



# **ETELÄ-SUOMEN JA VIIRON PREKAMBRINEN KALLIOPERÄ**



Tallinnan Teknillisen Yliopiston Geologian Instituutti  
Turun yliopisto, Geologian laitos

---

# **ETELÄ-SUOMEN JA VIRON PREKAMBRINEN KALLIOPERÄ**

Tallinna 2007

**ETELÄ-SUOMEN JA VIRON PREKAMBRINEN KALLIOPERÄ.  
MTÜ GEOGuide Baltoscandia. Tallinna, 2007.**

ISBN 978-9985-9834-0-9

Kooste: Olav Eklund  
Alvar Soesoo  
Ari Linna

Kiitokset: Arto Peltola, Ari Brozinski ja Heikki Bauert ottivat osan valokuvista. Leena Laurila auttoi karttojen teossa ja Markku Väisänen sekä Timo Kilpeläinen tarkastivat tekstin. Paul Reuter antoi logistista apua Lounais-Suomen saaristossa liikuttaessa.

Toteutus: MTÜ GEOGuide Baltoscandia

Taitto: Andres Abe

Etukansi: Lounais-suomalaiseen metavulkaniittiin syntyneitä voimakkaasti poimuttuneita graniittijuonia. Suomalainen geologi J.J. Sederholm nimesi tämän rakenteen vuonna 1907 "ptygmaattiseksi". Sana juontuu poimuttunutta tarkoittavasta kreikan kielen sanasta "ptygma". Kuva: A. Linna

Takakansi: Lounais-Suomen geologinen kartta

© MTÜ GEOGuide Baltoscandia, 2007



Kirjan julkaisua ovat rahoittaneet: Viron sisäasiainministeriö ja EU:n Aluekehitysrahasto Etelä-Suomen ja Viron Interreg IIIA -ohjelman yhteydessä. Suomessa kansallisena rahoittajana on toiminut Länsi-Suomen lääninhallitus, ja hanke on saanut K.H. Renlundin säätiön tukea.

---

## Lounais-Suomen kallioperä

---

Jokaisessa kivessä, oli kyseessä irtokivi tai kiinteä kallioperä, on säilyttynä osa maapallon historiaa. Raahe – Laatokka -linjan eteläpuolella oleva Suomen kallioperä muodostui 1920 – 1275 miljoonaa vuotta sitten. Linjan pohjoispuolella suuri osa kallioperästä on vanhempaa: nämä kivilajit ovat arkeisia, ja ne syntyivät yli 2500 miljoonaa vuotta sitten. Kaikki nämä kivet syntyivät syvällä maan kuoressa kiteytyneistä tai maan pinnalle purkautuneista magmakivistä – syväkivistä ja vulkaniiteista, sekä eroosion kautta mereen kerrostuneista hiekoista ja savista. Suurin osa Etelä-Suomen kallioperästä on syntynsä jälkeen kokenut metamorfoosin, jonka seurauksena siinä on tapahtunut mineralogisia ja rakenteellisia muutoksia. Kivien metamorfoosi (sana juontuu kreikan kielestä, missä *meta morphos* tarkoittaa muodonmuutosta) on seurausta kivien joutumisesta uusiin paine- ja lämpötilaoloihin. Etelä-Suomen kallioperän metamorfinen kehitys liittyy alueen vuorijonokehitykseen, ja laajoista kivilajiyksiköistä vain rapakivigraniitit ja muutamat muut kivilajit (Satakunnan jotuniset hiekkakivet ja diabaasit) ovat välttyneet metamorfoosilta, koska ne muodostuivat vasta vuorijonoliikuntojen jälkeen.

Geologit saavat tietoa kivien syntyolosuhteista ja -ympäristöstä sekä siitä, milloin kivet saivat nykyisen asunsa tutkimalla kivien mikroskooppisia, makroskooppisia ja alueellisia rakenteita, mineralogisia koostumuksia ja yhdessä esiintyviä mineraaliseurueita sekä kivien kemismiiä ja isotooppikoostumuksia.

Nämä tutkimukset ovat pala palalta tarkentaneet kuvaa Etelä-Suomen kallioperän geologisesta kehityksestä.

---

## Miksi Lounais-Suomessa on saaristo?

---

Miksi Lounais-Suomen mannerta reunustaa laaja saaristo? Miksi vastaavaa saaristoa ei ole muualla Suomen rannikolla?

Aluksi tulee erottaa toisistaan kaksi geologista prosessia, jotka ovat muokanneet – ja yhä muokkaavat – Lounais-Suomen maankamaraa, nimittäin kallioperän kehitys ja maaperän kehitys. Alueen kallioperä muotoutui pitkään jatkuneissa, 1900 – 1765 miljoonaa vuotta sitten tapahtuneissa maan kuorta synnyttäneissä prosesseissa, jotka liittyivät svekofenniseen orogeniaan (= svekofenniseen vuorijonokehitykseen). Alueen maaperä koostuu puolestaan viimeisen jäätikön kerrostamista irtaimista maalajeista, joiden kerrostumisikä on alle 10 000 vuotta. Ne kerrostuivat tasaiseksi kuluneen entisen vuorijonon päälle. Jäätikkö oli tätä ennen poistanut peruskallion päällä olleet Viron paleotsooisia sedimenttikiviä vastaavat sedimenttikivikerrostumat ja kallioperän rapaumakerroksen. Etelä-Suomea peittäneistä kambri- ja ordoviikkisedimenttikivistä on vain rippeet jäljellä: nämä ovat säilyneet eroosiolta ja jäätikön kulutukselta kallioperän syvän murroksen tai painanteen suojaamina.

Viimeinen Fennoskandiaa ja Viroa peittänyt mannerjäätikkö jätti maankamaraan useita 10 000 vuoden takaisia nykyisinkin tunnistettavissa olevia merkkejä. Saaristossa se muokkasi saaria. Saarten jäätikön tulo-

suunnan puoleiset sivut hioituivat viistoiksi silokallioiksi saarten vastakkaisten sivujen murskautuessa jyrkemmiksi seinämiksi. Murskautumista edisti jäätikön sulaveden jäätyminen kallioperän rakoihin saaren ylittäneen jäätikkömassan paineen hellittäessä. Jäätikkö jätti jälkeensä myös erilaisia maaperämuodostumia, kuten moreeneja ja harjuja (esim. Korppoon Jurmo). Näitä on esitelty jäätikkökerrostumia käsittelevässä opaskirjasessa.

Veden erottamat saaret muodostavat saariston. Kun matkustaa esimerkiksi Turusta itään, näkee runsaasti peltojen toisistaan erottamia mäkiä. Ei tarvitse käyttää paljoakaan mielikuvitusta nähdäkseen, miten tämä maisema syntyi jääkautta seuranneen maankohoamiskehityksen seurauksena muinaisesta saaristosta. Mäet (ja saariston saaret) koostuvat useimmiten graniittisista kovista kivilajeista, jotka jäivät koholle ympäristön heikompien kivilajien kuluessa niitä syvemmälle. Graniitit syntyivät svekofennisessä vuoripoimutuksessa 1880 – 1820 miljoonaa vuotta sitten, jolloin graniittimagmoja syntyi vuorijonon tyviosien sulaessa.

---

## Eri kivilajityyppien synty

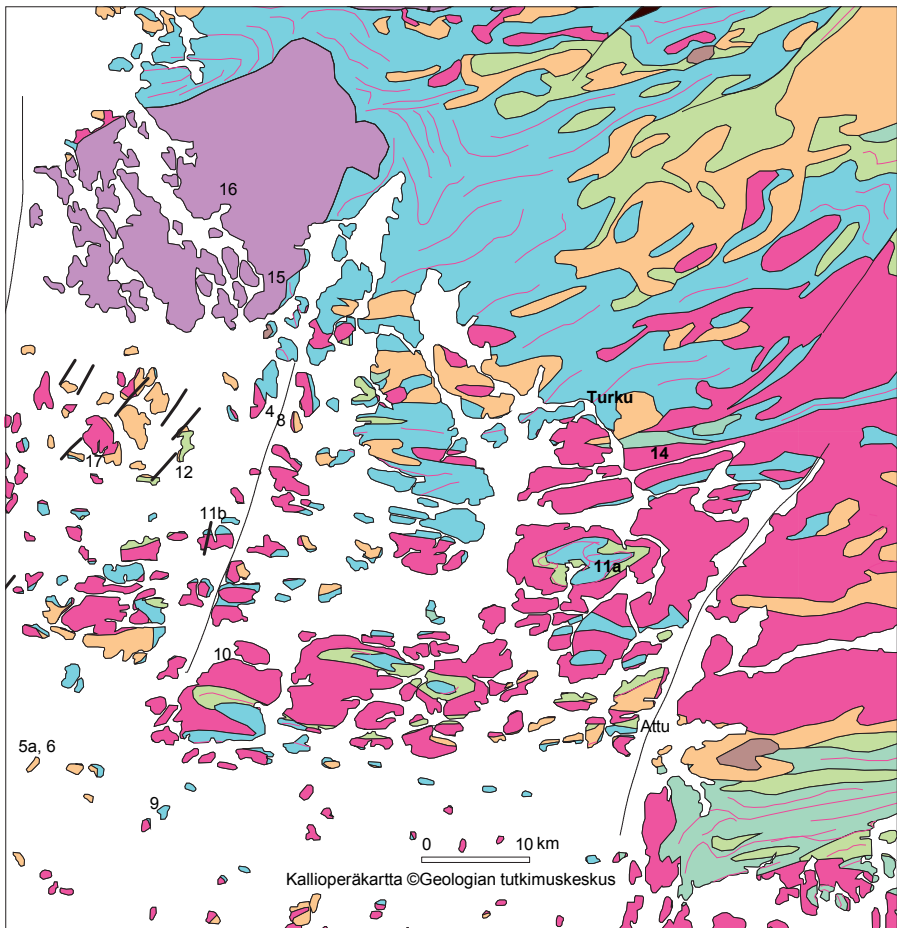
---










Maapallolla käynnissä olevien geologisten prosessien tuntemus on auttanut ymmärtämään maapallon geologista historiaa. Tärkein maapalloa ja sen kallioperää muokanneista mekanismeista on laattatektoniikka.

## Laattatektoniikka

Maan kiinteä pintakerros (litosfääri) voidaan jakaa seitsemään päälaattaan, jotka liikkuvat niiden alla olevan osittain sulan vaipan päällä. Suomi on osa laattaa, joka liikkuu kahden senttimetrin vuosivauhdilla koilliseen (samaa vauhtia kuin kyntemme kasvavat). Sitä kuljettavat voimat ovat peräisin vaipassa käynnissä olevista konvektiovirtauksista, missä kuumat ja kevyet vaipan ainekset kohoavat ylös, jäähtyvät ja vajoavat uudelleen vaipan alaosiin samalla tavalla kuin kiehuva vesi kiertää kattilassa (kuva 1). Osa maapalloa peittävistä laatoista on vanhoja, kevyitä (graniittisia) mantereisia laattoja, osa suhteellisen raskaita (basaltisia) valtameren pohjan laattoja. Pohjois- ja Etelä-Amerikan mannerten etäisyys Euroopan ja Afrikan mantereisiin kasvaa, koska niiden välisellä merialueella, Atlantilla, syntyy uutta merenpohjaa. Meren pohjalle on vulkaanisen aktiivisuuden tuloksen syntynyt pohjois – etelä -suuntainen vuoristo, valtameren keskiselänne, joka kohoaa paikka paikoin saariksi. Muun muassa Islanti on syntynyt tällä tavalla. Islanti sijaitsee keskellä valtameren keskiselännettä, missä Pohjois-Amerikan ja Euroopan mannerlaatat erkanevat toisistaan. Islannissa on yhä vulkaanista toimintaa.

