

GEOLOGIAN PERUS- KÄSITTEITÄ

Yrjö Kähkönen ja Martti Lehtinen

Geologiassa tutkitaan Maan ylimpien osien (lähinnä maankuoren ja ylävaipan) koostumusta ja rakennetta sekä Maan ja elämän syntyä ja kehitystä. Tutkimuksen kohteena ovat erityisesti maankuoren *kivet* ja kiviä synnyttävät *prosessit*. Kivet koostuvat *mineraaleista*, joista tärkeimpiä ovat kahdeksan pääalkuaineen eli hapen, piin, alumiinin, raudan, kalsiumin, natriumin, magnesiumin ja kaliumin muodostamat silikaatit. Syntytapansa perusteella kivet jaetaan kivilajista syntyneisiin *magma*kiviin, kerrostumalla syntyneisiin *sedimenttikiviin* ja uudelleenkiteytymisen kautta syntyneisiin *metamorfisiin kiviin*. Koska sedimenttikivet ja vulkaaniset kivet ovat kerrostuneet Maan pinnalle, kutsutaan niitä yhdessä pintasyntyisiksi eli suprakrustisiksi kiviksi.

*Magma*kiviä syntyy kivilajin eli magman jäähtyessä, kiteytyessä ja kovettuessa. Jos magma kiteytyy yli parin kilometrin syvyydessä, syntyy *syväkiviä*. *Vulkaanisia* eli tuliperäisiä kiviä syntyy, jos magma purkautuu Maan pinnalle. Vulkaaniset kivet jaetaan edelleen *laavakiviin*, joita syntyy notkean laavan virratessa Maan pinnalle, ja *pyroklastisiin kiviin*, joita muodostuu räjähdysmäisissä magmapurkauksissa. *Puolipinnalliset* kivet ovat syväkivien ja vulkaanisten kivien välimuoto, joka yleensä esiintyy juonimaisesti.

Sedimenttikiviä muodostuu sedimenttien (irtaimien maalajien) kovettuessa. Sedimenttejä syntyy, kun magma kivet, metamorfiset kivet tai vanhemmat sedimenttikivet rapautuvat ja kuluvat ja kun näin irronnut aines kulkeutuu ja kerrostuu uudelle paikalle. Sedimenttejä voi syntyä myös eloperäisen aineksen kerrostuessa sekä orgaanisen tai kemiallisen saostumisen tuloksena.

Metamorfisia kiviä syntyy uudelleenkiteytymisessä, kun kivet joutuvat olosuhteisiin, missä lämpötila tai paine, tai molemmat, kohoavat, ja kivien ainekset järjestyvät uudelleen. Metamorfisia kiviä syntyy lähinnä sedimenttikivistä ja magma kivistä, mutta myös metamorfinen kivi voi metamorfoitua uudelleen.

Tietomme Maan sisäosien rakenteesta ja koostumuksesta perustuvat paljolti maanjärjestyksissä syntyvien ns. *seismisten aaltojen* käyttäytymiseen. Maan sisäosien koostumusta pääteltäessä ovat avainasemassa myös *meteoritit*, syvältä lähtöisin olevien magma kivi-

sulkeumat sekä korkean paineen ja lämpötilan *laboratoriokokeet*. Maapallo jakaantuu kemiallisen koostumuksensa mukaan *kuoreen*, *vaippaan* ja sisimpänä olevaan *yttimeen*. Kuori voidaan jakaa mantereiseen ja merelliseen, joista edellinen on paksumpi ja kevyempi. Lujuusominaisuuksien perusteella kuori ja vaipan yläosa muodostavat jäykän *litosfäärin* eli *kivikehän* (yleensä 50 – 300 km paksu), jonka alapuolella oleva vaippa on 700 kilometrin syvyyteen helpommin muovautuvaa *astenosfääriä*. Ytimen ulompi osa on sulaa, mutta ytimen sisäosa on kiinteää ainetta.

Maapallon sisällä vaikuttavat voimat synnyttävät *jännityksiä*, jotka johtavat maanjärityksiin sekä kuoren kivien ja kerrosten muodonmuutokseen eli *deformaatioon*. Tämä ilmenee kalliolohkojen liikuntoina siirroksia pitkin, rakoiluna, kerrosten poimuttumisena, hiertovyöhykkeinä sekä kivien rakenteen suuntautumisenä. Deformaatio ja metamorfoosi liittyvät yleensä toisiinsa ja ovat keskeisiä prosesseja silloin, kun poimuvuoristot syntyvät. *Rakennegeologia* tutkii deformaation vaikutuksia yksittäisen kiven, kalliopaljastuman ja pienen alueen mittakaavassa. *Tektoniikka* sen sijaan käsittelee maankuoren suurimuotoisempia piirteitä kuten poimuvuoristoja.

Tektoninen tutkimus pohjautuu nykyään ns. *laattatektoniikka-teoriaan*, jonka mukaan litosfääri jakautuu toistensa ja astenosfäärin suhteen liikkuviin jäykkiin laattoihin. Laattojen rajoille syntyy jännitystiloja, kun laatat erkaantuvat toisistaan, liukuvat toistensa ohi, lähentyvät toisiaan tai törmäävät. Suurin osa kivien deformaatiosta ja metamorfoosista tapahtuu laattojen lähentyessä ja törmätessä muodostuvissa ns. *orogeenisissä vyöhykkeissä*.

Geologia on yksi kaikkein *laaja-alaisimmista* luonnontieteistä ja geologisten ilmiöiden syvällinen ymmärtäminen edellyttää kemian, fysiikan, geofysiikan, tähtitieteen ja biologian perustietoja. Tämän luvun tarkoituksena on antaa lukijalle yleiskuva geologian perusteista. Erityisesti painotetaan asioita, jotka ovat oleellisia Suomen kallioperän synnyn, rakenteen, koostumuksen ja kehityksen ymmärtämiseksi.

2.1. Geologian tutkimusmenetelmät

Geologin tunnuslause on ”*Mente et malleo*” eli ”*järjellä ja vasaralla*”. Kaiken geologisen tutkimuksen pohja onkin kenttähavainnoissa ja näytteenotossa, jolloin järki ja geologivasara ovat välttämättömiä työkaluja. Näytteitä otetaan myös kairaamalla (kairasydän) ja poraamalla (jauhenäyte). Kentällä tarvitaan lisäksi geologikompas-sia rakenteiden asennon mittaamiseen ja suunnistamiseen.

Laboratoriossa on tärkein työväline *polarisaatiomikroskooppi*, jonka avulla tutkitaan kivilajien näytteistä tehtyjä preparaatteja, ohuthieitä, joiden paksuus on n. 0,03 mm. Hiestä tunnistetaan kiven mineraalit ja rakenteet sekä lasketaan mineraalien paljous-suhteet, joiden avulla kivilajin nimi määräytyy. *Röntgendiffraktiomenetelmää* käytetään mm. mineraalien tunnistamiseen. Kivien ja niiden mineraalien kemiallisen koostumuksen määrittämiseen käytetään mm. *röntgenfluoresenssi- ja atomiabsorptiomenetelmiä* sekä *röntgenmikroanalyyssiä*.

Massaspektrometrin avulla selvitetään kiven tai mineraalin eripainoisten atomien paljous-suhteet, joiden perusteella voidaan määrittää kiven ikä ja sen aineiden alkuperä. Uusi huippuosaamiseen perustuva laite on ns. *ioniproobi*, joka on eräänlainen mikroanalyyssiattorin ja massaspektrometrin yhdistelmä ja jonka avulla saadaan yksittäisen kiteen osastakin sen ikä. *Kokeellisen petrologian* avulla saadaan tietoa kiven ja kivisulan käyttäytymisestä korkeissa lämpötiloissa ja paineissa. Näitä tietoja voidaan sitten soveltaa luonnosta tehtyihin havaintoihin.

Varsinkin kallioperäkartoituksessa käytetään apuna erilaisia *geofysikaalisia* menetelmiä ja niiden avulla laadittuja karttoja. Maanjäristys- ja räjäytysaaltojen (seismisten tutkimusten) avulla saadaan tietoa Maan sisäosien ja kallioperän rakenteista.

Eri kivilajien erilaiseen magneettisuuteen, sähköjohtavuuteen ja ominaispainoon perustuvat kartat auttavat kivilajialueiden rajojen ja jatkuvuuden sekä kallioperän rakenteen selvittämisessä. Varsinkin systemaattisiin, nykyisin 30 - 40 m:n korkeudessa 100 m:n linjavälein tehtäviin lentomittauksiin perustuvat aeromagneettiset ja -sähköiset kartat ovat korvaamattomaksi avuksi nykyaikaisessa kallioperäkartoituksessa ja malminetsinnässä.

Magmakivien *paleomagneettisista* tutkimuksista saadaan merkittävää tietoa litosfäärin laattojen liikkeistä. Magmakiven magneettiset mineraalit suuntautuvat kiven jäähtymisaikaisen magneettikentän mukaisesti, ja näin voidaan tehdä päätelmiä kiven etäisyydestä maapallon navoilta jäähtymisen aikana sekä sen kiertymisestä jäähtymisen jälkeen. Mikäli vastaavia päätelmiä on tehty tietyn alueen eri-ikäisistä kivistä, voidaan seurata kyseisen alueen vaellusta kohti napoja tai päiväntasaajaa (ks. sivu 91).

2.2. Kello käy

Maa on jatkuvasti kehittyvä planeetta. Maan ikä ja synty sekä monet Maan varhaisen historian tapahtumista on kirjoitettu tähtiin, sillä ne ovat luettavissa paremmin meteoriiteista sekä aurinkokunnan muiden sisäplaneettojen ja Kuun pinnasta kuin itse maapallolta. Vakuuttava esimerkki maapallon jatkuvasta kehityksestä on valtameren pohjan uusiutuminen; vaikka kaksi kolmasosa Maan pinnasta on valtameren peitossa, ei maapallolla ole nykyistä valtameren pohjaa, joka olisi 200 miljoonaa vuotta vanhempaa. Manneralueilla on sen sijaan säilynyt kiviä, jotka ovat syntyneet noin 4 000 miljoonaa vuotta sitten.

Viimeaikaiset meteoriittien ja kuunäytteiden tutkimukset (esim. Allègre ym. 1995, Halliday ym. 1996) ovat osoittaneet,

että aurinkokunnan ainesten yhteenkeräytyminen sekä Maan, Kuun ja meteoriittien synty alkoi noin 4 570 miljoonaa vuotta sitten. Kivimeteoriittien synty kesti vain 8 miljoonaa vuotta ja Maan synty (materiaalin keräytyminen sekä sydämen ja vaipan erottuminen) noin 120 miljoonaa vuotta. Näin planeetta Maa oli lähes ”valmis” 4 450 miljoonaa vuotta sitten¹. Kesken Maan synnyn eli 50 miljoonaa vuotta aiemmin olivat Maa ja Kuu – suuren törmäyksen jälkeen – erkaantuneet toisistaan.

Geologinen aikataulu

Geologiassa aika on toisaalta suhteellista ja toisaalta absoluuttista. Suhteellinen aika ilmaisee muinaisten ilmiöiden tapahtumisjärjestyksen ja absoluuttinen aika (esim. miljoonina vuosina) ajankohdan, jolloin tietty tapahtuma sattui tai muodostuma syntyi. Absoluuttisia aikoja saadaan käyttämällä radioaktiivisten isotooppien hajoamiseen perustuvia iänmäärittämissuhteellisiä menetelmiä, jotka on kehitetty tämän vuosisadan loppupuoliskolla.

Geologinen aika jaetaan arkeeseen, proterotsooiseen ja fanerotsooiseen *eoniin*, joista kaksi ensimmäistä kuuluu prekambriaikaan (*Taulukko 2.1*). Eonit jaetaan edelleen *maailmankausiin* (engl. *era*). Fanerotsooiseen maailmankauteen kuuluu 11 *kautta* (engl. *period*), joista nykyinen eli kvartaarikausi alkoi noin 1,8 miljoonaa vuotta sitten.

Taulukon 2.1 jaottelu ja nimet perustuvat alunperin pintasyntyisten kivien kerrostumisjärjestykseen, niiden fossiilisisältöihin sekä niitä leikkaavien magmakivien suhteisiin toisiinsa ja pintasyntyisiin kerrostumiin. Periaatteena on, että sedimenttikivien häi-

riintymättömässä kerrossarjassa nuoremmat kivet ovat vanhempien kerrostumien päällä ja että kallioperää tai sedimenttikiviä leikkaava juonikivi tai niihin tunkeutuva syväkivi ovat ympäristöään nuorempia (ks. myös Luku 6.5). Tuloksena on suhteellisia ikä eikä esim. liitukauden alkamisen ajankohtaa voida tällä tavoin määrittää. Nämä periaatteet pätevät edelleen suhteellisessa iänmäärittämisessä, mutta radioaktiiviseen hajoamiseen perustuvat iänmäärittämissuhteelliset menetelmät ovat nyttemmin mahdollistaneet kausien ja maailmankausien rajojen absoluuttisen ajoittamisen sekä niiden jakamisen pienempiin yksiköihin. On myös osoittautunut, että osa kausien välisistä aikarajoista liittyy maapallon ja sen elollisen luonnon kehityksen suuriin mullistuksiin, joita olivat mm. eliöläjien äkilliset joukkotuhot permikauden ja liitukauden lopussa.

Prekambristen eonien ja maailmankausien rajojen määrittelyssä on jossain määrin horjuvuutta. *Taulukossa 2.1* on varhaisarkeinen maailmankausi esitetty alkaneeksi 3 800 miljoonaa vuotta sitten, mutta perusteltua olisi myös pitää rajana Maan vanhimpien tunnettujen kivien ikää eli 4 000 miljoonaa vuotta.

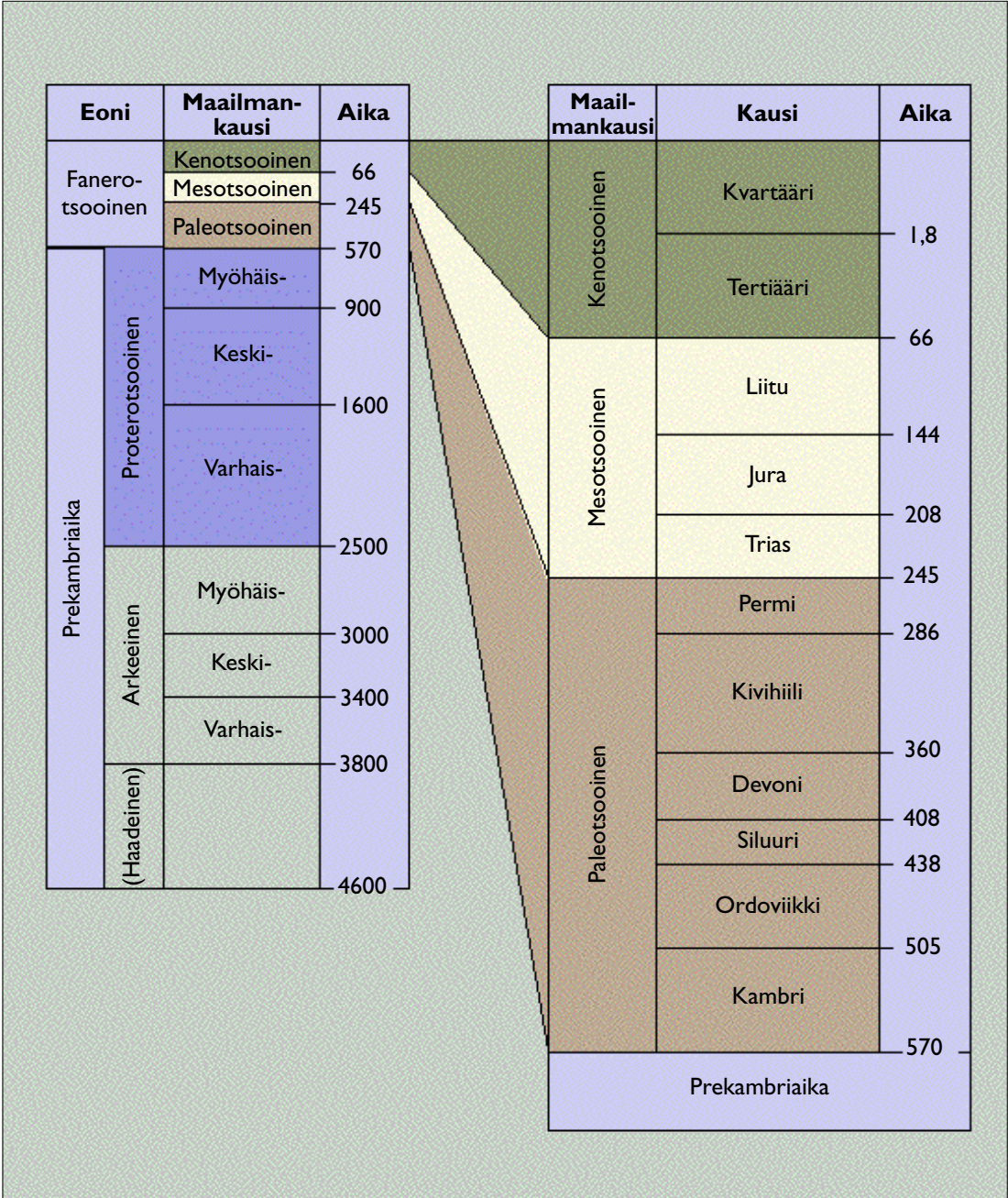
Stratigrafia

Stratigrafia on geologisen tutkimuksen osa-alue, jossa kuvataan, verrataan ja luokitellaan pintasyntyisten kivien järjestystä ja kerrossarjoja sekä tulkitaan niiden kerrostumisolosuhteita. Kerrossarjat jaetaan stratigrafisiin yksiköihin kerrostumien käsittelyn ja vertailun helpottamiseksi. Perusteena voidaan käyttää mm. kerrosten fysikaalisia piirteitä tai niiden muodostumisaikaa.

Litostratigrafiset yksiköt määrittellään kerrosten litologian eli fysikaalisten piirteiden (kuten koostumuksen, raekoon, rakenneiden ja värin) perusteella ja ne erottuvat näiltä ominaisuuksiltaan merkittävästi ylä- ja alapuoleisista yksiköistä. Tietyn yksikön

¹Viime vuosiin saakka on ajateltu, että sulan rautasydämen erottuminen, ns. rautakatastrofi, tapahtui vasta noin 1 000 miljoonaa vuotta Maan muodostumisen jälkeen.

Taulukko 2.1. Geologinen aikataulu (aika ilmoitettu miljoonina vuosina nykyhetkestä taaksepäin). Tarbuckin ja Lutgensin (1996) mukaan.



kivet heijastavat jossain määrin yhtenäisiä kerrostumisolosuhteita.

Litostratigrafiset yksiköt ovat, pienimmästä laajimpaan, *kerros, jäsen, muodostuma, ryhmä* ja *superryhmä*. Perusyksikkönä on muodostuma, joka koostuu kahdesta tai useammasta jäsenestä. Jäsenet saattavat sisältää useita kerroksia. Vastaavasti ryhmän muodostavat vähintään kaksi yhteenkuuluvaa muodostumaa ja superryhmän vähintään kaksi ryhmää.

Epäjatkavuudet

Kerrossarjassa saattaa olla merkittäviä aukkoja eli *epäjatkavuuksia*, joita syntyy, kun kerrostuminen lakkaa pitkäksi ajaksi tai kun eroosio kuluttaa osan vanhemmista kerrostumista pois. Epäjatkavuuksista selkeimpiä ja näkyvimpiä ovat *kulmaepäjatkavuudet* eli *kulmadiskordanssit*, joissa vanhemmat ja nuoremmat kerrokset poikkeavat toisistaan asennoltaan. Kulmaepäjatkavuus syntyy, kun vanhemmat kerrokset kallistuvat tai poimuttuvat ja tämän jälkeen kuluvat ennen nuorempien kerrostumista. Epäjatkavuus voi näkyä myös keskenään yhdensuuntaisten kerrosten välisenä eroosiopintana. Kerrostumistauon aiheuttama epäjatkavuus on yleensä vaikea havaita.

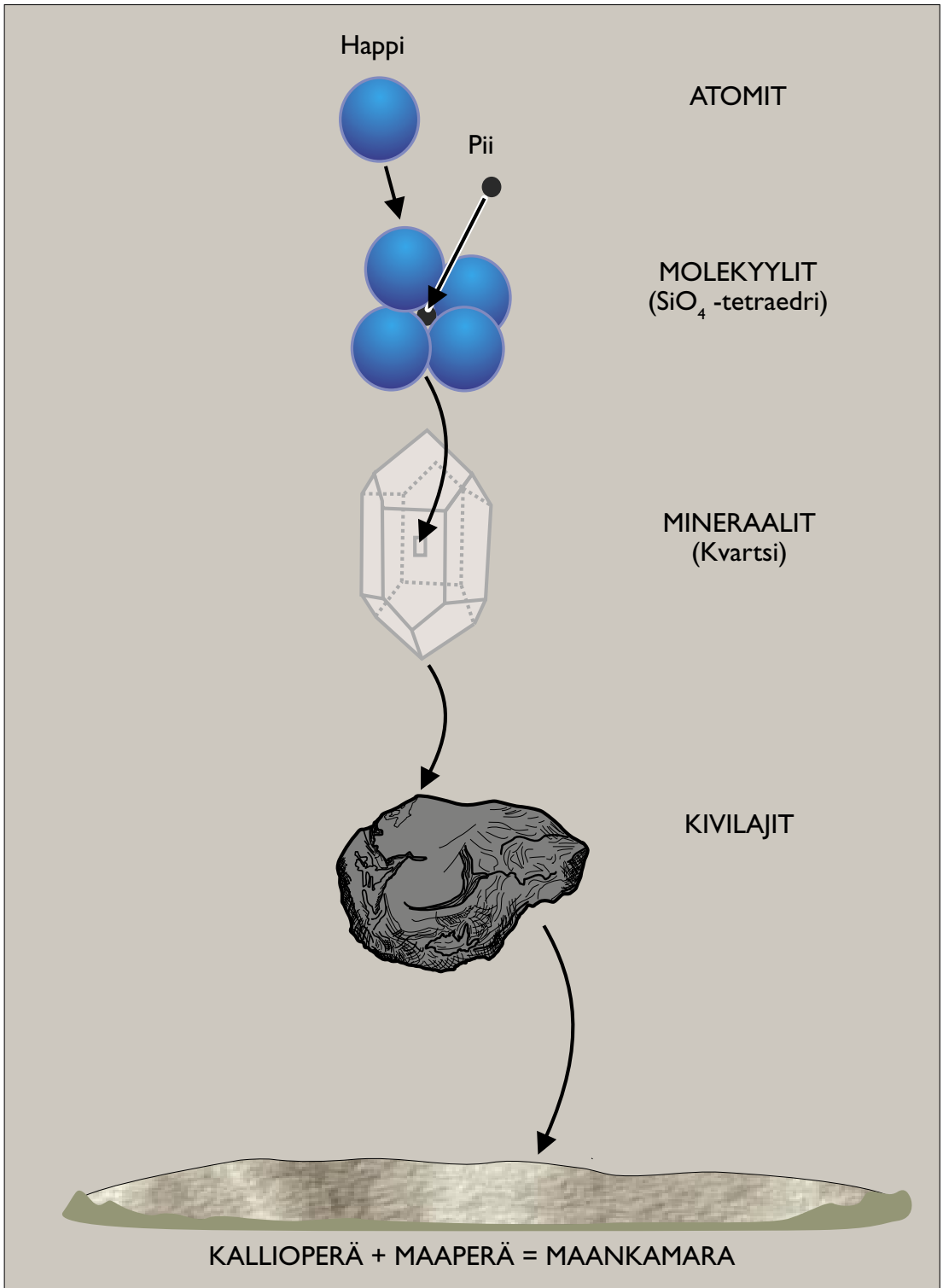
Isotooppien ja radioaktiivisten alkuaineiden merkitys

Nykyinen tietomme Maan ja aurinkokuntamme muun kiviaineiden iästä, synnystä ja kehityksestä perustuu *radioaktiivisten alkuaineiden* ja näistä hajoamisesta syntyvien tytäralkuaineiden hyväksikäyttöön. Tällaisia radioaktiivisia alkuaineita ovat mm. uraani, torium, lutetium, samarium, rubidium ja kalium, joista syntyy vastaavasti mm. lyijyä, hafniumia, neodyymia, strontiumia ja argonia. Kiven ikä voidaan määrittää sen sisältämien mineraalien radioaktiivisten alkuaineiden isotooppien paljousuhteiden

avulla. *Isotoopit* ovat alkuaineen eripainoisia atomeja, joiden ytimessä on yhtä monta protonia mutta eri määrä neutroneja.

Radioaktiivisten ja niistä syntyvien (radiogeenisten) tytäralkuaineiden isotooppi-suhteet muuttuvat koko ajan. Esimerkiksi uraanin isotooppi 235 hajoaa lyijyn isotoopiksi 207 (puoliintumisaika 713 miljoonaa vuotta), ja uraanin isotoopista 238 syntyy lyijyn isotooppia 206 (puoliintumisaika 4 510 miljoonaa vuotta). Lisäksi luonnossa on lyijyn isotooppia 204, joka ei ole radiogeeninen. Kivestä mitataan uraanin ja lyijyn isotooppien paljousuhteet (tai vain lyijyn isotooppien 204, 206 ja 207 paljousuhteet) ja kun tiedetään vastaavat puoliintumisaikat eli hajoamisnopeudet, voidaan laskea mineraalin tai kiven ikä. Harvinaisia alkuaineita ja niiden isotooppeja käytetään myös kivien ja kallioperän synnyn ja geologisen kehityksen tutkimuksessa.

Geologian tutkimuskeskuksen isotoopigeologian laboratoriossa on 1960-luvulta lähtien tehty Olavi Kouvon ja hänen työtovereittensa johdolla urauurtavaa työtä maamme kallioperän ikäsuhteiden selvittämiseksi (ks. esim. Vaasjoki 1996). Kivien iänmäärittämisä ja niiden neodyymin isotooppikoostumusta on menestyksellisesti käytetty mm. Suomen varhaisproterotsooisien ja arkeisien kallioperän kehityksen (esim. Huhma 1986, Huhma ym. 1990) ja rapakivigraniittien alkuperän (ks. yksityiskohtainen esimerkki Luvussa 9) selvittämiseen. Lyijyn isotooppien avulla on niin ikään tutkittu peruskalliomme kehitystä (esim. Vaasjoki 1981) sekä Lapin kultamalmien alkuperää (Mänttari 1995). Myös pysyviin, ei-radioaktiivisiin isotooppeihin perustuva tutkimus on tuottanut merkittäviä tuloksia. Suomen ja Venäjän Karjalan sedimenttisten karbonaattikivien hiilen isotooppien perusteella on havaittu, että Maan ilmakehän happipitoisuus lisääntyi merkittävästi n. 2 100 miljoonaa vuotta sitten (Karhu 1993).



Kuva 2.1. Mineraalin, kivilajin ja kallioperän (maankamaran) suhteet. Mineraalit koostuvat järjestyneistä atomeista, kivilajit mineraaleista ja kallioperä kivilajeista.

2.3. Mineraalit ja kivilajit

Maankuoren kahdeksan yleisintä alkuainetta ovat (painoprosentteina ilmaistuna, mantereinen kuori) happi (kemiallinen merkki O, 46 %), pii (Si, 28 %), alumiini (Al, 8 %), rauta (Fe, 5 %), kalsium (Ca, 4 %), natrium (Na, 2 %), magnesium (Mg, 2 %) ja kalium (K, 2 %). Kaikkia muita alkuaineita maankuorella on yhteensä vain vajaat 2 % (Press ja Siever 1986). Maankuori on pitkän kehityksen (mm. differentiaation) tulos. Tämä näkyy esimerkiksi siinä, että se poikkeaa koostumukseltaan selvästi koko Maan koostumuksesta. Maan pääalkuaineet ovat rauta (n. 35 %), happi (30 %), pii (15 %), magnesium (13%), nikkeli (Ni, 2,5 %), rikki (S, 1,9 %), kalsium (1,1 %) ja alumiini (1,1 %), kaikkia muita alkuaineita on yhteensä alle 1 %.

Vain harvat alkuaineet esiintyvät luonnossa sellaisinaan. Tunnetuin näistä lienee hiili (kemiallinen merkki C), jota tavataan luonnossa useanakin mineraalina, tärkeimpinä timantti ja grafiitti. Mineraalit ovat yleensä kemiallisia yhdisteitä (ks. Kuva 2.1). Ne jaetaan kemiallisen koostumuksen ja atomien järjestymistavan eli kiderakenteensa perusteella kahdeksaan pääryhmään:

- (1) Alkuaineet: esim. timantti C, grafiitti C, rauta Fe, rikki S ja kulta Au
- (2) Sulfidit: esim. lyijyhobde PbS, sinkkivälke (Zn,Fe)S, kupari-kiisu $CuFeS_2$, pentlandiitti $(Fe,Ni)_9S_8$, rikkikiisu FeS_2 , arseenikiisu $FeAsS$ ja molybdeenihobde MoS_2
- (3) Oksidit ja hydroksidit: esim. hematiitti Fe_2O_3 , magnetiitti Fe_3O_4 ja rutiili TiO_2 sekä goethiitti (lue: götiitti) $FeO(OH)$
- (4) Halidit: esim. vuorisuola NaCl ja fluoriitti CaF_2

- (5) Karbonaatit, nitraatit, boraa-
tit ja jodaatit: esim. karbonaa-
teista kalsiitti $CaCO_3$, sideriitti
 $FeCO_3$ ja dolomiitti $CaMg(CO_3)_2$
- (6) Sulfaatit, kromaatit, molyb-
daatit ja volframaatit: esim.
sulfaateista kipsi $CaSO_4 \cdot 2H_2O$
ja volframaateista scheeliitti
 $CaWO_4$
- (7) Fosfaatit, arsenaatit ja vana-
daatit: esim. fosfaateista apa-
tiitti $Ca_5(PO_4)_3(F,OH,Cl)$
- (8) Silikaatit: esim. kvartsi, kali-
maasälpä, plagioklaasi, bio-
tiitti, muskoviitti, kloriitti,
kloritoidi, sarvivälke, diopsidi,
berylli, topaasi, kyaniitti, sil-
limaniitti, granaattiryhmä ja
oliviini.

Silikaatit ovat tärkein kivilajeja muodostava mineraaliryhmä, sillä niiden osuus maankuoresta on noin 90 – 95 %. Silikaattien kiderakenteessa on piin ja hapen muodostamia nelinurkkaisia SiO_4 -ryhmiä (SiO_4 -tetraedreja) (Kuva 2.1). Tetraedrit voivat olla kiderakenteessa yksittäisinä rakenteen osina tai liittyneinä toisiinsa pareina, renkaina, ketjuina, nauhoina, verkkoina ja kolmiulotteisina avaruusrakenteina. SiO_4 -ryhmien liittymistavan perusteella erotetaan kuusi silikaattiryhmää (Taulukko 2.2).

Maasälvät ovat tärkein kivilajeja muodostava mineraaliryhmä. Arvioidaan, että noin puolet mantereisesta maankuoresta rakentuu maasälvistä, kvartsia on 12 %, pyrokseeniä 11 %, amfioleja 5 %, kiilteitä 5 % ja savimineraaleja 5 % sekä oliviinia 3 %. Muita mineraaleja on mantereisesta maankuoresta siis vain vajaat 10 %.

Albiitti (natriummaasälpä, Ab) ja anortiitti (kalsiummaasälpä, An) sekoittuvat kivilajista kiteytyessään kaikissa suhteissa keskenään. Tätä seosta kutsutaan plagioklaasiksi, ja se on tärkein maasälpä, sillä

Taulukko 2.2. Silikaattien luokittelu.

- (1) *Neso- ja sorosilikaatit.* SiO_4 -tetraedrit ovat joko yksittäisiä tai parittain yhteenliittyneitä eli Si_2O_7 -ryhmiä. Tyypillisiä nesosilikaatteja ovat mm. oliiviini $(\text{Mg,Fe})_2\text{SiO}_4$, granaattiryhmä (esim. almandiini $\text{Fe}_3\text{Al}_2(\text{SiO}_4)_3$ ja pyrooppi $\text{Mg}_3\text{Al}_2(\text{SiO}_4)_3$), andalusiitti, kyaniitti ja sillimaniitti, joilla kaikilla kolmella on sama kidekemiallinen kaava $\text{Al}_2\text{O}(\text{SiO}_4)$, topaasi $\text{Al}_2\text{SiO}_4(\text{F,OH})$ ja zirkoni ZrSiO_4 . Myös kaavaltaan mutkikas stauroliitti $(\text{Fe,Mg,Zn})_2\text{Al}_9(\text{Si,Al})_4\text{O}_{22}(\text{OH})_2$ kuuluu nesosilikaatteihin. Harvinainen äkermaniitti $\text{Ca}_2\text{MgSi}_2\text{O}_7$ on esimerkki sorosilikaatista, jonka rakenteessa on Si_2O_7 -ryhmiä.
- (2) *Rengas- eli syklosilikaatit.* Rakenteen SiO_4 -tetraedrit ovat liittyneet kolmi-, neli- tai kuusirenkaisiksi. Berylli $\text{Be}_3\text{Al}_2\text{Si}_6\text{O}_{18}$ on tyypillinen kuusirengassilikaatti. Rakenteeltaan myös kordieritti $\text{Mg}_2\text{Al}_4\text{Si}_5\text{O}_{18}$ kuuluu tähän ryhmään, sen kuusirengassa yksi piiatomi on korvautunut alumiinilla.
- (3) *Ketjusilikaatit.* Rakenteessa piin ja hapen suhde on 1 : 3 eli SiO_4 -tetraedrit ovat liittyneet pitkiksi (päättymättömiksi) SiO_3 -ketjuiksi. Pyrokseenit ovat tyypillisiä ketjusilikaatteja. Esimerkiksi enstatiitin kaava on $\text{Mg}_2\text{Si}_2\text{O}_6$ ja diopsidin $\text{CaMgSi}_2\text{O}_6$. Myös hypersteeni $(\text{Mg,Fe})_2\text{Si}_2\text{O}_6$ ja augiitti $(\text{Ca,Na})(\text{Mg,Fe,Al,Ti})(\text{Si,Al})_2\text{O}_6$ ovat yleisiä kivilajeja muodostavia pyrokseeneja. Pigeoniitti $(\text{Mg,Fe,Ca})(\text{Mg,Fe})\text{Si}_2\text{O}_6$ on laavakivien pyrokseeni. Wollastoniitti CaSiO_3 on myös ketjusilikaatti muttei varsinainen pyrokseeni.
- (4) *Nauhasilikaatit.* Rakenteessa ovat SiO_3 -ketjut liittyneet parittain yhteen, jolloin syntyy nauha, ja rakenteessa piin ja hapen suhde eli $\text{Si} : \text{O} = 4 : 11$. Amfibolit kuten antofylliitti $(\text{Mg,Fe})_7\text{Si}_8\text{O}_{22}(\text{OH})_2$ ja tremoliitti $\text{Ca}_2(\text{Mg,Fe})_5\text{Si}_8\text{O}_{22}(\text{OH})_2$ sekä sarvivälke $\text{Ca}_2(\text{Mg,Fe})_2\text{Al}(\text{Si}_7\text{Al})\text{O}_{22}(\text{OH,F})_2$ ovat tyypillisiä nauhasilikaatteja.
- (5) *Verkko- eli fyllosilikaatit.* SiO_4 -tetraedrit liittyvät toisiinsa siten, että jokaisen tetraedrin neljästä happiatomista kolme on yhteisiä viereisten tetraedrien happiatomien kanssa. Näin syntyy ”äärettömän leveä nauha” eli tasoverkko, jossa $\text{Si} : \text{O} = 2 : 5$. Ryhmään kuuluvat mm. kiilteet, kuten biotiitti $\text{K}(\text{Mg,Fe})_3(\text{Al,Fe})\text{Si}_3\text{O}_{10}(\text{OH,F})_2$ ja muskoviitti $\text{KAl}_2(\text{Si}_3\text{Al})\text{O}_{10}(\text{OH,F})_2$, savimineraalit, kuten kaoliiniitti $\text{Al}_2\text{Si}_2\text{O}_5(\text{OH})_4$, talkki $\text{Mg}_3\text{Si}_4\text{O}_{10}(\text{OH})_2$ sekä serpentiini- ja kloriittiryhmät. Serpentiini-ryhmän mineraalien kaava on $\text{Mg}_3\text{Si}_2\text{O}_5(\text{OH})_4$.
- (6) *Hohka- eli tektosilikaatit.* Rakenteessa kaikki SiO_4 -tetraedrit liittyvät nurkistaan (happiatomeistaan) naapuritetraedreihin. Näin syntyy 3-ulotteinen, hohkainen rakenne, jossa $\text{Si} : \text{O} = 1 : 2$. Tällainen rakenne on kvartsissa SiO_2 ja sen sukulaismineraaleissa (mm. laavojen tridymiitti ja kristobaliitti). Hohkasilikaattien rakenteessa osa piiatomeista voi korvautua alumiinilla, jolloin rakenteeseen tulee mukaan kalium (K), natrium (Na) tai kalsium (Ca) ja syntyy maasälpä, kalimaasälpää KAlSi_3O_8 , albiittia $\text{NaAlSi}_3\text{O}_8$ ja anortiittia $\text{CaAl}_2\text{Si}_2\text{O}_8$ tai foideja (maasälvänsijaisia) kuten leusiittia KAlSi_2O_6 tai nefeliiniä $(\text{Na,K})\text{AlSiO}_4$. Hohkasilikaatteja ovat myös zeoliittiryhmän mineraalit.

Neso-, soro- ja rengassilikaatteja kutsutaan yhdessä *jalosilikaateiksi* (ryhmissä on monta jalokivi- luokan mineraalia), ketju- ja nauhasilikaattien yhteisnimitys on *inosilikaatit*.

noin 40 % mantereisesta maankuoresta on plagioklaasia. Plagioklaasin koostumus ilmoitetaan sen anortiittipitoisuuden mukaan. Näin esimerkiksi merkintä An_{25} tarkoittaa plagioklaasia, joka sisältää 25 % anortiittia (ja 75 % albiittia). Sarjan jäsenillä on myös perinteiset nimet: *albiitti* (koostumus välillä $An_0 - An_{10}$), *oligoklaasi* ($An_{10} - An_{30}$), *andesiini* ($An_{30} - An_{50}$), *labradoriitti* ($An_{50} - An_{70}$), *bytowniitti* ($An_{70} - An_{90}$) ja *anortiitti* ($An_{90} - An_{100}$).

