

Kuva 53. Esimerkkejä mineraalien lohkeavuudesta. A. Suomumainen lohkeavuus, yksi etevä lohkosuunta; B. Laatikko- tai pylväsmäinen lohkeavuus, kaksi etevää lohkosuuntaa. Huomaa lohkokappaletta molemmista päistä rajoittava kupurainen murros-pinta; C. Romboedrinen lohkeavuus, kolme toisiaan vinolla kulmalla leikkaavaa lohkosuuntaa.

II. 2. 5. Tiheys

Mineraalien tiheydellä tarkoitetaan yhden kuutiosenttimetrin kokoisen kappaleen massaa. Tavallisimpien mineraalien tiheydet vaihtelevat välillä $2,2 - 7,7 \text{ g/cm}^3$. Kivimineraalien tiheys on yleensä $2,6 - 3,3 \text{ g/cm}^3$. Malmimineraalit eroavat ehkä juuri tiheydensä puolesta selvimmin muista mineraaleista. Malmimineraalien tiheys on hyvin yleisesti $4 - 5,5$, poikkeustapauksissa jopa $7,6 \text{ g/cm}^3$. Tiheyden määrittäminen voidaan suorittaa laboratoriossa esim. raskaiden nesteiden ja Westphalin vaa'an avulla. Käytännössä pyrittäessä mineraalien tunnistamiseen makroskooppisesti tiheys voidaan arvioida näytettä kämmenellä punniten. Tällöin tiheyden arvioinnissa riittää $\pm 0,2 - \pm 0,5$ yksikön tarkkuus, johon pääsee verrattain nopeasti harjoittelemalla. Huomattava on, että samankin mineraalin eri näytteissä tiheys voi olla erilainen. Vaihtelu johtuu kemiallisen koostumuksen vaihtelusta (ks. isomorfia).

II. 2. 6. Kovuus

Mineraalien kovuudella tarkoitetaan niiden **naarmutuskovuutta**. Se voidaan määrittellä sanomalla, että kovemmalla mineraalilla voi naarmuttaa pehmeämpää. Kovuuden vaihtelu eri mineraalien välillä on huomattavaa. Mineraaleihin kuuluu tunnetuista aineista kaikkein kovin, timantti, jota ei voida naarmuttaa millään muulla aineella. Toisaalta mineraalien joukossa on niin pehmeitä, että niitä voi naarmuttaa kynnelläkin. Friedrich Mohs (1773 - 1839) jakoi mineraalit kymmeneen kovuusluokkaan, joita kutakin luokkaa edustamaan hän valitsi ns. indeksimineraalin. Mohsin kovuusasteikko (taulukko 13) ei ole tasavälinen, vaan kovuudet kasvavat absoluuttisesti enemmän asteikon yläpäässä.

Taulukko 13. Mohsin kovuusasteikko.

1. Talkki	
2. Kipsi	
3. Kalsiitti	(Kynsi)
4. Fluorisälpä	
5. Apatiitti	(Lasi, teräs)
6. Kalimaasälpä	
7. Kvartsi	
8. Berylli	
9. Korundi	
10. Timantti	

II. 2. 7. Väri ja viirun väri

Mineraalin värin saattaisi olettaa olevan sen hyvä tuntomerkki. Samankin mineraalin väri voi kuitenkin vaihdella suuresti johtuen mm. diadokiasta (ks. tuonnempana), pienistä epäpuhtauksista tai kiderakenteen virheistä. Esimerkiksi kvartsilla on lukuisia toisistaan värinsä puolesta poikkeavia muunnoksia, joista lukuisia käytetään korukivinä (ametisti, keltakvartsi, ruusukvartsi, savukvartsi, vuorikide jne.). Siten mineraalin väri vain harvoin soveltuu sen tuntomerkiksi.

Sen sijaan mineraalijauheella on **viiruksi** kutsuttu luonteenomainen värinsä, joka on käyttökelpoinen etenkin malmimineraalien tunnistamisessa. Ominaisuuden nimi johtuu siitä, että mineraalijauheen väri saadaan selville naarmuttamalla mineraalinäytettä lasittamattomaan posliiniin, jolloin posliinin pintaan jäävä rantu kertoo jauheen värin.

II. 2. 8. Muita ominaisuuksia

Mineraaleilla on lukuisia joukko muita, pääasiassa fysikaalisia ominaisuuksia, joihin tässä ei sen tarkemmin puututa, mutta joista osaa voidaan käyttää hyväksi mineraalien tunnistamisessa. Tällaisia ovat mm. magneettisuus, radioaktiivisuus, fluoresenssi, sulamispiste, liukenevuus happoihin jne. Näiden ominaisuuksien tutkimiseen tarvitaan erikoislaitteita.

Osa mineraalien ominaisuuksista taas on tärkeitä mineraalien käyttökelpoisuuden kannalta. Tällaisia ovat esim. lämmönjohtokyky ja lämpökapasiteetti, sähköjohtokyky tai ominaisvastus, pietsosähköisyys sekä erilaiset kemialliset ja pintakemialliset ominaisuudet kuten ioninvaihtokyky.

II. 3. MINERAALIEN KIDEKEMIALLISTISTA SUHTEISTA

II. 3. 1. Polymorfia

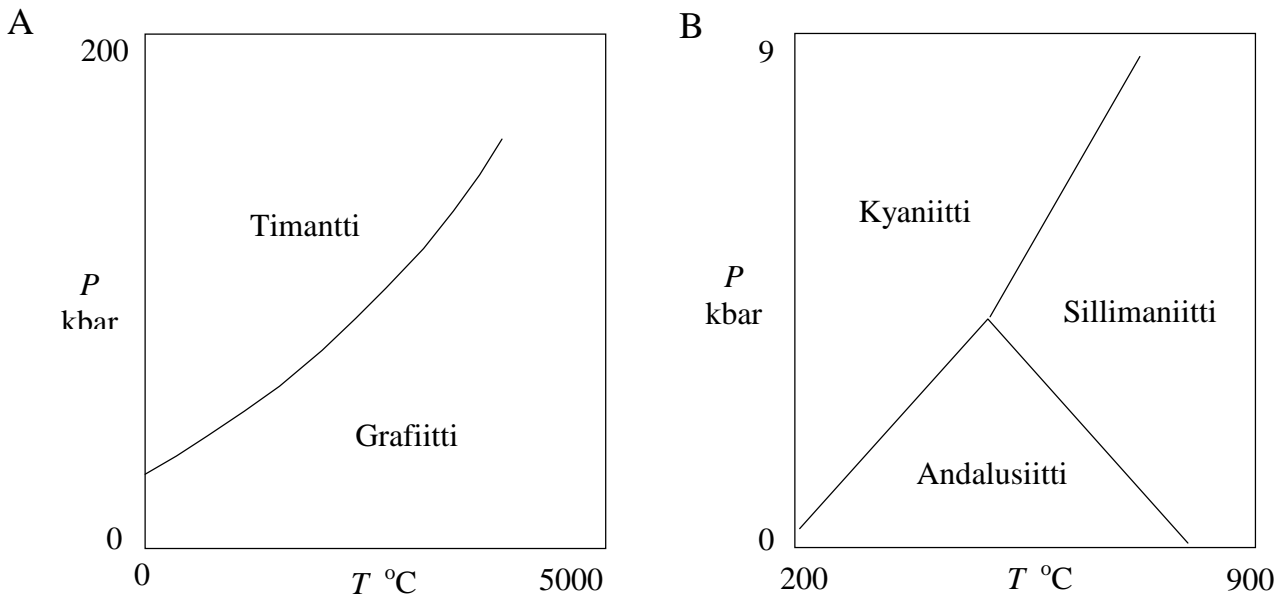
Kemiallisesti saman aineen esiintymistä eri mineraalilajeina sanotaan **polymorfiaksi** (engl. *polymorphism*, saks. *Polymorphie*) ja aineen eri mineraalimuodot ovat sen **polymorfisia muotoja** (engl. *polymorphic forms, polymorphs*, saks. *Polymorphen Arten, Modifikationen*). Esimerkin polymorfiasta tarjoaa hiili, joka esiintyy luonnossa mm. grafiittina ja timanttina.

Polymorfia johtuu siitä, että kunkin mineraalin pysyvyysalueet paineen ja lämpötilan vaihdellessa ovat rajoitetut. Mikä muodoista syntyy esim. kiven uudelleenkiteytymisen yhteydessä metamorfoosissa, riippuu tapahtumahetkellä vallitsevista paine- ja lämpötilaolosuhteista (kuva 54).

Polymorfisten muotojen pysyvyysalueiden erilaisuuden perusteella on helppo ymmärtää miksi mineraalit usein pyrkivät muuttumaan toisiksi. Mikäli muuttuminen kahden polymorfisen muodon välillä on olosuhteiden vaihdellessa mahdollinen molempiin suuntiin, muuttuminen on **enantiotrooppinen**. Jos taas muuttuminen on mahdollinen ainoastaan yhteen suuntaan muuttumista sanotaan **monotrooppiseksi**.

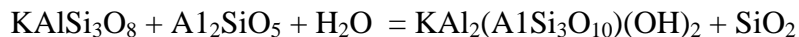
Muuttuminen (olosuhteisiin mukautuminen) on sitä hitaampaa mitä enemmän polymorfiset muodot poikkeavat toisistaan kiderakenteellisesti. Kiderakeenteellisesti toisiaan lähellä olevat muodot muuttuvat toisikseen nopeasti ja muuttuminen on enantiotrooppista. Tällainen on esim. β -kvartsin (korkeakvartsin) muuttuminen lämpötilan laskiessa α -kvartsiksi (matalakvartsiksi) 574°C :ssa. Kiderakenteellisesti suuresti toisistaan poikkeavien polymorfisten muotojen toisikseen muuttuminen edellyttää kemiallisten sidosten katkaisemista, uusien muodostumista sekä diffuusiota kiinteässä tilassa. Muuttuminen on sen vuoksi erittäin hidasta. Ilman reaktiota edesauttavan veden läsnäoloa voidaan reaktionopeutta pitää lähes olemattomana. Alhaisesta reaktionopeudesta johtuen voidaan maan pinnalla

tarkastella usein itse asiassa näissä olosuhteissa pysymättömiä, jopa miljoonia vuosia vanhoja mineraaleja.



Kuva 54. Hiilen (A) ja alumiinisilikaatin, Al_2SiO_5 (B) eri polymorfisten muotojen pysyvyysalueet erilaisissa paine- ja lämpötilaolosuhteissa.

Polymorfisten muuttumisilmiöiden ohella on sellaisia muuttumisilmiöitä, joissa mineraali ei muutu sen kanssa kemiallisesti identtiseksi mineraaliksi, vaan jossa sen ainekset jakaantuvat kahden tai useamman syntyvän uuden mineraalin kesken, jolloin samalla usein reaktioon osallistuu esim. vettä systeemin ulkopuolelta. Tällainen on kalimaasälvän ja andalusiitin muuttuminen muskoviitiksi ja kvartsiiksi, jota kuvaa reaktio:



kalimaa- andalu- vesi muskoviitti kvartsi
sälpä siitti

II. 3. 2. Diadokia

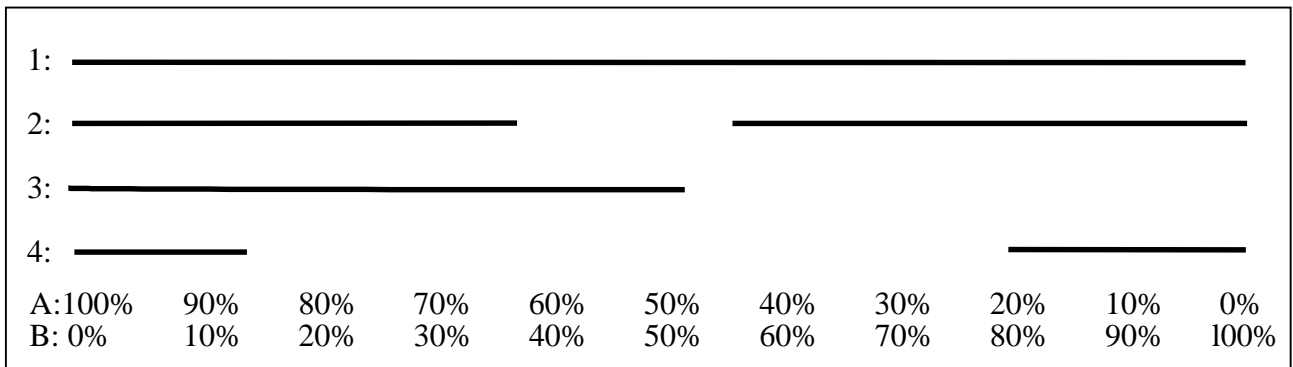
Yhdenkään mineraalin kemiallinen koostumus ei ole vakio. Esimerkkinä mineraalista, jonka koostumus vaihtelee erittäin vähän, mainittakoon kvartsi. Sen kemiallinen koostumus voidaan ilmaista kaavalla SiO_2 . Kvartsin hilassa on siis jokaista piiatomia kohti kaksi happiatomia. Kaavan ilmoittamien alkuaineiden lisäksi kvartsissa on kuitenkin vaihtelevia määriä **ppm**:ien (miljoonasosien, engl. *parts per million*) suuruusluokkaa muita alkuaineita, kuten esim. rautaa, kalsiumia, titaania, mangaania ja germaniumia. Germanium korvaa hilassa piiatomeja asettumalla piiatomille kuuluville paikoille hilassa. Ilmiötä sanotaan **geokemialliseksi piilemiseksi** (engl. *camouflage*, saks. *Tarnung*). Geokemiallisen piilemisen tunnusmerkkinä on se, että "piiloutuvaa" alkuainetta on hilassa niin vähän, että sen olemassaoloa ei ilmoiteta mineraalin kemiallista koostumusta ilmentävässä kaavassa.

Usein on kahden alkuaineen tai ionin keskinäinen korvautuminen niin runsasta, että korvautuminen on otettava huomioon jo mineraalin kemiallista koostumusta ilmentävässä kaavassa. Kahden alkuaineen tai ionin kykyä korvata toisiaan mineraalin hilassa sanotaan

diadookkiseksi korvautumiskyvyksi ja vastaavaa ilmiötä **diadokiaksi** (engl. *isomorphous substitution, ionic substitution*, saks. *Diadochie, Substitution*). Toisiaan korvaavat ionit asetetaan mineraalin kaavassa sulkuihin ja erotetaan toisistaan pilkulla, esim. $(\text{Mg,Fe})_2\text{SiO}_4$ (oliviini).

Diadokia (kr. *diadokhos*, seuraaja) voi olla joko **täydellistä** tai **rajoitettua**. Täydellinen diadokia merkitsee sitä, että luonnossa esiintyy kaikkia mahdollisia korvautumisen asteita esim. ylläolevan esimerkkitapauksen ns. **päätejäsenten** Mg_2SiO_4 :n ja Fe_2SiO_4 :n välillä. Myös puhtaita päätejäseniä tavataan luonnossa silloin, kun on kysymys täydellisestä diadokiasta. Rajoitetussa diadokiassa kaikki korvautumisasteet eivät ole mahdollisia, vaan päätejäsenten välillä on jollakin kohdalla aukko seossarjassa. Rajoitettu diadokia voi myös joskus merkitä toisen tai molempien päätejäsenten puuttumista, ts. sitä, että puhdas tai puhtaat päätejäsenet eivät ole luonnossa pysyviä.

Diadokian laatu on lämpötilasta riippuva. Korkeissa lämpötiloissa diadokia kahden ionin välillä on täydellisempää kuin alhaisissa lämpötiloissa.



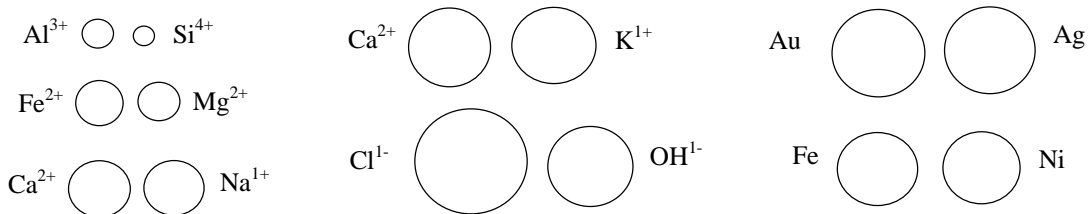
Kuva 55. Täydellinen (1) ja rajoitettu (2-4) diadokia. Viivoitetut osat merkitsevät esiintyviä korvautumisen asteita hypoteettisissa mineraaleissa, viivoittamaton osa aukkoa seossarjassa.

Atomeista ja ioneista ovat keskenään diadookkisia ennen muuta ne, jotka ovat kokonsa puolesta riittävän lähellä toisiaan (taulukko 14, kuva 56). Ionien koko hilassa ilmoitetaan **ionisäteen** avulla. Ionisäde on sen pallon säde, jonka kokoisen tilan ioni hilassa vaatii.

Taulukko 14. Tärkeimmät diadookkiset ioniparit tai -ryhmät ja vastaavat ionisäteet sekä esimerkki mineraaleista, missä kyseinen diadokia esiintyy.

	Ionipari tai -ryhmä	Vastaavat ionisäteet (Å)	Esimerkkimineraalit
Yleisimmät	$(\text{Mg}^{2+}, \text{Fe}^{2+})$	0,65, 0,74	oliviini, pyrokseenit., amfibolit. kiilteet, granaatit
	$(\text{Ca}^{2+}, \text{Na}^{1+})$	0,99, 0,95	plagioklaasi, amfibolit, pyrokseenit
	$(\text{Na}^{1+}, \text{K}^{1+})$	0,95, 1,33	maasälvät, kiilteet
	$(\text{Al}^{3+}, \text{Si}^{4+})$	0,50, 0,41	maasälvät, augiitti
	$(\text{Al}^{3+}, \text{Fe}^{3+})$	0,50, 0,67	granaatit, epidootti
	$(\text{Fe}^{3+}, \text{Cr}^{3+})$	0,67, 0,65	granaatit, spinellit
	$(\text{Fe}^{2+}, \text{Mn}^{2+})$	0,74, 0,80	amfibolit, oliviini
	$(\text{F}^-, \text{Cl}^-, (\text{OH})^-)$	1,36, 1,81, 1,32	amfibolit, kiilteet, apatiitti
	$(\text{OH}^-, \text{O}^{2-})$	1,32, 1,40	amfibolit, apatiitti
	Harvinaiset	$(\text{Ba}^{2+}, \text{K}^{1+})$	1,35, 1,33

	(Rb ¹⁺ , K ¹⁺) (Ca ²⁺ , Sr ²⁺)	1,49, 1,33 0,99, 1,27	kalimaasälpä plagioklaasi, apatiitti
Geokemial- linen piile- minen	(Mg ²⁺ , Li ¹⁺) (Ca ²⁺ , Y ³⁺) (Si ⁴⁺ , Ge ⁴⁺) (Fe ²⁺ , Co ²⁺)	0,65, 0,78 0,99, 1,06 0,41, 0,44 0,74, 0,82	kiilteet apatiitti, fluoriitti, titaniitti silikaatit rikkikiisu, silikaatit



Kuva 56. Eräitä keskenään diadookkisia ioni- tai atomipareja ja niiden suhteellinen koko mineraalihilassa.

II. 3. 3. Isomorfia

Mineraali, jonka kemialliseen koostumukseen vaikuttaa yksi tai useampia diadookkisia ionipareja, muodostaa **isomorfisen seossarjan** (engl. *solid solution*, saks. *Mischkristallreihe*). Mineraalien kykyä muodostaa isomorfisia seossarjoja sanotaan **isomorfiaksi** (engl. *isomorphism*, saks. *Isomorphie*).

Ilmiön nimi isomorfia on perua niiltä ajoilta, jolloin ajateltiin, että samanlaisen kidemuodon (*isomorfia* kreik. sama muoto) omaavat mineraalit saattoivat muodostaa isomorfisia seossarjoja. On kuitenkin olemassa mineraaleja (esim. vuorisuola ja lyijyhohde), jotka kidemuodoltaan ovat samanlaisia, mutta jotka eivät muodosta keskenään isomorfisia seossarjoja. Toisaalta on myös havaittu, että kidemuoto voi jossakin määrin poiketa (esim. akselisuhde voi vaihdella) kahden keskenään isomorfisen seossarjan muodostavan mineraalin välillä. Täten voidaan paradoksaalisesti sanoa, että isomorfia (vanhassa merkityksessä) ei ole isomorfian edellytys, eikä välttämättä myöskään sen tae.

Taulukko 15. Esimerkkejä yleisimpien mineraalien muodostamista isomorfisista seossarjoista.

Mineraali	Päätejäsenet	kemiallinen kaava	diadokian laatu
Oliviini	forsteriitti-fayaliitti	(Mg,Fe) ₂ SiO ₄	täydellinen
Granaatti	almandiini-spessartiini-pyrooppi-grossulariitti	(Fe,Mn,Mg,Ca) ₃ Al ₂ Si ₃ O ₁₂	täydellinen
Granaatti	grossulariitti-andratiitti-uvaroviitti	Ca ₃ (Al,Fe,Cr) ₂ Si ₃ O ₁₂	täydellinen
Ortopyrokseeni	enstatiitti-ferrosiliitti	(Mg,Fe) ₂ Si ₂ O ₆	rajoitettu ? Fe<90%
Klinopyrokseeni	diopsidi-hedenbergiitti	Ca(Mg,Fe)Si ₂ O ₆	täydellinen
Sädekivi	tremoliitti-ferroaktinoliitti	Ca ₂ (Mg,Fe) ₅ Si ₈ O ₂₂ (OH) ₂	rajoitettu ?
Plagioklaasi	albiitti-anortiitti	(Na,Ca) Al(Si,Al)Si ₂ O ₈	rajoitettu

Kromiitti	kromiitti-herkyniitti	$\text{Fe}(\text{Cr,Al})_2\text{O}_4$	täydellinen
Spinelli	spinelli-herkyniitti	$(\text{Mg,Fe})\text{Al}_2\text{O}_4$	täydellinen
Sinkkivälke	päätejäsenillä ei erityisnimiä	$(\text{Zn,Fe})\text{S}$	rajoitettu Fe<~30%
Apatiitti	fluoriapatiitti-klooriapatiitti- hydroksyyliapatiitti-oksyapatiitti	$\text{Ca}_5(\text{PO}_4)_3(\text{F,Cl,OH,O})$	osin rajoitettu

II. 4. MINERAALIEN LUOKITTELU

Mineraalien luokittelussa noudatetaan samaa jaottelua kuin epäorgaanisten kemiallisten yhdisteiden (tai alkuaineiden) luokittelussa Silikaattien osalta ryhmän sisäinen luokittelu tehdään kidekemiallisen rakenteen pohjalta. Huomattakoon, että mineraaliryhmän nimestä (esim. fosfaatit) huolimatta mineraaleja ei tule käsittää "suoloiksi" (esim. fosfaatit, ortofosforihapon suoloja), vaan yksinkertaisesti sellaisiksi aineiksi, joiden hilassa esiintyy vastaava anioni kaavan ilmoittamassa paljousuhteessa kationeihin nähden.

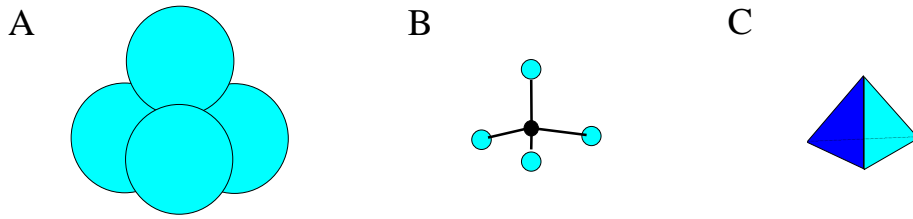
Taulukko 16. Mineraalien luokittelu.

Mineraaliryhmä	Tunnusomainen anioni	Esimerkkejä (nimi ja kemiallinen kaava)
Alkuaineet		Kulta Au; Kupari Cu; Timantti C
Sulfidit	S^{2-}	Lyijyhohde PbS; Sinkkivälke ZnS
Oksidit	O^{2-}	Hematiitti Fe_2O_3 ; Korundi Al_2O_3
Hydroksidit	OH^{1-}	Goethiitti $\text{FeO}\cdot\text{OH}$; Brusiitti $\text{Mg}(\text{OH})_2$
Halogenidit	$\text{Cl}^{1-}, \text{F}^{1-}, \text{Br}^{1-}, \text{I}^{1-}$	Haliitti NaCl; Fluorisälpä CaF_2
Karbonaatit	CO_3^{2-}	Kalkkisälpä CaCO_3 ; Dolomiitti $\text{CaMg}(\text{CO}_3)_2$
Fosfaatit	PO_4^{3-}	Apatiitti $\text{Ca}_5(\text{PO}_4)_3(\text{F,Cl,OH})$
Sulfaatit	SO_4^{2-}	Kipsi $\text{CaSO}_4\cdot 2\text{H}_2\text{O}$; Baryyyti BaSO_4
Nitraatit	NO_3^{1-}	Salpietari KNO_3
Silikaatit:		
Jalossilikaatit	SiO_4^{4-}	Oliiviini $(\text{Mg,Fe})_2\text{SiO}_4$
Ketjusilikaatit	SiO_3 -ketju	Ortopyrokseeni $(\text{Mg,Fe})\text{SiO}_3$
Nauhasilikaatit	Si_4O_{11} -nauha	Tremoliitti $\text{Ca}_2\text{Mg}_5\text{Si}_8\text{O}_{22}(\text{OH})_2$
Verkkosilikaatit	Si_2O_5 -verkko	Kaoliini $\text{Al}_2\text{Si}_2\text{O}_5(\text{OH})_4$
Hohkasilikaatit	SiO_2 -hila	Kalimaasälpä KAlSi_3O_8

II. 4. 1. Silikaattien kidekemialliset rakenteet

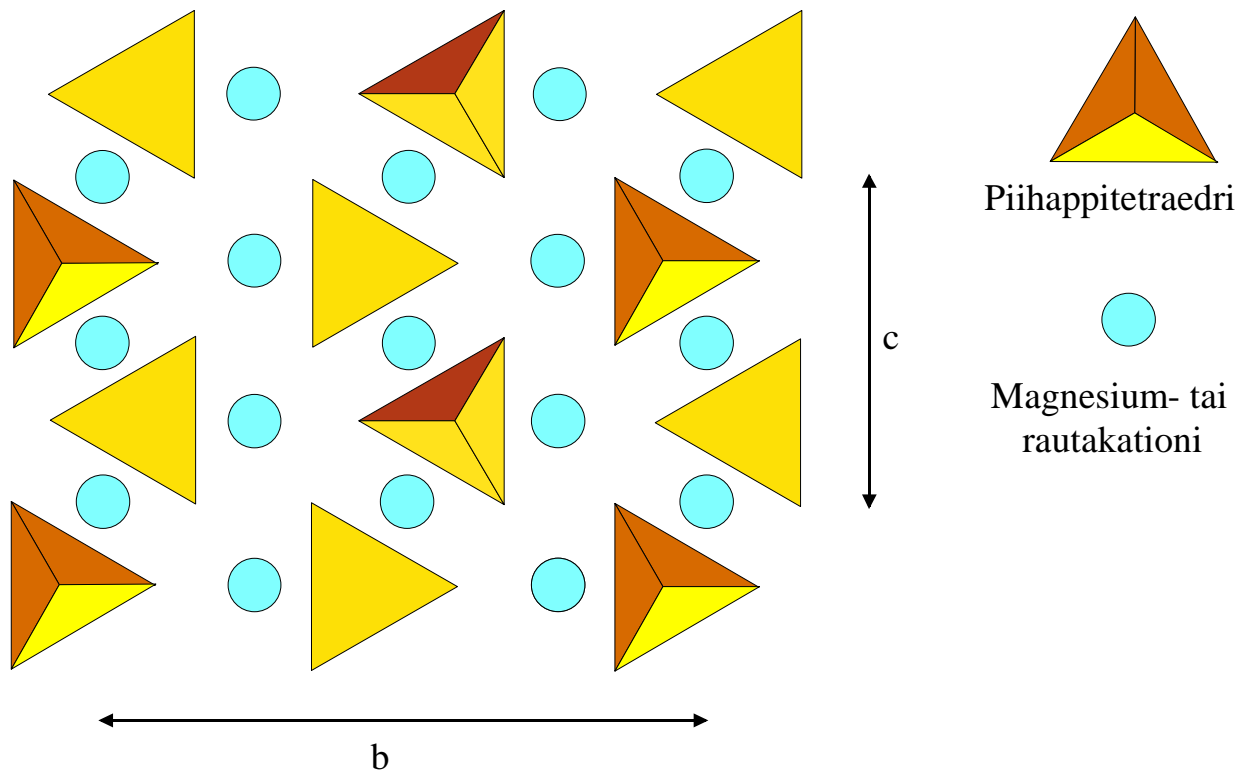
Silikaatit jaetaan jalo-, ketju-, nauha-, verkko- ja hohkasilikaatteihin kidekemiallisen rakenteen erilaisuuksien perusteella.

Kaikkien silikaattien kidekemiallisena perusrakenneosana on **piihappitetraedri** (kuva 57), jossa tetraedrin keskipisteessä olevaa piiatomia ympäröivät sopissa olevat happiatomit. Piihappitetraedrin korkeus on noin 3.3 Å.



Kuva 57. Piihappitetraedri (SiO_4^{4-}). A: "todellinen" malli, jossa pieni piiatomi jää piiloon happi-ionien väliin; B: Yksinkertaistettu sidosmalli, jossa ionien kokoa on pienennetty todellisesta, jolloin niiden väliset sidokset saadaan näkyviin, C: koordinaatiokappalemalli, jossa piitä ympäröivien happiatomien keskipisteet ovat tetraedrin kärkinä. Piiatomi on piilossa kappaleen keskellä.

Jalosilikaateissa piihappitetraedrit esiintyvät erillisinä (kuva 58). Kationit liittyvät piihappitetraedriin happiatomien välityksellä kemiallisella sidoksella. Jalosilikaattien kemiallinen yleiskaava on siis $\text{X}^{4+}(\text{SiO}_4)^{4-}$. X^{4+} voi jakaantua esim. kahden kaksiarvoisen kationin kesken kuten forsteriitissä Mg_2SiO_4 .

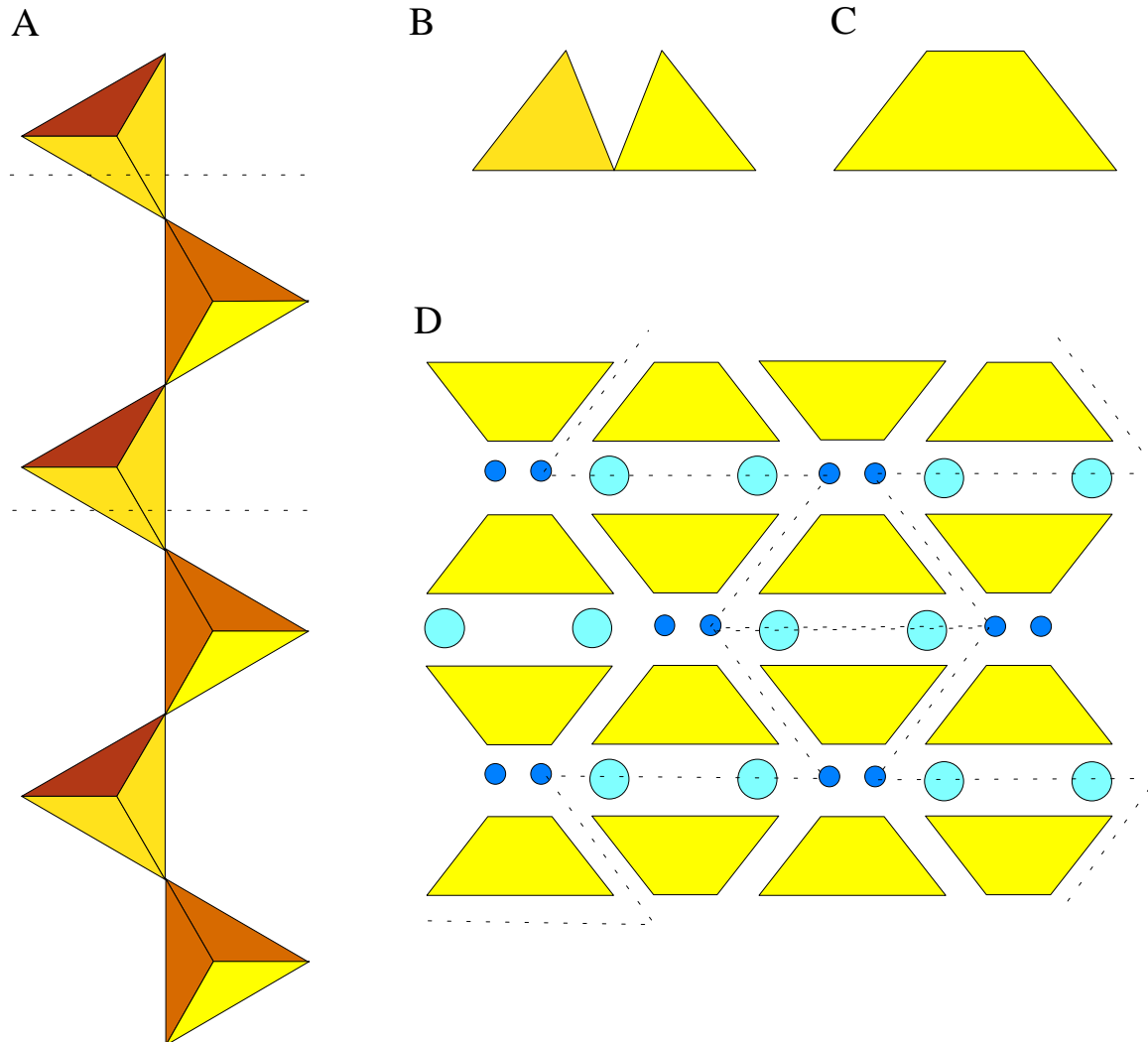


Kuva 58. Jalosilikaattien kidekemiallinen rakenne. Oliivin (Mg,Fe) $_2\text{SiO}_4$ kiderakenne a-akselin suunnasta katsottuna. Piihappitetraedrit (SiO_4^{4-}) esiintyvät erillisinä, Mg^{2+} - ja Fe^{2+} -kationien toisiinsa liittämänä.

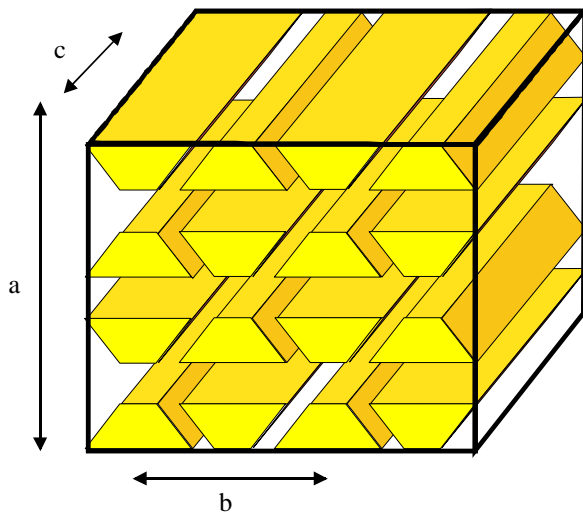
Ketjusilikaateissa piihappitetraedrit liittyvät toisiinsa yhden yhteisen happiatomin välityksellä muodostaen kuvan 59A esittämän polveilevan ketjun. Katkoviivojen rajoittama alue edustaa sellaista osaa ketjusta jota toistamalla koko ketju voidaan saada aikaan. Katkoviivojen

rajoittamalla alueella olevan osan kemiallinen koostumus voidaan ilmaista kaavalla $(\text{Si}_2\text{O}_6)^{4-}$, joka onkin ketjusilikaattien kaavoissa toistuva kaavan loppuosa. Kaavan loppuosa voidaan vaihtoehtoisesti kirjoittaa kahdella jaettuna $(\text{SiO}_3)^{2-}$.