Koska maapallomme pysyy laattojen liikkeistä huolimatta samankokoisena, hieman litistyneenä pallona, täytyy valtameren pohjilla tapahtuvan uuden merenpohjan synnyn vastapainoksi tapahtua laattojen häviämistä tai paksuuntumista. Hyvä esimerkki kahden mannerlaatan törmäyskohtaan syntyneestä

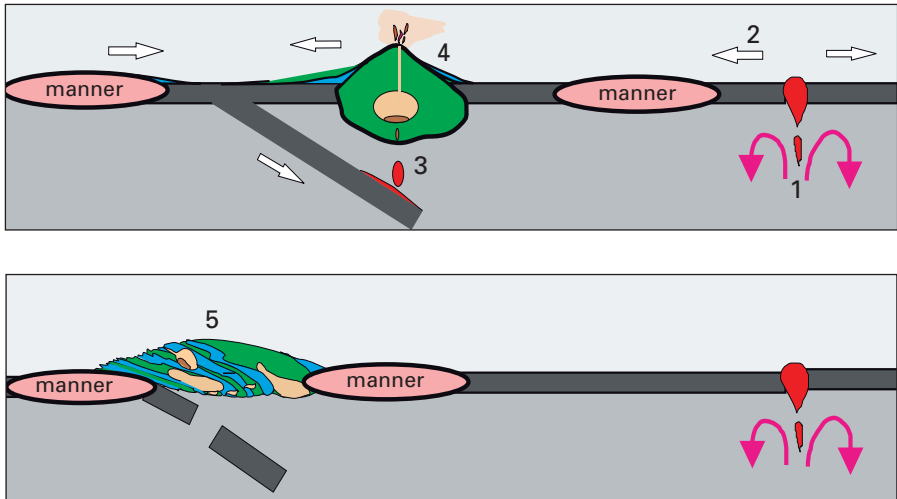


-  Hiertovyöhyke
-  Diabaasijuoni (1590-1570 Ma, Ma = ikä miljoonissa vuosissa) .... kuva 17
-  Rapakivigraniittia (1590-1570 Ma) ... kuvat 15 ja 16
-  Mikroliinigraniittia (1840-1820 Ma) ... kuva 14
-  Granodioriittia, tonaliittia ja kvartsidioriittia (1890-1870 Ma) ... kuva 12
-  Gabroa ja dioriittia (1890-1870 Ma) ... kuva 10
-  Kiilleliusketta ja kiillegneisiä (noin 1900 Ma) ... kuvat 5a ja 13
-  Mafista metavulkaniittia ja kalkkikiveä (noin 1900-1885 Ma) ... kuvat 2, 4, 8, 11a ja 11b
-  Intermediääristä ja felsistä metavulkaniittia, metasedimenttiä ja kalkkikiveä (noin 1900-1885 Ma) ... kuvat 2, 3

vuoristosta on Himalaja. Kun Euraasia ja Intia törmäsivät toisiinsa, niiden välissä ollut merialue hävisi; meren pohjalla olleet sedimenttikerrostumat metamorfoituivat ja deformaatioituvat osan työntyessä maan pinnalle. Yleistäen voidaan sanoa, että siellä missä on vuoristo, on aikanaan tapahtunut mantereiden tai merenpohjan laattojen törmäys. Esimerkiksi Norjan Kõlivuoristo on syntynyt Amerikan laatan törmätessä Euroopan mantereeseen noin 500 miljoonaa vuotta sitten. Tämän törmäyksen seurauksena merellisiä sedimenttejä löytyy Kõlivuoriston korkeimmistakin osista. Suomen luoteisin

kulma, Halti- ja Saanatunturit, kuuluvat tähän Norjan ja Ruotsin alueelle syntyneeseen laajaan, niin kutsuttuun Kaledonidien vuorijonoon.

Valtameren basalttisen laatan törmätessä kevyempään mannerlaattaan valtameren laatta työntyy mannerlaatan alle. Tätä ilmiötä kutsutaan subduktioksi. Riittävän syvälle vaippaan työntyessään merenpohjan laatta alkaa sulaa, ja basalttinen sula kohoaa kohti maan pintaosia (kohdat 3 ja 4 kuvassa 1). Basalttisen magman lämpö ylittää graniittisten kivien sulamispisteen, ja ylös kohoava basalttinen magma voi



Kuva 1. Laattatektoniikan periaatteet. 1. Maan vaipan syvien osien konvektiovirtaukset nostavat kuumaa basalttista ainesta kohti Maan pintaa. Ne aiheuttavat vaipan yläosan sulamista. Näin syntyneet magmat tunkeutuvat maankuoreen synnyttäen uutta kuorta, kuten esim. Islannissa. 2. Valkoiset nuolet osoittavat, miten maapallon laatat liikkuvat ja miten ne subduktoituvat (vajoavat/painuvat) vaippaan. 3. Valtameren laatan subduktio: subduktoituva laatta sulaa painuttuaan riittävän syvälle vaippaan, mikä johtaa subduktoituvan laatan yllä tapahtuvaan osittaissulamiseen ja saarikaaren (vulkaniittiketjun) syntyyn (4). 5. Kahden mannerlaatan törmätessä niiden välissä oleva aines puristuu kasaan ja muodostaa vuorijonon. Kuvittele tapaus, jossa nämä kaksi mannerta ovat Intia ja Aasia, ja vuorijono on Himalaja.



sulattaa ympäristönsä kallioperää. Magman kohoaminen voi jatkua maan pinnalle asti, ja tulivuorten muodostamat ketjut eli saarikaaret (engl. "volcanic arc") luonnehtivatkin subduktiovyöhykkeitä. Maankuoren puristumiseen (vuorijonoja muodostaviin liikuntoihin) liittyvät maanjäristykset kuuluvat erottamattomina tähän kokonaisuuteen. Tällaiset geologisesti erityisen aktiiviset subduktiovyöhykkeet sijaitsivat pääosin valtameren reunoilla. Euroopassa geologista aktiivisuutta on eniten Välimeren alueella, missä Afrikan laatta törmää Euraasian laattaan aiheuttaen geologista epätasapainoa. Muualla maailmassa poikkeuksellisen aktiivisia alueita on esimerkiksi Thaimaassa, Indonesiassa ja Filippiineillä, missä useita maankuoren laattoja taistelee keskenään tilasta.

Jos palaamme Suomen geologisessa kehityksessä 1900 miljoonaa vuotta taaksepäin, Suomen geologia muistutti Kaakkois-Aasian dynaamista geologiaa. Useita saarikaaria kulki pohjoiseen, missä vanha manner sijaitsi. Kun peräkkäiset saarikaaret törmäsivät mantereeseen, syntyi alue, jota geologit kutsuvat Svekofenniseksi pääalueeksi. Tämä alue käsittää Etelä-Suomen, Itä-Ruotsin ja Pohjois-Viron. Useimmat saarikaarten entisistä vulkaniiteista ovat nykyisessä asuunsa metamorfoosin läpikäyneitä, uudelleenkiteytyneitä amfiboliitteja (kuva 2), joista monet ovat vuorijonon synnyn yhteydessä poimuttuneet (kuva 3). Osasta näitä kiviä voi erottaa alkuperäisiä vulkaanisia rakenteita (kuva 4).

Ennen saaristomme geologiaan perehtymistä tulee tuntee muutama käsite.



Kuva 2. Vulkaanisperäistä kalliota, jonka koostumus vaihtelee kerroksittain (mustat ja harmaat alueet). Kuvan oikeassa laidassa on vulkaniitteja leikkaava nuorempi pegmatiittinen graniitti (Uusikaupunki, Vekaran saari). Kuva: A. Linna

## Mistä kivet ovat syntyneet?

Kivi on pala maankuorta, joka on voinut syntyä yksittäisessä tai useassa toisiaan seuranneessa geologisessa prosessissa. Useimmat kivet koostuvat silikaattimineraaleista. Kivet voidaan jakaa kahteen karkeaan pääluokkaan:

niin kutsuttuihin felsisiin kiviin, joissa mafisten (tummien) rauta- ja magnesium-mineraalien määrä on vähäinen, ja niin kutsuttuihin mafisiin, runsaasti rautaa ja magnesiumia sisältäviin kiviin. Esimerkkejä edellisistä ovat:

**Felsisiä mineraaleja:** (Nämä mineraalit on nähtävissä kuvassa 15)

**plagioklaasi (maasälpä)**  $(\text{Na,Ca})(\text{Al,Si})\text{AlSi}_2\text{O}_8$  – kiven rapautumispinnalla tavallisesti valkoinen

**alkalimaasälpä**  $(\text{K,Na})\text{AlSi}_3\text{O}_8$  – rapautumispinta tavallisesti punainen  
**(kalimaasälpä)**

**kvartsi**  $\text{SiO}_2$  – yleensä vaalea ja läpikuultava

**Kivien tavallisimmat rauta- ja magnesiumipitoiset mineraalit ovat:**

**oliiviini**  $(\text{Fe,Mg})_2\text{SiO}_4$

**klinopyrokseeni**  $\text{Ca}(\text{Fe,Mg})\text{Si}_2\text{O}_6$

**sarvivälke**  $\text{Ca}_3(\text{Mg,Fe,Al})(\text{Si,Al})_8\text{O}_{22}(\text{OH})_2$

**biotiitti**  $\text{KA}_2(\text{Al,Si}_3\text{O}_{10})(\text{OH})_2$  – mustia levyjä

Kuvan 5a musta mineraali on biotiittia; kuvan 5b musta mineraali on sarvivälkettä ja kapeina raitoina erottuva vihreä mineraali oliiviinia, joka rapautuu ruskeaksi

Edellisten mineraalien lisäksi Etelä-Suomen kallioperän metamorfisissa sedimenttikivissä on joukko tyypillisiä metamorfisia mineraa-

leja, joiden reaktiot ovat tärkeitä metamorfoosin paine- ja lämpötilaosuhteita määrittäessä:

**granaatti**  $(\text{Fe,Mg})_3(\text{Al}_2(\text{SiO}_4)_3$  – punainen (kuvat 5a, 6a, 13)

**kordieriitti**  $(\text{Mg,Fe})_2\text{Al}_3(\text{AlSi}_5\text{O}_{18})$  – tumman sininen (kuva 13)

**sillimaniitti**  $\text{Al}_2\text{SiO}_5$  – valkea ja kellertävä, kuituinen

Etelä-Suomen kallioperän yleisiin ei-silikaattisiin mineraaleihin kuuluu muun muassa oksideja ja karbonaatteja kuten:

**magnetiitti**  $\text{Fe}_3\text{O}_4$  (kuva 10)

**kalsiitti**  $\text{CaCO}_3$  (kuva 11)



Kuva 3. Laattatektoniikan aiheuttamassa vuorijonokehityksessä poimuttunutta vulkaanista kallioperää (Uusikaupunki, Vekaran saari). Kuva: A. Linna

Kuva 4. Tyynylaavaa (Velkua). Tyynylaava syntyy kuuman basalttisen magman purkautuessa veteen ja 1200 °C magman jähmettyessä nopeasti vettä vasten. Magmavirtausten poikkileikkaukset muodostavat tyynymäisiä rakenteita, joilla on lasinen jäähtymiskuori. Kuvassa näkyy useita päällekkäisiä magmatyynyjä, joiden läpimitta on 30 – 50 senttimetriä (tyynylaavat merkitään geologisissa kartoissa vihreillä puoliympyröillä). Kuva: A. Linna



Useimmat mineraalit ovat syntyneet joko magmasta kiteytymällä tai metamorfisissa mineraalireaktioissa, hyvin vaihtelevissa paineissa ja lämpötiloissa. Maan pinnalle jouduttuaan ne pyrkivät muuttumaan maan ilmakehän paine- ja lämpötilaloja paremmin vastaaviksi mineraaleiksi. Osa tästä muutoksesta näkyy mineraalien rapautumisena (hajoamisena, muuttumisena savi-mineraaleiksi, liukenemisena). Mineraaleilla on rapautumisen suhteen vaihtelevia ominaisuuksia: korkeimmissa lämpötiloissa kiteytyneet mineraalit rapautuvat yleensä nopeimmin. Etelä-Suomen graniittisten kalliomäkien mineralogia koostuu suureksi osaksi rapautumista kestävästä kvartsista, alkalimääsälvästä ja plagioklaasista.

