

ΓΕΩΧΗΜΕΙΑ ΤΩΝ ΠΥΡΙΓΕΝΩΝ ΠΕΤΡΩΜΑΤΩΝ.

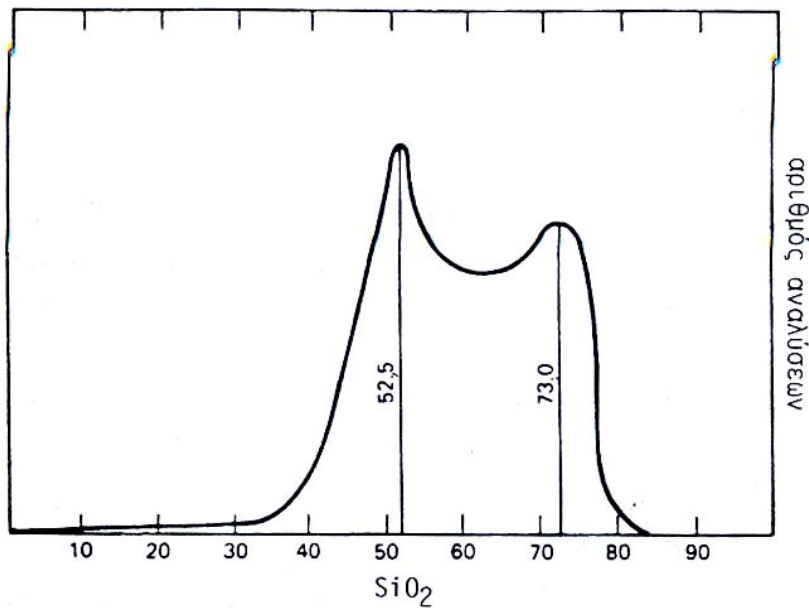
Μάγμα.

Το μάγμα, όπως είναι γνωστό, είναι το μητρικό υλικό των πυριγενών πετρωμάτων και το τμήμα του που εκχύνεται σαν λάβα από τα ηφαίστεια είναι προσιτό στην άμεση παρατήρησή μας. Όμως υπάρχει σημαντική ποσότητα μάγματος που στερεοποιείται σε μεγάλο βάθος για την πιθανή αρχική σύσταση του οποίου, χρησιμοποιούμε τη γεωχημεία μόνο του υλικού που αποκαλύπτεται στην επιφάνεια σαν τελικό προϊόν της κρυστάλλωσης. Το μάγμα περιέχει επίσης σημαντική ποσότητα αερίων τα οποία διαφεύγουν κατά τη στερεοποίησή του, όμως δεν παύουν να παίζουν ένα σημαντικό ρόλο για τον προσδιορισμό της πορείας της κρυστάλλωσης. Η στερεοποίηση δε συμβαίνει σε καθορισμένη πάντα θερμοκρασία αλλά ακολουθεί την πορεία της κλασματικής κρυστάλλωσης. Τα τελικά προϊόντα αυτής της κρυστάλλωσης δεν περιλαμβάνουν μόνο τη στερεή φάση των πυριγενών πετρωμάτων αλλά επίσης μια αέρια και πιθανόν μια υγρή φάση. Το μάγμα γενικά χαρακτηρίζεται α) από τη σύστασή του που είναι κατ' εξοχή πυριτική β) από τη θερμοκρασία που είναι υψηλή (μεταξύ 500° έως 1200°) και γ) από τη ρευστότητα με την οποία κινείται (ιξώδες).

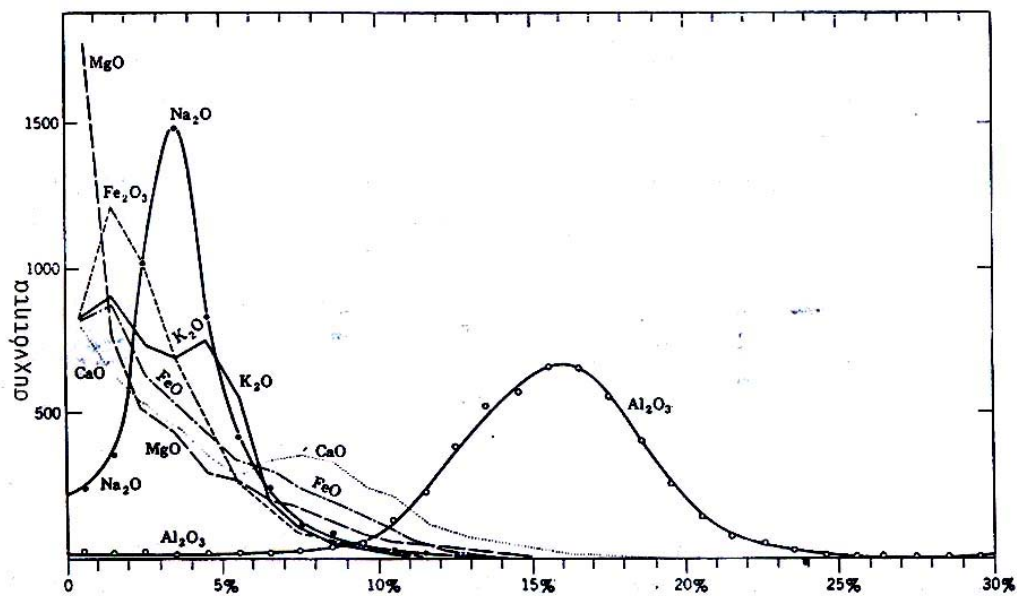
Πολλά χρόνια πριν επικρατούσε η άποψη ότι υπάρχουν δύο αρχικά είδη μαγμάτων, ένα γρανιτικό κι ένα βασαλτικό κι ότι η ποικιλία των πυριγενών πετρωμάτων είναι μίγμα αυτών των δύο τύπων. Βέβαια, κατά μία άποψη οι γρανίτες και οι γρανοδιορίτες συνιστούν το 95% των πλουτωνιτών της υδρογείου και οι βασάλτες και πυροξενικοί ανδεσίτες το 98% των ηφαιστιτών αν και το τελευταίο ποσοστό είναι λίγο αμφισβητήσιμο μια και οι ρυόλιθοι είναι πολύ άφθονα πετρώματα. Οι τελευταίες παρατηρήσεις και απόψεις κλίνουν υπέρ της παραδοχής ενός αρχικού μάγματος βασαλτικής σύστασης χωρίς αυτό να αποκλείει την ύπαρξη μαγμάτων και άλλων συστάσεων. Ο σχηματισμός μαγμάτων διαφόρων συστάσεων μπορεί να ερμηνευτεί με την κλασματική κρυστάλλωση ενός βασαλτικού μάγματος και τον αποχωρισμό υπολειμματικών μαγμάτων διαφόρων τύπων με βάση μια διεργασία αφορμώσεως υλικού διαφορετικής σύστασης ή τη διαφυγή πτητικών ουσιών. Όλα αυτά μαζί μπορούν κάλλιστα να δημιουργήσουν σημαντικές αλλαγές στη σύσταση.

Χημισμός των μαγμάτων και των πυριγενών πετρωμάτων.

Οι Clarke και Washington υπολόγισαν τη μέση χημική σύσταση των πυριγενών



Σχήμα 10. Συχνότητα κατανομής του SiO₂ σε αναλύσεις πυριγενών πετρωμάτων.
(Από Mason and Moore, 1982).



Σχήμα 11. Συχνότητα κατανομής των % αναλογιών των κυριότερων οξειδίων κατά τις αναλύσεις πυριγενών πετρωμάτων. (Από Mason and Moore, 1982).

πετρωμάτων και κατέληξαν στα παρακάτω αποτελέσματα:

SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	H ₂ O	TiO ₂
59,14	15,34	3,08	3,80	3,49	5,08	3,84	3,13	1,15	1,05

Φυσικά θα πρέπει να πάρουμε υπόψη μας ότι οι παραπάνω αριθμοί είναι οι μέσοι όροι χιλιάδων αναλύσεων. Δεν αντιπροσωπεύουν δηλαδή τη σύσταση ενός αρχικού μάγματος από το οποίο μπορούν να προκύψουν όλα τα πυριγενή πετρώματα, ούτε τη σύσταση ενός ορισμένου μάγματος. Εννοείται ότι από την παραπάνω σύσταση παραλείπονται επουσιώδη συστατικά όπως π.χ. τα πτητικά, που ως γνωστό, βρίσκονται σε όλα τα μάγματα. Έτσι φαίνεται ότι τα κυριότερα στοιχεία είναι τα O, Si, Al, Fe, Mg, Ca, Na και K, δηλαδή τα μάγματα είναι πολλαπλά συστήματα όλων αυτών των στοιχείων καθώς και ορισμένων άλλων.

Οι σχέσεις συχνότητας των κυριοτέρων οξειδίων, τα οποία σχηματίζουν τα συνήθη πετρώματα, μελετήθηκαν από τους Richardson και Sneezy με βάση τις 5159 κυριότερες αναλύσεις του Washington (σχήματα 10 και 11).

Το κυριότερο οξείδιο είναι του πυριτίου. Τα περισσότερα πυριγενή περιέχουν μεταξύ 30 και 80% SiO₂. Το SiO₂ δε μεταβάλλεται κανονικά όπως φαίνεται από το σχήμα 10, αλλά υπάρχουν δύο μέγιστα συχνότητας στο 52,5% SiO₂ και στο 73% SiO₂ δηλαδή, τα πετρώματα με περίπου 52,5% SiO₂ και 73% SiO₂ είναι και τα πιο συνηθισμένα.. Αυτό συμφωνεί και με το γεγονός ότι τα αφθονότερα πετρώματα στην επιφάνεια της γης είναι ο βασάλτης και ο γρανίτης. Το αργίλιο ποικίλλει συνήθως μεταξύ 10-20%. Χαμηλές ποσότητες Al₂O₃ είναι χαρακτηριστικές πετρωμάτων με λίγους αστρίους ή αστριοειδή δηλαδή, υπερβασικών τύπων. Υψηλές ποσότητες Al₂O₃ είναι χαρακτηριστικές των ανορθοσιτών και των πετρωμάτων που περιέχουν πολύ νεφελίνη.

Το Na₂O παρουσιάζει μια πολύ συμμετρική μεταβλητότητα και συνήθως κυμαίνεται από 2-5%. Σπάνια ξεπερνά το 15%. Η καμπύλη του K₂O είναι λιγότερο κανονική αλλά τα περισσότερα πετρώματα έχουν λιγότερο του 6% K₂O και μόνο σπάνια θα το βρούμε να ξεπερνά το 10%. Οι καμπύλες για το FeO και Fe₂O₂ είναι παρόμοιες. Και οι δύο παρουσιάζουν ένα μέγιστο συχνότητας στο 1,5% και μεταπίπτουν με περισσότερη ή λιγότερη κανονικότητα σε υψηλότερες περιεκτικότητες. Η ποσότητα των οξειδίων του σιδήρου στα πυριγενή σπάνια υπερβαίνει το 15% εκτός από την περίπτωση μαγματικών σιδηρούχων

μεταλλευμάτων. Τα περισσότερα πετρώματα έχουν χαμηλή περιεκτικότητα σε MgO και μόνο υπερβασικοί τύποι πλούσιοι σε ολιβίνη ή πυροξένους έχουν πάνω από 20%. Η καμπύλη για το CaO μοιάζει μ'εκείνη για το MgO. Τα περισσότερα πετρώματα έχουν λιγότερο από 10% CaO αν και σε μερικούς πυροξενίτες θα το βρούμε να ξεπερνά το 20%. Το νερό μπορεί να φθάσει το 10% σε λίγα ηφαιστειακά γυαλιά, αλλά γενικά ένα πυριγενές πέτρωμα που περιέχει πάνω από 2% H₂O έχει αποκτήσει το πλεόνασμα από αλλοιώσεις. Τρία εποισιωδέστερα συστατικά που θα πρέπει επίσης να προσδιορίζονται σε μια καλή ανάλυση πετρώματος είναι τα TiO₂, P₂O₅ και MnO, τα οποία βρίσκονται στα περισσότερα πυριγενή πετρώματα. Επίσης πολλά άλλα στοιχεία μπορεί να υπάρχουν σε πολύ μικρά ποσοστά.

