



RAPAKIVI- GRANIITIT

—
peruskallio
repeää ja
sen juuret sulavat

Tapani Rämö, Ilmari Haapala ja Ilkka Laitakari

Etelä-Suomen svekofenninen peruskallio syntyi monivaiheisessa litosfäärin laattojen törmäysprosessissa noin 1 900 miljoonaa vuotta sitten ja kohosi korkeaksi poimuvuoristoksi. Seuraava kallioperäämme voimakkaasti muovannut tapahtuma oli rapakivigraniittien muodostuminen noin 1 600 miljoonaa vuotta sitten, jolloin svekofenninen vuorijono oli jo ehtinyt kulua juuriosiansa tasalle. Tällöin Maan vaipassa Fennoskandian alueella tapahtui muutoksia, jotka johtivat peruskallion uudelleenmuokkautumiseen ja rapakivigraniittien ja niihin liittyvien emäksisten ja intermediääristen kivimassojen kiteytymiseen maankuoren yläosassa lähellä silloista maanpintaa. Syntyi kivilajiryhmä, joka 1 600 miljoonaa vuotta myöhemmin kuvattiin ensimmäisen kerran Suomesta.

Ensimmäinen tieteellinen tutkimus rapakivigraniiteista on J. Moliisin väitöskirja ”Om Finska Sielffrätsten” vuodelta 1768, jossa selvitettiin rapakivigraniittiemme alueellinen levinneisyys ja se, mistä mineraaleista ne koostuvat. Maailman geologiseen kirjallisuuteen rapakivigraniitin (engl. *rapakivi granite*, saks. *Rapakivi-Granit*) toi tunnettu suomalainen geologi J.J. Sederholm vuonna 1891 tutkimuksellaan ”Ueber die finnländischen Rapakiwigesteine”. Siitä lähtien on Etelä-Suomea pidetty rapakivigraniittien tyyppialueena maailmassa. Sederholmin työtä Suomen rapakivigraniitteihin liittyvien geologisten ongelmien selvittämiseksi ovat ansiokkaasti jatkaneet mm. Walter Wahl, Pentti Eskola, Victor Hackman, Th.G. Sahama, Antti Savolahti, Atso Vormaa ja Matti Vaasjoki.

Kauniin, tasalaatuisen värinsä ja rakenteensa sekä kestävyytensä vuoksi rapakivigraniitit ovat suosittuja rakennuskiviä. Erityisen runsaasti rapakivigraniittia on käytetty Pietarin kaupungin rakennuksiin ja muistomerkkeihin, mutta myös Yhdysvaltojen ja Kanadan suurkaupungeissa ovat monen mahtavan liikerakennuksen seinät suomalaista rapakivigraniittia. Vientiin tarkoitetuilla rapakivigraniiteilla on omat kaupalliset nimensä kuten *Balmoral Red* (Vehmaan ja Taivassalon tasarakeiset punaiset graniitit), *Baltic Brown* (Ylämaan viborgiitti) ja *Carelia Red* (Virolahden pyterliitti). Korukivenä on suosittu Ylämaalla ja Mäntyharjulla rapakivien yhteydessä esiintyvien anortosiittien plagioklaasimaasälpä (andesiini-labradoriitti), joka välkehtii (iridisoi) monissa spektrin väreissä.

9.1. Mitä on rapakivigraniitti?

Rapakivi on saunan ohella ainoa sana, jonka merkitys suomenkielisessä muodossaan tunnetaan kaikissa sivistyskielissä. Suomenkielinen rahvas on vanhastaan käyttänyt sitä kuvaamaan tiettyjen kalliopaljastumien ja lohkkareiden taipumusta rapautua helposti murenevaksi kiveksi tai soraksi eli moroksi (Kuva 9.1). Kirjallisuudessa rapakivi mainitaan ensimmäisen kerran vuonna 1694 Urban Hjärnen malmien ja mineraalien etsintää ja tunnistamista käsittelevässä teoksessa ”En kort Anledning till Åtskillige Malm- och Bergarters, Mineraliers etc. effterspöriande och angifvande”.