---

## Kivet

---

Kivet jaetaan kolmeen pääryhmään.

### 1. Magmakivet

Magmakivet ovat kiteytyneet sulasta kiviaineksestä eli magmasta. Syvällä maankuoressa kiteytyessään niiden mineraaleilla on (hitaan magman jäähtymisen vuoksi) aikaa kasvaa niin suuriksi, että ne ovat paljain silmin erotettavissa. Näitä kiviä kutsutaan syväkiviksi (engl. "plutonic rocks", kuvat 10, 12, 15, 16). Jos magma tunkeutuu kohti maanpintaa, mutta kiteytyy juonina ennen maan pinnalle purkautumistaan, puhutaan juonikivistä (kuvat 10, 17). Maan pinnalle purkau-

tuneita magmakiviä kutsutaan vulkaanisiksi kiviksi (tai pintakiviksi, kuvat 2,3 4).

**Magma.** Magma on sulaa kiviainesta. Magman koostumuksen riippuen sen lämpötila on 700 – 1200° C. Jos magmassa on paljon piidioksidia (SiO<sub>2</sub>) ja kaasuja (yleensä vesihöyryä), on magman purkaus räjähdysenomainen ja räjähdys kerrostaa räjähdysaukon (esim. tulivuoren kraatterin) ympäristöön raekooltaan erilaisia aineksia, kuten tuhkaa, kivilajiheitteitä ja niistä syntyneitä niin kutsuttuja aglomeraatteja. Vähän piidioksidia sisältävä mafinen magma (esim. basalti) purkautuu ilman räjähdystä ja levittäytyy purkausaukon ympäristöön laavoina.

**Osittaissulamien.** Osittaissulamien alkaa, kun kallioperään kohdentuu lämpövo, jonka lämpötila ylittää kiven sulamislämpötilan (kuva 5). Jos osittaissulamien tapahtuu maan vaipassa, magmassa on paljon rautaa ja magnesiumia, mutta vain vähän piidioksidia, kaliumia ja natriumia. Näistä magmoista syntyy tummia kivilajeja, joiden tyypillisiä mineraaleja ovat runsaasti rautaa ja magnesiumia sisältävät mineraalit, kuten oliiviini ja pyrokseeni. Maankuoren osittaissulamien yhteydessä syntyy magmaa, jossa on runsaasti piidioksidia, kaliumia ja natriumia, joista syntyy lähinnä kvartsia, alkalimaasälpä ja plagioklaasia. Tummia mineraaleja (esim. sarvivälke, biotiitti) syntyy vähemmän. Jos kivessä on sekä sulanutta että sulamatonta kiviainesta, kiveä kutsutaan migmatiitiksi eli seoskiveksi (kuvat 5,6 ja 13).

## 2. Sedimenttikivet

Maan pinnalla olevat kalliot ja kivet ovat alttiina maapallon ilma- ja vesikehän, korkeuserojen, kasvillisuuden ja eliökunnan suorille ja välillisille vaikutuksille. Kivien fysikaalinen rapautuminen (kallioperän ja kivien rikkoutuminen) ja kallioperän eroosio (kuluminen) ovat näiden vaikutusten seurauksista ilmeisimpiä. Kallioperän rapautuminen tuottaa kiviä, soraa, hiekkaa ja savea, jotka kerrostuvat uudelleen muodostaen sedimenttikerrostumia. Sedimenttikerrostumien alkuperä ja kulkeutumismatka riippuvat useasta vaihtelevasta tekijästä (topografiasta, tapahtuuko kuljetus veden vai ilman välityksellä jne.). Kiviaines kerrostuu sedimenttialtasiin, jotka vaihtelevat vuoristojen rotkolaaksoista jokien luonnehtimiin alankoalueisiin ja järvien sekä merien muodostamiin altasiin, joihin pääosa sedimenteistä lopulta ajautuu. Pisimpiä sedimenttien nykyisistä kulkeutumismatkoista ovat Amazonjoen Andeilta Atlantin valtameren kuljettama, yli 4000 kilometrin matkan matkannut hienoaines sekä Saharan tuulten Afrikasta Etelä-Amerikkaan siirtämät pölypilvet. Suomen kallioperästä peräisin olevaa ainesta tavataan sedimentteinä muun muassa Pohjanmerellä Hollannin edustalla. Kun sedimenttikerrostuma kovettuu, sitä aletaan kutsua sedimenttikiveksi. Kovettumisen aiheuttaja on diageneesi-prosessi, joka käynnistyy päällä olevan veden ja sedimenttien painon sekä veden katalysoiman mineraalien liukenemisen ja uudelleenkasvun ansiosta. Myös osa kalkkikivistä (kuva 11) ja suoloista on alkuperältään sedimenttikiviä. Esimerkiksi ruokasuola on merivedestä kiteytynyt kemiallinen sedimentti.

## 3. Metamorfishet kivet

Metamorfishet kivet syntyvät magma- ja sedimenttikivistä niiden joutuessa muutuneisiin paine- ja lämpötilaolosuhteisiin. Metamorfishet reaktiot muuttavat kivien mineralogian paremmin uusia olosuhteita vastaavaksi. Suurin osa Etelä-Suomen kallioperästä koostuu metamorfishesti uudelleenkiteytyneistä magma- ja sedimenttikivistä. Kun kivien lämpötila nousee, niissä voi (noin 700° C lämpötilassa) tapahtua sulamista, mikä synnyttää migmatiitteja. Kuviissa 5 ja 6 on esimerkkejä Etelä-Suomen osittaisulamisesta kautta syntyneistä migmatiiteista.

Edellä kuvatut kolme kivilajityyppiä muodostavat kukin osan jäätilläismäisestä kivien kierrosta: lämpö, lämpövaihtelu, vesi ja tuuli rapauttavat mantereita ja erodoitunut sedimenttiaines kulkeutuu sedimenttialtasiin (esim. meriin), missä se tiivistyy ja kovettuu. Näin syntyneet sedimenttikivet muodostavat magmakivien kanssa uusia vuoristoja siellä missä litosfäärilaatat törmäävät toisiinsa. Subduktiovyöhykkeissä ne voivat kulkeutua myös syvälle Maan vaippaan, missä ne sulavat ja muodostavat uusia magmoja, jotka kiteytyvät magmakiviksi.

---

### Mistä tiedämme kiven iän?

---

Vierekkäin esiintyvien kivien suhteellinen ikä, se kumpi on vanhempi tai nuorempi, selviää usein kivien kontaktissa näkyvistä leikkaussuhteista – nuorempi leikkaa vanhemman rakenteita. Sedimenttikivien kerrosjärjestys paljastaa yleensä ikäsuhteen, ja

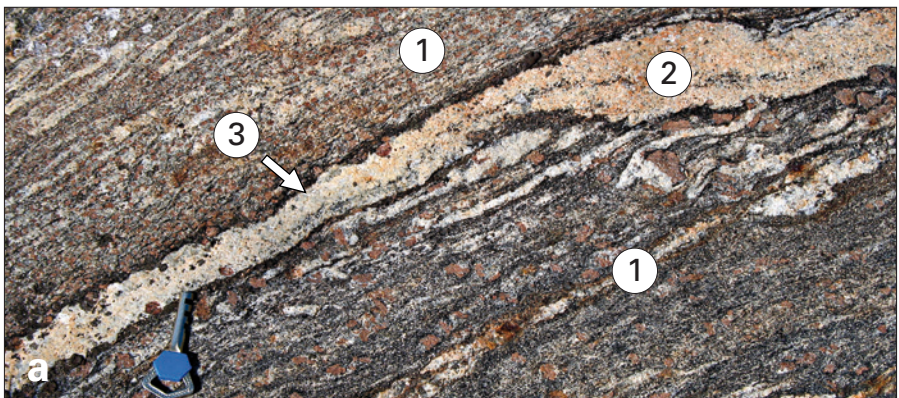
parhaiten säilyneet sedimenttirakenteet voivat paljastaa metamorfoosin jälkeenkkin sen, mihin suuntaan sedimenttikivi nuorenee.

Kiven absoluuttisen iän määrittämiseksi käytetään radioaktiivisia isotooppeja. Alkuaineilla voi olla useita isotooppeja: niiden määrä riippuu alkuaineen ytimessä olevien neutronien määrästä. Kaikkein yksinkertaisimman atomin, vedyn, ydin voi koostua pelkästä protonista, mutta sen ytimessä voi olla myös yksi tai kaksi neutronia (mitä enemmän neutroneja, sitä raskaampi alkuaine). Protonien lukumäärä määrittelee alkuaineen, ja neutronit määrittelevät kuinka monena isotooppina kukin alkuaine voi esiintyä. Vety voi esiintyä kolmena eri isotooppina.

Osa alkuaineiden isotoopeista on radioaktiivisia, mikä tarkoittaa sitä, että ne hajoavat toisiksi isotoopeiksi (jopa uusiksi alkuaineiksi) vakionopeudella. Kallioperässä on

radioaktiivisia alkuaineita sisältäviä mineraaleja. Yksi niistä on zirkoni, joka on tavallinen graniittisten kiven aksessorinen (< 5% määrin esiintyvä) mineraali. Zirkonia käytetään yleisesti kiven iän määrittämisessä. Zirkonin kiteytyessä sen kidehilan menee pieni määrä radioaktiivista urania, joka alkaa vähitellen muuttua lyijyksi. Radiogeenisen lyijy-isotoopin määrän ja hajoamisvakion (aika joka kuluu uraanin muuttumiseen lyijyksi) avulla voidaan laskea, milloin kyseinen zirkoni on kiteytynyt. Suomen kallioperä kuuluu iältään maailman tarkimmin määritettyjen joukkoon. Tämä antaa mahdollisuuden kuvata Suomen kallioperän geologista kehitystä melkoisella tarkkuudella. Suomen kallioperä ja Viron paleotsooisten sedimenttikivien alla olevat peruskallion kivet ovat syntyneet 1900 – 1575 miljoonaa vuotta sitten vallinneissa proterotsooisen kauden geologisissa prosesseissa maapallon geologisen historian keskiaikana.

