοειδής κατάτμηση).

8.2.2. Υποθαλάσσιες βασαλτικές λάβες

Το πιο χαρακτηριστικό γνώρισμα των βασαλτικών λαβών που εκχύνονται μέσα στο νερό είναι οι μαξιλαροειδείς (pillow) λάβες. Σχετικά με τον σχηματισμό τους έγιναν πολλές συζητήσεις. Σε πολλές δισδιάστατες τομές οι περισσότερες pillow λάβες εμφανίζονται ως διακριτές μονάδες. Όμως, σε τρισδιάστατες τομές οι προφανώς διακριτές pillow αναπτύσσονται σε αλληλοσυνδεδεμένων σωλήνων λαβών.

Οι υποθαλάσσιες βασαλτικές λάβες εκχύνονται είτε κατά μήκος ρωγμών στις μεσοωκεάνιες ράχεις είτε από κεντρικούς αγωγούς στα υποθαλάσσια βουνά. Η μεσο-ωκεάνια ηφαιστειακή δραστηριότητα παράγει ήρεμες εκχύσεις pillow και ροές καλυμμάτων λάβας.

Ο βαθμός αντίδρασης της λάβας με το θαλάσσιο νερό είναι μικρός σε αυτό το περιβάλλον και γενικά περιορίζεται στο σχηματισμό λεπτής υαλώδους κρούστας. Επίσης, μπορεί να συμβεί μικρής έκτασης θρυμματισμός της λάβας λόγω απότομης ψύξης και αυτολατυποποίηση, παράγοντας υαλοκλαστικό υλικό. Τα υποθαλάσσια ηφαιστειακά βουνά έχουν στις κορυφές τους pillow λάβες και ροές καλυμμάτων καθώς επίσης τεράστια ποσά υαλοκλαστικών στις πλαγιές τους.

9. ΑΛΛΟΙ ΤΥΠΟΙ ΗΦΑΙΣΤΕΙΑΚΗΣ ΔΡΑΣΗΣ

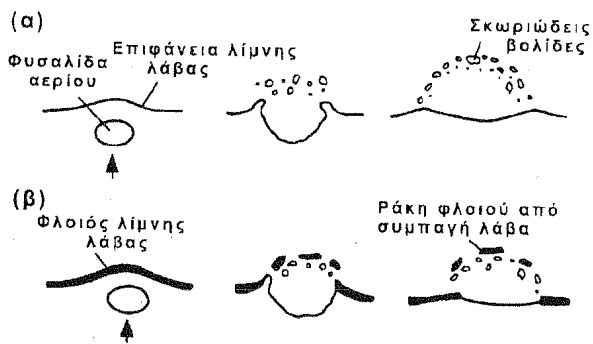
Στο κεφάλαιο 7 έγινε εκτενής αναφορά και περιγραφή της Πλινιακού τύπου ηφαιστειακής δράσης. Παρακάτω παρατίθεται μια σύντομη περιγραφή των 4 υπόλοιπων κύριων τύπων ηφαιστειακής δράσης (Χαβάης, Στρόμπολι, Βουλκάνο, Surtsey) .

9.1. Ηφαιστειακή δράση τύπου Χαβάης και Στρόμπολι

Η ηφαιστειακή δράση τύπου Χαβάης τροφοδοτείται από πολύ ρευστό και με χαμηλό ποσοστό περιεχομένων αερίων (<2% κ.β.) βασαλτικό μάγμα το οποίο δημιουργεί μικρού πάχους και μεγάλου μήκους ρεύματα λάβας. Αυτά συσσωρεύονται αλληλο-επιτιθέμενα σταδιακά και οικοδομούν ασπιδόμορφα ηφαίστεια. Η έξοδος του μάγματος αρχίζει κατά κανόνα από μεγάλες ρωγμές μήκους αρκετών χιλιομέτρων και αργότερα επικεντρώνεται σε πιο «κεντρικούς» πόρους κατά μήκος των ρωγμών. Το μεγαλύτερο μέρος του φυσαλιδοποιημένου μάγματος που εκτινάσσεται από τα αέρια ξαναπέφτει σε ρευστή κατάσταση, επανασυγκολλάται και ρέει ως ρεύμα λάβας. Τελικά το πυροκλαστικό υλικό αποτελεί μικρό ποσοστό του συνόλου των προϊόντων και είναι βολίδες σε μέγεθος τεμαχών – λιθαριών, σκωριώδη λιθάρια και κώνοι συγκολλημένων σκωριών (spatter).

Η Στρομπόλιου τύπου ηφαιστειακή δράση τροφοδοτείται επίσης από βασαλτικά και φτωχά σε πτητικά μάγματα. Χαρακτηρίζεται από περιοδική εκδήλωση μικρών σχετικά εκρήξεων, με μεσοδιαστήματα ηρεμίας που διαρκούν από λεπτά έως αρκετές ώρες. Μια μικρή λίμνη λάβας – στην ουσία η κορυφή της μαγματικής στήλης που καταλαμβάνει τον κεντρικό αγωγό, είναι εγκαταστημένη στον κεντρικό κρατήρα του ηφαιστίου. Η επιφάνειά της ψύχεται συνήθως δημιουργώντας ένα φλοιό στερεοποιημένης λάβας. Αυτό οδηγεί στη συσσώρευση θυλάκων μαγματικών αερίων, οι οποίοι εκρήγνυνται περιοδικά, διαρρηγνύουν το φλοιό της στερεοποιημένης λάβας και την τινάζουν στον αέρα μαζί με θρυμματοποιημένο ρευστό μάγμα. Τα εκτινασσόμενα πυροκλαστικά είναι βολίδες, ράκη της ήδη στερεοποιημένης λάβας και κυρίως σκωριώδη λιθάρια και αδρόκοκη στάχτη. Η Στρομπόλια δράση οικοδομεί κώνους σκωριών χαμηλού συνήθως ύψους (<400m) στους οποίους συχνά ενδιστρώνονται και λεπτά ρεύματα λάβας. Τα περισσότερα από αυτά τα οικοδομήματα χαρακτηρίζονται ως μονογενικά.

Σε ότι αφορά στους μηχανισμούς ανόδου του βασαλτικού μάγματος, ο ρυθμός ροής του εξαρτάται κυρίως από το πλάτος και το μήκος της ρωγμής εξόδου. Η έξοδος του μάγματος αρχίζει όταν η πίεσή του υπερβεί την εκτατική ή διατμητική συνοχή (strength) των υπερκείμενων πετρωμάτων. Κατά την άνοδο του μάγματος στην επιφάνεια, απομιγνύονται τα πτητικά και εάν το κλάσμα του όγκου των αερίων στο μάγμα φτάσει στο 0,75 έχουμε διάρρηξη του μάγματος. Όπως φαίνεται και από το Σχήμα 60, η διάρρηξη του βασαλτικού μάγματος όταν συμβαίνει, πραγματοποιείται σε πολύ μικρά βάθη. Στις περιπτώσεις πολύ στενού αγωγού, όπου η ταχύτητα ανόδου του μάγματος είναι πολύ μικρότερη από την ταχύτητα ανόδου των φυσαλίδων σε αυτό, αρχίζει η συνένωση και συγκέντρωσή τους. Όταν η ταχύτητα ανόδου του βασαλτικού μάγματος είναι μικρότερη από 10 cm/s, η ταχύτητα ανόδου των φυσαλίδων γίνεται ένα υπολογίσιμο κλάσμα της ταχύτητας ανόδου του μάγματος προς την επιφάνεια. Οι μεγάλες φυσαλίδες συμπαρασύρουν τις μικρές και συνενώνονται με αυτές. Αυτό οδηγεί σε αύξηση του όγκου, γεγονός που συνεπιφέρει νέα αύξηση της ταχύτητας ανόδου των φυσαλίδων και επιταχύνει τις διαδικασίες οδηγώντας σε περιοδικές εκρήξεις πολύ μεγάλων φυσαλίδων (θύλακες αερίου) οι οποίες φτάνουν στην κορυφή της μαγματικής στήλης και τη θρυμματοποιούν. Αυτός είναι ο εκρηκτικός μηχανισμός της Στρομπόλιου τύπου δράσης. Σε αυτήν οι ταχύτητες ανόδου του μάγματος είναι συνήθως μικρότερες από 50 cm/s. Αντίθετα στις ηφαιστειακές δράσεις τύπου Χαβάης, το μέγεθος του αγωγού (μεγάλες ρωγμές) και η μεγαλύτερη ταχύτητα ανόδου του μάγματος (συνήθως > 1 m/s) οδηγεί σε ήπια ανάβλυση του μάγματος ή σε πίδακες λάβας μικρού σχετικά ύψους.



Σχήμα 60. Εκρηκτική δραστηριότητα βασαλτικού μάγματος με θύλακες αερίου που απελευθερώνονται σε λίμνη λάβας με (α) ρευστή επιφάνεια και (β) ψυγμένη επιφάνεια με στερεοποιημένο φλοιό λάβας (από Sparks et al. 1997, σελ. 13).

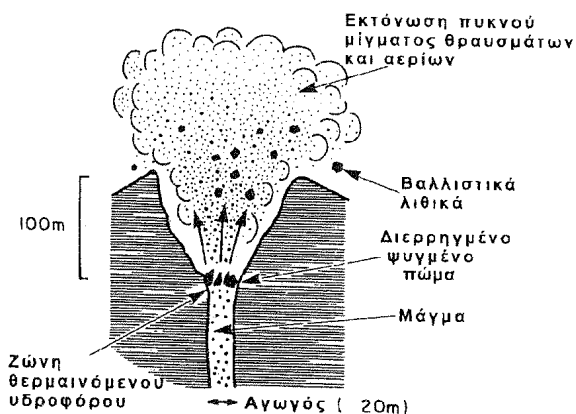
9.2. Ηφαιστειακή δράση τύπου Βουλκάνο

Το όνομα αυτού του τύπου ηφαιστειακής δράσης προέρχεται από την έκρηξη του ηφαιστείου Vulcano, των Αιολίων νήσων της Ιταλίας, το 1888-90. Υπάρχει σχετική σύγχυση στη χρήση του όρου «Βουλκάνια έκρηξη». Γενικά χρησιμοποιήθηκε για να περιγράψει έντονα εκρηκτικές, μικρής διάρκειας ηφαιστειακές δράσεις οι οποίες τροφοδοτούνται από υψηλούς ιξώδους ενδιάμεσα έως όξινα μάγματα. Αυτές παράγουν σκούρα νέφη λεπτόκοκκης υαλώδους στάχτης και εκτοξεύουν μεγάλα τεμάχια και ογκολίθους πετρωμάτων καθώς και χαρακτηριστικές ηφαιστειακές βολίδες κόρας ψωμιού.

Ο Schmincke (1977a) πρότεινε να χρησιμοποιηθεί ο όρος ως συνώνυμο της υδροηφαιστειακής δράσης.

Σήμερα συνηθίζεται να περιγράφονται ως Βουλκάνιες οι ηφαιστειακές δράσεις που εκδηλώνονται με ένα αριθμό εκρήξεων σαν κανονιές και ανά διαστήματα δεκάδων λεπτών ή ωρών. Αυτές οι μικρής διάρκειας εκρήξεις παράγουν χαμηλές στήλες (μεταξύ 5-10 χμ. ύψος) και σκούρα νέφη στάχτης που αποθέτουν λεπτόκοκκη στάχτη σε ακτίνα λίγων χιλιομέτρων. Τα περισσότερα από τα μεγάλης διαμέτρου θραύσματα πέφτουν ξανά μέσα στον κρατήρα όπου θρυμματοποιούνται ξανά από την επόμενη έκρηξη. Συνήθως ένα μεγάλο ποσοστό των υλικών που εκτινάσσεται είναι θραύσματα των παλαιότερων πετρωμάτων. Εκτός από τη στάχτη πτώσης, μικρά πυροκλαστικά ρεύματα παράγονται κατά τις Βουλκάνιες εκρήξεις, κατά την επανάπτωση μεγάλων όγκων στάχτης οι οποίοι εκτινάχτηκαν από τον πόρο.

Σε ότι αφορά στους μηχανισμούς και τη δυναμική των Βουλκάνιων εκρήξεων, θεωρείται ότι προκαλούνται από την απότομη απελευθέρωση μάζας αερίων τα οποία βρίσκονται εγκλωβισμένα υπό πίεση κάτω από ένα συμπαγές πώμα στερεής λάβας που κλείνει τον πόρο του κεντρικού κρατήρα και η οποία θρυμματοποιείται από την υπερπίεση (σχ. 61). Μάλλον πρόκειται για το ανώτερο μέρος του νέου μάγματος το οποίο διεισδύει στον πόρο μετά από κάθε



Σχήμα 61. Σχηματική αναπαράσταση Βουλκάνιας έκρηξης (από Self et al. 1979).

έκρηξη, ψύχεται και στερεοποιείται. Η απαιτούμενη για τη θραύση και εκτόξευση πίεση δίνεται από την απόμιξη μαγματικών αερίων και την εξάτμιση του υπόγειου νερού, χωρίς όμως να υπάρξει απευθείας βίαια μίξη του νερού με το ρευστό μάγμα. Υπολογίζοντας τη μέγιστη ταχύτητα εκτόξευσης θραυσμάτων σε σχέση με την πίεση κάτω από το πώμα, τη στιγμή της θραύσης, για διάφορα ποσοστά νερού σε μια θερμοκρασία 950 °C προκύπτει ότι αρχικές ταχύτητες έως και 200 m/s μπορούν να επιτευχθούν μόνο με την απόμιξη μαγματικών αερίων. Για ταχύτητες >300 m/s απαιτείται ένα ποσοστό αερίου >6% κ.β., και άρα είναι αναγκαίο να εμπλακεί και υπόγειο νερό.

9.3. Ηφαιστειακή δράση τύπου Surtsey.

Η δράση αυτού του τύπου τροφοδοτείται από βασαλτικά ή ενδιάμεσα μάγματα και οικοδομεί Μάαρ, δακτυλίους τόφφων ή κώνους τόφφων. Το όνομα προέρχεται από την έκρηξη τύπου που οικοδόμησε ένα δακτύλιο τόφφων στο Surtsey της Ισλανδίας το 1963.

Η ηφαιστειακή δράση εκδηλώνεται ως πολύ συχνές υδρομαγματικές εκρήξεις – με περίοδο επανάληψης από λίγα δευτερόλεπτα έως λεπτά – όταν το ρευστό μάγμα έρχεται σε επαφή με (θαλασσινό ή λιμναίο) νερό. Οι εκρήξεις είναι βίαιες και τινάζουν μαύρα νέφη στάχτης και βολίδων που φτάνουν ως και 1 χμ ύψος. Η θρυμματοποίηση του μάγματος είναι πολύ μεγάλη και η λεπτή στάχτη ανέρχεται μεταγωγικά (convectively) σε ύψη έως 9-10 χμ. Καθώς το μίγμα ατμού και πυροκλαστικών ανέρχονται στην ατμόσφαιρα συνήθως προκαλείται συμπύκνωση μέρους των μεγάλων ποσοτήτων ατμού που αυτό περιέχει. Αυτό συνεπάγεται αύξηση της πυκνότητας του νέφους και προκαλεί μερικές καταρρεύσεις της στήλης και κίνηση των προϊόντων που καταρρέουν με μηχανισμούς μεγακυματισμού βάσης.

Τα προϊόντα που αποτίθενται είναι έντονα θρυμματοποιημένη στάχτη σε λεπτοστρωμένους οριζόντες πτώσης ή μεγακυματισμού. Συνήθως η φυσαλιδοποίηση είναι χαμηλή και αναγνωρίζονται δομές γοργής ψύξης και θραύσης του μάγματος λόγω της επαφής του με το νερό. Συχνά συναντώνται κοντά στον πόρο λεπτά λασπορεύματα στάχτης, ιδιαίτερα όταν η κλίση απόθεσης των στρωμάτων υπερβαίνει τη γωνία ανάπαυσης του υλικού. Κοινό χαρακτηριστικό επίσης είναι η παρουσία λιθαριών επαύξεσης (accretionary lapilli) (στο μεγαλύτερο μέρος τους του τύπου καλυμμένων λιθαριών – armored lapilli). Τόσο τα λιθάρια επαύξεσης όσο και τα λασπορεύματα στάχτης είναι άμεσα συνδεδεμένα με το μεγάλο ποσοστό νερού το οποίο περιέχεται στα πυροκλαστικά νέφη.

10. ΧΕΡΣΑΙΕΣ ΕΠΙΚΛΑΣΤΙΚΕΣ ΑΠΟΘΕΣΕΙΣ ΣΕ ΗΦΑΙΣΤΕΙΑΚΑ ΕΔΑΦΗ

Η ηφαιστειακή δράση δημιουργεί φυσικά οικοδομήματα με μεγάλο ύψος και απότομα πρανή όπου συνήθως υπερέχουν τα ασύνδετα πυροκλαστικά υλικά. Έτσι οι διεργασίες της διάβρωσης, μεταφοράς και επαναπόθεσης των πυριγενών συντριμμάτων είναι μια πολύ σημαντική, σχεδόν διαρκής δραστηριότητα στα ηφαίστεια. Αυτή αποθέτει τεράστιους όγκους επικλαστικών σχηματισμών. Οι επικλαστικές αποθέσεις σε μη ηφαιστειακές περιοχές σχηματίζουν συνήθως αλλουβιακά ριπίδια με ακτίνες που δεν ξεπερνούν τα 10 km. Στις ηφαιστειακές περιοχές οι αποθέσεις φτάνουν σε αποστάσεις μεγαλύτερες των 100 km από την πηγή τους και καλύπτουν με ηφαιστειοκλαστικά συντρίμματα εκτάσεις εκατοντάδων τετραγωνικών χιλιομέτρων.

Οι βασικότερες διεργασίες που μετακινούν μεγάλες μάζες ηφαιστειακών πετρωμάτων σε χερσαίο περιβάλλον είναι οι **ροοστιβάδες συντριμμάτων** (debris avalanches) και οι **ροές ιζημάτων λόγω βαρύτητας** (sediment-gravity flows).

Οι μεγάλες ηφαιστειακές ροοστιβάδες συντριμμάτων προκαλούνται κυρίως από κατολίσθηση – κατάρρευση μέρους του ηφαιστειακού οικοδομήματος η οποία μετακινεί αρκετά κυβικά χιλιόμετρα πετρωμάτων με ταχύτητες που μπορούν να υπερβούν τα 100 km/hr (Siebert, 1984). Τέτοια συμβάντα δεν παρατηρήθηκαν στην περιοχή της Αλμωπίας και γι'αυτό δεν γίνεται ανάλυση της διαδικασίας ροής και των χαρακτηριστικών απόθεσης.

10.1. Χερσαίες ροές ηφαιστειοκλαστικών λόγω βαρύτητας – Λαχάρ

Η λέξη **λαχάρ** είναι Ινδονησιακός όρος που περιγράφει τη ροή ηφαιστειακών συντριμμάτων και λάσπης στις πλαγιές των ηφαιστίων (van Bemmelen 1949). Ο όρος αυτός έχει χρησιμοποιηθεί για να περιγράψει τόσο τη διαδικασία ροής όσο και τις αποθέσεις της. Χρησιμοποιήθηκε ακόμη για να περιγράψει ροές συντριμμάτων που προκλήθηκαν άμεσα ή έμμεσα από ηφαιστειακή δράση καθώς και γεγονότα που δεν σχετίζονται καθόλου με αυτές.

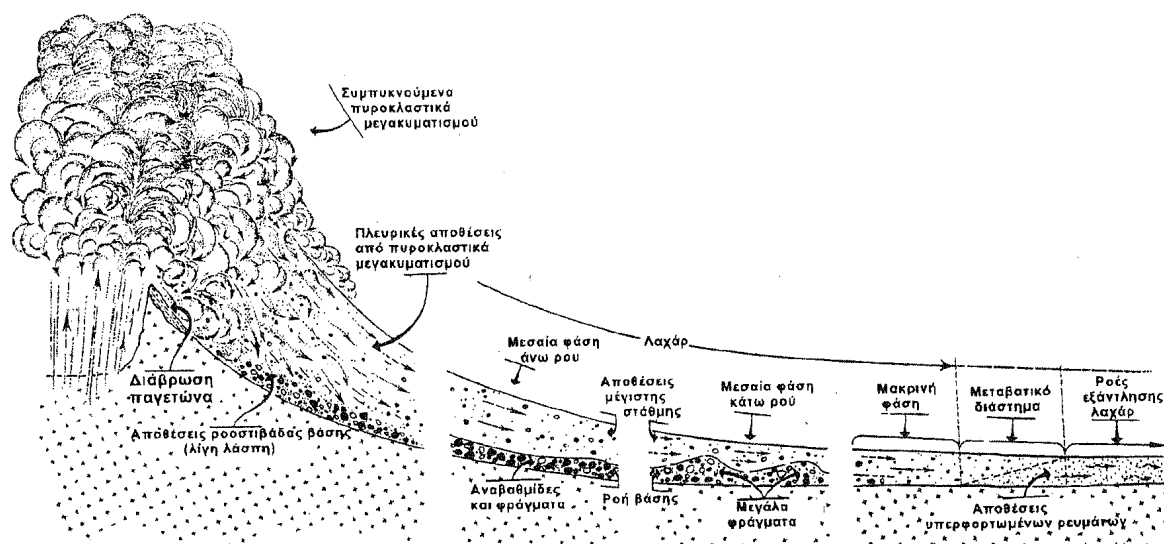
Σήμερα έχει οριστεί ως «*ένας γενικός όρος για ένα γρήγορα κινούμενο μίγμα συντριμμάτων πετρώματος και νερού (διαφορετικό από τη χειμαρρώδη ροή) από ένα ηφαίστριο. Το λαχάρ είναι ένα γεγονός, αναφέρεται σε μία ή περισσότερες συγκεκριμένες διεργασίες αλλά δεν αναφέρεται σε μία απόθεση*» (Smith & Fritz 1989). Αυτός ο ορισμός υιοθετείται και εδώ.

Από την ομάδα των γεωλόγων του USGS η οποία μελετά τέτοιες διεργασίες και τις αποθέσεις τους στα ηφαίστεια των ΗΠΑ, ορίζεται το λαχάρ ως «*ηφαιστειακή ροή συντριμμάτων και οι αποθέσεις της*» ενώ οι αποθέσεις από υπερφορτωμένες ροές που συνδέονται με τέτοιες διεργασίες ορίζονται ως *ρεύματα εξάντλησης λαχάρ* (lahar-runout flows).

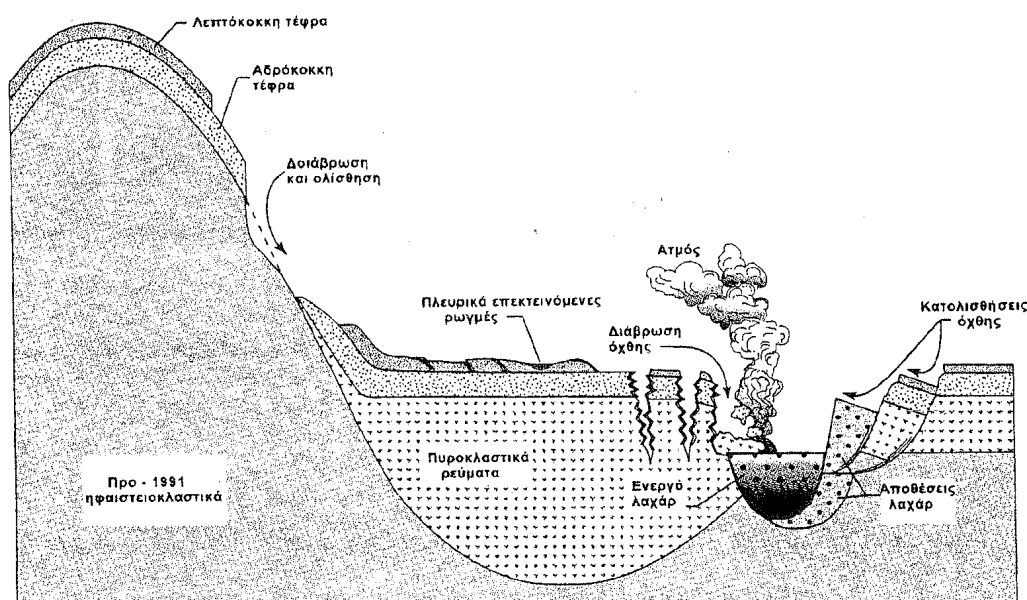
Οι τρόποι με τους οποίους μπορεί να προκληθεί ένα λαχάρ είναι πολλοί και μπορούν να ομαδοποιηθούν σε τρεις κύριες κατηγορίες:

1. Άμεση πρόκληση από ηφαιστειακή δράση. Ηφαιστειακές δράσεις που εκκενώνουν λίμνες, τήκουν πάγο ή χιόνι λόγω θερμότητας, προκαλούν έντονες βροχοπτώσεις αμέσως μετά την έκρηξη από τη συμπύκνωση του μαγματικού ατμού, πυροκλαστικές ροές εισέρχονται σε ποτάμια ή λίμνες (Σχήμα 62).
2. Έμμεση πρόκληση από ηφαιστειακή δράση. Προκαλούνται λαχάρ από σεισμούς και κατολισθήσεις ασύνδετων συντριμμάτων στα απότομα πρανή του ηφαιστίου (Σχήμα 63).
3. Λαχάρ που δεν σχετίζονται με ηφαιστειακή δράση, όπως ροές ασύνδετης τέφρας λόγω έντονων βροχοπτώσεων, καταρρεύσεις ασταθών πρανών κ.α.

Εκτός από τις κλασικές αποθέσεις από χειμαρρώδεις ροές (stream flows) με διαδικασίες έλξης και αιώρησης και φορτίο ιζημάτων που δεν υπερβαίνει σε όγκο το 25% της ροής, το μεγαλύτερο ποσοστό των επικλαστικών σε ηφαιστειακές περιοχές αποτίθεται με ροές ιζημάτων λόγω βαρύτητας ως **ροές συντριμμάτων** (debris flows) και ως **υπερφορτωμένες ροές**



Σχήμα 62. Σχηματική αναπαράσταση μηχανισμού πρόκλησης του South Folk λαχάρ και των προϊόντων που απέθεσε, κατά την έκρηξη του ηφαιστείου St Helens το 1980, με τη διάβρωση παγετώνα και την εισροή του πυροκλαστικού νέφους σε κοίτες ποταμών (από Scott 1988).



Σχήμα 63. Σχηματική αναπαράσταση μηχανισμού πρόκλησης λαχάρ από την κατολίσθηση, διάβρωση και μετακίνηση λόγω έντονων βροχοπτώσεων, των ασύνδετων ζεστών πυροκλαστικών στο Mt Pinatubo στις Φιλιππίνες, αμέσως μετά την έκρηξη του 1991 (από Pierson et al. 1996).

(hyperconcentrated flows) (Scott 1988, 1997, Smith 1986).

