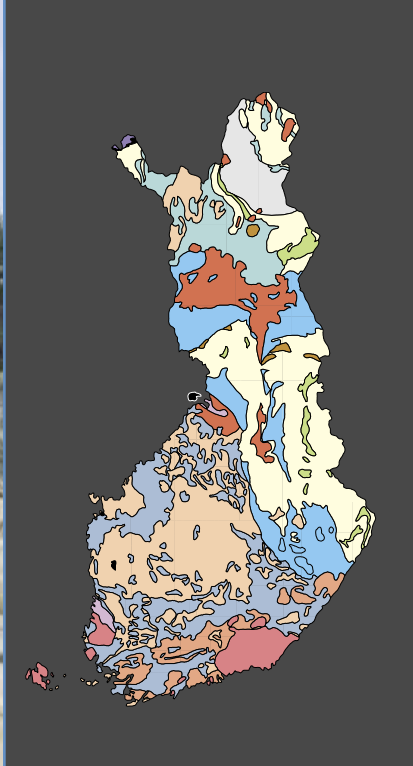




SUOMEN KALLIO- PERÄN YLEIS- PIIRTEET

Kalevi Korsman ja Tapio Koistinen

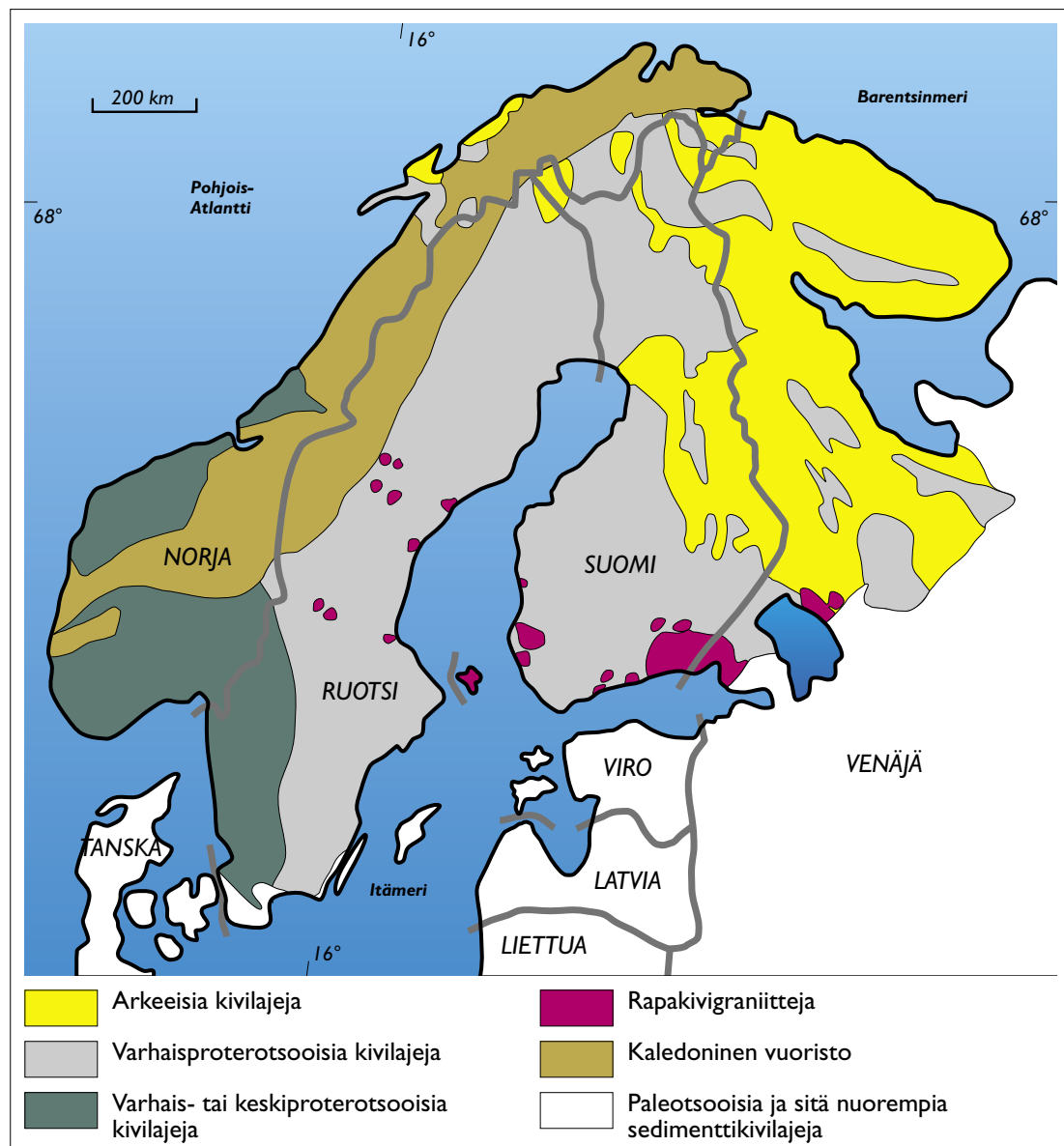
Suomen kallioperä kuuluu prekambriseen Pohjois- ja Itä-Euroopan peruskallioalueeseen eli ns. *Fennosarmatian peruskalliokratoniiin*, joka on yksi Euraasian mantereen vanhimmista osista. Kratonin prekambrinen kallioperä on paljastunut ainoastaan Fennoskandian ja Ukrainan alueella, muualla se on nuorempien sedimenttikivien peittämä. Ruotsissa ja Norjassa peruskallio rajoittuu kaledoniseen vuorijonoon. Virossa prekambrinen kallioperä painuu loivasti paleotsooisten ja niitä nuorempien sedimenttikivien alle, kuten myös kaakossa Venäjällä.

