

UNIVERSITY OF HELSINKI  
DIVISION OF GEOPHYSICS AND ASTRONOMY



# REPORT SERIES IN GEOPHYSICS

**No 68**



## **PETROFYSIIKAN PERUSTEET**

Meri-Liisa Airo ja Risto Kiuru

HELSINKI 2012

UNIVERSITY OF HELSINKI  
DIVISION OF GEOPHYSICS AND ASTRONOMY

# REPORT SERIES IN GEOPHYSICS

**No 68**

Kansikuva: Karkearakeisen kiven pintaa. S. Vuoriainen, GTK.

## **PETROFYSIIKAN PERUSTEET**

Meri-Liisa Airo ja Risto Kiuru

HELSINKI 2012

**Report Series in Geophysics No. 68**  
**ISSN 0355-8630**

**ISBN 978-952-10-7067-9 (PDF)**  
**Helsingin yliopiston verkkojulkaisut**  
**Helsinki 2012**

Yhteyshenkilö:

Dos., TkT Meri-Liisa Airo  
Geologian tutkimuskeskus  
PL 96, 02151 Espoo  
[meri-liisa.airo@gtk.fi](mailto:meri-liisa.airo@gtk.fi)  
Puh. 020 550 2330

# SISÄLLYSLUETTELO

<b>ESIPUHE</b>	<b>1</b>
<b>1. JOHDANTO</b>	<b>2</b>
1.1. Mitä petrofysiikka on?	2
1.2. Petrofysikaaliset ominaisuudet	3
1.3. Petrofysiikan tutkimusmenetelmät	5
1.4. Petrofysiikan historiaa	7
1.5. Petrofysiikka Suomessa	8
<b>2. KIVET JA MINERAALIT</b>	<b>10</b>
2.1. Mineraali	10
2.2. Mineraalien luokitus	11
2.3. Kiderakenne	13
2.4. Mineraalien tunnistaminen	15
2.5. Kivilajit	16
2.6. Maankuoren koostumus	18
<b>3. HUOKOISUUS</b>	<b>19</b>
3.1. Huokoisuuden määritelmä ja käsitteitä	19
3.2. Huokoisuuden merkitys	21
3.3. Kivilajien huokoisuuksista	21
3.4. Irtomaalajien huokoisuus	23
3.5. Huokoisuuden mittaaminen	23
3.5.1. Imeytysmenetelmä	24
3.5.2. Akustinen menetelmä	25
3.5.3. Sähköinen menetelmä	26
3.5.4. Gamma-gamma -luotaus ja neutroniluotaus kairareissä	26
3.5.5. Vastusmittausmenetelmä	27

<b>4. TIHEYS</b>	<b>28</b>
4.1. Käsitteitä	28
4.2. Tiheyden merkitys	29
4.3. Mineraalien tiheys	30
4.4. Kivilajien tiheys	32
4.5. Tiheyden määrittäminen	36
4.5.1. Punnitus nesteessä ja ilmassa	36
4.5.2. Pyknometrinen menetelmä	37
4.5.3. Volumetrinen menetelmä	38
4.5.4. Punnitus raskaissa nesteissä	38
4.5.5. Gammasäde-tiheysluotaus	39
4.5.6. Gravimetrinen menetelmä	40
4.5.7. Mittausvirheet ja mittaustarkkuus	41
<b>5. MAGNEETTISET OMINAISUUDET</b>	<b>43</b>
5.1. Määritelmiä ja yksiköitä	43
5.2. Materiaalien käyttäytyminen magneettikentässä	46
5.3. Mineraalien magneettisista ominaisuuksista	55
5.4. Magneettiset domainit	58
5.5. Kivilajien magneettisista ominaisuuksista	61
5.6. Suskeptibiliteetin mittaus laboratoriossa	66
5.6.1. Suskeptibiliteetin anisotropia	68
5.6.2. Suskeptibiliteetin lämpötilariippuvuus	69
5.6.3. Log-normaalinen susceptibiliteettijakauma	69
5.7. Remanentti magnetoituma	71
5.7.1. Remanenssin mittaus	72
5.7.2. Demagnetointitekniikat	74
5.8. Koenigsbergerin suhde, Q	74

<b>6. SÄHKÖISET OMINAISUUDET</b>	<b>79</b>
6.1. Määritelmiä ja käsitteitä	80
6.2. Maankamaran sähkönjohtavuusmekanismit	83
6.3. Taajuusriippuvainen ominaisvastus, indusoitu polarisaatio (IP)	86
6.4. Geologisten materiaalien sähkönjohtavuuksista	88
6.5. Mittausmenetelmiä	91
<b>7. RADIOAKTIIVISET OMINAISUUDET</b>	<b>94</b>
7.1. Säteilylajit	96
7.2. Radioaktiivinen hajoaminen	97
7.3. Säteilyn ja aineen vuorovaikutus	101
7.4. Radioaktiivisuuden hyödyntäminen geotieteissä	103
7.5. Kivilajien U, Th ja K pitoisuudet	104
7.6. Mittaaminen	107
<b>8. ELASTISET OMINAISUUDET</b>	<b>109</b>
8.1. Taustaa ja peruskäsitteitä	109
8.2. Seismiset aallot	114
8.3. Seismisten aaltojen nopeus kivilajeissa	116
8.4. Mittaaminen	119
<b>9. TERMISET OMINAISUUDET</b>	<b>121</b>
9.1. Määritelmiä ja käsitteitä	121
9.2. Mineraalien ja kivilajien termiset ominaisuudet	124
9.3. Mittaaminen	127
<b>LÄHDELUETTELO</b>	<b>129</b>
<b>HAKEMISTO</b>	<b>139</b>

## **ESIPUHE**

Petrofysiikka on yhdistävä tekijä geologian ja geofysiikan välillä. Petrofysikaalisia tutkimustuloksia käytetään mm. raaka-ainevarojen kartoituksessa, ympäristön tutkimuksessa, yhdyskuntarakentamisessa sekä Maan kuoren ja sisuksen geofysikaalisissa tutkimuksissa. Petrofysiikan mittauksia tehdään myös paljon kiviainestutkimuksessa kivialan toimijoiden ja kivimateriaalin käyttäjien tarpeisiin.

Kivi- ja maa-aineksen petrofysikaalisia ominaisuuksia on tutkittu Suomessa 1960-luvulta lähtien, jolloin kivinäytteiden tiheys- ja magneettisia ominaisuuksia alettiin systemaattisesti mitata ja koota tietokantaan. Pohjoismaisen geotieteellisen yhteistyön kautta petrofysikaalista tietoa on ollut pitkään saatavissa myös muista Skandinavian maista. Viime vuosina petrofysikaalinen tutkimus on ollut myötätulessa maailmalla, tutkijoiden välinen verkostoituminen on käynnissä, mittauslaboratorioita on perustettu yliopistoihin ja tutkimuslaitoksiin ja mittaustuloksia alettu koota on-line tietokantoihin.

Tässä kurssioppaassa tutustutaan kivien ja mineraalien petrofysikaalisiin ominaisuuksiin, niiden mittausmenetelmiin sekä teoreettiseen taustaan. Tavoitteena on perehdyttää lukijaa petrofysikaalisen tutkimustiedon käyttämiseen erilaisissa sovelluskohteissa sekä tuoda esiin petrofysiikan tutkimuksen ajankohtaisia kysymyksiä. Petrofysiikan perusteiden luennoiminen alkoi Helsingin yliopistossa 2000-luvun alussa professori Lauri Pesosen toimesta. Tämä opas pohjautuu Meri-Liisa Airon Helsingin yliopiston geofysiikan osastolla vuosina 2004-2009 pitämiin Petrofysiikan peruskurssin luentoihin ja luentomonisteeseen, jotka osaltaan pohjautuvat professori Pesosen materiaaleihin. Oppimateriaalia päivitettiin vuosittain. Monisteen rinnalla jokaiseen luentoan liittyi kattava PowerPoint-esitys, jonka materiaalia on vain osittain mukana tässä oppaassa.

Helsingissä 30. maaliskuuta 2012  
Meri-Liisa Airo ja Risto Kiuru

# 1. JOHDANTO

## 1.1. Mitä petrofysiikka on?

**Petrofysiikka** on tieteenala, joka tutkii kivien ja mineraalien fysikaalisia ominaisuuksia ja käyttäytymistä. Geofysikaaliset anomaliat aiheutuvat maa- ja kallioperän fysikaalisten ominaisuuksien vaihteluista, jotka eivät aina noudata geologian vaihteluita. Viime vuosikymmeninä geofysiikan käyttö erilaisissa maa- ja kallioperään sekä koko maapalloon kohdistuvissa tutkimuksissa on huomattavasti kasvanut ja samalla on alettu kiinnittää huomiota mittaustulosten käsittelyyn ja tulkintaan. Petrofysikaaliset ominaisuudet ovat avainparametreja geofysikaalisessa inversiossa ja niiden avulla voidaan parantaa geofysikaalisten mittaustulosten tulkinnan tarkkuutta ja luotettavuutta. Kivien fysikaalisten ominaisuuksien tunteminen on viime vuosina noussut yhä tärkeämmäksi teemaksi mm. raaka-ainevarojen tutkimuksessa ja kartoittamisessa.

Petrofysiikan rooli on toimia välittäjänä havaintojen (usein geofysikaalinen kenttä tai häiriö) ja ”mallin” välillä. ”Malli” on havaitun ilmiön aiheuttaja, joka on tutkimuksen kohteena oleva geologinen muodostuma tai rakenne. Petrofysikaaliset tutkimukset, joiden avulla voidaan selvittää geologisten ja fysikaalisten ominaisuuksien vaihteluiden välinen riippuvuussuhde, muodostavat tärkeän sillan geologian, mineralogian ja geofysiikan välille.

**GEOLOGIA** ↔ **PETROFYSIKKA** ↔ **GEOFYSIKAALISET MITTAUSTULOKSET**

Geotieteenä petrofysiikka on vahvasti poikkitieteellinen. Pohjimmiltaan petrofysiikka, kuten mikä tahansa muukin luonnontiede, nojaa vahvasti fysiikkaan ja kemiaan. Lähimmät sisarat löytyvät geofysiikasta (seismologia, geomagnetismi, geotermiikka jne.) ja geologiasta (erityisesti mineralogia ja geokemia), ja näiden alojen kokonaisvaltainen hallitseminen on olennaista ilmiöiden ja riippuvuussuhteiden ymmärtämiseksi. Sovelluskohteita on loputtomasti: sovellettu geofysiikka (malmien ja hiilivetyjen etsintä), insinööritieteet (esim. kallioiden



fysikaalinen lujuus ja rakoilu, kunnallistekniikka, rakennusgeologia, kiviainesteollisuus), ympäristötieteet (esim. saastuneiden maa-alueiden kartoitus, ydinjätteen loppusijoitus), aurinkokunnan tutkimus (meteoriittien petrofysiikka), ilmastotutkimus (järven- tai merenpohjan sedimenttien magnetoituvuus hapen määrän korreloijana), biologia (biomagnetismi), jopa lääketiede (merkkiaineiden käyttäytyminen).

## 1.2. Petrofysikaaliset ominaisuudet

Petrofysikaaliset ominaisuudet eli parametrit kertovat mineraalien, kivilajien sekä maa- ja kallioperän fysikaalisista ominaisuuksista. Suomen kielessä puhutaan myös **ominais- ja ainevakioista**. Tärkeimmät näistä parametreista ovat huokoisuus ja tiheys, magneettiset, sähköiset, elastiset ja radioaktiiviset ominaisuudet. Näihin parametreihin ja niiden vaihteluihin perustuvia geofysikaalisia menetelmiä käytetään malminetsinnässä, rakennusgeologiassa, kiviainestutkimuksessa, ympäristön tutkimuksessa, geologisessa kartoituksessa ja Maan kuoren ja sisuksen geofysikaalisissa tutkimuksissa. Seuraavassa taulukossa on lueteltu tärkeimpiin geofysikaalisiin menetelmiin liittyviä fysikaalisia parametreja.

*Taulukko 1.1: Geofysiikan menetelmiä, ja niihin liittyviä petrofysiikan suureita.*

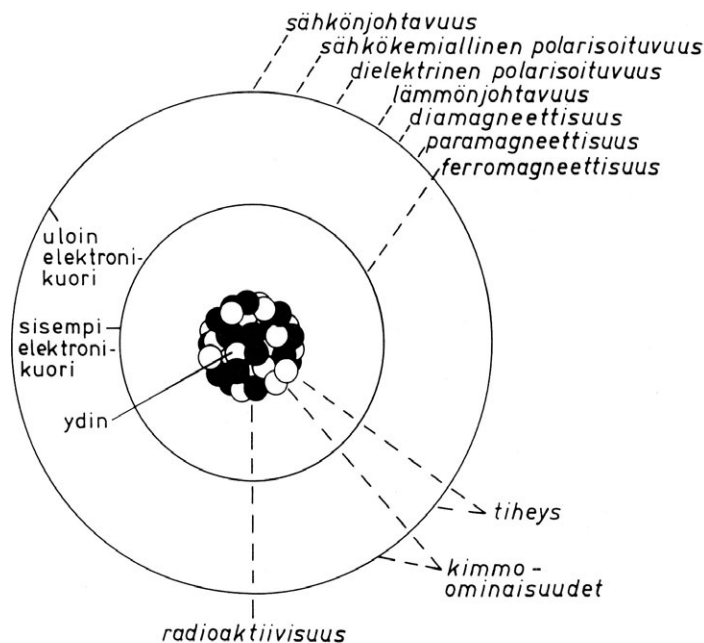
<b>Geofysiikan menetelmä tai kenttä</b>	<b>Petrofysiikan suureet</b>
Painovoima	Tiheys, huokoisuus
Magnetismi	Suskeptibiliteetti, remanenssi, Q-suhde
Sähkökenttä	Sähkönjohtavuus, dielektrisyys
Sähkömagnetismi	Sähkönjohtavuus, permeabiliteetti
Indusoitu polarisaatio (IP)	IP-efekti, IP-vasteet
Seismiikka	Elastiset ominaisuudet, tiheys
Geotermiikka	Lämmönjohtavuus, lämpökapasitanssi
Radioaktiivisuus	Radioaktiivisten alkuaineiden pitoisuus, lämmöntuotto

Petrofysikaaliset suureet voivat olla **skalaarisuureita** (mitattavalla ominaisuudella on suuruus, joka ei riipu suunnasta, esim. tiheys), **vektorisuureita** (mitattavalla ominaisuudella on suuruus ja suunta, esim. luonnollinen remanentti magnetoituma)

tai **tensorisuureita** (mitattavan ominaisuuden suuruus muuttuu eri suuntiin, esim. magneettinen susceptibiliteetti). Suureen suuntariippuvuutta kutsutaan aineen **anisotropiaksi**; mikäli suure ei riipu suunnasta, on aine puolestaan **isotrooppinen**.

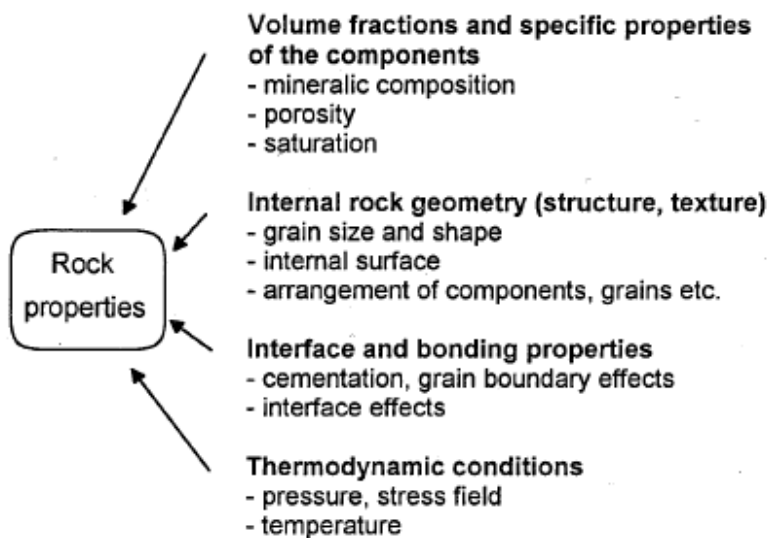
Mittaustulokseen voi vaikuttaa mittaussuunnan lisäksi mittauspaikka (**in-situ** vs. laboratorio), ympäristö (luonto vs. laboratorio) ja aika (magnetismin tapauksessa). Mitataanko näyte alkuperäisessä ympäristössään vai laboratoriossa, riippuu yleensä siitä, halutaanko minimoida ympäristön vaikutus ja mittausvirhe, vai mittaukseen käytettävä aika. Tyypillisesti laboratoriolaitteilla saadaan huomattavasti tarkempia tuloksia, mutta tällöin ympäristön olosuhteet poikkeavat luonnosta.

Aineen petrofysikaalinen ominaisuus palautuu teoriassa aineen perusosasten atomin, ionien tai molekyylin ominaisuuksiin. Eri petrofysikaaliset ominaisuudet ovat lähtöisin joko atomin ytimestä (mm. radioaktiivisuus), elektroniverhosta (mm. sähkönjohtavuus) tai molemmista (mm. tiheys). Aineen petrofysikaalisiin ominaisuuksiin vaikuttavia rakennetekijöitä on hahmoteltu oheisessa kuvassa.



**1.1:** Petrofysikaalisiin ominaisuuksiin vaikuttavat atomaariset rakennetekijät. (Peltoniemi 1988)

Geofysiikassa petrofysikaalisiin ominaisuuksiin vaikuttavat sekä kiven perusosasten eli mineraalien fysikaaliset ominaisuudet että geologiset rakenteelliset tekijät kuten huokoisuus ja rakoilu. Kokonaisuutena kiven fysikaalisiin ominaisuuksiin vaikuttavat monet sisäiset ja ulkoiset tekijät. Tärkeimpiä tekijöitä ovat kiven mineraalikoostumus, huokoisuus ja kosteuspitoisuus. Lisäksi vaikuttaa kiven sisäinen rakenne: mineraalirakeiden koko ja muoto sekä niiden keskinäinen järjestys. Edelleen fysikaalisiin ominaisuuksiin vaikuttavat kiven aineosasten suhteelliset osuudet, keskinäinen vuorovaikutus ja niiden sidosominaisuudet. Ulkoisista tekijöistä tärkeimpiä ovat lämpötila, paine ja jännityskenttä.

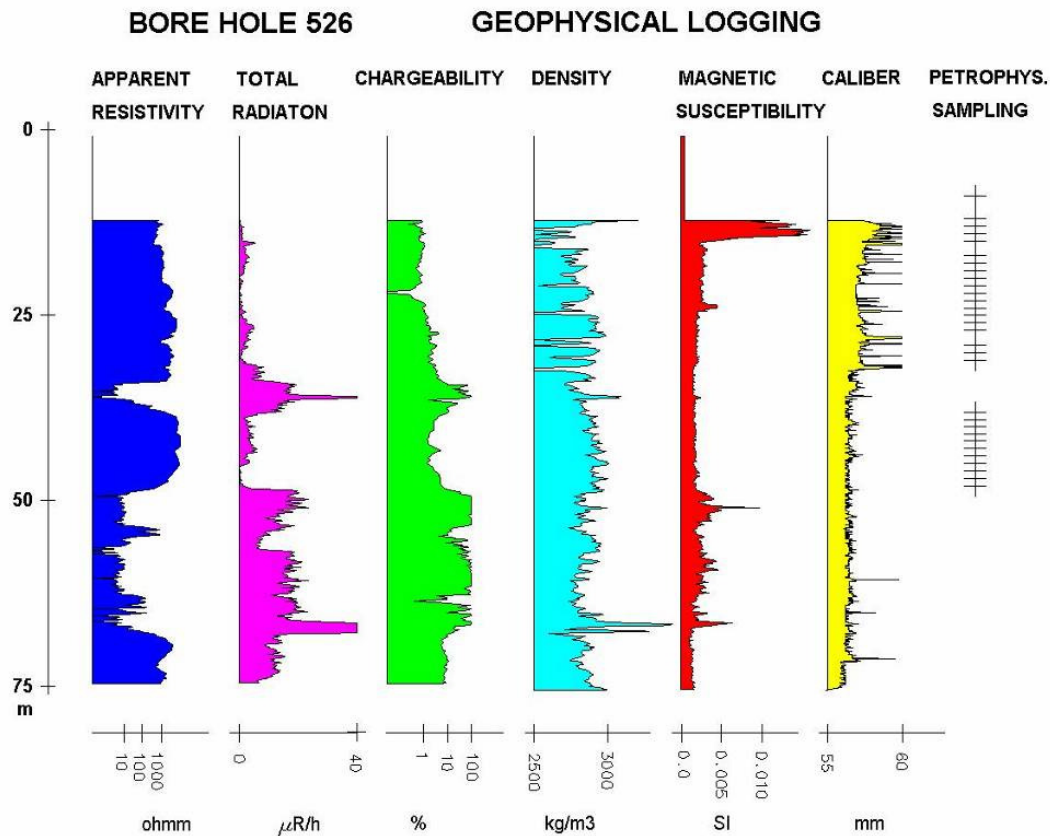


*Kuva 1.2: Kiven fysikaalisiin ominaisuuksiin vaikuttavia tekijöitä. (Schön 2004)*

### 1.3. Petrofysiikan tutkimusmenetelmät

Petrofysikaalisia tutkimusmenetelmiä voidaan soveltaa sekä laboratoriossa että maastossa. Maastossa esimerkiksi kalliopaljastumilla voidaan mitata magneettista susceptibiliteettia tai sähköisin luotauksin mitata maa-aineksen sähkönjohtavuutta; kairareikään laskettavilla laitteilla voidaan mitata useita erilaisia petrofysikaalisia parametreja; painovoimamittauksin voidaan määrittää maankamaran tiheysvaihteluita jne. Petrofysiikan kokeelliset mittaukset ovat välttämättömiä paitsi varsinaisen datan tuottamisen kannalta, myös mittalaitteiden ja mittausjärjestelmien kehittämiseksi ja virheiden arvioimiseksi. Kokeellisia mittauksia voidaan tehdä sekä maastossa että

laboratoriossa. Jokainen menetelmä perustuu pohjimmiltaan teoreettiseen tarkasteluun, jonka perusteella tietylle mittalaitteen vasteelle annetaan tietty arvo (esimerkiksi äänennopeus tiheyden funktiona).



**Kuva 1.3:** Esimerkki petrofysikaalisten ominaisuuksien mittaustuloksista kairareiässä. Samassa reiässä on mitattu useita eri parametreja, jolloin tulosten moniselitteisyys yksinkertaistuu. Kuvan kairareiässä parametrien vaihtelu liittyy pääasiassa kivilajivaihteluun. Viimeinen sarake osoittaa, että kairareikämittauksen lisäksi on otettu näytteitä laboratorioissa tehtäviä mittauksia varten. (Airo 2002)

Maailmalla on **petrofysiikan laboratorioita** mm. Ruotsissa, Saksassa, Hollannissa, Kanadassa, USA:ssa, Etelä-Afrikassa, Australiassa, Japanissa ja Englannissa. Monet laboratorioista ovat erikoistuneet tiettyihin menetelmiin, kuten mekaanisiin tai teknisiin ominaisuuksiin. Geologian tutkimuskeskuksen (GTK) kehittämät laboratoriot ovat erikoistuneet tiheyden, magneettisten ominaisuuksien ja sähkönjohtavuuden mittaamiseen. GTK:ssa kehitettyjä laitteita ja mittausjärjestelmää on sovellettu sekä GTK:n omissa laboratorioissa (aluetuimistoissa Espoossa,

Kuopiossa ja Rovaniemellä) että ulkopuolisille asiakkaille toimitetuissa laboratorioissa (Helsingin yliopisto, Oulun yliopisto, Ruotsissa SGU Uppsala, Tansaniassa GST Dodoma).



*Kuva 1.4: Petrofysiikan mittausrinjalaboratorio Tansanian laboratoriossa (GST, Geological Survey of Tanzania, Dodoma). Kuva J. Multala, GTK.*

#### **1.4. Petrofysiikan historiaa**

**Petrofysiikan tutkimushistoria** palautuu periaatteessa fysiikan tutkimushistoriaan, sillä usein fysikaalisissa kokeissa käytettiin tutkimusmateriaalina kiviä ja mineraaleja. Kompassi keksittiin Kiinassa n. 600 eaa. (todennäköisesti jo ennen tätä) ja Eurooppaan se tuli noin vuonna 1060. Alussa kompassit oli tehty ”lodestonesta” eli magnetiitista. Petrofysiikkaa parhaimmillaan oli magneettisten kivien tutkiminen jo vanhalla ja keskiajalla. Tiilien valmistus alkoi roomalaisten aikana ja niiden fysikaalisia ominaisuuksia tutkittiin paljon (huokoisuus, termiset ominaisuudet).

Tiilien värjäämisessä mustaksi tai punaiseksi käytettiin raudan oksidien käyttäytymistä eri lämpötiloissa.

Radioaktiivisuus keksittiin 1900-luvun alussa (Becquerel, Rutherford, Marie ja Pierre Curie). Uraanimalmin rooli oli avainasemassa, kun erotettiin itsenäiset polonium- ja radon-alkuaineet. Ennen radon-tutkimusta Marie Curie tutki eri teräslajien magneettisia ominaisuuksia. Useat fysikaaliset ilmiöt keksittiin kivien ja mineraalien tutkimisen kautta pääasiassa 1800-luvulla ja 1900-luvun alussa. Esimerkkeinä magnetismin perusilmiöt (tutkijasuuruudet Ampere, Biot, Coulomb, Gauss, Ørstedt, Henry, Tesla jne.), luminesenssi-ilmiöt kivissä, lämmönjohtavuus, lämpökonvektio ja lämpösäteily.

Ennen 1960-lukua petrofysiikka ei ollut itsenäinen tieteenhaara. Petrofysikaalisia ominaisuuksia tutkittiin paleomagnetismissa (kivien ja mineraalien magneettiset ominaisuudet) ja sovelletussa geofysiikassa mm. gravimetriassa (kivien tiheys) ja geotermiikassa (lämmönjohtavuus). Vasta 1960-luvulla petrofysiikan arvostus kohosi ja petrofysiikkaa alettiin pitää itsenäisenä osana kiinteän maan geofysiikkaa. Tätä itsenäistymisprosessia edesauttoivat eri maiden standardisointivirastot (SI-järjestelmän käyttöönotto, ISO-standardit jne.), jotka edellyttivät kivien ja mineraalien fysikaalisten vakioiden mittalaitteiden ja mittaamismenetelmien standardisointia mittausten laadun tarkkailua varten.

### **1.5. Petrofysiikka Suomessa**

**Suomessa petrofysiikan tutkimus** alkoi 1960-luvun lopulla, samaan aikaan kun Geologian tutkimuskeskuksen (GTK, silloin Geologinen tutkimuslaitos GTL) toinen kansallinen geofysikaalinen lentomittausohjelma käynnistyi. Tämän mittavan aineiston tulkintaan tarvittiin tietoa maamme kallioperän fysikaalisista ominaisuuksista. Uranuurtajana oli professori Maunu Puranen, jonka toimesta alettiin GTK:ssa kehittää kiviläytöiden fysikaalisia ominaisuuksia mittaavaa laboratoriota. Aluksi mitattiin pääasiassa tiheyttä ja magnetoituvuutta. Laitteistojen ja

ohjelmistojen kehittäjänä oli Risto Puranen, joka kehitti myös tiheyksien ja magneettisten ominaisuuksien tilastollista käsittelyä ja geologista tulkintaa.

Suomi nousi petrofysiikan tutkimuksen edelläkävijäksi 1970-luvulla lentogeofysiikan ja petrofysiikan kartoitusten ansiosta. Suomessa aloitettiin valtakunnallinen petrofysikaalinen kartoitus samaan tapaan kuin ns. kansannäytteiden keruu. 1970- ja 1980-luvulla petrofysiikan näytteitä saatiin kallioperäkartoituksen yhteydessä eri puolilta maata. Näyteaineistoa täydennettiin koko valtakunnan laajuiseksi käynnistämällä Petrofysikaalinen kartoitusohjelma. Mittausaineisto on koottu **valtakunnalliseen petrofysiikan tietokantaan**, jossa on nykyisin n. 130 000 näytteen mittaustiedot (pääasiassa tiheys ja magneettiset ominaisuudet). Tietoja käytetään erilaisten tutkimusten taustatietoina ja alueellisena referenssinä.

Vastaavanlaisia kiviaineksen fysikaalisia ominaisuuksia sisältäviä tietokantoja on maailmalla eri maissa (kuten Pohjoismaat, Kanada, Etelä-Afrikka ja Australia), mutta näin laaja tietokanta on maailmalla harvinainen. Esimerkiksi Japanissa, Tansaniassa ja Ugandassa on aloitettu petrofysikaalisten mittaustulosten kokoaminen tietokantoihin. Yhteispohjoismaisen Pohjoiskalotti-projektin toimesta kerättiin näytteitä Suomen, Ruotsin ja Norjan alueelta ja niiden tiheys- ja magneettinen mittaustietokanta liitettiin kansallisiin tietokantoihin. Samaan aikaan kehiteltiin tilastollista käsittelymallia tiheyksien ja magneettisten ominaisuuksien korrelaatioiden ymmärtämiseksi geologisessa tulkinnassa.

**Petrofysiikan opetus** on Suomessa useimmiten sisältynyt muihin kursseihin, eli asiat on opetettu eri geofysikaalisten menetelmien yhteydessä tarpeen mukaan. Erillisenä kurssina opetus alkoi 1970-luvulla TKK:ssa, Helsingin ja Oulun yliopistoissa opetus käynnistyi erillisenä kurssina vasta 2000-luvulla. Helsingissä oli toki jo aiemmin 1990-luvulla pidetty seminaareja petrofysiikasta.

## 2. KIVET JA MINERAALIT

Petrofysikaalisten ominaisuuksien ja ilmiöiden ymmärtämiseksi tarvitaan perustietoa mineraaleista ja kivistä. Tässä luvussa käsittelemme mineraaleja (koostumus, rakenne, luokitus, tunnistaminen ja fysikaaliset ominaisuudet) sekä kivilajeja (luokittelu ja rakenne) ja ohessa käydään läpi perusasiat kiderakenteesta ja kidejärjestelmistä. Luvussa käydään läpi petrofysiikan perusteiden ymmärtämisen kannalta olennaisia asioita, mutta laajemman käsityksen saamiseksi on suositeltavaa tutustua muuhun alan kirjallisuuteen. Kivien ja mineraalien perusasioihin voi tutustua mm. GTK:n julkaisemassa Retkeilijän kivioppaassa, joka on saatavissa sekä painettuna kirjasena että e-julkaisuna tai geologian perustietoja esittelevästä [www.geologia.fi](http://www.geologia.fi) -sivustosta.

### 2.1. Mineraali

**Mineraali** on luonnossa esiintyvä kiteinen aine, jolla on luonteenomainen kemiallinen koostumus. Suomen kielessä mineraalin vastineena on käytetty sanoja kaivannainen ja kivennäinen. **Malmimineraali** on mineraali, jota käytetään metallin valmistamiseen. Malmimineraalien esiintymää sanotaan **malmiksi**, jos se sisältää yhtä tai useampaa malmimineraalia niin paljon, että sitä kannattaa hyödyntää kaivostoiminnassa. **Teollisuusmineraaleiksi** luetaan muut teollisuudessa käytettävät mineraaliset luonnonvarat.

Mineraalit ovat kivien perusrakennesasia. Tavallisissa kivissä on yleensä 3–5 eri mineraalia, jotka kukin muodostavat kivessä lukuisia yleensä noin 0.1–1 mm suuruisia **rakeita** eli kideyksilöitä. Mineraalien fysikaalisia ominaisuuksia voidaan käyttää niiden tunnistamiseen. Mineraalin hilan rakenne (alkeiskopin särmien pituudet, massapistejonojen väliset kulmat, atomien paikat hilassa) on tuntomerkki, jonka perusteella mineraali erotetaan kaikista muista. Lisäksi kullakin mineraalilla on tietyissä rajoissa vaihteleva kemiallinen koostumus. Mineraalit koostuvat pääasiassa



maankuoren pääalkuaineista, joita ovat happi, pii, alumiini, rauta, kalsium, natrium, kalium ja magnesium.

## 2.2. Mineraalien luokitus

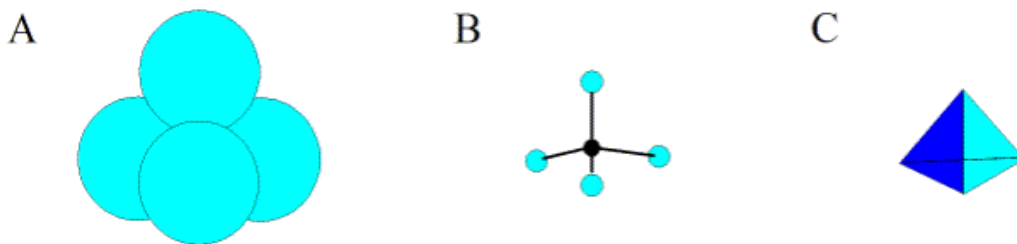
Mineraalien luokittelussa noudatetaan samaa jaottelua kuin epäorgaanisten kemiallisten yhdisteiden (tai alkuaineiden) luokittelussa. Mineraaliryhmän nimi (esim. sulfidit tai fosfaatit) muodostuu sillä perusteella, mikä on hilassa esiintyvä anioni ja mikä sen kaavan ilmoittama paljousuhde kationeihin nähden. Erilaiset silikaatit muodostavat valtaosan kivien päämineraaleista. Silikaattien osalta ryhmän sisäinen luokittelu tehdään kidekemiallisen rakenteen pohjalta.

**Taulukko 2.1:** Mineraalien luokittelu. Mineraaliryhmä, tunnusomainen anioni ja esimerkkejä kunkin ryhmän jäsenistä. (Piispanen ja Tuisku 2005)

Mineraaliryhmä	Anioni	Esimerkkejä
Alkuaineet		Kulta (Au), Kupari (Cu), Grafiitti
Sulfidit	$S^{2-}$	Lyijyhohde (PbS), Sinkkivälke (ZnS)
Oksidit	$O^{2-}$	Hematiitti ( $Fe_2O_3$ ), Korundi ( $Al_2O_3$ )
Hydroksidit	$OH^-$	Goethiitti ( $FeO \cdot OH$ ), Brusiitti ( $Mg(OH)_2$ )
Halogenidit	$Cl^-, F^-, Br^-, I^-$	Haliitti (NaCl), Fluorisälpä ( $CaF_2$ )
Karbonaatit	$CO_3^{2-}$	Kalkkisälpä ( $CaCO_3$ ), Dolomiitti ( $CaMg(CO_3)_2$ )
Fosfaatit	$PO_4^{3-}$	Apatiitti ( $Ca_5(PO_4)_3(F, Cl, OH)$ )
Sulfaatit	$SO_4^{2-}$	Kipsi ( $CaSO_4 \cdot 2H_2O$ ), Baryytti ( $BaSO_4$ )
Nitraatit	$NO_3^-$	Salpietari ( $KNO_3$ )
Silikaatit:		
Jalossilikaatit	$SiO_4^{4-}$	Oliiviini ( $(Mg, Fe)_2SiO_4$ )
Ketjusilikaatit	$SiO_3$ -ketju	Ortopyrokseeni ( $(Mg, Fe)SiO_3$ )
Nauhasilikaatit	$Si_4O_{11}$ -nauha	Tremoliitti ( $Ca_2Mg_5Si_8O_{22}(OH)_2$ )
Verkkosilikaatit	$Si_2O_5$ -verkko	Kaoliini ( $Al_2Si_2O_5(OH)_4$ )
Hohkasilikaatit	$SiO_2$ -hila	Kalimaasälpä ( $KAlSi_3O_8$ )

Mineraaleilla voi olla sama kemiallinen koostumus, mutta erilainen rakenne (**polymorfia**) – esim. hiili voi esiintyä timanttina ja grafiittina. Mineraaleilla voi vastaavasti joskus olla sama rakenne, mutta erilainen koostumus (**isomorfia**). Isomorfisessa seossarjassa mineraalien kemiallisessa koostumuksessa yksi tai useampi ionipari voi korvata toisiaan (esim. oliviinin rauta ja magnesium). Mineraalin koostumuksessa voi olla samat alkuaineet, joiden määrasuhde vaihtelee (esim. magneettikiisu).

**Silikaatit** jaetaan jalo-, ketju-, nauha-, verkko- ja hohkasilikaatteihin kidekemiallisen rakenteen erilaisuuksien perusteella. Kaikkien silikaattien kidekemiallisena perusrakenneosasena on **piihappitetraedri**. Siinä tetraedrin keskipisteessä olevaa piiatomia ympäröivät sopissa olevat happiatomit. Piihappitetraedrin korkeus on noin 0.33 nm.



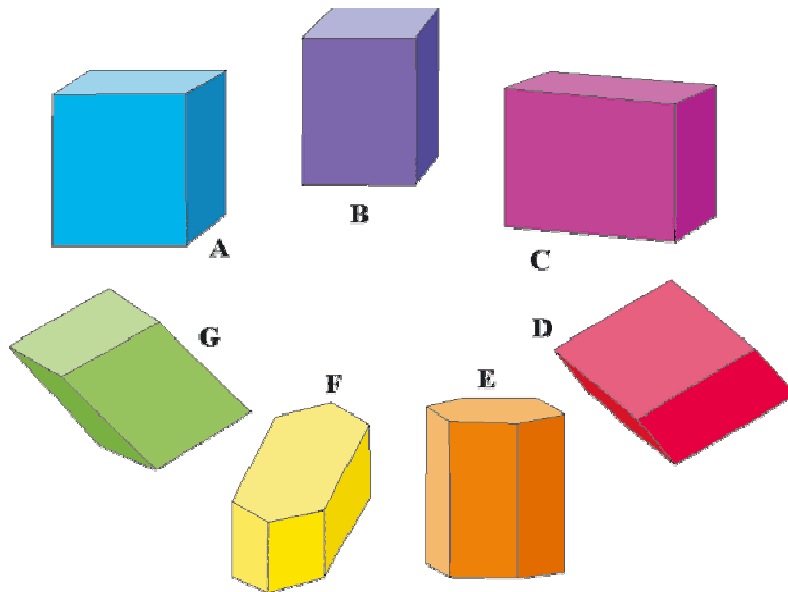
**Kuva 2.1:** Piihappitetraedri SiO<sub>4</sub><sup>4-</sup>. A: "todellinen" malli, jossa pieni piiatomi jää piiloon happi-ionien väliin. B: Yksinkertaistettu sidosmalli, jossa ionien kokoa on pienennetty todellisesta jolloin sidokset saadaan näkyviin. C: koordinaatiokappalemalli, jossa piitä ympäröivien happiatomien keskipisteet ovat tetraedrin kärkinä. Piiatomi on piilossa kappaleen keskellä. (Piispanen & Tuisku 2005)

### 2.3. Kiderakenne

Nykyisin tunnetaan noin 4000 eri mineraalia. Niistä jokaisella on erilainen **kiderakenne**, joka riippuu mineraalin koostumuksesta ja kiteytymisolosuhteista. Edullisissa olosuhteissa vesiliuoksista tai jäähtyvistä kiviluolasta eli magmasta kiteytyessään mineraalit voivat saada säännöllisen ja usein kauniinkin ulkomuodon. Edullisia olosuhteita ovat hitaasti tapahtuva jäähtyminen ja kasvulle rajoja asettamaton ympäristö. Tällaisissa olosuhteissa syntyvää rautaa sanotaan **omamuotoiseksi**. Rakeen muoto on tällöin mineraalin kidemuoto. Epäedullisissa olosuhteissa mineraalirake ei saa esille omaa kidemuotoaan vaan jää **vierasmuotoiseksi**. Kiteisessä olomuodossa olevalle aineelle on erotuksena nestemäis-amorfisista ja kaasumaisista aineista luonteenomaista aineen sisäinen järjestys.

**Alkeiskoppi** on kiderakenteen perusosa. Se on pienin rakenne, jota toistamalla koko kiderakenne saadaan rakennettua. Alkeiskoppi rakentuu molekyyleistä, atomeista tai ioneista. Rakennepalat, atomit ja atomiryhmät, ovat säännönmukaisella tavalla järjestyksessä suhteessa muihin atomeihin ja atomiryhmiin. Kiteinen aine voidaan käsittää tasaväliseksi **avaruushilaksi**, jossa massapisteet sijaitsevat tasaisin välein suorilla, ns. **massapistejonoina**. Usean samassa tasossa olevan massapistejonon muodostama kokonaisuus sanotaan **verkkopinnaksi**. Avaruushila koostuu kolmesta tai neljästä toisiaan leikkaavasta massapistejonoparvesta, ja avaruushilan kahdeksan toisiaan lähinnä olevan pisteen rajoittama kappale muodostaa alkeiskopin. Kiderakenne koostuu alkeiskopeista, jotka toistuvat tasavälisessä avaruushilassa. Alkeiskopin särmien pituuksia kutsutaan **kideakseleiksi** ja niiden muodostamia kulmia **hilakulmiksi**.

Yleisluonteisen avaruushilan alkeiskoppi on vino suuntaissärmiö, jonka pinnat ovat suunnikkaita. Tällaista alkeiskoppia kutsutaan **trikliiniseksi**. Alkeiskoppimuotoja on seitsemän, ja kukin niistä edustaa **kidejärjestelmää**.



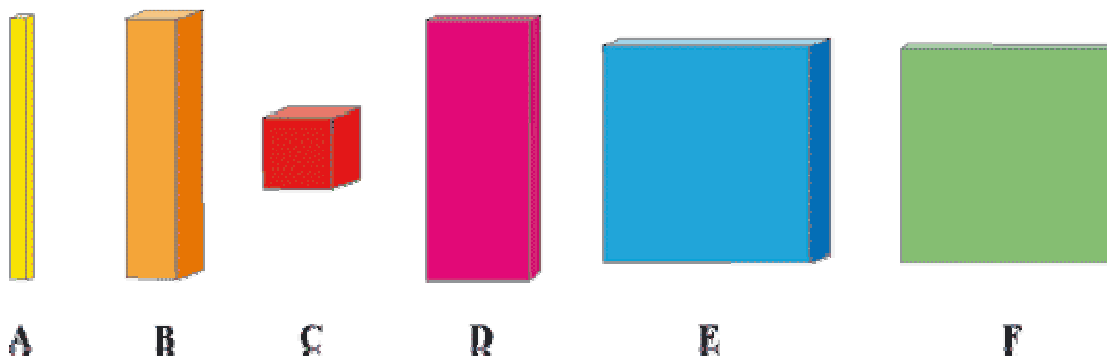
**Kuva 2.2:** Luonnossa esiintyvät mineraalien kidejärjestelmät. A: kuutiollinen, B: tetragoninen, C: rombinen, D: trigoninen, E: heksagoninen, F: monokliininen, G: trikliininen. (Grönholm et al. 2010)

Kaikki luonnossa esiintyvät kiteet voidaan luokitella johonkin seitsemästä kidejärjestelmästä. Kunkin kidejärjestelmän kaikilla esiintyvillä ja ajateltavissa olevilla täysilukuisilla kiteillä on samanlainen symmetria kuin järjestelmän alkeiskopilla. Mineraalin kiderakenne määrää, millaiset kidepintamuodot ovat mahdollisia. Kiteytymisolosuhteet määräävät, mitkä pintamuodot voivat kehittyä, eli millainen kidemuoto mineraalille niissä olosuhteissa muodostuu. Hilan ominaisuudet kiteisellä aineella eivät välttämättä ole joka suuntaan samat. Aine ei ole eri suuntiin homogeenista tietyistä tarkastelupisteistä edettäessä kuten amorfisilla aineilla. Esim. kovuus, lämpölaajeneminen ja valon etenemisnopeus kiteisessä aineessa ovat suunnasta riippuvia. Myös **lohkeavuus** on kiteisen aineen erikoispiirre ja tärkeä tunnistuskeino. Lohkeavuus johtuu hilan lujuusominaisuuksien vaihtelusta eri suunnissa. Tämä johtuu siitä, että mineraalin hilaa koossapitävät kemiallisiin sidoksiin liittyvät koheesivoimat ovat hilan luonteesta johtuen eri suunnissa erisuuruiset. Iskettäessä mineraalia, jolla ei ole lohkosuuntia, murtuu se epäsäännöllisiin kappaleisiin tai kartiomaisiin pinnoin kuten lasi. Useimmat karkearakeiset mineraalit särkyvät suoria pintoja eli lohkopintoja pitkin.

## 2.4. Mineraalien tunnistaminen

Mineraalien tunnistaminen edellyttää yleensä sen kiderakenteen ja koostumuksen määrittämistä, mikä vaatii laboratoriotutkimuksia. Alustava mineraalin tunnistaminen voidaan tehdä varsin luotettavasti mineraalin fysikaalisten ominaisuuksien perusteella. Tunnistuksessa käytettäviä ominaisuuksia ovat: kidejärjestelmä ja kidemuoto, mineraalin asu, lohkeavuus ja kovuus, väri ja kiilto, ominaispaino, magneettisuus, sähkönjohtavuus, radioaktiivisuus ja fluoresenssi.

Mineraalirakeen ulkonäkö eli **mineraalin asu** voi jossain määrin kuvastaa mineraalin kidemuotoa ja rakennetta, vaikka varsinaista omamuotoista kidettä ei kivessä esiintyisikään. Mineraalin asulla kuvataan sen rakeiden eri ulottuvuuksien suhdetta toisiinsa. Jos rakeet ovat likipitään yhtä ulottuvia kaikkiin suuntiin, sanotaan että mineraalin asu on **rakeinen**.