Η ορυκτολογική σύσταση των πυριγενών.

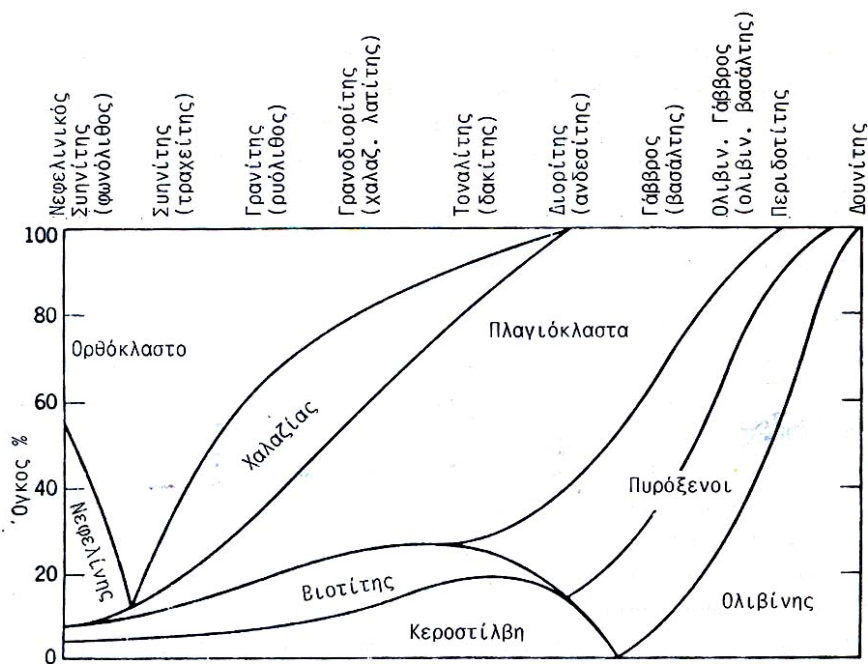
Αν και περισσότερα από 1000 είδη ορυκτών είναι γνωστά, ο αριθμός εκείνων που βρίσκονται στο 99% των πυριγενών είναι πολύ μικρός. Εκτός από τα 7 κύρια ορυκτά ή ομάδες ορυκτών (άστριοι, αστριοειδή, ολιβίνης, πυρόξενοι, αμφίβολοι, μαρμαρυγίες και χαλαζίας) μόνο ο μαγνητίτης, ο ιλμενίτης και ο απατίτης συνήθως βρίσκονται στα πυριγενή πετρώματα, αλλά όμως σε πολύ μικρές ποσότητες.

Μια στατιστική μελέτη 700 περίπου πυριγενών που μελετήθηκαν πετρογραφικά, έδωσε την παρακάτω μέση ορυκτολογική σύσταση: χαλαζίας 12%, άστριοι 59,5%, πυρόξενοι και αμφίβολοι 16,8%, βιοτίτης 3,8%, ορυκτά τιτανίου 1,5%, απατίτης 0,6%, άλλα εποισιώδη ορυκτά 5,8%. Η σύγκριση της μέσης ορυκτολογικής σύστασης (modus) με τη δυνητική σύσταση (norm) που υπολογίστηκε από τη μέση χημική σύσταση των πυριγενών, παρουσιάζει ιδιαίτερο ενδιαφέρον. Η δυνητική σύσταση των πυριγενών πετρωμάτων είναι χαλαζίας 10,02%, ορθόκλαστο 18,35%, αλβίτης 32,49%, ανορθίτης 15,29%, διοψίδιος 6,45%, υπερσθενής 8,64%, μαγνητίτης 4,41%, ιλμενίτης 1,98%, απατίτης 0,67%, λοιπά 1,70%. Η ορυκτολογική σύσταση αποτελεί βασικό κριτήριο στην ταξινόμηση των πυριγενών. Έχουν προσδιοριστεί αρκετές εκατοντάδες τύπων πετρωμάτων όμως μόνο λίγοι από αυτούς εμφανίζονται πιο συχνά.

Η ταξινόμηση των πετρωμάτων δεν επιβάλλεται από αυστηρώς καθορισμένα χαρακτηριστικά, όπως αυτά που καθορίζουν το ορυκτό είδος. Αν τοποθετήσουμε τα πιο συχνά πυριγενή πετρώματα στη φύση με βάση την ορυκτολογική τους σύσταση πάνω σ'ένα διάγραμμα θα δούμε ότι αυτά συνιστούν ένα συνεχές σύνολο όπως π.χ. στο σχήμα 12, στο οποίο η διαίρεση με σκοπό τη συστηματική ταξινόμηση γίνεται με

όρια μερικώς αυθαίρετα. Συγχρόνως φαίνεται η κατ' όγκο ορυκτολογική σύσταση των πετρωμάτων.

Πολλές φορές παρατηρούμε μια βαθμιαία μετάβαση από ένα τύπο πετρώματος σε άλλο μέσα στο ίδιο κοίτασμα π.χ. ένας γρανίτης μεταπίπτει βαθμιαία, καθώς μειώνεται το ποσό των αλκαλιούχων αστρίων και αυξάνεται το ποσό των πλαγιοκλάστων, σε γρανοδιορίτη και ακολούθως σε χαλαζιακό διορίτη και αυτός με τη σειρά του, μόλις εξαφανιστεί ο χαλαζίας σε διορίτη.



Σχήμα 12. Ορυκτολογική σύσταση των πιο συνηθισμένων τύπων πυριγενών πετρωμάτων.

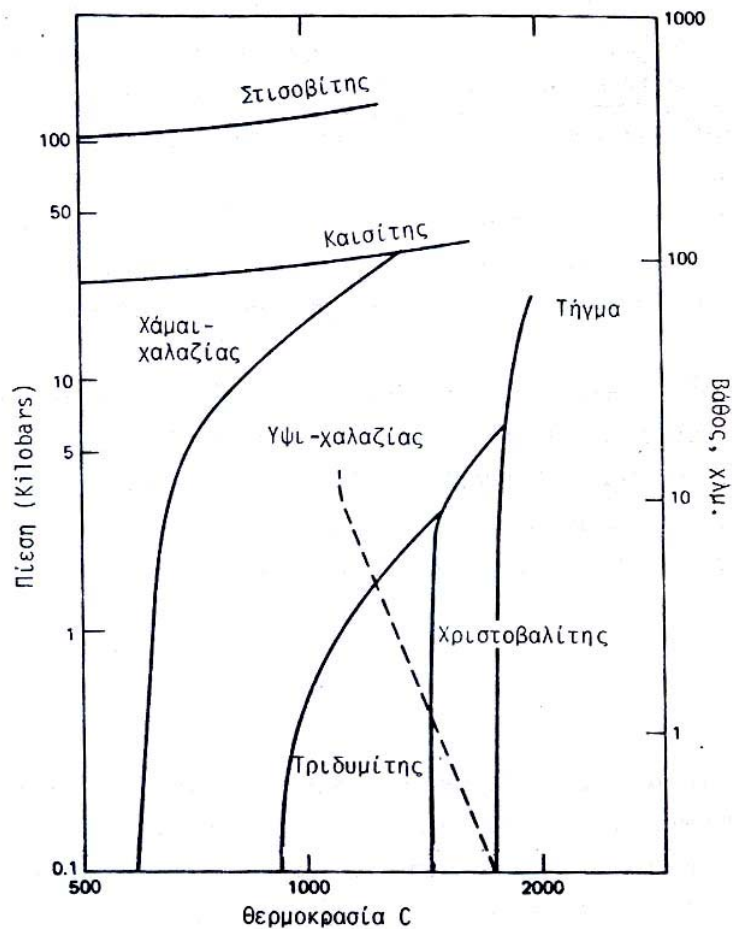
Παρακάτω εξετάζονται αναλυτικότερα οι συνθήκες σχηματισμού των κυριότερων ορυκτών.

Ορυκτά του SiO₂.

Στη φύση συναντώνται επτά ορυκτά του SiO₂: ο χαλαζίας, ο τριδυμίτης, ο χριστοβαλίτης, ο οπάλιος, ο λεσατερλιερίτης, ο καισίτης και ο στισοβίτης. Το αφθονότερο από αυτά είναι ο χαλαζίας, ο τριδυμίτης κι ο χριστοβαλίτης αφθονούν στα ηφαιστειακά πετρώματα, ο οπάλιος δεν είναι και πολύ σπάνιος, ο λεσατερλιερίτης (πυριτικό γυαλί) είναι πολύ σπάνιος και ο καισίτης μαζί με το στισοβίτη είναι υψηλής

πίεσης μορφές που βρέθηκαν στους βομβαρδισμένους από μετεωρίτες ψαμμίτες της Arizona.

Ο χαλαζίας, ο χριστοβαλίτης κι ο τριδυμίτης παρουσιάζουν ο καθένας το δικό του πεδίο σταθερότητας. Σε συνθήκες ατμοσφαιρικής πίεσης ο χαλαζίας είναι σταθερός μέχρι τους 867°, ο τριδυμίτης μεταξύ 867° και 1470° και ο χριστοβαλίτης από 1470° μέχρι το σημείο τήξης στους 1713°. Από τους 1713° μέχρι το σημείο ζέσεως η σταθερή φάση είναι υγρή μορφή του διοξειδίου του πυριτίου. Στο σχήμα 13 είναι σαφή τα πεδία σταθερότητας των φάσεων του SiO₂. Προσθήκη μικρής ποσότητας H₂O στο σύστημα αυτό κατεβάζει τη liquidus αρκετές εκατοντάδες βαθμούς. Αυτό βγήκε από πειράματα που έγιναν σε θερμοκρασίες μέχρι 1300° και πιέσεις ατμών νερού μέχρι 2000 Kg/cm². Η πτώση αυτή της θερμοκρασίας παριστάνεται στο σχ. 13 από τη διακεκομμένη γραμμή.



Σχήμα 13. Πεδία σταθερότητας των φάσεων SiO₂ (Από Mason and Moore, 1982).