Rapakivigraniitille luonteenomaisia ovat 2 – 5 cm:n läpimittaiset pyöreähköt alkalimaasälpähajarakeet eli -ovoidit, joita ympäröi harmahtava plagioklaasimaasälvästä koostuva kehä. Tätä kutsutaan *rapakivirakenteeksi*. Tutkimuksessaan Fennoskandian rapakivigraniiteista Vormo (1976) esitti rapakivirakenteelle yksityiskohtaisen kolmiosaisen määritelmän:

- (1) *Alkalimaasälpähajarakeet ovat ovoidin muotoisia.*
- (2) *Valtaosa (eivät kuitenkaan kaikki) ovoideista on oligoklaasi-andesiinikehän ympäröimiä.*
- (3) *Alkalimaasälpä ja kvartsi ovat kiteytyneet kahdessa vaiheessa, varhainen kvartsi pisaramaisena korkeakvartsina.*

Kaikissa rapakivigraniiteiksi luettavissa graniiteissa ei alkalimaasälpäovoideja kuitenkaan ole. Jos rapakivirakenne on hyvin kehittynyt, kutsutaan rapakivigraniittia *viborgiitiksi* (Kuva 9.2a). Jos ovoideista kokonaan tai suurimmaksi osaksi puuttuvat plagioklaasireunukset, on kyseessä *pyterliitti* (Kuva 9.2b). Viborgiitin ja pyterliitin

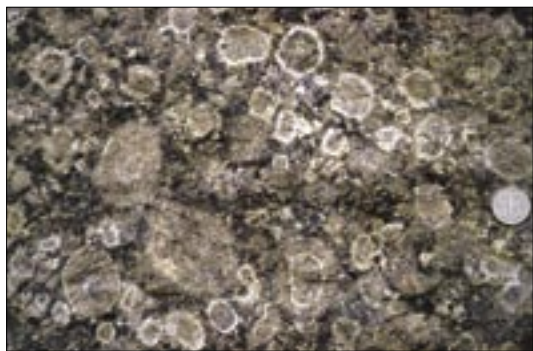


Kuva 9.1. Moroutunut rapakivigraniitti Viipurin rapakivialueella Karhulassa. Kuva Ilmari Haapala.

lisäksi rapakivigraniitteihin luetaan useita porfyyrisiä ja tasarakeisia graniitteja (Kuva 9.2c), jotka geologi tunnistaa rapakivigraniiteiksi esim. niiden pisaramaisen kvartsin perusteella. Tyypillistä rapakivigraniiteille on myös massamainen rakenne eli se, että niissä ei ole orogeenisista tapahtumista johtuvaa suuntausta (gneissimäisyyttä).

Suomessa rapakivigraniitteina on perinteisesti pidetty iältään ns. subjotunisia (1 700 – 1 500 miljoonaa vuotta vanhoja), lähellä maan pintaa kiteytyneitä, terävästi peruskalliota leikkaavia graniitteja, joissa on yleensä havaittavissa rapakivirakenne (Vorma 1976). Minkä tahansa ikäisiä graniitteja, joissa on plagioklaasin reunustamia alkalimaasälpäkiteitä, on nimitetty rapakivigraniiteiksi *sensu lato* (Vorma 1976).

Rapakivigraniitteja on kuluvalle vuosi-



A



B



C



D

Kuva 9.2. Kivilajikuvia Suomen rapakivigraniiteista ja niihin liittyvistä juonista sekä emäksisistä ja intermediaarisista kivistä.

(A) Viborgiitti Viipurin rapakivialueella Summassa Haminassa. Kuva Tapani Rämö.

(B) Pyterliitti Obbnäsin rapakivialueella Helsingin länsipuolella. Kuva Tapani Rämö.

(C) Tasarakeista ns.Väkkärän graniittia Eurajoen rapakivialueella (ks. Kuva 9.6) Länsi-Suomessa. Kuva Ilmari Haapala.