*Kuva 2.3: Luonnossa esiintyviä raemuotoja. A: neulamainen, B: pylväsmäinen, C: kuutiomainen, D: sälöinen, E: levymäinen, F: lamellimainen (Grönholm et al. 2010)*

**Raekoko** on oleellinen tekijä mineraalin muita ominaisuuksia tutkittaessa. Mineraalien raekoko on tavallisesti suuruusluokkaa 0.1–2 mm. **Hienorakeisiksi** sanotaan mineraaleja, joiden raekoko on alle 1 mm, raekooltaan välillä 1–5 mm olevat mineraalit ovat **keskirakeisia**, ja yli 5 mm **karkearakeisia**.

Mineraaleja tunnistettaessa käytetään apuna mineraalin **naarmutuskovuutta** ns. **Mohsin asteikolla**, jossa on 10 mineraalia kovuusasteikon standardeina. Niistä pehmein on talkki, kovuus 1, ja kovin on timantti, kovuus 10. Sarjassa ylempänä oleva mineraali naarmuttaa alempana olevaa eli kovemmalla mineraalilla voidaan naarmuttaa pehmeämpää.

**Väri** on pääsääntöisesti hyvä tuntomerkki monille mineraaleille, mutta kuitenkin sama mineraali voi esiintyä monen värisenä jopa samassa muodostumassa. Mineraalin värin voi aiheuttaa joko kemiallinen koostumus, jokin vähäisessä määrin esiintyvä alkuaine, sulkeumina esiintyvä aines tai jokin optinen ilmiö. Mineraalin jauheen väri kuvaa "**viirun**" väriä. Malmimineraalit, sulfidit ja oksidit antavat yleensä tumman, voimakkaan värisen viirun. **Kiilto** riippuu mineraalin pinnan heijastuskyvystä. Korkein kiilto, **metallikiilto**, on sellaisilla mineraaleilla, jotka eivät läpäise valoa ollenkaan. Valoa läpäisevillä aineilla on epämetallinen kiilto, esimerkiksi **lasikiilto**, **helmiäiskiilto** tai **matta**.

Eräät mineraalit **fluoresoivat** mm. sinistä, punaista, vihreää tai keltaista väriä, kun niitä valaistetaan ultraviolettivalolla (UV). Väri syntyy, jos mineraali sisältää epäpuhtautena aktivaattoriainekkaita (ns. siirtymäainekkaita). Esimerkiksi yleisin volframimineraali scheeliitti fluoresoi voimakkaan sinistä valoa lyhytaaltoisella UV-valolla, mutta pitkäaaltoisella UV-valolla se ei fluoresoi ollenkaan.

Mineraalien ominaispaino, magneettisuus, sähkönjohtavuus ja radioaktiivisuus ovat selkeitä mineraaleja toisistaan erottelevia ominaisuuksia, joihin tutustutaan tarkemmin myöhemmin.

## 2.5. Kivilajit

Kallioperä koostuu **kivilajeista**, jotka muodostuvat yhden tai useamman mineraalin toisiinsa liittyneistä rakeista. Kivilajien koostumukselliset ja rakenteelliset pääpiirteet riippuvat syntytavasta, jonka perusteella ne jaetaan magmakiviin, sedimenttikiviin ja

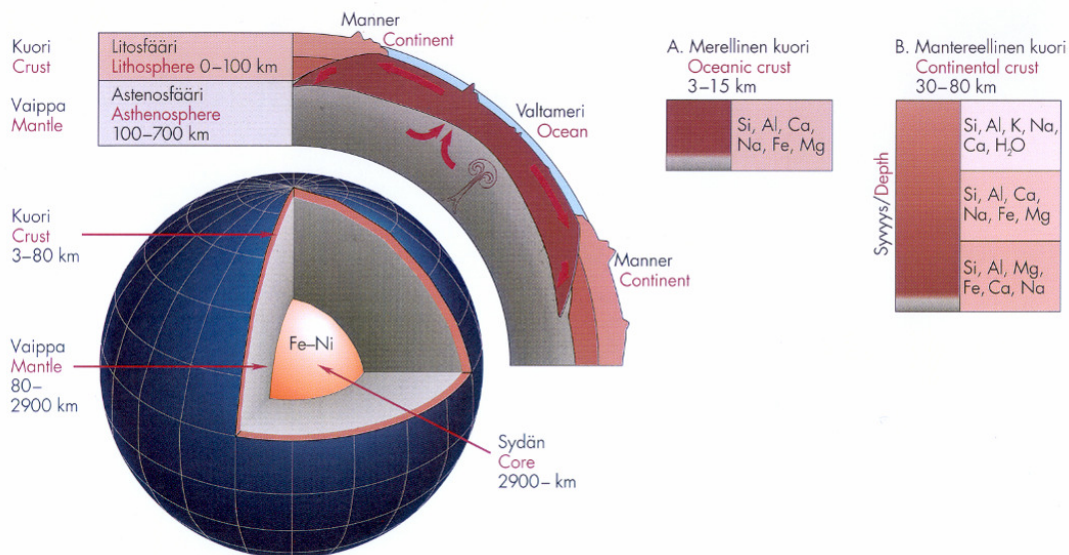
metamorfisiin kiviin. **Magma**kivet syntyvät kivilajista kiteytymällä, ja jaetaan syntysyvyytensä (ja siis vallinneen paineen, lämpötilan ja ympäristön kemian) perusteella edelleen **syväkiviin** (kiteytyneet tyypillisesti hitaasti), **vulkaanisiin kiviin** (pinnallisia, tekemisissä hapen kanssa, nopea jäähtyminen) ja **juonikiviin** (puolipinnallisia). **Sedimenttikivet** muodostuvat kerrostumalla kaikkien kolmen ryhmän rapautumistuotteista ja ovat tyypillisesti melko kevyitä ja huokoisia. **Metamorfiset kivet** ovat magma- tai sedimenttikiviä, jotka ovat ympäristön lämpötilan, paineen tai kemian takia muuntuneet, joko kemiallisesti tai fyysisesti.

Kivilajit koostuvat erilaisista mineraaleista, joiden fysikaaliset ominaisuudet ja muoto, koko ja järjestys kivessä vaihtelevat. Erilaisesta mineraalikoostumuksesta johtuen eri kivilajeilla on erilaiset petrofysikaaliset ominaisuudet, joihin vaikuttavat mm. kiven rakenne ja tekstuuri (mineraalirakeiden keskinäinen järjestäytyminen ja geometria) sekä kiven homogeenisuus tai anisotrooppisuus. Ulkoisista tekijöistä vaikuttavat ensisijaisesti paine, lämpötila ja jännityskenttä. Erilaisissa geologisissa prosesseissa kiven mineralogia voi muuttua. Mineralogian muutoksella tarkoitetaan sitä, että mineraalien keskinäiset osuudet kivessä vaihtelevat ja tekstuuriin muutoksella taas yksittäisten mineraalirakeiden kokoa, muotoa ja sitä, millä tavalla ne ovat yhdistyneet toisiinsa. Samalla kiven petrofysikaaliset ominaisuudet muuttuvat.

**Felsisissä** kivissä on vähän tummia mineraaleja (rautaa ja magnesiumia sisältäviä), mutta paljon silikaatteja, kuten kvartssia, maasälpää ja plagioklaasia, minkä takia ne ovat tyypillisesti vaaleita ja kevyitä, esimerkkinä mainittakoon graniitti. **Mafinen** kivi puolestaan sisältää kohtalaisen paljon magnesiumia ja rautaa sisältäviä tummia mineraaleja, ja on siksi väriltään tumma, esimerkiksi gabro. **Intermediääristen** kivien koostumus on felsisten ja mafisten kivien välillä, esimerkkinä granodioriitti, ja **ultramafiset** kivet taas sisältävät vielä mafisia kiviä enemmän tummia mineraaleja. Tyypillisesti kivilajin ominaispaino kasvaa tummien mineraalien osuuden kasvaessa (enemmän raskaita alkuaineita, kuten rautaa, suhteessa kevyisiin, kuten happeen).

## 2.6. Maankuoren koostumus

Maapallo alkoi muodostua noin 4.7 miljardia vuotta sitten kasaantumalla kivimeteoriittien kaltaisesta aineksestä. Jatkuva meteoriittipommitus toi huomattavia määriä kineettistä energiaa, joka vapautui lämpönä. Tämä lämpö sulatti kiviaineksen, ja sen mukana tulleet metalliset rakeet, ja ne alkoivat painovoiman vaikutuksesta järjestyä kerroksittain. Metalliset rauta ja nikkeli muodostivat ytimen, rautaa kevyemmät raudan ja magnesiumin yhdisteet kertyivät vaipaksi sen päälle ja kevyimmät kalsiumin, natriumin, kaliumin ja alumiinin yhdisteet kuoreksi tämän päälle. Tätä eri painoisten alkuaineiden erottumista kutsutaan **differentiaatioksi**, joka tapahtui pääasiassa painovoiman vaikutuksesta. Sen seurauksena Maalle on kehittynyt selkeä **kehärakenne**, jossa keveät felsiset kivilajit kerääntyivät kuoren yläosaan ja raskaat, mafiset sen alaosaan. Tästä säännöllisyydestä esiintyy kuitenkin poikkeuksia, ja esim. raskaat alkuaineet kuten uraani, torium ja kulta ovat rikastuneet kuoren yläosaan, koska ne eivät suuren ionikokonsa tai valenssinsa tähden voi sitoutua maapallon sisäosissa yleisinä esiintyviin mineraaleihin.



**Kuva 2.4:** Maapallon rakenne ja eräiden pääalkuaineiden suhteellinen esiintyminen merellisessä (A) ja mantereellisessä (B) kuoressa. (Koljonen 1992)



### 3. HUOKOISUUS

**Huokostilalla** tarkoitetaan sitä tilaa kivessä tai maaperässä, joka ei ole kiinteää vaan sisältää nestettä tai kaasua. Huokokset voivat olla avoimia, suljettuja, yhteydessä toisiinsa tai erillisiä. Huokokset voivat muodostaa huokosputkia (huokoskäytäviä) tai onkaloita. Huokosten koko vaihtelee atomaarisista suuriin, kymmenien metrien kokoihin kallioluoliin. Useimmiten puhutaan kiven tai kallioperän huokoisuudesta, mutta viime aikoina on alettu kiinnittää huomiota myös mineraalien huokoisuuteen: **mikrohuokoisuuteen**. Kun mittaustekniikat ovat kehittyneet, huokoisuutta päästään mittaamaan nanotasolla. Geologisen muodostuman huokoisuuden määrittäminen näytteiden perusteella on hankalaa. Ruhjeet, raot ja rapautunut kallion pintaosa lisäävät huokoisuutta verrattuna terveeseen kallioon. Näytteet, joista huokoisuutta määritetään, ovat usein rapautuneesta pintakalliosta. Koko maapalloa tarkasteltaessa huokoisuudella ei ole käytännön merkitystä, mutta kallioperän pintaosan tutkimuksessa ja insinööriologiassa sen merkitys voi olla suuri.

#### 3.1. Huokoisuuden määrittelmä ja käsitteitä

**Huokoisuus, P**, määritellään huokostilavuuden  $V_p$  ja kokonaistilavuuden  $V_t$  suhteena, ja ilmoitetaan yleensä prosentteina:

$$P = \frac{V_p}{V_t} \quad (3.1)$$

Luonnollisesti kokonaistilavuus voidaan ilmaista myös huokostilavuuden ja kiinteän aineksen tilavuuden  $V_m$  summana:

$$P = \frac{V_p}{(V_p + V_m)} \quad (3.2)$$

Huokoisuus voi olla sekundääristä tai primääriä. **Sekundääristä** huokoisuutta muodostuu mm. kiviainespartikkelien mekaanisessa tai kemiallisessa rikkoutumisessa. **Primäärihuokoisuutta** on esimerkiksi kiviainespartikkelinen välinen tila, joka muodostuu esim. sedimentaation aikana. Siihen vaikuttaa mineraalirakeiden ja huokosten geometriset ominaisuudet (mineraalirakeiden järjestyminen ja muoto, raekokojakauma), diageneettiset prosessit, sementoitumisaste, syvyys ja paine (vaikuttavat myös sekundääriin huokoisuuteen). **Kokonaishuokoisuus** määritellään primäärin ja sekundäärin huokoisuuden summana, ja sisältää siis myös erilliset, täysin suljetut huokokset:

$$P_{total} = P_{primary} + P_{secondary} \quad (3.3)$$

**Tehollinen huokoisuus** määritellään nestevirtauksille vapaiden huokosten tilavuuden suhteena kokonaistilavuuteen. Geologian tutkimuskeskuksen geofysiikan laboratoriossa saatujen kokemusten perusteella tehollinen huokoisuus on monissa sovellutuksissa oleellisesti merkittävämpi suure kuin kokonaishuokoisuus. Esimerkiksi rakoihin sekä huokosiin imeytyneen veden määrällä on eksponentiaalinen vaikutus sähkönjohtavuuteen. Huokoisuus määritetään laboratoriossa yleensä välittömästi ominaisvastuksen ja seismisen P-aallon nopeuden mittaamisen jälkeen. Näin ollen mittausaineiston eri ominaisuuksien korreloinnit tapahtuvat parhaalla mahdollisella tavalla ja kyllästysasteet vastaavat toisiaan. Kiviteollisuudellekin tehollinen huokoisuus on monissa tapauksissa kokonaishuokoisuutta tärkeämpi suure. Rakennusten ulkopinnoilla sekä lattioilla rakennuskivet joutuvat koviin olosuhteisiin ja kosteusvaihteluiden alaisiksi. Näiden kivimateriaalien tutkimuksissa myös imeytymiskäyrien määrittäminen on hyödyllistä.

**Permeabiliteetti** kuvaa huokoisen väliaineen (kiven) kykyä kuljettaa neste- tai kaasuvirtausta lävitseen pitkin huokosia. Permeabiliteetti riippuu siis huokoisuudesta, huokosten dimensioista ja geometriasta, ja on yleensä tensori.

### **3.2. Huokoisuuden merkitys**

Huokoisuudella on merkitystä kiinteän maan geofysiikan menetelmien sovellutuksissa, erityisesti gravimetriassa, sähköisissä ja sähkömagneettisissa luotauksissa, seismiikassa ja geotermiikassa. Tämä johtuu siitä, että huokosten sisältämät aineet muuttavat monia kiven fysikaalisia ominaisuuksia. Esimerkiksi sähkönjohtavuuteen tai äänen etenemiseen kalliossa ja irtomaissa huokoisuudella ja huokosten sisältämällä aineilla on ratkaiseva vaikutus. Huokosten sisältämät aineet voivat olla taloudellisesti merkittäviä, kuten hiilivedyt ja vesi. Erityisesti huokoisuuden merkitys on tärkeä öljynetsinnässä. Huokoisuuden rooli tulee esiin myös tutkittaessa asteroidien huokoisuuksia meteoriittinäytteiden huokoisuuksien avulla.

Huokoisuus vaikuttaa myös muihin petrofysiikan parametreihin. Tyypillisesti huokoisuuden kasvaessa tiheys laskee, sähkönjohtokyky ja lämpökapasiteetti kasvavat sekä lämmönjohtokyky ja seismiset nopeudet pienenevät. Magnetoitumaan huokoisuudella ei ole suoraa vaikutusta.

### **3.3. Kivilajien huokoisuuksista**

Syvällä kiteytyvissä kivissä ei kiteytymisen aikana pääse syntymään huokosia, koska paineen vuoksi helposti haihtuvat aineetkin pysyvät liuenneina magmaan ja kiteytyvät sen mukana. Pintasyntyisissä magmakivissä (laavat) pääsevät liuenneet kaasut haihtumaan aiheuttaen joskus hyvinkin suuria huokoisuuden arvoja.

Sedimenttikivien huokoisuusaste on yleensä suuri ja siihen vaikuttaa niiden irtomaiden huokoisuus, joista sedimenttikivet ovat syntyneet. Metamorfoosiasteen kasvaessa huokoisuus pienenee. Esimerkiksi kvartsihiekkakiven muuttuessa kvartsiitiksi huokoisuus pienenee noin 20 %:sta alle 2 %:iin.

Metamorfoosissa huokoisuus useimmiten laskee. Lämpötilan ja paineen kasvu edesauttaa rakojen ja huokosten umpeutumista ja mahdollista täyttymistä jollain mineraalilla. Syvemmällä maankuoressa korkeammassa lämpötilassa ja paineessa voisi olettaa myös mikrohuokoisuuden osittaista umpeutumista mineraalien uudelleen muotoutumisen yhteydessä.

Huokoisuuden rooli katoaa syvemmällä maan kuoressa kun paine kasvaa ja huokokset umpeutuvat, mutta toisaalta tektoniset prosessit voivat lisätä rakoilua. Joskus on vaikeaa tehdä ero huokoisuuden ja rakoilun välillä, vaikka niiden synty tapa voi olla aivan erilainen. Huokoisuus voi syntyä esim. kiven synnyn aikana rakeiden sedimentoitua tai kidesulan jäähtymisen aikana. Rakoilu taas on myöhempää tektonista rikkoutumista.

Mekaanisessa rapautumisessa kiveen syntyy rakoja, jotka lisäävät huokoisuutta. Ne lisäävät huokostilaa sekä antavat kulkutien kemiallista rapautumista aiheuttaville liuoksille. Huokokset ja raot puristuvat kiinni 3–6 km syvyydessä, mutta jo ennen näitä syvyyksiä huokokset ja raot ovat niin pieniä, etteivät liuokset pääse kulkemaan niissä. Täten kemiallinen rapautuminen rajoittuu 2–3 km syvyydelle ja on suurinta aivan kallion pintaosissa. Joskus liennut aine saattaa saostua huokosten pinnalle pienentäen huokoisuutta.

Sekundääristen mineraalien huokoisuus on suurempi kuin alkuperäisten mineraalien. Esimerkiksi raetiheydellä ja serpentiniittiytymisen asteella on todettu korrelaatio. Matala raetiheys ja huokoisuus liittyvät täydellisempään serpentiniittiytymiseen.

Kivien huokoisuus on hyvin yksilöllinen ominaisuus ja varsinkin tiettyjen kivilajien kohdalla on vaikea antaa keskiarvoja tai keskimääräisiä vaihteluvälejä (esim. hiekkakivet). Eri kivilajien huokoisuuksia onkin hyvä vertailla alueellisesti, muodostumakohtaisesti tai syvyyden funktiona. Syvällä kiteytyneiden magmakivien huokoisuus on yleensä pieni (alle 0.7 %), mutta pinnalla kiteytyneet kivet ovat huokoisempia (0–10 %). Sedimenttikivet voivat olla erittäin huokoisia (2–40 %).

Impaktikivissä huokoisuus on tyypillisesti suuri. Suomen kivilajien todellisten huokoisuuksien on esitetty olevan 0.4 – 7.0 % ja avointen huokosten osuuden 0.15-0.83 %.

**Taulukko 3.1:** Yleisiä kivilajien huokoisuusarvoja. (Ketola 1974)

Syväkivet	0.1–4 %
Metamorfiset kivet	0.4–8 %
Sedimentit	0.6–50 %
Irtomaa	20–60 %

### 3.4. Irtomaalajien huokoisuus

Irtomaalajien huokoisuus on paljon suurempi kuin kallioperän. Irtomaalajien huokoisuuteen vaikuttavat eniten maalaji, raekoko, rapautumisaste, kulkeutuminen ja kasautuminen. Näiden ja muiden tekijöiden yhteisvaikutus on monimutkainen, eikä yksittäisen tekijän vaikutusta voida aina selvittää. Rapautumisaste vaikuttaa kuten kalliiosakin. Lisäksi se vaikuttaa myös raekokoon ja sitä kautta huokoisuuteen. Kulkeutuminen vaikuttaa lajittelevan osuutensa kautta raekokoon ja kulutuksensa kautta raekoon lisäksi rapautumisasteeseen ja rakeiden muotoon. Painavimmat rakeet kasautuvat kuljetuksen seurauksena melko pian. Hienojakoinen aines vaatii rauhallisia olosuhteita kasaantumiseensa. Jos hienojakoinen aines kasautuu samaan paikkaan kuin karkeampi aines, määrää se huokoisuuden. Ohuina kerroksina irtomaat säilyttävät sen huokoisuuden, joka niillä oli kasautumisen jälkeen. Jos samaan paikkaan kertyy enemmän irtomaita, puristaa ylempien paino alempia, jolloin niiden huokoisuus pienenee.

### 3.5. Huokoisuuden mittaaminen

Suomessa huokoisuutta mitataan mm. GTK:n ja Helsingin yliopiston Geofysiikan ja tähtitieteen osaston petrofysiikan laboratorioissa. Huokoisuuden mittaamista on käsitelty tarkemmin Kivekkään (1993) koosteessa, jossa kuvataan erityisesti imeytymenettelmää. Siinä huokostilavuus saadaan massaerosta, kun vedellä

imeytetyn näytteen painosta vähennetään uunissa kuivatun paino. Näytteen kokonaistilavuus määritetään imeytetyn näytteen vesi/ilma-punnituksella. Huokoisuuden mittaamiseksi helposti rapautuvista (esim. meteoriitti-) näytteistä on kehitetty Helium-pyknometri, jossa näytteeseen syötetään veden sijaan pienimolekyylisiä heliumia.

### **3.5.1. Imeytysmenetelmä**

Huokoisuusmittauksissa käytetään useimmiten **imeytysmenetelmiä**, joilla pystytään määrittämään kiviaineksen ns. tehollinen huokoisuus. Tällöin kuitenkin tulevat esiin vain ne raot ja huokokset, jotka ovat yhteydessä toisiinsa ja täyttyvät imeytettävällä nesteellä. Koska imeytysmenetelmä ei tavoita kaikkia huokosia, tulokseksi saadaan kokonaishuokoisuutta pienempiä arvoja. Huokoisuuden määrittämiseen käytetty yksinkertainen imeytysmenetelmä soveltuu hyvin muiden petrofysiikan ominaisuuksien mittausten jatkoksi. Ominaisvastuksen ja P-aallon määrittämiseen näytteitä pidetään vähintään pari vuorokautta vedessä, joten huokoisuudelle imeytysajaksi tulee 3–5 vuorokautta. Imeytymistä voidaan tehostaa käyttämällä alipainetta.

Näytteen pinta kuivataan ja se punnitaan sekä ilmassa että vedessä: saadaan näytteen tilavuus ja märkätiheys. Näytteiden koosta, dimensioista ja ominaisuuksista riippuen niitä kuivataan 2–3 vuorokautta uunissa. Näytteet punnitaan välittömästi uunikuivatuksen jälkeen, ettei huoneilman kosteus pääsisi imeytymään niihin. Punnitustulosten erotuksista saadaan näytteisiin imeytyneen veden määrä. Mittausohjelma laskee tehollisen huokoisuuden ja kuiva-, märkä- sekä raetiheyden. GTK:ssa on mitattu kiviaineyhteiden huokoisuuksia jo vuodesta 1985 lähtien. Kuivauksessa varotaan lämmön mahdollisesti aiheuttamia muutoksia kivien ominaisuuksiin ja nykyisin näytteiden kuivatukseen käytetään 105–110 °C:n lämpötilaa.

Kiven huokoisuus määritetään mekaanisesti punnitsemalla näyte vedellä kyllästettynä ja uunissa kuivatuna. Huokoisuus saadaan kaavasta:

$$P = \frac{W_1 - W_3}{W_1 - W_2} \cdot \rho_w \quad (3.4)$$

Jossa:

$W_1$  = vedellä kyllästetyn näytteen massa ilmassa

$W_2$  = vedellä kyllästetyn näytteen massa vedessä

$W_3$  = uunissa kuivatun näytteen massa ilmassa

$\rho_w$  = veden tiheys

Maalajien vesipitoisuus määrätään yleensä kuivaamalla punnittu näyte 105 °C:ssa ja laskemalla painohäviö prosenteissa kuivapainosta. Vesipitoisuus voidaan määrätä myös antamalla näytteen sisältämän veden ja kalsiumkarbidin reagoida keskenään ja mittaamalla syntyneen asetyleenin paine.

### 3.5.2. Akustinen menetelmä

**Akustisissa mittauksissa** havaitaan pitkittäisen seismisen aallon (P-aalto) kulku-aika pituusyksikköä kohti:

$$P = \frac{\Delta t - \Delta t_{ma}}{\Delta t_f - \Delta t_{ma}} \quad (3.5)$$

Jossa:

$\Delta t$  = havaittu kulku-aika

$\Delta t_f$  = kulku-aika huokosten sisältämässä liuoksessa

$\Delta t_{ma}$  = kulku-aika kivessä

Esitetty yhtälö pitää hyvin paikkansa sedimenttikivissä, joissa huokokset ovat tasaisesti jakautuneet. Muissa kuin sedimenttikivissä yhtälö antaa liian suuria

huokoisuuden arvoja. Tällöin kaavaa voidaan empiirisesti muotoilla siten, että sillä saadaan oikeammat arvot.

### 3.5.3. Sähköinen menetelmä

Huokoisuus voidaan määrittää myös sähköisesti. Näin saatu huokoisuus sisältää avoimet, toisiinsa yhteydessä olevat huokokset:

$$P = \frac{\epsilon_w}{\epsilon_g} \cdot \frac{\sigma_g^2}{\sigma_w^2} \quad (3.6)$$

Jossa:

$\epsilon_w$  = nesteen dielektrisyys

$\epsilon_g$  = kyllästetyn näytteen dielektrisyys

$\sigma_g$  = kyllästetyn näytteen johtokyky

$\sigma_w$  = nesteen johtokyky

### 3.5.4. Gamma-gamma -luotaus ja neutroniluotaus kairareiässä

**Gamma-gamma -luotauksessa** käytetään gamma-säteilylähdettä ja sellaista suojattua detektoria, joka havaitsee vain takaisin sironneen säteilyn. Tämä on verrannollinen näennäistiheyteen. Menetelmä on herkkä kairareiän pinnan epätasaisuuksille ja porausjätteille. Näiden vaikutus kompensoidaan detektorilla, joka havaitsee pääasiassa näiden virhelähteiden aiheuttaman osuuden. Huokoisuus saadaan kaavasta:

$$P = \frac{\rho_g - \rho_{\log}}{\rho_g - \rho_f} \quad (3.7)$$

Jossa:

$\rho_g$  = kiven raetiheys

$\rho_{\log}$  = luotauksesta saatu tiheys

$\rho_f$  = huokosten täyttämän liuoksen tiheys



**Neutroniluotauksessa** lähetetään nopeita neutroneja, joita hidastavat pääasiassa vetyatomit. Havaitaan joko näitä hidastuneita, termisiä neutroneita, niiden aiheuttamaa gamma-säteilyä tai epitermisiä eli edellisiä hiukan nopeampia neutroneja. Saatavaan huokoisuuteen vaikuttaa geologisen muodostuman laatu ja kaasujen määrä.

### 3.5.5. Vastusmittausmenetelmä

**Vastusmittauksissa** saadaan huokoisuus kokeellisen Archie'n kaavan mukaan:

$$R_0 = R_w \cdot a \cdot P^{-m} \quad (3.8)$$

Jossa:

$R_0$  = vedellä kyllästyneen muodostuman vastus

$R_w$  = muodostumaveden vastus

$a$  = kokeellinen vakio 0.6–1.5

$m$  = kokeellinen eksponentti 1.5–3

## 4. TIHEYS

Kivilajin tiheys riippuu sen mineraalikoostumuksesta sekä huokoisuudesta. Mineraalit koostuvat pääasiassa maankuoren pääalkuaineista, joita ovat happi, pii, alumiini, rauta, kalsium, natrium, kalium ja magnesium. Mineraalin tiheys riippuu sen alkuaineiden atomipainoista, kidejärjestelmästä ja eri alkuaineiden määräsuhteista. Tässä kappaleessa tutustutaan kivien tiheyden määrittämiseen mittaamalla ja laskemalla.

### 4.1. Käsitteitä

**Tiheys  $\rho$**  määritellään massana ( $m$ ) tilavuusyksikköä ( $V$ ) kohden:

$$\rho = \frac{m}{V} \quad (4.1)$$

MKSA-järjestelmässä tiheyden yksikkö on  $\text{kg/m}^3$ , mutta käytännössä usein  $\text{g/cm}^3$  (cgs-järj.). Homogeenisen ainekappaleen tiheys on kauttaaltaan sama kuin sen keskitiheys. Epähomogeenisella ainekappaleella on määrätty keskitiheydensä, mutta sen tiheys vaihtelee tietyissä rajoissa tarkasteltavan tilavuusyksikön koosta ja sijainnista riippuen.

Aineen **ominaispainolla  $\rho_0$**  tarkoitetaan sen tiheyden suhdetta veden tiheyteen NTP -olosuhteissa (ISO 5011: +20 °C, 101.3 kPa):

$$\rho_0 = \frac{\rho}{\rho_w} \quad (4.2)$$

Koska veden tiheys on lähes  $1000 \text{ kg/m}^3$  (riippuu lämpötilasta, paineesta ja suolapitoisuudesta), on ominaispaino lukuarvoltaan likimain sama kuin tiheys.

**Raetiheydellä**  $\rho_g$  tarkoitetaan mineraalijauheen tiheyttä, esimerkiksi kivilajinäytteen mineraaliaineksen tiheyttä ilman huokostiloja. **Kappaletiheydellä**  $\rho_b$  tarkoitetaan koko kappaleen keskitiheyttä, siis kivilajinäytteen mineraaliaineksen, huokosten ja huokosnesteiden yhteistä keskitiheyttä. In-situ tiheys on aineen kappaleitiheys luonnontilassa.

**Tiheysfunktioilla** tarkoitetaan funktiota, joka kuvaa tiheyden riippuvuutta paikkakoordinaateista (muotoa  $\rho(x,y,z)$ ). Funktio voi olla joko jatkuva tai epäjatkua.

**Tiheuserolla**  $\Delta\rho$  tarkoitetaan tarkasteltavan geologisen yksikön ja sen ympäristön välistä tiheuseroa. **Kuivatiheys**  $\rho_d$  on kuivan aineen tiheys, kun huokosnesteet on poistettu. **Märkätiheys**  $\rho_s$  on vedellä kyllästetyn aineen tiheys.

#### 4.2. Tiheyden merkitys

Tiheys on kivien ja mineraalien tunnistamisessa oleellinen tekijä, koska se kertoo niiden alkuainekoostumuksesta. Mineraalisten raaka-ainevarojen kartoittamisessa ja arvioinnissa tiheystietoa tarvitaan sekä etsintävaiheessa että malmi- ja louhinta-arvioiden laskemisessa. Rikastustekniikassa ja kiviteollisuudessa tarvitaan tietoa materiaalien tiheuseroista. Painovoimamittauksia käytetään geologisessa kartoituksessa ja malminetsinnässä, missä haetaan kivilajien tiheyskontrasteja tai metallisten malmien ympäristöstään huomattavasti poikkeavia tiheyksiä. Painovoimamittaukset ovat muodostuneet yhä tärkeämmäksi menetelmäksi yhdyskuntarakentamisen suunnittelussa ja kalliotilojen rakentamisessa paikannettaessa kallioperän heikkousvyöhykkeitä ja arvioitaessa irtomaakerroksen paksuutta ja kalliopinnan topografiaa. Maankamaran tiheysvaihtelu vaikuttaa myös seismisiin luotaustuloksiin ja niiden tulkintaan. Planetaaritutkimuksessa tiheystietoa käytetään meteoriittien luokittelussa ja asteroidien tiheyden arvioinnissa sekä Maapallon (ja muiden planeettojen) koostumuksen ja rakenteen selvittelyssä.

### 4.3. Mineraalien tiheys

Mineraalien tiheys riippuu lähinnä niiden kidemuodoista ja kemiallisista koostumuksista. Epäpuhtaudet, ylimääräiset atomit ja aukot kidehilassa aiheuttavat poikkeamia teoreettisiin tiheysarvoihin, ja esimerkiksi hilavakiot riippuvat hieman lämpötilasta ja paineesta. Mineraalien tiheystutkimusta voidaan käyttää hyväksi esimerkiksi mineraalien tiheyteen perustuvien rikastusominaisuuksien laskemisessa, mineraalien tunnistuksessa, mineraalien koostumuksen tai kiderakenteen selvittämisessä ja laskettaessa kivilajien teoreettisia tiheyksiä. Teoreettinen lauseke mineraalien tiheyksille on seuraava:

$$\rho = \frac{ZM}{NV} \quad (4.3)$$

Jossa:

M = kemiallisen kaavan ilmoittamien atomien yhteenlaskettu atomipaino g/mooli

Z = alkeiskopin sisältämien kemiallisten yhdistelmien lkm

N = Avogadron luku

V = alkeiskopin tilavuus cm<sup>3</sup>

Z tunnetaan jokaiselle mineraalille, ja se riippuu kidejärjestelmästä (esim. spinellit Z = 8). Alkeiskopin tilavuus eri kidejärjestelmissä voidaan laskea hilavakioista (jotka saadaan esim. röntgensädetutkimuksin). Hilavakiot riippuvat vähäisessä määrin lämpötilasta. Esim. kalsiitin alkeiskopin tilavuus normaalipaineessa muuttuu 0.105 % lämpötilan noustessa 200 °C:sta 6000 °C:een. Kalsiitin alkeiskopin tilavuus pienenee normaalilämpötilassa 0.136 % paineen kohotessa 1 baarista 1 kilobaariin ja 1.328 % paineen kohotessa 1 baarista 10 kilobaariin.

**Taulukko 4.1:** Kidejärjestelmiä vastaavien alkeiskopin tilavuuksien laskeminen:  $a, b$  ja  $c$  ovat kideakselien pituudet;  $\alpha, \beta$  ja  $\gamma$  hilakulmat. (Piispanen & Tuisku 1998)

Kidejärjestelmä	Alkeiskopin tilavuus
Kuutiollinen	$a^3$
Tetragoninen	$a^2c$
Heksagoninen ja trigoninen	$a^2c \sin(60^\circ)$
Rombinen	$abc$
Monokliininen	$abc \sin(\beta)$
Trikliininen	$abc(1 - \cos^2\alpha - \cos^2\beta - \cos^2\gamma + 2\cos\alpha \cos\beta \cos\gamma)$

Seuraavissa taulukoissa on mineraalien ja alkuaineiden tiheyksiä. Taulukon alkupäässä olevat mineraalit ovat kivien tavanomaisia päämineraaleja. Vaaleiden mineraalien (kvartsi, plagioklaasi, maasälpä ja muskoviitti) tiheydet ovat yleisesti alhaisempia kuin tummien (biotiiitti, amfiboli, pyrokseeni).

**Taulukko 4.2:** Mineraalien tiheyksiä ( $\text{kg/m}^3$ ).

Mineraali	Vaihteluväli	Tyypillinen arvo	Lähde
Kvartsi	2500–2700	2650	Puranen et al. 1978
Plagioklaasi	2625–2759	–	”
Maasälpä	2560–2630	2580	”
Biotiitti	2700–3300	2860	”
Muskoviitti	2770–2880	2800	”
Amfiboli	3000–3330	3080	”
Pyrokseeni	3200–3500	3280	”
Kloriitti	2600–3300	2780	”
Epidootti	3380–3490	3410	”
Serisiitti	2760–3100	2850	”
Granaatti	3510–4250	3700	”
Kalsiitti	2600–2800	2720	”
Kordieriitti	2530–2780	2600	”
Oliviini	3270–3480	3300	”
Sillimaniitti	3230–3270	3240	”
Opaakit	4500–5200	4760	”
Serpentiini	2100–2300	–	Suominen 1973
Grafiitti	2100–2300	–	”

**Taulukko 4.3:** Tiheyden vaihtelualueet erilaisille alkuaineille.  
(Peltoniemi 1988: Elo ja Heiskanen 1974)

Aine	Tyypillinen tiheys (10 <sup>3</sup> kg/m <sup>3</sup> )	Teoreettinen tiheys (10 <sup>3</sup> kg/m <sup>3</sup> )
Platina	14.0-19.0	21.46
Kulta	15.6-19.3	19.28
Hopea	10.1-11.1	10.50
Kupari	8.5-8.9	8.93

Isomorfisten yhdisteiden tiheydet suhteutuvat suoraan läsnä olevien atomien massoihin, kuten seuraavassa taulukossa rombisten karbonaattien isomorfisen sarjan tiheydet:

**Taulukko 4.4:** Rombisten karbonaattien isomorfit tiheyksineen. (Patnaik 2003)

Isomorfi	Kemiallinen kaava	Tiheys	Atomipaino
Aragoniitti	CaCO <sub>3</sub>	2.93 g/cm <sup>3</sup>	Ca: 40.08
Strontianiitti	SrCO <sub>3</sub>	3.78 g/cm <sup>3</sup>	Sr: 87.62
Viteriitti	BaCO <sub>3</sub>	4.31 g/cm <sup>3</sup>	Ba: 137.34
Serusiitti	PbCO <sub>3</sub>	6.58 g/cm <sup>3</sup>	Pb: 207.19

Sekakiteiden tiheyksistä kuvastuu myös kemiallinen koostumus. Esimerkiksi oliviinisarjan tiheys vaihtelee Fe-Mg-suhteen funktiona forsteriitista (3.22 g/cm<sup>3</sup>) fajaliittiin (4.41 g/cm<sup>3</sup>).

#### 4.4. Kivilajien tiheys

Kivilajien tiheys riippuu pääasiassa niiden mineraalikoostumuksesta ja huokoisuudesta. Prekambrisissa kivissä huokoisuuden vaikutus jää mineraalikoostumuksen varjoon. Tiheydellä on vahva korrelaatio tummien mineraalien pitoisuuden kanssa. Kivilajin teoreettinen tiheys lasketaan määrittämällä ensin kemiallisista analyyseistä standardikoostumus ja laskemalla tästä mineraalikoostumus. Tämän jälkeen kivilajin tiheys lasketaan painotettuna keskiarvona, jossa painoina ovat mineraalien tilavuusprosenttiosuudet.

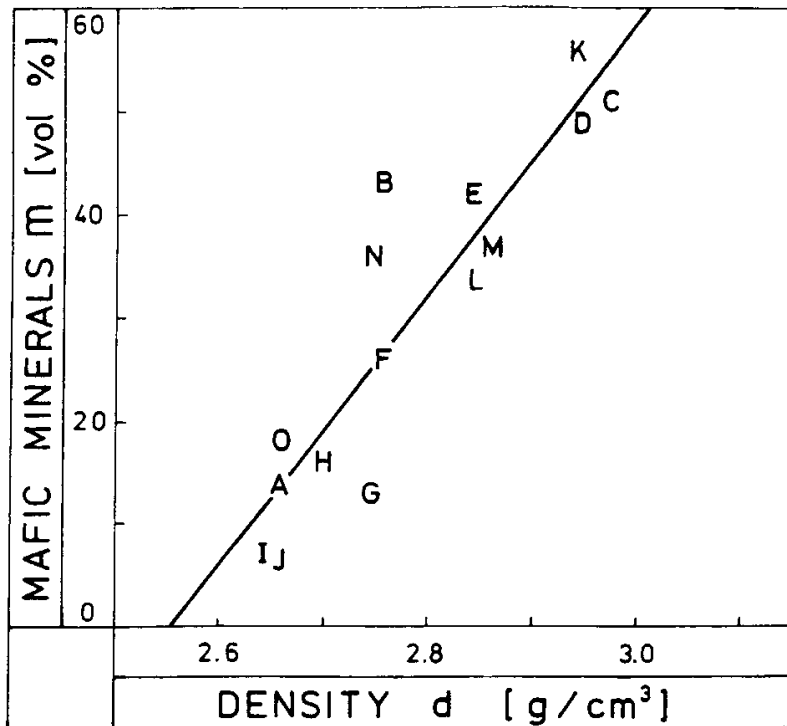
**Taulukko 4.5:** Tyypillisten maanpinnalla esiintyvien irtomaa- ja kivilajien tiheyksien vaihtelualueet. (Peltoniemi 1988)

Syväkivet	2500–3300 kg/m <sup>3</sup>
Pintakivet	2200–3300 kg/m <sup>3</sup>
Metamorfiset kivet	2400–3200 kg/m <sup>3</sup>
Sedimenttikivet	1600–2800 kg/m <sup>3</sup>
Irtomaa	1100–2200 kg/m <sup>3</sup>

**Taulukko 4.6:** Tiheyden vaihtelualueet eri kivilajeille. (Peltoniemi 1988: Elo ja Heiskanen 1974)

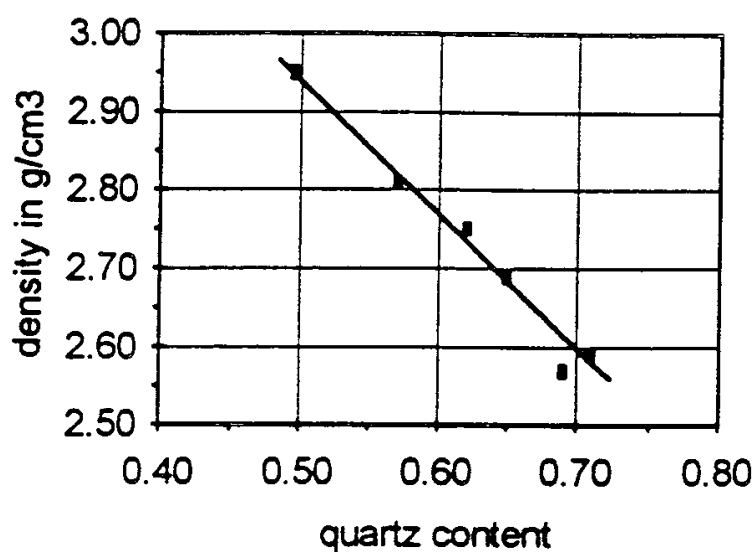
Kivilaji	Tiheys (10 <sup>3</sup> kg/m <sup>3</sup> )
Peridotiitti	3.1-3.3
Gabro	2.8-3.1
Noriitti	2.7-3.0
Diabaasi	2.8-3.1
Dioriitti	2.7-2.95
Granodioriitti	2.65-2.8
Anortosiitti	2.65-2.9
Graniitti	2.5-2.8
Basaltti	2.7-3.3
Dasiitti	2.4-2.8
Ryoliitti	2.4-2.7
Amfiboliitti	2.8-3.1
Fylliitti ja kiilleliuske	2.65-2.85
Gneissi	2.6-3.1
Kvartsiitti	2.5-2.65
Serpentiniitti	2.4-2.8

Yleisesti emäksiset kivet ovat painavampia kuin happamat (felsiset) kivet. Esimerkiksi peridotiitit, gabrot ja diabaasit ovat tavanomaisesti tiheämpiä kuin granodioriitit ja graniitit; basaltit ovat tavallisesti tiheämpiä kuin ryoliitit, ja amfiboliitit tiheämpiä kuin kvartsiitit. Tämä johtuu siitä, että emäksisissä on kivissä tummia Fe- ja Mg-pitoisia mineraaleja enemmän suhteessa vaaleisiin mineraaleihin kuin felsisissä. Syvällä hitaasti ja täysin kiteytyneet magmakivet ovat yleensä jonkin verran tiheämpiä kuin pinnalla nopeasti ja vaillinaisesti kiteytyneet, kemialliselta koostumukseltaan vastaavat magmakivet. Metamorfisten ja magmakivien tiheydet kuvastelevat niiden raskaiden ja kevyiden mineraalien paljousuhteita.



*Kuva 4.2: Tiheyden riippuvuus mafisten mineraalien pitoisuudesta. (Puranen et al. 1978)*

Puranen et al. (1978) tutkivat keskitiheyksien ja mafisten mineraalien määrän suhdetta 15 eri kivilajille. Tiheydet kasvavat lineaarisesti mafisten mineraalien osuuden kasvaessa (kuva 4.1). Kvartsipitoisuus alentaa kiven tiheyttä voimakkaasti (kuva 4.2).



*Kuva 4.3: Graniittien ja dioriittien tiheyden riippuvuus kvartsipitoisuudesta. (Schön 2004)*



Huokoisuus alentaa kiven tiheyttä, joten kivilajin tiheys on yleensä suurempi syvällä kallioperässä kuin lähellä pintaa. Esimerkiksi sedimenttikivien tiheys kasvaa syvyyden funktiona 2 km syvyyteen asti, jossa se saavuttaa vakioarvon joka ei enää syvemmillä merkittävästi muutu. Tämä johtuu siitä, että huokokset ja rakokset sulkeutuvat syvällä paineen vaikutuksesta ja kivi on tiiviimpää. Syväkivillä paineen kasvaessa kiven tiheys kasvaa aluksi nopeammin välillä 0 – 4000 MPa ja sitten hitaammin paineen edelleen kasvaessa. Tiheyden kasvun määrä ja nopeus riippuvat vähäisessä määrin kivilajin mafisuusasteesta, mutta tyyliltään noudattavat samaa linjaa. Esimerkiksi dioriitilla tiheys kasvaa n. arvosta 2700 kg/m<sup>3</sup> arvoon 2750 kg/m<sup>3</sup>, ja paineen kasvaessa yli 5000 MPa:iin tiheys ei enää kasva. Graniiteilla tiheys kasvaa edelleen hitaasti lähestyen arvoa 2700 kg/m<sup>3</sup> ja gabroilla (2900 kg/m<sup>3</sup>) kasvu lähestyy suunnilleen arvoa 2950 kg/m<sup>3</sup>.

Metamorfisten kivien tiheys riippuu voimakkaasti alkuperäisen kiviaineksen koostumuksesta ja tiheydestä, metamorfoosiasteesta sekä termodynaamisista olosuhteista ja prosesseista. Mikäli metamorfoosissa kiven huokoisuus pienenee, niin sen tiheys kasvaa. Mineraalien muutosprosessit metamorfoosissa ja metasomatoosissa riippuvat vallitsevista kemiallisista ja fysikaalisista olosuhteista: kevyistä mineraaleista saattaa muodostua raskaita ja päinvastoin. Esimerkiksi seuraavat mineraalien muutosprosessit ovat metamorfoosissa mahdollisia: zeoliiteista (2.0–2.4 g/cm<sup>3</sup>) voi muodostua plagioklaasia (2.61–2.77 g/cm<sup>3</sup>), plagioklaasi voi anortiittiutua (albiitti 2.61 g/cm<sup>3</sup> – anortiitti 2.77 g/cm<sup>3</sup>). Anortiittipitoisesta plagioklaasista voi muodostua epidoottia (3.3 g/cm<sup>3</sup>) ja oliviinista voi muodostua serpentiiniä (2.5–2.6 g/cm<sup>3</sup>).