Οι τρεις αυτοί πολύμορφοι τύποι (χαλαζία, χριστοβαλίτης, τριδυμίτης) του SiO_2 αποτελούνται δομικά από τετραεδρικές ομάδες τεσσάρων ατόμων οξυγόνου που περιβάλλουν ένα κεντρικό άτομο πυριτίου. Τα τετράεδρα αυτά συνδέονται και σχηματίζουν τρισδιάστατο πλέγμα, αλλά ο τρόπος σύνδεσης διαφέρει για τον κάθε τύπο. Έτσι προκύπτουν κι οι διαφορές στην κρυσταλλική δομή τους και στις ιδιότητές τους. Κάθε ένας από τους τρεις πολυμορφικούς τύπους έχει μορφή υψηλής και χαμηλής θερμοκρασίας. Στο χαλαζία η αλλαγή από τον ένα τύπο στον άλλο γίνεται στους 573° σε συνθήκες ατμοσφαιρικής πίεσης, επίσης ο υψηλής θερμοκρασίας τριδυμίτης αλλάζει στον χαμηλής μεταξύ 120° και 160° . Τέλος ο υψηλής θερμοκρασίας χριστοβαλίτης αλλάζει στον χαμηλής μεταξύ 200 και 275° . Οι μετατροπές αυτές συμβαίνουν απότομα και είναι αμφίδρομες. Σημαντικά είναι ακόμη και τα παρακάτω φαινόμενα:

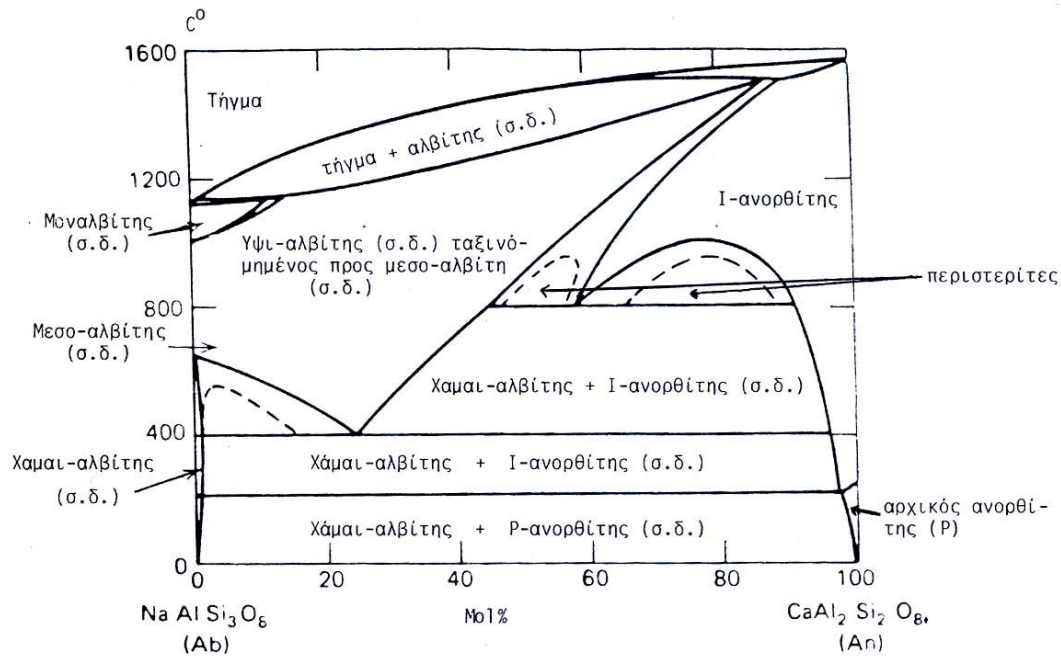
1. Ακόμη και σε θερμοκρασίες κάτω από 867° , ιδιαίτερα όταν η κρυστάλλωση εξελίσσεται γρήγορα, (παρουσία π.χ. υπερθέρμων αερίων) ο χριστοβαλίτης και/ή ο τριδυμίτης είναι δυνατό να κρυσταλλωθούν αν και ο χαλαζίας είναι η σταθερή φάση.

2. Ο υψηλής θερμοκρασίας χαλαζίας και ο χαμηλής σχηματίζονται μόνο μέσα στα όρια του πεδίου σταθερότητάς τους και ποτέ σε υψηλότερες θερμοκρασίες. Έτσι λοιπόν καταλήγουμε ότι η παρουσία χαλαζία σ' ένα πυριγενές πέτρωμα δηλώνει ότι η κρυστάλλωσή του από το μάγμα έγινε σε θερμοκρασία χαμηλότερη από 867° , ενώ η παρουσία του χριστοβαλίτη ή τριδυμίτη δεν αποδεικνύει τίποτα σχετικά με τη θερμοκρασία κρυστάλλωσης.

Οι άστριοι.

Η ομάδα των αστρίων διακρίνεται στους καλιούχους και βαριούχους με μονοκλινική συμμετρία και τους νατριούχους και ασβεστιούχους με τρικλινή συμμετρία. Σημαντικό ενδιαφέρον παρουσίαζε πάντα το στερεό διάλυμα (μικτοί κρύσταλλοι) μεταξύ αλβίτη $\text{NaAlSi}_3\text{O}_8$ και ανορθίτη $\text{CaAl}_2\text{Si}_2\text{O}_8$. Ο γενικός τύπος δομής των αστρίων είναι WZ_4O_8 , όπου $\text{W} = \text{Na}, \text{K}, \text{Ca}, \text{Ba}$, και $\text{Z} = \text{Si}, \text{Al}$ με την αναλογία $\text{Si}:\text{Al}$ να κυμαίνεται από 3:1 μέχρι 1:1. Η δομή των αστρίων αποτελείται από ένα συνεχές τρισδιάστατο πλέγμα τετραέδρων SiO_4 και AlO_4 με τα κενά αρνητικά φορτισμένα μεσοδιαστήματά του κατειλημμένα από τα θετικά $\text{Na}, \text{K}, \text{Ca}$ και Ba .

Τα σημαντικότερα μέλη των αστρίων είναι το ορθόκλαστο $\text{CaAl}_2\text{Si}_2\text{O}_8$, ο αλβίτης $\text{NaAlSi}_3\text{O}_8$ και ο ανορθίτης $\text{CaAl}_2\text{Si}_2\text{O}_8$. Το σανίδινο είναι η υψηλής θερμοκρασίας μορφή που συναντάμε



Σχ. 15. Σχέσεις φάσεων στη σειρά των πλαγιοκαστών. Οι στικτές γραμμές αντιπροσωπεύουν μετασταθερές καμπύλες των περιστεριτών.

σ.δ. = στερεό διάλυμα

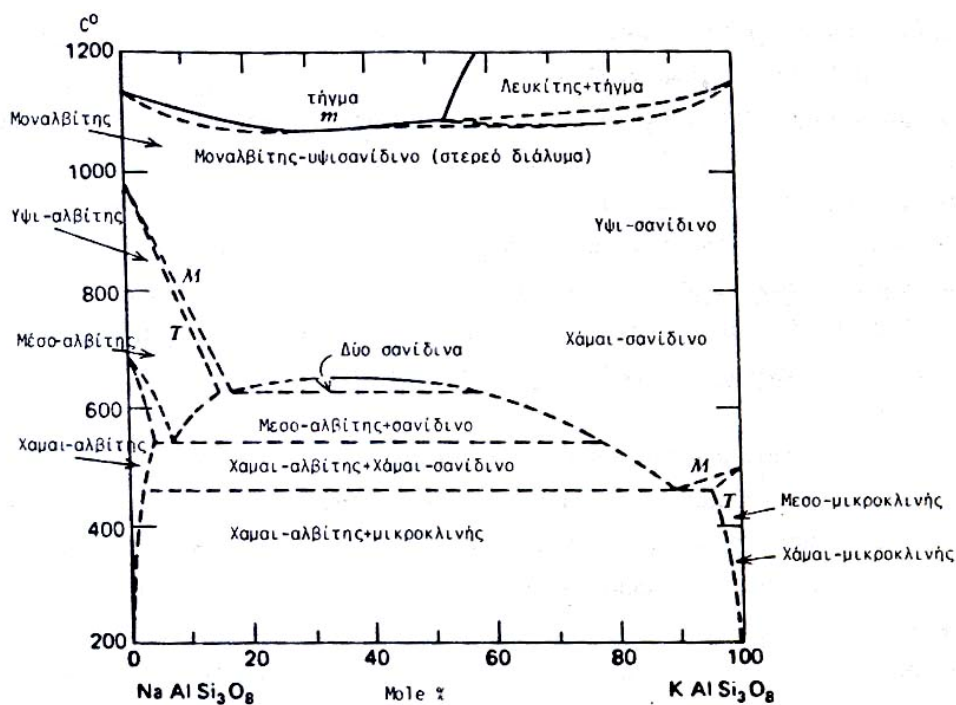
(Από Mason and Moore, 1982).

στους ηφαιστίτες (σταθερή από 700° και πάνω), το ορθόκλαστο κι ο μικροκλινής αφθονούν στα πυριγενή και μεταμορφωμένα μέσω και χαμηλών θερμοκρασιών και τέλος ο αδουλαίος βρίσκεται σε χαμηλής θερμοκρασίας υδροθερμικές φλέβες. Στο σανίδινο τα άτομα Si και Al είναι τυχαία κατανεμημένα στο πλέγμα σε μια μη ταξινομημένη διάταξη, ενώ στο μικροκλινή υπάρχει ταξινομημένη διάταξη. Το ορθόκλαστο και ο αδουλαίος είναι δομικά ενδιάμεσες μορφές μεταξύ σανιδίνου και μικροκλινή. Ο αδουλαίος είναι μία μετασταθερή μορφή που αναπτύσσεται σε συνθήκες ταχείας κρυστάλλωσης μέσα στο πεδίο σταθερότητας του μικροκλινή. Η απότομη κρυστάλλωση εμποδίζει την επίτευξη μιας ταξινομημένης διάταξης του Si και του Al.

Σε υψηλές θερμοκρασίες υπάρχει συνεχές στερεό διάλυμα μεταξύ $\text{CaAl}_2\text{Si}_2\text{O}_8$ και $\text{NaAlSi}_3\text{O}_8$ (δεν έχουμε δηλ. χάσμα μίξεως), ενώ σε χαμηλότερες η σχέση αυτή είναι

μετασταθερή. Τέλος σε συνθήκες αργής ψύξης διασπάται σε ένα προσανατολισμένο σύστημα με υποπαράλληλες ταινίες εναλλάξ νατριούχου και καλιούχου σύστασης. Έτσι σχηματίζονται οι περθίτες και αντιπερθίτες. Όταν ένας περθίτης ξαναθερμανθεί στους 1000° για αρκετό χρόνο ομογενοποιείται και πάλι.

Στο σχήμα 14 δίνεται το διάγραμμα φάσεων $\text{NaAlSi}_3\text{O}_8$ (Ab)- KAlSi_3O_8 (Or) σε σχέση με τη θερμοκρασία. Η κρυστάλλωση που αρχίζει αμέσως κάτω από την περιοχή του τήγματος (κατώτερο όριο το σημείο m) δίνει το μοναλίτη και το στερεό διάλυμα της σειράς μοναλίτη-ψισανίδιο. Σε χαμηλές θερμοκρασίες ο χαμαι-αλίτης (low-albite) και ο χαμαι-μικροκλινής (low-microcline) παρουσιάζουν σε μικρό μόνο βαθμό στερεό διάλυμα. Στο σχήμα οι συνεχείς γραμμές αντιπροσωπεύουν σταθερές ισορροπίες που προσδιορίστηκαν στο εργαστήριο, ενώ οι διακοπόμενες καθορίζουν τα όρια των φάσεων των οποίων η ακριβής θέση δεν είναι γνωστή. Τα σύμβολα M και T αντιπροσωπεύουν μονοκλινείς και τρικλινείς δομές. Το σύστημα Or - Ab επηρεάζεται σημαντικά από την προσθήκη νερού υπό πίεση. Πίεση νερού 2000 Kg/cm² κατεβάζει τη θερμοκρασία κρυστάλλωσης κατά 300°.



Σχήμα 14. Σχηματικό θερμοκρασίας-σύστασης διάγραμμα για τις φάσεις $\text{NaAlSi}_3\text{O}_8$ - $\text{NaAlSi}_3\text{O}_8$.

(Από Mason and Moore, 1982).