Kuva 5. Esimerkki Etelä-Suomen kallioperässä metamorfoosin kulminaatiovaiheessa 1830 miljoonaa vuotta sitten tapahtuneesta osittaissulamisesta: **a)** sedimentti-alkuisen kiven osittaissulamisen, **b)** (viereisellä sivulla) vulkaniitin osittaissulamisen. 1 = vanha kivilaji, 2 = korkean lämpötilan aiheuttaman sulamisen aikaansaama kivilaji, 3 = restiittinen aines, joka ei ole sulanut. Kuvat: A. Linna



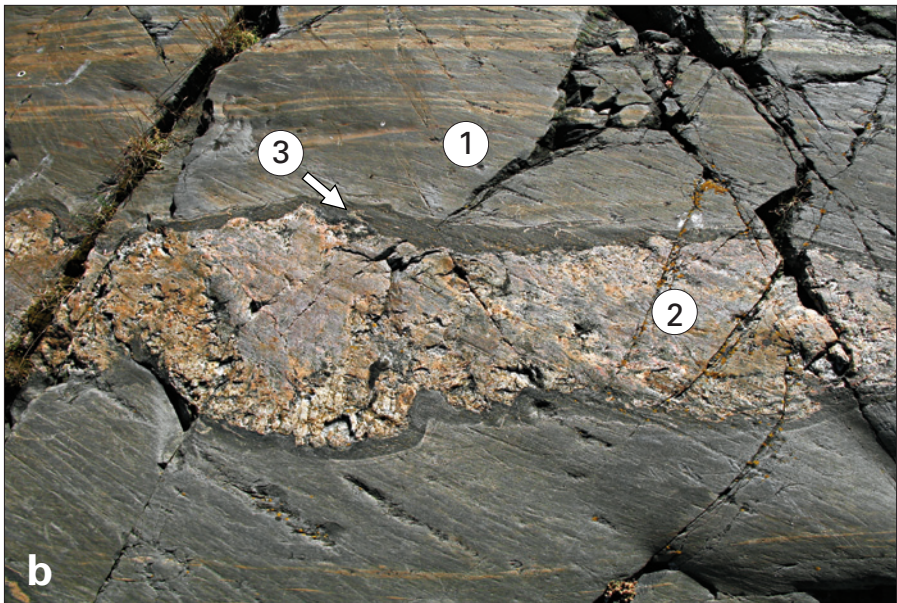
## Etelä-Suomen geologinen historia Lounais-Suomen saariston kivien tal- lentamana

Etelä-Suomen nykyinen kallioperä muo-  
tutui syvällä maankuoressa, mistä se on  
paljastunut vuorijonoliikuntojen lakattua ja  
erosion poistettua päällä olleen vuoriston.  
Nykyinen maanpintamme oli aikanaan noin  
18 kilometrin syvyydessä, missä metamor-  
foosi oli voimakkaimmillaan 1830 miljoonaa  
vuotta sitten: paine kohosi 6 kilobaariin ja  
lämpötila 800° C:een, jolloin kivet alkoivat  
sulaa. Entisten sedimenttikivien ja vulkaniit-  
tien osittaisulamminen synnytti magmoja,  
jotka kiteytyivät tonaliitteina ja graniitteina  
(kuvat 5a, b, 12,14). Tätä voimakasta meta-  
morfoosia vanhempia geologisia tapahtu-  
mia on vaikea jäljittää. Paikka paikoin löytyy  
kuitenkin sellaisia kallioperän osia ja lohkoja,

joissa on säilynyt kivilajien syntyproesseista  
kertovia primääripiirteitä.

Seuraavassa kuvataan miten Etelä-Suomen  
kallioperä kehittyi maapallon geologisen his-  
torian aikana.

**1900-1880** miljoonaa vuotta sitten subduk-  
tiovyöhykkeen päälle oli syntynyt tulivuor-  
ten muodostama saarikaari, joka vastasi  
nykyisen Japanin saarikaarta (kuvat 1 ja  
7a). Osa saarikaaren magmoista purkautui  
meren alla, jolloin laavavirtoihin syntyi suu-  
ren lämpötilaeron vuoksi jäähtymiskuori,  
jonka sisällä laava virtasi. Syntyneiden "laa-  
vaputkien" eroosileikkaukset voivat olla  
tyynyn muotoisia, minkä perusteella näitä  
laavoja kutsutaan tyynylaavoiksi. Kuvassa  
4 on Velkuan Iso-Humasludon koillispuolella  
tyynylaavaa. Saaren etelälaidalla laava on  
tunkeutunut kalkkia sisältäneisiin sediment-



teihin. Kuvassa 8 nähdään miten karbonaattisedimenttien muodostamat osat (kalkkikivi) ovat kuluneet laavaa syvemmälle, jolloin kalliassa näkyy laavan muodostamaa kohokuviota.

Saariston eteläosissa on muitakin merkkejä muinaisesta vulkaanisesta aktiivisuudesta, kuten amfiboliitit ja osa niin kutsutuista happamista gneisseistä. Amfiboliitti on metamorfoitunut vulkaaninen kivilaji, joka on kallion pinnasta suhteellisen helppo tuntea. Se koostuu pääosaksi kahdesta mineraalista, amfibolista ja plagioklaasista, joista edellinen erottuu rapautuneella kalliopinalla mustana jälkimmäisen ollessa valkoista. Kiven rakenteesta saa kuvan kuvittelemalla toisiinsa sekoitetun tummaa fariinisokeria ja valkoista sokeria. Vulkaanisperäinen hapan gneissi on usein hienorakeista (raekoko alle

millimetrin) ja väriltään vaaleaa. Plagioklaasin ja kvartsin ohella siinä on usein vähäisempi määrä tummia mineraaleja. Kuvassa 9 on Korppoon Brunskärin hapanta gneissiä.

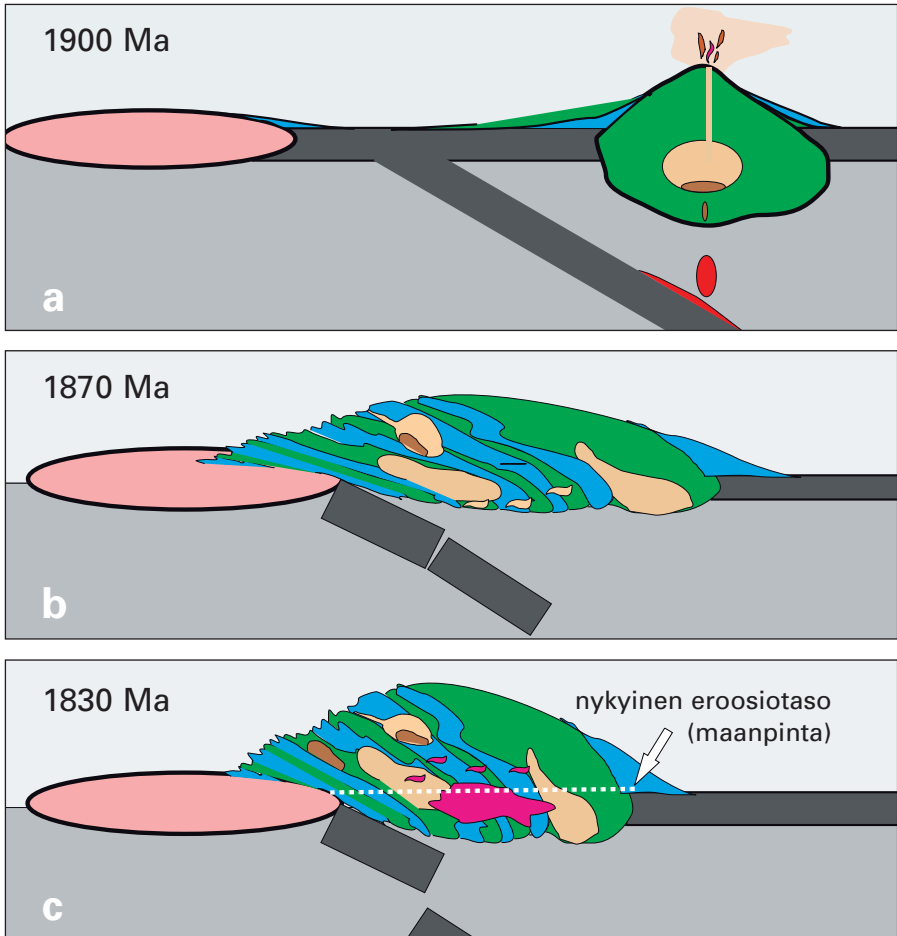
Vulkaniittien alla olleet magmasäiliöt kiteytyivät erityyppisinä syväkivilajeina kuten gabroina, dioriitteina ja tonaliitteina. Korppoossa Galtbyn lauttarannassa oleva dioriitti (kuva 10) on hyvä esimerkki tällaisesta kivistä.

Saarikaaren kivilajit erodoituivat samalla kuin saarikaaren vulkaaninen aktiivisuus jatkui. Saarikaarilta erodoitunut aine kerrostui mereen yhdessä mantereelta peräisin olevan aineksen kanssa. Osa vulkaniiteista on merkitty nykyisille geologisille kartoille vihreällä (amfiboliitti, tuffi ym. tummat vulkaniitit). Happamat vulkaniitit ja muut kvartsi-maasälpäliuskeet ja -gneissit on mer-

Kuva 6. Etelä-Suomen tyypillisiä metamorfisia kivilajeja. Kuvassa on vuorottain vaihtelevia sedimentti- ja vulkaanisperäisiä kiviä (Korppoo, Kräkskär). Kuva: A. Linna







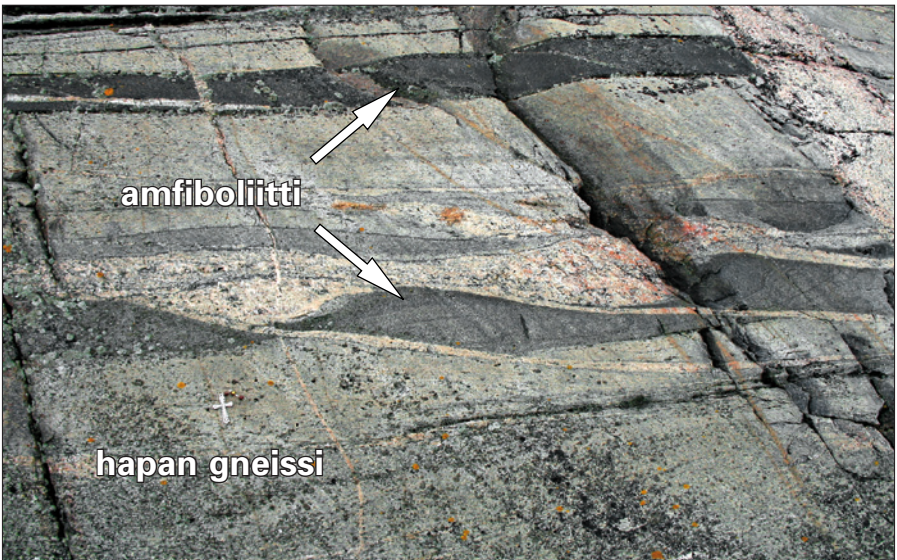
Kuva 7. Etelä-Suomen laattatektoninen kehitys. Pohjoinen on kuvassa vasemmalla ja etelä oikealla:

- a.** Tilanne 1900 miljoonaa vuotta (Ma) sitten. Kuvassa vasemmalla on vaaleanpunaisella väritetty mikromanner. Se sijaitsee nykyisin Keski-Suomessa. Subduktiovyöhykkeen ylle syntyneen saarikaaren kivilajit on merkitty vihreällä. Punainen läikkä esittää vaipassa tapahtuvaa osittaisulamista. Ruskeat värit edustavat syvässä magmasäiliöissä olevaa sulaa kiviainesta (magmaa). Saarikaarelta ja mantereelta erodoituneet sedimentit on merkitty sinisellä
- b.** Tilanne 1870 miljoonaa vuotta sitten. Saarikaari ja mikromanner törmäävät toisiinsa. Vulkaniset kivilajit, sedimentit ja syväkivet deformatuivat tässä törmäyksessä (niin kutsutussa svekofennisessä vuorijonopoimutuksessa eli orogeniassa)
- c.** Tilanne 1830 miljoonaa vuotta sitten. Törmäysvaikutukset voimistuvat (luultavasti toisen mantereen törmäyksen johdosta). Maankuoren metamorfoosiaste kasvaa, ja kuoren alaosat alkavat sulaa (sulaminen merkitty tummanpunaisella).