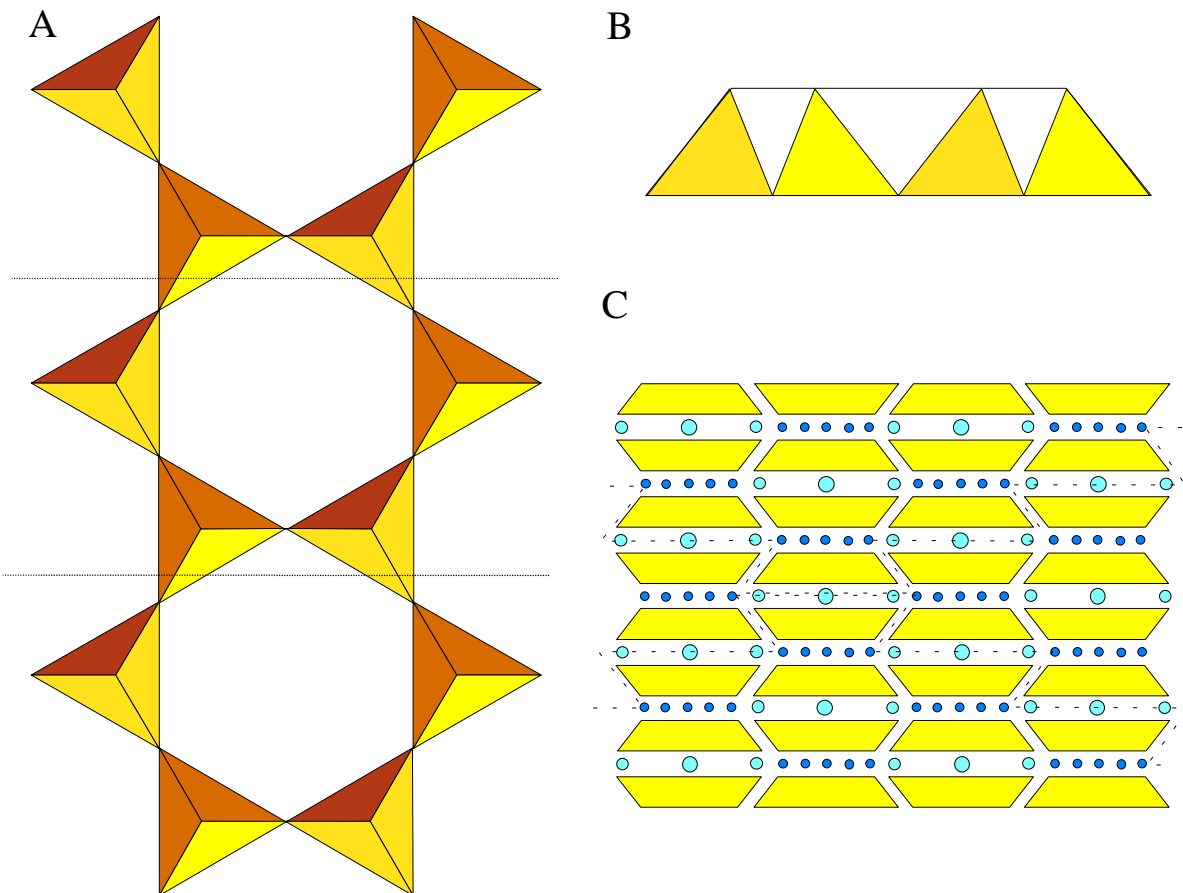
Ketjusilikaatteja ovat mineraaleista pyrokseenit. Pyrokseeneissa (SiO_3) -ketjut ovat asettuneet c-akselin suuntaisiksi ja näkyvät asematasolla kuvan 59D kaavamaisesti esittämällä tavalla.



Kuva 59. A: Piihappitetraedrien yhteenliittymistapa ketjusilikaateissa. Ketjun voidaan ajatella syntyneen toistamalla katkoviivojen rajaamaa, kaksi piiatomia ja kuusi happiatomia sisältävää yksikköä; B: Pii-happitetraedri-ketju c-akselin suunnasta katsottuna; C: Sama kaavamaisesti esitettynä; D: Pyrokseenien kidekemiallinen rakenne 001-tasolle projisoituna. Kunkin puolisuunnikkaan sisällä on $(\text{SiO}_3)^{2-}$ -ketju piirrostasoa vastaan kohtisuorassa, siis c-akselin suunnassa. Ketjuja liittävä ympyröillä merkityt Ca-, Mg- ja Fe -ionit. Lohkosuunnat (110) on merkitty katkoviivoin.



Kuva 60. Kuvassa 59 esitettyjen $(\text{SiO}_3)^{2-}$ -ketjujen sijainti rombisessa pyrokseenikiteessä. Kideakselit a , b ja c sekä niiden pituudet merkitty. Huomaa, että c -akseli on tässä normaalista poikkeavassa asennossa vaakasuorassa.

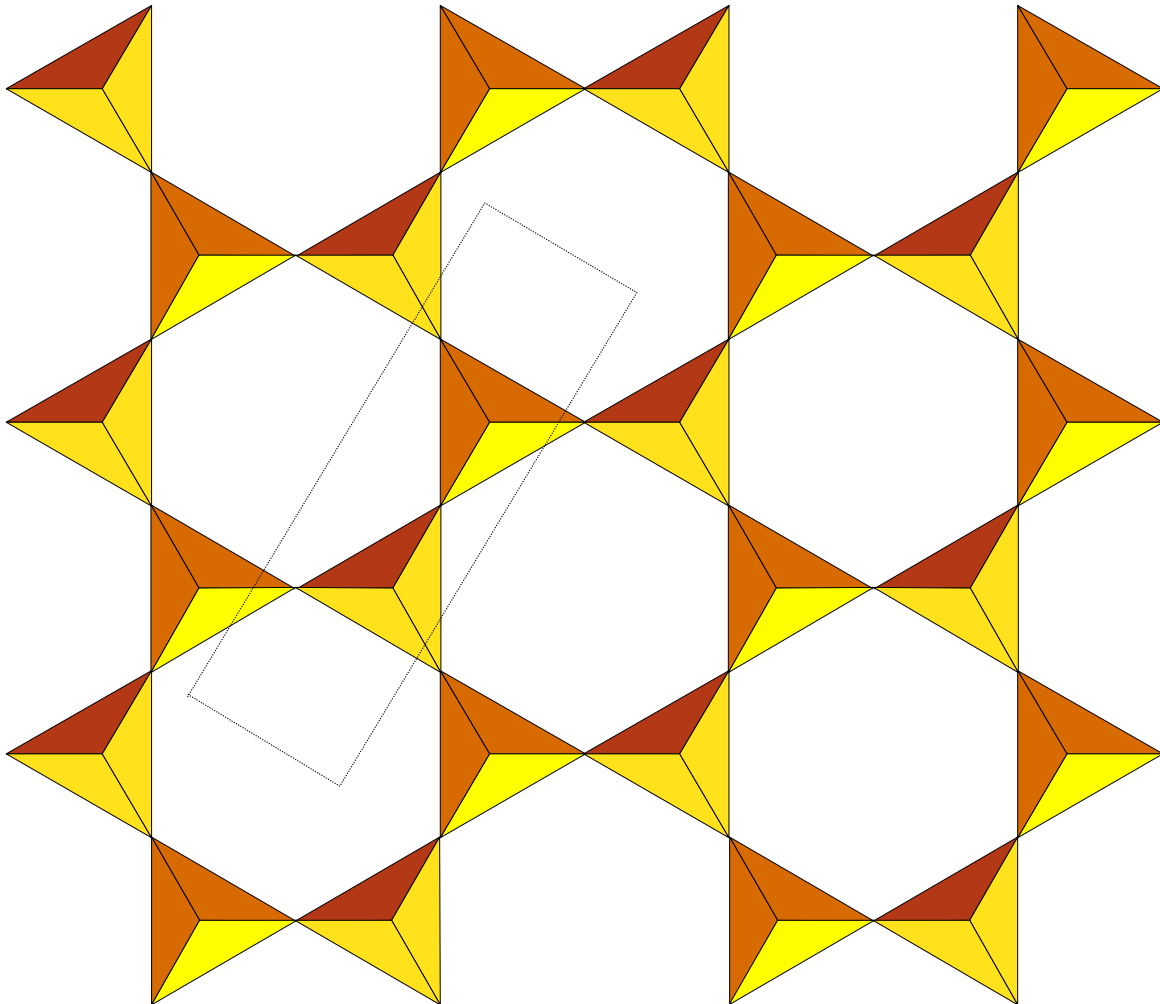


Kuva 61. A: Nauhasilikaattien piihappirungon kidekemiallinen rakenne; B: Pii-happi-nauha c -akselin suunnasta katsottuna C: Amfibolien kidekemiallinen rakenne 001-tasolle projisoituna. $(\text{Si}_4\text{O}_{11})^{6-}$ -nauhojen yhteenliittymistapa kationien (ympyrät) välityksellä. Lohkosuunnat (110) on merkitty katkoviivoin.

Nauhasilikaatit voidaan ajatella johdetuiksi ketjusilikaateista siten, että kaksi $(\text{SiO}_3)^{2-}$ -ketjua on liittynyt toisiinsa joka toisesta pihappitetraedrista kuvassa 61A esitetyllä tavalla. Katkoviivoin rajattu alue edustaa yksikköä, jota toistamalla koko rakennelmaa voidaan rajattomasti laajentaa. Rakenteesta johtuu, että nauhasilikaattien kemiallinen koostumus on niiden kaavojen loppuosalta ilmaistavissa merkinnällä $(\text{Si}_4\text{O}_{11})^{6-}$ tai sen kaksikerralla $(\text{Si}_8\text{O}_{22})^{12-}$. Kationit liittyvät rakennelmaan tetraedrien vapaissa kärjissä olevien happiatomien kautta.

Mineraaleista nauhasilikaatteja ovat amfibolit. Nauhat sijoittuvat amfibolikiteisiin c-akselin suuntaisiksi poikkileikkaukseltaan puolisuunnikkaan muotoisiksi prismoiksi, jotka näkyvät 001-tasolla kuvan 61C esittämällä tavalla.

Verkkosilikaatit voidaan edelleen johtaa nauhasilikaateista asettamalla nauhoja rinnakkain samaan tasoon kuvan 62 esittämällä tavalla.



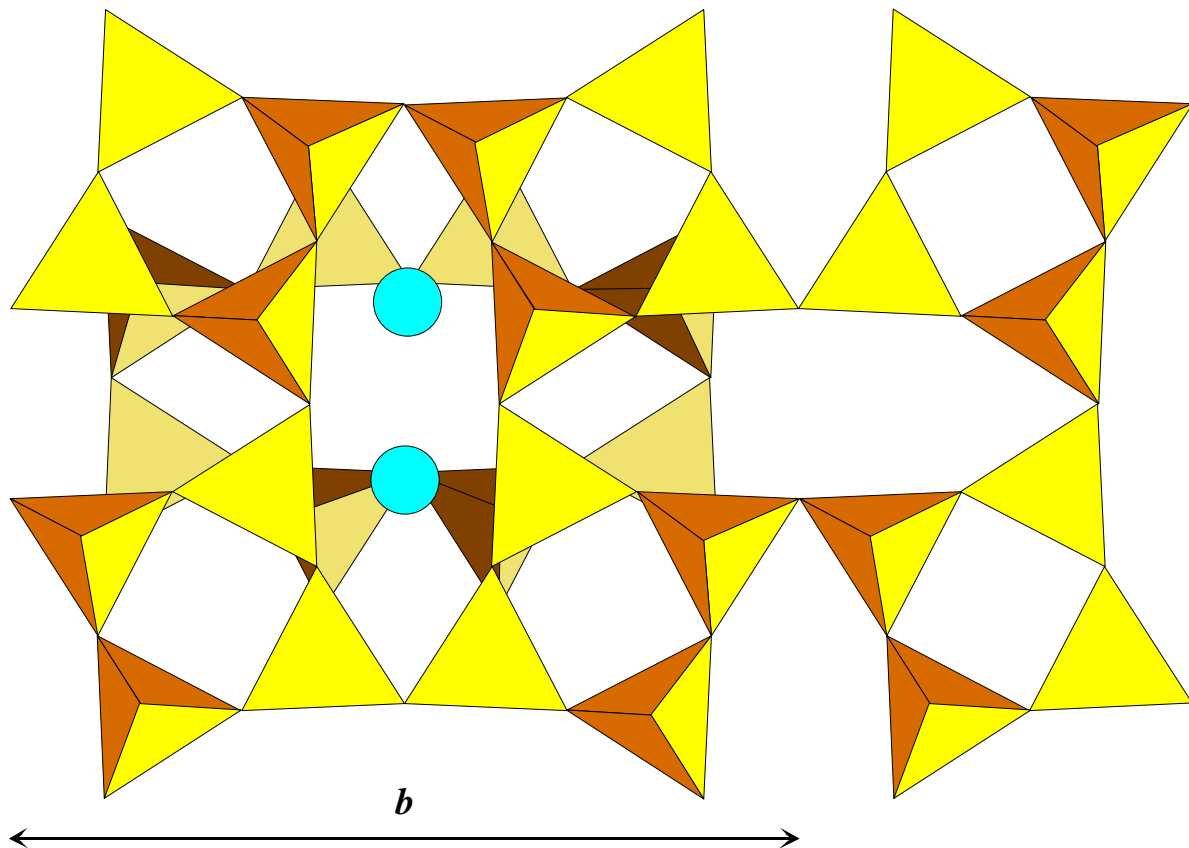
Kuva 62. Verkkosilikaattien pihappirungon kidekemiallinen rakenne 001-tasolle projisioituna.

Kidekemiallisesta rakenteesta johtuu, että verkkosilikaattien kemiallisen kaavan loppuosa on $(\text{Si}_2\text{O}_5)^{2-}$ tai sen kaksikerta $(\text{Si}_4\text{O}_{10})^{4-}$, sillä verkkosilikaattien pii-happirungon voidaan ajatella muodostuneen toistamalla kuvassa 62 katkoviivoin rajattua yksikköä.

Rakenteen perusteella näyttäisi verkkosilikaateista muodostuvan heksagoniseen kidejärjestelmään kuuluvia mineraaleja. Eräät verkkosilikaatit ovatkin heksagonisia. Yleisemmin kuitenkin verkot asettuvat päällekkäin c-akselin suunnassa sillä tavoin limittäin, että analogiset paikat kahdessa verkossa eivät ole suoraan päällekkäin. Seurauksena on rakennelman muuntuminen monokliiniseksi (ks. kuva 52).

Verkkosilikaateilla on niiden kiderakenteesta johtuen etevä 001-suuntainen lohkeavuus. Verkkosilikaatteja ovat mineraaleista mm. kiilteet (muskoviitti ja biotiitti), talkki, kloriitti, serpentiini ja kaoliini.

Hohkasilikaateissa ovat kunkin piihappitetraedrin kaikki happiatomit yhteisiä ympäröivien piihappitetraedrien kanssa. Lopputuloksena syntyy piistä ja hapesta koostuva hila, jossa piitä ja happea on samassa suhteessa kuin SiO_2 :ssa. Mineraalina SiO_2 on kvartsi, joka kuitenkin luetaan yleisemmin oksideihin kuin hohkasilikaatteihin. Varsinaiset hohkasilikaatit, joita voidaan myös sanoa **alumosilikaateiksi**, johtuvat SiO_2 -hilasta sillä tavoin, että osa piiatomeista korvataan alumiinilla. Yhden piiatomin korvaaminen aikaansaa yhden negatiivisen varauksen synnyn, jota yksiarvoinen kationi voi käyttää hyväkseen sijoituessaan hilaan (kuva 63).



Kuva 63. Esimerkki hohkasilikaatin kidekemiallisesta rakenteesta. Toisiinsa liittyneet pii-happitetraedrit muodostavat kolmeen ulottuvuuteen jatkuvan hilan, josta tässä on esitetty kaksi kerrosta, alempi osittain. Sanidiini KAlSi_3O_8 a-akselin suunnasta nähtynä.

Hohkasiliikaatteja ovat mineraaleista maasälvät (kalimaasälpä KAlSi_3O_8 ja plagioklaasi $\text{NaAlSi}_3\text{O}_8$ - $\text{CaAl}_2\text{Si}_2\text{O}_8$), ns. maasälvänsijaiset (nefeliini ja leusiitti), skapoliitti ja zeoliitit.

II. 5. MINERAALIEN KUVAUS

Tässä luvussa käydään läpi yleisimmät kivi- ja malmimineraalit kiinnittäen huomiota kunkin mineraalin tärkeimpiin ominaisuuksiin, kemialliseen koostumukseen ja sen mahdollisiin vaihteluihin, mineraalin esiintymiseen luonnossa sekä mineraalien erottamiseen toisistaan tunnistamiseen pyrittäessä. Mukaan on otettu vain kaikkein tärkeimmät mineraalit.

II. 5. 1. Alkuaineet

Useiden alkuaineiden tiedetään esiintyvän luonnossa pelkkinä joko yksinään tai lejeerinkeinä muiden alkuaineiden kanssa. Luonnossa pelkkinä esiintyvistä alkuaineista mainittakoon antimoni, vismutti, hiili, koboltti, kupari, kulta, iridium, osmium, platina, elohopea, rauta, rodium, seleeni, rikki ja hopea. Useimmat näistä ovat erittäin harvinaisia ja tässä kiinnitetäänkin huomiota vain kultaan, platinaan ja hiileen.

II. 5. 1. 1. Kulta Au

Kulta esiintyy luonnossa pääasiassa sulfidimineraalien yhteydessä kupari- ja rikkikiisumalmeissa sekä kulta-kvartsijuonissa. Molemmat kallioperän lähteet tuottavat rapautuessaan kultaa maaperään, jossa kulta kemiallista ja mekaanista rapautumista kestävänsä on säilynyt ja rikastunut muihin sen seurassa alunperin olleisiin mineraaleihin nähden. Lapin maaperän kulta lienee peräisin kulta-kvartsijuonista, joista se on juonten rapautumisen yhteydessä joutunut maaperään. Kultapitoisista kivistä tärkeimpiä ovat sedimenttikiviin kuuluvat konglomeraatit, happamat porfyiriset magmakivet sekä metamorfiset vihreäkivet, missä kulta esiintyy kallioperän siirrosvyöhykkeissä.

Kullan tuntee parhaiten sen taottavuudesta, ts. se ei murru esim. kiisumineraalien tapaan kun rietta painellaan veitsen terällä vaan leviää sivuille päin kuten pehmeän metallin tuleekin tehdä. Väriltään kulta muistuttaa rikkikiisua (ks. myöh.), mutta on sitä keltaisempaa. Luonnosta tavattava kulta on useimmiten hopeapitoista ns. **elektrumia**, joskin Lapin maaperän kulta on usein poikkeuksellisen puhdasta. Suomesta kultaa saatiin ennen sivutuotteena Outokummun kaivoksesta noin 500 kiloa vuosittain. Nytemmin etenkin maan pohjoisosista on löydetty useita pienehköjä kultaesiintymiä, joissa kullan kokonaismäärä on noin 2-7 tonnia. Näistä on toistaiseksi louhittu Saattoporan malmia Kittilässä ja Pahtavaaran malmia Sodankylässä. Hämeessä louhitaan Kutemajärven malmia. Lupaavia kultaesiintymiä on myös Kuusamossa ja Ilomantsissa.

Kulta on tunnettu pitkään ja sitä käytettiin jo 9000 ekr. Se on ohjannut ihmisten käyttäytymistä enemmän kuin mikään muu mineraali. Tarut intiaanien kulta-aarteista olivat osaltaan kannustamassa espanjalaisia Etelä-Amerikan valloitukseen. Tarut eivät ehkä olleet tuulesta temmattuja, sillä maanosa oli 1600- ja 1700-luvulla maapallon suurin kullan tuottaja. Kalifornian kultaryntäyksen 1848 jälkeen Pohjois-Amerikka nousi huomattavimmaksi tuottajaksi. Nykyään Australia, Etelä-Afrikka, Pohjois-Amerikka ja Tyyntä Valtamerta ympäröivä vyöhyke ovat tärkeitä kulta-alueita. Lähes puolet maapallon n. 35 000 tonnin kultareservistä on Etelä-Afrikassa Witwaterstrandin sedimenttialtaan alueella.

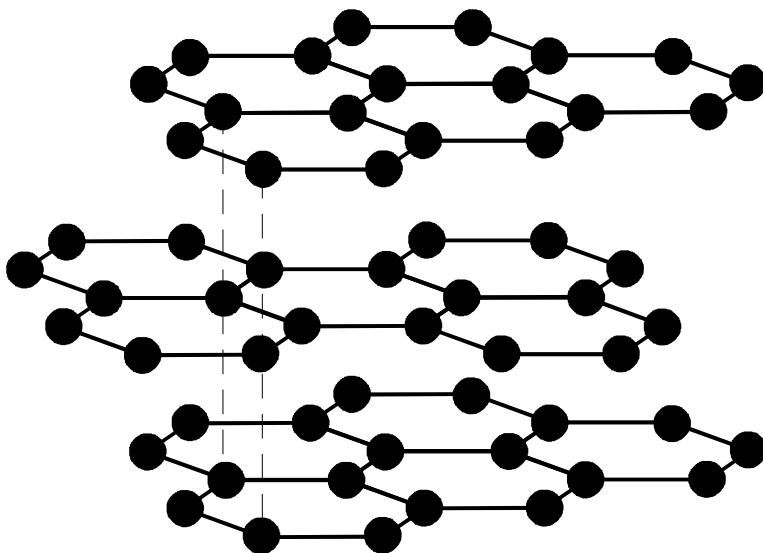
II. 5. 1. 2. Grafiitti C

Grafiitti on yksi hiilen polymorfisista muodoista. Se on asultaan suomuinen, pehmeä ($K=1$) ja tahraava mineraali. Väriltään se on tummanharmaa, millä perusteella se eroaa molybdeenihosteesta, jota se muutoin muistuttaa. Grafiitti ei ole luonnossa kovinkaan harvinainen, vaan sitä tavataan melko usein metamorfisiin kiviin kuuluvissa mustissa liuskeissa ja grafiittiliuskeissa sekä kalkkikivien reunoilla kontakteissa niitä leikkaavien juonikivien kanssa. Edellisissä tapauksissa grafiitin arvellaan olevan orgaanista alkuperää ja jälkimmäisessä sen arvellaan pelkistyneen kalkkikiven kalsiumkarbonaatista eli kalsiitista.

Grafiittia käytetään sen korkean sulamispisteen (härmistyy 4000° : ssa) vuoksi tulenkestävien tarvikkeiden, esim. sulatusupokkaiden ja grafiittiuunien valmistukseen sekä valumuoteiksi. "Liukkaitensa" vuoksi se soveltuu voiteluaineeksi ja tahraavuutensa vuoksi saveen sekoitettuna kynien ns. lyijyiksi. Suomessa grafiittia on monin paikoin esiintyvissä mustissa liuskeissa, kalkkikivessä erityisesti Paraisilla sekä Lapin granuliittialueella. Mäntyharjun grafiittiesiintymä on ollut taloudellisesti lupaavin, mutta toistaiseksi Suomesta ei ole grafiittia louhittu. Laadultaan parasta, karkeasuomuista grafiittia esiintyy granuliittikivilajissa Sri Lankalla. Venäjä, Intia, Kiina ja Meksiko ovat tärkeitä grafiitin tuottajia.

Grafiitti esiintyy heksagoniseen kidejärjestelmään kuuluvina kuusikulmaisina suomuina, joissa siis asematason suuntaiset kidepinnat ovat vallitsevina. Kidemuoto johtuu sisäisestä kiderakenteesta, jolle on ominaista, että hiiliatomit ovat järjestyneet verkkopinnoiksi, joissa on kuusikulmion muotoisia renkaita hiiliatomien sijaitessa kuusikulmion kärjissä. Rakenne vastaa verkkosilikaattien kidekemiallista rakennetta ja johtaa samantapaisesti fysikaalisiin ominaisuuksiin, esim. alhaiseen kovuuteen ja etevään asematason suuntaiseen lohkeavuuteen.

Grafiitti johtaa hyvin sähköä ja sen vuoksi ohuita grafiittikalvoja käytetäänkin usein tekniikassa ja erilaisissa tutkimusvälineissä, joissa halutaan saada sähkövirta kulkemaan tutkittavan esineen kautta. Grafiitin hyvästä sähkönjohtokyvystä yhdessä kiisumineraalien hyvän sähkönjohtokyvyn kanssa aiheutuu se, että mustat liuskeet aiheuttavat maankamaran sähkönjohtokykyä tutkittaessa poikkeuksellisen hyvin sähköä johtavia kohtia kallioperään (ns. anomalioita) vaikeuttaen tällä tavoin malminetsintää. Malmien aiheuttamat anomaliat saattavat tällöin peittyä grafiitista johtuvien alle.



Kuva 64. Grafiitin kidekemiallinen rakenne. Hiiliatomit ovat sitoutuneet kovalenttisin sidoksien verkostoiksi, joita liittävätkin heikot van der Waalsin sidokset (katkoviivat).

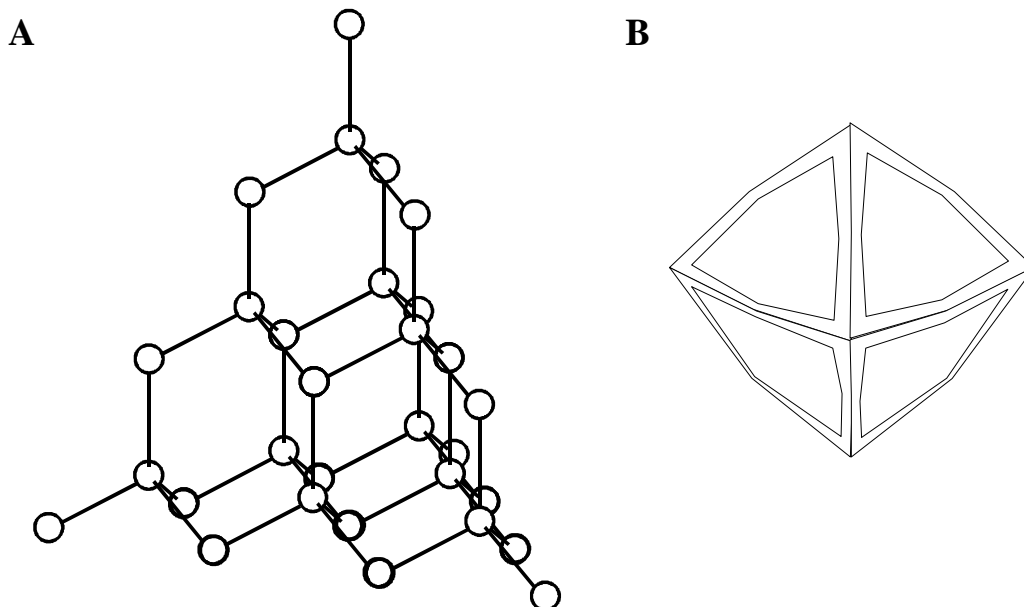
II. 5. 1. 3. Timantti C

Timantti on toinen tärkeä hiilen polymorfinen mineraalimuoto. Siinä hiiliatomit muodostavat kovalenttisin sidoksin yhteenliitetyn tetraedrin muotoisen kolmiulotteisen hilan. Rakenteesta johtuen hiiliatomit ovat paljon tiiviimmin pakkautuneita kuin grafiitissa, mistä seuraa timantin suuri ominaispaino $3,51 \text{ g/cm}^3$. Timantti muodostaa yleensä oktaedrin muotoisia, kuperasärmäisiä "pyöristyneitä" kiteitä, jotka ovat värittömiä ja läpinäkyviä.

Korkeasta taitekertoimestaan, voimakkaasta dispersiostaan ja kovuudestaan johtuen timantti on arvokas jalokivi, joka oikein hiottuna heijastaa kirkkaina välähdyksinä lähes kaiken sisään lähdetun valon. Koska timantti on kovempaa kuin mikään muu materiaali, se on erittäin käyttökelpoista monissa teollisissa tarkoituksissa kuten hionta-aineissa, poran- ja sahanterissä sekä erikoisveitsissä. Luonnonkivien korkeasta hinnasta johtuen teollisuudessa käytetään keinotekoisia timantteja.

Timanttia ei tavata lähellä maanpintaa tai edes maankuoressa syntyneistä kivistä, koska sen synty edellyttää erittäin suuren paineen (ks. kuva 54). Timanttipitoiset emäksiset magmakivet, **kimberliitit**, ovatkin peräisin maan vaipasta, josta sula kiviaines on tunkeutunut nopeasti maankuoreen ja muodostanut jähmettyessään siihen piippumaisia muodostumia. Timanttia saadaan sekä kimberliittiipiipuista, että niiden rapautuessa syntyneistä maalajeista, sillä se kestää rapautumista paremmin kuin muut mineraalit. Timanttia on löytynyt myös **eklogiitti**-nimisistä metamorfisista kivistä sekä meteoriiteista, mutta näillä ei ole taloudellista merkitystä.

Viime vuosina Suomen itäosista on löytynyt lukuisia timanttipitoisia kimberliittiesiintymiä, joista mikään ei ole toistaiseksi johtanut kaivostoimintaan. Tärkeitä timantintuotantoalueita ovat mm. Kimberley Etelä-Afrikassa, Jakutia Venäjällä sekä Kongo (ent. Zaire). Huomattavia esiintymiä on myös Minas Geraisin osavaltiossa Brasiliassa. Kaikki tärkeät timanttialueet sijaitsevat vanhoilla maankuoren ns. **kilpialueilla**. Timantin nimi on kehittynyt kreikan kielen voittamatonta tarkoittavasta sanasta *adamas*.



Kuva 65. A: Timantin kidekemiallinen rakenne. Yksi kuutiollisen kidejärjestelmän kolmilukuisista kiertoakseleista on kuvassa pystyakselina. B: Tyypillinen pyöristyneen oktaedrin muotoinen timanttikide.

II. 5. 1. 4. Platina Pt

Platinaa esiintyy luonnossa useimmiten epäpuhtaana metalliseoksena raudan, nikkelin ja **platinaryhmän** metallien kanssa. Se muistuttaa väritään ja kiilloiltaan suuresti hopeaa, ja onkin saanut nimensä espanjan kielen "pikkuhopeaa" tarkoittavasta sanasta. Kuten kulta on platinakin taottavaa ja painavaa sekä kuuluu kuutiolliseen kidejärjestelmään muiden metallisten mineraalien tavoin. Platinan kovuus on 4-4,5 eli samaa luokkaa metallisen raudan kanssa.

Platinaa tavataan lähes yksinomaan emäksisistä kivilajeista, joissa se esiintyy mielellään mm. kromiitti- ja magnetiittimineraalin kanssa. Mineraali kestää hyvin rapautumista ja sitä tavataan kullon tapaan rikastuneena sedimentteihin, mm. jokisoriin, joista sitä hyödynnetään mm. Uralilla. Suomesta on löytynyt joitakin heikkolaatuisia platinaesiintymiä ns. emäksisistä kerrosintruusioista, mutta ne ovat tutkimuksissa osoittautuneet taloudellisesti kannattamattomiksi.

Platinaa on käytetty jo esihistoriallisena aikana mm. Etelä-Amerikassa korujen valmistukseen. Nykyään pääasiallinen käyttö on erilaisissa instrumenteissa kuten elektrodeissa ja upokkaissa ja ennenkaikkea katalysaattorina mm. autojen pakokaasun puhdistuslaitteissa.

II. 5. 2. Sulfidit

Tähän ryhmään kuuluu joukko arvokkaita malmimineraaleja. Ryhmään on tässä sijoitettu myös arseenikiisu, vaikka se tarkasti ottaen tulisi esittää arsenidina. Kaikkia sulfidiryhmän mineraaleja on ruvettu jokapäiväisessä kielenkäytössä nimittämään yhteisesti **kiisumineraaleiksi**, vaikkakin sulfidit voidaan myös jakaa **kiisuihin** (rikki-, kupari- sekä magneettikiisu), **hohteisiin** ja **välkkeisiin**.

II. 5. 2. 1. Lyijyhohde PbS

Lyijyhohde on voimakkaasti metallikiiltainen, lyijynharmaa, selvästi rakeinen ja kolmen kohtisuoran lohkosuunnan (= ns. kuutiomainen lohkeavuus) luonnehtima mineraali. Sen tiheys on korkea, $7,6 \text{ g/cm}^3$. Kuutiomaisen lohkeavuuden havaitsee riittävän karkearakeisista näytteistä jo paljain silmin suorakulmaisena porrastuksena. Hienorakeisista näytteistä irrotettujen sirujen muoto on laatikkomainen. Lisäksi kiinnittää huomiota alhainen kovuus, 2,5 - 3, sekä harmaa viiru.

Lyijyhohde on tärkein lyijymalmimineraali. Luonnossa lyijyhohdetta tavataan yleisimmin yhdessä sinkkivälkeen kanssa sinkki-lyijymalmeissa, esim. Vihannin malmissa. Lisäksi lyijyhohdetta on juonina rapakivissä sekä juonina yhdessä kalsiitin ja kvartsin kanssa. Merkittävin lyijyhohteen esiintymispaikka Suomessa on Vihannin malmin ohella Korsnäsän malmi. Suurimmat lyijymalmi sijaitsevat kalkkikivissä, mm. Mississipin sedimenttikivialtaan alueella Yhdysvalloissa sekä Irlannissa. Cornwallin lyijymalmi olivat tärkeitä Rooman keisarikunnan aikana. Lyijyhohdemalmi ovat usein hopeapitoisia, esimerkki tällaisesta on Tipasjärven esiintymä Kuhmossa.

II. 5. 2. 2. Sinkkivälke (Zn, Fe) S

Sinkin ja raudan määräsuhde vaihtelevat eri sinkkivälkkeissä siten, että raudan määrä on välillä 0-26 % mineraalin kokonaispainosta. Diadokiasta johtuu myös, että koostumukseltaan erilaiset sinkkivälkkeet poikkeavat toisistaan myös fysikaalisilta ominaisuuksiltaan. Raudattomat sinkkivälkkeet ovat vaaleanruskeita ja rautarikkaat tummanruskeita tai mustia. Yhteistä kaikille sinkkivälkkeille on voimakas timanttikiilto, useista etevistä lohkosuunnista

aiheutuvat välkehtivät lohkopinnat sekä ruskea viiru, joka rautarikkailta on tummempi kuin raudattomilla. Usein erehdytään sinkkivälkettä pitämään hematiittina (ks. myöh.), mutta varsinkin jos viiru tutkitaan jauhamalla mineraalinäytettä näytteen omalle pinnalle, on viirujen väriero selvä. Hematiitin viiru on tummanpunainen.

Sinkkivälkkeen tiheys on 4,0 ja kovuus 3,5 - 4 sekä asu rakeinen. Myös kromiittia sinkkivälke jonkin verran muistuttaa, mutta eroaa tästä pienemmän kovuutensa ja kromiitista puuttuvan timanttikiillon perusteella.

Sinkin, raudan ja rikin ohella sinkkivälke saattaa sisältää jonkin verran kadmiumia, 0 - 4%. Edellisten lisäksi tavataan edelleen galliumia, indiumia, kobolttia, germaniumia, elohopeaa ja mangaania.

Sinkkivälke kuuluu kuutiolliseen kidejärjestelmään ja sen lohkosuunnat noudattavat rombidodekaedrin pintojen suuntia, joten lohkosuuntia on kuusi.

Sinkkivälkkeestä opittiin erottamaan sinkkiä vasta 1860-luvulla, siihen saakka sinkki oli saatu sinkkikarbonaatista ja sinkkisilikaatista, joita yhteisesti nimitetään galmeijaksi. Siitä johtuen, että sinkkivälkkeestä ei saatu sinkkiä, liitettiin saksankielessä mineraalin nimeen -blende lopuke, joka esiintyy myös sarvivälkkeen saksankielisessä nimessä Hornblende samasta syystä ja tarkoittaa "petollisuutta". Petollisuus ilmeni siis siten, että mineraalista ei saatu metallia erotetuksi vaikka mineraalin ulkonäkö antoi aiheutta arvella, että kyseessä kuitenkin oli malmimineraali.