Tietyt geologiset ilmiöt vaikuttavat kivilajien tiheyksiin. Esimerkiksi ruhjoutumisen, rakoilun, rapautumisen, impaktimetamorfoosin, serpentiniittytyksen ja graniittiutumisen on todettu pienentävän kiven tiheyttä. Kovettuminen ja iskostuminen, eklogiittiutuminen ja tiheiden malmimineraalien rikastuminen taas suurentavat kiven tiheyttä. Tiheyden suhdetta muihin suureisiin, kuten huokoisuuteen, seismiseen P-aallon nopeuteen, susceptibiliteettiin,

lämmönjohtokykyyn, lämpötilaan, paineeseen ja kulutuskestävyyteen on kirjallisuudessa käsitelty runsaasti.

#### 4.5. Tiheyden määrittäminen

Tiheys voidaan määrittää laboratoriossa punnitsemalla kappale nesteessä ja ilmassa, pyknometrinen menetelmällä, volumetrisen menetelmällä tai punnitsemalla kappale raskaassa nesteessä. Maastossa tiheys voidaan määrittää kairareistä (gamma-gamma menetelmä) tai painovoimamittausten perusteella esimerkiksi Parasniksen menetelmällä, Nettletonin menetelmällä tai ratkaisemalla tiheys painovoimakentän vertikaaligradienttimittausten tuloksista. Laboratorio- ja in-situ-menetelmien lisäksi pyrittäessä määrittämään maankuoren ja maapallon tiheysjakautumaa pintaa syvemmillä turvaudutaan mm. maan painovoimakenttään, seismisten aaltojen nopeuksiin, isostaattisiin tasapainoehtoihin tai painejakautumaan sisältyviin tietoihin tiheydestä.

##### 4.5.1. Punnitus nesteessä ja ilmassa

Näytteen tiheys voidaan määrittää punnitsemalla se nesteessä ja ilmassa:

$$\rho = \frac{m_i}{m_i - m_n} \cdot \rho_n(T) \quad (4.4)$$

Jossa:

$m_i$  = näytteen massa ilmassa

$m_n$  = näytteen massa nesteessä (vedessä)

$\rho_n(T)$  = nesteen tiheys lämpötilassa T



*Kuva 4.4: Samalla vaa'alla voidaan punnita näyte sekä ilmassa että vedessä.  
S. Vuoriainen, GTK.*

#### 4.5.2. Pyknometrimenetelmä

Pyknometrimenetelmää käytetään mineraalijauheiden ja nesteiden tiheyden määrittämiseen. **Pyknometri** on periaatteessa lasipullo, jossa on jotakin mittaukseen sopivaa nestettä.

Tutkittava aine punnitaan pyknometrissä ja tulosten perusteella lasketaan aineen tiheys. Tiheyden yksikön  $\text{kg/m}^3$  sijaan kemiassa käytetään usein yksikköä  $\text{g/cm}^3$ . Tutkittavan nesteen tiheyden saa yksinkertaisesti määriteltävä punnitsemalla tietty nestemäärä ja mittaamalla aineen tilavuus. Menetelmän virhelähteenä voi olla se, että mittaustilanteen tiheys muuttuu lämpötilan muuttuessa. Mittauksessa tuottaa vaikeuksia pitää pyknometrin tilavuus eri punnituksissa samana sekä nesteen lämpötilan vakioiminen.

Näytteen tiheys määritetään seuraavasti:

$$\rho = \frac{(W_2 - W_1)}{(W_4 - W_1) - (W_3 - W_2)} \cdot \rho_L(T) \quad (4.5)$$

Jossa:

$\rho_L(T)$  = pyknometrinen tiheys lämpötilassa T

$W_1$  = tyhjän pyknometrin paino

$W_2$  = pyknometrin + näytteen paino

$W_3$  = pyknometrin + näytteen + nesteen paino

$W_4$  = pyknometrin + nesteen paino

### 4.5.3. Volumetrimenetelmä

**Volumetri** on eräänlainen ilmapyknometri sellaisten näytteiden tilavuuden mittaamiseksi, jotka liettyvät tai reagoivat punnitusnesteen kanssa. Esimerkiksi meteoriittien tiheysmäärittämisessä käytetään **Helium-pyknometria** (ilman sijaan He-kaasu). Mittaus käy periaatteessa seuraavasti. Ensin ilmatilavuus  $V_1$  puristetaan elohopeamanometrillä tilavuuteen  $V_2$  ja manometrissa luetaan vastaava paine  $P_1$ . Sitten näyte, jonka tilavuus on  $V_3$ , sijoitetaan tilavuuteen  $V_2$ . Ilmatilavuus  $V_1$  puristetaan tilavuuteen  $V_2 - V_3$  ja manometrissa luetaan vastaava paine  $P_2$ . Näytteen tilavuus  $V_3$  ratkaistaan yhtälöstä  $P_1 V_2 = P_2 (V_2 - V_3)$ . Näyte punnitaan ja näytteen tiheys lasketaan.

### 4.5.4. Punnitus raskaissa nesteissä

**Raskasneste-punnitusta** käytetään mineraalirakeille. Menetelmällä voidaan määrittää hyvin pienien mineraalirakeiden tiheyksiä ja verrata useiden rakeiden tiheyksiä samalla kertaa. Raskaita nesteitä voidaan käyttää myös erottamaan esimerkiksi sedimenttien raskaita mineraaleja kevyistä. Punnituksessa raskasta nestettä ohennetaan tai tihennetään kunnes rakeet keijuvat nesteessä; ne eivät vajoa eivätkä kellu. Nesteen tiheys on tällöin sama kuin rakeiden ja se voidaan mitata

esimerkiksi Westfalenin vaa'alla. Sopivia raskaita nesteitä ovat mm. bromoformi  $\text{CHBr}_3$  ( $2.9 \text{ g/cm}^3$ ), metyleenijodidi  $\text{CH}_2\text{I}_2$  ( $3.32 \text{ g/cm}^3$ ) ja Clerici-liuos  $\text{C}_3\text{H}_2\text{O}_2\text{TI}$ -seos ( $4.1 \text{ g/cm}^3$ ). Orgaanisia nesteitä voidaan ohentaa esim. bentseenillä  $\text{C}_6\text{H}_6$  ( $0.89 \text{ g/cm}^3$ ) tai hiilitetrakloridilla  $\text{CCl}_4$  ( $1.59 \text{ g/cm}^3$ ) ja Clerici-liuosta vedellä.

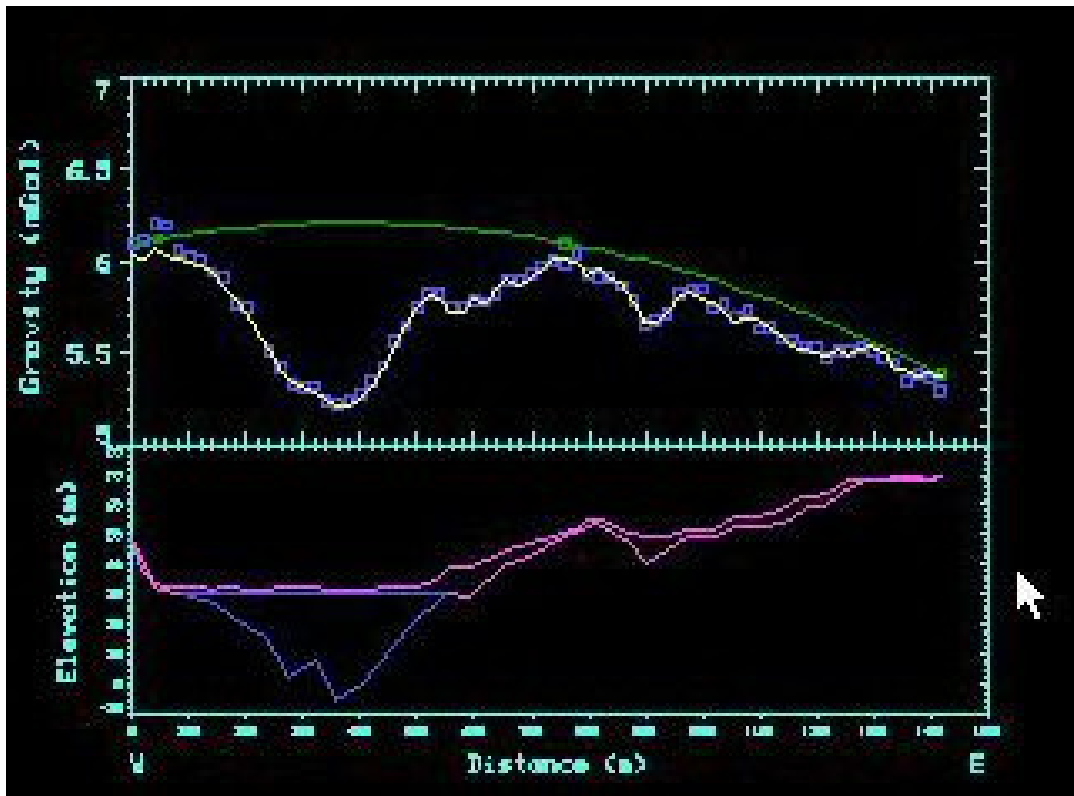
#### 4.5.5. Gammasäde-tiheysluotaus

**Gammasäde-tiheysluotauksessa** kohdistetaan tutkittavaan aineeseen säteilyä ja mitataan joko tiettyyn suuntaan sironneen säteilyn voimakkuus tai absorptioon suuruus. Kohdetta säteilytetään esim.  $^{137}\text{Cs}$ -isotoopin säteilyllä, jonka emittoimien gamma-kvanttien energia on  $0.66 \text{ MeV}$ . Osa kvanteista törmää atomien elektroneihin ja siroaa. Sironnan suuntakulma poikkeaa kvantin alkuperäisestä suunnasta ja todennäköisesti myös uusi kvantti virittää elektronin eli ilmiö toistuu. Näin jatkuu kunnes osa alkuperäisestä gamma-kvanttivirrasta on useiden siroamisien jälkeen kääntynyt reiän seinämästä takaisin kohti anturia ja siinä olevaa detektoria. Palaavan virran voimakkuus riippuu aineessa olevien elektronien ja edelleen nukleonien määrästä, mitkä suoraan liittyvät materiaalin ainemäärään ja tiheyteen.

Gamma-gamma-luotauksesta saatava tiheys sisältää myös kiven huokokset ja raot sekä niitä täyttävän materiaalin. Tulokseksi saadaan kappaletiheys (in-situ), joka on tekijänä painovoima-anomalioiden syntymisessä. Peräkkäisten Compton-sirontojen takia gamma-säteiden määrä saattaa riippua muodostuman tiheydestä ja siten häiritä varsinaista gamma-mittausta. Gammasäde-tiheysluotaimia kairareikämittauksia varten on kehitetty ja käytetty erityisesti öljy-yhtiöiden toimesta. In-situ-tiheyksiä tarvitaan esimerkiksi painovoima-anomalioiden tulkinnassa ja laskettaessa sedimenttikivien huokoisuuksia. Eräs gammasäde-tiheysluotauksien sovellutus on irtomaapeitteen tiheyksien mittaaminen maan pinnalla. Hyvissä olosuhteissa kairareikä-gammasäde-tiheysluotaimen tarkkuus voi olla  $0.04 \text{ g/cm}^3$ .

#### 4.5.6. Gravimetrinen menetelmä

Maanpinnan alla olevien geologisten muodostumien in-situ tiheydet voidaan ratkaista painovoima- ja korkeuseron perusteella joko kairareijissä tai kaivoskuiluissa havaituista vertikaaligradieniteista. Painovoima-arvoissa 0.01 mgalin tarkkuus antaa kymmenen metrin paksuisen kerroksen tiheyden noin 0.01 g/cm<sup>3</sup> tarkkuudella. Maanpinnalla havaitut painovoimakentän vertikaaligradienit parantavat Bouguer-anomalioiden tulkittavuutta. Painovoima-anomalioiden tulkinnassa tarvitaan mitattuja tiheysarvoja tulkintamahdollisuuksien rajaamiseksi. Se on usein helpompaa kuin ratkaista luotettavasti ja tarkasti eri geologisten yksiköiden tiheyksiä.



**Kuva 4.5:** Painovoimamittausprofiilin tulkinta (Tuire Valjus, GTK). Helsingin seutukunnan alueella toteutuneen KallioINFO-projektin aineistoa. Tulkinta perustuu kallion ja sen päällä olevan maa-aineksen tiheyseroon. Mittauslinjat alkavat ja loppuvat kallioon, jolloin saadaan pohjataso (regionaalitaso) tulkinnalle (profiilikuvassa vihreä viiva). Maanpinta vaaitaan mittauksen yhteydessä. Tulkitusta kalliopinnasta ja mitatusta maanpinnasta voidaan laskea maapeitteen paksuus.

#### 4.5.7. Mittausvirheet ja mittaustarkkuus

Jokaisella tiheyden määrittämenetelmällä on mittausrvirheet ja menetelmästä johtuvat systemaattiset virheet. Mittausvirheiden lisäksi huokoisuudesta, pintajännityksestä, kuplista, näytteen hitaasta hajoamisesta tai turpoamisesta vedessä jne. voi aiheutua virheitä.

Ensinnäkin tiheysmäärittysten tarkkuus riippuu vaa'an tarkkuudesta ja näytteen painosta. Kivien tiheysmäärittäyksissä käytetään tavanomaisesti 100–500 g painavia näytteitä. Esimerkiksi Mettler-täsmävaakojen kohdalla tarkkuudeksi voidaan valita 0.1 g tai 0.01 g. GTK:n A&D vaa'an tarkkuus on 0.01 g näytteille, jotka painavat 0–600 g, ja 0.1 g näytteille, jotka painavat 600–3100 g. Mineraalien tiheysmäärittäyksissä on edullista käyttää pieniä näyterakeita, joiden puhtaus on tarkastettu mikroskoopilla. Niiden tiheyden mittaamiseen soveltuu esimerkiksi Berman-torsiovaaka, jonka tarkkuus on 0.01 g ja mittausalue 0–25 g.

Toiseksi tiheysmäärittäyksissä punnitusnesteen on oltava puhdasta ja sen tiheys mittaustilassa on tunnettava.

Kolmanneksi punnitusnesteen pintajännityksestä riippuen näytteeseen kiinnittyy kuplia, jolloin punnitustulos voi olla liian pieni. Vettä parempia punnitusnesteitä ovat mm. tolueni tai hiilitetrakloridi.

Neljänneksi tiheysmäärittysten oikeellisuus riippuu näytteenotosta (näytekohdan valinnasta) ja käsittelystä. Esimerkiksi pienissä mineraalinäytteissä on varottava sulkeumia. Rapautuneen tai halkeilleen kiviinäytteen tiheys on säännöllisesti pienempi kuin vastaavan ”terveen” näytteen. Märkätiheyden mittaamiseksi näyte on kyllästettävä vedellä esimerkiksi kiehattamalla, liottamalla tai tyhjössä vesittämällä, mutta kaikki huokokset eivät välttämättä täyty nesteellä. Kuivatiheyden mittaamiseksi näytteen huokosnesteet on poistettava esimerkiksi kuivaamalla näytettä uunissa, mutta kuivaus ei välttämättä toteudu täydellisesti. Näytettä voidaan lisäksi päällystää

parafiinilla, jottei punnitusneste tunkeudu huokosiin. Tällöin parafiinin vaikutus punnitustulokseen on huomioitava.

Mittausvirhettä arvioidaan virhekaavan avulla:

$$\frac{d\rho}{\rho} = \left| \frac{dm}{m} \right| + \left| \frac{dV}{V} \right| \quad (4.6)$$

Jossa:

$\left| \frac{dm}{m} \right|$  on vaa'an mittausvirhe

$\left| \frac{dV}{V} \right|$  tilavuuden mittauksessa syntyvä virhe

Käytännössä  $\left| \frac{dV}{V} \right| > \left| \frac{dm}{m} \right|$  ja tyypillisesti  $\frac{d\rho}{\rho}$  on luokkaa  $10 \text{ kg/m}^3$ .



## 5. MAGNEETTISET OMINAISUUDET

**Magneettiset ominaisuudet** kuvaavat aineen käyttäytymistä magneettikentän vaikutuksen alaisena. Magneettiset ilmiöt syntyvät sähköisesti varattujen partikkelien liikkeessä väliaineessa. Sähkövirrat voivat olla **konduktiovirtoja** eli liikkuvien varausten (elektronit, ionit) tai atomaaristen, elektronikuorien sidottujen yksikkövarausten, liikkeestä syntyviä ns. magneettivirtoja. Pienin magneettisen varauksen yksikkö on **magneettinen dipoli**. Magneettiset varaukset esiintyvät aina pareittain (vastakkaismerkkisinä).

Magnetismi ilmiönä ja materiaalin magneettiset ominaisuudet ovat laaja kokonaisuus, jota on alan kirjallisuudessa käsitelty perinpohjaisesti. Tässä kappaleessa keskitytään magneettisiin ominaisuuksiin kivien ja mineraalien kannalta ja magnetismin perusteista on otettu mukaan vain niitä asioita, jotka ovat oleellisia sisällön ymmärtämiseksi.

Magneettiset menetelmät ovat yleisimmin ja monipuolisimmin käytetty ryhmä maankamاران geofysikaalisia mittausten menetelmiä lukuisten etujensa ansiosta. Menetelmillä on tyypillisesti hyvä syvyysulottuvuus ja hyvä erotus- ja luokittelukyky, ne ovat luotettavia, helppokäyttöisiä ja kustannustehokkaita. Menetelmien herkkyyden salli eri geologisten yksiköiden erottelun. Käyttökohteita on lukuisia: esimerkiksi mineraalisten raaka-ainevarojen etsintä ja kartoitus, kallioperän ja geologisten prosessien tutkimus, kallioperän heikkousvyöhykkeiden tutkimus, pohjavesitutkimus, ympäristögeologia, arkeomagnetismi, biomagnetismi, paleomagnetismi, kivi- ja mineraalimagnetismi, magneettinen ajoittaminen ja ilmastonmuutoksen tutkimus.

### 5.1. Määritelmiä ja yksiköitä

Kivien ja mineraalien petrofysikaalisia ominaisuuksia ovat indusoitu ja remanentti magnetoituma, susceptibiliteetti, magneettinen anisotropia, kokonaismagnetoituma ja Königsbergerin luku eli Q-suhde. Ferromagneettisilla materiaaleilla on lisäksi

erityisiä niille tunnusomaisia, mitattavissa olevia ominaisuuksia kuten spontaani magnetoituma, Curie-lämpötila ja hystereesi. Seuraavassa on esitetty suureita ja yksiköitä, joita tarvitaan magneettisten ominaisuuksien tarkastelussa.

Sähköisen varauksen liikkeessa syntyy **magneettikenttä  $H$** , [A/m], jonka voimakkuutta kuvaa **magneettinen momentti  $m$** , [Am<sup>2</sup>] (tai massan suhteen normeerattuna  $\sigma = m / \text{massa}$ , [Am<sup>2</sup>/kg]). Magneettikentän kenttäviivojen tiheyttä, eli magneettikentän ”intensivisyyttä” kuvaa **magneettivuon tiheys  $B$** , jonka yksikkö on tesla [T] (1 Tesla = 1 Wb/m<sup>2</sup> = 1 Vs/m<sup>2</sup>). Väliaineen laatua magneettikentän kannalta kuvaa aineen **magneettinen permeabiliteetti  $\mu$** , jonka yksikkö on henry per metri [H/m = Tm/A = Vs/Am = N/A<sup>2</sup>]:

$$\mu = \frac{B}{H} \quad (5.1)$$

Magneettikentän vaikuttaessa aineeseen, siihen muodostuu **indusoitu magnetoituma  $J$**  (tai  $J_i$  tai  $M$ , jossa  $M = m/V$ ), [A/m], jonka voimakkuus riippuu aineen magnetoitumiskyvystä eli sen **magneettisesta susceptibiliteetistä  $\kappa$** , joka määritellään:

$$\kappa = \frac{J_i}{H} \quad (5.2)$$

$\kappa$  on siis laaduton suure, jolle selkeyden vuoksi käytetään ”yksikkönä” SI, mikäli toimitaan SI-järjestelmässä. Mikäli indusoitu magnetoituma on magnetoivan kentän suuntainen,  $\kappa$  on skalaari. Jos aine taas on magneettisesti anisotrooppinen (eli indusoitu magnetoituma ei ole samansuuntainen kuin magnetoiva kenttä),  $\kappa$  on tensori. Susceptibiliteetti voidaan normeerata tilavuuden suhteen, jolloin puhutaan **tilavuussusceptibiliteetistä  $\kappa$** , [SI]:

$$\kappa = \frac{M}{H} \quad (5.3)$$

Tai massan suhteen, jolloin puhutaan **massasuskeptibiliteetistä**  $\chi$ , [ $\text{m}^3/\text{kg}$ ]:

$$\chi = \frac{\sigma}{H} \quad (5.4)$$

Näiden kahden välinen yhteys saadaan tiheyden kautta:

$$\chi = \frac{\kappa}{\rho} \quad (5.5)$$

Magneettinen susceptibiliteetti ja magneettinen permeabiliteetti ovat saman fysikaalisen ominaisuuden mittoja, ja kuvaavat aineen magneettista käyttäytymistä. Niiden välillä on yhteys:

$$\mu = 1 + \kappa \quad (5.6)$$

**Suhteellinen permeabiliteetti**  $\mu_r$  kertoo aineen permeabiliteetin suhteessa **tyhjiön permeabiliteettiin**  $\mu_0$  ( $\mu_0 = 4\pi \cdot 10^{-7} \text{ H/m}$ ):

$$\mu = \mu_r \mu_0 \quad (5.7)$$

Voidaan määritellä vielä:

$$B = \mu_0 \cdot (H + M) \quad (5.8)$$

$$B = \mu_0 \cdot (1 + \kappa) \cdot H \quad (5.9)$$

Aineella voi indusoidun magnetoituman lisäksi olla pysyvää, niin sanottua **remanenttia magnetoitumaa**  $\mathbf{J}_r$ , joka on syntynyt muinaisten magneettikenttien vaikutuksesta. Se on eri aikoina syntyneiden remanenssivektoreiden vektorisumma:

$$\mathbf{J}_r = \mathbf{J}_{r_1} + \mathbf{J}_{r_2} + \dots + \mathbf{J}_{r_n} \quad (5.10)$$

**Kokonaismagnetoituma**  $J_{total}$  on indusoidun ja remanentin magnetoituman vektorisumma:

$$J_{total} = J_i + J_r \quad (5.11)$$

**Koenigsbergerin suhde** eli **Q-suhde** kertoo remanentin ja indusoituneen magnetoituman suhteen:

$$Q = \frac{J_r}{J_i} \quad (5.12)$$

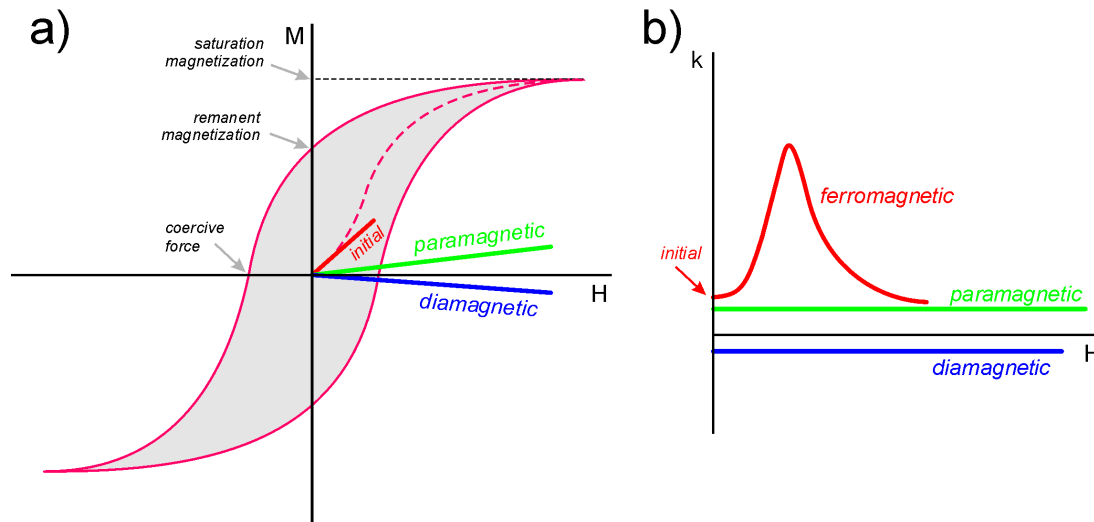
## 5.2. Materiaalien käyttäytyminen magneettikentässä

Materiaalin magnetoitumista voidaan parhaiten kuvata sen perusteella, mitä materiaalissa tapahtuu kun magneettikenttä vaikuttaa siihen (magneettinen induktio). Aine voi magnetoitua eli sen atomeilla ja molekyyleillä voi olla magneettinen dipolimomentti kolmesta syystä:

- 1) elektronien liikkeestä ytimen ympäri aiheutuvat magneettivirrat
- 2) elektronin spin-momentti, joka johtuu pyörimisliikkeestä oman akselinsa ympäri
- 3) atomiytimen spin-momentti.

Kaikki materiaalit (mineraalit) ovat magneettisia, mutta jotkut niistä ovat magneettisempia kuin toiset. Tärkein eroavuus on, että joissakin materiaaleissa ei atomaaristen magneettisten momenttien välillä ole yhteistä vuorovaikutusta, kun taas toisissa materiaaleissa atomaaristen momenttien välillä vuorovaikutus voi olla hyvinkin voimakasta. Materiaalien ja mineraalien magneettinen käyttäytyminen voidaan jakaa seuraaviin luokkiin: diamagnetismi, paramagnetismi, ferromagnetismi, ferrimagnetismi ja antiferromagnetismi. Kahdessa ensimmäisessä luokassa ei esiinny magneettista vuorovaikutusta eivätkä ne ole magneettisesti suuntautuneet. Niitä pidetään ”epämagneettisina” tai ”ei-magneettisina”. Kolmen muun ryhmän aineet

ovat magneettisesti järjestyneet tietyn kriittisen lämpötilan alapuolella. Ferro- ja ferrimagneettiset aineet ovat niitä, joita tavallisesti pidetään magneettisina.



**Kuva 5.1:** Dia-, para-, antiferro- ja ferrimagneettisten aineiden käyttäytyminen magneettikentän vaikuttaessa.  $H$  = magneettikenttä,  $M$  = magnetoituma. (Hrouda et al. 2009)

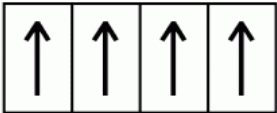
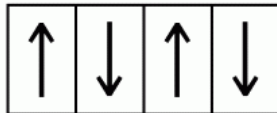
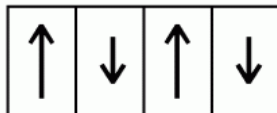
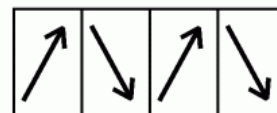
**Diamagnetismi** johtuu ulkoisen magneettikentän liikkuvalla alkeisvaraukselle (elektronille) aiheuttamasta ratanopeuden muutoksesta ja tästä aiheutuvasta atomin magneettisen momentin muutoksesta. Diamagneettisten aineiden atomiorbitaalit ovat täynnä eli niillä ei ole parittomia elektroneja. Siksi atomeilla ei ole nettomagneettista momenttia ulkoisen kentän ollessa nolla. Ulkoisen magneettikentän vaikutuksesta diamagneettiseen aineeseen muodostuu heikko vastakkaisuuntainen kenttä (negatiivinen magneettinen momentti) ja siksi susceptibiliteetti on negatiivinen:  $\kappa_{\text{diam}} < 0$  ja itseisarvoltaan hyvin pieni, noin  $10^{-5}$  SI-yksikköä. Periaatteessa kaikki aine on diamagneettista, vaikkakin diamagnetismi on yleensä hyvin heikkoa. Luonteenomaista diamagneettisille aineille on, että niiden susceptibiliteetti ei riipu lämpötilasta. Diamagneettisia luonnon aineita ovat esimerkiksi vesi, kvartsi, maasälpä ja grafiitti.

**Paramagnetismi** on myös aineen atomi- ja molekyyliarakenteeseen liittyvä ilmiö. Materiaalin joillakin atomeilla tai ioneilla on magneettinen nettomomentti johtuen parittomista elektroneista uloimmilla atomiorbitaaleilla eli molekyyliessä, joissa on uloimmilla elektroneilla spin-momenttien epätasapaino. Yksi tärkeimpiä tällaisia alkuaineita on rauta. Ulkoisen kentän vaikutuksesta atomien magneettiset momentit osittain suuntautuvat vaikuttavan kentän suuntaiseksi ja muodostuu positiivinen magneettinen momentti. Suskeptibiliteetti on positiivinen,  $\kappa_{\text{param}} > 0$ .

Paramagneettisen aineen yksittäisillä magneettisilla momenteilla ei ole vuorovaikutusta ja aineen paramagneettisuus häviää, kun ulkoinen kenttä poistetaan: lämpöliike sekoittaa dipolimomenttien suuntauksen satunnaiseksi. Paramagneettinen susceptibiliteetti riippuu lämpötilasta ja noudattaa Curien lakia. Normaaleissa lämpötiloissa ja kohtalaisissa magneettikentissä paramagneettinen susceptibiliteetti on pieni, itseisarvoltaan noin  $10^{-4}$  SI-yksikköä. Mineraalien paramagneettinen susceptibiliteetti riippuu pääasiassa niiden kokonaisrautapitoisuudesta. Vain erittäin alhaisella ( $\ll 100$  K) lämpötilalla tai hyvin voimakkaalla ulkoisella kentällä voi olla vaikutusta paramagneettiseen susceptibiliteettiin. Monet rautapitoiset mineraalit ovat paramagneettisia huoneen lämpötilassa. Paramagneettisia mineraaleja ovat mm. kiilteet, pyrokseenit ja amfibolit.

**Ferromagneettisten** aineiden atomien magneettisten momenttien välinen vuorovaikutus on erittäin voimakasta. Uloimpien elektronien keskinäisestä vuorovaikutuksesta johtuen niiden spin-momentit asettuvat yhdensuuntaisesti joko samaan tai vastakkaiseen suuntaan. Ferromagneettisella aineella on dipolimomentti (spontaani magnetoituma) pienissä aineen alkeisalueissa (domaineissa) ilman ulkoista kenttääkin. Alkeisalueiden dipolimomenttien keskinäinen suuntaus riippuu aineen kiderakenteesta. Momenttien suuntauksesta johtuen ferromagneettisilla aineilla on suuri nettomagnetoituma myös ilman ulkoista kenttää. Tyypillisiä ferromagneettisia aineita ovat alkuaineet Fe, Ni ja Co sekä monet niiden yhdisteet. Ferromagneettisten aineiden erityisominaisuuksia ovat magneettiset domainit,

magneettinen hystereesi, Curie-lämpötila, kyllästymis- ja spontaanimagnetoituma sekä voimakas susceptibiliteetti ja voimakas, stabiili remanentti magnetoituma.

Type	Arrangement	Lattice	Resultant
true ferromagnetic (Fe, Ni, Co)	alignment within lattice		↑
antiferromagnetic	sublattices, A & B, aligned but antiparallel, equal		(none)
ferrimagnetic	sublattices, A & B, aligned antiparallel, unequal		↑
canted antiferromagnetic	sublattices, A & B, canted equal		→

**Kuva 5.2:** Ferromagneettiset materiaalit voidaan jakaa neljään eri tyyppiin: 1) todelliset ferromagneettiset, 2) antiferromagneettiset, 3) ferrimagneettiset, 4) taipuneesti antiferromagneettiset. (Ahern 2007)

**Spontaani magnetoituma** on se nettomagnetoituma, joka on olemassa tasaisesti magnetoituneen mikroskooppisen tilavuusyksikön sisällä magnetoivan kentän poissa ollessa. Sen suuruus riippuu elektronien spin-momentista (0 K). Laboratoriossa voidaan mitata **kyllästys- eli saturaatiomagnetoituma**, joka on maksimiarvo magneettiselle momentille joka voi indusoitua magneettikentän ( $H_{\text{sat}}$ ) aiheuttamana. Tätä suuremmalla kentällä magnetoituma ei voi enää kasvaa.

Kyllästysmagnetoituman ja spontaanin magnetoituman välinen ero riippuu magneettisista domaineista. Kyllästysmagnetoituma on aineelle ominainen perusominaisuus, joka riippuu lämpötilasta mutta ei riipu partikkelien koosta. Paramagneettisen ja ferromagneettisen susceptibiliteetin välillä on tässä suuri ero. Ferromagneettiset aineet voidaan magneettisesti kyllästää kohtalaisessa magneettikentässä huoneen lämmössä.

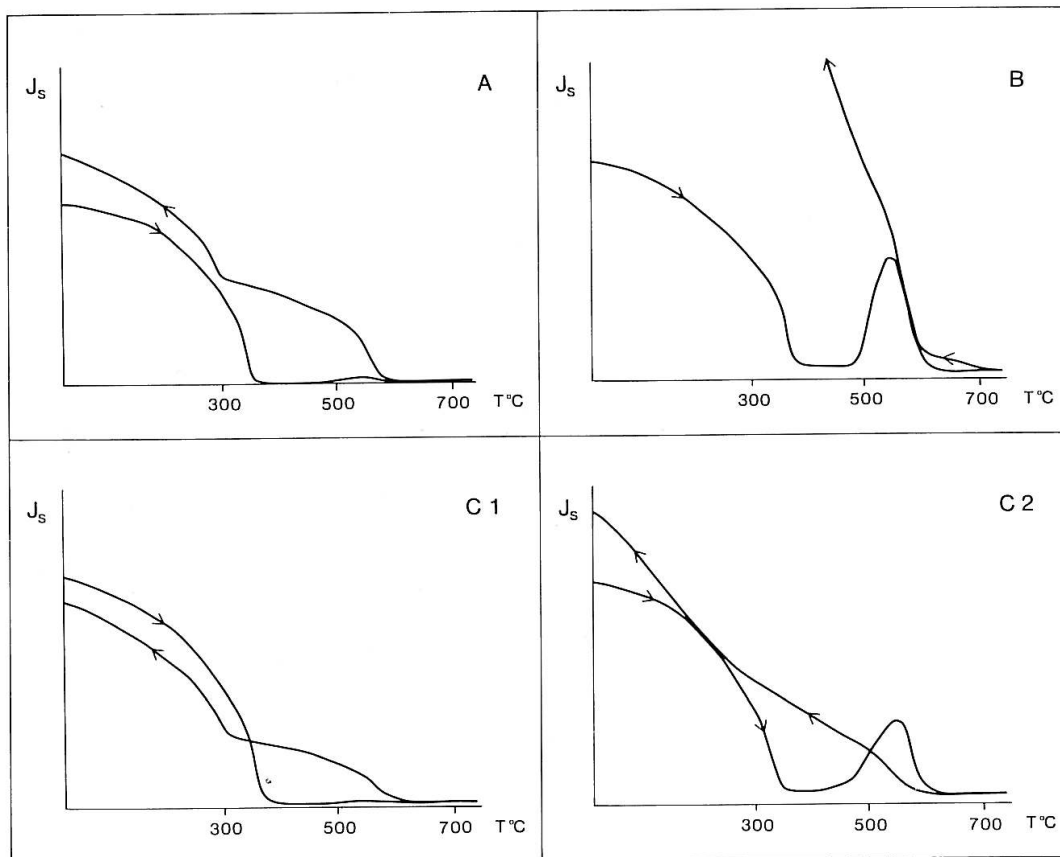
Lämpötilan kasvaessa ferromagneettisen aineen spin-momenttien yhdensuuntaisuus alkaa sekoittua ja aine muuttuu paramagneettiseksi tietyssä lämpötilassa. Tämä on aineelle tunnusomainen ja sitä kutsutaan **Curie-lämpötilaksi**  $T_C$ . Ominaisuutta käytetään mineraalien tunnistamisessa, mutta se ei ole yksiselitteinen, koska usealla mineraalilla voi olla sama Curie-lämpötila. Puhtaan magnetiitin  $T_C = 575\text{--}578\text{ °C}$ . Mahdollinen titaanipitoisuus magnetiitissa alentaa Curie-pistettä. Magneettikiisun monokliiniselle muodolle  $T_C = 320\text{ °C}$  ja heksagoniselle muodolle  $270\text{--}210\text{ °C}$ . Hematiitin  $T_C = 680\text{ °C}$ . Ferromagneettisten mineraalien Curie-lämpötilat voidaan määrittää niin sanotuin termomagneettisin kokein. Magnetoitumaa tarkkaillaan, kun näytettä kuumennetaan voimakkaassa magneettikentässä.

**Taulokko 5.1:** Tärkeimmät magneettiset mineraalit ja niiden magneettisia ominaisuuksia. (Ahern 2007)

Mineraali	Koostumus	Tyyppi	Susk. (SI)	$T_C$ (°C)
Magnetiitti	$\text{Fe}_3\text{O}_4$	ferri	3.8-10.0	580
Hematiitti	$\alpha\text{-Fe}_2\text{O}_3$	antiferro	$6.9 \cdot 10^{-3}$	680
Ilmeniitti	$\text{FeTiO}_3$	ferri	1.7	50-300
Pyrrhotiitti	$\text{FeS}$	ferri	1.6	320
Maghemiitti	$\gamma\text{-Fe}_2\text{O}_3$	ferri	vaihtelee	545-675

Käytännössä laboratorio-olosuhteissa mitattu **termomagneettinen käyrä** on usein vaikeasti tulkittavissa. Tämä johtuu mm. siitä, että luonnon näytteessä voi olla samanaikaisesti useita eri ferromagneettisia mineraaleja, niiden koostumus voi vaihdella, ja kuumentamisen aikana voi tapahtua fysikaalis-kemiallisia muutoksia kuten magnetiitin hapettumista.

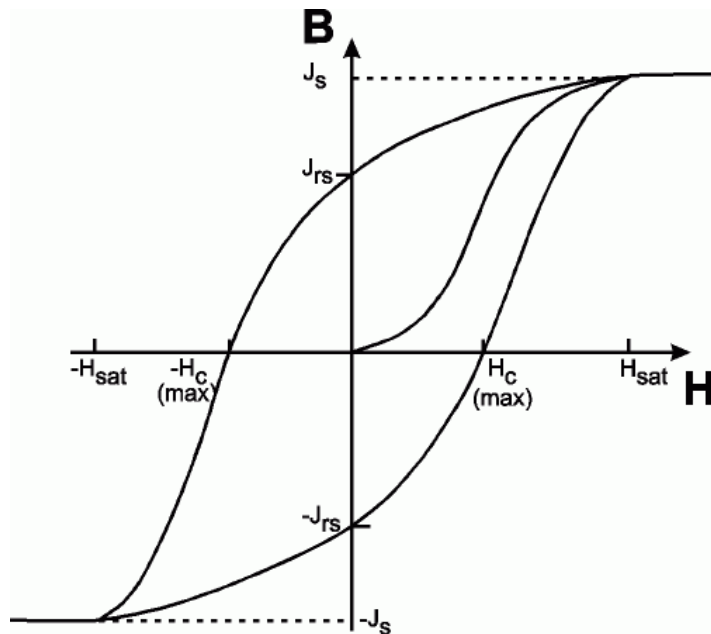




**Kuva 5.3:** Magneettikiisupitoisia mustaliuske-näytteitä kuumennettaessa hapekkaissa oloissa voi syntyä magneetiittia tai hematitiittia. Kuvissa A ja C1 osa magneettikiisusta muuttui magneetiitiksi kuumennuksen aikana: sekä lämmitys- että jäähtymiskäyrässä näkyy magneettikiisun ja magneetiitin Curie-pisteet n. 320 °C sekä 575 °C.  $J_s$  kasvaa jonkin verran magneetiitin muodostumisesta johtuen. Kuvissa B ja C2 magneetiitin muodostuminen on merkittävää ( $J_s$  kasvaa ja magneetiitin Curie-pisteen kohdalla on anomaalinen piikki). (Airo ja Loukola-Ruskeeniemi 1991)

Ferromagneettiset mineraalit “muistavat” magneettikentän, joka niihin on vaikuttanut, senkin jälkeen kun kenttä on poistettu. Muinaisen magneettikentän aiheuttamaa magnetoitumaa kutsutaan remanenssiksi eli jäännösmagnetoitumaksi. Tätä ominaisuutta voidaan tutkia **hystereesin** avulla. Hystereesikäyrä kuvaa magnetoituman käyttäytymistä magneettikentän muutoksissa, kun kenttää kasvatetaan tai pienennetään (kuva 5.3). Laboratoriossa kyllästysmagnetoitumaa  $M_s$  mitataan 1-2 teslan magneettikentässä, mikä on yleensä tarpeeksi korkea kyllästäämään useimmat magneettiset mineraalit. Kun kenttä palautetaan takaisin nolleen, mineraalin magnetoituma ei nol्लाudu, vaan jäljelle jää remanenssi ( $M_r$ ). Kun kenttää kasvatetaan negatiiviseen suuntaan, saavutetaan piste jossa indusoitunut

magnetoituma on nolla. Kentän arvoa siinä pisteessä kutsutaan **koersiviteetiksi** tai koersiivivoimaksi ( $H_C$ ). Kun kentää edelleen kasvatetaan negatiiviseen suuntaan, saavutetaan jälleen kyllästyminen. Remanenssin koersiviteetti ( $H_r$ ) on toinen hystereesiominaisuus. Tämä on se käänteisen kentän arvo, jonka poistamisen jälkeen kyllästyksen remanenssi palaa nollaan. Suuruudeltaan se on aina korkeampi kuin koersiivivoima. **Initiaalisuskeptibiliteetti**  $\chi_0$  on magnetoituma, joka havaitaan alhaisilla Maan kentän luokkaa olevilla kentän arvoilla (50–100  $\mu\text{T}$ ). Eri hystereesiominaisuudet eivät ole ainoastaan perusominaisuuksia, vaan riippuvat raakoista, domaintilasta, jännityskentästä ja lämpötilasta.



**Kuva 5.4:** Hystereesikäyrä. (Ahern 2007)

Joissakin yhdisteissä kuten oksideissa voi esiintyä magneettisen järjestäytymisen monimutkaisempia muotoja niiden kiderakenteesta riippuen. **Ferrimagnetismi** on eräs tällainen ominaisuus. Magneettinen rakenne koostuu kahdesta magneettisesta kidehilatasosta (A ja B), joita erottavat happiatomit. Tasojen A ja B vuorovaikutus on voimakkainta, kun niiden spin-momentit ovat vastakkaisuuntaisia. Ferrimagneettisilla aineilla tasojen A ja B vastakkaisuuntaiset magneettiset momentit poikkeavat suuruudeltaan ja siten muodostuu magneettinen nettomomentti. Ferrimagnetismi on siis samanlaista kuin ferromagnetismi ja siihen liittyy kaikki

amat tyypilliset ominaisuudet, kuten spontaani magnetoituma, Curie lämpötilat, hystereesi ja remanenssi. Kuitenkin ferro- ja ferrimagneettisilla materiaaleilla magneettinen järjestyminen poikkeaa toisistaan.

Tunnetuin ferrimagneettinen aine on **magnetiitti**. Magnetiitin  $\text{Fe}_3\text{O}_4$  kiderakenne on kuutiollinen. Suuret happi-ionit muodostavat tiiviin pakkauksen ja pienemmät rauta-ionit täyttävät niiden välejä. Ne ryhmittyvät kahdella tavalla: Fe-iona ympäröi 4 happi-iona (tetrahedraalinen) tai Fe-iona ympäröi 6 happi-iona (oktahedraalinen). Tetrahedraaliset ja oktahedraaliset ryhmät muodostavat kaksi magneettista kidehilatasoa A ja B. A-tason spin-momentit ovat vastakkaisuuntaisia B-tasoon nähden. Syntyy monimutkainen vuorovaikutus tasojen ja paikkojen välillä. Magnetiitin rakenteellinen kaava on  $[\text{Fe}^{3+}]_A[\text{Fe}^{3+}, \text{Fe}^{2+}]_B\text{O}_4^{2-}$  ja tällaista rakennetta kutsutaan käänteiseksi spinelliksi (inverse spinel structure). A- ja B-tason  $\text{Fe}^{3+}$  magneettiset momentit kumoavat toisensa vastakkaismerkkisinä, joten magnetiitin magneettinen momentti johtuu B-tason  $\text{Fe}^{2+}$ :sta.

Kun kappale (kivi, mineraali) joutuu magneettikenttään, siihen syntyy induoitu magnetoituma  $J_i$  kaavan 5.2 mukaisesti. Kappaleeseen syntyvä magnetoituma ei välttämättä ole täsmälleen em. lausekkeen mukainen, vaan hieman pienempi **demagnetointi-ilmion** takia. Tämä johtuu siitä, että ulkoisen kentän vaikutuksesta kappale polarisoituu (navoituu) päädyistä, ja napojen jakautuminen synnyttää uuden, kappaleen sisäisen vastakkaisuuntaisen magneettikentän. Vastakkaiskentän vaikutus huomioidaan likimääräiskertoimella N: mitä suurempi kerroin, sitä voimakkaampi on muodostuva kappaleen sisäinen kenttä. Demagnetoituma on verrannollinen kappaleen pinta-alojen suhdelukuihin eri suunnissa.