Kuva 8. Laava on tunkeutunut kosteisiin kalkkisedimentteihin. Kuvan oikeassa laidassa kalkkikivi on vaaleanpunaista ja laava-alkuinen kivi tummaa. Kuvan keskiosassa laava-alkuisen kiven ympärillä ollut kalkkikivi on pehmeämpänä rapautunut syvemmälle, jolloin laava-alkuinen kivilaji muodostaa kiven erityislaatuisen kohokuviorakenteen (Velkua, Iso-Humasluoto). Kuva: A. Linna

Kuva 9. Hapan (kvartsi-maasälpä)gneissi (Korppoo, Brunskär). Kuva: A. Linna





Kuva 10. Magmakammiossa kiteytynyt syväkivi (Korppoo, Galtbyn lauttaranta). Tumma kivilaji on dioriittia, joka kiteytyi syvällä suhteellisen nuorena maankuorella noin 1885 miljoonaa vuotta sitten. Magmakammio sijaitsi luultavasti tulivuoren alla. Tämä kivilaji esitetään geologisilla kartoilla ruskealla värillä. Punaisia, dioriittia leikkaavia karkearakeisia graniittijuonia nimitetään pegmatiiteiksi. Ne syntyivät laattojen törmäystä seuranneen kallioperän kohoamisen aikoihin noin 1800 miljoonaa vuotta sitten. Niissä on suuria, magneettisia magneetiittikiteitä. Kuva: H. Bauert

kitty keltaisella, kiilleliuskeet ja -gneissit sinisellä. Mereen kerrostui myös karbonaatteja, jotka muodostivat karbonaattisedimenttejä. Prekambriset karbonaattisedimentit muuttuivat alueellisen metamorfoosin myötä uudelleenkiteytyneiksi kalkkikiviksi eli marmoreiksi.

Kalkkikivet ovat Etelä-Suomessa jokseenkin tavallisia. Ne kerrostuivat aikanaan merialtaan reunan mannerjalustalle. Vulkaanisen kaaren erodoituessa vapautui kalsiumia, ja tulivuoritoiminta aiheutti ilmakehän korkean hiilidioksidipitoisuuden. Kalsiumin ja hiilidioksidin reagoiessa meriin kerrostui karbonaatteja. Levillä saattoi olla osuu-

tensa karbonaattien saostumisessa (Pohjois-Suomen Tervolan noin 2000 Ma dolomiittistromatoliitit kerrostuivat sinivihreiden lievien sitomina). Paraisten kalkkikivilouhos on paras paikka Lounais-Suomen metamorfisten kalkkikivien eli marmorien tarkasteluun (marmori on metamorfoosin läpikäynyttä ja uudelleenkiteytyntä kalkkikiveä). Kuva 11a on Paraisten marmorilouhokselta, joka on ollut tuotannossa vuodesta 1898. Kuva 11b on Korppoon Ahvensaarelta (Åvensör): marmori, joka kestää suhteellisen huonosti rapautumista, on kulunut kestävämpiä, happaman gneissin ja amfiboliitin muodostamia kerroksia syvemmälle.



Kuva 11. Marmorina **a)** Paraisilla ja **b)** Korppoon Ahvensaarella (Åvensår):  
**a.** Kalkkia (karbonaatteja) kerrostui meren pohjalle tulivuoriketjun läheisyyteen noin 1900 miljoonaa vuotta sitten. Vuorijonopimutuksen yhteydessä kalkkikerrostuma deformatiui ja metamorfoitui muiden mereen kerrostuneiden tai purkautuneiden kiviainesten tavoin muodostaen marmorina. Etelä-Suomen kallioperässä on paikoin louhittavissa olevia marmorikeskittymiä. Kuva: A. Brozinski.  
**b.** kovan happaman gneissin ja pehmeämmän marmorin muodostamaa reliefiä. Kallioliissa näkyy deformaattiorakenteita, kuten kerrosten poimuttumista ja murtumista. Kuva: A. Linna

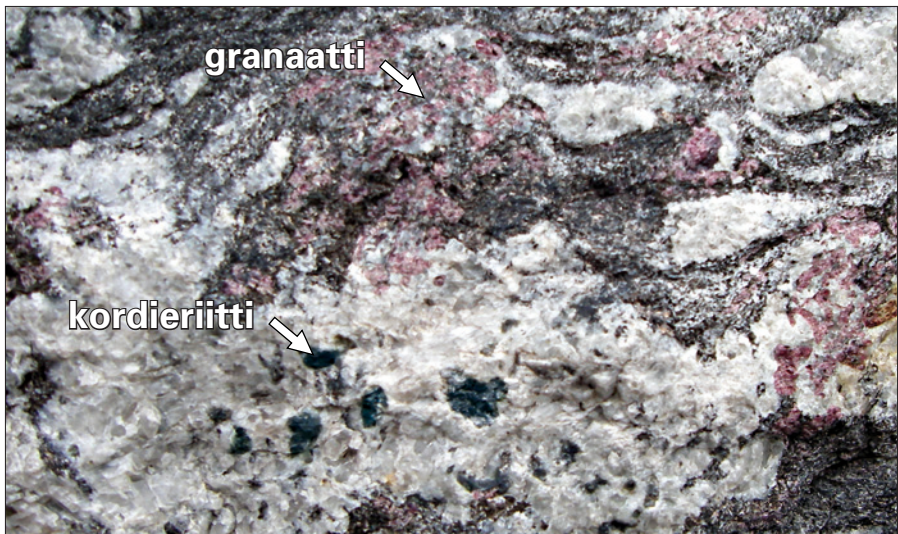




Kuva 12. Esimerkki tonaliitista (Iniö, Perkala fjärden). Taustalla on kiillotettu tonaliittikappale. Geologisilla kartoilla tonaliitin väri on vaaleanruskea. Kuva: A. Linna

**1880 – 1860** miljoonaa vuotta sitten vulkaaninen saarikaari törmäsi sen pohjoispuolella olleeseen mikromantereeseen (kuva 7b), jolloin osa kaaren kivistä ja meren pohjalle kerrostuneista sedimenteistä poimuttui ja muodosti toinen toisensa päälle työntyneitä kokonaisuuksia, joista syntyi uusi vuoristo. Maankuoren paksuuntuessa vuoriston tyvi-osat painuivat kuumaan vaippaan, missä ne sulivat, jolloin syntyi tonaliittisia magmoja. Kuvassa 12 on Iniön Perkala fjärdenin vaalea tonaliittia.

**1850–1810** miljoonaa vuotta sitten Etelä-Suomen nykyisin paljastuneena oleva kallioiperä oli noin 18 kilometrin syvyydessä. Kivien lämpötila vaihteli 700 – 800° C:een välillä, ja näissä korkean metamorfoosias-teen olosuhteissa kivissä tapahtui paljon muutoksia. Kyseinen vaihe edusti metamorfoosin huippuvaihetta, ja se vaikutti kaikkiin tätä vaihetta vanhempiin kiviin. Mineraalit, jotka olivat pysyviä alemmissa lämpötiloissa ja paineissa, alkoivat muuttua uusiksi mineraaleiksi. Monet näistä muutoksista tapah-



Kuva 13. Etelä-Suomelle tyypillinen, runsaasti granaattia ja kordieriittia sisältävä kivilaji, niin kutsuttu granaatti-kordieriittikiillegneissi. Tämä kivilaji esitetään geologisissa kartoissa sinisellä. Kuva: O. Eklund

Kuva14. S-tyyppin (sulamisen kautta syntynyt) graniitti (Kaarina). Monet Etelä-Suomen kalliomäet ja kalliosaaret ovat syntyneet vanhojen kivien osittaisulamisen tuloksena metamorfoosin kulminaatiovaiheessa noin 1830 miljoonaa vuotta sitten. Kuva: O. Eklund



tuivat mineraalireaktioissa, joissa uusia olosuhteita vastaavia mineraaliseurueita syntyi entisten kustannuksella. Kun musta biotiitti reagoi valkean kvartsin kanssa, syntyi punaista granaattia ja sinistä kordieriittiä: granaatti ja kordieriitti ovat niin kutsuttuja metamorfisia mineraaleja, jotka kertovat kallioperän kokemasta metamorfisesta kehityksestä. Niitä on Etelä-Suomessa savi-alkuisten gneissien ja migmatiittien osana.

Metamorfoosin huippuvaiheen korkeaan metamorfoosiasteeseen liittyi myös kivien sulamista. Sulaminen alkoi savisedimentti-peräisistä kivistä. Niistä syntyi graniittisia magmoja. Kun syntynyt graniittisula muodosti suonia ja juonia isäntäkiveen, syntyi suonigneissejä ja muita migmatiitteja (kuvat 5a ja 13). Etelä-Suomessa on migmatiittien ohella myös täydellisen tai lähes täydellisen sulamisen tuloksena syntyneitä graniitteja. Kuvassa 14 on tyypillistä 1830 miljoonaa vuotta sitten syntynyttä punaista graniittia, joka on kuvattu tieleikkauksesta Kaarinassa. Monet Turku – Helsinki välin mäet ovat vastaavia graniitteja. Mäkien välisten alaviiden alueiden kalliopohja koostuu pääosaksi pehmeämmistä, laaksoiksi erodoituneista kivilajeista.