Peruskalliomme tärkeimmät kehitysvaiheet sijoittuvat ajassa 2 800 – 2 700 ja 1 900 – 1 800 miljoonaa vuotta taaksepäin. Tällöin, kahdessa erillisessä vuorijononmuodostustapahtumassa eli orogeeniassa, peruskallion ainekset erottuivat Maan vaipasta ja muodostivat vaipan päällä vieläkin kelluvaa mannerkuorta. Tässä luvussa annetaan yleiskuva Suomen kallioperästä ja sen kehitysvaiheista arkeiselta ajalta 3 000 miljoonan vuoden takaa nykypäivään.

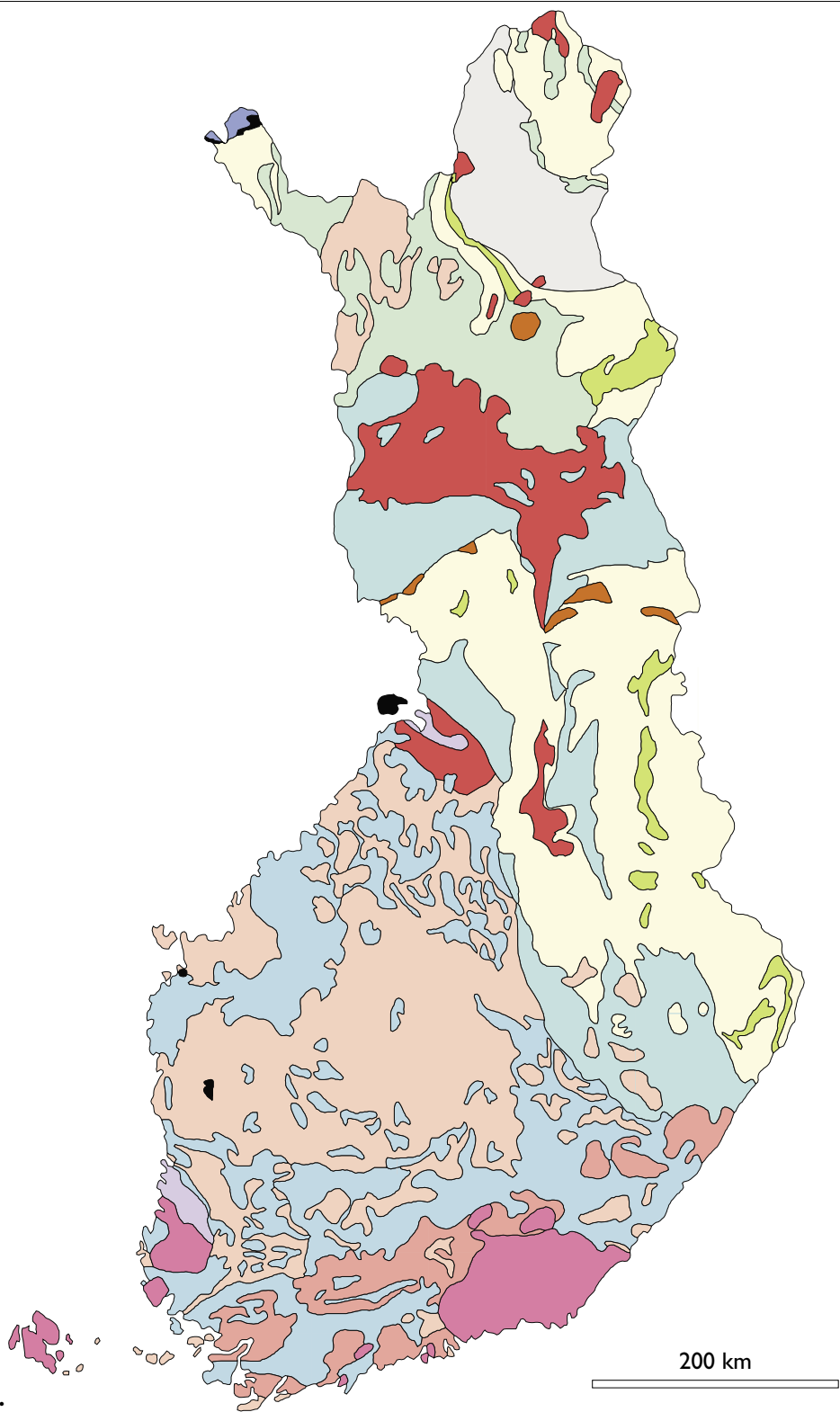
3.1. Kallioperämme pääpiirteistä

Suomen kallioperä muodostaa nuorten sedimenttikivien ja kaledonisien vuorijonon alta esiinpistävästä Fennoskandian kilvestä noin kolmanneksen (Kuva 3.1) ja voidaan jakaa selkeästi toisistaan poikkeaviin alueisiin (Kuva 3.2). Maamme pohjois- ja itäosat kuuluvat 3 100 – 2 500 miljoonan vuoden

ikäiseen *arkeeseen* kallioperään ja etelä- ja keskiosat 1 930 – 1 800 miljoonaa vuotta sitten syntyneeseen *varhaisproterotsooiseen* kallioperään. Maamme kallioperästä on vain pieni osa nuorempaa kuin 1 800 miljoonaa vuotta; merkittävimpiä nuorista muodostumista ovat Etelä-Suomen pääosin keskiproterotsooiset, 1 650 – 1 540 miljoonan vuoden ikäiset rapakivigraniitit. Rapakivien



Kuva 3.1. Fennoskandian kallioperän pääosat.