Οι **ροές συντριμμάτων** είναι μίγμα νερού και ιζημάτων που το φορτίο τους ξεπερνά το 60% σε όγκο του μίγματος. Διακρίνονται σε **συνεκτικές** και **μη-συνεκτικές** ροές συντριμμάτων (Scott 1988, 1997). Οι πρώτες περιέχουν στην ενδιάμεση μάζα (matrix) ποσοστό αργιλικής κοκκομετρίας μεγαλύτερο από 3% ενώ στις δεύτερες η ενδιάμεση μάζα είναι πλούσια σε άμμο και ιλύ, με τα αργιλικά να μην υπερβαίνουν συνήθως το 1%. Αυτό συνεπάγεται διαφορετική συμπεριφορά κατά τη ροή και διαφορετικές δομές απόθεσης. Η κυριότερη διαφορά τους είναι ότι οι συνεκτικές ροές συντριμμάτων ξεκινούν και καταλήγουν ως τέτοιες χωρίς να παρατηρούνται σοβαρές διαφοροποιήσεις στη δομή, κοκκομετρία και το μηχανισμό κίνησης

² Όταν η ενδιάμεση μάζα υπερβαίνει το 50% του συνολικού όγκου τότε η ροή ονομάζεται **λασποροή** (mud flow)

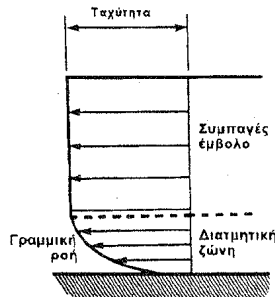
σε όλη την πορεία τους, ακόμη και όταν αυτή ξεπερνά τα 100 km. Αντίθετα, οι μη-συνεκτικές ροές συντριμμάτων μπορούν να ξεκινήσουν ως πλημμυρώδη μεγακύματα (flood surges) και να μετατραπούν ταχύτατα σε υπερφορτωμένες ροές αρχικά και κατόπιν σε ροές συντριμμάτων. Αργότερα, αφού διανύσουν ικανοποιητική απόσταση, εάν συναντήσουν στην πορεία τους ποτάμια ή χείμαρρους, μετατρέπονται σταδιακά σε υπερφορτωμένες ροές αρχικά και κατόπιν σε χειμαρρώδεις ροές.

Οι **συνεκτικές ροές συντριμμάτων** έχουν χαρακτηριστικά μη Νευτώνειας πλαστικής ροής και αποτίθενται ως μάζα (en masse) όταν η διατμητική τάση μειώνεται κάτω από το όριο διαρροής του υλικού. Η κίνησή τους είναι ένας συνδυασμός γραμμικής και εμβολικής ροής (plug flow) (Σχήμα 64). Στις οριακές εξωτερικές ζώνες της μέγιστης διατμητικής τάσης αναπτύσσονται διαδοχικοί ορίζοντες με διαφορετική γραμμική ροή. Το εσωτερικό μέρος της ροής κινείται σαν μία αδρανής μάζα που «ολισθαίνει» πάνω στις ζώνες γραμμικής κίνησης. Η συμπεριφορά αυτή οφείλεται στην ύπαρξη της συνεκτικής ενδιάμεσης μάζας ($\Phi < 2\text{mm}$)² με συνοχή τέτοια που αυξάνει το όριο διαρροής του υλικού και επιτρέπει την υποστήριξη των κλαστών – δηλαδή του αδρόκοκκου μέρους των θραυσμάτων με διάμετρο $> 2\text{mm}$. Στους κλάστες επιδρούν δυνάμεις άνωσης, αποτέλεσμα της μικρής διαφοράς πυκνότητας μεταξύ αυτών και της πυκνής κύριας μάζας. Οι κλάστες υποστηρίζονται επίσης από την εξώδη πίεση διασποράς που εξασκείται από τη ρευστή λασπώδη ενδιάμεση μάζα κατά τη διάρκεια της προσέγγισης των μεγάλων κλαστών κατά την κίνηση. Όσο μεγαλύτερο είναι το ποσοστό των μεγάλων κλαστών τόσο υψηλότερη η κινητικότητα της ροής και η ικανότητά της να μεταφέρει μεγάλους κλάστες (Hampton 1979).

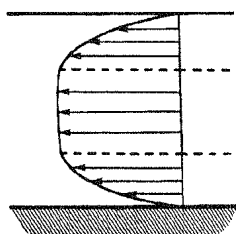
Η διαφορά στη συμπεριφορά συνεκτικών και μη-συνεκτικών ροών συντριμμάτων οφείλεται στην ύπαρξη μεγαλύτερου ποσοστού αργιλικών στην ενδιάμεση μάζα των πρώτων. Αυτό συνεπάγεται την απορρόφηση – απόσβεση της αλληλεπίδρασης των κλαστών από τα αργιλικά συσσωματώματα και τη μείωση των συγκρούσεων, των τριβών και της διατμητικής τάσης στα όριά τους. Η αργιλική ενδιάμεση μάζα επιβραδύνει τη βύθιση των αδρομερών θραυσμάτων στο σώμα της ροής και τη διαφορετική κίνησή τους. Δεν επιτρέπει τέλος τη μίξη με εξωτερικό νερό με αποτέλεσμα στις συνεκτικές ροές συντριμμάτων το όλο μίγμα να παραμένει ως ένα σώμα με σταθερή σχετικά υφή και δομή καθ' όλη τη διάρκεια της ροής.

Η **δομή και υφή** των αποθέσεων συνεκτικών ροών συντριμμάτων αντικατοπτρίζει τις παραπάνω ιδιότητες και χαρακτηρίζεται από: πολύ φτωχή ταξινόμηση, απουσία εσωτερικής στρώσης, κλάστες υποστηριζόμενοι από την ενδιάμεση μάζα. Συνήθως απουσιάζει η διαβάθμιση των κλαστών ή παρουσιάζουν μία αδρή ανάστροφη ή ανάστροφη προς κανονική διαβάθμιση των αδρομερών κλαστών (coarse tail grading). Στη βάση των ρευμάτων παρατηρείται συχνά ένας ορίζοντας πάχους μερικών εκατοστών από όπου απουσιάζουν οι αδρόκοκκοι κλάστες, αποτέλεσμα της πίεσης διασποράς λόγω διατμητικών τάσεων που εξασκούνται στη βάση της ροής. Αντίθετα η ανάστροφη διαβάθμιση στο κύριο σώμα της ροής δεν είναι δυνατόν να εξηγηθεί ως αποτέλεσμα πίεσης διασποράς. Πιθανά οφείλεται στην προς τα άνω αύξηση του ορίου διαρροής του

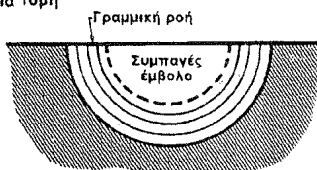
Επιμήκης τομή



Άνω κάτοψη



Εγκάρσια τομή



Σχήμα 64. Ταχύτητες ροής ενός ρευστού με μη Νευτώνια – Bingham – χαρακτηριστικά, σε επιμήκη τομή, άνω κάτοψη και εγκάρσια τομή (από Johnson 1970).

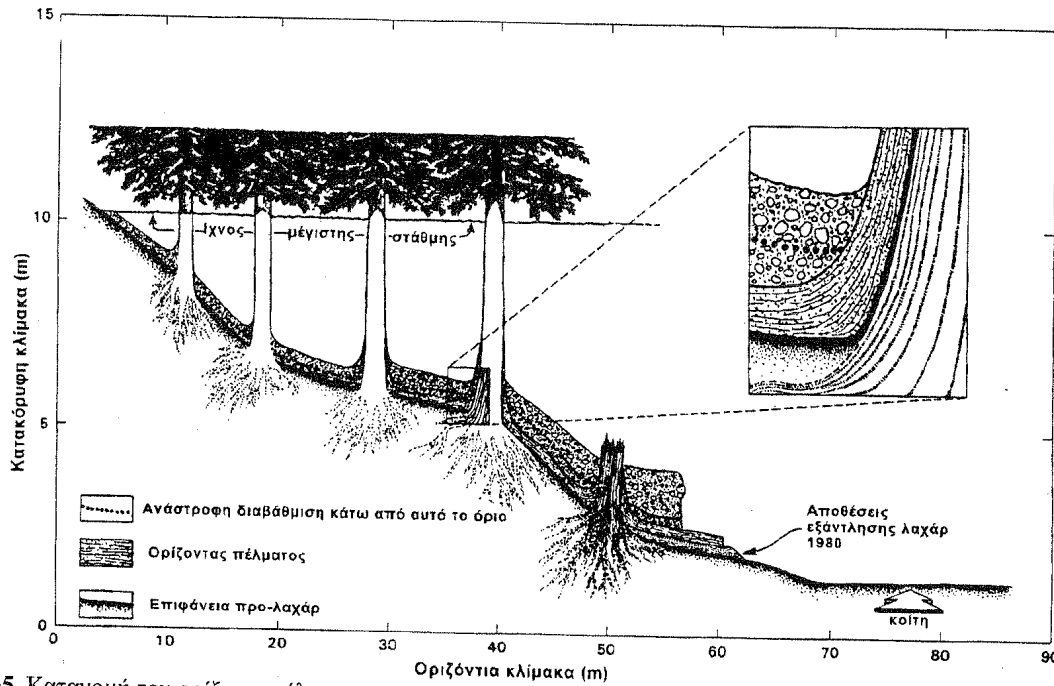
μίγματος κατά τη ροή. Η κανονική διαβάθμιση στο άνω ήμισυ της ροής οφείλεται πιθανά στη βύθιση των μεγάλων κλαστών κατά τη διάρκεια της μεταφοράς τους. Ο *προσανατολισμός* του κύριου άξονα των μεγάλων επιμηκών κλαστών είναι γενικά παράλληλος με τη διεύθυνση της ροής. Ο *μέσος όρος* και η *μέγιστη διάμετρος* των κλαστών φαίνεται να μένει ίδιος κατά μήκος του ρεύματος σε ορισμένες αποθέσεις ενώ σε άλλες μειώνεται αναλογικά με την απόσταση από την πηγή. Χαρακτηριστικές είναι οι *συναρμολογούμενες δομές* (jigsaw puzzle) μεγάλων εύθραυστων κλαστών που έχουν τεμαχιστεί κατά τη ροή σε μικρότερα τμήματα τα οποία όμως βρίσκονται τόσο κοντά το ένα στο άλλο ώστε να είναι δυνατή η επανασυναρμολόγηση του αρχικού κλάστη. Στις μακρινές αποθέσεις έχουμε συνήθως πιο έντονη ταξινόμηση των αδρομερών λόγω βύθισης στο σώμα της ροής και θραύση των μεγάλων κλαστών λόγω συγκρούσεων κατά τη ροή.

Η προέλευση των αργιλικών στις συνεκτικές ροές συντριμμάτων αποδίδεται στην υδροθερμική εξαλλοίωση των ηφαιστειτών. Η απουσία τους στις μη-συνεκτικές ροές οφείλεται είτε στη μετακίνηση ασύνδετων πρόσφατων ηφαιστειο-οκλαστικών συντριμμάτων, είτε στην πρόκλησή τους από πλημμυρώδη μεγακύματα που διαβρώνουν και μεταφέρουν ποταμο-χειμάρριες αποθέσεις οι οποίες βρίσκονται στα πρηνή των κοιλάδων. Οι αποθέσεις αυτές αποτελούνται κυρίως από κροκάλες, άμμο και ιλύ ενώ τα αργιλικά έχουν μεταφερθεί υπό αιώρηση στα κατώτερα τοπογραφικά μέρη.

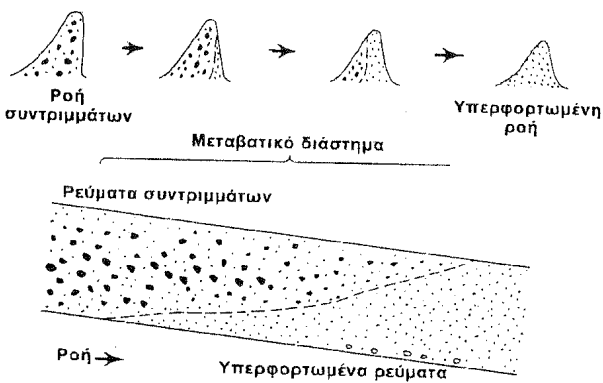
Στις **μη-συνεκτικές ροές συντριμμάτων** το μικρότερο ποσοστό αργιλικών στην κύρια μάζα επιτρέπει την αλληλεπίδραση μεταξύ των κλαστών, με αποτέλεσμα να οδηγούμαστε σε μία κίνηση που παρουσιάζει και χαρακτηριστικά ροής κόκκων (grain flow) (Scott 1988). Έτσι αναπτύσσονται χαρακτηριστικοί ορίζοντες πέλματος (sole layers) (Σχήμα 65), οι κλάστες φτάνουν έως να υποστηρίζονται μεταξύ τους, αναπτύσσουν συχνά ανάστροφη διαβάθμιση και παρατηρείται θραύση των κλαστών λόγω συγκρούσεων μεταξύ τους. Καθίσταται επίσης δυνατή η ανάμιξη με νερά ποταμών και χειμάρρων, γεγονός που οδηγεί στη μετατροπή τους σε υπερφορτωμένες ροές. Στην περιοχή μετάβασης από ροή μη-συνεκτικών συντριμμάτων σε υπερφορτωμένη ροή παρατηρούνται στη βάση του σχηματισμού αποθέσεις υπερφορτωμένης ροής από το ήδη αραιωμένο μέτωπο της ροής και στην οροφή αποθέσεις από το μη αραιωμένο σώμα της ροής συντριμμάτων (Σχήμα 66). Όπως σε όλες τις παρόμοιες περιπτώσεις, το πάχος της απόθεσης υπολείπεται σοβαρά της άνω στάθμης της ροής, η οποία μετακινείται ως κύμα αφήνοντας μια επίστρωση ως ίχνος της μέγιστης στάθμης (high water veneer) πολύ υψηλότερα από την οροφή της απόθεσης.

Οι **υπερφορτωμένες ροές** είναι ροές με φορτίο ιζημάτων που κυμαίνεται μεταξύ 25 και 60% σε όγκο (Scott 1997). Εδώ υπερέχει η αλληλεπίδραση μεταξύ των κόκκων, υπάρχει στροβιλώδης ροή ενώ επιδρούν ακόμα δυνάμεις άνωσης και το σχετικά υψηλό ακόμη όριο διαρροής του μίγματος.

Οι αποθέσεις τους έχουν χαρακτηριστικά που δείχνουν γοργή απόθεση από αιώρηση και έλξη με δομή ενδιάμεση μεταξύ των αποθέσεων ροής συντριμμάτων και ποταμο-χειμάρριων αποθέσεων. Συχνά ομοιάζουν με τις αποθέσεις των αδρόκοκκων υψηλής πυκνότητας τουρβιδιτών (Smith 1986). Οι αδρόκοκκες αποθέσεις υπερφορτωμένων ροών είναι κροκάλες φτωχά ταξινομημένες, υποστηριζόμενες μεταξύ τους με συνήθη την κανονική διαβάθμιση και απουσία ανάστροφης διαβάθμισης στη βάση. Απουσιάζουν οι φακοί στρωμένης άμμου που είναι χαρακτηριστικοί των αντίστοιχων ποταμο-χειμάρριων αποθέσεων. Ο ενδιάμεσος χώρος μεταξύ των ελαφρά λεπτιωμένων κροκάλων καταλαμβάνεται από αδρόκοκκη άμμο και ψηφίδες, ενώ στα ποταμο-χειμάρια καταλαμβάνεται από λεπτή άμμο η οποία έχει διηθηθεί από τις υπερκείμενες αποθέσεις. Η διευθέτηση του μέγιστου άξονα των επιμηκών κλαστών παρουσιάζει διπληθυσμιακή κατανομή με τους μεγάλους κλάστες διευθετημένους κάθετα στη διεύθυνση της ροής και τους μικρότερους παράλληλα με αυτήν. Αυτό τεκμηριώνει την υπόθεση μεταφοράς των μεγαλύτερων κλαστών με έλξη. Οι λεπτόκοκκες αποθέσεις υπερφορτωμένων ροών είναι κυρίως άμμος με φτωχή ταξινόμηση και αδρή οριζόντια στρώση που οφείλε-



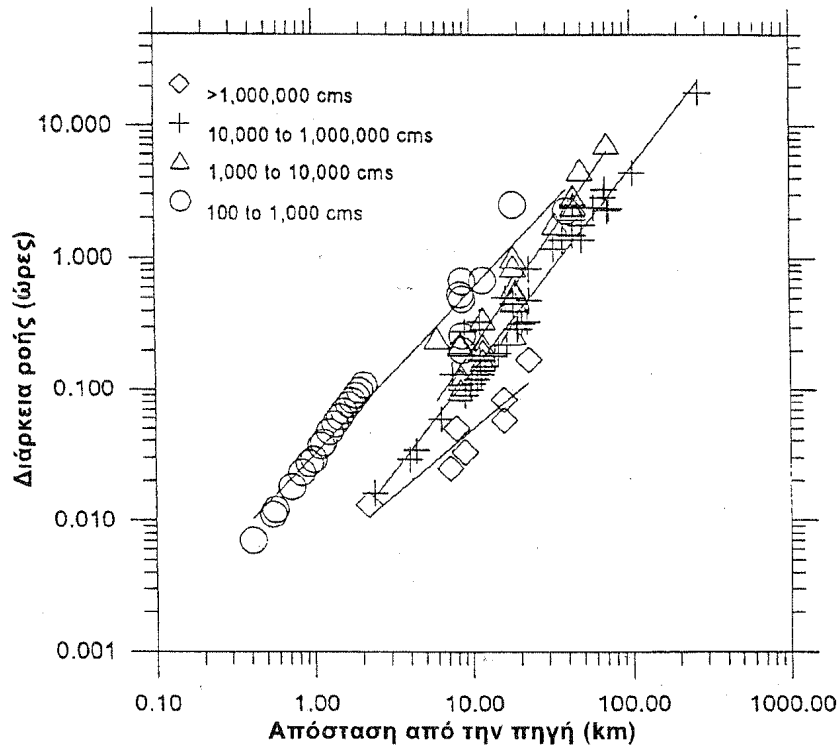
Σχήμα 65. Κατανομή του οριζόντια πέλματος και της επιστρώσης μέγιστης στάθμης του North Folk λαχάρ, κατά την έκρηξη του ηφαιστείου St Helens (ΗΠΑ) το 1980 (από Scott 1988).



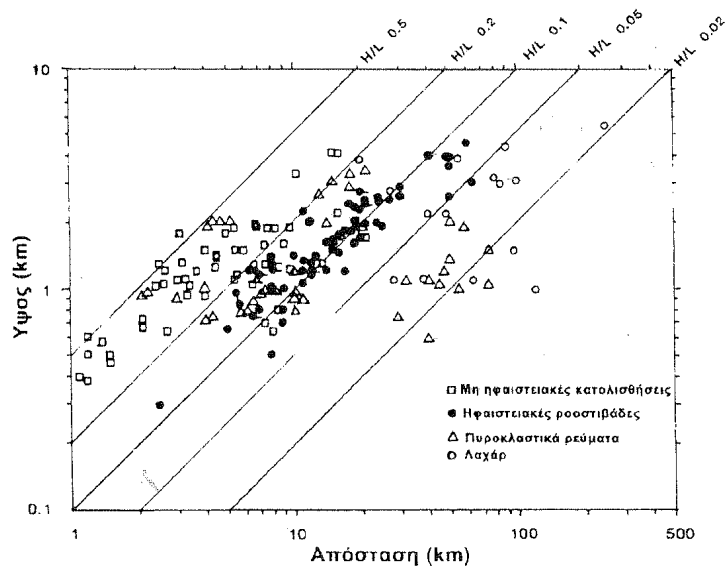
Σχήμα 66. Σχηματική αναπαράσταση της ροής (επάνω) και των προϊόντων που αποθέτει (κάτω) κατά τη μετάβαση από ροή συντριμμάτων σε υπερφορτωμένη ροή (από Scott 1988).

ται στην αλληλοδιαδοχή σχετικά αδρόκοκκων και λεπτόκοκκων οριζόντιων οριζόντων πάχους έως 5 cm οι οποίοι τοπικά αναπτύσσουν ανάστροφη διαβάθμιση. Απουσιάζει η διασταυρούμενη στρώση ενώ παρατηρούνται στηλοειδείς και πινακοειδείς δομές (pillar and dish structures) λόγω διαφυγής του περιεχόμενου νερού μετά το πέρας της απόθεσης. Σε πολλές περιπτώσεις οι αποθέσεις υπερφορτωμένων ροών αποτελούνται από μία άστρωτη αδρομερή, κανονικά διαβαθμισμένη βάση που βαθμιαία περνά σε ένα πιο λεπτόκοκκο ανώτερο μέλος με οριζόντια στρώση.

Οι **ταχύτητες** που κινούνται τα λαχάρ κυμαίνονται από 1 m/s έως και 150 m/s (Scott 1997) (Σχήμα 67). Οι **αποστάσεις** που διανύουν ξεπερνούν τα 100 km και ο φαινομενικός συντελεστής τριβής (apparent coefficient of friction = συντελεστή Heim) κυμαίνεται από 0,1 έως και < 0,02, τιμές όμοιες με αυτές των πυροκλαστικών ροών (Σχήμα 68).



Σχήμα 67. Ταχύτητες κίνησης των λαχάρ, ως σχέση μεταξύ της διάρκειας ροής και της απόστασης που διάνυσε (από Scott 1997).



Σχήμα 68. Φαινομενικός συντελεστής τριβής των λαχάρ και συσχετισμός του με τις πυροκλαστικές ροές, ηφαιστειακές ροοσιβάδες και μη ηφαιστειακές κατολισθήσεις (από Siebert 1984).

11. ΤΑΞΙΝΟΜΗΣΗ ΤΩΝ ΗΦΑΙΣΤΕΙΟΚΛΑΣΤΙΚΩΝ ΑΠΟΘΕΣΕΩΝ

Από τα προηγούμενα κεφάλαια προκύπτει ότι η ταξινόμηση των ηφαιστειοκλαστικών αποθέσεων με βάση τους μηχανισμούς θρυμματοποίησης, μεταφοράς και απόθεσης, δηλαδή η **γενετική ταξινόμηση**, είναι πολύ χρήσιμη καθώς δίνει τη δυνατότητα της άμεσης συσχέτισης των αποθέσεων με τις ηφαιστειακές δράσεις που τις δημιούργησαν, την ιστορία, τα πρότυπα και τους μηχανισμούς δράσης των ηφαιστειακών κέντρων.

Συνοψίζοντας, οι **πυροκλαστικές αποθέσεις** χωρίζονται σε αποθέσεις **πτώσης, ροής και μεγακυματισμού**.

Οι αποθέσεις πτώσης ταξινομούνται με βάση το σχήμα του Walker (1973) (Σχήμα 2.28) και άλλα διαγράμματα (Σχήματα 2.29, 2.19) μέσω των κοκκομετρικών χαρακτηριστικών τους, το πάχος και την έκταση της απόθεσης.

Τα πυροκλαστικά ρεύματα που προέρχονται από κατάρρευση πίδακα πυροκλαστικών ονομάζονται ρεύματα σκωριών, ρεύματα κίσηρης ή πυρομυβρίτες, ρεύματα στάχτης.

Τα πυροκλαστικά ρεύματα που τροφοδοτούνται από την εκρηκτική ή βαρυτική κατάρρευση θόλων ονομάζονται ρεύματα τεμαχών και στάχτης.

Οι αποθέσεις μεγακυματισμού χωρίζονται σε αποθέσεις μεγακυματισμού βάσης, εδάφους και σύννεφου στάχτης με κριτήρια που αναπτύχθηκαν στις σελίδες 39-40.

Οι **επικλαστικές αποθέσεις** ταξινομούνται επίσης με βάση την κοκκομετρία και τους μηχανισμούς μεταφοράς σε συνεκτικά και μη-συνεκτικά ρεύματα συντριμμάτων, λασπορεύματα, υπερφορτωμένα ρεύματα και ποταμο-χειμάρεις αποθέσεις, με κριτήρια που παρατίθενται στις σελίδες 56-60.

Η γενετική όμως ταξινόμηση δεν είναι δυνατή πάντα σε παλιές ηφαιστειοκλαστικές αποθέσεις. Όταν οι αποθέσεις είναι λιθοποιημένες, τεκτονισμένες και υδροθερμικά εξαλλοιωμένες καθίσταται πολλές φορές αδύνατο να γίνουν στοιχειώδεις γενετικές διακρίσεις. Για το λόγο αυτό χρησιμοποιείται μία δεύτερη **λιθολογική ταξινόμηση**. Η λιθολογική ταξινόμηση βασίζεται :

- Στην κοκκομετρία και τη συνολική κατανομή του μεγέθους των κλαστών της απόθεσης
- Τα θραύσματα που αποτελούν τις αποθέσεις και το βαθμό και τον τύπο συγκόλλησής τους

Στον πίνακα 2.IV παρατίθεται η λιθολογική ταξινόμηση των πυροκλαστικών αποθέσεων (Fisher 1961, 1966) ενώ στο διάγραμμα του Σχήματος 69 παρατίθενται οι όροι για τις ενδιάμεσες περιοχές.

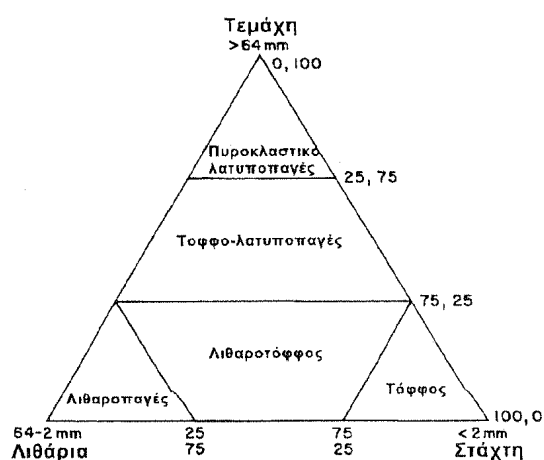
Για τη χρήση των όρων σύναγμα (agglomerate), τόφος (tuff) και τοφφίτης κρίνονται αναγκαίες ορισμένες διευκρινήσεις: **Σύναγμα** θεωρείται μία αδρόκοκκη πυροκλαστική απόθεση που αποτελείται σε μεγάλο ποσοστό από ηφαιστειακές βολίδες. Με τη στενή έννοια του όρου είναι μια απόθεση πτώσης κοντά στον πόρο του ηφαιστείου. Έχει λανθασμένα όμως χρησιμοποιηθεί για κάθε είδους αδρόκοκκες ηφαιστειοκλαστικές αποθέσεις και χρειάζεται προσοχή στην αξιοποίηση της γενετικής έννοιας που περιέχει. Ο όρος **τόφος**, το

Πίνακας 2.IV Λιθολογική ταξινόμηση πυροκλαστικών αποθέσεων (Fisher 1961, 1966)

Κοκκομετρία (mm)	Πυροκλαστικά θραύσματα	Μη λιθοποιημένη απόθεση	Λιθοποιημένη απόθεση
64	Βολίδες / τεμάχια	Πυροκλαστικές λατύπες	Πυροκλ. λατυποπαγές
2	Λιθάρια	Αποθέσεις λιθαριών	Λιθαροπαγές
	Στάχτη	Αποθέσεις στάχτης	Τόφος

λιθοποιημένο ανάλογο μιας απόθεσης στάχτης, έχει επίσης χρησιμοποιηθεί συχνά για αποθέσεις που δεν είναι σίγουρα πυροκλαστικές και χρειάζεται και εδώ προσοχή στην αξιοποίηση της γενετικής έννοιας του όρου. Ο όρος τοφίτης έχει χρησιμοποιηθεί στο παρελθόν για να περιγράψει υποθαλάσσιους ή επαναποθεμένους τόφους. Από τον Schmid (1981) προτείνεται να χρησιμοποιηθεί για τις αποθέσεις που περιέχουν αδιατάρακτα πυροκλαστικά (σε ποσοστό > 50%) μαζί με ιζήματα και επικλαστικά. Τέτοιες αποθέσεις, όπου μπορεί να διαπιστωθεί με σχετική ασφάλεια η μίξη πυροκλαστικών και ιζημάτων – επικλαστικών, είναι μόνο οι οριζόντες ιζημάτων βαθιάς θάλασσας και λιμνών. Εκεί η στάχτη πτώσης καθιζάνει μαζί με τα «φυσιολογικά» αιωρήματα και συναποτίθεται σε λεπτόκοκκα ιζήματα.