Η καμπύλη solvus δεν επηρεάζεται σημαντικά, όσον αφορά τη μορφή της και τη θέση της, από την παρουσία ή απουσία νερού διότι μεταξύ των στερεών υπάρχει ένα μόνο είδος ισορροπίας στο οποίο το νερό δε συμμετέχει σε καμιά από τις φάσεις. Η καμπύλη αυτή που χωρίζει το πεδίο των περθιτών από εκείνο του μονοφασικού αστρίου, παρουσιάζει ένα μέγιστο στους 680°C περίπου και σε σύσταση που αντιστοιχεί σε 55% Ab. Έτσι η κρυστάλλωση σε θερμοκρασία πάνω από τους 680° στο σύστημα Or – Ab δίνει ένα μονοφασικό άστριο με οποιαδήποτε σύσταση. Κάθε σημείο πάνω στη solvus αντιπροσωπεύει την ελάχιστη θερμοκρασία στην οποία μπορεί να υπάρχει σε σταθερή κατάσταση ομογενής άστριος με σύσταση που αντιστοιχεί στο συγκεκριμένο σημείο. Αν η ισορροπία επιτευχθεί κάτω από αυτή τη θερμοκρασία, ο άστριος θα αρχίσει να διαμιγνύεται.

Το σχήμα 15 παρουσιάζει το διάγραμμα των πιθανών φάσεων των πλαγιόκλαστων που δείχνει κι αυτό, όπως βλέπουμε, αρκετές πολυπλοκότητες. Οι συχνά παρατηρούμενες ασυμφωνίες των οπτικών ιδιοτήτων των πλαγιόκλαστων, ίδιας χημικής σύστασης, που βρίσκονται σε πλουτωνικά και ηφαιστειακά πετρώματα υποδηλώνουν την ύπαρξη πλαγιόκλαστικών σειρών υψηλής και χαμηλής θερμοκρασίας. Σημαντικό ρόλο στις ανωμαλίες αυτές παίζει και η ιδιαιτερότητα που παρουσιάζει η κυνελίδα του ανορθίτη με τη διπλάσια σε μέγεθος σταθερά c και τις δύο διάκριτες δομές (P και I) που προκύπτουν.

Η δομή του χαμαι-αλβίτη μπορεί να φιλοξενήσει ένα μικρό μόνο ποσό ασβεστίου σε αντικατάσταση του νατρίου και στην περιοχή An₃ μέχρι An₂₃ τα πλαγιόκλαστα παρουσιάζουν μια μικτή φάση από σύμφυση ξεχωριστών νατριούχων και ασβεστιούχων τμημάτων (περιστερίτες κανονικές συμφύσεις αλβίτη-ολιγοκλάστου).

Μεταξύ Or και An δεν έχουν παρατηρηθεί μικτοί κρύσταλλοι με ενδιάμεση σύσταση. Επισταμένες αναλύσεις ομογενών πλαγιόκλαστων έδειξαν ότι το καλιούχο ποσοστό τους είναι συνήθως πολύ χαμηλό, πιστοποιώντας έτσι ότι η φυσιολογική συμμετοχή του συστατικού KAlSi₃O₈ σε στερεό διάλυμα είναι περίπου 1% και μόνο σπάνια φθάνει και ξεπερνά το 5%.

Τα αστριοειδή

Τα αστριοειδή χαρακτηρίζουν τα πλούσια σε αλκάλεια και φτωχά σε SiO₂ μάγματα. Δεν συνυπάρχουν ποτέ με πρωτογενή χαλαζία. Τα κυριότερα μέλη της ομάδας είναι:

Λευκίτης	$KAlSi_2O_6$
Καλιοφυλίτης	$KAlSiO_4$
Καλσιλίτης	$KAlSiO_4$
Νεφελίνης	$NaAlSiO_4$
Σοδάλιθος	$Na_8Al_6Si_6O_{24}(Cl_2)$
Νοσεάνης	$Na_8Al_6Si_6O_{24}(SO_4)$
Κανκρινίτης	$Na_8Al_6Si_6O_{24}(HCO_3)_2$

Τα αστριοειδή δεν αποτελούν ομογενείς σιερές όπως οι άστριοι ή οι πυρόξενοι. Τα εντάσσουμε στην ίδια ομάδα με βάση περισσότερο τις πετρογραφικές παρά τις ορυκτολογικές ομοιότητες. Δομικά τα αστριοειδή ανήκουν στα τεκτοφυριτικά, με τα τετράεδρα SiO_4 και AlO_4 συνδεδεμένα όπως στους αστρίους, ενώ τα μεταλλικά ιόντα καταλαμβάνουν κοιλότητες μέσα στο σκελετό που σχηματίζουν τα τετράεδρα.

Τα αστριοειδή προσβάλλονται εύκολα από τα οξέα. Εξαιτίας της υψηλής σχέσης $Al : Si$ το αργίλιο απομακρύνεται σε διάλυμα κι έτσι το πλέγμα καταστρέφεται.

Ο λευκίτης είναι το πιο συνηθισμένο αστριοειδές και βρίσκεται στα ηφαιστειακά πετρώματα. Εργαστηριακές έρευνες έδειξαν ότι ο λευκίτης δεν είναι σταθερή φάση στο σύστημα $K_2O - Al_2O_3 - SiO_2$ σε συνθήκες υψηλής πίεσης. Μελέτη του χημισμού του λευκίτη έδειξε ότι ένα μέρος του νατρίου μπορεί να αντικαταστήσει το κάλιο στη δομή.

Ο καλιοφυλίτης και ο καλσιλίτης παρουσιάζουν ιδιαιτερότητα από ορυκτολογικής πλευράς: ο καλιοφυλίτης βρέθηκε σε λάβες από Βεζούβιο και ο καλσιλίτης σε λάβες από το Βεζούβιο και ο καλσιλίτης σε λάβες της Ανατολ. Αφρικής. Οι οπτικές τους ιδιότητες είναι κατά πολύ όμοιες με κείνες του νεφελίνη τόσο που μπορούμε εύκολα να τα μπερδέψουμε.

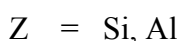
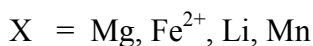
Ο νεφελίνης είναι πολύ συνηθισμένο αστριοειδές και συναντάται τόσο σε ηφαιστειακά όσο και σε πλουτωνικά πετρώματα. Χημικές αναλύσεις νεφελινιτών έδειξαν περίσσεια Si έναντι του θεωρητικά αναμενόμενου ποσοστού πυριτίου. Αυτό οφείλεται στην αντικατάσταση Al από Si και την ταυτόχρονη αποβολή ιόντων νατρίου, ώστε να διατηρηθεί η ηλεκτρική ισορροπία. Ο νεφελίνης επίσης περιέχει πάντα λίγο κάλιο που αντικαθιστά το νάτριο και η αναλογία $Na : K$ είναι κοντά στο 3 : 1. Το φαινόμενο αυτό αντικατοπτρίζει την ιδιαίτερη δομή του ορυκτού στην οποία μια από τις τέσσερις θέσεις που μπορούν να φιλοξενήσουν ιόντα αλκαλίων είναι

μεγαλύτερη από τις άλλες τρεις και κατά προτίμηση δέχεται το κάλιο. Στο νεφελίνη η σχέση Si : Al φθάνει μέχρι 1,4 διότι το Si αντικαθιστά το Al με σύγχρονη ελάττωση του νατρίου ώστε να διατηρηθεί η ηλεκτρική ισορροπία.

Τα τρία τελευταία μέλη των αστριοειδών χαρακτηρίζονται από το ότι περιέχουν επί πλέον ανιόντα όχι συνηθισμένα σε πυριτικά ορυκτά όπως χλωριούχα, θειικά, ανθρακικά, κ.λ.π.

Οι πυρόξενοι.

Η χημική σύσταση των πυροξένων εκφράζεται με το γενικό τύπο δομής $^{(W)}_1-p^{(X,Y)}_1+p^Z_2O_6$ όπου:



Με βάση τη χημική σύσταση και το σύστημα κρυστάλλωσής τους διακρίνονται σε δύο ομάδες των οποίων τα πιο συνηθισμένα μέλη είναι:

α) Ρομβικοί πυρόξενοι

Ενστατίτης MgSiO_3 , Βρονζίτης και Υπερσθενής $(\text{Mg, Fe})\text{SiO}_3$

β) Μονοκλινείς πυρόξενοι

Κλινοενστατίτης MgSiO_3 , Κλινοϋπερσθενής $(\text{Mg, Fe})\text{SiO}_3$, Διοψίδιος $\text{CaMgSi}_2\text{O}_6$, Εδενβεργίτης $\text{CaFe}^{2+}\text{Si}_2\text{O}_6$, Αυγίτης (ενδιάμεση μορφή μεταξύ διοψίδιου και εδενβεργίτη μαζί με λίγο Al), Πιζονίτης (ενδιάμεση μορφή μεταξύ αυγίτη και κλινοενστατίτη-κλινοϋπερσθενή), Αιγίρης $\text{NaFe}^{3+}\text{Si}_2\text{O}_6$, Σποδομένης LiAlSiO_6 , Γιοχανσενίτης $\text{CaMnSi}_2\text{O}_6$.

Οι ρομβικοί πυρόξενοι ποικίλλουν στη σύσταση από καθαρό MgSiO_3 μέχρι 90% FeSiO_3 . Η ένωση FeSiO_3 δεν είναι σταθερή φάση σε υψηλές θερμοκρασίες και χαμηλές πιέσεις. Από τήγμα με τέτοια σύσταση κρυσταλλώνεται φαυαλίτης (Fe_2SiO_4) και διοξειδίο του πυριτίου. Ανάλογα με τη σύστασή τους οι ρομβικοί πυρόξενοι διαιρούνται όπως και τα πλαγικόκλαστα σε μια σειρά υπομελών.

Οι συνηθέστεροι ρομβικοί πυρόξενοι (ορθο-πυρόξενοι) των πυριγενών είναι πλούσιοι σε μαγνήσιο.

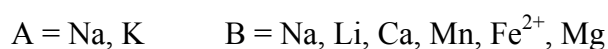
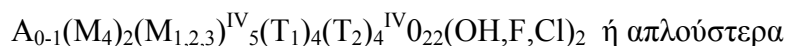
Οι κλινοενστατίτης και κλινοϋπερσθενής βρέθηκαν μόνο σε μερικούς μετεωρίτες, ενώ ο αυγίτης απαντά συνήθως σε βασικούς ηφαιστίτες. Οι πυρόξενοι παρουσιάζουν μεγάλη ποικιλία στη χημική τους σύσταση, διότι έχουν πολλές δυνατότητες αντικατάστασης των ατόμων μέσα στο πλέγμα. Η σταθερά p στον τύπο τους παίρνει τιμές 0 ή περίπου 0 για τις σειρές διοψίδιου-εδενβεργίτη και αιγίρινη-ιαδεΐτη και 1 ή περίπου 1 για τους ορθοπυρόξενους και τον πιζονίτη.

Το μαγνήσιο και ο δισθενής σίδηρος παρουσιάζουν πλήρη δυνατότητα αντικατάστασης μεταξύ τους. Αξιοπίστες αναλύσεις των πιο συνηθισμένων πυροξένων (ομάδα διοψίδιου-εδενβεργίτη-αυγίτη) έδειξαν για το Fe_2O_3 περίπου 8% (που αντιστοιχεί με 10% Al που αντικαθιστά το Si και σε ένα μικρότερο ποσοστό Al που συμμετέχει στην Y θέση) και για το TiO_2 περίπου 1,5%. Σε μικρότερα ποσοστά συμμετέχουν το χρώμιο (μέχρι 1,2% Cr_2O_3 κυρίως σε διοψίδιους και αυγίτες), το βανάδιο (4% V_2O_5 κυρίως σε ορισμένους αιγίρινες) και το μαγγάνιο. Το χάσμα μίξης μεταξύ αυγίτη και $(Mg, Fe)SiO_3$ είναι αισθητά μικρότερο σε υψηλές παρά σε μέσες θερμοκρασίες. Στα ηφαιστειακά πετρώματα οι πυρόξενοι που συμμετέχουν μπορεί να έχουν σύσταση αυγίτη με χαμηλό ποσοστό Ca (υπασβεστιούχος αυγίτης) και/ή πιζονίτη, ενώ στους πλουτωνίτες οι πυρόξενοι είναι συνήθεις αυγίτες, καθώς και/ή ρομβικοί πυρόξενοι χωρίς πάλι σχεδόν καθόλου ασβέστιο.