Kuva 3.2.

Kaledoninen vuoristo (450 – 400 Ma)

 Kaledonidien reunavyöhykkeen tektonisia yksiköitä; kivilajien iät ja alkuperä vaihtelevat.

Paleotsooisia (570 – 250 Ma) ja vendisiä (650 – 570 Ma) sedimenttikivikerrostumia

 Kalkkikiveä, savikiveä, hiekkakiveä ja konglomeraattia.

Keskiproterotsooisia (1650 – 1000 Ma) sedimenttikivikerrostumia ja syväkiviä

 Jotunista savikiveä ja hiekkakiveä; 1400 – 1200 Ma

 Rapakiveä, anortosiittia ja diabaasia; 1650 – 1200 Ma

Varhaisproterotsooisia (2500 – 1650 Ma) metamorfisia kivilajeja ja syväkiviä

 Pohjois-Suomen myöhäisiä granitoidi-komplekseja; n. 1800 Ma

 Etelä-Suomen myöhäisiä granitoidi-komplekseja; 1840 – 1820 Ma

 Varhaisia granitoidikomplekseja; 1890 – 1860 Ma

 Svekofennisen pääalueen liuskeita, migmatiitteja ja vulkaniitteja; 1930 – 1890 Ma

 Karjalaisen pääalueen kvartsiitteja, liuskeita, migmatiitteja ja vulkaniitteja; 2500 – 1890 Ma

 Emäksinen syväkivi; n. 1900 Ma

 Lapin vihreäkivialueita; 2500 – 1890 Ma

 Lapin granuliittivyöhyke; > 1900 Ma

 Pohjois-Suomen kerrosintrusioita; 2445 Ma

Arkeisia (> 2500 Ma) metamorfisia kivilajeja ja syväkiviä

 Vihreäkiviä

 Gneissejä ja migmatiitteja

Kuva 3.2. Suomen kallioperäkartta. Muodostumien iät on ilmoitettu miljoonina vuosina.

syntymisen jälkeen kallioperämme on muuttunut erittäin vähän.

Arkeisen ja svekofennisen kallioperän saumavyöhyke on terävä, ja se on kyetty tarkoin määrittämään isotooppigeologilla menetelmillä. Arkeista kallioperää tavataan Pohjois- ja Itä-Suomessa, kun taas Keski- ja Etelä-Suomen kallioperä koostuu svekofennisten saarikaarisysteemien kivistä. Arkeisella mantereella on monin paikoin myös varhaisproterotsooisia metasedimenttejä, metavulkaniitteja ja syväkiviä, jotka syntyivät 2 500 – 2 000 miljoonaa vuotta sitten arkeisen mantereen repeytyessä ja tasoittuessa. Sen sijaan svekofennisten muodostumien alta ei ole löydetty merkkejä arkeisesta kallioperästä. Tästä on päätelty, että svekofenninen kallioperä ei ole syntynyt arkeisen mantereen uudelleenmuovautumisen tuloksena, vaan edustaa uutta Maan vaipasta syntynyttä maankuoren osaa. Pohjois-Suomessa on geologisesti merkittävä Lapin granuliittimuodostuma, joka on työntynyt maankuoren alaosiin nykyiseen ympäristöönsä.

Svekofennisen kallioperän kehitysvaiheet ovat näkyvissä yksityiskohtaisesti parin sadan miljoonan vuoden ajalta. Suomen kallioperä onkin tarjonnut ainutlaatuiset mahdollisuudet selvittää maapallon toimintaa sen varhaisella kehityskaudella, sillä kallioperässämme on erityispiirteitä, joita kaikkia ei muualta tunneta.

Vielä 1980-luvun alkupuolella ei ollut riittäviä todisteita laattatektonisesta toiminnasta varhaisella prekambriajalla. Laattatektonisen mallin mukaan mantereet repeävät, jolloin niiden väliin syntyy meri, ja muodostuu aivan tietynlaista merellistä kuorta. Aikojen kuluessa raskas merellinen kuori voi painua eli subduktoitua sitä keveämmän mantereen alle satojen kilometrien syvyyteen. Lämpötilan kohotessa subduktoituva litosfäärilaatta ja sen yläpuolella oleva vaipan kiila alkavat sulaa. Sula magma purkautuu maanpinnalle laavoina tai kiteytyy

maankuoren sisällä emäksisinä kivenä ja granitoideina. Laattojen yhä liikkuaessa meret sulkeutuvat, jonka seurauksena vanhat mantereiset laatat sekä saarikaaret törmäivät toisiinsa synnyttäen vuoriston. Törmäys saattaa olla niin raju, että syvälle painunut merellinen kuori tulee särkyneinä kappaleina eli ofioliitteina uudelleen näkyviin maanpinnalle.

Itä-Suomesta, Jormuasta, on tavattu lähes täydellisenä säilynyttä maailman vanhinta, noin 1 950 miljoonan vuoden ikäistä ofioliittia. Kun Jormuan ofioliittikompleksi löydettiin 1980-luvulla, oli se vankka todistus laattatektoniikan toiminnasta varhaisproterotsooisella ajalla.

Svekofenninen saarikaarisysteemi edustaa orogeniatyyppiä, missä on syntynyt poikkeuksellisen suuri määrä graniitteja ja missä lämpötila nousi erittäin korkeaksi maankuoren yläosissa. Kohonnut lämpötila aiheutti voimakkaan uudelleenkitetytymisen eli metamorfoosin vulkaanisissa ja sedimenttisissä kivissä. Voimakkaassa metamorfoosissa kivet sulivat osittain ja niistä syntyi seoskiviä eli migmatiitteja, jotka ovat graniittien ohella Etelä-Suomen yleisimpiä kiviä (ks. luvun kansikuva). Rapakivigraniitit sitä vastoin ovat saaneet alkunsa maankuoren alaosassa tapahtuneessa sulamisessa.