Για τις παλιές λιθοποιημένες ηφαιστειοκλαστικές αποθέσεις για τις οποίες δεν είναι δυνατή η γενετική ταξινόμηση χρησιμοποιούνται οι όροι ηφαιστειακό λατυποπαγές και κροκάλοπαγές για τις αδρόκοκκες αποθέσεις ($\Phi > 2 \text{ mm}$) και για τις λεπτόκοκκες ηφαιστειακός ψαμμίτης ($0,0625 < \Phi < 2 \text{ mm}$) και ηφαιστειακός ιλυόλιθος ($\Phi < 0,0625 \text{ mm}$).



Σχήμα 69. Λιθολογική ταξινόμηση των λιθοποιημένων πυροκλαστικών αποθέσεων (από Schmid 1981).

Βιβλιογραφία

- Alibidirov M. and Dingwell D.B. (1996) Magma fragmentation by rapid decompression. *Nature* 380 :146-148
- Alidibirov M. (1995) A model for the May 18, 1980 Mount St.Helens blast. *J.Volcanol. Geotherm. Res.* 66 :217-225
- Bierwirth P.N. (1982) Experimental welding of volcanic ash. Unpubl. B.Sc. Hons. Thesis Monash University.
- Branney M.J. and Kokelaar P. (1992) A reappraisal of ignimbrite emplacement: Progressive aggradation and changes from particulate to non-particulate flow during emplacement of high-grade ignimbrite. *Bull.Volcanol.* 54 :504-520
- Bursik M.I. and Woods A.W. (1996) The dynamics and thermodynamics of large ash flows. *Bull.Volcanol.* 58 :175-193
- Carey S.N. and Sigurdsson H. (1985) The May 18, 1980 eruption of Mount St Helens 2. Modeling of dynamics of the plinian phase. *J. Geophys. Res.* 90 : 2948-2958
- Carey S.N. and Sparks R.S.J. (1986) Quantitative models of the fallout and dispersal of tephra from volcanic eruption columns. *Bull.Volcanol.* 48 :109-125
- Carmichael I.S.E. (1979) Glass and glassy rocks In: "The evolution of the igneous rocks. Yoder H.S.Jr. Ed Princeton Univ. Press, Princeton : 233-244
- Cas R.A.F. and Wright J.V. (1987) Volcanic succession. Modern and ancient. Allen and Unwin, London 528 pp.
- Druitt T.H. (1998) The eruption transport and sedimentation of pyroclastic flows. *Geol. Soc. London Spec.Publ.* 145 :147-200 In: *The Physics of Explosive Volcanic Eruptions.* J.S. Gilbert and R.S.J. Sparks Eds
- Fink J.H. and Kiefer S.W. (1993) Estimate of pyroclastic flow velocities resulting from explosive decompression of lava domes. *Nature* 363 :612-615
- Fisher R.V. and Schmincke H.U. (1984) *Pyroclastic Rocks* Springer-Verlag Berlin 472 pp.
- Fogel R. and Rutherford M.J. (1990) The solubility of carbon dioxide in rhyolitic melts; a quantitative FTIR study *American Mineralogist* 75 : 1311-1326
- Francis P. (1993) *Volcanoes: a planetary perspective* Clarendon Press, Oxford 443 pp.
- Freudt A. (1999) Formation of high grade ignimbrites II: A pyroclastic suspension current model with implications also for low-grade ignimbrites. *Bull.Volcanol.* 60 : 545-567
- Freudt A. (1998) The formation of high grade ignimbrites, I: Experiments on high- and low-concentration transport systems containing sticky particles. *Bull.Volcanol.* 59 :414-435
- Freundt A. and Rosi M. (Eds) (1998) From magma to tephra. Modelling physical processes of explosive volcanic eruptions Elsevier 318 pp.
- Fujii T. and Nakada S. (1999) The 15 September 1991 pyroclastic flow at Unzen Volcano (Japan): a flow model for associated ash cloud surges *J. Volcanol. Geotherm. Res.* 89 : 159-172
- Gilbert G. and Sparks R.S.J. (Eds) (1998) *The Physics of Explosive Volcanic eruptions.* Geol.Soc.London Spec.Publ. 145 186 pp.
- Hampton M.A. (1979) Buoyancy in debris flows. *J. Sedim. Petrol.* 49 : 953-958
- Hay R.L. (1959) Formation of the cristal-rich glowing avalanche deposits of St. Vincent, B.W.I. *J. Geol.* 67 : 540-562
- Hay R.L. Hidreth W. and Lambe R.N. (1979) Globule ignimbrite of Mount Suswa, Kenya. *Geol. Am. Soc. Spec.Pap.* 180 :167-176 Ash flow tuffs
- Huppert H.E. Turner J.S. Carey S.N. Sparks R.S.J. and Hallworth M.A. (1986) A laboratory simulation of pyroclastic flows down slopes. *J.Volcanol. Geotherm. Res.* 30 :179-199
- Hurwitz S. and Navon O. (1994) Bubble nucleation in rhyolitic melts: experiments at high pressure, temperature and water content. *Earth Planet. Sci. Lett.* 122 :267-280
- Inman D.L. (1952) Measures of describing the size distribution of sediments *J. Sed. Petrol.* 22 : 125-145
- Kennedy G.C. (1955) Some aspects of the role of the water in rock melts *Geol. Soc. Amer. Sp. Paper* 62 : 489-504
- Kushiro I. Yoder H.S.Jr. and Mysen B.O. (1976) Viscosities of basalt and andesite melts at high pressures *J. Geophys. Res.* 81 : 6351-6356
- Lacroix A. (1904) *La montagne Pelee et ses eruptions.* Paris: Masson.
- Mader H.M. Phillips J.C. Sparks R.S.J. and Sturtevant B (1994) Dynamics of explosive degassing of magma; Observations of fragmenting two-phase flows. *J.Geophys.Res.* 101 :5547-5560
- Mader H.M. Phillips J.C. Sparks R.S.J. and Sturtevant B. (1996) Dynamics of explosive degassing
- Marshall P. (1935) Acid rocks of the Taupo-Rotorua volcanic district. *Trans. R. Soc. N.Z.* 64 : 323-366
- Moriya I (Ed) (1984) Aerial photographs of volcanic landforms in Japan The Volcanological Society of Japan, The University of Tokyo Press. 194 pp.
- Murace T. and McBirney A.R. (1973) Properties of some common igneous rocks and their melts at high temperatures *Geol. Soc. Amer. Bull.* 84 : 3563-3592
- Neri A. Papale P. and Macedonio G. (1998) The role of magma composition and water content in explosive eruptions. *J. Volcanol.Goetherm. Res.* 87 :95-115 Pyroclastic dispersion dynamics
- Newhall C.G. and Self S. (1982) The Volcanic Explosivity Index (VEI): an estimate for explosive magnitude for historic volcanism. *J. Geophys. Res.* 87 : 1231-1238
- Ninkovich D. Sparks R.S.J. and Ledbetter M.J. (1978) The exceptional magnitude and intensity of the Toba eruption, Sumatra: an exmple of the use of deep-sea tephra layers as a geological tool. *Bull. Volcanol.* 41 : 286-298
- Pierson T.C. Daag A.S. Delos Reyes P.J. Regalado M.T.M. Solidum R.U. and Tubianosa B.S. (1996) Flow and Deposition of Posteruption Hot Lahars on the East Side of Mount Pinatubo, July-October 1991 In: *FIRE and MUD Eruptions and Lahars of Mount Pinatubo, Philippines* Newhall C.G. Punongbayan R.S Eds Philippines Institute of Volcanology and Seismolog, and University of Washington press : 921-950
- Pyle D.M. (1989) The thickness, volume and grainsize of tephra fallout deposites. *Bull.Volcanol.* 51 :1-15

- Richardson S. (1978) The geology of southern Lipari, with particular reference to the rhyolitic tholoids in the extreme south of the island. Unpubl. B.Sc. Thesis, University of Leeds.
- Schmid R. (1981) Descriptive nomenclature and classification of pyroclastic deposits and fragments: recommendations of the IUGS Subcommittee on the Systematics of Igneous Rocks. *Geology* 9 : 41-43
- Schminche H.U. (1977) Eifel-Vulcanismus ostlich des Gebietes Rieden-Mayen. *Fortschr. Miner.* 55 : 1-31
- Scott K.M. (1988) Origins, Behavior, and Sedimentology of Lahars and Lahar-Runout Flows in the Toutle-Cowlitz River System, Mount St Helens, Washington U.S.G.S. Prof. Paper 1447 - A
- Scott K.M. (1997) Flow hazards at volcanoes - Debris avalanches, debris flows (lahars) and grain flows - Their origin, behavior, and risk assessment based on paleohydrology and sedimentology. Course in the IAVCEI General Assembly, Puerto Valarta, Mexico.
- Self S. Wilson L. and Naim L. (1979) Vulcanian eruption mechanisms *Nature* 277 : 440-443
- Sheridan M.F. and Wohletz K.H. (1983) Hydrovolcanism: Basic considerations and review. *J. Volcanol. Geotherm. Res.* 17 : 1-29
- Siebert L. (1984) Large volcanic debris avalanches: characteristics of source areas, deposits and associated eruptions. *J. Volcanol. Geotherm. Res.* 22 : 163-197
- Smith G.A. (1986) Coarse-grained nonmarine volcanoclastic sediment: Terminology and depositional process. *Geol. Soc. Amer. Bull.* 97 : 1-10
- Smith G.A. and Fritz W.J. (1989) Penrose Conference Report: Volcanic influences on terrestrial sedimentation. *Geology* 17 : 375-376
- Smith R.L. (1960) Ash flows. *Geol. Soc. Am. Bull.* 71 : 95-842
- Sparks R.S.J. (1976) Grain size variations in ignimbrites and implications for the transport of pyroclastic flows. *Sedimentology* 3 : 147-188
- Sparks R.S.J. (1978) The dynamics of bubble formation and growth in magmas, a review and analysis. *J. Volcanol. Geotherm. Res.* 3 : 1-37
- Sparks R.S.J. (1986) The dimensions and dynamics of volcanic eruption columns. *Bull. Volcanol.* 48 : 3-15
- Sparks R.S.J. Bursik M.I. Ablay G.J. Thomas R.M.E. and Carey S.N. (1992) Sedimentation of tephra by volcanic plumes II. Controls on thickness and grain-size variations of tephra fall deposits. *Bull. Volcanol.* 54 : 685-695
- Sparks R.S.J. Bursik M.I. Carey S.N. Gilbert J.S. Glaze L.S. Sigurdsson H. and Woods A.W. (1997) Volcanic plumes. John Wiley and Sons, Chichester, England 574 pp.
- Ui T. Matsuwo N. Sumita M. and Fujinawa A. (1999) Generation of block and ash flows during the 1990-1995 eruption of Unzen Volcano, Japan. *J. Volcanol. Geotherm. Res.* 89 : 123-137
- van Bemmelen R.W. (1949) The geology of Indonesia and adjacent archipelago. The Hague: Government Printing Office.
- Walker G.P.L. (1971) Grain-size characteristics of pyroclastic deposits *J. Geology* 79 : 696-714
- Walker G.P.L. (1973) Explosive volcanic eruptions - a new classification scheme. *Geol. Rundsch.* 62 : 431-446
- Walker G.P.L. (1980) The Taupo pumice: product of the most powerful known (ultraplinian) eruption? *J. Volcanol. Geotherm. Res.* 8 : 69-94
- Walker G.P.L. and Croasdale R. (1971) Two plinian-type eruptions in the Azores *J. Geol. Soc. London* 127 : 17-55
- Williams H. and McBirney A.R. (1979) *Volcanology* San Francisco : Freeman Cooper. 397 pp.
- Wilson C.J.N. (1980) The role of fluidization in the emplacement of pyroclastic flows: An experimental approach. *J. Volcanol. Geotherm. Res.* 8 : 231-249
- Wilson C.J.N. (1984) The role of fluidization in the emplacement of pyroclastic flows, 2: Experimental results and their interpretation. *J. Volcanol. Geotherm. Res.* 20 : 55-84
- Wilson C.J.N. (1986) Pyroclastic flows and ignimbrites *Science Progress Oxford* 70 : 171-207
- Wilson L. (1980) Relationships between pressure, volatile content and ejecta velocity in three types of volcanic explosions. *J. Volcanol. Geotherm. Res.* 8 : 297-313
- Wilson L. Sparks R.S.J. and Walker G.P.L. (1980) Explosive volcanic eruption, IV: The control of magma properties and conduit geometry on eruption column behavior. *Geophys. J. Roy. Astronom. Soc.* 63 : 117-148
- Wilson L. Sparks R.S.J. Huang T.C. and Watkins N.D. (1978) The control of volcanic column heights by eruption energetics and dynamics. *J. Geophys. Res.* 83 : 1829-1836
- Wilson M. (1989) *Igneous petrogenesis: A Global Tectonic Approach.* Unwin Hyman, London 466 pp.
- Wohletz K.H. and Sheridan M.F. (1979) A model of pyroclastic surge. *Geol. Am. Soc. Spec. Pap.* 180 : 177-194 C.E. Chapin and W.E. Elston Ash-flow units
- Wohletz K.H. and Sheridan M.F. (1983) Hydrovolcanic explosions II. Evolution of basaltic tuff rings and tuff cones. *Amer. J. Sci.* 283 : 385-412
- Wohletz K.H. and Sheridan M.F. (1983) Hydrovolcanism: basic considerations and review. *J. Volcanol. Geotherm. Res.* 17 : 1-29
- Woods A.W. (1988) The fluid dynamics and thermodynamics of eruption columns. *Bull. Volcanol.* 50 : 169-193
- Woods A.W. and Bursik M.I. (1991) Particle fallout, thermal disequilibrium and volcanic plumes. *Bull. Volcanol.* 53 : 559-570
- Zimanowski B. (1998) Phreatomagmatic Explosions In: "From Magma to Tephra" Freundt A. and Rosi M. Eds Elsevier : 25-53

12. Η ΚΑΙΝΟΖΩΙΚΗ ΗΦΑΙΣΤΕΙΟΤΗΤΑ ΣΤΟΝ ΕΛΛΑΔΙΚΟ ΧΩΡΟ

Οι επιφανειακές εκδηλώσεις της μαγματικής δράσης, η ηφαιστειακή δραστηριότητα, εκδηλώνεται στον Ελλαδικό χώρο κατά το μεγαλύτερο μέρος της Καινοζωικής εποχής. Οι πρώτες εκδηλώσεις ηφαιστειακής δράσης καταγράφονται στην Ανατολική Μακεδονία και Θράκη, κατά το Ανώτερο Ηώκαινο, και οι τελευταίες εκρήξεις του ηφαιστείου της Σαντορίνης (1925-1928, 1939-1941, 1950) έχουν πλήθος μάρτυρες εν ζωή.

Συνθέτοντας τα υπάρχοντα στοιχεία για το χώρο και το χρόνο εκδήλωσης της ηφαιστειότητας και τα πετροχημικά χαρακτηριστικά των προϊόντων της (Fytikas et al. 1984, Christophides et al. 1998, Pe-Piper & Piper 2002, Vougioukalakis et al. 2002, και συμπεριλαμβανόμενες αναφορές) είναι πρόδηλη η ύπαρξη μαγματικών επαρχιών που κατανέμονται ηλικιακά από Βορά προς Νότο και έχουν οριοθετηθεί σχηματικά στο σχήμα 70. Στο ίδιο σχήμα προβάλλονται και οι θέσεις των 41 ηφαιστειακών και 19 πλουτωνικών συμπλεγμάτων στα οποία ομαδοποιήθηκαν τα διάφορα μαγματικά κέντρα, κυρίως με βάση τη συνέχεια και συνάφεια της δράσης τους στο χώρο και το χρόνο.

12.1 Ηλικία των ηφαιστιτών

Στα διαγράμματα του σχήματος 71 προβάλλεται το εύρος των απόλυτων ηλικιών που έχουν δημοσιευθεί για τους Ελληνικούς Καινοζωικούς ηφαιστίτες και έχουν επιτευχθεί στην τεράστια πλειοψηφία τους με τη μέθοδο K-Ar.

Στο διάγραμμα του σχήματος 71α, όπου προβάλλεται το εύρος της ηλικίας εκδήλωσης της ηφαιστειακής δράσης ανά ηφαιστειακή επαρχία, προβλήθηκαν επίσης οι ηλικίες από τις ηφαιστειακές επαρχίες της Κεντρικής Ροδόπης για να σχηματιστεί ολοκληρωμένη εικόνα της έναρξης της ηφαιστειακής δράσης. Από τα υπάρχοντα στοιχεία προκύπτει ότι η ηφαιστειακή δραστηριότητα στην περιοχή ήταν συνεχής από το Ανώτερο Ηώκαινο (38 Ma) έως σήμερα. Μόνο κατά το Σερραβάλιο, μεταξύ 13,2 και 10,7 Ma, φαίνεται να υπάρχει ένα μικρό χρονικό διάστημα χωρίς ηφαιστειακή δράση.

Η πρώτη Καινοζωική ηφαιστειακή δραστηριότητα στον ελλαδικό χώρο εκδηλώνεται στο Ανω Ηώκαινο, όπως πιστοποιείται από την παρουσία ηφαιστειοκλαστικών οριζόντων οι οποίοι παρεμβάλλονται σε αντίστοιχης ηλικίας ιζήματα της Ανατολικής Μακεδονίας και Θράκης. Οι ραδιοχρονολογήσεις ηφαιστιτών της Κεντρικής Ροδόπης (νότια Βουλγαρία) δίνουν μέγιστες ηλικίες 38 Ma (Bozkov et al. 1985). Στο χερσαίο ελλαδικό χώρο της Ανατολικής Μακεδονίας και Θράκης οι ραδιοχρονολογήσεις δίνουν ηλικίες από 35 έως 23,6 Ma, ενώ κυρίως στα νότια του χώρου αυτού και στη Σαμοθράκη καταγράφονται ηλικίες έως 19 Ma (Eleftheriadis et al. 1994, Christophides et al. 2001), επιβεβαιώνοντας την τάση μετανάστευσης της ηφαιστειακής δράσης προς τα νότια.

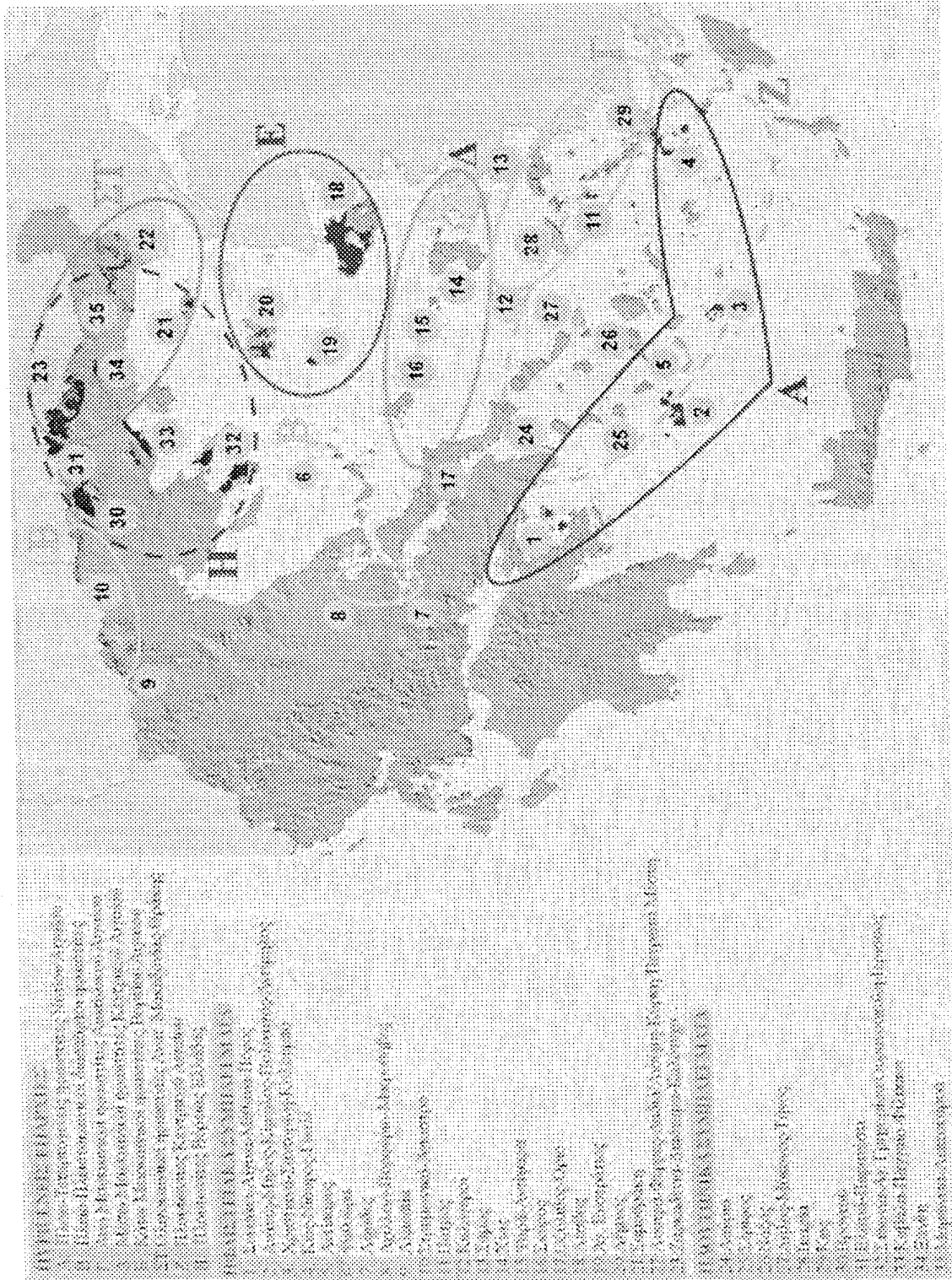
Στα νησιά του βορείου Αιγαίου (Λήμνος, Αγ. Ευστράτιος, Λέσβος) έντονη ηφαιστειακή δράση εκδηλώνεται μεταξύ 23,2 και 16,2 Ma, με τα νεότερα προϊόντα και πάλι στο νοτιότερο τμήμα, τη Λέσβο.

Στην περιοχή της Εύβοιας (Οξύλιθος) και των νήσων του κεντρικού Αιγαίου (Σκύρος, Ψαρά, Χίος) εκδηλώνεται μικρής έκτασης ηφαιστειακή δράση μεταξύ 17,7 και 13,2 Ma.

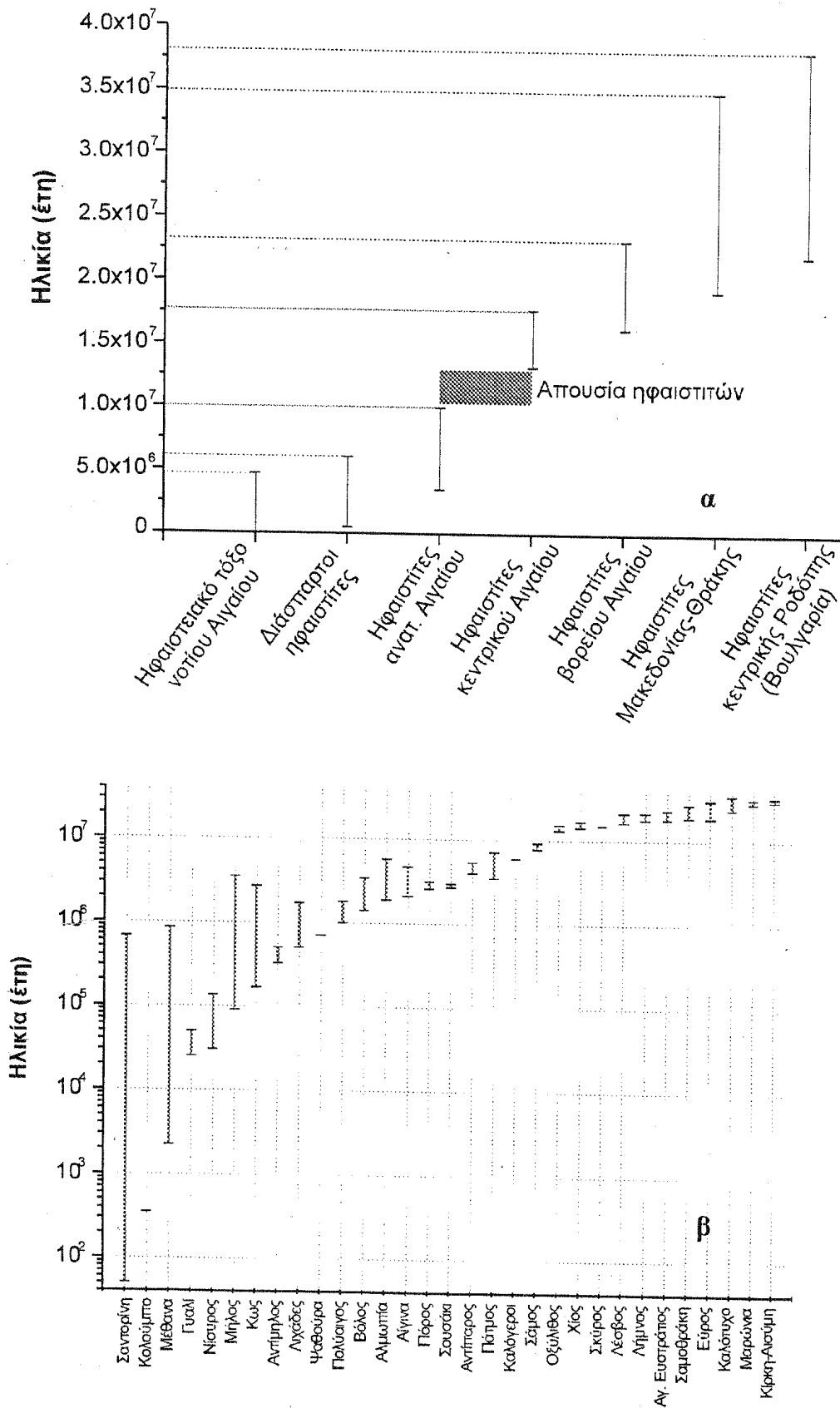
Μεταξύ 13,2 και 10,7 Ma δεν έχει καταγραφεί έως σήμερα κάποια ηφαιστειακή δράση στον ελλαδικό χώρο. Το κενό αυτό δεν αποκλείεται να οφείλεται στην έλλειψη επαρκών γεωχρονολογήσεων.

Στα νησιά του ανατολικού Αιγαίου (Καλόγεροι, Σάμος, Πάτμος και Κως) εκδηλώνεται ηφαιστειακή δραστηριότητα μεταξύ 10,7 και 5,6 Ma. Μόνο στην Πάτμο η ηφαιστειακή δράση φτάνει έως τα 3,5 Ma.