**1800–1760** miljoonaa vuotta sitten maankuori kohosi hyvin nopeasti ylöspäin (engl. "post-collisional uplift"). Kohotessaan kivilajit jäähtyivät ja muuttuivat hauraiksi. Hauraan kallioperän murrosraot tarjosivat magmoille väyliä, joita myöten ne pääsivät kohoamaan ylöspäin maankuoressa. Näiden magmojen alkuperä on hyvin vaihteleva: osa on peräisin maan vaipasta, osa maankuoresta. Tämän ikäryhmän kiviä ovat

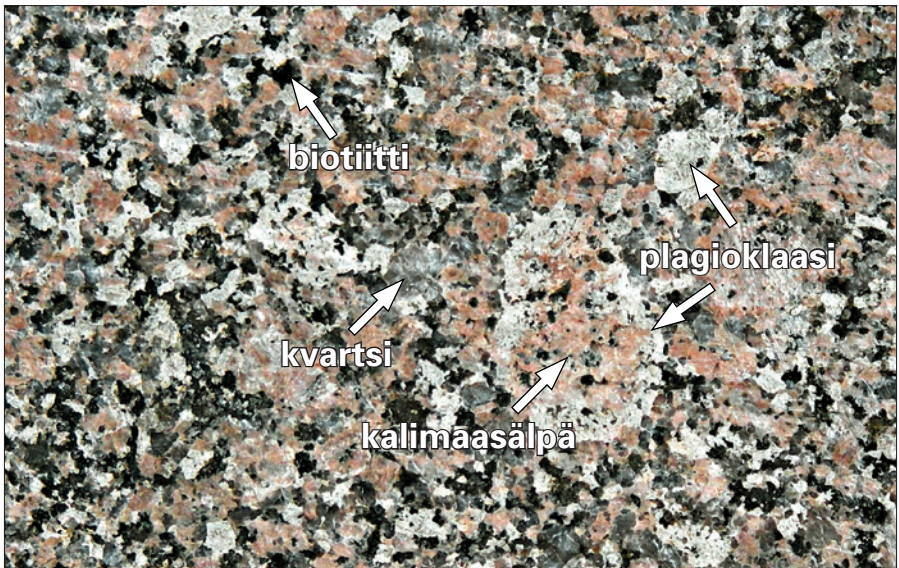
Lounais-Suomen saaristossa tavattavat, magnetiittia sisältävät pegmatiitit (karkearakeiset graniittijuonet, kuva 10) ja karbonatiitit, jotka ovat syntyneet magmasta kiteytyneestä kalsiitista. Naantalin Ukko-Pekan sillan kaakkoispuolella on tällainen karbonatiittijuoni. Karbonaattipitoiset fluidit (silikaattisulat, vesiliuokset, kaasut) ovat värjänneet Naantalin Kuparivuoren kallion punaiseksi.

**1575** miljoonaa vuotta sitten alkuperältään tuntumattomaksi jäänyt lämpöpulssi aiheutti laajaa vaipan kivien sulamista. Vaipasta erottunut kuuma magma kulkeutui maankuoreen, missä sen lämpö synnytti suuren määrän graniittista magmaa. Rapakivigraniitit syntyivät tässä prosessissa. Nämä maailman mitassakin kuuluisat syväkivet muodostavat suuren osan Suomen lounaisosien kallioperästä: niitä on Ahvenanmaan pääsaaren, Kökarin eteläpuolisen alueen, Fjälskärin lahden, Vehmaan ja Laitilan alueilla (ks. takakansi). Lisäksi suuri osa Kaakkois-Suomea kuuluu Viipurin rapakivigraniittialueeseen. Rapakivialueella voi olla useita rakenteeltaan toisistaan poikkeavia rapakivityyppejä. Vehmaan rapakivessä Taivassalon Marjuksenrannan louhoksella on viborgiittia (kuva 15) ja Taivassalon Helsinginrannassa porfyriittistä rapakiveä (kuva 16).

Rapakivimagmojen käyttämät rakosysteemit toimivat myös mafisten, vaipasta peräisin olleiden magmojen kulkuväylinä. Kallioissa näkyvät tummat juonet, diabaasit (kuva 17b,c), syntyivät näistä magmoista. Diabaasit koostuvat oliviinista, pyrokseenista ja plagioklaasista (kuva 17a). Niiden rakenne, jossa plagioklaasiliistakkeet ovat



Kuva 15. Viborgiitti-rapakivi (Vehmaan Marjuksenranta). Kiven murrospinta näkyy yllä ja sen rapautumispinta alla olevassa kuvassa. Rapautumispinnalla on erotettavissa kiven kolme päämineraalia. Viborgiitissa on plagioklaasikehän ympäröimiä, munan mallisia kalimaasälpäraakeita, joita kutsutaan ovoideiksi. Geologisiin karttoihin rapakivigraniitit on merkitty tummalla violetilla. Kuvat: O. Eklund

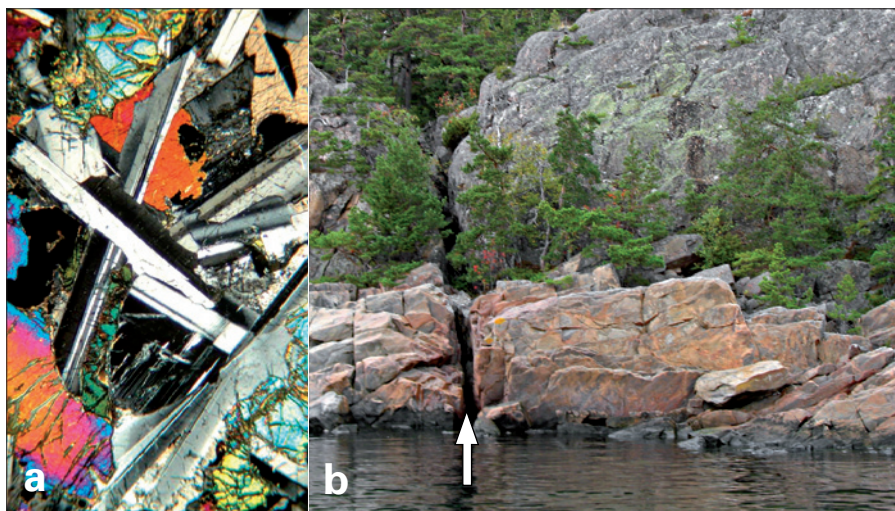






Kuva 16. Porfyriittinen (perusmassaa suurempia hajarakeita sisältävä) rapakivigraniitti (Vehmaan Helsinginranta). Kuvat on otettu louhokselta, josta rapakiveä vietään rakennuskiveksi eri puolille maailmaa. Kuvat: O. Eklund





Kuva 17. Diabaasijuonia (Korppoo ja Iniön Keistiön saari). Diabaasijuonet on merkitty geologisille kartoille mustina viivoina

**a.** Mikroskooppikuva diabaasista. Valkeat ja harmaat plagioklaasi-liistakkeet muodostavat kolmiulotteisen verkoston, johon kuvassa värikkäänä erottuva oliiviini on kiteytynyt. Kuva: A. Peltola

**b.** 50 senttimetrin levyinen diabaasijuoni leikkaa alueen muita kivilajeja. Kuva: A. Linna

**c.** 7 metrin levyinen diabaasijuoni. Kuva: A. Linna

kiteytyneet sattumanvaraisiin suuntiin tummien mineraalien täyttäessä plagioklaasirakkeiden välitiloja (kuva 17b), tekee diabaa-seista kestäviä. Tummina kivenä ne varaavat myös hyvin lämpöä, ja ne ovatkin mitä parhaimpia saunan kiuaskiviä.

Lounais-Suomen saaristoalueen pohjoispuolella Satakunnassa on prekambriinen, niin kutsuttu Jotuninen hiekkakiviesiintymä, joka kerrostui Porin ympäristön matalaan mereen rapakivigraniittien paikalleen asettumisen (intrudoitumisen) ja kiteytymisen jälkeen. Porin ympäristön topografia on laakea, koska sen hiekkakivikerrostumat ovat pääosaksi vaaka-asentoisia. Harjavallan vesivoimalapadon alapuolella Kokemäenjoen

pohjalla on erinomainen kohde Jotunisten hiekkakivikerrostumien tarkasteluun. Muualla Satakunnassa hiekkakivi on yleensä irtaimien maalajien peittämä. Tätä hiekkakiveä tavataan Etelä-Suomessa myös jäätikön kuljettamina lohkareina. Nämä punaiset, laattamaisesti lohkeilevat siirtolohkaareet ovat yleisiä Lounais-Suomen saariston rantakivikoissa. Lohkareissa on usein aallonmerkkejä (kuva 18). Porin Yyterin matalassa rantavedessä voi tunnustella vastaavalla tavalla muotoutunutta rantahiekkaa. Jotunisen hiekkakiven aallonmerkit syntyivät tällaisessa rantaympäristössä. Tämä on hyvä esimerkki siitä, kuinka nykyiset geologiset prosessit ovat toimineet lähes koko maapallon geologisen historian ajan.



Kuva 18. Neljä vuoden ikäisen lapsen jalat 1300 – 1500 miljoonaa vuotta vanhan Jotunisen hiekkakiven aallonmerkkien päällä. Porin ympäristön Jotuninen hiekkakivi on merkitty geologisiin karttoihin sinisellä. Kuva: O. Eklund

**1275** miljoonaa vuotta sitten maankuoreen tunkeutui jälleen vaipasta peräisin olevia magmoja, jotka kiteytyivät oliiviinidiabaaseina. Näitä diabaaseja on muun muassa Porin länsipuolella Reposaaaren Siikarannan leirintäalueella, ja Porin ulkopuolella sijaitseva Säpin majakkasaari koostuu näistä, paikoin hyvin karkearakeisista diabaaseista. Satakunnan oliiviinidiabaasit on merkitty opaskirjan takakannen karttaan tummanvihreällä värillä.

---

### Metalliset malmit

---

Kallioperässä juoksevana faasina oleva fluidi-aines voi sisältää sellaisia ioneja kuten kloori, fluori ja rikki. Fluidit voivat uuttaa ja poistaa, kuljettaa muualle ja saostaa kallioperässä olevia eri alkuaineita. Tämä tapahtumaketju on vaikuttanut eräiden talou-

dellisesti merkittävien mineraaliesiintymien syntyyn. Yleensä fluidit seuraavat maankuoren murroksia, minkä vuoksi mineralisaatiot ovat usein kapeita ja pitkänomaisia. Atussa, 12 kilometriä Paraisten kaupungin eteläpuolella olevalla saarella, on 1600-luvulta lähtien ajoittain louhittu sinkkiä, kuparia, lyijyä ja hopeaa. Malmion yleisimmät malmimineraalit ovat olleet magneettikiisu, lyijyhohde, rikkikiisu ja kuparikiisu, joiden lisäksi malmiosta on tavattu arseenikiisua, magnetiittia, markasiittia, löllingiittia, tetraedriittia, boulangeriittia, tennantiittia, bournoniittia, pyrrargyriittia, kesteriittia, sinneriittia, ilmeniittia, mackinawiittia, hessiittia, breithauptiittia, rutiilia, molybdeniittia, elektrumia, hopeaa, kultaa ja vismuttia.

Kuva 19. Runsaasti metallisulfideja sisältävä kivinäyte. Tarton Yliopiston geologian museon kokoelma. Kuva: Mare Isakar



## Maankuoren nuorimmat kehitysvaiheet

Etelä-Suomen kiteinen kallioperä oli aiemmin paleotsooisten sedimenttikivien peittämä. Eroosio (viimeisenä mannerjäätikön kulutus) on sittemmin poistanut aikanaan mereen kerrostuneet kambri-, ordoviikki- ja devonikautiset sedimenttikivet. Vain niiden rippeitä on jäljellä kallioperän painanteiden (esim. Lumparnin meteoriittikraatteri Ahvenanmaalla) ja murrosrakojen suojissa. Kuvassa 20 on kambrihiekkakiven täyttämä kallioperän rako tyypillisimmän esiintymis- ympäristönsä (Ahvenanmaan rapakivimassiivin) ulkopuolelta Korppoosta. Lounais-Suomen saaristosta löytyy myös mannerjäätikön sinne Pohjanlahden pohjalla olevista kambri- ja ordoviikkikautisista sedimenttikivikerrostumista tuomia siirtolohkareita.