Sinkkivälke esiintyy yleisesti yhdessä lyijyhohteen kanssa muodostaen lyijy-sinkkimalmeja. Molemmat liittyvät luonnossa edelleen kalkkikivien ja kiilleliuskeiden yhteyteen. Suomessa sinkkivälkettä on saatu Vihannin malmista, jonka sinkkipitoisuus oli 5-10%.

II. 5. 2. 3. Molybdeenihohde MoS_2

Molybdeenihohde on ominaisuuksiltaan suuresti grafiittia muistuttava mineraali. Käytännössä grafiitin ja molybdeenihohteen pystyy parhaiten erottamaan toisistaan värieron perusteella, molybdeenihohde on väriltään sinertävänharmaa, kun taas grafiitti on tummanharmaata. Myös tiheydet poikkeavat selvästi toisistaan, grafiitin tiheys on vain 2.2 kun molybdeenihohde on tiheydeltään jokseenkin normaali malmimineraali tiheyden ollessa 4.7. Molempien mineraalien kovuudet ovat suuruusluokkaa 1, molemmissa on yksi etevä lohkosuunta, molemmat ovat tahraavia ja saavat niihin tahraantuneet sormet tuntumaan liukkailta.

Sen lisäksi, että molybdeenihohdesta valmistetaan erikoisteräksiin tarvittavaa molybdeenimetallia, mineraalia käytetään myös teollisuusmineraalin tapaan voiteluaineena.

Molybdeenihohde esiintyy luonnossa happamien intrusiivikivien, graniittien yhteydessä, esiintyen niissä rakojen täytteinä olevissa kvartsijuonissa tai intrusiivin reunaosissa kontakteissa ympäristön kiviä vastaan.

Suomessa on molybdeenihohdetta louhittu Pielisjärven Mätäsvaarassa toisen maailmansodan aikana ja aina vuoteen 1947 saakka. Toinen merkittävä esiintymä on Ylitornion Kallijärven-Kivilompolon esiintymä, joka ei aivan yllä taloudellisesti louhittavien malmien joukkoon nykynäkymien vallitessa.

Molybdeenihohde kuuluu heksagoniseen kidejärjestelmään ja sen hila koostuu pääasiassa asematason suuntaisista verkkopinnoista. Kiderakenne edesauttaa etevän asematason suuntaisen lohkosuunnan syntyä. Liukkaus ja voiteluainemaisuus taas johtuvat asematason suuntaan hilassa helposti tapahtuvista liukumisista.

II. 5. 2. 4. Arsenikiisu FeAsS

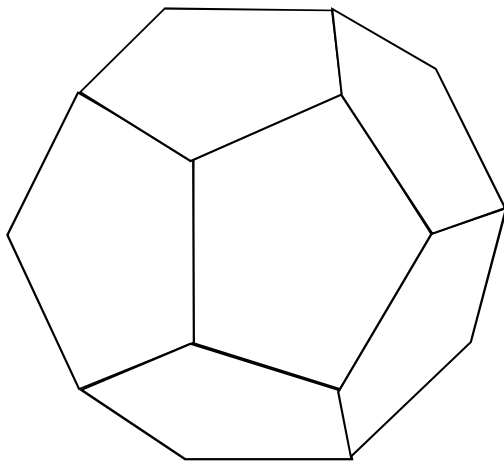
Arseenikiisu on selvästi metallikiiltainen, hopeanvalkoinen mineraali, joka useimmiten on massamainen kuparikiisun tapaan. Satunnaisesti tavataan myös arseenikiisukiteitä. Näissä monokliiniset pystyprismat ja klinoprismat ovat vallitsevia pintamuotoja, mistä johtuu niiden ruumisarkkua muistuttava ulkonäkö. Arseenikiisusta käytetään myös nimitystä arsenikkikiisu, joskin edellinen muoto on nykyään tavallisempi.

Arseenikiisu liittyy emäksisten vulkaanisten kivien yhteyteen ja esiintyy näissä usein turmaliinin seurassa. Arseenikiisu saattaa olla kultapitoinen tai sisältää pieniä kultasulkeumia. Tämän vuoksi useat arseenikiisuesiintymät ovat kultamalmeja. Suomessa saatiin arseenikiisua ja siihen liittyen kultaa toimintansa lopettaneesta Ylöjärven kaivoksesta Tampereen lähistöltä. Nykyään arseenikiisurikkaita kultamalmeja pyritään välttämään, sillä tällaisen malmin rikastuksen yhteydessä saattaa ympäristöön levitä myrkyllistä arseenia ja rikastuksessa käytettävää syanidia.

Arseenikiisun tärkeänä tuntomerkkinä hopeanvalkoisen värin rinnalla voidaan pitää siitä hakattaessa esiintulevaa hajua. Haju tuntuu vasta useiden vasaraniskujen jälkeen. Haju muistuttaa jonkin verran sipulinhajua mutta ehkä selvemmin asetyleenin valmistuksen yhteydessä esiintyvää karbidin hajua. Korkea tiheys - noin 6 - herättää myös huomiota. Kovuus on noin 5,5.

II. 5. 2. 5. Rikkikiisu 1. pyriitti FeS₂

Nimityksiä rikkikiisu ja pyriitti käytetään suomenkielessä synonyymeinä yhtä yleisesti nykyään. Jälkimmäinen nimi viittaa kreikankielen tulta merkitsevän pur-sanana välityksellä erääseen rikkikiisun tärkeään ominaisuuteen, nimittäin sen kipunointiin hakattaessa. Tämä ominaisuus on kuitenkin ainakin jossain määrin luonteenomainen myös muille kiisumineraaleille, joten sitä ei voida pitää erityisesti rikkikiisun tuntomerkkinä. Tärkeitä tuntomerkkejä ovat sen sijaan selvä rakeinen asu, suurehko kovuus (6 – 6,5), vaaleankeltainen tai harmaankeltainen väri, tummanharmaa tai musta viiru, metallikiilto ja tiheys noin 5.



Kuva 66. Pentagonidodekaedri.

Rikkikiisu kuuluu kuutiollisen kidejärjestelmän pentagonidodekaedrisen hemiedrian dyakisdodekaedriseen symmetrialuokkaan ja kuution sekä pentagonidodekaedrin muotoiset kiteet ovat erittäin yleisiä (kuva 66). Mm. tällä perusteella rikkikiisu eroaa sitä suuresti

muistuttavasta kuparikiisusta, jossa rakeinen asu ja kidemuodot ovat erittäin harvinaisia. Kuparikiisun asua voidaan erotuksena rikkikiisun selvästä rakeisesta asusta nimittää massamaiseksi, sillä kuparikiisu esiintyy yleensä niin pieninä rakeina, että silmä ei erota rakeita toisistaan, jolloin mineraali näyttää muodostavan tiivistä massaa. Rikkikiisun kovuus on myöskin sen tärkeä tuntomerkki ja erotusperuste ennen muuta kuparikiisusta, rikkikiisun kovuus on 6 - 6.5, kuparikiisun ainoastaan noin 4.

Rikkikiisu rapautuu ilman ja veden vaikutuksesta erittäin helposti. Rapautumisen yhteydessä syntyy lämpöä niin paljon, että useinkin rikkikiisukasat pysyvät talvisin vapaina lumesta. Rapautumisessa syntyy rautasulfaatteja, rikkihappoa sekä rautahydroksideja, jotka pinta- ja pohjavesien mukana leviävät ympäristöön aiheuttaen happamoitumista ja ruosteisuutta, joka ilmenee ennen muuta maaperässä olevien kivien pintojen ruosteisuutena.

Rikkikiisu on sulfidien ryhmään kuuluvista malmimineraaleista kaikkein yleisin. Sitä esiintyy pieninä määrinä - ns. aksessorisena mineraalina - hyvin monissa eri kivilajeissa. Mustissa liuskeissa se on varsin tavallinen. Malmeja se muodostaa joko yksinään tai yhdessä kuparikiisun kanssa. Rikkikiisumalmi saattaa koostua lähes yksinomaan kiisumineraaleista ns. harmemineraalien määrän ollessa vähäinen. Tällöin puhutaan massiivisesta sulfidimalmista, jotka ovat useimmiten syntyneet vedenalaisen tulivuoritoiminnan seurauksena. Tärkein rikkikiisuesiintymä Suomessa on Pyhäjärvellä Oulun läänissä sijaitseva Pyhäsalmen malmi, joka kuuluu massiivisten sulfidimalmien luokkaan. Myös Outokummun ja Vihannin malmeista on saatu rikkikiisua.

Rikin ja raudan lisäksi rikkikiisu sisältää usein geokemiallisen piilemisen kautta kobolttia (0-13 %), nikkeliä, kuparia sekä kultaa (0-10 ppm) ja hopeaa. Malmimineraalina rikkikiisusta hyödynnetään nimenomaan rikkiä tekemällä siitä rikkihappoa kemian teollisuuden tarpeisiin. Myös hivenaineita (koboltti) kannattaa joskus erottaa siitä, kun taas raudan lähteenä rikkikiisu on arvoton.

II. 5. 2. 6. Kuparikiisu CuFeS_2

Kuparikiisu on tärkein kuparimalmimineraali. Siinä on noin 33% kutakin sen kaavaan merkittyä ainetta. Lisäksi saattaa kuparikiisu sisältää pieniä määriä kobolttia, sinkkiä, nikkeliä, hopeaa, kultaa, platinaa tai lyijyä korvaamassa kuparia tai rautaa sekä arseenia ja seleeniä, jotka korvaavat rikkiä.

Kuparikiisun tunnistamisen kannalta sen tärkeimmät ominaisuudet ovat vihertävänkeltainen väri, 'massamaisuus" (vrt. rikkikiisu), pieni kovuus (noin 4 - 4.5) sekä vihertävänmusta viiru. Lisäksi tärkeitä ovat metallikiilto sekä tiheys, joka on noin 5. Rikkikiisun yhteydessä on jo ollut puhetta kuinka rikkikiisu ja kuparikiisu voidaan erottaa toisistaan.

Luonnossa kuparikiisua on jonkin verran mustissa liuskeissa. Muualla se on varsin harvinainen. Malmeja kuparikiisu muodostaa joko yksinään tai rikkikiisun ja magneettikiisun kanssa. Harmemineraaleista (= malmissa esiintyvä ei-malmimineraali) on tärkein kvartsi. Suomessa kuparikiisua oli ennen muuta Outokummun malmissa, jossa kuparipitoisuus oli 3-4 prosenttia, sekä sen lähistöltä 1960-luvun lopulla löydetyssä köyhemmissä Vuonnoksen malmissa. Myös Pyhäsalmen ja Vihannin malmit sisältävät jonkin verran kuparikiisua. Tärkeä oli myös Luikonlahden kuparimalmi Kaavin pitäjässä. Nykyään Suomen tunnetut kuparimalmit alkavat olla loppuun louhittuja.

Jotta kuparimalmiesiintymä olisi taloudellinen sen tulee sisältää edullisissa olosuhteissa noin 0,4 prosenttia kuparia. Tällöin malmin on oltava kooltaan suuri ja louhinta on voitava tehdä avolouhoksena. Tällaisia malmeja esiintyy Tyyntä Valtamerta ympäröivällä vuorijonovyöhykkeellä happamissa, porfyyrirakenteisissa magmakivissä mm. Chilessä,

Perussa ja Yhdysvalloissa. Toisentyypisiä, lähinnä sedimenttikivimuodostumiin liittyviä kuparimalmeja on Sambiassa, Kongossa ja Puolassa.

II. 5. 2. 7. Magneetikiisu FeS

Magneetikiisun kemiallinen koostumus ei ole täysin kaavan mukainen, stökiometrinen, vaan useimmissa magneetikiisuissa on pieni rikkiylimäärä suunnilleen suhteessa Fe_7S_8 . Stökiometristä magneetikiisua sanotaan **troiliitiksi**. Sitä esiintyy mm. meteoriiteissa.

Magneetikiisun paras tuntomerkki on sen lähes aina esiintyvä magneettisuus, joka on kuitenkin heikompi kuin magnetiitilla. Eräät magneetikiisut ovat epämagneettisia ja tällöin mineraali voidaan tunnistaa tuoreella murrospinnalla ilmenevästä, joskus hieman punertavaan vivahtavasta, pronssinruskeasta väristä, joka vanhemmilla murrospinnoilla on himmentynyt tummanruskeaksi metallikiillon samalla heikentyessä. Magneetikiisu on kuparikiisun tavoin massamaista; kiteet, jotka olisivat heksagonisia, ovat harvinaisia. Magneetikiisun viirun väri on musta ja tiheys noin 4.7 ja kovuus 4.

Magneetikiisu esiintyy luonnossa emäksisten ja ultraemäksisten kivien yhteydessä. Yleisiä ovat magneetikiisuesiintymät gabrojen ja serpentiinikivien yhteydessä. Tällaisessa ympäristössä magneetikiisu on lähes aina vaihtelevassa määrin nikkelpitoista. Nikkelpitoisuus johtuu magneetikiisurakeissa rihmoina, läiskinä tai lamelleina esiintyvistä **pentlandiitista** $(Ni, Fe)_9S_8$, jota voi olla magneetikiisussa niin paljon, että nikkelpitoisuus nousee 8 prosenttiin. Nykyään louhittavien nikkelimalmien nikkelpitoisuus on yleensä kuitenkin vain vähintään 0.5 prosenttia.

Pentlandiittipitoista magneetikiisua louhitaan Suomessa Nivalan Hiturassa ja Enonkoskella. Merkittävin esiintymä on ollut Kotalahden kaivos Leppävirroilla. Nivalassa toimi aikaisemmin myös Makolan nikkeli-kaivos, joka on louhittu loppuun. Suomelle ennen toista maailmansotaa kuulunut Petsamon malmi on yksi maapallon tärkeimmistä nikkeli-esiintymistä. Uusi lupaava nikkeli-esiintymä on löytynyt Sodankylän Keivitsasta.

Magneetikiisua tavataan yleisenä aksessorisena mineraalina myös kiilleliuskeissa ja grafiittipitoisissa mustissa liuskeissa. Näissäkin se voi olla nikkelpitoista, mutta toistaiseksi tällaiset esiintymät ovat osoittautuneet kannattamattomiksi.

II. 5. 3. Oksidit ja hydroksidit

Tähän ryhmään kuuluu vielä eräitä malmimineraaleja pääosan esiintyessä sulfidien ryhmässä. Malmimineraalien (magnetiitin, hematiitin, kromiitin ja limoniitin) lisäksi ryhmään kuuluu tärkeä kivimineraali, kvartsi sekä jalokiviin laskettava korundi.

II. 5. 3. 1. Hematiitti Fe_2O_3

Hematiitti on tärkeä rautamalmimineraali. Se sisältää rautaa - kuten kaavasta voidaan helposti laskea - noin 70 prosenttia.

Tärkeimpänä hematiitin tuntomerkkinä voidaan pitää sen viirua, joka on **tummanpunainen**. Eriyisen selvästi punainen jauheen väri näkyy kun tarkastellaan hematiittijauhetta, joka on jäänyt muutoin raudanmustan hematiittinäytteen pinnan koloihin. Viirun tarkka tutkimus riittää erotusperusteeksi sinkkivälkeestä, johon hematiitti usein sekoitetaan. Tiheys on noin 5.2 ja kovuus 5.5-6, mutta haurauden vuoksi hematiitti vaikuttaa selvästi pehmeämmältä. Erikoista on, että hematiitti voi esiintyä kahdessa toisistaan selvästi poikkeavassa asussa. Asu

voi olla joko rakeinen tai suomuinen. Suomuista hematiittia on sanottu rautakiilteeksi. Etenkin hematiitti-kvartsijuonissa mineraali voi kiteytyä ruusukkeiksi tai munuaismaisiksi ryppäiksi.

Suomessa on hematiittia Kolarin pitäjän Taporovan ja Suuojan mineralisaatioissa. Suomen hematiittiesiintymät ovat kuitenkin niin pieniä, ettei niitä kannata louhia.

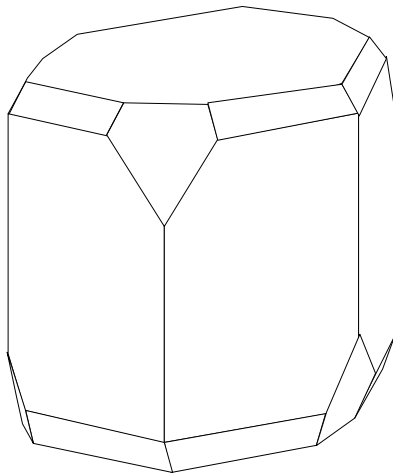
II. 5. 3. 2. Korundi Al_2O_3

Korundi on luonnossa varsin harvinainen mineraali. Suuren kovuutensa vuoksi ($K=9$) se soveltuu hioma-aineena käytettäväksi. Epäpuhdas korundi muodostaakin magnetiitin ja hematiitin kanssa kivilajin, jota kutsutaan smirkeliksi ja jota esiintyy mm. Naksos-saarella Kreikassa. Hionta-aineeksi käytettävää korundia tuotetaan mm. Venäjällä ja Intiassa.

Korundi kuuluu trigoniseen kidejärjestelmään ja esiintyy usein heksagonisina kiteinä, joissa heksagoniset pystyprismat ovat vallitsevia.

Korundia esiintyy alkalisissa magmakivissä, metamorfoituneissa kalkkikivissä ja alumiinirikkaissa metamorfisissa kivissä kuten granuliiteissa. Hyvin kulutusta ja kemiallista rapautumista kestävä korundi rikastuu näiden rapautumistuotteisiin, jotka ovatkin merkittävien korundin ja sen jalokivimuotojen lähde. Korundin läpinäkyviä ja eheitä ja kauniisti värillisiä eli ns. jaloja muunnoksia käytetäänkin jalokivinä, joista punaista kutsutaan **rubiiiksi** ja sinistä **safiiriksi**. Parasta rubiinia saadaan Burmasta, jossa sitä louhitaan metamorfoituneesta kalkkikivestä ja etenkin sen rapautumistuotteista. Muita esiintymiä on mm. Keniassa, Tansaniassa, Madagaskarilla, Thaimaassa ja Kambodzassa. Safiiria puolestaan saadaan Thaimaasta, Kambodzasta, Intian Kasmirista, Australian Queenslandista ja Itä-Afrikan valtioista.

Suomessa on korundia tavattu harvinaisena graniitissa, amfiboliitissa ja kalkkikivissä sekä jokisorassa Lapissa, mihin se on joutunut granuliittikivilajien rapautuessa.



Kuva 67. Korundikide. Pintamuotoina $(11\bar{2}0)$, $(11\bar{2}1)$, $(10\bar{1}1)$ ja (0001) .

II. 5. 3. 3. Magnetiitti Fe_3O_4

Magnetiitti on hematitiin rinnalla tärkein rautamalmimineraali. Puhtaana se sisältää rautaa noin 72,4 prosenttia.

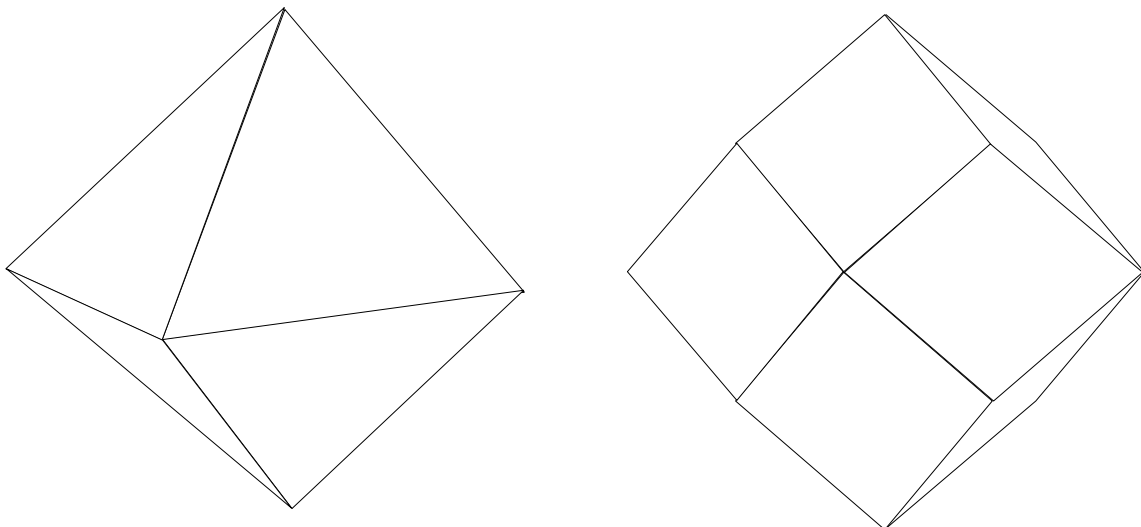
Magnetiitti kuuluu kuutiolliseen kidejärjestelmään ja oktaedrin muotoiset kiteet ovat varsin yleisiä. Asu on selvästi rakeinen. Tärkein tuntomerkki on kuitenkin voimakas magneettisuus. Väri on raudanmusta ja tiheys noin 5.2. Lisäksi magnetiitti on selvästi metallikiiltainen ja sen viiru on musta. Kovuus on 5,5-6.

Raudan ja hapen lisäksi magnetiitti saattaa sisältää lukuisia muita aineita. Isomorfisesti siihen sekoittuva on magnesioferriitti MgFe_2O_4 , mistä johtuu usein tavattava magnetiitin magnesiumpitoisuus. Yhdessä magnesioferriitin kanssa magnetiitti kuuluu ns. spinelliryhmään, jossa esiintyvät mineraalit ja niiden keskinäiset isomorfiasuhteet on esitetty taulukossa 17. Geokemiallisen piilemisen kautta lähinnä ferrorautaa korvaavana ionina magnetiitti voi sisältää noin yhden prosentin vanadiinia. Tällaisissa tapauksissa malmi, jossa vanadiinipitoista magnetiittia esiintyy, on samalla kertaa sekä rauta- että vanadiinimalmi kuten Otanmäen malmi Vuolijoella oli. Vanadiinipitoista magnetiittimalmia on louhittu myös Mustavaaran kaivoksesta Taivalkoskelta.

Titaania magnetiitti voi sisältää joko hilaan kuuluvina atomeina tai suotautuneina ilmeniittilamelleina. Molempia magnetiittityyppejä sanotaan titanomagnetiitiksi riippumatta siitä millä tavoin titaani magnetiitissa sijaitsee. Korkeissa lämpötiloissa on isomorfia ilmeniitin (FeTiO_3) ja magnetiitin kesken täydellisempi kuin alhaisissa lämpötiloissa ja niinpä titaania sisältävän magnetiitin jäähtyessä kiteytymisen jälkeen alkavat ilmeniittilamellit suotautua erilleen magnetiitista. Ne sijoittuvat vain määrätyille paikoille hilassa, ja tästä johtuu, että syntyy lamelleja sisältävä säännönmukainen rakenne.

Magnetiitti on luonnossa melko yleinen aksessorinen mineraali gabroissa ja amfiboliiteissa. Suomessa on magnetiittia louhittu erityisesti Otanmäen, Misin ja Kolarin Rautuvaaran kaivoksista.

Tärkeitä magnetiittiesiintymiä ovat ns. **rautamuodostumat**, jollainen on mm. Björnevatnissa Pohjois-Norjassa. Kiirunan jättimäinen magnetiittimalmi on lajissaan poikkeuksellinen koko maailmassa, ja lienee syntynyt magmakivistä segregoitumalla (segregoitua = erkaantua).



Kuva 68. Magnetiitin tavallisimmat kidemuodot (111) ja (110).

Taulukko 17. Spinelliryhmän $R^{2+}R^{3+}_2O_4$:n isomorfisten seossarjojen päätejäsenet.

Päätejäsen	Kaava	Päätejäsen	Kaava
Spinelli	$MgAl_2O_4$	Frankliniitti	$ZnFe_2O_4$
Herkyniitti	$FeAl_2O_4$	Magnetiitti	Fe_3O_4
Gahniitti	$ZnAl_2O_4$	Magnesioferriitti	$MgFe_2O_4$
Galaksiitti	$MnAl_2O_4$	Jacobsiitti	$MnFe_2O_4$
Kromiitti	$FeCr_2O_4$	Ulvöspinelli	$Fe^{2+}_2Ti^{4+}O_4$
Magnesiokromiitti	$MgCr_2O_4$		

II. 5. 3. 4. Kromiitti $FeCr_2O_4$

Kromiitti kuuluu yhdessä mm. magnetiitin kanssa spinelliryhmään, Spinelliryhmälle ominaiset monimutkaiset diadokia- ja isomorfiasuhteet ilmenevät kromiitissa siten, että se voi sisältää kaavasta ilmenevien ferroraudan, kromin ja hapen lisäksi mm. magnesiumia, alumiinia ja ferrirautaa. Metallurgian kannalta on tärkeää raudan ja kromin määrien suhde kromiitissa. Sitä säätelevät magnesium, joka korvaa eri suhteissa ferrorautaa, ja alumiini sekä ferrirauta, jotka korvaavat eri suhteissa kromia. Metallurgisesti hyvälaatuisessa kromiitissa tulisi kromia olla selvästi enemmän kuin rautaa. Suomen tärkeimmässä kromiittiesiintymässä Kemian Elijärvellä ja sen lähistössä kromi-rautasuhde on noin 1:1. Se on kromin valmistuksen kannalta liian alhainen ja niinpä metallurginen prosessi onkin suunniteltu raudan ja kromin seoksen ns. ferrokromin valmistukseen tähtääväksi. Kromin tärkein käyttökohde on jaloteräs.

Kromiittia tavataan emäksisten syväkivien yhteydessä erityisesti siellä missä ne muodostavat erilaistuneen eli differentioituneen kivilajisarjan, johon kuuluu peridotiitteja, serpentiinikiviä sekä erilaisia gabroja ja anortosiitteja. Suomesta louhitaan kromiittia em. Elijärven esiintymästä, joka kuuluu Kemistä koilliseen suuntautuvaan emäksisten differentioituneitten kivien jaksoon. Suomen muita kromiittiesiintymiä ovat Sodankylän Koitelainen ja Savukosken Akanvaara. Huomattavia kromiittiesiintymiä maapallolla on etenkin nk. Bushveldin kerrosintruusiossa Etelä-Afrikassa.

Kromiitti on magnetiitin tapaan selvästi rakeinen. Kromiittikin kuuluu kuutiolliseen kidejärjestelmään ja omamuotoiset kuutiolliset kiteet ovat yleisiä. Kiteiden väri on hieman ruskeaan vivahtava tummanharmaa. Viiru on ruskea. Tästä syystä kromiitti sekoitetaan usein sinkkivälkeeseen. Kovuus on kuitenkin kromiitilla korkeampi (5.5), eikä kiilto ole niin voimakas kuin sinkkivälkkeellä.

II. 5. 3. 5. Limoniitti $FeO \cdot OH \cdot nH_2O$

Limoniitti on yleisnimitys vesipitoisille rautaoksidisaostumille, joita tavataan järvien ja soiden pohjassa, joissa ja lähteiden reunoilla. Varsinaisena mineraalilajina niissä esiintyy useimmiten goethiittiä ($FeO \cdot OH$) silloin kun aine on kiteistä. Tavallisesti aines on amorfisessa olomuodossa, jolloin sitä nimitetään limoniitiksi.

Limoniitti on ruosteenväristä multamaista, kokkareista tai soikeista levyistä tai pienistä palloista koostuvaa ainetta. Limoniittia on nimetty esiintymispaikan mukaan järvimalmiksi, lähdemalmiksi tai suomalmiksi. Hernemalmiksi ja rahamalmiksi on nimetty palloina (ns. ooliitteina) tai soikeina levyinä esiintyviä limoniittityyppejä.

Limoniittia syntyy pohjavesistä saostumalla. Pohjavesissä on rautaa liuenneena kaksiarvoisena ferroionina. Hapettavissa olosuhteissa ferroioni hapettuu kolmiarvoiseksi ferri-ioniksi ja saostuu ferrihydroksidigeelinä, joka myöhemmin saattaa kiteytyä esim. goethiitiksi. Limoniittia esiintyy runsaasti alueella missä on sulfidimineraaleja, jotka rapautuessaan aikaansaavat runsaasti ferrorautaa sisältäviä liuoksia. Ruosteiset eli limoniittia sisältävät kivet saattavat siis merkitä samalla sitä, että alueella on sulfidimalmeja. Kuumassa ilmastossa sulfidimalmien pintaan muodostuu poikkeuksetta limoniitista ja muista rautaoksidoista ja -hydroksidoista koostuva nk. **rautahilkka** (*gossan*). Tällaisia on tavattu myös Suomesta osoituksena siitä, että Fennoskandian kilpialue on joskus ollut huomattavasti eteläisimmillä leveysasteilla.

Raudan ohella limoniitti saattaa sisältää mangaania jopa 18 %. Tällainen limoniitti olisi taloudellisesti hyväksi käytettävissä, mikäli malmin määrä vain olisi riittävä ja olosuhteet muutoin suotuisat. Mangaania sisältämätön limoniitti katsotaan nykyisin taloudelliselta kannalta arvottomaksi. Sotavuosina 1940-luvulla on limoniittia viimeksi käytetty raudanvalmistukseen Suomessa. Aikaisemmin 1600-luvulta alkaen järvimalmia käytettiin kuitenkin varsin yleisesti kyläseppien pajoissa raudan valmistukseen pienissä mittasuhteissa. Keski-Euroopassa käytetään limoniittisia rautamalmeja yhä edelleen ja siellä ne ovatkin erittäin tärkeitä suuren kokonsa ja helpon kaivettavuutensa vuoksi. Merkittävimmät ovat ns. **minettimalmeja** ja niitä esiintyy mm. Ranskassa Alsac'in alueella ja Saksan Liittotasavallassa. Parhaat limoniittimalmit sisältävät jopa 60 prosenttia rautaa.

Poikkeusasemassa limoniitti on mineraalien joukossa siinä, että se kuuluu ns. uusiutuviin luonnonvaroihin. Limoniitti saostuu samalle paikalle yhä uudelleen - tosin tapahtuma ja limoniitin kertymisnopeus ovat varsin hitaita, joten käytännön kannalta tällä uusiintuvuudella ei juuri ole merkitystä inhimillisen ajan puitteissa.

II. 5. 3. 6. Kvartsi SiO₂

Kvartsi on plagioklaasin jälkeen maankuoren yleisin mineraali. Sitä tavataan lähes kaikista yleisistä kivilajityypeistä. Kvartsin tärkeimpiin tuntomerkkeihin kuuluvat korkeahko kovuus (7), lohkosuuntien puuttuminen eli murros ja "koste" lasikiilto. Väriltään kvartsi on tavallisesti vaaleanharmaata tai väritöntä. Juonikvartsi näyttää usein läpikuultavan maitomaiselta. Kvartsi on kivilajeja muodostavaksi mineraaliksi kevyehkö, sen ominaispaino on 2,65. Nimi juontuneekin muinaissaksan sanasta *Querkluftez*, mikä viittaa mineraalin esiintymiseen erilaisissa malmijuonissa.

Kvartsi kuuluu trigoniseen kidejärjestelmään ja sen kiteet ovat pitkiä heksagonisia prismoja, joiden molemmissa päissä (tavallisesti kuitenkin vain toisessa) on pyramidipintoja, jotka yhdessä prismapintojen kanssa antavat kiteille lyijykynämäisen muodon. Läpinäkyviä kvartsikiteitä ja väritöntä läpinäkyvää ehyttä kvartsia on sanottu **vuorikristalliksi**.

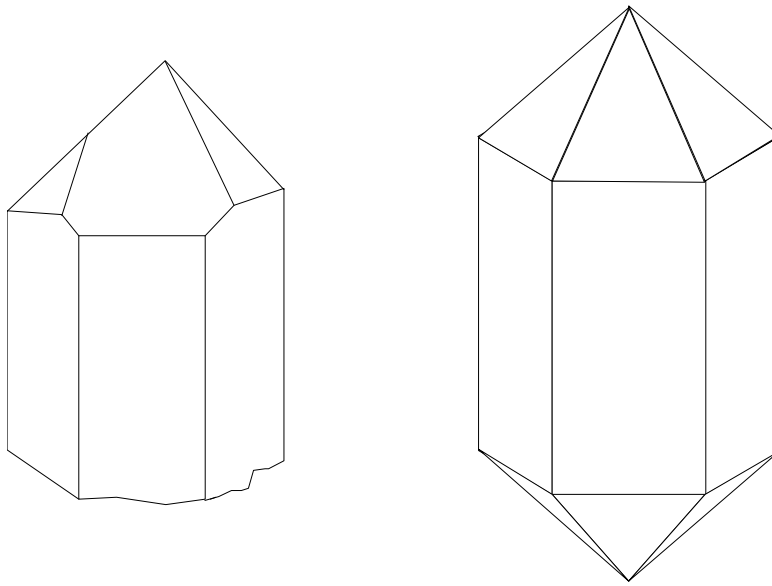
Eräitä kvartsin värimuunnoksia on käytetty niiden kauneuden ja kvartsin korkean kovuuden vuoksi korukivinä. Tällaisia ovat ruskea **savukvartsi**, jota on harhaanjohtavasti nimitetty myös **savutopaasiksi**, violetti **ametisti** ja punertava **ruusukvartsi**. Suomesta ametistia on löydetty mm. Luosto- ja Rukatunturilta.

Tiivistä (=erittäin hienorakeista) kvartsia esiintyy pyöreähkoinä myhkyroinä sedimenttisyntyisissä kalkkikivissä lähinnä Keski-Euroopassa. Tällaista kvartsia nimitetään **limsiöksi** 1. **piikiveksi** ja siitä valmistettiin aikoinaan ampuma-aseiden sytytyslaitteita aineen herkän kipinöivyyden takia. Suomessa tavataan limsiötä irtolohkareina. Oulun seudulla esiintyvien limsiölohkareiden arvellaan kulkeutuneen sinne tervakaupan valta-aikoina laivojen painolastina. Toisen käsityksen mukaan limsiömyhkyvät olisivat tulleet Pohjanlahden pohjasta mannerjäätikön kuljettamina. Manneralueelta ei tunneta kalkkikiviesiintymää, josta limsiöt voisivat olla peräisin. Pohjanlahden pohjan kiviä ei tunneta riittävästi, jotta edellä esitetyt vaihtoehdot voitaisiin sen kummemmin kumota kuin vahvistaakaan. Toisaalta mahdolliset

kalkkikiviesiintymät ovat saattaneet kulua pois, jolloin limsiöt olisivat ainut jäänne niiden olemassaolosta.

Koostumukseltaan kvartzia vastaavia ovat erilaiset vesipitoiset piidioksidisaostumat, joita tavataan ennen muuta sedimenttisyntyisten kivien jyvästen väleissä iskoksena ja onkalontäytteinä. Tällaisia ovat valkoinen tai harmaa **kalsedoni** sekä raitainen **akaatti** (= agaatti). Kalsedonin useita muotoja käytetään korukivinä.

Opaali on amorfista vesipitoista piidioksidisaostumaa, jota tavataan ennen muuta laavakivien onteloissa. Opaalille on ominaista vaihteleva lapinäkyvyys ja **opalesointi**, eräänlainen värileikki.



Kuva 69. Kvartsikide luonnollisena (vas.) ja ihanteellisena.

Kvartsi on yksi SiO_2 :n polymorfisista muodoista. Edellä on kuvattu matalissa lämpötiloissa pysyvää **α -kvartzia**, jota nimitys kvartsi yleensä tarkoittaa. Sekä α -kvartsi, **β -kvartsi**, **tridymiitti**, **kristobaliitti**, **koesiitti** että **stishoviitti** ovat SiO_2 :n polymorfisia muotoja, joista kristobaliitti on pysyvä muoto 1400-1700 asteessa. Tridymiitti puolestaan on pysyvä SiO_2 :n muoto 900-1400 asteessa. Tridymiittiä ja kristobaliittia tavataankin vulkaanisista kivistä, jotka ovat syntyneet erittäin kuumen laavan jähmettyessä nopeasti. Korkeissa paineissa on koesiitti SiO_2 :n pysyvä muoto. Sitä tavataan pieniä määriä **eklogiitti**-nimisestä metamorfisesta kivistä osoituksena sen synnyn aikana vallinneesta korkeasta paineesta, jollainen on mahdollinen vain maapallon vaipassa. Vielä korkeammassa paineessa syntyy stishoviittia. Tällaiset olosuhteet syntyvät hetkellisesti suurten meteorien törmätessä maahan, ja niinpä stishoviitin esiintymistä maankuorella pidetäänkin varmana osoituksena meteorin aiheuttaman törmäyskraatterin olemassaolosta. Piidioksidin eri mineraalimuodot ovatkin hyvä esimerkki ns. **indeksimineraaleista**. Indeksimineraalin esiintyminen kivessä kertoo nopeasti geologille kiven likimääräiset syntyolosuhteet.