Οι αμφίβολοι.

Και η ομάδα αυτή διακρίνεται σε ρομβικά-(ορθο) και μονοκλινή-(κλινο) μέλη. Σχηματίζουν ισόμορφες σειρές και παρουσιάζουν πολυπλοκότερες χημικές συστάσεις λόγω της μεγάλης ευχέρειας αντικαταστάσεων ιόντων από άλλα παρόμοιου μεγέθους στη δομή τους. Η σχέση Si : O είναι 4 : 11 σε αντίθεση με την 1 : 3 των πυρόξενων (διαφορά εξαιτίας της διπλής αλυσίδας των Si - O τετραέδρων που στους πυροξένους είναι απλή). Η δομή των αμφιβόλων παρουσιάζει κενά όπου ανά δύο ομάδες Si_4O_{11} μπορεί να εισχωρήσει ένα ιόν αλκαλίου.

Ο γενικός τύπος δομής των αμφιβόλων μπορεί να εκφραστεί ως εξής:



Οι αμφίβολοι διακρίνονται σε τέσσερις κύριες ομάδες με βάση τον αριθμό κατιόντων της Β θέσης:

$(Ca+Na)_B < 1,34$		σιδηρο-μαγνήσιο-μαγγανο-αμφίβολοι
$(Ca+Na)_B \geq 1,34$	}	ασβεσταμφίβολοι
$Na_B < 0,67$		
$(Ca+Na)_B \geq 1,34$	}	νατριο-ασβεσταμφίβολοι
$0,67 \leq Na_B \leq 1,34$		
$Na_B \geq 1,34$		αλκαλι-αμφίβολοι

Πλήθος αντικαταστάσεων μπορεί να συμβεί στο πλέγμα των αμφιβόλων. Π.χ. το Al αντικαθιστά το Si, ο Fe^{2+} το Mg (ή και αντίστροφα), το OH αντικαθιστά το F (ή και αντίστροφα) κ.λ.π. Επίσης το σύνολο (Ca, Na, K) μπορεί να είναι μηδέν ή περίπου μηδέν ή ακόμη μπορεί να κυμαίνεται από 2 μέχρι 3. Παρόλα αυτά καμιά φορά το Ca υπερβαίνει την τιμή 2 και το K βρίσκεται σε πολύ χαμηλές τιμές. Έτσι η χημική σύσταση των αμφιβόλων μπορεί να είναι πολύ σύνθετη.

Η ομάδα των αμφιβόλων αριθμεί πολλά μέλη. Παρακάτω αναφέρουμε τα κυριότερα:

	Ρομβικές
Σειρά ανθοφυλλίτη	$(MgFe)_7(Si_4O_{11})_2$ (το Mg υπερέχει από το Fe)
	Μονοκλινείς
Σειρά κουμμινγκτονίτη	$(Fe, Mg)_7(Si_4O_{11})_2(OH)_2$ (ο Fe υπερέχει από το Mg)
Σειρά τρεμολίτη	$Ca_2(Mg, Fe)_5(Si_4O_{11})_2(OH)_2$
Σειρά κεροστιλβών	$Ca_2Na_{0-1}(Mg, Fe, Al)_5[(Al, Si)_4O_{11}]_2(OH)_2$
Σειρά αλκαλι-αμφιβόλων	(Na > Ca)
γλαυκοφανής	$Na_2Mg_3Al_2(Si_4O_{11})_2(OH)_2$
ρειβεκίτης	$Na_2Fe_3^{2+}Fe_2^{3+}(Si_4O_{11})_2(OH)_2$
αρφβεδσονίτης	$Na_3Fe_4^{2+}Fe^{3+}(Si_4O_{11})_2(OH)_2$

Η πιο γνωστή σε μας σειρά των κεροσιλβών προέρχεται από τη σειρά του τρεμολίτη. Στον τρεμολίτη το μαγνήσιο μπορεί να αντικατασταθεί από δισθενή σίδηρο και επίσης εν μέρει από αργίλιο και τρισθενή σίδηρο. Επίσης το πυρίτιο εν μέρει από αργίλιο· ακόμη στη δομή του τρεμολίτη βρίσκουμε τιτάνιο και φθόριο και μπορεί επίσης να συμμετέχει ένα πρόσθετο ιόν νατρίου κάθε δύο ομάδες (Si_4O_{11}). Αποτέλεσμα όλων αυτών των αντικαταστάσεων είναι η δημιουργία της σειράς των κεροσιλβών. Έτσι η κεροσίλβη παρουσιάζει πολύ μεγάλη ποικιλία οπτικών ιδιοτήτων.

Οι αλκαλι-αμφίβολοι προέρχονται από τη σειρά των κεροσιλβών με αντικατάσταση μερική ή ολική του Ca από το Na.

Οι αμφίβολοι βρίσκονται συχνότερα στους πλουτωνίτες παρά στους ηφαιστίτες προφανώς διότι η ενσωμάτωση των OH στη δομή τους ευνοείται από συνθήκες κρυστάλλωσης υπό πίεση. Βέβαια και η σύσταση του μάγματος παίζει σημαντικό ρόλο. Οι αναλογίες Ca : Fe : Mg των πυριγενών αμφιβόλων και πυροξένων παρουσιάζουν χαρακτηριστικές διαφορές· πολλές κεροσιλβες πέφτουν στον χάσμα μίξης μεταξύ αυγίτη – πιζονίτη και ρομβικών πυροξένων.

Η ομάδα του Ολιβίνη.

Τα ορυκτά της σειράς του ολιβίνη είναι πυριτικές ενώσεις δισθενών μετάλλων και κρυσταλλώνονται στο ρομβικό σύστημα. Η σειρά αριθμεί αρκετά μέλη από τα οποία τα πιο συνηθισμένα στα πετρώματα είναι τα σιδηρο-μαγνησιούχα.

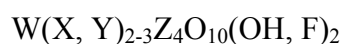
Μέλη της ομάδας είναι:

Φορστερίτης	Mg_2SiO_4
Φαυαλίτης	Fe_2SiO_4
Ολιβίνης	$(\text{Mg,Fe})_2\text{SiO}_4$
Τεφροϊτης	Mn_2SiO_4
Μοντισελλίτης	CaMgSiO_4
Κιρστεϊνίτης	CaFeSiO_4
Γλαυκοχροϊτης	CaMnSiO_4

Η δομή του ολιβίνης αποτελείται από ανεξάρτητα τετράεδρα SiO_4 με τα ιόντα του Mg και Fe^{2+} να καταλαμβάνουν θέσεις μεταξύ ακανόνιστων στο χώρο ομάδων από έξι οξυγόνα και να ανήκουν έτσι σε δύο δομικά σύνολα μη ταυτόσημα μεταξύ τους (νησοπυριτική δομή). Η σύσταση του ολιβίνης αντιστοιχεί γενικά στην ένωση $(\text{Mg}, \text{Fe})_2\text{SiO}_4$ με μικρές αντικαταστάσεις από άλλα στοιχεία. Η είσοδος και αντικατάσταση από Ca ελέγχεται σημαντικά από τη θερμοκρασία μια και ο ολιβίνης των πλουτωνιτών σπάνια περιέχει περισσότερο από 0,1% CaO, ενώ των ηφαιστιτών συνήθως περιέχει περισσότερο μέχρι 1%. Στους περισσότερους ολιβίνες βρίσκουμε και Mn το οποίο μεταβάλλεται θετικά με το ποσοστό Fe να κυμαίνεται από 0,1% στο φορστερίτη μέχρι 1-2,5% στο φαυαλίτη. Οι ολιβίνες των δουνιτών περιέχουν και λίγο νικέλιο μέχρι 0,3%. Χαρακτηριστική είναι η απουσία αργιλίου και έτσι δεν έχουμε αντικαταστάσεις μαγνησίου και πυριτίου από αργίλιο, όπως συμβαίνει στους πυρόξενους, αμφιβόλους και μαρμαρυγίες.

Η ομάδα των μαρμαρυγιών.

Ο τύπος δομής της ομάδας αυτής μπορεί να εκφραστεί με τη σχέση



Τα πιο συνηθισμένα μέλη είναι:

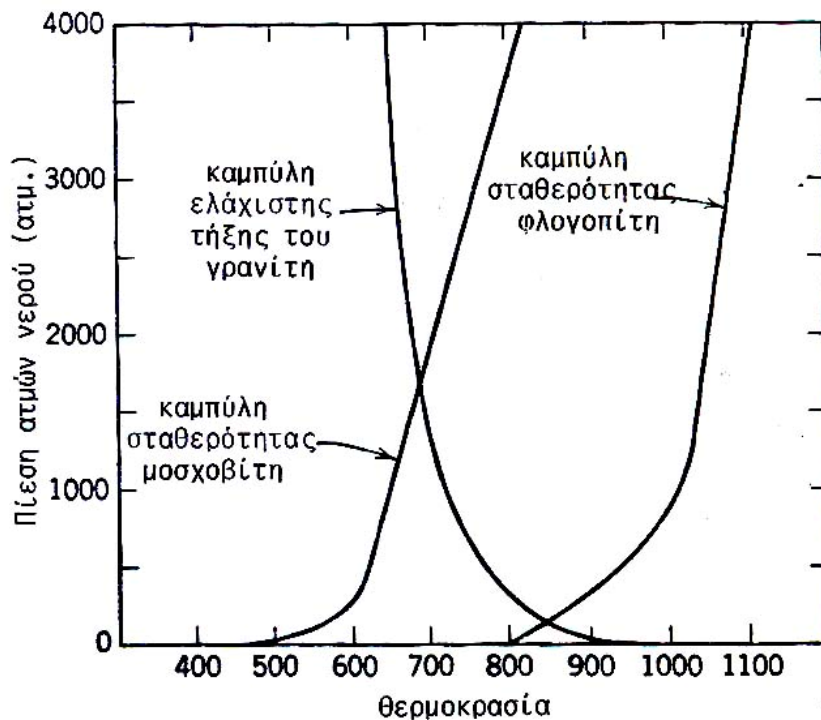
Μοσχοβίτης	$\text{KAl}_2(\text{AlSi}_3\text{O}_{10})(\text{OH})_2$
Παραγονίτης	$\text{NaAl}_2(\text{AlSi}_3\text{O}_{10})(\text{OH})_2$
Φλογοπίτης	$\text{KMg}_3(\text{AlSi}_3\text{O}_{10})(\text{OH})_2$
Βιοτίτης	$\text{K}(\text{Mg}, \text{Fe})_3(\text{AlSi}_3\text{O}_{10})(\text{OH})_2$
Λεπιδόλιθος	$\text{KLi}_2\text{Al}(\text{Si}_4\text{O}_{10})(\text{OH})_2$

Δομικά οι μαρμαρυγίες αποτελούνται από τετράεδρα SiO_4 καθένα από τα οποία εφάπτεται με τις τρεις κορυφές του σε γειτονικά τετράεδρα σχηματίζοντας έτσι ένα φύλλο (φυλλοπυριτική δομή). Έτσι κάθε τετράεδρο SiO_4 έχει ένα ελεύθερο οξυγόνο

και τρία που τα μοιράζεται με γειτονικά. Κάθε δύο τέτοια φύλλα συνδέονται σταυρωτά με Al στη δομή του μοσχοβίτη ή Mg και Fe στους φλογοπίτη και βιοτίτη. Οι ομάδες των υδροξυλίων ενσωματώνονται στο πλέγμα και συνδέονται με τα Al, Mg ή Fe. Έτσι η δομή σχηματίζεται από διαδοχικά τέτοια διπλά φύλλα με τα ιόντα του καλίου τοποθετημένα μεταξύ τους.