Στο Πλειο-Τεταρτογενές εκδηλώνεται έντονη ηφαιστειακή δραστηριότητα στον ελλαδικό χώρο, και διαχωρίζεται σε δύο κατηγορίες: Η πρώτη, μία διάσπαρτη ηφαιστειότητα, που



Σχήμα 70. Καινοζωικές μαγματικές επαρχίες και συμπλέγματα στον Ελλαδικό χώρο. Οι διάσπαρτοι Πλειο-Τεταρτογενείς ηφαιστίτες δεν αποτελούν πυργενή επαρχία ss

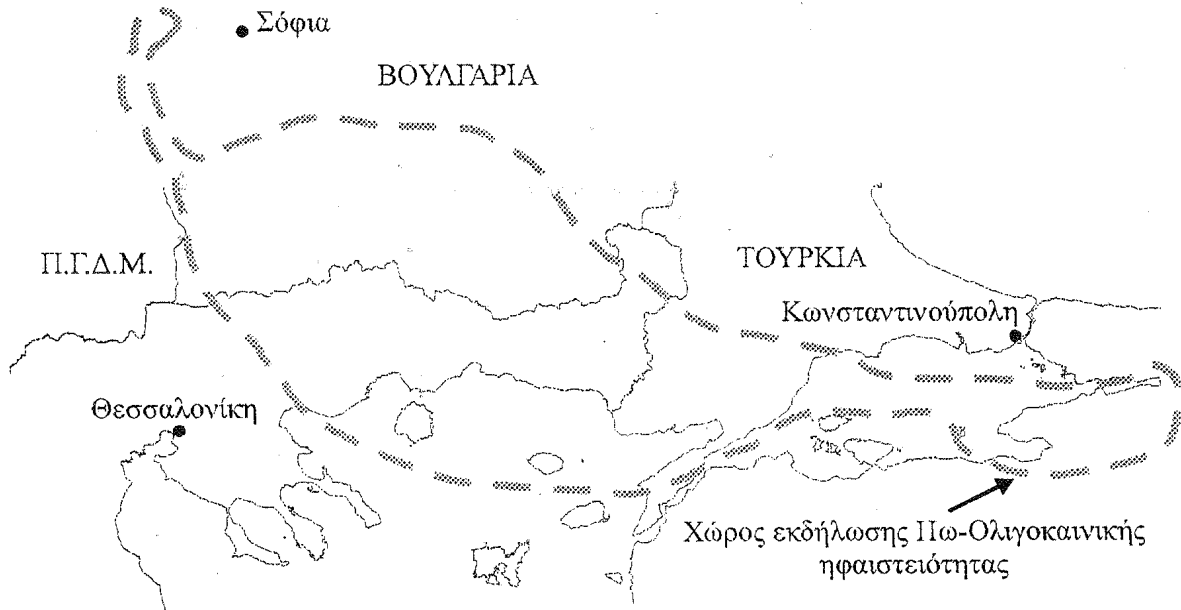


Σχήμα 71. Διαγράμματα διακόμανσης των ηλικιών των Καινοζωικών ηφαιστιτών της Ελλάδας κατά επαρχία (α) και σύμπλεγμα (β).

εστιάζεται κύρια στον ορεινό όγκο του Βόρα και τις νότιες ακτές του Παγασητικού, έχει ηλικία μεταξύ 6 και 0,5 Ma. Η δεύτερη και σημαντικότερη, εστιάζεται στο ενεργό ηφαιστειακό τόξο του νοτίου Αιγαίου, από το Σουσακι έως τη Νίσυρο. Οι παλαιότερες ηφαιστειακές δράσεις εδώ έχουν ηλικία 4,7 Ma, ενώ ιστορικές ηφαιστειακές εκρήξεις έχουν καταγραφεί στα Μέθανα (282 π.Χ.) και τη Σαντορίνη (τελευταία το 1950). Ιστορικές υδροθερμικές εκρήξεις έχουν καταγραφεί στη Μήλο (16^ο αιώνα) και τη Νίσυρο (η τελευταία το 1887).

Οι μεγαλύτερες ηλικίες των πλουτωνιτών της βόρειας Ελλάδας καταγράφονται στη Χαλκιδική, Ιερισσό και Ελατιά (52-44 Ma). Οι επικρατούσες ηλικίες είναι 35-25 Ma, ενώ τα νεότερα σώματα εντοπίζονται στην Καβάλα (21 Ma) και Σαμοθράκη (18,5 Ma) (Pe-Piper et al. 1998 και σχετικές αναφορές).

Οι πλουτωνίτες του κεντρικού Αιγαίου έχουν ηλικία μεταξύ 17 και 8,5 Ma, με τους παλαιότερους στην Ικαρία και τους νεότερους στη Σέριφο (Pe-Piper & Piper 2002 και σχετικές αναφορές).



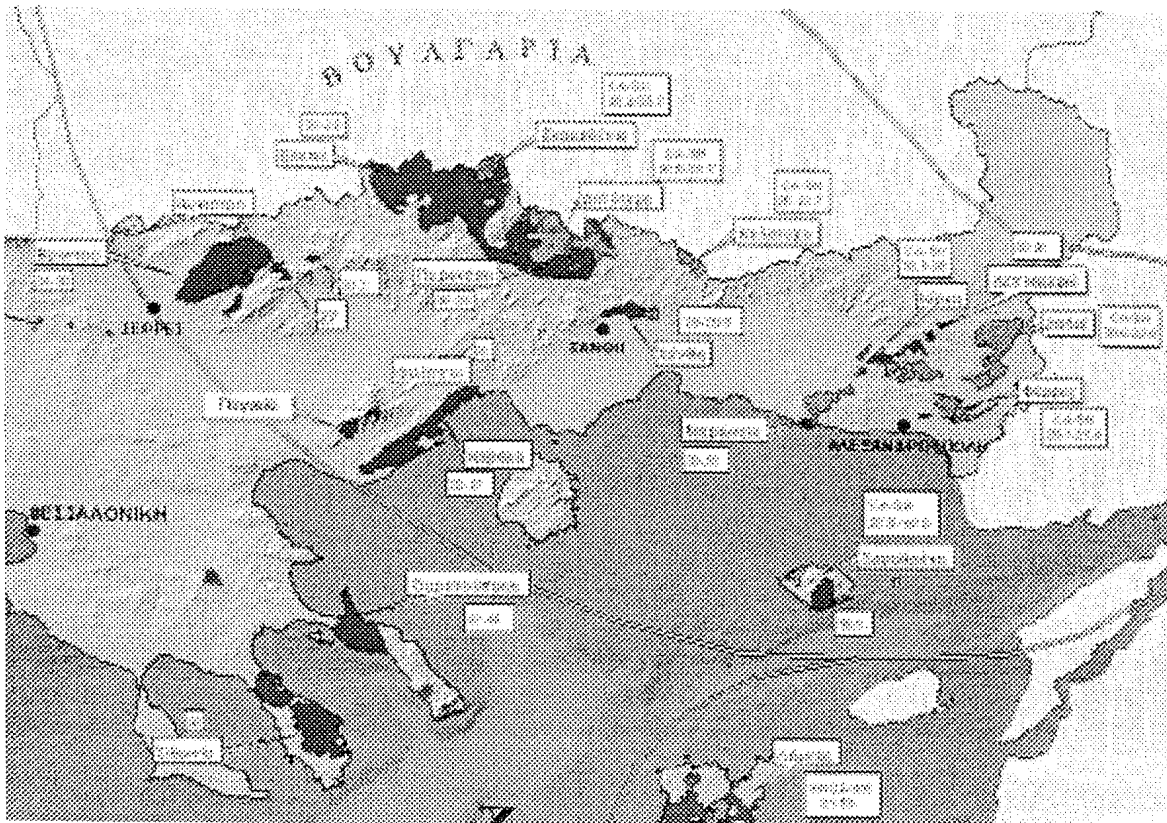
Σχήμα 72. Ζώνη κατανομής των Άνω Ηώκαινικών – Ολιγοκαινικών ηφαιστιτών στην βόρεια Ελλάδα και τις εγγύς περιοχές.

12.2 Ηφαιστειακές επαρχίες:

12.2.1. Ανατολική Μακεδονία – Θράκη

Κατά το Ανώτερο Ηώκαινο, παράλληλα με την έναρξη της εκτατικής κατάρρευσης του ορογενούς που έχει οικοδομηθεί στην ευρύτερη περιοχή της Ροδόπης (Kiliias & Mountrakis 1998 και συμπεριλαμβανόμενες αναφορές), αρχίζει η εκδήλωση ηφαιστειακής δραστηριότητας. Τα ηφαιστειακά κέντρα κατανέμονται σε μια ζώνη μήκους 2.000 χιλιομέτρων, με διεύθυνση Ανατολή-Δύση, που εκτείνεται πέραν της Αν. Μακεδονίας και Θράκης στην Κεντρική και Ανατολική Ροδόπη καθώς και σε μέρος της Ευρωπαϊκής Τουρκίας (Σχ. 72). Στον Ελλαδικό χώρο η ηφαιστειακή δράση οικοδομεί τα συμπλέγματα Ζαρκαδένια, Διπόταμα, Καλότυχο, και στην περιοχή του Εύρου τα Πετρωτά-Μέστη, Κίρκη-Αισύμη και Λουτρά-Φέρρες-Δαδιά (Σχ. 73). Η Σαμοθράκη βρίσκεται στα όρια μεταξύ των ηφαιστειακών επαρχιών Αν. Μακεδονίας – Θράκης και Βορείου Αιγαίου. Εδώ θεωρούμε ότι η «Παλιά σειρά» ηφαιστιτών της Σαμοθράκης (Eleftheriadis et al. 1994), ανήκει στην πρώτη επαρχία τόσο λόγω ηλικίας (27,5-22,7 Ma) όσο και λόγω γεωχημικής συνάφειας (συμπεριλαμβάνει χαμηλές σε κάλιο λάβες).

Άνω Ηώκαινοί ηφαιστίτες έχουν καταγραφεί ως ηφαιστειοκλαστικές ενστρώσεις στα σε αντίστοιχης ηλικίας μολασσικά ιζήματα της περιοχής. Περιορισμένης έκτασης ανδεσιτικές

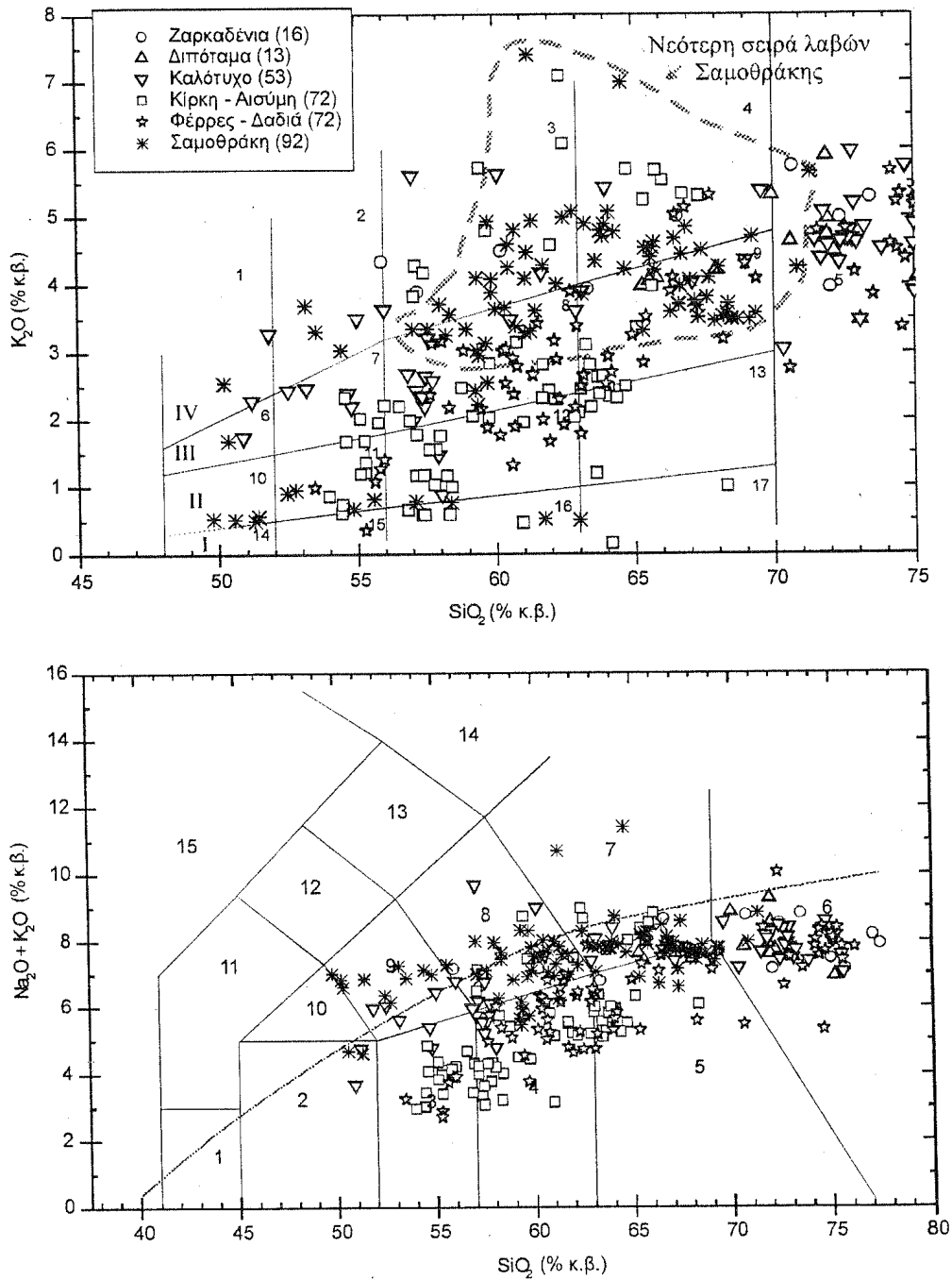


Σχήμα 73. Τα μαγματικά συμπλέγματα Αν. Μακεδονίας – Θράκης. Μόβ: πλουτωνίτες, καφέ: ηφαιστίτες, αριθμοί: ηλικίες σε Ma, CA-SH: ασβεσταλκαλική σειρά - σοσονιτική σειρά.

λάβες έχουν θεωρηθεί επίσης Πριαμπόνιου ηλικίας (Skarpelis et al. 1987). Όλα τα υπόλοιπα ηφαιστειακά προϊόντα έχουν Ολιγοκαινική ηλικία. Το μεγαλύτερο μέρος των προϊόντων του Δυτικού και Κεντρικού τμήματος είναι ηφαιστειοκλαστικές αποθέσεις από έντονα εκρηκτική ηφαιστειακή δράση (μεγάλες πυρομβριτικές ενότητες) και τη μετέπειτα ταχεία διάβρωση και επαναπόθεση των προϊόντων της (λασπορεύματα). Στα ανατολικά συμπλέγματα αντίθετα, επικρατούν οι θόλοι και τα ρεύματα λάβας.

Στο σχήμα 74 προβάλλονται 318 δείγματα από τους ηφαιστίτες αυτής της επαρχίας στα διαγράμματα ταξινόμησης K_2O-SiO_2 των Peccerillo & Taylor (1976) και $Na_2O+K_2O-SiO_2$ (TAS των Le Maitre et al. 1989) (Vougioukalakis et al. 2002). Από αυτά θα πρέπει να εξαιρεθούν 70 από τα δείγματα της Σαμοθράκης που ανήκουν στην υψηλή σε κάλιο ασβεσταλκαλική και τη σοσονιτική σειρά του διαγράμματος K_2O-SiO_2 , καθώς πρόκειται για την κάτω-Μειοκαινικής ηλικίας «νεώτερη σειρά λαβών» (Eleftheriadis et al. 1994) και θεωρούνται εδώ ότι ανήκουν στην κάτω-Μειοκαινική επαρχία ηφαιστιτών του Βορείου Αιγαίου. Το SiO_2 κυμαίνεται από 49 έως 78% κ.β., καλύπτοντας όλο το φάσμα διακύμανσης από βασάλτη έως ρυόλιθο. Τα πλέον βασικά προϊόντα συναντώνται στη Σαμοθράκη και το Καλότυχο. Παρά την έντονη διασπορά των δειγμάτων στο διάγραμμα K_2O-SiO_2 , διακρίνεται μια τάση παρουσίας χαμηλών σε κάλιο προϊόντων κατά τη μετάβαση από βορά προς νότο, και από τα παλαιότερα προς τα νεότερα προϊόντα.

Οι Yanev et al. (1998), εξετάζοντας το σύνολο των ηφαιστειακών προϊόντων του ανατολικού άκρου αυτής της ηφαιστειακής επαρχίας σε Βουλγαρία και Ελλάδα, καταλήγουν στο συμπέρασμα ότι η ηφαιστειακή δράση παρουσιάζει μια μετανάστευση από βορά προς νότο, με παράλληλη μείωση του όγκου των ηφαιστιτών και των ποσοστών του K_2O στα ενδιάμεσα και βασικά προϊόντα. Εντοπίζεται μία πληθυσμιακή διπολικότητα κατανομής των δειγμάτων σε ότι αφορά στο περιεχόμενο SiO_2 , με μέγιστα στους ανδεσίτες/λατίτες και στους ρυολίθους. Τα γεωχημικά και ισοτοπικά χαρακτηριστικά των ηφαιστιτών στηρί-

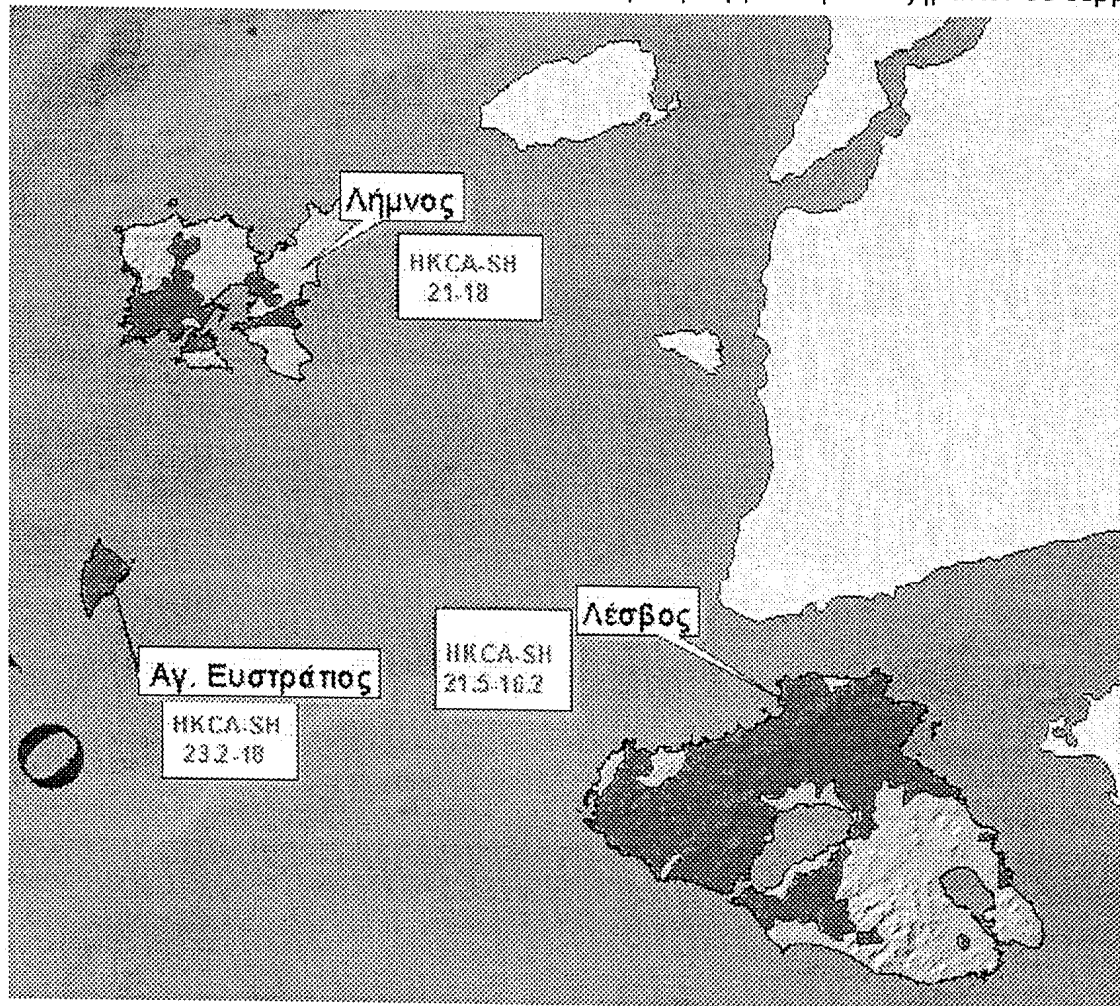


Σχήμα 74. Διαγράμματα ταξινόμησης των Ολιγοκαινικών ηφαιστιτών της Αν. Μακεδονίας και Θράκης. Επάνω :K₂O-SiO₂ (Peccerillo & Taylor 1976) : I: Θολεϊτική σειρά, II: Ασβεσταλκαλική σειρά, III: Υψηλή σε κάλιο ασβεσταλκαλική σειρά, IV: Σοσονιτική σειρά. 1: Σοσονιτικοί βασάλτες, 2: Σοσονίτες, 3: Λατίτες, 4: Τραχείτες, 5: Ρυόλιθοι, 6: Υψηλοί σε κάλιο (ΥΚ) ασβεσταλκαλικοί βασάλτες, 7: ΥΚ βασαλτικοί ανδεσίτες, 8: ΥΚ ανδεσίτες, 9: ΥΚ Δακίτες, 10: Ασβεσταλκαλικοί βασάλτες, 11: Βασαλτικοί ανδεσίτες, 12: Ανδεσίτες, 13: Δακίτες, 14: Θολεϊτικοί βασάλτες, 15: Σιδηροβασάλτες, 16: Θολεϊτικοί ανδεσίτες, 17: Χαμηλοί σε κάλιο δακίτες. Κάτω: TAS (Le Maitre et al. 1989) 1: Πικριτικοί βασάλτες, 2: Βασάλτες, 3: Βασαλτικοί ανδεσίτες, 4: Ανδεσίτες, 5: Δακίτες, 6: Ρυόλιθοι, 7: Τραχείτες (Δυν. Χαλαζίας <20%) - Τραχειδακίτες (Δυν. Χαλαζίας >20%), 8: Τραχειανδεσίτες, 9: Βασαλτικοί τραχειανδεσίτες, 10: Τραχειβασάλτες, 11: Τεφρίτες (Δυν. Ολιβίνης <10%) - Βασανίτες (Δυν. Ολιβίνης >10%), 12: Φωνοτεφρίτες, 13: Τεφριφωνόλιθοι, 14: Φωνόλιθοι, 15: Φοϊδίτες.

ζουν την υπόθεση ότι τα βασικά πρωτογενή μάγματα της επαρχίας αυτής προέρχονται από μανδυακή πηγή ετερογενώς εμπλουτισμένη σε συστατικά προερχόμενα από υποβυθισμένη λιθόσφαιρα. Η γένεση του τήγματος θεωρείται ως μια διαδικασία οφειλόμενη στη λιθοσφαιρική λέπτυνση (delamination) που έλαβε χώρα μετά την κύρια ορογενετική φάση στην περιοχή, με κριτήριο κυρίως την διπληθυσμιακή κατανομή του περιεχόμενου στους ηφαιστίτες SiO_2 , η οποία διαφέρει από τις συνήθεις μονοπληθυσμιακές κατανομές των συνδεδεμένων με υποβύθιση μαγμάτων (Von Blanckenbourg & Davies 1995).

Στην ίδια περιοχή της Ανατολικής Μακεδονίας και Θράκης εμφανίζεται και μια σειρά πλουτωνικών σωμάτων (Σχ. 73) που ως ηλικία, θέση και γεωχημική συνάφεια σχετίζονται άμεσα με τους Ολιγοκαινικούς ηφαιστίτες (Pe-Piper et al. 1998 και συμπεριλαμβανόμενες αναφορές). Εξαιρέση αποτελούν οι Ηωκαινικοί πλουτωνίτες της Σιθωνίας, Ουρανούπολης, Ιερισσού και Ελατίας οι οποίοι θεωρούνται προϊόν μαγματικής δράσης σε περιβάλλον υποβύθισης τύπου Άνδεων, κατά την τελευταία φάση κλεισίματος της ζώνης του Αξιού (D'Amico et al. 1990, Christophides et al 2001). Η μελέτη της κινηματικής της παραμόρφωσης των πλουτωνιτών (Kiliás & Mountrakis 1998) κατέληξε στο συμπέρασμα ότι διεξήδυσαν κατά τη διάρκεια ενός υπο-οριζόντιου εκτατικού πεδίου τάσεων του φλοιού με διεύθυνση ΒΑ-ΝΔ που οδηγεί στη λέπτυνση και ανύψωση του φλοιού.

Πρέπει τέλος να παρατεθούν δύο ενδιαφέρουσες πληροφορίες για την ηφαιστειακή δράση στην περιοχή. Από τις βαθιές ερευνητικές γεωτρήσεις για πετρέλαιο στο δέλτα του Νέστου, μεταξύ Καβάλας και Θάσου, διαπιστώθηκε η θέρμανση των ιζημάτων σε θερμο-



Σχήμα 75. Τα Κάτω Μειοκαινικά μαγματικά συμπλέγματα του βορείου Αιγαίου. HKCA-SH: ΥΚ ασβεσταλκαλικοί ηφαιστίτες - σοσονίτες.

κρασίες άνω των 200 °C, σε βάθη μικρότερα των 2000 μέτρων. Αυτό ερμηνεύτηκε ως ένδειξη διείσδυσης Μέσο-Μειοκαινικών πλουτωνιτών στην περιοχή (Chiotis 1985). Στην λεκάνη της Αλεξανδρούπολης εντοπίστηκαν επίσης, ενδιαστρωμένοι στα Άνω-Μειοκαινικά ιζήματα, ορίζοντες πυρομβριτών (Π. Παπαδόπουλος προσωπ. επικοινων.).

12.2.2. Βόρειο Αιγαίο

Καθ' όλη τη διάρκεια του Κάτω Μειοκαινού, εκδηλώνεται έντονη ηφαιστειακή δράση στην περιοχή του Βορείου Αιγαίου (Σαμοθράκη, Ίμβρος, Λήμνος, Αγ. Ευστράτιος, Λέσβος) και στις εγγύτερες περιοχές της Μικράς Ασίας (Σχ. 75).

Στη **Σαμοθράκη** διάσώζονται μικρής έκτασης εμφανίσεις ηφαιστιτών («νέα σειρά λαβών», 22,3-18,9 Ma, Eleftheriadis et al. 1994, Vlahou et al. 2001) και μία ογκώδης πλουτωνική διείσδυση που η ηλικία της συμπίπτει με αυτή των νεώτερων ηφαιστειακών πετρωμάτων (Christofides et al. 2001).

Στη **Λήμνο** εμφανίζονται μεγάλης έκτασης και όγκου ηφαιστίτες και μία υπο-ηφαιστειακή διείσδυση, με ηλικίες ελάχιστα νεότερες από αυτές της Σαμοθράκης (21-18,2 Ma, Innocenti et al. 1994).

Ο **Άγιος Ευστράτιος** αποτελείται σχεδόν αποκλειστικά από ηφαιστειοκλαστικές αποθέσεις και θεωρείται ως το εναπομένον ένα τέταρτο ηφαιστειακού οικοδομήματος που κατακερματίστηκε και βυθίστηκε στο Αιγαίο. Οι ηλικίες των 23,2-18 Ma (Fytikas et al. 1980) βρίσκονται μέσα στο εύρος τιμών της Σαμοθράκης και Λήμνου.