(D) Suuri plagioklaasikide (halkaisija 10 cm) oliivinleukogabronoriitissa Suopellon alueella Ahveniston rapakivialueen (ks. Kuva 9.7) koillisosassa. Kuva Tapani Rämö.

kymmenellä tutkittu erittäin aktiivisesti eri puolilla maapalloa. On käynyt ilmi, että rapakivigraniitteja esiintyy kaikilla mantereilla, että niitä on muodostunut ainakin maapallon historian kolmen viimeisimmän vuosimiljardin aikana ja että ne edustavat lähes poikkeuksetta mannerkuoren anorogeenista (vuorijononpoimutuksiin suoranaisesti liittymätöntä) kehitysvaihetta (Rämö ja Haapala 1995). Esiintymistapansa lisäksi niillä on ns. A-typin graniiteille tunnusomainen sekä happamia että emäksisiä magmakiviä sisältävä (bimodaalinen) kivilajiseurue ja petrografiset ja mineralogiset piirteet.

Haapala ja Rämö (1992) esittivätkin rapakivigraniitille uuden määritelmän, joka ottaa huomioon rapakivigraniittien erityispiirteet mutta joka ei rajoita niiden ikää:

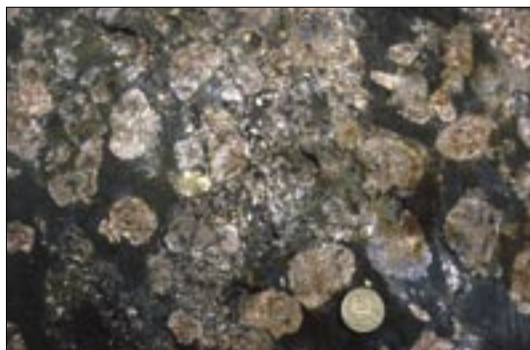
Rapakivigraniitit ovat A-tyyppisiä graniitteja, joiden muodostamisessa seurueissa ainakin suurimmissa batoliiteissa tavataan graniitteja, joissa on rapakivirakenne.



E



F



G



H

(E) Tumman monzodioriitin graniittisen aineksen kanssa muodostama tyynymäinen rakenne Jaalan Pärnäjärvellä Ahveniston rapakivialueen kaakkoisosassa. Kuva Tapani Rämö.

(F) Svekofennistä peruskalliota leikkaava alkalimaasälpädiabaasijuoni Mäntyharjun Kirkkovuorella Suomenselän rapakivialueen luoteispuolella. Kuva Tapani Rämö.

(G) Lähikuva Kirkkovuoren alkalimaasälpädiabaasista. Kuva Tapani Rämö.

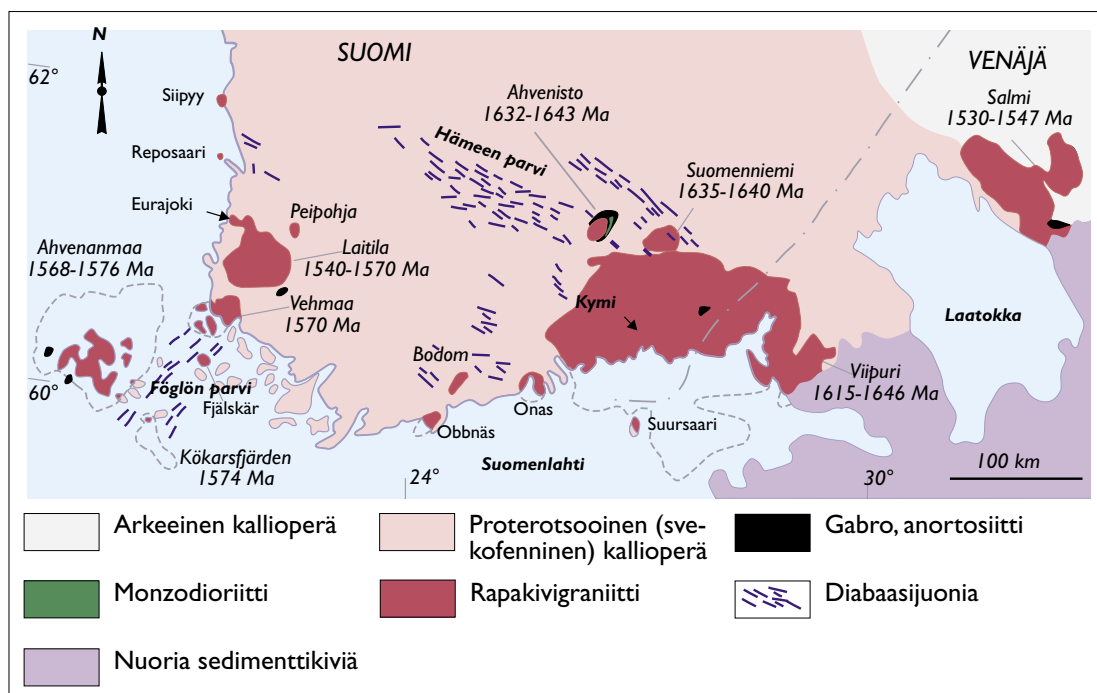
(H) Runsaasti kulmikkaita alkalimaasälpähajaraakeita sisältävä kvartsi-maasälpäporfyryijuoni Heinolan Taivaannaapurissa Ahveniston rapakivialueen lounaispuolella. Kuva Tapani Rämö.