Ο βιοτίτης είναι ο πιο συνηθισμένος μαρμαρυγίας των πυριγενών πετρωμάτων. Ο μοσχοβίτης βρίσκεται κυρίως στους πηγματίτες και μερικές φορές σε ορισμένους γρανίτες. Ο λεπιδόλιθος βρίσκεται κυρίως σε πηγματίτες, ο φλογοπίτης κυρίως σε πηγματίτες και μεταμορφωμένους ασβεστολίθους και μερικές φορές σε πυριγενή πλούσια σε μαγνήσιο και φτωχά σε σίδηρο (π.χ. περιδοτίτες). Τέλος ο παραγονίτης είναι ένα σπάνιο ορυκτό σχιστολίθων.

Σε συνηθισμένες θερμοκρασίες κρυστάλλωσης ο φλογοπίτης και ο βιοτίτης μπορούν να σχηματιστούν απευθείας από το μάγμα. Έτσι η καμπύλη σταθερότητας για το φλογοπίτη βρίσκεται 300° ψηλότερα από αυτήν του μοσχοβίτη και πολύ πάνω από την καμπύλη τήξης του γρανίτη, (σχ. 16).



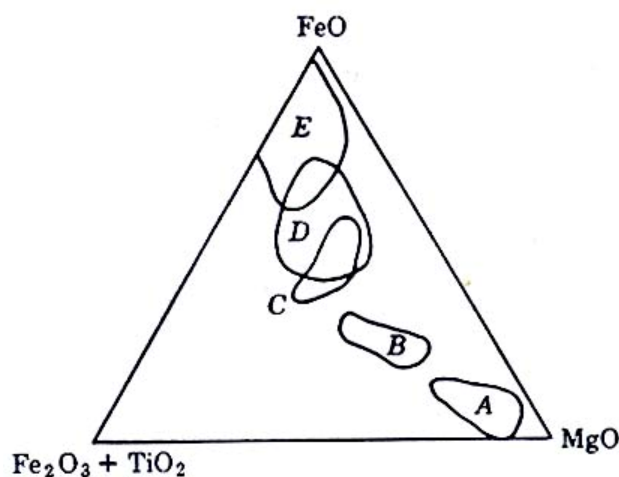
Σχήμα 16. Σχέση μεταξύ των καμπυλών σταθερότητας του μοσχοβίτη και φλογοπίτη καθώς και της καμπύλης ελάχιστη τήξης του γρανίτη.

(Από Mason and Moore, 1982).

Η καμπύλη σταθερότητας του μοσχοβίτη, αντίθετα σε συνθήκες χαμηλής πίεσης βρίσκεται κάτω από το minimum της καμπύλης τήξης του γρανίτη και διασταυρώνεται μ' αυτήν στους 700°C και 1500 ατμ. πίεση ατμών νερού. Συνεπώς η παρουσία του μοσχοβίτη σ' ένα γρανίτη σημαίνει κρυστάλλωση κάτω από υψηλή πίεση ατμών νερού, δηλαδή σε σημαντικό βάθος. Ακόμη μπορεί να σχηματιστεί ύστερα από είσοδο διαλυμάτων σε ένα πέτρωμα που ήδη έχει κρυσταλλωθεί.

Οι βιοτίτες των πυριγενών παρουσιάζουν μεγάλη ποικιλία στη χημική σύσταση. Παρατηρούμε μέλη χωρίς καθόλου σίδηρο μέχρι ποικιλίες όπου σχεδόν όλο το μαγνήσιο αντικαθίσταται από σίδηρο. Ο τρισθενής σίδηρος μπορεί να αντικαταστήσει το αργίλιο, το φθόριο να αντικαταστήσει τα υδροξύλια. Επίσης παρατηρούνται μικρότερες ποσότητες από Mn, Ti, Li, Na και Ca, καθώς και ακόμη μικρότερες από Ba, Cr, Ni, Rb και Cs.

Γενικά οι μαγνησιούχοι βιοτίτες απαντούν στα υπερβασικά πετρώματα, οι σιδηρούχοι στους γρανίτες και νεφελινικούς σιηνίτες. Επίσης το ποσοστό αργιλίου είναι μεγαλύτερο στους βιοτίτες των γρανιτών και πηγματιτών. Το σχήμα 17 παριστά κατανομή των βιοτιτών ανάλογα με τη χημική τους σύσταση σε διάφορους τύπους πυριγενών πετρωμάτων.



Σχήμα 17. Χημική σύσταση του βιοτίτη σε διάφορα πυριγενή πετρώματα.

(Από Mason and Moore, 1982).

A = υπερβασικά πετρώματα

B = γάββροι

C = διορίτες

D = γρανίτες

E = πηγματίτες

Στοιχεία που απαντούν σε μικρότερες αναλογίες κατά τη μαγματική κρυστάλλωση.

Όταν ένα μη κύριο στοιχείο έχει το ίδιο φορτίο και παρόμοια ιοντική ακτίνα προς την ακτίνα ενός κύριου στοιχείου, τότε λέμε ότι αυτό «συγκαλύπτεται» (is camouflaged) στο κρυσταλλικό πλέγμα το οποίο περιέχει το κύριο στοιχείο. Έτσι το Ga^{3+} (0,62 Å) συγκαλύπτεται σε ορυκτά αργιλίου και το Hf^{4+} (0,71 Å) συγκαλύπτεται σε ορυκτά ζirkονίου.

Όταν ένα μη κύριο στοιχείο έχει παρόμοια ιοντική ακτίνα αλλά υψηλότερο φορτίο από εκείνο ενός κύριου στοιχείου ή το ίδιο φορτίο αλλά μικρότερη ακτίνα, λέγεται ότι «συλλαμβάνεται» (παγιδεύεται) (is captured) από το κρυσταλλικό πλέγμα το οποίο περιέχει το κύριο στοιχείο. Έτσι το Ba^{2+} (1,35 Å) παγιδεύεται από ορυκτά καλίου (K^+ 1,38 Å) . Τέλος, όταν ένα σπάνιο στοιχείο έχει παρόμοια ιοντική ακτίνα αλλά χαμηλότερο φορτίο από εκείνο ενός κύριου στοιχείου (ή το ίδιο φορτίο αλλά μεγαλύτερη ακτίνα) τότε λέγεται ότι «γίνεται δεκτό» (is admitted) στο κρυσταλλικό πλέγμα που περιέχει το κύριο στοιχείο. Έτσι το Li^+ (0,76 Å) είναι δεκτό σε ορυκτά μαγνησίου (0,66 Å). Κατά τη «σύλληψη» (capture) και «αποδοχή» (admission) ιόντων διαφορετικού φορτίου η ισορροπία διατηρείται με σύγχρονη αντικατάσταση σε άλλη θέση μέσα στο πλέγμα. Εκτός των παραπάνω στην αντικατάσταση ενός στοιχείου από ένα άλλο παρόμοιου μεγέθους παίζει ρόλο και η ηλεκτραρνητικότητα του στοιχείου που θεωρείται σαν μέτρο της τάσης του στοιχείου να σχηματίζει ομοιοπολικούς δεσμούς. Πρακτικά ισχύει ο εξής κανόνας:

Όταν έχουμε δύο στοιχεία με σαφώς διάφορες ηλεκτραρνητικότητες που μπορούν αμοιβαία να μπουν στο πλέγμα ενός κρυστάλλου, τότε το στοιχείο με τη χαμηλότερη ηλεκτραρνητικότητα ενσωματώνεται κατά προτίμηση διότι σχηματίζει ιοντικό δεσμό από ότι το άλλο.

Οι ηλεκτραρνητικότητες των πιο συνηθισμένων στοιχείων είναι: Rb^+ 0,8, K^+ 0,8, Ba^{2+} 0,85, Na^+ 0,9, Sr^{2+} 1,0, Ca^{2+} 1,0, Li^+ 1,0, Σπάνιες γαίες 1,05 – 1,2, Mg^{2+} 1,2, Sc^{3+} 1,3, V^{3+} 1,35, Mn^{2+} 1,4, Cr^{3+} 1,6, Fe^{2+} 1,65, Ni^{2+} 1,7, Co^{2+} 1,7, Zn^{2+} 1,7, Fe^{3+} 1,8, Cu^+ 1,8, Cu^{2+} 2,0.

Στη συνέχεια περιγράψουμε τη συμπεριφορά κατά τη μαγματική κρυστάλλωση μερικών στοιχείων που απαντούν συνήθως σε πολύ μικρότερες ποσότητες από τα κύρια στοιχεία.

Ρουβίδιο. (1,52 Å). Το μόνο στοιχείο που μπορεί να αντικατασταθεί από το Rb είναι το κάλιο. Το Rb δε σχηματίζει ορυκτά δικά του, αλλά βρίσκεται κυρίως σε ορυκτά

καλίου. Εφόσον το Rb^+ είναι συγκριτικά αρκετά μεγαλύτερο από το K^+ , μπορεί να γίνει «δεκτό» σε ορυκτά καλίου. Η σχέση $\text{Rb} : \text{K}$ αυξάνει όταν αυξάνει η διαφοροποίηση. Η αναλογία αυτή είναι υψηλότερη στους πηγματιτικούς αστρίους και μαρμαρυγίες.

Βάριο. (1,35 Å). Το βάριο είναι πολύ μεγάλο για να αντικαταστήσει το Ca (1,00 Å) ή το Na (1,02 Å). Το μόνο κύριο στοιχείο με ανάλογο μέγεθος ιοντικής ακτίνας είναι το K και γι αυτό το Ba παρουσιάζεται στο βιοτίτη και τους καλιούχους αστρίους.

Εξαιτίας του υψηλότερου φορτίου του το Ba «συλλαμβάνεται» από καλιούχες ενώσεις. Επίσης είναι δυνατό να γίνει «δεκτό» στην πλαγιοκλαστική δομή μέχρι μέγιστου ποσοστού 0,1%, όπως επίσης και στην κερυστίλβη μέχρι ένα βαθμό, διότι η τελευταία έχει αρκετά μεγάλες θέσεις στη δομή της για να το φιλοξενήσει.

* Οι τιμές των ιοντικών ακτίνων δίνονται σύμφωνα με τον Shannon (1976).

Μόλυβδος. (1,19 Å). Ίχνη μόλυβδου βρίσκονται μέσα σε πολλά πυριγενή πετρώματα, κυρίως σε γρανίτες. Από το ιοντικό του φορτίο και μόνο θα περιμέναμε ότι ο Pb μέσα σ' ένα μάγμα θα έτεινε να «παγιδευτεί» από ορυκτά K, αλλά η κατά πολύ μεγαλύτερη ηλεκτραρνητικότητα του Pb έχει σαν αποτέλεσμα την εξασθένιση αυτής της τάσης και έτσι ο Pb «γίνεται δεκτός» μάλλον παρά παγιδεύεται από ορυκτά καλίου.