**Tehollista magnetoitumaa  $M_{ef}$  kuvaa lauseke:**

$$M_{ef} = \frac{\kappa H}{1 + N\kappa} \quad (5.13)$$

Tehollinen (näennäinen), **efektiivinen susceptibiliteetti** on:

$$\kappa_{ef} = \frac{\kappa}{1 + N\kappa} \quad (5.14)$$

Kerroin  $N$  voi saada arvoja väliltä  $0-1$  SI-yksiköissä. Cgs-yksiköissä  $N$  vaihtelee välillä  $0-4\pi$  eli  $N(\text{cgs}) = 4\pi N(\text{SI})$ . Kerroin  $N$  on maksimissaan ohuella levyllä, joka magnetoituu levyn tason normaalin suunnassa. Pallolle joka suuntaan  $N = 1/3$ , samoin kuutiolle ja sylinterille, jonka korkeuden suhde halkaisijaan on  $0.9$ . Demagnetoitumalla on merkitystä vain silloin, kun  $\kappa$  on riittävän suuri, mikä tarkoittaa suuruusluokkaa  $1$  SI-yksikköä (esim. malmit ja meteoriitit). Jos  $\kappa$  on suuruusluokkaa  $0.1$  SI, demagnetoitumisesta aiheutuva muutos magnetoitumassa on noin  $1\%$ .

Mineraalirakeen muodosta johtuva magneettinen suuntariippuvuus magnetoituvan kiteen pituusakselin suunnassa on suurempi kuin sitä vastaan kohtisuorassa olevien kideakselien suunnassa. Pallon muotoisella rakeella ei ole **muotoanisotropiaa**. Magnetiittirakeilla, jotka ovat pienempiä kuin  $20\ \mu\text{m}$ , muotoanisotropia on tärkein anisotropian tyyppi. Sitä suuremmilla rakeilla **kideanisotropia** on tärkeämpi. Kideanisotropia on ferrimagneettisten aineiden ominaisuus, joka ei riipu mineraalirakeiden koosta eikä muodosta. Se havaitaan mitattaessa magnetoitumista eri kideakselien suunnassa.

Jos materiaaliin kohdistuu magnetoitumisen aikana jännityskenttä, voi kappale muuttaa muotoaan magnetoitumisen yhteydessä. Muodostuva magnetoituminen suosii pääkideakselin suuntaa. Susceptibiliteetti vaihtelee paineen vaikutuksesta (**stressianisotropia**). Yleensä kiveen vaikuttava puristus pienentää susceptibiliteettiä jännityksen suunnassa. Kohtisuoraan puristusakselia vastaan mitattu susceptibiliteetti voi joko suurentua tai pienentyä paineen johdosta.

Anisotropian lämpötilariippuvuutta voidaan käyttää hyväksi määrittäessä eri domainitiloja. Niissä magnetiittirakeissa, joissa kideanisotropia dominoi remanenssia, remanenssi häviää lämpötilan kasvaessa tiettyyn pisteeseen.

Kun kidehilatasojen A ja B magneettiset momentit ovat täsmälleen yhtä suuret ja vastakkaisuuntaiset, nettomomentti on nolla. Tällaista magneettista järjestymistä kutsutaan **antiferromagnetismiksi**. Antiferromagneettisilla aineilla remanenssi on nolla, niillä ei ole hystereesiä, mutta niillä on pieni positiivinen susceptibiliteetti, joka riippuu erityisellä tavalla lämpötilasta. Kriittinen lämpötila on **Néelin lämpötila**  $T_N$ . Sen yläpuolella susceptibiliteetti noudattaa Curie-Weissin lakia paramagneettisille aineille, mutta vuorovaikutus on negatiivinen. Jos magneettiset momentit eivät ole täsmälleen yhdensuuntaisia, vaan suunnat poikkeavat toisistaan vähän, on kyseessä "**canted antiferromagnetism**". Tällaisilla aineilla on monia magneettisia ominaisuuksia, jotka ovat tyypillisiä ferro- ja ferrimagneettisille aineille (esim. hystereesi, remanenssi, Curie lämpötila).

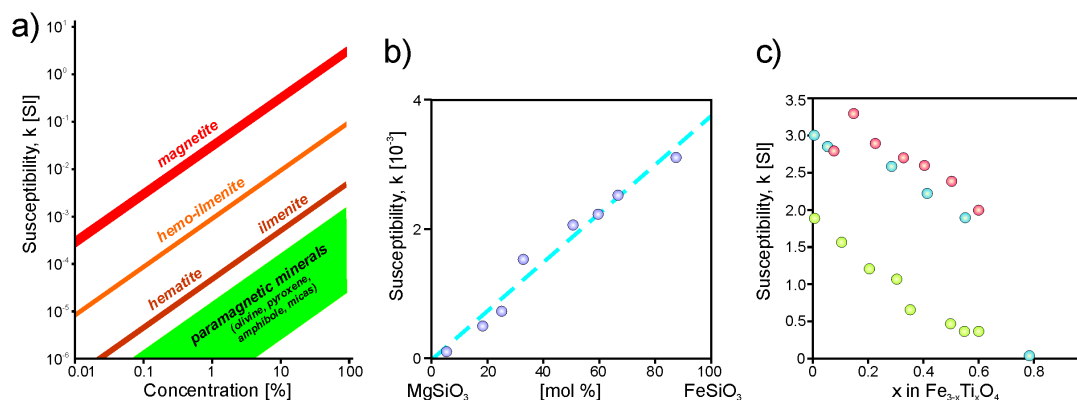
**Hematiitin** kiderakenne muistuttaa korundia, jossa happi-ionit muodostavat tiiviin heksagonisen rungon.  $Fe^{3+}$ -ionien magneettiset momentit liittyvät ferromagneettisesti erityisiin C-tasoihin, mutta antiferromagneettisesti muiden tasojen välillä. Kun lämpötila on yli  $-10\text{ }^{\circ}C$ , spin-momentit ovat C-tasossa mutta hiukan vinossa (canted). Tästä johtuu C-tason heikko spontaani magnetoituma. Lämpötilassa alle  $-10\text{ }^{\circ}C$  spin-momentit kääntyvät yhdensuuntaisiksi (Morin transition), ja sen alapuolella hematiitti käyttäytyy kuten täydellinen antiferromagneetti.

### 5.3. Mineraalien magneettisista ominaisuuksista

Magneettisten mineraalien pitoisuus vaikuttaa kiven magneettisiin ominaisuuksiin. Seuraavassa kuvassa (a-kohta) verrataan kuinka vähäinenkin magnetiitin määrä vaikuttaa susceptibiliteettiin enemmän kuin 100 % mafisia paramagneettisia silikaatteja. Mineraalien magneettisilla ominaisuuksilla on usein laaja vaihteluväli eikä tarkasti määriteltävä arvo. Vaihtelu johtuu siitä, että susceptibiliteetti riippuu

mineraalien kemiallisesta koostumuksesta. Esimerkiksi ortopyrokseeneissa rauta-köyhän variaation susceptibiliteetti on alhainen, kun taas magnesium-köyhän susceptibiliteetti on melko korkea ts. yleisesti ortopyrokseenien susceptibiliteetti riippuu niiden Mg/Fe-suhteesta (kts. kuva 5.5, b-kohta). Sama koskee oliviinia, granaattia ja amfiboleja. Titanomagnetiteilla susceptibiliteetti riippuu mineraalin sisältämän titaanin määrästä (yleensä se laskee titaanipitoisuuden kasvaessa (kts. seuraava kuva, c-kohta).

Kivelle mitattu susceptibiliteetti koostuu kivessä olevien erilaisten dia-, para-, antiferro- ja ferromagneettisten mineraalien yhteisvaikutuksesta. Tyypillinen diamagneettinen mineraali on kvartsi, jonka susceptibiliteetti on luokkaa  $-1$ , paramagneettisen mineraalin pyriitin (rikkikiisu) susceptibiliteetti on luokkaa  $130$  ja ferrimagneettisen magnetiitin susceptibiliteetti aina  $5 \cdot 10^5$  asti (kaikki edellä mainitut suuruusluokat  $10^{-6}$  SI). Magnetiitin susceptibiliteettiin vaikuttaa sen raekoko ja koostumuksen puhtaus. Magnetiittirakeen koon kasvaessa sen susceptibiliteetti jonkin verran kasvaa. Epäpuhtaudet alentavat susceptibiliteettia. Esimerkiksi titanomagnetitissa titaanin määrä vähenee metamorfoitumisten yhteydessä ja koostumus lähestyy puhdasta magnetiittia.



**Kuva 5.5:** Mineraalien magneettinen susceptibiliteetti. a – mineraalien vaikutus kivien susceptibiliteettiin, b – susceptibiliteetin vaihtelu koostumuksen mukaan orthopyrokseeneissa, c – synteettisessä titanomagnetitissa (eri väri tarkoittaa eri koetta ja eri raekokoa). (Hrouda et al. 2009)

Magneettinen susceptibiliteetti riippuu paitsi magnetoivasta kentästä, myös ferromagneettisen mineraalin raakoosta. Kun raekoko pienenee (multi-domain rakeista single-domain rakeiksi), susceptibiliteetti pienenee. Mutta raekoon pienentyessä edelleen (superparamagneettisiksi) rakeiksi, susceptibiliteetti kasvaa dramaattisesti. Superparamagneettisilla rakeilla on merkitystä ympäristömagnetismissa. Susceptibiliteetti riippuu myös lämpötilasta. Ferromagneettisilla mineraaleilla susceptibiliteetti putoaa äkillisesti saavutettaessa tietty lämpötila, joka on tunnusomainen kyseiselle mineraalille. Susceptibiliteetti riippuu myös kiven rautapitoisuudesta, mutta tämä riippuvuus on monimutkainen, riippuen mineraalista johon rauta on sitoutunut.

**Taulukko 5.2:** *Mineraalien magneettisia ominaisuuksia. FM on ferromagneettinen, AFM on antiferrimagneettinen,  $\sigma_s$  kyllästysmagnetoituma huoneenlämpötilassa. (Moskowitz 1991)*

Mineraali	Koostumus	Magneettinen järj.	$T_C/T_N$ (°C)	$\sigma_s$ (Am <sup>2</sup> /kg)
Magnetiitti	Fe <sub>3</sub> O <sub>4</sub>	ferrimagneettinen	575–585	90–92
Ulvöspinelli	Fe <sub>2</sub> TiO <sub>2</sub>	AFM	-153	?
Hematiitti	$\alpha$ -Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	”canted” AFM	675	0.4
Ilmeniitti	FeTiO <sub>2</sub>	AFM	-233	?
Maghemiitti	$\gamma$ -Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	ferrimagneettinen	~600	~80
Jacobiitti	MnFe <sub>2</sub> O <sub>4</sub>	ferrimagneettinen	300	77
Trevoriitti	NiFe <sub>2</sub> O <sub>4</sub>	ferrimagneettinen	585	51
Magnesioferriitti	MgFe <sub>3</sub> O <sub>4</sub>	ferrimagneettinen	440	21
Magneetikiiisu	Fe <sub>7</sub> S <sub>8</sub>	ferrimagneettinen	320	20
Greigiitti	Fe <sub>3</sub> S <sub>4</sub>	ferrimagneettinen	~333	~20
Troiliitti	FeS	AFM	305	?
Götiitti	$\alpha$ -FeOOH	AFM, heikko FM	~120	<1
Lepidokrosiitti	$\gamma$ -FeOOH	AFM (?)	-196	?
Ferrohydroksidi	$\delta$ -FeOOH	ferrimagneettinen	~180	<10
Rauta	Fe	FM	770	218
Nikkeli	Ni	FM	338	55
Koboltti	Co	FM	1131	161
Awaruiitti	Ni <sub>3</sub> Fe	FM	620	120
Wairuiitti	CoFe	FM	986	235

#### 5.4. Magneettiset domainit

Ferromagneettisten aineiden magneettiset ominaisuudet johtuvat siitä, että niiden atomeilla on magneettinen momentti ja siitä, että ferromagneettinen aine koostuu pienistä alkeisalueista eli **magneettisista domaineista**. Jokaisessa domainissa kaikki atomien dipolit ovat ryhmittyneet tiettyyn suuntaan. Tämä suuntautuneisuus kehittyy mineraalin kiteytymisvaiheessa. Domainit ovat pieniä (1–100  $\mu\text{m}$ ), mutta paljon suurempia kuin atomaariset etäisyydet. Ferromagneettisia materiaaleja voidaan luonnehtia niiden ”spontaanin magnetoituman” perusteella, koska ne saavuttavat kyllästysmagnetoituman jokaisessa domainissa ilman ulkoisen kentän vaikutustakin. Vaikka domainit olisivatkin magneettisesti kyllästyneitä, materiaali ei välttämättä vaikuta magneettiselta, koska domainit voivat olla suuntautuneita sattumanvaraisesti toisiinsa nähden.

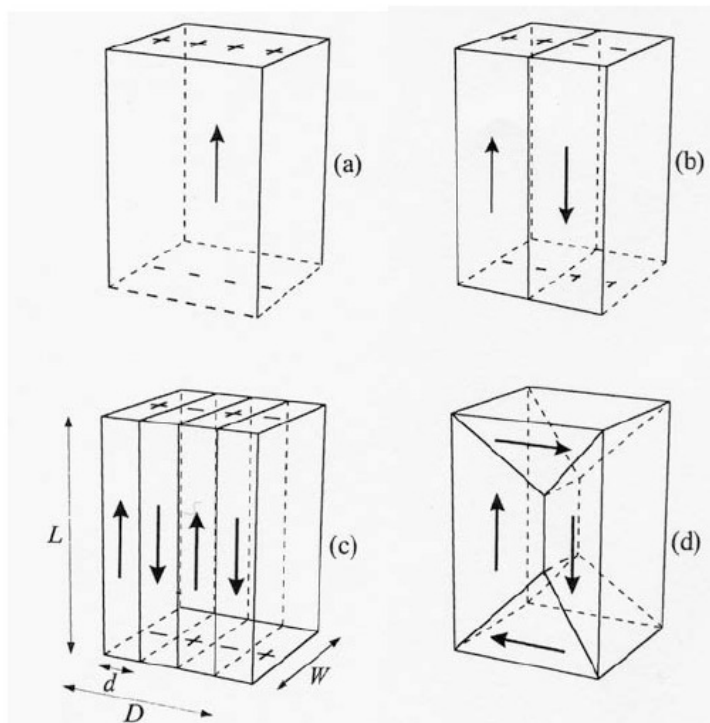
Ferromagneettinen aine magnetoituu, kun siinä olevat magneettiset domainit suuntautuvat yhdensuuntaisesti. Tämä saadaan aikaan esimerkiksi voimakkaan magneettikentän avulla tai ohjaamalla materiaalin läpi sähkövirta. Tällöin joko kaikki domainit tai vain osa niistä suuntautuu. Mitä suurempi osuus materiaalin domaineista suuntautuu, sitä voimakkaampi sisäinen magneettikenttä muodostuu. Kun kaikki domainit suuntautuvat, on saavutettu magneettinen kyllästyminen eikä sisäinen magnetoituma voi enää kasvaa, vaikka magnetoivan voiman suuruutta lisättäisiin.

Ferrimagneettisten mineraalien magnetoitumaan voidaan vaikuttaa hyvin alhaisilla magneettikentän arvoilla. Jopa Maan magneettikenttä (50  $\mu\text{T}$ ) voi aiheuttaa magnetoituman muutoksia, vaikka atomien väliset vuorovaikutusvoimat aiheuttavat spontaanin magnetoituman, joka vastaa kentän arvoa 1000 T (noin 100 miljoonaa kertaa Maan kenttää voimakkaampi). Ferrimagneettisten mineraalien domainitila riippuu mineraalin raakoosta, ja eri magneettisten mineraalien (kuten magnetiitti ja hematiitti) domainitilat riippuvat raakoosta eri tavoilla. Myös tietyn raakoon domainitilat voivat vaihdella lämpötilasta riippuen. Kuitenkin peukalosääntönä voidaan pitää, että mitä suurempi rae sitä useampia domaineja siinä on



(multidomain). Pieni kide taas voi olla ”tasaisesti” magnetoitunut ja siinä on vain yksi domaini (single domain).

**Single domain-rakeessa** pintavaraukset asettuvat vastakkaisiin päihin ja aiheuttavat toisen magnetoituman lähteen (demagnetoiva kenttä). Pintavarausjakautumaan liittyvää energiaa kutsutaan magnetostaattiseksi energiaksi. Magnetostaattinen energia puolittuu, jos magnetoituma jaetaan kahteen osa-alueeseen – domainiin – joiden magnetoitumat ovat vastakkaisuuntaiset. Tämä tuo (+)- ja (-)-varaukset lähelle toisiaan vähentäen siten demagnetoivaa kenttää. Tämä osa-alueisiin jakautuminen ei voi jatkua loputtomiin, koska domainiseinämien muodostuminen ja sen ylläpitäminen vaatii energiaa. Lopulta saavutetaan tasapaino domainien lukumäärässä tietyn kokoisessa rakeessa. Domainiseinämät ovat välipintoja eri suuntaan magnetoituneiden osa-alueiden välillä. Itse seinämässä magnetoituma vaihtaa suuntaa domainista toiseen. Magneettinen käyttäytyminen voidaan luokitella raekoon perusteella single domain (SD), multidomain (MD), pseudo-single domain (PSD) ja superparamagneettisiin (SPM) rakeisiin.



**Kuva 5.6:** Mineraalirakeen jakautuminen magneettisiin domaineihin. (Reeves 2005 Data: McElhinny ja McFadden 2000)

Raekoon pienentyessä saavutetaan kriittinen koko, jonka jälkeen jakavaa seinämää ei voi enää muodostua ja rae saavuttaa single-domain (SD) tilan. SD-rae on tasaisesti magnetoitunut kyllästysmagnetoitumaansa. SD-rakeen magnetoituman muuttaminen on energettisesti vaikeaa. Siksi SD-rakeet ovat magneettisesti “kovia” ja niillä on korkea koersiviteetti ja remanenssi.

**Multidomain (MD)** rakeen magnetoituman muuttamiseksi domainiseinäman kääntäminen on helppoa jo alhaisilla magneettikentillä. Siksi MD-rakeet ovat magneettisesti “pehmeitä” ja niillä on alhainen koersiviteetti ja remanenssi. Demagnetointitekniikka on oleellinen menetelmä remanenssin tutkimuksessa. MD- ja SD-rakeet käyttäytyvät tyypillisellä tavalla sekä termisessä että vaihtovirtademagnetoinnissa.

SD-käyttäytymisen kriittinen koko riippuu useista tekijöistä, kuten kyllästysmagnetoituma ja rakeen muoto. Magnetiitille MD-SD muutostilan kriittinen koko arvioidaan noin 80 nm:ksi. Hematiitille raja on paljon suurempi (15  $\mu\text{m}$ ) johtuen pääasiassa siitä, että hematiitin kyllästysmagnetoituma on 200 kertaa alhaisempi kuin magnetiitin.

Pienet MD-rakeet voivat osoittaa sekä SD- että MD-tapaista käyttäytymistä. Tällaisten rakeiden käyttäytymistä kuvaa **pseudo-single domain** eli **PSD-tila**. Magnetiitin kohdalla PSD-käyttäytymisen raja on 0.1–20  $\mu\text{m}$ , mikä vastaa tavallisimmin luonnossa tavattavia raekokoja.

**Superparamagneettiset** hiukkaset ovat hyvin pieniä ferromagneettisia hiukkasia (1–10 nm), jotka koostuvat yksittäisistä domaineista (SD). Lämpöenergia riittää muuttamaan yksittäisen hiukkasen magneettisen momentin suuntaa jopa Curie- tai Néel-lämpötilan alapuolella, joten nettomagnetoituma summautuu nolllaksi ja hiukkaset käyttäytyvät kuten paramagneettinen materiaali, paitsi että koko kiteen magneettinen momentti pyrkii suuntautumaan ulkoisen magneettikentän suuntaiseksi sen sijaan että kenttä vaikuttaisi yksittäisiin atomeihin. Superparamagneettisuus ei

ole tärkeä tutkittaessa kivinäytteitä, joiden magneettisuus on yleensä voimakasta verrattuna muihin materiaaleihin. Ympäristön tilan tutkimuksissa SPM voi tulla esiin esimerkiksi maaperän magneettisten hiukkasten tarkastelussa. SPM:lla on muita sovelluksia esimerkiksi biomagnetismin yhteydessä. Superparamagnetismia hyödynnetään myös esimerkiksi kiintolevyjen tallennustiheyden määrittelyssä.

## 5.5. Kivilajien magneettisista ominaisuuksista

Geologisten materiaalien magneettiset ominaisuudet määräytyvät pääasiassa niiden sisältämän raudan läsnäolon, määrän ja hapetusasteen perusteella. Muita tärkeitä tekijöitä ovat magneettisten mineraalien raekoon ja domainkoon jakautumat sekä mahdollinen titaanin läsnäolo ja määrä titanomagnetiiteissa. Kivien kokonaismagnetoituma on vektorisumma, joka koostuu osaksi Maan magneettikentän kiviin indusoimasta magnetoitumasta ja osaksi kivien pysyvästä (remanentista) magnetoitumasta. Pysyvä magnetoituma riippuu kiven geologisesta historiasta, esimerkiksi kuumenemisestä ja jäähtymisestä Maan magneettikentässä, kemiallisesta muuttumisesta jne.

**Taulukko 5.2:** *Mineraalien susceptibiliteettiarvoja, ensimmäinen sarake diamagneettisia, toinen paramagneettisia ja kolmas ferro- ja ferrimagneettisia mineraaleja. (Peltoniemi 1988 ja Schön 2004)*

Mineraali	( $10^{-6}$ SI)	Mineraali	( $10^{-6}$ SI)	Mineraali	(SI)
Grafiitti	-1– -70	Oliviini	250–5000	Magnetiitti	1–25
Kvartsi	-10	Pyrokseenit	250–5000	Ulvöspinelli	4–25
Maasälpä	-10	Amfibolit	600–5000	Maghemiitti	$10^{-5}$ – $10^{-10}$
Kalsiitti	-10	Granaatti	13–3000	Hematiitti	$10^{-4}$ – $10^{-3}$
Timantti	-20	Biotiitti	1250–3000	Magneettikiisu	$10^{-3}$ –6
Lyijyhohde	-30	Muskoviitti	200–5000	Ilmeniitti	0.3–3
Sinkkivälke	-10			Kromiitti	$10^{-3}$ – $10^{-2}$

Kivilajeja muodostavat päämineraalit ovat yleisesti diamagneettisia (kuten kvartsi tai vaaleat silikaatit) tai paramagneettisia (kuten rauta- ja magnesiumipitoiset, ns. tummat silikaatit; biotiitti, amfibolit, pyrokseenit). Mikäli kivessä on ferrimagneettisia mineraaleja (kuten magnetiitti tai monokliininen magneettikiisu), kasvaa

suszeptibiliteetti eksponentiaalisesti. Ferrimagneettisten mineraalien määrän lisäksi niiden raekoko ja jakautuminen kiviaineksessa vaikuttavat voimakkaasti kiven suszeptibiliteettiin. Antiferromagneettisten hematitiin ja götiitin vaikutus kiven kokonaissuszeptibiliteettiin magnetiitin rinnalla on hyvin pieni tai olematon. Kiven suszeptibiliteetti voi vaihdella erittäin laajasti eikä yksittäiselle kivilajille voida oikein antaa tyypillistä suszeptibiliteettiarvoa vaan yleensä annetaan tyypillinen vaihteluväli. Kuvassa 5.7 nähdään, että magnetiittipitoisuuden kohoaminen kasvattaa voimakkaasti suszeptibiliteettia. Pienimmilläänkin magnetiittipitoisuuden vaikutus suszeptibiliteettiin on suurempi kuin hematitiin, ilmeniitin tai tummien silikaattien. Magnetiitin määrä onkin vaikuttavin tekijä kivien suszeptibiliteetin suhteen (vrt. Kuva 5.5).

Eräs tapa arvioida mafisten silikaattien massasuszeptibiliteetti on laskea se paramagneettisten ionien  $Fe^{2+}$ ,  $Fe^{3+}$  ja  $Mn^{2+}$  suszeptibiliteettien perusteella. Käytännössä useimmissa kivissä näistä tärkein paramagneettinen ioni on  $Fe^{2+}$ . Mafisten silikaattien suszeptibiliteetin laskemisessa tarvitaan tietoa niiden kemiallisesta koostumuksesta, mitä usein ei ole saatavilla. Siksi kivien paramagneettisen suszeptibiliteetin laskemiseen käytetään niiden kokonaisrautapitoisuutta mineraalikoostumuksen sijaan. Paramagneettisen massasuszeptibiliteetin ( $\chi$ ) perusteella saadaan arvio kiven rautapitoisuudesta (painoprosentteina wt-%) seuraavasti:

$$W_{Fe} = 0.35 \cdot \chi \quad (5.15)$$

Luonnon materiaalien magneettinen tilavuussuszeptibiliteetti heikossa magneettikentässä riippuu ferrimagneettisten mineraalien määrästä ja raekoosta (Maan magneettikenttä vaihtelee välillä 25 000–75 000 nT). Kilpialueiden metamorfoituneissa geologisissa ympäristöissä tärkein ferrimagneettinen mineraali on magnetiitti ja se on tärkein magneettisten anomalioiden aiheuttaja. Magneettikiisua voi paikallisesti esiintyä siinä määrin, että se aiheuttaa huomattavia magneettisia anomalioita. Mikäli kivessä on 1 vol-% magnetiittia, sen

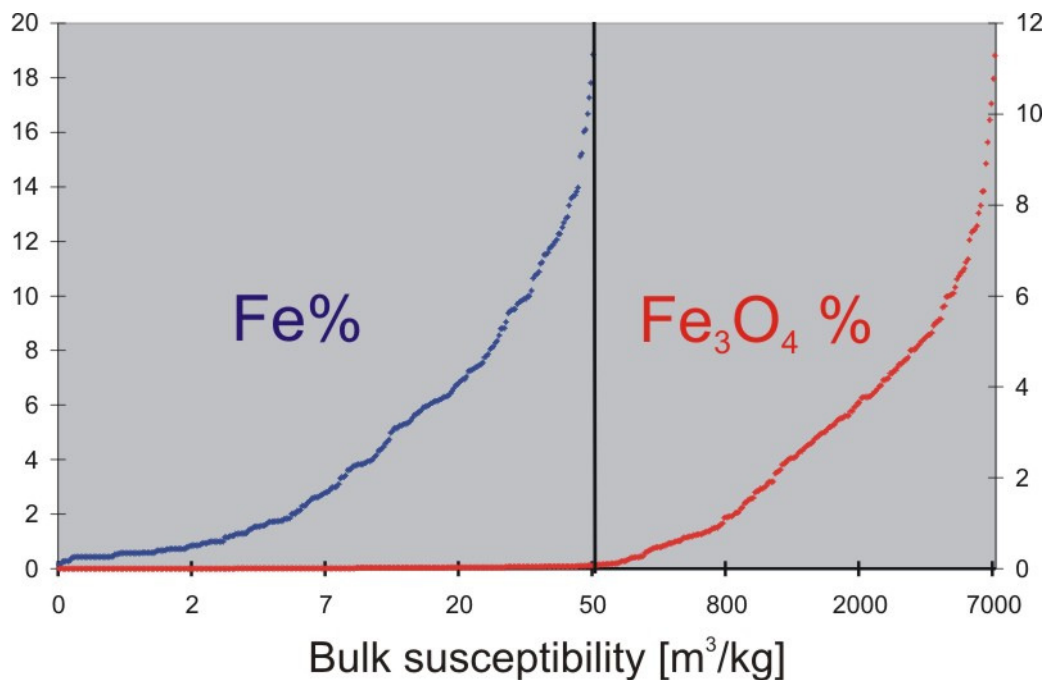
tilavuussuszeptibiliteetti on luokkaa 32 000–38 000  $10^{-6}$  SI-yksikköä. Kun magnetiitin tiheys on  $5200 \text{ kg/m}^3$ , saadaan magnetiittipitoisuuden (wt-%) ja massasuszeptibiliteetin välille seuraava yhteys:

$$W_m = 1.5 \cdot 10^{-3} \cdot \chi (10^{-8} \text{ m}^3/\text{kg}) \quad (5.16)$$

Riippuvuus magnetiitin tilavuusprosentin  $V$  ja suszeptibiliteetin välillä on likimain lineaarinen ja kuvattavissa magnetiitin tilavuusosuuteen 25 % asti yhtälöllä:

$$\kappa = 0.035 \cdot V \quad (5.17)$$

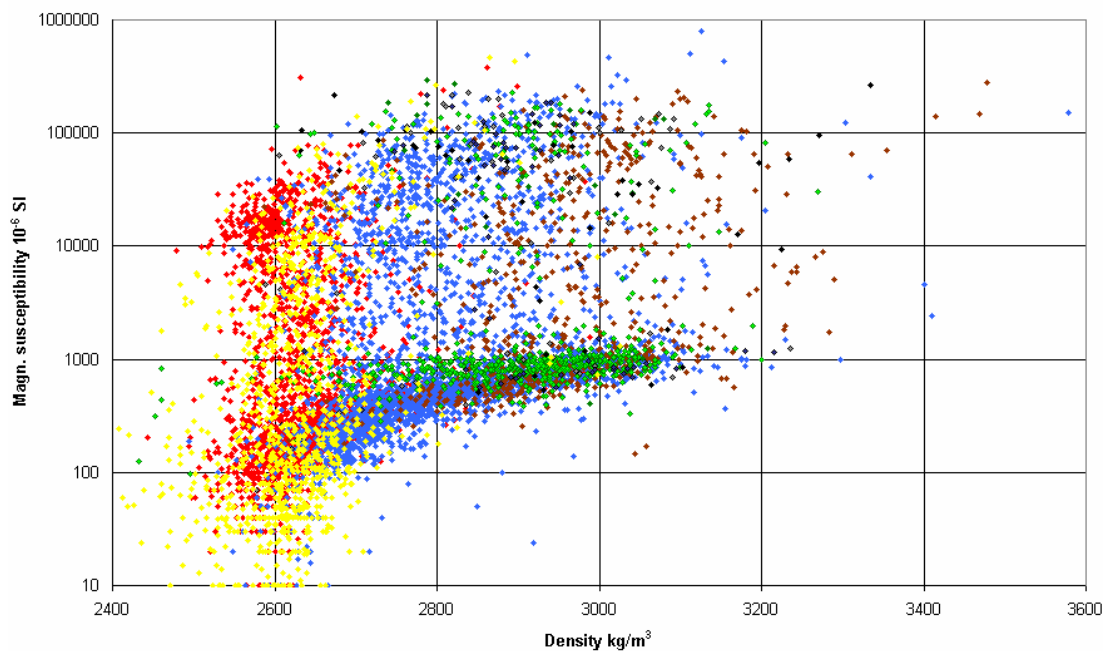
Kuvasta 5.7 nähdään kiven suszeptibiliteetin kasvavan rautapitoisuuden kasvaessa paramagneettisella suszeptibiliteettialueella. Kun kiven koostumukseen tulee mukaan vähänkin magnetiittia, alkaa magnetiitti dominoida suszeptibiliteettia. Raudan ja magnetiitin pitoisuudet on esitetty painoprosentteina ja niitä verrataan massasuszeptibiliteettiin.



**Kuva 5.7:** Rauta- ja magnetiittipitoisuuden vaikutus suszeptibiliteettiin. (Kivimieskalenteri 2007)

Voimakkaasti susceptiiviset, runsaasti magnetiittia sisältävät geologiset muodostumat voivat aiheuttaa ns. magnetiittiefektin mitattaessa sähkömagneettisilla menetelmillä taajisuusalueessa. Magnetiittiefektin syntyminen edellyttää, että muodostuma sisältää runsaasti magnetiittia mutta sen sähkönjohtavuus on heikko (tai se on eriste). Käytännössä tällaisia geologisia muodostumia ovat mafiset syväkivet, etenkin gabrot tai mafiset juonet (usein kuitenkin pienialaisia aiheuttaakseen näkyvän poikkeaman). Magnetiittiefektiin palataan sähkömagneettisia ominaisuuksia esittelevässä kappaleessa.

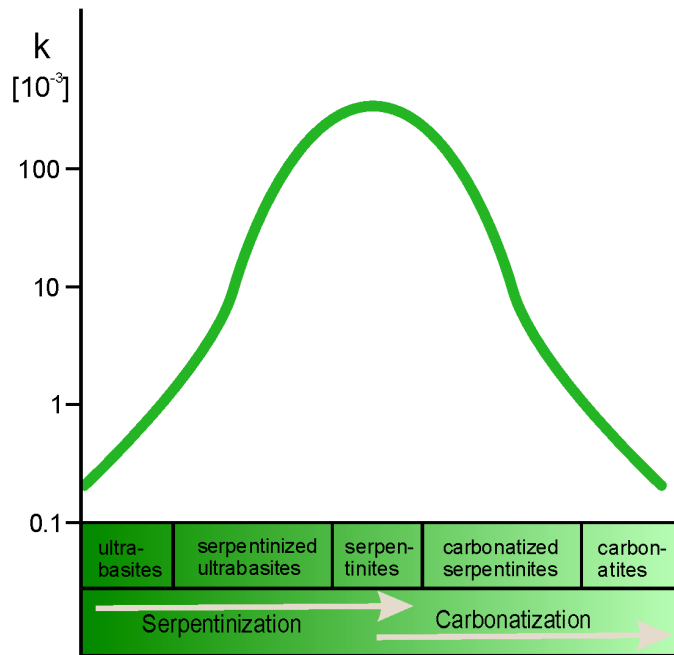
Koska eri kivilajeille voidaan määrittää tyypillinen mineraalikoostumus, voidaan susceptibiliteetti laskea paramagneettisten rautapitoisten silikaattien modaalikoostumuksen perusteella. Voidaankin sanoa, että ”paramagneettisten” kivien susceptibiliteetti heijastaa kiven Fe-pitoisuutta.



**Kuva 5.8:** Eri kivilajien tiheyksien ja susceptibiliteettien vaihtelualueet. Näytteet ovat GTK:n petrofysiikan tietokannasta. Tiheys kasvaa mafisuusasteen kasvaessa. Susceptibiliteetiltaan näytteet jakautuvat kahteen populaation, joista alemmassa (noin  $1000 \cdot 10^{-6}$ ) susceptibiliteetti johtuu pääasiassa mafisten silikaattien paramagneettisuudesta, ja ylemmän ryhmän näytteet sisältävät ferrimagneettisia mineraaleja. Värien merkitys: Punainen = graniitit; Keltainen = kvartsiitit; Sininen = liuskeet ja gneissit; Vihreä = vulkaniitit; Ruskea = gabrot; Musta = ultramafiitit. (Airo 2005)

Mafisissa ja ultramafisissa kivissä aluemetamorfoosin vaikutuksesta voi muodostua uutta sekundääristä magnetiittia ja titanomagnetittien koostumus lähestyy puhdasta magnetiittia. Sekundääristä magnetiittia voi muodostua rakeiden välitiloihin, silikaattirakeiden pinnalle tai pilkkuina niiden sisään. Karkearakeisen magnetiitin kasvava määrä aiheuttaa susceptibiliteetin kasvamista. Myös remanenssi kasvaa, mikäli muodostuu hienorakeista magnetiittia. Alhaisen metamorfoosiasteen sedimenttikivissä susceptibiliteettiä voivat kantaa rauta-pitoiset silikaatit, magnetiitti tai magneettikiisu. Metamorfoosiasteen kasvaessa susceptibiliteetti ensin laskee magnetiitin hajotessa, mutta kasvaa jälleen kun rikkikiisu muuttuu monokliiniseksi magneettikiisuksi. Suomessa mustaliuskeiden korkea metamorfoosiaste (vihreäliuske-amfiboliitti-fasies) on vaikuttanut siihen, että niissä usein esiintyy monokliinista magneettikiisua.

Kemiallinen muuttuminen vaikuttaa kiven magneettisiin ominaisuuksiin mineralogisten muutosten kautta. Mafisten ja ultramafisten kivien hydrotermisessä muuttumisessa magnetiitti tyypillisesti hajoaa ja siitä vapautuva rauta sitoutuu muihin, vähemmän magneettisiin mineraaleihin kuten silikaatteihin tai karbonaatteihin. Hapettavissa olosuhteissa, kuten siirros- tai hirtovyöhykkeissä magnetiitti voi muuttua hematiitiksi. Muutokset tapahtuvat vaiheittain alkaen esimerkiksi magnetiittirakeiden reunoilta tai halkeamista edeten magnetiitin tuhoutumiseen. Esimerkiksi orogeenisten kultamalmiesiintymien tunnusmerkkinä on usein magnetoituman aleneminen. Ultramafisten kivien serpentiiniytyminen johtaa aluksi magnetiitin määrän kasvuun mutta muuttumisen voimistuessa magnetiitti jälleen alkaa tuhoutua (kts. kuva 5.9).



**Kuva 5.9:** Suskeptibiliteetin muutokset serpentiiniytymisen ja karboniittiytymisen yhteydessä ultraemäksisissä kivissä. (Hrouda et al. 2009; Data Dortman 1984 ja Hrouda et al. 2008)

## 5.6. Suskeptibiliteetin mittaaminen laboratoriossa

Magneettista suskeptibiliteettia ja sen suuntariippuvuutta mitataan laboratoriossa matalan taajuuden (1025 Hz) vaihtovirtasillalla, jossa jännitesignaali muuttuu kun näyte on mittauskelan sisässä. Signaalin in-phase (saman vaiheen) komponentti on verrannollinen suskeptibiliteettiin kela-akselin suunnassa. Kela-akselin suunnassa mittauskenttä on suunnilleen Maan magneettikentän suuruinen. Laitteessa voidaan mitata lohkenäytteitä tai kairasydännäytteitä. Suurikokoisille lohkenäytteille ( $V = 200 \text{ cm}^3$ ) mittaustarkkuus on  $5 \text{ } \mu\text{SI}$ , mutta pienemmille sylinterinäytteille ( $V = 20 \text{ cm}^3$ ) herkkyysraja on  $50 \text{ } \mu\text{SI}$  luokkaa. Laitteessa voidaan mitata hyvin korkeita suskeptibiliteetteja ( $\kappa > 1 \text{ SI}$ ).

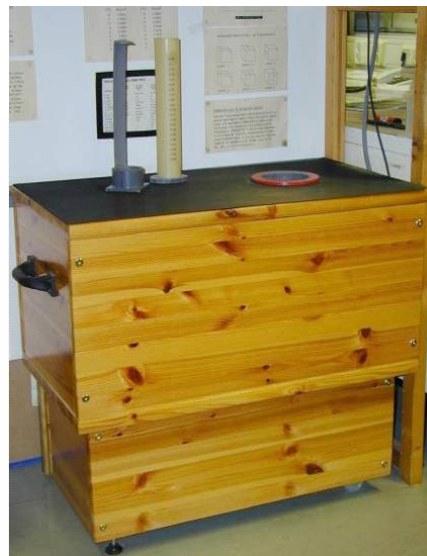
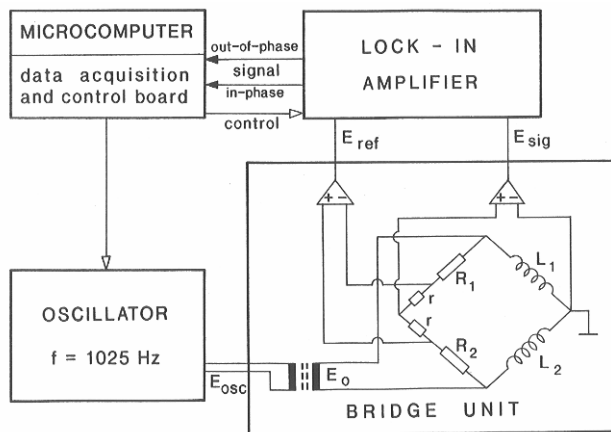
Heikosti magneettisten ja heikosti anisotrooppisten näytteiden kohdalla ( $\kappa < 1000 \text{ } \mu\text{SI}$ ) mittausten toistettavuuden standardipoikkeama on yleensä  $< 20 \text{ } \mu\text{SI}$ . Kuitenkin mitattaessa hyvin voimakkaasti magneettisia näytteitä mittaustulokset voivat



vaihdella 10 %. Tämä vaihtelu voi johtua susceptibiliteetin anisotropiasta, johon vaikuttaa magneettisten mineraalien jakautuminen näytteessä sekä näytteen epäsäännöllinen muoto ja asento suhteessa mittaussuuntaan. Voimakkaasti magneettisen näytteen todellinen susceptibiliteetti  $\kappa$  voidaan laskea kaavalla:

$$\kappa = \frac{K}{1 - NK} \quad (5.18)$$

Jossa  $K$  on mittaustulos ja  $N$  on demagnetointitekijä, joka riippuu näytteen muodosta ja mittaussuunnasta. Korjaus on tärkeä voimakkaasti magneettisilla näytteillä, joilla  $K > 0.1$  SI. Susceptibiliteetin suuntariippuvuuden (anisotropian) määrittämiseksi näytteen susceptibiliteetti mitataan tässä laitteessa 12 eri asennossa, joiden perusteella lasketaan anisotropiatekijät. Seuraavassa susceptibiliteetin anisotropiasta tarkemmin ja toinenkin laite sen määrittämiseksi.

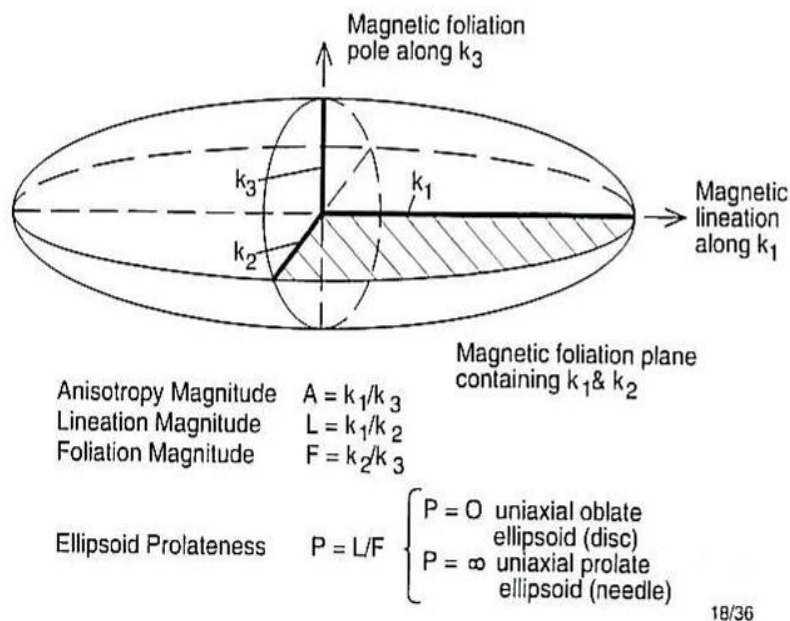


**Kuvat 5.10 ja 5.11:** Vaihtovirtasilta-systeemi susceptibiliteetin määrittämiseksi GTK:n laboratoriossa. (Puranen 1989)

### 5.6.1. Suskeptibiliteetin anisotropia

Mineraalirakeiden kiderakenne ja muoto vaikuttavat magnetoituman suuntaukseen. Magneettisten ominaisuuksien suuntariippuvuutta kutsutaan **magneettiseksi anisotropiaksi**. Paramagneettiset mineraalit voivat olla järjestäytyneet kivessä siten, että kiteiden pituusakselit noudattavat tiettyä suuntausta. Vaikka tämä suuntautuneisuus olisi niin heikkoa, että se olisi vaikea havaita optisesti mikroskoopilla, voi suskeptibiliteetin anisotrooppisuus (AMS = Anisotropy of Magnetic Susceptibility) paljastaa suuntautuneisuutta. Tällöin puhutaan magneettisesta fabriikista.

Suskeptibiliteetin suuntariippuvuutta tarkastellaan **suskeptibiliteettiellipsoidin** avulla. Tietoa voidaan hyödyntää mm. kiven geologisen historian tutkimisessa tai kiviaineksen rikkoutumisominaisuuksien tutkimisessa. Ferrimagneettisten mineraalien magneettinen suuntariippuvuus vaikuttaa voimakkaasti hystereesiin, koersiviteettiin ja remanenssiin. Mineraalien ja kiteiden magneettinen anisotropia voi johtua kiderakenteesta (kideanisotropia), mineraalirakeen muodosta (muotoanisotropia) tai jännityskentästä (stressianisotropia).



**Kuva 5.12:** Magneettinen fabriikki (foliaatio ja lineatio) suskeptibiliteettiellipsoidissa. (Clark 1997)

### 5.6.2. Suskeptibiliteetin lämpötilariippuvuus

Ferromagneettinen suskeptibiliteetti riippuu lämpötilasta. Lämpötilan kasvaessa suskeptibiliteetti kasvaa ja saavuttaa maksimin juuri ennen Curie-pistettä ja putoaa sen jälkeen nopeasti lähes nolnaan. Lämpötilan laskiessa suskeptibiliteetti palautuu lähes samaa reittiä pitkin ja saavuttaa lähtöarvonsa. Suskeptibiliteetin muutosta lämpötilan funktiona voidaan tarkastella sekä voimakkaan että alhaisen magneettikentän vaikutuksen alaisena. Seuraavassa kuvassa esitelty laite toimii ”low field” (alhaisen kentän) alueella 300 A/m (Maan kenttä 41 A/m) ja lämpötiloissa huoneen lämmöstä 700 °C:een. Näyte on suojattu ilman hapen vaikutukselta, toisin kuin aikaisemmin esitetyissä Curie-lämpötilan määrittäyksissä, jotka oli toteutettu vanhemmilla laitejärjestelyillä.