Kvartzia käytetään mm. lasi- ja keramiikkateollisuudessa, tulenkestävien materiaalien valmistuksessa ja hionta-aineena. Sitä käytetään myös kemian teollisuudessa mm. **silikonin** raaka-aineena. Kvartsin symmetriasta johtuvaa **pietosähköisyyttä** käytetään hyväksi kelloissa ja muissa värähtelylukuun perustuvissa elektronisissa laitteissa. Suomessa kvartzia louhitaan Nilsissä.

II. 5. 4. Halogenidit

Halogenideihin kuuluvia mineraaleja ovat esim. Keski-Euroopassa yleiset suolamineraalit, joista mainittakoon **vuorisuola**, **sylviini**, **kainiitti** ja **karnalliitti**. Halogenideihin kuuluu myös alumiinin valmistuksen yhteydessä aiemmin käytetty natrium-alumiinifluoridi **kryoliitti**, jota saatiin Grönlannista. Suomen olosuhteissa ainoastaan fluorisälvällä on merkitystä.

II. 5. 4.1. Haliitti eli vuorisuola NaCl

Haliitti kuuluu kuutiolliseen kidejärjestelmään. Haliitilla on mineralogian historian kannalta huomattava merkitys, sillä se oli ensimmäinen mineraali, jonka kiderakenteen W.H. ja W.L. Bragg selvittivät röntgensäteiden avulla vuonna 1913. Haliittityypin hilarakenteen todettiin sittemmin olevan useilla muillakin mm. halogenidiryhmän mineraaleilla (kuva 51).

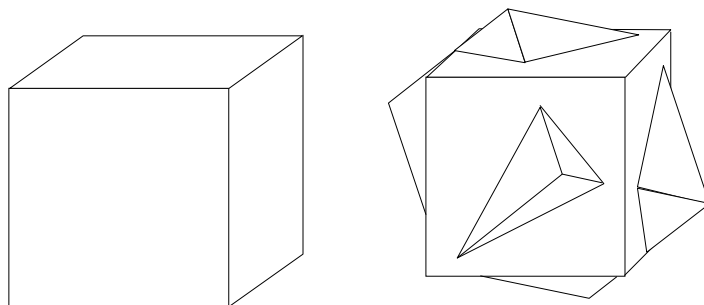
Haliitti on pehmeä mineraali ($K=2,5$), joka liukenee helposti veteen ja maistuu suolaiselta. Sitä tavataan ns. **suolamuodostumista**, jotka ovat merivedestä saostuneita haliitin ja muiden suolojen kerrostumia. Näissä haliitti esiintyy usein erikoisenmallisina kuutioina, joiden särmät ovat kasvaneet tahkojen keskiosaa nopeammin, jolloin tahkojen keskelle on jäänyt omiutuinen portaattainen kolo. Haliitti on yleensä väritön tai valkoinen.

Haliittia tavataan paksuina kerrostumina mm. Keski-Euroopassa. Keveyenä ja suhteellisen helposti muokkautuvana materiaalina haliittikerrostumat pyrkivät pursuamaan yläpuolelle kerrostuneiden painavampien sedimenttien läpi kupolimaisina **doomeina**. Näillä on tärkeä merkitys rakennegeologia-nimisen geologian osa-alueen kannalta, sillä suoladoomit ovat jatkuvasti muuttuva kivien muokkautumisen luonnonlaboratorio. Haliittia käytetään kemian- ja elintarviketeollisuudessa sekä kotitalouksissa.

II. 5. 4. 2. Fluorisälpä 1. fluoriitti CaF_2

Fluorisälpä on kuutiollinen mineraali, jonka kidemuodoista kuutio on tavallisin. Kuutiollisuus ilmenee myös oktaedrin mukaisena etevänä lohkeavuutena riittävän karkearakeisessa näytteessä. Pienehköä kovuutta (4) sekä lasikiiltoa ja tavallisimmin punaviolettia väriä voidaan pitää myös tärkeinä tuntomerkkeinä.

Suomessa fluorisälpää tavataan rapakivessa aksessorisena mineraalina. Rapakiviä on Kaakkois-Suomessa, Ahvenanmaalla ja Satakunnassa. Fluorisälvän ja fluoripitoisen veden arvellaan vaikuttavan siihen, että näillä alueilla ihmisten hampaat ovat yleensä paremmassa kunnossa kuin muualla maassa.



Kuva 70 . Fluoriittikide (100) ja fluoriittikaksonen (100), kaksostasona 111.

II. 5. 4. 3. Sylviitti 1. sylviini KCl

Sylviitti kuuluu kuutiolliseen kidejärjestelmään ja on rakenteeltaan täsmälleen vuorisuolan kaltainen. Sen kovuus on 2 ja se on vuorisuolaakin helppoliukoisempi sekä maistuu suolaiselta vuorisuolan tapaan ollen kuitenkin selvästi kitkerämpi. Mineraali on väritön tai valkoinen, mutta usein myös heikosti punaruskea.

Sylviittiä esiintyy suolamuodostumissa haliitin tapaan ja sitä löytyy niin ollen mm. Keski-Euroopasta. Se on tärkein kaliumin lähde ja tällä tavoin lannoiteteollisuuden tärkeä raaka-aine.

II. 5. 5. Karbonaatit

Karbonaattiryhmän mineraaleja on luonnossa noin 180 eri lajia. Valtaosa lajeista on suuria harvinaisuuksia, joita tavataan ainoastaan harvoin puhtaina. Yleisimmin ne muodostavat isomorfisia seoksia tavallisempien karbonaattiryhmän mineraalien kanssa.

Yleisin karbonaattimineraaleista on **kalsiitti** 1. **kalkkisälpä** CaCO_3 . Kalsiitin kanssa isomorfisia seossarjoja muodostavia karbonaatteja ovat **magnesiitti** MgCO_3 sekä mangaanikarbonaatti **rodokrosiitti** MnCO_3 . Mangaanin ja kalsiumin välinen diadokia on aukoton kalsiitti-rodokrosiittisarjassa korkeissa lämpötiloissa, kun taas magnesiittia voi olla isomorfisesti kalsiittiin sekoittuneena vain noin 16 prosenttia. Magnesiitin ja **sideriitin** FeCO_3 välillä on puolestaan aukoton isomorfinen seossarja.

Kalsiitti-magnesiitti-rodokrosiittisarjan ohella tärkein isomorfinen seossarja karbonaattiryhmässä on **dolomiitin** $\text{CaMg}(\text{CO}_3)_2$ ja **ankeriitin** $\text{CaFe}(\text{CO}_3)_2$ muodostama taidellinen seossarja.

Luonnon karbonaattimineraalit ovat harvoin mitään puhtaita päätejäseniä edellä mainituista sarjoista vaan karbonaattimineraalin kemiallista koostumusta tutkittaessa voidaan jo etukäteen odottaa jotakin välikoostumusta. Edellä mainittujen aineiden ohella karbonaattimineraaleissa esiintyy kalsiumia tai magnesiumia pienessä määrin korvaavina ioneina strontiumia, bariumia, sinkkiä, kobolttia, kuparia ja nikkeliä.

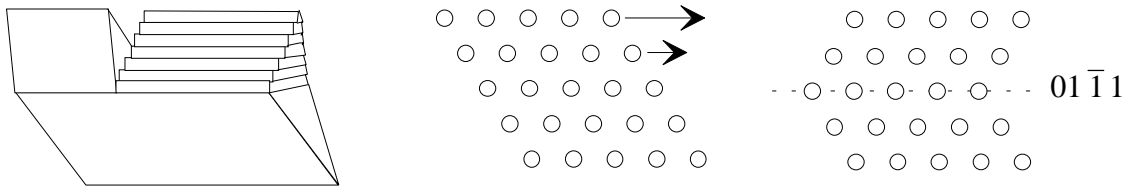
II. 5. 5. 1. Kalsiitti 1. kalkkisälpä CaCO_3

Kalsiitti on karbonaattiryhmän mineraaleista yleisin ja ainoa, joka saattaa esiintyä puhtaana kaavan ilmoittamassa muodossa. Magnesiitin sekaantuminen kalsiittiin on kuitenkin varsin yleistä, joten useat kalsiitit ovat magnesiumipitoisia. Kalsiitti on tärkeä teollisuusmineraali ja se muodostaa tärkeän raaka-ainepohjan kalkki- ja sementtiteollisuudelle. Kalsiitti muodostaa yksinään kivilajin, jota kutsutaan kalkkikiveksi tai marmoriksi. Kiteistä kalkkikiveä on louhittu Suomessa mm. Paraisilla ja Kolarissa.

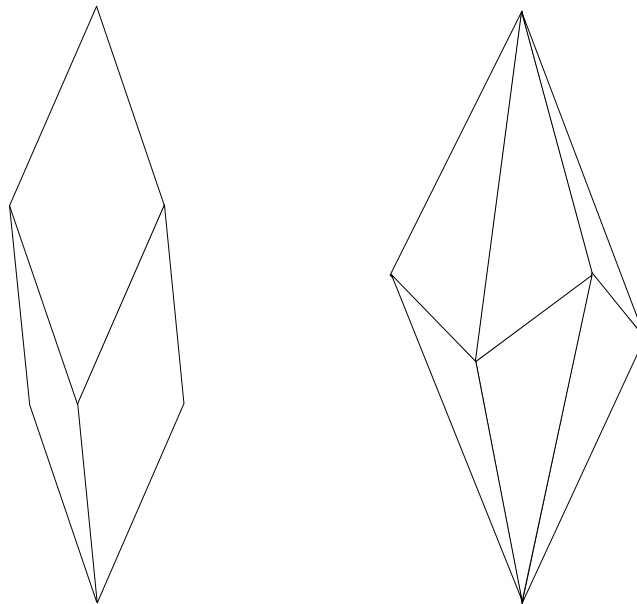
Kalsiitti kuuluu trigoniseen kidejärjestelmään ja sillä on erittäin etevä lohkeavuus kolmeen toisiaan vinosti leikkaavaan suuntaan. Lohkokappale on kideoppietieteessä romboedrin nimellä tunnetun kappaleen muotoinen ja niinpä lohkeavuutta kutsutaankin romboedriseksi lohkeavuudeksi. Etevää lohkeavuutta voidaan pitää mineraalin tärkeimpänä tuntomerkinä sillä sen ansiosta vielä pienirakeisessakin kalsiitissa nähdään välkehtiviä lasikiiltoisia lohkopintoja. Lohkeavuuden ohella on tärkeä tuntomerkki alhainen kovuus, joka on 3. Kovuuden perusteella on helppo erottaa kalsiitti pienirakeisessakin kivilajinäytteessä esimerkiksi muutoin kalsiittia muistuttavista maasälpäryhmän mineraaleista.

Kalsiittilohkokappaleen tylpässä särmässä voi esim. puukon avulla aikaansaada ns. **loksahdusilmiön** (kuva 71), osa kiteestä "loksahtaa" miinusromboedrin $01\bar{1}1$ -pinnan suuntaisessa tasossa vastakkaiseen asentoon. Asento on sama mikä kaksoskiteellä olisi jos kaksostasona olisi $01\bar{1}1$. Loksahduksessa "loksahtavan" osan atomit eivät ilmeisesti piirrä kaarevaa siirtymärataa asemasta toiseen, vaan loksahdus on käsitettävä rajattoman ohuiden $01\bar{1}1$ -suuntaisia tasoja myöten tapahtuvien differentiaaliliikuntojen aikaansaamaksi.

Luonnossa kalsiittirakeet ovat erittäin yleisesti loksahduskaksostuneet tihein välein eli **polysynteettisesti** ja ilmiön seurauksena kalsiittirakeiden lohkopinnoilla nähdään romboedrin pinnan pitemmän lavistajan suuntaisia viiruja, ns. **kaksosviiruja**. Kaksosviiruja tavataan kalsiitin lisäksi myös esim. korundilla, jolla ne johtuvat normaalista kaksostumisesta eivätkä siis "loksahtamisesta".



Kuva 71. Kalsiitin "loksahduskaksostumisen" mekanismi. Atomimittakaavan siirtymät $01\bar{1}1$ tason suuntaan saavat aikaan vastaavan kaksostason syntymisen. Kiteisten kalkkikivien kalsiitissa onkin lähes poikkeuksetta tällä mekanismilla syntynyttä lamellimaista kaksostusta.



Kuva 72. Kalsiitin tavallisimpia kidemuotoja. Vasemmalla suippo romboedri ($40\bar{4}1$) ja oikealla skalenoedri ($h\bar{i}k\bar{l}$). Oikeanpuoleista on nimetty hevosenhammaskalsiitiksi.

Tavallisimmin kalsiitti on vaaleanharmaata. Väri voi kuitenkin vaihdella eri kalsiiteissa punaisesta vihreään ja mustaan. Myös täysin väritöntä kalsiittia on. Läpinäkyvää ehyttä kalsiittia on saatu Islannista ja sitä onkin kutsuttu **islanninsälväksi**. Islanninsälpälohkokappaleen läpi katsottuna esineet näyttävät kaksinkertaisilta. Ilmiö johtuu **kahtaistaitosta**, jonka havaitsi juuri islanninsälpälohkokappaleen avulla tietävästi ensimmäisenä oppineena Erasmus Bartholinus vuonna 1669. Islanninsälpää käytetään optisten laitteiden valmistukseen.

II. 5. 5. 2. Sideriitti FeCO_3

Sideriitti FeCO_3 muodostaa täydellisen isomorfisen seossarjan sekä rodokrosiitin MnCO_3 että magnesiitin MgCO_3 kanssa. Luonnossa sideriitit ovat siis yleisesti mangaani- ja magnesiumpitoisia. Suomessa on mangaanipitoista sideriittiä tavattu mm. Porkosen ja Pahtavaaran alueelta Kittilässä. Puhdasta sideriittiä on Suomesta löydetty kemiallisesti pohjavedestä saostuneena Keski-Pohjanmaalta soiden pintaosista.

Sideriitti on rauta- ja mangaanipitoisuutensa vuoksi malmimineraaleihin laskettavissa. Raudan ja mangaanin raaka-aineeksi sideriittiä louhitaan Itävallassa Eisenerz-nimisestä esiintymästä.

Sideriitillä on kalsiitin tapaan erittäin etevä romboedrinen lohkeavuus. Väri on kellertävänruskea tai ruskea. Tiheyden (3,9) perusteella sideriitin voi varmimmin erottaa muista karbonaateista.

II. 5. 5. 3. Dolomiitti $\text{CaMg}(\text{CO}_3)_2$

Dolomiitti muodostaa ankeriitin $\text{CaFe}(\text{CO}_3)_2$ kanssa täydellisen isomorfisen seossarjan. Puhtaat dolomiittiset karbonaattimineraalit ovatkin harvinaisia, niissä on lähes aina jonkin verran rautaa joskin koostumukset ovat lähes säännöllisesti dolomiittiylivaltaisia.

Dolomiitti on väriltään yleensä kellertävänruskeata ja kovuus on suurempi kuin kalsiitilla vaihdellen välillä 3.5 - 4. Dolomiittikiteet ja -rakeet ovat omituisella tavalla kaarevia ja satulamaisesti taipuneita. Vääntyneisyyttä, kovuutta ja väriä voidaan pitää dolomiitin parhaina tuntomerkkeinä. Lohkeavuus ei ole niin etevä kuin kalsiitilla.

Dolomiittikin muodostaa kalsiitin tavoin yksinään kivilajin. Tätä kivilajia tulisi kutsua dolomiitiksi, mutta koska aina ei ole helppo erottaa kalsiittia ja dolomiittia toisistaan, on myös dolomiitteja nimitetty kalkkikiviksi. Vallitsevan käytännön mukaisesti nimitys kalkkikivi voi nykyisin tarkoittaa joko kalkkikiveä tai dolomiittia. Metamorfoitunutta dolomiitti- tai kalsiittikiveä tulisi oikeastaan kutsua **marmoriksi**, mutta toisaalta yleiskielessä marmorin mielletään hyvälaatuiseksi rakennusteollisuudessa käyttökelpoiseksi dolomiitti- tai kalsiittikiveksi ja kalkkikivellä tarkoitetaan kaikkia ao. karbonaattimineraaleista koostuvia kiviä. Jo tässä yhteydessä on syytä painottaa, että muilla kielialueilla marmorin ja kalkkikiven ero on paljon täsmällisempi (engl. *limestone* vs. *marble*; saks. *Kalkstein* vs. *Marmor*).

Dolomiitti on yleinen Itä-Suomessa. Sitä esiintyy dolomiittisissa kalkkikivissä, vuolukivissä ja erilaisissa juonikivissä sekä yleisenä pienessä määrin 1. aksessorisena lisämineraalina useissa kivilajeissa.

Dolomiittia voidaan käyttää hyväksi lannoiteteollisuudessa ja maanparannusaineena sellaisenaan. Kalkkikiven esiintyminen näkyy myös hyvin luonnonkasvillisuudessa kalkkikivilehtoina, joista löydetään muualla huomattavasti toimentulevia harvinaisiakin kasveja (mm. tikankontti). Marmorina, jota käytetään rakennusteollisuudessa lähinnä pinnoite-materiaalina, on louhittu mm. Tervolasta ja Kittilän Sinermänpalosta, jossa marmorin on kromin kauniin vihreäksi värjäämää. Kuuluisin kalkkikivilouhos lienee Italian Apenniineilla

sijaitseva Carrara, josta on peräisin mm. Michelangelon Pietà-veistoksen ja Finlandiatalon marmori.

II. 5. 5. 4. Magnesiitti $MgCO_3$

Magnesiittia tavataan ns. ultraemäksisten kivien (= erittäin piihappoköyhien kivien) yhteydessä. Magnesiitin magnesiumin arvellaan olevan peräisin ultraemäksisistä kivistä. Niissä onkin magnesiumia runsaasti. Karbonaatti-ionit taas olisivat peräisin hiilidioksidista, jota ympäristöstä olisi tunkeutunut kiveen ns. **hiilidioksidimetatasomatoosin** yhteydessä. Tällä tavoin on syntynyt mm. **vuolukivi**.

Magnesiitti on tärkeä teollisuusmineraali. Siitä voidaan valmistaa korkeita lämpötiloja kestäviä tuotteita sekä ns. magnesiasementtiä. Vuolukiveä käytetään tulisijojen valmistukseen sellaisenaan.

Magnesiitilla on kalsiitin tavoin etevä romboedrinen lohkeavuus ja tavallisin väri on vaaleanharmaa. Täten magnesiitti muistuttaa kalsiittia, mutta on jonkin verran kovempaa kovuuden vaihdellessa välillä 3,5-4,5. Myöskin tiheys on hieman kalsiitin vastaavaa korkeampi, noin 2,9 kalsiitin tiheyden ollessa 2,7.

II. 5. 6. Fosfaatit

Fosfaattien ryhmään kuuluu yli 11% mineraalilajeista, joten se on silikaattien ohella runsaslukuisin mineraaliryhmä. Yleensä fosfaatit ovat kivilajeissa erittäin harvinaisia ja vain yksi niistä on siinä määrin yleinen, että se on tarpeen ottaa esille tässä yhteydessä.

II. 5. 6. 1. Apatiitti $Ca_5(F,Cl,OH)(PO_4)_3$

Apatiitti on luonnossa erittäin tavallinen mineraali, mutta esiintyy läihes säännönmukaisesti ainoastaan erittäin pieninä määrinä kivissä muiden mineraalien määrään verrattuna. Tavanomaisissa kivilajeissa sitä on hyvin usein 0,5-1 prosenttia kiven koko tilavuudesta. Apatiitti on niin muodoin ehkä tavallisin ns. aksessorisista mineraaleista. Poikkeustapauksissa apatiitti muodostaa vanhoilla peruskallioalueilla esiintyviä, muuta kallioperää olennaisesti nuorempia piippumaisia esiintymiä yhdessä karbonaattimineraalien ja alkalikivien kanssa. Tällaisia ovat Kuollan niemimaan alkalikivi- ja apatiittiesiintymät sekä Savukosken Soklin apatiittirikas karbonaattiesiintymä ja Siilinjärven apatiittiesiintymä.

Apatiitti kuuluu heksagoniseen kidejärjestelmään ja rakeet ovat säännönmukaisesti joko pitkulaisia tai lyhyitä laattamaisia heksagonisia prismoja (kuva 32B). Väri on joko sinertävä, vihreä tai kellertävä. Rasvakiilto on myös tärkeä tuntomerkki.

Apatiitti on tärkeä teollisuusmineraali. Sitä käytetään lannoiteteollisuudessa sen sisältämän fosforin takia. Apatiitista valmistetaan rikkihapon avulla fosforihappoa ja edelleen sen suoloja sekä ammoniumyhdisteiden avulla kalsiumammoniumfosfaattia. Natriumtrifosfaattia käytettiin ennen pesupulvereissa, mutta sen käytöstä on pyritty luopumaan fosforin vesistöihin aiheuttaman rehevöitymisvaaran vuoksi.

II. 5. 7. Silikaatit

II. 5. 7. 1. Jalosilikaatit

Jalosilikaatit voidaan luokitella piihappitetraeddrien järjestyksen mukaan edelleen **nesosilikaatteihin**, **sorosilikaatteihin** ja **syklosilikaatteihin**. Nesosilikaatissa piihappitetraedit ovat yksinään, sorosilikaateissa pareittain ja syklosilikaateissa kuusirenkaina, jotka esiintyvät kuitenkin irrallisina eikä verkoiksi liittyneinä kuten on laita verkkosilikaateissa. Nesosilikaateista kuvataan seuraavassa oliviini, kyaniitti, sillimaniitti, andalusiitti, stauoliitti ja granaattiryhmä, sorosilikaateista epidootti ja syklosilikaateista turmaliini, berylli ja kordieriitti.

II. 5. 7. 1. 1. Oliiviini (Mg,Fe)₂SiO₄

Oliiviini on tädellinen isomorfinen seossarja, jonka päätejäsenet ovat forsteriitti Mg₂SiO₄ ja fayaliitti (fajaliitti) Fe₂SiO₄.

Oliiviini kuuluu rombiseen kidejärjestelmään ja sen tavallisin kideasu on esitetty kuvassa 73. Oliiviini esiintyy sängen usein pieninä omamuotoisina kiteinä ja siitä syystä sillä on yleensä erittäin selvä rakeisuus. Tärkeänä tuntomerkinä voidaan pitää myös rasvakiiltoa. Tiheys vaihtelee välillä 3,2 - 4,1 nousten rautapitoisuuden kasvaessa. Väri on vihreä tai ruskea.

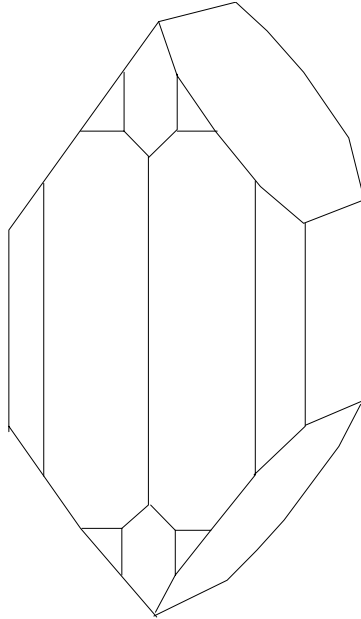
Oliiviini on emäksisten ja ultraemäksisten syväkivien kivimineraali ja on sen vuoksi melko yleinen maankuoressa. Oliiviini on ensimmäinen mineraali, joka kiteytyy emäksisestä magmasta. Jos magma kiteytyy hitaasti rauhallisissa oloissa, voivat magmasäiliön pohjalle vajoavat kiteet muodostaa oliiviinikivilajin eli **duniitin**, jonka koostumus poikkeaa huomattavasti magman koostumuksesta. Luonnollisesti tällöin kiteytymättä jääneen magman koostumus poikkeaa alkuperäisestä. Ilmiöstä käytetään nimitystä **kiteytymisdifferentiaatio** ja sen kuvasi ensimmäisenä yhdysvaltalainen geologi N.L. Bowen.

Syväkivien lisäksi oliiviini on yleinen myös emäksisissä laavakivissä kuten basalteissa. Samoin se on maapallon vaipan tärkeä mineraali, jonka kiderakenteen muuttumisen katsotaan selittävän osan maan vaipassa syvemmälle mentäessä tavattavista geofysikaalisista epäjatkuvuuspinnoista (=pinta, jossa mm. maanjäristysaaltojen etenemisnopeus muuttuu äkillisesti). Oliiviinia tavataan myös kivimeteoriiteista.

Metamorfoituneissa dolomiittikalkkikivissä tavataan puhdasta forsteriittia. Muita oliiviinipitoisia metamorfisia kiviä ovat serpentiinit ja etenkin korkeassa paineessa kiteytyneet emäksiset kivet, eklogiitit.

Oliiviini muuttuu varsin helposti serpentiiniksi ja lähemmin määrittelemättömiksi verkkosilikaateiksi. Edellistä muuttumisilmiötä sanotaan **serpentiiniytymiseksi**, jälkimmäistä **iddingsiittiytymiseksi**. Muuttumisilmiöt alkavat rakeiden reunoilta ja raoista ja johtavat usein koko rakeen muuttumiseen alkuperäisen kidemuodon ja rakeen ääriivijojen pysyessä kuitenkin ennallaan. Muuttumisprosessin tuloksena on syntynyt ns. **pseudomorfoosi** ja esim. serpentiiniytymisen lopputuloksena syntyy siis oliiviinin serpentiinipseudomorfooseja. Serpentiiniytyminen ei kemiallisesti merkitse juuri muita muutoksia kuin veden lisäystä alkuperäiseen oliiviinin koostumukseen. Oliiviini rapautuu erittäin herkästi maan pinnalla, minkä vuoksi mineraalia ei tavata sedimenttikivistä lainkaan.

Oliiviinia käytetään mm. tulenkestävien materiaalien valmistukseen. Jotkut sen läpikuultavat muodot ovat jalokiviä. Nimensä oliiviini on saanut oliivia muistuttavasta väristään.

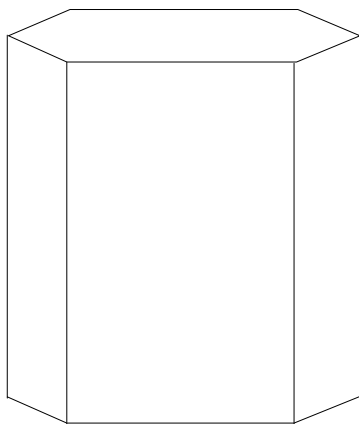


Kuva 73. Oliviniikide. Rombinen. Pintamuotoina (110), (120), (010), (021), (101) ja (111).

II. 5. 7. 1. 2. Kyaniitti Al_2SiO_5

Kyaniitti kuuluu trikliiniseen kidejärjestelmään, mutta on hyvin lähellä monokliinisuutta 010-pinnan ja 001-pinnan välisen kulman poiketessa vain noin 3 minuuttia suorasta kulmasta. Kyaniitin tyypillistä kidemuotoa esittää kuva 74.

Kyaniitti esiintyy kiteinä tai sälömäisinä rakeina, joiden pituussuunta on c-akselin suunta. 100-pinnan suunta on liukutaso, jonka suhteen hilan eri osat voivat liukua c-akselin suuntaan. Tästä syystä kiteet ja sälöt ovat usein c-akselin suuntaan venyneitä ja taipuilleita.



Kuva 74 . Kyaniitin kidemuoto.

Kyaniitti on saanut nimensä sinisen värinsä perusteella (kreik. *kyanos* = sininen) Kiteiden ja sälöjen muodon ohella onkin väri kyaniitin parhaita tuntomerkkejä. Kyaniitin toinen nimi disteeni (kreik. *di* = kaksi, *sthenos* = kovuus) viittaa kyaniitissa äärimmilleen kehittyneeseen mutta periaatteessa missä tahansa kiteisessä aineessa esiintyvään ominaisuuteen, nimittäin kovuuden vaihteluun suunnan mukaan. Sälöjen pituussuuntaan naarmutettaessa kyaniitin kovuus on vain noin 4, kun taas sälöjen pituussuuntaa vastaan kohtisuoraan kovuus on välillä 6-7. Kyaniitin kiilto on lasi- tai helmiäismäinen.

Kyaniittia esiintyy kiilleliuskeiden ja -gneissien yhteydessä joskus hyvinkin kookkaina metamorfoosissa syntyneinä omamuotoisina kiteinä eli **porfyroblasteina**. Toisaalta kyaniittia tavataan kvartsiitissa ja juonina yhdessä kvartsin kanssa. Koska kyaniitti on yksi Al_2SiO_5 :n polymorfisista muodoista, voidaan sitä käyttää ns. indeksimineraalina osoittamaan kivien metamorfoituessa vallinneita olosuhteita. Kuvan 54B mukaan kyaniitti osoittaisi tällöin suhteellisen korkeaa painetta. Kyaniittia esiintyykin eklogiiteissa, joissa sen esiintyminen yhdessä granaatin kanssa plagioklaasin tilalla on samoin osoituksena metamorfoosin aikana vallinneesta korkeasta paineesta. Kyaniittia tavataan myös pegmaatiiteista.

Myös kyaniitti on teollisuusmineraali. Se soveltuu korkealaatuisten posliinituotteiden kuten syytystulppien valmistukseen ja tulenkestävien tuotteiden raaka-aineeksi. Pohjois-Karjalassa ja Kainuussa sekä Keski-Lapissa on lukuisia kyaniittiesiintymiä, mutta mikään niistä ei ole osoittautunut louhintakelpoiseksi. Kyaniittia tuotetaan Intiassa ja Yhdysvalloissa.

II. 5. 7. 1. 3. Sillimaniitti Al_2SiO_5

Sillimaniitti on andalusiitin ja kyaniitin ohella alumiinisilikaatin Al_2SiO_5 :n kolmas polymorfinen muoto. Sillimaniitti on muodoista se, joka on pysyvä korkeissa lämpötiloissa (kuva 54B). Nimensä sillimaniitti saanut yhdysvaltalaisen mineralogin Benjamin Sillimanin mukaan.

Sillimaniitti esiintyy kiilleliuskeissa ja kiillegneisseissä ja alumiinirikkaissa granuliiteissa, jotka kaikki ovat savikivien metamorfoosituotteita. Liuskeissa ja gneisseissä se esiintyy pääosin hienokuituisena muunnoksena, jota sanotaan **fibroliitiksi** ja joka muodostaa kiveen pieniä vaaleita nystymäisiä segregatioita. Kuituista asua voidaan pitää sillimaniitin tärkeimpänä tuntomerkkinä. Kuidut ovat vaaleita ja niissä on silkkikiilto. Sillimaniittikuitujen seassa on usein muskoviittisuomuja. Granuliiteissa sillimaniitti on pitkänomaista kidemuodoltaan prismaattista ja erottuu kiven lohkopinnoilla pieninä neulasina.

Sillimaniittia esiintyy myös pegmaatiiteissa, joissa se voi esiintyä suurina prismamaisina rakeina tai niiden muodostamina säteettäisinä kimppuina. Prismaattisen sillimaniitin kiilto on lasimainen.

Suomessa sillimaniitti on yleinen kiillegneisseissä ja granuliiteissa maan kaikissa osissa. Sillimaniittiakin käytetään posliiniteollisuudessa ja tulenkestävien materiaalien valmistuksessa, mutta Suomesta ei ole toistaiseksi löytynyt louhintakelpoista esiintymää.

II. 5. 7. 1. 4. Andalusiitti Al_2SiO_5

Andalusiitti on valkoinen, punertava tai ruskehtava, pääasiassa kiilleliuskeissa porfyroblasteina esiintyvä rombiseen kidejärjestelmään kuuluva mineraali. Sen poikkileikkaus on lähes neliön muotoinen ja muistuttaakin näin tetragonisia mineraaleja. Samoin kahden (110)-suuntia noudattavan epäselvän lohkosuunnan välinen kulma on lähes suora. Samoin kun sillimaniitin seurassa esiintyy myös andalusiitissa pieniä muskoviittisuomuja rakeiden pinnalla. Ne tekevät andalusiitin kovuuden määrittämisen vaikeaksi andalusiitin "oikean" kovuuden ollessa noin 7,5. Andalusiitin **khiastoliitti** nimisen muunnoksen tunnistaa helposti kiteiden sisällä olevasta tummasta kreikan kielen khi (χ) -kirjainta muistuttavasta rististä.

Kiilto on lasimainen. Andalusiitti on varsin voimakkaasti fluoresoiva mineraali, joten epävarmoissa tapauksissa sen voi tunnistaa ultraviolettivalon valossa syntyvästä vaalean okraasta värisävystä.

Myös andalusiitti on metamorfisten kivien tärkeä indeksimineraali ja se on aina osoituksena metamorfoosin aikana vallinneesta alhaisesta paineesta. Se onkin varsin yleinen lähelle maanpintaa tunkeutuneiden graniittisten kivien aiheuttaman kontaktimetamorfoosin tuote. Se on kohtalaisen yleinen myös pegmatiiteissa.

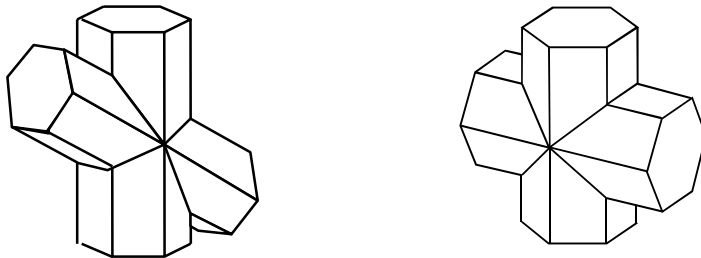
Andalusiittiakin käytetään muiden alumiinisilikaatin polymorfisten muotojen tapaan posliiniteollisuudessa. Itä-Suomesta on tutkittu joitakin esiintymiä, mutta teollisesti käyttökelpoista andalusiittia ei ole löytynyt riittävästi. Andalusiitin ja kyaniitin läpinäkyviä muotoja käytetään jalokivinä.

II. 5. 7. 1. 5. Stauoliitti $\text{Fe}_4\text{Al}_{18}\text{Si}_8\text{O}_{45}(\text{O},\text{OH})_4$

Stauoliitti on parhaiten tunnettavissa esiintymisympäristöstään ja kaksostumistavastaan. Stauoliittia tavataan porfyroblastena kiilleliuskeissa, joissa se muodostaa tavallisimmin 1-5 cm pituisia yksittäisiä tai ristikkaksostuneita kiteitä (kuva 75), joista mineraali on saanut nimensäkin (kreik. *stauros*, risti). Kiteet ovat rombisia.

Stauoliittikin on yksi metamorfoosilämpötilaa ja -painetta kuvaavista indeksimineraaleista ollen pysyvä saviperäisissä liuskekivissä n. 470-600 °C:n lämpötilassa. Stauoliittipitoisissa liuskeissa tavataan usein granaattia ja alumiinisilikaattimineraaleja yhdessä sen kanssa.

Stauoliitin väri on mustanruskea, kiilto rasvamainen ja tiheys noin 3.7. Suomessa stauoliittia on pääasiassa Pohjois-Karjalasta Kainuun kautta Lappiin kulkevalla ns. karjalaisella liuskevyöhykkeellä.



Kuva 75 . Stauoliitin kaksoskiteitä.