Στροντίο. (1,18 Å). Το στοιχείο αυτό μπορεί να αντικαταστήσει είτε το ασβέστιο, είτε το κάλιο. Τα δεδομένα πιστοποιούν ότι το στρόντιο στα πυριγενή πετρώματα βρίσκεται κυρίως στα πλαγιόκλαστα και τους καλιούχους αστρίους και ότι η συγκέντρωσή του σε ορισμένα ορυκτά αυξάνει καθώς η κρυστάλλωση προχωρεί. Η συχνότητά του στα πυριγενή πετρώματα ποικίλλει και φαίνεται ότι είναι αφθονότερο στους βασάλτες και γάββρους απ' ότι στους γρανίτες. Η αντικατάσταση του Ca από το Sr είναι κυρίως μια λειτουργία απομάκρυνσης του στρόντιου από το μάγμα. Παρόλα αυτά, η λειτουργία αυτή δε συμβαίνει με όλα τα ορυκτά του Ca. Το στρόντιο επίσης βρίσκεται, σε ασήμαντες όμως ποσότητες, στον αυγίτη πράγμα που σημαίνει ότι η πυροξενική δομή δε «φιλοξενεί» εύκολα τον ιό του στρόντιου.

Σπάνιες γαίες. Το φορτίο και η συγκριτικά μεγάλη ακτίνα των σπανίων γαιών ($\text{Lu}^{3+} = 0,86 \text{ \AA}$, $\text{La}^{3+} = 1,03 \text{ \AA}$) όταν συνδυαστούν με τη γενικά χαμηλή τους συγκέντρωση, δηλώνουν ότι τα ιχνοστοιχεία αυτά θα έπρεπε να παρουσιάζον σχετικά μικρή τάση για να αντικαταστήσουν τα κύρια στοιχεία κατά τη μαγματική κρυστάλλωση. Παρόλα αυτά μπορεί να συμβεί μερική αντικατάσταση του Ca^{2+} από σπάνιες γαίες στον απατίτη. Επίσης ο τιτανίτης περιέχει στοιχεία σπανίων γαιών. Σε γρανίτες και πηγματίτες που σχηματίστηκαν σε αρκετά χαμηλές θερμοκρασίες ώστε η δομή του επιδότου να είναι σταθερή, βρίσκουμε το ορυκτό αλανίτη στο οποίο λίγο από το ασβέστιο του επιδότου έχει αντικατασταθεί από σπάνιες γαίες.

Μαγγάνιο. Το μαγγάνιο βρίσκεται στα μάγματα ως Mn^{2+} ($0,83 \text{ \AA}$) και μ' αυτή τη μορφή θα περιμέναμε να αντικαταστήσει το Fe^{2+} ή το Ca^{2+} . Το μαγγάνιο είναι όμως πολύ περισσότερο ηλεκτραρνητικό από το ασβέστιο και πιθανά εξαιτίας αυτού σπάνια αντικαθιστά το στοιχείο αυτό, εκτός από την περίπτωση του απατίτη των πηγματιτών. Το Mn σε πυριγενή πετρώματα αντικαθιστά το Fe^{2+} και έχει παρατηρηθεί μια σχετική αύξηση στη σχέση Mn/Fe στα μάγματα που διαχωρίστηκαν (;;;) αργότερα, πράγμα που σημαίνει ότι το μεγαλύτερο μέγεθος του ιόντος του μαγγανίου είναι η αιτία για να γίνει αυτό «δεκτό» σε σιδηρομαγνησιούχα ορυκτά.

Ζιρκόνιο. Ο συνδυασμός υψηλού φορτίου(4+) και συγκριτικά σχετικώς υψηλής ακτίνας ιόντος ($0,72 \text{ \AA}$) χαρακτηρίζει το ζιρκόνιο σε σχέση με τα ουσιώδη στοιχεία των πυριγενών πετρωμάτων. Λόγω αυτού, το στοιχείο ζιρκόνιο δεν εισέρχεται σε κανένα ορυκτό των συνηθισμένων πετρωμάτων αλλά πάντα εμφανίζεται σε ιδιαίτερη φάση, στο ορυκτό ζιρκόνιο. Το ορυκτό ζιρκόνιο είναι αφθονότερο στα μάγματα που διορίστηκαν αργότερα, προφανώς διότι η αρχική συγκέντρωση του στοιχείου ζιρκονίου σ' ένα μάγμα είναι γενικά χαμηλή, ώστε να σχηματιστεί το ορυκτό ζιρκόνιο.

Χάφνιο. ($0,71 \text{ \AA}$). Το χάφνιο έχει το ίδιο φορτίο (4+) με το ζιρκόνιο καθώς και την ίδια περίπου ακτίνα, εμφανίζεται πάντα σε ορυκτά ζιρκονίου και η αναλογία $\text{Zr} : \text{Hf}$ παραμένει σχεδόν σταθερή κατά τη διάρκεια οποιασδήποτε κλασματικής κρυστάλλωσης. Μόνο σε περιπτώσει ακραίας διαφοροποίησης είναι δυνατό να προκύψει κάποιος εμπλουτισμός του Hf σε σχέση με το Zr.

Σκάνδιο. (0,75 Å). Το σκάνδιο έχει ακτίνα ιόντος περίπου ίδια μ' αυτήν του ιόντος Fe^{2+} (0,78 Å) και λόγω του υψηλότερου φορτίου του (3+) θα πρέπει να «παγιδεύεται» από σιδηρομαγνησιούχα ορυκτά. Αυτό συμβαίνει με τους μαγματικούς πυρόξενους, οι οποίοι γενικά παρουσιάζουν μια σχετική συγκέντρωση σκανδίου. Μικρότερα ποσά μπορεί να υπάρχουν στην κερροστίλβη και το βιοτίτη. Το σκάνδιο δε συγκεντρώνεται σε κρυστάλλους ολιβίνη που σχηματίστηκαν νωρίτερα, προφανώς γιατί το μεγάλο θετικό φορτίο που εισάγεται μ' αυτόν τον τρόπο, δύσκολα εξισορροπείται με κατάλληλες αντικαταστάσεις μέσα στο πλέγμα.

Κοβάλτιο. Το δισθενές ιόν του κοβαλτίου έχει πρακτικά το ίδιο μέγεθος (0,74 Å) με το ιόν του δισθενή σιδήρου (0,78 Å) και γι αυτό θα μπορούσε να «συγκαλυφθεί» σε ενώσεις σιδήρου. Όμως βρέθηκε ότι η αναλογία Co : Fe είναι μεγαλύτερη σε ορυκτά που σχηματίστηκαν νωρίτερα και ελαττώνεται σταθερά καθώς προχωρεί η κλασματική κρυστάλλωση. Η πραγματική όμως ακτίνα του κοβαλτίου μέσα στο κρυσταλλικό πλέγμα είναι κατά τι μικρότερη από αυτήν που αναφέρθηκε παραπάνω και είναι σχεδόν ίδια ε του μαγνησίου (0,72 Å). Γι αυτό το μεγαλύτερο μέρος του κοβαλτίου σ' ένα μάγμα απομακρύνεται με τα ορυκτά μαγνησίου που σχηματίζονται νωρίς, ιδίως τον ολιβίνη.

Νικέλιο. Το ιόν του νικελίου έχει περίπου την ίδια ακτίνα (0,69 Å) και το ίδιο φορτίο (2+) με το ιόν του μαγνησίου και γι αυτό θα έπρεπε να «συγκαλύπτεται» σε ορυκτά μαγνησίου. Όμως η αναλογία Ni : Mg είναι υψηλότερη σε ορυκτά που σχηματίστηκαν νωρίς (ιδίως στον ολιβίνη) και παρουσιάζει μια σταθερή μείωση στα πετρώματα και ορυκτά που σχηματίστηκαν αργότερα. Το νικέλιο συμπεριφέρεται σαν να ήταν η ακτίνα του κατά τι μικρότερη από αυτήν του μαγνησίου, όπως προκύπτει από τη σύγκριση των κυψελίδων του πλέγματος του Ni_2SiO_2 και του Mg_2SiO_4 .

Λίθιο. Με βάση μόνο τις χημικές ιδιότητες θα περιμέναμε το λίθιο να ακολουθήσει τα άλλα αλκάλια κατά τη μαγματική κρυστάλλωση. Παρόλα αυτά το μέγεθος ιόντος είναι που παίζει σημαντικότερο ρόλο και την κρυστάλλωση και όχι οι χημικές ιδιότητες, διότι το ιόν του λιθίου είναι πολύ μικρότερο από οποιοδήποτε άλλο ιόν

αλκάλειος ($\text{Li}^+ = 0,76 \text{ \AA}$, $\text{Na}^+ = 1,02 \text{ \AA}$, $\text{K}^+ = 1,38 \text{ \AA}$). Έτσι το λίθιο ακολουθεί το μαγνήσιο εφόσον τα μεγέθη ιόντων είναι σχεδόν τα ίδια. Επειδή το ιόν του λιθίου έχει χαμηλότερο φορτίο ($1+$) από το ιόν του μαγνησίου θεωρείται ότι γίνεται «δεκτό» σε ορυκτά μαγνησίου. Η αναλογία $\text{Li} : \text{Mg}$ παρουσιάζει μια σταθερή αύξηση στα πετρώματα και ορυκτά που σχηματίζονται αργότερα. Ο Stroock, ο οποίος έκανε προσεκτικές μετρήσεις αυτής της αναλογίας σε διάφορα πυριγενή πετρώματα, πρότεινε αυτή η σχέση να χρησιμοποιείται σαν κριτήριο για τον προσδιορισμό του σταδίου της διαφοροποίησης κατά το οποίο σχηματίστηκε ένα πυριγενές πέτρωμα. Το λίθιο βρίσκεται στους πυροξένους, αμφιβόλους και ιδιαίτερα στους μαρμαρυγίες. Όμως, ένα σημαντικό ποσό λιθίου παραμένει στο τήγμα μέχρι ένα πολύ μεταγενέστερο στάδιο της διαφοροποίησης, γι' αυτό και οι πηγματίτες παρουσιάζουν συχνά μια ορισμένη συγκέντρωση αυτού του στοιχείου, η οποία λόγω της απουσίας του μαγνησίου σχηματίζει ξεχωριστά ορυκτά, όπως λεπιδόλιθο $\text{KLi}_2\text{Al}(\text{Si}_4\text{O}_{10})(\text{OH})_2$, σποδομένη ($\text{LiAlSi}_2\text{O}_6$), αμβλυγωνίτη ($\text{LiAlPO}_4(\text{F}, \text{OH})$) και πεταλίτη ($\text{LiAlSi}_4\text{O}_{10}$).

Βανάδιο. ($0,64 \text{ \AA}$). Το βανάδιο βρίσκεται στα μάγματα ως V^{3+} . Συγκεντρώνεται εύκολα στο μαγνητίτη, όπου αντικαθιστά το Fe^{3+} ($0,65 \text{ \AA}$). Η ιοντική ακτίνα του είναι παρόμοια με αυτήν του Fe^{3+} αλλά η ηλεκτραρνητικότητά του πολύ μικρότερη και γι αυτό ο βανάδιο απαντά σε μαγνητίτες που σχηματίζονται νωρίς. Το βρίσκουμε επίσης σε πυροξένους, αμφιβόλους και βιοτίτη, όπως επίσης σε αξιόλογες ποσότητες πολλές φορές στον αιγίρινη (ορυκτό με υψηλή περιεκτικότητα σε σίδηρο).

Χρώμιο. ($0,62 \text{ \AA}$). Το χρώμιο βρίσκεται στα μάγματα ως Cr^{3+} . Η ακτίνα του ιόντος του είναι σχεδόν ίδια με του ιόντος Fe^{3+} αλλά το χρώμιο παρουσιάζει μεγαλύτερη συγκέντρωση σχετικά με το ιόν Fe^{3+} και απομακρύνεται από ένα μάγμα σαν χρωμίτης κατά τα πρώτα στάδια της κρυστάλλωσης. Αυτό μπορεί να αποδοθεί στη μικρότερη ηλεκτραρνητικότητα του Cr^{3+} σε σχέση με αυτήν του Fe^{3+} . Το χρώμιο είναι επίσης αυξημένο στους πυροξένους και ιδιαίτερα σ' αυτούς που βρίσκονται σε υπερβασικά πετρώματα.