Kalimaasälpää on mantereisesta maankuoresta noin 12 %. Vulkaanisten kivilajien kalimaasälpä on *sanidiinia*, graniiteissa ja gneisseissä kalimaasälpä on joko *ortoklaasia* tai *mikrokliinia*. Ero kertoo kalimaasälvän kiteytymislämpötilasta ja johtuu alumiiniatomien järjestymisestä kiderakenteessa. *Pertiitti* on kalimaasälpää, jossa on erkaantuneena (suotautuneena) albiittirihmoja ja -laikkuja.

Mineraalin, kivilajin ja kalliopaljastuman sekä kallioperän suhteet ilmenevät *Kuvasta 2.1*. Kivilajit ovat yleensä mineraalien seoksia, poikkeuksina muutamit kivilajit kuten kvartsiitti (voi koostua lähes pelkästä kvartsisista) tai kalkkikivi (puhtaimmillaan koostuu kalsiitista). Kivilajien tunnistamiseen ja tutkimiseen tarvitaan perustiedot mineraaleista, kivilajien rakenteista ja kivilajien syntyyn vaikuttavista geologisista prosesseista.

Syntytapansa perusteella kivilajit (usein vain lyhyesti kivet) jaetaan kolmeen pääryhmään:

- (1) *Magmakivet (kivisulasta eli magmasta syntyneet kivilajit)*
- (2) *Sedimenttikivet (veteen tai kuivalle maalle kerrostumalla ja kovettumalla syntyneet kivet)*
- (3) *Metamorfiset kivet (uudelleen kiteytyneet, joskus osittain sulaneetkin, kivet).*

2.4. Aineen suuri kiertokulku

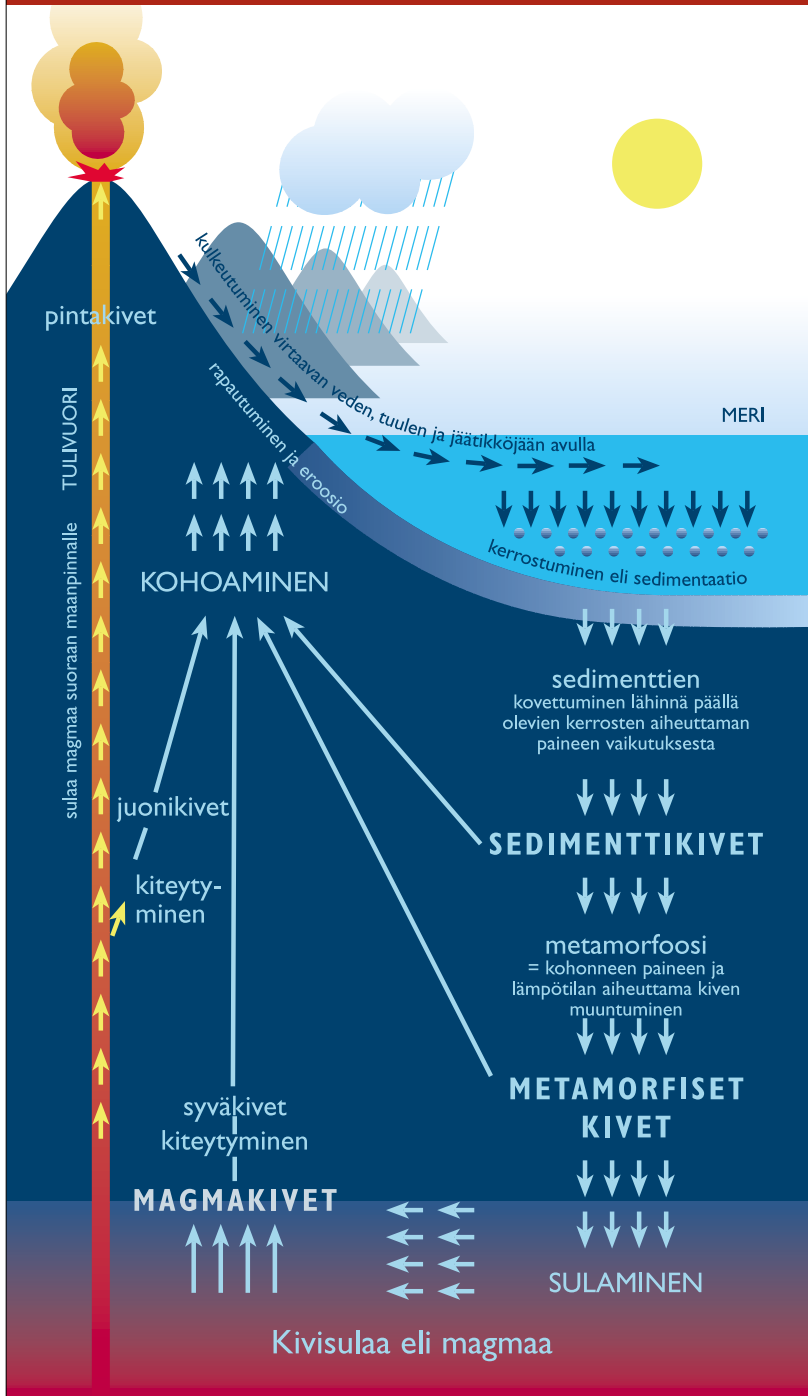
Luonnossa on samanaikaisesti käynnissä monenlaisia geologisia prosesseja, jotka toisaalta synnyttävät uutta kallioperää ja kokonaisia vuoristoja, toisaalta rapauttavat, kuluttavat ja tasoittavat niitä. Rapautuneiden ainesten kulkeutumisen, lajittumisen ja kerrostumisen myötä syntyy sedimenttejä ja niistä kovettumisen kautta sedimenttikiviä (*Kuva 2.2*).

Mantereille ja merten pohjiin kerrostuneet sedimentit ja sedimenttikivet voivat rapautua uudestaan tai joutua litosfäärin laattojen törmätessä vuorijononmuodostukseen ja metamorfoosiin. Uudelleen kiteytymisen yhteydessä muodostuu metamorfisia kivilajeja, uutta kallioperää ja vuoristojakin.

Metamorfoosissa saattaa syntyä myös kivisulaa eli magmaa, joka kiteytyy syvällä maankuoressa osaksi vuoristoa tai muodostaa vulkaanisia kiviä Maan pinnalle. Valtaosa magmasta kuitenkin syntyy vaipan sulaessa. Magmakivet voivat myös jäädä syvälle maankuoreen ja joutua - välillä rapautumatta - mukaan metamorfoosiin.

Aineen kiertokulku luonnossa on valtava tapahtumasarja, joka on kaikilta osin jatkuvasti käynnissä ja jossa on lukuisia osakiertoja. Kiertoon voi tulla pitkiäkin viipyviä varsinkin syvällä syntyneiden ja metamorfisten kivien kohdalla. Kiven kierto kivisulasta magmakiveksi, kerrostuneeksi sedimentiksi ja sedimenttikiveksi, metamorfoituminen vuorijononmuodostuksessa ja uudelleensulamminen saattaa kestää satoja miljoonia vuosia.

Aineen suuri kiertokulku



Kuva 2.2. Aineen suuri kiertokulku. Kuvan graafinen suunnittelu Pia Pirhonen.

2.5. Magmakivet

Magmakivet jaetaan syntysyvyytensä ja rakenteensa perusteella kolmeen ryhmään:

- (1) *Syväkivet (esim. graniitti, gabro ja syeniitti)*
- (2) *Juonikivet eli puolipinnalliset (hypabyssiset) kivet (esim. diabaasi ja graniittipegmatiitti)*
- (3) *Vulkaaniset kivet eli vulkaaniitit (esim. basaltti ja ryoliitti sekä pyroklastiset kivet kuten agglomeraatti ja tuffi).*

Syväkivet ovat syntyneet magmasta kiteytymällä usean kilometrin syvyydessä maankuoressa, missä kiteytyminen on voinut kestää miljoonia vuosia. *Juonikivien* syntyessä kivisula on tunkeutunut lähemmäksi maanpintaa muodostuneisiin kallioperän rakoihin niin, että sulan kiteytyminen on kestänyt vain joitakin satoja tai tuhansia vuosia. *Vulkaaniset kivet* ovat muodostuneet tulivuorista maanpinnalle tai merenpohjalle purkautuneesta kivisulasta. Kiteytyminen ja jäähtyminen on tapahtunut nopeasti. Osa magmasta on saattanut jäädä kiteytymättä ja jäähtyä vulkaaniseksi lasiksi.

Magmakivien rakenteet

Esimerkiksi gabrolla (syväkivi), diabaasilla (juonikivi) ja basaltilla (vulkaaninen kivi) voi olla sama kemiallinen koostumus ja mineraalikoostumus, mutta erilaisesta syntysyvyydestä (kiteytymissyvyydestä ja jäähtymisnopeudesta) johtuen niillä on erilainen rakenne (*Kuva 2.3*). Sama koskee sarjaa graniitti, graniittipegmatiitti, graniittiporfyyri ja ryoliitti, jossa juonikivinä esiintyvät pegmatiitit ja graniittiporfyyrit voivat olla hyvinkin karkearakeisia (pegmatiiteissa met-

rienkin mittaisia kiteitä) ja nopeasti jäähtyneet ryoliittiset laavakivet lähes pelkkää vulkaanista lasia (eli *obsidiaania*).

Raekokonsa perusteella magmakivet jaetaan viiteen ryhmään:

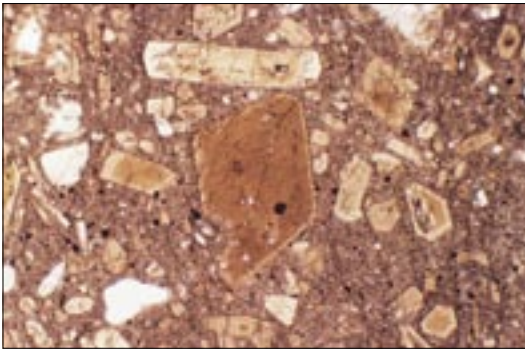
Kivilaji on tiivis (afaniittinen tai lasinen), jos siinä ei paljaalla silmällä katsottaessa erota mineraalirakeita. Pienirakeisessa kivessä raekoko on keskimäärin alle 1 mm, keskirakeisessa 1 - 5 mm, karkearakeisessa 5 mm - 5 cm ja hyvin karkearakeisessa (pegmatiittisessa) keskimäärin yli 5 cm.

Tasarakeisessa kivessä päämineraalien rakeet ovat lähes yhtä suuria, *porfyryisessä* magmakivessä on muita rakeita suurempia, usein omamuotoisia *hajarakeita* (engl. *phenocryst*) pienirakeisemmassa perusmassassa. Graniittisissa kivissä tyypillinen hajarakeina esiintyvä mineraali on maasälpä. Laavakivet ovat lähes aina porfyryisiä ja hajarakeina on esim. maasälpää, oliviinia, pyrokseenia tai sarvivälkettä.

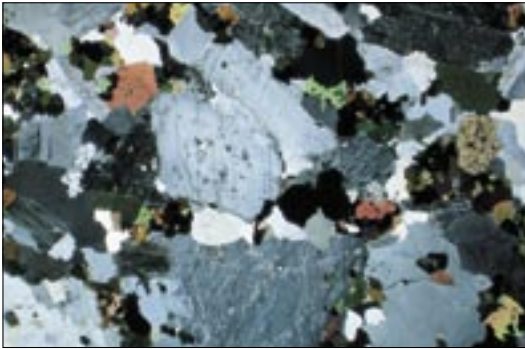
Kivessä mineraalit voivat olla *omamuotoisina* kiteinä (kidepinnat tunnistettavissa), *osittain omamuotoisina* (joku kidepinta näkyvissä) tai *vierasmuotoisina* rakeina (kidepintoja ei näy). Varsinkin laavakivien hajarakeet ovat usein omamuotoisia (*Kuva 2.3a*). Syväkivien mineraalit ovat yleensä osittain omamuotoisia (*Kuva 2.3b*).

Magmakivissä tavataan joukko erilaisia mineraalien yhteenkasvettumirakenteita. *Graafinen* rakenne on yleinen eräissä graniittisissa kivissä (varsinkin graniittipegmatiiteissa). Rakenteessa kvartsi on yhteenkasvettunut alkalimaasälvän kanssa siten, että kvartsikoukerot muistuttavat hieroglyfikirjoitusta. Tällaista yhteenkasvettumaa kutsutaan *kirjograniitiksi* (tai myös *kirjomaasälväksi*).

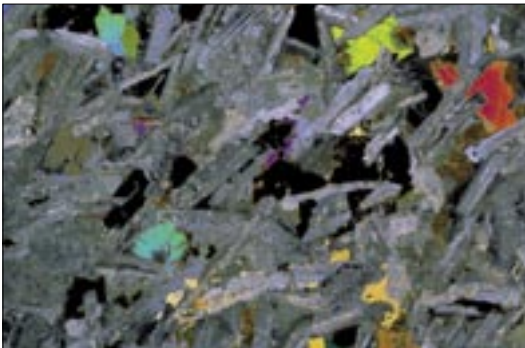
Myrmekeittäisessä rakenteessa (myrmekeittäisessä) on plagioklaasissa matomaisia kvart-



A



B



C

Kuva 2.3. Magmakivien rakenteita ohuthieistä otetuissa mikroskooppikuvissa.

(A) Porfyyrinen rakenne. Sarvivälkehajarakeita ja plagioklaasia juonikivessä. Kuvan pitkä sivu luonnossa n. 1,5 mm. Kuva Th.G. Sahama. (B) Graniitin rakenne, rakeet osittain omamuotoisia. Maasälvät ja kvartsi: harmaasävyjä, biotiitti: ruskea ja vihreä. Kuvan pitkä sivu luonnossa n. 3 mm. Kuva Tapani Rämö. (C) Diabaasinen rakenne Reposaaren oliiviinidiabaasissa Porin luoteispuolella. Plagioklaasi: harmaasävyjä, oliiviini ja pyrokseeni: värikkäät. Kuvan pitkä sivu luonnossa n. 3 mm. Kuva Helena Saarinen.

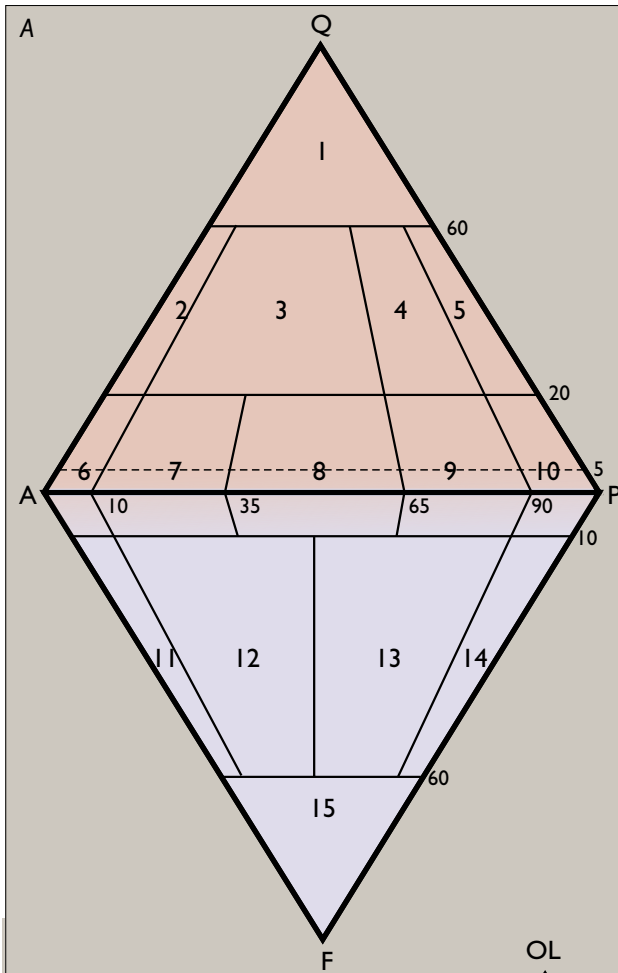
siluuroja. *Symplektinen* rakenne tarkoittaa yleensä kahden mineraalin tiivistä, säännön-mukaista yhteenkasvettumaa (esim. kvartsi ja biotiitti tai oliiviini ja pyrokseeni). *Poiki-liittisessä* rakenteessa on suuressa kiteessä sikin sokin toisen mineraalin pieniä kiteitä. Diabaaseille tyypillisiä rakenteita ovat *ofiittinen* ja *diabaasinen* rakenne. Rakenne on ofiittinen, jos suurten pyrokseenikiteitten sisässä on pieniä levymäisiä (liistakkeisia) plagioklaasikiteitä, ja diabaasinen, jos plagioklaasiliistakkeet ovat suuria ja niiden välissä on pyrokseenikiteitä (ks. Kuva 2.3c). *Kumulusrakenteet* ovat yleisiä etenkin emäksisissä kerrosintruusioissa. Tällaisessa rakenteessa esimerkiksi omamuotoisten oliivinirakeiden välitilaa täyttävät suuret vierasmuotoiset pyrokseenikiteet.

Laavasyntyisissä kivissä voivat laavan *kaasurakkulat* myöhemmin täyttyä sekundaarisilla mineraaleilla kuten erilaisilla kvartsimuunnoksilla (akaatti, kalsedoni, vuorikide), kalsiitilla, kloriitilla ja epidootilla. Täyttyneitä rakkuloita kutsutaan *manteleiksi* (engl. *amygdule*) ja kiveä *mantelikiveksi*.

Magmakivien nimeäminen

Magmakivien ja yleensäkin kivilajien nimitys on syntynyt ja saanut nykyisen merkityksensä ja kirjoitusasunsa pitkien aikojen kuluessa. Nimet basalitti, porfyry ja syeniitti ovat peräisin muinaisesta Egyptistä, missä esimerkiksi syeniitti tarkoitti nykyään graniittina tunnettua kiveä. Myös graniitti on vanha termi (lat. *granum* ja *granitum*), mutta se lienee aiemmin tarkoittanut rakeista kalkkikiveä (marmorina) ja vasta keskiajalla saanut nykyisen merkityksensä.

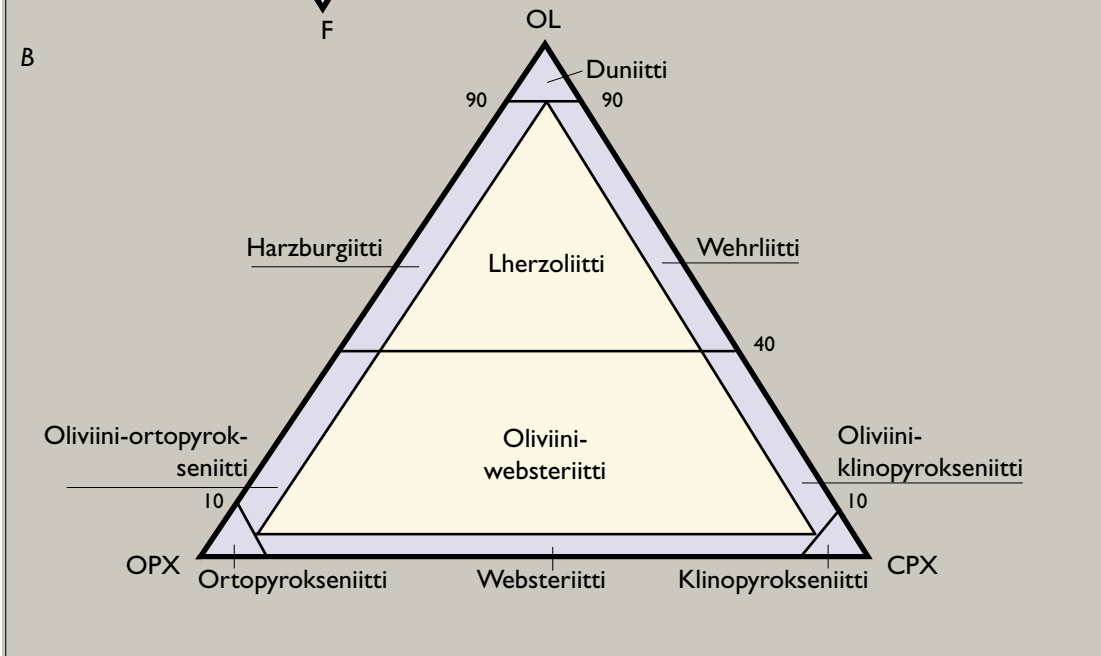
Rakenteensa, raekokonsa ja ulkonäkönsä perusteella magmakivet (engl. *igneous rock*) jaetaan kahteen pääryhmään eli syväkiviin (engl. *plutonic rock*) ja vulkaanisiin kiviin (engl. *volcanic rock*). Syväkivet ja vulkaaniset kivet nimetään mineraalikoostu-



Kuva 2.4. Magmakivien nimistöä.

(A) Kaksoiskolmioon QAP ja APF (ks. teksti) liittyvät syväkivet (suluisa vastaava laavakivi) ovat: 1 kvartsista rikkaat graniittiset kivet (-), 2 alkalimaasälpägraniitti (alkalimaasälpäryoliitti), 3 graniitti (ryoliitti), 4 granodioriitti (dasiitti), 5 tonaliitti (dasiitti), 6 alkalimaasälpäsyeniitti (alkalimaasälpätrakytti), 7 syeniitti (trakytti), 8 monzoniitti (latiitti), 9 monzodioriitti ja monzogabro (andesiitti ja basalti), 10 dioriitti, gabro ja anortosiitti (andesiitti ja basalti), 11 foidisyeniitti, tav. nefeliinisyeniitti (fonoliitti), 12 foidimonzosyeniitti (tefriittinen fonoliitti), 13 foidimonzodioriitti tai foidimonzogabro (fonoliittinen tefriitti), 14 foididioriitti tai foidigabro (tefriitti tai basaniitti), 15 foidoliitit, ks. Luku 10 (foidiitit, esim. nefeliiniitti).

(B) Ultramafiset kivet kolmiossa oliiviini (OL) - ortopyrokseeni (OPX) - klinopyrokseeni (CPX). Kuvan yläosa = peridotiitit, alaosaa = pyrokseeniitit.



muksensa (päämineraalien) mukaan (*Kuva 2.4*). Vulkaanisten kivien nimeämisessä voidaan käyttää apuna myös kiven kemiallista koostumusta, koska vulkaniitit ovat usein hyvin pienirakeisia, afaniittisia tai osin lasisia. Pyroklastisilla kivillä on lisäksi oma, raekokoon perustuva luokittelunsa.

Tässä esiteltävä *mineraalikoostumukseen perustuva syväkivien nimistö* hyväksyttiin v. 1972 ja muiden magmakivien (vulkaaniset kivet, lamprofyirit, karbonaattit ja pyroklastiset kivet) nimistöt v. 1989 (Streckeisen 1973, 1978, Schmid 1981, Le Maitre ym. 1989). Nimeämistä varten mineraalit jaetaan viiteen ryhmään:

Q = kvartsi (laavoissa myös tridymiitti ja kristobaliitti)

A = alkalimaasälpä eli kalimaasälpä ja albiitti (mm. ortoklaasi, mikrokliini, pertiitti sekä laavojen sanidiini ja anortoklaasi; albiitti tarkoittaa tässä plagioklaasia, jonka koostumus on $An_0 - An_3$)

P = plagioklaasi ($An_5 - An_{100}$) ja skapoliitti

F = foidi eli maasälvänsijainen (esim. nefeliini, leusiitti, soda-liitti ja kankriniitti)

M = mafinen tai vastaava mineraali (esim. kiille, amfiboli, pyrokseeni, oliiviini, opaakit mineraalit eli lähinnä oksidit ja sulfidit, epidootti, granaatti, apatiitti, zirkoni ja primäärinen karbonaatti).

Ryhmien Q, A, P ja F mineraaleja kutsutaan *felsisiksi* (niissä ei ole magnesiumia eikä rautaa). Ryhmän M *mafiset* mineraalit ovat usein tummia (magnesium- ja rautapitoisia). *Kuvassa 2.4a* kenttiin 2 - 5 kuuluvia kiviä (graniitti, granodioriitti ja tonaliitti) kutsutaan yleisesti nimellä *granitoidit*

(graniitin kaltaiset syväkivet). Kolmioissa QAP ja APF on yhteensä 15 kenttää. Näistä keskiosan kentät 6 - 10 jakautuvat kukin kolmeen osaan sen mukaan, kuinka paljon kivessä on kvartsia tai foideja (tavallisesti nefeliiniä). Esimerkiksi varsinaisessa syeniitissä (kenttä 7) on kvartsia alle 5 % felsisistä mineraaleista; jos kvartsia on 5 - 20 %, kivi on kvartsisyeniitti ja jos kivessä on nefeliiniä, mutta alle 10 %, kivi on nefeliinipitoinen syeniitti (kolmio APF).

Kiven väri-indeksi $M' = M - (\text{muskoviitti, apatiitti ja primäärinen karbonaatti})$ kertoo siis kiven yleensä tummien mineraalien määrän. Sen avulla kivet jaetaan neljään ryhmään:

(1) *leukokraattiset ($M' = 0 - 35$)*

(2) *mesokraattiset ($M' = 35 - 65$)*

(3) *melanokraattiset ($M' = 65 - 90$)*

(4) *ultramafiset ($M' = 90 - 100$) kivet.*

Etuliitteellä *leuko-* voidaan ilmaista, että kivi on leukokraattinen, esim. leukotonaliitti (eli trondhjemiiitti) on vaalea tonaliitti (väri-indeksi $M' < 35$).

Kemiallisessa analyysissä määritetyn SiO_2 -pitoisuuden perusteella magmakivet on jaettu perinteisesti neljään ryhmään:

(1) *ultraemäksiset (SiO_2 -pitoisuus alle 45 paino%)*

(2) *emäksiset ($\text{SiO}_2 = 45 - 52 \%$)*

(3) *intermediääriset ($\text{SiO}_2 = 52 - 63 \%$)*

(4) *happamat (yli 63 % SiO_2).*

Esimerkiksi ultramafiset kivet (kuten peridotitiitit) ovat yleensä myös ultraemäksisiä. Tyypillisiä emäksisiä kiviä ovat gabro ja basaltti, happamia kiviä ovat graniitti ja sitä vastaava vulkaniitti ryoliitti. On syytä muistaa, että kemiallisen analyysin antama kiven SiO_2 -pitoisuus ei ole sama kuin kiven

kvartsipitoisuus (vaikka kvartsin kemiallinen kaava on sama SiO_2).

Kiveä *Kuvan 2.4* perusteella nimettäessä määritetään ensin, paljonko (tilavuusprosentteina) siinä on ryhmiin Q, A, P, F ja M kuuluvia mineraaleja. Tilannetta yksinkertaistaa se, että mikäli kivessä on kvartssia (Q), siinä ei voi olla foideja (F) ja päinvastoin. Kiven nimi saadaan kolmiosta QAP tai APF (*Kuva 2.4a*), ja vasta jos kivessä on mafisia mineraaleja yli 90 % (eli $M > 90$), se nimetään näiden mafisten mineraalien paljoussuhteiden perusteella (*Kuva 2.4b*). Suomessa ovat kaikki QAP-kolmion kivilajit tärkeitä, kolmiosta APF on tärkeä vain kenttään 11 sijoittuva nefeliinisyeniitti.

Menetelmää selventää esimerkki:

- (1) *Olkoon meillä syväkivi X, jossa on kvartssia, kalimaasälpää ja plagioklaasia kutakin 20 tilavuus%, muskoviittia 6 %, biotiittia 9 %, sarvivälkettä 20 % sekä pienessä määrin esiintyviä eli aksessorisia mineraaleja, mm. apatiittia ja zirkonia, yhteensä 5 %.*
- (2) *Koska mafisia mineraaleja on alle 90 % ($6 + 9 + 20 + 5 = 40$), käytetään QAP-kolmiota.*
- (3) *Lasketaan kvartsin, kalimaasälvän ja plagioklaasin summa (kivessä 60) sadaksi kertomalla näiden mineraalien määrät luvulla 100/60 (eli $33 + 33 + 33 = 100$).*
- (4) *Kiveä esittävä piste sattuu QAP-kolmion keskelle eli kenttään 3. Kivi on siis graniitti.*
- (5) *Jos halutaan korostaa, että kivessä on runsaasti (yli 10 %) sarvivälkettä, voidaan se kertoa etuliitteellä, eli kivi X on sarvivälkegraniitti.*

Dioriitti, gabro ja anortosiitti sattuivat kaikki samaan kenttään *Kuvassa 2.4a*. Anortosiitti on plagioklaasikivi eli siinä on yli 90 % plagioklaasia. Dioriitti ja gabro erotetaan toisistaan plagioklaasin koostumuksen perusteella: dioritissa on plagioklaasin koostumus $< \text{An}_{50}$, gabrossa $> \text{An}_{50}$. Kalliopaljastumissa tämä näkyy usein niin, että dioriitin rapautumispiirissä tummat mineraalit ovat kuopalla, gabrokalliiossa plagioklaasi on rapautunut mafisia mineraaleja nopeammin ja on kuopalla.

Lisäksi on huomattava, että gabroluokan kivillä (gabroideilla) on vielä oma tarkempi nimistönsä. Esimerkiksi varsinaisen gabron päämineraalit ovat plagioklaasi ja klinopyrokseeni (yleensä augiitti), *noritissa* on plagioklaasia ja ortopyrokseenia (hypersteeniä). Jos plagioklaasin ohella on runsaasti molempia pyrokseenia, kivilaji on *gabro-noriitti*. *Sarvivälkegabron* päämineraalit ovat plagioklaasi ja sarvivälke, *troktoliitin* plagioklaasi ja oliiviini sekä *oliviinigabron* plagioklaasi, oliiviini ja klinopyrokseeni.

Charnockiitti on hypersteenigraniitti (tai vastaava korkean metamorfoosiasteen kivi, vrt. graniitti). Hypersteenipitoisille graniitoille on hyväksytty oma nimistönsä (Le Maitre ym. 1989), mutta näiden kivien synnystä (magmaattinen tai metamorfinen) ei vielä ole yksimielisyyttä.

Kirjan Luvussa 8 kerrotaan lisää syväkivien nimeämisestä. Luvussa 10 käsitellään erikseen syväkiviin kuuluvien alkalikivien (*Kuvan 2.4a* APF-kolmio) sekä lisäksi karbonaattien ja lamprofyriiden nimistöä.

Vulkaaniset kivet nimetään periaatteessa samaan tapaan, samojen kolmioitten ja kenttien avulla kuin syväkivetkin (*Kuva 2.4a*). Kenttää 1 (kvartsista rikkaat kivet) vastaavia vulkaanisia kiviä ei kuitenkaan tunnetta. Myöskään anortosiittia vastaavia vulkaniitteja ei tunneta. *Dasiitti* vastaa syväkiviä granodioriitti ja tonaliitti. Dioriittia vastaa *andesiitti* ja gabroa *basaltti*, mutta andesiitin ja basaltin tarkka erottaminen vaa-

tii kemiallisen analyysin, basaltissa on SiO_2 :a alle, andesiitissa yli 50 paino%. Nimettäessä vulkaanisia kiviä kemiallisen koostumuksen perusteella käytetään lähinnä TAS-diagrammia. Siinä kivilajien kentät on merkitty kuvioon, jossa vaaka-akselilla on kiven SiO_2 -pitoisuus ja pystyakselilla alkalien summa ($\text{K}_2\text{O} + \text{Na}_2\text{O}$).

Basaltti on yleisin laavakivi (n. 90 % laavakivistä on basaltteja). Basaltin päämineraalit ovat plagioklaasi ja pyrokseeni (yleensä augiitti ja/tai pigeoniitti). Päämineraaleina voivat olla myös oliviini, nefeliini (alkalibasaltissa) ja kvartsi kuitenkin niin, että kvartsia ei yleensä ole yhdessä oliviinin tai nefeliinin kanssa. Basaltit jaetaan erilaisiin ryhmiin mm. kemialliseen analyysiin perustuvan laskennollisen mineraalikoostumuksen eli *normin*, TAS-diagrammin, Al_2O_3 -pitoisuuden, laattatektonisen aseman sekä esiintymisalueen ja -tavan avulla.

Tholeiitti on yleinen subalkalinen basalt-ti, jossa on kvartsia perusmassassa (ja normissa) ja pyrokseeni on pigeoniittia ja augiittia.

Valtamerten keskiselänteiden basalteista käytetään lyhennettä MORB (engl. *mid-ocean ridge basalt*), ja niissä on yleensä alhainen alkalipitoisuus. OIB on usein käytetty lyhenne, joka tarkoittaa valtamerten saarten basaltteja (engl. *ocean island basalt*). Kemiallisen koostumuksen perusteella on päätelty, että valtamerten saarten basaltit ovat syntyneet syvemältä vaipasta peräisin olevasta magmasta kuin keskiselänteiden basaltit.

Manneralueitten *laakiobasaltit* (engl. *flood basalt*) ovat yleensä tholeiittisia koostumukseltaan kuten 65 miljoonaa vuotta sitten syntynyt Deccanin laakiobasaltti Intiassa. Sen nykyinen pinta-ala on yli 500 000 km^2 eli Suomea paljon suurempi ja suurin paksuus yli 2 km (*Kuva 2.5c*).

Spiliitti on kemialliselta koostumukseltaan lähinnä basalttinen kivi, jonka päämineraalit ovat albiitti, kloriitti, epidootti

ja kalsiitti. Siinä voi olla myös amfibolia ja pyrokseenia. Spiliitit ovat usein tyyntyävaarakenteisia ja mantelikiviä. Spiliittien synnystä on kiistelty, mutta mineraalikoostumukseltaan spiliitti vastaa metamorfoosissa alhaisessa paineessa ja lämpötilassa (vihreäliuskefasieksen olosuhteissa, ks. s. 61) uudelleenkiteytyntä basalttia.

Komatiitit ovat vulkaniitteja, yleensä laavakiviä, joissa alkalien summa ja TiO_2 -pitoisuus on $< 1\%$, SiO_2 -pitoisuus $< 53\%$ ja MgO -pitoisuus $> 18\%$. Niiden heikosti metamorfoituneita vastineita löytyy meillä mm. Lapista. Komatiiteille tyypillistä on ns. *spinifex*-rakenne (*Kuva 4.18*), joka muistuttaa piikkistä ruohoa tai linnunsulkaa. Siinä oliviini- tai pyrokseenikiteet ovat ohuina, nopeasta kiteytymisestä ja jäähtymisestä kertovina levykimppuina.

Magmakivisarjat ja niiden synty

Synnyltään toisiinsa liittyvät magmakivet muodostavat magmakivisarjan, kun tietystä kantamagmasta syntyy differentiaation kautta erilaisia magmoja ja sitä kautta erilaisia magmakiviä. Magmakivisarjoja voidaan erottaa useita erilaisia ja niistä tärkeimpiä ovat tholeiittiset, kalkkialkaliset ja alkaliset sarjat. *Tholeiittisissa sarjoissa* rauta rikastuu jäännössulassa huomattavasti magnesiumin suhteen differentiaation edistytessä, mutta *kalkkialkalisissa sarjoissa* vastaava piirre on heikko. *Alkalisten sarjojen* kivissä ovat alkalimetallien pitoisuudet kauttaaltaan korkeampia kuin edellisten, ns. *subalkalisten sarjojen* kivissä. Osa magmakivien seurueista on *bimodaalisia* eli niissä on vain emäksisiä ja happamia jäseniä.

Vielä tämän vuosisadan alussa ajateltiin, että erilaiset magmakivilajit ja -kivilajisarjat voidaan selittää pelkästään magmojen sekoittumisen avulla. Koska basalttiset ja graniittiset magmakivet ovat kaikkein yleisimpiä, pidettiin kantamagmoina basalttisia

(n. 50 % SiO₂) ja graniittisia (n. 75 % SiO₂) kivilajia, joiden sekoittuessa ajateltiin monen muun kivilajin syntyvän.

Yhdysvaltalainen Norman L. Bowen aloitti 1920-luvulla kokeet yksinkertaisilla kivilajilla ja tutki niiden kiteytymistä ja eri mineraalien kiteytymisjärjestystä. Hän osoitti, että basalttisesta (tai gabroluokan) kivilajista voi kiteytymisen ja siihen liittyvän koostumukseltaan erilaisten kiteitten erottumisen eli ns. *fraktioivan kiteytymisen* myötä syntyä kokonainen sarja magmakiviä peridotiitista tai gabrosta granodioriittiin ja graniittiin asti.

Mafisista mineraaleista kiteytyy kanta-magmasta ensin oliviinia, sitten ortopyrokseenia, klinopyrokseenia, sarvivälkettä ja viimeksi kiillettä (biotiiitti); tämä on ns. *askelmäinen reaktiosarja*. Kalkkialkalisessa sarjassa voi kiteytyä differentiaation varhaisessa vaiheessa myös magnetiittia, minkä vuoksi rauta ei rikastu jäännösulussa magnesiumiin nähden. Felsisistä mineraaleista kiteytyy ensin anortiittinen plagioklaasi, joka kiteytymisen kuluessa (kiteitten erottuessa magmasta) vaihtuu albiittiseksi (kyseessä on ns. *jatkuva reaktiosarja*), jolloin alkaa kiteytyä myös kalimaasälpää ja kvartssia. Näin kiteytymisen ja syntyneitten kiteitten erottumisen avulla muodostuu ensin peridotiittia, ja plagioklaasin tullessa mukaan, gabroa, sitten dioriittia ja granodioriittia ja loppuvaiheessa graniittia (kahta maasälpää, kvartssia ja kiilteitä). Viimeisinä kiteytyvät juoniksi (mm. pegmatiitit ja kvartsijuonet) ympäristön kallioperään runsaasti vettä sisältävät jäännösluokset, joihin on saattanut rikastua monia taloudellisesti tärkeitä alkuaineita.

Kiteytymisdifferentiaation merkitys näkyy *kerrosintruusioissa* (tai *kerroksellisissa intruusioissa*), joissa magmasta kiteytyvät ja erottuvat kiteet muodostavat magmasäiliöön kerroksia kuin sedimentit; näin syntyy *kumuluskiteitä*, *kumulusrakenteita* ja *kumulaatteja*. Kiteytymisdifferentiaation

avulla ei kuitenkaan voida yksin selittää graniittisten kivien suurta määrää mantereisessa kuoressa, sillä gabroluokan kantamagmasta voi kiteytymisdifferentiaation kautta syntyä vain vähäisiä määriä graniittia.