II. 5. 7. 1. 5. Granaattiryhmä $\text{R}^{2+}_3\text{R}^{3+}_2(\text{SiO}_4)_3$

Granaattiryhmä sisältää kaksi sarjaa toisiinsa isomorfisesti sekaantuvia kuutiolliseen kidejärjestelmään kuuluvia mineraaleja. Tärkeimmät päätejäsenet on esitetty taulukossa 18.

Granaattien yleiskaava voidaan kirjoittaa muotoon $\text{R}^{2+}_3\text{R}^{3+}_2(\text{SiO}_4)_3$, jossa R^{2+} voi olla joko ferrirauta, magnesium, mangaani tai kalsium ja R^{3+} alumiini, ferrirauta tai kromi. **Pyrooppi**, **almandiini** ja **spessartiitti** muodostavat toisiinsa sekoittuvan isomorfisen seossarjan ja samoin tekevät **uvaroviitti**, **grossulariitti** ja **andradiitti**. Edellistä sarjaa on nimitetty jäsenmineraalien nimien alkuosien perusteella **pyralspiiteiksi**, jälkimmäistä **ugrandiiteiksi**.

Pyralspiittien ja ugrandiittien keskinäinen isomorfinen sekaantuvuus on vähäistä lukuunottamatta grossulariitin sekaantumista pyralspiittisarjaan.

Taulukko 18. Granaattiryhmän $R_3R_2(\text{SiO}_4)_3$ mineraalit ja niiden koostumukset.

Granaattiryhmä	Päätejäsen	Kaava
Pyralspiitit	Pyrooppi	$\text{Mg}_3\text{Al}_2(\text{SiO}_4)_3$
	Almandiini	$\text{Fe}_3\text{Al}_2(\text{SiO}_4)_3$
	Spessartiitti	$\text{Mn}_3\text{Al}_2(\text{SiO}_4)_3$
Ugrandiitit	Uvaroviitti	$\text{Ca}_3\text{Cr}_2(\text{SiO}_4)_3$
	Grossulariitti	$\text{Ca}_3\text{Al}_2(\text{SiO}_4)_3$
	Andratiitti	$\text{Ca}_3\text{Fe}^{3+}_2(\text{SiO}_4)_3$

Luonnossa pyroopin ja almandiinin väliltä olevat koostumukset ovat granaateissa tavallisimpia. Yleensä ei ilman kemiallisen koostumuksen määrittystä tai ilman muita laboratoriokokeita pysty sanomaan mikä granaattiryhmän mineraaleista käsillä oleva mineraali kulloinkin on. Uvaroviitin, joka tosin on harvinainen, saattaa kyllä tuntea kirkkaanvihreästä väristä. Andratiitin ja grossulariitin tuntee ehkä esiintymisympäristön perusteella, sillä ne liittyvät **karsikiviin**. Karsikivet ovat kalkkikivien tai karbonaattipitoisten kivien piidioksidin kanssa tapahtuneen reaktion tuloksena syntyneitä kiviä, joissa esiintyy lisäksi sellaisia mineraaleja kuin diopsidia, magnetiittia, fluorisälpää, tremoliittia ja plagioklaasia. Kiilleliuskeiden granaatti taas on yleensä almandiinia. Kokenut geologi voikin päätellä granaatin koostumuksen ensikädessä kivilajin perusteella.

Kaikki granaatit ovat kovia, kovuus noin 7. Granaatit kuuluvat kuutiolliseen kidejärjestelmään ja omamuotoiset rombidodekaedrin ja ikositetraedrin ja näiden yhdistelmien mukaiset kiteet ovat tavallisia. Ylivoimaisesti yleisimmin granaatteja tavataan porfyroblasteina kiilleliuskeissa ja -gneisseissä. Tällaisia ovat mm. Kalvolan ja Sotkamon kiilleliuskeet. Alumiinisilikaatit ja stauoliitti esiintyvät tällöin usein yhdessä granaatin kanssa. Toisaalta granaatteja tavataan karkearakeisissa graniittiesiintymissä, ns. pegmatiiteissa, sekä Inarin ja Utsjoen alueella granuliitti-kivilajissa, jossa niitä esiintyy yhdessä kordieriitin ja sillimaniitin kanssa. Granaatti on hyvin vastustuskykyinen sekä kemiallista että mekaanista rapautumista vastaan ja niinpä se rikastuu usein kvartsin, magnetiitin, monatsiitin yms. mineraalien kera jokien pohjille ja rantahiekkoihin rantaviivalle. Lapissa saadaan kullavaskauksen lopussa tulokseksi punaista jäännöstä, joka koostuu pääosin aikoinaan rapautumisen yhteydessä granuliittikivilajista irronneesta granaatista. Suurempia näistä rakeista käytetään jalokivinä.

Granaattia tavataan myös korkeassa lämpötilassa ja paineessa metamorfoituneissa emäksisissä kivissä. Granaatti on maankuoren alaosassa huomattavasti yleisempää kuin maan pinnalla. Siellä, samoin kuin maan vaipassa esiintyvissä kivissä granaatti on usein tärkeä päämineraali (=mineraali, jota kivessä on tilavuusprosentteina ilmaistuna runsaasti).

Granaatin suuresta koostumusvaihtelusta ja yleisyydestä johtuu, että se on yleisin ns. **geotermometriassa** ja **geobarometriassa** käytetty mineraali. Geotermometria ja geobarometria tarkoittaa sitä, että kiven kiteytymisolosuhteet voidaan laskea kivessä esiintyvien mineraalien koostumuksen perusteella. Edellytyksenä tälle on, ettei mineraalien koostumus ole juuri muuttunut kiteytymisajankohdan jälkeen.

Granaatin eri muotoja käytetään hyvin paljon jalokivinä, esim. punaista granaattia rubiinin korvikkeena. Kuuluisaa oli mm. viktoriaanisissa koruissa käytetty nykyisen Tsekinmaan alueelta Böömistä peräisin ollut tummanpunainen pyrooppi. Raamatussa rubiinina ja smaragdina (kreik. *smaragdos*) mainitut mineraalit olivat todennäköisesti granaattia. Timantin ja muiden arvokkaiden jalokivien jäljitelmänä käytetään synteettisiä, mm. ytrium-alumiini- ja gadolinium-galliumgranaatteja.

Granaattihiekkaa käytetään hionta-aineena. Kovuus, puuttuvat lohkosuunnat ja murtuminen teräviä särmeiksi siruiksi tekevät siitä tähän tarkoitukseen hyvin käyttökelpoisen. Granaattia voidaan käyttää myös tietokoneiden muisteissa ja levykkeissä

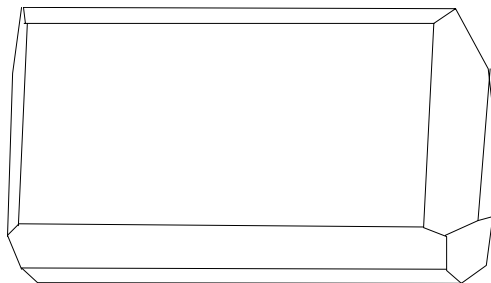
II. 5. 7. 1. 7. Epidootti $\text{Ca}_2(\text{Al}, \text{Fe}^{3+})\text{Al}_2\text{Si}_3\text{O}_{12}(\text{OH})$

Epidootti on samoin kuin niin monet muutkin mineraalit itse asiassa isomorfinen seossarja. Epidoottisarjan päätejäsenet ovat klinozoiisiitti $\text{Ca}_2(\text{Al})\text{Al}_2\text{Si}_3\text{O}_{12}(\text{OH})$, epidootti $\text{Ca}_2(\text{Fe}^{3+})\text{Al}_2\text{Si}_3\text{O}_{12}(\text{OH})$ ja piemontiitti $\text{Ca}_2(\text{Mn}^{3+})\text{Al}_2\text{Si}_3\text{O}_{12}(\text{OH})$, jotka kuuluvat monokliiniseen kidejärjestelmään. Lisäksi tavataan cerium-pitoista epidoottia, josta käytetään nimitystä **allaniitti** tai **ortiitti**. Klinizoiisitin kanssa täsmälleen samankoostumuksinen mineraali on kalsium-alumiinisilikaatin rombinen muoto, **zoiisiitti**. **Tansaniitti** on sinistä vanadiinipitoista jalokivenä käytettyä zoiisiittia.

Karkearakeinen epidootti on väriltään mustaa, mutta useimmiten epidootti esiintyy erittäin hienorakeisena plagioklaasin (ks. myöh.) muuttumisen yhteydessä syntyneenä massana, jonka väri on keltavihreätä tai kellertävää. Väri onkin epidootin paras tuntomerkki. Kovuus on 6-7 ja kiilto lasimainen.

Epidoottikiteet, jotka ovat melko harvinaisia, ovat monokliinisia. Ne ovat erikoisella tavalla pitkänomaisia b-akselin suuntaan.

Epidoottia tavataan plagioklaasia sisältävissä kivissä yleensä aina pienessä määrin. Koska plagioklaasi on maankuoren yleisin mineraali, on siis epidoottikin varsin tavallinen. Epidoottia tavataan etenkin alhaisessa lämpötilassa ($< 500^\circ \text{C}$) kiteytyneissä metamorfisissa kivissä kuten basalteista syntyneissä vihreäkivissä, joissa sitä käytetään metamorfoosiolosuhteita osoittavana indeksimineraalina. Se on luonteenomainen myös karbonaattipitoisten sedimenttikivien metamorfoosin tuotteissa.



Kuva 76 . Epidoottikide. Monokliininen, pituussuuntana b-akseli.

II. 5. 7. 1. 8. Kordieriitti $(\text{Mg,Fe})_2\text{Al}_4\text{Si}_5\text{O}_{18}\cdot n(\text{H}_2\text{O,CO}_2)$

Kordieriitti muistuttaa ominaisuuksiltaan suuresti kvartssia. Sen kovuus on noin 7, selviä lohkosuuntia ei ole ja kiiltokin on kvartsin tapaan "kosteaa" lasikiilto. Kordieriitin tuntee kuitenkin värin perusteella. Kordieriitti on väriltään tummansininen tai sinertävänharmaa. Yksittäisten kiteiden läpi eri suuntiin katsottaessa väri muuttuu em. sävyjen välillä, mikä on helpoin tapa erottaa jalokiviluokan kordieriitti paljon arvokkaammasta safiirista. Kordieriitin murrospinnat tai heikosti kehittyneet epäselvät lohkopinnat ovat aluksi lasikiiltoisia, mutta rapautuneet vanhemmat murros- tai lohkopinnat himmeitä.

Usein tuntee kordieriitin sen perusteella, että sen kumppanina esiintyy tummaa sädekiveä, amfibolien ryhmään kuuluvaa **antofylliittiä**. Yhdessä antofylliitin kanssa kordieriitti muodostaa **kordieriitti-antofylliittikiviä**, jotka erittäin usein liittyvät sulfidimalmeihin ollen niiden välittömänä sivukivenä. Täten kordieriitti-antofylliittikivet ovat malminetsinnän kannalta merkityksellisiä eli **malmikriittisiä** kiviä, joiden esiintymisympäristön tutkimiseen kannattaa kiinnittää poikkeuksellisen suurta huomiota.

Yleisimmin kordieriittia tavataan kuitenkin kiilleliuskeista pyöreinä, 0,5-1 cm:n mittaisina, kiven rapautumispinnalla syvään syöpyneinä porfyroblasteina sekä kiillegneisseistä ja granuliiteista, joissa se on usein jalokivilaatuista. Kordieriitti on kiilleliuskeissa indeksimineraali osoittaen andalusiitin tapaan alhaista kiteytymispainetta ja on näin ollen yleinen graniittien läheisyydessä esiintyvissä kontaktimetamorfisissa kivissä.

Kordieriitti on skapoliitin ohella maankuoren alempien osien ainut pysyvä hiilidioksidipitoinen mineraali, ja sillä on siten merkitystä maapallon hiilidioksidikierrossa.

II. 5. 7. 1. 9. Turmaliini $(\text{Na,Ca})(\text{Li,Mg,Fe}^{2+},\text{Mn}^{2+},\text{Al})_3(\text{Al,Fe}^{3+},\text{Mn}^{3+})_6(\text{BO}_3)_3\text{Si}_6\text{O}_{18}(\text{OH,F})_4$

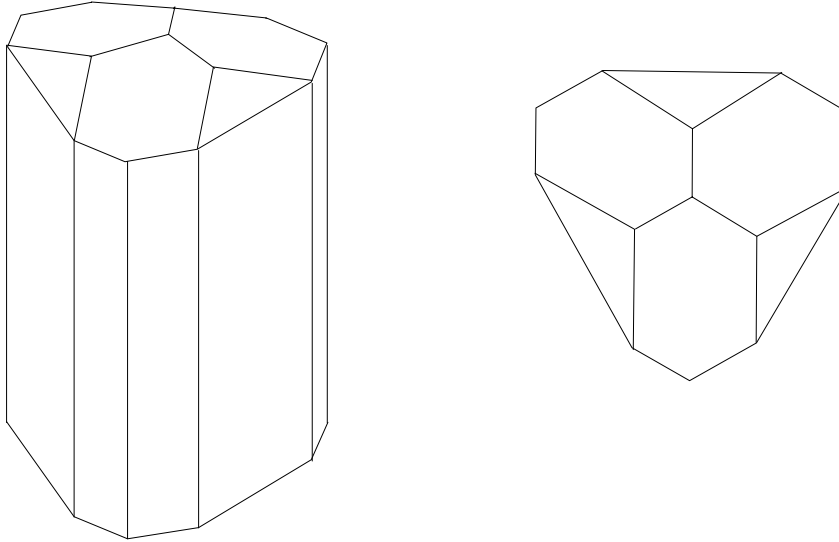
Turmaliini on kemialliselta koostumukseltaan erittäin monimutkainen mineraali. Se sisältää eri tapauksissa hieman vaihdellen ainakin noin 18 eri alkuainetta. Erikoisin turmaliinin sisältämistä alkuaineista on boori. Turmaliini onkin ainoa edes jossakin määrin yleinen booripitoinen mineraali. Turmaliinin paikka mineraalien luokittelussa on hieman horjuva, se sijoitetaan joskus hohkasilikaattien ja joskus boraattien ryhmään. Tässä esityksessä turmaliinia pidetään nykyään vakiintuneen käytännön mukaan rengasrakenteisena jalosilikaattina eli syklosilikaattina. Tämä rengasrakenne on syytä turmaliinin monimutkaiseen koostumukseen.

Turmaliinin väri vaihtelee koostumuksen mukaan. Turmaliini on tavallisesti rautapitoista ja tällöin mustaa. "Kivihiilen" kiilto ja kivihiilimäinen ulkonäkö muutoinkin auttavat sen tunnistamisessa. Kiteet ovat tavallisia ja ne ovat trigonisia prismoja, joiden päässä on pyramidipintoja. Kiteissä on pituussuuntaa noudattavia kapeita viiruja. Kiteiden poikkileikkaus on trigonisen prisman ohella esiintyvistä heksagonisesta prismapintamuodosta johtuen "pyörästynyt" kolmio.

Turmaliinia esiintyy melko yleisesti hiekkakivissä, kiilleliuskeissa ja kvartsiiteissa aksessorisena mineraalina. Tämä johtuu siitä, että turmaliini on hyvin kestävä rapautumista vastaan ja jää kvartsin kera jäljelle useiden muiden mineraalien jo hävittyä rapautumisprosessissa. Graniittipegmatiiteissa turmaliini on yleinen ja esiintyy niissä usein jopa 20-40 cm:n pituisina kiteinä, usein yhdessä **topaasin** (fluori-alumiinisilikaatti), granaatin, **beryllin** (beryllium-alumiinisilikaatti) ja **spodumenin** (litium-alumiinisilikaatti) kanssa. Turmaliini on yleinen myös monissa malmiesiintymissä mm. juonina kvartsin kanssa.

Turmaliinia käytetään jalokivenä, etenkin alkalimetallipitoiset turmaliinit ovat kauniin läpinäkyviä ja hyvin vaihtelevan värisiä. Vihreää turmaliinia on käytetty smaragdin korvikkeena. Myös mustaa tyyppiä käytetään jalokivenä. Turmaliinia käytetään myös joissain elektronisissa laitteissa sen pietsosähköisyyden vuoksi (pietsosähköisyys = sähkövarauksen

kehittyminen mineraaliin sen joutuessa mekaaniselle paineelle alttiiksi). Turmaliinia saadaan mm. Sri Lankasta ja Madagaskarilta.



Kuva 77. Turmaliinikide ja sen poikkileikkaus.

II. 5. 7. 1. 10. Berylli $\text{Be}_3\text{Al}_2\text{Si}_6\text{O}_{18}$

Berylli on turmaliinin tapaan syklosilikaatti, jossa pihappitetraedrit muodostavat kationien (Be^{2+} , Al^{3+}) yhteenliittämiä kuusirenkaita. Berylli on yleensä varsin läpikuultavan sinivihreä tai keltainen, mutta joskus sitä tavataan kromipitoisena syvän vihreänä jalokivimuotona, **smaragdina**, jota saadaan mm. Kolumbiasta, Etelä-Afrikasta, Zimbabwesta ja Uralilta Venäjältä. Berylli muodostaa yleensä heksagonisia asematason katkaisemia, lasikiiltoisia prismoja. **Akvamariini** on beryllin sininen läpinäkyvä muoto.

Berylli esiintyy yleensä pegmatiittisissa graniiteissa, mutta parhaat jalokivilaadut saadaan kalkkikivestä ja metamorfisista kivistä, kuten kiilleliuskeista. Suurin yksittäinen beryllikide on löydetty Minas Gerais osavaltiota Brasiliasta ja painoi yli 200 tonnia. Suomessa berylliä esiintyy Etelä-Pohjanmaalla pegmatiiteissa.

Paitsi jalokivenä, berylliä käytetään myös berylliumin raaka-aineena. Berylliumia käytetään metalliseoksissa ja herkissä analyysilaitteissa.

II. 5. 7. 2. Ketjusilikaatit

II 5. 7. 2. 1. Pyrokseeniryhmä

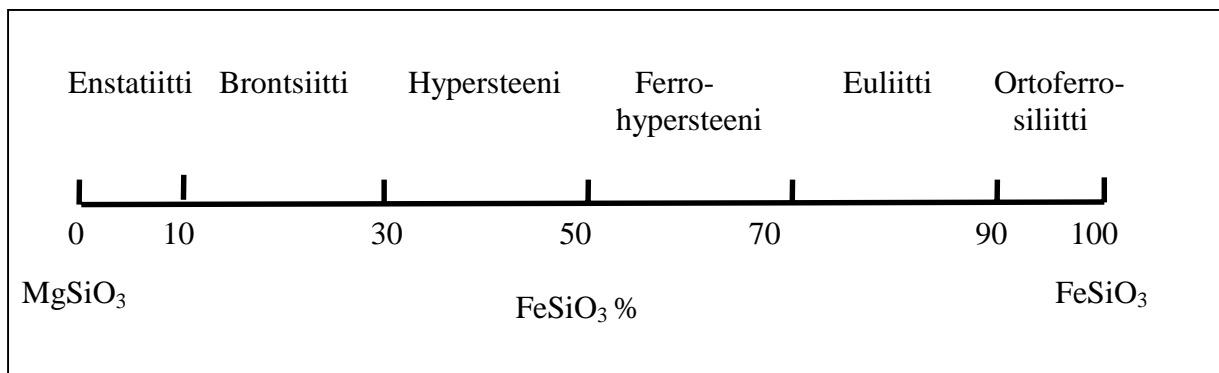
Pyrokseenit ovat tärkeitä kivimineraaleja ja esiintyvät pääasiassa emäksisissä laava- ja syväkivissä. Myös metamorfisissa emäksisissä kivissä sekä karsikivissä ja granuliiteissa tavataan pyrokseeneja.

Pyrokseenit voidaan jakaa kidejärjestelmän perusteella rombisiin ja monokliinisiin. Edellisiä sanotaan **ortopyrokseeneiksi** ja jälkimmäisiä **klinopyrokseeneiksi**. Ortopyrokseeneja voitaisiin myös nimittää kalsiumittomiksi ja klinopyrokseeneja kalsiumpitoisiksi pyrokseeneiksi.

Vesipitoisessa ympäristössä pyrokseenit muuttuvat helposti verkkosilikaateiksi kuten talkiksi ja serpentiiniksi tai amfiboleiksi. Ne myös rapautuvat herkästi, minkä vuoksi pyrokseeneja ei juuri tavata sedimenttikivistä.

Ortopyrokseeni $(\text{Mg,Fe})\text{SiO}_3$

Nimitys ortopyrokseeni on vakiintunut rombiseen kidejärjestelmään kuuluvalla pyrokseenille, josta aikaisemmin on käytetty nimityksiä **enstatiitti-ortoferrosiliitti**, **enstaniitti** sekä **hypersteeni**. Nimet enstatiitti ja ortoferrosiliitti voi näin varata sarjan päätejäsenten nimiksi ja nimeä hypersteeni voidaan käyttää 30-50 % ortoferrosiliittiä sisältävästä välimuodosta isomorfisessa seossarjassa (kuva 78).



Kuva 78. Ortopyrokseenin $(\text{Mg,Fe})\text{SiO}_3$:n muodostaman isomorfisen seossarjan päätejäsenten ja välikoostumusten nimistö.

Ortopyrokseenin tiheys on 3,2-3,9. Tiheys kasvaa raudan määrän kasvaessa. Isomorfinen seossarja on lähes täydellinen, ainoastaan aivan rautarikkaimmat ortopyrokseenit ovat luonnossa pysymättömiä, kokeellisesti niitäkin on kyllä saatu aikaan.

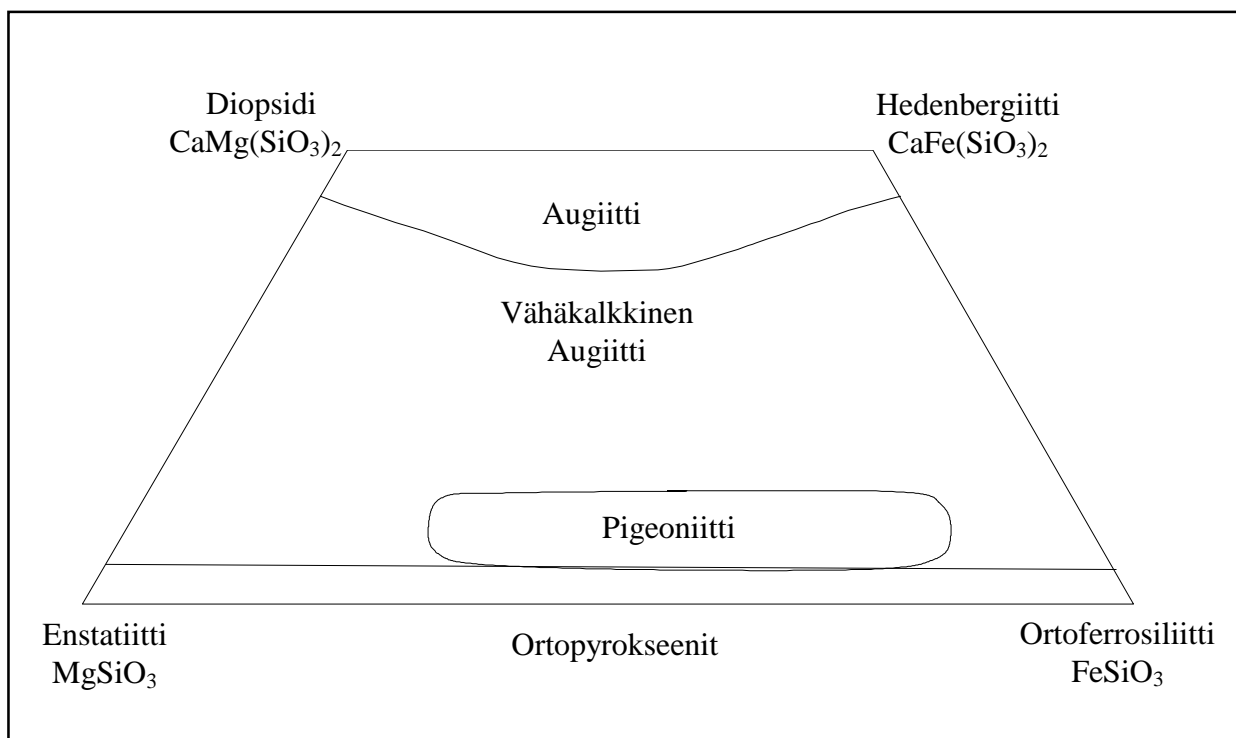
Ortopyrokseenilla on etevä (110)-suuntainen lohkeavuus. Lohkosuuntien välinen kulma on noin 87° . (110)-lohkeavuuden lisäksi esiintyy usein 100-suuntainen lohkeavuus, ns. **diallagilohkeavuus**.

Ortopyrokseeni on tummanruskeata tai lähes mustaa. Kiilto on voimakas, lähes metallimainen. Usein esiintyy lohkopinnoille lankeavan valon hajoamisesta ja interferenssi-ilmiöstä johtuva värileikki, jota on nimitetty harakanpyrstönkiilloksi.

Ortopyrokseena tavataan pääasiassa emaksisissa ja ultraemaksisissa syväkivissä, gabroissa ja peridotiiteissa. Ortopyrokseenigabrosta käytetään erikoisnimeä **norriitti**. Ahveniston alueelta ja Mäntyharjulta on löydetty erityisen karkeaa ortopyrokseena. Myös korkeassa lämpötilassa kiteytyneissä metamorfisissa kivissä, granuliteissa ja **charnockiiteissa** esiintyy ortopyrokseena.

Klinopyrokseeni $\text{Ca}(\text{Mg,Fe})(\text{SiO}_3)_2$ tai $\text{Ca}(\text{Mg,Fe,Al})(\text{Si,Al})_2\text{O}_6$

Pyrokseeniryhmän mineraalien keskinäisiä suhteita ja ryhmän nimitystä voidaan havainnollistaa kuvassa 79 esitetyllä kolmiodiagrammilla. Diagrammissa on kolmion kärkiin ajateltu sijoitetuiksi kemialliset komponentit tai päätejäsenet MgSiO_3 , FeSiO_3 ja CaSiO_3 . CaSiO_3 vastaisi siis mineraalina wollastoniittia. Kolmioesitys on katkaistu sellaista kolmion kannan suuntaista viivaa pitkin, joka vastaa 50 prosenttia CaSiO_3 :ea.



Kuva 79. Pyrokseenien koostumus ja nimitys.

Otsikossa esitetty klinopyrokseenin kemiallinen kaava $\text{Ca}(\text{Mg,Fe})(\text{SiO}_3)_2$ voidaan esittää hajoitettuna esim. seuraavassa muodossa: $\text{CaSiO}_3 \cdot (\text{Mg,Fe})\text{SiO}_3$. Hajoitetusta muodosta käy ilmi, että molekyyliprosentteina ilmaistuna klinopyrokseenissa on 50 prosenttia komponenttia CaSiO_3 ja 50 prosenttia komponenttia $(\text{Mg,Fe})\text{SiO}_3$. Koska harvinaista **fassaiittia** lukuunottamatta sellaisia pyrokseeneja ei ole, joissa CaSiO_3 komponentin määrä ylittäisi 50 prosenttia, kolmiodiagrammi voidaan pyrokseenien koostumuksia esittäessä katkaista sellaista rajaviivaa myöten, joka vastaa 50 mooliprosenttia CaSiO_3 -komponenttia.

Klinopyrokseeni on kemiallisesti yksinkertaisimmillaan **diopsidin** $\text{CaMg}(\text{SiO}_3)_2$ ja **hedenbergiitin** $\text{CaFe}(\text{SiO}_3)_2$:n isomorfinen seos. Kuten kuvioista käy ilmi, on myös sellaisia klinopyrokseeneja, joissa on enemmän komponenttia $(\text{Mg,Fe})\text{SiO}_3$ kuin diopsidi-hedenbergiittisarjassa. Tällaisia ovat **pigeoniitti** ja **vähäkalkkinen augiitti**. Kuvioon

on merkitty myös **augiitti**, joka myöskin kuuluu klinopyrokseeneihin poiketen diopsidi-hedenbergiittistä kemiallisesti $(\text{Mg,Fe})\text{SiO}_3$ -sisällön lisäksi myös siten, että se sisältää myös alumiinia kaavan $\text{Ca}(\text{Mg,Fe,Al})(\text{Si,Al})_2\text{O}_3$ ilmoittamalla tavalla. Harvinaisempia klinopyrokseeneja ovat edelleen **egiriini** $\text{NaFe}(\text{SiO}_3)_2$, sen sen isomorfiset seokset augiitin kanssa eli ns. **egiriini-augiitti** sekä **jadeiitti** $\text{NaAl}(\text{SiO}_3)_2$ ja sen isomorfiset seokset augiitin kanssa eli ns. **omfasiitti**. **Spodumeeni** on puolestaan litiumpitoinen klinopyrokseeni $\text{LiAl}(\text{SiO}_3)_2$.

Klinopyrokseenit kuuluvat monokliiniseen kidejärjestelmään ja juuri sen vuoksi niitä kutsutaankin **klinopyrokseeneiksi** erotuksena **ortopyrokseeneista**, jotka kuuluvat rombiseen kidejärjestelmään. Klinopyrokseeneilla samoin kuin ortopyrokseeneillakin on kaksi (110)-suuntia seuraavaa lohkosuuntaa, joiden välinen kulma klinopyrokseeneillakin on 87 astetta. Klinopyrokseenin kovuus on noin 5 - 6 ja kiilto lasimainen. Augiitit ovat mustia tai vaihtelevan tummanruskeita. Diopsidi-hedenbergiittisarjan klinopyrokseenit ovat vihreitä. Erikoisen kirkkaanvihreä on Outokummun alueen kromipitoinen diopsidi. Harjoitusmateriaaliksi saadaan kaikkein helpoimmin karkearakeisimpia näytteitä karsikivistä ja muista metamorfoituneista kalkkikivistä, joiden pyrokseeni on diopsidi-hedenbergiittisarjan klinopyrokseenia.

Yleisin klinopyrokseeni on augiitti. Augiitti on erittäin yleinen gabroissa ja peridotiiteissa yhdessä ortopyrokseenin kanssa, **diabaasi**-nimisissä juonikivissä sekä vulkaanisissa kivissä, kuten basaltissa ja **andesiitissa**, joissa sitä tavataan ns. **hajarakeina**. Sitä esiintyy myös kuun kivissä (basaltissa) ja meteoriiteissa.

Diopsidi-hedenbergiittiä tavataan metamorfoituneiden kalkkipitoisten kivien lisäksi myös **syeniiteistä** ja muista ns. **alkalikivistä**, joissa se esiintyy usein yhdessä egiriiniaugiitin kanssa.

Jadeiittia esiintyy hyvin korkeassa paineessa, mutta suhteellisen alhaisessa lämpötilassa metamorfoituneissa kivissä, joista käytetään nimitystä **siniliuske** ja joita esiintyy maankuoren laattojen törmäysvyöhykkeissä kuten Kaliforniassa, Japanissa ja Alpeilla. Korkeassa paineessa ja lämpötilassa syntyneissä kivissä eli eklogiiteissa jadeiitti on sekoittunut augiitin kanssa muodostaen näin omfasiittia.

Pigeoniittia esiintyy emäksisissä juoni- ja pintakivissä kuten diabaaseissa ja basalteissa. Spodumeeni puolestaan on pegmatiittisten graniittien mineraali.

Pyrokseenit ovat granaatin ja oliviinin ohella maan vaipan tärkeimpiä mineraaleja.

Pyrokseeneja käytetään jossain määrin jalokivinä. Kuuluisinta lienee **jade**, jonka eräs tyyppi on on jadeiittia, joskin jade voi olla myös **nefriitti**-nimistä amfibolia. Spodumeeni on tärkeä litiummalmimineraali.

II. 5. 7. 2. 2. Wollastoniitti CaSiO_3

Wollastoniitti kuuluu ketjusilikaatteihin, mutta sen piihappitetraedriketjun muoto on erilainen kuin pyrokseeneilla, minkä vuoksi mineraali on trikliininen. Wollastoniitin tuntee parhaiten sen sälöisestä tai kuituisesta asusta ja hyvin vaaleasta väristä. Myös helmiäis- tai silkkikiilto on hyvä tuntomerkki. Kovuus on 5-5,5, mutta sitä voi olla hankala tutkia kuituisen asun vuoksi. Nimensä mineraali on saanut englantilaisen kemistin ja fyysikon William Hyde Wollastonin mukaan, joka keksi kidepintojen tutkimisessa käytettävän heijastusgoniometrin.

Wollastoniitti on metamorfoituneiden karbonaattikivien kuten karsikivien mineraali, jossa se syntyy kalsiitin ja piidioksidin reaktion tuloksena. Wollastoniittia tavataan Suomesta mm. Lappeenrannan Ihalaisesta, missä sitä on louhittu teollisuusmineraaliksi.

II. 5. 7. 3. Nauhasilikaatit

II. 5. 7. 3. 1. Amfiboliryhmä

Amfibolit ovat kidekemiallisesti nauhasilikaatteja, kuten edellä on esitetty. Amfibolit ovat tärkeitä kivimineraaleja ja suunnilleen yhtä yleisiä kivissä kuin pyrokseenitkin. Amfioleja tavataan emäksisissä syväkivissä sekä erilaisissa metamorfisissa kivissä, joista tärkeimpiä ovat amfiboliitit ja vihreäkivet.

Amfiboliryhmään kuuluu useita amfibolilajeja. Lähempi luokittelu ryhmän sisällä voidaan tehdä usealla eri tavalla. Kidejärjestelmän perusteella voidaan puhua samaan tapaan kuin pyrokseeniryhmässäkin ortomuodoista ja klinomuodoista. **Ortoamfiboli** on **antofylliitti** tai **gedriitti**. **Klinoamfiboli**-ryhmään kuuluvat **tremoliitti-aktinoliitti** eli lyhyesti **tremoliitti**, **sarvivälke**, **kummingtoniitti** sekä harvinaiset **riebeckiitti** ja **glaukofaani**. Nimitystä **uraliitti** käytetään sellaisesta sarvivälkkeestä, jonka arvellaan syntyneen augiitista muuttumisen kautta. Muuttumisessa on augiitin kidemuoto säilynyt ja uraliitti esiintyy siis pseudomorfoosina.

Amfiboliryhmä voidaan luokitella kemiallisen koostumuksen pohjalta samaan tapaan kuin pyrokseenit, jolloin kalsium-amfibolit erottuvat omaksi ryhmäkseen ja rauta-magnesiumamfibolit omakseen. Sarvivälkkeet ja tremoliitti-aktinoliitti kuuluvat edelliseen (vastaten siis pyrokseenien diopsidi-hedenbergiitti-augiittisarjaa) ja antofylliitti, gedriitti ja kummingtoniitti jälkimmäiseen (vastaten siis lähinnä ortopyrokseenia ja pigeoniittia). Glaukofaani ja riebeckiitti puolestaan kuuluvat natrium-amfioleihin vastaten näin jadeiitti- ja egiriinipyrokseeniä. Amfiboli nimitys (kreik. *amphibolos* = kaksinainen, epämääräinen) on täten sekä kemiallisesti että kiderakenteen puolesta hyvin perusteltavissa.

Ilman laboratoriolaitteita - eli kuten sanotaan makroskooppisesti - mineraaleja tutkittaessa ei amfioleja voida luokitella edellä selostetulla tavalla. Makroskooppinen luokittelu perustuu asujen erilaisuuteen eri amfioleilla. Asultaan selvästi rakeisia tai heikosti sälöisiä amfioleja sanotaan sarvivälkkeiksi, sälöisiä sädekiviksi ja kuituisia **amfiboliasbestiksi**. Huomattava on, että myös muita kuituisia mineraaleja kuin amfiboliasbesti on olemassa ja siten on myös muita asbesteja. Tällainen on verkkosilikaatteihin kuuluva **serpentiiniasbesti**.

Taulokko 19. Amfibolien makroskooppinen ja mineraloginen luokitus.