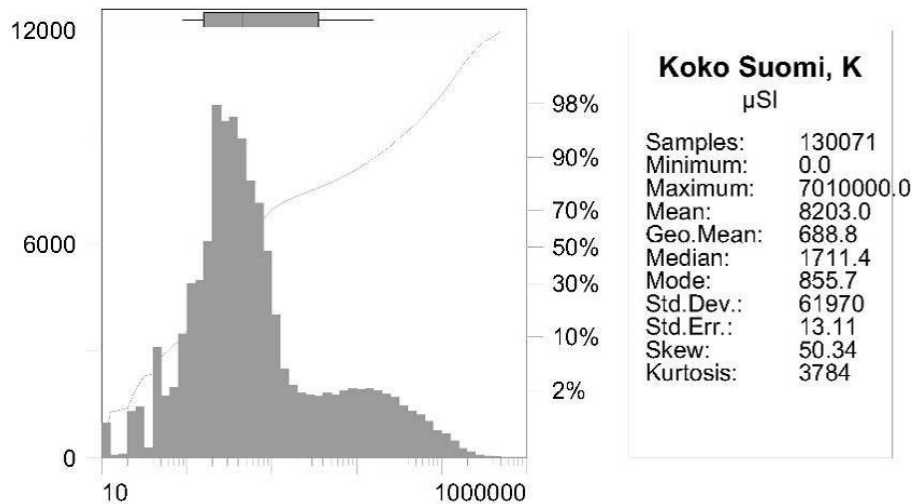


*Kuva 5.13: GTK:n Geofysiikan laboratorion KLY-3S Kappabridge ja CS-3 Temperature Control Unit, jolla mitataan suskeptibiliteetin lämpötilariippuvuutta alhaisessa kentässä. (S.Vuoriainen, GTK)*

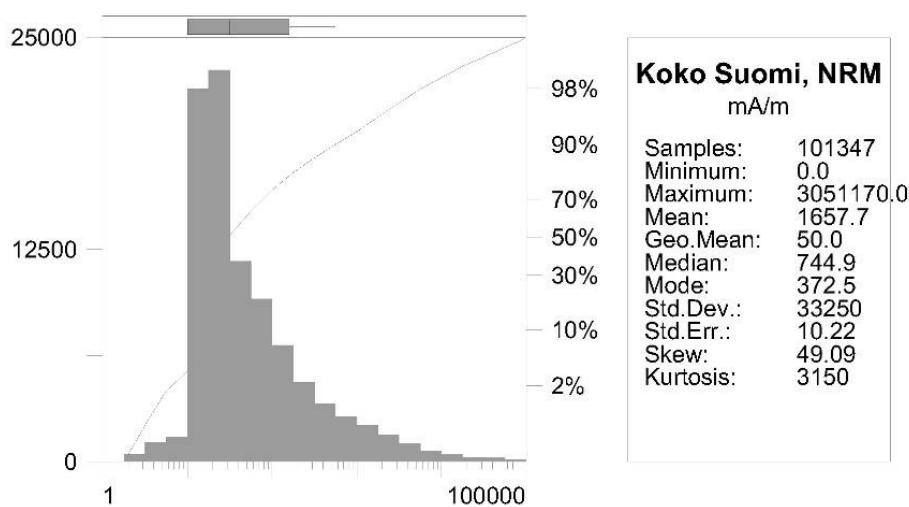
### 5.6.3. Log-normaalinen suskeptibiliteettijakauma

Mitattaessa kymmeniä tuhansia kiviäytteitä on todettu, että määrätyn kivilajin tai alueen suskeptibiliteettijakauma on likimain log-normaalinen tai kahden log-normaalisen jakautuman summajakautuma. Useimmilla kivilajeilla esiintyy ainakin kaksi magneettista populaatiota: paramagneettinen ja ferromagneettinen. Näiden

kahden äärimmäisen populaation välissä esiintyy joskus kolmas keskimäinen magneettinen populaatio. Sen susceptibiliteetti kertoo esimerkiksi siitä, että kemiallisen muuttumisen tuloksena joko voimakkaasti magneettisesta populaatiosta ferrimagneettista materiaalia on tuhoutunut tai heikosti magneettisessa populaatiossa ferrimagneettisen materiaalin määrä on jonkin verran kasvanut.



**Kuva 5.14:** Geologian tutkimuskeskuksen petrofysiikan tietokannan perusteella laskettu taajuushistogrammi susceptibiliteeteille. Alempi huippu koostuu tavallisista kiviläyhteistä, jotka eivät käytännössä sisällä ferrimagneettisia mineraaleja, ainakaan suuressa määrin (ns. paramagneettinen huippu). Ylempi huippu edustaa ferrimagneettisia mineraaleja sisältäviä kiviläyhteitä. (Säävuori & Airo, 2001.)



**Kuva 5.15:** Geologian tutkimuskeskuksen petrofysiikan tietokannan perusteella laskettu taajuushistogrammi remanenssille. Tavallisten kiviä remanenssit Suomessa ovat melko alhaisia. (Säävuori & Airo, 2001.)

## 5.7. Remanentti magnetoituma

Kiviaineksen **luonnollinen remanentti magnetoituma (NRM)** on vektorisumma, joka koostuu kaikista mahdollisista kiven historian aikana omaksutuista magnetoitumisen komponenteista. Alkuperäisen magnetoitumisensa (primary magnetization) jälkeen magneettiset rakeet voivat magnetoitua uudelleen ajan, lämpötilan tai kemiallisen muuttumisen myötä (secondary components of magnetization). Kivimagneettiset ja paleomagneettiset menetelmät kohdistuvat näiden eri komponenttien tutkimukseen. Tavallisesti suoraan mitattavat magneettiset suuret kivi- ja paleomagneettisessa tutkimuksessa ovat: saturated magnetic polarization (SMP,  $J_{so}$ ), saturated remanent magnetic polarization (SRMP,  $J_{rso}$ ), isothermal remanent magnetic polarization (IRMP,  $J_r$ ), natural remanent magnetic polarization (NRMP,  $J_n$ ), magnetic polarization induced by field (H, IMP,  $J(H)$ ), initial magnetic susceptibility ( $k$ ), coercive force ( $H_C$ ) ja Curie temperature ( $T_C$ ). Näitä voidaan tutkia korkeassa paineessa ja lämpötilassa sekä selvittää niiden muutoksia mm. lämpötilan ja ulkoisen vaihto- tai tasavirtasähkökentän vaikutuksessa. Useimmat muut kivimagnetismin suuret saadaan näiden perusteella.

Petrofysiikassa remanenssin voimakkuuden lisäksi on oleellista muistaa remanenssin vektoriluonne. Kiven magneettisen mineralogian muuttuessa geologisten prosessien aikana muuttuvat sekä susceptibiliteetti (ja siis indusoitu magnetoituma) että remanenssi, suuruudeltaan ja suunnaltaan. Nämä muutokset vaikuttavat kokonaismagnetoitumaan ja magneettisen anomalian amplitudiin ja asymmetriaan.

**Taulukko 5.3:** Yleisimpiä remanenssin syntytapoja.

Remanentti magnetoituma	Lyhenne	Syntytapa
Terminen	TRM	Jäähtyessä $T_C$ suuremmasta lämpötilasta ulkoisessa kentässä
Kemiallinen	CRM	Kemiallisten muutosten tapahtuessa ulkoisessa kentässä
Viskoosi	VRM	Pitkän ajan kuluessa ulkoisessa kentässä
Isoterminen	IRM	Välittömästi ulkoisessa kentässä (esim. salaman isku)
Anhysteerinen	ARM	Voimakkaan vaihtovirtakentän ja pienen tasavirtakentän yhteisvaikutus
Depositionaalinen	DMR	Sedimentin kerrostuessa ulkoisessa kentässä
Post depositionaalinen	pDRM	Konsolidoitumattomassa sedimentissä mekaanisesti

Jäähtyessään magneettikentän vaikutuksen alaisena materiaaliin lukkiutuu magnetoituma **TRM**. Heikko magneettikenttä, kuten Maan kenttä, joka indusoi TRM:n korkeassa lämpötilassa, ei pysty alemmissa lämpötiloissa vaikuttamaan tähän magnetoitumaan. Magneettisten anomalioiden tulkinnan kannalta TRM on tärkein komponentti Suomen Svekofennisen kallioperän alueella.

Kemiallinen muuttuminen kuten hapettuminen matalassa lämpötilassa, eksoluutio, diagenesi tai dehydraatio voi indusoida kemiallisen remanentin magnetoituman **CRM**. Remanenssi voi muodostua kahdella tapaa: 1) muodostuu uusia mineraaleja jotka omaksuvat CRM:n, tai 2) olemassa olevat mineraalit kiteytyvät uudelleen tai muuttuvat. Kemiallinen remanenssi näkyy magneettisissa anomalioissa mahdollisena intensiteetin vaimenemisena ja yhtenäisen anomaliakuvion rikkoutumisena.

Isoterminen remanenssi **IRM** on remanenssi, joka jää materiaaliin voimakkaan magneettikentän (1–1000 mT) vaikutettua siihen hetken aikaa (< 100 s) ja poistuttua. Luonnossa salamanisku voi aiheuttaa IRM:n. IRM voi näkyä magneettikenttäkartalla erittäin voimakkaana paikallisena magneettisena anomaliana.

### 5.7.1. Remanenssin mittaus

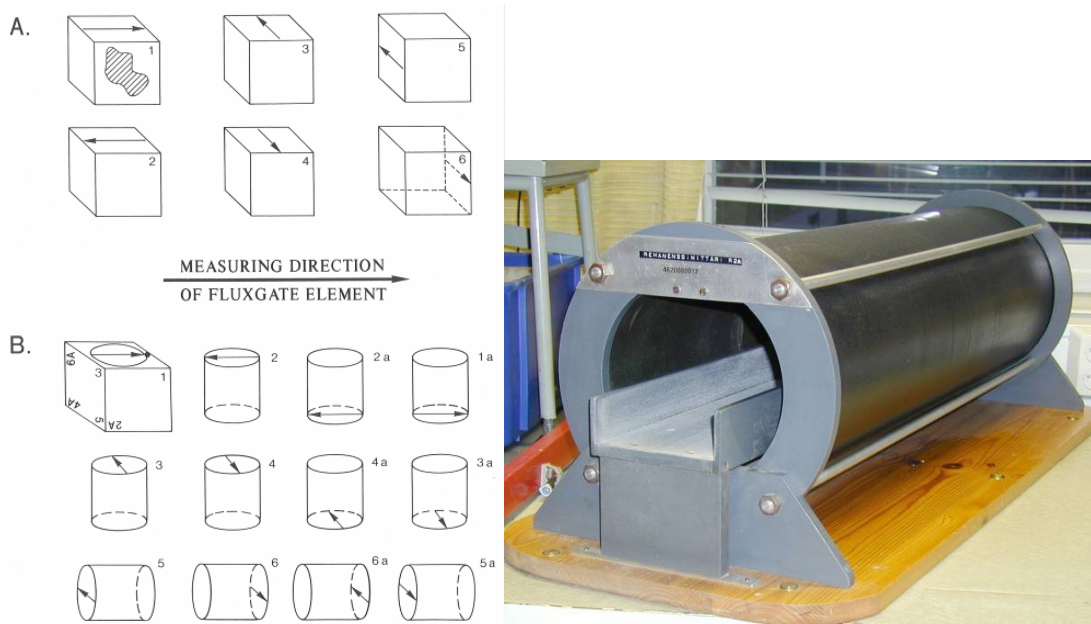
Remanenssin voimakkuutta mitataan mm. fluxgate-magnetometrilla, jonka sensori on magneettisesti suojatussa tilassa ( $\mu$ -metallia). Kun näyte on sensorin lähellä, se aiheuttaa magneettikentän muutoksen joka näkyy jännitteessä. Muutos on verrannollinen näytteen siihen remanenssin komponenttiin, joka on samansuuntainen sensorielementin kanssa (GTK, R4). Näytteen magneettinen momentti  $m$  ja remanentti magnetoituma  $J$  fluxgate-elementin suunnassa määritetään seuraavasti:

$$J = \frac{m}{V} = \frac{C_r F}{V} \quad (5.19)$$

Jossa  $C_r$  = remanenssimittarin kalibrointikerroin,  $V$  = näytteen tilavuus ja  $F$  = magneettikenttä jonka näytteen remanenssi aiheuttaa. Mittalaitteen särö on n. 0.05

nT, mikä aiheuttaa 5 mA/m herkkyysrajan tyypillisille lohkenäytteille ( $V = 200 \text{ cm}^3$ ) ja 3 mA/m tyypillisille sylinterinäytteille ( $V = 20 \text{ cm}^3$ ). Mittaustoistojen standardipoikkeama on noin 10 mA/m, ja remanenssin suunnalle virhe on vähemmän kuin  $\pm 2$  astetta, mikäli remanenssin voimakkuus on vähintään 1 A/m. Kuitenkin epähomogeenisella voimakkaasti magneettisella näytteellä remanenssitulokset voivat vaihdella  $>10 \%$ , riippuen näytteen asennosta mittalaitteessa. Optimaalisen kokoisella näytteellä laitteella mitataan remanenssiarvoja väliltä 10–100 000 mA/m.

Tarkkuutta vaativat remanenssimittaukset tehdään SQUID-magnetometreilla. SQUID-anturit mittaavat magneettikentän muutosta, kun näyte tuodaan niiden läheisyyteen. Anturit sijaitsevat suprajohtavassa (vastuksettomassa) tilassa eli nesteheliumin lämpötilassa ( $T = 4.2 \text{ K}$ ), mikä saadaan aikaan kryojäähdyttimellä. Antureita on kolme, ja ne mittaavat magneettikentän kolmea komponenttia samanaikaisesti.



**Kuva 5.16 ja 5.17:** Remanenssin deklinaatio ja inkliinaatio saadaan, kun näyte mitataan kuudessa eri suunnassa (A). Tarkemmin remanenssi määritetään vaihtelemalla näytteen asentoa mittaussuuntaan nähden (B). (Puranen 1989)

### 5.7.2. Demagnetointitekniikat

**Demagnetointi** on tärkeä menetelmä paleomagneettisissa ja magneettisen mineralogian tutkimuksissa. Demagnetoinnin tarkoituksena on poistaa ne magnetoitumisen komponentit, jotka ovat mahdollisesti sekundääristä alkuperää ja peittävät primäärin magnetoituman signaalia. Demagnetointi on hyödyllistä myös koersiviteetin määrittämiseksi. Demagnetointimenetelmiä ovat terminen demagnetointi ja vaihtovirtademagnetointi (AF).

**Termisessä demagnetoinnissa** näytettä kuumennetaan ja jäädytetään magneetikentän ollessa nolla. Tätä toistetaan askel askeleelta kasvattaen lämpötilaa. Joka askeleen jälkeen jäljellä oleva remanenssi mitataan huoneen lämpötilassa. Joka askeleella demagnetoituvat ne rakeet, joiden blokkiutumislämpötila on demagnetointilämpötilaa alhaisempi.

**Vaihtovirtademagnetoinnissa** näytteeseen kohdistetaan vaihtovirtakenttä, jota hitaasti pienennetään nollaa kohti. Täten satunnaistetaan kaikkien niiden rakeiden magneettiset momentit, joiden koersiviteetit ovat alhaisempia kuin AF amplitudi. Proseduuria toistetaan yhä korkeammilla kentillä, demagnetoiden asteittain kovemman koersiviteetin omaavia rakeita kunnes jäljellä on remanenssin pysyvin komponentti.

### 5.8. Koenigsbergerin suhde, Q

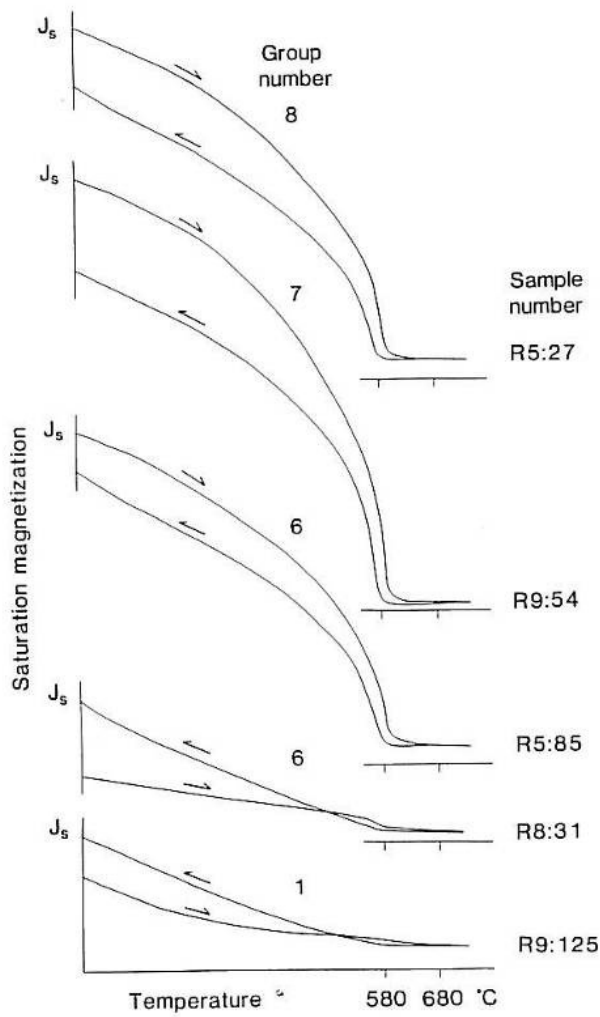
**Q-suhdetta** voidaan käyttää ferromagneettisen kiviainteen magneettisen mineralogian arvioinnissa (magnetiitti vai magneettikiisu; hieno vai karkea magnetiitin raekoko). Jos  $Q = 1$ , indusoitu ja remanentti magnetoituma ovat samanarvoiset kiven kokonaismagnetoitumassa. Jos  $Q \gg 1$ , remanenssi dominoi, ja magneettisen anomalian muoto on asymmetrinen. Tämä kertoo myös siitä, että magnetoitumaa kantaa joko hienorakeinen magnetiitti tai monokliininen



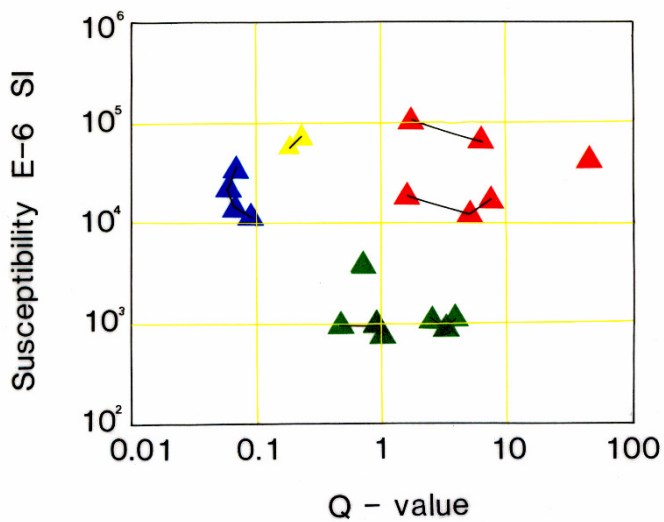
magneettikiisu. Jos  $Q < 1$ , indusoitu magnetoituma dominoi ja magnetoitumaa kantaa todennäköisesti karkearakeinen magnetiitti.

Magneettisten anomalioiden tulkinnassa on tärkeää tietää remanenssin osuus. Indusoituneen ja remanentin magnetoitumavektorin pituus ja suunta (suhteessa Maan kentän suuntaan) vaikuttavat kokonaismagnetoituman suuruuteen ja suuntaan. Suhteet vaikuttavat magneettisen anomalian intensiteettiin (amplitudiin) ja muodon epäsymmetrisyyteen. Huomattakoon, että tulkinnat  $Q$ -suhteen merkityksestä liittyvät geologisiin muodostumiin, jotka sisältävät niin paljon ferrimagneettista ainesta että voivat aiheuttaa ympäristöstään poikkeavia anomalioita.

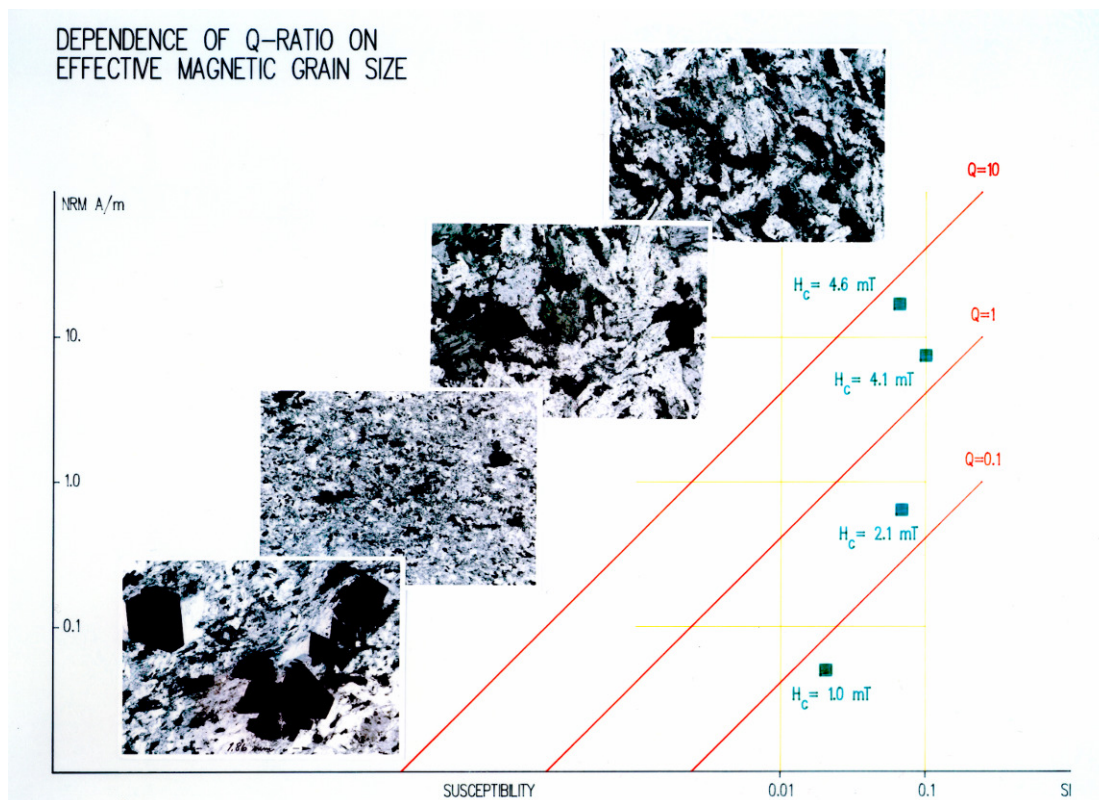
Seuraavassa esimerkissä käsitellään magnetiitin raekoon ja magneettisten ominaisuuksien välistä yhteyttä. Tutkimuksen kohteena oli emäksisiä vulkaniitteja Keski-Lapista. Kuvan 5.20 termomagneettisten käyrien Curie-pisteistä voidaan päätellä, että magneettisuutta kantaa magnetiitti. Termomagneettiset määrytykset tehtiin Bergenin yliopistossa Norjassa. Suskeptibiliteetit ja  $Q$ -suhteet kertovat näytteiden jakautuvan ryhmiin magnetiitin määrän ja raekoon vaihtelun perusteella (kuva 5.21). Mittaukset tehtiin GTK:ssa. Hystereesimäärytykset tehtiin VTT:llä. Kuvassa 5.22 petrofysiikan tulokset on yhdistetty hiekuviin.



**Kuva 5.20:** Tyypillisiä termomagneettisia käyriä magnetiittipitoisille näytteille kolme ylintä käyrää. Magnetiitin Curie-piste 575-580 °C, missä  $J_s \rightarrow 0$ . (Airo 1993)



**Kuva 5.21:** Luokittelu susceptibiliteetin ja  $Q$ -suhteen perusteella. (Airo 1993)



**Kuva 5.22:** Kuvassa on verrattu hieiden perusteella tunnetun magnetiitin raekokovaihtelun ja samojen näytteiden  $Q$ -suhteiden, susceptibiliteettien ja hystereesimääritysten välistä suhdetta. (Airo 1995)

Metamorfoosissa kivien magneettiset ominaisuudet voivat muuttua voimakkaasti. Grant (1985) julkaisi perustavaa laatua olevat tutkimustulokset mafisten kivien magneettisesta mineralogiasta. Etenevässä aluemetamorfoosissa magnetiitin määrä yleensä kasvaa alemman granuliittifasiuksen olosuhteisiin asti. Mikäli muodostuu karkearakeista magnetiittia esim. jo olemassa olevien magnetiittirakeiden kasvaessa, se kohottaa kiven susceptibiliteettia. Usein kuitenkin uutta magnetiittia muodostuu hienorakeisena pirotteena tai sulkeumina mafisten silikaattirakeiden sisään tai kidepinnoille. Koska hienoon raekokoon liittyy korkea remanenssi, näkyy metamorfoosin vaikutus nimennomaan remanentissa magnetoitumassa kun sen sijaan susceptibiliteetti kasvaa vain vähän –  $Q$ -suhteet siis kasvavat.

Kuvan 5.22 neljä näytettä sisältävät suunnilleen yhtä paljon ferromagneettista materiaalia, mutta niiden remanenssit vaihtelevat. Alimmaisessa näytteessä

magnetiitti esiintyy karkearakeisena, sen  $Q < 0.1$  ja koersiviteetti kertoo MD-käyttäytymisestä. Kahdella ylimmäisellä näytteellä  $1 < Q < 10$  ja koersiviteetit kertovat PSD-magnetiitista. Hiekuvissa nähdään kaikkien rakeiden repaleinen ja rikkonainen ulkoasu, joskin yksittäiset rakeet voivat olla suurehkoja (eivät kuitenkaan omamuotoisia kuten alimmaisessa näytteessä). Magnetiitin rikkonaisuus vaikuttaa efektiivistä raekokoa pienentävästi ja remanenssia kasvattavasti. Vertailun perusteella alhaiset Q-suhteet ( $< 1$ ) liittyvät näytteisiin, joiden kokonaismagnetoitumaa dominoi induoitu magnetoituma. Tällaisissa näytteissä magnetoitumaa tyypillisesti kantoi karkearakeinen multi-domain (MD) magnetiitti.

Q-suhteet 1-3 liittyivät hienompaan magneettiseen raekokoon (pseudo-single domain, PSD). Mikäli sekä susceptibiliteetti että Q-suhde on korkea, voidaan epäillä näytteen sisältävän single-domain (SD) magnetiittia. Ferrimagneettiseen monokliiniseen magneettikiisuun liittyy yleensä korkeat Q-suhteet, luokkaa  $\geq 10$ , mutta niiden susceptibiliteetti on alhaisempi kuin magnetiittipitoisten näytteiden. Q-suhteet, kuten susceptibiliteetti ja remanenssi, vaihtelevat kuitenkin hyvin laajoissa puitteissa, koska sama näyte voi sisältää erilaisia ja erityyppisiä magneettisia mineraaleja.

Yhteenvedona Q-suhde kertoo kiven magneettisen materiaalin raekoosta tai siitä, onko ferrimagneettinen mineraali magnetiitti vai magneettikiisu. Seuraavaa luokittelua voidaan käyttää alustavassa magneettisen mineralogian arvioinnissa:

Q<1	<ul style="list-style-type: none"><li>• Karkearakeinen, multi-domain (MD) magnetiitti</li><li>• Remanenssi ei vaikuta kokonaismagnetoitumaan eikä magneettiseen anomaliaan</li></ul>
Q ~1-2	<ul style="list-style-type: none"><li>• Indusoidun ja remanentin magnetoituman vaikutus magnetoitumaan ja magneettisen anomalian amplitudiin yhtä suuri</li></ul>
Q>>1	<ul style="list-style-type: none"><li>• Hienorakeinen pseudo-single domain, single-domain (PSD-SD) magnetiitti</li><li>• Monokliininen magnetiittikiisu, joka tyypillisesti aiheuttaa Q ~10 ja susceptibiliteetti <math>&gt; 0.01</math></li></ul>

## 6. SÄHKÖISET OMINAISUUDET

Maankamaran sähkönjohtavuuden tutkimusmenetelmät jaetaan sähköisiin ja sähkömagneettisiin menetelmiin. Johtavuuden geofysikaalinen mittaaminen ja tutkiminen on vaikeaa, koska monet tekijät vaikuttavat siihen. Mittausmenetelmiä on kehitetty toteutettaviksi laboratoriossa, porarei'issä tai maastossa. Mittaukset perustuvat joko maankamarassa oleviin sähkökenttiin tai maankamaraan syötetyn sähkövirran aiheuttamiin muutoksiin.

Kivien ja mineraalien sähköisten ominaisuuksien tuntemusta tarvitaan esimerkiksi maapallon syvyysrakenteen selvittämisessä (erityisesti litosfääriin), ytimen sähkönjohtavuuden tutkimuksessa (magneettikenttä ja dynamoteoria), malminetsinnässä, insinöörigeofysiikassa (kalliorakentaminen), ympäristö- ja taajamageofysiikassa, maankuoren liikuntojen tutkimuksessa ja maanjäristysten ennustamisessa.

Kivien ja mineraalien sähkönjohtavuus perustuu seuraaviin ilmiöihin:

- Sähkövarauksen liikkuminen elektronien välityksellä johdemineraaleissa
- Sähkön johtuminen ionien välityksellä huokosnesteissä
- Taajuusriippuvainen ominaisvastus, Indusoitu Polarisaatio (IP)

Kivi- ja maalajit koostuvat pääasiassa silikaattimineraaleista, jotka ovat sähköisiltä ominaisuuksiltaan eristeitä ja siksi yleisten kivilajien sähkönjohtavuudet eivät eroa paljoa toisistaan. Hyvin johtavia mineraaleja ovat grafiitti ja monet malmimineraalit, erityisesti sulfidit, jotka esiintyvät kivissä vähäisessä määrin aksessorisina mineraaleina. Eniten kivilajien johtavuuteen vaikuttaa niiden huokoisuus ja huokosten sisältämät nesteet. Vesipitoisuudella on voimakas vaikutus sähköisiin ominaisuuksiin, ja vesipitoisuus on sidoksissa kiven rakenteellisiin tekijöihin. Geologisten muodostumien johtavuus riippuu huokoskanavien, rakojen ja rikkonaisuusvyöhykkeiden määrästä ja geometriasta. Maalajien johtavuus riippuu niiden sisältämän pohjaveden johtavuudesta ja määrästä, ja pohjavesien johtavuus

taas riippuu epäpuhtausionien määrästä. Siten maankamaran sähkönjohtavuus vaihtelee erittäin laajoissa puitteissa.

### 6.1. Määritelmiä ja käsitteitä

Maankamaran sähkönjohtavuuden määrittämiseksi tarvitaan **Ohmin lakia**:

$$J = \sigma E \quad (6.1)$$

Jossa  $J$  on sähkövirran tiheys, ja  $E$  sähkökentän voimakkuus. Väliaineen ominaisuus  $\sigma$  kuvaa sen sähkönjohtavuutta. Sähkönjohtavuus riippuu suunnasta, jossa se mitataan ja on luonteeltaan tensori, joten sen voimakkuus voi olla erilainen eri suuntiin. Isotrooppisessa materiaalissa erisuuntaiset komponentit ovat yhtä suuria, mutta koska luonnossa vain harvat kivet ja mineraalit ovat täysin symmetrisiä rakenteeltaan tai koostumukseltaan, isotrooppiset materiaalit ovat harvinaisia. Mineraalien sähkönjohtavuus ei aina ole vakio, vaan se voi muuttua ajan, lämpötilan, paineen ja useiden ympäristötekijöiden vaikutuksesta.

Sähköisissä menetelmissä käytetään hyväksi tasavirtaa tai matalataajuisia vaihtovirtaa maankamaran sähkönjohtavuuden tutkimuksessa. **Indusoidun polarisaation (IP)** menetelmä kuuluu näihin. Sähkömagneettisissa menetelmissä käytetään vaihtelevia korkeampitaajuisia sähkömagneettisia kenttiä.

Sähkömagneettinen kenttä käsittää samanaikaisesti sähkökentän voimakkuuden  $E$  ja **magneettikentän voimakkuuden  $H$**  ja sen laskeminen perustuu **Maxwellin yhtälöihin**:

$$\nabla \cdot D = \rho \quad (6.2)$$

$$\nabla \cdot B = 0 \quad (6.3)$$

$$\nabla \times E = -\frac{\partial B}{\partial t} \quad (6.4)$$

$$\nabla \times H = J + \frac{\partial D}{\partial t} \quad (6.5)$$

Joissa **D** on **sähkövuon tiheys**, **ρ** on **varaustiheys** ja **B** edellisestä luvusta tuttu magneettivuon tiheys. Maxwellin yhtälöihin voi tutustua tarkemmin muussa kirjallisuudessa.

Materiaalin sähköiset ominaisuudet liittyvät sähkövarauksen liikkumiseen ja varausten eriytymiseen eli dielektriseen polarisoitumiseen. Petrofysikaalisia perussuureita ovat sähköjohtavuus **σ**, **sähkökemiallinen polaroituvuus** sekä dielektrisyys, dielektrinen permittiivisyys **ε**. Sähköä johtavassa väliaineessa vallitsee kolme perusilmiötä: **sähköinen konduktio** eli johtavuus (jota kuvaa Ohmin laki), sähkömagneettinen **induktio** (Faradayn laki) ja sähköiset **polarisaatiot**.

**Sähköjohtavuus σ** ilmaisee nettovarauksen kyvyn liikkua väliaineessa ulkoisen sähkömotorisen voiman ja siitä syntyvän **sähkökentän E** [V/m] vaikutuksesta. Liikkuvat varaukset muodostavat väliaineeseen sähkövirran **I** [A], jonka suuruus pinta-alayksikköä **A** kohti on **sähkövirtatiheys J** [A/m<sup>2</sup>]. Väliaineeseen muodostuu sähkökenttä **E**. SI-järjestelmässä sähköjohtavuuden yksikkö on Siemens/m [S/m] tai mho/m (1 S/m = 1 mho/m). Geofysiikassa käytetään usein johtavuuden käänteisarvoa, jota kutsutaan **ominaisvastukseksi** (specific electric resistivity) **ρ**.

Jännite-ero **V** aiheuttaa materiaaliin sähkövirran **I**:

$$I = \frac{V}{R} \quad (6.6)$$

Jossa **R** on **sähköinen vastus**, joka riippuu väliaineen ominaisvastuksesta **ρ** ja geometriasta (pituus **L** ja poikkipinta-ala **A**):

$$R = \rho \frac{L}{A} \quad (6.7)$$

Ominaisvastuksen yksikkö on Ohm m [Ωm]. 1 Ohm m = 1 m<sup>3</sup>kg /s<sup>3</sup>A<sup>2</sup>. Näennäinen ominaisvastus saadaan, kun lasketaan ominaisvastus homogeeniselle

puoliavaruusmallille tietyllä mittausjärjestelmällä. Lentogeofysikaalisten mittausten tuloksena esitetään usein näennäisen ominaisvastuksen karttoja, jotka kuvaavat maankamaran lateraalista sähkönjohtavuuden vaihtelua.

Dielektrisyys eli **dielektrinen permittiivisyys**  $\epsilon$  kuvaa aineen ominaisuutta varautua ulkopuolisen sähkökentän vaikutuksesta:

$$D = \epsilon E \quad (6.8)$$

Se on aineessa olevien varautuneiden partikkelien vähäistä siirtymistä toistensa suhteen tai suuntautumista (dielektrinen polarisaatio), positiiviset varaukset pyrkivät sähkövirran suuntaan. Dielektriset aineet ovat käytännössä eristeitä. Ne voivat muodostua sellaisista atomeista, ioneista ja/tai molekyyleistä, joissa ideaalitapauksessa ei ole lainkaan vapaita johtavuuselektroneja. Kun tällainen eristekappale viedään sähkökenttään, pyrkivät kenttävoimat siirtämään ja suuntaamaan siinä olevia varauksia, jotka eivät kuitenkaan pääse siirtymään kuin aivan pienen matkan.

Kivien dielektristen ominaisuuksien ja kemiallisen tai mineraalikoostumuksen välillä ei ole selvää suhdetta kivien koostumuksen suuresta vaihtelusta johtuen. Kivillä on useimmiten sekä johtavuus- että polaroituvuus-ominaisuus. Dielektrisyysvakio kasvaa kiven tiheyden kasvaessa ja pienenee lämpötilan kasvamisen myötä. Mineraalien dielektrisyysvakion suuruus riippuu mineraalien sisäisestä rakenteesta ja rakenteeseen vaikuttavista tekijöistä, esim. mineraalin kovuudesta ja tiheydestä. Materiaalin kosteus (vesipitoisuus) voi pienentää dielektrisyyttä. Materiaalin dielektrinen permittiivisyys  $\epsilon_r$  (**suhteellinen permittiivisyys**) kertoo, kuinka paljon heikompi sähkökenttä liittyy väliaineessa olevaan pistevaraukseen, verrattuna siihen kenttään joka pistevarauksella olisi tyhjiössä:

$$\epsilon = \epsilon_0 \epsilon_r \quad (6.9)$$

Jossa  $\epsilon_0$  on **tyhjiön permittiivisyys**. (Vertaa yhtälöä 6.9 yhtälön 5.7 kanssa.)



Paitsi magneettisissa menetelmissä, magneettisella permeabiliteetillä  $\mu$  on vaikutusta myös sähköisissä menetelmissä. Toisin kuin dielektrinen permittiivisyys ja sähkönjohtavuus, magneettinen permeabiliteetti riippuu magneettikentän voimakkuudesta monimutkaisella tavalla.

Sähkömagneettisen kentän amplitudi vaimenee  $1/e$  osaan (n. 37 %) alkuperäisestä kulkiessaan väliaineessa matkan  $\delta$ , joka on niin sanottu **tunkeutumissyvyys** (skin-depth). Se kertoo, kuinka syvälle maankamaraan sähkömagneettinen aalto voi tunkeutua. Kaavassa  $\omega$  on virran **kulmataajuus**:

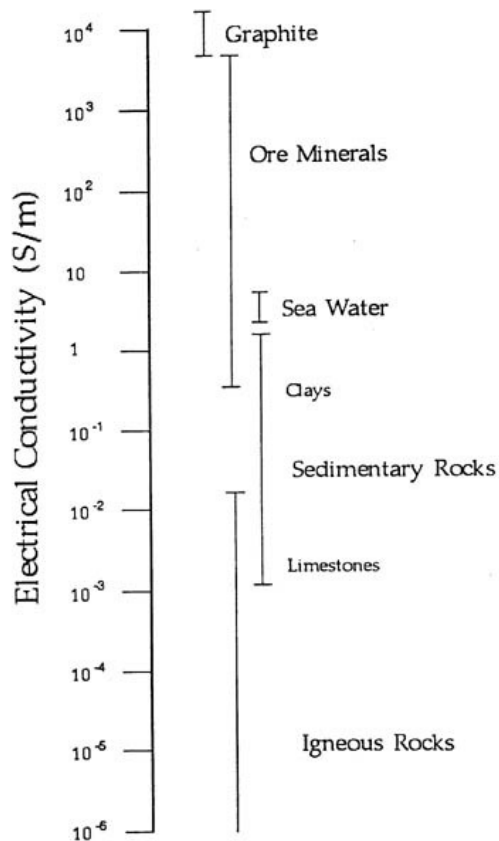
$$\delta = \sqrt{\frac{2}{\sigma\mu\omega}} \quad (6.10)$$

## 6.2. Maankamaran sähkönjohtavuusmekanismit

Metallit ja grafiitti ovat erittäin hyviä sähkönjohteita verrattuna kivi- ja maalajien johtavuuksiin (kuva 6.1). Metalleissa sähkövarausta kuljettavat elektronit, jotka liikkuvat vapaasti kidehilassa. Grafiitti on metallinen johdemineraali, jota esiintyy monissa kivilajeissa. Metalliset sulfidimineraalit – malmimineraalit – ovat puolijohteita.

**Taulukko 6.1:** Joidenkin metallien tyypillisiä ominaisvastuksia. (Morrison et al. 2004)

Metalli	Ominaisvastus ( $10^{-8}$ ohm-m)
Alumiini	2.8
Kupari	1.7
Rauta	10
Elohopea	95
Hopea	1.6
Teräs	15-90



**Kuva 6.1:** Kivilajien ja johdemineraalien sähkönjohtavuusalueita. (Morrison et al. 2004)

Malmimineraaleissa, jotka ovat puolijohteita, sähkövaraukset kulkevat elektronien välityksellä, mutta nämä elektronit eivät voi kulkea vapaasti vaan ovat sidoksissa kidehilan. Niiden ominaisvastukset ovat alhaisempia kuin metallien, mutta vaihtelevat suuresti riippuen niiden kidehilan sisältämisestä metallisista epäpuhtauksista. Esimerkiksi pienet määrät kuparia rikkikiisun kidehilassa voivat kasvattaa ominaisvastusta voimakkaasti. Taulukossa 6.2 on eräiden malmimineraalien ominaisvastuksia.

**Taulukko 6.2:** Tyypillisten malmimineraalien ominaisvastuksia. (Morrison et al. 2004)

Mineraali	Ominaisvastus (ohm-m)
Kalkopyriitti, $\text{CuFeS}_2$	$1.2 \cdot 10^{-5} - 0.3$
Pyriitti, $\text{FeS}_2$	$3.0 \cdot 10^{-5} - 1.5$
Lyijyhohde, $\text{PbS}$	$3.0 \cdot 10^{-5} - 3.0 \cdot 10^2$
Hematiitti, $\text{Fe}_2\text{O}_3$	$3.5 \cdot 10^{-3} - 10^7$
Magnetiitti, $\text{Fe}_3\text{O}_4$	$5.0 \cdot 10^{-4} - 5.0 \cdot 10^4$

Metallisten mineraalien lisäksi tärkeä sähköä johtava väliaine maankamarassa on huokosneste. Mikäli sähkövaraukset liikkuvat huokosnesteessä olevien ionien välityksellä, ominaisvastus riippuu useimmiten huokoisuudesta, huokosnesteen ominaisvastuksesta, lämpötilasta, huokosten täyttyneisyydestä, savipitoisuudesta ja paineesta.

Johtokyvyn perusteella materiaalit luokitellaan johteisiin ( $\sigma > 10^5$  S/m), puolijohteisiin ( $10^5 > \sigma > 10^{-8}$  S/m) ja eristeisiin ( $\sigma < 10^{-8}$  S/m). Maankamaran johteet luokitellaan metallisiin johteisiin (jotkut alkuaineet ja grafiitti), puolijohteisiin (sulfidiset ja oksidiset malmimineraalit), kiinteisiin eli kiteisiin liuoksiin (kivikehän silikaattiset päämineraalit) ja nesteliuoksiin eli elektrolyytteihin (elektrolyyttifaasi mukana kaikissa maankamaran muodostumisissa).

Varauksen kuljettajina metallisissa ja puolijohteissa toimivat elektronit ja kiinteissä ja nesteliuksissa ionit. Metallien esiintyminen luonnossa on harvinaista, mutta taloudellisesti merkittävää. Puolijohteita esiintyy runsaammin, ja metallit esiintyvät usein niiden yhteydessä. Metalleille ja puolijohteille johtavuus on tärkeä parametri, mutta dielektrinen vakio vaikeasti mitattavissa. Toisaalta eristävien, kivissä esiintyvien mineraalien kohdalla johtavuus on harvoin mitattavissa, mutta dielektrinen vakio on helpoiten määritettävissä.

**Metallisten johteiden** sähkönjohtavuuden korkea arvo johtuu metalliatomien ulompien elektronien eli valenssielektronien helposta liikkuvuudesta kiderakenteessa. Atomien uloimmat, vajaat elektronikuoret liittyvät toisiinsa muodostaen yhtenäisen energiavyön. Valenssielektronit muodostavat vyölle elektronikaasun, joka on yhteinen koko kiteelle. Elektronikaasu liikkuu ulkoisen sähkökentän vaikutuksesta ja antaa aineelle korkean johtavuuden. Puhtaiden metallien ominaisvastus on välillä  $10^{-8}$ – $10^{-6}$   $\Omega\text{m}$ .

**Puolijohteilla** elektronien valenssivyön ja vapaan johtavuusvyön välinen energiaero on pienempi kuin eristeillä. Jos tarvittavan aktivointienergian määrä on pieni, kuten

luonnon puolijohteilla (esim. sulfidit), on tuloksena pieniä ominaisvastusarvoja luokkaa  $10^{-6}$ – $10^{-2}$   $\Omega\text{m}$ . Jos aktivointienergian tarve on suuri, voi aine olla korkean ominaisvastusarvon puolijohde, esim. pii tai germanium, tai lopulta lähes täydellinen eriste, kuten silikaattimineraalit.

**Eristeillä** uloin elektronikuori on täynnä, joten valenssivyöllä olevat elektronit eivät voi osallistua sähkönjohtavuuteen. Jotta tällainen aine johtaisi sähköä, täytyisi elektroneille antaa niin paljon lisäenergiaa, että ne sen avulla pystyisivät siirtymään valenssivyöltä seuraavalle, vapaalle energiavyölle. Luonnon materiaalien kidevirheet voivat kuitenkin aiheuttaa pieniä johtavuusarvoja.

**Kiteisiä liuoksia** ovat sähkövirran johtumisen kannalta useimmat kivilajeja muodostavat mineraalit. Mineraalikiteissä alkuaineet ovat liittyneet yhteen ionisidoksella (elektrovalenttisella sidoksella), jolloin metalli luovuttaa valenssielektronin tai -elektroneja toiselle alkuaineelle, ja sidoksen muodostaa Coulombin lain mukainen elektrostaattinen vetovoima syntyneiden plus- ja miinusosien välillä. Ideaalisessa kiderakenteessa ulkoinen kenttä ei pysty murtamaan näitä sidoksia, mutta kidehilan virheistä (mm. epäpuhtaudet tai puuttuvat ionit) johtuen voi ulkoisen kentän vaikutuksesta tapahtua ionien nettosiirtymä. Lämpötilan kohotessa lämpöliikkeen energia riittää siirtämään ioneja virheettömästäkin hilasta. Kiteisten liuosten sähkönjohtavuuteen vaikuttavat myös sidottujen varausten liikkeet. Vaihtosähkökenttä ja/tai sähkökemialliset ilmiöt aikaansaavat varaustenkantajien värähtelyilmiöitä tai varausten kasautumista aineen epäjatkuvuusrajapinnoille (Peltoniemi 1988). Nämä sidotut polarisoituneet varaukset aiheuttavat oman sähkökentän ja muuttavat Ohmin laista laskettavaa johtavuuden arvoa.