Kaikenkaikkiaan kallioperästämme on n. 53 % graniittisia kiviä ja 22 % migmatiitteja. Vain vähäinen osa koostuu emäksisistä magmakivistä, liuskeista, kvartsiiteista ja kalkkikivistä. Lapissa esiintyy runsaammin vulkaanisia kiviä kuin Etelä-Suomessa.

Fennoskandian kilveltä ovat prekambriset vuorijonot jo aikoja sitten tasoittuneet, ja kallioperästä on vain noin 3 % suoraan näkyvissä. Tämän vuoksi kivilajijaksojen jatkuvuutta ja kolmiulotteista kuvaa kallioperästä on ollut vaikea hahmottaa pelkästään kallioperägeologisilla menetelmillä. Kallioperän kartoittaminen ja tutkimus onkin edellyttänyt laadukkaan geofysikaalisen aineiston käyttöä sekä yhteistyötä geofyysikkojen ja

kallioperägeologien välillä.

Seuraavassa käydään lyhyesti läpi kallioperämme pääkehitysvaiheet kolmen miljardin vuoden takaa nykypäivään.

3.2. Vanhin eli arkeinen kallioperä

Nykytietämyksen mukaan maapallon ikä on 4 570 miljoonaa vuotta ja vanhimmat kivet noin 4 000 miljoonaa vuotta (*Kuva 3.3*). Suomen vanhinta kallioperää edustaa Itä- ja Pohjois-Suomessa sijaitseva arkeinen alue. Arkeisista kivistämme tehdyt iänmääritykset jäävät alan maailmanennätyksestä jälkeen, sillä Lapinlahden ja Sodankylän Tojottomanselän tonaliittien zirkonit ovat ”vain” 3 100 miljoonan vuoden ikäisiä (*Kuva 3.3.2*). On tosin olemassa epäsuoria viitteitä siitä, että Itä-Suomen arkeisen mantereen muodostuminen alkoi jo 3 500 miljoonaa vuotta sitten.

Maapallon arkeisilla alueilla ovat luonteenomaisia vulkaanisista ja sedimenttikivistä muodostuneet vihreäkivialueet. Maamme vihreäkiviesiintymät ovat varsinkin Itä-Suomessa puristuneet kapeiksi jaksoiksi arkeisten granitoidien väliin (*Kuva 3.3.3*). Granitoidit ovat noin 2 700 miljoonaa vuotta vanhoja granodioriitteja ja gneissimäisiä tonaliitteja (*Kuva 3.3.4*).

Maapallolla oli voimakas vulkanismin kausi 2 800 miljoonaa vuotta sitten, jolloin myös Suomen arkeisten alueiden vihreäkivet syntyivät. Tämä kehitysvaihe on hyvin näkyvissä esimerkiksi Kuhmon kallioperässä. Suomussalmella on myös löydetty jäänteitä 3 000 miljoonan vuoden ikäisistä vulkaniiteista, mutta kivien alkuperää ei ole vielä sitovasti pystytty osoittamaan. Arkeisen kallioperämme erikoisuus on Siilinjärven 2 580 miljoonaa vuotta vanha karbonatiitti (*Kuva 3.3.5*), joka on maailman vanhimpia.

Geologit ovat pitkään kiistelleet siitä, toimiko laattatektoniikka jo arkeisella ajalla.

Kanadassa, missä arkeiset vihreäkivialueet ovat säilyneet kokonaisuuksina paremmin kuin Fennoskandian kilvellä, ovat yhä useammat geologit päätyneet laattatektoniseen tulkintaan. Eräillä arkeisilla mantereilla on piippumaisissa kimberliitti-intruusioissa havaittu Maan vaipasta peräisin olevia kivimurskaleita, joissa on merkkejä arkeisista sedimenttikivistä. Sedimenttikivien kulkeutuminen yli 100 km syvyyteen voidaan parhaiten selittää merellisen kuoren työntymisellä syvälle mantereen alle, eli tulkinta perustuu subduktioon ja laattatektoniikkaan.

Arkeinen eoni päättyi 2 500 miljoonaa vuotta sitten, jolloin varsinaiseen arkeiseen orogeeniaan liittyvät liikunnat heikkenivät (*Kuva 3.3*).

3.3. Arkeisen mantereen repeytyminen

Arkeisten poimutusliikuntojen heikennettyä alkoi kallioperämme kehityksessä satoja miljoonia vuosia kestänyt mantereen tasoittuminen. Kuluva ja tasoittuva arkeinen kallioperä repeili kuitenkin voimakkaasti. Repeilyyn liittyi vulkaanista toimintaa ja sedimenttialtaiden muodostumista. Luonteenomaisia ovat Pohjois-Suomessa sijaitsevat lukuisat 2 500 – 2 400 miljoonan vuoden ikäiset emäksiset kerrosintruusiot (*Kuva 3.3.6*).

Noin 2 400 miljoonaa vuotta sitten repeily alkoi rauhoittua. Tällöin rapautuminen oli perusteellista ja manner peittyi monin paikoin kvartsihiekoilla, joista myöhemmin metamorfoosissa kiteytyi ns. jatulikvartsiitteja. Jatuliaikaan liittyy myös vulkaanista toimintaa, jota edustavat emäksiset laavavirrat ja 2 200 – 1 970 miljoonaa vuotta sitten kallioperän läpi purkaantuneet lukuisat diabaasijuonet. Varsinkin Lapissa on arkeisen kallioperän kratonisoituminen

500 miljoonan vuoden ajalta monipuolisesti näkyvissä (*Kuva 3.3.7*).