Makroskooppinen luokitus	Mineraloginen luokitus
Sarvivälke	Sarvivälke
Sädekivi	Tremoliitti-Aktinoliitti Antofylliitti Gedriitti
Amfiboliasbesti	Tremoliitti-Aktinoliitti Antofylliitti Riebeckiitti

Amfiboliryhmän kaikilla mineraaleilla on eräitä yhteisiä ominaisuuksia. Kidekemiallisesta rakenteesta johtuen niillä kaikilla on kaksi 56 asteen kulmassa leikkaavaa lohkosuuntaa. Kovuus on yleensä 5-6 asbestia lukuunottamatta. Tiheydet ovat luokkaa 2,9 - 3,4. Väri ja asu sen sijaan ovat vaihtelevia. Kiilto on lasimainen rakeisilla ja sälömäisillä muodoilla mutta kuituisilla usein silkkimäinen.

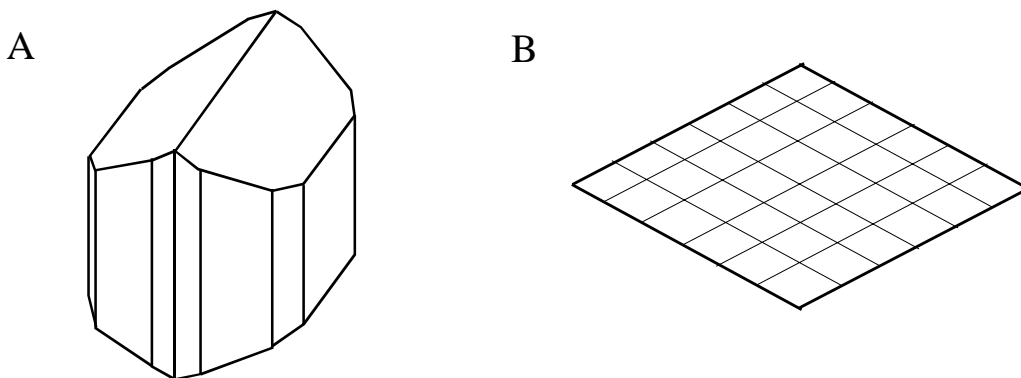
Sarvivälke $(\text{Ca},\text{Na})_{2-3}(\text{Mg},\text{Fe}^{2+},\text{Fe}^{3+},\text{Al},\text{Mn})_5(\text{Si},\text{Al})_2\text{Si}_6\text{O}_{22}(\text{OH})_2$

Sarvivälke on yleisin amfiboli. Se on kemialliselta koostumukseltaan erittäin monimutkainen, joten ylläesitetty kaava ilmentää ainoastaan pääkomponenttien laatua ja määrää. Sarvivälke on yleinen mm. sen vuoksi, että sen kaavasta ilmenevät alkuaineet ovat samalla maankuoren pääalkuaineita. Lukuisat hivenalkuaineet löytävät lisäksi paikkansa sarvivälkkeen hilasta.

Sarvivälke on magmakivissä pääasiassa gabrojen ja dioriittien mineraali. Pintakivistä sitä löytyy lähinnä andesiiteista. Metamorfisissa kivissä sitä tavataan yleisesti **amfiboliileissa**, **amfiboliliuskeissa** jne. Yleiskielessä monia emäksisistä laavakivistä metamorfoitumalla syntyneitä sarvivälkepitöisiä liuskeita kutsutaan **vihreäkiviksi**, mutta tarkkaan ottaen niitä pitäisi usein kutsua amfiboliiteiksi.

Yleensä sarvivälke on väriltään mustaa, joskus tavataan myös vihreätä sarvivälkettä. Voimakas välkehtivä kiilto on jo nimenkin perusteella odotettavissa ja se onkin sarvivälkkeen luonteenomainen piirre. Kerrotaan, että sarvivälke olisi saanut alkuperäisen saksankielisen nimensä *Hornblende*, josta suomenkieleen on lainattu suora käänös, vuosisatoja sitten kehittyneessä Saksin kaivosmiesten kielenkäytössä sen vuoksi, että malmimineraalimaisesta ulkonäöstä ja metallimaisesta välkkeestä huolimatta mineraali osoittautui arvottomaksi kun siitä yritettiin erottaa metalleja, mikä oli useista muista välkehtivistä mineraaleista onnistuttu menestyksellä tekemään.

Kivilajeja makroskooppisesti tutkittaessa on usein tärkeitä pystyä erottamaan sarvivälke biotiitista (ks. myöh.). Erottaminen perustuu pienienkin rakeiden osalta rakeiden muotoon. Biotiittirakeet ovat pyöreähköjä suomumaisia, kun taas amfibolirakeet ovat aina jonkin verran puikkomaisia tai lyhyehköjä suorakaiteita.



Kuva 80. Sarvivälkkeen tavallisin kidemuoto (A) ja kaavamainen poikkileikkaus, jossa on esitetty (110)-lohkoraot (B).

Kummingtoniitti $(\text{Mg},\text{Fe}^{2+})_7\text{Si}_8\text{O}_{22}(\text{OH})_2$

Kummingtoniitti muistuttaa suuresti sarvivälkettä, ollen kuitenkin vaaleampi, värisävyltään vihreä tai ruskea. Samoin asu on tikkumaisempi. Sitä esiintyy yleensä vain metamorfisissa kivissä kuten amfiboliiteissa ja amfiboliliuskeissa, jotka ovat usein olleet alunperin emäksisiä tai ultraemäksisiä magmakiviä.

Sädekivet: Tremoliitti $\text{Ca}_2(\text{Mg,Fe}^{2+})_5\text{Si}_8\text{O}_{22}(\text{OH})_2$ ja Antofylliitti $(\text{Mg,Fe}^{2+})_7\text{Si}_8\text{O}_{22}(\text{OH})_2$

Sädekiveksi kutsutaan sellaisia amfiboliryhmän mineraaleja, joiden asu on selvästi sälöinen. Asun muuttuessa sälöisestä rakeisen asun suuntaan tullaan amfioleissa vähitellen sädekivistä sarvivälkkeiksi nimitettävien amfibolien piiriin. Jos taas asu alkaa sälöisestä lähestyä kuituista, lähestään amfiboliasbestia. Luonnossa on usein välimuotoja kunkin edellä mainitun ryhmän välillä, ja aina ei ole helppoa luokitella tutkittavaa amfibolia mihinkään yllä esitetystä ryhmistä.

Sädekivet ovat väriltään vaihtelevia. Tremoliittinen sädekivi on usein hyvin vaaleata, lähes väritöntä, ja muodostaa useiden millimetrien, jopa senttimetrienkin pituisia säteettäin haarautuvia lyhdemäisiä kimppuja. Antofylliittinen sädekivi on yleensä mustaa ja tremoliitti-aktinoliittisarjan aktinoliittiset sädekivet tummanvihreitä tai mustia. Sädekiveä esiintyy metamorfisissa kivissä kuten marmoreissa, karsikivissä, amfiboliliuskeissa, **lyhdeliuskeissa**, sekä kordieriittiantofylliittikivissä. Magmakivistä se yleensä puuttuu.

Hyvin hienojakoisesta aktinoliittisädekivistä käytetään nimitystä nefriittijade ja sitä käytetään jalokivenä ja ornamenteissa. Sitä on saatu mm. Keski-Amerikasta.

Amfiboliasbesti

Amfiboliasbesti on ollut tärkeä teollisuusmineraali, jonka käyttö ja louhinta on kuitenkin useissa teollisuusmaissa kielletty lukuunottamatta joitain erityiskohteita. Viime vuosina sitä on mm. Suomessa käytetty ainoastaan autojen jarrupaloissa, mutta niihinkin on löydetty korvaavia materiaaleja. Aiemmin sitä käytettiin yleisesti lämpöeristeissä ja rakennusmateriaaleissa. Asbestia voidaan valmistaa yleensä kuituisessa asussa olevista mineraaleista. Mineralogiselta laadultaan asbestia on kahta päätyyppiä. Nämä ovat amfiboliasbesti ja serpentiiniasbesti. Serpentiini kuuluu verkkosilikaattien luokkaan ja kuvataan myöhemmin. Etenkin amfiboliasbestin on todettu aiheuttavan mm. asbestoosia (keuhkosairaus) ja keuhkosityöpää, mikä on syynä asbesteista luopumiseen.

Koko maailman asbestituotannossa on serpentiiniasbestin osuus ollut merkittävämpi kuin amfiboliasbestin. Suomessa on amfiboliasbestia louhittu Paakkilan Tuusniemellä. Siellä se oli antofylliittiasbestia. Vanhat asbestipitoiset rakennelmat ovat yksi hankalimpia nykyajan terveysongelmia, sillä niiden purkaminen tai muu käsittely on vaivalloista terveyttä vaarantamatta ja vaatii erityistekniikkaa. Jopa vanhojen asbestilouhosten on arveltu olevan ympäristön asukkaille haitallisia, sillä asbesti leviää peittämättömistä kaivosjätekasoiista helposti tuulen mukana. Kaikista haitallisista asbestilaatu on amfiboliasbesteihin kuuluva **krokidoliitti**, joka on kuituista riebeckiittiä.

Amfiboliasbesti on väriltään vaaleanharmaata tai vihertävää. Amfiboliasbestia tavataan yksinomaan asbestista koostuvina kivilajipahkuina, joiden läpimitta saattaa vaihdella metreistä kilometreihin. Tällaisia esiintymisiä on Itä-Suomessa kiilleliuskeiden, kvartsiittien ja vulkaanisperäisten liuskeiden yhteydessä. Vähäisempiä ovat emäksisissä kivissä eräänlaisina juonina esiintyvät amfiboliasbestiesiintymät, joissa kuitujen pituussuunta on juonen suuntaa vastaan kohtisuorassa.

Glaukofaani ja Riebeckiitti $\text{Na}_2(\text{Mg,Fe}^{2+})_3(\text{Al,Fe}^{3+})_2\text{Si}_8\text{O}_{22}(\text{OH})_2$

Natriumamfibolit ovat tyypillisiä korkean paineen metamorfoosin tuotteita, etenkin glaukofaania tavataan vain paikoista, jossa maankuosen laatat törmäävät ja toinen niistä painuu toisen alle. Se on siis tällaisen laattatektonisen ympäristön indeksimineraali jadeittisen pyrokseenin tapaan. Riebeckiittiä tavataan alkalisista syväkivistä.

II. 5. 7. 4. Verkkosilikaatit

Kidekemiallisesta rakenteesta (kuva 62, s. 61) johtuen verkkosilikaateilla on eräitä kaikille tietyin vaihtelurajoin yhteisiä ominaisuuksia. Kovuudet ovat verkkosilikaattien ryhmässä kaikilla varsin alhaisia vaihdellen välillä 1 - 2,5. Yhteistä on vielä lohkeavuus yhteen suuntaan, joka kide­tieteellisesti on monokliinisen tai heksagonisen asematason suunta. Lohkeavuuden etevyysaste vaihtelee. Kidekemiallisesta rakenteesta seuraa myös suomuinen asu, joka on verkkosilikaateilla kaikilla jossain määrin kehittynyt ja selvä. Selvimmin suomuisia ovat **kiilteet biotiitti** ja **muskoviitti**. Mainittakoon tässä, että petrografian eli kivilajikuvauksen perustaja engl. H.C. Sorby tutki kiilteiden tapaa asettua liuskekivissä samansuuntaisiksi suomuiksi näin aikaansaaden niiden liuskeisen asun. Verkkosilikaattien suomut ovat joko **taipuisia** tai **elastisia**. Tiheydet kauttaaltaan koko ryhmässä ovat varsin tavanomaisia silikaattien tiheyksiä vaihdellen välillä 2,6 - 3,0.

Kiille on yhteisnimi verkkosilikaatteihin kuuluville kaliumpitoisille mineraaleille, joista alla kuvataan muskoviitti eli vaalea kiille ja biotiitti eli tumma kiille. Muita ryhmään kuuluvia mineraaleja ovat kalsium-alumiinisilikaatti **margariitti** ja litiumpitoinen **lepidoliitti**, jota käytetään litiumin lähteenä ja tulenkestävän lasin valmistukseen.

II. 5. 7. 4. 1. Muskoviitti $KA1_2(AlSi_3O_{10})(OH)_2$

Muskoviitti on luonnossa melko yleinen mineraali. Sitä on nimetty myös vaaleaksi kiilteeksi. Muskoviittia sekä nuotiossa tai saunankiuaskivissä tms. vaalennutta biotiittia kutsutaan myös **katinkullaksi**. Nimensä muskoviitti lienee saanut moskovalaisten kauppiaitten 1. muskoviittien mukaan.

Muskoviitti on väriltään vaaleanruskeata tai vaaleankellertävää. Sillä on etevä monokliinisen asematason suuntainen lohkeavuus ja asu on selvästi suomuinen. Suomut ovat elastisia.

Muskoviittia tavataan happamissa (SiO_2 :ta runsaasti sisältävissä) syväkivissä, alhaisessa lämpötilassa metamorfoituneissa saviperäisissä kivissä, fylliiteissä ja kiilleliuskeissa sekä kvartsiiteissa. Varsin yleisiä Itä-Suomessa ovat ns. **serisiittikvartsiitit**, joissa pienisuomuinen muskoviitti 1. **serisiitti** on päämineraalina yhdessä kvartsin kanssa. Lisäksi muskoviitti on yleinen karkearakeisissa graniiteissa 1. pegmatiittigraniiteissa, joissa se esiintyy suurina suomuina, joiden koko saattaa olla jopa useita kymmeniä senttimetrejä. Pegmatiittiesiintymistä lienevät olleet peräisin ikkunoina käytetyt muskoviittien myymät muskoviittisuomut. Yleistä on serisiitin esiintyminen muiden mineraalien kuten maasälprien muuttumistuloksena. Muskoviitti puolestaan muuttuu korkeassa lämpötilassa kalimaasälväksi ja sillimaniitiksi.

Muskoviitti on yleistä myös irtaimissa maalajeissa ja savikivissä hyvin hienojakoisena, jolloin sitä on paljain silmin mahdotonta tunnistaa.

Fuksiitti on muskoviitin läheinen sukulainen. Siinä on kromi diadookkisesti korvannut osan alumiinista. Kromiipitoisuudesta on seurauksena vihreä väri muutoin muskoviitin kaltaisessa mineraalissa. Fuksiittia tavataan kvartsiiteissa Pohjois-Karjalassa, Kuusamossa ja Keski-Lapissa.

Muskoviitti on tärkeä teollisuusmineraali. Sillä on pieni lämpölaajenemiskerroin sekä suuri lämmön- ja sähköneristyskyky ($10^{12} \Omega \text{ cm}^{-3}$), joten muskoviittisuomuja käytetään eristiminä sähkökojeissa kuten kondensaattoreissa ja kuumuutta sekä paineenvaihteluita kestävinä ikkunoina tieteellisissä kojeissa, paistinpannujen ym. kuumuutta kestävien esineiden pinnoitteena jne. Muskoviittia hienoksi jauhettaessa saadaan pieniä suomuja, joiden leveys-paksuussuhde on yli 25, minkä vuoksi se soveltuu moniin muihinkin vaativiin pinnoituskohteisiin kuten ulko- ja tiemaaleihin, kumeihin sekä tapetteihin. Erikoisena käyttökohteena mainittakoon

geologien käyttämän **polarisaatiomikroskoopin** ns. **kiillelevy**. Suomessa on muskoviittia otettu talteen Viitaniemen pegmatiittilouhoksella Orivedellä (Eräjärvellä). Muskoviittia tuotetaan Brasiliassa, Yhdysvalloissa ja Intiassa.

II. 5. 7. 4. 2. Biotiitti $K(Fe,Mg)_3(AlSi_3O_{10})(OH)_2$

Biotiitti on tärkeä kivimineraali ja se esiintyy päämineraalina happamissa syväkivissä kuten **dioriiteissa** ja **tonaliiteissa**. Metamorfisissa kivissä biotiitti on päämineraali **fylliiteissä**, kiilleliuskeissa sekä **gneisseissä**, joista viimeksimainitut ovat usein raitaisia johtuen biotiitin epätasaisesta jakautumisesta kivessä. Kaikissa näissä biotiitti on varsin rautarikasta. Biotiittiseossarjan magnesiumipäteejäsentä kutsutaan **flogopiitiksi** ja sitä tavataan varsin monenlaisista kivistä, nimittäin alkalisista ja ultraemäksisistä magmakivistä sekä metamorfoituneista karbonaattikivistä.

Biotiitti on ominaisuuksiltaan suuresti muskoviitin kaltainen. Myös biotiitilla samoin kuin muskoviitilla on yksi etevä lohkosuunta monokliinisen asematason suuntaan, asu on suomuinen ja suomut ovat elastisia. Kovuus on muskoviitin tapaan 2 - 2,5. Tiheys on samoin 2,7 - 3,0 lähinnä raudan ja magnesiumin diadokiasuhteista riippuen. Muskoviitista biotiitin erottaa kuitenkin värin tummuuden perustella. Biotiitin väri on lähes musta. Värin vaihtelu kuvastaa rauta-magnesiumsuhdetta. Rautarikkaat biotiitit ovat mustia, magnesiumipitoiset tummanruskeita. Tummasta väristä johtuen biotiittia on kutsuttu myös tummaksi kiilteeksi.

Biotiitti muuttuu metamorfoosissa helposti kloriitiksi. Biotiitti ja kloriitti voivat esiintyä yhdessä vuorokerroksina suomupinkoissa. Tällaisen kloriittia sisältävän biotiitti-kloriittisuomupinkan väri on vihertävään vivahtava.

Biotiitti on saanut nimensä ranskalaisen mineralogin J.B. Biot'n mukaan.

Flogopiitti on teollisuusmineraali ja sitä tuotetaan mm. Madagaskarilla.

II. 5. 7. 4. 3. Kloriitti $(Mg,Fe)_6(Si,Al)_4O_{10}(OH)_8$

Kloriitti on saanut nimensä vihreän värinsä (kreik. *khloros* = vihreä) perusteella. Kloriitissa ovat kiilleryhmän mineraaleille ominaiset tuntomerkit ikäänkuin heikentyneinä jäljellä. Yksi lohkosuunta on, mutta se ei ole etevä kuten kiillemineraaleilla. Kovuus on samaa luokkaa kuin kiilteilläkin, noin 2 - 2,5. Tiheys on samoin noin 2,6 - 3,0. Kloriittisuomut eivät ole elastisia, ainoastaan taipuisia. Kloriitti esiintyy kuitenkin yleensä niin hienosuomuisena, etteivät yksittäiset kiteet ole paljain silmin erotettavissa.

Kloriitti on melko yleinen kivimineraali. Yleisyydessä se jää kuitenkin selvästi kiilteiden jälkeen. Kloriittia syntyy emäksisten, magnesiumrikkaitten magmakivien, varsinkin basalttien metamorfoituessa alhasessa lämpötilassa (< 500 ° C). Tällaisista kloriittirikkaista väriltään vihreistä kivistä käytetään nimitystä vihreäkivi ta vihreäliuske ja kloriitti on niissä epidootin ja albiittiskoostumuksisen plagioklaasin ohella metamorfoosiasastetta kuvaava indeksimineraali.

Kloriitti kestää hyvin rapautumista. Siten kloriitti on yleinen mineraali savissa ja savikivissä sekä näistä syntyneissä metamorfisissa kivissä, saviliuskeessa, fylliitissä ja kiilleliuskeessa. Kuten edellä on sanottu, se syntyy helposti biotiitin muuttuessa.

Kuten kloriitin kaavasta näkyy, siinä on muihin verkkosilikaatteihin, mm. kiilteisiin verrattuna ylimäärin magnesiumia ja hydroksyyli-anionia (OH)⁻. Tämä johtuu siitä, että sen rakenteessa

on piihappitetradrikerrosten välissä ylimääräisiä magnesiumin ja hydroksyyli-ionien muodostamia ns. **brusiittikerroksia**.

II. 5. 7. 4. 4. Serpentiini $Mg_3Si_2O_5(OH)_4$

Serpentiini on monessa suhteessa mielenkiintoinen mineraali. Se kuuluu teollisuusmineraaleihin silloin kun se esiintyy riittävän pitkinä kuituina. Suomesta ei kuitenkaan ole löydetty taloudellisesti käyttökelpoista serpentiiniasbestiesiintymää. Valtaosaltaan serpentiini Suomessa esiintyykin suomaisessa asussa. Kuitumaisesta serpentiinistä käytetään nimitystä **kuituserpentiini** eli **krysotiili** ja **suomumaisesta lehtiserpentiini, antigoriitti** tai **lizardiitti**.

Serpentiinin ominaisuudet vaihtelevat ehkä enemmän kuin minkään muun mineraalilajin ja niinpä serpentiini lieneekin mineraaleista kaikkein vaikeimmin tunnistettavia. Väriltään serpentiini saattaa olla mustaa, vihreätä, keltavihreätä, vaaleankellertävää, vaaleanruskeaa tai punaista. Kovuus vaihtelee välillä 2,5 - 5,5. Tavallisesti serpentiini esiintyy niin hienorakeisena massana, että erillisiä suomuja ei pysty erottamaan toisistaan. Tällaisessa massassa on vahakiilto, jota voidaan pitää lähes kaikille serpentiinityypeille yhteisenä ominaisuutena.

Serpentiini muodostaa yksinään kivilajin, jota kutsutaan serpentiinikiveksi tai serpentiiniksi. Serpentiinikivien serpentiinin arvellaan syntyneen oliviinista muuttumalla, mihin viittaavat serpentiinikivistä löydetty oliviinin muotoiset pseudomorfoosit. Serpentiini on alhaisen metamorfoosilämpötilan (< 500 astetta) mineraali, jota tavataan siis pääasiassa ultraemäksisistä kivistä, joihin on metamorfoosin aikana tullut vettä.

Suomessa serpentiinikiviä on Pohjois-Karjalassa Kaavilla, Kainuussa Sotkamossa ja Kajaanissa sekä Lapissa etenkin ns. Keski-Lapin liuskealueella. Amfiboliasbesti- ja talkkiesiintymät liittyvät usein serpentiinikivipahkuihin. Nykyisin useiden näistä esiintymistä ajatellaan olevan muinaisia valtameren kuoren tai jopa maan vaipan kivilajimassiveja eli ns. **ofioliitteja**, jotka maankuoren laattojen törmäystä seuranneessa vuorijononpoimutuksessa joutuneet tämänhetkiseen paikkaansa.

Nimensä serpentiini on saanut serpens-sanan kautta. Serpentiinikiven pinta monine epäpuhtauksineen muistuttaa nimittäin käärmeennahkaa (lat. *serpens* = käärme).

II. 5. 7. 4. 5. Talkki $Mg_3Si_4O_{10}(OH)_2$

Talkilla ovat verkkosilikaattien kidekemiallisesta rakenteesta johtuvat ominaisuudet varsin selvät. Kovuus on koko luokan alhaisin, 1,0. Lohkeavuus monokliinisen asematason suuntaan on etevä ja suomuinen asu selvä. Suomut ovat taipuisia, mutta eivät elastisia. Väri on vaaleanvihreä, keltavihreä tai valkoinen. Jauhe on kuitenkin erittäin puhtaan valkoista. Talkki on pinnaltaan liukas, mikä johtunee etevästä asematason suuntaisesta lohkeavuudesta ja siihen liittyvästä liukutasosta.

Talkki on teollisuusmineraali. Sitä käytetään monin tavoin hyväksi. Talkki sopii paperiteollisuudessa paperimassan täyteaineeksi, valkaisuun sekä pinnoitteeksi, samoin se käy maalien täyteaineeksi. Lisäksi talkkia käytetään kosmetiikassa (mm. puuteri), räätälinliituina sekä kasvinsuojeluaineiden lentolevityksessä tasaisen leviämisen aikaansaamiseksi. Myös voiteluaineena talkkia voidaan käyttää.

Talkkia syntyy oliviinikivipahkujen muuttumisen yhteydessä. Oliiviinikivet muuttuvat serpentiiniksi ja edelleen talkiksi tai eräissä tapauksissa suoraan talkiksi. Talkkia syntyy myös dolomiittisen kalkkikiven metamorfoituessa ja ortopyrokseenin muuttuessa talkiksi.

Ortopyrokseenin muuttumistuloksena syntynyttä talkkia sanotaan **steatiitiksi**. Talkki on yleistä korkean paineen metamorfisissa kivissä, siniliuskeissa ja eklogiiteissa.

Talkkia on useissa paikoissa Kainuussa ja Pohjois-Karjalassa. Talkkia on louhittu Jormualta Kajaanin maalaiskunnasta, Korholanmäen esiintymästä Lahnaslammelta Sotkamosta sekä Polvijärveltä Pohjois-Karjalasta.

II 5. 7. 4. 6 Kaoliini $\text{Al}_2\text{Si}_2\text{O}_5(\text{OH})_4$

Kaoliini on itse asiassa erään saven nimitys, jota tavataan Kiinassa Kauling-nimisellä vuorella. Nimi tarkoittaa kiinankielessä korkeata harjannetta. Tämä esiintymä on tullut kuuluisaksi, sillä sen savesta on valmistettu hyvin korkealaatuisia posliiniesineitä.

Kaoliinisaven pääosan muodostaa **kaoliiniitti**-niminen verkkosilikaatti. Suomenkielisessä terminologiassa on kaoliini-nimitys vakiintunut tarkoittamaan sekä mineraalia kaoliiniitti että maalajia kaoliinisavi.

Kaoliini on multamainen, valkoinen tai punertava mineraali. Kostean sen haju muistuttaa esim. vastaluututun porraskäytävän hajua. Hajun voi saada esille henkäisemällä kaoliininäytteeseen ja tutkimalla sen jälkeen hajua.

Kaoliini on tärkeä teollisuusmineraali. Teollisuudessa sitä käytetään paperimassan täyteaineena parantamaan sen painolaatua ja tekemään siitä pehmeämpää ja valkoisempaa. Kaoliini on tärkeää keraamisessa teollisuudessa korkealaatuisen posliinin valmistuksessa. Suomessa on pienehköjä ja laadultaan epätasaisia kaoliiniesiintymiä mm. Puolangan Pihlajavaaralla, jota sodan aikana louhittiin, mutta joka ainakin toistaiseksi on osoittautunut käyttökelvottomaksi.

Kaoliinia syntyy maasälprien rapautuessa muussa kuin trooppisessa ilmastossa. Trooppisessa ilmastossa maasälprien rapautumisessa liukenee myös kaoliiniin jäljelle jäävä pii-happirunko ja syntyy **bauksiittia**. Jääkauden jälkeen on rapautuminen Suomessa ehtinyt vaikuttaa jo sen verran, että kallion pinnassa olevien maasälpärakeiden pinnoilla on ohut kaoliinikerros.

Kaoliini on savien päämineraali yhdessä kloriitin, illiitin ja smektiitin kanssa, jotka kaikki kuuluvat verkkosilikaattien ryhmään. Kaoliinisavia tuotetaan mm. Kiinassa, Keski-Euroopassa, Cornwallissa Englannissa ja Yhdysvalloissa.

II. 5. 7. 5. Hohkasilikaatit

Hohkasilikaatteihin kuuluvat maankuoren yleisimmät mineraalit, maasälvät. Maasälpäryhmän lisäksi tähän ryhmään kuuluvat harvinaiset lähinnä alkalikivissä esiintyvät **nefeliini** ja **leusiitti**, joita kutsutaan yhteisellä nimellä **maasälvänsijaisiksi** sekä **zeoliitit**, jotka ovat harvinaisia vesipitoisia hohkasilikaatteja ja vielä **skapoliitti**. Maasälvänsijaisia ja zeoliitteja ei käsitellä niiden harvinaisuuden vuoksi tässä esityksessä. Mainittakoon kuitenkin, että zeoliittien keinotekoisilla vastineilla on tärkeä merkitys monilla teollisilla aloilla mm. pesuaineissa ja kalsiumin poistamisessa vedestä eli veden "kovuuden" vähentämisessä.

Maasälpäryhmä

Maasälpäryhmään kuuluvat kvartsin ohella maankuoren yleisimmät mineraalit, **plagioklaasi** ja **kalimaasälpä**. Niillä molemmilla on eräitä yhteisiä ominaisuuksia, joista mainittakoon etevä lohkeavuus kahteen toisiaan vastaan vastaan kohtisuoraan suuntaan, kohtalainen kovuus (6) sekä silikaateille tavanomainen tiheys 2,6 - 2,8. Väritään maasälvät ovat yleensä vaaleita, harmaita tai punertavia.

Maasälvät ovat usein läpikuultavia ja niiden kiilto on lasimainen. Maasälvät ovat yleensä trikliinisiä lukuunottamatta joitakin monokliinisiä korkean lämpötilan muotoja. Kaikille maasälville on tyypillistä runsaana esiintyvä ja erittäin monimuotoinen kaksostus, ja niinpä useat kaksoslakien nimet ovat maasälvistä peräisin. Maasälvät ovat yleisiä niin magma-, sedimentti kuin metamorfisissakin kivissä.

II. 5. 7. 5. 1. Plagioklaasi $\text{NaAlSi}_3\text{O}_8$ - $\text{CaAl}_2\text{Si}_2\text{O}_8$

Plagioklaasi on **albiitin** ja **anortiitin** muodostama isomorfinen seossarja Seossarjan arveltiin aina 1960-luvulle saakka olevan aukoton. Mikroskooppisen tutkimuksen kannalta voidaan yhä vieläkin sanoa, että seossarja on aukoton sillä mikroskooppi ei pysty paljastamaan sitä, mikä 1960-luvulla käyttöön otetulla mikroanalysaattorilla ja läpivalaisuelektronimikroskoopilla on saatu selville, nimittäin että koostumusalueella $\text{An}_5\text{Ab}_{95}$ - $\text{An}_{20}\text{Ab}_{80}$ plagioklaasi ei muodosta homogeenisiä seosrakeita vaan että rakeet koostuvat erilaisista lamelleista, joissa anortiittipitoisuus vaihtelee. Mikroskooppissa tällainen rae näyttää vielä homogeeniselta, sillä lamellien leveys on vain muutamia tuhannesosamillimetrejä. Puhtaan albiitin ja anortiittia noin 25 % sisältävän plagioklaasin erottumista omiksi lamelleikseen edellä sanotulla tavalla sanotaan **peristeriittisekaantumattomuudeksi** (*peristerite unmixing*). Hienonhienoista lamelleista on seurauksena valon interferenssi-ilmiöistä johtuva värileikki valon heijastuessa lamellisen plagioklaasin lohkopinnoilta. Myös muilla koostumusväleillä on tavattu vastaavaa erikoostumuksisten lamellien sekaantumattomuutta. Labradorikoostumuksisella plagioklaasilla, joka sisältää anortiittikomponenttia 50 - 70 % on usein lohkopinnoilla samantapainen värileikki-ilmiö kuin peristeriitilläkin. Labradorimaasälvän yhteydessä puhutaan kuitenkin **labradorisoinnista** värileikin nimenä. Mineraali näyttäisi olevan osittain vihreää, osittain sinistä tai keltaista rakeen eri osissa. Värileikin vuoksi on Ylämaalta Kaakkois-Suomesta tavattua labradorisovaa maasälpää nimitetty **spektroliitiksi**.

Plagioklaasi kuuluu trikliiniseen kidejärjestelmään. Kidemuoto muistuttaa kuitenkin läheisesti monokliinista, 010 ja 001 pinnan välinen kulma poikkeaa ainoastaan noin 4 astetta suorasta kulmasta. Mineraalin nimi johtuu tästä suoraa kulmaa matkivasta (plagioivasta) lohkeavuudesta (kreik. *klasein* = lohjeta).

Kivilajeissa plagioklaasi on erittäin yleinen mineraali. On ainoastaan muutamia harvoja kivilajeja, joissa plagioklaasia ei ole. Magmakivissä plagioklaasin albiitti-anortiittimääräsuhde vaihtelee siten, että emäksisissä kivissä anortiitin osuus kasvaa piidioksidin määrän pienentyessä. Anortiittirikkaat plagioklaasit ovat niin ollen tyypillisiä emäksisille kiville ja albiittirikkaat happamille kiville, joskin poikkeuksiakin on. Osittain em. johtuu kivilajien koostumuksesta, mutta joissain tapauksissa myös plagioklaasin taipumuksesta muuttua albiittisemmaksi kiteytymisen edetessä lämpötilan laskiessa. Tästä on myös seurauksena, että yleisessä laavakivessä, andesiitissa plagioklaasi on koostumuksensa puolesta hyvin **vyöhykkeellistä**.

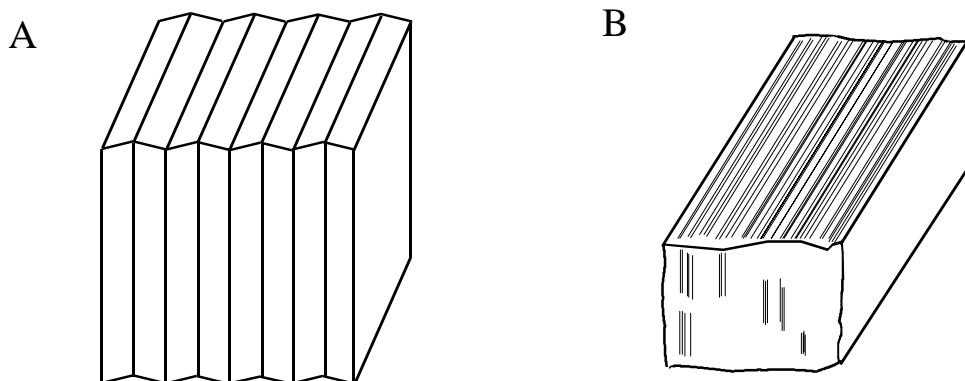
Metamorfisissa kivissä havaitaan samanlainen plagioklaasin koostumuksen vaihtelu, mutta niissä plagioklaasin koostumukseen vaikuttaa kiven uudelleenkiteytymislämpötila. Albiittia syntyy alhaisessa lämmössä (< 500 astetta), korkeammassa lämpötilassa plagioklaasi muuttuu anortiittirikkaammaksi reagoidessaan kivien muiden mineraalien kanssa. Puhdasta anortiittia tavataa marmoreista.

Plagioklaasi rapautuu suhteellisen helposti, joten se on kalimaasälpää harvinaisempi sedimenttikivissä.

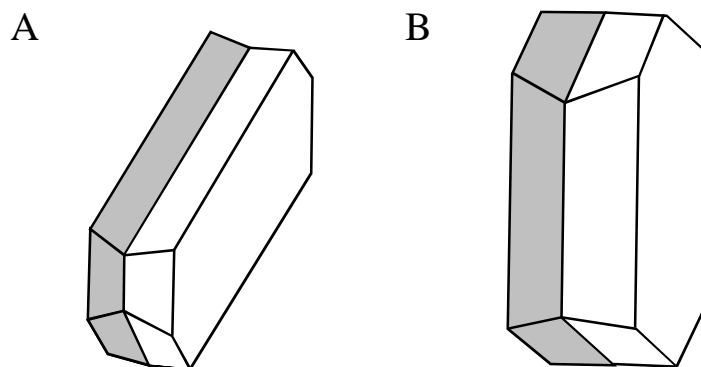
Plagioklaasi voidaan erottaa sitä muutoin suuresti muistuttavasta kalimaasälvästä plagioklaasissa esiintyvien **kaksosviirujen** perusteella. Plagioklaasi kaksostuu useiden eri kaksoslakien mukaisesti. Kaksoslaeista on kuitenkin tärkein **albiittilaki**, ja sen mukaiset kaksoset ovat yleisiä. Albiittilain mukaisessa kaksostuksessa (kuvat 81A ja B sekä 82) kaksoset ovat yleensä polysynteettisiä kaksostason ollessa 010. Lohkopinnalla 001 näkyvät

kaksoslamellien rajat kuvan 81B esittämällä tavalla. Mineraalinäytteessä nähdään 001-lohkopinnalla valon heijastuessa lohkopinnalta silmiin kapeita yhdensuuntaisia erittäin ohuita naarmuja. Nämä ovat kaksosviiruja. Huomattakoon, että myös muilla mineraaleilla esiintyy kaksosviirukkeisuutta; edellä on ollut puhetta kalsiitin kaksosviirukkeisuudesta. Jopa kalimaasälvällä on eräänlaisia kaksosviiruja lohkopinnoilla, mutta ne ovat yksittäisiä ja toistuvat pitkin etäisyyksin eivätkä ole tiheitä ja yhdensuuntaisia vakoja kuten plagioklaasilla.