9.2. Rapakivigraniittien levinneisyys, esiintymistapa ja ikä

Rapakivigraniitteja tunnetaan siis tänä päivänä kaikilta mantereilta. Erityisen runsaasti niitä esiintyy vyöhykkeellä, joka ulottuu Ukrainasta Fennoskandiaan ja täältä Etelä-Grönlannin ja Labradorin niemimaan kautta edelleen Pohjois-Amerikan mantereeseen poikki Etelä-Kaliforniaan. Rapakivigraniitteja on myös monin paikoin Etelä-Amerikassa, missä niihin, etenkin Brasiliassa, liittyy kymmeniä rikkaita tinamalmeja. Lisäksi rapakivigraniitteja on ainakin Sudanissa, Tansaniassa,

Etelä-Afrikassa, Uralilla, Intiassa, Kiinassa, Siperiassa, Australiassa ja Kuningatar Maan Maalla Etelämantereella.

Tyypillistä on, että rapakivigraniitit esiintyvät 2 000 – 1 500 miljoonaa vuotta sitten muodostuneen eli keski- tai varhaisproterotsooisen mannerkuoren sisällä tai sen välittömässä läheisyydessä ja että ne ovat niitä ympäröivää kuorta selvästi nuorempia. Esimerkiksi Suomen rapakivigraniitit, joiden ikä tarkasti ottaen vaihtelee välillä 1 650 ja 1 540 miljoonaa vuotta, ovat Etelä-Suomen 1 900 miljoonaa vuotta vanhan svekofennisen peruskallion ympäröimiä.