Osassa on tuon ajan mikro- ja makrofossiileja. Lounais-Suomen ja Viron kiteinen peruskallio viettää kohti etelää, ja Virossa ediakarakaudelta devonikaudelle jatkunut sedimenttikivien kerrostuminen tapahtui Etelä-Suomea syvemmällä esiintyvän kalliopohjan päälle. Devonikauden lopulla Kaledonidien vuorijonon kohottava vaikutus poisti meren Viron alueelle kerrostuneiden paleotsooisten sedimenttikivien päältä. Päälimmäisiksi kerrrostuneissa devonihiekkakivissä on sittemmin tapahtunut vahvaa, joskin alueellisesti vaihtelevaa eroosiota.

Kuva 20. Kambrihiekkakiven täyttämä kallioperän rako (Korppoo, Björkö). Vasemmalla lähiotos samasta rakojuonesta. Kuva: A. Linna ja O. Eklund



---

## Viron kiteiset prekambrikivet

---

Viron varhaisproterotsooisista metamorfisista kivistä ja syväkivistä muodostuvan peruskallion päällä on 100 – 180 metriä paksu paleotsooisten sedimenttikivien kerrostuma, eikä Virossa ole prekambrisia kalliopaljastumia. Maan pinnalta voi kuitenkin löytää tämänkin aikakauden kiviä: ne ovat jäätikön Vieroon kuljettamia siirtolohkareita. Nämä kivet ovat peräisin viimeisen mannerjäätikön tulosuunnasta Skandinavian prekambrisesta kallioperästä.

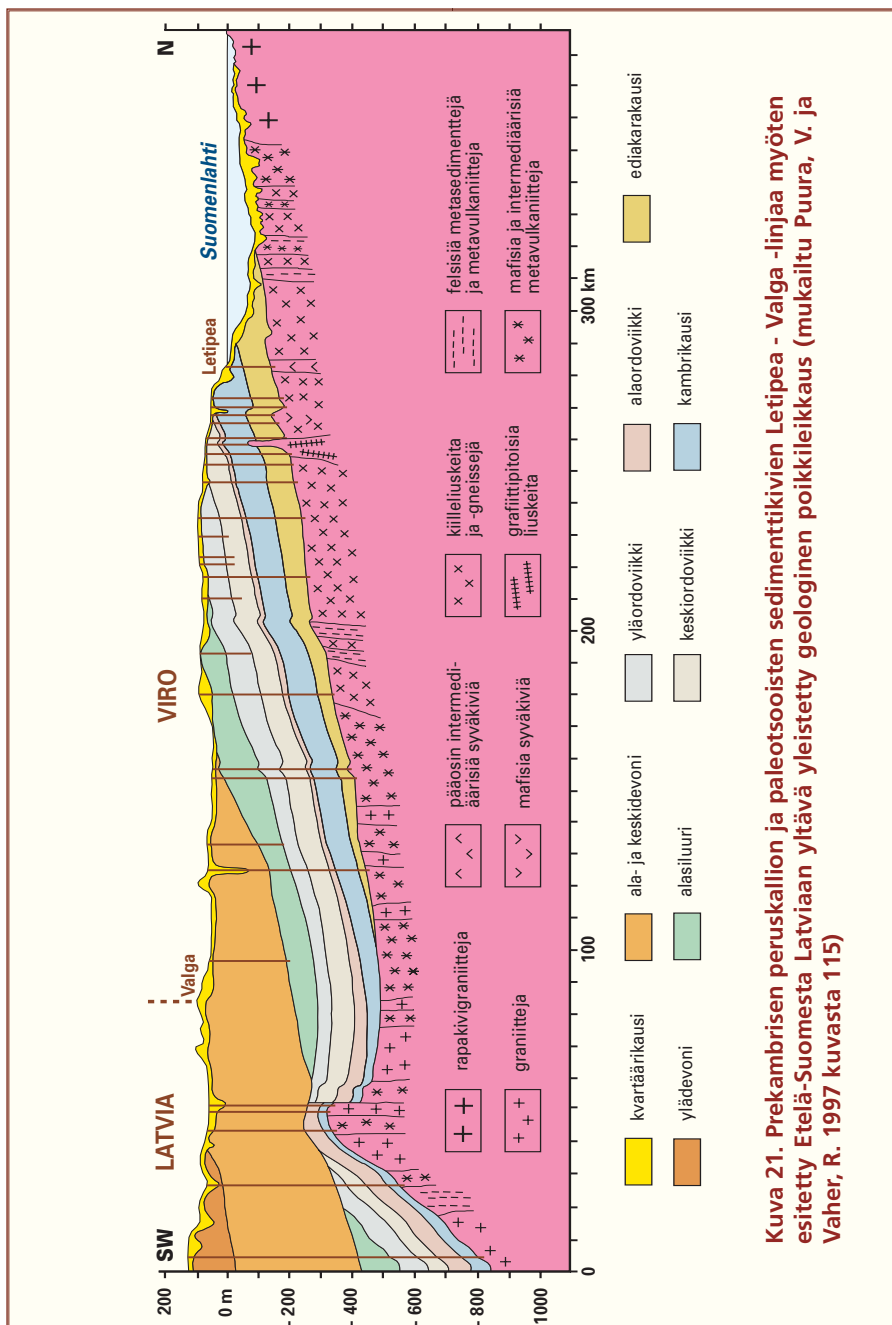
Viron kiteisestä kallioperästä saatu tieto perustuu kairauksiin (kairansydänaineistoihin) ja geofysikaalisten ja geokemiallisten analyysimenetelmien hyödyntämiseen. Myöhäisproterotsooisena kautena tapahtui voimakasta denudaatiota (maanpinnan paljastumista ja tasoittumista), jonka seurauksena peruskallion pinta muodosti tasangon. Tämä tasangoksi kulunut paleotsooisten sedimenttien kerrostumalusta viettää loivalla kaateella – noin 2 – 3,5 metriä kilometrillä – kohti etelää. Suomenlahdella sijaitsevalla Vaandloon saarella kiteinen peruskallio on 67,5 metrin, Viron luoteisosassa Häädemeestessä 629,0 metrin ja Riianlahden Ruhnun saarella 784,1 metrin syvydellä (kuva 21). Viron alueella peruskallion pinnassa on jäljellä siihen muinoin syntynyt, lähinnä kaoliinisavesta syntynyt rapautumiskuori, jonka paksuus vaihtelee muutamasta metrillä 150 metriin.

Viron prekambriinen peruskallio jaetaan Pohjois-Viron amfiboliittifasiesta ja Etelä-Viron granuliittifasiesta edustaviin pääyksiköihin (fasies tarkoittaa tiettyjä metamorfisia olosuhteita, ja granuliittifasies edustaa korkean paineen ja lämpötilan ympäristöä, amfiboliittifasies matalamman paineen ja lämpötilan ympäristöä). Niistä on erotettavissa kuusi pienempää vyöhykettä: Etelä-Viro, Länsi-Viro, Tapa, Jöhvi, Tallinna ja Alutaguse (kuva 22), jotka eroavat toisistaan kivilajeiltaan (metamorfoituneita sedimenttejä eli metasedimenttejä tai metavulkaaniteita/ syväkivi-intruusioita), metamorfoosiasteeltaan tai muiden fysikokemiallisten ominaisuuksiensa osalta. Geologisten pääyksikköjen välissä on tektoninen rajapinta (Paldiski – Pskov -hiertovyöhyke).

Virolais-australialainen geologi Armin Öpik esitti ensimmäisenä, vuonna 1942, että Viron peruskallio kuuluu Fennoskandian kilven svekofenniseen vuorijonosysteemiin. Nykyisin tiedämme, että Pohjois-Viron kiteinen peruskalliopohja on hyvin samankaltainen Etelä-Suomen kiteisen peruskallion kanssa. Molemmat alueet kokivat samat geologiset prosessit proterotsooisena aikana 1900 - 1600 miljoonaa vuotta sitten.

### **Kallioperän kivilajimuodostumat**

Geologit uskoivat 1960- luvulta 1980-luvulle asti, että Viron kiteinen peruskallio oli muodostunut kahdessa vaiheessa: proterotsooisena (1900 – 1600 miljoonaa



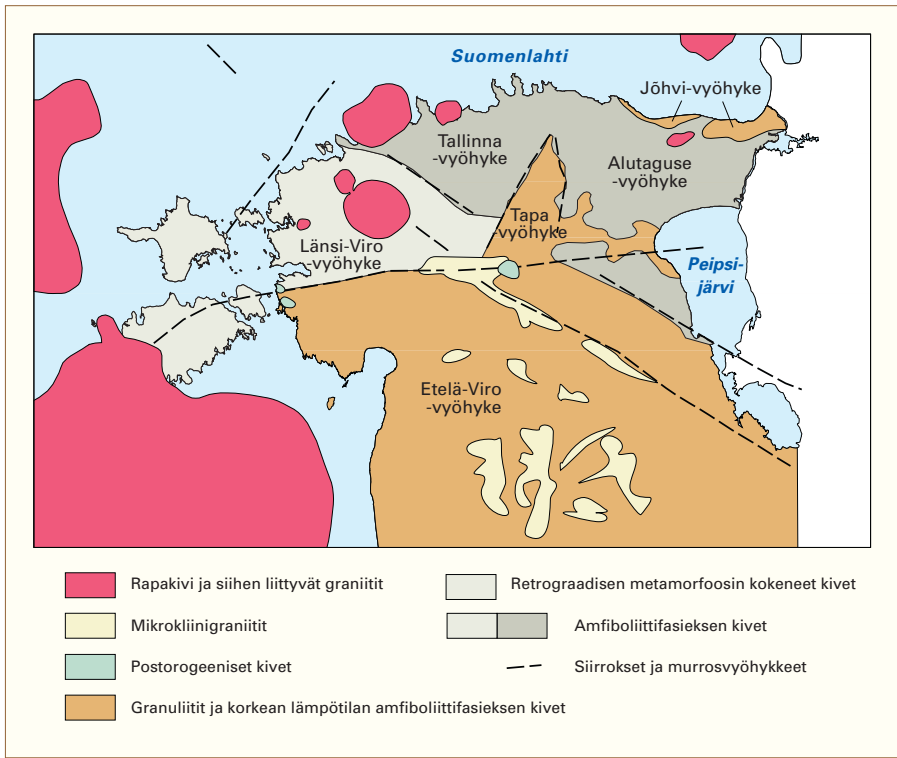
Kuva 21. Prekambrisen peruskallion ja paleotsooisten sedimenttikivien Letipea - Valga -linjaa myöten esitetty Etelä-Suomesta Latviaan yltävä yleistetty geologinen poikkileikkaus (mukailtu Puura, V. ja Vaher, R. 1997 kuvasta 115)

vuotta sitten) ja arkeisena aikana (yli 2500 miljoonaa vuotta sitten). Radioaktiivisten alkuaineiden isotooppitukimukset paljastivat sittemmin, että pääosa oli syntynyt varhais-proterotsooisena aikana (proterotsooisen eonin alkupuolella), eikä tätä vanhemmasta kallioperästä löytynyt suoranaisia todisteita.