Στη **Λέσβο** εμφανίζεται ο μεγαλύτερος όγκος ηφαιστιτών που καλύπτει τα 2/3 του νησιού. Η ηφαιστειότητα εκδηλώνεται μεταξύ 21,5 και 16,2 Ma, με τον κυριότερο όγκο των προϊόντων να αποτίθεται μεταξύ 18,5-17 Ma (Pe-Piper & Piper 1992, 1993 και σχετικές αναφορές).

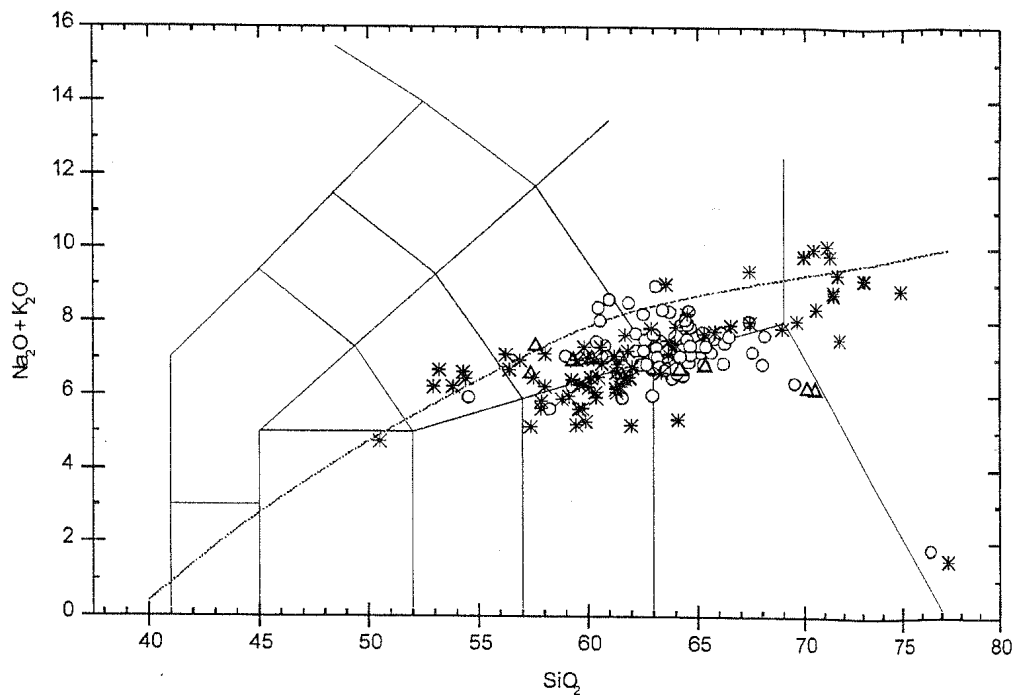
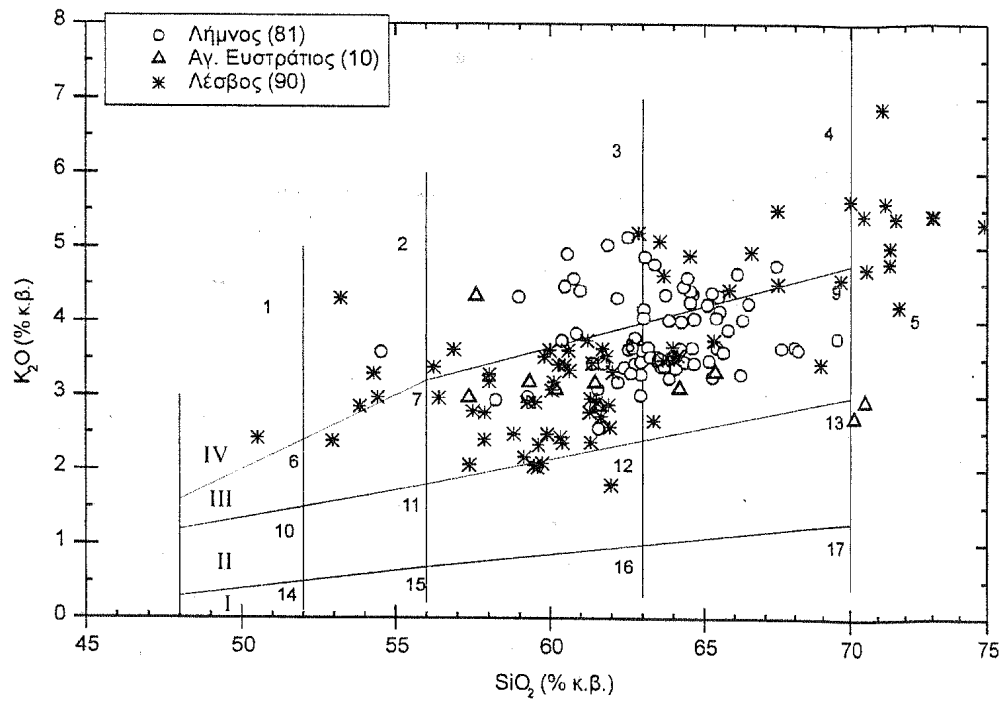
Στα διαγράμματα του σχήματος 76 προβάλλονται 181 δείγματα από Λήμνο, Αγ. Ευστράτιο και Λέσβο. Για το σχολιασμό των τάσεων πρέπει να παρθούν υπόψη και τα περίπου 70 δείγματα της «νεώτερης σειράς λαβών» της Σαμοθράκης που προβλήθηκαν στα διαγράμματα του σχήματος 74. Το περιεχόμενο SiO₂ των πετρωμάτων αυτών κυμαίνεται από 50 έως 77% κ.β. Τα βασικότερα προϊόντα συναντώνται στη Λέσβο, ενώ ο μεγάλος όγκος των προϊόντων σε όλα τα νησιά είναι ενδιάμεσης σύστασης (SiO₂: 56-67% κ.β.). Όλα τα προϊόντα προβάλλονται στην υψηλή σε κάλιο ασβεσταλκαλική και τη σοσονιτική σειρά.

Η πηγή γένεσης του μάγματος που τροφοδότησε την ηφαιστειακή δράση κατά το Κάτω Μειοκαινο θεωρείται ένας υπο-λιθσφαιρικός μανδύας έντονα μετασσωματωμένος από τις παλαιότερες και εν ενεργεία υποβυθίσεις λιθόσφαιρας και έντονα ετερογενής (Yaniv et al. 1998, Pe-Piper & Piper 2002). Οι Fytikas et al. (1984) είχαν συσχετίσει την ηφαιστειότητα αυτή με υποβύθιση, εκτατική τάση στην οπισθοτάφρο και υποχώρηση της βυθισμένης λιθόσφαιρας προς τη θέση του σημερινού τόξου. Η ενεργή κατά την περίοδο του Κάτω Μειοκαινού υποβύθιση (Savostin et al. 1986) και η παράλληλη εκτατική αποσυμπίεση του υπο-λιθσφαιρικού μανδύα λόγω της κατάρρευσης του Αλπικού ορογενούς θεωρείται ως ο πλέον ικανοποιητικός μηχανισμός δημιουργίας των τηγμάτων που τροφοδότησαν τη μαγματική δράση του Κάτω Μειοκαινού στο χώρο.

12.2.3. Κεντρικό Αιγαίο-Κυκλάδες

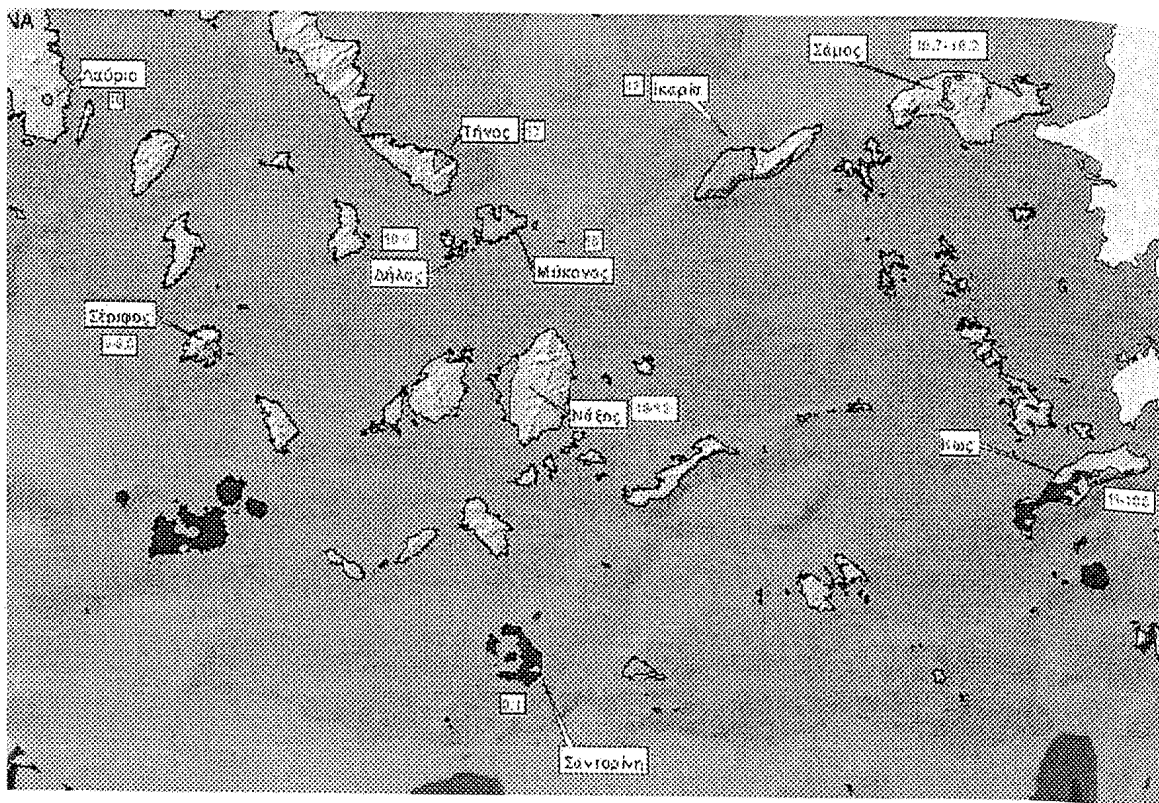
Στην περιοχή του κεντρικού Αιγαίου εκδηλώνεται μεταξύ 17 και 13 Ma μικρού όγκου και έκτασης διάσπαρτη ηφαιστειότητα (Σχ. 77). Αυτή εντοπίζεται σε μικρές εμφανίσεις στη **Σκύρο**, **Ψαρά** και **Χίο**, ενώ οι μεγαλύτερης έκτασης σχηματισμοί βρίσκονται στην κεντρική **Εύβοια** (Οξύλιθος και Όριο). Με εξαίρεση τους αλκαλικούς βασάλτες στο Πυργί Χίου τα υπόλοιπα προϊόντα είναι από ενδιάμεσα έως όξινα (SiO₂: 56-78% κ.β.) και προβάλλονται στα όρια μεταξύ ασβεσταλκαλικής και Υ.Κ. ασβεσταλκαλικής σειράς (Σχ. 78). Ένα ιδιαίτερα ενδιαφέρον γεωχημικό χαρακτηριστικό των ανδεσιτών και δακιτών Σκύρου, Οξύλιθου και Χίου είναι το πολύ υψηλό ποσοστό MgO (σε αντιστοιχία με το SiO₂) που τα κατατάσσει στους αδακίτες (ή μπονινίτες).

Η πηγή του μάγματος θεωρείται ένας μετασσωματωμένος λιθσφαιρικός μανδύας (Pe-



Σχήμα 76. Διαγράμματα ταξινόμησης των κάτω Μειοκαινικών ηφαιστίων του βορείου Αιγαίου. Πεδία όπως στο Σχήμα 74.

Piper & Piper 2002). Αιγνιστικός παραμένει ο αδακίτικος χαρακτήρας των προϊόντων σε Σκύρο, Χίο, Οξύλιθο. Η γένεση τέτοιου μάγματος απαιτεί πολύ υψηλές θερμοκρασίες τήξης, που συνήθως αποδίδονται σε υποβύθιση πολύ θερμού – νεαρού βασαλτικού ωκεάνιου φλοιού (Defant & Drummond 1990) ή σε αποκόλληση της υποβυθιζόμενης πλάκας και απότομη άνοδο στο διάκενο χώρου θερμού ασθenoσφαιρικού υλικού (von Blanckenbourg & Davies 1995). Η πρώτη περίπτωση δεν είναι δυνατή για το χώρο. Για την δεύτερη υπάρχουν ορισμένα στοιχεία που δεν την υποστηρίζουν όπως η απουσία έντονης ανύψωσης και η συνέχεια της υποβυθιζόμενης πλάκας ως τα βάθη των 1200-1400 μέτρων,



Σχήμα 79. Οι Μειοκαινικοί πλουτωνίτες των Κυκλάδων και του ανατολικού Αιγαίου.

όπως καταγράφηκε από τη σεισμική τομογραφία (Spakman et al. 1993) και την τομογραφική ερμηνεία των επιφανειακών κυμάτων (Zielhuis & Nolet 1994). Αυτό απαιτεί συνεχή υποβύθιση για 26 Ma (Meulenkamp et al. 1988).

Στις Κυκλάδες και το ανατολικό Αιγαίο (Σχ. 79) εμφανίζονται μια σειρά πλουτωνίτες με ηλικίες μεταξύ 17 και 8,5 Ma. Τόσο ηλικιακά όσο και γεωχημικά μπορούν να χωριστούν σε τρεις ομάδες (Pe-Piper & Piper 2001):

α) Οι παλαιότεροι (**Ικαρία, Τήνος, Μύκονος, Δήλος, Νάξος, Κέρος**) είναι γρανιτικά-γρανοδιοριτικά σώματα τύπου I (με εξαίρεση μικρές περιφερειακές εμφανίσεις μιγματιτών και τύπου S γρανιτών) με ισοτοπικά χαρακτηριστικά που εκτός από τη μανδουακή συνισταμένη τηγμάτων δείχνουν και μια έντονη συνεισφορά τηγμάτων ηπειρωτικού φλοιού. Τα γενικά «τύπου I» χαρακτηριστικά τους και η ασβεσταλκαλική γεωχημική συνάφεια δίνουν τη δυνατότητα να θεωρηθούν ως πλουτωνίτες συσχετιζόμενοι με υποβύθιση ηπειρωτικού περιθωρίου. Καθοριστικό ρόλο για την κατανομή των πλουτωνιτών αυτών στο χώρο, τη δομή τους και πιθανά τη γένεση των τηγμάτων, φαίνεται να είχε μια τεκτονική γραμμή εκτατικής αποκόλλησης (detachment), με διεύθυνση ΒΑ-ΝΔ, η «μεσο-κυκλαδική γραμμή» (Boronkay & Doutsos 1994), όριο που διαχωρίζει το ηπειρωτικό τέμαχος του δυτικού Αιγαίου (το οποίο κινήθηκε κατά το Μειόκαινο με δεξιόστροφη περιστροφή περίπου 30°) από αυτό του ανατολικού Αιγαίου (που περιστράφηκε αριστερόστροφα 20° περίπου) (Walcott & White 1998).

β) Στη **Σέριφο** και το **Λαύριο** εμφανίζονται γρανοδιοριτικά σώματα με Άνω-Μειοκαινική ηλικία (10-8,5 Ma) και γεωχημικά χαρακτηριστικά όμοια με τους γρανίτες των Κυκλάδων. Στη Σαντορίνη γρανίτης ίδιας ηλικίας (9,1 Ma) συναντήθηκε από μία γεώτρηση του ΙΓΜΕ στα 250 μέτρα βάθος. Γρανιτικές κροκάλες συναντώνται επίσης σε λασπορεύματα στα Χριστιανά.

γ) Άνω-Μειοκαινικά πλουτωνικά μονζονιτικά σώματα εμφανίζονται στην **Κω, Σάμο** και το **Bodrum** της Μικράς Ασίας. Έχουν γεωχημικά χαρακτηριστικά που επιτρέπουν να χαρακτηριστούν ως τήγματα προερχόμενα κυρίως από μετασσωματωμένο μανδύα.

Μια σειρά μικρές υπο-ηφαιστειακές εμφανίσεις (φλέβες τροφοδοσίας και παρείσακτες κοίτες) που συνδέονται με τους πλουτωνίτες έχουν εντοπιστεί στο Λαύριο, τη Σέριφο και την Τήνο.

12.2.4. Ανατολικό Αιγαίο

Κατά το Άνω Μειόκαινο, η ηφαιστειακή δράση περιορίζεται στο ανατολικό Αιγαίο, μεταξύ Σάμου και Κω (Σχ. 80). Στη **Σάμο** και **Κω** παρουσιάζονται μικρής έκτασης ηφαιστίτες και υπο-ηφαιστειακά. Οι **Καλόγεροι**, μια βραχονησίδα μεταξύ Άνδρου και Χίου, αποτελείται αποκλειστικά από νατριούχους βασαλτικούς υαλοκλαστίτες. Η **Πάτμος** οικοδομείται σχεδόν αποκλειστικά από ηφαιστίτες. Στα διαγράμματα του σχήματος 81 προβάλλονται 56 δείγματα από Πάτμο, Καλόγερους και Σάμο. Τα δείγματα της Κω δεν προβλήθηκαν γιατί υπάρχει μια σύγχυση αναφορικά με τη διάκριση σε Άνω Μειοκαινικούς και Πλειο-Τεταρογενείς ηφαιστίτες του ίδιου χώρου. Η μεγάλη πλειοψηφία των Άνω Μειοκαινικών προϊότων στην Πάτμο είναι καλιούχοι τραχείτες, λατίτες και ρυόλιθοι. Έχουν καταγραφεί πολύ μικρές εμφανίσεις φωνολίθων. Η ηφαιστειότητα εδώ συνεχίζει και στο Πλειόκαινο (4,4-3,6 Ma) με μικρού όγκου νατριούχους βασάλτες.

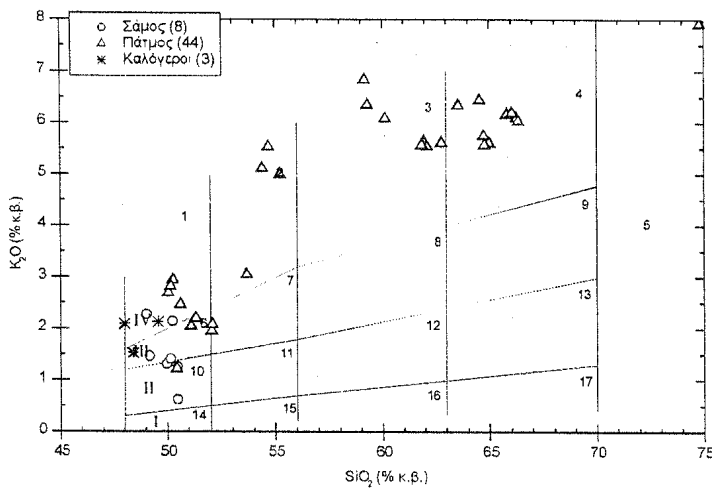
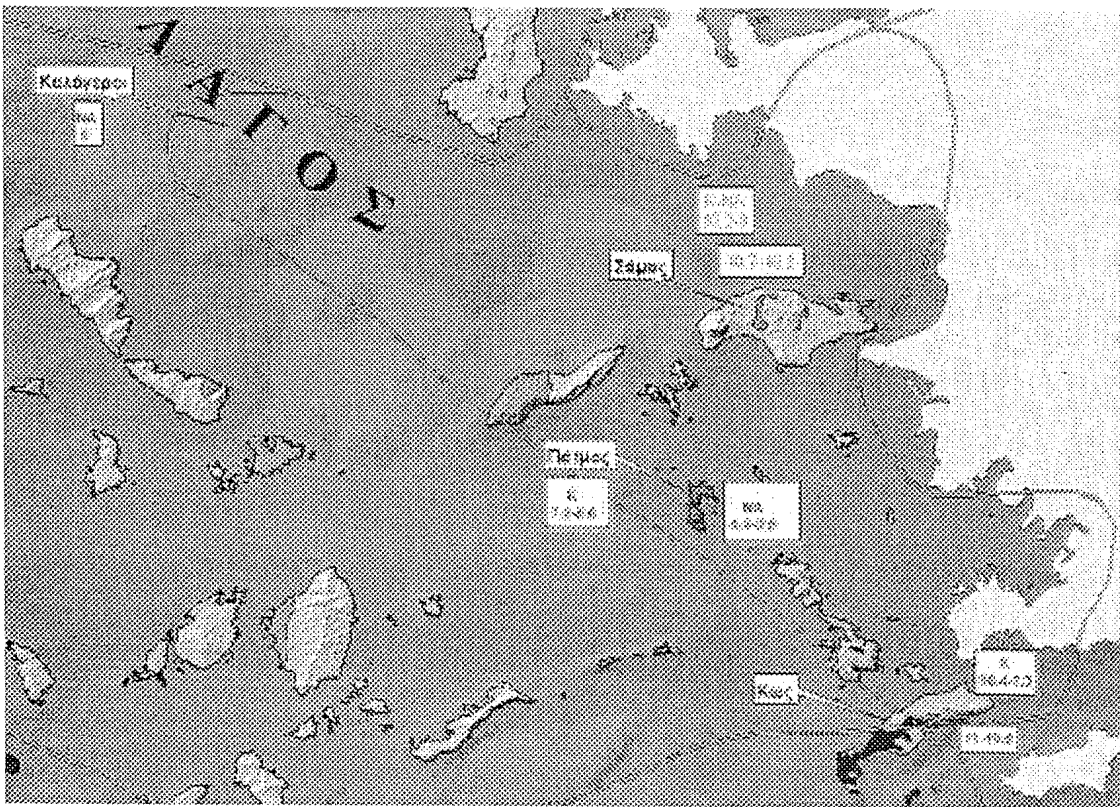
Στη Σάμο εμφανίζονται ρεύματα νατριούχου βασάλτη, ένα υπο-ηφαιστειακό σώμα τραχειτικής σύστασης και όξινοι πυροκλαστικοί ορίζοντες ενδιστρωμένοι στα Μειοκαινικά ιζήματα.

Πετρογενετικά, η καλιούχα ηφαιστειότητα που εκδηλώνεται σε αυτό το χώρο και χρόνο φαίνεται να μην επηρεάζεται από διεργασίες υποβύθισης. Τα καλιούχα μάγματα πιθανόν προέρχονται από μικρό βαθμό μερικής τήξης ενός μετασωματωμένου μανδύα ηπειρωτικής λιθόσφαιρας. Η νατριούχος ηφαιστειότητα είναι νεότερη της καλιούχου και είναι πιθανόν να οφείλεται σε μερική τήξη του ίδιου μανδύα υπό διαφορετικές συνθήκες (στη Σάμο) ή από παρουσία πιο πρωτογενών ασθενοσφαιρικών τηγμάτων (στην Πάτμο-Καλόγερους) λόγω της έντονης εκτατικής τεκτονικής που εκδηλώνεται στην περιοχή αυτή την περίοδο.

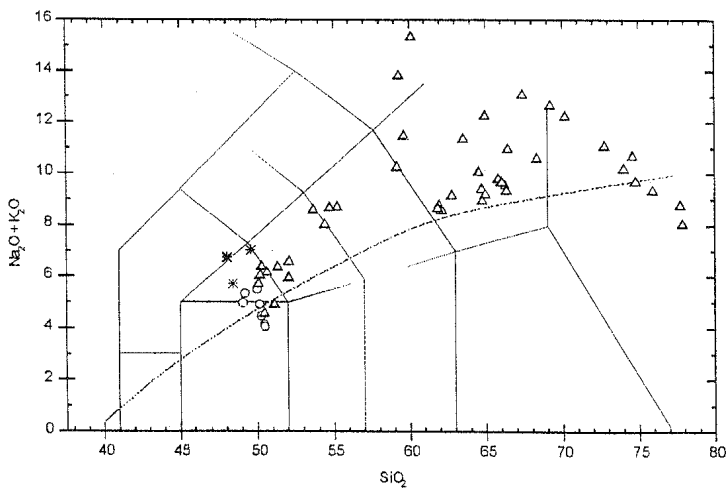
12.2.5. Πλειο-Τεταρογενής Διάσπαρτη Ηφαιστειότητα

Έκτός της περιοχής της Πάτμου, που αναφέρθηκε προηγούμενα, διάσπαρτη ηφαιστειακή δράση καταγράφεται στον Ελλαδικό χώρο κυρίως στο Πλειόκαινο και λιγότερο στο Πλειστόκαινο. Η δράση αυτή εστιάζεται στις δυτικές ακτές του Παγασητικού και στο βόρειο Ευβοϊκό κόλπο (**Αχίλλειο, Πορφύριο, Μικροθήβες, Λιχάδες, Αγ. Ιωάννης**), στον ορεινό όγκο του Βόρα (**Αλμωπία**), στην περιοχή του Στρυμώνα (**Στρυμωνικό, Δίδυμοι Λόφοι, Γάβρα, Άγκιστρο**), την **Αντίπαρο** και τη βραχονησίδα **Ψαθούρα** (Σχ. 82). Στα διαγράμματα του σχήματος 83 προβάλλονται δείγματα από αυτές τις περιοχές (εκτός της Αντιπάρου). Με εξαίρεση την Ψαθούρα, που αποτελείται από νατριούχους βασάλτες, οι ηφαιστίτες της υπόλοιπης περιοχής προβάλλονται στα πεδία της Υ.Κ. ασβεσταλκαλικής και της σοσονιτικής σειράς. Η ηφαιστειότητα του Παγασητικού τροφοδοτείται από βασικής σύστασης μάγματα, ενώ αυτή του βόρειου Ευβοϊκού από ενδιάμεσης σύστασης. Τα προϊόντα της Αλμωπίας είναι κυρίως λατίτες και τραχείτες, με μικρό όγκο ρυολίθων. Οι ηφαιστίτες του Στρυμώνα είναι όξινης κυρίως σύστασης. Στο νότιο άκρο της Αντιπάρου και σε δύο εγγύς βραχονησίδες (Δεσποτικό και Στρογγυλή) εμφανίζονται ρυολιθικές λάβες και πυροκλαστικά.