Magmaattista differentiaatiota merkittävämpiä erilaisten magmakivilajien ja kivilajisarjojen synnyssä ovat erot magmojen syntyisyvydessä, sulavan kivilajin koostumuksessa, sulamisen määrässä sekä laattatektonisessa synty-ympäristössä (esim. edellä mainitut erilaiset basaltit). Lisäksi merkittäviä ovat magman reaktiot sivukivien kanssa (assimilaatioreaktiot) ja magmojen sekoittuminen (ks. myös tämän luvun kohta ”Magma kivien tektoniset ympäristöt” sekä kohta 8.1 ”Syväkivien synty ja luokittelu” Luvussa 8).

Kiven synty-ympäristön merkitys näkyy hyvin, paitsi edellä mainituissa basalteissa, myös graniittisissa syväkivissä; on graniitteja ja graniitteja. Australialaiset tutkijat ottivat 1970-luvulla käyttöön ns. aakkosgraniitit (I-, S-, M- ja A-tyyppiset graniitit) kuvaamaan ja selittämään erilaisten graniittisten syväkivien eroja ja syntyä. Tästäkin kerrotaan tarkemmin Luvussa 8.

Syväkivi-intruusioiden luokittelu koon ja muodon perusteella

Suuret syväkivi-intruusiot eli *plutonit* saattavat olla ympäristön rakenteisiin nähden joko *myötäileviä* (eli konkordantteja) tai *leikkaavia* (eli diskordantteja). Muodoiltaan linssimäiset lakkoliitit ja lopoliitit kuuluvat myötäileviin plutoneihin vaikkakin ne paikallisesti saattavat olla leikkaavia. *Lakkoliittit* pullistavat päällä olevia kerroksia ylöspäin ja koostuvat yleensä granitoideista. *Lopoliittien* ylä- ja alapuoliset kerrokset muodostavat alaspäin kaarelle taipuvia lautasmaisia rakenteita. Emäksiset kerrosintruusiot ovat muodoltaan yleensä lopoliitteja.

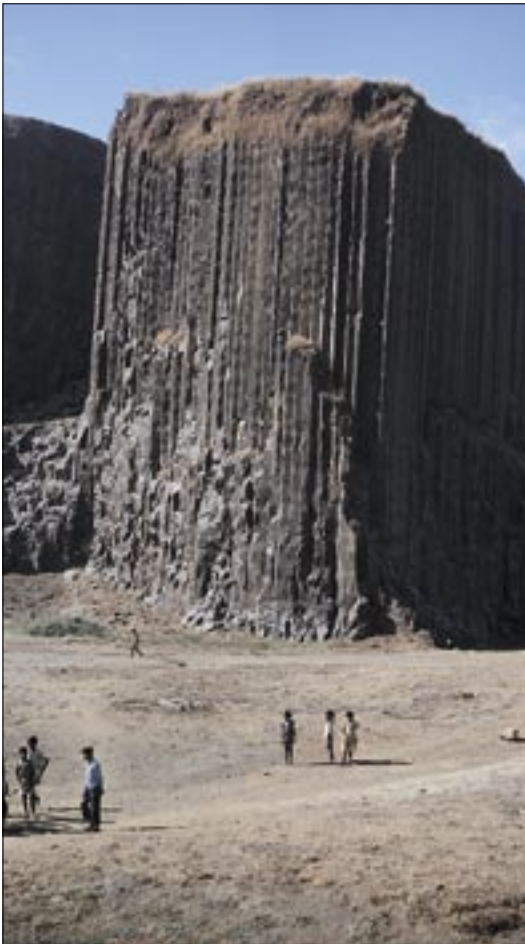
Diskordantit plutonit ovat maanpintaleikkauksessa pyöreähköjä tai soikeita.



A



B



C



D



E



F

Kuva 2.5. Vulkaanisia purkauksia ja niiden tuotteita. (A) Virtavaaa laavaa. Kitsimbanyi, Kongo (Zaire). Kuva Th. G. Sahama 1958. (B) Kaasujen aiheuttama magman purskahdus ja sen tuottamia laavaroiskeita. Kitsimbanyi, Kongo (Zaire). Kuva Th. G. Sahama 1958. (C) Pylväsrakoilu Deccanin laakiobasaltissa, Intia. Kuva Oke Vaasjoki. (D) Pylväsrakoilu laavan yläpinnalta kuvattuna, Islanti. Kääntöveitsen keltaisen kahvan pituus n. 12 cm. Kuva Yrjö Kähkönen. (E) Laavan roiskeista (tummat kappaleet) koostuva agglomeraatti, jossa mukana pari vaaleahkoa suurta fragmenttia. Santorini, Kreikka. Kynän pituus 13 cm. Kuva Yrjö Kähkönen. (F) Kuvan alaosassa tumma tuffikerros, yläosassa kerroksellista lapillituffia. Santorini, Kreikka. Kynän pituus 13 cm. Kuva Yrjö Kähkönen.

Tällainen plutoni tunnetaan nimellä *stokki*, jos sen pinta-ala on < 100 km², ja nimellä *batoliitti*, jos pinta-ala on > 100 km². Batoliitit ovat valtaosin pitkänomaisia, jopa satoja kilometrejä pitkiä ja ilmeisesti koostuvat pienemmistä granitoidisista plutoneista. Huomattavan osan plutoneista arvellaan olevan *diapiirejä*, eli ne muistuttavat muodoltaan ylösalaisin olevia nestepisaraita (niiden ”häntä” on siis alapuolella).

Pienet intruusiot ovat yleensä levymäisiä tai piippumaisia. *Juonet* ovat levymäisiä, leikkaavat ympäröivien kivien rakenteita ja ovat yleensä pystyjä. Myös *kerrosmyötäiset juonet* (engl. *sill*) ovat levymäisiä, mutta niiden rajat myötäilevät isäntäkiven kerroksellisuutta. Juonet esiintyvät yleensä *juoniparvina*, joissa juonet saattavat olla samansuuntaisia, järjestäytyä säteettäisesti, limittäin tai muodostaa kartiomaisia rakenteita.

Tulivuorityypit

Suuri osa vulkaanisten purkausten tuloksena syntyvistä kerrostumista muodostaa suhteellisen jyrkkärinteisiä kartiomaisia tulivuoria, jotka voivat olla pyroklastisesta aineksestä koostuvia *tuffikeiloja* (engl. *cinder cone*) tai vuorottelevista pyroklastisista ja laavakerroksista koostuvia *kerrostulivuoria* (engl. *stratovolcano*). Etenkin basalttiset laavat muodostavat edellisiä loivempirinteisiä *kilpitulivuoria* (engl. *shield volcano*) tai laajoja *laakiobasalttikenttiä*. Andesiittiset - ryoliittiset magmat ovat heikommin juoksevia kuin basalttiset magmat, minkä vuoksi ne basaltteja yleisemmin purkautuvat räjähtämällä ja muodostavat pyroklastisia kerrostumia. Samasta syystä niiden laavat muodostavat basalttivrtoihin verrattuna pienialaisia mutta paksuja yksiköitä; happamat laavat yleensä *laavakupoleita* (engl. *lava dome*). Etenkin ryoliittinen magma saattaa purkautua valtavana räjähdysenä, jolloin magmasäiliön katto romahtaa tyhjen-

tyneeseen säiliöön. Näin muodostuu laaja, jyrkkäseinämäinen allas eli *kaldera* (engl. *caldera*), jonka läpimitta saattaa olla yli 10 km.

Jos tietyn vulkaanisen systeemin purkauksista suuri osa keskittyy suhteellisen pienelle alueelle yhteen tai useampaan *purkauskeskukseen*, tuloksena on kartiomainen tulivuori tai kilpitulivuori. Huomattava osa etenkin basalttisista magmoista purkautuu pitkänomaisista rakosysteemeistä, ja näin syntyy varsinkin laajoja laakiobasalttien kenttiä.

Laavapatjojen muodot ja rakenteet

Laavoja ja laavakiviä syntyy magman purkautuessa suhteellisen rauhallisesti ja virratessa juoksevassa tilassa maanpintaa pitkin (*Kuva 2.5a*). Laavavirtojen koko ja muoto sekä pinnan ja sisäosien rakenteet vaihtelevat suuresti. Koska emäksiset magmat ovat happamia magmoja notkeampia, purkautuvat ne useammin laavoina kuin happamat magmat. Emäksiset laavavirrat, kuten laakio-basaltit, saattavat olla huomattavan laajoja ja virrata satoja kilometrejä purkausaukostaan. Happamat laavavirrat sen sijaan muodostavat pienialaisia ja laajuuteensa nähden paksuja muodostumia.

Laavavirtoihin syntyy erilaisia rakenteita magman notkeuden mukaan ja sen mukaan, purkautuuko magma kuivalle maalle vai veteen. Kuivan maan laavavirroista tunnetuimpia ovat *pahoehoe-* ja *aa-*laavat. Pahoehoe-laavojen pinnat ovat pehmeämuotoisia ja muistuttavat paikoin köysivyyyhteä, mutta aa-laavojen pinnat ovat epätasaisia, fragmenteista koostuvia ja vaikeakulkuisia. Erot johtuvat magman notkeuseroista, sillä pahoehoe-laavojen magma on aa-laavojen magmaa juoksevampaa.

Paksuissa ja pinta-alaltaan suurissa laakiobasalteissa on yleistä *pylväsrakoilu*. Se syntyy, kun laavavirta (sen keskiosa) jäähtyessään kutistuu ja jakautuu korkeiksi, poik-

kileikkaukseltaan usein kuusikulmaisiksi pylväiksi (*Kuvat 2.5c ja 2.5d*).

Vedenalaisissa laavapurkauksissa syntyy osin homogeenisia laavakiviä, osin *tyynylaavoja*. Tyynylaavassa kivi koostuu tyynynmuotoisista osasista eli tyynyistä. Yksittäiset tyynyt ovat läpimitaltaan tavallisimmin 10 - 50 cm. Kolmiulotteisesti tarkasteltuna tyynyt ovat putkimaisia ja siten poikkileikkauksiaan pidempiä. Tyynyt saattavat purkauksen aikana myös särkyä, jolloin muodostuu ns. *tyynybreksioita*. Osa vedenalaisista laavapurkauksista tuottaa paksuudeltaan vaihtelevia vulkaanisen lasin fragmenteista koostuvia *hyaloklastiittikerroksia*, kun purkautuva laava kutistuu ja särkyä teräväkulmaisiksi palasiksi veden äkillisen jäähdytysvaikutuksen vuoksi. Tyynylaavarakenteet saattavat säilyä deformaatiosta ja metamorfoosista huolimatta, ja niitä tunnetaan Suomenkin kallioperässä (s. 141 sekä *Kuvat 7.3a, 7.3b ja 7.5i*).

Pyroklastiset kivet

Tulivuorista purkautuu virtaavan laavan ja kaasujen lisäksi erikokoisia kiven kappaleita ja siruja kiinteinä tai sulassa tilassa (*Kuva 2.5b*). Kappaleet eli klastit (pyroklastit) jaetaan kokonsa ja muotonsa mukaan viiteen ryhmään:

- (1) *vulkaaniset pommit (muoto pyörästynyt, läpimitta yli 64 mm)*
- (2) *lohkareet (muoto kulmikas, läpimitta yli 64 mm)*
- (3) *lapillit (läpimitta 64 - 2 mm)*
- (4) *karkeat tuhkarakeet (läpimitta 2 - 0,062 mm)*
- (5) *pienet tuhkarakeet (vulkaaniset pölyrakeet) (läpimitta alle 0,062 mm).*

Pyroklastisen materiaalin eli *tefran* kovetessa syntyy (ks. myös *Kuvat 2.5e ja 2.5f*)

- (1) *vulkaanisista pommeista agglomeraattia*
- (2) *lohkareista pyroklastista breksiaa*
- (3) *lapilleista lapillituffia*
- (4) *tuhkarakeista karkeaa tai bienoa tuffia (tuhkatuffia).*

Happamasta pyroklastisesta aineksestä huomattava osa on kevyttä ja hyvin rakkulaista *hohkakiveä* (engl. *pumice*), jota muodostuu räjähdyspurkauksessa, kun magman kaasut eivät pääse poistumaan sitkaasta ryoliittisulasta. *Vulkaaninen kuona* (engl. *scoria*) on hohkakiveä raskaampaa ja sisältää vähemmän rakkuloita. Sitä muodostuu magmoista, jotka ovat ryoliittisia sulia emäksisempiä.

Pyroklastiset kerrostumat jaetaan aineksen kuljetus- ja kerrostumistavan perusteella kolmeen ryhmään. Pyroklastisia *laskeumakerroksia* (engl. *fall-out deposit*) syntyy purkausaukosta ilmaan lentäneen vulkaanisen aineksen laskeutuessa ja kerrostuessa. *Pyroklastisia virtakerrostumia* (engl. *pyroclastic flow deposit*) saadaan, kun purkauksessa särkynyt aines virtaa maanpinnan lähellä runsaasti fragmentteja sisältävänä kappaleiden ja kaasujen massana. Mikäli pyroklastista ainesta kuljettava vyöry sisältää vain vähän kiinteitä kappaleita kaasujen määrään verrattuna, kyseessä on *pyroklastinen hyökky* ja syntyvä kerrostuma on *pyroklastinen hyökkykerrostuma* (engl. *pyroclastic surge deposit*).

Jos pyroklastinen virtakerrostuma sisältää runsaasti hohkakiviä on se *ignimbriitti*, mutta se saattaa koostua myös pääasiassa lohkarista ja tuhkasta sekä toisaalta vulkaanisesta kuonasta. Ignimbriittejä syntyy valtavissa räjähdyspurkauksissa, jolloin muodostuu myös kalderoja.

Pyroklastisen kerrostuman aines saattaa olla kerrostumisen jälkeen niin kuumaa, että sen kappaleet litistyvät ja hitsautuvat

yhteen tiiviiksi kiveksi *hitsautuneeksi tuffiksi* (engl. *welded tuff*). Aiemmin katsottiin, että ignimbriitti on aina hitsautunutta, mutta nykykäsityksen mukaan ignimbriitti (jopa saman ignimbriittipatjan eri osat) voi olla hitsautunutta tai hitsautumatonta. Toisaalta esim. laskeumatuffit saattavat olla hitsautuneita vaikkakin ne yleisemmin ovat hitsautumattomia.

Pyroklastisiin kerrostumiin voi sekoitua myös *epiklastista* eli rapautumisen ja kulutuksen tuottamaa sedimenttiainesta, esimerkiksi hiekkaa tai savea. Jos sedimenttikivessä on vulkaanista ainesta 25 - 75 %, kyseessä on *tuffiitti*.

Pyroklastiset kivet ja tuffiitit muodostavat merkittävän ryhmän laavakivien ja sedimenttikivien väliin, ja niitä käsitellään usein myös sedimenttikivien yhteydessä. Suomen kallioperässä on metavulkaniittien joukossa runsaasti pyroklastisten kivien ja tuffiittien metamorfisia vastineita (esim. *Kuvat 4.16, 7.5j ja 7.8d*).

2.6. Sedimentit ja sedimenttikivet

Sedimenttejä muodostuu magmakivien, metamorfisten kivien ja sedimenttikivien rapautumistuotteista kerrostumisen tai liuoksista kemiallisen saostumisen tuloksena. Sedimenteistä syntyy sedimenttikiviä niiden kovettuessa ja kivettyessä; tätä prosessia kutsutaan *diageneesiksi*. Sedimenttikivien osuus maankuoresta on vain n. 5 tilavuusprosenttia, mutta ne peittävät 75 % maapallost.

Sedimenttikivien kolme pääryhmää, joihin kuuluu yli 95 % kaikista sedimenttikivistä, ovat (Blatt ja Tracy 1996):

- (1) *lietekivet* (eli *savikivet ja silttikivet*) (n. 65 %)
- (2) *hiekkakivet ja konglomeraatit* (vrt. *hiekkaj sora*) (20 - 25 %)
- (3) *karbonaattikivet* (10 - 15 % sedimenttikivistä)

Muita sedimenttikiviä ovat mm. haihtamalla muodostuneet evaporaatit sekä muuten kemiallisen saostumisen kautta syntyneet kivet kuten sertit eli mikrokiteiset kvartsikivet, raitaiset kvartsisaosumat, fosfaattikivet ja rautamuodostumat.

Materiaalin luonteen ja kerrostumisprosessien perusteella voidaan sedimenttikivet jakaa kolmeen ryhmään:

- (1) *klasiset* (ks. tarkemmin alla) *sedimenttikivet* (*lietekivet, hiekkakivet, konglomeraatit ja breksiat*)
- (2) *orgaaniset, biogeeniset ja biokemialliset sedimenttikivet* (osa *kalkkikivistä, kivibiili, vuoriöljy, fosfaattikerrostumat, osa serteistä*)
- (3) *kemialliset sedimenttikivet* (osa *kalkkikivistä ja serteistä, järvimalmi, rautamuodostumat, haihtamalla syntyneet evaporaatit, joita ovat mm. suolakerrostumat*).

Kivilajien päämineraaleista kvartsi ja kalimaasälpä kestävät parhaiten rapautumista ja kuljetusta. Näin ne rikastuvat varsinkin hiekkaan ja soraan. Hiekkakivien päämineraali onkin kvartsi (keskimäärin n. 65 %), maasälpä on 10 - 15 %, kivilajisiruja 15 %, savimineraaleja 5 %, karbonaatteja < 1 % ja muita mineraaleja < 1 %. Lietekivet (engl. *mudrock*) koostuvat pääasiassa savimineraaleista (60 %) ja hyvin pienikiteisestä kvartsista (30 %). Maasälpä niissä on keskimäärin 4 %, karbonaatteja 3 %. Lisäksi lietekivissä on vähän (< 3 %) kivilajisiruja sekä orgaanista ainesta ja muita mineraaleja (mm. hematitiita) (Blatt ja Tracy 1996).

Lietekivien runsaudesta seuraa, että savimineraalit ovat sedimenttikivien yleisin mineraaliryhmä, ja niitä on keskimäärin 45 % (painotettu keskiarvo). Saman laskutavan mukaan sedimenttikivissä on kvartssia

40 %, maasälpä 6 %, kivilajikappaleita 5 % ja muita mineraaleja (lähinnä karbonaatteja) yhteensä 4 %.

Klastiset sedimenttikivet

Klastiset sedimentit ja sedimenttikivet koostuvat pääasiassa vanhempien kivien ja mineraalien palasista, jotka ovat kulkeutuneet lähtöalueeltaan kerrostumispaikalle. Sedimenttikivi on rakenteeltaan klastinen, jos siinä voidaan erottaa mineraali- ja kivilajifragmentit eli *-klastit*, pienirakeinen *välimassa* (tai *matriksi*, engl. *matrix*), klastien väliset huokokset sekä näitä nuorempi *iskos* (engl. *cement*), joka liittää eli iskostaa aineksia toisiinsa. Raekooltaan sora vastaavien konglomeraattien pallojen välimassa koostuu lähinnä hiekka-aineksesta. Hiekkakivissä matriksi on olemukseltaan usein ongelmallinen; se on yleisimmin hiekkaraekoon jyvästen diogeneettisen muuttumisen tulosta, mutta siinä saattaa olla myös savimineraalien pieniä klasteja, litistyneitä ja hajonneita savikivien palasia sekä uudelleenkiteytyntä ainesta. Iskos on saostunut huokostilaan kerrostumisen jälkeen. Huokoisuus voi tuoreessa sedimentissä olla kymmeniä prosentteja, mutta sedimentin kovettuessa sedimenttikiveksi huokoisuus pienenee huomattavasti.

Klastisia sedimenttikiviä tarkastellaan ja luokitellaan raekoon, klastien mineraalikoostumuksen, raekoon vaihtelun, muodon ja pyöristyneisyyden sekä matriksin määrän perusteella. Mineraali- ja kivilajikoostumuksen perusteella arvioidaan lähtöalueen eli *provenanssin* luonnetta sekä sedimenttiaineksen rapautumisen voimakkuutta eli *mineralogista kypsyyttä*. Aines on sitä epäkypsempää mitä paremmin se vastaa lähtöainesta eli mitä heikommin se on rapautunut. Siten pelkästään kvartsiyväsisistä koostuva hiekka on hyvin kypsää. Sen sijaan jäätikön alustastaan irrottama moreeni on epäkypsää.

Sedimentin raekoon vaihtelu kertoo aineksen *lajittuneisuudesta*. Hyvin lajittuneessa sedimentissä on vallitsevana yksi raekokoluokka ja lajittumattomassa sedimentissä on tasaisesti useiden raekokoluokkien klasteja.

Rakeiden *pyöristyneisyys* kertoo klastien kuljetusmatkan pituudesta ja kuljetusmekanismeista. Virtaavan veden ja tuulen kuljettamina rakeet pyöristyvät tehokkaasti, ja rakeet ovat sitä pyöristyneempiä mitä pidempi matka on. Sen sijaan ns. massa- eli gravitaatiovirtauksissa (ks. sivu 51) rakeet saattavat kulkea pitkiäkin matkoja pyöristymättä merkittävästi.

Sedimenttien matriksin määrä, lajittuneisuus ja klastien pyöristyneisyys voidaan yhdessä esittää käsitteen *rakenteellinen kypsyyys* avulla. Rakenteellisesti epäkypsä sedimentti on huonosti lajittunutta, siinä on runsaasti matriksia ja sen klastit ovat kulmikkaita. Rakenteellisesti kypsä sedimentti on sen sijaan lajittunutta, sisältää vähän matriksia ja sen klastit ovat pyöristyneitä.

Klastiset sedimenttikivet luokitellaan keskimääräisen raekoon mukaan seuraavasti. *Hiekkakivissä* klastien koko on 2 mm - 0,062 mm. *Lietekivien* raekoko on alle 0,062 mm niin, että silttikivissä se on 0,062 - 0,004 mm ja savikivissä alle 0,004 mm. *Konglomeraatit* koostuvat lähinnä pyöristyneistä kivilajikappaleista (läpimitta yli 2 mm), joiden seassa on pienirakeisempaa ainesta. Mikäli kappaleet ovat kulmikkaita, on konglomeraattia vastaava sedimenttikivi *breksia* (tai joskus breksia-konglomeraatti).

Klastisten sedimenttikivien raekoko ilmaistaan joskus termeillä *rudiitti* (raekooltaan karkea, sora), *psammitti* (2 - 0,062 mm, hiekka) sekä *peliitti* tai *argilliitti* (savi). Näin adjektiivi peliittinen tarkoittaa savisyntyistä, ja esimerkiksi metamorfoitunutta savikiveä voidaan kutsua peliittiseksi kiilleliuskeeksi tai metapeliitiksi.

Hiekkakivet jaetaan välimassan määrän

perusteella *arenitteihin* (matriksia alle 15 %) ja *vakkoihin* (matriksia 15 - 75 %). Kvartsiareniitti on puhtain ja kypsä hiekkakivi eli se on koostumukseltaan ja rakenteeltaan homogeeninen, ja sen klastit ovat tasarakeista pyöristynyttä kvartssia. Jos areniitissa on kvartsin joukossa maasälpää, on kyseessä *subarkoosi* (maasälpää 5 - 25 %) tai *arkoosi* (maasälpää yli 25 %). Adjektiivi *liittinen* kertoo sedimenttikiven sisältävän myös kivilajiklasteja, joten liittinen areniitti on hiekkakivi, jossa kvartsin ja maasälvän lisäksi on runsaasti kivilajiklasteja.

Vakat jaetaan *grauvakkoihin* ja *kvartsi-vakkoihin*. Jälkimmäiset ovat harvinaisia ja niissä kvartssia on yli 95 % klasteista. Grauvakat ovat sen sijaan yleisiä ja ne jaetaan maasälpä- ja liittisten klastien määrien suhteiden perusteella *maasälpägrauvakkoihin* ja *liittisiin grauvakkoihin*. Koska grauvakat sisältävät enemmän pienirakeista matriksia kuin areniitit, ovat ne heikommin lajittuneita kuin areniitit. Grauvakkojen klastit ovat yleensä suhteellisen kulmikkaita. Jos klastit ovat pienirakeisten kivien, esim. savikivien tai vulkaniittien, palasia, saattaa niiden erottaminen matriksista olla työlästä.

Konglomeraatit ja breksiä jaetaan klastien määrän mukaan klastikannatteisiin ja matriksikannatteisiin. *Klastikannatteisissa* konglomeraateissa palloja on niin runsaasti, että ne koskettavat toisiaan. *Matriksikannatteisissa* konglomeraateissa klasteja sen sijaan on niin harvassa, että ne eivät ole kosketuksissa toisiinsa. Konglomeraatit ja breksiä voidaan jakaa myös *polymiktisiin* (klastit useampaa kuin yhtä kivilajia) tai *monomiktisiin* (klastit yhtä kivilajia).

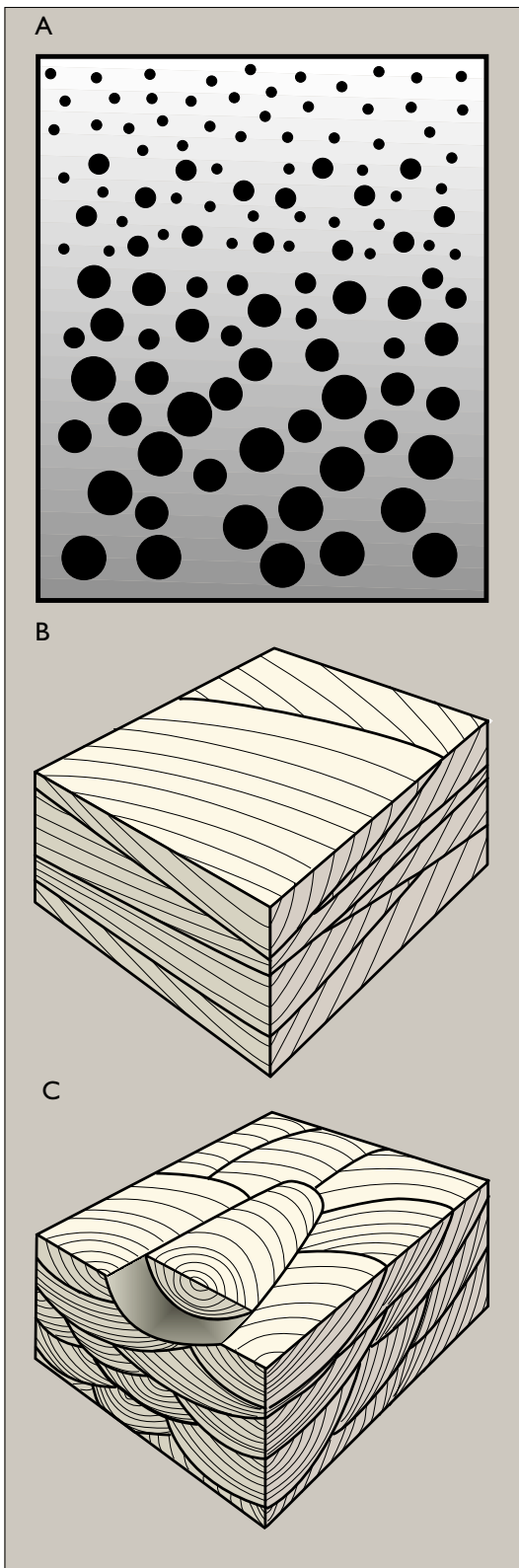
Sedimenttikivien rakenteita

Sedimenttikivien rakenteet voidaan jakaa (1) erosionaalisiin, (2) kerrostumisen aikaisiin, (3) kerrostumisen jälkeisiin sekä (4) biogeenisiin (Tucker 1991). Useat näistä piirteistä kertovat kuljetusprosesseista ja

sedimentaatioympäristöstä kuten ainesta kuljettaneen veden syvyydestä tai tuulen voimakkuudesta. Ne ovat hyvin merkittäviä myös tulkittaessa poimuttuneen kallioperän rakennetta, koska monista sedimenttikivien rakenteista voidaan päätellä *kerrosten nuorentumisen* eli *topin suunta* (engl. *younging direction of beds* tai *top of strata*). Joistakin sedimenttikivien rakenteista voidaan päätellä aineksen kuljetuksen eli *paleovirtauksen* suunta.

(1) *Erosionaalisia rakenteita* syntyy lähinnä, kun sedimenttiainesta kuljettava virta tai virran mukana kulkevat kappaleet kuluttavat tai uurtavat aiemmin muodostuneita kerroksia tai niiden pintaa. Näitä rakenteita ovat mm. *vakomerkit* (engl. *flute mark*), joita syntyy virran pohjaan kehittyvien pienten pyörteiden vuoksi, *kaiverrus-* tai *uurremerkit* (engl. *tool mark*, *groove mark*), joita syntyy virran mukana kulkevien klastien uurtaessa alustansa, sekä *eroosiokourut* ja *-kanavat* (engl. *scour* ja *channel*), joita syntyy virtauksen itsensä kuluttaessa alustansa. Eroosiokanavat saattavat olla metrejä tai kilometrejä leveitä, ja kourut ovat niitä pienempiä (ks. *Kuva 7.8f*). Vako- ja uurremerkit jäävät sedimenttikivissä näkyviin uurteiden ja vakojen täyteen eli *valoksen* (engl. *cast*) vuoksi. Niiden perusteella voidaan tehdä päätelmiä kerrosten nuorentumissuunnasta ja paleovirtauksen suunnasta.

(2) *Kerrostumisen aikaisista* sedimenttirakenteista on *kerroksellisuus* yleisin ja sen on muutenkin sedimenttikiville tyypillisin piirre. Kerroksellisuus näkyy raitaisuutena tai juovaisuutena ja johtuu lähinnä mineraalikoostumuksen, raekoon, värin ja iskoksen määrän vaihteluista. Kerroksellisissa sedimenttikivissä nähdään usein myös *kerrallinen rakenne* (engl. *graded bedding*), jossa raekoko pienenee yksittäisessä kerroksessa kerroksen yläosaa kohti (*Kuvat 2.6a* ja *2.7a*). Se on yleinen piirre etenkin ns. turbidiittisissa sedimenttikivissä (ks. s. 51) ja sitä voidaan käyttää kerrosten nuorentu-



missuunnan määrittämiseen.

Kerrostumisen aikana hiekkakerrosten tai karkearakeisten silttikerrosten yläpinnoille saattaa muodostua aaltomaisia rakenteita. Jos rakenne on pienipiirteinen (alle 4 cm korkea ja aallonpituus alle 0,6 m), kyseessä on *kare* (engl. *ripple*). Tätä suuremmat hiekkojen aaltomaiset rakenteet ovat *dyynejä* (engl. *dune*) tai *hiekkaaaltoja* (engl. *sand wave*). Mikäli kareet syntyvät edestakaisin liikkuvien, oskilloivien aaltojen toiminnan tuloksena, voidaan niitä kutsua *aaltokareiksi* (engl. *wave ripple*) tai *aallonmerkeiksi* (engl. *wave mark*, Kuva 2.7b). Yksisuuntainen virtaus puolestaan tuottaa *virtakareita* (engl. *current ripple*).

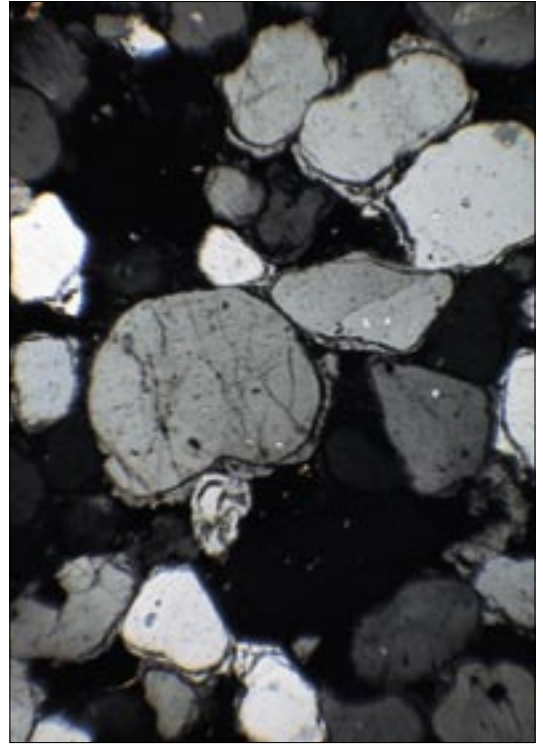
Kun kareet ja dyynit vaeltavat alavirtaan toistensa päälle, saattaa alle jäävistä aaltomaisista rakenteista leikkaantua osia pois. Tällöin muodostuu *ristikerroksellisuutta* (engl. *cross bedding*) (Kuvat 2.6b ja 2.6c sekä esim. kirjan kansikuva ja Kuvat 5.11 ja 7.3f), tai kattavammin ilmaistuna *rististratifiikaatiota* (engl. *cross stratification*) (Laajoki 1997). Mikäli tämä rakenne on pienimuotoista ja kareista muodostunutta, on kyseessä *ristilaminaatio* (engl. *cross lamination*). Suurempimuotoiset piirteet ovat muodostuneet dyyneistä, ja ne ovat varsinaista ristikerroksellisuutta.

Ristikerroksellisuutta (-stratifiikaatiota) on kahta päätyyppiä; *tasoristikerroksellisuutta*

Kuva 2.6. Sedimenttikivien rakenteita. (A) Kerrallisuus. Yksittäinen kerros, jossa raekoko pienenee yläosaa kohti. (B) Tasoristikerroksellisuus. Jokainen paksujen viivojen rajaama ristikerrosyksikkö eli setti (engl. *set*) koostuu yksikön sisäisistä vinossa olevista ns. edussetien laminoista (engl. *foreset laminae*). Tasoristikerroksellisuudessa settien paksuilla viivoilla esitetyt rajapinnat ovat tasomaisia. (C) Kaukaloristikerroksellisuus. Tässä tapauksessa settien rajapinnat ovat kaukalomaisia. Reineckia ja Singhiä (1975) mukaillen.



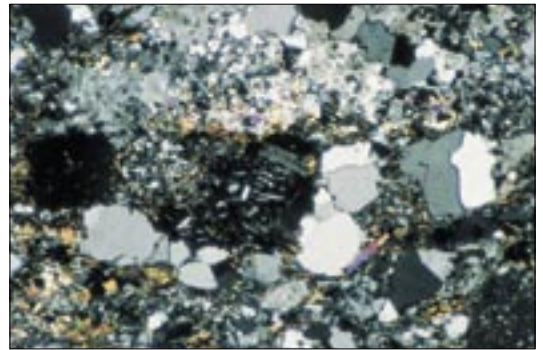
A



C



B



D

Kuva 2.7. Sedimenttikivien rakenteita. (A) Kerroksellinen ja samalla kerrallinen rakenne hiekan ja tulivuoren tuhkan seoksena syntyneessä tuffiitissa (ks. s. 45 ja Luku 5 s. 153). Peräpohjan liuskealue, Kemi. Kuvan pitkä sivu luonnossa n. 10 cm. Kuva Helsingin yliopiston kivimuseon kokoelmista. (B) Aallonmerkkejä Satakunnan hiekkakivessä (ks. Luku 11). Kuvan pitkä sivu luonnossa n. 45 cm. Kuva Martti Lehtinen. (C) Klastinen rakenne, klastit hyvin pyöristyneitä kvartsirakeita. Kambrikautinen hiekkakivi, Ahvenanmaa. Ohuthieestä otettu mikroskooppikuva. Kuvan pitkä sivu luonnossa n. 2,5 mm. Kuva Helsingin yliopiston geologian laitoksen kokoelmista. (D) Klastinen rakenne metagrauvakassa. Kuvan keskellä tumma basalttinen klasti ja sen yläpuolella pienirakeinen kvartsi-maasälpäliuskeen klasti. Alasenlahti, Tampere. Ohuthieestä otettu mikroskooppikuva. Kuvan pitkä sivu luonnossa n. 1,8 mm. Kuva Yrjö Kähkönen.

ja *kaukaloeristikerroksellisuutta* (Kuva 2.6). Vinossa olevien ristikerrosyksiköiden eli *settien* korkeus voi vaihdella muutamasta millimetristä kymmeneen metriin. Ristikerroksellisuudesta voidaan päätellä kerrosten nuorentumissuunta, kaukaloeristikerroksellisuudesta myös *paleovirtauksen* suunta.

(3) *Kerrostumisen jälkeisiä* sedimenttirakenteita ovat mm. *sadepisaroiden jäljet*, *kuivumisraot* (Kuva 11.2) ja *kuormitusvalokset* (engl. *load cast*). Viimeksimainitut ovat hiekkakivikerroksen alareunan pullistumia (Kuva 7.5c). Niitä syntyy esim. grauvalkatjan kerrostuessa löysähkön siltti- tai savikerroksen päälle, jolloin hiekkakerroksesta vajoaa pussimaisia ulokkeita allaolevaan lietesedimenttiin. Kuivumisrakojen ja kuormitusrakenteiden hahmot jäävät sedimenttikivissä näkyviin niiden täytteen vuoksi, ja niidenkin avulla voidaan tehdä päätelmiä poimuttuneiden kerrosten nuorentumissuunnasta.

Kerrostumisen aikaisiin sedimenttirakenteisiin voidaan lukea myös kemiallisesti saostuneiden kalkkikivien ja rautamuodostumien *ooliittinen* rakenne, jonka muodostavat sedimenttikivessä olevat, halkaisijaltaan alle 20 mm:n mittaiset, usein kehärakenteiset palloset eli *ooliitit*. Ooliitteja syntyy matalan veden ympäristössä.

Kerrostumisen jälkeen diageeneesin yhteydessä syntyy, lähinnä hiekkaisiin ja silttisiin sedimenttikiviin, *konkreetioita*. Nämä ovat pallomaisia tai ellipsoidimaisia rakenteita, joiden kohdalla sedimenttikivi on yleensä ympäristöään kovempaa. Ne saattavat vaihdella läpimitaltaan muutamasta senttimetrillä muutamaan metriin.

(4) *Biogeenisillä* sedimenttirakenteilla ei prekambriessa kallioperässä ole yleensä juurikaan merkitystä. Lautaspinkkoja, kupoleita tai pylväitä muistuttavia *stromatoliittirakenteita* on kuitenkin tunnistettu Suomenkin kallioperässä (Kuva 5.8). Niitä kerrostuu leväyhdyksentien vaikutuksesta matalassa vedessä.