### **6.3. Taajuusriippuvainen ominaisvastus, induoitu polarisaatio (IP)**

**Induoitu polarisaatio** on sähkövirran aiheuttama pitkäaikavakioinen polarisaatioilmiö maankamarassa. Jos sähkövirran syöttäminen maahan keskeytetään, ei potentiaalelektrodien välinen jännite putoa nolnaan välittömästi vaan tietyllä

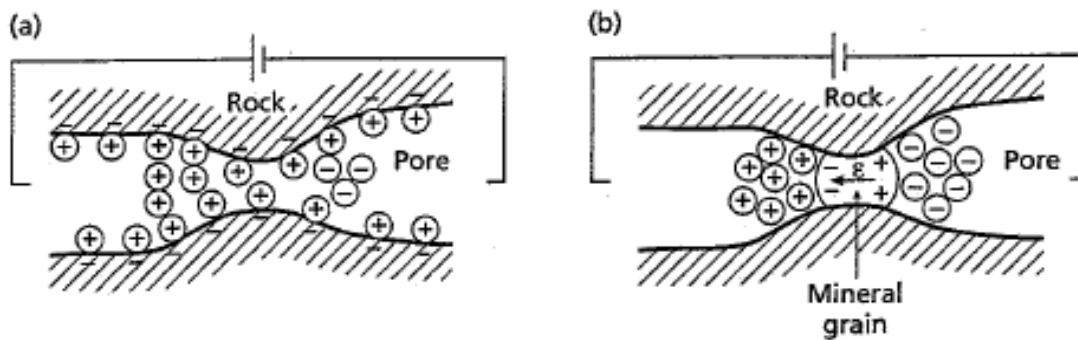
viiveellä (useita sekunteja tai jopa minuutteja). Tätä ilmiötä kutsutaan nimellä induoitu polarisaatio (IP) ja se on tyypillinen maankamaralle, jossa on elektronisia johdemineraaleja tai savimineraaleja. IP-menetelmällä havainnoidaan ulkoisen sähkökentän aikaansaamia ilmiöitä metallisten mineraalien rajapinnoilla.

Dielektrisessä väliaineessa tapahtuu ulkoisen kentän vaikutuksesta sähköistä polarisaatiota kuten elektroni-, ioni- tai molekyyli-polarisaatiota, positiiviset varaukset pyrkivät sähkökentän suuntaan ja negatiiviset vastakkaiseen. Kyseessä ovat sidottujen varausten pienet siirtymät ja kiertymät. Indusoidun polarisaation kaksi pääryhmää ovat elektrodipolarisaatio ja tausta- eli elektrolyytti-polarisaatio.

Maankamarassa varausten kuljettajina voivat toimia ionit eristemateriaalin (silikaattimineraalien) huokosia täyttävässä elektrolyytissä tai malmimineraalien elektronit ja aukot. Joskus varausten liike ei ole vapaata, vaan tapahtuu rajoitettuna värähtelynä tasapainotilan suhteen ulkoisen vaihtokentän vaikutuksesta eli varausten polarisaationa.

**Elektrodipolarisaatio** (electrode polarization) tapahtuu sähkövirran kulkiessa elektrolyytin ja kiinteän aineen välisen rajapinnan läpi, jos ko. kiinteä aine on elektroninen johde. Metalleissa ja puolijohdeissa (esim. rikkikiisu) varauksen kuljettajina toimivat elektronit ja elektrolyyteissä varaus siirtyy ionien välityksellä. Rajapinnoilla tapahtuu hapetus- ja pelkistysreaktioita. Elektrodipolarisaation suuruuteen vaikuttavat johteiden määrä, raekoko, isäntäkiven huokoisuus, huokosia täyttävän elektrolyytin määrä ja pitoisuus sekä käytetty virtatiheys ja virtapulssin pituus.

**Taustapolarisaatio** (membrane polarization) esiintyy voimakkaana huokoisissa kivissä, joissa ioninvaihtokykyiset mineraalit (esim. savimineraalit) osittain sulkevat elektrolyytin täyttämät huokoskanavat.



**Kuva 6.2:** Taustapolarisaation (A) ja elektrodipolarisaation syntymekanismit. (Kearey et al. 2002)

#### 6.4. Geologisten materiaalien sähkönjohtavuuksista

Hyvin harvat luonnon materiaalit ovat metallisia johteita huoneen lämpötilassa. Sellaisia ovat jotkut alkuaineina esiintyvät metallit, esim. kulta, hopea ja kupari sekä grafiitti, joiden ominaisvastukset ovat luokkaa  $10^{-8} \Omega\text{m}$ . Useimmat geologiset mineraalit ovat joko puolijohteita (sulfidiset ja oksidiset malmimineraalit, esim. kuparikiisu, rikkikiisu, magnetiitti, ilmeniitti, lyijyhohde; ominaisvastukset  $10^{-6}$ – $10^4 \Omega\text{m}$ ) tai eristeitä (useimmat silikaatit, ominaisvastukset  $10^9$ – $10^{17} \Omega\text{m}$ ). Käytännössä kaikki kivet ja mineraalit ovat puolijohteita. Sähkönjohtavuus kasvaa lämpötilan kohotessa. Veden sähkönjohtavuus vaihtelee puhtaan veden  $5 \cdot 10^{-6}$  mho/m:stä (ominaisvastus  $10^{-2} \Omega\text{m}$ ) suolapitoisen liuoksen n.  $10^2$  mho/m:iin (ominaisvastus  $2 \cdot 10^5 \Omega\text{m}$ ).

Jotkut mineraalit, kuten grafiitti, magneetikiisu, rikkikiisu, kuparikiisu, lyijyhohde ja magnetiitti ovat kohtalaisen hyviä johteita. Kuitenkin kiven sähkönjohtavuus riippuu ensisijaisesti johdemineraalien tekstuurista ja vasta toissijaisesti johdemineraalien suhteellisesta osuudesta. Magnetiitilla on taipumus esiintyä yksittäisinä, omamuotoisina kiteinä, jotka ovat eristyksissä toisistaan, kun taas kiisumineraalit esiintyvät kerrosmaisesti muodostaen rakenneverkoston sekä pitkin kerrosta että myös kerrosten välillä. Siksi magnetiittipitoiset malmit ovat yleensä huonompia johteita kuin esimerkiksi rikkikiisua sisältävät malmit.

Tärkein tekijä on kuitenkin kiven huokoisuus (vesipitoisuus). Täysin tiiviin tai kuivan kiven ominaisvastukset ovat korkeita (enimmäkseen  $> 10^4 \Omega\text{m}$ ), paitsi jos niissä on grafiittia tai ne sisältävät malmimineraaleja. Useimmat kivet ja mineraalit kuivina ovat eristeitä. Ominaisvastukset vaihtelevat grafiitin  $10^{-6} \Omega\text{m}$ :stä kuivan kvartsiin yli  $10^{12} \Omega\text{m}$ :iin. Niiden dielektrinen permittiivisyys on hyvin alhainen ja samaa luokkaa kuin kivilajien päämineraaleilla (silikaateilla). Jotkut aksessoriset mineraalit kuten rautamalmit tai grafiitti voivat aiheuttaa korkeampia arvoja. Luonnossa niiden raoissa ja huokosissa on kuitenkin jonkin verran vettä, johon on liuennut suoloja, joten ne johtavat sähköä ionien kuljettamana. Tällöin sähkönjohtavuus riippuu niiden kosteuspitoisuudesta, elektrolyyttien luonteesta ja asteesta, johon kiven sisältämät avoimet tilat (huokokset, raot, halkeamat) ovat kyllästyneet vedellä. Huokosten muoto ja niiden välinen yhteys on merkittävä tekijä.

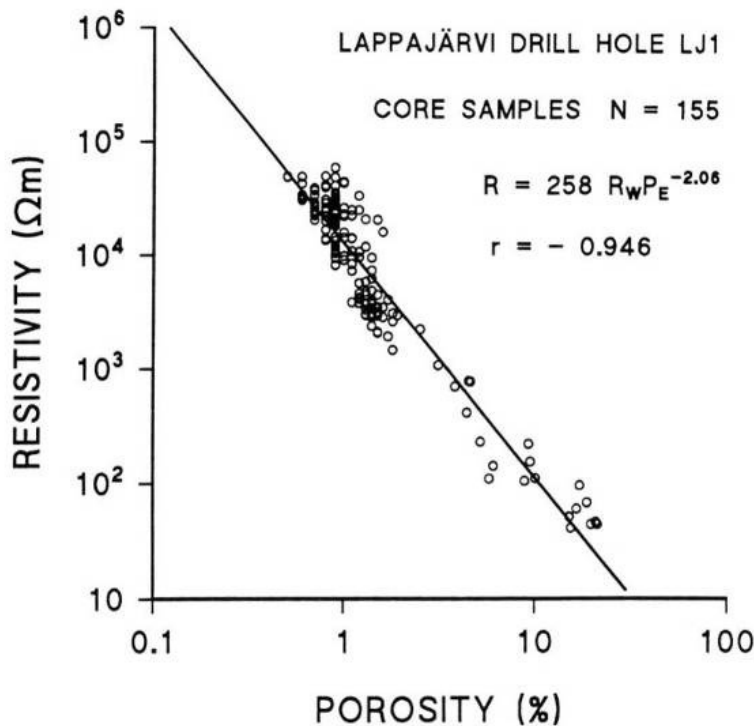
**Taulukko 6.3:** Eräiden metallien ja mineraalien sähkönjohtavuuksia. (Peltoniemi 1988)

Materiaali	Johtavuus, tyypillinen arvo (S/m)
Kulta	$50 \cdot 10^6$
Kupari	$3-80 \cdot 10^6$
Grafiitti	$10^2-10^6$
Kuparikiisu	$10-10^4$
Rikkikiisu	$1-10^5$
Magnetiitti	$10^{-4}-10^5$
Kiille	$10^{-3}-10^{-14}$
Kvartsi	$10^{-10}-10^{-14}$

Vesipitoisuuden lisäksi kivilajien ja kallioperän johtavuuteen vaikuttavat elektronisten johteiden tekstuuri ja määrä, kemiallisten epäpuhtauksien määrä vedessä, mineraalien epäpuhtaudet, petrografiset ominaisuudet (mm. liuskeisuus), rakenne (ruhjeet, raot, siirrokset), metamorfoosiaste, rapautumisaste, lämpötila ja paine. Esim. lämpötilan kasvaessa ominaisvastus pienenee. Maalajien ja maaperän johtavuuteen vaikuttavat vesipitoisuuden lisäksi raekoko ja -muoto, kemiallisten epäpuhtauksien määrä vedessä, elektronisten johteiden määrä (esimerkiksi rautasulfidisavet), rapautumistila ja humuskerroksen laatu.

**Taulukko 6.4:** Maa- ja kivilajien johtavuusarvoja Suomesta. (Peltoniemi 1988)

Aines	Sähkönjohtavuus ( $10^{-3}$ S/m)
Sora ja karkea hiekka	0.5-1
Hiekka	1-2
Siltti	5-12
Savi	15-30
Moreeni	2-5
Turve	3-10
Muta, lieju	7-12
Rapakallio	3-10
Gabro	0.03-0.1
Graniitti	0.06-0.2
Kalkkikivi	0.06-0.2
Gneissi	0.06-0.2
Kiilleliuske	0.06-0.2
Kvartsiitti	0.06-0.2
Serpentiiniitti	2-20
Savikivi	20-50
Grafiittigneissi	$10-10^4$
Sulfidimalmit	$100-10^5$

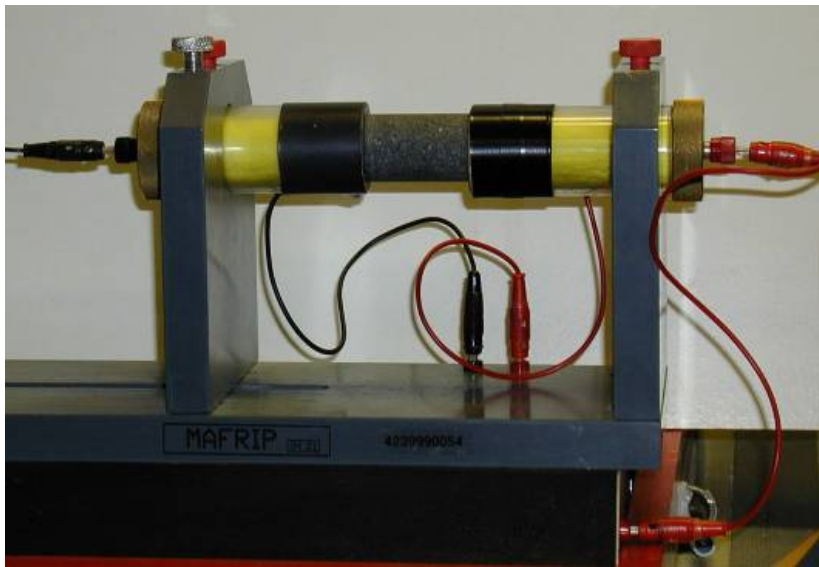


**Kuva 6.3:** Ominaisvastus pienenee huokoisuuden kasvaessa – sähkönjohtavuus kasvaa, koska samalla vesipitoisuus huokosissa kasvaa. Lappajärven impaktikraatteriin kairatusta reiästä olevien näytteiden ominaisvastus laskee lineaarisesti huokoisuuden suhteellisen osuuden kasvaessa (Kivekäs 1993).



## 6.5. Mittausmenetelmiä

Kivinäytteiden ominaisvastuksen mittaaminen galvaanisesti perustuu yhtälöihin 6.1 ja 6.7. Suorakaiteen muotoisen tai sylinterinäytteen päädyt sahataan yhdensuuntaisiksi ja päädyn pinta-ala mitataan. Näytteen kautta johdetaan sähkövirta, ja mitataan virrantiheys näytteessä ja potentiaaliero sen päiden välillä. Ennen mittaamista näyte on kyllästettävä vedellä. Mittauksista eri taajuuksilla (esim. 0.1, 10 ja 500 Hz) voidaan määrittää IP-arvo (indusoitu polarisaatio).



**Kuva 6.4:** Kivinäytteiden sähköjohtavuuden mittaamiseen kehitetty laite (GTK). Näytteen päädyt sahataan yhdensuuntaisiksi, ja näyte kyllästetään vedellä ennen mittaamista. (S. Vuoriainen, GTK)

Dielektrisyttä mitataan tasavirtakentässä yksinkertaisilla sähköisillä tai galvaanisilla menetelmillä, vaihtovirtakentässä sähkömagneettisilla menetelmillä ja sähkökemiallisia relaksaatioilmiöitä IP-menetelmällä. Sähkökentän ja virtatiheyden väliset yhteydet väliaineessa riippuvat ajasta ja taajuudesta. Virtatiheyden lisäksi IP-arvoihin vaikuttavat taajuus ja pulssipituus, elektrodiefektit, lämpötila ja paine.

Aika-alueessa (time-domain)	Taajuus-alueessa (frequency domain)
<ul style="list-style-type: none"><li>• polaroituvuus</li><li>• varautuvuus</li></ul>	<ul style="list-style-type: none"><li>• taajuusefekti (frequency effect)</li><li>• metallifaktori (metal factor)</li><li>• vaihesiirto (phase shift)</li></ul>

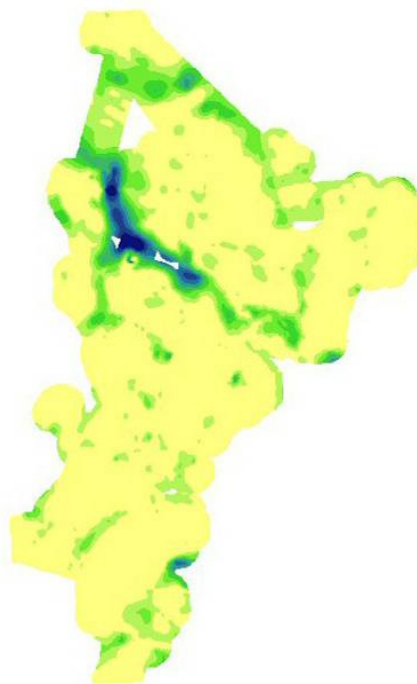
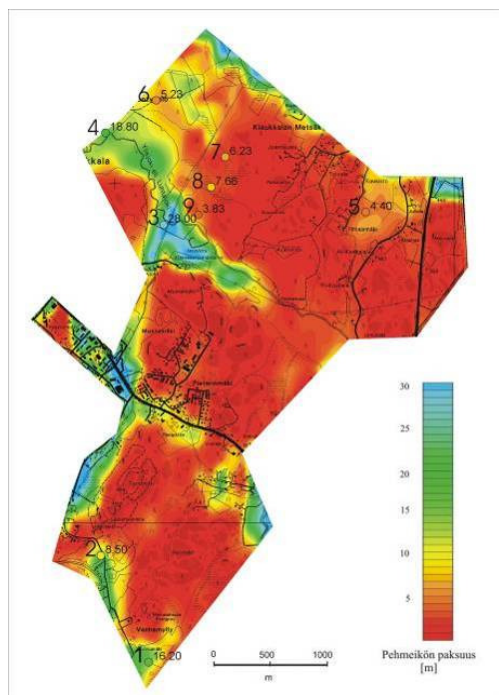
Pehmeiköt tarkoittavat sähköä johtavia irtomaita, jotka käytännössä useimmiten ovat savia. Sähköä johtavan maalajikerroksen paksuus voidaan tulkita lentogeofysiikan sähkömagneettisten (EM-) aineistojen perusteella käyttäen hyväksi paikan päällä tehtyjä sähköjohtavuutta mittaavia luotauksia ja kairauksia. Esimerkkinä seuraavassa on tulkinta Klaukkalasta. Painovoimamittauksista saadut irtomaapaksuudet korreloivat hyvin lentogeofysiikan tulkinnasta saatujen pehmeikön paksuuksien kanssa varsinkin Klaukkalan pohjoisosan savikkoalueella.



**Kuva 6.5:** Maaperän johtokyvyn selvittämiseksi on GTK:ssa rakennettu Risto Purasen suunnittelema ominaisvastus-lämpötilaluotain, joka soveltuu pehmeiden maalajien, kuten savi-, turve- ja lieju mittauksiin. Tämän luotaimen avulla saadaan soiden ja savikoiden ominaisvastus ja lämpötila määritettyä maastossa n. 10 metrin syvyyteen saakka. (H. Säätuvuori /GTK)



**Kuva 6.6:** Maaperän pinta-kerroksen (0-0.3 m) johtokyvyn selvittämiseksi on GTK:ssa rakennettu ns. johtavuusharava, jonka anturin muodostaa Wenner-elektrodijärjestelmä. (S. Vuoriainen, GTK)

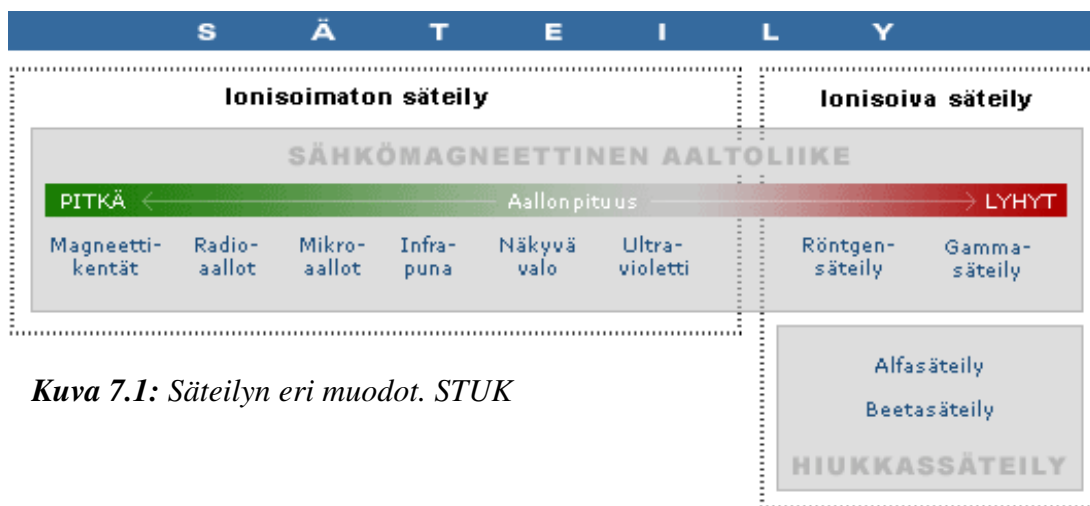


**Kuva 6.7:** Sähköä johtavan maalajikerroksen paksuus tulkittiin käyttäen hyväksi paikan päällä tehtyjä luotauksia ja kairauksia. Kairauksin todetut pehmeikön paksuudet osoittavat tulkinnan osuvuutta. (H. Säätuvuori GTK)

**Kuva 6.8:** Painovoimamittausten tulkinnoista saadut maapeitteen paksuudet on interpoloimalla yhdistetty väripintakartaksi. (T. Valjus GTK)

## 7. RADIOAKTIIVISET OMINAISUUDET

**Säteily** kuuluu luonnollisena osana elinympäristöömme. Säteilyä on kahdenlaista: ionisoivaa ja ionisoimatonta. Säteily voi toisaalta olla joko **sähkömagneettista aaltoliikettä** tai **hiukkassäteilyä**. **Ionisoivalla säteilyllä** on riittävästi energiaa irrottamaan säteilyn kohteeksi joutuvan aineen atomeista elektroneja tai rikkomaan aineen molekyyliä. Radioaktiiviset aineet lähettävät ionisoivaa säteilyä. Myös esimerkiksi röntgenlaitteet tuottavat sitä. **Ionisoimaton säteily** on sähkömagneettista aaltoliikettä. Ionisoimatonta säteilyä hyödynnetään esimerkiksi matkapuhelimissa ja mikroaaltouuneissa. Myös auringon säteily on ionisoimatonta. Ionisoimattoman ja ionisoivan säteilyn raja on röntgensäteilyn ja ultraviolettisäteilyn välissä.



*Kuva 7.1: Säteilyn eri muodot. STUK*

Luonnossa on aina esiintynyt ja tulee esiintymään säteilyä riippumatta ihmisen toimista. Suomalaiset saavat suurimman säteilyannoksen huoneilman **radonista**. Joka paikassa säteilee jonkin verran. Maankamara jalkojemme alla ja betoni- ja tiiliseinät ympärillämme säteilevät. Avaruudesta peräisin olevalle säteilylle joudumme alttiiksi kaikkialla. Me myös syömme, juomme ja hengitämme radioaktiivisia aineita. Elinympäristöömme on joutunut myös ihmisen tuottamia (keinotekoisia) radioaktiivisia aineita mm. ilmakehässä tehdyistä ydinkokeista ja Tshernobylin onnettomuudesta.

Luonnossa esiintyvän ionisoivan säteilyn lisäksi ionisoivaa säteilyä voidaan synnyttää myös sähköisillä koneilla, kuten hiukkaskiihdyttimillä ja röntgenkoneilla. Hiukkaskiihdyttimillä ja ydinreaktoreilla voidaan valmistaa useita radionuklideja, joita ei esiinny luonnossa. Tällaista koneiden synnyttämää ja ihmisen valmistamien radionuklidien aiheuttamaa säteilyä nimitetään keinotekoiseksi säteilyksi.

Radioaktiivisen aineen **aktiivisuus** ilmaisee, kuinka monta ydinmuutosta (ytimen virittyneen tilan laukeamista) kyseisessä ainemäärässä tapahtuu yhden sekunnin aikana. Mitä enemmän ydinmuutoksia tapahtuu, sitä enemmän syntyy säteilyä. Aktiivisuuden yksikkö on becquerel (Bq), joka on hyvin pieni yksikkö. Tästä syystä käytetään myös yksiköitä kilobecquerel (kBq = 1000 Bq) ja megabecquerel (MBq = 1 000 000 Bq). Aktiivisuus ilmaistaan usein aktiivisuutena paino- tai tilavuusyksikköä kohti eli aktiivisuuspitoisuutena. Yksikkönä on becquereliä litrassa (Bq/l), becquereliä kilossa (Bq/kg) tai becquereliä kuutiometrissä (Bq/m<sup>3</sup>). Esimerkiksi talousveden radonpitoisuus 400 Bq/l tarkoittaa, että litrassa tätä vettä tapahtuu 400 radonatomien hajoamista sekunnissa.

Aktiivisuuden mittayksikkö määritettiin alun perin 1 gramman radiumia (<sup>226</sup>Ra) hajoamisen avulla. Uusi mittayksikkö 1 Curie (Ci) = 3.7 · 10<sup>10</sup> hajoamista sekunnissa. Aineeseen absorboituneen **säteilyannoksen** mittayksikkö on gray (Gy). 1 Gy = 1 J/kg. Vertailtaessa eri säteilylajeja keskenään niiden aiheuttamien terveyshaittojen osalta käytetään suurena annosekvivalenttia, jonka yksikkö on sievert (Sv). Suomalaisen keskimääräinen vuotuinen säteilyannos on 3.7 mSv (STUK tiedottaa, 2005). Röntgen- ja gammasäteilyn aiheuttamalle **säteilytykselle** eli ionisaatiolle käytetään yksikköä Röntgen (R). SI-yksiköissä 1R = 2.58 · 10<sup>-4</sup> C/kg. Gammakvanttien eli fotonien energia ilmaistaan yleensä elektronivolteina eli energiana, jonka elektroni saa kulkiessaan 1 voltin potentiaalieron yli. Yhteys SI-yksikköjärjestelmään on 1 eV = 1,602 · 10<sup>-19</sup> J.

## 7.1. Säteilylajit

Alkuaineiden eri **isotoopeilla** on sama määrä protoneja, mutta eri määrä neutroneja. Ne ovat saman alkuaineen muotoja, joilla on erilainen atomipaino. Seuraavissa kaavoissa alkuaine on A, atomiluku on N ja atomipaino on W. Tiedyt isotoopit ovat epästabiileja ja hajoavat spontaanisti muodostaen uusia alkuaineita. Tähän hajoamiseen voi liittyä kolmenlaista radioaktiivista säteilyä.

**$\alpha$ -säteilyssä** ytimestä emittoituu sille tyypillisellä energialla heliumydin  ${}^4_2\text{He}$ , jolloin ydinvaraus pienenee kahdella ja massa noin neljällä yksiköllä.  $\alpha$ -säteilyn tunkeutuvuus on pieni, esim. alumiiniin vain muutama  $\mu\text{m}$ .



**$\beta$ -hiukkaset** ovat elektroneja, jotka voivat emittoitua kun neutroni jakautuu protoniksi ja elektroniksi. Protoni pysyy ytimessä, joten atomipaino pysyy samana, mutta atomiluku kasvaa yhdellä ja muodostuu uusi alkuaine. Betasäteilyn tunkeutuvuus on hieman suurempi kuin alfasäteilyn, esim. alumiiniin 50  $\mu\text{m}$ .



Sekä  $\alpha$ - että  $\beta$ - säteilyn yhteydessä voi samanaikaisesti vapautua myös  **$\gamma$ -säteilyä**, jota syntyy ytimen siirtyessä perustilaa korkeammasta (virittyneestä) energiatilasta takaisin perustilaan. Gammasäteily on kvantittunutta sähkömagneettista säteilyä, jonka taajuus on n. 10<sup>16</sup> Hz ja se poikkeaa Röntgen-säteilystä suuremman energiansa takia. Gammakvanttien eli fotonien määrän jakautuma energian funktiona muodostaa gammasäteily-spektrin. Kullakin alkuaineella on sille ominainen spektri, joka koostuu yhden tai useamman eri energiatason omaavasta  $\gamma$ -kvantista (viivaspektri). Gammakvantti poistuu ytimestä valonnopeudella ja sen kantomatka on suuri mutta äärellinen. Gammakvantti törmäilee tielleen sattuviin atomeihin, vuorovaikuttaa sähkömagneettisesti näiden kanssa ja menettää energiaansa. Energian aleneminen ei

vaikuta gammakvantin nopeuteen mutta laskee sen taajuutta. Energiansa gammakvantti menettää kolmessa reaktiossa: valosähköisessä ilmiössä, Comptonin sironnassa ja parinmuodostuksessa.

Edellä kuvattujen emissioiden lisäksi joillakin radioaktiivisilla alkuaineilla esiintyy ns. **K-kaappaus**, jossa myös vapautuu energiaa gammasäteilyn muodossa. Samalla esiintyy Röntgen-säteilyä. K-kaappaus voi tapahtua, kun alimmalla elektronikuorella (K-kuorella) oleva vapaa elektronitila täyttyy ylemmiltä kuorilta. Atomiluku pienenee ja muodostuu uusi alkuaine:



## 7.2. Radioaktiivinen hajoaminen

**Radioaktiivinen hajoaminen** tarkoittaa radionuklidin (lähtöydin, parent nuclide) muuttumista tytärytimeksi ja radioaktiiviseksi säteilyksi. Yksittäisen radioaktiivisen ytimen hajoaminen on tilastollinen tapahtuma, jonka ajankohtaa ei voi etukäteen määrittää. Hajoaminen ei riipu ulkoisista olosuhteista (esim. lämpötila tai paine) eikä siihen pystytä millään kemiallisella tai fysikaalisella tavalla vaikuttamaan. Hajoamisprosessia luonnehditaan joko puoliintumisajalla (half-life time  $T_{1/2}$ ) tai hajoamisvakioilla  $\lambda$ .

Radionuklidin taipumusta hajoamiseen kuvastaa **hajoamisvakio  $\lambda$**  siten, että  $\lambda \Delta t$  on todennäköisyys sille, että ydin hajoaa aikavälin  $\Delta t$  kuluessa, kun  $\Delta t$  on pieni. Tavallisesti tarkasteltavana oleva aktiivisten ydinten määrä  $N(t)$  on hyvin suuri. Tällöin ajassa  $dt$  niistä hajoaa murto-osa  $\lambda dt$ , ja kokonaismäärän ajanhetkenä  $t$  ilmoittaa yhtälö:

$$N(t) = N_0 \cdot e^{-\lambda t} \quad (7.4)$$

Jossa  $N_0$  on alkuperäinen ydinten määrä ja  $N(t)$  on ydinten määrä ajanhetkellä  $t$ .

Radioaktiivisen aineen **puoliintumisaika** tarkoittaa sitä aikaa, jonka kuluessa aineen aktiivisuus vähenee puoleen alkuperäisestä. Jos aineen puoliintumisaika on kaksi vuotta ja alkuperäinen aktiivisuus 1 000 Bq, niin aktiivisuus on kahden vuoden kuluttua 500 Bq, neljän vuoden kuluttua 250 Bq jne. Puoliintumisajassa  $T_{1/2}$  saadaan:

$$N(t) = \frac{N_0}{2} \quad (7.5)$$

$$\text{Joten: } \ln 2 = \lambda T_{1/2} \quad (7.6)$$

$$\text{Ja siis: } T_{1/2} = \frac{\ln 2}{\lambda} \quad (7.7)$$

Radioaktiivisten aineiden puoliintumisajat vaihtelevat suuresti. Lyhytikäisten aineiden puoliintumisajat ovat sekunteja tai sekunnin osia. Pitkäikäisimmät puoliintuvat vasta miljoonien vuosien kuluessa. Esimerkiksi kaasumainen  $^{94}\text{Kr}$  puoliintuu 1,4 sekunnissa,  $^{131}\text{I}$  puoliintuu noin kahdeksassa päivässä ja  $^{137}\text{Ce}$  puoliintuu 30 vuodessa. Ydinenergian tuotannossa tarvittava luonnon  $^{235}\text{U}$  puoliintuu vasta 700 miljoonassa vuodessa. Puoliintumisajan pituus ei kerro, kuinka vaarallista aine on.

Radioaktiivisen aineen aktiivisuus pienenee eksponentiaalisesti ajan mukana. Jos alkuperäisen radionuklidin hajoamisen tulosnuklidi (tytär) on myös radioaktiivinen n.:teen nuklidiin asti, niin radioaktiivinen tasapaino on:

$$\lambda_1 N_1 = \lambda_2 N_2 = \dots = \lambda_n N_n \quad (7.8)$$

Alkuaineiden ryhmää, jossa sarjan seuraava alkuaine syntyy edellisestä radioaktiivisen hajoamisen kautta, kutsutaan **radioaktiiviseksi hajoamissarjaksi**. Sarja saa nimensä sen kanta-aineena olevan pitkäaikaisen  $\alpha$ -aktiivisen nuklidin mukaan. Sarjan viimeinen alkuaine on pysyvä, joko lyijy tai vismutti. Luonnosta tunnetaan kolme hajoamissarjaa:  $^{238}\text{U}$ ,  $^{235}\text{U}$ ,  $^{232}\text{Th}$ .

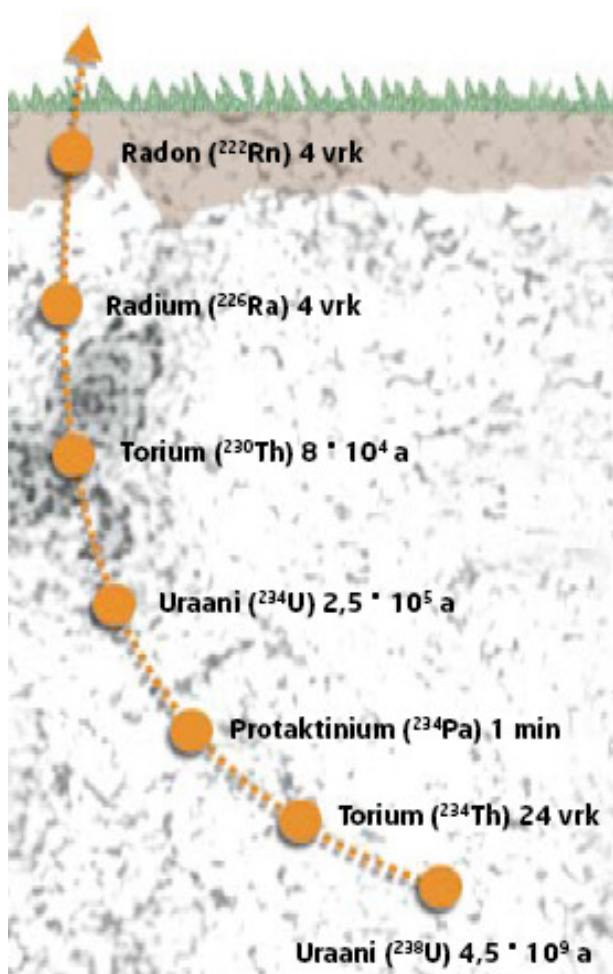


Uraani-238:  $^{238}\text{U} \rightarrow ^{206}\text{Pb}$ , puoliintumisaika  $4.51 \cdot 10^9$  a. Sarjaan kuuluu muun muassa kaasumainen  $^{222}\text{Rn}$ , jonka puoliintumisaika on 3,82 vrk. Tärkein gammasäteilijä  $^{214}\text{Bi}$ .

Uraani-235:  $^{235}\text{U} \rightarrow ^{207}\text{Pb}$ , puoliintumisaika  $0.71 \cdot 10^9$  a. Sarjassa ei ole voimakkaita gammasäteilijöitä.

Thorium-232:  $^{232}\text{Th} \rightarrow ^{208}\text{Pb}$ , puoliintumisaika  $14.1 \cdot 10^9$  a. Sarjaan kuuluu muun muassa kaasumainen  $^{220}\text{Rn}$ , jonka puoliintumisaika on 54.5 s. Sarjan tärkein gammasäteilijä on  $^{208}\text{Tl}$ .

Luonnon kaliumista Kalium-isotooppia  $^{40}\text{K}$  on 0.012 %. Se hajoaa  $^{40}\text{Ca}$ :ksi ja emittoi betasäteilyä (89 %), 11 % säteilystä on K-kaappausta ja sen tuloksena  $^{40}\text{Ar}$ , joka ei ole pysyvä, vaan palaa perustilaan, jolloin emittoi gammasäteilyä energialla 1.46 MeV. Puoliintumisaika  $1.39 \cdot 10^9$  v.



Kuva 7.2: Puoliintumisaikoja. (STUK tiedottaa 2/2005)

Radioaktiivisen hajoamissarjan sanotaan olevan tasapainossa, kun yhtä monta epästabiilin alkuaineen atomia muodostuu sekunnissa kuin niitä hajoaa. Sellainen sarja emittoi tietyn gammasädespektrin, ja spektriä kuvataan energiatasoin. Esimerkiksi  $^{238}\text{U}$ :n gammaspektri koostuu viivoista eri energiatasoilla välillä 0.1 MeV – 2.4 MeV.  $^{40}\text{K}$ :n spektri sisältää vain yhden viivan energiatasolla 1.46 MeV. Kun mitataan emittoitunut energia tietyllä energiatasolla, on mahdollista selvittää mikä gamma-säteilyä lähettävä alkuaine on näytteessä, jos vähintään tämän alkuaineen lähtöytimet ja tyttäret ovat radioaktiivisessa tasapainossa. Jos koko näyte on tasapainossa ja muiden ytimien tai radioaktiivisten sarjojen energiatasot eivät mene päällekkäin, niin uraani- ja toriumsarjojen lähtöytimien määrä voidaan arvioida vertaamalla standardinäytteeseen, jonka pitoisuudet tunnetaan. Kalliopaljastumilla mitattaessa olosuhteet eivät koskaan ole ideaaliset, mutta olettaen että tasapaino olisi olemassa, voimakkuudet voidaan konvertoida U- ja Th-pitoisuuksiksi. Näitä pitoisuuksia kuvataan termillä ekvivalenttipitoisuus (eU, eTh).

Kallioperän näytteiden iän voi määrittää radioaktiivisesti hajoavien alkuaineiden avulla. Erityisesti raskaiden alkuaineiden atomien neutronit säteilevät energiaa ja hajoavat. Radiometriset ikämääritykset perustuvat **hajoamislain** hyväksikäyttöön: näytteiden iän voi laskea määrittämällä kivistä tai mineraalista atomien lähtöytimien ja tytärtytimien suhteen, mutta on tunnettava hajoamisvakio  $\lambda$ . Suhde tulosydin / lähtöydin saadaan mittaamalla D ja N massaspektrometrillä. Koska lähtöytimien määrän vähennys on yhtä suuri kuin tulosytimien määrä D, saadaan:

$$D = N_0 - N \quad (7.9)$$

$$\text{Joten: } D = N \cdot (e^{\lambda t} - 1) \quad (7.10)$$

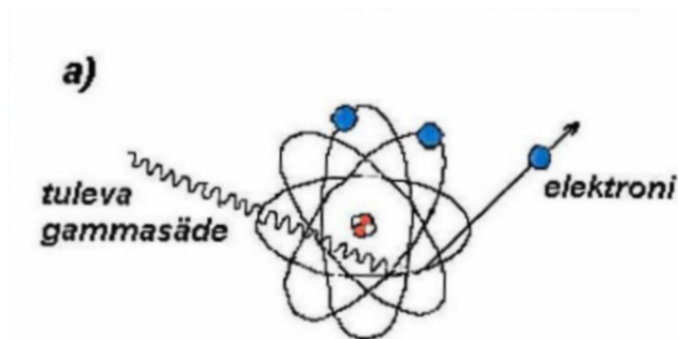
Josta saadaan ratkaisemalla mineraalin ikä:

$$t = \frac{1}{\lambda} \ln\left(\frac{D}{N+1}\right) \quad (7.11)$$

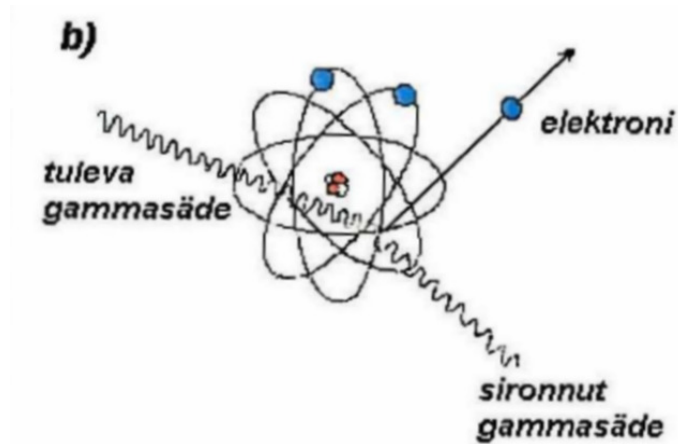
Yleisimmät radiometriset ikämääritysmenetelmät perustuvat U-Pb, K-Ar ja Rb-Sr isotooppisuhteiden tarkkaan mittaukseen massaspektrometrin avulla. GTK:n isotooppilaboratoriossa yleisimmin käytetty iänmääritysmenetelmä perustuu uraanin hajoamiseen lyijyksi (U-Pb). Tällaisiin ikämäärityksiin soveltuvat kaikki uraanipitoiset mineraalit, kuten zirkoni, monatsiitti, baddeleyiitti, titaniniitti ja uraniniitti. Suomen vanhimman kallion iäksi on määritetty 3.52 miljardia vuotta.

### 7.3. Säteilyn ja aineen vuorovaikutus

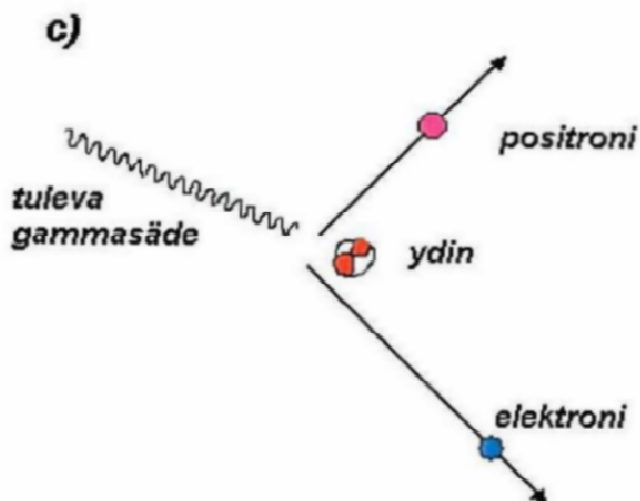
Gammakvantti voi luovuttaa energiaansa aineeseen usealla eri tavalla törmäämällä eri tavoin väliaineen atomien elektroneihin tai ytimiin. Vuorovaikutus voi olla kimmoinen tai kimmoton. Gammakvantin kimmoista sirontaa jostakin väliaineen elektronista on Thompsonin sironta (ei suista elektronia radaltaan). Kimmottomia vuorovaikutusilmiöitä, joissa gammakvantti menettää energiaa, ovat valosähköinen ilmiö, parin muodostuminen ja Comptonin sironta.



**Kuva 7.3:** Valosähköisessä ilmiössä fotoni menettää kaiken energiansa kiertoradalla olevalle elektronille. Fotoni katoaa ja sen absorboinut atomi ionisoituu kun valoelektroni ejektoituu. Tämä ilmiö on todennäköisimmillään hyvin matalilla energioilla (< 50 keV) ja silloin kun Z on korkea. (Turunen et al. 2000)



**Kuva 7.4:** Comptonin sironta aiheuttaa fotonin energian osittaisen absorptioon vuorovaikuttamalla vapaan elektronin kanssa. Fotoni siroaa törmätessään heikosti sitoutuneeseen tai vapaaseen elektroniin, joka kimpoaa pois atomista. Gammasäteilyn suunta muuttuu. Comptonin sirontaa tapahtuu kaikissa materiaaleissa energiavälillä 0.5–3.5 MeV ja keskiuurilla atomiluvuilla. Radiometrisissä mittauksissa gammasäteilyä mitataan juuri tältä väliltä. (Turunen et al. 2000)



**Kuva 7.5:** Parinmuodostus tapahtuu vain kun fotonin energia ylittää 1.02 MeV. Parinmuodostuksessa fotoni katoaa ytimen sähkökenttään ja sen energiasta syntyy elektroni-positronipari. Positroni kohtaa välittömästi vapaan elektronin väliaineessa, jolloin tapahtuu annihilaatio, kun hiukkasten massat muuttuvat energiaksi. Energia ilmenee kahtena 0.511 MeV:n energiaisena fotonina, jotka edelleen aiheuttavat Comptonin sironnan tai valosähköisen ilmiön. (Turunen et al. 2000)

#### 7.4. Radioaktiivisuuden hyödyntäminen geotieteissä

Luonnossa radioaktiivista säteilyä esiintyy kaikkialla. Osa siitä on kosmista säteilyä ja osa on kallio- ja maaperästä lähtevää säteilyä, jonka aiheuttavat radioaktiivisesti hajoavat alkuaineisotoopit. Radioaktiivinen hajoaminen tarkoittaa epästabiilin ytimen spontaania, ilman ulkopuolista vaikutusta tapahtuvaa reaktiota, jossa ydin muuttuu ns. tytärytimeksi ja radioaktiiviseksi säteilyksi. Radioaktiiviseksi sanotaan ainetta, jonka ydin ei ole pysyvä, vaan se hajoaa tietyllä tilastollisella todennäköisyydellä ja säteilee ympäristöönsä ionisoivaa säteilyä. Hajoamisen yhteydessä syntyvä säteily voi olla joko vapautuvien  $\alpha$ - tai  $\beta$ -hiukkasten säteilyä ( $\alpha$ - ja  $\beta$ -säteily) tai kvantittunutta korkeaenergistä sähkömagneettista säteilyä (gammasäteily).