Väritään plagioklaasi on yleensä vaaleanharmaata tai punetavaa. Anortiittirikkaat plagioklaasit ovat kuitenkin melkoisen tummia.



Kuva 81 . Plagioklaasin kaksosviirukkeisuus kaavamaisesti (A) ja todellisena makroskooppisesti tarkasteltuna (B). Yläpinta 001-lohkokopinta, kaksostaso 010 (albiittilaki).



Kuva 82. Plagioklaasikaksosia. A: Albiittikaksonen, kaksostasona 010, pintamuotoina (001), (010), $(10\bar{1})$ ja $(1\bar{1}0)$. B: Karlsbad-kaksonen, yhteenkasvettumistasona 010, pintamuotoina (001), (010), $(10\bar{1})$ ja (110).

II. 5. 7. 5. 2. Kalimaasälpä $KAlSi_3O_8$

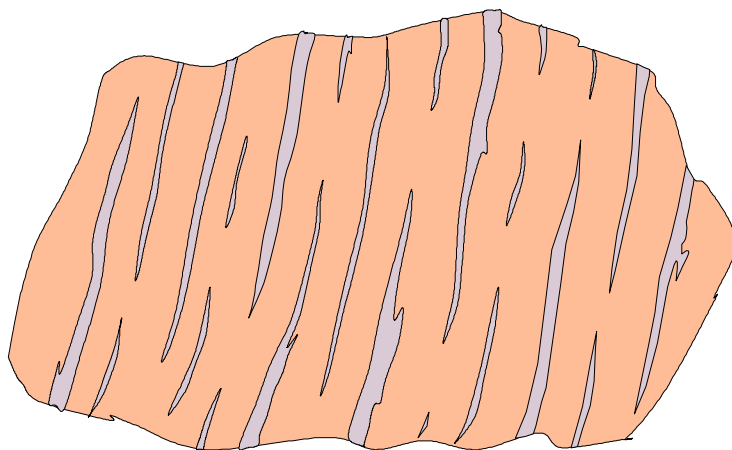
Kalimaasälpä kiteytyy korkeissa lämpötiloissa monokliinisena **ortoklaasina** ja alhaisessa lämpötilassa trikliinisenä **mikrokliinina**. Alunperin ortoklaasina syntyneessä kalimaasälvässä saattaa kiteytymisen jälkeen tapahtua hilan sisäisiä uudelleenjärjestymiä kiinteässä tilassa tapahtuvan diffuusion kautta ja täten alkuperäisestä ortoklaasista syntyy mikrokliiniä.

Kalimaasälvän ns. **trikliinisyyssaste** riippuu siitä, kuinka suuressa osassa hilaa uudelleenjärjestymisen on tapahtunut. Trikliinisyyssaste puhtaalla mikrokliinilla, joka on kiteytynyt suoraan mikrokliinina tai jossa hila on kiinteässä tilassa kokonaan uudelleenjärjestynyt, on trikliinisyyssaste 1 ja täysin järjestymättömässä ortoklaasissa 0. Luonnossa on runsaasti kalimaasälpiä, joiden trikliinisyyssaste on esim. 0,3 - 0,5.

Kalimaasälvällä on kaksi likimain kohtisuoraa etevää lohkosuuntaa. Kovuus on 6 ja väri harmaa tai punertava. Lohkopinnoilla on voimakas lasikiilto.

Kalimaasälvän erikoistuntomerkin muodostavat ns. **pertiittijuomut** (kuva 83). Ne ovat vaaleita, läpikuultavia ja loivasti mutkittelevia raitoja tai rihmoja, jotka näkyvät kalimaasälpärakeen sisältä. Lohkopinnoilla ne näkyvät niin, että 001-pinnalla ne ovat kohtisuorassa 010-lohkopintaa vastaan ja muodostavat 010-pinnalla 64 asteen kulman 001-lohkopinnan kanssa. Pertiittijuomut ovat ainekseltaan albiittia $\text{NaAlSi}_3\text{O}_8$. Albiittikomponentti on korkeassa lämpötilassa pystynyt muodostamaan homogeenisen isomorfisen seoksen kalimaasälvän KAlSi_3O_8 :n kanssa, ts. liennut siihen. Lämpötilan laskiessa albiittikomponentti on erkautunut eli **suotautunut** hilassa äskensanotuille paikoille sen vuoksi, että isomorfia alhaisissa lämpötiloissa on epätäydellistä. Tarkkaan ottaen kalimaasälpää on myös kolmatta lajia mikrokliinin ja ortoklaasin lisäksi. Vain lähinnä laavakivissä esiintyvä **sanidiini** on erittäin korkean lämpötilan muoto ollen kalimaasälvän ja albiitin täydellinen isomorfinen seossarja, minkä vuoksi siitä käytetään mieluummin nimitystä alkalimaasälpä.

Kalimaasälpä on happamien kivien mineraali. Sitä on graniiteissa, granodioriiteissa, hiekkakivissä, gneisseissä ja granuliiteissa. Kuten edellä kuvattiin, se mitä kalimaasälpärajia esiintyy, on kiteytymislämpötilasta riippuvaa. Niinpä mikrokliini on tavallista mm. graniiteissa, pegmatiiteissa, liuskeissa ja gneisseissä, ortoklaasi granuliiteissa ja sanidiini laavakivissä.



Kuva 83. Pertiittijuomuja kalimaasälvän 001-lohkopinnalla.

II. 5. 7. 5. 3. Skapoliitti $3\text{NaAlSi}_3\text{O}_8 \cdot \text{NaCl} - 3\text{CaAl}_2\text{Si}_2\text{O}_8 \cdot \text{CaCO}_3$

Skapoliitti on noin 5 kovuinen, heikosti lasikiiltainen mineraali, jossa on kaksi epäselvää lohkosuuntaa. Väri on ruskehtava tai punertava.

Skapoliitti on kemiallisessa mielessä plagioklaasin läheinen sukulainen. Sen koostumuksen voidaan katsoa olevan johdettavissa plagioklaasin albiitti- ja anortiittikomponentista lisäämällä edelliseen NaCl ja jälkimmäiseen CaCO_3 . Edellistä skapoliitin päätejäsentä kutsutaan **marialiitiksi** ja jälkimmäistä **meioniitiksi**.

Skapoliitti on tetragoninen mineraali. Sen kiteitä on tavattu mineraalin esiintyessä kalkkikiven reunoilla tai kalkkikiveä lävistävissä pegmatiittijuonissa. Skapoliittia tavataan lisäksi Pohjois-Suomessa porfyroblastena kiilleliuskeissa ja vulkaanisperäisissä liuskeissa sekä gabbroissa mm. Misin alueella Rovaniemen maalaiskunnassa. Skapoliitin katsotaan usein olevan plagioklaasista muuttumalla syntynyttä kuten koostumuksen perusteella saattaa helposti odottaakin. Myös esiintymistapa samoissa rakeissa plagioklaasin kanssa viittaa muuttumiseen plagioklaasista skapoliitiksi. Primäärinä, siis suoraan skapoliittina kiveen kiteytynyttä skapoliittia on myöskin olemassa. Skapoliittia tavataan myös granuliiteista.

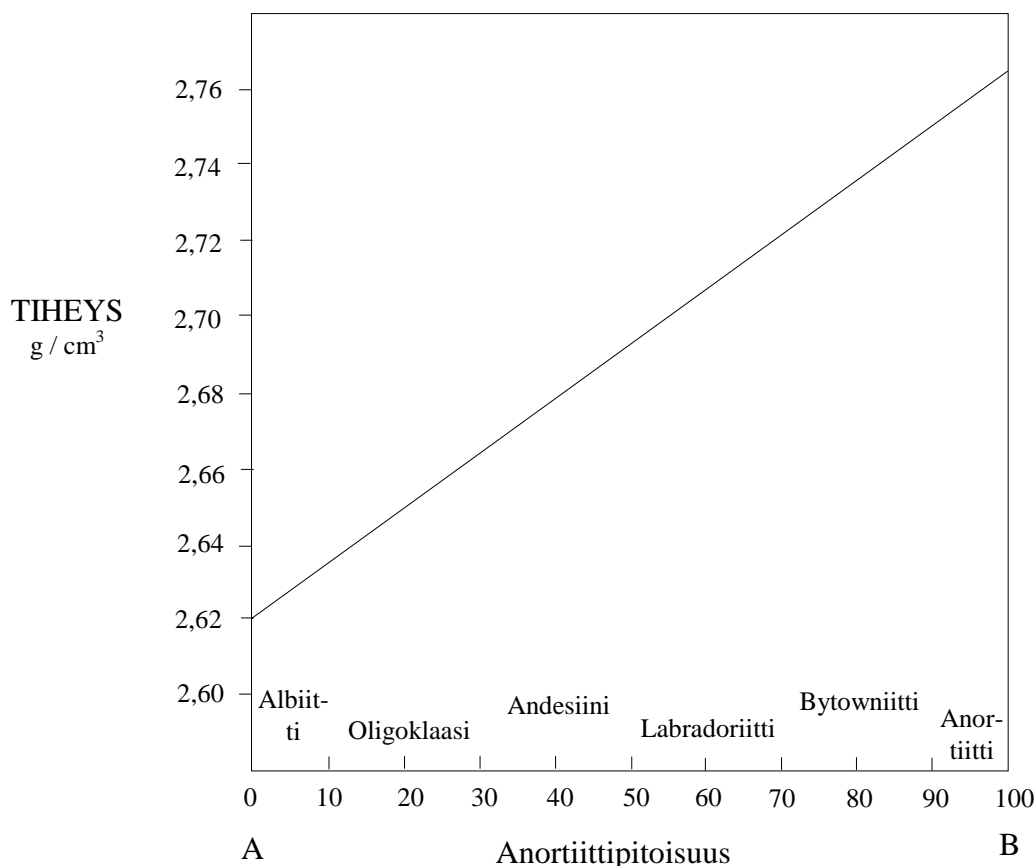
Koostumuksensa puolesta skapoliitti on mielenkiintoinen mineraali, sillä sen yksi ainesosa NaCl, on samalla mineraali vuorisuola. Niinpä onkin esitetty, että Pohjois-Suomessa runsaana esiintyvä skapoliitti olisi saanut tämän ainesosansa muinaisista suolakerrostumista, jotka olisivat muilta osin tuhoutuneet Suomen kallioperää muokanneessa vuorijononpoimutuksessa.

II. 6. MINERAALIEN OMINAISUUKSIEN ESITTÄMISEEN KÄYTETTÄVISTÄ DIAGRAMMEISTA

Kuten edellä on käynyt ilmi, ovat useimmat mineraalit isomorfisia seossarjoja. Niissä on usein kaksi päätejäsentä, joiden välisiä erilaisia seossuhteita luonnossa esiintyvät kyseisen mineraalin edustajat useimmiten ovat. Joskus saattaa seossarja olla monimutkaisempikin, päätejäseniä saattaa olla kolme tai vieläkin useampia.

Mineraalien ominaisuudet vaihtelevat koostumuksen vaihdella isomorfisissa seossarjoissa. Ominaisuuksien vaihtelun esittämiseksi on mineralogiassa otettu käyttöön erilaisia diagrammeja, joita ei muissa yhteyksissä useinkaan tapaa ja jotka siitä syystä vaativat hieman lähempää tarkastelua.

Yksinkertaisin diagrammaattinen esitystapa mineralogiassa on esittää kahden päätejäsenen muodostaman isomorfisen sarjan ominaisuuksien vaihteluita kuvassa 84 esitetyllä tavalla. Vaaka-akselilla edustavat siis pisteet A ja B sellaisia koostumuksia, joissa on 100 prosenttia A-komponenttia pisteessä A ja 100 prosenttia komponenttia B pisteessä B. Komponentin A määrä vähenee A-pisteestä poispäin mentäessä. Väli A-B voidaan jakaa tasavälein esim. kymmeneen osaan, jolloin jakopisteet edustavat prosenttikoostumuksia A:sta poispäin lueteltuina $A_{90}B_{10}$, $A_{80}B_{20}$, $A_{70}B_{30}$ jne. Voidaan käyttää myös lyhyempää merkintätapaa A_{90} , A_{80} , A_{70} , jne. Pystyakselilla voidaan esittää kulloinkin tarkastelun alaisena olevan muuttujan (= ominaisuuden) vaihteluita koostumuksen vaihdella. On myös mahdollista tarkastella samanaikaisesti useampia ominaisuuksia laatimalla kullekin oma mittakaavansa pystyakselilla ja käyttämällä eri merkkejä havaintopisteiden merkitsemisessä.

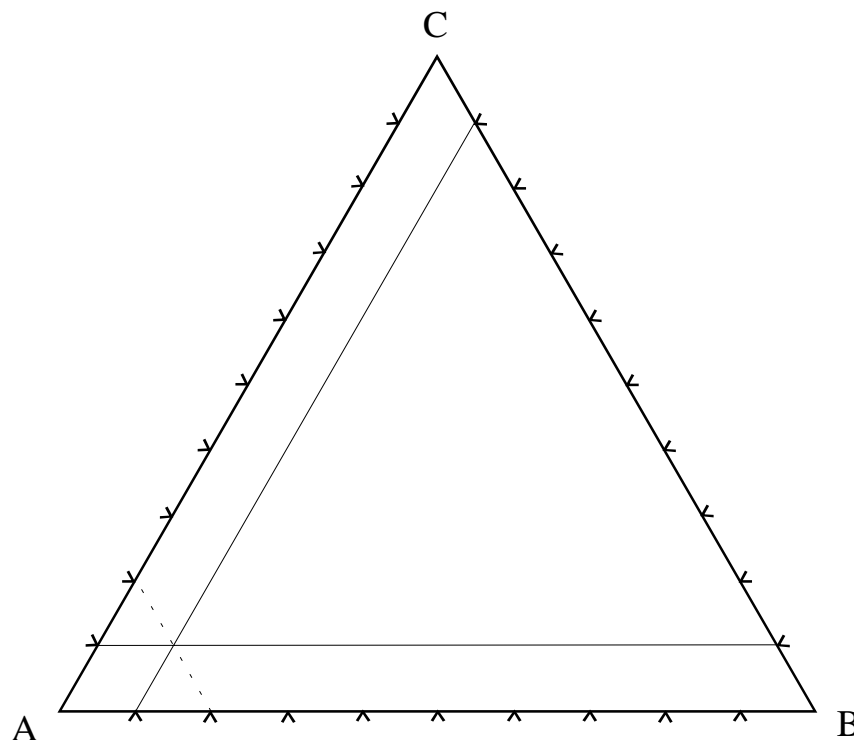


Kuva 84. Kahden päätejäsenen A ja B välisen isomorfisen seossarjan jäsenten ominaisuuksien vaihtelun esittäminen diagrammaattisesti. Esimerkkinä tiheysvaihtelu albiitin ($\text{NaAlSi}_3\text{O}_3$) ja anortiitin ($\text{CaAl}_2\text{Si}_2\text{O}_8$) muodostamassa seossarjassa. Plagioklaasisarjan nimistö on myös esitetty kuvassa.

Kolmiodiagrammi lienee useimmille mineralogialle tai geologialle aikaisemmin opiskelemattomille entuudestaan outo. Kolmiodiagrammia käytetään geologiassa kolmeksi komponentiksi pelkistettyjen petrologisten ja fysikokemiallisten systeemien faasitasapainojen tarkasteluun sekä mineralogiassa kolmeksi komponentiksi pelkistetyksi tai kolmen komponentin muodostaman isomorfisen seossarjan ominaisuuksien tarkasteluun. Useiden mineraalien ominaisuuksien tarkasteluun eivät siis kahden komponentin graafiset esitykset riitä. Kolmena komponenttinakin eräiden systeemien esittäminen on jo useinkin liian pitkälle vietyä pelkistystä. Kolmiodiagrammi on kuitenkin monimutkaisin esitys mikä voidaan tasoesityksenä tehdä. Neljän komponentin esitykseen, jota mineralogiassa ei juuri näe, mennään usein petrologisissa systeemeissä. Tällöin käytetään tetraedriesitystä.

Kolmiodiagrammissa (kuva 85) voidaan kolmena komponenttina lausuttavan seoksen koostumus ilmaista pisteellä. Koostumusta tai seossuhdetta vastaavan pisteen paikoilleen sijoittaminen tapahtuu seuraavien periaatteiden nojalla. Kukin kärkipiste edustaa siihen merkittävää komponenttia 100 sisältävää koostumusta eli puhdasta päätejäsentä. Kärjestä vastakkaisista sivua kohti mentäessä pienenee kärjen edustaman komponentin määrä siten, että se on sama kullakin kärjestä yhtä kaukana olevalla vastakkaisen sivun suuntaisella suoralla. Täten esim. 80 % komponenttia A sisältävät koostumuspisteet sijaitsevat suoralla, joka leikkaa molempia A:n viereisiä sivuja A:sta päin luettuna suhteessa 2:8.

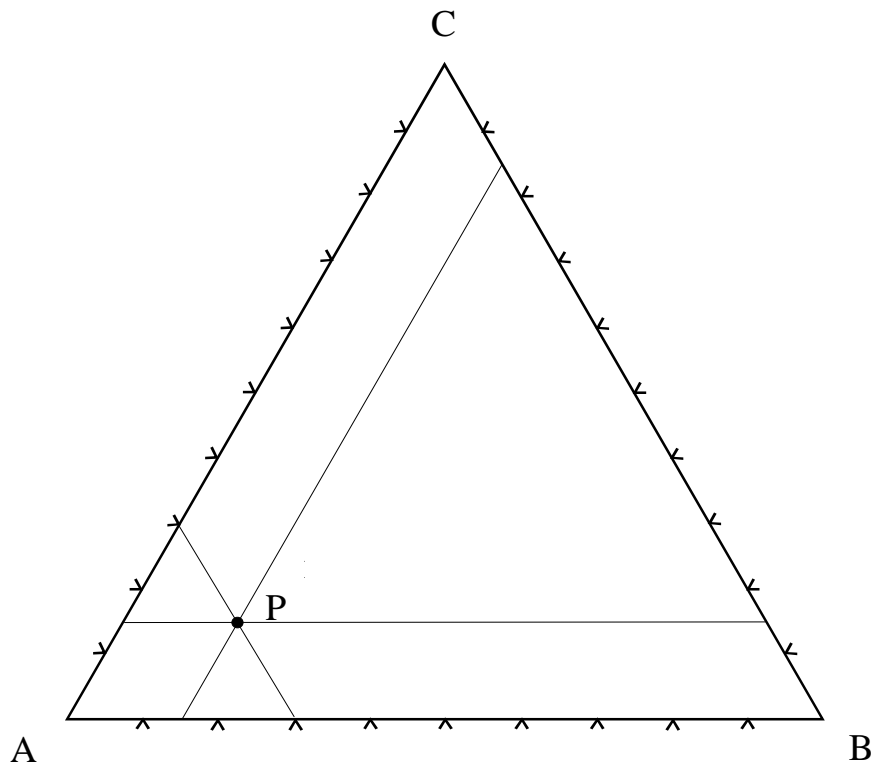
Oletetaan, että erästä isomorfista seossarjan jäsentä edustava koostumus olisi sellainen, että se sisältäisi A:ta 80, B:tä 10 ja C:tä 10 %. Komponenttia B 10 % sisältävät koostumukset sijaitsevat sellaisella sivun AC-suuntaisella suoralla, joka leikkaa sivut BC ja BA kummatkin suhteessa 9:1 B:stä päin luettuna. Vastaavasti komponenttia C 10 % sisältävät koostumukset sijaitsevat sivuja AC ja BC C:stä päin laskettuna suhteessa 9:1 leikkaavalla suoralla. Tämä suora leikkaa B-komponentin 10 % tarkoittavan suoran. Leikkauspiste edustaa nyt automaattisesti A:n määrää 80 % (katkoviiva).



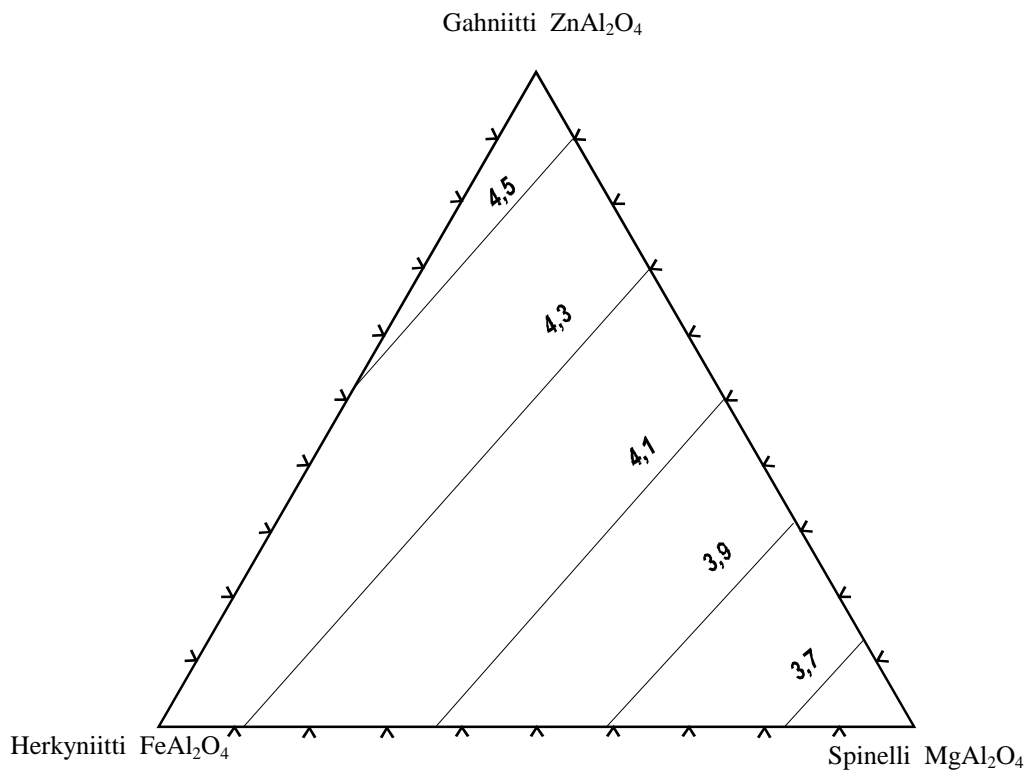
Kuva 85 . Kolmiodiagrammi, johon on konstruoitu koostumusta $A_{80}B_{10}C_{10}$ vastaava piste. Katso tekstiä.

Käänteisesti voidaan kolmiodiagrammista lukea jonkin pisteen edustaman seossuhteen sisältämät A, B ja C-komponenttien määrät (kuva 86).

Tämä käänteinen toimenpide selviää seuraavasta esimerkistä. Olkoon piste P, jonka edustaman koostumuksen seossuhde A/B/C olisi saatava selville. Komponentin A määrän selvittämiseksi konstruoidaan sivun BC-suuntainen suora pisteen P kautta. Suora leikkaa kylkiä AC ja AB kuvion mukaan A:sta päin luettuna suhteessa 3:7. Tämä merkitsee, että komponenttia A on seoksessa 70 %. Vastaavasti voidaan B komponentin määrä selvittää konstruomalla kyljen AC-suuntainen suora pisteen P kautta. Tämä suora leikkaa kyljet BA ja BC molemmat suhteessa 15:85 luettuna kyljestä AC lähtien. Tämä merkitsee, että komponenttia B on 15 %. Koska komponenttien summan täytyy olla 100 %, täytyy komponenttia C olla jäljelle jääneet 15 %. Kuten kuviosta selviää, piirtämällä kyljen BA suuntainen suora pisteen P kautta ja lukemalla leikkaussuhteet kyljiltä CA ja CB saadaan C:n määräksi todellakin 15 %, sillä leikkaussuhde on 15:85 luettuna kyljestä AB lähtien.



Kuva 86. Koostumuksen lukeminen kolmiodiagrammista. Kts. teksti.



Kuva 87 . Kolmiodiagrammi tiheyden (g/cm^3) vaihtelusta spinellisarjan spinellin, herkyniitin ja gahniitin muodostamassa systeemissä.

II. 7. GEOLOGIASSA KÄYTÖSSÄ OLEVISTA KEMIALLISEN ANALYYSIN ESITYS- JA KÄSITTELYTAVOISTA

Kivien ja mineraalien kemiallisen koostumuksen tunteminen on geologille hyvin tärkeää. Geologiassa käytetäänkin varsin runsaasti sekä kivien että mineraalien tutkimuksessa eri tavoin saatavaa kemiallista analyysitietoa. Analyysit tehtiin ennen puhtaasti ns. **märkäkemiallisilla** menetelmillä, mutta nykyaikana käytetään usein ns. **instrumentaalianalyttisiä** keinoja. Geologi ei itse useinkaan tiedä, kuinka **silikaattianalyysiksi** nimitetty kivi- tai mineraalianalyysi tehdään, eikä sitä yksityiskohtia myöten ole tarpeen tietääkään. Geologin tulee kuitenkin ehdottomasti tietää, kuinka hän analyysituloksiaan käsittelee ja käyttää niitä edelleen hyväkseen niin mineralogisten kuin petrologisten ongelmien selvittämiseen.

Geologian piirissä on vakiintunut tapa esittää kemialliset analyysitulokset ns. **oksidiprosenttimuodossa**. Eri alkuaineiden pitoisuudet hivenaineita lukuunottamatta esitetään yleensä alkuaineen jonkin oksidin muodossa, esim. pii (Si) piidioksidin muodossa (SiO_2) jne. Tämä epähavainnollinen käytäntö on niin vakiintunut, että on luultavasti vaikeampaa ruveta sitä muuttamaan kuin opiskella tämän järjestelmän erikoisuudet ja tutustua sen tarjoamiin etuihin. Etuina voidaan pitää mm. sitä, että alkuainemuodossa esitetyssä silikaattianalyysissä olisi yleensä karkeasti ottaen noin puolet happea; piitä ja alumiinia olisi noin 5 - 40 % ja loppuja vain varsin pieniä määriä. Jakamalla kiven happi eri alkuaineiden kesken saadaan pienet prosenttiluvut kasvamaan, jolloin ne ovat ehkä paremmin vertailtavissa keskenään kuin jos ne olisivat desimaalilukuja nollan ja ykkösen väliltä.

Toinen tärkeä syy silikaattianalyysin esittämiseksi oksidiprosenttimuodossa eli ns. **oksidiprosenttisuuksina** on se, että happea ei yleensä kivistä analysoida, vaan sen määräksi kivessä tulee se prosenttiluku, mikä saadaan sadasta vähentämällä, kun muut aineet on ensin analysoitu.

Fysikokemiallisesti ja termodynamiikan kannalta kiviluonien ja muiden geologisten systeemien tarkastelua vaikeuttaa kemiallisten komponenttien suuri määrä. Pääkomponentteja on yleensä 12-14. Tarkastelemalla kunkin alkuaineen asemesta sen oksidia voidaan komponenttien määrä saada pienemmäksi yhdellä kun happea ei tarvitse esittää omana komponenttinaan. Myös tästä syystä on siis käytännöllistä, että kiven kemiallinen koostumus on lausuttu samoina yksikköinä, joita tullaan tarvitsemaan systeemin fysikokemiallisessa tarkastelussa. Vielä syynä siihen, että analyysitulokset esitetään oksidiprosenttimuodossa, voidaan pitää sitä, että näin on menetelty jo kauan ja analyysijä on aina totuttu visuaalisesti vertailemaan ja tarkastelemaan oksidimuodossa. Siirtyminen muuhun tapaan loisi ainakin aluksi totutteluvaikeuksia.

Alkuainemuodossa oleva kemiallisen analyysin tulos voidaan aina pukea oksidiprosenttimuotoon. Muuttaminen perustuu siihen oletukseen, että metallit kivissä ovat sitoutuneet happeen. Näinhän asian laita useimmiten onkin, jos ajatellaan kemiallisia sidoksia, esim. silikaattisissa mineraaleissa, karbonaateissa jne. Sulfidiryhmän mineraaleissa metallit eivät ole happeen sitoutuneita, ja niiden analyysijä nyt esitettävällä tavalla käsiteltäessä törmätään vaikeuksiin, joista tulee puhetta hieman myöhemmin.

Yleisesti ottaen voidaan kuitenkin aluksi olettaa, että metallit ovat happeen liittyneitä analysoidussa kivessä. Tällöin voidaan jakaa alkuainemuodossa olevan analyysin ilmoittama määrä happea muiden alkuaineiden osalle siten, että kustakin aineesta muodostetaan sen oksidi. Happea ajatellaan olevan vapaasti saatavilla ja muodostettavan oksidin määrän ratkaisee niin ollen käytettävissä olevan metallin määrä. Alkuaineen ja sen oksidin atomipainojen suhde määrää kuinka paljon oksidia muodostuu, ts. kuinka paljon sitä voidaan ajatella kivessä olevan. Esimerkiksi jos piitä (Si) on kivessä ollut 12 % on sen oksidia

$$\text{SiO}_2 = 60/28 \times 12 \%,$$

eli siis

(oksidin molekyyliainepaino) / (alkuaineen atomipaino) x (alkuaineen prosenttimäärä).

Menettelemällä samalla tavoin kaikkien kyseeseen tulevien aineiden osalta ja muuntamalla ne alkuainemuodosta oksidimuotoon saadaan happi käytetyksi niin, että oksidiprosenttien summa osoittaa likimain sataa kuten se teki alkuainemuodossa olevan analyysinkin osalta. Se, että summaksi saadaan ainoastaan likimain sata eikä tarkalleen sata, johtuu määrittämisvirheistä, joita on tehty aineiden pitoisuuksia määritettäessä tai sitten kaikkia komponentteja ei ole analysoitu.

Jos kivessä on runsaasti esim. rikkiä tai fluoria, saadaan äsken sanotulla tavalla analyysiä käsiteltäessä huomattavasti sadasta poikkeava summa. Summaa on korjattava vähentämällä siitä se määrä happea, mikä itse asiassa käytettiin liikaa kun kaikki aineet (esim. rauta) oletettiin happeen sitoutuneeksi, vaikka rauta itse asiassa oli ainakin osittain rikkiin sitoutunutta.

Edellä sanotun perusteella voidaan siis laskea valmiiksi kertoimet kullekin aineelle niiden prosenttimäärien muuttamiseksi alkuainemuodosta oksidimuotoon ja päinvastoin. Taulukossa 20 on esitetty nämä kertoimet sekä esimerkki analyysin muuntamisesta alkuainemuodosta oksidimuotoon.

Taulukko 20 . Silikaattianalyysin muuntaminen alkuainemuodosta oksidiprosenttimuotoon. Esimerkkinä gneissimäinen graniitti, Uusipää, Sodankylä.

ALKUAINE	PAINO-%	KERROIN ALKUAINE⇒ OKSIDI	KERROIN OKSIDI ⇒ ALKUAINE	OKSIDI	PAINO-%
Si	34.95	2.14	0.47	SiO ₂	74.36
Ti	0.21	1.67	0.60	TiO ₂	0.35
Al	6.25	1.89	0.53	Al ₂ O ₃	11.79
Fe	1.13	1.43	0.70	Fe ₂ O ₃	1.61
Fe	1.71	1.29	0.78	FeO	2.19
Mn	0.06	1.29	0.77	MnO	0.08
Mg	0.00	1.66	0.60	MgO	0.00
Ca	0.95	1.39	0.71	CaO	1.34
Na	2.89	1.35	0.74	Na ₂ O	3.90
K	3.06	1.20	0.83	K ₂ O	3.69
P	0.06	2.29	0.44	P ₂ O ₅	0.15
H	0.03	8.92	0.11	H ₂ O +	0.29
H	0.02	8.92	0.11	H ₂ O -	0.19
Summa					99.94

II. 7. 1. Mineraalin kaavan laskeminen

Mineraalin kaavaa kemiallisen analyysin nojalla laskettaessa joudutaan keskimäärin hieman monimutkaisemman tilanteen eteen kuin laskettaessa esim. kemiassa totuttuun tapaan kemiallisen yhdisteen kaavaa. Mineraalien kaavan laskemisen yhteydessä tuottaa vaikeuksia diadokia. Analyysiä käsiteltäessä ei yleensä tiedetä missä määrin aineet, jotka voivat diadookkisesti korvata useampaan eri rakenteelliseen paikkaan kuuluvia alkuaineita, ovat niitä korvanneet. Tällainen on ennen muuta alumiini, joka voi yhtäällä korvata piitä piihappitetraedreissa ja toisaalla ferrirautaa kationien paikoilla piihappitetraedrien väleissä. Tämän pulman voittamiseksi täytyy yleensä tehdä jokin olettaus alumiinin jakaantumisesta.

Voidaan esimerkiksi olettaa, että yksi neljäsosa alumiinista on piihappitetraedreissa ja loput kationien paikoilla tetraedrien väleissä.

On vaikeaa myöskin aina arvioida mitkä kaksiarvoisista metalleista voidaan ryhmitellä yhteen, ts. kuvitella sijoittuneiksi samoihin rakenteellisiin paikkoihin hilassa ja siitä seuraten samaan yksikköön kemiallisessa kaavassa.

Mineraalin kemiallinen kaava voidaan kuitenkin helposti laskea silloin kun mineraali on yksinkertainen ja analyysi on alkuainemuodossa. Kaava saadaan jakamalla kunkin aineen painoprosenttiarvo sen atomipainolla. Esimerkki tästä on taulukossa 21, missä on esitetty kuinka erään sulfidimineraalin analyysistä saadaan lasketuksi sen kaava. Jakamalla painoprosenttiarvot atomipainoilla saadaan ns. molekyyli-suhteet. Molekyyli-suhteiden havaitaan esimerkissä suhtautuvan likimain 1:2. Se merkitsee, että analysoidussa aineessa on rikkiä kaksi kertaa niin paljon kuin rautaa, joten sen kaava on FeS_2 ja kyseinen mineraali näinollen meille tuttua rikkikiisua.

Taulukko 21. Esimerkki mineraalin kaavan laskemisesta alkuainemuodossa olevasta kemiallisesta analyysistä.

	paino-%	atomipaino	molekyyli-suhte
Fe	46.55	55.85	0.833
S	53.05	32.07	1.654

$$0.833/1.654 \approx \frac{1}{2} = \text{Fe/S} \Rightarrow \text{Kaava on FeS}_2$$

Kääntäen voidaan kaavasta laskea aineiden painoprosenttimäärät mineraalissa. Tämä saadaan kaavasta:

$$\text{Paino \%} = 100 * (\text{Alkuaineen atomipaino}) / (\text{Yhdisteen molekyyli-paino})$$

$$\text{Esim. FeS}_2\text{:ssa on rautaa siis } 100 * 55,85/120 = 46,54 \%$$

Oksidiprosentteina ilmaistusta kemiallisesta analyysistä voidaan mineraalin kaava helpommissa tapauksissa, joissa rakenteellisia ryhmittelyvaikeuksia ei ole, laskea seuraavasti. Analyysin perusteella pyritään aluksi saamaan kaava ns. dualistisessa muodossa, jota itse asiassa vielä käytetäänkin runsaasti mm. saksankielisessä geologisessa kirjallisuudessa. Dualistinen kaava on rakenteellisen kaavan vastakohta. Dualistinen kaava ilmoittaa ainoastaan alkuaineiden oksidien muodossa niiden molekyyli-suhteet, mutta ei sitä missä alkuaineet rakenteellisesti sijaitsevat mineraalin hilassa. Dualistinen kaava on esimerkiksi $\text{MgO}\cdot\text{FeO}\cdot\text{SiO}_2$, joka ilmoittaa, että kyseisiä alkuaineita oksideina ilmaistuna on yhdisteessä tai mineraalissa molekyyli-suhteessa 1:1:1. Sama dualistinen kaava rakenteelliseksi muutettuna olisi MgFeSiO_4 , mikä merkitsee, että mineraali on oletettu tai tunnettu jalosilikaatiksi ja arveltu piin ja hapen muodostavan piihappitetraedreja.