Etelä-Viro -vyöhyke on osa 100 kilometriä pitkää Valko-Venäjän – Baltian granuliittivyöhykettä, jonka kivilajit ovat metamorfotuneita syväkiviä ja vähemmissä määrin metasedimenttikiviä. Nämä kivet ovat kokee-

lämpötilaolosuhteet (700 – 800° C). Etelä-Viron vyöhykkeen pääkivilajit ovat amfiboliitteja ja gneissejä. Tapa-vyöhykkeessä on amfiboligneissejä/amfiboliitteja ja niissä olevia pyrokseenigneissejä sekä biotiitti-plagioklaasigneissejä ja kvartsi-maasälpagneissejä. Kapeassa Jõhvi-vyöhykkeessä on pyrokseenigneissejä, joissa on välikerroksina kvartsi-maasälpagneissejä, biotiitti-plagioklaasigneissejä, amfiboligneissejä, granaatti-kordieriittigneissejä ja magnetiittikvartsiitteja, jotka aiheuttavat Jõhvin mag-

Kuva 22. Viron peruskallion pääkivilajiyksiköt





neettisen anomalian. Tallinna-vyöhykkeen kivilajit vaihtelevat mafisista (tummista; sisältävät 45 – 52% piidioksida,  $\text{SiO}_2$ ) amfiboliittifasieksen metavulkaniiteista meta-sedimentteihin. Toinen Pohjois-Virossa olevassa vyöhyke, Alutaguse-vyöhyke, koostuu pääosaksi metasedimenttikivistä. Tallinna- ja Alutaguse-vyöhykkeiden kivilajien metamorfoosiaste on alhainen.

Suurin osan Viron prekambriesta peruskalliosta on metamorfisia kivilajeja, jotka ovat syntyneet sedimenttikivien tai magmakivien metamorfoosissa kivien jouduttua alkuperäisiä syntyolosuhteita korkeampaan lämpötilaan ja paineeseen. Monet Etelä-Viron prekambriksen peruskallion metamorfisista kivistä ovat muodostuneet 5 – 7 kilobaarin paineessa, joka vastaa 15 – 20 kilometrin syvyyttä.

Myös magmakivet ovat tavallisia Viron peruskalliossa. Metamorfoosin huippuvaiheessa kallioperän osittaissulamisen tai syvemmillä maankuoressa tapahtuvan sulamisen tuloksena syntyi graniitteja, jotka intrudoituivat (tunkeutuivat) metamorfisiin kiviin ja ovat niitä nuorempia. Viron suurimmat graniittimuodostumat ovat puolestaan rapakivigraniitteja, jotka tunkeutuivat yllä olevaan kallioperään vasta metamorfoosin huippuvaiheen ja vuorijonoliikuntojen lakattua noin 1600 miljoonaa vuotta sitten. Riga-batoliitti on Viron suurin rapakiviesiintymä. Sen lisäksi on ainakin viisi pienempää porfyryrittistä graniittia, jotka ovat Naissaari, Märjamaa, Taebla, Neeme, Ereda ja kvart-

sidioriittinen Lounais-Virossa oleva Abja. Lisäksi tunnetaan joitain pienempiä mafisia tai intermediäärisiä (52 – 63 %  $\text{SiO}_2$ ) intrusioita.

### **Viron kiteisen kallioperän metallit**

Viron peruskallioon kohdistui Neuvostoliitto-aikana laaja prospektausohjelma kallioperän metallisten malmien löytämiseksi. Koillis-Virossa oleva Jõhvin alue on kiinnostava magnetiittikvartsiitissa olevan raudan ja vyöhykkeen sulfidien vuoksi. Jõhvin rautaesintymä on tunnettu lähes sata vuotta. Se on gneisseissä lähes pystysuorina mineralisaatioina. Mineralisoituneiden kerrosten kokonaispaksuus on 100 metriä, ja rautavarannot (yli 25 % rautaa) ovat noin 355 miljoonaa tonnia 500 metrin syvyydelle ja 629 miljoonaa tonnia 700 metrin syvyydelle laskettuna. Viron peruskalliossa on muitakin toistaiseksi taloudellisesti kannattamattomia metalliesiintymiä.

---

## KIRJALLISUUS

---

Karhunen, R. (2004) Explanation of maps of Pre-Quaternary rocks of the Iniö and Turku map sheet areas, sheets 1041 Iniö and 1043 Turku. Geologian tutkimuskeskus, 76 s.

Koppelmaa, H (toim.) (1998) Põhja-Eesti kristalse aluskorra geoloogiline kaart 1:200 000 / Geological map of the crystalline basement of Northern Estonia. Eesti Geoloogiakeskus / Geological Survey of Estonia.

Lehtinen, M., Nurmi, P.A., Rämö, O.T. (toim.) 1998. Suomen kallioperä – 3000 vuosimiljoonaa. Suomen geologinen seura, Helsinki.

Lehtinen, M., Nurmi, P.A., Rämö, O.T. (toim.) 2005. Precambrian geology of Finland. Key to the evolution of the Fennoscandian shield. Developments in Precambrian Geology 14. Elsevier. 736 s.

Puura, Väino; Hints, Rutt; Huhma, Hannu; Klein, Vello; Konsa, Mare; Kuldkepp, Reedik; Mänttari, Irmeli; Soesoo, Alvar (2004). Svecofennian metamorphic zones in the basement of Estonia. Proceedings of the Estonian Academy of Sciences. Geology, 53(3), 190 - 209.

Raukas, A., Teedumäe, A. (toim.). 1997. Geology and Mineral Resources of Estonia. Estonian Academy Publishers, Tallinna. 436 s.

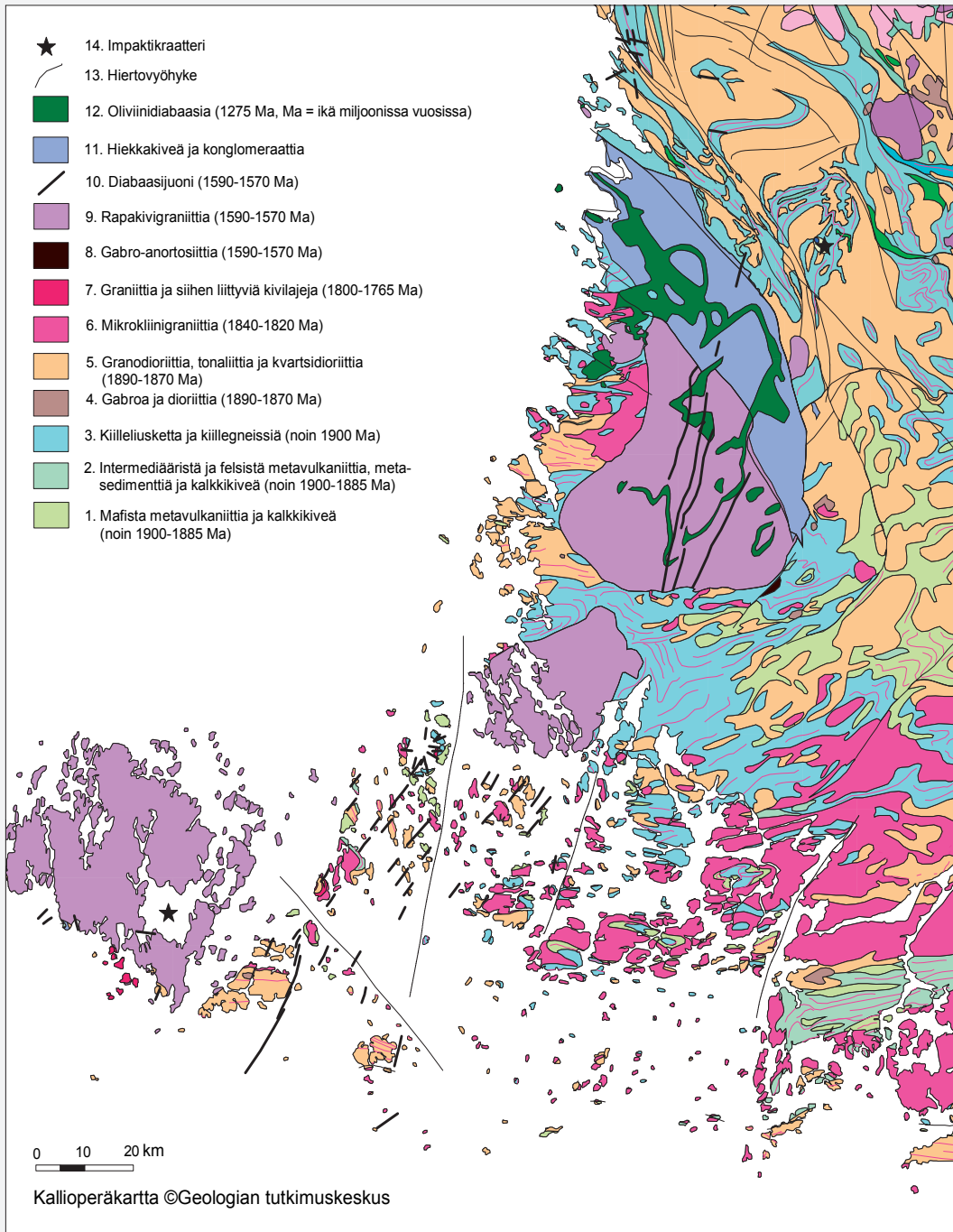
Soesoo, A.; Puura, V.; Kirs, J.; Petersell, V.; Niin, M.; All, T. (2004). Outlines of the Precambrian basement of Estonia. Proceedings of the Estonian Academy of Sciences. Geology, 53 (3), 149 - 164.

Suominen, V. 1991. The chronostratigraphy of southwestern Finland with special reference to Postjotnian and Subjotnian diabases. Geologian tutkimuskeskus, Bulletin 356, 100 s.

Väisänen, M. 2002. Tectonic evolution of the Paleoproterozoic Svecofennian orogen in Southwestern Finland. Annales Universitatis Turkuensis, A II 154, 143 s.



- ★ 14. Impaktikraatteri
- 13. Hiertovyöhyke
- 12. Oliivinidiabaasia (1275 Ma, Ma = ikä miljoonissa vuosissa)
- 11. Hiekkakiveä ja konglomeraattia
- 10. Diabaasisuoni (1590-1570 Ma)
- 9. Rapakivigraniittia (1590-1570 Ma)
- 8. Gabro-anortosiittia (1590-1570 Ma)
- 7. Graniittia ja siihen liittyviä kivilajeja (1800-1765 Ma)
- 6. Mikroliinigraniittia (1840-1820 Ma)
- 5. Granodioriittia, tonaliittia ja kvartsidioriittia (1890-1870 Ma)
- 4. Gabroa ja dioriittia (1890-1870 Ma)
- 3. Kiilleliusketta ja kiillegneisiä (noin 1900 Ma)
- 2. Intermediääristä ja felsistä metavulkaniittia, meta-sedimenttiä ja kalkkikiveä (noin 1900-1885 Ma)
- 1. Mafista metavulkaniittia ja kalkkikiveä (noin 1900-1885 Ma)



0 10 20 km

Kallioeräkarta ©Geologian tutkimuskeskus