Luonnosta on löydetty yli 60 radioaktiivista isotooppia, mutta useimmat niistä ovat harvinaisia tai hyvin heikosti radioaktiivisia. Kaikki luonnon materiaalit sisältävät radionuklideja, joita käytetään hyväksi monilla tieteenaloilla. Geotieteissä tutkitaan radionuklidien käyttäytymistä maankuoren ja vaipan kehittymisen tutkimisessa, hydrologisen kierron seuraamisessa ja ilmakehän koostumuksen selvittelyssä. Alkuaan radioaktiivista säteilyä mitattiin ydinpolttoaineena käytetyn uraanin etsimiseksi. Nykyisin mittalaitteiden herkkyys ja mittausrésoluutio sallivat hyvinkin pienien vaihteluiden mittaamisen ja viime vuosina radioaktiivisuutta on alettu hyödyntää esim. ympäristötutkimuksissa. Kivien, mineraalien ja orgaanisen materiaalin radioaktiivisuutta käytetään laajasti niiden iänmäärityksessä.

Geofysikaalisten radiometristen menetelmien kannalta tärkeimmät radioaktiiviset alkuaineet ovat uraani  $^{238}\text{U}$ , torium  $^{232}\text{Th}$  ja kaliumin radioaktiivinen isotooppi  $^{40}\text{K}$ . Geofysiikassa gammasäteilyllä suurin merkitys, koska sen tunkeutuvuus kiviin on  $\alpha$ - ja  $\beta$ -säteilyä paljon suurempi. Gammasäteilyä voidaan havainnoida sekä maanpinnalta että lentomittauksin. Alfa-hiukkasia ei voida havaita radiometrisin menetelmin, mutta  $\beta$ -säteilyä voidaan havaita maastomittauksissa. Gammasäteilyn alueellinen vaihtelu liittyy radioaktiivisten mineraalien esiintymisen vaihteluun maankamarassa. Suomessa Geologian tutkimuskeskus on kartoittanut koko maan

valtakunnallisen lentogeofysikaalisen kartoitusohjelman puitteissa. Gammasäteilyn alueellista jakautumaa voidaan hyödyntää esimerkiksi kallioperäkartoituksessa ja malminetsinnässä. Muita sovelluksia ovat esimerkiksi lumipeitteen tai maaperän vesiarvon määrittäminen, turvetutkimukset ja ympäristösovelluksissa radioaktiivisten isotooppien monitorointi.

Pieniä määriä radioaktiivisia mineraaleja on läsnä kaikissa syvä- ja sedimenttikivissä, valtamerissä, järvissä, joissa ja lähteissä, öljyssä, turpeessa ja humuksessa. Maankuoressa esiintyy kolmenlaisia radionuklideja: uraani- ja torium-sarjat sekä kaliumin radioaktiivinen isotooppi  $^{40}\text{K}$ . Luonnon kivien keskimääräisestä gammasäteilyn energiasta 42 % on peräisin  $^{40}\text{K}$ -isotoopista, 32 % tasapainossa olevasta  $^{232}\text{Th}$ :n hajoamissarjasta, 25 % tasapainossa olevista kahdesta uraanisarjasta ja vain yksi prosentti muista luonnossa esiintyvistä radioaktiivisista isotoopeista. Luonnossa esiintyy myös lyhytikäisiä radioaktiivisia isotooppeja, jotka ovat syntyneet esim. ydinkokeissa (puoliintumisajat sekunnin murto-osista kymmeneen vuosiin).

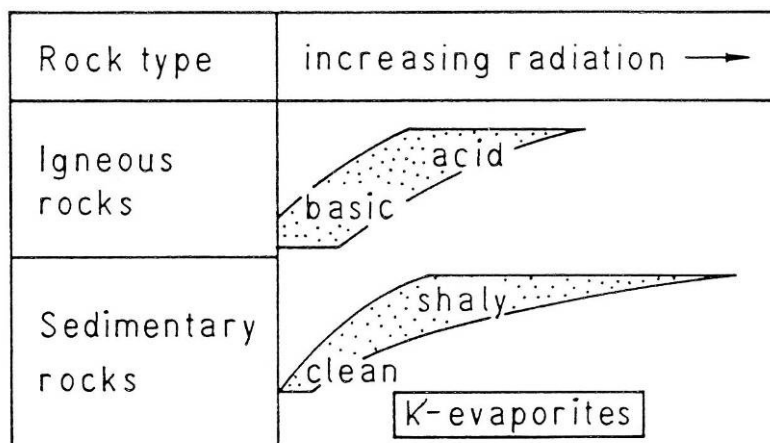
### **7.5. Kivilajien U-, Th- ja K-pitoisuudet**

Uraanin ja toriumin pitoisuudet kivissä ilmoitetaan yleensä miljoonasosina (ppm).  $1 \text{ ppm} = 10^{-6} \text{ kg U tai Th} / 1 \text{ kg kiviainesta}$ . Kaliumia esiintyy maankuoressa runsaammin ja sen pitoisuus ilmoitetaan yleensä prosentteina ( $1\% = 10^{-2} \text{ kg K} / 1 \text{ kg kiviainesta}$ ). Maankuoren pintaosissa kaliumia on keskimäärin 3 % (tästä vain 0.012 % on  $^{40}\text{K}$  isotooppia), uraania 3 ppm ja toriumia 11 ppm. Jo noin 6 km syvyydellä pitoisuudet pienentyvät jyrkästi.

Monissa kivissä runsaasti esiintyvissä mineraaleissa on mukana kaliumia. Se liittyy kivilajien päämineraaleihin kuten maasälpäin ja kiilteisiin. Lisäksi sitä esiintyy savimineraaleissa ja evaporiiteissa (esim. suolat). Sen sijaan kivilajien tyypillisissä mineraaleissa ei ole paljonkaan uraania tai toriumia. Uraania on alun perin happamissa syväkivissä (keskimäärin 4.65 ppm), mutta koska uraani liukenee helposti heikkoihin happoihin (veteen), se on hyvin liikkuva geologisissa

prosesseissa. Tärkein osa uraanista esiintyy mineraalirakeiden pinnalla ja raoissa. Torium esiintyy alkuaan happamissa ja intermediäärisissä syväkivissä. Uraaniin verrattuna se on hyvin pysyvä, eikä helposti liukene. Lähtömineraalien muuttumisprosesseissa syntyvissä savimineraaleissa on usein korkeat U-, Th- ja K-pitoisuudet. Savimineraalien tunnistamisessa voidaan hyödyntää niiden erilaisia Th/K-suhteita.

Kivien luonnollinen radioaktiivisuus ja kokonaissäteily riippuu niiden U-, Th- ja K-pitoisuuksista sekä U-, Th- ja K-säteilyn aktiivisuudesta. U-, Th- ja K-pitoisuudet vaihtelevat kivilajeissa johtuen niiden mineraalikoostumuksesta, synnystä ja ympäristöstä. Yleisesti syväkivien radioaktiivisuus kasvaa emäksisistä happamiin kiviin (kuva 7.6). Sedimenttikivien radioaktiivisuus kasvaa liuskeisuuden kasvaessa ts. savipitoisuuden kasvaessa.



**Kuva 7.6:** Tyypillisiä luonnollisen radioaktiivisuuden vaihteluita. (Schön 2004.)

Magmakivien radioaktiivisuus johtuu niiden sisältämistä aksessorisista mineraaleista, jotka sisältävät uraania ja toriumia. Erityisesti K- ja U-pitoisuudet kasvavat emäksisistä happamiin syväkiviin. Erilaiset geologiset prosessit vaikuttavat pitoisuuksiin. Esimerkiksi kohonnutta K-pitoisuutta vihreäkivissä voidaan käyttää kriteerinä paikannettaessa hydrotermisesti muuttuneita vyöhykkeitä, jotka ovat otollisia malmimineralisaatioiden esiintymiselle.

Metamorfisten kivien U-, Th- ja K-pitoisuudet periytyvät lähtökivilajeista ja voivat muuttua metamorfisissa prosesseissa. Tyypillisesti radionuklidien määrä vähenee metamorfoosiasteen kasvaessa. Uraanin ja toriumin väheneminen on erityisen tyypillistä granuliittifasioksen kiville. U ja Th pyrkivät nousemaan ylöspäin kuoressa dehydraatio-reaktioiden tuloksena tai osittaissulamisen johdosta (migmatiitit). Kaliumiin nämä prosessit eivät näytä vaikuttavan. Metamorfisten kivien keskimääräiset Th/U-suhteet poikkeavat monien intrusiivikivien arvoista. Uraanin liikkuvuudella on tässä tärkeä rooli (hapettunut  $U^{6+}$  on helposti liukoinen). Tästä johtuen uraani, toisin kuin torium, on löysästi sidottu rakeiden rajapinnoille.

Sedimenttikivien keskimääräiset U-, Th- ja K-pitoisuudet vaihtelevat laajemmin kuin syväkivien. Kokonaissäteilyn kannalta K-säteilyllä on pienempi rooli kuin U- ja Th-säteilyllä. Sedimenttikivistä karbonaatteihin liittyy alhaisimmat säteilyn arvot ja liuskeille (shales) korkeimmat. K-, Th- ja U-säteilyn keskinäisiä suhteita voidaan käyttää erilaisten sedimenttikivien, esim. hiekkakivien ja karbonaattikivien luokittelussa.

**Taulukko 7.1:** Keskimääräisiä arvoja uraanille, thoriumille ja kaliumille Maan kuorella Heier ja Rogersin (1963, H) ja Prutkina ja Saskinin (1975, P) mukaan. (Schön 2004.)

Kohde	U (ppm)	Th (ppm)	K (%)	Viite
Kuori	2.5	13	2.5	P
Kuori	2.1	7.8	2.1	H
Merellinen kuori	0.64	2.8	0.87	H
Mantereellinen kuori	2.8	10	2.6	H

**Taulukko 7.2:** Keskimääräisiä uraanin, thoriumin ja kaliumin pitoisuuksia ja lämmöntuottoarvoja tietyille mantereellisen kuoren alueille. (Schön 2004.)

Kohde	U (ppm)	Th (ppm)	K (%)	A ( $10^{-6} \text{ W/m}^3$ )
Mantereet kokonaisuutena	1.6	6.3	1.64	1.01
Kuoren yläosien intrusiivit	3.8	16	2.74	2.38
Kanadan kilpi (arkeinen)	1.2	9.7	2.21	1.19
Kanadan kilpi (proterozoinen)	2.2	13.6	2.80	1.78
Baltian ja Ukrainen kilpi, Venäjän platformin pohja	2.8	18	2.56	2.26



## 7.6. Mittaaminen

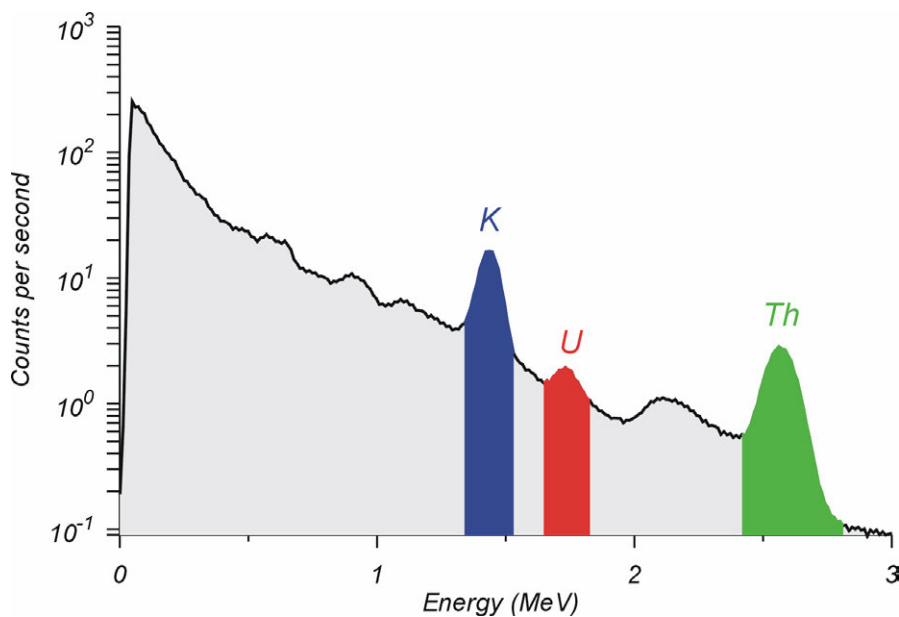
$\alpha$ -,  $\beta$ - ja  $\gamma$ -säteilyn mittaaminen perustuu niiden ionisoivaan luonteeseen. Geofysiikassa mitataan normaalisti vain  $\gamma$ -säteilyä, koska  $\alpha$ - ja  $\beta$ -hiukkasten tunkeutuminen aineeseen on heikompaa. Radioaktiivisuutta mitataan maastossa kannettavilla laitteilla, porarei'issä sekä lentokoneesta. Mittaukset voidaan toteuttaa paikallisina pistemittauksina tai alueellisena mittauspisteverkkona kuten lentomittauksissa. Geofysiikassa mitattava säteilyn voimakkuus on integraali maankamaran tietynkokoisen alueen säteilystä. Radioaktiivinen säteily porarei'ässä kertoo kallion kivilajivaihtelusta ja rakenneominaisuuksista kuten rikkonaisuus ja rakoilu. Tällöin voidaan mitata 1) luonnollista gammasäteilyä ts. totaalisäteilyä geigermittareilla, 2) gammasäteilyn takaisinsirontaa gamma-gamma-luotaimella, geigermittarilla tai skintillometrillä tai 3) neutronisäteilyn takaisinsirontaa (neutroni-neutronimenetelmä).

Geigermittari mittaa pääasiassa beeta-säteilyä. Laitteessa on jalokaasua sisältävä lasiputki, jonka sisälle aiheutetaan jännite-ero. Beeta-hiukkaset ionisoivat kaasun ja muodostuu positiivisia ja negatiivisia varauksia, jotka kulkeutuvat kohti elektrodeja ja kiihdyttävät kaasun ionisoitumista. Tästä aiheutuu varauspulsseja, jotka vahvistamisen jälkeen voidaan rekisteröidä ja näyttää pulssien lukemana minuutissa. Geigermittari on halpa ja helppokäyttöinen, mutta koska se rekisteröi vain lähes yksinomaan beeta-säteilyä, sen käyttö rajoittuu mittaamiseen maastossa, jossa on ohut maapeite. Geigermittari vastaanottaa vain 1 % tai vähemmän kokonaissäteilystä, skintillometrillä saadaan lähes 100 % gammasäteilystä. Sen toiminta perustuu siihen, että tietyt aineet muuttavat gamma-säteitä valoksi – siis tuikkivat. Tuike aiheuttaa elektronien emittoitumista, joka voidaan rekisteröidä lukemina minuutissa.

Differentiaalispektrometri havainnoi ainoastaan säteilyä, jolle määrätään ala- ja yläraja. Jos havainnointiväli on hyvin kapea, luokkaa muutamia kymmeniä keV, puhutaan kanavasta tai viivasta. Jos se on useita satoja keV, puhutaan ikkunasta.

Integraalispektrometri ei huomioi tietyn rajan alapuolella olevaa säteilyä vaan havainnoi tämän rajan yläpuolisen säteilyn.

Uraani- ja torium-sarjojen energiaspektreissä yksittäiset hajoamiset näkyvät piikkeinä. Geofysiikassa käytännön sovellutuksissa tarkastellaan tyypillisiä energia-arvoja energiaikkunoissa, esimerkiksi 1.46 MeV kaliumille, 1.76 MeV uraanille (vismutista  $^{214}\text{Bi}$ ) ja 2.61 MeV toriumille (thalliumista  $^{208}\text{Th}$ ).



**Kuva 7.7:** GTK:n aeroradiometrisissä mittauksissa käytetyt energiaikkunat (Hyvönen et al. 2005).

Lentogeofysiikan radiometrisiä mittaustuloksia on menestyksekkäästi sovellettu mm. rakennettavuuskartoitukseen taajama-alueilla. Mittausaineistossa graniittiset kallioalueet erottuvat emäksisistä kivilajeista voimakkaamman K-säteilynsä ansiosta. Eri irtomaalajeilla on yleensä toisistaan poikkeava Th- ja U-säteily. Normaalin luonnonsäteilyn lisäksi taajama-alueilla esiintyy paljon ihmisen toiminnasta aiheutuvia häiriöitä. Kun kivi- ja maalajeihin liittyvä taustasäteily tunnetaan, voivat anomaaliset alueet kuten saastunut maaperä tulla esiin.

## 8. ELASTISET OMINAISUUDET

Kiinteään kallioperään lukkiutunut jännitys purkautuu **maanjäristyksessä** muutamassa sekunnissa kalliolle ominaisen jännityksen sietokyvyn ylittyttyä. Voimakkaat maanjäritykset etenevät läpi maapallon seismisinä aaltoina, jotka sisältävät tietoa maapallon sisäosien rakenteista ja maanjäritysprosesseista. Seismologiset observatoriot ympäri maailmaa vastaanottavat seismisiä maanjäritysaaltoja. Niiden perusteella saadaan tietoa maapallon kerrosrakenteesta, koska seismiset aallot kulkevat eri kivilajeissa erilaisin nopeuksin. Mittausten lähtökohtana on mitata seismisen energian saapumisaikaa lähtöpaikasta eri etäisyyksillä olevissa mittauspisteissä. Seismiset aallot joko läpäisevät tai heijastuvat geologisten muodostumien rajapinnoilta. Maanalaisia geologisia rajapintoja voidaan kartoittaa, kun kulkuajat muunnetaan syvyysarvoiksi.

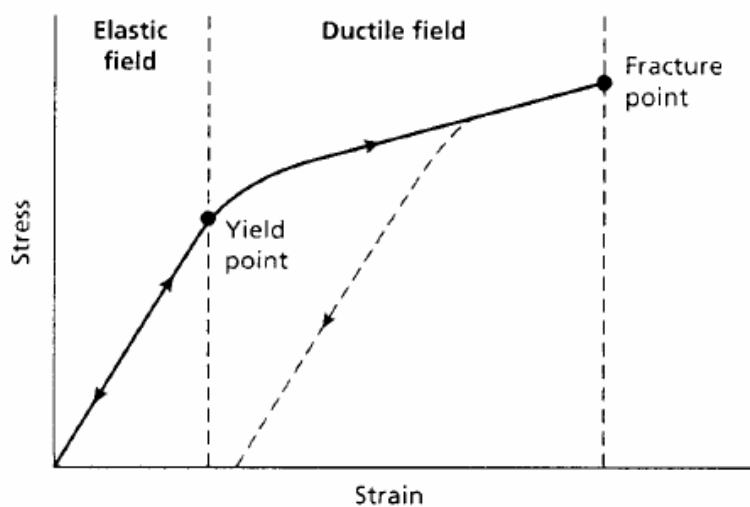
**Seismisiä tutkimuksia** voidaan toteuttaa sekä maalla että merellä. Seismisiä menetelmiä käytetään erityisesti öljynetsinnässä. Insinööriprojekteissa hyödynnetään seismisiä ominaisuuksia kalliopinnan syvyyden määrittämisessä, hiekka- ja soravarojen kartoittamisessa, vesipitoisten ruhjeiden paikantamisessa jne. Yhdyskuntasuunnittelun ja rakentamisen yhteydessä seismisiä menetelmiä tarvitaan kallion ruhje- ja rikkonaisuusvyöhykkeiden kartoittamisessa. Mittaamalla seismisten aaltojen nopeuksia eri kerroksissa saadaan tietoa kerrosten fysikaalisista ominaisuuksista ja koostumuksesta. Pienemmässä mittakaavassa seismisin menetelmin saadaan selkeä ja yksityiskohtainen kuva maankamaran pintaosan geometrisesta rakenteesta maanpinnan alapuolella.

### 8.1. Taustaa ja peruskäsitteitä

Seismologiassa tutkitaan maanjärityksiä ja maapallon fysikaalista rakennetta kimmoteorian pohjalta; tarkastellaan väliaineen ja siihen vaikuttavien voimien suhteita sekä häiriön aiheuttamaa mekaanista aaltoliikettä väliaineessa. Mekaanisten aaltojen etenemisessä väliaineen tärkeitä ominaisuuksia ovat sen kimmoisuus ja

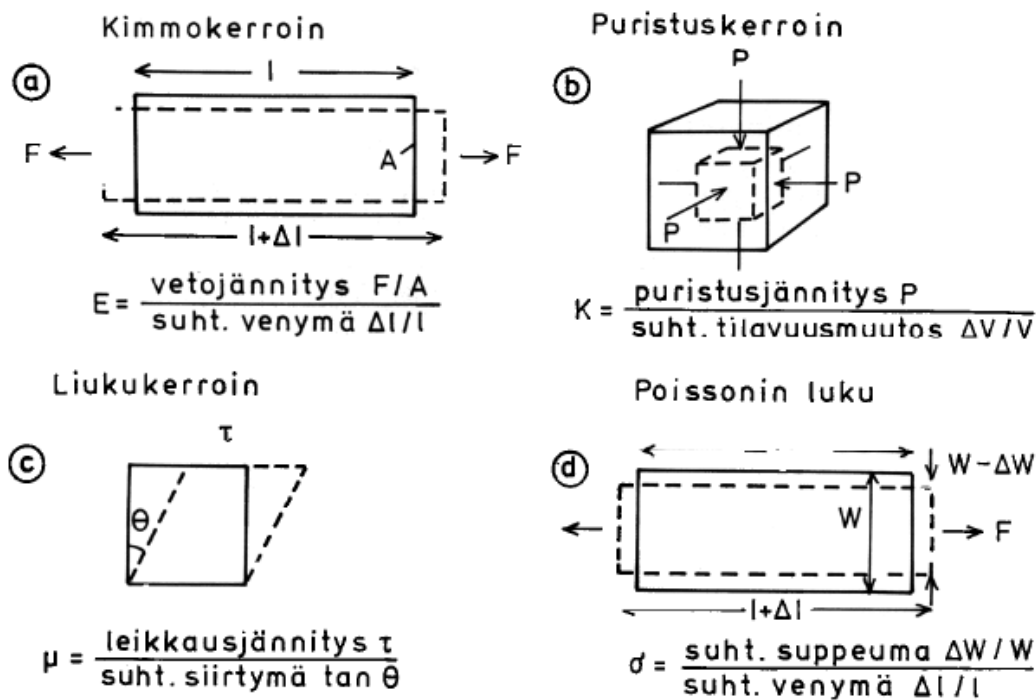
massa (hitaus). Aineeseen kohdistuvia voimavaikutuksia kuvaavat ”stress”: aineeseen kohdistuva **jännitys** eli voima pinta-alayksikköä kohden, ja ”strain”: **suhteellinen muodonmuutos**, joka tapahtuu jännityksen vaikutuksesta. Lisäksi on voimassa **Hooken laki**: pienissä muodonmuutoksissa suhteellinen muodonmuutos on suoraan verrannollinen vaikuttavaan jännitykseen. SI-järjestelmässä jännityksen yksikkö on Pascal (Pa). Yleensä tarvitaan gigapascal (GPa) tai megapascal (MPa).

Kun kappaleeseen kohdistuu ulkoisia voimia, niin tasapainon säilymisen vuoksi kappaleeseen muodostuu ulkoisia voimia vastustavia voimia. Jännitykset aikaansaavat tarkasteltavassa väliaineessa massapartikkelien siirtymiä: kappaleen tilavuus ja/tai muoto muuttuu. Aineen kimmovakiot ovat kvantitatiivinen mitta näille jännitys-muodonmuutossuhteille. Hooken lain mukaan tiettyyn stressin voimakkuuteen (yield strength) asti muodonmuutos on suoraan verrannollinen jännityksen suuruuteen. Tämä elastinen muodonmuutos poistuu, kun stressi poistuu – siis se on **kimmoinen**. Kun ”yield strength” -raja ylitetään, muodonmuutos muuttuu epälineaariseksi ja sitä kuvataan termillä plastinen/duktiili muodonmuutos. Muodonmuutos on tällöin pysyvä (ainakin osittain), vaikka jännitys poistettaisiin. Jännityksen kasvaessa edelleen kappale saavuttaa murtumisrajan, jonka jälkeen muodonmuutos on pysyvä.



**Kuva 8.1:** Tyypillinen kiinteän kappaleen jännitys-muodonmuutoskuvaaja. (Kearey et al. 2002)

Tiettyyn pinta-alayksikköön kohdistuva jännitys voidaan jakaa komponentteihin, joista toinen on kohtisuorassa pintaa vastaan (normaalijännitys = normal stress) ja toinen on pinnan tason suuntainen (leikkausjännitys = shearing stress). Millä tahansa kohtaa kappaleessa voidaan määrittää kolme toisiaan vastaan kohtisuorassa olevaa tasoa, joilla jännityskomponentit ovat ainoastaan normaalijännityksiä eikä leikkausjännitystä esiinny. Näiden tasojen suuntaiset normaalijännitykset ovat pääjännityksiä (principal stresses) ja tasoja kutsutaan ”principal axes of stress”. Jännityksen sanotaan olevan ”compressive”, puristava – jos voimat kohdistuvat toisiaan kohti ja ”tensile”- vetojännitystä, jos voimat kohdistuvat toisistaan poispäin.



**Kuva 8.2:** Kimmovakioiden määrittely: a) kimmokerroin, b) puristuskerroin, c) liukukerroin, d) Poissonin luku. (Peltoniemi 1988.)

Aineen **kimmovakiot** eli kimmomoduulit (elastic moduuli) määrittelevät sen käyttäytymistä elastisessa kentässä ja lineaarista relaatiota jännityksen ja muodonmuutoksen välillä. Seuraavassa tarkastellaan näitä vakioita sauvan avulla, jonka alkuperäinen pituus on  $l$  ja sen poikkipinta-ala on  $A$  (vrt. kuva 8.2).

Kun sauvan päätyihin vaikuttaa venyttävä voima  $F$ , venyy se  $\Delta l$  verran. Tällöin elastinen moduuli on **Youngin moduuli** eli **kimmokerroin**:

$$E = \frac{F/A}{\Delta l/l} \quad (8.1)$$

Sauvan pituuden venymiseen liittyy sen poikkipinta-alan pieneneminen, joten sauvaan kohdistuu sekä lateraali että pitkittäinen (longitudinal) strain. Näiden suhdetta kuvaa **Poissonin luku**  $\sigma$  = suhteellinen suppeuma / suhteellinen venymä.

$$\sigma = \frac{\Delta W/W}{\Delta l/l} \quad (8.2)$$

Kun tilavuusyksikköön  $V$  kohdistuu hydrostaattinen paine  $P$ , **puristuskerroin**  $K$  (bulk-modulus) on puristusjännityksen suhde suhteelliseen tilavuuden muutokseen eli kokoonpuristumattomuuskerroin:

$$K = \frac{P/A}{\Delta V/V} \quad (8.3)$$

Samalla tavoin leikkausjännityksen  $\tau$  ja muodonmuutoksen (suhteellinen siirtymä  $\tan \theta$ ) suhteena määritetään **liukukerroin**  $\mu$  (liukumoduli, shear modulus):

$$\mu = \frac{\tau}{\tan \theta} \quad (8.4)$$

**Axial modulus**  $\psi$ , on pitkittäisjännityksen suhde pitkittäismuodonmuutokseen siinä tapauksessa, että lateraalimuodonmuutosta ei esiinny:

$$\psi = \frac{F/A}{\Delta l/l} \quad (8.5)$$

**Taulukko 8.1:** Eri kimmovakioiden arvoja eri aineille. (Peltoniemi 1988, arvot: Al-Sadi 1980, Jalkanen 1974a, 1974b)

Aine	Kimmokerroin (GPa)	Poissonin luku	Puristuskerroin (GPa)	Liukkerroin (GPa)
Peridotiitti	95			
Gabro	95-125	0.38		
Graniitti	40-77	0.11-0.30	30	20
Rapakivigraniitti	53-57			
Dioriitti	72			
Kalkkikivi	54	0.25		
Kiilleliuske	84			
Kvartsiitti	70-85	0.13		
Gneissi	60-81	0.23	37	27
Talkkiliuske	34			
Amfiboliitti	113	0.30		
Diabaasi	115	0.26		
Hiekkakivi	16	0.34		
Vesi		0.50	2.1	0
Teräs	200	0.28	130	80
Alumiini	70	0.30		26

Aineen kimmo-ominaisuudet kertovat ainetta koossapitävien kemiallisten sidosvoimien luonteesta: voimia voidaan lineaarisessa jännitys-muodonmuutos - alueessa verrata ideaalisiin jousivoimiin. Siten kaasuissa ja nesteissä liukkerroin  $\mu$  saa arvon nolla. Isotrooppisten väliaineiden kimmo-ominaisuuksien kuvaamiseen riittää tiheyden  $\rho$  lisäksi kaksi kimmovakiota: muut määräytyvät näiden perusteella.

Esimerkiksi Poissonin luku voidaan kirjoittaa muodossa:

$$\sigma = \frac{3K - 2\mu}{6K + 2\mu} \quad (8.6)$$

Josta nesteille ( $\mu = 0$ ) saadaan teoreettinen maksimiarvo 0.5.

## 8.2. Seismiset aallot

Seismisillä eli **elastisilla aalloilla** tarkoitetaan mitä tahansa seismografilla havaittavaa liikettä. Seismiset aallot ovat elastisen muodonmuutosenergian annoksia, jotka etenevät seismisestä lähteestä ulospäin. Seisminen lähde voi olla luonnollinen kuten maanjäristys tai keinotekoinen kuten räjäytys. Aallot etenevät koko maapallon läpi tai sen pintakerroksissa. Seismiset asemat eri puolilla maapalloa rekisteröivät näitä aaltoja edellyttäen, että vapautuneen energian määrä on ollut riittävän suuri aseman etäisyyteen nähden. Paitsi lähteen välittömässä läheisyydessä, seismisiin pulsseihin liittyvä jännitys on vähäistä ja sen voidaan olettaa olevan elastista. Täten seismisten pulssien nopeudet riippuvat väliaineen kimmomoduuleista ja tiheydestä.

Seismiset aallot luokitellaan seuraavasti:

- Runkoaallot (body waves, perusaallot)
- Pitkittäiset eli longitudinaaliaallot eli P-aallot (primary), puristus
- Poikittaiset eli transversaaliaallot eli S-aallot (shear waves, secondary)
- Pinta-aallot eli johdetut (ohjatut, sidotut) aallot (surface waves)

Seismiset aallot eroavat toisistaan paitsi erilaisen kulkureitin myös hiukkasliikkeen ja etenemisnopeuden suhteen. **P-aalloilla** aaltoliikkeessä oleva hiukkanen värähtelee edestakaisin liikkeen etenemissuunnassa. Väliaineessa tapahtuu sekä tilavuuden että muodon muutos. **S-aaltoliikkeessä** värähtely tapahtuu kohtisuorasti etenemissuuntaan nähden ja S-aallot esitetään usein kahden komponentin avulla: horisontaali- ja vertikaalikomponentti. Väliaineessa tapahtuu vain muodonmuutos.



**Seismiset nopeudet** ilmaistaan kimmovakioiden ja tiheyden avulla P- ja S-aalloille:

$$V_p = \sqrt{\frac{K + \frac{4}{3}\mu}{\rho}} \quad (8.7)$$

$$V_s = \sqrt{\frac{\mu}{\rho}} \quad (8.8)$$

Kimmoteoria pätee eri aaltotyypeille olettaen, että vierekkäisten hiukkasten suhteelliset siirtymät ovat äärettömän pieniä, väliaine on täysin elastinen eli Hooken laki on voimassa ja että väliaine on isotrooppinen (kimmovakiot ovat samat kaikissa suunnissa). Ulkoiset voimat kuten esimerkiksi gravitaatio jätetään huomioimatta. Isotrooppinen väliaine on esim. kaasu tai neste, kun taas maankuori ja kivi ovat yleensä anisotrooppisia väliaineita. Nesteille ja kaasuille  $\mu = 0$ , joten  $V_s = 0$  eli S-aallot eivät etene niissä.

P-aallot etenevät aina nopeammin kuin S-aallot samassa väliaineessa. Minkä tahansa väliaineen  $V_p / V_s$  - suhde määritetään Poissonin luvun avulla:

$$\frac{V_p}{V_s} = \sqrt{\frac{2(1-\sigma)}{1-2\sigma}} \quad (8.9)$$

Koska Poissonin luku kiinteille kiville on luokkaa 0.25, saadaan:

$$V_p \approx \sqrt{3} \cdot V_s \quad (8.10)$$

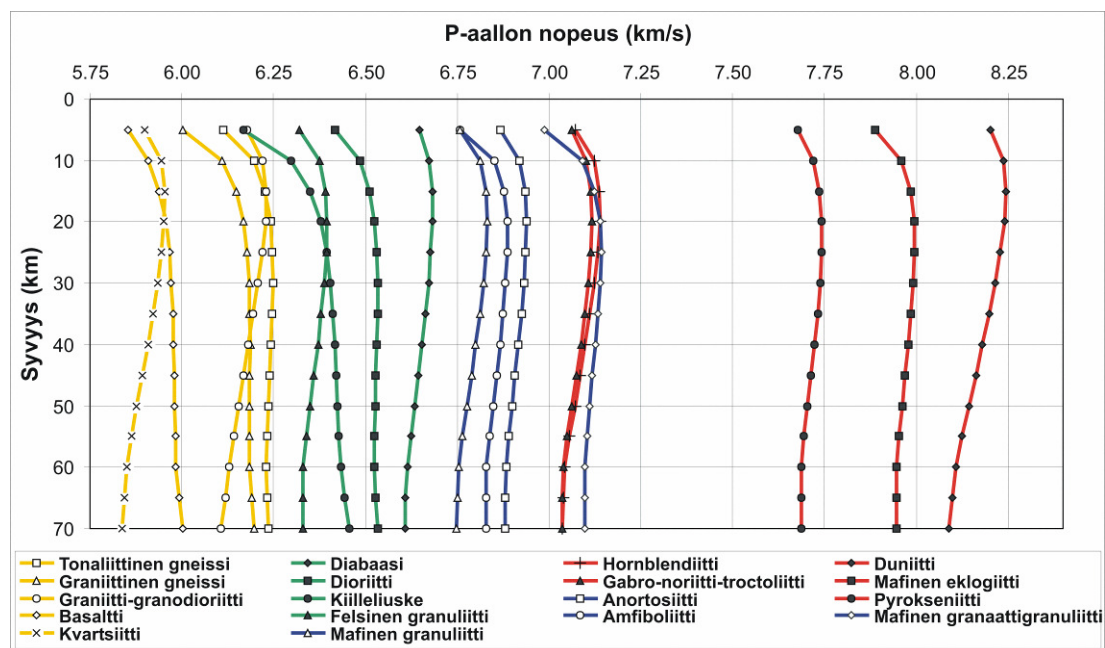
Vaikka P-aallon nopeuden tunteminen on hyödyllistä, se riippuu kivillä kolmesta eri ominaisuudesta ja siksi kuvaa kiven litologiaa vain suuntaa antavasti. Sen sijaan  $V_p / V_s$  ei riipu väliaineen tiheydestä, ja sen perusteella saadaan Poissonin luku, joka on paljon parempi litologinen kuvaaja. Siksi seismisissä tutkimuksissa tarvitaan sekä  $V_p$  että  $V_s$ .

**Taulukko 8.2:** Joidenkin aineiden seismisiä nopeuksia. (Carmichael 1989)

Materiaali	V <sub>P</sub> (km/s)	V <sub>S</sub> (km/s)
Alumiini	6.26-7.05	2.94-3.10
Teräs	6.15-6.30	2.72-2.83
Rauta	5.92	3.23
Kupari	4.82-5.96	2.30
Messinki	4.28	2.03
Muovi	2.34	1.46-1.56
Kumi	1.04	0.03
Vesi	1.45	

### 8.3. Seismisten aaltojen nopeus maankamarassa

Seismisen P- ja S-aallon nopeutta on maailmalla tutkittu paljon ja taulukoita on kirjallisuudessa esitetty runsaasti. Nopeuksien laajaan vaihteluun vaikuttaa kivien koostumusvaihtelu, halkeamat, raot, huokoset ja niiden sisältämät huokosnesteet, anisotropisuus (erityisesti metamorfisissa kivissä), lämpötila ja paine. Seismisten aaltojen kannalta tärkeimpiä kiven fysikaalisia ominaisuuksia ovat tiheys, kimmo-ominaisuudet ja huokoisuus, jotka pääosin määräytyvät mineralogian mukaan. Kallioperän ja irtomaan seismiset nopeudet eroavat selvästi. Rapautuneessa ja ruhjoutuneessa kalliiossa nopeus pienenee, irtomaassa vesipitoisuus nostaa nopeutta.



**Kuva 8.3:** P-aallon nopeuksia eri kivilajeille. (Kuusisto 2006)

**Taulukko 8.3:** Joidenkin kivilajien tiheyksiä (Sheriff 1983) ja seismisiä nopeuksia (Carmichael 1989).

<b>Materiaali</b>	<b>Tiheys (g/cm<sup>3</sup>)</b>	<b>V<sub>P</sub> (km/s)</b>	<b>V<sub>S</sub> (km/s)</b>
Graniitti	2.51-2.81	5.4-6.1	3.2-3.5
Granodioriitti	2.58-2.92	5.3-6.0	3.2-3.4
Dioriitti	2.68-2.96	5.3-5.7	3.2-3.4
Gabro	2.85-3.12	6.5-7.0	3.4-3.8
Diabaasi	2.80-3.11	6.0-6.6	3.5-3.8
Gneissi	2.59-3.06	5.5-5.7	3.1-3.3
Liuske	2.70-3.03		
Kalkkikivi	2.37-2.77		
Hiekkakivi	2.17-2.70	2.0-6.0	
Savikivi	2.06-2.66	2.0-6.0	

Kivien elastiset ominaisuudet riippuvat niiden sisältämien mineraalien elastisista ominaisuuksista ja suhteellisesta osuudesta ja niiden vuorovaikutuksesta keskenään. Mineraalien elastiset ominaisuudet riippuvat niiden kemiallisesta koostumuksesta ja sidostavasta sekä mineraalien rakenteellisista ominaisuuksista, muodosta ja lajittumisesta. Magmakivillä (ja metamorfisilla kivillä) merkittävin seismiseen nopeuteen vaikuttava tekijä on mineralogia yhdessä ympäröivän paineen ja lämpötilan kanssa. Mineralogia on hallitseva tekijä kiven seismisissä nopeuksissa varsinkin paineen ollessa riittävän suuri, jotta kivessä olevat mikroraot ovat sulkeutuneet.

Kuvan 8.3 mukaisesti emäksisten kivien seismiset nopeudet ovat suurempia kuin happamien kivien. Happamalla, runsaasti alkalimaasälpää, kvartsia ja kiillettä sisältävillä kivillä P-aallon nopeus on yleensä < 6500 m/s. Mafisilla kivillä, jotka sisältävät Ca-rikasta plagioklaasia, amfibolia ja pyrokseenia, P-aallon nopeus on noin 7000 m/s. Ultramafisilla kivillä ja eklogiiteilla nopeudet nousevat jopa yli 8000 m/s. Kivilajilla voi olla sisäistä vaihtelua kiven anisotropiasta johtuen (varsinkin metamorfisilla kivillä). Huokoisilla sedimenttikivillä on alemmat seismiset nopeudet ja laajempi vaihteluväli kuin magma- ja metamorfisilla kivillä. Tämä johtuu huokostilan alhaisista elastisista parametreista.

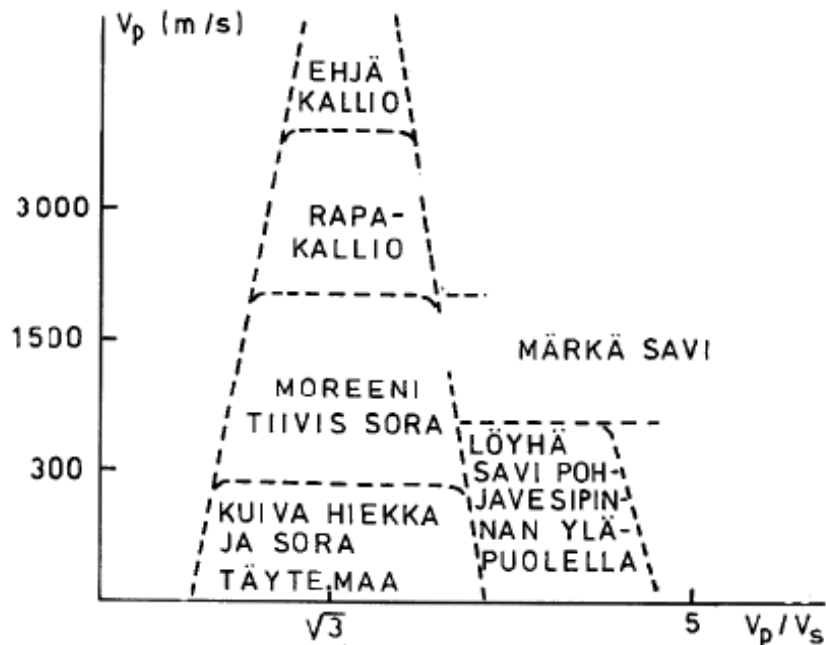
Kiven tiheyden kasvaessa kimmo-ominaisuudet yleensä muuttuvat siten, että kivi vastustaa paremmin jännityksen vaikutusta. Mitä suuremmat arvot puristuskertoimella ( $K$ ) ja liukukertoimella ( $\mu$ ) on, sitä suurempi on seisminen nopeus. Tämän vuoksi näyttää näennäisesti siltä, että mitä suurempi tiheys on, sitä suurempia ovat seismisten nopeuksien arvot. Kiven tiheyteen ja elastisiin ominaisuuksiin vaikuttavat mm. paine, lämpötila, ikä, mineralogia, huokoisuus, huokosveden ominaisuudet, tiivistymisen aste ja iskosaines.

Huokoisuuden kasvaessa seisminen nopeus alenee. Kiven rikkonaisuus lisää huokoisuutta. Huokokset ja mikroraot ovat lähes aina kyllästyneet liuoksilla. Huokosten täyteenä oleva aine vaikuttaa kiven ominaisuuksiin, erityisesti tiheyteen ja elastisiin ominaisuuksiin. Esimerkiksi kaasun tai öljyn täyttäessä huokosia seisminen nopeus on pienempi kuin siinä tapauksessa, että huokokset sisältävät vettä.

Paineen kasvaessa kiven tiheys kasvaa ja huokoisuus pienenee. Myös mineraalikoostumus voi muuttua. Paineen vaikutus seismiseen nopeuteen on merkittävä alhaisissa lämpötiloissa. Kun paine kasvaa, myös seisminen nopeus kasvaa. Useimmilla kiteisillä kivillä voidaan havaita nopea seismisen aallon nopeuden kasvu paineen kasvaessa noin 100 MPa asti. Tämä selittyy sillä, että kiven mikrohuokokset pienenevät paineen kasvaessa. Useimmilla magmakivillä ja metamorfisilla kivillä mikrohuokokset sulkeutuvat 100–1000 MPa paineessa.

Lämpölaajenemisen vaikutuksesta kiven tiheys pienenee ja lämmön aiheuttama mikrorakoilu lisää kiven huokoisuutta. Siksi lämpötilan kasvaessa nopeudet alenevat ja kimmo-ominaisuudet pienenevät. Suurissa lämpötiloissa myös mineralogia muuttuu. Paineella ja lämpötilalla on siis vastakkainen vaikutus seismisiin nopeuksiin. Lämpötila näyttää vaikuttavan melko vähäisesti seismiseen nopeuteen, sillä esim. 100 °C lämpötilassa nopeus on laskenut vain 5–6 %. Lämpötilan merkitys lisääntyy, kun lämpötilat ovat suuria (yli 100 °C) ja nopeutta hidastava vaikutus lisääntyy. Jäätäneillä kivillä (huokosvesi jäässä) seismiset nopeudet ovat merkittävästi suurempia kuin sulilla kivillä.

Vesipitoisuus ja maalajien tiiviys vaikuttavat seismisten aaltojen nopeuteen maaperässä. Kuvassa 8.4 verrataan eri maalajien seismisten aaltojen nopeutta ehjän kallion nopeuteen.



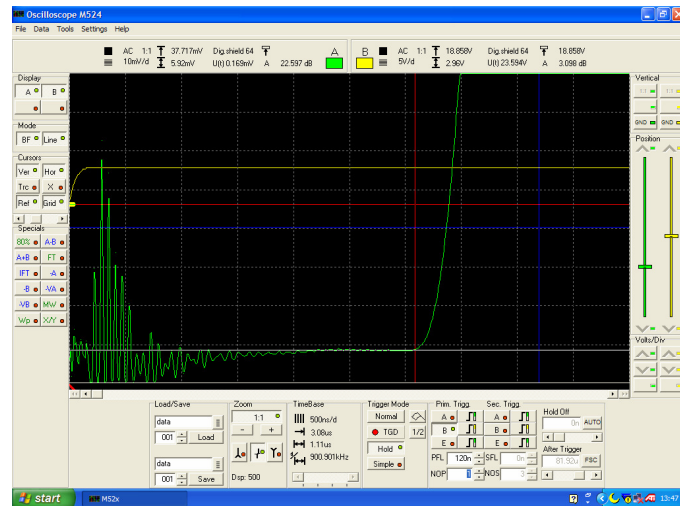
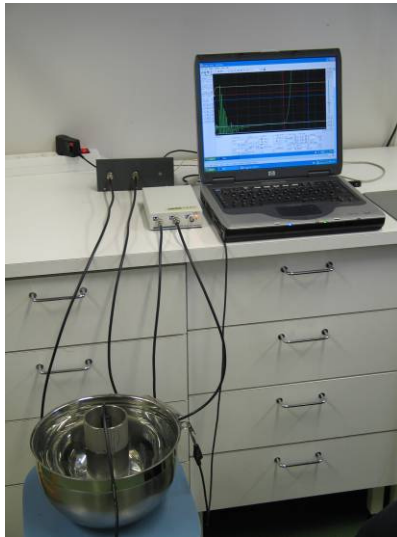
**Kuva 8.4:** Maa- ja kallioperän laadun vaikutus seismisten aaltojen nopeuteen. (Peltoniemi 1988, arvot: Kauranne et al. 1976)

#### 8.4. Mittaaminen

Kivien seismisiä nopeuksia voidaan mitata sekä kenttäolosuhteissa että laboratoriossa. Maastossa seismiset mittaukset antavat arvion kivikerrosten eri nopeuksista joko heijastumisen tai läpäisemisen perusteella (reflection, refraction). Seismisten aaltojen taajuudet riippuvat käytetystä energialähteestä. Laboratoriossa nopeudet määritetään mittaamalla korkean taajuuden (noin 1 MHz) akustisen pulssin kuluaikaa sylinterinäytteessä. Voidaan myös tutkia lämpötilan, paineen, huokosnestepaineen tai koostumuksen vaikutusta nopeuksiin.