Arkeisen mantereen repeämisvaiheen loppuun liittyi mullistavia ilmastomuutoksia. Merkittävää elollisen luonnon kehittymisen kannalta oli ilmakehän hapen määrän kasvu noin 2 100 miljoonaa vuotta sitten lähes nykyistä vastaavaksi. Tämä koko maapallon kehityksen kannalta merkittävä tieto on saatu selville Suomen jatulimuodostumista tehdyillä tarkoilla stratigrafisilla ja isotooppigeologisilla tutkimuksilla.

Vanhimmat elämän merkit maapallolla on tavattu Etelä-Afrikasta noin 3 400 miljoonan vuoden ikäisistä kalkkikivistä. Suomesta on tavattu Tervolasta arkeisen mantereen reunalle kerrostuneista kalkkikivistä stromatoliittirakenteita, jotka ovat viestejä elollisen luonnon toiminnasta yli 2 000 miljoonan vuoden takaa (vrt. *Kuva 5.8*).

3.4. Svekofenninen orogeenia

Jormuan ofoliitti osoittaa valtameren muodostuneen ja laattatektoniikan toimineen ainakin 1 950 miljoonaa vuotta sitten (*Kuva 3.3.8a*). Joidenkin tulkintojen mukaan eräänlaista primitiivistä svekofennistä mannerta olisi kuitenkin muodostunut jo 2 100 miljoonaa vuotta sitten. Tämän ikäistä mannerta ei ole kuitenkaan toistaiseksi löydetty. Kadonneesta mantereesta on vain viitteitä vanhasta kallioperästä rapautuneiden zirkonikiteiden ikäjakaumissa. Myös eräät geokemialliset piirteet osoittavat graniittien olevan tulosta ehkä 2 100 miljoonan vuoden ikäisen mantereen sulamisesta.

Vanhimmat svekofenniset primitiiviset saarikaarityypin vulkaniitit ja niihin liittyvät kivet ovat iältään 1 930 – 1 920 miljoonaa vuotta. Havainnot Lapin granuliittialueelta osoittavat kuitenkin subduktiota tapahtuneen jo ennen edellä mainittuja vulkaanisia purkauksia, sillä silloin pohjoisessa meri

oli jo sulkeutunut ja granuliitit työntyivät maankuoren alaosaan nykyiseen geologiseen ympäristöönsä. Joka tapauksessa svekofennisen orogeenin varhaiseen kehitysvaiheeseen liittyy puuttuvia renkaita, sillä kivet ovat monin paikoin tuhoutuneet laattojen törmätessä toisiinsa.

Pitkälle kehittyneen saarikaarityypin vulkaniitit ja niihin liittyvät sedimentit ovat 1 910 – 1 890 miljoonaa vuotta vanhoja. Erityisen hyvin tunnettu saarikaarimuodostuma on Tampereen liuskealue. Siellä on tehty systemaattista ja monipuolista tutkimustyötä jo 100 vuotta. Liuskealueella ovat säilyneet monin paikoin vulkaniittien ja sedimenttien primäärirakenteet, joista voidaan päätellä niiden synty- ja kerrostusolosuhteita.

Vaikuttavimpia todisteita laattojen ja mantereiden törmäyksestä ovat poimuvuoristot kuten Himalaja tai Alpit. Vuorijonot kuitenkin tasoittuvat, vaikka siihen kuluva aika lasketaankin miljoonissa vuosissa. Tasoittuneiden vuoristojen juuriosista on havaittu, että voimakkaimmat jäljet kallioperään ovat jättäneet törmäyksen jälkeiset tapahtumat, jotka liittyvät vielä orogeeniaan mutta tavaltaan myös vuoriston tuhoutumiseen. Näin on käynyt myös Svekofennideillä.

Svekofenninen maankuori on poikkeuksellisen paksu, arkeisen mantereen ja Svekofennidien törmäysvyöhykkeessä jopa 65 km. Kuori vahveni ensin törmäyksessä tektonisesti mantereiden laattojen työntyessä toistensa päälle. Törmäyksen alkuvaiheesta on löydetty niin niukasti luotettavaa tietoa, että vain epäsuorasti on voitu päätellä sen alkaneen noin 1 910 – 1 900 miljoonaa vuotta sitten. Törmäys oli päättynyt 1 885 miljoonaa vuotta sitten, sillä silloin olivat Svekofennidit jo kiinnittyneet tiukasti arkeiseen mantereeseen (*Kuva 3.3.8b*). Tektonisen vahventumisen jälkeen kuoren alapuolella olevasta vaipasta tunkeutui sulaa kiviainesta törmäysvyöhykkeeseen. Vaippaperäinen magma aiheutti vuorostaan

kuoren alaosan sulamisen, jolloin sulaa kiviainesta ja kaasuja virtasi hyvin lähelle silloista eroosiotasoa. Näin myös kuoren yläosissa lämpötila kohosi poikkeuksellisen korkeaksi, jolloin kivet kiteytyivät uudelleen ja sulivat monin paikoin. Arkeisen mantereen ja Svekofennidien törmäysvyöhykkeessä on metamorfoosin ja kuoren alaosaan peräisin olevan magmatisminkin ikä sama, 1 885 miljoonaa vuotta. Tämän voimakkaan magmapulssin ja uudelleenkiteytymisen jälkeen alkoi törmäysvyöhykkeessä kallioperän jäähtyminen.