Τιτάνιο. ($\text{Ti}^{3+} = 0,67 \text{ \AA}$, $\text{Ti}^{4+} = 0,65 \text{ \AA}$). Στα πυριγενή πετρώματα το τιτάνιο βρίσκεται κυρίως ως ιλμενίτης. Επίσης μπορεί να αντικαταστήσει το αργίλιο και γι αυτό απαντά στους πυροξένους, την κερροσίλβη και το βιοτίτη. Πιθανότατα

«παγιδεύεται» μέσα τα ορυκτά αυτά εξαιτίας του υψηλότερου φορτίου του (Ti^{4+} - Al^{3+}). Το τιτάνιο δεν εμφανίζεται στο μοσχοβίτη πιθανόν διότι σε ολό όξινα μάγματα απομακρύνεται ως τιτανίτης ($CaSiTiO_5$).

Γάλλιο. (0,62 Å). Το γάλλιο με φορτίο (3+) «συγκαλύπτεται» σε ορυκτά που περιέχουν αργίλιο. Το κατά τι μεγαλύτερο μέγεθος του ιόντος του γαλλίου (Ga^{3+} 0,62 Å, Al^{3+} 0,53 Å) δείχνει ότι το γάλλιο πρέπει να τείνει να αυξηθεί σε ποσότητα στα ορυκτά αργιλίου που σχηματίζονται αργότερα.. Παρόλα αυτά μετρήσεις της αναλογίας Ga : Al σε πυριγενή πετρώματα και στα ορυκτά τους δείχνουν ότι η αναλογία αυτή είναι σχεδόν σταθερή. Η μόνη αύξηση του Ga που παρατηρείται είναι στους αστρίους και μαρμαρυγίες των πηγματιτών.

Γερμάνιο. Το ιόν γερμάνιο έχει το ίδιο φορτίο (4+) και λίγο μεγαλύτερη ακτίνα από αυτή του πυριτίου (Ge^{4+} = 0,53 Å, Si^{4+} = 0,40 Å). Το γερμάνιο αντικαθιστά το πυρίτιο και μετρήσεις της σχέσης Ge : Si στα πυριτικά γενικά δείχνουν μικρή ποικιλία, πράγμα που σημαίνει ότι αυτό «συγκαλύπτεται» αποτελεσματικά σ' αυτού του είδους τα ορυκτά. Υπάρχουν όμως ενδείξεις για συγκέντρωση γερμανίου μέχρι ένα βαθμό, σε προϊόντα μεταγενέστερης διαφοροποίησης.

Σχετικά με τη συμπεριφορά ορισμένων λιθοφίλων και χαλκοφίλων στοιχείων που απομένουν στο τελευταίο κλάσμα του μάγματος θα έπρεπε να αναφερθούν τα εξής:

α) Κατά τη μαγματική κρυστάλλωση πολλά λιθόφιλα στοιχεία δεν αντικαθιστούν τα κύρια στοιχεία λόγω μεγάλης διαφοράς στην ιοντική ακτίνα και το ιοντικό φορτίο. Εξαιτίας της χαμηλής τους συγκέντρωσης στο αρχικό μάγμα, παραμένουν σε διάλυμα και εμπλουτίζονται στο υπολειμματικό τήγμα της μαγματικής κρυστάλλωσης. Αυτά τα στοιχεία είναι: B^{3+} (0,11 Å), Be^{2+} (0,27 Å), W^{6+} (0,60 Å), Nb^{5+} (0,64 Å), Ta^{5+} (0,64 Å), Sn^{4+} (0,69 Å), Th^{4+} (0,94 Å), U^{4+} (1,00 Å) και Cs^{+} (1,67 Å). Επίσης θα πρέπει να αναφέρουμε και τις σπάνιες γαίες (0,86 – 1,03 Å), το Li^{+} (0,76 Å) και το Rb^{+} (1,52 Å). Τα περισσότερα από τα παραπάνω στοιχεία συγκεντρώνονται στους πηγματίτες, οι οποίοι στην περίπτωση αυτή είναι οικονομικής σημασίας.

Κατά την τελική κρυστάλλωση του υπολειμματικού τήγματος τα στοιχεία αυτά μπορούν να μπουν στο πλέγμα ενός συνηθισμένου ορυκτού π.χ. το Rb στο μικροκλινή ή ενός σπανιότερου ορυκτού π.χ. το Mn στον απατίτη. Μπορούν επίσης να μπουν ή να «παγιδευτούν» από ένα ορυκτό που δεν έχει και μεγάλη σχέση π.χ. Sn

σε μοσχοβίτη. Επίσης μπορούν να συγκεντρώνονται στο υπολειματικό τήγμα μέχρι να σχηματιστεί το αντίστοιχο ορυκτό π.χ. Cs στον πολουσίτη $(Cs, Na)AlSi_2O_6 \cdot nH_2O$ (ζεόλιθος), Be στη βήρυλλο ή ακόμη είναι δυνατό να δεσμευτούν στην επιφάνεια μερικών ορυκτών.

Η τελευταία αυτή λειτουργία συμβαίνει κατά την κρυστάλλωση γρανιτικών πετρωμάτων και καταλήγει την πρόσφυση των ιόντων σπανιότερων στοιχείων και ιχνοστοιχείων πάνω στις κρυσταλλικές επιφάνειες των ορυκτών συστατικών του πετρώματος.

β) Τα περισσότερα από τα χαλκόφιλα στοιχεία ενσωματώνονται περισσότερο στα πυριτικά παρά στα σουλφίδια όπου θα έπρεπε να βρίσκονται. Αυτό εν μέρει οφείλεται στη χαμηλή θερμική σταθερότητα των περισσότερων σουλφιδίων, διότι τα σουλφίδια εκτός από το σιδηροπυρίτη και πυροτίνη, αποχωρίζονται χαρακτηριστικά σε μεταγενέστερο στάδιο της κρυστάλλωσης και τελικά εναποτίθενται σε φλέβες που σχηματίστηκαν σε σχετικά χαμηλές θερμοκρασίες. Η σχετική συγκέντρωση των θειούχων ενώσεων και χαλκόφιλων στοιχείων πιθανόν αυξάνει στο τελευταίο κλάσμα ενός κρυσταλλούμενου μάγματος λόγω της απομάκρυνσης των λιθόφιλων στοιχείων με τα πυριτικά ορυκτά.

Σχέση μαγματισμού και μεταλλοφορίας.

Υπάρχουν πολλές ενδείξεις που πιστοποιούν ότι πολλές μεταλλευματικές αποθέσεις σχετίζονται γενετικώς με τα μάγματα. Μερικές από αυτές τις ενδείξεις εντοπίζονται στη γεωλογική σχέση των μεταλλευματικών αποθέσεων με τα πυριγενή πετρώματα και συχνά με ορισμένους τύπους πυριγενών π.χ. αποθέσεις κασσίτερου με γρανίτες, χρωμίτη με περιδοτιτικά πετρώματα. Μερικές φορές μπορούν να παρατηρηθούν διαβαθμίσεις από πηγματίτες προς μεταλλοφόρες φλέβες ή ακόμη προς καθαρά χαλαζιακές φλέβες. Είναι γνωστά τα παραδείγματα άμεσου αποχωρισμού μεταλλευμάτων από τα μάγματα. Παρόλα αυτά υπάρχουν διάφορες απόψεις σχετικά με τις διεργασίες δια των οποίων τα μεταλλεύματα αποχωρίζονται από ένα μάγμα, μεταφέρονται και επαναποτίθενται. Δεν υπάρχουν πάντα σαφή κριτήρια τα οποία να πιστοποιούν αν ένα μέταλλευμα σχηματίστηκε από αέρια φάση ή υγρό διάλυμα.

Η πλειονότητα των ορυκτολογικών αποθέσεων (και γενικότερα τα διάφορα κοιτάσματα) φαίνεται να σχηματίστηκε από τη δράση θερμών και υδροθερμικών διαλυμάτων, χωρίς να αποκλείουμε όμως και την περίπτωση σχηματισμού ορισμένων

από αυτές τις εμφανίσεις, με τη διαδικασία μεταφοράς υλικού σε αέρια φάση. Τα υδροθερμικά διαλύματα μπορούν να δημιουργηθούν ή να ενισχυθούν από νερό μαγματικής, μεταμορφικής, ιζηματογενούς ή υπόγειας προέλευσης. Οξυγονοισοτοπικές μελέτες έδειξαν ότι τα υπόγεια νερά που είναι ατμοσφαιρικής προέλευσης συμβάλλουν κατά πολύ στην υδροθερμική μεταλλευματική απόθεση. Η κίνηση του H₂O κάτω από το έδαφος, ιδιαίτερα όταν το νερό αυτό θερμαίνεται λόγω ρευμάτων σε βάθος ή λόγω επαφής με πυριγενές σώμα, φαίνεται να αποτελεί ένα πιθανό μηχανισμό για το σχηματισμό διαλυμάτων με υψηλή περιεκτικότητα σε μέταλλο που αποπλύθηκε από τα πετρώματα δια των οποίων πέρασαν τα διαλύματα.

Ανεξάρτητα από την προέλευσή τους τα υδροθερμικά διαλύματα περιέχουν μέχρι και 50% (σε βάρος) διαλελυμένα στερεά συστατικά. Μελέτη των υγρών εγκλεισμάτων σε ορυκτά μεταλλευματικών αποθέσεων έδειξε την ύπαρξη χλωριδίων των Na, Ca και K μέσα στα διαλύματα. Επίσης παρατηρούνται τοπικές συγκεντρώσεις σε σπάνια μέταλλα, της τάξης των 1 μέχρι 100 ppm. Το pH των διαλυμάτων μπορεί να κυμαίνεται από όξινο μέχρι αλκαλικό.

Όπως έχει προκύψει από διάφορες μελέτες, τα περισσότερα υδροθερμικά διαλύματα χαρακτηρίζονται από θερμοκρασίες 50° μέχρι 550°C, μέγιστες πιέσεις 2000 ατμ. και υψηλές συγκεντρώσεις ιόντων χλωριδίων, όπως αναφέρθηκε παραπάνω. Οι υψηλές αυτές συγκεντρώσεις των ιόντων των χλωριδίων διευκολύνουν το μηχανισμό διαλυτότητας και μεταφοράς των μετάλλων στα υδροθερμικά διαλύματα.

Ένα σημαντικό πρόβλημα που παραμένει είναι πως οι σύμπλοκες ενώσεις μετάλλων αποχωρίζονται σαν σουλφίδια ή άλλες ενώσεις. Έχουν προταθεί διάφοροι μηχανισμοί αποχωρισμού με βάση τις επιπτώσεις που έχουν οι μεταβολές της θερμοκρασίας και πίεσης πάνω στην ισορροπία διαλυμάτων των συμπλόκων αυτών ενώσεων και τη μείωση της διαλυτότητας.

Σημαντική επίσης λειτουργία για την απόθεση μερικών μεταλλευματικών αποθέσεων είναι οι χημικές αντιδράσεις των υδροθερμικών διαλυμάτων με τα περιβάλλοντα πετρώματα.

Επίσης η αραίωση που προκαλείται από την ανάμιξη μεγάλης συγκέντρωσης αλμυρών νερών με τα υπόγεια νερά, δημιουργεί ένα πιθανό μηχανισμό αποχωρισμού μερικών σουλφιδίων.