Kokeellisten tulosten perusteella P- aallon nopeus kasvaa paineen kasvaessa (hyvin nopeasti 100 MPa saakka). Hiekkakivien ja liuskeiden nopeudet kasvavat

systemaattisesti syvyyden ja kiven iän kasvaessa, seurauksena kasvavasta sementoitumisesta ja kovettumisesta. Sedimenttikiville yleisesti P-aallon nopeus riippuu tiheydestä. Siten syvällä olevien kerrosten tiheyksistä saadaan estimaatti seismisten nopeuksien perusteella. Kaasun läsnäolo sedimenttikerroksissa alentaa seismisiä nopeuksia,  $V_p/V_s$ -suhdetta, kimmokerrointa ja Poissonin lukua.



**Kuvat 8.5 ja 8.6:** P-aallon nopeuden mittauslaite GTK:n geofysiikan laboratoriossa. Kulku aika luetaan ohjelmallisesti oskilloskoopin näytöltä. (S.Vuoriainen, GTK)

## 9. TERMISET OMINAISUUDET

Termiset ominaisuudet määrittelevät, miten lämpö on jakautunut kohteessa ja miten kohteen lämpötila vaihtelee ajan ja syvyyden vaihdellessa. Geotermisiä tutkimuksia tarvitaan monissa geotieteellisissä kysymyksissä Maan fysikaalisen tilan tutkimisesta tektoniikkaan, seismiikkaan ja vulkanismiin, käytännön ongelmiin kaivosteollisuudessa ja porauksessa, geotermisten menetelmien käyttöön malminetsinnässä ja ympäristötutkimuksessa. Kallioperän pientä lämmönjohtavuutta voidaan käyttää hyväksi energiatuotannossa.

### 9.1. Määritelmiä ja käsitteitä

Radioaktiivisten alkuaineiden hajoamisessa syntyvällä radiogeenisellä lämmöllä on vaikutuksensa maan pintaosan lämpötilaan. Muita lämmönlähteitä ovat pääasiassa maapallon sisältä johtuva differentioitumisesta vapautunut lämpö, magmatismi ja maankuoressa ja manttelissa tapahtuvat kemialliset prosessit. Maapallon ulkopuolelta, Auringosta peräisin oleva lämpö heijastuu osittain pois ja vaikuttaa vain maankuoren pintaosiin (n. 5–20 km syvyyteen).

**Radioaktiivinen lämmöntuotto**  $A$  (mW/m) on summa  $U$ :n,  $Th$ :n ja  $K$ :n radioaktiivisesta hajoamisesta maankuoressa:

$$A = \rho \cdot (9.52C_U + 2.56C_{Th} + 3.48C_K) \cdot 10^{-5} \quad (9.1)$$

Jossa  $C_U$  ja  $C_{Th}$  ovat  $U$ :n ja  $Th$ :n osuudet ppm:na,  $C_K$  on  $K$ :n painoprosentti. Lämmöntuotto vaihtelee kivilajista (koostumus) ja muodostuman iästä riippuen.

Lämpö voi siirtyä kolmella tavalla: johtumalla, konvektiolla tai säteilemällä. Näistä johtuminen (konduktio) ja konvektio vaativat väliaineen, säteily ei. Lämpöenergia pyrkii tasapainoon, joka havaitaan lämmönsiirtymisenä. Lämpö virtaa kuumasta kylmään (lämpövuoto) eli maankuoressa tavallisesti alhaalta ylöspäin.

**Lämpövuoto  $q$**  määritellään:

$$q = -\lambda \frac{dT}{dz} \quad (9.2)$$

Jossa  $\lambda$  on materiaalin lämmönjohtavuus ja  $dT/dz$  on **lämpötilagradientti  $G$** :

$$G = \frac{dT}{dz} \quad (9.3)$$

Lämpövuon yhtälö 9.2 saa muodon:

$$q = -\lambda G \quad (9.4)$$

**Konduktiossa** energia siirtyvä väliaineen elektronien tai hilavärähtelyn, ”fononien” välityksellä. Konduktio on keskeisin lämmönsiirtomekanismi Maapallon kuorella. Tiheämmät aineet johtavat lämpöä yleensä paremmin ja metallit erityisen hyvin. **Lämmönjohtumista** kuvaa yhtälö, jossa materiaalin läpi (pinta-ala  $A$ , paksuus  $\Delta x$ ) siirtyvä lämpömäärä  $Q$  [J] = [kgm<sup>2</sup>/s<sup>2</sup>] ajassa  $\Delta t$  on verrannollinen lämpötilaerogradienttiin:

$$\frac{\Delta Q}{\Delta t} = \lambda A \frac{\Delta T}{\Delta x} \quad (9.5)$$

**Lämmönjohtavuus**, thermal conductivity  $k$  tai  $\lambda$  [W/mK] on materiaalin ominaisuus, joka kertoo sen kyvystä johtaa lämpöä. Se määritetään yhtälöllä, jossa lämpömäärä  $Q$  siirtyy ajassa  $t$  matkan  $L$  pinta-alan  $A$  läpi johtuen lämpötilaerosta  $\Delta T$ , vakaisissa olosuhteissa, joissa lämmön siirtyminen riippuu vain lämpötilagradientista. Ts. eli lämmönjohtavuus = lämpövuon tiheys x matka / (pinta-ala x lämpötilaero):

$$\lambda = \frac{Q}{t} \cdot \frac{L}{A \cdot \Delta T} \quad (9.6)$$



**Konduktanssi**  $U$ , conductance, kuvaa lämmönjohtavuuskerrointa pituusyksikköä kohti:

$$U = \frac{\lambda}{\Delta x} \quad (9.7)$$

Saadaan:  $Q = UA\Delta T \quad (9.8)$

**Konvektiossa** energia siirtyy aineen mukana, tämä mekanismi on merkittävä vaipassa, ja vaikuttaa sitä kautta osaltaan syvemmältä tulevan lämpövuon alueelliseen jakautumaan. **Säteilyssä** energia siirtyy sähkömagneettisena säteilynä fotonin mukana. Tämä mekanismi on merkittävä vain erittäin kuumilla kappaleilla (vaipan alaosat, ydin), mutta koska säteily vaimenee voimakkaasti sekä etäisyyden, että väliaineen takia, ei sen vaikutus juurikaan näy kuoren yläosissa.

Maan pinnalla lämpövuoto on keskimäärin  $65 \text{ mW/m}^2$ , josta mannerkuoren alueella manttelista tuleva lämpövuoto on keskimäärin  $20 \text{ mW/m}^2$ . Erotus  $45 \text{ mW/m}^2$  johtuu maankuoren kivilajien radionuklidien hajoamisesta johtuvasta lämmöntuotosta. Koska kivilajit sisältävät erilaisia määriä radioaktiivista kaliumia, uraania ja toriumia, vaihtelee lämmöntuottoakin kivilajeittain. Yleistäen happamien kivilajien radioaktiivinen lämmöntuotto on korkeampi kuin emäksisten, ja hienompijakoisten sedimenttikivien lämmöntuotto korkeampi kuin karkeampien.

Kohteen kyky varastoida lämpöä eli **ominaislämpökapasiteetti**  $c$ , specific heat capacity (lämpökapasiteetti massayksikköä kohti)  $[\text{J/kgK}]$  määritellään lämpömäärän  $Q$  suhteena massan  $m$  ja lämpötilan muutoksen  $\Delta T$  tuloon:

$$c = \frac{Q}{m\Delta T} \quad (9.9)$$

Toisin sanoen lämpötilamuutoksen  $\Delta T$  aikaansaamiseksi tarvitaan lämpöenergian  $E$  ( $1\text{J} = 0.239 \text{ cal}$ ) siirtymistä sisään tai ulos. Lämpökapasiteetti liittyy materiaalin

tiheyteen ( $\text{kg/m}^3$ ). On huomattava erottaa toisistaan ominaislämpökapasiteetti vakiopaineessa,  $c_p$ , ja vakiotilavuudessa,  $c_v$ .

**Lämpöhitaus** määrittää kappaleen kyvyn vastustaa lämpötilamuutoksia. Diffusiviteetti määrittää miten nopeasti kappale voi muuttaa lämpötilaansa. Lämpödiffusiviteetti  $\alpha$ , **terminen diffusiviteetti**, (temperature conductivity, thermal diffusivity) [ $\text{m}^2/\text{s}$ ] riippuu kiven lämmönjohtavuudesta  $\lambda$ , ominaislämpökapasiteetista  $c_p$  ja tiheydestä  $\rho$ :

$$\alpha = \frac{\lambda}{\rho \cdot c_p} \quad (9.10)$$

**Geotermi** on maapallon sisuksen lämpötila (T) / syvyys (z) – kuvaaja. Tasapainossa oleva geotermi on ajan suhteen stabiilina pysyvä systeemi, ja sitä voidaan kuvata:

$$\frac{d^2T}{dz^2} = -\frac{A}{\lambda} \quad (9.11)$$

Josta voidaan laskea lämpötilat syvyyden z suhteen, kun tunnetaan  $A(z)$  ja  $\lambda(z)$ .

## 9.2. Mineraalien ja kivilajien termiset ominaisuudet

Metalleissa lämmönjohtuminen on verrattavissa sähkönjohtavuuteen, koska vapaasti liikkuvat valenssielektronit siirtävät paitsi sähköä myös lämpöä. Muissa materiaaleissa, ei-metalleissa, kuten silikaatit, lämmönjohtuminen tapahtuu hilavärähtelyn eli “fononien” välityksellä.

Lämmönjohtavuus riippuu monista materiaalin ominaisuuksista, erityisesti rakenteesta ja lämpötilasta, mineraaleilla koostumuksesta ja hilytyypistä. Voimakkaasti sähköä johtava hopea johtaa heikommin lämpöä kuin timantti, joka taas sähköisesti on puolijohde. Kiteisten aineiden lämmönjohtavuus vaihtelee

kideakselien suunnasta riippuen ja on siis anisotrooppinen. Korkeita lämmönjohtavuuksia on mm. kvartsilla, kyaniittilla, rutiililla ja spinelleillä. Alhainen lämmönjohtavuus on esimerkiksi biotiitilla. Ilma ja muut kaasut eristävät yleisesti hyvin lämpöä.

Lämmönjohtavuudet vaihtelevat laajasti kivilajeittain, sekä myös yksittäisen kivilajin sisällä sen tarkasta mineraalikoostumuksesta ja rakenteesta riippuen. Tyypillisesti lämmönjohtavuus on suurempi kiteisillä kivilajeilla kuin sedimenttikivillä (suurempi tiheys), ja suurempi happamilla kuin emäksisillä kivilajeilla (enemmän kvartsia). Huokoisissa kivissä lämmönjohtavuus riippuu paineesta, joka vaikuttaa huokosten ja rakojen rakenteeseen. Lämmönjohtavuus tyypillisesti pienenee huokoisuuden kasvaessa, vesi ja kaasut alentavat lämmönjohtavuutta. Jos huokoisuus ja rakoilu on pientä, lämmönjohtavuus riippuu mineraalikoostumuksesta. Siihen vaikuttavat mineraalien omat lämmönjohtavuudet, niiden keskinäiset määräsuhteet, ja mineraalien kiderakenne, sekä mahdolliset epäpuhtaudet hilassa. Lisäksi kiven anisotrooppiset ominaisuudet voivat vaikuttaa voimakkaasti lämmönjohtavuuteen.

On huomioitava, että lämmönjohtavuus on myös lämpötilan funktio (ja sitä kautta muutkin termiset ominaisuudet, kuten nähdään yhtälöstä 9.10). Tyypillisesti kiteisillä aineilla lämpötilan noustessa lämmönjohtavuus laskee, kun taas amorfosilla aineilla (esim. obsidiaani) ja esimerkiksi maasälvillä riippuvuus on päinvastainen. Luonnollisesti on huomioitava myös lämpötilan vaikutus aineen olomuotoon ja sulan osuuteen, ja sitä kautta sen käyttäytymiseen lämpötilan noustessa riittävän korkeaksi. Ominaislämpökapasiteetti on tyypillisesti aineen rakenteesta riippumatta suoraan verrannollinen lämpötilaan.

Paineen kasvaessa aineen tiheys kasvaa, ja sitä kautta myös sen lämmönjohtavuus kasvaa. On kuitenkin huomioitava paineen vaikutus aineen sulamispisteeseen, joka voi vaihdella hyvinkin paljon kivilajista, sekoitussuhteesta ja ympäristöstä riippuen. Mikäli paine ja lämpötila kasvavat riittävän suuriksi, ja syntyy osittainen sula, lämmönjohtavuus yleensä laskee.

Joitain yleisimpien mineraalien ja kivilajien termisiä ominaisuuksia on listattu taulukoissa 9.1 ja 9.2. Arvot edustavat kuitenkin vain tiettyjä näytteitä, ja vaihtelevat suuresti eri julkaisujen välillä, joten näitä tulisi pitää ainoastaan suuntaa antavina.

**Taulukko 9.1:** Mineraalien termisiä ominaisuuksia. Arvot: C: Cermak and Rybach, 1982, M: Melnikov et al., 1975.

Mineraali	$\lambda$ (W/mK)	$\alpha$ (m <sup>2</sup> /s)
Pyriitti	19.2 (C)	0.50 (C)
Magnetiitti	5.10 (C)	0.6 (C)
Fluoriitti	9.5 (C)	0.85 (C)
Kalsiitti	3.57 (C)	0.793 (C)
Apatiitti	1.4 (M)	0.7 (M)
Kipsi	1.05...1.3 (M)	1.07 (M)
Kvartsi ( $\alpha$ )	7.69 (C)	0.698 (C)
Muskoviitti	1.7 (M)	0.76 (M)
Kyaniitti	14.2 (C)	0.70 (C)

**Taulukko 9.2:** Kivilajien termisiä ominaisuuksia. Arvot: C: Cermak and Rybach, 1982, D: Dortman, 1976.

Kivilaji	$\lambda$ (W/mK)	$c_p$ (J/kgK)	$\alpha$ (m <sup>2</sup> /s)
Graniitti	3.05 (C)	0.958 (C)	9.27 (D)
Granodioriitti	2.65 (C)	1.093 (C)	5.15 (D)
Gabro	2.63 (C)	1.005 (C)	9.72 (D)
Pyrokseniitti	4.27 (C)	1.00 (C)	12.86 (D)
Diabaasi	2.64 (C)	0.905 (C)	
Basaltti	1.95 (C)	1.23 (D)	5.34 (D)
Kvartsiitti	5.26 (C)	1.013 (C)	17.9 (D)
Gneissit	2.44 (C)	0.75 (C)	8.7 (C)
Liuskeet	3.14 (C)	1.096 (D)	9.6 (D)

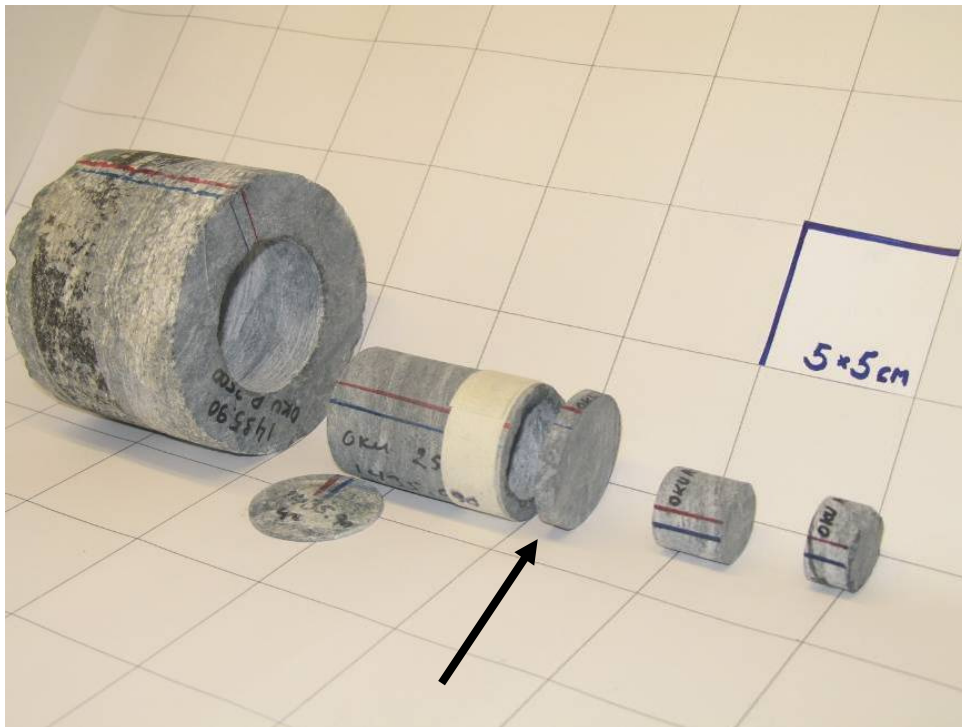
### 9.3. Mittaaminen

Maan pintaosan lämpövirtausta voidaan tutkia mittaamalla syvien kairareikien lämpötilagradienttia ja kairasydänten lämmönjohtavuutta. Suurin osa syvistäkin kairareistä ulottuu vain muutamien kilometrien syvyyteen, mikä Maan kuoren mittakaavassa on vain pintaraapaisu. Syvin tieteelliseen tutkimuskäyttöön suunnattu reikä on Kuolan niemimaalla sijaitseva SG-3, joka ulottuu 12 262 metrin syvyyteen, ja saavuttaa tuolla syvyydellä 180 °C lämpötilan. Reikää kairattiin 19 vuoden ajan 1970-1989, ja siitä oli tarkoitus tulla nykyistäkin syvempi, mutta odotettua korkeamman lämpötilan takia työt jouduttiin lopettamaan. Saksassa sijaitseva KTB-reikä puolestaan on 9101 metriä syvä, ja saavuttaa 260 °C lämpötilan, johtuen alueen erilaisesta geologiasta.

Maailman syvimät kairareikäet ovat Maerskin reikä Qatarissa (12 289 m), sekä Exxonin reikä Sakhalinin saarella, Venäjällä (12 345 m). Molemmat ovat öljyteollisuuden pumppausreikiä, eikä näistä siksi ole saatavilla julkista mittausdataa ainakaan vielä. Huomion arvoista on kuitenkin reikien nopea kairaus, Sakhalinin reikä valmistui 60 päivässä ja Maerskin 36 päivässä. Syviäkin mittausreikiä saataisiin siis nopeasti aikaan, mikäli rahaa olisi. Tällä on merkitystä, koska tyypillisesti reiän pitäisi antaa rauhoittua noin kaksi kertaa poraukseen käytetty aika, ennen kuin siitä voidaan tehdä luotettavia lämpötilamittauksia. Kuolan syväreiän tapauksessa mittaukset voitaisiin tätä suositusta noudattaen aloittaa vasta vuonna 2027, kun taas Qatarin reiän kaltaisessa tapauksessa tarvitsisi odottaa vain hieman yli kaksi kuukautta.

Suomen syvin reikä on Outokummun syväreikä, joka kairattiin vuosina 2004–2005 ja se ulottuu 2516 metrin syvyyteen. Syväreiän kairasydännäytteiden petrofysikaalisten ominaisuudet, mukaan lukien lämmönjohtavuudet, on mitattu metrin välein poimituista näytteistä (GTK ja HY).

Klassinen menetelmä lämmönjohtavuuden mittaamiseksi on ns. divided bar – menetelmä. Menetelmässä näyte sijoitetaan kupari- ja kvartsilevyjen väliin ja näytteen läpi ohjataan lämpövuoto. Lämmönjohtavuus määritetään tunnettujen standardireferenssien lämmönjohtavuuksien (kvartsilevyt) avulla. Tällä menetelmällä mitataan lämmönjohtavuuksia GTK:ssa. Ominaislämpökapasiteetit määritetään perinteisesti keittämällä näytettä, ja sijoittamalla se tämän jälkeen kalorimetriin, jossa sijaitsevan nesteen ja näytteen yhteinen loppulämpötila määritetään. Diffusiviteetti voidaan määrittää suuntaamalla ohuen näytteen toiselle pinnalle lyhyt (esim. laserilla tuotettu) lämpötilapulssi, ja mittaamalla toisen puolen lämpötilaa. Kaikissa tapauksissa on huomioitava näytteiden rajallinen koko, jonka takia mittaukset eivät välttämättä ole kovinkaan edustavia kivilajiyksikön kannalta.



**Kuva 9.1:** Lämmönjohtavuuden mittaamista varten näytteestä sahataan ohut (7 mm) kiekko, jonka molemmat puolet hiotaan sileäksi. Epätasainen pinta voi aiheuttaa mittausvirhettä. Satu Vuoriainen, GTK.

## LÄHDELUETTELO

Ahern, J. L. 2007: **Gravity & Magnetics Exploration Fall 2007**, University of Oklahoma, [http://gravmag.ou.edu/mag\\_rock/mag\\_rock.html](http://gravmag.ou.edu/mag_rock/mag_rock.html)

AGU-Handbook (ed. T. Ahrens), 1995. **Rock Physics and Phase Relations**.CRC Press, 731 s.

Al-Sadi, H.N., 1980. **Seismic Exploration – Technique and Processing**. Birkhäuser, Basel, 215 s.

Airo, M-L., 2005. **Regional interpretation of aerogeophysical data: extracting compositional and structural features**. In Airo, M-L. (ed.), Geological Survey of Finland, Special Paper 39, 176-197.

Airo, M.-L., 2002. **Aeromagnetic and aeroradiometric response to hydrothermal alteration**. Surveys in Geophysics 23: 273-302.

Airo, M-L., 1999a. **Magnetic and compositional variations in Proterozoic mafic dykes in Finland, northern Fennoscandian shield**. Canadian Journal of Earth Sciences, Volume 36, Number 6, p. 891-903.

Airo, M-L., 1999b. **Aeromagnetic and petrophysical investigations applied to tectonic analysis in the northern Fennoscandian shield**. Geological Survey of Finland, Report of Investigation 145. 51p.

Airo, M-L., 1995. **Magnetic petrology and aeromagnetic interpretations**. In: Autio, S. (ed.) Geological Survey of Finland, Special Paper 20, 177-179.

Airo, M-L., 1993. **Correlation between magnetization and magnetite grain size and shape: Kaunislehto metavolcanic rocks, northern Finland.** In: Autio, S. (ed.) Geological Survey of Finland, Special Paper 18, 129-132.

Airo, M-L., 1990. **Susceptibilities, intensities of remanence and densities of Precambrian and recent volcanic rocks: Examples from Iceland and northern Fennoscandia.** Geological Survey of Finland, Report of Investigation 93. 24p.

Airo, M-L. and Ahtonen, N., 1999. **Three different types of Svecokarelian granitoids in southeastern Lapland: magnetic properties correlated with mineralogy.** In: Autio, S. (ed.) Geological Survey of Finland, Special Paper 27, 129-140.

Airo, M.-L. ja Loukola-Ruskeeniemi, K. 2004. **Characterization of sulfide deposits by airborne magnetic and gamma-ray responses in eastern Finland.** Ore Geology Reviews 24:67–84.

Airo, M-L. and Loukola-Ruskeeniemi, K., 1991. **Early Proterozoic metamorphosed black shales in the Kainuu Schist Belt, eastern Finland - geophysical properties correlated with petrography and geochemistry.** In: Autio, S. (ed.) Geological Survey of Finland, Special Paper 12, 209-216.

Airo & Säävuori, **Kivimieskalenteri 2007**, Geologian tutkimuskeskus

Airo, M.-L., Elminen, T., Mertanen, S., Niemelä, R., Pajunen, M., Wasenius, P. and Wennerström, M., 2008. **Aerogeophysical approach to ductile and brittle structures in the densely populated urban Helsinki area, southern Finland.** In Pajunen, M. (ed), Tectonic evolution of the Svecofennian crust in southern Finland – a basis for characterizing bedrock technical properties. Geological Survey of Finland, Special Paper 47, 283-308.



Butler, R. F., 1992. **Paleomagnetism**. Blackwell Scientific Publications. 319p.

Carmichael, R.S., 1989. **Practical Handbook of Physical Properties of Rocks and Minerals**. CRC Press, 741 s.

Cermak, V. & Rybach, L. 1982. **Thermal properties**, In: Landolt-Börnstein numerical data and functional relationships in science and technology (K.-H. Hellwege ed.), New Series; Group V. Geophysics and Space Research, Vol. I Physical properties of rocks, subvolume a, 305-371. Springer-Verlag Berlin 1982.

Clark, D. A., 1997, **Magnetic petrophysics and magnetic petrology: aids to geological interpretation of magnetic surveys**. AGSO Journal of Australian Geology and Geophysics, v. 17, p. 83-103.

Dortman, N.B., 1984. **Physical properties of rocks and mineral deposits** (in Russian). Nedra, Moscow.

Dortman N. B., 1976. **Fiziceskie svoistva gornich porod I polesnich iskopamyh**. Izdat, Nedra, Moskva.

Elo, S., 1997. **Interpretations of the Gravity Anomaly Map of Finland**. Geophysica, 33(1), 51-80.

Elo, S. ja Heiskanen, V., 1974. **Katsaus mineraalien, kivilajien ja irtomaalajien tiheyksiin sekä Suomessa tehtyihin kivilajien tiheysmäärittäisiin**. Luku IIB 12 s, julkaisussa Petrofysiikka S-3, toim. Matti Ketola. Teknillinen korkeakoulu, vuoriteollisuusosasto, Espoo.

Eloranta, E. 2007. **Geofysiikan kenttäteoria**, STUK-A198

Gleizes, G., Nédélec, A., Bouchez, J., Autran, A. and Rochette, P. (1993). **Magnetic susceptibility of the Mont-Louis Andorra ilmenite-type granite (Pyrenees): A new tool for the petrographic characterization and regional mapping of zoned granite plutons.** Journal of Geophysical Research 98(B3)

Grant, F.S., 1985. **Aeromagnetism, Geology and Ore Environments. I. Magnetite in Igneous, Sedimentary and Metamorphic Rocks: an Overview.** Geoscientific Journal 23, 303-333.

Grönholm S. (toim.), Alviola, R., Kinnunen, K.A., Kojonen, K., Kärkkäinen, N. ja Mäkitie, H. 2010. **Retkeilijän kiviopas.** Geologian tutkimuskeskus. 92 s.

Hautaniemi, H., Kurimo, M., Multala, J., Leväniemi, H. and Vironmäki, J. 2005. **”Three In One” Aerophysical Concept of GTK in 2004.** In Airo, M-L.(ed.) Aerogeophysics in Finland 1972-2004: Methods, System Characteristics and Applications. Geological Survey of Finland, Special Paper 39, 21-74.

Heier, K. & Rogers, J., 1963. **Radiometric determination of thorium, uranium and potassium in basalts and two magmatic differentiation series,** Geochim. et Cosmochim. Acta, 27, 137-154.

Henkel, H. 1994. **Standard diagrams of magnetic properties and density – a tool for understanding magnetic petrology.** Journal of Applied Geophysics 32: 43-53.

Hrouda, F. and Kahan, S.: **The magnetic fabric relationship between sedimentary and basement nappes in the High Tatra Mts. (N Slovakia),** J. Struct. Geol., 13, 431–442, 1991.

Hrouda, F., Faryad, S., Jerabek, P., Chlupacova, M., Vitous, P. 2009. **Primary magnetic fabric in an ultramafic body (Moldanubian Zone, European Variscides) survives exhumation-related granulite-amphibolite facies metamorphism.** Lithos 111, 1-2, p. 95-111.

Hrouda, F., Faryad, S., Chlupacova, M., Jerabek, P. 2008. **Magnetic fabric relationship between an ultrabasic body and host high-pressure felsic granulite (Moldanubian Zone, European Variscides): the effect of exhumation related granulite-amphibolite facies metamorphism.** Geotectonic Research 95, p. 68-68.

Hyvönen E., Turunen, P., Vanhanen, E., Arkimaa, H. and Sutinen, R. 2005. **Airborne gamma-ray surveys in Finland.** Geological Survey of Finland, Special Paper 39, 119-134.

Jalkanen, E. 1974a. **Kivien elastiset ominaisuudet.** Luku IVA, 26 s, julkaisussa: Petrofysiikka S-3, toim. Matti Ketola. Teknillinen korkeakoulu, vuoriteollisuusosasto, Espoo.

Jalkanen, E., 1974b. **Tuloksia Suomessa tehdyistä kivien kimmomoduli- ja puristuslujuusmäärittämisistä.** Luku IVR, 19 s, julkaisussa: Petrofysiikka S-3, toim. Matti Ketola. Teknillinen korkeakoulu, vuoriteollisuusosasto, Espoo.

Jõelett A. and Kukkonen, I. 2002. **Physical properties of Vendian to Devonian sedimentary rocks in Estonia.** GFF volume 124, pp. 65-72.

Kauranne, L. K., Gardemeister, R., Korpela, K. & Mälkki, E., 1976. **Rakennusgeologia II.** Opetusjulkaisu 304, Otakustantamo, Espoo, 530 s.

Kearey, Ph., Brooks, M. and Hill, I. 2002. **An Introduction to Geophysical Exploration.** Blackwell Publishing.

Ketola, M. (toim.), 1974. **Petrofysiikka**. Moniste TKK-S-3.

Kivekäs, L., 2005. **Kokonaishuokoisuuden estimointi huokoisuussarjojen avulla: Esimerkkejä meteoriittitörmäysten kohdekilvilajeista**. In: Viljanen A. & Mäntyniemi, P. (eds.) Proceedings of XXII Geofysiikan Päivät. Geofysiikan Seura ry., Helsinki 2005. s. 77-82.

Kivekäs, L., 1993. **Density and porosity measurements at the petrophysical laboratory of the Geological Survey of Finland**. In: Autio, S. (ed.) Geological Survey of Finland, Special Paper 18: 119-127.

Koljonen, T., 1992. **Maapallon geokemiallinen erilaistuminen. Suomen geokemian atlas, osa 2**. Geologian tutkimuskeskus 1992:

Korhonen, J. and Lahtinen, R., 1996. **Comparison of petrophysical and rock geochemical data in the Tampere-Hämeenlinna area, southern Finland**. Geological Survey of Finland, Bulletin 392, 45p.

Korhonen, J.V., Säätuvuori, H., Wennerström, M., Kivekäs, L., Hongisto, H. and Lähde, S., 1993. **One hundred seventy eight thousand petrophysical parameter determinations from the regional petrophysical programme**. In Autio, S. (ed.), Geological Survey of Finland, Special Paper 18, 137-141.

Korhonen, J.V., Säätuvuori, H., Hongisto, H., Turunen, P., Kivekäs, L., Tervo, T., Lanne, E. and Tuomi, A., 1989. **Regional petrophysical program for Finland 1980-1991**. In Autio, S. (ed.): Geological Survey of Finland, Special Paper 10: 137-141.

Kukkonen, I.T., 1998. **Temperature and heat flow density in a thick cratonic lithosphere: the SVEKA transect, central Fennoscandian Shield**. Journal of Geodynamics, 26, 111-136.

Kukkonen, I.T. and L.J. Pesonen, 1983. **Classification of meteorites by petrophysical methods.** Bull. Geol. Soc. Finland 55 (No. 2), 157-177.

Kukkonen, I.T., Gosnold, W.D. and Šafanda, J., 1998. **Anomalously low heat flow density in eastern Karelia, Baltic Shield: a possible palaeoclimatic signature.** Tectonophysics, 291, 235-249

Kuusisto, M., 2006. **Suomen maankuoren koostumuksen kivilajitulkinta seismisten aineistojen avulla.** Helsingin yliopisto, Fysikaalisten tieteiden laitos, Lisensiaatintyö.

Lipponen, A., 2006. **Topographical, structural and geophysical characterization of fracture zones: implications for groundwater flow and vulnerability.** Ph.D. thesis no. 190 of the Department of Geology, the University of Helsinki.

Macke, R., Britt, D., Consolmagno, G., 2011. **Density, porosity and magnetic susceptibility of achondritic meteorites,** Meteorit. Planet. Sci. 46, 311-326

McElhinny, Michael W.; McFadden, Phillip L., 2000. **Paleomagnetism: Continents and Oceans.** Academic Press.

Melnikov N., Rshewski, W., Prodotjakonov, M. 1975. **Spravocnik (kadastr.) fiziceskich svoistv gornich porod,** Izdat, Nedra, Moskva.

Morrison, F., Erika Gasperikova, John Washbourne, 2004: **The Berkeley Web Course in Applied Geophysics** at <http://appliedgeophysics.lbl.gov/>

Moskowitz, B.M., 1991. **Hitchhiker's Guide to Magnetism** [http://www.geo.umn.edu/orgs/irm/hg2m/hg2m\\_index.html](http://www.geo.umn.edu/orgs/irm/hg2m/hg2m_index.html)

Nagata, T. 1961. **Rock Magnetism.** Maruzen co. Ltd. Tokyo

Nevanlinna, H. 2002. **Perustietoa geomagnetismista.** Ilmatieteen laitos, Geofysikaalisia julkaisuja 53. 115 s.

Parasnis, D.S., 1997. **Principles of applied geophysics.** Chapman & Hall, 429 s.

Patnaik, P., 2003. **Handbook of Inorganic Chemical Compounds,** McGraw-Hill, 1086 s.

Peltoniemi, M., 1988. **Maa- ja kallioperän geofysikaaliset tutkimusmenetelmät.** Otakustantamo, 411 s.

Peltoniemi, M., **Mak33 kurssikirja Sovelletun geofysiikan perusteet,** TKK.

Peltoniemi, M. 1982. **Characteristics and results of an airborne electromagnetic method of geophysical surveying.** Geological Survey of Finland, Bulletin 321, 229p.

Pesonen, L.J., 1980. **Petrofysiikan sovellutuksia.** Moniste TKK-V-GEO-B9, 155s.

Pesonen, L.J., Terho, M. and Kukkonen, I., 1993. **Physical properties of 368 meteorites: Implications for meteorite magnetism and planetary geophysics.** Proc. of the NIPR Symposium on Antarctic Meteorites, No. 6, 401-406.

Piispanen, R. ja Tuisku, P. 2005. **Mineralogian perusteet: Verkko-oppikirja.** [http://cc.oulu.fi/~petuisku/Mineralogian\\_peruskurssi.html](http://cc.oulu.fi/~petuisku/Mineralogian_peruskurssi.html)

Piispanen, R. ja Tuisku, P. 1998. **Kidetiiteen ja mineralogian oppikirja.**

Press, F., R. Siever, J. Grotzinger, Th. H. Jordan, 2004. **Understanding Earth,** 4. edition. WH Freeman.

Prutkina, M. & Saskin, W. 1975. **Spravocnik po radiometriceskomu analizu**, Atomizdat, Moskva.

Puranen, R., 1989. **Susceptibilities, iron and magnetite content of Precambrian rocks in Finland**. Geological Survey of Finland, Report of Investigation 90, 45p.

Puranen, R., Elo, S. and Airo, M-L., 1978. **Areal and geological variation of rock densities, and their relation to some gravity anomalies in Finland**. Geoskrifter (Aarhus University) 10: 123-164.

Puranen, M., Marmo, V. and Hämäläinen, U., 1968. **On the geology, aeromagnetic anomalies and susceptibilities of Precambrian rocks in the Virrat region (Central Finland)**. Geoexploration 6: 163-184.

Reeves, C. 2005 : **Aeromagnetic Surveys: Principles, Practice & Interpretation**, Geosoft

Rochette, P., Sagnotti, L., Bourot-Denise, M., Consolmagno, G J., Folco, I., Cattacocca, J., Osete, M.L., Pesonen, L.J., 2003. **Magnetic classification of stony meteorites: 1. Ordinary chondrites**. Met & Plan. Science 38, Nr. 2, 251-268.

Rochette, P. Sagnotti, L., Consolmagno. G., Folco, L., Maras, A., Panzarino, F., Pesonen, L., Serra, R. & Terho, M. 2001. **A Magnetic Susceptibility Database For Stony Meteorites**, Quaderni di Geofisica, N. 18, 6p.

Schön, J., 2004. **Physical Properties of Rocks**. Pergamon Press, 583 s.

Sheriff, R.E., & Geldart, L.P., 1983. **Exploration Seismology**, Volumes 1 & 2. Cambridge University Press, Cambridge, 253 + 221 s.

STUK tiedottaa 2/2005: **Luonnon radiaktiivisia aineita sisältävät materiaalit**.

Suominen, V., 1973. **Mineraalinmääritys**. 94 s.

Suppala, I., Oksama, M. and Hongisto, H. 2005. **GTK airborne EM system: characteristics and interpretation guidelines**. Geological Survey of Finland, Special Paper 39, 103-118.

Säävuori, H. ja Airo, M-L., 2001. **Suomen kallioperän petrofysikaaliset ominaisuudet: tilastollisia yhteenvetoja**. In Airo, M-L. and Mertanen, S. (eds.): Proceedings of the XX Geofysiikan Päivät 15.-16.5.2001, Helsinki. Geofysiikan Seura r.y. Geophysical Society of Finland.

Terho, M., Pesonen, L.J. and Kukkonen, I.T., 1996. **Magnetic properties of asteroids from meteorite data - implications for magnetic anomaly detections**. In: H. Rickman and M.J. Valtonen (eds.), Worlds in Interaction: Small Bodies and Planets of the Solar System. Kluwer Academic Publ., Dordrecht, 223-231. Also appeared in Earth, Moon, and Planets, v. 72, Nos. 1-3, 223-231.

Terho, M., Pesonen, L.J., Kukkonen, I.T. and Bukovanska, M., 1993. **The Petrophysical Classification of Meteorites**. Stud. Geophys. & Geod., 37, 65-82

Turunen, P., Vanhanen, E., Rossi, S. ja Sutinen, R., 2000. **Luonnon gammaspektrometrian käyttö geologisessa tutkimuksessa ja malminetsinnässä**. Raportti Geologian tutkimuskeskus, C/Q25/52/2000/1.

Turunen, P., 2001. **Gammaspektrometriasta ja kairanreikäluotauksesta**. Raportti Geologian tutkimuskeskus, C/Q25/52/2001/1.

Wennerström M. and Airo, M.-L., 1998. **Magnetic fabric and emplacement of the post-collisional Pomovaara Granite Complex in northern Fennoscandia**. In: Liegeois, J-P. (ed.), Lithos Vol. 45 (1998) Post-Collisional Magmatism, 131-145.



## HAKEMISTO

$\alpha$ -säteily	97	in-situ	5
$\beta$ -säteily	97	intermediäärisyys	18
$\gamma$ -säteily	97	ionisoiva säteily	95
aktiivisuus	96	ionisoimaton säteily	95
alkeiskoppi	14	isomorfia	13
anisotropia	5, 55, 69	isotooppi	97
antiferromagnetismi	56	isotropia	5
avaruushila	14	johde	86
axial modulus	113	juonikivi	18
canted antiferromagnetism	56	jännitys	111
Curie-lämpötila	51	kappaletiheys	30
demagnetointi	75	kehärakenne	19
demagnetointi-ilmiö	54	kideakseli	14
diamagnetismi	48	kidejärjestelmä	14
dielektrisyys	83	kiderakenne	14
differentiaatio	19	kiilto	17
diffusiviteetti	125	kimmoisuus	111
elastiset aallot	115	kimmokerroin	113
elektrodipolarisaatio	88	kimmovakiot	112
eriste	87	kiteinen liuos	87
felsisyys	18	kivilaji	17
ferrimagnetismi	53	K-kaappaus	98
ferromagnetismi	49	Koenigsbergerin suhde	kts Q-suhde
fluoresenssi	17	koersiviteetti	53
geotermi	125	konduktanssi	124
hajoamislaki	101	konduktiovirta	44
hajoamissarja	99	konvektio	124
hajoamisvakio	98	kuivatiheys	30
hematiitti	56	liukukerroin	113
hilakulma	14	lohkeavuus	15
hiukkassäteily	95	lämmönjohtavuus	123
Hooken laki	111	lämmönjohtuminen	123
huokoisuus	20	lämpösäteily	124
huokoisuuden mittaus	24	lämpötilagradientti	123
hystereesi	52	lämpövuoto	123-124
induktio	82	mafisuus	18
indusoitu magnetoituma	45	magmakivi	18
indusoitu polarisaatio	81, 87	magneettikenttä	45, 81

magneettinen dipoli	44	radioaktiivinen lämmöntuotto	122
magneettinen domain	59-61	radon	95
magneettinen momentti	45	rae	11
magneettiset ominaisuudet	44	raekoko	16
magneettivuon tiheys	45	raetiheys	30
magnetiitti	54	rakeisuus	16
magnetoituma	47, 50, 54	remanenssi	46, 72-73
magnetometri	73	remanentti magnetoituma	kts remanenssi
malmi	11	S-aallot	115
massapistejono	14	sedimenttikivi	18
Maxwellin yhtälöt	81	seisminen nopeus	116
metamorfinen kivi	18	seismiset aallot	115
mineraali	11	silikaatit	13
mineraalin asu	16	skalaarisuure	4
mineraalin väri	17	SQUID	74
Mohsin asteikko	17	superparamagnetismi	61
muodonmuutos	111	suskeptibiliteetti	45, 53, 55
märkätiheys	30	syväkivi	18
naarmutuskovuus	17	sähköinen polarisaatio	82
Néelin lämpötila	56	sähköinen vastus	82
Ohmin laki	81	sähkökenttä	82
omamuotoinen kide	14	sähkömagneettinen aalto	95
ominaislämpökapasiteetti	124	sähkönjohtavuus	82
ominaispaino	29	sähkövirtatiheys	82
ominaisvakio	4	sähkövuon tiheys	82
ominaisvastus	82	säteily	95
P-aallot	115	säteilyannos	96
paramagnetismi	49	säteilytys	96
permeabiliteetti	21, 45-46	taustapolarisaatio	88
permittiivisyys	83-84	tensorisuure	5
petrofysiikka	3	termomagneettinen käyrä	51
petrofysiikan tietokanta	10	tiheys	29
piihappitetraedri	13	tunkeutumissyvyys	84
Poissonin luku	113	ultramafisuus	18
polymorfia	13	varaustiheys	82
puoliintumisaika	99	vektorisuure	4
puolijohde	86	verkkopinta	14
puristuskerroin	113	vierasmuotoinen kide	14
Q-suhde	47, 76	viiru	17
radioaktiivinen hajoaminen	98	vulkaaninen kivi	18

## **Report Series in Geophysics 2005 –**

- 68 Airo, M-L. ja Kiuru, R., 2012: **Petrofysiikan perusteet.**
- 67 Wang, C., 2011: **Antarctic ice shelf melting and its impact on the global sea ice-ocean system.**
- 66 Elbra, T., 2011: **Physical properties of deep drill cores – implications for meteorite impact effects and crustal structures.**
- 65 Vehviläinen, J., 2010: **Snow modeling on Tellbreen, Svalbard with Snowpack snow physical model during winter and spring 2009.**
- 64 Mäkelä, M., 2009: **On the variability and relations of ice conditions, heat budget and ice structure at the Saroma-ko lagoon, Japan, in and between years 1998–2009.**
- 63 Manninen, M., 2009: **Structure of the atmospheric boundary layer in Isfjorden, Svalbard, in early spring 2009.**
- 62 Rasmus, K., 2009: **Optical studies of the Antarctic Glacio-oceanic system.**
- 61 Leppäranta, M. (ed.), 2009: **Proceedings of the Sixth Workshop on Baltic Sea Ice Climate.**
- 60 Kohout, T., 2009: **Physical properties of meteorites and their role in planetology.**
- 59 Salminen, J., 2009: **Paleomagnetic and rock magnetic study with emphasis on the Precambrian intrusions and impact structures in Fennoscandia and South Africa.**
- 58 Mäkiranta, E., 2009: **Observations of atmospheric boundary layer over sea ice in a Svalbard fjord.**
- 57 Forsström, S., 2008: **Carbonaceous aerosol particles in Svalbard snow.**
- 56 Oikkonen, A., 2008: **Variability and changes of Arctic sea ice cover, 1975-2000.**
- 55 Kanto, E., Leppäranta, M. and Mattila, O-P., 2007: **Seasonal snow in Antarctica. Data report II.**
- 54 Koistinen, E., 2007: **Antarktikan ilmastohistoria.**
- 53 Wang, K., 2007: **On the mechanical behaviour of compacted pack ice: theoretical and numerical investigation.**
- 52 Donadini, F., 2007: **Features of the geomagnetic field during the Holocene and Proterozoic.**
- 51 Elo, A.-R., 2007: **Effects of climate and morphology on temperature conditions of lakes.**
- 50 Halkola, K., 2006: **The orographic climate factors contributing to the mass balance of small glaciers in North-Iceland.**
- 49 Kanto, E., 2005: **Snow characteristics in Dronning Maud Land, Antarctica.**
- 48 Rasmus, S., 2005: **Snow pack structure characteristics in Finland – Measurements and modeling.**

**Report Series in Geophysics No. 68**  
**ISSN 0355-8630**

**ISBN 978-952-10-7067-9 (PDF)**  
**Helsingin yliopiston verkkojulkaisut**  
**Helsinki 2012**