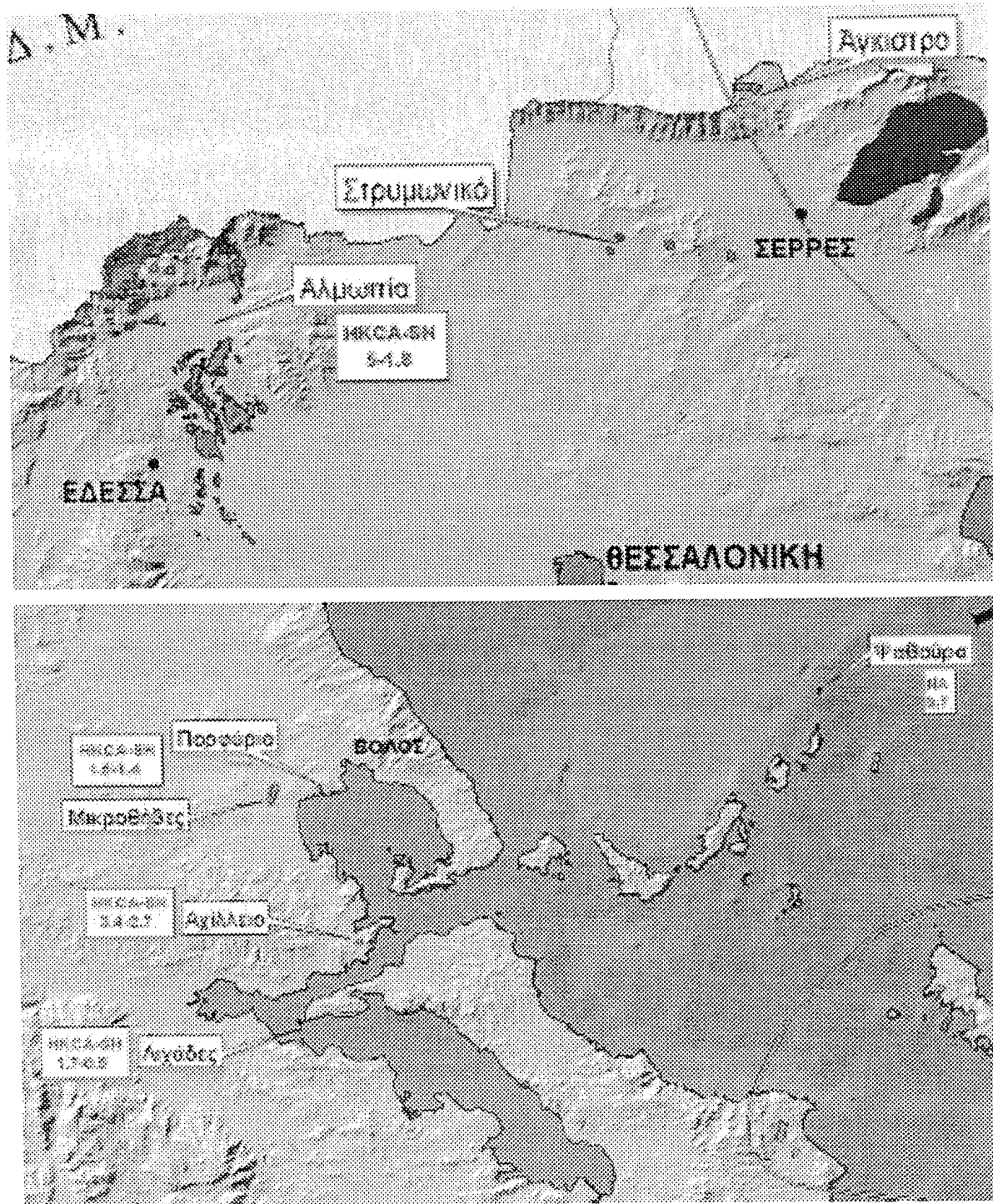
Τα γεωχημικά χαρακτηριστικά των ηφαιστιτών (εκτός της Αντιπάρου) οδηγούν στο συμπέρασμα ότι τα πρωτογενή τήγματα προέρχονται από μετασωματωμένο λιθόσφαιρικό μανδύα. Ο συσχετισμός Ψαθούρας και Παγασητικού-Ευβοϊκού με τον βόρειο κλάδο του ρήγματος της βόρειας Ανατολίας είναι προφανής. Η ηλικία των παλαιότερων εκδηλώσεων του Παγασητικού (Αχίλλειο, 3,4 Ma) είναι σύμφωνη με την εκτίμηση του χρόνου άφιξης του κλάδου αυτού του ρήγματος στο χώρο του βορείου Αιγαίου (Armijo et al. 1999). Τα μικρά μονογενετικά κέντρα της περιοχής Στρυμώνα βρίσκονται κατά μήκος ρηγματωμένης και υδροθερμικά ενεργής ζώνης και φαίνεται η γένεσή τους να συνδέεται με αυτήν. Ο μηχανισμός γένεσης του μάγματος της Αλμωπίας είναι πιο αινιγματικός και θα συζητηθεί εκτενώς στη συνέχεια, καθώς αυτή η περιοχή αποτελεί το στόχο της παρούσας Δ.Δ.



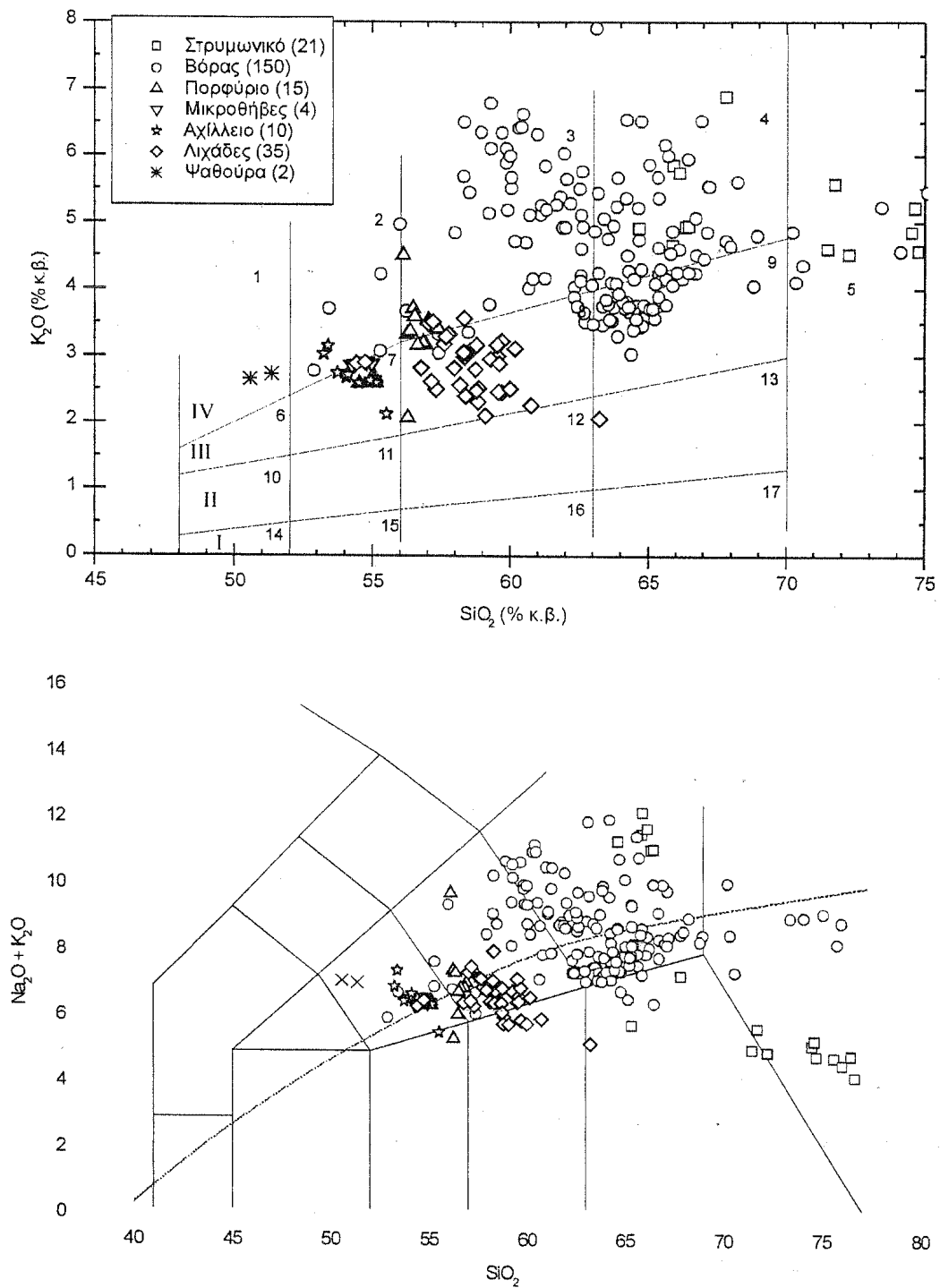
Σχήμα 80. Οι Άνω Μειοκαινικοί ηφαιστίτες του ανατολικού Αιγαίου. Κ: καλιούχοι ηφαιστίτες, Να: νατριούχοι ηφαιστίτες.



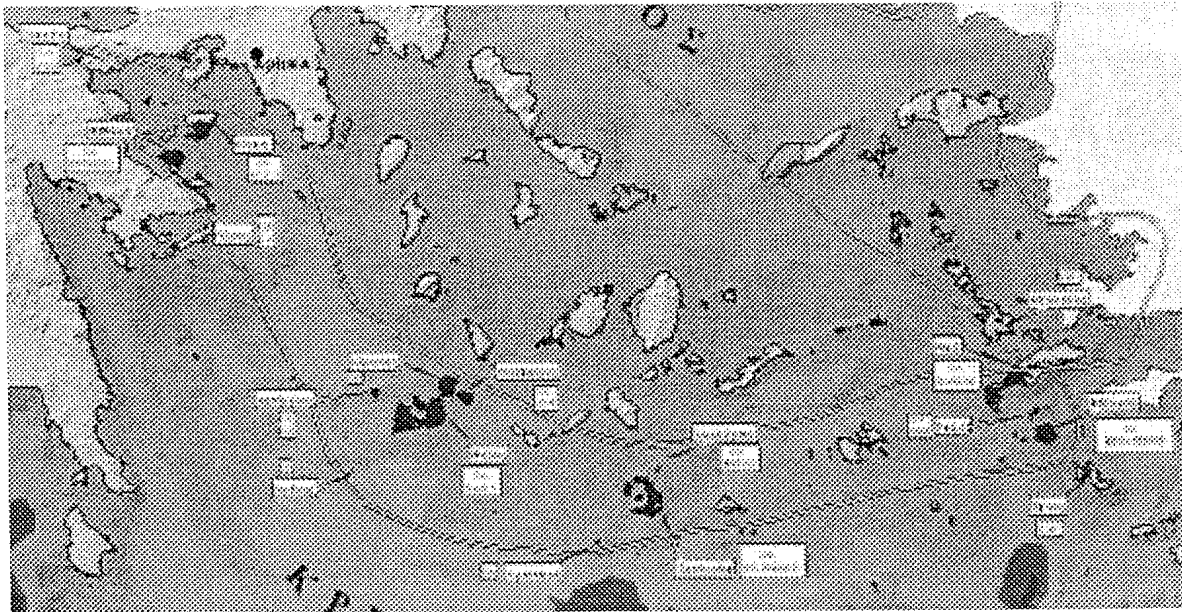
Σχήμα 81. Διαγράμματα ταξινόμησης των Άνω Μειοκαινικών ηφαιστίτων του ανατολικού Αιγαίου. Πεδία όπως στο Σχήμα 74.



Σχήμα 82. Η Πλειο-Πλειστοκαινική διάσπαρτη ηφαιστειότητα του Ελλαδικού χώρου. ΗΚΣΑ-ΣΗ: ΥΚ ασβεσταλκαλικοί ηφαιστίτες - σοσονίτες.



Σχήμα 83. Διαγράμματα ταξινόμησης των Πλειο-Πλειστοκαινικών διάσπαρτων ηφαιστίτων του Ελλαδικού χώρου. Πεδία όπως στο Σχήμα 74.



Σχήμα 84. Το ενεργό ηφαιστειακό τόξο του νοτίου Αιγαίου. CA: ασβεσταλκαλική σειρά.

Τα γεωχημικά και ισοτοπικά χαρακτηριστικά των ρυολίθων της Αντιπάρου δείχνουν προέλευση του μάγματος που τροφοδότησε αυτή τη δράση από ανάτηξη ηπειρωτικού φλοιού (Innocenti et al. 1982).

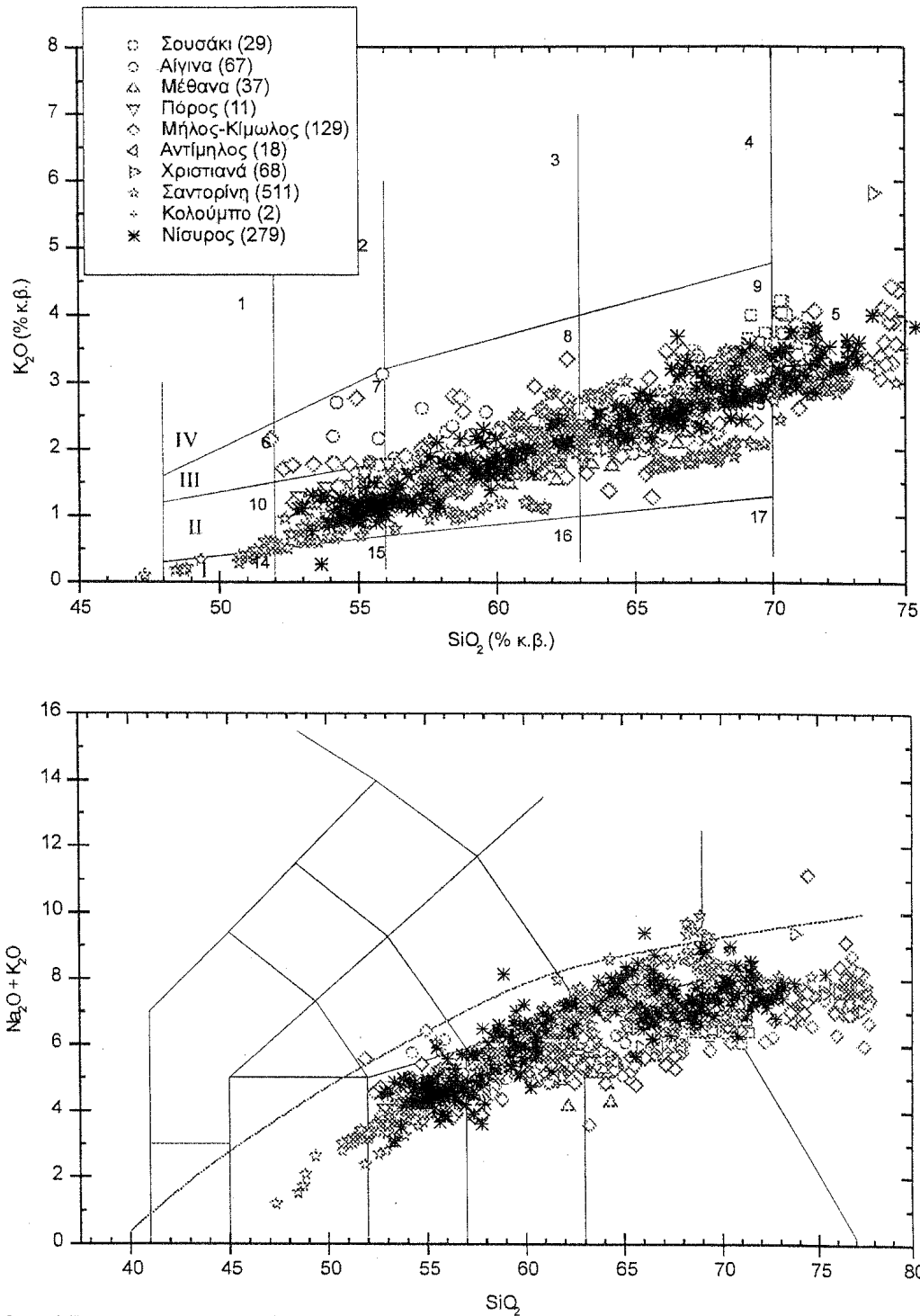
12.2.6. Ενεργό Ηφαιστειακό Τόξο Νοτίου Αιγαίου

Έντονη ηφαιστειακή δραστηριότητα εκδηλώνεται από το Πλειόκαινο έως σήμερα στην περιοχή του ηφαιστειακού τόξου του νοτίου Αιγαίου (84). Στο **Σουσάκι**, την **Αίγινα**, και τον **Πόρο**, η ηφαιστειότητα περιορίζεται στο Πλειόκαινο, ενώ τα **Μέθανα**, η Σαντορίνη και η Νίσυρος είναι Τεταρτογενή οικοδομήματα.

Στα νησιώτικα συμπλέγματα **Μήλου**, **Σαντορίνης** και **Κω-Νισύρου** οικοδομούνται μεγάλα σύνθετα πολυκεντρικά ηφαίστεια ($10-40 \text{ km}^3$ πάνω από τη στάθμη της θάλασσας) και η περιοδική εκδήλωση μεγάλων εκρηκτικών δράσεων που τροφοδοτούνται από δεκάδες κυβικά χιλιόμετρα εξελιγμένου μάγματος συχνά προκαλεί μεγάλα καλδερικά βυθίσματα. Αντίθετα, στα κέντρα του Σαρωνικού επικρατεί η εκχυτική δράση που δημιουργεί συμπλέγματα θόλων και ρεύματα λάβας.

Στο διάγραμμα του σχήματος 85 προβάλλονται δείγματα από όλα τα ηφαιστειακά κέντρα εκτός Κω (δες προηγούμενη σχετική αναφορά). Για να υπάρξει η δυνατότητα σύγκρισης με τα αντίστοιχα διαγράμματα των προηγούμενων επαρχιών, προβάλλονται στο σχήμα 86 τα πεδία διακύμανσης της σύστασης όλων των ηφαιστειτών. Το σύνολο των δειγμάτων του Νοτίου Αιγαίου προβάλλεται μεταξύ των τυπικών ασβεσταλκαλικών και των Υ.Κ. ασβεσταλκαλικών σειρών, με πολύ μικρή διασπορά (αν εξαιρεθούν οι βασαλτικοί ανδεσίτες Κιμώλου και Αίγινας). Τα βασαλτικής σύστασης προϊόντα, που συναντώνται μόνο στη Σαντορίνη, προβάλλονται στο πεδίο της θολεϊτικής σειράς.

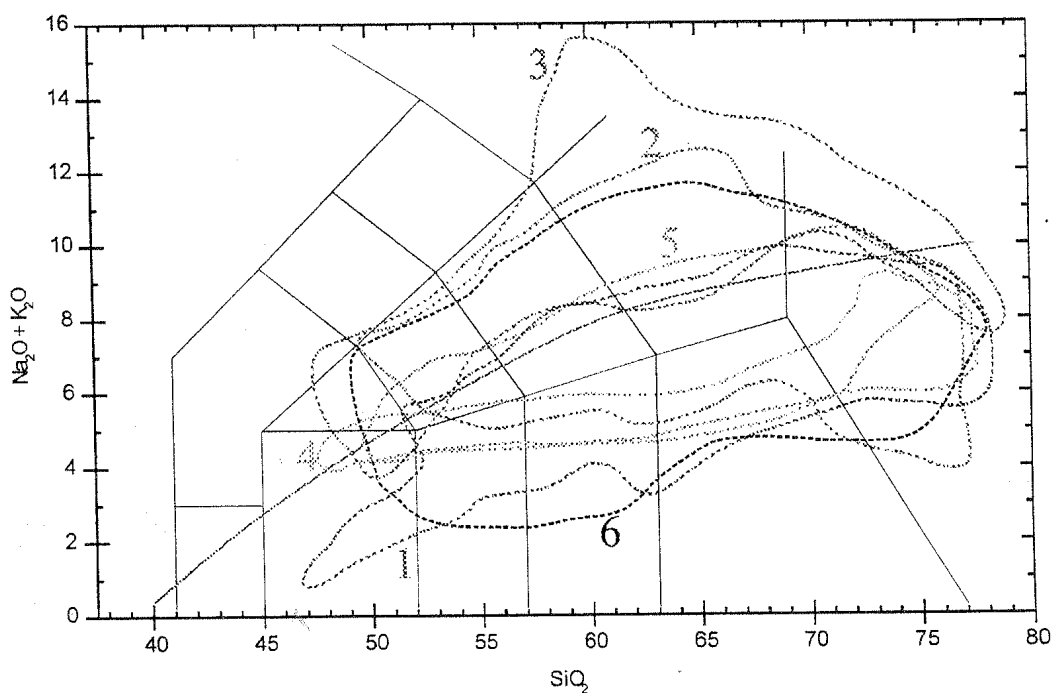
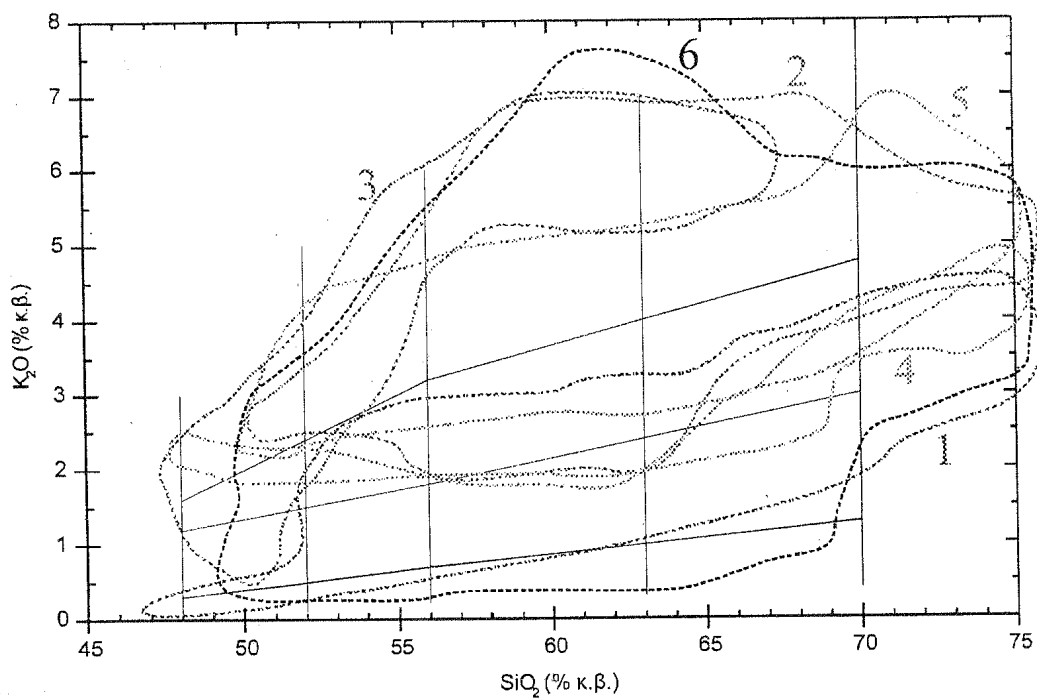
Με εξαίρεση το Σουσάκι (όπου η ισοτοπική σύσταση των προϊόντων υποδεικνύει έντονη αφομοίωση φλοιού και πιθανή προέλευση από ανάτηξή του) τα γενικά γεωχημικά χαρακτηριστικά των ηφαιστειτών είναι απόλυτα σύμφωνα με προϊόντα ηφαιστειακών τόξων σε περιοχές υποβύθισης πάνω από λεπτό ηπειρωτικό φλοιό. Η γένεση του τήγματος αποδίδεται ομόφωνα στην μερική τήξη του ενυδατωμένου λιθόσφαιρικού μανδύα που βρίσκεται πάνω από την υποβυθιζόμενη αφρικανική λιθόσφαιρα, ως αποτέλεσμα της μεταγωγής που προκαλείται από αυτήν και επιφέρει αστάθεια της κερροσίλβης λόγω αύξησης της πίεσης (Davies & Bichle 1991). Η ύπαρξη της υποβυθιζόμενης αφρικανικής λιθόσφαιρας έχει βεβαιωθεί τόσο με τη σεισμική τομογραφία (Spakman et al. 1993, Papazachos & Nolet 1996) όσο και με την ύπαρξη της κλασικής ζώνης Benioff-Wadatti (Papazachos &



Σχήμα 85. Διαγράμματα ταξινόμησης των ηφαιστιτών του ηφαιστειακού τόξου του νοτίου Αιγαίου. Πεδία όπως στο Σχήμα 74.

Comninakis 1971) η οποία διέρχεται κάτω από τα ηφαιστειακά κέντρα, σε ένα βάθος 120-130 χιλιομέτρων.

Οι διαφορές στη δομή και εκρηκτική συμπεριφορά των ηφαιστειακών κέντρων μεταξύ δυτικού (Σαρωνικός) και κεντρικού-ανατολικού τομέα του τόξου, μπορούν να αποδοθούν στο μικρότερο πάχος του υπερκείμενου φλοιού και στο μεγαλύτερης έντασης εκτατικό τεκτονικό καθεστώς για το κεντρικό-ανατολικό τμήμα. Η Σαντορίνη, που βρίσκεται στην περιοχή με τον λεπτότερο φλοιό (23-24 km, Parazachos 1993) παρουσιάζει την εντονότερη εκρηκτική δράση και γεωχημικά χαρακτηριστικά που θεωρούνται ως ένδειξη μεγαλύ-



Σχήμα 86. Διαγράμματα ταξινόμησης των Καινοζωικών ηφαιστειτών της Ελλάδας, όπου προβάλλεται το εύρος των πεδίων κάθε μαγματικής επαρχίας: (1) τόξο νοτίου Αιγαίου, (2) Πλειο-Πλειστοκαινικοί διάσπαρτοι ηφαιστίτες (3) Άνω Μειοκαινικοί ηφαιστίτες ανατολικού Αιγαίου (4) Μέσο-Μειοκαινικοί ηφαιστίτες κεντρικού Αιγαίου (5) Κάτω Μειοκαινικοί ηφαιστίτες βορείου Αιγαίου (6) Ολιγοκαινικοί ηφαιστίτες Αν. Μακεδονίας - Θράκης.

τερης από τα άλλα κέντρα συμμετοχής της ασθενόσφαιρας στη γένεση των τηγμάτων (Mitropoulos et al. 1987). Τα μεγάλα ηφαιστειακά συμπλέγματα, η εκδήλωση έντονα εκρηκτικής ηφαιστειακής δράσης καθώς και η πρόκληση από αυτήν μεγάλων καλδερικών βυθισμάτων, που καταγράφονται στον κεντρικό και ανατολικό τομέα του τόξου, αποδίδονται στην παρουσία σχετικά αβαθών μαγματικών θαλάμων, μέσα στους οποίους οι διεργασίες αφομοίωσης και κλασματικής κρυστάλλωσης οδήγησαν σε πιο εξελιγμένα προϊόντα και έντονα εκρηκτική δράση. Αντίθετα, τα ισοτοπικά χαρακτηριστικά του μάγματος στο δυτικό τομέα δείχνουν μεγαλύτερο επηρεασμό από τον ηπειρωτικό φλοιό και πετρογενετικά πρότυπα προέλευσης του μάγματος από διαφοροποίηση πρωτογενούς τήγματος με κλασματική κρυστάλλωση σε μεγαλύτερα βάθη.