Sedimentaatioprosessit

Sedimentaatio on aineksen kulutusta, kuljetusta ja kerrostumista (Uusinoka 1981, Tucker 1991). *Kulutusprosesseja* ovat rapautuminen ja eroosio. *Rapautumisessa* kiinteä, muuttumaton mineraali tai kivi muuttuu irttonaiseksi ainekseksi maanpinnalla tai sen välittömässä läheisyydessä. Kivimassa pysyy rapautuessaan paikallaan, mutta siitä saattaa poistua tai siihen saattaa tulla mineraaleja ja alkuaineita. Rapautumisprosessit voivat olla mekaanisia (fysikaalisia), kemiallisia tai biologisia. *Eroosiossa* juokseva vesi, tuuli, aallot, merivirrat, vuorovesi, painovoima, jäätiköt, pohjavesi ja jopa sadepisarot tempaavat mukaansa maan pintaosien ainesta. Sedimenttiaines kuluu myös kuljetuksen aikana rakeiden pyöriessä ja törmäillessä toisiinsa ja alustansa.

Mekaanisessa rapautumisessa kivi rikkoutuu mekaanisesti, eikä sen mineraalitaikemiallinen koostumus juurikaan muutu. *Lämpörapautumisessa* kiviaines lämpötilan suurten päivittäisten vaihteluiden vuoksi (etenkin aavikoilla kuumat päivät ja kylmät yöt vuorottelevat) toistuvasti laajenee ja kutistuu ja lopulta särkyy. *Pakkasrapautumisessa* kiven huokosissa ja halkeamissa oleva vesi jäätyy ja laajentuessaan rikkoo kiveä.

Kemiallisessa rapautumisessa liuottavat kallio- tai maaperässä vaeltavat vesiliuokset kiinteää ainesta. Kemiallinen rapautuminen tapahtuu sitä nopeammin mitä pienirakeisemmaksi aines on mekaanisesti rapautunut ja mitä lämpimämpi ja kosteampi ilmasto on. Myös kallioperän topografia vaikuttaa rapautumisen tehokkuuteen; mitä voimakkaampi korkokuva on, sitä vähemmän kemiallinen rapautuminen ehtii vaikuttaa kallioperästä irtoaviin aineksiin.

Kvartsi kestää paremmin rapautumista kuin maasälvät, jotka puolestaan ovat kestävämpiä kuin tummat, rautaa ja magnesiumia sisältävät mineraalit. Oliiviini rapautuu herkemmin kuin pyrokseenit ja amfibolit (rapautumisherkkyyden suuruus on siis käänteinen

kiteytymisjärjestykselle). Maasälviissä kalsiumista rikas plagioklaasi on herkempi rapautumaan kuin natriumista ja kaliumista rikkaat maasälvät. Näistä syistä graniitit kestävätkin rapautumista paremmin kuin emäksiset ja ultraemäksiset kivet. Kalkkikivet puolestaan rapautuvat huomattavasti herkemmin kuin silikaattimineraaleista koostuvat kivet.

Mineraalijyväten ja kivipalasten *kuljetus* alkaa, kun ne irtoavat kalliosta tai aiemmin kerrostuneesta irtaimesta aineksestä. Kuljettavina tekijöinä ovat ennenkaikkea vesi, ilma, jää ja painovoima.

Merkittävin sedimenttiainesta kuljettava tekijä on *juokseva vesi*, joka kuljettaa ainesta sadevesien pintavalumana, joki- ja rannikkovirtauksina sekä merivirtoina. Juoksevassa vedessä aines kulkeutuu *täysin liuenneena* tai *liettyneinä hiukkasina* (eli suspensiona) tai *pohjakuormana* (pohjaa myöten pyörimällä, liukumalla ja pomppimalla). Koska karkeampi aine kerrostuu virtauksen heiketessä aiemmin kuin pienempirakeinen aine, aiheuttaa virtaava vesi aineksen lajittumista. Juokseva vesi pyöristää jyväsä ja mukuloita tehokkaasti, minkä vuoksi pitkät kuljetusmatkat pyrkivät lisäämään klastien pyörityneisyyttä. Juoksevan veden kerrostamisissa hiekoissa esiintyy yleisesti ristikerroksellisuutta.

Massaliikuntoja voi tapahtua sekä mantereilla että merissä, jos rinteet ovat riittävän jyrkkiä. Massaliikunnoissa sedimenttiaines kulkeutuu painovoiman vaikutuksesta, ja klastit törmäilevät tiuhaan toisiinsa. Jos massaliikunnossa on mukana vettä, se kulkeutuu sedimenttiaineksen mukana päinvastoin kuin virtaavassa vedessä, jossa vesi kuljettaa ainesta. Massaliikuntoja tapahtuu esim. maanjäristysten vaikutuksesta tai kun rinne on kasvanut liian jyrkäksi sedimentaation aiheuttaman ylikuormituksen vuoksi. Kuivan maan massaliikuntoja ovat erilaiset rinteillä tapahtuvat maanvieremät ja -vyörymät sekä mutavyöryt.

Vedenalaisissa massaliikunnoissa kiviain-

nes saattaa pudota vapaasti jyrkännettä pitkin tai osin lujittunut aines liukua yhtenäisenä massana alaspäin. Merkityksellisimpiä ovat *massa-* eli *gravitaatiovirtaukset*, joissa sedimenttiaineksestä ja vedestä koostuvan suspension virratessa sen sisäinen rakenne muuttuu koko ajan.

Massavirtauksia erotetaan neljää tyyppiä. *Sameus-* eli *turbidiittivirtauksissa* ainesta kannattavana mekanismina on nesteen pyörrevirtaus eli turbulenssi. Niistä kerrostuu ns. *turbidiitteja*, joiden hiekat ovat heikosti lajittuneita grauvakkoja ja joiden ristikerroksellisuus on pienimuotoista ristilaminaatiota. *Irtaimen aineksen virtauksessa* (engl. *debris flow*) tai mutavirtauksissa (engl. *mud flow*) yksittäiset rakeet kulkeutuvat lietteessä, joka voi kannattaa suuriakin lohkarkeitä. *Raevirtauksessa* (engl. *grain flow*) rakeet liikkuvat toisiinsa törmäillen. *Fluidisoituneissa virtauksissa* rakeet liikkuvat vapautuvan huokosveden kannattamina.

Tuulen kuljettama eli *eolinen* sedimenttiaines liikkuu pyörteisesti virtaavan ilman mukana. Tuuli kuljettaa hienot ainekset pölynä, kun taas karkeimmat rakeet liikkuvat pomppien ja pyörien alustaa myöten pohjakuormana. Kuljettamiensa hiekanjyväten vuoksi tuuli on merkittävä kallioperäkin kuluttava tekijä. Eoliset hiekat ovat hyvin lajittuneita, ja niiden rakeet ovat hyvin pyörityneitä. Tuulihiekkojen muodostamisissa hiekkadyneissä saattavat ristikerrosyksiköt olla kymmeniä metrejä paksuja.

Rantavoimista tyrskyt aiheuttavat rantakerrosten jatkuvaa eroosiota ja ne myös siirtävät ainesta paikasta toiseen. Matalassa meressä saattaa sedimenttiaines kulkeutua huomattavia matkoja myrskyjen vuoksi.

Sedimentaatioympäristöt

Sedimentaatioympäristöt voidaan jakaa karkeasti mantereisiin, rannikoiden ja merellisiin ympäristöihin (*Kuva 2.8*). Mantereisia

sedimentaatioympäristöjä ovat joet, järvet, jäätiköt ja tuuliset autiomaat. Rannikoiden sedimentaatioympäristöihin kuuluvat mm. deltat, vuorovesitasanteet, rannikkolahdet, laguunit ja hiekkarannat. Merellisiä sedimentaatioympäristöjä ovat matalat meret (veden syvyys 10 - 200 metriä), mannerrinteet (veden syvyys 0,2 - 2 km) ja merten syvät osat (veden syvyys yli 2 km).

Tietyn alueen sedimentaatioympäristöt saattavat vaihdella ajan mukana ja nämä muutokset tulevat näkyviin sedimenttien muodostamisessa kerrossarjoissa eli *seurannoissa*. Toistensa päälle kerrostuneiden sedimenttien raekokojakauman muutosten perusteella voidaan seurata mm. muinaisia vedenpinnan korkeuden vaihteluja. Savet kerrostuvat syvempään veteen kuin samanaikaisesti kerrostuvat hiekat, minkä vuoksi vedenpinnan kohotessa kerrostuu esim. aiemmin kerrostuneiden matalan veden hiekkojen päälle syvemmän veden savia. Seuraamalla tietyn seurannon sedimenttien vallitsevan raekokoluokan vaihteluja voidaan tunnistaa transgressiivisiä ja regressiivisiä kerrossarjoja. Edellisiä syntyy *transgression* aikana eli meren vallatessa maata ja jälkimmäisiä *regression* aikana eli kun rantaviiva vaeltaa merelle päin. Vedenpinnan korkeuden vaihtelut voivat johtua maankuoren pystyliikunnoista kuten vuorijonon kohoamisesta, merenpohjan vajoamisesta tai mantereiden vajoamisesta, ja toisaalta syynä voivat olla maapallonlaajuiset ilmaston muutoksiin liittyvät tekijät kuten kasvihuoneilmiö tai jääkausi.

Seurannoista voidaan nähdä myös litosfäärin laattojen, ja samalla mannerten, muinaisia liikuntoja. Hyvän esimerkin tarjoavat Suomen kalliooperästä karjalaisten liuskealueiden kerrossarjat (Luku 6), joissa jäätikkösedimentit vaihtuvat trooppisissa oloissa rapautuneisiin kerrostumiin.

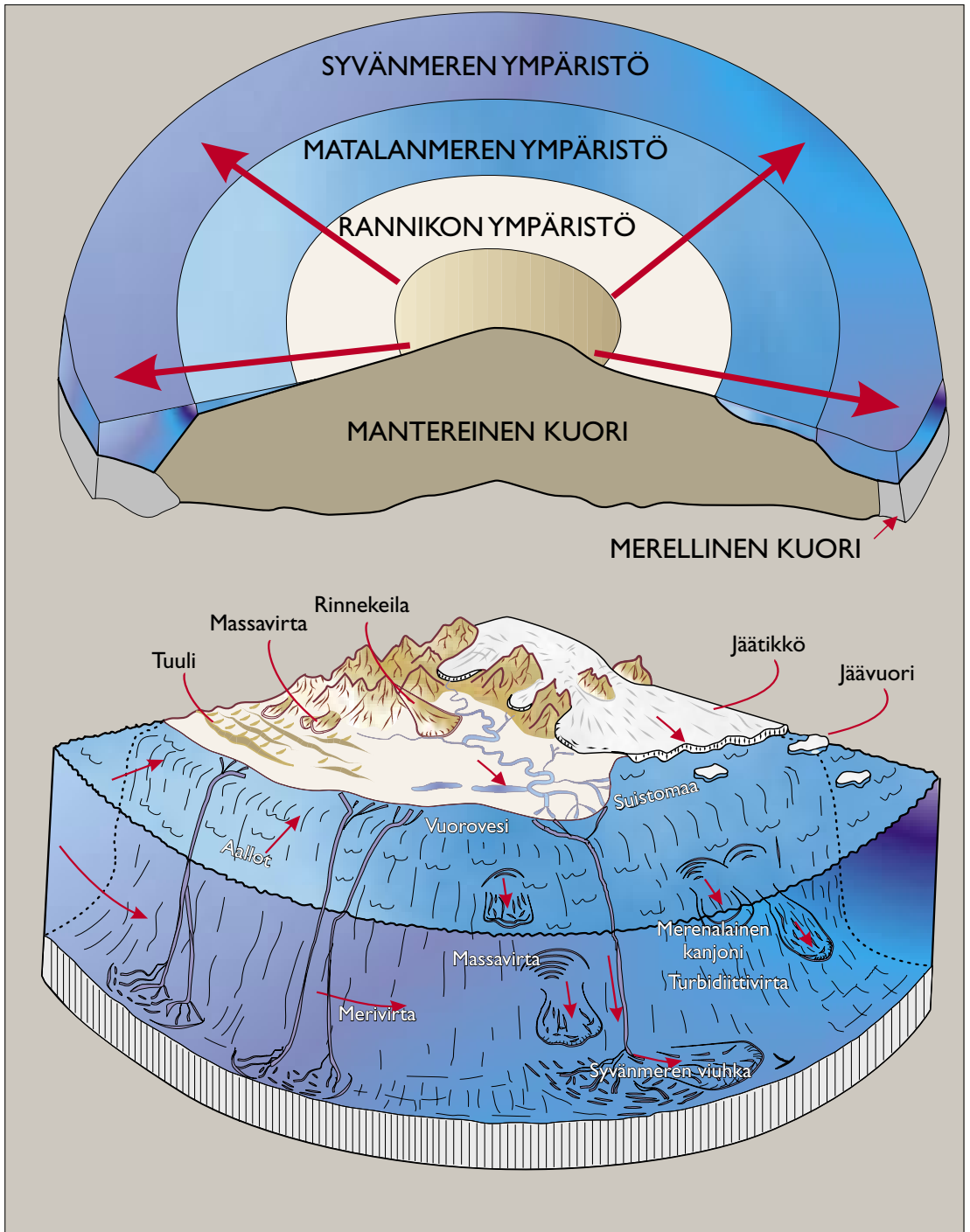
Mantereiset kerrostumisympäristöt

Joki eli *fluviaaliset kerrostumisympäristöt* ovat monimutkaisia virtaavan veden systeemejä, joissa vaikuttavat aineksen kulutus, kuljetus ja kerrostuminen. Kerrostumat vaihtelevat konglomeraateista hiekkoihin ja saviin. Jokiuomien sedimentit ovat yleensä kohtalaisesti tai hyvin lajittuneita hiekkoja ja soria. Rantapengerten kerrostumat ovat kohtuullisen lajittunutta hienoa hiekkaa tai silttiä, ja niiden ulkopuolelle tulvatasangoille kerrostuu heikosti lajittuneita silttejä ja savia.

Jokiympäristöjen alaryhmiä ovat rinnekeilat, palmikkojoet sekä meanderoivat joet. *Rinnekeiloja* (engl. *alluvial fan*) syntyy paikoissa, missä vuoristosta tai ylämaalta juokseva virta saapuu tasangolle. Tällöin virta leviää viuhkaksi, ja sen kuljettamat ainekset keilan yläosissa (sora ja hiekka) kerrostuvat kasaumaksi, jonka yläpinta muistuttaa kartion segmenttiä. Osa rinnekeilojen aineksista kerrostuu kuivan maan mutavyöryistä, jotka saattavat kuljettaa jopa lohkareita. *Palmikkok jokien* (engl. *braided river*) pääuoma jakaantuu lukuisiin sivu-uomiin, jotka muuttavat paikkaansa jatkuvasti sekä yhtyvät ja erkanevat alituisesti. Siksi tässä ympäristössä pitkittäisiä hiekkasaarekkeitä syntyy ja katoaa yhtenä. *Meanderoivat joet* mutkittavat voimakkaasti, ja niiden uomat muuttavat paikkaansa jatkuvasti.

Järviympäristössä sedimentaatio tapahtuu yleensä verraten rauhallisissa oloissa. Siksi juoksevan veden, tuulen, myrskyjen ja vuoroveden vaikutukset ovat heikkoja ja uudelleenkerrostuminen vähäistä. Järvi-kerrostumat vaihtelevat rantakivikoista ja -hiekoista järven keskellä kerrostuviin saviin, jotka saattavat paikoin olla karbonaateista rikkaita. Pienirakeiset sedimentit ovat vallitsevia, ja niiden kerroksellisuus on yleensä hienopiirteistä. Rantojen hiekat ovat yleensä hyvin lajittuneita.

Eolisessa ympäristössä tuulten kuljettama aines on hyvin lajittunutta hiekkaa ja



Kuva 2.8. Kaavamainen esitys tärkeimmistä sedimentaatioympäristöistä, sedimentaatioissa vaikuttavista tekijöistä ja sedimenttien kuljetusväylistä. Allenia (1984) mukaillen.

pölyä. Eoliset hiekat kasaantuvat lentohiekkakerrostumiksi kuten dyyneiksi ja näiden muodostamiksi dyynikentiksi. Dyynien välisillä alueilla saattaa kuivissa oloissa kerrostua hiekkaa ja kosteissa oloissa silttejä, savia ja evaporaattisedimenttejä (esim. suoloja ja sulfaatteja). Eolinen silttiaines kulkeutuu pölynä laajalle alueelle ja muodostaa paksujakin *lössikerrostumia*, jotka ovat herkkiä eroosiolle.

Jäätikköympäristössä sedimentit kulkeutuvat jäätikön alla, sisällä ja päällä. Ne voivat kerrostua jäätikön alle, eteen ja veteen kauaksi ulapalle sekä tuulten kuljettamana lössinä jäätikön eteen kuivalle maalle. Jäätikön alle muodostuu pohjamoreeneja, joiden aines on lajittumatonta tai hyvin heikosti lajittunutta ja sisältää runsaasti lohkareita ja mukuloita hiekka- ja saviaineksen ohella. Moreenia kasautuu myös selänneiksi paikallaan pysyvän jäätikön reunalle.

Jäätikön sulamisvesiuomiin ja jäätikön edustalle muodostuu virtaavan veden kuljettamasta sorasta ja hiekasta glasifluvialisia harjuja ja deltoja, joiden aines on lajittunutta. Ulommaksi, syvemmän veden alueelle sedimentoituu kerroksellisia ja osin kerrallisia silttejä ja savia. Pienirakeisten jäätikkösyntyisten sedimenttien joukkoon saattaa sulavista jäävuorista putoilla yksittäisiä mukuloita tai lohkareita eli *vajokiviä* (engl. *dropstone*). Ne ovat, yhdessä moreenin kaltaisten kivien (*tilliittien* tai *diamiktiittien*) kanssa, muinaisten jäätikkösyntyisten kerrostumien oiva tuntomerkki.

Rannikoiden kerrostumisympäristöt

Rannikoiden kerrostumisympäristöt jaetaan deltoihin sekä deltojen välisiin rantavyöhykkeisiin. *Delta* eli *suistomaa* on meren (tai järven) rannan sedimenttikasaumasta koostuva ulkonema, joka muodostuu altaaseen kulkeutuneesta ja kerrostuneesta aineksesta ja jatkuu veden pinnan alapuolelle. Suistomaa syntyy, kun virtaus seisovaan

veteen tullessaan hidastuu, jolloin karkearakeiset ainekset kerrostuvat joen suuhun ja pienirakeisemmat syvempään veteen.

Deltassa on ylimpänä osana deltatasanne. Sitä luonnehtivat joen suuhaarat, joiden välissä on mm. tulvatasankoja, lahtia, järviä, vuorovesitasanteita, soita ja suolatasanteita. Uomiin kerrostuu hiekkoja, mutta uomien välissä kerrostuva aines on pienirakeisempää. Valtaosa suuhaaroista tulevasta aineksesta laskeutuu deltan reunalle, mutta saviaines kulkeutuu syvemmälle. Varsinkin tuuli, myrskyt ja vuorovesi pyrkivät kuluttamaan, levittämään ja uudelleenkerrostamaan deltan sedimenttejä.

Deltojen välisten rantavyöhykkeiden sedimentaatioympäristöjä ovat mm. hiekkarannat, suppilolahdet, laguunit, vuorovesitasanteet, rannikon suuntaiset särkkäsaaret sekä särkkäsaarien väliset vuorovesikanavat. Rantavyöhykkeissä vesi on niin matalaa (alle 10 metriä), että aaltojen toiminta vaikuttaa veden pohjaan saakka.

Rantavyöhykkeiden sedimentit ovat valtaosin hiekkoja, silttejä ja savia. Mikäli ilmasto on kuiva, syntyy haihtumisen seurauksena myös evaporaatteja. Yleisimpiä sedimenttejä ovat hiekkarantojen ja särkkäsaarten hiekat, laguunien siltit sekä vuorovesitasanteiden hiekat, siltit ja savet. Rannikoille kerrostuvat hiekat ovat koostumukseltaan kohtalaisen kypsiä tai kypsiä; rantaviivalla kerrostuu hyvinkin kypsiä kvartsiareniiitteja. Vuorovesitasanteilla syntyy ns. *kalanruotoristikerroksellisuutta*, joka osoittaa virtausten suuntautuneen vuorotellen rannalle ja vuorotellen merelle. Ajoittaisen kuivumisen seurauksena vuorovesitasanteiden pienirakeisissa sedimenteissä esiintyy myös kuivumisrakoja (*Kuva 11.2d*). Stromatoliittikalkkikiviä (s. 50) muodostuu leväyhdyksien vaikutuksesta lähinnä vuorovesiympäristössä, mutta niitä saattaa muodostua myös matalanmeren ympäristössä.

Merelliset kerrostumisympäristöt

Matalanmeren kerrostumisympäristöt rajautuvat avomerren puolella mannerrinteeseen. Matalia meriä on sekä kapeilla mannerjalustoilla sekä mantereen osin ympäröimillä suhteellisen matalan veden alueilla. Edelliset ovat pituuteensa nähden kapeita ja ne tunnetaan *perikontinentaalisina* merinä; nykyisiä esimerkkejä ovat Pohjois-Amerikan itärannikko ja Afrikan rannikot. Mantereen osin ympäröimät matalat meret ovat *epikontinentaalisia* meriä, ja niistä ovat esimerkkejä Pohjanmeri ja Pohjois-Amerikan pohjoispuoleinen merialue. Matalat meret ovat muinoin peittäneet suuria osia mantereista. Matalanmeren kerrostumisympäristöt jaetaan *silikoklastisiin* (silikaattikivistä peräisin olevat jyväset vallitsevat) ja *karbonaattivaltaisiin* (karbonaattijyväset vallitsevat) ympäristöihin.

Matalanmeren silikoklastiset kerrostumat ovat hiekkvoja, silttejä ja savia. Niiden aineksesta suuri osa on kerrostunut muinaisina matalamman merenpinnan aikoina rannikko-, joki- ja jäätikköympäristöissä, ja nykyisin vuorovesivirtaukset sekä tuulten ja myrskyjen toiminta muokkaavat niitä edelleen. Siten syntyy laaja-alaisia, usein pitkänomaisia hiekkakasauksia sekä niiden välisiin syvänteisiin siltti- ja savikerrostumia. Erilaiset ristikerroksellisuudet ovat hiekkakasauksissa yleisiä. Hiekat ovat mineraalikoostumukseltaan kohtalaisen kypsiä, yleensä kvartsiarenittejä.

Matalanmeren karbonaattitasanteet (engl. *carbonate platform*) ovat matalassa meressä ja lämpimässä ilmastossa muodostuneita paksuja ja laajoja kalkkikivikerrostumia, joiden aines on pääosin biogeenistä. Sedimentit koostuvat lähinnä eliöiden tukirankojen pirstaleista, jotka raekooltaan vastaavat hiekkaa, mutta sekaan kerrostuu myös karbonaattilietettä. Karkeampirakeisia kerroksia esiintyy koralli- ja leväriuttojen lähellä sekä siellä missä virtaukset ovat voimakkaita. Karbonaattitasanteilla saattaa

esiintyä myös evaporaatteja.

Mannerrinteillä ja niitä reunustavissa syvän meren osissa sedimentaatiota hallitsevat vedenalaiset massa- eli gravitaatiovirtaukset. Näistä merkittävimpiä ovat *sameusvirtaukset*, joista kerrostuvat *turbidiittit* muodostavat laajoja vedenalaisia viuhkoja. Yläosissaan sameusvirtaukset kuluttavat mannerrinteeseen merenalaisia kanjoneita ja uomia, ja rinteen loivetessa ne leviävät viuhkamaisesti. Konglomeraatteja grauvakkavälikerroksineen kerrostuu lähinnä kanjonien yläosiin, turbidiittiviuhkojen keskiosia luonnehtivat kerralliset grauvakat ja niiden pienirakeiset välikerrokset, ja viuhkan uloimmalle osalle sekä viuhkojen välisille alueille kerrostuu silttejä ja savia. Turbidiittisedimentit ovat yleensä heikosti lajittuneita ja epäkypsiä.

Keskirakeisista hiekka- ja lietekivistä koostuvissa turbidiiteissa esiintyy ns. *Bouma-sarja*. Siinä on alimpana massiivista tai kerrallista grauvakkaa, jonka päällä on ohutkerroksellista (laminaarista) pienirakeista grauvakkaa (kuva s. 197). Kolmantena osana on silttikiveä, jossa näkyy pienimuotoista ristikerroksellisuutta. Ylimpänä on hyvin ohutkerroksellista siltti- ja savikiveä, joka sekini on vielä kerrostunut turbidiittivyörystä. Täydellinen Bouma-sarja on harvinainen.

Syvänmeren sedimentit ovat pienirakeisia, peittävät laajoja alueita ja niitä syntyy erilaisten prosessien tuloksena sekalaisista aineksista. Osa muodostuu ulapan pintavesien mikro-organismien jätteiden ja jäänteiden laskeutuessa meren pohjaan *pelaagisena lietteenä* (engl. *ooze*). Osa on savia, joiden materiaali on kulkeutunut mantereilta kauas ulapalle tuulen, pohjavirtojen, turbidiittivirtojen ja jäävuorten mukana. Siellä täällä voidaan havaita myös tulivuorten tuhkapilvistä laskeutunutta ainesta. Meren pohjalle saostuu myös metalleista, kuten mangaanista ja raudasta, rikkaita palloeroita eli *noduleja*. Tuliperäisillä alueilla esiintyvistä *mustista savuttajista* (engl.

black smoker) saostuu meren pohjaan mm. runsaasti kuparia, sinkkiä ja rikkiä sisältäviä kasautumia.

2.7. Metamorfishet kivet

Geologisena terminä metamorfoosi tarkoittaa sananmukaisesti kiven muodonmuutosta. Käsite on kuitenkin paljon laajempi, sillä tapahtumassa muuttuu kiven rakenteen ja raekoon ohella yleensä myös mineraalikoostumus. *Metamorfoosi* on

Pääosin kiinteässä tilassa tapahtuva kiven mineraalien tai rakenteen tai molempien muuttuminen vastaamaan uusia fysikaalisia ja kemiallisia olosuhteita, jotka poikkeavat kiven synty- tai kerrostumisajankohdasta vallinneista olosuhteista. Metamorfoosiin ei kuitenkaan lueta rapautumista eikä sedimenttien (maalajien) kovettumista sedimenttikiviksi eli diageneesia.

Metamorfoosiin voi joutua mukaan mikä tahansa kivi, sedimenttikivien lisäksi magma-kivet ja vanhat metamorfishet kivetkin.

Kohonneessa paineessa ja lämpötilassa monet sedimenttikivien mineraalit (esim. savimineraalit) käyvät pysymättömiksi: ne hajoavat tai reagoivat keskenään ja pyrkivät muodostamaan uusia olosuhteita vastaavan energisesti tasapainoisen mineraaliseuruen eli *mineraaliparageneesin*. Tällöin kiven kemiallinen koostumus ei muutu, mutta mineraalikoostumus muuttuu. Samalla voi raekoko kasvaa. Näin savikivestä tulee saviliuske, fylliitti tai, paineen ja lämpötilan kohotessa edelleen, kiilleliuske ja lopulta gneissi. Vastaavasti basaltista tai gabrosta voi

tulla vihreäkivi tai voimakkaammassa metamorfoosissa (eli korkeammassa paineessa ja/tai lämpötilassa) amfiboliitti ja hyvin korkeassa paineessa eklogiitti, joka koostuu korkean paineen granaatista (almandiini-pyrooppi) ja omfasiitista (alumiinipitoinen alkalipyrokseeni).

On myös tapauksia, joissa kiven mineraalikoostumus ei metamorfoosissa juurikaan muutu, mutta rakenne muuttuu. Näin käy kun graniitista syntyy gneissi, kalkkikivestä tulee marmoria tai hiekkakivestä kvartsiittia.

Metamorfoosin lajit ja prosessit

Geologisen ympäristön ja prosessin esiintymisalueen laajuuden mukaan voidaan puhua *paikallisesta* metamorfoosista ja alueellisesta eli *aluemetamorfoosista*. Paikallisen metamorfoosin lajeja ovat

- (1) *kontaktimetamorfoosi, joka on usein lämpömetamorfoosia*
- (2) *kataklastinen, kiven murtumiseen ja muovautumiseen liittyvä metamorfoosi, jota esiintyy mm. siirroksissa*
- (3) *shokki- tai impaktimetamorfoosi, joka liittyy meteoriittitörmäyskraatereihin.*

Kontaktimetamorfoosia tapahtuu kohoavan lämpötilan vaikutuksesta kivissä, jotka rajoittuvat kuumiin magmaintruusioihin. Koska lämpötila laskee intruusion ympäristössä ulospäin, syntyy intruusion ympärille mineraalikoostumukseltaan erilaisten metamorfishen kivilajien vyöhykkeitä. Näistä kivistä puuttuu usein *liuskeisuus*. Ne ovat yleensä pienirakeisia ja niitä kutsutaan hornfelseiksi, karkearakeisempina granofelseiksi.

Kataklastinen metamorfoosi rajoittuu siirropintojen läheisyyteen ja sitä tapahtuu

suhteellisen lähellä maanpintaa. Mekaaninen hankautuminen ja murskaautuminen muuttavat kiven asun, jolloin tuloksena on kataklastisia kiviä kuten *siirrosbreksioita* tai pienirakeisia *siirrossöyryjä* (engl. *fault gouge*). Kataklastiseen metamorfoosiin liittyy vain vähäistä lämpötilan kohoamista, eikä kemiallisia reaktioita mineraalien kesken juurikaan tapahdu. Sen sijaan myöhemmät sekundääriset muutokset, kuten kloriittiutumisen ja epidoottiutumisen, ovat yleisiä.

Jos kivi käyttäytyy liikunnoissa muovautuvasti (kyseessä on tällöin hiertovyöhyke eikä siirros, s. 71), syntyy voimakkaasti suuntautuneita, pienirakeisia *myloniittisia kiviä* (Kuva 2.9a). Ääritapauksessa liikuntojen kitka kohottaa lämpötilaa niin, että syntyy *pseudotaklyliittisiä kiviä* (engl. *pseudotachylite*), kun osa kivistä sulaa ja jähmettyy lasiksi.

Shokki- eli *impaktimetamorfoosi* liittyy ”maan ja taivaan kohtaamiseen” eli suuriin meteoriittitörmäyskraatereihin. Sitä kuvataan tarkemmin Luvussa 12.

Aluemetamorfoosi liittyy laajimmillaan orogeeniavyöhykkeisiin eli litosfäärin laattojen törmäykseen, merellisen laatan subduktoon ja mantereisten laattojen työntymiseen päällekkäin ja limittäin. Metamorfoosin aikana voi lämpötila olla jopa 700 – 800 °C (jolloin gneissit osaksi sulavat) ja paine yli 20 kilobaria (kb²). Korkean paineen metamorfoosissa kivet voivat joutua jopa 80 km:n syvyyteen. Aluemetamorfoosin olosuhteita havainnollistetaan paine-lämpötiladiagrammin (PT-diagrammin) avulla (Kuva 2.10).

² Geologiassa käytetään yleisesti paineen yksikköä bar; kilobar = kb on siis 1000 baria. SI-järjestelmän mukainen paineen yksikkö on pascal, Pa; 1 bar = 100 kPa = 0,1 MPa.

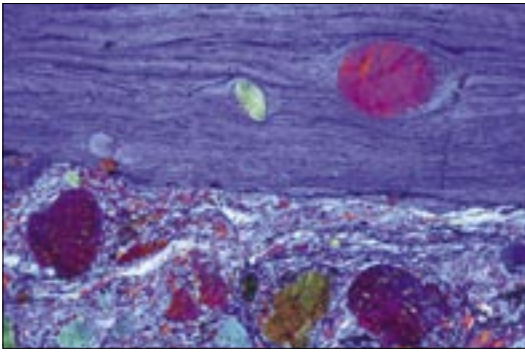
Metamorfisen kiven muisti

Metamorfisista kivistä nähdään yleensä millaisissa paine- ja lämpötilaolosuhteissa ne ovat syntyneet ja mineraalikoostumuksensa saaneet. Metamorfoosin tutkimuksen kannalta on ratkaisevaa, että korkea-asteisen metamorfoosin synnyttämä mineraaliseurue säilyy kivessä. Tämä johtuu mm. siitä, että metamorfiset reaktiot tapahtuvat kohoavan lämpötilan ja paineen vaikutuksesta paljon nopeammin kuin lämpötilan ja paineen laskiessa. Aluemetamorfoosissa (esim. laattojen törmäysvyöhykkeissä) kiven deformaatioituminen synnyttää kiveen läpikotaisliikuntoja, jotka edistävät metamorfoosia ja vaikuttavat kiven rakenteeseen. Nämä liikunnot heikkenevät metamorfoosin päävaiheen jälkeen. Metamorfoituvista kivistä poistuu myös usein vettä ja hiilidioksidia, jolloin näiden reaktioita edistävä vaikutus heikkenee. Metamorfoosissa kiven raekoko yleensä kasvaa eli reaktiot hidastuvat rajapintojen (mineraalien kosketuspintojen) pienentyessä. Lisäksi eräiden reaktioiden tuotteet ovat pysyviä, vaikka lämpötilan laskiessa tullaan pois niiden pysyvyyalueelta. Näin esimerkiksi kvartsista syntynyt coesiitti ja stishoviitti tai andalusiittista syntynyt sillimaniitti tai kyaniitti säilyvät ja kertovat kiven metamorfoosin historian.

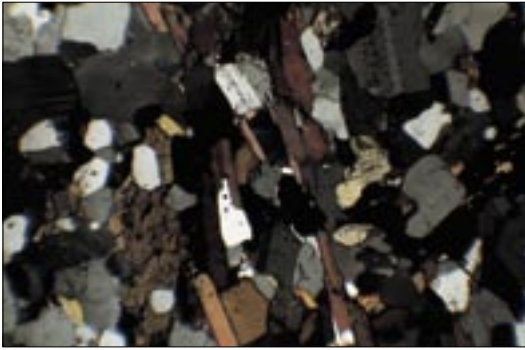
Metamorfisten kivien rakenteita

Rakenteensa perusteella metamorfiset kivet voidaan jakaa karkeasti kahteen ryhmään: *massamaiset* eli suuntautumattomat ja *suuntautuneet*, usein liuskeiset tai gneissimaiset kivet.

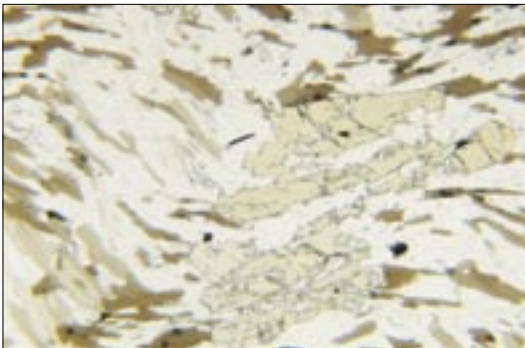
Suuntautuneisuus voi olla tasosuuntausta eli *liuskeisuutta* tai *viivasuuntausta*, tai molempia yhdessä (s. 71). Suuntautuneita kiviä syntyy aluemetamorfoosissa ja hiertovyöhykkeissä, joissa voi kehittyä myloniittisia ja pseudotaklyliittisiä kiviä. Rakenteeltaan massamaisia kiviä saadaan



A



B



C

Kuva 2.9. Metamorfisten kiven rakenteita ohuthieistä otetuissa mikroskooppikuvissa. (A) Pienirakeinen myloniittinen kivi, jossa on mukana hiertymisessä rikkoutumatta jääneitä alkuperäisen kiven rakeita eli porfyroklasteja. Tapiola, Espoo. Kuvan pitkä sivu luonnossa n. 5 mm. Kuva Kari A. Kinnunen. (B) Liuskeinen biotiitti-sarvivälgneissi, Herttoniemi, Helsinki. Kuvan pitkä sivu luonnossa n. 3 mm. Kuva Helsingin yliopiston geologian laitoksen kokoelmista. (C) Hajanainen staurolitiiporfyroblasti lievästi poimuttuneessa kiilleliuskeessa, Outokummun alue. Kuvan pitkä sivu luonnossa n. 1,5 mm. Kuva Tapio Koistinen.

kontaktimetamorfoosissa. Liuskeisuus voi olla perintöä myös alkuperäisestä sedimenttikiven rakenteesta. Tämä näkyy erityisesti savisyntyisissä eli peliittisissä kivissä, jotka metamorfoitumattominakin saattavat lohkeilla ohuiksi levyiksi.

Metamorfoosi on yleensä kiinteän tilan tapahtuma. Tällöin muotoenergialtaan likimain samanarvoisten mineraalien rakeet tulevat epäsäännölliksi; syntyy *kristalloblastinen* rakenne (Kuva 2.9b). Se voi olla

- (1) *rakeinen* (*granoblastinen*), yleinen mm. gneisseissä
- (2) *kuituinen* (*fibroblastinen*), esim. tremoliittista rikkaissa kivissä
- (3) *suomuinen* (*lepidoblastinen*), mm. kiilteistä rikkaissa kivissä
- (4) *sälöinen* (*nematoblastinen*), esim. wollastonitiitikivissä.

Uudelleenkitetyymisessä saattaa kiveen syntyä muita mineraaleja suurempia, usein omamuotoisia rakeita eli *porfyroblasteja* (Kuva 2.9c). Porfyroblasteina metamorfisissa kivissä (varsinkin liuskeissa) esiintyvät mm. granaatti, stauroliitti, andalusiitti, kyanitiitti, kordieriitti ja kloritoidi, gneisseissä joskus maasälpäkin.

Monet magmakivien ja sedimenttikivien rakenteet saattavat säilyä metamorfoosissa ns. *reliktirakenteina*. Nämä ilmaistaan etuliitteen *blasto-* avulla. Tällaisia ovat esimerkiksi magmakivistä säilyneet blastoporfyyrinen ja blastoofiittinen rakenne sekä sedimenttikivien blastoklastinen rakenne.