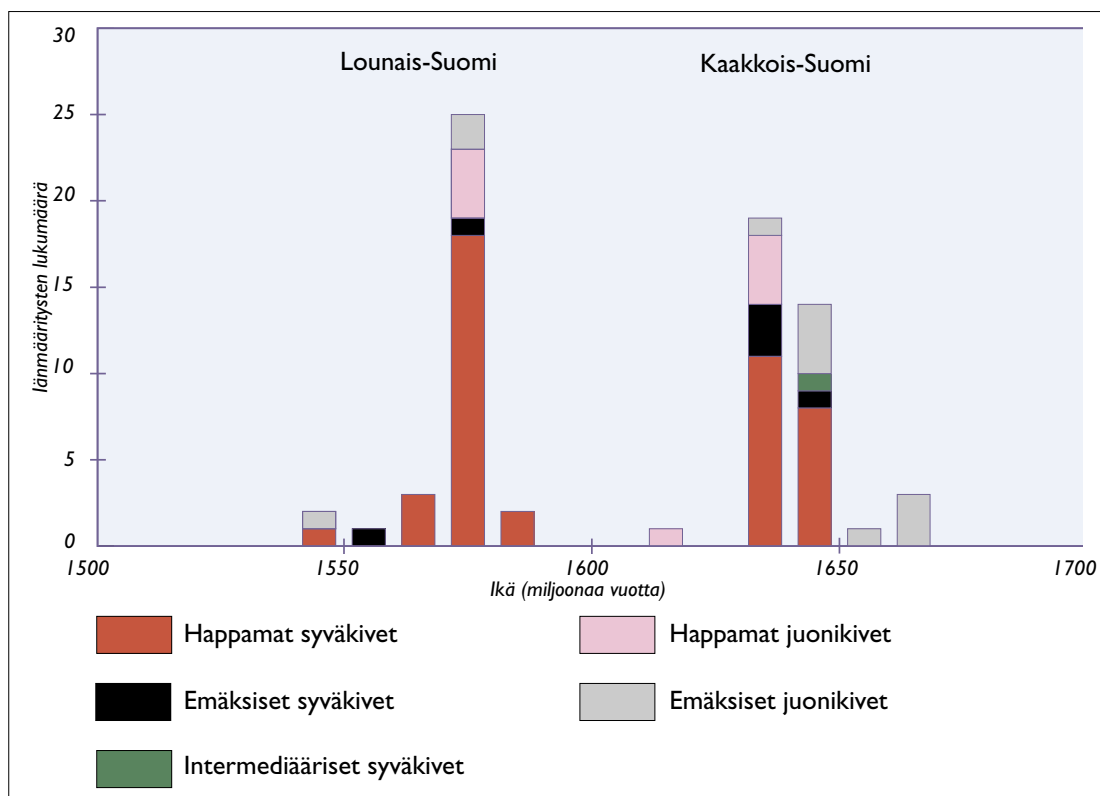
Kuva 9.3. Yleistetty Kaakkois-Fennoskandian kallioperäkartta. Merkittävimpien rapakivigraniittialueiden iät on ilmoitettu miljoonissa vuosissa (Ma).

Suomen rapakivigraniitit esiintyvät svekofennistä peruskalliota jyrkästi leikkaavina syväkivimassoina eli plutoneina. *Kuvasta 9.3* nähdään, että Etelä-Suomessa on neljä suurta rapakivialuetta (Viipuri, Ahvenanmaa, Laitila ja Vehmaa) sekä lukuisa joukko pienempiä esiintymiä (Suomenniemi, Ahvenisto, Onas, Bodom, Obbnäs, Peipohja, Mynämäki, Eurajoki, Reposaari, Siipyy, Fjälskär ja Kökarsfjärden). Näiden lisäksi Venäjän Karjalassa Laatokan pohjoisrannalla on Salmin rapakivigraniittialue, josta huomattava osa sijaitsi Suomen alueella ennen toista maailmansotaa. Rapakiviplutonien yhteydessä tavataan koostumukseltaan rapakivigraniitteja vastaavia kvartsi-maasälpäporfyryrjuonia, jotka usein leikkaavat terävästi peruskallion lisäksi myös itse rapakivigraniittiplutoneita.

Tärkeä havainto on, että rapakivigraniitteihin liittyy myös niiden ikäisiä emäksisiä kivilajeja. Näitä edustavat *gastro-anortosiittiplutonit*, joita tavataan rapakivigraniit-

tialueiden sisällä ja niiden reunoilla, sekä *diabaasijuonet*, jotka käsittävät useita svekofennistä kallioperää (ja joskus myös rapakiviplutoneita) leikkaavia juoniparvia. Viimeaikaiset tutkimukset (mm. Rämö 1991, Eklund 1993, Salonsaari 1995) ovat osoittaneet, että rapakivialueiden happamat ja emäksiset kivilajit muodostavat myös sekajuonia ja seoskivilajeja. Tämä merkitsee sitä, että rapakivigraniittien muodostuessa on maankamaraan tunkeutunut samanaikaisesti sekä hapanta että emäksistä kivilajia. Happamien ja emäksisten kivilajien lisäksi rapakivialueilla esiintyy myös vähäisessä määrin intermediaarisia, koostumukseltaan happaman ja emäksisen välille sijoittuvia *monzodioriittisia* kivilajeja.