Alakuoren vahventuminen ja sen aiheuttama metamorfoosi näyttää tapahtuneen myöhemmin törmäysvyöhykkeen ulkopuolella, sillä esimerkiksi Turun - Sulkavan kaligraniittivyöhykkeellä on tapahtunut kivien lähes täydellistä sulamista ja voimakasta uudelleenkiteytymistä vasta 1 830 – 1 810 miljoonaa vuotta sitten. Metamorfoosin suhteellisen nuoreen ikään on todennäköisesti syynä Hämeenlinnan ja Tampereen saarikaarimuodostumien keskinäinen törmäys, joka tapahtui vähän myöhemmin kuin Svekofennidien törmäys arkeiseen mantereeseen.

Svekofennisen saarikaarisysteemin törmäys herätti myös jäykistyneen arkeisen mantereen eloon. Helposti havaittavia merkkejä arkeisen mantereen voimakkaasta aktivoitumisesta svekofennisen orogeenin aikana näkyy vielä 100 – 200 km etäisyydellä törmäysvyöhykkeestä.

Svekofennidien erityispiirre on myös 65 km paksun kuoren säilyminen meidän päiviimme saakka, sillä tavallisesti mantereisen kuoren paksuus on 40 km. Laattojen törmäyksessä vahventunut maankuori on epätasapainoisessa tilassa. Kevyt kuori palautuu normaalitilaan joko kohoamalla tai romahtamalla kasaan, kuten on yleensä käynyt Svekofennidejä nuoremmilla vuoristoalueilla. Svekofennideillä on merkkejä alkavasta romahtamisesta, mutta vuoriston kasaan painuminen jäi kesken, koska törmäyksessä vahventunut kevyt kuori tasa-

painottui nopeasti raskaan vaippaperäisen magmatismiin vuoksi. Poikkeuksellisen nopean isostaattisen tasapainottumisen seurauksena paksu kuori jäi pysyväksi. Se on vieläkin paksu, vaikka eroosio on kuluttanut sitä 15 kilometrin verran!

Orogeniaan liittyvät liikunnot heikkenivät Etelä-Suomessa 1 800 miljoonaa vuotta sitten. Kallioperän jäähtyessä ja rakojen auetessa pääsi syvältä tunkeutumaan magmaa, joka kiteytyi kuoren yläosissa ns. post-orogeenisina graniitteina.

3.5. Rapakivimagmatismi ja jotuniaika

Postorogeenisten graniittien tunkeutumisen jälkeen seurasi 150 miljoonan vuoden pituinen geologisesti rauhallinen aika. Tältä ajanjaksolta on hyvin vähän merkkejä kallioperän voimakkaista liikkeistä, mikä viittaa siihen, että maankuori alkoi tasoittua eroosion vaikutuksesta. Hiljaisuuden särki rapakivien tunkeutuminen jäykistyneeseen kallioperään 1 650 – 1 540 miljoonaa vuotta sitten.

Etelä-Suomessa tunnetaan yli kymmenen rapakivi-intruusiota, joista laaja-alaisimmat ovat Viipurin, Ahvenanmaan, Vehmaan ja Laitilan rapakivigraniitit. Samanikäisiä rapakivigraniittien kanssa ovat Etelä-Suomen lukuisat subjotuniset diabaasisjuonet (*Kuva 3.3.9*).

Rapakivet eivät ole vain Suomen kallioperän erikoisuus. Niitä tavataan kaikilla prekambrisilla kilpialueilla, mutta Suomessa on kyetty selvittämään rapakivimagman synty yksityiskohtaisesti. Vallitsevan käsityksen mukaan rapakivien muodostuminen ei ollut suoraa seurausta svekofennisestä orogeniasta. Eräät tutkijat ovat kuitenkin tulkinneet rapakivien synnyn kuvastavan svekofennisen kallioperän tasapainottumi-