Esimerkki yllämainitusta on taulukossa 22. Molekyyli-suhteesta nähdään, että rautaa ja magnesiumia on yhteensä noin kaksi kertaa enemmän kuin SiO_2 :ta, ja rautaa likimain yhtä paljon kuin magnesiumia ja mangaania yhteensä. Tästä voidaan saada kaava aluksi muotoon $(\text{Mg},\text{Mn})\text{FeSiO}_4$ tai dualistisessa muodossa $(\text{Mg},\text{Mn})\text{O}\cdot\text{FeO}\cdot\text{SiO}_2$. Mutta koska magnesiumin tiedetään olevan diadokkinen ferroraudan ja mangaanin kanssa, voidaan myös rauta sijoittaa sulkulausekkeeseen erityisesti koska kuten esimerkistä nähtiin, rautaa ei ole tarkalleen yhtä paljon kuin magnesiumia ja mangaania yhteensä. Tämän epätarkkuuden syy on varmasti raudan, mangaanin ja magnesiumin diadokia. Edellä sanotun perusteella saadaan kaava lopulta muotoon $(\text{Mg},\text{Mn},\text{Fe})\text{SiO}_4$.

Taulokko 22. Esimerkki silikaattimineraalin kaavan laskemisesta. Katso tekstiä.

	Paino-%	Molekyylipaino	Molekyyliuhde	Molekyyliuhde x 0,567
SiO ₂	34,04	60	0,567	1,000
FeO	41,00	72	0,569	1,003
MnO	0,68	71	0,009	0,016
MgO	20,52	40,3	0,509	0,898
Yhteensä	96,24			

Magnesiumia, rautaa ja mangaania ei esimerkissä ole kovinkaan tarkasti kaksi kertaa enemmän kuin SiO₂:ta. Tämä johtuu siitä, että analyysin kokonaissumma on vain 96,24. Se puolestaan merkitsee, että todennäköisesti joku tai joitain em. metallikationien kanssa diadookkisia ioneja on jäänyt analysoimatta. Lähinnä tulevat kysymykseen kalsium, nikkeli ja sinkki.

II. 8. MINERALOGIAN LYHYT HISTORIIKKI

Kiinnostus kiviin ja mineraaleihin on ollut ominaista ihmiselle jo esihistoriallisista ajoista alkaen. Ulkonäöltään erikoiset, värikkäät tai esimerkiksi pyöreäksi ja sileäksi hioutuneet kivet herättivät jo varhain ihmisen mielenkiinnon. Kivien kauneuden ja erikoisuuden lisäksi huomattiin pian myös, että eräät kivet olivat työkalujen valmistukseen tai johonkin muuhun käyttötarkoitukseen sopivampia kuin muut ja tällaisia kiviä ruvettiin pian tietoisesti etsimään lisää. Etsimisen yhteydessä annettiin kivelle jokin, useinkin kuvaava nimi, jonka avulla voitiin tiedustella toisilta, olivatko nämä tätä haluttua kiveä nähneet. Todennäköisesti tähän tapaan syntyneitä mineraalinimiä ovat talkki sekä jade, joista jälkimmäinen ei nykyaikaisessa mielessä tarkoita yhtä mineraalia, vaan on paremminkin ryhmänimi eräille vihreille, säliöisille tai kuituisille mineraaleille. Vanhimmat kivityökalut ovat löytyneet Etiopiasta ja lienevät peräisin n. 3 miljoonan vuoden takaa.

Esihistoriallisena aikana osattiin jo käyttää useita mineraaleja erilaisiin käyttötarkoituksiin. Niinpä luolamaalaukset on tehty hienoksi jauhetulla hematiitti- tai pyrolusiittijauheella (pyrolusiitti = mangaanioksidi, MnO₂).

Korukiviksi ja työkalujen raaka-aineeksi sopivat kivet ja mineraalit olivat samalla myös vilkkaan kaupankäynnin kohteita, ja sen mukana kivistä ja mineraaleista käytetyt nimet levisivät lähes kaikkialle tunnettuun maailmaan samassa muodossa. Tähän perustune se, että useiden kivien ja mineraalien nimet ovat lähes samoja kaikissa kielissä.

Varhaisimmin käytettyjä kiviä ja mineraaleja oli mm. limsiö, jota käytettiin sen kovuuden, sitkeyden ja työstettävyyden vuoksi veitsien, keihäänkärkien ja kirveiden teriin. Samantapaisiin tarkoituksiin käytettiin myös kovaa kemiallisesti saostunutta tai biologista alkuperää olevaa hienorakeista kvartsia (= *chert*), kvartsiitti-nimistä metamorfista kivilajia sekä hapanta lasimaista laavakiveä eli **obsidiaania**. Savea opittiin käyttämään hyvin varhain ruukkujen ja tiilien valmistukseen. Tämä tapahtui noin 30 000 vuotta sitten. Yksinkertainen savitiilien tekotapa on edelleenkin käytössä useissa paikoissa maapallolla. Pehmeitä kiviä kuten vuolukiveä ja kalkkikiveä käytettiin myös ruukkujen valmistukseen.

Paleoliittisellä ajalla ihminen käytti hyväkseen jo ainakin seuraavia kiviä ja mineraaleja: kalsedoni, kvartsi, vuorikristalli, serpentiini, obsidiaani, rikkikiisu, jaspis, kalsiitti, steatiitti, meripihka, jadeiitti, ametisti ja fluorisälpä. Neoliittisen ajan loppuun mennessä ihmisen tuntumien ja hyväkseen käyttämien mineraalien määrän on arvioitu olleen ainakin 40. Neoliittisellä ajalla opittiin tuntemaan mm. kulta ja kupari. Metalleja on aivan ilmeisesti

aluksi löydetty niiden esiintyessä pelkkinä alkuaineina lähinnä jokisorassa. Kullan erottamiseksi sorasta osattiin jo varhain käyttää hyväksi sen suurta tiheyttä ja huuhtoa virtaavan veden avulla ränneissä kevyempi arvoton aines erilleen arvokkaasta kullasta.

Kulta ja kupari olivatkin ensimmäisiä metallisia mineraaleja, joita osattiin käyttää esineiden valmistamiseen, mikä johtuu suurelta osin niiden taottavuudesta. Ensimmäiset metallia (kuparia) sulattamalla valmistetut esineet ovat peräisin noin ajalta 3800 eaa. nykyisen Iranin alueelta. Pian tämän jälkeen lähi-idässä opittiin yksinkertaisen kupari-arsenipronssin valmistus ja noin 3000 eaa. oli parempilaatuinen kuparia ja kassiteriittiä (SnO_2) yhdessä sulattamalla saatava kupari-tinapronssi jo Mesopotamiassa yleisessä käytössä. Hieman myöhemmin pronssin valmistus opittiin mm. Intiassa, Kreetalla (n. 2500 eaa.) ja Kiinassa (n. 1600 eaa.). Rautaoksidien sulattaminen raudaksi merkitsi rautakauden alkua n. 1400 eaa. Ensimmäiset raudanvalmistustekniikat esimerkiksi Kreikassa tosin tuottivat sulan sijasta paremminkin kiinteätä kuumaa massaa, joka oli takomalla muokattava esineiksi kuten soturien kilviksi.

Egyptin suuruuden aikana korukivien ja kultaesineiden käyttö oli yleistä. Egyptiläiset koristivat itsensä mielellään koruilla ja myöskin vainajat lähetettiin tuonpuoleiselle matkalleen koruilla varustettuna. Erityisesti Teebessä kukoisti laaja koruteollisuus ja taitavat korukivien hiojat valmistivat koruja **lapis lazulista** (= sodaliittipitoinen sininen kivi), ametistista, **malakiitista** (= kuparikarbonaatti, $\text{Cu}_2\text{CO}_3(\text{OH})_2$), jaspiksesta (= tiivistä punaista tai keltaista kvartssia), **turkoosista** (= eräs fosfaatti), agaatista (= raitaista, tiivistä ja värillistä kvartssia), beryllistä, kalsedonista ja granaatista. Kaikkia näitä kiviä saatiin lapis lazulia lukuunottamatta Egyptistä. Lapis lazulia egyptiläisten arvellaan hankkineen Afganistanista, jossa sitä tiedetään esiintyvän.

Korujen tullessa yhä suosituimmiksi ja yhä useampien hankkiessa niitä itselleen alkoivat korujen raaka-aineeksi sopivat kivet käydä harvinaisiksi ja vaikeammin löydettäviksi. Niinpä faaraoiden oli noin vuoden 2000 eaa. paikkeilla alettava lähettää retkikuntia Siinaille ja Punaisen meren rannikolle etsimään korukiviä. Noilta ajoilta katsotaan geologisen tutkimuksen ja siihen liittyvän malminetsinnän juontavan juurensa. Erästä varhaisimmista retkikunnista johti kapteeni Haroeris, jota voidaan siten pitää ensimmäisenä malminetsijänä. Mainittakoon, että Haroeriksen tutkimusretkikunta oli tuloksekas ja retken tuloksena löydettiin Siinailta runsaasti turkoosia.

Kreikassa louhittiin kultaa ja hopeaa Kassandran kaivoksesta noin vuodesta 2500 eaa. alkaen. Kulta ja hopea osattiin erottaa hakemalla malmijuonien leikkauskohdista sellaisia paikkoja, joissa metallit olivat kiteytyneet selvästi erillisiksi rakeiksi. Malmijuonia katkoviin siirrosten vaikutus osattiin ottaa huomioon ja malmijuonten jatkeita siirrospinnan takaa osattiin hakea sivulle, ylöspäin tai alaspäin siirtyneeltä kohdalta.

Kiinnostus kaivostyöhön ja mineraaleihin ei Kreikan kulttuurissa ollut kuitenkaan kovin suuri ja kreikkalaisten saavutukset monilla muilla kulttuurin aloilla ovat verrattomasti korkeammat kuin geologian tai siihen liittyvän muun tieteen piirissä. Kreikkalaiset olivat kiinnostuneempia enemmän kuvitteellisista kuin konkreettisista asioista ja niinpä filosofia ja mm. metalliteollisuus pysyivät siellä pitkään toisistaan erillisinä. Kuitenkin Aristoteleen oppilas Theofrastos (372 - 287 ekr.) esitti **Kivikirjassaan** keräämänsä tiedot siihen aikaan tunnetuista kivistä ja mineraaleista sekä niihin siihen aikaan sovelletun luokittelun. Theofrastoksen Kivikirjaa voidaan siten pitää ensimmäisenä mineralogian oppikirjana. Theofrastos luokitteli maaperän ja kallioperän ainekset metalleihin (kulta, hopea, kupari), kiviin (muut mineraalit ja kaikki kivilajit) sekä maalajeihin. Näissä ryhmissä hän erotti ja kuvasi yhteensä noin 30 eri lajia.

Rooman valtakunnan historian ajoilta on mainittava Plinius vanhempi (23 -79 jkr.), joka kokosi sen aikaiset tiedot kivistä ja mineraaleista laajaan kokoomateokseensa **Historia Naturalis**. Sen 37 osasta kolme viimeistä käsitteli mineraaleja, jalokiviä ja niiden käsittelyä. Liekö maaäiti vihastunut salojensa julkistamisesta, sillä Plinius sai surmansa tulivuori Vesuviuksen purkautuessa vuonna 79 jkr.

Kuten niin monilla kulttuurin osa-alueilla, saadaan seuraavaa edistysaskelta myös geologian ja mineralogian osalta hakea Kreikan ja Rooman kukoistuskauden jälkeen aina noin 1500 vuotta nuoremmalta ajalta. Saksassa oli Saksin Erzgebirgen alueella ja osittain myös muualla kehittynyt vilkas vuorityö jo keskiajalla. Georgius Agricola, jonka alkuperäinen saksalainen nimi oli Georg Bauer (1494 - 1555), oli tuon ajan oppineiden tavoin hyvin monia aloja opiskellut. Leipzigissa hän oli opiskellut teologiaa, filosofiaa ja filologiaa. Agricola valmistui opettajaksi, mutta opiskeli myöhemmin Italiassa lääkäriksi. Lääkärintointa hän asettui harjoittamaan Joachimstahlisiin, jossa siihen aikaan oli hopeakaivos. Agricolaa olivat jääneet askarruttamaan klassisten kielten opintojen yhteydessä esiin tulleet kreikkalaisten ja roomalaisten maininnat mineraaleista ja kivistä. Näistä Agricola ei sen kummemmin kuin hänen opettajansaakaan ollut ymmärtänyt mitään ja nyt Joachimstahlissa Agricola päätti ottaa asioista selvää. Vuosien mittaan keräämänsä havaintoaineiston ja hankkimansa tiedot hän esitti *De Re Metallica* -nimisessä teoksessa, johon kuuluu kaksitoista osaa. Agricola oivalsi ensimmäisenä kivien leikkaussuhteiden merkityksen kivien keskinäistä ikää arvioitaessa, periaatteen joka on nykypäivänäkin geologian käytetyimpiä menetelmiä. Hän näki malmijuonien leikkaavan malmin sivukiviä Joachimstahlin hopeakaivoksessa. Juonet katkaisivat sivukiven kerroksia ja raitoja ja tästä Agricola aivan oikein päätteli, että malmijuonet olivat nuorempia eli siis myöhemmin syntyneitä kuin ympäristönsä. Tämän oivalluksen perusteella Agricolaa voi pitää geologian isänä, vaikkakin yleisesti tämä kunnia annetaan paljon myöhemmin eläneelle skotlantilaiselle James Huttonille.

Agricola pohti myös, miten malmijuonet olivat syntyneet. Hän arveli maan pinnalta maan uumeniin valuneiden pintavesien kuumentuneen maan sisällä siinä määrin, että ne olivat pystyneet liuottamaan malmiaineksia ja myöhemmin saostaneet ne kylmemmässä ympäristössä malmijuoniksi. Agricola vastusti voimakkaasti siihen aikaan malminetsinnässä hyväksi käytettyä **taikavarpua** ja korosti sen sijaan ruosteisten kivien esiintymisen perusteella tarjoutuvaa mahdollisuutta löytää sulfidimalmeja. Tämän perusteella häntä voidaan pitää myös tieteellisen malminetsinnän isänä.

Agricola näyttää käsittäneen mineraali- ja kivilajikäsitteen eron. Se käy ilmi siitä, että hän luokitteli maa- ja kallioperän rakenneosat **homogeenisiin mineraaleihin** (= mineraalit) ja **heterogeenisiin mineraaleihin** (= kivilajit). Homogeeniset mineraalit, käyttäksemme hänen terminologiaansa, hän luokitteli suoloihin, jalokiviin, metalleihin ja muihin mineraaleihin.

Agricolan jälkeen mineralogian kehitys pysähtyi pitkäksi aikaa. Merkittäviä edistysaskelia mineralogian historian kannalta 1600-luvulla olivat tanskalaissyntyisen Nicolaus Stenon (= Niels Stensen) kulmien pysyvyyden lain keksimiseen johtaneet kvartsikiteiden pintojen välisiä kulmia koskeneet mittaukset vuonna 1669 sekä samoin tanskalaissyntyisen Erasmus Bartholinuksen (Rasmus Berthelsen) kahtaistaitteisuuden havaitseminen kalsiittilohkokappaleen avulla samoin vuonna 1669. Maininnan arvoinen kide-tieteen kannalta on myös Johannes Keplerin lumihiihtaleista v. 1611 keksimä heksagoninen symmetria sekä pallomaisten kappaleiden mahdollisuus järjestyä joko heksagonisen tai kuutiollisen symmetrian mukaan.

Kahdeksannentoista vuosisadan kehitys geologian kaikkien haarojen osalta keskittyi voimakkaasti Saksan Freibergin vuoriakatemiaan yhteyteen sekä toisaalta Skotlantiin, jossa James Hutton eli ja vaikutti. Kuten jo Agricolan yhteydessä mainittiin, oli Saksassa virinnyt vilkas kaivosteollisuus 1500-luvulla. Freibergin vuoriakatemia perustettiin 1770-luvulla kaivostoiminnan ja siihen liittyvän tutkimuksen tarpeita palvelemaan. Vuoriakatemiaan hankittiin kokoelmat, jotka vähitellen kasvoivat merkittäviksi käsittäen kaikki senaikaiset Saksan kaivokset. Akatemian oppilaat kulkivat tutustumassa kaivoksiin, työskentelivät kaivoksissa ja etsivät uusia malmiesiintymiä. Tutkimusmatkojen tuloksista oppilaat pitivät esitelmiä akatemiassa. Merkittävä geologian alan akateeminen opetus- ja tutkimuslaitos oli näin saanut alkunsa.

Akatemian opettajaksi tuli vuonna 1775 Abraham Gottlob Werner (1749 - 1817), josta oli tuleva geologian ehkä kaikkien aikojen vaikutusvaltaisin, innostavin ja suurin opettaja. Hänen henkilökohtainen suggeroivuutensa ja innostava opetustaitonsa tulivat niin kuuluisiksi, että

hänen luokseen tulvi oppilaita kaikkialta ja Wernerin ajatukset levisivät kaikkialle Eurooppaan hänen innostuneiden ja vannoutuneiden oppilaskannattajiensa mukana. Wernerin vaikutus geologian kehitykseen oli niin suuri, että hänen ajatuksensa olivat 125-150 vuotta kaiken geologisen ajattelun pohjana. Werner ei itse paljonkaan kirjoittanut, mutta hänen vaikutuksensa näkyi hänen oppilaittensa kirjallisissa julkaisuissa.

Kaiken kaikkiaan Wernerin ajatukset muodostavat oppirakennelman, jota on kutsuttu wernerismiksi tai, mikä on yleisempää, **neptunismiksi**. Ennen Wernerä oli suuri ranskalainen filosofi ja matemaatikko Descartes selittänyt vuonna 1644 teoksessa *Principia Philosophiae* malmien olevan peräisin maan sisuksista tulleista kuumista ja sulista aineksista, jotka olivat jäähtyessään vihdoin muuttuneet kiinteiksi maan kuoressa. Descartes'n mukaan maa oli alunperin sulassa tilassa ollut pallo, jonka jäähtyessä sille oli muodostunut kuori. Tähän kuoreen oli sitten jäähtymisen jatkuessa tunkeutunut sitä leikkaavina juonimuodostumina nyt esiintyviä malmijuonia kuumien liuosten ja kuumenneen pohjaveden liuottamista aineksista. Werner ei hyväksynyt Descartes'n ajatusta, vaan selitti sen sijaan kivien saaneen alkunsa saostumalla suuresta **alkuvaltamerestä** peräkkäisinä erilaisina saostumina. Saostumista vanhimmat ns. **primitiiviset kivet** tulivat esiin ainoastaan vuorien sydänosina niiden keskuksissa ja näkyivät vuorten huipuilla. Myöhemmät saostumat verhosivat vuorten rinteitä ja kaikkein nuorimmat sijaitsivat laaksojen syvimmissä osissa merkiten samalla alkuvaltameren pakenemista nykyisiltä manneralueilta nykyisille merialueille. Malmijuonet olivat peräisin tästä alkuvaltamerestä, josta juonet olivat tunkeutuneet ylhäältä päin ja leikkasivat näin vanhempaa kallioperää. Jotta näin olisi voinut tapahtua, oli pakko olettaa alkuvaltameren tulleen paikalle uudelleen, jotta vettä, mistä malmijuonten ainekset olivat peräisin, olisi ollut käytettävissä.

Wernerin merkitys mineralogian kehittäjänä on siinä, että hän esitti ensimmäisenä erittäin huolellisesti laaditun ja kaikki siihen saakka tunnetut mineraalit sisältävän ja loogisesti luokitellun ja ryhmitellyn esityksen mineraaleista, joiden ulkoiset tuntomerkit (*Die Ausseren Kennzeichen der Fossilien*) hän myöskin luetteli. Fossiilit tarkoittivat siihen aikaan juuri kiviä ja mineraaleja. Werner myös ensimmäisenä nimesi mineraaleja henkilöiden mukaan (mm. witheriitti, prehniitti).

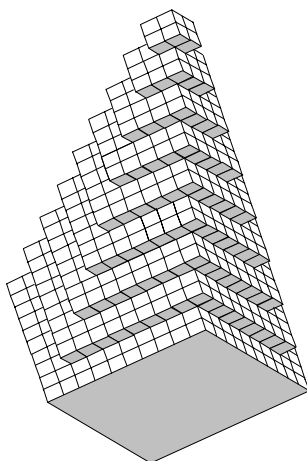
Tässä yhteydessä ei ole mahdollista lähteä tarkastelemaan Wernerin edustamaa neptunistista käsitystä ja sen heikkouksia lähemmin, mutta voitaneen lyhyesti todeta, että skotlantilaisen James Huttonin (1726 - 1797), geologian isän, edustama ajatuskanta **plutonismi** osuu lähemmäksi totuutta. Sen mukaan erityisen merkittäviä tekijöitä maapallon kivisen kuoren synnyttäjinä ja siinä vaikuttavissa prosesseissa ovat olleet endogeeniset voimat, joita Werner ei hyväksynyt. Laakioina ja patjoina vuorenhuippuja ja tasankoja peittävät basalttipatjat olivat Huttonin mukaan laavasyntyisiä kun Werner oli selittänyt ne alkuvaltamerestä syntyneiksi.

Suuri ruotsalainen kemisti Jöns Jakob Berzelius (1779 - 1848) ja hänen oppilaansa Mitscherlich (1794 - 1863) kehittivät erittäin merkittävällä tavalla mineralogian tutkimalla mineraalien kemiallista koostumusta. Näiden tutkimusten pohjalta kehittyi mineraalien kemiallisin perustein tapahtuva luokittelu, jota pääpiirtettäin yhä vieläkin käytetään. Mitscherlich havaitsi vuonna 1812, että saman mineraalin koostumus saattoi vaihdella ja tuli näin keksineeksi diadokian ja isomorfian olemassaolon.

Erittäin merkittävää kehitysvaihetta mineraalien ja myös kivien tutkimisen kannalta merkitsee skotlantilaisen William Nicolin vuonna 1829 keksimä **nikolin prismaksi** kutsuttu laite, jonka avulla voidaan aikaansaada polarisoitua valoa. Nicolin maanmies H.C. Sorby kehitti 1850-luvulla edelleen jo välillä unhoon vaipuneita nikolin prismaa ja Nicolin keksimää tapaa valmistaa kivistä läpinäkyviä mikroskooppipreparaatteja eli ns. **ohuthietä**. Saksassa H. Rosenbusch ja F. Zirkel kiinnostuivat Sorbyn kirjoituksista, tutustuivat polarisaatiomikroskooppiin ja loivat sen avulla vähitellen 1850 - 1890 pääosissaan yhä vieläkin käytössä olevan kivilajien mikroskooppispetrografisen luokittelun.

Kidemuodon merkitystä mineraalien tunnistamisessa korosti erityisesti ranskalainen Rene Just Haüy (1743 - 1822), josta piti alunperin tulla kasvitieteilijä tai fyysikko, mutta joka sattumalta joutui tutustumaan mineraaleihin ja kiinnostui niistä. Hän pudotti näet erään ystävänsä hänen

tarkasteltavakseen antaman islanninsälpälohkokappaleen sillä onnettomalla seurauksella, että arvokas iso näyte lohkesi kahteen romboedriseen lohkokappaleeseen. Häüy ei antanut tapahtuneen kuitenkaan masentaa itseään, vaan alkoi miettiä, mistä lohkeaminen oikeastaan johtui ja siirtyi sitten vähitellen kokonaan mineralogian ja kide tieteen harrastajaksi. Lohkeamisen selittämiseksi hän arveli koko kalsiittikappaleen koostuvan rajattoman pienistä romboedrin muotoisista kappaleista, joita hän nimesi *molecules integrantes*. Tällä tavoin Häüy, josta sittemmin tuli Ranskan Luonnonhistoriallisen Museon ja Sorbonnen yliopiston mineralogian professori, pani alulle kide tieteen alkeiskoppiajattelun ja mineraalien sisäisen rakenteen tutkimuksen.



Kuva 88. Häüy'n käsitys hevosenhammaskalsiitin (vrt. kuva 72, s. 78) muodostumisesta romboedrisista yksiköistä (*molecules integrantes*).

Yhteistä edistysaskelta toisilleen niin läheisissä tieteissä kuin kide tieteessä ja mineralogiassa merkitsi Christian Samuel Weussin (1780 - 1856) Berliinin yliopistossa kehittämä tapa ilmaista kidepintojen asemaa parametrisuhteiden avulla. Weiss alkoi myös luokitella kiteitä symmetria-periaatteen ja symmetriaelementtien perusteella ja määritteli akseliristikot. Parametreista kehitti William H. Miller (1801 - 1880) Cambridgessa Englannissa edelleen indeksimerkintätavan.

Mineraalien kiteiden symmetriasuhteisiin kiinnitti huomiota saksalainen J.F.C. Hessel, joka johti 32 symmetrialuokkaa symmetriaperiaatteen nojalla vuonna 1830. Hesselin työ ei tullut maailmalla tunnetuksi ja niinpä suomalaista Axel Gadolinia voidaan myös pitää ensimmäisenä, joka johti symmetrialuokat, sillä Gadolin oli toiminut tietämättä Hesselin työstä ja julkaissut 32 symmetrialuokan johdon sisältävän tutkimuksensa vuonna 1867. Auguste Bravais (1811-63) tutki massapisteiden mahdollisuutta ryhmittyä kidehilassa tiettyjen geometristen kuvioiden mukaisesti ja johti vuonna 1848 tätä apuna käyttäen neljätoista kidehilatyyppeä, joiden hän myös osoitti olevan ainoat mahdolliset tavat massapisteiden järjestäytymiselle. Kiteiden symmetriasuhteiden selvittelyn veivät nykyiselle tasolle venäläinen E.S. Fedorov ja saksalainen A. Schönfliess vuonna 1891 johtamalla teoreettisesti 230 avaruusryhmää.

Mineraalien sisäisen rakenteen selvittämisen kannalta merkitsi Wilhelm von Röntgenin vuonna 1895 tapahtunut röntgensäteiden, tai kuten hän itse sanoi, X-säteiden keksiminen ratkaisevaa edistysaskelta. Kokeellinen röntgensäteiden avulla tapahtuva mineraalien sisäisen rakenteen tutkiminen oli osoittava kuviteltujen hilatyyppien ja Fedorovin ja Schönfliessin johtamien avaruusryhmien todella olevan olemassa. Kokeellinen röntgensäteiden avulla tapahtuva tutkimus sai alkunsa vuonna 1912.

Tutkimus lähti käyntiin oikeastaan aivan täysin nurinkurisessa järjestyksessä, sillä ensiksi pyrittiin selvittämään, mitä X-säteet olivat. Wilhelm Röntgen halusi nimittää keksimiään siihen asti tuntemattomia säteitä X-säteiksi sen vuoksi, että hän ei tiennyt, mitä ne todella olivat. Max von Laue työskenteli Münchenin yliopistossa ja myös Lauea askarrutti kysymys siitä, mitä röntgensäteet oikeastaan olivat. Siihen aikaan tiedettiin valon poikkeavan eli diffraktoituvan kulkiessaan hienonhienon säleikön läpi. Lauen mieleen juolahti tarkastella X-säteitä tältä pohjalta, mahtaisivatko X-säteet taittua kulkiessaan mineraalin hilan kautta. Koe toteutettiin kuparisulfaattikiteillä vuonna 1912. Kokeen perusteella voitiin nähdä mineraalien todella koostuvan massapisteistä, jotka olivat säännönmukaisella tavalla symmetrisesti järjestyneet. Massapisteet muodostavat edelleen verkkopintoja, joiden välissä kulkeva röntgensäteet interferoivat keskenään. Lauella ei tosin ollut mitään käsitystä siitä, miten etäällä kuparisulfaatin verkkopinnat toisistaan olivat.

Lauen ja hänen oppilaittensa koe tuli nopeasti tunnetuksi Euroopassa. Englannissa alkoivat W.L. ja W.H. Bragg, isä ja poika, nopeasti soveltaa röntgensäteitä mineraalien sisäisen rakenteen tutkimuksiin. Braggit selvittivät ensi ruokasuolan ja sen jälkeen lyhyessä ajassa suuren joukon muiden mineraalien rakenteita. He johtivat sittemmin Braggin laiksi nimetyn lain, joka on mineraalien hilarakenteiden selvittelyn ja röntgendiffraktion perusta, ja saivat työstään tunnustukseksi myöhemmin Nobelin fysiikan palkinnot.

Röntgendiffraktion merkitys mineralogian kehitykselle oli suunnaton, 1930-luvun loppuun mennessä lähes kaikkien tärkeimpien mineraaliryhmien kidekemialliset rakenteet oli selvitetty. Samoin uusia mineraaleja alkoi löytyä kiihtyvällä tahdilla, röntgenmenetelmä tarjoaakin oivallisen tavan mineraalien tunnistamiseksi ja uusien identifioimiseksi. Norjalainen V.M. Goldschmidt sovelsi röntgendiffraktiota ja tietoa mineraalien kemiallisesta koostumuksesta 1920- ja 1930-luvulla ja johti niiden perusteella säännöt aineiden jakautumiselle mineraalien hilassa. Goldschmidtin työn kautta oli viimein luotu pohja nykyaikaiselle mineralogialle ja geokemialle.

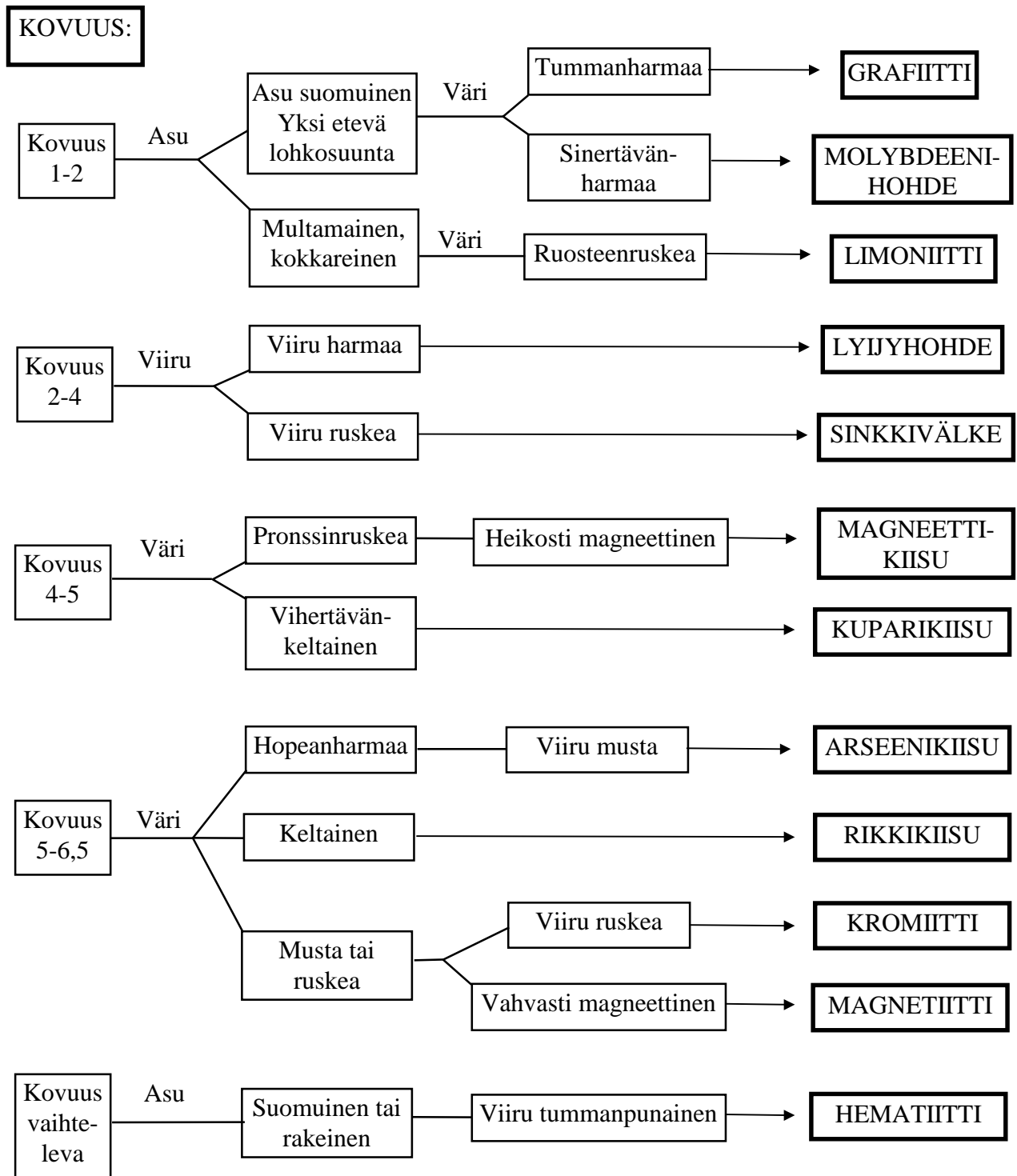
Merkittävää edistysaskelta mineralogiassa on merkinnyt 1960-luvulla käyttöön otettu **mikroanalyyttisäätö**, joka keksittiin ja kehitettiin Ranskassa ja Englannin Cambridgen yliopistossa. Mikroanalyyttisäätössä käytetään elektronisuihkua, joka keskitetään tutkittavaan näytteeseen erittäin pienelle, noin 4 - 100 μm^2 :n alueelle, josta saadaan sitten analysoiduksi kemiallinen koostumus. Mikroanalyyttisäätön avulla päästään käsiksi kemiallisen koostumuksen vaihteluiden tutkimiseen saman mineraalirakeen puitteissa. Samalla tarjoutuu myös mahdollisuus tutkia eri alkuaineiden jakaantumista eri vyöhykkeisiin mineraalissa sekä muuttumisilmiöiden seuraamiseen. Mikroanalyyttisäätöllä onkin ollut keskeinen merkitys paitsi mineralogiassa, myös kivilajien syntyä tutkivassa geologian haarassa eli **petrologiassa**, sillä mikroanalyyttisäätön avulla voidaan tutkia geologisten prosessien vaikutusta mineraaleihin ja siten saada tietoa näistä prosesseista kivien mineraalimuistikirjan avulla.

Röntgendiffraktiolaitteistojen ja mikroanalyyttisäätön myötä alkoi mineralogisen tutkimuksen instrumentoituminen. Mineralogian tutkimus onkin nykyään melko lailla eriytynyt erilaisten tutkimusmenetelmien mukaan, joista uusimpina mainittakoon erilaiset ja hyvin monilukuisat spektroskooppiset menetelmät, joilla voidaan saada tietoa atomien yksityiskohtaisesta järjestäytymisestä mineraalissa ja niiden välittömän ympäristön luonteesta, samoin kuin erilaiset pinta-analyttiset menetelmät, jotka ovat tulleet mineralogiaan puolijohde- ja suprajohdetutkimuksen sekä tietokonetekniikan myötä ja joilla voidaan saada aikaan kuvia, joissa mineraalikiteen pinnan yksittäisetkin atomit ovat näkyvissä. Geologian kannalta tärkeänä instrumenttina on ehdottomasti mainittava viime vuosina käyttöön otetut **sekundääri-ionimassaspektrometrit**, joilla on jo nyt tärkeä merkitys **geokronologiassa** eli kivien iän ja ikäsuhteitten tutkimuksessa. Kyseisellä laitteella, joka kehitettiin Canberrassa Australiassa, voidaan mikroanalyyttisäätön tapaan saada analyysi hyvin pienestä osaa mineraaliraetta, nyt vain analysoitavana on kemiallisen koostumuksen sijasta alkuaineiden isotooppisuhteet, joista sitten voidaan laskea juuri kyseisen mineraalirakeen osan kiteytymisikä. Laitetta käytetään pääasiassa kivissä yleisesti aksessorisena esiintyvän zirkoninimisen silikaattimineraalin tutkimiseen.

II. 9. MÄÄRITYSKAAVIOT

II. 9. 1. Mineraalien määrityskaavio I

Mineraalista saadaan selvästi värillinen viiru tuoreelta murtopinnalta



II. 9. 2. Mineraalien määrittyskaavio II

Mineraalin viiru heikko, väritön tai puuttuu kokonaan