Metamorfisten kiven nimeäminen

Metamorfiset kivet nimetään mineraalikoostumuksensa ja raekokonsa, syntynsä, alkuperänsä ja rakenteensa mukaan, jolloin saadaan muutama laaja ryhmä sekä joukko yksittäisiä kivilajeja. Samanlaista tarkkaa kansainvälisesti hyväksyttyä nimestöä kuin

magmakivillä on, ei metamorfisille kiville voida laatia, vaan osa nimistä tulee säilymään laajoina ”ryhmäniminä”.

Metamorfoituneessa kivessä voi kiven alkuperä olla vielä havaittavissa. Se ilmaistaan etuliitteen *meta-* avulla. Esimerkiksi *metagabro* tai *metabasaltti* on niin heikosti metamorfoitunut gabro tai basaltti, että kiven alkuperä voidaan päätellä rakenteiden ja mineraalikoostumuksen perusteella. Sedimenttisyntyisiä metamorfisia kiviä ovat esim. metagrauvakka ja metapeliitti.

Myös etuliitteiden *orto-* ja *para-* avulla voidaan ilmaista metamorfisen kiven alkuperä; *ortogneissi* on syntynyt magmakivestä (esimerkiksi graniitista) ja *paragneissi* on sedimenttisyntyinen, alkuperältään esimerkiksi arkoosi tai grauvakka. *Ortokvartsiitti* on kvartsihiekkasta (kvartsiareniitista) syntynyt kvartsiitti.

Amfiboliitin päämineraalit ovat amfiboli (tavallisesti sarvivälke) ja plagioklaasi. Kivi on yleensä keskirakeista ja suuntautunutta. Amfiboliittia syntyy metamorfoosissa gabroluokan syväkivistä, diabaaseista ja basalttisista vulkaanisista kivistä. Kvartsin määrän kasvaessa amfiboliitti vaihettuu sarvivälkegneissiksi.

Fylliitti on pienirakeinen peliittinen metamorfinen kivi, joka lohkeilee ohuiksi levyiksi. Päämineraaleina fylliiteissä on kvartsin lisäksi kiilteitä ja kloriittia.

Liuskeet ovat rakenteeltaan selvästi suuntautuneita, fylliittejä karkearakeisempia ja voimakkaammin metamorfoituneita kiviä, jotka lohkeilevat levymäisiksi tai sauvamaisiksi kappaleiksi. Raekooltaan ne ovat yleensä keskirakeisia. Tyypillisiä liuskeita ovat kiilleliuske, mustaliuske (grafiitti- ja kiisupitoinen kiilleliuske), vihreäliuske (päämineraaleina albiitti, epidootti, tremoliitti ja kloriitti) ja granaatti-biotiittiliuske.

Gneissin päämineraaleja ovat yleensä karkea- tai keskirakeinen kvartsi ja maasälpä. Sen rakenne on heikosti suuntautunut tai epäselvästi kerroksellinen niin, että se loh-

keilee karkeasti levymäisiksi tai pitkänomaisiksi kappaleiksi. Tyypillisiä gneissejä ovat mm. graniittigneissi, kiillegneissi, granaattikordieriittigneissi, suonigneissi ja silmägneissi (jossa maasälpä ja kvartsi muodostavat vaaleita silmämäisiä laikkuja).

Granuliitti on raitainen, gneissimäinen metamorfinen kivilaji, jonka päämineraaleja ovat levymäinen kvartsi, maasälpä (tavallisesti plagioklaasia) ja almandiinivaltainen granaatti (sisältää runsaasti myös pyrooppia), hypersteeni ja paikoin kordieriitti, mutta primääristä muskoviittia granuliitissa ei ole. Raekooltaan granuliitti on keski- tai karkearakeista (*Kuva 5.15*).

Kvartsiitissa on yli 80 % kvartssia. Maasälvän ja kiilteiden lisäksi kvartsiitissa voi olla andalusiittia, kyaniittia tai sillimaniittia, rantahiekoista syntyneissä myös raskasmineraaleja (esim. hematitiittia tai magnetiittia). *Metakonglomeraatti* on metamorfoitunutta sorakiveä (*Kuva 5.10*).

Marmori on metamorfinen kalkkikivi (kiteinen kalkkikivi), joka koostuu pääasiassa kalsiitista tai dolomiitista tai molemmista. Silikaattisulkeumat (”epäpuhtaudet”) ja grafiitti voivat muodostaa marmorin erilaisia kuvioita.

Kalkkisilikaattikivet sisältävät karbonaattimineraalien ohella erilaisia kalsiumsilikaatteja kuten epidoottia, diopsidia (ja hedenbergiittia), kalsiumamfiboleja (tremoliittia), kalsiumgranaattia (andra-diittia tai grossulaaria), wollastoniittia ja skapoliittia metamorfoosin voimakkuudesta riippuen.

Karsi on koostumukseltaan ja rakenteeltaan usein vyöhykkeinen kalkkisilikaattikivi, joka on syntynyt esimerkiksi kalkkikiven ja graniitin kontaktiin. Karsimineraalit ovat liki samoja kuin kalkkisilikaattikivissä, mutta niiden syntyyn on liittynyt myös kiven kemiallisen koostumuksen muutoksia (eli *metasomaattisia* muutoksia ja reaktioita).

Serpentiniitti on ultramafinen metamorfinen kivi, joka koostuu serpentiiniryhmän

silikaateista, ja mukana voi olla myös talkkia, kloriittia ja karbonaatteja. Serpentiinit ovat syntyneet peridotiittisista syväkivistä. Rakennuskivenä tärkeän *vuolukiven* päämineraalit ovat talkki ja karbonaatti (tavallisesti magnesiitti), ja mukana voi olla myös serpentiiniä ja kloriittia.

Metamorfoosin voimakkuusasteet

Vuosisadan alussa huomasi norjalainen V.M. Goldschmidt (1911) Oslon seudun metamorfisista kivistä, että niissä oli eri mineraalien kesken syntynyt kemiallinen tasapaino. Pentti Eskola (1915) huomasi saman ilmiön Orijärven alueen kivissä, joissa mineraalit ja kivilajit tosin poikkesivat Oslon seudun kivistä. Eskola päätteli, että kyseessä on merkittävä metamorfisten kivien syntyyn liittyvä ilmiö ja otti sitä kuvaamaan käyttöön käsitteen *metamorfinen fasies*. Tämä oivalus nosti Eskolan maailmanmaineeseen.

Eskola korosti, että *tasapainoiset mineraaliseurueet* eli *parageneesit* – eivät niinkään yksittäiset mineraalit – ovat tärkeitä tutkittaessa ja tulkittaessa metamorfisten kivien syntyolosuhteita. Vain mineraaliparageneesit (ja alkuaineiden jakautuminen niissä eri mineraaliparien kesken) antavat tietoa kivessä metamorfoosin aikana vallinneista paine- ja lämpötilaolosuhteista.

Metamorfinen fasies (mineraalifasies) voidaan Eskolan (1939) mukaan määritellä seuraavasti:

Tiettyyn fasiekseen luetaan ne kivilajit, joissa kemiallisen koostumuksen ollessa sama esiintyy sama tietty mineraalikoostumus ja joissa kemiallisen koostumuksen vaihdellessa mineraalikoostumus vaihtelee tiettyjen sääntöjen mukaan.

On huomattava, että yhteen fasiekseen sisältyy kokonainen ryhmä erilaisia metamorfisia kivilajeja. Määritelmässä ei puhuta mitään paineesta ja lämpötilasta, mutta Eskola antoi ymmärtää, että tietty fasies vastaa tiettyä aluetta tai vyöhykettä maankuorella (paine- ja lämpötila-avaruudessa). Eskola kehitti myös säännöt (ne tunnetaan ns. ACF- ja A'FK-kolmiodiagrammeina), joiden avulla voidaan ilmaista, miten mineraalikoostumukset vaihtuvat siirryttäessä metamorfisesta fasieksestä toiseen.

Mineraaleja, jotka kuuluvat jonkin fasieksen tasapainoisiin mineraaliseurueisiin, kutsutaan fasiekselle *typomorfisiksi* mineraaleiksi. Näistä jotkut voivat olla kyseiselle fasiekselle *kriittisiä*, toisin sanoen ne esiintyvät vain siinä muttei missään muussa

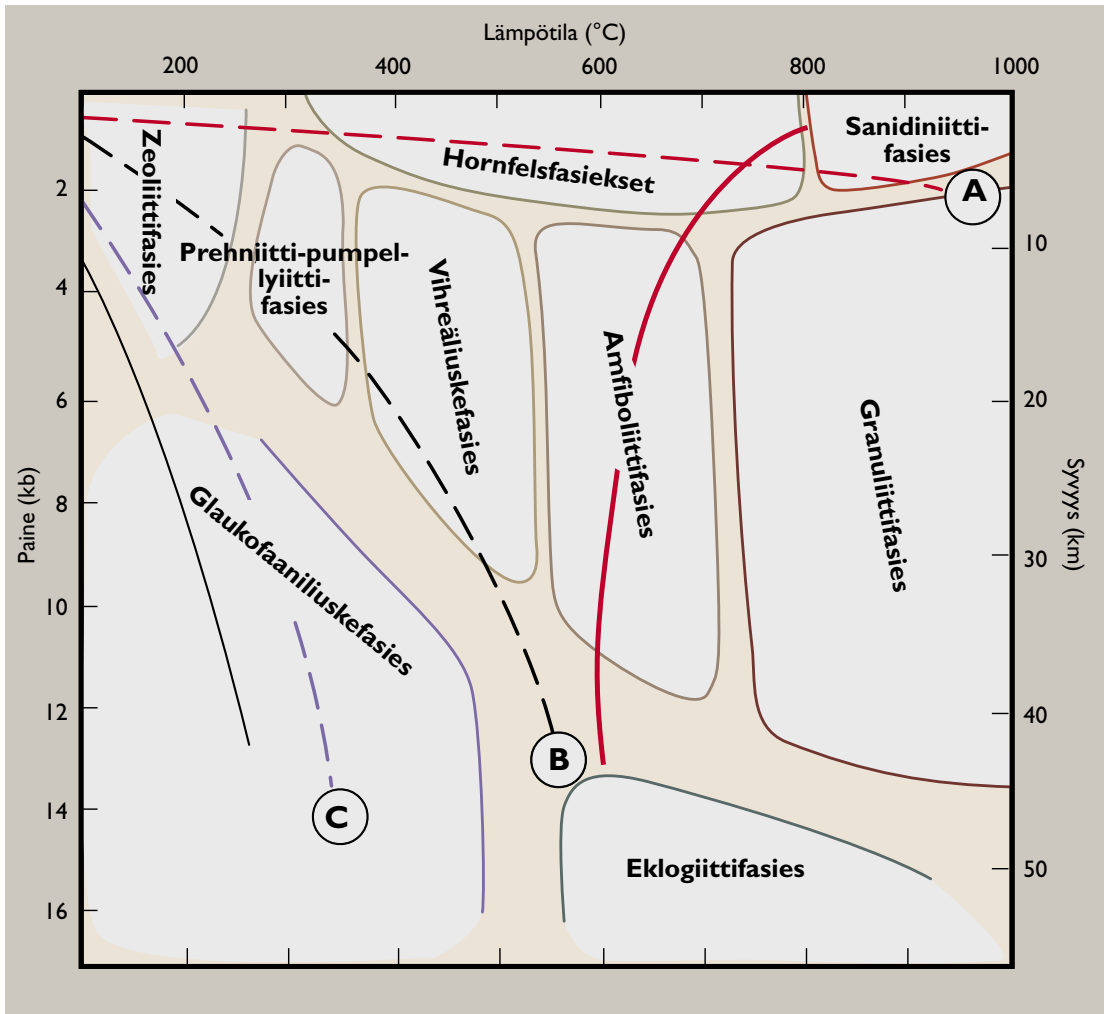
Taulukko 2.3. Metamorfisiet fasieksiset Eskolan (1939) mukaan. Paine (P) ja lämpötila (T) kasvavat nuolen suuntaan.

			→ T
			Sanidiniittifasies
Vihreäliuskefasies	Epidootti-amfiboliittifasies	Amfiboliittifasies	Pyrokseenihornfelsfasies
			Granuliittifasies
Glaukofaaniliuskefasies			Eklogiittifasies
			↓ P

fasiyksessä.

Eskola (1939) erotti kahdeksan metamorfista fasiesta (Taulukko 2.3). Näistä *vihreäliuskefasies* edustaa alhaisia lämpötiloja ja paineita, *sanidiniittifasies* korkeita lämpötiloja mutta alhaisia paineita, *glaukofaaniliuskefasies* korkeita paineita mutta alhaisia lämpötiloja ja *granuliitti-* ja *eklogiittifasies* korkeimpia paineita ja lämpötiloja.

Eskolan luoma metamorfisten kivien fasiessoppi kehittyi 1950- ja 1960-luvulla nopeasti ja johti uusien fasiesten ja alafasiesten käyttöönottoon. Esimerkiksi Turner ja Verhoogen (1960) erottivat neljä kontaktimetamorfista ja kuusi aluemetamorfista fasiesta ja niille vielä yhdeksän alafasiesta. Turnerilla (1968) oli ”vain” 11 fasiesta, joista neljä (hornfelsfasiokset ja sanidiniittifasies) on



Kuva 2.10. Metamorfisten fasiesten jakaantuminen paine-lämpötila -diagrammilla. Katkoviivat kuvaavat erilaisia geotermisiä gradientteja ja yhtenäinen punainen viiva esittää graniitin sulamiskäyrää veden läsnäollessa. A on tyypillinen geoterminen gradientti suuren syväkivi-intruusion ympärillä. B on mantereiden tavanomainen geoterminen gradientti. C on subduktiovyöhykkeelle luonteenomainen geoterminen gradientti. Lähteet: Yardley (1989) sekä Skinner ja Porter (1992).

alhaisen paineen fasiuksia, viisi (mm. vihreäliuske-, amfiboliitti- ja granuliittifasies) keskinkertaisen tai korkean paineen fasiuksia ja kaksi hyvin korkean paineen fasiuksia.

Kun käyttöön otettiin vielä erilaiset alueelliset fasiessarjat, tilanne fasiesluokituksessa kehittyi niin monimutkaiseksi, että Winkler esitti (1970 ja 1974) koko fasiesluokittelun hylkäämistä. Hän ehdotti, että metamorfoosiin liittyvä paine- ja lämpötilakenttä (PT-diagrammi; *Kuva 2.10*) jaetaan neljään suureen osa-alueeseen, jotka ovat

- (1) *hyvin alhaisen asteen*
- (2) *alhaisen asteen*
- (3) *keskiasteen*
- (4) *korkean asteen metamorfoosi.*

Winkler määritteli metamorfoosin voimakkuusasteiden rajat tutkittujen ja tunnettujen mineraalireaktioiden avulla niin, että nämä yleensä vastasivat tunnettuja fasiesten rajoja. Samalla hän määritteli uudelleen kriittiset mineraalit ja mineraaliseurueet. Uusi jaottelu on laadittu siten, että esimerkiksi alhaisen asteen metamorfoosiin sisältyvät albiitti-epidoottihornfels- ja vihreäliuskefasies, ja keskiasteen metamorfoosiin sarvivälkehornfelsfasies ja pääosa amfiboliittifasieksista. Korkean asteen metamorfoosiin luetaan pyrokseenihornfelsfasies ja amfiboliittifasieksen korkean lämpötilan alue. Tällä hetkellä ja tässäkin kirjassa vanhaa fasiesluokittelua ja jakoa metamorfisiin voimakkuusasteisiin käytetään rinnan.

Winkler määritteli *alhaisen asteen ja keskiasteen metamorfoosin rajan* - eli vihreäliuske- ja amfiboliittifasieksen rajan - seuraavien (kokeellisesti tutkittujen) mineraalireaktioiden avulla:

- *kloritoidi ja runsasrautainen kloriitti katoavat kivistä muskoviitin (ja kvartsin) läsnäollessa*
- *staurolitti ilmestyy kiveen*
- *alhaisessa paineessa ilmestyy kordieriitti (ei almandiinia) kloriitin kadotessa ja biotiitin läsnäollessa.*

Kordieriittia syntyy mm. seuraavassa mineraalireaktiossa³:

{kloriitti + muskoviitti + kvartsi} =

{kordieriitti + biotiitti + andalusiitti + vesi}.

Reaktio tapahtuu 505 - 555 °C:ssa 0,5 - 4,0 kb:n paineessa.

Vastaavasti tärkeä *keskiasteen ja korkean asteen metamorfoosin raja* määritellään alle 3,5 kb:n vesihöyryn paineessa muskoviitin hajoamisena sen reagoidessa kvartsin ja plagioklaasin läsnäollessa. Mineraalireaktio voi olla esimerkiksi:

{muskoviitti + kvartsi} =

{kalimaasälpä + andalusiitti tai sillimaniitti + vesi}.

Kun kivessä on biotiittia, se ottaa osaa reaktioon, ja syntyy kordieriittia tai almandiinia, jos rautaa on runsaasti.

Yli 3,5 kb:n vesihöyryn paineessa keskiasteen ja korkean asteen metamorfoosin väliseen rajaan liittyy gneisseissä kiven osittainen sulaminen. Tapahtumaa voi kuvata seuraavan mineraalireaktion avulla:

³)Huomaa, että näin kirjoitettuna reaktio ei ole varsinaisen kemiallinen reaktio, vaan kuvaa sitä, mitkä kiven ainekset reaktioon ottavat osaa ja mitä reaktiossa syntyy.

{muskoviitti + kvartsi + plagioklaasi + vesi} =
{(graniittinen kivisula, jossa on komponentteina kalimaasälpä, natriumista rikas plagioklaasi ja kvartsi) + kalsiumista rikas plagioklaasi + andaluusiitti, sillimaniitti tai kyaniitti + vesi}.

Jos kivessä on biotiittia, se ottaa osaa reaktioon ja tuottaa kordieriittia, korkeassa paineessa almandiinia. Näin korkea-asteisessa metamorfoosissa mukana olleissa gneisseissä on kvartsin ja kalimaasälvän (tai maasälpien) kanssa usein sillimaniittia tai kyaniittia sekä kordieriittia ja/tai granaattia.

Metamorfiset sarjat voidaan jakaa *alhaisen paineen, kohtalaisen paineen ja korkean paineen* tyyppeihin. Näiden erot johtuvat lähinnä geotermisen gradientin vaihteluista maankuoren eri osissa. *Geotermisen gradientti* kuvaa sitä, kuinka jyrkästi lämpötila kasvaa maapallon sisällä syvemmälle mentäessä, ja se on jyrkempi maankuorella kuin vaipassa (ks. myös *Kuva 2.10*). Yläkuorella geotermisen gradientti on keskimäärin 20 – 30 °C/km ja se on loivimmillaan vain 15 °C/km vanhojen kratonien alueilla. Jyrkin, jopa 75 °C/km, se on vulkaanisesti aktiivisilla alueilla. Alhaisen paineen metamorfisia sarjoja syntyy voimakkaan lämpövuon eli jyrkän geotermisen gradientin vallitessa ja korkean paineen sarjoja saadaan alueilla, joilla lämpötila nousee hitaasti syvemmälle mentäessä.

Migmatiitit

Migmatiitti tarkoittaa seoskiveä, joka on usein gneissimäinen ja jossa on paljain silmin nähtävissä kaksi osaa: vaalea graniittinen osa eli *leukosomi* ja tumma gneissimäinen osa eli *paleosomi*. Paleosomin reunoilla (leukosomia vastaan) voi usein nähdä ohuen tumman raidan eli *melanosomin*. Kiven ”uusiat” osia, leukosomia ja melanosomia kutsutaan yhteisnimityksellä *neosomi*. J.J.

Sederholm määritteli vuosisadan alussa (Sederholm 1907) monet migmatiitteihin liittyvät termit. Migmatiitteja voi syntyä graniittisen sulan tunkeutuessa gneissiin (ns. injektiomigmatiitti eli *arteriitti*) tai gneississä tapahtuvan *anateksiksen* eli osittaisen sulamisen (*in situ*-migmatiitti eli *veniitti*) kautta.

Kokeellisen tutkimuksen perusteella tiedetään, että gneissi alkaa sulaa, kun lämpötila on n. 680 °C ja vesihöyryn paine 4 kb. Sulamislämpötila laskee paineen kasvaessa siten, että vesihöyryn paineen ollessa 5 kb se on n. 655 °C ja kun paine on 7 kb, lämpötila on vain n. 640 °C. Tämän ns. *anateksisen sulan* syntyyn ja määrään vaikuttavat paineen ja lämpötilan lisäksi veden määrä, gneissin mineraalikoostumus ja kemiallinen koostumus sekä plagioklaasin anorttiittipitoisuus. Kun gneissin koostumus on graniittinen, voi yli puolet gneissistä sulaa, kun lämpötila nousee vain 10 °C. Lisäksi syntyneessä kivisulassa on lähes aina sulamattomia kiteitä, usein kvartsia tai plagioklaasia.

Syntynyt magma on kiven sulamatonta osaa kevyempää ja herkkäliikkeisempää, joten se voi erottua sulamattomasta osasta juoniksi, silmiksi tai linsseiksi. Kun sulava kivi usein samalla deformatuu, voi syntyä joukko rakenteeltaan erilaisia migmatiitteja. Tunnetuimpia ovat *breksiarakenteiset* migmatiitit (paleosomi on murtokappaleina graniittisten leukosomijuonten välissä), poimutuneet *suonirakenteiset* (ptygmaattiset) migmatiitit (vrt. Luvun 3 kansikuva) (gneissimäisessä paleosomissa on kiemurtelevia leukosomisuuonia) ja *haamurakenteiset* (eli nebuliittiset) migmatiitit (paleosomi näkyy niissä enää haamumaisesti). Muita migmatiittirakenteita ovat mm. *verkkorakenne*, *tukkilauttarakenne* (schollenrakenne), *poimurakenne*, *silmägneissirakenne* ja *raitarakenne* (schlierenrakenne).

Granuliitit, granuliittifasies ja eklogiitit

Eskolan alkuperäisessä - kuten monessa muussakin luokittelussa - granuliittifasies on korkean paineen metamorfinen fasies. Winkler (1974) käytti nimitystä alueellinen hypersteenivyöhyke. Granuliittifasieksen metamorfoosi tapahtuu vettä tavallista niukemmin sisältävissä ympäristöissä, ts. veden osapaine on selvästi alhaisempi kuin metamorfoosissa yleensä. Lämpötila voi olla jopa 750 - 850 °C ja paine nykykäsityksen mukaan 3 - 15 kb (*Kuva 2.10*). Koska veden osapaine on alhainen, kivi ei sula, mutta syntyneet parageneesit ja mineraalien koostumukset voivat kertoa korkeista paineista. Granuliittifasieksen olosuhteissa voi metamorfoitua miltei mikä kivi tahansa (mm. ultramafinen kivi tai kalkkikivi), mutta varsinaisiin granuliitteihin luetaan vain felsiset kivet.

Korkean paineen merkki granuliiteissa on mm. niiden sisältämän granaatin koostumus: almandiinivaltainen granaatti $\text{Fe}_3\text{Al}_2(\text{SiO}_4)_3$ voi sisältää jopa 55 % pyrooppia $\text{Mg}_3\text{Al}_2(\text{SiO}_4)_3$ ja 20 % grossulaaria $\text{Ca}_3\text{Al}_2(\text{SiO}_4)_3$. Korkeasta paineesta kertovat myös hypersteenin korkea alumiinipitoisuus ja kyaniitin esiintyminen.

Lapin laajan granuliittikaaren kivet ovat metamorfoituneet pääosin granuliittifasieksen olosuhteissa. Suhteellisen alhaisen paineen granuliittisia kiviä tavataan mm. läntisellä Uudellamaalla.

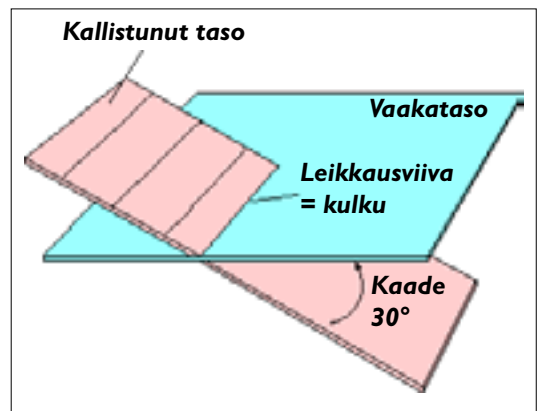
Eklogiitit koostuvat pääasiassa granaattista ja omfasiitista, joiden koostumukset kertovat korkeista (yli 15 kb) syntyypaineista: *granaatti* on almandiinin, pyroopin ja grossulaarin seos, *omfasiitti* pyrokseenien egiriini $\text{NaFeSi}_2\text{O}_6$, jadeiitti $\text{Na}(\text{Al},\text{Fe})\text{Si}_2\text{O}_6$ ja augiitti $(\text{Ca}, \text{Na})(\text{Mg}, \text{Fe}, \text{Al}, \text{Ti})(\text{Si}, \text{Al})_2\text{O}_6$ seos. Eklogiiteissa ei ole plagioklaasia mutta kylläkin mm. rutiilia, kyaniittia ja kvartssia, ja niissä on tavattu myös coesiittia ja timantteja. Kemialliselta koostumukseltaan eklogiitit vastaavat gabroja, mutta korkeasta syntyypaineesta kertoo sekin, että eklogiittien

ominaispaino on n. 3,5 ja gabron vain 3,0. Eklogiitteja on tavattu sulkeumina kimberliiteissä ja suurempina osueina voimakkaasti metamorfoituneissa kivissä.

2.8. Rakennegeologia

Maapallon kuoreen ja kivikehään eli litosfääriin vaikuttavista voimista merkityksellisimpiä ovat painovoima ja muut litosfäärilaattojen liikettä aiheuttavat voimat. Maankuoren kiviin ja kerroksiin voimat synnyttävät jännitystilaa, joka aiheuttaa niissä deformaatiota eli muodonmuutosta.

Jännitys ja deformaatio saattavat ilmetä *murtumina* ja *poimuina*. *Sirros* on murtumispinta, jota pitkin sen eri puolilla olevat kallioperän lohkot ovat liikkuneet toistensa suhteen. *Rako* on myös murtospinta, mutta sitä pitkin ei ole tapahtunut havaittavaa liikuntaa. *Poimu* näkyy parhaiten, kun alunperin vaaka-asentoinen kerros on vääntynyt kaarevaksi. *Sirros* muuttuu syvemmälle mentäessä *hiertovyöhykkeeksi*,



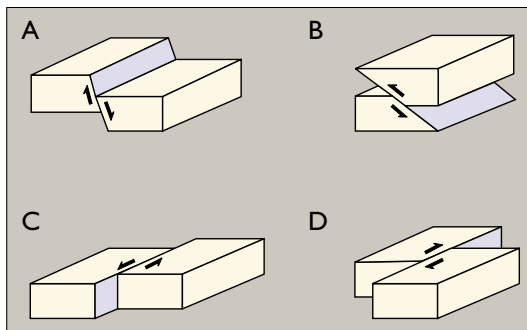
Kuva 2.11. Tason asentoa ilmaisevat kulku (tasossa olevan vaakasuoran viivan suunta eli tason ja vaakatason leikkausviivan suunta) ja kaade (suunta johon taso viettää; mitataan kulkua vastaan kohtisuorassa olevassa pystytasossa).

jossa toistensa suhteen liikkuneiden lohkojen välisessä vyöhykkeessä ei ole erillisiä murtumispintoja vaan kivi on käyttäytynyt muovautuvasti (ks. sivu 66). Jännitys ja deformaatio tuottavat kiviin myös tasomaista tai viivamaista suuntautuneisuutta eli liuskeisuutta tai viivausta. *Liuskeisuus* näkyy kivessä tiheään toistuvina yhdensuuntaisina tasoina, joita pitkin kivi lohkeaa helpommin kuin muihin suuntiin. *Viivaukset* eli *lineaattiot* ovat kiven läpikotaisia yhdensuuntaisia viivamaisia rakennepiirteitä.

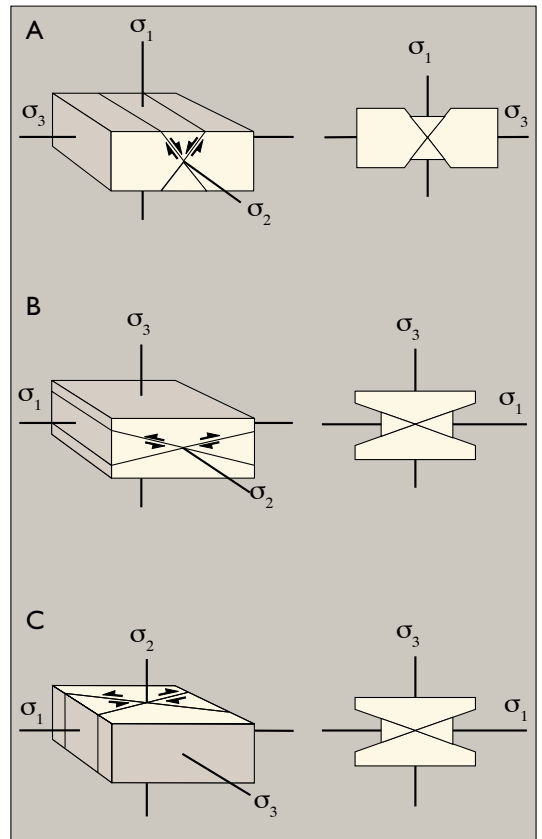
Liuskeisuus, kerroksellisuus sekä siirros ja rakopinnat ovat tasomaisia rakenteita. Niiden asento ilmoitetaan käsitteiden *kulku* ja *kaade* (engl. *strike* ja *dip*) avulla (Kuva 2.11). Kulku on tasossa olevan vaakasuuntaisen viivan suunta eli tason ja vaakatason leikkausviivan suunta. Kaade on tason ja vaakatason välinen terävä kulma, ja kaateen suunta on suunta, johon taso viettää (tasolle heitetty vesi virtaa kaateen suuntaan). Viivauksen asento ilmoitetaan suuntana, johon viiva painuu, ja viivan jyrkkyytenä eli *viettona* (engl. *plunge*).

Jännityksenalaisen kiven käyttäytyminen

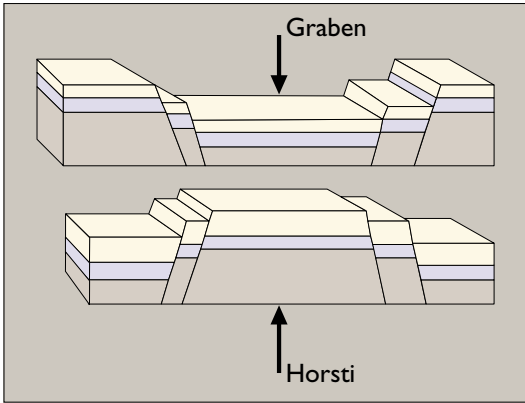
Kallioperä ja sen kivet, kuten muutkin aineet, saattavat jännityksenalaisina käyt-



Kuva 2.12. Siirrosten perustyyppit. (A) Normaalisiirros. (B) Työntösiirros. (C) Vasenkätinen sivuttaissiirros. (D) Oikeakätinen sivuttaissiirros. Nuolet ilmaisevat kunkin lohkon suhteellisen liikkeen viereiseen lohkoon nähden.



Kuva 2.13. Siirrosten luokittelu jännityskentän mukaan. Nuolet kuvaavat lohkojen suhteellisia liikkeitä. Kuviiin on piirretty kunkin jännityskentän tuottamat molemmat mahdolliset siirrostasot, joista yleensä vain toinen muodostuu tai on vallitseva. (A) Normaalisiirros: σ_1 on kohtisuorassa maanpintaa vastaan, σ_2 ja σ_3 ovat maanpinnan suuntaisia. Oikeanpuoleinen kuva on pystyleikkaus, jossa σ_2 on kohtisuorassa kirjan sivua vastaan. (B) Työntösiirros: σ_3 on kohtisuorassa maanpintaa vastaan, σ_1 ja σ_2 ovat maanpinnan suuntaisia. Oikeanpuoleinen kuva on pystyleikkaus, jossa σ_2 on kohtisuorassa kirjan sivua vastaan. (C) Sivuttaissiirros: σ_2 on kohtisuorassa maanpintaa vastaan, σ_1 ja σ_3 ovat maanpinnan suuntaisia. Siirrostasot ovat pystyjä. Oikeanpuoleinen kuva on vaakaleikkaus, jossa σ_2 on kohtisuorassa kirjan sivua vastaan. Parkia (1989) mukailten.



Kuva 2.14. Normaalisiirrosten rajaama hautava-joama eli graben sekä kohonnut lohko eli horsti. Parkia (1989) mukaillen.

täytyä *elastisesti* (jännityksen poistuttua kappale palaa välittömästi alkuperäiseen muotoonsa eikä muodonmuutos ole pysyvää), *viskoosisti* (muodonmuutos jää pysyväksi vaikka jännitys poistetaan), tai näiden yhdistelmänä esim. *plastisesti* (alhaisilla jännityksen arvoilla käyttäytyminen on elastista, mutta jännityksen noustua riittävästi muodonmuutos on pysyvää). Jos elastinen muodonmuutos johtaa murtumiseen ja kiveen syntyy murrospintoja, on kiven käyttäytyminen *haurasta* (engl. *brittle*). Sen sijaan, jos kivessä tapahtuu pysyvää muodonmuutosta ja se jakaantuu tasaisesti koko kappaleeseen, on käyttäytyminen *muovautuvaa* (engl. *ductile*).

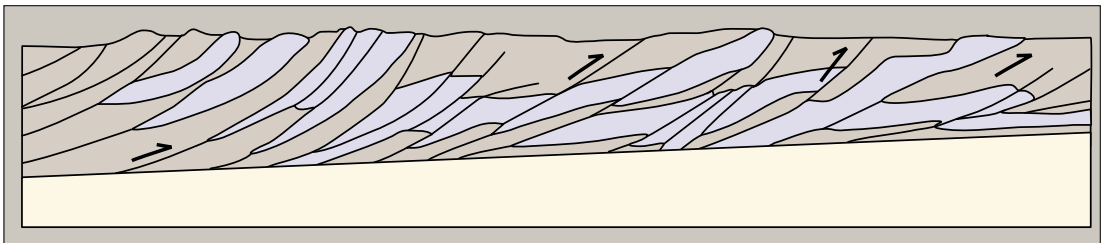
Murtumia on kahdenlaisia. *Vetomurtu-*

mat syntyvät tasoon, joka on kohtisuorassa pienimmän puristavan pääjännityksen (merkitään σ_3) suuntaan. *Leikkausmurtumat* syntyvät tasoihin, jotka yleensä muodostavat n. 30 asteen kulman suurimman puristavan pääjännityksen (merkitään σ_1) kanssa. Leikkausmurtumat ilmenevät kallioperässä *siirroksina* ja vetomurtumat *rakoina*.

Litosfäärin kivet käyttäytyvät joko haurasti tai muovautuvasti riippuen päällä olevan kivimassan painosta eli litostaattisesta jännityksestä, lämpötilasta, huokospaineesta, ajasta ja kivilajista. Maan pinnan lähellä, missä lämpötila ja litostaattinen jännitys ovat alhaisia, kivet käyttäytyvät yleensä haurasti. Muovautuvan käyttäytymisen merkitys kasvaa syvemälle mentäessä litostaattisen jännityksen ja lämpötilan nousun myötä. Muovautuvaa käyttäytymistä edistää kiven huokospaine ja varsinkin aika, koska litosfäärin jännitystilasta saattaa kestää miljoonia vuosia. Tämän vuoksi kuoren syvissä osissa kivet käyttäytyvät muovautuvasti, vaikka kuoren pintaosissa vastaavat kivet murtuvat.

Siirrokset

Siirrokset vaihtelevat mikroskooppisista tuhansia kilometrejä pitkiin. Suurissa siirroksissa liikunnot saattavat jakaantua jopa kymmeniä kilometrejä leveisiin *siirrosvyöhykkeisiin*. Mikäli siirrostaso on kalteva, sen alapuolella oleva lohko on *jalkapuoli*



Kuva 2.15. Poikkileikkaus työntösiirrosten (nuolet) muodostamasta imбрикаatiovyöhykkeestä. Vyöhyke rajoittuu lähes vaakasuuntaiseen, mekaanisesti heikkoon ns. detachment-pintaan, jota pitkin vyöhyke (paksuus esim. 10 km) voi liikkua yhtenäisenä kokonaisuutena. Lähde: Hobbs ym. (1976).

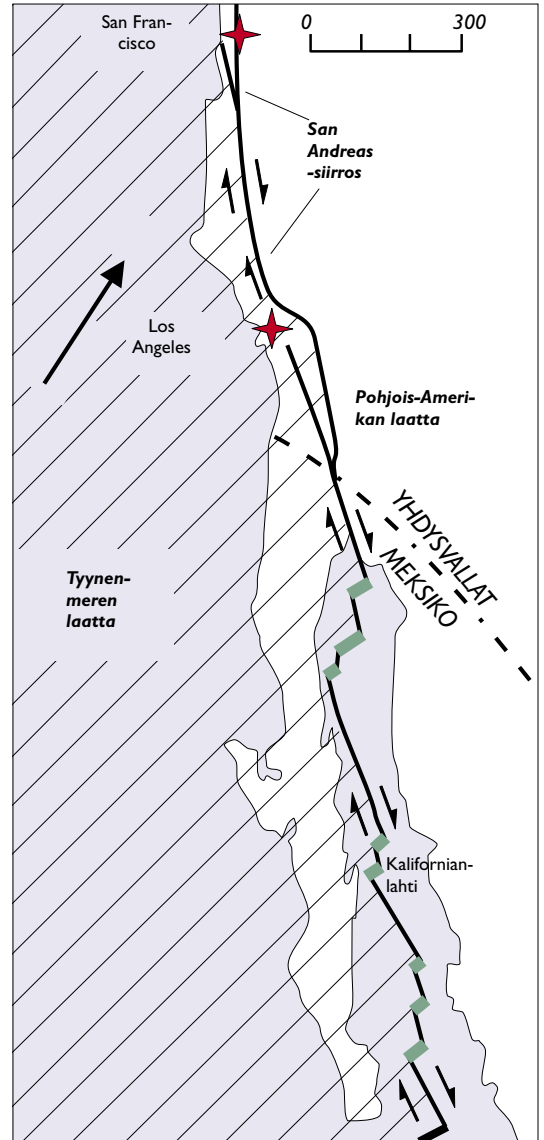
(engl. *footwall*) ja tason yläpuolinen lohko on *kattopuoli* (engl. *hanging wall*).