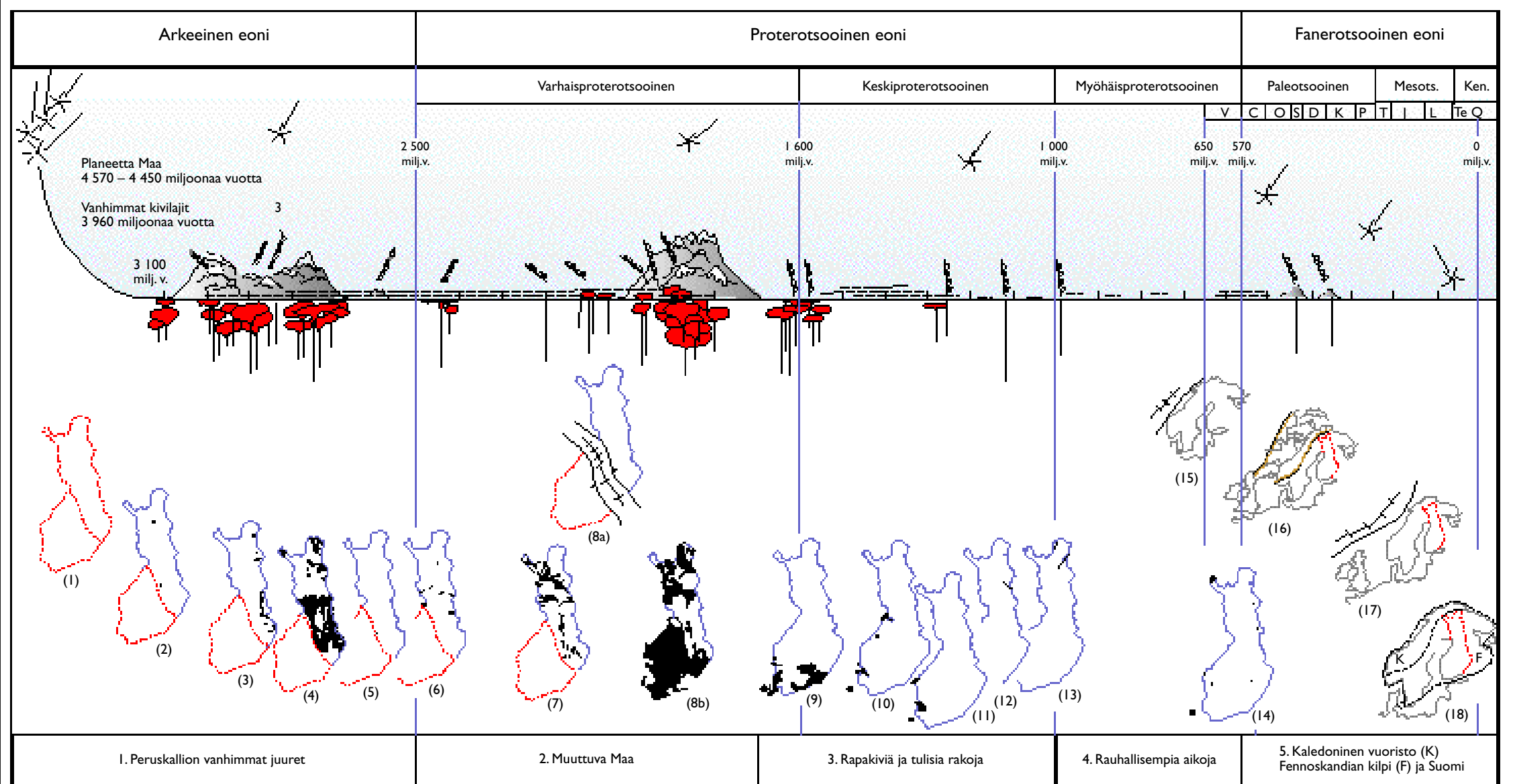
sen viimeistä vaihetta.

Rapakivigraniitit tunteutuivat ainakin osittain kallioperään, jonka pintaosien painumiin oli alkanut kerrostua ns. jotunisia sedimenttejä. Altaiden vajoaminen ja sedimentaatio jatkuivat vielä kauan rapakivimagmatismiin jälkeenkin. Jotuniset hiekkakivet ja savikivet ovat mantereella säilyneet Muhoksella ja Satakunnassa (*Kuva 3.3.10*). Satakunnasta hiekkakivi jatkuu Pohjanlahteen peittäen siellä laajoja alueita. Jotunisia sedimenttikiviä leikkaavat 1 268 – 1 258 miljoonan vuoden ikäiset ns. postjotundiabaasisjuonet (*Kuva 3.3.11*). Lapissa on paikallisiin repeämiin tunkeutuneita nuoria juonikiviä; Sallassa 1 100 ja Laanilassa 1 000 miljoonan vuoden ikäinen juoni (*Kuvat 3.3.12 ja 13*). Nämä edustavat peruskalliomme nuorinta osaa, sillä peruskallion kiviin lasketaan ainoastaan ne, jotka kerrostuivat tai kiteytyivät ennen 650 miljoonaa vuotta sitten alkanutta vendikautta.

3.6. Vendikausi ja paleotsooinen maailmankausi

Vendikauden alussa kallioperä oli tasoittunut lähes nykyiseen muotoonsa. Tasoittuneelle mantereelle kerrostui matalaan veteen hiekkakiviä. Kambrista hiekkakiveä on tavattu Lounais-Suomen saaristossa, Pohjois-Satakunnassa Lauhanvuorella ja Vaasan eteläpuolella Sulvan (Söderfjärden) alueella (*Kuva 3.3.14*). Käsivarren Lapissa on 150 – 190 metrin vahvuinen kambrinen sedimenttikivipatja. Ahvenanmaalla Lumparnin selältä on tavattu ordoviikkikauden kalkkikiviä. Muhoksella on todettu jotuniana alkaneen sedimentaation jatkuneen vielä vendikauden alussa.

Fennoskandian länsipuolelle kerrostuneet paleotsooiset sedimentit poimuttuivat vuoristoksi peruskalliota vasten 450 – 400 miljoonaa vuotta sitten (*Kuva 3.3.15 ja 16*).



Kuva 3.3. Kaaviokuva Suomen kallioperän kehityksestä suhteutettuna nykyaikaiseen geologisesta aikataulusta.

Mustatut kohdat pikkukuissa (2) – (14) tarkoittavat alueita, joilla on säilynyt kultakin ajalta periytyviä merkittäviä kivilajeja ja maankuorta. Pikkukuvien yläpuolella on osoitettu vastaavat tärkeät geologiset tapahtumat: vuoristojen kohoamiset, sedimenttien kerrostumiset, tulivuorenpurkaukset ja kivisulan liike maankuoren läpi sen rakennusaineeksi.

Tapahtumia vastaavat geologiset prosessit ovat monimutkaisia, eivätkä kaaviokuvat kerro niistä juuri mitään. Planeetta Maa syntyi 4 570 – 4 450 miljoonaa vuotta sitten kosmisen aineen yhteenkaasautumisen kautta, lopulta valtavassa meteoritipommituksessa. Yksittäisiä, suuriakin meteoritteja (asteroideja) on sen jälkeen törmännyt Maahan – yksittäiset ”tähtenlennot” kuvan yläosassa tarkoittavat näitä.