12.3 Πρότυπα εξέλιξης του Καινοζωικού μαγματισμού

Το πρώτο ολοκληρωμένο πρότυπο εξέλιξης του χώρου του Αιγαίου, που έδινε ικανοποιητικές απαντήσεις για τη μαγματογένεση και την εξέλιξη της ηφαιστειότητας στο χώρο και το χρόνο (Fytikas et al. 1984) χρειάζεται να συμπληρωθεί και να ανανεωθεί με βάση τα νέα στοιχεία και απόψεις τόσο για το μαγματισμό όσο, κυρίως, για την τεκτονική εξέλιξη του χώρου. Αυτό έχει πραγματοποιηθεί με τον καλύτερο – κατά την άποψή μας – τρόπο στη θεώρηση των Pe-Piper & Piper (2002) για την εξέλιξη της Καινοζωικής ηφαιστειότητας στο Αιγαίο. Το πρότυπο αυτό προτείνει ότι:

- Η Άνω Ηωκαινική – Κάτω Μειοκαινική ηφαιστειότητα στη βόρεια Ελλάδα και το βόρειο Αιγαίο, μπορεί να αποδοθεί στην παράλληλη δράση και αλληλεπίδραση μεταξύ εκτατικής κατάρρευσης του ορογενούς που είχε οικοδομηθεί στην περιοχή και της ενεργούς προς τα βόρεια υποβύθισης υπολειμμάτων του ωκεάνιου φλοιού της Τηθύος. Τόσο η εκτατική κατάρρευση του ορογενούς (Dinter 1998, Kiliass & Mountrakis 1998 και συμπεριλαμβανόμενες αναφορές), όσο και η συνέχιση της σύγκλισης Αφρικής-Ευρασίας κατά το Ολιγόκαινο (Savostin et al. 1986) έχουν τεκμηριωθεί αδιαμφισβήτητα. Σε αυτή τη διαδικασία, η εκτατική κατάρρευση λεπταίνει σημαντικά τη λιθόσφαιρα προκαλώντας αδιαβατική αποσυμπίεση του μανδύα της υπο-ηπειρωτικής λιθόσφαιρας και μεγάλες τεκτονικές ασυνέχειες στον ανώτερο φλοιό που συμπεριφέρεται θραυσιγενώς. Η ενεργή υποβύθιση συμβάλλει καθοριστικά, με τη συνεισφορά των ρευστών που απελευθερώνει (πηητικά και πυριτικά τήγματα) και των ρευμάτων μεταφοράς που προκαλεί η παρουσία της, στην ταπείνωση της καμπύλης στερεάς φάσης (solidus) και στη δυνατότητα μακροχρόνιας παραγωγής νέων τηγμάτων. Το ότι η υποβύθιση δεν είχε όμως τον καθοριστικό ρόλο για τον μαγματισμό είναι προφανές, εάν συγκριθούν τα γεωχημικά και ισοτοπικά χαρακτηριστικά αυτών των προϊόντων με εκείνα του τόξου του νοτίου Αιγαίου. Σε παρόμοιας γεωχημικής και ισοτοπικής σύστασης μάγματα του Θιβέτ (Turner et al. 1996) δεν υπάρχει ένδειξη ενεργής υποβύθισης.
- Ο καλιούχος αλκαλικός μαγματισμός του Μέσου-Άνω Μειοκαινού μπορεί να εξηγηθεί με την ύπαρξη κατά θέσεις αποσυμπιεστικών τάσεων του υπο-ηπειρωτικού λιθοσφαιρικού μετασωματωμένου μανδύα που προκαλούν χαμηλού βαθμού τήξη του. Η μετάβαση από καλιούχα σε νατριούχα τήγματα που παρατηρείται σε ορισμένα κέντρα (Σάμος, Πάτμος) θα μπορούσε να αποδοθεί σε τήξη του ίδιου μανδύα ο οποίος έχει πλέον αφυδατωθεί λόγω της εξαγωγής των προηγούμενων καλιούχων μαγμάτων.
- Η μεγάλη «μεσο-κυκλαδική» τεκτονική ασυνέχεια θα μπορούσε να εξηγήσει τη γένεση και θέση των πλουτωνιτών των κεντρικών Κυκλάδων σε διαθλιπτικό ή διεμφελκυστικό (transpressional - transtensional) τεκτονικό περιβάλλον. Με αυτό θα μπορούσε να συνδεθεί και η ηφαιστειότητα σε Αντίπαρο και πιθανά στη Σάμο και Πάτμο.

- Η ριζική αλλαγή στην ηφαιστειότητα μεταξύ Κάτω και Μέσου Μειοκαινού μπορεί να συνδεθεί με τις αλλαγές στην κινηματική των πλακών Αφρικής και Ευρασίας. Στο Κάτω-Μέσο Μειόκαινο, περίπου πριν 21 Ma, υπήρξε σοβαρή μεταβολή στο άνω-σφα υποβύθιση μεταξύ Αφρικής-Ευρασίας. Υπάρχουν επίσης τέτοιες ενδείξεις από τις πλέον πρόσφατες επωθήσεις σε Κρήτη και Πελοπόννησο. Την ίδια επίσης εποχή ολοκληρώνεται η μεταμόρφωση των κυανοσχιστολίθων που εμφανίζονται στην Κρήτη. Όλα τα παραπάνω υποδεικνύουν αυξημένους ρυθμούς υποβύθισης αυτή την εποχή που δικαιολογούν την παραγωγή των Κάτω-Μειοκαινικής ηλικίας μεγάλου όγκου ηφαιστιτών του βόρειου Αιγαίου.
- Στο Μέσο Μειόκαινο, πριν περίπου 17 Ma έχουμε τη σύγκρουση μεταξύ Αραβικής πλάκας και Ανατολίας προς τα δυτικά (Dewey et al. 1986, Argüero et al. 1999) που πιθανά ενεργοποιεί και την περιστροφή του τεμάχου του δυτικού Αιγαίου. Εναλλακτικά, αυτό μπορεί να είναι συνέπεια του τελικού κλεισίματος του ωκεανού της νέο-Τηθύος σε Κυκλάδες και Πελοπόννησο. Αυτά συνεπάγονται το τέλος της ηφαιστειότητας στο βόρειο Αιγαίο και την έναρξη της δημιουργίας των πλουτωνιτών των Κυκλάδων, καθώς και μικρής έκτασης διάσπαρτη ηφαιστειότητα. Σημειώνεται ότι η ίδια ηλικία (17 Ma) έχει αποδοθεί και στην εφελκυστική αποκόλληση του Στρυμόνα (Dinter 1998). Στη νότια Πελοπόννησο και την Κρήτη υπάρχουν πλήθος ενδείξεις για δραματική μείωση του ρυθμού υποβύθισης αυτή την περίοδο.
- Μια σοβαρή αλλαγή στη διεύθυνση και στο ρυθμό υποβύθισης μεταξύ Αφρικής-Ευρασίας πραγματοποιείται πριν 10 Ma (Savostin et al. 1986), ίδια εποχή που παρατηρείται ριζική αλλαγή στην τεκτονική παραμόρφωση του Αιγαίου (Le Pichon & Angelier 1979, 1981). Η αλκαλική ηφαιστειότητα αυτής της περιόδου (Σάμος, Πάτμος, Κως) και η διείσδυση των νεότερων πλουτωνικών σωμάτων (Κως, Σάμος, Σέριφος, Λαύριο) φαίνεται να συνδέεται κυρίως με την τεκτονική παραμόρφωση του φλοιού παρά με διεργασίες υποβύθισης.
- Η διάσπαρτη Πλειο-Τεταρτογενής ηφαιστειότητα σε Παγασητικό-Ευβοϊκό-Ψαθούρα συνδέεται άμεσα με την άφιξη και έντονη ενεργοποίηση του βόρειου κλάδου του ρήγματος της βόρειας Ανατολίας.
- Το όριο του Πλειοκαινού είναι η πιθανότερη χρονική στιγμή που αποκαθίσταται η σημερινή ταχύτητα σύγκλισης Αφρικής-Αιγαίου (35 mm/y) και οφείλεται πιθανά στην εμπλοκή των εβαποριτών του Μεσηνίου στη ζώνη υποβύθισης. Οι μεγάλες ταχύτητες σύγκλισης προκαλούν αύξηση της ροής των ρευστών που απελευθερώνονται από την υποβυθιζόμενη λιθόσφαιρα και αρχίζει η ηφαιστειότητα του τόξου του νοτίου Αιγαίου. Τα ηφαιστειακά κέντρα διευθετούνται επιλεκτικά κατά μήκος τεσσάρων μεγάλων ενεργών ρηγμάτων της περιοχής, στο Σαρωνικό, τη Μήλο, τη Σαντορίνη και Νίσυρο-Κω (Papazachos & Panagiotopoulos 1992).

13. ΗΦΑΙΣΤΕΙΑΚΟΣ ΚΙΝΔΥΝΟΣ ΚΑΙ ΕΠΙΚΙΝΔΥΝΟΤΗΤΑ Η ΣΗΜΕΡΙΝΗ ΚΑΤΑΣΤΑΣΗ ΣΤΟΝ ΕΛΛΗΝΙΚΟ ΧΩΡΟ

13.1. ΕΙΣΑΓΩΓΗ

Η διεθνής επιστημονική κοινότητα έχει συσσωρεύσει αξιόλογη εμπειρία, μελέτες, παρατηρήσεις, θεωρητικά και εργαστηριακά μοντέλα για τις επιπτώσεις της ηφαιστειακής δραστηριότητας στο περιβάλλον, καθώς και για τις δυνατότητες πρόγνωσης σχεδιασμού και επέμβασης στην εκδήλωση τέτοιων φαινομένων. Σε αυτό το κεφάλαιο γίνεται μια εκτίμηση της κατάστασης στον Ελλαδικό Χώρο όσον αφορά τον ηφαιστειακό κίνδυνο, την ηφαιστειακή επικινδυνότητα και τις δυνατότητες αντιμετώπισης των επιπτώσεων ηφαιστειακών γεγονότων, σε μια προσπάθεια προσέγγισης αυτής της γνώσης, παίρνοντας επίσης υπόψη όλα τα υπάρχοντα στοιχεία από τη μελέτη των ηφαιστιτών του Ελλαδικού Χώρου.

13.2. ΗΦΑΙΣΤΕΙΑΚΗ ΔΡΑΣΤΗΡΙΟΤΗΤΑ ΚΑΙ ΠΕΡΙΒΑΛΛΟΝ

Οι επιπτώσεις στο περιβάλλον από την εκδήλωση ηφαιστειακού γεγονότος δεν εξαρτώνται τόσο από το ποσό της ενέργειας που απελευθερώνεται (αυτό κυμαίνεται από 10^{15} έως 10^{19} Joules) αλλά κύρια από τη μορφή απελευθέρωσής της. Το 90-100% του ποσοστού της εκλυόμενης ενέργειας απελευθερώνεται σαν ήπια θερμική ενέργεια. Μόνο στα έντονα εκρηκτικά γεγονότα μπορεί να μετατραπεί σε κινητική ενέργεια ένα ποσοστό έως 9% και έως 1% σε ωστικό κύμα (Sabroux, J.C., 1983). Η μορφή απελευθέρωσης της ηφαιστειακής ενέργειας εξαρτάται κύρια από το ιξώδες του μάγματος και την περιεκτικότητά του σε αέρια, εξαρτώμενα με τη σειρά τους από τη χημική σύσταση, πίεση και θερμοκρασία του μάγματος. Από αυτά εξαρτώνται κύρια οι μηχανισμοί εναπόθεσης των ηφαιστειακών προϊόντων, βάσει των οποίων ταξινομείται η ηφαιστειακή δραστηριότητα σε:

1. *Εξωθητική ηφαιστειακή δράση*: Τροφοδοτείται από ιξώδη και φτωχά σε αέρια μάγματα. Δημιουργεί κυρίως θόλους και μεγάλου πάχους - μικρού μήκους ρεύματα λάβας. Εκτός από επιπτώσεις στην εγγύς περιοχή του πόρου εξόδου, δεν δημιουργεί κινδύνους για το ευρύτερο περιβάλλον. Εξαιρέση αποτελούν τα ρεύματα τεμαχών και στάχτης ή οι πυρακτωμένες στοιβάδες (nuées ardentes, hot avalanches, lava debris flows, block and ash flows), οι οποίες δημιουργούνται σε περιπτώσεις κατάρρευσης θόλων, μια κατηγορία ηφαιστειακών προϊόντων πυροκλαστικής ροής, που οι επιπτώσεις τους αναφέρονται παρακάτω στη σχετική παράγραφο.

2. *Εκχυτική ηφαιστειακή δράση*: Τροφοδοτείται από χαμηλού ιξώδους και φτωχά σε αέρια μάγματα που παράγουν μικρού πάχους ξμεγάλου μήκους ρεύματα λάβας. Αυτή η δραστηριότητα σπάνια θέτει σε κίνδυνο ανθρώπινες ζωές καθώς η ταχύτητα κίνησης του υλικού επιτρέπει άνετα την απομάκρυνση του πληθυσμού. Μόνο σε ελάχιστες και πολύ ειδικές περιπτώσεις, όπως αυτή της έκρηξης του ηφαιστείου Nyiragongo στο Ζαίρ, το 1977, υπήρξαν πολλά θύματα από εκχυτική δραστηριότητα (Krafft M. & C. 1987). Οποσδήποτε όμως προκαλεί σοβαρές καταστροφές σε καλλιέργειες και κατασκευές, στις περιπτώσεις που τα ρεύματα λάβας καλύψουν τέτοιες περιοχές.

Η αντιμετώπιση των καταστροφών είναι δυνατή σε ορισμένες περιπτώσεις, με άμεση παρέμβαση για αλλαγή της πορείας των ρευμάτων λάβας μέσω τεχνητών φραγμάτων (αναχώματα, τείχη), ψύξη του μετώπου του ρεύματος με εκτόξευση νερού (Heimaey, Ισλανδία, 1973) ή βομβαρδισμού (Manua Loa, Χαβάη, 1935-1942-1975/76, Αίτνα, Σικελία, 1992), άνοιγμα νέων διόδων στην πορεία ροής της λάβας με ανατίναξη των πλευρικών τοιχωμάτων του ρεύματος (Αίτνα, Σικελία, 1983, 1992). Η ουσιαστικότερη και αποτελεσματικότερη αντιμετώπιση βέβαια απαιτεί ένα μακροπρόθεσμο σχεδιασμό στη

χρήση γης γύρω από τα ηφαιστειακά κέντρα, ώστε να αποτρέπεται κατασκευαστική και γενικότερα οικονομική δραστηριότητα στις πιο πιθανές να καλυφθούν από ρεύματα λάβας περιοχές.

3. **Εκρηκτική ηφαιστειακή δράση:** Τροφοδοτείται από υψηλού ιξώδους και πλούσια σε αέρια μάγματα. Παράγει πυροκλαστικά προϊόντα (κύρια θρυμματοποιημένο μάγμα) τα οποία είναι τα υψηλότερης επικινδυνότητας ηφαιστειακά προϊόντα. Τα πυροκλαστικά προϊόντα ταξινομούνται με βάση τους μηχανισμούς μεταφοράς και απόθεσής τους σε:

α) Πτώσης: Θραύσματα που εκτινάσσονται από τον ηφαιστειακό πόρο και ακολουθούν βαλλιστικές τροχιές (τα βαρύτερα) ή ελεύθερη πτώση αφού ανυψωθούν από την εκρηκτική στήλη. Το πάχος και η κοκκομετρία των στρωμάτων είναι συμμετρικά κατανεμημένη ως προς τον πόρο εξόδου και αντιστρόφως ανάλογη της απόστασης από αυτόν. Ο κίνδυνος από τα εκτινασσόμενα θραύσματα είναι μικρός και μόνο κοντά στον πόρο εξόδου. Πρόβλημα δημιουργεί η συσσώρευση των πυροκλαστικών που μπορεί να προκαλέσει κατάρρευση κτισμάτων. Το μεγαλύτερο πρόβλημα δημιουργείται από το ηφαιστειακό αερόλυμα, όπου μικροσταγονίδια HF, HCl και H₂SO₄ οξέως, σαν ένα είδος όξινης βροχής, προκαλούν σοβαρά προβλήματα στην αναπνοή και νεκρώνουν τη βλάστηση. Υπάρχει βέβαια και η θετική μακρόχρονη επίδραση αυτών των προϊόντων στο περιβάλλον, η μεγάλη γονιμότητα των εδαφών που δημιουργούν.

β) Μεγακυματικές - Πυροκλαστικές Ροές (surges - flows): Τα πυροκλαστικά προϊόντα αποτίθενται με μηχανισμούς ροής από ένα λιγότερο ή περισσότερο πυκνό νέφος όπου μέσα σε μια αέρια φάση μεταφέρονται αιωρούμενα θραύσματα κίσηρης και ρευστού μάγματος. Οι ταχύτητες ροής μπορούν να ξεπεράσουν τα 250 km/h και η θερμοκρασία τους φτάνει τους 450-500 °C. Καλύπτουν αποστάσεις δεκάδων χιλιομέτρων αποθέτοντας πυροκλαστικά στρώματα πάχους δεκάδων μέτρων. Η καταστροφικότητα αυτών των προϊόντων είναι τεράστια σε ακτίνα δεκάδων χιλιομέτρων από την περιοχή εξόδου. Το 70% των θανάτων από ηφαιστειακές εκρήξεις αυτό τον αιώνα έχουν προκληθεί από τέτοια δραστηριότητα (Blong, R.J., 1984 - Baxter, P.J., 1990). Μόνο μέσο αντιμετώπισής τους, η έγκαιρη εκκένωση της περιοχής.

Αλλα γεγονότα, συνδεδεμένα άμεσα ή έμμεσα με την ηφαιστειακή δραστηριότητα είναι:

1. Υδροθερμικές (φρεατικές) εκρήξεις: Εκρήξεις όπου το υποκείμενο μάγμα δεν εξέρχεται στην επιφάνεια αλλά λειτουργεί μόνο σαν πηγή θερμικής ενέργειας. Προκαλούνται όταν η πίεση ενός υπερθερμασμένου φρεατικού ορίζοντα ξεπεράσει τη λιθοστατική, οπότε εκτινάσσεται από τον ατμό το κάλυμμα των στεγανών πετρωμάτων σε ακτίνα αρκετών εκατοντάδων μέτρων με παράλληλη έκλυση μεγάλων ποσοτήτων ατμού και λασποροών. Είναι ένα πολύ επικίνδυνο φαινόμενο γιατί εξελίσσεται σε πολύ μικρό χρονικό διάστημα και υπάρχουν ελάχιστα περιθώρια απομάκρυνσης από την περιοχή.

2. Ηφαιστειακά αέρια: Τα αέρια που περιέχονται στο μάγμα και εκλύονται κατά τη διάρκεια των ηφαιστειακών γεγονότων είναι κατά σειρά αφθονίας: H₂O, CO₂, SO₂, HCl, H₂, H₂S, HF, CO, N₂, COS, CH₄ (Faivre-Pierret, R. & Le Guern, F., 1983). Ορισμένα είναι έντονα τοξικά (CO, HF, H₂S, SO₂, HCl), άλλα λιγότερο τοξικά αλλά βαρύτερα από τον αέρα (CO₂). Κατά τη διάρκεια έντονης ηφαιστειακής δραστηριότητας η μίξη τους με τον ατμοσφαιρικό αέρα αποτρέπει επικίνδυνες συγκεντρώσεις. Σε ασθενή όμως ηφαιστειακά επεισόδια μπορούν να υπάρξουν συγκεντρώσεις πολλές φορές μοιραίες (λίμνη Nyos, Καμερούν, 1986 - Κολούμπο, Σαντορίνη, 1650). Σοβαρό κίνδυνο αποτελούν επίσης τα μικροσταγονίδια HF, HCl και H₂SO₄ οξέως, που σχηματίζονται από τη διάλυση των αντίστοιχων αερίων με τους υδρατμούς. Τα μέτρα για την αντιμετώπιση του κινδύνου κλιμακώνονται, ανάλογα με το μέγεθος του φαινομένου, σε αποφυγή τοπογραφικών χαμηλών, χρήση κλειστών χώρων, масκών, εκκένωση περιοχής.

3. Ροές λάσπης και συντριμμάτων (Lahars, mud flows, debris flows): Πρόκειται για κατολισθήσεις ασύνδετων πυροκλαστικών που έχουν αποτεθεί σε απότομες κλυτίες. Στη συ-

ντριπτική τους πλειοψηφία προκαλούνται από τήξη πάγου ή εκχύλιση λιμνών που βρίσκονται στην κορυφή ηφαιστειακών κώνων, γεγονότα που συμβαίνουν κατά την έναρξη φάσεων επαναδραστηριοποίησης των ηφαιστειακών κέντρων. Οι ροές αυτές, κινούμενες από τη βαρύτητα σε απότομες κλυτίες, αναπτύσσουν ταχύτητες ως και 50 Km/h και καλύπτουν αποστάσεις μεγαλύτερες των 50 Km. Είναι φοβερά επικίνδυνα φαινόμενα και στην ιστορία της ανθρωπότητας έχουμε μεγάλες τραγωδίες που οφείλονται σε αυτά, όπως την πιο πρόσφατη και μεγαλύτερη στην ιστορία καταστροφή από ροές λάσπης, του Nevado del Ruiz, στην Κολομβία, το 1985 με 23.000 νεκρούς (Voight, B., 1990 - Baxter, P.J., 1990).

4. Παλιρροιακά - Βαρυτικά κύματα (Tsunamis) : Προκαλούνται από ηφαιστειακούς σεισμούς, εκρήξεις, καταβυθίσεις ή κατολισθήσεις. Με ύψος κυμάτων που μπορεί να ξεπεράσει τα 20 m κοντά στις ακτές και μεγάλες ταχύτητες διάδοσης, έχουν τεράστια καταστροφική ικανότητα όσον αφορά τις παράκτιες περιοχές (Latter, J.H., 1981).

5. Ατμοσφαιρικά φαινόμενα :

α. Ηφαιστειακοί Χειμώνες : Στα έντονα εκρηκτικά γεγονότα, όπου δημιουργείται εκρηκτική στήλη ύψους μεγαλύτερου των 10 Km, εκτινάσσονται στη στρατόσφαιρα μεγάλες ποσότητες λεπτής ηφαιστειακής στάχτης και ηφαιστειακά αέρια (SO_2 , HCl, κλπ). Τα πολύ λεπτά σωματίδια ($\Phi < 2\mu\text{m}$) και οι μικροσταγόνες H_2SO_4 που δημιουργούνται, προστίθενται στο ήδη υπάρχον στρατοσφαιρικό στρώμα αερολύματος, αυξάνοντας το οπτικό πάχος του. Μειώνεται έτσι η ηλιακή ακτινοβολία προς τη γη, με αποτέλεσμα μια συνολική μείωση της γήινης θερμοκρασίας της τάξης των 0,2 έως 0,5 °C για μια περίοδο μεταξύ 1-5 χρόνων (Handler, P., 1989). Η μη ομοιόμορφη κατανομή αυτής της θερμοκρασιακής μείωσης σε ωκεάνιες και ηπειρωτικές μάζες προκαλεί κινήσεις αερίων μαζών, αύξηση βροχοπτώσεων κλπ, γεγονότα που μπορούν να προβλεφθούν και απαιτείται να λαμβάνονται υπόψη για τη μακροπρόθεσμη πρόβλεψη του παγκόσμιου κλίματος.

β. Καταστροφή του όζοντος : Η εισδοχή και παραμονή του ηφαιστειακού αερολύματος στα κατώτερα στρώματα της στρατόσφαιρας παίζει καθοριστικό ρόλο στην καταστροφή του όζοντος, επιταχύνοντας δραματικά την αντίδραση μεταξύ ανθρωπογενούς χλωρίου (προερχόμενο από την φωτόλυση των CFCs) και του O_3 . Τα μικροσταγονίδια του ένυδρου θειικού οξέως του ηφαιστειακού αερολύματος προσφέρουν θέσεις για χημικές αντιδράσεις ετερογενών φάσεων, οι οποίες θεωρούνται υπεύθυνες για την "τρύπα του όζοντος" που έχει παρατηρηθεί στην Ανταρκτική. Μια ηφαιστειακή έκρηξη ίσης ισχύος με αυτή του Πινατούμπο στις Φιλιππίνες το 1991, υπολογίζεται ότι θα αυξήσει κατά 2.3 εκατοστιαίες μονάδες την "φυσιολογική" μείωση του όζοντος, για το χρονικό διάστημα 1910-2010, ανεβάζοντάς την από 5,7% σε 8%.

5γ. Προβλήματα στις πτήσεις : Τα τελευταία 20 χρόνια έχουν αναφερθεί πάνω από 30 περιστατικά όπου αεροσκάφη είχαν σοβαρά προβλήματα όταν εισήλθαν σε εκρηκτικά ηφαιστειακά νέφη. Εκτός από τα προβλήματα ορατότητας, το κυριότερο πρόβλημα είναι η δυσλειτουργία που προκαλεί η ηφαιστειακή στάχτη στις μηχανές των αεριοθούμενων: Τα σωματίδια της στάχτης τήκονται και καλύπτουν τα πτερύγια των αεροσυμπιεστών (τουρμπίνες) προκαλώντας το σταμάτημά τους. Από καθαρή τύχη δεν έχουν υπάρξει δυστυχήματα έως σήμερα (Write, T.L. & Pierson, T.C., 1992)

13.3 ΗΦΑΙΣΤΕΙΑΚΟΣ ΚΙΝΔΥΝΟΣ ΚΑΙ ΕΠΙΚΙΝΔΥΝΟΤΗΤΑ

Έχοντας υπόψη τα παραπάνω χαρακτηριστικά της ηφαιστειακής δραστηριότητας καθορίζεται η ηφαιστειακή επικινδυνότητα, δηλαδή η δυνατότητα μίας απώλειας, σαν $E = AxTxK$

(UNESCO, 1972) όπου:

A : οι αξίες, ο αριθμός των ατόμων, κτιρίων, κατασκευών, καλλιεργήσιμης γης κλπ που εκτίθενται στον κίνδυνο.

T : η τρωτότητα, το μέρος των αξιών που θα χαθεί στη διάρκεια ενός δεδομένου συμβάντος.

K : ο ηφαιστειακός κίνδυνος, η πιθανότητα να εκδηλωθούν σε μια καθορισμένη περιοχή συγκεκριμένα ηφαιστειακά φαινόμενα, δυνητικά καταστροφικά, μέσα σε ένα καθορισμένο χρονικό διάστημα.

Η εκτίμηση του ηφαιστειακού κινδύνου, βασίζεται στην παραδοχή ότι συμβάντα του ίδιου τύπου θα εκδηλωθούν στο μέλλον, στις ίδιες περιοχές, με τον ίδιο τρόπο και την ίδια μέση συχνότητα που εκδηλώθηκαν στο παρελθόν. Η μελέτη των ηφαιστειών έχει αποδείξει ότι η ηφαιστειακή δραστηριότητα εκδηλώνεται με χαρακτηριστικά επεισόδια περιοδικής ή κυκλικής δράσης, χωρισμένα από διαστήματα ηρεμίας. Τα πιο καταστροφικά συμβάντα εμφανίζονται συνήθως μετά τα μεγαλύτερα διαστήματα ηρεμίας. Από τις 21 μεγαλύτερες καταστροφικές εκρήξεις, οι 17 ήταν οι πρώτες ιστορικές εκρήξεις για το συγκεκριμένο ηφαίστειο, που προηγούμενα χαρακτηριζόταν συχνά ανενεργό (Simkin, T. & Siebert, L., 1984). Με βάση τις παραπάνω παρατηρήσεις ορίζονται σαν "ενεργά" όχι μόνο τα ηφαίστεια που έδρασαν σε ιστορική εποχή αλλά και αυτά που η θέση τους σε ενεργή ηφαιστειο-τεκτονικά περιοχή και η ηφαιστειολογική τους συμπεριφορά στο παρελθόν κάνει πιθανή την επαναδραστηριοποίησή τους. Το θεωρούμενο σήμερα ως χρονικό όριο ασφαλείας είναι τα 20-30.000 χρόνια.

Σε τελική ανάλυση, η γνώση της συμπεριφοράς του ηφαιστείου στο παρελθόν είναι η αναγκαία βάση για την εκτίμηση του ηφαιστειακού κινδύνου και κατόπιν της επικινδυνότητας. Επιτυγχάνεται έτσι μια μακροπρόθεσμη πρόβλεψη (forecasting) των πιθανών ηφαιστειακών συμβάντων και των επιπτώσεών τους που τελικά εκφράζεται σε χάρτες ηφαιστειακής επικινδυνότητας. Αυτοί ορίζουν ζώνες επικινδυνότητας για κάθε συγκεκριμένο ηφαιστειακό γεγονός (π.χ. κατάρρευση κτισμάτων από συσσώρευση πυροκλαστικών) συνδυάζοντας τις ζώνες ηφαιστειακού κινδύνου με την τρωτότητα και τις υπάρχουσες αξίες (αναμενόμενο πάχος πυροκλαστικών, όριο κατάρρευσης κτισμάτων, πυκνότητα κτηρίων στην περιοχή) (Barberi, F., et al, 1989).