Siirrokset jaetaan kolmeen perustyyppiin, jotka ovat *normaalisiiirros* (engl. *normal fault*), *työntösiirros* tai *ylityöntösiirros* (engl. *thrust fault* tai *overthrust fault*) ja *sivuttaissiiirros* (engl. *strike-slip fault*). Kuvissa 2.12 ja 2.13 esitetään kunkin tyyppin siirrostason asento, liikkeen suunta sekä rakenteen synnyttänyt jännityskenttä. Jännityskentän osalta perusajatuksena on, että maanpinnan lähellä kolmesta pääjännityksestä yksi on kohtisuorassa maanpintaa vastaan, jolloin muut kaksi pääjännitystä ovat maanpinnan suuntaisia.

Siirrokset esiintyvät yleensä ryhminä siten, että tietyllä alueella on useita samantyyppisiä siirroksia. Suureen siirrokseen saattaa liittyä lukuisia pienempiä siirroksia, jotka ovat asennoltaan ja liikkeen suunnaltaan sen kanssa samanlaisia. Näiden ohella siihen saattaa liittyä myös tyyppiltään poikkeavia siirroksia, rakoilua sekä poimutusta.

Normaalisiiirroksessa siirrostaso on kalteva, ja kattopuoli liikkuu jalkapuolen lohkon nähden alas siirrostason kaateen suuntaisesti. Normaalisiiirrokset ovat suurelta osin melko jyrkkiä mutta kaartuvat syvemmällä loivemmiksi. Tietyllä alueella esiintyvät normaalisiiirrokset rajaavat toistensa suhteen kohonneita tai vajonneita lohkoja (Kuva 2.14). Vajonnut lohko on *hautavaajoama* (saks. *Graben*) ja kohonnut lohko on *horsti* (saks. *Horst*). Nuoret ja suuret hautavaajoamat näkyvät topografiassa pitkänomaisina *repeämäläaksoina* (engl. *rift valley*).

Myös *työntösiirroksissa* siirrostasot ovat kaltevia, yleensä varsin loiva-asentoisia ja alemmissa osissaan vielä loiva-asentoisempia kuin ylempänä. Niissä kattopuolen lohko liikkuu ylös suhteessa jalkapuoleen siirrostason kaateen suuntaisesti, joten vanhempia kerrostumia työntyy nuorempien päälle. Saman alueen limittäiset työntösiirrokset muodostavat ns. *imbrikaatiovyöhyk-*



Kuva 2.16. Kalifornian San Andreas -siirros jatkeineen (mustat paksut viivat) on tunnetuin sivuttaissiiirros ja samalla se on myös transformisiiirros. Liikunnot ovat siinä oikeakätisiä. Los Angelesin kohdalla olevan taipuman ("Big Bend") kohdalla on myös työntösiirroksia. Siirroksen transforminen luonne tulee hyvin näkyviin Kalifornianlahdella, missä sen jatkeet katkovat vihreillä viivoilla merkittyjä merenpohjan lyhyitä leviämiselänteitä. Iso nuoli osoittaa pohjoiseen. Viivoitettu alue = Tyynenmeren laatta.

keitä (Kuva 2.15). Ylityöntyneitä osia kutsutaan *alloktonisiksi* ja alustansa suhteen paikallaan pysyneet osat ovat *autoktonisia*. Eroosio saattaa aiheuttaa sen, että alloktonisesta yksiköstä nähdään vain osa eli ns. *klippe*. Toisaalta alloktonisten yksiköiden keskeltä saattaa eroosio paljastaa niiden alla olevan autoktonisen yksikön osan eli *ikkunan*. Ylityöntövyöhykkeissä nähdään monin paikoin myös makaavia isokliinisiä poimuja (s. 70). Siksi ylityöntölaatat saattavat koostua isokliinisistä poimuista, joissa kerrokset ovat paikoin ylösalaisin.

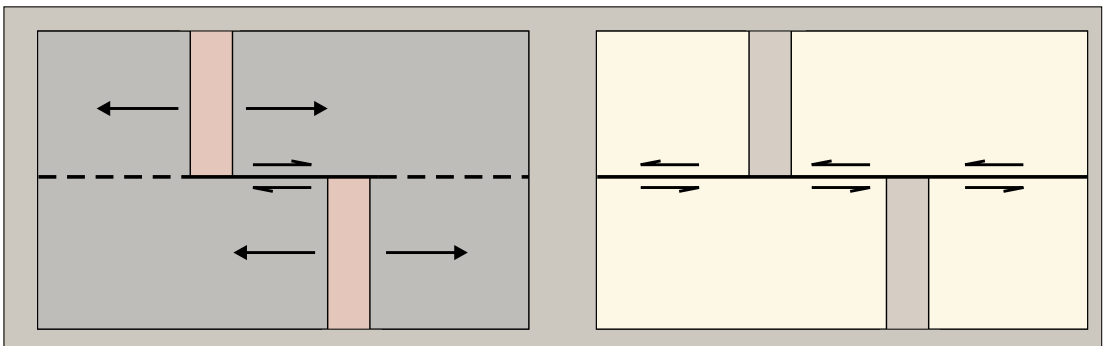
Sivuttaissiirroksissa siirrostasot ovat pystyasentoisia, ja liikunnot tapahtuvat vaakasuunnassa. Sivuttaissiirrokset jaetaan kahteen ryhmään suhteellisen liikunnan perusteella (Kuva 2.12). Siirros on *oikeakätinen*, jos havaitsijasta katsoen siirrostason toisella puolen oleva lohko on siirtynyt oikealle. *Vasenkätisessä* sivuttaissiirroksessa on siirroksen toisella puolen oleva lohko siirtynyt vasemmalle. Suuriin sivuttaissiirroksiin (Kuva 2.16) liittyy pienempiä rakenteita kuten paikallisia työntö- ja normaalsiirroksia, rakoilua, poimutusta sekä pääsiirroksen

nähdessä vinossa olevia sivuttaissiirroksia.

Edellisten lisäksi on syytä mainita *transformisiirrokset* (engl. *transform fault*), jotka saavat nimensä siitä että ne muuntuvat päästään muiksi litosfäärin suuriksi rakenteiksi kuten valtameren selännteiksi tai subduktiovyöhykkeiksi. Toisaalta transformisiirrokset pilkkovat esim. valtameren selännteet katkonaisiksi. Ne luetaan usein sivuttaissiirroksiksi, koska niidenkin siirrostasot ovat pystyasentoisia ja liikunnot tapahtuvat vaakasuuntaan. Valtameren selännteitä katkoviien transformisiirrosten liikuntojen todellinen luonne poikkeaa kuitenkin tavomaisten sivuttaissiirrosten liikuntojen luonteesta (Kuva 2.17).

Raot

Rako on murtumispinta, jota pitkin ei ole tapahtunut havaittavaa liikuntoa. Raot voivat olla tasomaisia, säännöllisin välimatkoin havaittavia laajoja pintoja, jolloin ne ovat *systemaattisia*. Keskenään samansuuntaiset systemaattiset raot muodostavat *rakoparven* (engl. *joint set*). Suuri osa raoista on



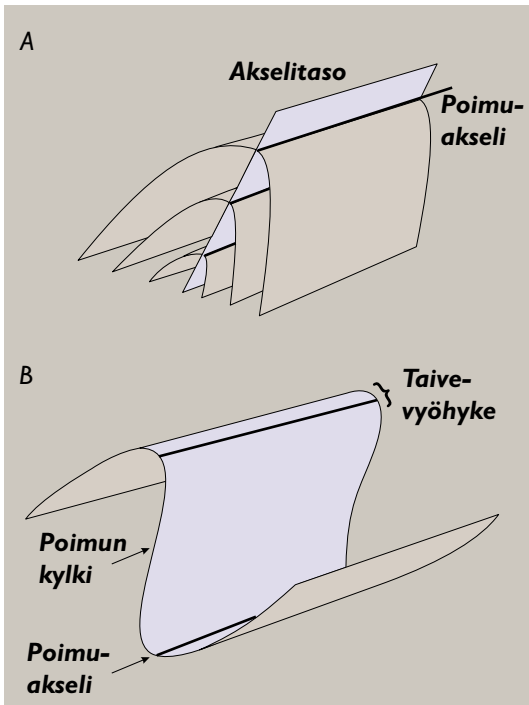
Kuva 2.17. Valtameren selännteiden katkaisevan transformisiirroksen (vasemmalla) ja sivuttaissiirroksen (oikealla) ero. Oikeanpuoleisessa tapauksessa (sivuttaissiirros) liikunto on kauttaaltaan vasenkätistä ja se ilmenee myös keskellä olevan kapean kerroksen (tai muun piirteen) suhteellisen liikunnan suuntana. Vasemmanpuoleisessa tapauksessa (transformisiirros) punaisella merkityn valtameren selännteiden osien näennäinen siirtyminen antaa kuvan vasenkätisestä liikunnosta, sillä selännteiden jatkeen tavoitat siirroksen ylitettyäsi vasemman käden puolella. Maanjäristysaalloista tehtyjen tulkintojen perusteella liikunto on nuolten osoittamalla tavalla kuitenkin oikeakätistä. Katkoviiva on transformisiirroksen jatkeena oleva murrosvyöhyke, jossa ei esiinny maanjäristyksiä. Lähde: Kearey ja Vine (1996).

epäsysteemaattisia eli ne ovat vahvasti kaarevia, pieniä ja suunniltaan satunnaisia.

Kerroksellisissa kivissä näkyy yleensä vahva kerroksellisuuden suuntainen rakoilu sekä kaksi kerroksellisuutta vastaan kohtisuoraa rakoilua. Myös granitoideissa esiintyy yleisesti kaksi vahvaa, toisiaan vastaan kohtisuoraa pystyrakoilua sekä lisäksi vaakaa-asetoinen ns. *laattarakoilu*. Poimuissa ovat poimuakselia vastaan kohtisuorat raot *poikkirakoja* ja kulun suunnaltaan poimuakselin suuntaiset raot *pitkittäisrakoja*.

Poimut

Poimuja syntyy kun alunperin tasomaiset pinnat taipuvat kaareviksi jännityksen ja



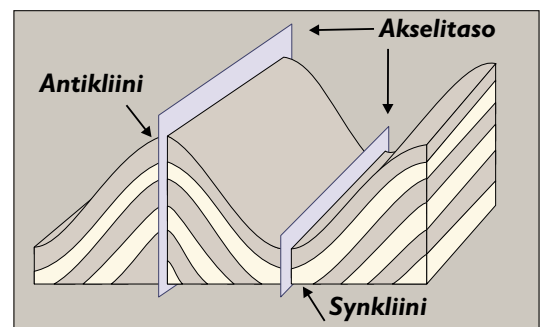
Kuva 2.18. (A) Poimuakseli (viiva, jota pitkin poimuttunut pinta kaartuu voimakkaimmin) ja akselitaso (pinta, joka yhdistää päällekkäisten kerrosten poimuakselit). (B) Poimun taivevyöhyke ja kylki. Taivevyöhykkeessä pinta taipuu voimakkaammin kuin kyljillä.

liikuntojen seurauksena. Poimuttuvana pintana voi olla kerroksellisuus tai aiemmin syntynyt liuskeisuus tai juovaisuus.

Yksittäisessä poimussa erotetaan *poimuakseli* eli viiva, jota pitkin poimuttuva pinta kaartuu voimakkaimmin (*Kuva 2.18*). Yhdistämällä poimun päällekkäisten kerrosten poimuakselit saadaan pinta, jota kutsutaan *akselitasoksi*. *Taivevyöhyke* on akselitasoa hiukan laajempi alue, jossa taipuminen on voimakkaampaa kuin poimun *kyljillä*. Poimuakseli saattaa tietyllä alueella kaartua ylöspäin ja muodostaa *akselikulminaation*. Alaspäin kaartuva poimuakseli muodostaa *akselidepression*.

Jos poimun kerrokset muodostavat alaspäin kaartuvan kaaren ja jos maanpintaleikkauksessa kerrokset ovat keskiosassa nuorempia kuin reunoilla, on rakenne *synkliini* (*Kuva 2.19*). Jos kerrokset kaartuvat ylöspäin ja jos kerrokset ovat keskiosassa vanhempia kuin reunoilla, on kyseessä *antikliini*. Mikäli kerrosten ikäjärjestyksestä ei tunneta ovat vastaavat rakenteet *synformi* ja *antiformi*.

Poimujen akselitasojen ja poimuakselien asennot vaihtelevat paljon, mutta tietyllä alueella tietynä aikana syntyneet akselitasot ja poimuakselit ovat yleensä

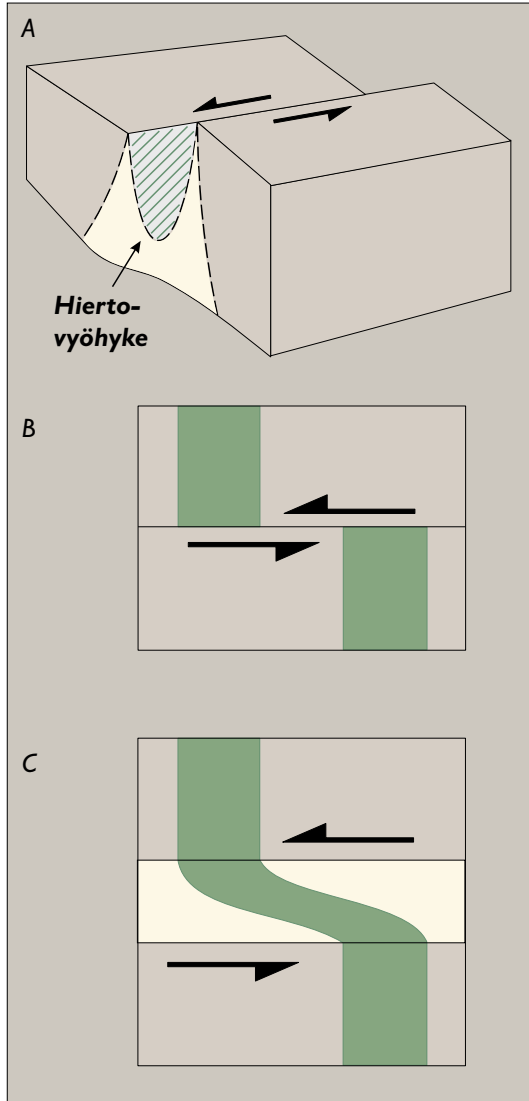


Kuva 2.19. Poimun alaspäin kaartuva kaari muodostaa synkliinin ja ylöspäin kaartuva antikliinin, jos kerrokset nuorentuvat ylöspäin. Mikäli kerrosjärjestys on tuntematon, ovat vastaavat rakenteet synformi ja antiformi.

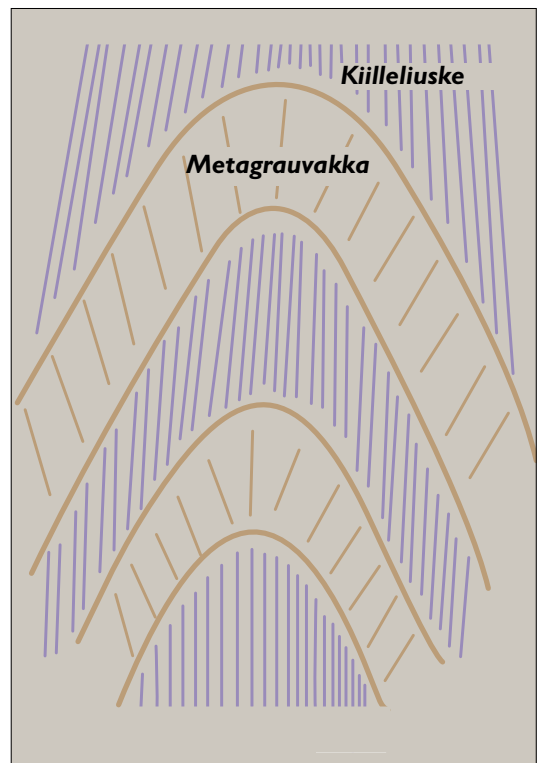
yhdensuuntaisia. Akselitasot saattavat olla pystysuoria, kallistuneita tai vaaka-asentoisia (ns. *makaavat poimut*). Poimuakselitkin saattavat vaihdella vaaka-asentoisista

pystyasentoiisiin. Poimun kylkien välisen kulman perusteella voidaan puhua *loivista*, *avoimista*, *tiukoista* ja *isokliinisistä* poimuista. Jälkimmäisissä poimuissa ovat kyljet keskenään yhdensuuntaisia.

Orogeenisissa vyöhykkeissä deformaatio on yleensä monivaiheista eli tietyllä alueella vaikuttaa useita deformaatiotapah-
tumuksia. *Monivaiheisen poimutuksen* syynä on se, että deformaatiota aiheuttavat jännityskentät muuttuvat ajan mukana. Monivaiheinen poimutus ilmenee eroosiopinoilla



Kuva 2.20. (A) Lohkodiagrammi vasenkätisen siirroksen (kuvan yläosa) muuttumisesta hiertovyöhykkeeksi (kuvan alaosa). Maankuoren ylä-osissa tämä muutos tapahtuu yleensä 10 – 20 km:n syvyydessä. (B) Siirros, joka on kapea murros-pinta. (C) Leveä hiertovyöhyke, jossa kivi on käyttäytynyt muovautuvasti. Parkia (1989) mukaillen.



Kuva 2.21. Poimuakselia vastaan kohtisuora poikkileikkaus poimuttuneista metagrauvakka- ja kiilleliuskekerroksista sekä niihin kehittyneestä akselitasoliuskeisuudesta (suorat viivat). Liuskeisuus näkyy vahvempana kiilleliuskeessa kuin metagrauvakassa, koska edellisessä on enemmän kiilteitä kuin jälkimmäisessä. Sen suunta muuttuu, kun siirrytään lujemmasta kerroksesta (metagrauvakkaa) heikompaan kerrokseen (kiilleliusketta); kyseessä on akselitasoliuskeisuuden taittuminen.

poimuinterferenssikuvioina, joita muodostuu aiemmin poimuttuneiden kerrosten poimuttuessa uudelleen ja jotka saattavat vaikuttaa monimutkaisilta (Kuva 7.6a).

Hiertovyöhykkeet

Hiertovyöhyke (engl. *shear zone*) on kahden toistensa suhteen liikkuneen, deformaation kalliolohkon välissä oleva vyöhyke, jossa aines on deformoitunut muovautuvasti (Kuva 2.20). Hiertovyöhykkeessä, toisin kuin siirroksessa, ei tavata erillisiä murrospintoja. Maanpinnan oloissa siirroksina ilmenevät murrospinnat vaihtuvat hiertovyöhykkeiksi 10 – 20 km:n syvyydessä eli siellä, missä mantereisen kuoren kivien käyttäytyminen muuttuu muovautuvaksi.

Hiertovyöhykkeen syntyessä siihen muodostuu liuskeisuutta, joka on vyöhykkeen keskiosissa vahvempaa kuin reunoilla. Kuten siirrokset ja siirrosvyöhykkeet, hiertovyöhykkeetkin vaihtelevat kooltaan suuresti. Yksittäisellä paljastumalla havaittava hiertovyöhyke saattaa olla pari millimetriä leveä. Kallioperästämme tunnetaan toisaalta myös useita kilometrejä leveitä hiertovyöhykkeitä. Hiertovyöhykkeisiin voi liittyä myloniittisia ja pseudotakyltiittisiä kiviä.

Liuskeisuus

Liuskeisuus (engl. *foliation*, *schistosity*, *cleavage*) on deformaationessa kivessä esiintyvä, tiheään toistuva tasomainen yhdensuuntainen rakenne. Se syntyy yleensä deformaation ja metamorfoosin yhteisenä tuotteena.

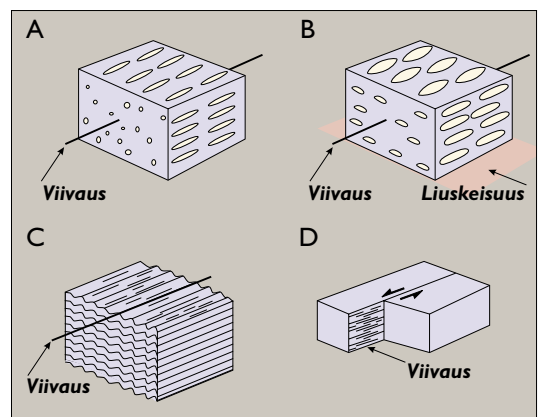
Liuskeisuus voi ilmetä monin tavoin. Paljain silmin se näkyy läpikotaisina tai vyöhykkeittäin esiintyvänä yhdensuuntaisina pintoina, joita pitkin kivet lohkeavat helpommin kuin muihin suuntiin. Yleensä se johtuu levymäisten mineraalien, kuten kiillesuomujen, tasomaisesta suuntauksesta, mutta voi

ilmetä myös koostumukseltaan vaihtelevina juovina tai tiheään toistuvina murtumapintoina. Liuskeisuus voi mittakaavaltaan vaihdella suuresti; sekä saviliuskeiden lohjetessa syntyvät lehdenohuet levyt että gneissien ja migmatiittien useita senttimetrejä paksut raidat ovat liuskeisuutta.

Poimutuksen yhteydessä liuskeisuus syntyy yleensä akselitason suuntaisena *akselitasoliuskeisuutena* (Kuva 2.21). Kun aiemmin muodostunut savi- tai kiilleliuskeen liuskeisuus poimuttuu sykkyrämäisesti, kehittyy kiveen *krenulaatioliuskeisuutta* (engl. *crenulation cleavage*). Liuskeisuutta syntyy myös hiertovyöhykkeissä.

Viivaus

Viivaukset eli *lineaatiot* ovat deformaation kiveen tuottamia viivamaisia ja läpikotaisia yhdensuuntaisia rakenteita. Viivauksia ovat *venymät* ja *leikkauslineaatiot* (Kuvat 2.22



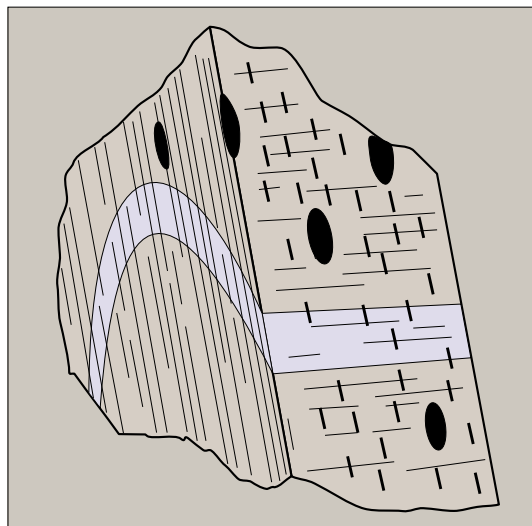
Kuva 2.22. Viivauksen eri tyyppejä. (A) Venymäviivaus, jossa viivausta muodostavat osat ovat kynämäisiä. (B) Venymäviivaus, jossa viivausta muodostavat osat ovat soikean kiekon muotoisia. Tämä luetaan myös liuskeisuudeksi, koska kiekot asettuvat tiettyyn tasoon. (C) Tiheään toistuvien poimuksien muodostama viivaus. (D) Siirrospinnan tai ns. haarniskapinnan viivaus, joka syntyy lohkojen hangatessa toisiinsa. Parkia (1989) mukailten.

ja 2.23). Näiden lisäksi poimuakseli luetaan viivaukseksi, varsinkin jos se toistuu tiheään ja muodostaa läpikotaisen piirteen.

Venymälineaatiota muodostuu, kun kivessä olevat kappaleet, esimerkiksi konglomeraatin mukulat, deformoituvat pitkänomaisiksi. Viivamaisesti suuntautuneita kiven rakennusosasia voivat olla myös pitkänomaiset rakeet ja raekasaumat.

Leikkauslineaatioita nähdään varsinkin poimujen akselitasoliuskeisuuspinoilla. Ne ovat akselitasoliuskeisuuden ja poimuttuneen, aiemmin tasomaisen ja tiheään toistuvan pinnan leikkausviivoja. Liuskeisuuspinnalla näkyvät leikkaus- ja venymälineaatiot voivat olla erisuuntaisia (*Kuva 2.23*).

Myös *siirrostopojen haarniskapinnoilla* (engl. *slickenside*) esiintyy lineaatiota, jota syntyy liikkuvien lohkojen hangatessa toisiinsa uurteita (*Kuva 2.22d*). Lopuksi mainittakoon *budinaasi* (engl. *boudinage*), joka tarkoittaa poimuakselin suuntaisia,



Kuva 2.23. Poimun liuskeisuuspinnalla näkyvä leikkauslineaatio (pitkähköt ohuet viivat, jotka syntyvät liuskeisuuden leikatessa kerroksia) ja venymäviivaukset (paksuhkot lyhyet viivat). Myös mustat soikiot ilmaisevat venymäviivausta; alunperin ne olivat pallonmuotoisia. Pricea ja Cosgrovea (1990) mukailten.

jonossa esiintyviä, nakkimakkaroina muistuttavia kerrosten osia. Rakenne syntyy, kun ympäristöään lujemmat kerrokset venyvät, kuroutuvat ja katkeilevat deformaation edetessä.

2.9. Maapallon kehärakenne

Maapallo on rakenteeltaan kehämäinen eli se koostuu kemialliselta koostumukseltaan ja fysikaalisilta ominaisuuksiltaan toisistaan eroavista kerroksista (*Kuva 2.24*). Maapallon uloimman osan, ns. yläkuoren, koostumus ja rakenne tunnetaan melko hyvin. Käsitteet maapallon sisäisestä rakenteesta perustuvat ennen kaikkea maanjärjestyksissä syntyviin seismisiin aaltoihin, joiden nopeus kasvaa kiven tiheyden myötä. P-aallot ovat pitkittäisiä seismisiä aaltoja, ja niiden edetessä väliaine vuorotellen supistuu ja laajenee aallon etenemissuunnassa. S-aallot ovat poikittaisia aaltoja, ja ne värähtelevät kohtisuoraan etenemissuuntaansa nähden. P-aallot ovat S-aaltoja nopeampia ja etenevät nesteessäkin, S-aallot eivät sen sijaan etene nesteessä.

Kemialliseen koostumukseen perustuvat kehät

Maapallo jaetaan kemiallisen koostumuksen perusteella kolmeen kehään (*Kuva 2.24*). Uloimpana on *kuori*, sitten *vaippa* ja sisimpänä *ydin*. Nämä voidaan jakaa edelleen yläkuoreen ja alakuoreen, ylävaippaan, vaipan vaihettumisvyöhykkeeseen ja alavaippaan sekä ulkoitimeen ja sisäitimeen. Valtamerten alla oleva merellinen kuori on koostumukseltaan basalttista ja selvästi ohuempi kuin mantereinen kuori (*Kuva 2.25*), joka on keskimääräiseltä koostumukseltaan andesiittia. Vaipan katsotaan koostuvan ultraemäksisistä kivistä ja vastaavan kemialliselta koostumukseltaan kivimeteoritteja. Ytimen

koostumuksen arvellaan vastaavan rautame-teoriittien koostumusta.

Maapallon *kuoren* alaraja määräytyy ns. Moho-pintana eli *Mohorovičićin olkauspinta*, jossa seismisten P-aaltojen nopeus kasvaa äkillisesti noin 6,5 km/s:sta noin 8 km/s:iin. Merellisen kuoren keskimääräinen paksuus on 6 - 7 km ja mantereisen kuoren 35 - 40 km. Merellinen kuori on ohuimmillaan, vain noin 3 km, valtamerten selänteillä. Mantereinen kuori on ohuimmillaan muutamia kilometrejä mannerten repeämävyöhykkeissä mutta on jopa 70 - 80 km paksu nuorten vuorijonojen kohdalla, esim. Himalajalla. Varsinkin mannerten reunoilla ja vulkaanisissa kaarissa kuori vaihtelee ominaisuuksiltaan mantereisen ja merellisen kuoren välillä.

Merellinen kuori koostuu pääosin emäksisistä laavoista sekä emäksisistä ja ultraemäksistä syväkivistä. Se on koostumukseltaan keskimäärin basalttista (n. 50 % piidioksidia eli SiO_2 :a).

Mantereinen kuori on rakenteeltaan, koostumukseltaan ja iältään vaihtelevampaa kuin merellinen kuori, ja sen tiheys, kivilajit ja kemiallinen koostumus vaihtelevat paljon sekä pysty- että vaakasuunnassa. Pystysuuntainen vaihtelu johtuu osin mineraalikoostumuksen mukautumisesta kohoavaan paineeseen ja lämpötilaan ja osittain kemiallisen koostumuksen muuttumisesta emäksisemmäksi syvälle mentäessä.

Mantereinen kuori jaetaan karkeasti kolmeen osaan: *sedimenttikerrokseen* (yleensä 0 - 5 km paksu), *yläkuoreen* (10 - 20 km paksu) ja *alakuoreen* (15 - 25 km paksu). Yläkuori vastaa keskimääräiseltä koostumukseltaan granodioriittia, ja sen piidioksidipitoisuus on noin 65 %. Alakuoren kivet ovat yleensä emäksisiä granuliitteja. Kokonaisuutena mantereinen kuori on andesiittista ja sen keskimääräinen piidioksidipitoisuus on 57 - 60 %.

Vaippa ulottuu keskimäärin 20 kilometrin syvyydeltä 2 890 kilometrin syvyyteen ja

se jaetaan kolmeen osaan. Ylävaippa ulottuu noin 400 kilometriin, vaihettumisvyöhyke on 400 - 670 kilometrin syvyydellä, ja sen alapuolella alavaippa ulottuu 2 890 kilometriin. Vaippa koostuu valtaosin ultraemäksisistä kivistä. *Ylävaippa* on peridoittiä, jossa päämineraaleja ovat yleensä oliviini, ortopyrokseeni, klinopyrokseeni ja granaatti. *Vaihettumisvyöhykkeessä* matalamman paineen mineraalit muuttuvat korkeamman paineen faaseiksi eli tiiviimpään muotoon. Esimerkiksi oliviini muuttuu aluksi rakenteeltaan spinellimäiseksi mineraaliksi, joka syvemmällä korvautuu (Mg,Fe)-perovskiitilla ja (Mg,Fe)-periklaasilla.

YlävaiPASSA on yleensä 80 - 300 kilometrin syvyydellä noin 50 - 100 kilometriä paksu ns. *hitaan nopeuden kerros*, jossa maanjäristysaaltojen nopeudet syvemmälle mentäessä aluksi laskevat ja sitten kohoavat hitaasti. Kerros alkaa valtamerten selänteiden ja mantereisten repeämävyöhykkeiden alla parinkymmenen kilometrin syvyydessä. Se näkyy mantereiden alla heikommin kuin valtamerten alla. Hitaan nopeuden kerroksessa on kiinteän kiven joukossa hiukan kivisulaa hidastamassa aaltojen etenemistä. Kerros on laattatektoniikan kannalta olennaisen tärkeä, koska sen sisäinen kitka eli viskositeetti on alhainen ja se voi pitkien aikojen kuluessa deformatua virtaamalla. Siten litosfääriin jäykät laatat voivat liukua sitä pitkin.

Vaipan ja ytimen välinen raja on ns. *Gutenbergin olkaus*, jossa P-aaltojen nopeus putoaa jyrkästi noin 13,5 km/s:sta noin 8 km/s:iin ja jota syvemmälle Maan sisuksiin S-aallot eivät etene. Olkaus edustaa koostumukseltaan erilaisten kehien rajaa, jossa alavaiipan kiinteä aines vaihtuu nestemäiseksi. Vaiipan ja ytimen rajalla lämpötilan arvellaan olevan n. $4\,500 \pm 500$ °C kun se ytimen keskellä lienee n. $6\,700 \pm 500$ °C (Condie 1997).

Ydin jakautuu nestemäiseen *ulkoymeen*, joka ulottuu 5 150 kilometrin sy-

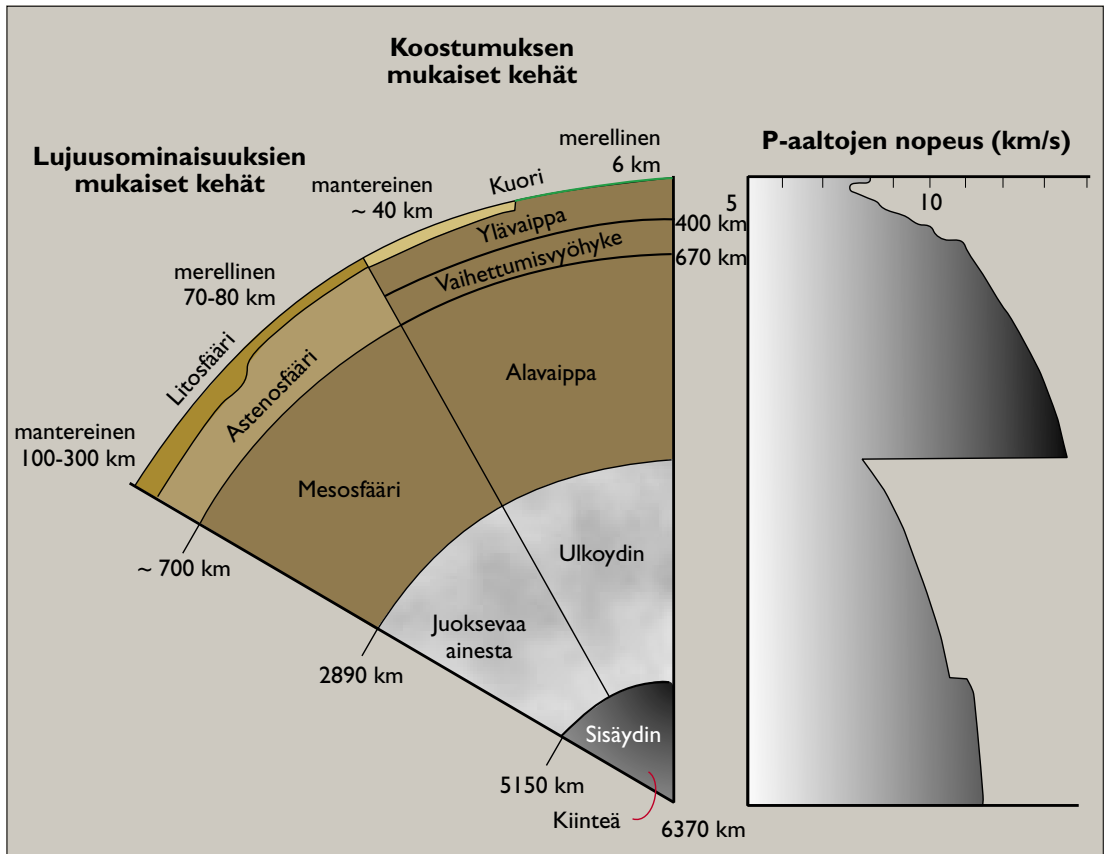
vytteen, ja kiinteään *sisäyttimeen*, jonka keskipiste on n. 6 370 km:n syvyydellä maanpinnasta. Ulkoydin on koostumukseltaan valtaosin rautaa, mutta se sisältänee myös noin 5 % nikkeliä sekä hiukan rikkiä tai happea. Sisäydin lienee puhdasta rautaa tai sisältää raudan ohella nikkeliä.

Kiven sulaessa osa alkuaineista rikastuu voimakkaasti muodostuvaan sulaan; näitä kutsutaan *sopeutumattomiksi alkuaineiksi* (engl. *incompatible element*). Kun Maan vaippa on aikojen saatossa toistuvasti sulanut ja tuottanut mantereista kuorta, ovat vaippaan sopeutumattomat alkuaineet (esim. rubidium, torium, uraani, kalium ja barium) erottuneet tehokkaasti ja rikastuneet mannerkuoreen.

Lujuusominaisuuksiin perustuvat kehät

Maankuori ja vaipan yläosa muodostavat lujuusominaisuuksiensa perusteella suhteellisen jäykän ja lujan *litosfäärin* eli *kivikehän*, jonka paksuus on yleensä 50 - 300 km. Tämän alapuolella on *astenosfääri*, joka käsittää osia sekä ylävaipasta että vaipan vaihettumisvyöhykkeestä. Astenosfäärin ylin 50 - 100 km koostuu vaipan hitaan nopeuden kerroksesta, joka on litosfääriä heikompaa ja deformoituu helpommin virtaamalla. Astenosfäärin arvioidaan ulottuvan noin 700 km:n syvyyteen. Sen alapuolista vaippaa kutsutaan *mesosfääriksi*.

Merellinen litosfääri on keskimäärin 60 - 80 km paksu. Se saattaa olla alle 20 km paksu valtamerten selänteillä ja on noin 100



Kuva 2.24. Maapallon kehärakenne lujuusominaisuuksien ja koostumuksen mukaan sekä seismisten P-aaltojen nopeuden vaihtelu syvyyden mukaan. Keareyn ja Vinen (1996) mukaan.

km paksu valtameren reunoilla. Mantereisen litosfäärin paksuudeksi esitetään yleensä 100 – 300 km, mutta se saattaa olla alle 50 km mantereisten repeämävyöhykkeiden alla ja jopa 400 km prekambriksen kilpien alla.

2.10. Isostasia

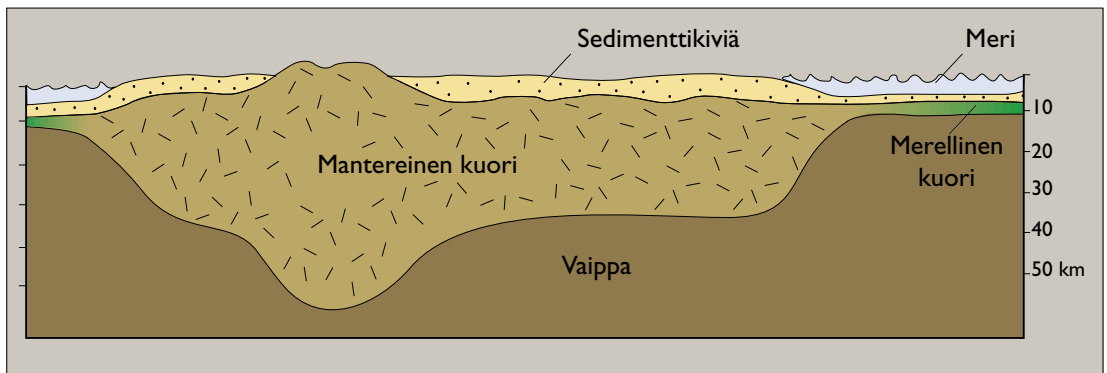
Jo pari sataa vuotta sitten havaittiin, että suurten vuoristojen kohdalla Maan painovoima on odotettua heikompi. Tämä johtuu siitä, että vaipan päällä kelluva, vaippaa kevyempi kuori ulottuu vuoriston alla syvemmälle kuin muualla (Kuva 2.25). Siten kuori ja vaippa ovat vuoristonkin kohdalla *isostaattisessa tasapainossa*, aivan kuten jäävuoret meressä.