Kuvan yläreunassa on esitetty kolme eonia (arkeinen, proterotsooinen ja fanerotsooinen) sekä

näiden alajakso. Arkeista ja proterotsooista eonia kutsutaan yhdessä prekambriumiksi. V = vendikausi, prekambrium myöhäisin osa, jolta on säilynyt erilaisten merieliöiden fossiileja ja jälkiä.

Kuvan oikeassa yläreunassa on esitetty myös fanerotsooisen eonian paleotsooisen, mesotsooisen ja kenotsooisen maailmankauden kaudet: C = kambri, O = ordoviikki, S = siluuri, D = devoni, K = kivihiihi, P = permio, T = trias, J = jura, L = liitu, Te = tertiääri, Q = kvartaari.

Viimeisimmän jäätiköitymisen päättymisestä on

kulunut noin 10 000 vuotta. Tämä vastaa vain tuhannesosamillimetrin osuutta vasemmalta oikealle kulkevan aikaviivan lopusta.

Kaledonidisen vuorijonon ylityöntölaatta on tavattu Suomen puolelta ainoastaan Käsi-varren Lapin luoteisosasta (*Kuva 3.3.14*).

Kaledonisen törmäyksen vaikutus Suomen peruskallioon tunnetaan suhteellisen heikosti. On kuitenkin ilmeistä, että Itä-Suomen kimberliittipiiput ovat Kaledonidien kanssa samanikäisiä. Samoin Iivaaran ja Soklin 370 – 360 miljoonan vuoden ikäiset alkalikivi-intruusiot (*Kuva 3.3.14*) saattavat olla yhteydessä kaledonisen vuorijonon syntyyn.

3.7. Peruskalliota muokanneet myöhäiset tapahtumat

Vaikka peruskalliota voimakkaasti muokanneet liikunnat heikkenivät ratkaisevalla tavalla jo noin 1 800 miljoonaa vuotta sitten, ovat monet hiertovyöhykkeet eläneet varsinaisen orogeniakauden jälkeen satoja miljoonia vuosia. Niissä saatetaan tavata heikkoa aktiivisuutta vieläkin; tosin hiertovyöhykkeiden myöhäisessä vaiheessa liikkeen määrä on ollut suhteellisen vähäinen.

Nyt näkyvissä olevan svekofennisen kallioperän kivet kerrostuivat sedimentteinä ja vulkaniitteina 1 890 miljoonaa vuotta sitten silloiselle maanpinnalle, mutta ne joutuivat muutaman miljoonan vuoden aikana 20 kilometrin syvyyteen maankuoreen, mikä osoittaa muutosten olevan nopeita laattojen törmätessä toisiinsa. Nykyinen eroosiotaso oli vielä 1 800 miljoonaa vuotta sitten noin 15 kilometrin syvyydessä. Svekofennisten metasedimenttien ja vulkaanisten kivien paljastuminen uudelleen maanpinnalle kesti ainakin yli 200 miljoonaa vuotta, sillä rapakivien tunkeutuessa maankuoren yläosaan vastaava taso oli vielä noin 5 kilometrin syvyydessä. Nykyinen eroosiotaso oli varmasti saavutettu kambriakauden alussa noin 600 miljoonaa vuotta sitten; tästä ovat osoituksena kambrihiekkakivien kerrostuminen

ja niiden säilyminen eroosiolta kallioperän raoissa meidän päiviimme saakka.

Viimeisin mannerjäätikkö kulutti peruskalliota pääasiassa puhdistamalla rapautumispinnat ja terävöittämällä hiertovyöhykkeitä. Preglasiaalisia, jääkautta edeltäneitä rapautumispintoja on säilynyt vain muutamassa paikassa lähinnä Lapissa. Jäätikön ruoppaamiin murrosvyöhykkeisiin syntyivät matalat järvenne.

Atlantin valtameren leviäminen (*Kuva 3.3.17*) ja viimeisen jääkauden jälkeinen maankohoaminen aiheuttavat kallioperään jännityskenttiä, jotka purkautuvat maanjäristyksinä. Järitykset ovat kuitenkin niin heikkoja, että ne vain poikkeuksellisesti aiheuttavat rakennuksille vaurioita ja säilyttävät meitä.

Maapallon varhaisessa vaiheessa ulkoavaruudesta tulleella materiaalilla oli huomattava merkitys geologisessa kehityksessä. Alkuaikojen meteoriittien törmäyskraaterit ovat kuitenkin enimmäkseen hävinneet ja meteoriittien jättämät jäljet ovat säilyneet tunnistettavina vain satunnaisesti. Suomesta on varmasti tunnistettu kahdeksan törmäyskraateria, joista tunnetuimpia ovat Lappajärvi ja Sääksjärvi. On hyvä muistaa, että meteoriittitutkimuksella on ollut merkittävä asema aurinkokunnan varhaisvaiheiden selvittämisessä. Meteoriiteissa ovat nimittäin säilyneet tiettyjen isotooppien määräsuhteet alkuperäisinä ja näitä on pystytty hyödyntämään maapallon ikää määrittäessä.

Suomen kallioperän piirteet ovat ikivanhat. Ne muodostuivat pääasiassa arkeaisella ajalla 2 800 – 2 700 ja svekofennisessä orogeniassa 1 900 – 1 800 miljoonaa vuotta sitten. Prekambriakauden jälkeiset tapahtumat jättivät vain heikkoja arpia peruskallioon, joka on vankka ja vakaa ja jolle meidän suomalaisten on ollut turvallista asettua ja rakentaa.