Πέρα από τη μακροπρόθεσμη πρόβλεψη, μεγάλες προσπάθειες και σοβαρά βήματα έχουν γίνει στην προσπάθεια πρόγνωσης (prediction) της έναρξης ενός ηφαιστειακού γεγονότος. Η κίνηση προς την επιφάνεια του μάγματος συνοδεύεται από μια σειρά φαινόμενα όπως παραμόρφωση του τοπογραφικού ανάγλυφου, σεισμούς, αλλαγή της χημικής σύστασης και της θερμοκρασίας ατμίδων και θερμών πηγών, αλλαγές στο μαγνητικό, βαρυτικό και γεωηλεκτρικό πεδίο. Εγκαθιστώντας ένα καλά εξοπλισμένο μόνιμο σύστημα μέτρησης όλων αυτών των παραμέτρων είναι δυνατή η πρόβλεψη ηφαιστειακής επαναδραστηριοποίησης.

13.4. Η ΚΑΤΑΣΤΑΣΗ ΣΤΗΝ ΕΛΛΑΔΑ

Η έρευνα στην Ελλάδα, σε όλα τα παραπάνω πεδία, δεν βρίσκεται σε ικανοποιητικά επίπεδα παρά τη θέση της στην πιο ενεργή περιοχή της Αλπιδο-Ιμαλαϊανής ζώνης και την ύπαρξη ενός από τα δύο ηφαιστειακά τόξα της Μεσογείου, αυτό του Νοτίου Αιγαίου. Οι μελέτες που υπάρχουν μέχρι σήμερα καλύπτουν μόνο μικρό μέρος των αναγκών αυτών των πεδίων έρευνας.

Με βάση τα διαθέσιμα στοιχεία, ενεργά ηφαιστεια - όπως ορίστηκε προηγουμένα η έννοια - μπορούν να θεωρηθούν αυτά της Σαντορίνης, Νισύρου και Μεθάνων ενώ δυνητικά ενεργό αυτό της Μήλου.

1. ΜΕΘΑΝΑ : Το κύριο μέρος της χερσονήσου αποτελείται από ανδεσιτικά - δακιτικά ασβεσταλκαλικά προϊόντα. Η ηφαιστειακή δραστηριότητα αρχίζει πριν 0,9 Ma (Fytikas, M., et al, 1986). Η τελευταία ηφαιστειακή εκδήλωση καταγράφεται περίπου το 250 π.Χ. και δίνει τα προϊόντα του Καμένου Βουνού. Οι μηχανισμοί απόθεσης των προϊόντων είναι κύρια εξωθητικοί. Η ύπαρξη ηφαιστειακών λατυπών από κατάρρευση θόλων, προϊόντων με μεγάλη καταστροφική ικανότητα για τις κοντινές και τοπογραφικά χαμηλότερες περιοχές, καθώς και η ύπαρξη προϊόντων εκρηκτικής φρεατομαγματικής δραστηριότητας δηλώνει την ανάγκη για πληρέστερη μελέτη ώστε να καταστεί δυνατή η κατασκευή ενός μοντέλου δραστηριότητας αυτού του ηφαιστειακού κέντρου. Να επιτευχθεί έτσι μια πρώτη προσέγγιση στα προβλήματα του ηφαιστειακού κινδύνου που σήμερα δεν είναι δυνατή.

2. ΝΙΣΥΡΟΣ : Πρόκειται για ένα Τεταρτογενές σύνθετο στρωματοηφαιστειο με κεντρικό καλδερικό βύθισμα. Τα τυπικά ασβεσταλκαλικά προϊόντα του κυμαίνονται από βασικούς ανδεσίτες έως ρυόλιθους. Η χρονολογία έναρξης της ηφαιστειακής δραστηριότητας υπολογίζεται σε περίπου 0,2 Ma (Keller, J., et al, 1990). Υπάρχουν τρεις ηφαιστειακοί κύκλοι κατασκευής του κώνου που ξεκινούν από βασικά ανδεσιτικά και καταλήγουν σε δακιτικά - ρυοδακιτικά προϊόντα. Ακολουθούν δύο κύκλοι έντονα εκρηκτικής δραστηριότητας που συνδέονται με καλδερικά βυθίσματα. Καθένας ξεκινά με μια Πλινιακή παροξυσμική έκρηξη που εναποθέτει σχηματισμούς κίσηρης με μηχανισμούς πτώσης, ροής και μεγακυματισμού. Ακολουθεί εξώθηση θόλων. Από τις υπάρχουσες ραδιοχρονολογήσεις προκύπτει ότι οι δύο έντονα εκρηκτικοί κύκλοι πραγματοποιήθηκαν στα τελευταία 20.000 χρόνια και μεταξύ τους παρεμβλήθηκε ένα σοβαρό χρονικό διάστημα στάσης της ηφαιστειακής δραστηριότητας. Αυτό δεν αποκλείει στο μέλλον την επανάληψη παρόμοιας καταστροφικής δράσης, τεράστιας επικινδυνότητας για την ευρύτερη περιοχή. Άλλος σοβαρός ηφαιστειακός κίνδυνος στη Νίσυρο είναι αυτός των υδροθερμικών εκρήξεων. Έχουν καταγραφεί δύο περίοδοι τέτοιας εκρηκτικής δράσης, το 1871-1873 και το 1888 (Principe, C., 1989) ενώ περίπου 17 παλαιότεροι υδροθερμικοί κρατήρες πιστοποιούν την ύπαρξη έντονης τέτοιας δράσης στο εγγύς παρελθόν. Επειδή τα γενεσιουργά αίτια - ο υπερθερμασμένος γεωθερμικός ταμιευτήρας και το στεγανό κάλυμμα - υπάρχουν και σήμερα, είναι πολύ πιθανή η εκδήλωση, στο εγγύς μέλλον, στο χώρο του καλδερικού πυθμένα τέτοιων εκρήξεων. Μια ανάλογη υδροθερμική έκρηξη τον Οκτώβριο του 1990 σε ένα παρόμοιο με της Νισύρου γεωθερμικό πεδίο (Ahuachapan - El Salvador) (IGA news, 3/1990) με 14 νεκρούς και 20 βαριά τραυματίες τονίζει τη σοβαρότητα της κατάστασης. Μια σύντομη αναφορά απαιτείται για το πιο νέο ηφαιστειακό κέντρο της περιοχής, το Γουαλί, ένα Άνω-Τεταρτογενές ρυολιθικό κέντρο με τρεις ηφαιστειακούς κύκλους, στον καθένα από τους οποίους εναλλάσσονται εκρηκτική δραστηριότητα που αποθέτει ρυολιθική κίσηρη και εξωθητική με δημιουργία οψιανικών - περλιτικών θόλων. Κρίνοντας από την πολύ πρόσφατη ηλικία (μικρότερη από 25.000 χρόνια) και τις τάσεις επαναληψιμότητας της εκρηκτικής ηφαιστειακής δραστηριότητας απαιτείται και εδώ παραπέρα μελέτη για τον ηφαιστειακό κίνδυνο.

3. ΜΗΛΟΣ : Η ηφαιστειακή δραστηριότητα στο νησί ξεκινάει πριν περίπου 3,5 Ma (Fytikas, M., et al, 1986) και χαρακτηρίζεται από τυπικά ασβεσταλκαλικά προϊόντα. Ιστορική ηφαιστειακή δράση δεν έχει καταγραφεί. Είναι πιθανή η ύπαρξη ιστορικής υδροθερμικής δραστηριότητας στο Μεσαίωνα (17^ο αιώνα) (Traineau & Dalabakis, 1989). Ο τελευταίος από τους 4 κύριους ηφαιστειακούς κύκλους που εμφανίζονται, αποτελείται από 2 έντονα εκρηκτικά φρεατομαγματικά επεισόδια που δημιουργούν τον Τράχυλα και τη Φυρίππλακα, πριν 400.000 και 90.000 χρόνια αντίστοιχα (Fytikas, M., et al. 1986). Αν θεωρήσουμε ότι ο τελευταίος κύκλος ηφαιστειακής δραστηριότητας συνεχίζεται (σε αυτό συνηγορεί η υψηλή αβαθής σεισμικότητα της περιοχής) (Drakopoulos & Delibasis, 1973 – Hirn A. et al. 1989) και ότι τέτοια διαστήματα ηρεμίας θα συνεχίσουν να τον χαρακτηρίζουν, τότε η επαναδραστηριοποίηση με εκδήλωση καταστροφικών εκρήξεων δεν είναι απίθανη. Ένας άλλος σίγουρα υπαρκτός κίνδυνος είναι αυτός των υδροθερμικών εκρήξεων, αφού υπάρχουν τα γενεσιουργά αίτια.

4. ΣΑΝΤΟΡΙΝΗ : Η Σαντορίνη είναι ένα από τα πιο βίαια εκρηκτικά ηφαίστεια - καλδέρες στον κόσμο. Η ηφαιστειακή δραστηριότητα στην περιοχή ξεκινάει πριν από 2 εκατομμύρια χρόνια περίπου. Τα τελευταία 500.000 χρόνια εκδηλώνονται 12 πολύ μεγάλες εκρήξεις. Τουλάχιστον τρεις φορές καταστρέφεται ο κεντρικός κώνος και δημιουργείται καλδερικό βύθισμα: μια τεράστια χοάνη από την κατακρήμνιση του ηφαιστείου, η οποία γεμίζει αμέσως μετά με θάλασσα.

Η τελευταία μεγάλη έκρηξη είναι η ονομαζόμενη "*Μινωική*". Πριν 3.600 χρόνια, το 1628 π.Χ., κατακρήμνισε ξανά το ηφαίστειο και του έδωσε τη σημερινή μορφή των 3 νησιών (Θήρα - Θηρασιά Ασπρονήσι). Τριάντα κυβικά χιλιόμετρα μάγματος τινάχθηκε στον αέρα, σαν ελαφρόπετρα και στάχτη, σε ύψος 36 χιλιομέτρων πάνω από το νησί. Ελαφρόπετρα πάχους δεκάδων μέτρων έθαψε ένα από τους ακμαιότερους προϊστορικούς πολιτισμούς της εποχής που είχε αναδείξει τη Θήρα σε δεσπόζον εμπορικό κέντρο της Μινωικής περιόδου, τροφοδοτώντας το μύθο της χαμένης Ατλαντίδας. Η ηφαιστειακή στάχτη από την έκρηξη σκέπασε όλη την ανατολική Μεσόγειο, αποθέτοντας τέφρα πάχους πάνω από 25 πόντους ως την Κω, τη Ρόδο και τη δυτική Τουρκία. Το παλιρροιακό κύμα (τσουνάμι) που προκάλεσε η απότομη καταβύθιση και ο σχηματισμός της καλδέρας κατέστρεψε αρκετές παράκτιες περιοχές των νησιών του Αιγαίου και όλης της ανατολικής Μεσογείου.

Η έκρηξη αυτή μπορεί να συγκριθεί, σαν μέγεθος και σαν επιδράσεις, με τη γνωστή - κυρίως από το σχετικό φιλμ - έκρηξη του Κρακατόα στην Ινδονησία, το 1883.

Η ηφαιστειακή δραστηριότητα συνεχίστηκε στη Σαντορίνη μετά τη Μινωική έκρηξη, ευτυχώς πολύ ηπιότερα αυτή τη φορά. Στο κέντρο του βυθίσματος που προκάλεσε η Μινωική έκρηξη, παράγεται κατά διαστήματα παχύρρευστο μάγμα που οικοδομεί σιγά-σιγά τα νησιά της Παλιάς και της Νέας Καμένης.

Η πρώτη χερσαία ηφαιστειακή μετά-Μινωική δραστηριότητα περιγράφεται από το Στράβωνα το 197 π.Χ. Από τότε έως την πρόσφατη τελευταία έκρηξη, το 1950, πάνω από 9 εκρήξεις έχουν καταγραφεί συνολικά στη Σαντορίνη (49 μ.Χ., 726, 1570, 1650, 1707, 1866, 1925, 1939). Ορισμένες από αυτές, όπως του 726 και του 1650 ήταν σχετικά βίαιες και οι περιγραφές τους διασώθηκαν. Η έκρηξη του 1650, στο θαλάσσιο χώρο έξω από την καλδέρα και 7 χιλιόμετρα βορειοανατολικά της Σαντορίνης, δημιούργησε το υποθαλάσσιο ηφαίστειο του Κολούμπου. Ήταν η σημαντικότερη και καταστροφικότερη ιστορική έκρηξη στην ανατολική Μεσόγειο. Πάνω από 50 άτομα και 1000 ζώα βρήκαν το θάνατο από τα δηλητηριώδη ηφαιστειακά αέρια (H₂S) που απελευθερώθηκαν τότε. Το τσουνάμι που προκλήθηκε κατέστρεψε τις χαμηλές παράκτιες περιοχές της Σαντορίνης και των γύρω νησιών.

Η Σαντορίνη είναι το μόνο ελληνικό ηφαίστειο για το οποίο υπάρχει μια ικανοποιητική προσέγγιση στην εκτίμηση του ηφαιστειακού κινδύνου. Στη δραστηριότητα των τελευταίων

400.000 χρόνων εμφανίζονται δύο κύκλοι: Καθένας τους διαρκεί περίπου 200.000 χρόνια και κλείνει με δύο μεγάλες Μινωικού τύπου εκρήξεις. Γενικά ανάμεσα στις μεγάλες καταστροφικές εκρήξεις μεσολαβούν διαστήματα ηρεμίας της τάξης των 15.000-20.000 χρόνων.

Αυτό οδηγεί στο συμπέρασμα ότι στο άμεσο μέλλον δεν είναι πιθανή εκδήλωση καταστροφικής έκρηξης Μινωικού τύπου, καθώς πέρασαν μόνο 3.600 χρόνια από την τελευταία.

Αντίθετα στα επόμενα χρόνια είναι πιθανό να εκδηλωθούν εκρήξεις σαν αυτές της Νέας Καμένης ή του Κολούμπου. Όλα τα στοιχεία δείχνουν ότι κάτω από τη Σαντορίνη υπάρχει λιωμένο πέτρωμα σε βάθος 2-4 χιλιομέτρων και είναι πιθανό να τροφοδοτήσει νέα ηφαιστειακή δραστηριότητα.

Η Σαντορίνη είναι επίσης το πρώτο ελληνικό ηφαίστειο για το οποίο υπήρξε αρχικά στην πενταετία 1985 - 1990 ένα πρόγραμμα παρακολούθησης του, από το ΙΓΜΕ και το Παν. Αθηνών και αργότερα (1994-1996) ένα Ευρωπαϊκό πρόγραμμα μελέτης και παρακολούθησης του ηφαιστείου. Αυτό είχε σαν αποτέλεσμα την εκπόνηση πλήρους μελέτης για τον ηφαιστειακό κίνδυνο στη Σαντορίνη και τη δημιουργία ενός ηφαιστειολογικού παρατηρητηρίου στο νησί το οποίο παρακολουθεί το ηφαίστειο και κάνει δυνατή τη βραχυπρόθεσμη πρόβλεψη τυχόν επαναδραστηριοποίησης. Την ευθύνη για την παρακολούθηση του ηφαιστείου και τη λειτουργία των δικτύων έχει σήμερα το Ινστιτούτο Μελέτης και Παρακολούθησης του Ηφαιστείου της Σαντορίνης (Ι.Μ.Π.Η.Σ), ένας μη κερδοσκοπικός οργανισμός που δημιουργήθηκε για το σκοπό αυτό.

13.5. ΑΝΤΙΜΕΤΩΠΙΣΗ ΕΚΔΗΛΩΣΗΣ ΗΦΑΙΣΤΕΙΑΚΗΣ ΔΡΑΣΗΣ

Ο τομέας σχεδιασμού και οργάνωσης για την αντιμετώπιση των πιθανών εκρήξεων παρουσιάζει στη χώρα μας ακόμα μεγαλύτερες καθυστερήσεις από τον τομέα μελέτης του ηφαιστειακού κινδύνου και παρακολούθησης των ενεργών ηφαιστειών. Βέβαια η δυνατότητα σχεδιασμού και οργάνωσης της αντιμετώπισης των επιπτώσεων εξαρτάται σε μεγάλο βαθμό από την προώθηση μελετών για τον ηφαιστειακό κίνδυνο και επικινδυνότητα. Σε θεωρητικό επίπεδο ορίζονται δύο επίπεδα παρέμβασης σε αυτό το σχεδιασμό:

- α) Μακροχρόνιος σχεδιασμός στη δυνατότητα χρήσης γης (άδειες οικοδόμησης, εγκατάσταση οικονομικών μονάδων, γενικότερη δραστηριότητα κλπ) στις περιοχές που από τους χάρτες επικινδυνότητας προκύπτουν σαν οι πιο εκτεθειμένες σε καταστροφική ηφαιστειακή δράση. Ένας κανονισμός δηλαδή για τους όρους ανάπτυξης των ενεργών ηφαιστειακών περιοχών, ανάλογος με τους όρους δόμησης σε σειсмоγενείς περιοχές.
- β) Σχεδιασμός της πολιτικής προστασίας, δηλαδή σενάρια άμεσης επέμβασης σε περιπτώσεις επαναδραστηριοποίησης, και λήψη μέτρων που θα τα κάνει εκτελέσιμα. Το πρώτο και βασικότερο σενάριο είναι αυτό της εκκένωσης της περιοχής, αν αναμένεται έντονα καταστροφική δραστηριότητα. Ένα τέτοιο σχέδιο, για περιοχές όπως τα νησιά μας, απαιτεί ένα μακροχρόνιο σχεδιασμό για τη δημιουργία υποδομής που θα το κάνει εφαρμόσιμο. Υποδομή που δεν μπορεί σήμερα να θεωρηθεί ικανοποιητική όσον αφορά τόσο στη Σαντορίνη όσο και στη Νίσυρο. Είναι αναγκαία επίσης η κατάρτιση σεναρίων αντιμετώπισης άλλων πιθανών ηφαιστειακών γεγονότων που απαιτούν τόσο σοβαρή και υπεύθυνη ενημέρωση των κατοίκων ώστε να αντιδρούν ψύχραιμα και σωστά, όσο και υλική υποδομή για την αντιμετώπισή τους. Μια πιθανή έκλυση τοξικού αερίου π.χ. θα απαιτούσε ενημέρωση, εκπαίδευση, εξασφάλιση τρόπου ειδοποίησης των κατοίκων, ύπαρξη κατάλληλων χώρων, εξειδικευμένου νοσηλευτικού προσωπικού και φαρμάκων ώστε να αντιμετωπιστούν πιθανές περιπτώσεις μαζικής εισπνοής κλπ.

Ένα σημείο - κλειδί για να γίνουν εκτελεστά αυτά τα σχέδια είναι η ροή πληροφοριών από τους επιστήμονες στο κοινό. Τα σοβαρότερα προβλήματα που εμφανίζονται συνήθως σε τέτοιες περιπτώσεις είναι οι αντιφατικές πληροφορίες για την επικινδυνότητα ή αντιφατικές προβλέψεις για μελλοντικά επεισόδια. Αυτό προκαλεί έλλειψη εμπιστοσύνης του πληθυσμού προς τους υπεύθυνους, πανικό ή απάθεια. Μπορεί επίσης να έχει σοβαρές οικονομικές επιπτώσεις (π.χ. τουρισμό). Απαιτείται γι' αυτό η αποφυγή δηλώσεων ή σχολίων στα μέσα μαζικής ενημέρωσης. Διαφορετικές γνώμες και απόψεις των επιστημόνων είναι αναπόφευκτες. Χρειάζεται όμως η υιοθέτηση και τήρηση κάποιου "κώδικα συμπεριφοράς" στην περίπτωση πρόβλεψης κάποιου γεγονότος, ανάλογου με αυτόν που γίνονται προσπάθειες να υιοθετηθεί στην πρόβλεψη των σεισμών (Seism.Soc.Am., 1983 UNESCO, 1984). Η τραγική περίπτωση του Nevado del Ruiz (Voight, B., 1990) διδάσκει πολλά και πάνω σε αυτό τον τομέα.

Για την ελαχιστοποίηση και πρόληψη των παραπάνω αρνητικών πλευρών απαιτείται κοινό και ΜΜΕ να αποκτήσουν εμπιστοσύνη στην επιστημονική ομάδα που έχει την ευθύνη της παρακολούθησης. Αυτό πρέπει να γίνει οπωσδήποτε πριν από την εκδήλωση κρίσης, στη διάρκεια της διαδικασίας ενημέρωσης και εκπαίδευσης του πληθυσμού.

13.6 ΣΥΜΠΕΡΑΣΜΑΤΑ

Οι περιοχές της Ελλάδας όπου υπάρχει πιθανότητα εκδήλωσης στο μέλλον ηφαιστειακής δραστηριότητας είναι (κατά σειρά πιθανότητας εκδήλωσης) η Σαντορίνη, η Νίσυρος, τα Μέθανα και η Μήλος.

Δεν υπάρχουν ολοκληρωμένες μελέτες για την εκτίμηση του ηφαιστειακού κινδύνου και επικινδυνότητας στις περιοχές Νίσυρου, Μεθάνων και Μήλου. Για την περιοχή της Σαντορίνης έχουν γίνει οι σχετικές μελέτες και λειτουργεί ένα ολοκληρωμένο δίκτυο παρακολούθησης του ηφαιστείου.

Από τα παραπάνω προκύπτει η ανάγκη :

- Εντατικοποίησης των μελετών για τον ηφαιστειακό κίνδυνο και εκπόνησης χαρτών επικινδυνότητας για όλες τις ενεργές ηφαιστειακές περιοχές.
- Δημιουργίας παρατηρητηρίων και εγκατάστασης μόνιμων δικτύων συνεχούς παρακολούθησης στη Νίσυρο.
- Παρακολούθηση των βασικών παραμέτρων σε Μέθανα και Μήλο.
- Πρωώθησης του σχεδιασμού και μέτρων πολιτικής προστασίας με σενάρια ειδικά επεξεργασμένα για την κάθε περιοχή και εξασφάλιση της υποδομής που θα τα κάνει εφαρμόσιμα.

BIBLIOGRAFIA

- Barberi, F., Macedonio, G., Pareschi, M.T., Santacroce, R., 1989. Pericolosità e Rischio Vulcanico: Stato dell' arte e prospettive. Boll. G.N.V. Italiano.
- Baxter, P.J., 1990. Medical effects of Volcanic eruptions. Bull. Volcanol., vol 52, 532-544.
- Blong, R.J., 1984. Volcanic hazards. A source book on the effects of eruptions. Academic Press, Sydney, p.411.
- Drakopoulos, J.C. & Delibasis, N., 1973. Volcanic type microearthquake activity in Milos, Greece. Ann. Geof., 26, 131-153.
- Druitt, T.H., Mellors, R.A., Pyle, P.M. & Sparks, R.S.J., 1989. Explosive volcanism on Santorini, Greece. Geol. Mag., 126(2), 95-126.
- Explosive Volcanism: Inception, Evolution, and Hazards, 1984. Overview and Recommendations. In: Studies in Geophysics, National Academy Press, 3-10.
- Handler, P., 1989. The effect of volcanic aerosols on global climate. J. Volcanol. Geoth. Res., 37, 233-249.
- Hirn, A., Sachpazi, M., Nercessian, A., 1989. Elements for a model of the Geothermal field of Milos from Seismological data. Geothermics, Vol. 18, No 4, 579-595.
- Keller, J., Rehren, Th., Stadlbauer, E., 1990. Explosive Volcanism in the Hellenic Arc: a Summary and Review. Proc. Third Int. Congress THERA AND THE AEGEAN WORLD III, Vol. 2, Earth Sciences, 13-26.
- Krafft, M. & C., 1987. Volcans du Monde, L' Odysee Flammarion, 88-100.
- Latter, J.H., 1981. Tsunamis of Volcanic Origin: Summary of Causes with Particular Reference to Krakatoa, 1883. Bull. Volcanol., vol. 44-3, 467-490.
- Principe, C., 1989. Le eruzioni freatiche di Nisyros (Dodecaneso, Grecia): Studio geologico preliminare. Boll. G.N.V. It.
- Sabroux, J.C., 1983. Volcano energetics: Volcanic gases and vapours as geothermometers and geobarometers. In H. Tazieff and J.C. Sabroux (eds): Forecasting Volcanic Events, ELSEVIER, Dev. in Volcanol. 1, 17-25.
- Seismological Society of America, 1983. Guidelines for earthquake predictors. Bull. Seism. soc. Am., 73/6, 1955-1956.
- Simkin, T. & Siebert, L., 1984. Explosive Eruptions in Space and Time: Durations, Intervals, and a Comparison of the Worlds Active Volcanic Belts. In: Studies in Geophysics: Explosive Volcanism: Inception, Evolution and Hazards. National Academy Press, 110-121.
- Sparks, R.S.J. & Wilson, C.J.N., 1990. The Minoan deposits: A review of their characteristics and interpretation. Proc. Third Int Congress THERA AND THE AEGEAN WORLD III, Vol. 2, Earth Sciences,
- Traineau, H. & Dalabakis, P., 1989. Mise en evidence d'une eruption phreatique historique sur l'île de Milos (Greece). C.R.Acad.Sci. Paris, t.308, Serie II, 247-252.
- Faivre-Pierret, R. & Le Guern, F., 1983. Health risks linked with inhalation of volcanic gases and aerosols. In H. Tazieff & J.C. Sabroux (eds): Forecasting volcanic events, ELSEVIER, Dev. in Volcanol. 1., 69-81.
- Fytikas, M., Innocenti, F., Kolios, N., Manetti, P., Mazuoli, R., Poli, G., Rita, F. & Villari, L., 1986. Volcanology and Petrology of Milos and neighbouring islets. J. Volcanol. Geoth. Res., 28, 297-317.
- Fytikas, M., Innocenti, F., Kolios, N., Manetti, P., Mazzuoli, R., 1986. The Plio-Quaternary Volcanism of Saronikos Area (Western Part of the Active Aegean Volcanic Arc). An. Geol. Pays Hell.
- Fytikas, M., Kolios, N., Vougioukalakis, G., 1990. Post-Minoan Volcanic Activity of the Santorini Volcano. Volcanic Hazard and Risk, Forecasting Possibilities. In Proc. Third Int. Congress THERA AND THE AEGEAN WORLD III, Vol. 2, Earth Sciences, 183-198

Fritzas, C.I. & Papadopoulos, G.A., 1988. Volcanic risk and urban planning in the region of Santorini Volcano, South Aegean, Greece, In P.G. Marinos & G.C. Koukis (eds), Proc Int. Symp. on the Engineering Geology of Ancient Works, Monuments and Historical Sites, Preservation and Protection, Athens, September 1988, 1321-1327.

UNESCO, 1972. Report on Consultative Meeting of experts on the Statistical Study of Natural Hazards and their Consequences. Document SC/WS/500.

UNESCO/IASPEI Working Group on a Code of Practice for Earthquake Prediction, 1984. EOS, Vol. 65, No 7, February 14, 1984.

Voight B., 1990. The 1985 Nevado del Ruiz volcano catastrophe: anatomy and retrospection. J. Volcanol. Geoth. Res., 44, 349-386.

Walker, G.P.L., 1983. Ignimbrite types and ignimbrite problems. J. Volcanol. Geoth. Res. 17, 65-88.

Write, T.L. & Pierson, T.C., 1992. Living with volcanoes. U.S. Geological Survey Circular 1073, p.27.