Toinen esimerkki pyrkimyksestä isostaattiseen tasapainoon on jääkauden jälkeinen maan kohoaminen Fennoskandiassa. Jääkauden aikana mannerjäätikkö aiheutti maankuoreen useita satoja metrejä syvän painuman, joka on oiennut ja edelleen oikeenee hiljalleen jäätikön sulamisen jälkeen. Tämä osoittaa, että jäätikön muodostuessa sen kohdalla kuoren alla ollut materiaali pystyi virtaamaan sivuille ja nyt se palautuu takaisin jäätikön painon poistuttua.

2.11. Maankuoren tyypit

Maankuoren perustyyppit ovat *mantereinen* ja *merellinen*; näiden lisäksi kuori voi olla *vaibettuvaa*. Mantereinen kuori on merellistä selvästi paksumpi ja koostumukseltaan happamampi. Perustyyppit voidaan jakaa iän sekä seismisen, vulkaanisen ja tektonisen aktiivisuuden mukaan useisiin tyypeihin (Condie 1989, 1997).

Mantereilla erottuu topografialtaan tasaisia ja tektonisesti vakaita alueita, joissa prekambriin kallioperä on paljastuneena; nämä ovat *prekambrisia kilpiä*. Esimerkiksi Suomi kuuluu Fennoskandian kilpeen. Myös *mannerlaakiot* ovat tasaisia ja vakaita, mutta niillä prekambriin kallioperä on paksujen deformatiomattomien sedimenttikerrosten peittämä. Valtaosa Venäjän Euroopan puoleisesta osasta sekä Baltian maat kuuluvat tällaiseen mannerlaakioon. Kilpien ja laakioiden prekambriin kallioperä muodostavat yhdessä *kratoneita*, jotka ovat nykyisin tektonisesti vakaita (vaikka-kin niiden peruskallio aikoinaan suurelta osin muodostui hyvin rauhattomissa oloissa). Fanerotsooiset (570 miljoonaa vuotta nuoremmat), voimakkaasti deformatiuneet *poimuvuoristot* tai *orogeenit* reunustavat kratoneita mannerten sisällä ja monin paikoin niiden reunoilla. Fennoskandian



Kuva 2.25. Ohut merellinen kuori, edellistä paksumpi mantereinen kuori ja isostasiaperiaatteen mukaiset vuoriston syvät juuret.

kilpi, Venäjän ja Baltian maiden laakio sekä Ukrainan kilpi muodostavat yhdessä Fennosarmatian kratonin, jota idässä reunustavat Uralit ja lännessä Norjan ja Ruotsin Kaledonidit. Nuoret orogeeniset vyöhykkeet, kuten Alpit, ovat tektonisesti epävakaita ja topografialtaan jyrkkäpiirteisiä, mutta paleotsooiset orogeenit, kuten Kaledonidit, ovat selvästi vakaampia ja topografialtaan tasaisempia.

Valtamerialueilla voidaan myös erottaa topografian sekä seismisen, vulkaanisen ja tektonisen aktiivisuuden perusteella erilaisia kuorityyppejä. *Valtamerten selänteet*, kuten Atlantin keskiselänne, ovat seismisesti ja vulkaanisesti aktiivisia, kohoavat ympäröivästä merenpohjasta parikin kilometriä ja niiden keskellä on selänteen suuntainen keskuslaakso. Selänteitä ympäröivät *valtamerten pohjatasangot* ovat tektonisesti valtaosin vakaita ja topografisesti tasaisia. Pohjatasangoista kohoaa *merivuoria*, *valtamerten vulkaanisia saaria* ja niiden muodostamia *saariketjuja*, jotka ovat syntyneet litosfäärilaattojen sisäisen vulkaanisen toiminnan tuloksena. Ketjujen ikääntyneet saaret ovat vakaita, mutta nuorilla saarilla, kuten Havaijilla, vulkaaninen ja seisminen toiminta on vilkasta.

Vaihettumiskuoren tyyppejä voidaan erottaa useita. Niitä ovat esimerkiksi tektonisesti epävakait *mannerten repeämävyyhykkeet*, ja niihin luetaan myös valtamerten pohjasta pari kolme kilometriä kohoavat *merelliset ylätasangot* (engl. *oceanic plateau*), jotka nykyisin ovat tektonisesti vakaita ja joiden kohdalla kuoren paksuus on yleensä 15 - 30 kilometriä. Valtaosa merellisistä ylätasangoista on litosfäärilaattojen sisäisen laajamittaisen vulkaanisen ja muun magmaattisen toiminnan tulosta. Myös vulkaanisesti ja seismisesti hyvin aktiivisten *vulkaanisten kaarten* ja *subduktiivvyöhykkeiden* sekä niihin liittyvien valtamerten kapeiden *syvänteiden* kuori luetaan vaihettumistyyppiseksi. Vulkaaniset

kaaret ja kaarisysteemit voidaan karkeasti jakaa merellisen kuoren ympäröimiin saarikaariin (esim. Mariaanit) ja aktiivisten mannerreunusten kaariin (esim. Andit).

2.12. Laattatektoniikka

Tektoniikka käsittelee maankuoren ja litosfäärin suurimuotoisten rakenteiden, esimerkiksi poimuvuoristojen syntyä ja kehitystä. Nykyään vallalla olevan laattatektonisen teorian mukaan Maan litosfääri on jakaantunut mosaiikkimaisesti jäykkiin laattoihin, jotka liikkuvat astenosfäärin päällä (*Kuvat 2.26 ja 2.27*). Laattojen välisiä rajoja on kolmenlaisia. Valtamerten selänteillä laatat erkanevat toisistaan, subduktio- ja törmäysvyöhykkeissä laatat lähentyvät toisiaan, ja transformisilla rajoilla laatat liukuvat toistensa sivuitse (*Kuva 2.27*). Laattatektoniikka tutkii litosfäärilaattojen syntyä, kehitystä ja tuhoutumista sekä näiden prosessien syitä. Sen avulla pyritään myös tunnistamaan vanhojen kivien ja kerrostumien tektoninen synty-ympäristö.

Litosfäärilaattoihin kuuluu maankuoren lisäksi myös osia ylävaipasta. Laatat sisältävät yleensä sekä mantereista että merellistä kuorta, mutta näiden suhteelliset osuudet vaihtelevat laatasta toiseen. Euraasian ja Pohjois-Amerikan laatoissa on mantereista kuorta paljon, Tyynenmeren laatasta sitä on vähän ja Nazca-laatasta sitä ei ole lainkaan (*Kuva 2.26*). Suomessa yleisesti noudatettu tapa kutsua litosfäärilaattoja mannerlaatoiksi antaa siksi niiden olemuksesta virheellisen vaikutelman.

Orogenia tarkoittaa sananmukaisesti vuoren syntyä (kreikan *oros* = vuori ja *genesis* = syntyminen). Orogeniaksi on perinteisesti kutsuttu prosessia, joka johtaa poimuvuoriston syntyyn, ja nykyisin sillä tarkoitetaan lähentyvien ja törmäävien laattojen rajoilla tapahtuvia deformaatioprosesseja

(Windley 1995). *Orogeeni* on orogeeninen vyöhyke eli alue, jossa on tapahtunut, tai paraikaa tapahtuu, orogeenisia prosesseja. Nykyisin erotetaan mannerten törmäykseen (esim. Himalaja), merellisen laatan subduktioon mantereeseen alle (esim. Andit) sekä litosfäärin vaihtelevankokoisten osasten yhteenkeräytymiseen (esim. Pohjois-Amerikan länsiosat) liittyvät orogeenit.

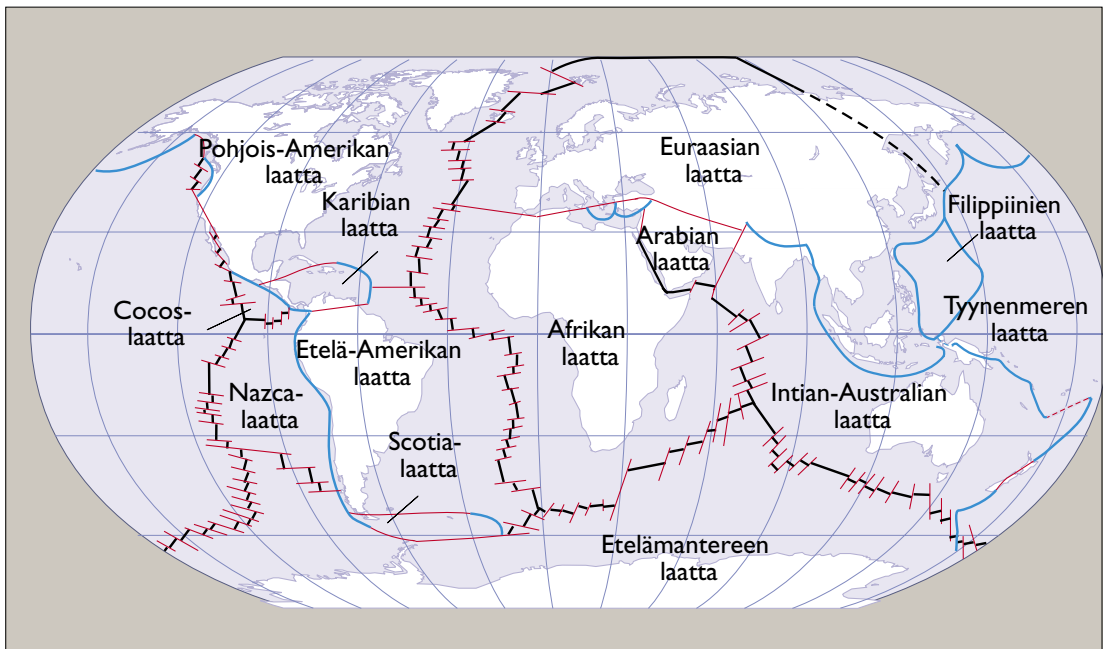
Laattatektonisen teorian kehittyminen

Vielä 1960-luvulla, ennen laattatektonista teoriaa, Maan kuori käsitettiin vakaaksi, ja poimuvuoristojen synty selitettiin *geosynkliiniteorian* avulla. Sen mukaan pystysuunnassa tapahtuvat liikunnot aiheuttavat tektonisesti aktiivisia vyöhykkeitä, joissa tapahtuu mm. vuorijonojen poimutusta. Vuorijonojen ajateltiin syntyvän paikallaan

pysyvien pitkänomaisten altaiden (geosynkliinien) kohdalle, kun altaat vajotessaan täyttyivät paksuilla sedimenttikerroksilla ja poimutuivat vuorijonoiksi.

Laattatektoniikka sai nykyisen muotonsa 1960-luvulla lähinnä merenpohjan kartoituksen tuloksena. Sitä edelsi Alfred Wegenerin 1910-luvulla esittämä hypoteesi *mannerten vaelluksesta* ja siitä että mantereet ovat muinoin muodostaneet yhtenäisen kokonaisuuden, ns. Pangea-supermantereen. Wegenerin peruslähtökohta oli, että Atlantin itäiset ja läntiset rantaviivat sopivat yhteen kuin palapelin palat, mutta hän perusteli ajatustaan myös muinaisten eläimistöjen ja kasvistojen sekä jäätiköitymisten avulla. Wegeneriä vastustettiin mm. siksi, että mantereiden liikkumisen syitä ei osattu selittää vakuuttavasti.

Mantereiden muinaisesta yhteisöstä



Kuva 2.26. Maapallon litosfäärin suurimmat laatat. Musta viiva: erkanevien laattojen raja; punainen viiva: transformin laattojen raja (ja sen jatkeena oleva murrosvyöhyke); sininen viiva: lähentyvien laattojen raja. Katkoviivat ilmaisevat epävarmoja tai epämääräisiä laattarajoja. Välimeren pohjukan pienoislaatat ovat Helleeninen laatta ja Anatolian laatta. Lähteinä Condie (1989, 1997), Skinner ja Porter (1992) sekä Tarbuck ja Lutgens (1996).

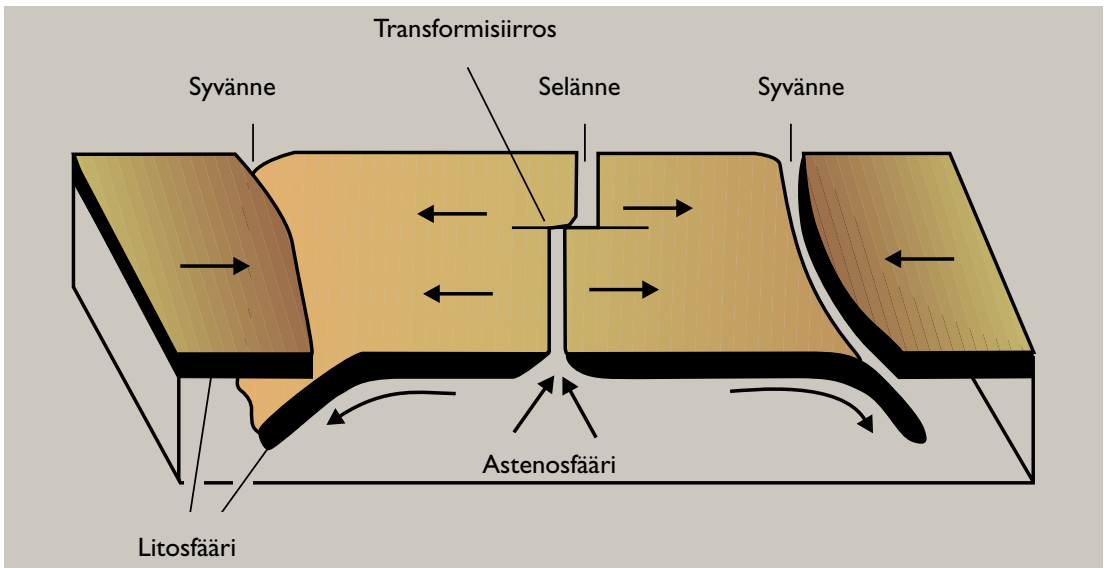
saatiin lisätodisteita 1950-luvulla paleomagneettisista tutkimuksista, joiden mukaan triaskaudella (n. 245 – 210 miljoonaa vuotta sitten) mantereet liikkivat yhtenä kokonaisuutena.

1960-luvun alussa toivat Harry H. Hess ja Robert S. Dietz esiin ajatuksen *merenpohjan leviämisestä*. Sen mukaan valtamerialtaiden pohja kasvaa keskiselänneillä, ja syntyvä merellinen kuori sekä mantereet vaeltavat vaipan konvektiovirtausten päällä kuin liukuhihnalla. Merellinen kuori painuu takaisin vaippaan valtameren syvänteissä, joihin liittyy myös intensiivistä seismistä ja vulkaanista toimintaa. Nykyisen laattatektoniikka-teorian mukaan liikkuvana osana on koko litosfääri, siis kuori ja osa ylävaipasta.

Teoria merenpohjan leviämisestä vahvistui merkittävästi, kun englantilaiset E.J. Vine ja D.J. Matthews vuonna 1963 ehdottivat selityksen valtameren pohjissa havaituille nauhamaisille positiivisille ja negatiivisille *magneettisille poikkeamille* eli *anomalioidelle*. Kun valtameren

selänneessä muodostuu uutta merellistä kuorta magmojen purkautuessa selänteen keskelle, magnetoituvat tuoreet laavakivet jäähtyessään kulloisenkin magneettikentän mukaisesti. Maan magneettisten napojen vaihdettua paikkaansa saavat nuoremmat laavakivet aiemmin purkautuneisiin laavakiviin verrattuna käänteisen magneettisen suuntauksen. Selänteen suuntaisten nauhamaisien anomalioiden kuvio muodostuu, kun magneettisten napojen vaihtuminen on toistunut useita kertoja.

Lisätodisteita saatiin, kun syvän meren sedimenttien ja merenpohjan basalttien iän havaittiin kasvavan selänneiltä ulospäin. Jurakautisia vanhemmat sedimentit puuttuvat merten pohjista kokonaan, joten niitä vanhempi merenpohja on kadonnut. Merkittävä oli myös J. Tuzo Wilsonin idea transformi-sirroksista, jolla selitettiin valtameren selänneitä katkoviin siirrostensa ja niissä tapahtuvien maanjäristysten ensiliikuntojen väliset suhteet (*Kuva 2.17*). Laattatektoniikkateoria saavutti nykyiset



Kuva 2.27. Laattatektoniikan periaate. Litosfäärilaatat loitontuvat toisistaan selänneillä, liukuvat toistensa ohi transformisiirroksissa sekä lähentyvät toisiaan ja painuvat toistensa alle (subduktoituvat) syvänteiden kohdalla.

piirteensä 1970-luvun alkuun mennessä.

Laattojen liikuntojen nopeus

Merenpohja leviää ja litosfäärilaatat liikkuvat toistensa ja astenosfäärin suhteen *muutamia senttimetrejä vuodessa*. Näin kymmenessä miljoonassa vuodessa saattaa syntyä useita satoja tai parikin tuhatta kilometriä leveä valtameri. Laattojen nopeus on samaa suuruusluokkaa kuin ihmisen kynsien kasvunopeus; 1 mm viikossa tekee noin 5 cm vuotta kohti.

Laattojen liikenopeuden mittaamisessa on käytetty merenpohjan magneettisten anomalianauhojen sekä merenpohjan vanhimpien sedimenttien ikiä ja etäisyyksiä selänneestä. Paikallaan pysyvinä vertailupisteinä on käytetty vaipan *kuumia pisteitä* (engl. *hot spot*), jotka synnyttävät laatan sisäisistä tulivuorista muodostuvia saariketjuja litosfäärilaatan kulkiessa kuumen pisteen yli. Uudempia mittauskeinoja ovat kvasaarin lähettämään radiosäteilyyn, satelliiteista heijastettuihin lasersäteisiin sekä globaaliseen paikantamisjärjestelmään (GPS) perustuvat menetelmät.

Valtamerten selänneillä leviämisenopeudet ovat yleensä 2 - 10 cm vuodessa. Keski-Atlantin selänneellä laatat etäännyvät toisistaan 2 - 4 cm vuodessa, Galapagoksella noin 6 cm vuodessa, mutta Tyynenmeren laatta ja Nazca-laatta erkanevat toisistaan 16 - 18 cm vuodessa. Subduktionopeudet ovat suurimpia Tyynenmeren ympärillä, n. 6 - 11 cm vuodessa. Intian-Australian laatta ja Euraasian laatta lähentyvät toisiaan Himalajalla noin 5 cm vuodessa, mutta Afrikan laatta lähentyy Euraasian laattaa vain noin 1 cm vuotta kohti.

Litosfäärilaattojen absoluuttisia nopeuksia on laskettu olettamalla, että vaipan kuumat pisteet pysyvät paikallaan pitkiä aikoja. Esimerkiksi Havaijilta luoteeseen ulottuvassa n. 4 000 km pitkässä tulivuorten ketjussa liike on ollut noin 9 cm vuodessa

viimeisimpien 30 miljoonan vuoden aikana.

Laattojen liikuntojen syyt

Laattojen liikkeen perussyy on Maan sisäisen lämmön epätasainen jakautuminen. Maan kuumista sisuksista siirtyy lämpöä viileää pintaa kohti osin johtumalla ja osin konvektiovirtausten avulla. Konvektiovirtauksia syntyy, kun Maan sisäosista kohoaa ylös kuumaa, suhteellisen kevyttä ainesta ja se korvautuu alaspäin tai sivulta virtaavalla kylmällä ja raskaammalla aineksella. Vastaavia virtauksia syntyy, kun vettä kuumennetaan kattilassa. Maan sisäosien korkean paineen ja lämpötilan alaisena aines voi pitkien aikojen kuluessa virrata, tosin hyvin hitaasti, konvektiovirtausten mukana vaikka se ei olisikaan sulaa.

Laattojen liikkeiden varsinaisina mekanismeina on esitetty muun muassa, että konvektiovirtaukset nousevat ylös valtamerien selänneillä, kääntyvät horisontaalisiksi ja vetävät mukanaan litosfääriä kuin liukuhihnalla, kunnes laatta virtausten mukana painuu alas subduktiovyöhykkeissä. Kuumen aineksen kohoaminen selänneen alle saattaa myös aiheuttaa pullistuman, joka työntää laattoja sivuun. Edelleen, koska selänneeltä loitonnut litosfäärilaatta on jäähtyttyään astenosfääriä raskaampi, se painuu painovoiman vaikutuksesta alas subduktiovyöhykkeessä ja vetää muuta laattaa mukanaan.

Litosfäärilaattojen rajat

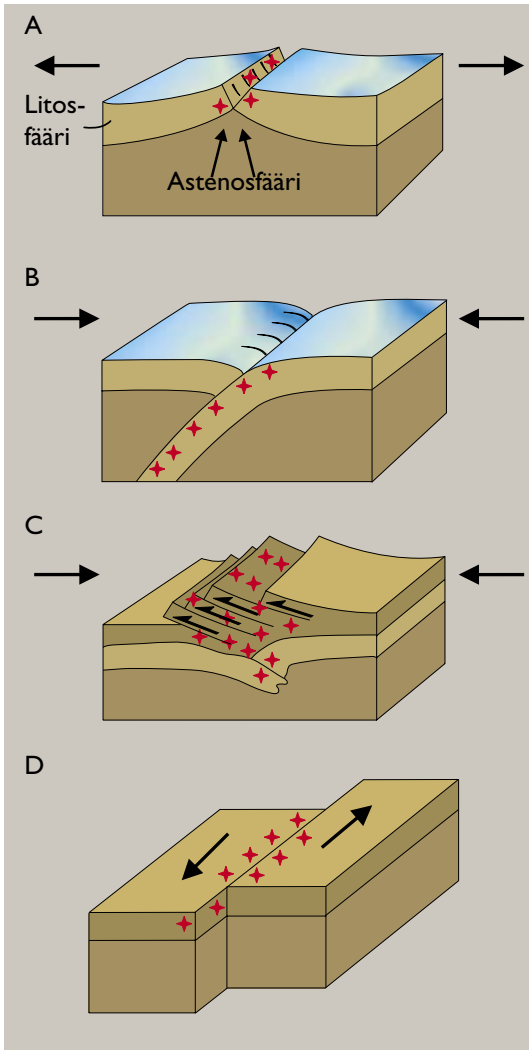
Litosfäärilaattojen rajat on määritelty maanjäristysvyöhykkeiden avulla. Laattatektonisen teorian mukaan tiettyyn laattarajaan kohdistuva jännitys välittyy jäykän laatan vastakkaiselle rajalle ilman, että laatan sisällä tapahtuu merkittävää deformaatiota. Tämän vuoksi deformaatio ja maanjäristykset keskittyvät laattojen reunoille.

Laattojen rajojen kolme päätyyppiä on

esitelty *Kuvissa 2.27 ja 2.28*. Litosfääriä syntyy erkanevien laattojen rajoilla, sitä tuhoutuu lähentyvien laattojen rajoilla, ja transformisilla rajoilla laatat liukuvat toistensa sivuitse ilman litosfäärin muodostumista tai tuhoutumista. Litosfäärilaatat ja niiden rajat ovat jatkuvassa muutostilassa. Laatat saattavat laajentua tai kutistua sen mukaan, syntykö laatan erkanemisrajoilla enemmän

kuorta kuin mitä subduktiovyöhykkeissä tuhoutuu. Esimerkiksi Afrikan laatta kasvaa, koska sitä ympäröivät, pohjoisreunaa lukuunottamatta, uutta litosfääriä tuottavat erkanevien laattojen rajat.

Erkanevien laattojen rajoilla laatat loitontuvat toisistaan, kun vaippa pullistuu ylöspäin ja magma työntyy laattojen väliin.



Kuva 2.28. Litosfäärilaattojen rajojen tyypit ja niille luonteenomaisia piirteitä. Punaiset tähdet esittävät maanjäristyskeskuksia. Pääosin Skinnerin ja Porterin (1992) mukaan.

(A) Erkanevien laattojen rajalla on topografinen kohouma (yleensä valtameren selänne), jonka keskellä on normaalsiirrosten rajaama keskuslaakso. Astenosfääri ulottuu tavanomaista ylemmäksi ja litosfääri on tavanomaista ohuempi. Maanjäristykset ovat melko heikkoja ja niiden keskukset ovat matalalla.

(B) Lähentyvien laattojen raja, jossa toinen laatoista painuu eli subduktoituu toisen alle. Topografisesti sitä luonnehtivat valtameren syväne sekä vulkaaninen kaari. Maanjäristyskeskuksia on jopa 700 km:n syvyydessä, ja ne muodostavat ns. Benioff- tai Wadati-Benioff-vyöhykkeen. Syvät maanjäristykset saattavat olla voimakkaita, ja matalammat järjestykset ovat yleensä niitä heikompia. Mataliin maanjäristyksiin liittyvät liikunnot tuottavat yleensä normaalsiirroksia ja syviin järjestyksiin liittyvät liikunnot työntösiirroksia.

(C) Lähentyvien laattojen raja, jossa kaksi mannta törmää toisiinsa. Topografisesti se ilmenee poimuvuoristona. Siinä tapahtuu ylyöntösiirroksia ja kuoren kokoonpuristumista, minkä vuoksi kuoresta tulee epätavallisen paksu. Maanjäristykset saattavat olla voimakkaita ja niitä esiintyy vielä muutaman sadan kilometrin syvyydessä.

(D) Transforminen laattojen raja, jossa laatat liukuvat toistensa sivuitse transformisiirrosta pitkin. Maanjäristysten keskukset sijaitsevat suhteellisen matalalla (alle 100 km:n syvyydessä). Järjestykset saattavat olla voimakkaita, ja niihin liittyvät liikunnot tapahtuvat valtaosin vaakasuuntaan.

Topografiassa erkanevien laattojen rajat näkyvät valtameren selänteinä (esim. Atlantin keskiselänne). Ne ovat seismisesti ja vulkaanisesti hyvin aktiivisia. Selännteitä halkaisevat keskuslaaksot ovat normaalisiiirrosten rajaamia hautavajoamia. Niihin, samoin kuin selännteitä katkoviin transformisiirokseen liittyvien maanjäristysten keskukset sijaitsevat matalalla (alle 100 km).

Mantereisissa repeämävyöhykkeissä nähdään monia niistä piirteistä, joita esiintyy erkanevien laattojen rajoilla valtameren selännteillä. Vulkaaniset kivet ovat kuitenkin koostumukseltaan vaihtelevampia kuin valtameren selännteiden basaltit, ja sedimentit ovat melko karkearakeisia. Mantereisista repeämävyöhykkeistä tunnetuin on tuhansia kilometrejä pitkä Itä-Afrikan hautavajoamien muodostama systeemi, joka jatkuu avautumassa olevan meren pohjana Punaisella merellä.

Läbentyvien laattojen rajoja on kahta tyyppiä. Ensimmäistä luonnehtivat subduktiovyöhykkeet ja valtameren syvänteet, ja toisen muodostavat mannerten törmäysvyöhykkeet. *Valtamerten syvänteitä ja subduktiovyöhykkeitä* muodostuu, kun merellinen laatta painuu eli subduktoituu toisen (merellisen tai mantereisen) laatan alle astenosfääriin. Valtameren syvänne muodostuu kohtaan, jossa merellinen laatta alkaa taipua alas. Subduktion edellytyksenä on, että alas painuva laatta on astenosfääriä raskaampaa. Subduktiovyöhykkeet näkyvät maanjäristyskeskusten muodostamina levymäisinä ja kaarevina pintoina, joiden jyrkkyys on yleensä 30 - 60 astetta ja joissa maanjäristyksiä esiintyy jopa 700 km:n syvyydessä. Maanjäristysten keskukset keskittyvät painuvan laatan Benioff- (tai Wadati-Benioff) vyöhykkeenä tunnettuun yläosaan, joka edustaa laatan haurasta yläreunaa. Subduktiovyöhykkeiden yläpuolella on tulivuorten muodostamia vulkaanisia kaaria ja kaarisysteemejä. Esimerkiksi Japanin maanjäristykset ja tulivuoret liittyvät

Tyynenmeren laatan subdukioon Euraasian laatan alle.

Mannerten törmäysvyöhykkeissä toisiaan lähestyvät mantereiset laatat ovat molemmat keveitä eivätkä pysty painumaan astenosfääriin ja siksi pyrkivät puristumaan toisiaan vasten. Tämän vuoksi mannerten törmäysvyöhykkeet ovat voimakkaan deformaation ja poimuvuoristojen alueita. Seisminen toiminta jakaantuu niissä vaakasuunnassa laajalle alueelle eikä Benioff-vyöhykettä voida erottaa. Valtaosa maanjäristyksistä tapahtuu alle 100 km:n syvyydessä, mutta syvemmälläkin tapahtuvia järjestyksiä on runsaasti, kuitenkin siten että yli 300 km:n syvyiset ovat harvinaisia. Nykyisistä törmäysvyöhykkeistä vaikuttavin on Himalaja, jossa Intian - Australian ja Euraasian laattojen törmäys alkoi n. 50 miljoonaa vuotta sitten.

Transformisilla laattarajoilla laatat liikkuvat vaakasuuntaisesti toistensa sivuitse transformisiiroksia pitkin. Maanjäristyskeskukset ovat transformisiiroksissa matalalla. Tyynenmeren ja Pohjois-Amerikan laattojen raja Kaliforniassa on transforminen, ja sen tunnetuimman osan muodostaa San Andreas-siirros (*Kuva 2.16*).

Laattatektoniset ympäristöt

Tärkeimpiä laattatektonisia ympäristöjä ovat (1) *kratonit*, (2) *mannerten repeämävyöhykkeet*, (3) *valtamerten selännteet*, (4) *kaarisysteemit* (tai subduktiovyöhykkeet), (5) *mannerten törmäysvyöhykkeet* sekä (6) *transformiset laattojen rajat*. Litosfääri-laattojen sisällä ja erilaisilla rajoilla vallitsevat tektoniset olosuhteet poikkeavat toisistaan suuresti, ja tämä heijastuu myös eri ympäristöissä muodostuviin pintasyntyisiin ja plutonisiin kivilajiseurueisiin, niiden koostumukseen sekä deformaatioon ja metamorfoosiin. Nykyisiin laattatektonisiin ympäristöihin vertaamalla pyritään myös tunnistamaan muinoin muodostuneiden kivilajiseurueiden tektoninen asema.

(1) *Kratoneilla* kerrostuu pääasiassa pitkälle rapautuneita sedimenttejä kuten kvartsihiekkvoja ja savia sekä matalan meren karbonaattikerrostumia ja evaporaatteja. Sedimentaatio voi tapahtua kratonien sisäisiin mataliin altaisiin, mannerjalustoille ja passiivisille mannerreunoille. Kratonisten hiekkakivien olemus heijastaa voimakasta rapautumista, lähdealueiden loivia pinnanmuotoja sekä pitkää kuljetusta. Nämä piirteet, samoin kuin matalan meren karbonaattikerrostumat kertovat tektonisesti vakaista oloista.

Kratoneilla purkautuvat vulkaaniset kivet tai niihin tunkeutuvat syväkivet ovat harvinaisia. Mikäli niitä tavataan, ovat ne pienialaisia intrusiiveja, juonia tai vulkaanisia piippuja ja koostumukseltaan alkalisia. Tunnetuimpia ovat jopa 300 km:n syvyydestä peräisin olevat *kimberliittit*, jotka sisältävät, timanttien ohella, ylvaipan sulkeumia.

(2) *Mantereiset repeämävyöhykkeet* ovat pitkänomaisia, normaalisiirrosten rajamia repeämälaaksojen systeemejä, joiden alla sekä kuori että litosfääri ovat tavallista ohuempia. Repeämävyöhykkeissä maankuori on yleensä pullistunut kupolimaisesti ylöspäin, ja kuumaa astenosfääriä on saatanut tunkeutua vyöhykkeiden alla lähelle Maan pintaa (*Kuva 2.29*). Siksi lukuisissa repeämävyöhykkeissä on runsaasti magma-kiviä, jotka muodostavat *bimodaalisia seuruieita* eli niissä on pääasiassa vain emäksisiä ja happamia kiviä.

Repeämävyöhykkeiden sedimentit ovat lähinnä mantereisten kerrostumisympäristöjen, usein rinnekeilojen, karkearakeisia hiekkakiviä ja konglomeraatteja. Niiden aines on peräisin ympäröivistä, koholle nousseista siirroslohkoista, jotka koostuvat mantereisista kivistä eli varsinkin granitoideista. Lisäksi repeämässä saattaa kerrostua evaporaatteja, järvisedimenttejä, eolisia sedimenttejä sekä, jos meri pääsee tulvimaan repeämään, matalanmeren sedimenttejä. Repeämän laajetessa ja sen keskustan muut-

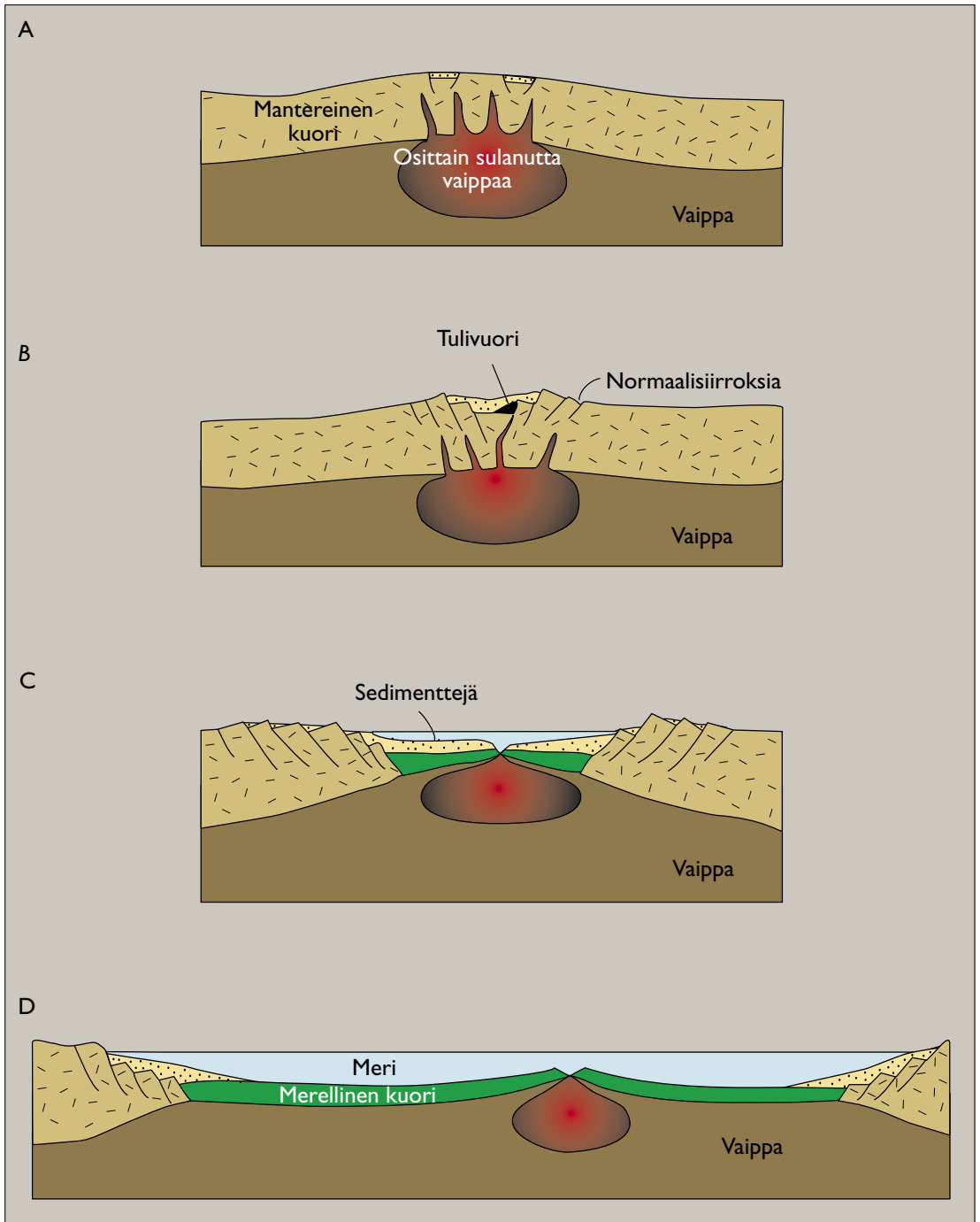
tuessa merenpohjaksi peittyvät aiemmat kerrostumat mannerrinteen turbidiittiviuhkoilla ja syvänmeren sedimenteillä.

Joissakin tapauksissa mantereen repeäminen ei johda valtameren avautumiseen vaan prosessi keskeytyy. Näin syntynyt sedimentaatioallas tunnetaan nimellä *aulakogeeni* (engl. *aulacogen*), ja se saattaa sisältää repeämävyöhykkeen kerrostumien ohella myös syvemmän veden sedimenttejä kuten mannerrinteen turbidiitteja.

(3) *Valtamerten selänteille* tyypillisiä kivilajeja ovat ultraemäksiset kivet, gabrot, diabaasien muodostamat levyjuonistot ja basalttiset tyynylaavat (*Kuva 6.5*). Näiden päällä on ohuelti sertejä, metalleista rikkaita sedimenttejä, pelaagista lietettä ja syvän meren savia. Käsitukset selänteiden kivilajeista ja rakenteesta ovat osin peräisin *ofioliiteista*, jotka ovat mannerten törmätessä niiden väliin jääneen merellisen litosfäärin osia. Esimerkiksi Kyproksen Troodos-vuoriston emäksiset ja ultraemäksiset kivet muodostavat ofioliitin, joka syntyi n. 90 miljoonaa vuotta sitten Afrikan ja Euroasian laattojen välisen Tethys-meren pohjan osana.

(4) *Kaarisysteemeitä* syntyy subduktiovyöhykkeiden yhteyteen, ja niiden tärkeimpiä osia ovat syvänteet, subduktiokompleksit, kaarenedusta-altaat, vulkaaniset kaaret ja kaarentausta-altaat (*Kuva 2.30*). Subduktiovyöhykkeessä itsessään tapahtuva metamorfoosi on korkean paineen tyyppistä ja tapahtuu melko alhaisissa lämpötiloissa; glaukofaaniliuskeet ovat yleisiä ja syvemmissä osissa ilmeisesti muodostuu eklogiitteja. Tämä johtuu siitä, että alas painuva laatta on vielä syvälle jouduttuaan ympäristöönsä kylmempi. Sen sijaan vulkaanisten kaarten alueella tapahtuva metamorfoosi on alhaisen paineen tyyppiä, koska siellä lämpötilat nousevat jyrkästi syvemmälle mentäessä.

Syvänteissä (engl. *trench*) vallitsevat turbidiittiset sedimentit, joiden joukossa on avomeren sedimenttejä. Turbidiittisedimen-



Kuva 2.29. Mantereisen kuoren repeäminen ja valtameren avautuminen. (A) Repeämisen alkuvaihe, jossa kuori pullistuu ylöspäin. (B) Vaihe, jossa normaalisiiirrosten rajaamiin hautavajoamiin kerrostuu sedimenttejä ja vulkaanisia kiviä. (C) Repeämä on avautunut pieneksi mereksi, jonka pohjaa lähes kauttaaltaan peittävät mantereelta peräisin olevat sedimentit. (D) Meri on laajentunut valtamereksi, jonka pohjaa peittävä sedimenttikerros on suurimmaksi osaksi ohut. Vaiheissa C ja D muodostuu uutta merenpohjaa osittain sulaneen vaipan aineksen purkautuessa ja tunkeutuessa selänteen kohdalle.

tit ovat valtaosin savea tai silttiä, mutta grauvakkojakin tavataan. Sedimentit saattavat olla peräisin sekä vulkaanisilta että manteeisilta alueilta.

Subduktiokompleksit (engl. *subduction zone complex*, tunnetaan myös nimellä *accretionary prism*) koostuvat limittäisten ylityöntösiirrosten rajaamista siivuista ja niiden kivet ovat deformoituneet varsin voimakkaasti. Subduktiokomplekseissa vallitsevat syvänteissä kerrostuneet sedimentit, mutta joukossa on syvän meren sedimenttejä, merellistä kuorta ja erilaisia vulkaanisia kiviä.

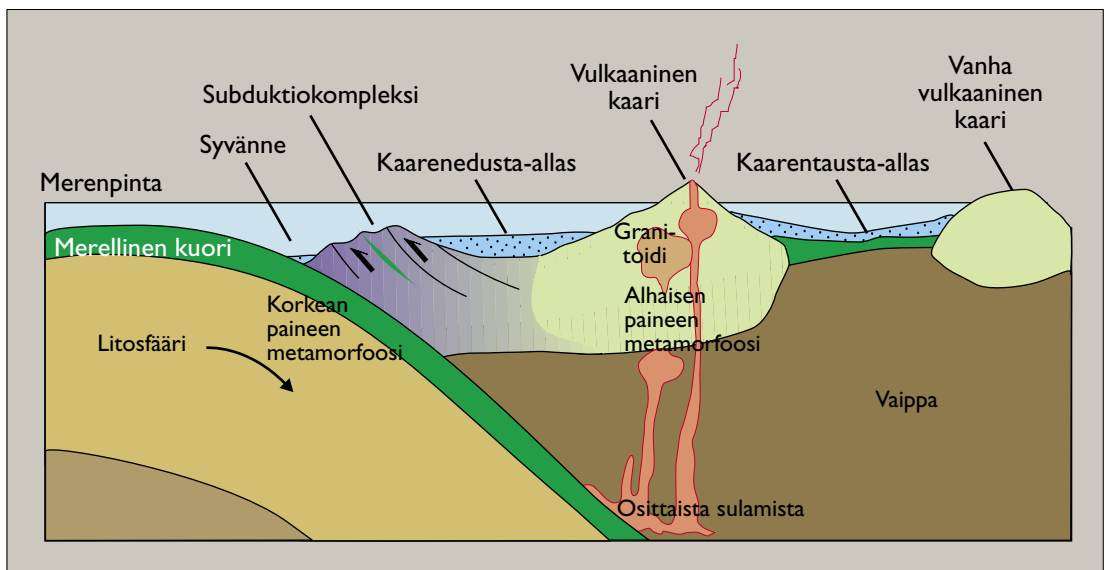
Kaarenedusta-altaat sijaitsevat vulkaanisen kaaren ja subduktiokompleksin välissä. Niiden kerrostumat saattavat olla useita kilometrejä paksuja, ja sedimentit ovat pääasiassa kaarelta peräisin olevia turbidiitteja.

Vulkaaniset (tai *magmaattiset*) kaaret muodostuvat yleensä kaarimaisesti ryhmityneistä tulivuorijonoista. Mikäli ne ovat meren ympäröimiä (esim. Mariaanit), kutsutaan niitä *saarikaariksi*, mutta aktiivisilla mannerreunuksilla (esim. Andit) kaaren

tulivuoret sijaitsevat mantereella eivätkä muodosta saarikaarta. Saarikaaret koostuvat yleensä sekä ilman- että vedenalaisista tulivuorista. Vulkaaniset kaaret sijaitsevat kohdassa, jossa Benioff-vyöhyke on noin 100 –200 kilometrin syvyydellä.

Kaarentausta-altaat ovat vulkaanisten kaarten takana, niiden koveralla puolen sijaitsevia pieniä merialtaita. Niiden kuori muistuttaa valtameren selännteillä syntyvää merellistä kuorta. Sedimentit vaihtelevat altaan avautumisvaiheen karkeista sedimenteistä avautuneen altaan keskelle kerrostuneisiin syvänmeren pienirakeisiin sedimentteihin. Kaarentausta-altaista on hyvä esimerkki Japanin meri.

(5) *Mannerten törmäysvyöhyke* syntyy, kun laattojen liikkeet johtavat kahden mantereiden törmäykseen (Kuva 2.31). Mantereiden välinen sauma eli *sutuuri* (engl. *suture*) näkyy parhaiten ofioliitteina, mikäli nämä eivät ole kadonneet subduktiossa. Törmäysvyöhykkeessä saatetaan tavata siirrosten erottamina kaikkia niitä litosfäärin osia, joita toisiinsa törmänneiden mannerten reunoilla ja välissä oli ennen törmäystä. Niissä voi-



Kuva 2.30. Kahden merellisen laatan lähentyessä syntyvä kaarisysteemi ja sen tärkeimmät osat. Lähinnä Condien (1989) mukaan.

daan siten erottaa vieretysten passiivisen mannerreunuksen kivilajisarjoja, ofoliitteja, avomeren sedimenttejä sekä vulkaanisia kaaria tai niiden osia.

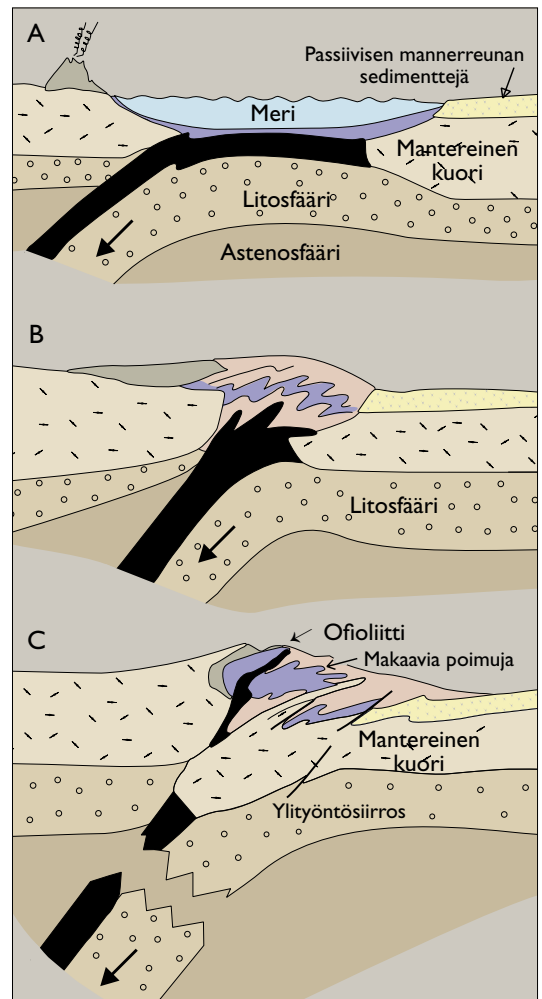
Myös itse törmäysvyöhykkeessä syntyvät rakenteet ja kivilajiseurueet ovat monipuolisia. Etenkin ylityöntösiirrokset ja loiva-asentoiset isokliiniset poimut ovat yleisiä. Mannerten törmäysvyöhykkeissä metamorfoosi on korkean tai kohtalaisen paineen tyyppiä. Törmäyksessä paksuuntuneen kuoren sisällä syntyy granuliitteja sekä graniittisia magmoja, jotka muodostavat joko plutoneja tai maan pinnalle tuffikerrostumia. Törmäyksen ja kuoren vahventumisen seurauksena alakuoreen saattaa tunkeutua vaipasta peräisin olevia emäksisiä magmoja, jotka muodostavat sinne emäksisiä granuliitteja.

Mannerten törmäysvyöhykkeessä muodostuu myös siirrosten rajaamia sedimentaatioalaita. Esimerkiksi ylityöntöissä paksuuntunut kuori painaa viereistä kuorta ns. *etumaa-altaaksi* (engl. *foreland basin*), johon sedimentoituu orogeenian myöhäisessä vaiheessa lähinnä rinnekeilojen ympäristöissä *molassi-kerrostumia*. Molassi-käsite on peräisin Alpeilta; Sveitsin keskustasangon kohdalla Alppien ja Jura-vuoriston välillä on n. 6 km:n paksuudelta molassi-sedimenttejä. Molassien kerrostumista ennen Alpeilla kerrostui *flysch-sedimenttejä* eli *flysejä*. Nämä ovat lähinnä turbidiitteja, joita sedimentoitui kohoavan ja etenevän ylityöntösiirrosrintaman eteen melko syvään mereen vaiheessa, jolloin mantereet eivät vielä varsinaisesti olleet törmänneet toisiinsa.

Mannerten törmäysvyöhykkeessä syntynyt vuoristo alkaa kulua jo kohoamisen aikana, ja eroosion aiheuttama madaltuminen on tehokasta sen jälkeenkin. Nykyisen käsityksen mukaan tektonisesti vahventunut kuori ohentuu myös sisältäpäin. Tämä ns. *orogeeninen romahtaminen* (engl. *orogenic collapse*) tapahtuu lähinnä keski- ja alakuoressa, kun siellä muodostuu gravita-

tiokuormituksen vuoksi ja mannertörmäykseen liittyvän puristustilan päätyttyä lähes vaaka-asentoisia hiertovyöhykkeitä.

(6) *Transformisilla laattojen rajoilla* magmaattinen toiminta on yleensä melko vähäistä, mutta niillä saattaa syntyä paksujakin sedimenttiseurantoja, joiden kerrostumat vaihtelevat mannerrinteiden turbidiittivuihkojen sedimenteistä fluviaalisiin ja jopa evaporaattisiin sedimentteihin. Näitä kerrostumia kerääntyy erilaisiin altaisiin,



Kuva 2.31. Laattojen törmäyksen kehityskulku: subduktion (A) edetessä meri sulkeutuu (B) ja lopulta itse mantereet törmäävät (C).

joihin Kaliforniassa on kasaantunut jopa 13 km:n paksuudelta sedimenttejä. Altaita muodostuu esim. transformisuurrosten niihin taipumiin, joissa siirroksen erottamat laatat paikallisesti loitontuvat toisistaan.

Mantereiden reunat jaetaan aktiivisiin ja passiivisiin sen mukaan yhtyvätkö ne laattojen rajoihin vai eivät. *Aktiivisilla mannerreunuksilla* litosfäärilaattojen raja, kuten esimerkiksi subduktiovyöhyke Etelä-Amerikan länsirannikolla ja transforminen raja Kaliforniassa, sattuu mantereiden reunalle. *Passiiviset mannerreunukset* sijaitsevat laattojen sisällä kaukana niiden rajoista, joten tektoninen ja magmaattinen aktiivisuus on vähäistä. Passiivisten mannerreunusten tyyppiesimerkki on Pohjois-Amerikan itä-rannikko.

Magma kivien tektoniset ympäristöt

Magma kivien ja magma kiviseurueiden geokemiallinen luonne määräytyy suurelta osin niiden tektonisen aseman mukaan. Näiden piirteiden perusteella voidaan tehdä päätelmiä magma kivien alkuperäisestä tektonisesta asemasta. Magma kiviä syntyy lähinnä loitontuvien laattojen rajoilla, lähentyvien laattojen rajoilla sekä kuumien pisteiden vaikutuksesta laattojen sisällä.

Valtamerten selänteiden laavat ovat hyvin vähän kaliumia sisältäviä tholeiittisen sarjan basaltteja ja niiden syväkivet ovat yleensä gabroja ja peridotititeja. Happamia kiviä tavataan selänteillä hyvin vähän ja ne ovat M-tyyppisiä graniitteja.

Laattojen sisäisiä magma kiviä tavataan pääasiassa valtamerten saarilla (tyyppiesimerkkinä Havaiji) ja mannerten repeämävyöhykkeissä. *Valtamerten saarten* basalttien alkalimetallien sekä titaanin ja zirkoniumin pitoisuudet ovat korkeampia kuin valtamerten selänteiden basalteissa keskimäärin. Basaltit ovat suurelta osin tholeiittisia mutta myös alkalibasaltit sekä trakyytit ja fonoliitit ovat yleisiä. Aivan ilmei-

sesti niiden kiviluolat syntyvät huomattavasti syvemmällä kuin valtamerten selänteiden basalttien sulat. Niiden syntyyn liittyvien kuumien pisteiden katsotaan johtuvan *vaipan pluumeista* (engl. *mantle plume*). Nämä ovat ympäröivää vaippaa kevyempiä ja kuumempia diapiirimäisiä suuria massoja, jotka suhteellisen keveytensä vuoksi nousevat vaipassa ylöspäin. Pluomit luultavimmin saavat alkunsa vaipan alimmasta osasta, johon sulasta ytimeistä lähtevät lämpöpulsit aiheuttavat häiriöitä (Condie 1989, 1997).

Mantereisissa repeämävyöhykkeissä esiintyy lähinnä tholeiittisia ja alkalisia magma sarjoja, ja seurueet ovat yleensä bimodaalisia. Paikoin niissä ovat vallitsevina laakio-basaltit. Syvälle kuluneissa repeämävyöhykkeissä tavataan A-tyypin graniitteja sekä emäksisiä kerrosintrusioita.

Vulkaanisissa kaarissa esiintyy kalkki-alkalisten ja tholeiittisten sarjojen sekä joskus alkalisten sarjojen kiviä. Yleisimpiä ovat andesiitit. Kaarikivissä ovat tantaalin, niobiumin ja titaanin pitoisuudet yleensä alhaisempia kuin valtamerten selänteiden ja laattojen sisäisissä magma kivissä. Tämä piirre on tunnusomainen subduktioon liittyville magma kiville ja näkyy yleensä myös kaarentausta-aldaiden basalteissa.

Kehityksensä alkuvaiheissa olevissa merellisissä kaarissa vulkaniitit ovat suureksi osaksi basalttisia ja niiden kaliumpitoisuudet ovat hyvin alhaisia. Kehittyneissä kaarissa ja aktiivisilla mannerreunuksilla ovat tyyppisiä kalkki-alkalisen sarjan kohtalaisesti kaliumia sisältävät andesiitit. Kaarikivien korkeimmat kaliumpitoisuudet tavataan ns. *shoshoniittisten* sarjojen kivissä, joita esiintyy lähinnä pitkälle kehittyneissä kaarissa, aktiivisilla mannerreunuksilla sekä joskus mannertörmäyksen alkuvaiheissa. Joissakin tapauksissa kaliumpitoisuudet kasvavat myös subduktiovyöhykkeen syvyyden myötä. Vulkaanisissa kaarissa on runsaasti myös syväkiviä, jotka ovat pääasiassa I-tyyppisiä graniitteja.

Mannerten törmäysvyöhykkeissä syntyvät magmakivet ovat lähinnä kalkkialkalisia graniitteja. Niistä osa (I-tyyppiset) syntyy ennen törmäystä, osa (S-tyyppiset) törmäyksen aikana ja osa kymmeniä miljoonia vuosia törmäyksen jälkeen.

Wilsonin sykli

Wilsonin sykli käsittää mantereen repeämisen, valtamerialtaan avautumisen ja leviämisen, merellisen litosfäärin subduktion sekä lopulta valtamerialtaan sulkeutumisen ja mannerten törmäyksen (ks. *Kuvat 2.29 ja 2.31*). Tällaisten syklien on ajateltu toistuneen useita kertoja Maan historian aikana.

Wilsonin syklin alussa mantereeseen muodostuu repeämävyöhykkeitä, jotka yhtyessään yhtenäiseksi systeemiksi hajottavat mantereen kahteen osaan. Tässä vaiheessa syntyy mannerten repeämille tyypillisiä kivilajiseurueita. Repeämän avauduttua valtamereksi revenneiden mannerten reunat muuttuvat tektonisesti vakaiksi eli passiivisiksi mannerreunuksiksi, joille kerrostuu kratonisia sedimenttejä. Samaan aikaan ulompana meren pohjalle kerrostuu syvän meren sedimenttejä, ja keskiselänteellä muodostuu uutta litosfääriä.

Vähitellen syntyy subduktiovyöhyke tai subduktiovyöhykkeitä meren sisällä, toisella mannerreunalla tai molemmilla reunoilla. Lopulta meri alkaa sulkeutua ja subduktioissa syntyneet kaarisysteemit törmäävät mantereeseen. Wilsonin sykli päättyy mannerten törmäykseen, kun kaikki merellinen litosfääri mannerten välistä on joko subdukoitunut tai osin työntynyt törmäysvyöhykkeeseen (eli *obdukoitunut*). Tämän jälkeen törmäyksessä syntynyt vuoristo alkaa tasoittua.

Yhteenkasvaneet terraanit

Kun luonteeltaan, iältään ja syntysijoiltaan monenkirjavia kuoren osia, eli *terraaneja*,

kiinnittyy toisiinsa ja mantereiden reunoihin, ne muodostavat *yhteenkasvaneita terraaneja* (engl. *accretionary terrane*). Niiden muodostama orogeeni on *yhteenkasvuorogeeni* (engl. *accretionary orogen*) erotukseksi mannerten törmäyksessä syntyneestä *törmäysorogeenista* (engl. *collisional orogen*) (Windley 1995). Kukin terraani muodostaa siirrosten rajaaman geologisen kokonaisuuden, jolla on ympäröivistä terraaneista poikkeava geologinen historia. Nykyisin vierekkäin sijaitsevat terraanit saattavat olla alunperin esimerkiksi mannerten kappaleita, passiivisten mannerreunusten karbonaattitasankoja, valtameren ylätasankoja, kaarisysteemien osia ja valtameren selänteitä. Valtaosiltaan ne koostuvat yhteenkasvuorogeeniin rajautuvaa vanhaa mannerta nuoremmasta kuoresta. Törmäysorogeenit sen sijaan koostuvat lähinnä vanhojen mannerten kuoriaineksesta, joka on muokkautunut törmäyksessä. Yhteenkasvuorogeenin muodostuessa on orogeenin suuntaisilla sivuttaissiirroksilla merkittävämpi osa kuin törmäysorogeenissa, jota luonnehtivat ylitöntösiirroksiset.

Ajatus yhteenkasvaneiden terraanien muodostamista kollaaseista on peräisin Pohjois-Amerikan länsiosista. Siellä on erotettu n. 200 terraania, jotka ovat vaeltaneet jopa yli 5 000 kilometriä syntysijoiltaan ja kasvaneet kiinni Pohjois-Amerikan mantereeseen länsireunaan viimeisimpien 300 – 50 miljoonan vuoden aikana. Täällä näkyy selkeästi myös yhteenkasvuorogeenin ja törmäysorogeenin ero, sillä Pohjois-Amerikan länsiosissa on vanhaa mannerta vain idässä – ei lännessä. Törmäysorogeenit sen sijaan ovat symmetrisiä, koska niissä orogeenin molemmin puolin on vanhaa mannerta. Nykyään ajatellaan, että merkittävä osa Suomen kallioperästä on syntynyt useissa eri vaiheissa terraanien yhteenkasvun tuloksena.

Supermantereet

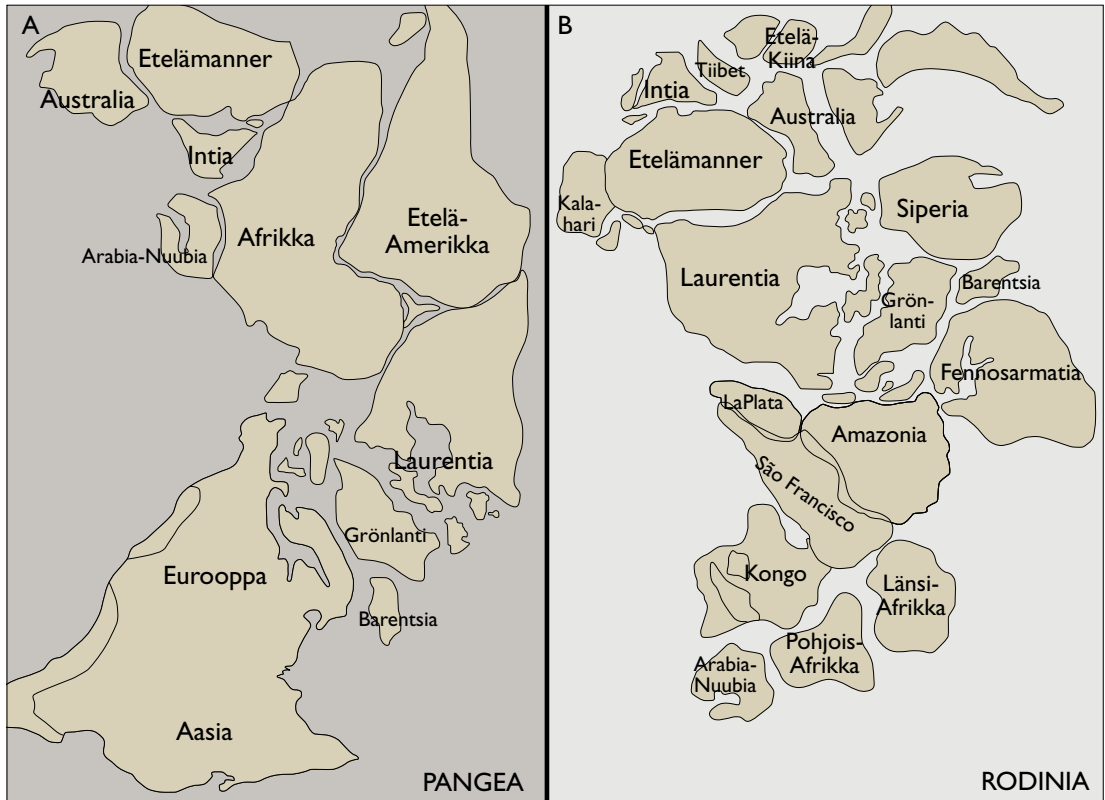
Supermantereella tarkoitetaan laajaa mannteren yhteisöä, joka käsittää kaikki tai suuren osan kulloisenakin aikana olemassa olleista mantereista.

Nykyiset mantereet ovat valtameren toisistaan erottamia, mutta n. 450 – 320 miljoonaa vuotta sitten ne kaikki kerääntyivät valtavaksi yhtenäiseksi mantereeksi eli Pangea-supermantereeksi (Kuva 2.32a). Tämä alkoi hajota n. 160 miljoonaa vuotta sitten, ja hajoaminen jatkuu edelleen esim. Euraasian ja Pohjois-Amerikan laattojen loitontuessa toisistaan.

Pangeaa aiemminkin oli supermantere-

ta, mutta niiden tunnistaminen on sitä vaikeampaa mitä vanhempia ne ovat. Rodinia-supermanter ja sen muodostaneiden kratonien suhteellinen sijainti on kuitenkin saatu hahmotettua (Kuva 2.32b). Rodinia muodostui ilmeisesti n. 1 300 – 1 000 miljoonaa vuotta sitten ja hajosi n. 750 – 600 miljoonaa vuotta sitten.

Supermannersyklissä aiemmin yhteenkerääntynyt manneryhteisö aluksi repeää ja hajoaa sekä lopulta yhdistyy uudeksi supermantereeksi. Supermannersykli poikkeaa Wilsonin syklistä, jossa on perinteisesti ajateltu, että mantereiden revetessä ja meren avautuessa syntyneet mannerreunat palau-



Kuva 2.32. (A) Pangea-supermanter, joka muodostui n. 450 – 320 miljoonaa vuotta sitten ja alkoi hajota n. 160 miljoonaa vuotta sitten. Laurentia käsittää suurimman osan Pohjois-Amerikasta sekä Grönlannin. (B) Rodinia-supermanter, joka muodostui n. 1 300 – 1 000 miljoonaa vuotta sitten ja hajosi n. 750 – 600 miljoonaa vuotta sitten. Amazonia, LaPlata ja São Francisco muodostavat yhdessä suurimman osan nykyisestä Etelä-Amerikasta. Huomaa, että kuvien ilmiansuunnat eivät ole tavankaiset eikä pohjoinen välttämättä ole ylhäällä. Condien (1997) mukaan.

tuvat toisiinsa kiinni valtameren sulkeutuessa. Supermannersyklissä vanhemman supermantereen osat eivät välttämättä palaa takaisin alkuperäisiin aseemiinsa vaan voivat joutua uusien naapurusten viereen. Tuloksena saattaa olla, että repeämisen yhteydessä mannerreunoiksi muuttuneet vanhemman supermantereen entiset sisäosat jäävät uuden supermantereen syntyessä sen ulkoreunoiksi.

Nykyisten kratonien keskinäinen sijainti Rodinia-supermantereessa näyttää poikenneen huomattavasti niiden keskinäisestä sijainnista Pangea-supermantereen aikana. Esimerkiksi Fennosarmatian (ja Suomen sen osana) katsotaan olleen nykyisen Etelä-Amerikan naapurina.

Pangeaa ja Rodinia vastavia supermantereita on muodostunut Maan historian aikana useaan otteeseen satojen miljoonien vuosien välein. Niiden yhteenkerääntyminen, vakiintuminen ja hajoaminen ovat tyypillinen seuraus Maan litosfäärilaattojen liikkeistä. Supermantereet ovat palapelejä, joiden kokoamisessa riittää työtä vielä tulevillekin geologeille.

Kiitokset

Kiitämme Matti Erosta, Juha Karhua, Jarmo Kohosta, Kauko Laajokea, Raimo Lahtista, Juha-Pekka Lunkkaa, Jari Malaska, Mikko Nirosta, Jorma Palménia, Tapani Rämöä ja Peter Sorjonen-Wardia kommentteista ja keskusteluista sekä Pirjo Haikosta ja Brent Elliottia kuvien saattamisesta painokuntoon.

Viiteluettelo

Allègre, C.J., Manhès, G. & Göpel, C., 1995. The age of the Earth. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 59, s. 1445 - 1456.

Allen, J.R.L., 1984. Sedimentary Structures: their Character and Physical Basis. Unabridged one-volume edition. *Developments in Sedimentology* 30. Elsevier, Amsterdam, 593 + 663 s.

Blatt, H. & Tracy, R.J., 1996. Petrology: Igneous, Sedimentary, and Metamorphic. Second Edition. W.H. Freeman and Company, New York, 529 s.

Condie, K.C., 1989. Plate Tectonics and Crustal Evolution. Third Edition. Pergamon Press, Oxford, 476 s.

Condie, K.C., 1997. Plate Tectonics and Crustal Evolution. Fourth Edition. Butterworth-Heinemann, Oxford, 282 s.

Eskola, P., 1915. Om sambandet mellan kemisk och mineralogisk sammansättning hos Orijärvitraktens metamorfa bergarter. *Bulletin de la Commission géologique de Finlande*, 44, 145 s.

Eskola, P., 1939. Kiteet ja kivet. Werner Söderström Osakeyhtiö, Porvoo, 360 s.

Goldschmidt, V.M., 1911. Die Kontaktmetamorphose im Kristianiagebiet. *Videnskapsselskapets Skrifter. I. Mat.-Naturv. Klasse*, No. 11, 483 s.

Halliday, A., Rebekämper, M., Lee, D.-C. & Yi, W., 1996. Early evolution of the Earth and Moon: new constraints from Hf-W isotope geochemistry. *Earth and Planetary Science Letters*, 142, s. 75 - 89.

Hobbs, B.E., Means, W.D. & Williams, P.F., 1976. An Outline of Structural Geology. John Wiley & Sons, New York, 571 s.

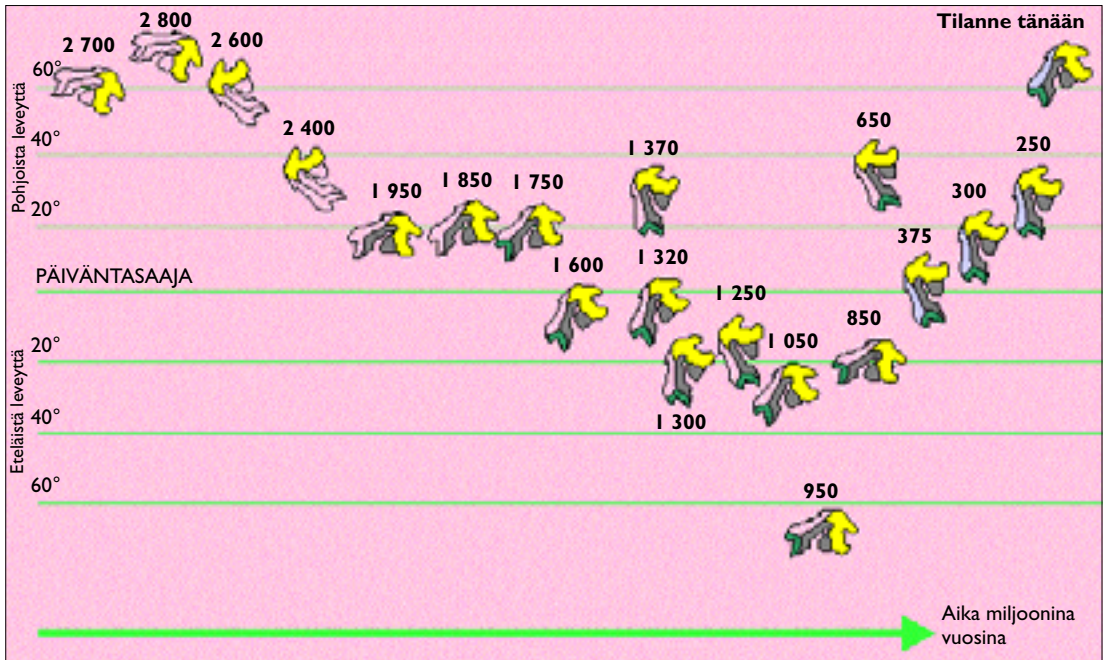
Hubma, H., 1986. Sm-Nd, U-Pb and Pb-Pb isotopic evidence for the origin of the Early Proterozoic Svecokarelian crust in Finland. *Geological Survey of Finland, Bulletin* 337, 48 s.

Hubma, H., Cliff, R.A., Perttunen, V. & Sakko, M., 1990. Sm-Nd and Pb isotopic study of mafic rocks associated with early Proterozoic continental rifting: the Peräpohja schist belt in northern Finland. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 104, s. 369 - 379.

Karhu, J., 1993. Paleoproterozoic evolution of the carbon isotope ratios of sedimentary carbonates in the Fennoscandian Shield. *Geological Survey of Finland, Bulletin* 371, 87 s.

Kearey, P. & Vine, F.J., 1996. Global Tectonics. Second Edition. Blackwell Science, Oxford, 333 s.

- Laajoki, K., 1997.* Hieman kareista ja rististratifi-
kaatiosta. *Geologi*, 49, No. 1, s. 10 - 13.
- Le Maitre, R.W., Bateman, P., Dudek, A., Keller,
J., Lameyre, J., Le Bas, M.J., Sabine, P.A.,
Schmid, R., Sørensen, H., Streckeisen,
A., Woolley, A.R. & Zanettin, B., 1989.* A
Classification of Igneous Rocks and Glos-
sary of Terms. Recommendations of the
International Union of Geological Scienc-
es Subcommission on the Systematics
of Igneous Rocks. Blackwell Scientific
Publications, Oxford, 193 s.
- Mänttäre, I., 1995.* Lead isotope characteristics
of epigenetic gold mineralization in the
Paleoproterozoic Lapland greenstone
belt, northern Finland. *Geological Survey
of Finland, Bulletin* 381, 70 s.
- Park, R.G., 1989.* Foundations of Structural
Geology. Second Edition. Blackie, Glas-
gow, 148 s.
- Pesonen, L.J., Mertanen, S. & Leino, M.A.H.,
1991.* Fennoskandian pitkä matka. *Geo-
logi*, 43, No. 6, s. 107 - 113.
- Press, F. & Siever, R., 1986.* Earth. Fourth Edi-
tion. W.H. Freeman & Company, New
York, 656 s.
- Price, N.J. & Cosgrove, J.W., 1990.* Analysis of
Geological Structures. Cambridge Uni-
versity Press, Cambridge, 502 s.
- Reineck, H.-E. & Singh, I.B., 1975.* Depositional
Sedimentary Environments. Corrected
reprint of the First Edition. Springer-Ver-
lag, Berlin, 439 s.
- Schmid, R., 1981.* IUGS Subcommission on the
Systematics of Igneous Rocks. Descrip-
tive nomenclature and classification
of pyroclastic deposits and fragments.
Recommendations by R. Schmid on
behalf of the IUGS Subcommission on
the Systematics of Igneous Rocks. *Neues
Jahrbuch für Mineralogie, Monatshefte*,
s. 190 - 196.
- Sederholm, J.J., 1907.* Om granit och gneis, deras
uppkomst, uppträdande och utbredning
inom urberget i Fennoskandia. *Bulletin de
la Commission géologique de Finlande*,
23, 110 s.
- Skinner, B.J. & Porter, S.C., 1992.* The Dynamic
Earth. An Introduction to Physical Geo-
logy. Second Edition. John Wiley & Sons,
New York, 570 s.
- Streckeisen, A., 1973.* Plutonic rocks. Classi-
fication and nomenclature recommend-
ed by the IUGS Subcommission on the
Systematics of Igneous Rocks. *Geotimes*,
18, No. 10, s. 26 - 30.
- Streckeisen, A., 1978.* IUGS Subcommission on
the Systematics of Igneous Rocks. Clas-
sification and nomenclature of volcanic
rocks, lamprophyres, carbonatites and
melilitic rocks. Recommendations and
suggestions. *Neues Jahrbuch für Mineralo-
gie, Abhandlungen* 134, s. 1 - 14.
- Tarbuck, E.J. & Lutgens, F.K., 1996.* Earth: An
Introduction to Physical Geology. Fifth
Edition. Prentice Hall, Upper Saddle River,
New Jersey, 605 s.
- Tucker, M.E., 1991.* Sedimentary Petrology. An
Introduction to the Origin of Sedimen-
tary Rocks. Blackwell, London, 260 s.
- Turner, F.J., 1968.* Metamorphic Petrology. Mine-
ralogical and Field Aspects. McGraw-Hill
Book Company, New York, 403 s.
- Turner, F.J. & Verhoogen, J., 1960.* Igneous and
Metamorphic Petrology. Second Edition.
McGraw-Hill Book Company, New York,
694 s.
- Uusinoka, R., 1981.* Yleinen maaperägeologia.
2. osa. Sedimentit ja sedimentaatiopro-
sessit. Helsingin yliopisto. Geologian lai-
tos, Geologian ja paleontologian osasto.
Moniste N:o 6. Helsinki.
- Vaasjoki, M., 1981.* The lead isotopic composi-
tion of some Finnish galenas. *Geological
Survey of Finland, Bulletin* 316, 30 s.
- Vaasjoki, M., 1996.* Explanation to the geochrono-
logical map of southern Finland: The de-
velopment of the continental crust with
special reference to the Svecofennian
orogeny. *Geologian tutkimuskeskus, Tut-
kimusraportti* 135, 30 s.
- Windley, B.F., 1995.* The Evolving Continents.
Third Edition. John Wiley & Sons, Chic-
hester, 526 s.
- Winkler, H.G.F., 1970.* Abolition of metamorphic
facies, introduction of the four divisions
of metamorphic stage, and of a classi-
fication based on isograds in common
rocks. *Neues Jahrbuch für Mineralogie,
Monatshefte*, s. 189 - 248.
- Winkler, H.G.F., 1974.* Petrogenesis of Metamor-
phic Rocks. Third Edition. Springer-Ver-
lag, Berlin, 320 s.
- Yardley, B.W.D., 1989.* An Introduction to Meta-
morphitic Petrology. Longman, Burnt Mill,
248 s.



Miten laattatektoniset prosessit ovat aikojen kuluessa vaikuttaneet Fennoskandian sijaintiin?

Mantereen vaellus maapallon pinnalla näkyy, kun mantereen etäisyys navoilta muuttuu ja manner kiertyy. Nämä liikkeet voidaan mitata, sillä magmakivet ovat kuin kompassia: magneettineuloina toimivat magneettiset mineraalit, joihin Maan magneettikentän suunta tallentuu magman kiteytyessä. Kun tunnetaan kivien kiteytymisiät ja magneettiset suuntaukset, voidaan laskea kallioperäalueen etäisyys navoilta ja kiertyminen kunakin aikana. Paleomagneettisilla mittauksilla ei kuitenkaan voida määrittää liikettä itä-länsisuunnassa.

Yllä oleva kuva on laadittu paleomagneettisten mittausten avulla. Siitä nähdään, vasemmalta oikealle, Fennoskandian kilven pohjois-eteläsuuntainen vaellus maapallon pinnalla myöhäisarkeaiselta ajalta nykypäivään sekä Fennoskandian kiertyminen (Pesonen ym. 1991). Väreillä kuvataan eri aikoina muodostuneita kallioperäalueita (ks. tarkemmin Luku 3).