Geofysikaalisten tutkimusten perusteella on voitu päätellä, että Suomen rapakivigraniitit ovat ohuita, enintään n. 10 km paksuja laattamaisia plutoneita maankuoren yläosassa (esim. Korja ja Elo 1990). Nyky-



Kuva 9.4. Suomen rapakivigraniittien ja niiden yhteydessä esiintyvien emäksisten ja intermediääristen syväkivien sekä happamien ja emäksisten juonikivien zirkonista ja baddeleyiitistä määritettyjen uraani-lyijykien jakautuma. Diagrammi on laadittu Vaasjoen (1996) ja Alviolan ym. (painossa) raportoimien 71 iänmäärityksen perusteella.

käsityksen mukaan rapakivigraniittisulat muodostuivat syvällä peruskalliokuoren alaosassa ja tunkeutuivat vetojännityksen (ekstension) kohteena olleen maankuoren läpi sen yläosaan. Rapakiviplutonit ottivat paikkansa kuoren yläosassa prosesseissa, joissa keskeisinä mekanismeina olivat kalliolohkojen ns. kattilavaajoaminen (engl. *cauldron subsidence*) ja magmaattinen louhintaa (engl. *magmatic stoping*). On ilmeistä, että peruskalliota jo ennen rapakiviplutonien syntyä halkoneet syvät murrokset ohjasivat rapakivisulien ja niiden yhteydessä esiintyneiden emäksisten magmojen kulkua maankuoren läpi.

Suomen rapakivigraniitit ja niihin liittyvät emäksiset ja intermediääriset kivet ovat

yli 150 miljoonaa vuotta nuorempia kuin niitä ympäröivä svekofenninen kallioperä. Tällä hetkellä on käytettävissä runsaasti uraani-lyijyiänmäärityksiä maamme eri rapakivialueilta (esim. Suominen 1991, Vaasjoki ym. 1991). Ne osoittavat, että Suomen rapakivigraniitit voidaan jakaa kahteen ikäryhmään (Kuva 9.4).

Kaakkois-Suomen rapakiviplutonien (Viipuri, Suomenniemi, Ahvenisto, Onas, Bodom, Obbnäs) ikä on välillä 1 650 – 1 620 miljoonaa vuotta. Viipurin plutonin luoteispuolella olevasta Hämeen diabaasijuoniparvesta on lisäksi mitattu hieman korkeampi, 1 665 miljoonan vuoden ikä (Vaasjoki ja Sakko 1989). Lounais-Suomen plutonit (Ahvenanmaa, Laitila, Vehmaa, Peipohja,

Mynämäki, Reposaari, Siipyy, Eurajoki, Fjälskär, Kõkarsfjärden) ovat näitä n. 50 miljoonaa vuotta nuorempia, niiden iät vaihtelevat välillä 1 590 – 1 540 miljoonaa vuotta. *Kuvaan 9.4* on koottu Suomen rapakivigraniittien ja niihin liittyvien emäkisten ja intermediääristen kivien iänmäärittysten tulokset.

9.3. Rapakivigraniittien kivilajiseurue

Luonteenomaista rapakivialueilla tavattavalle kivilajiseurueelle eli rapakivigraniittien magmaattiselle assosiaatiolle on sen kaksijakoisuus eli bimodaalisuus – valtaosa seurueen kivilajeista on koostumukseltaan happamia tai emäksisiä eli ne sisältävät joko yli 66 tai alle 52 paino% piidioksidia. Intermediäärisiä kiviä, joiden piidioksidipitoisuus on välillä 52 – 66%, on rapakivigraniittialueilla hyvin niukasti. Tässä yhteydessä käsitellään erikseen rapakiviassosiaation happamat, emäksiset ja intermediääriset syväkivet sekä puolipinnalliset juonikivet ja vulkaaniset muodostumat.

Happamat syväkivet

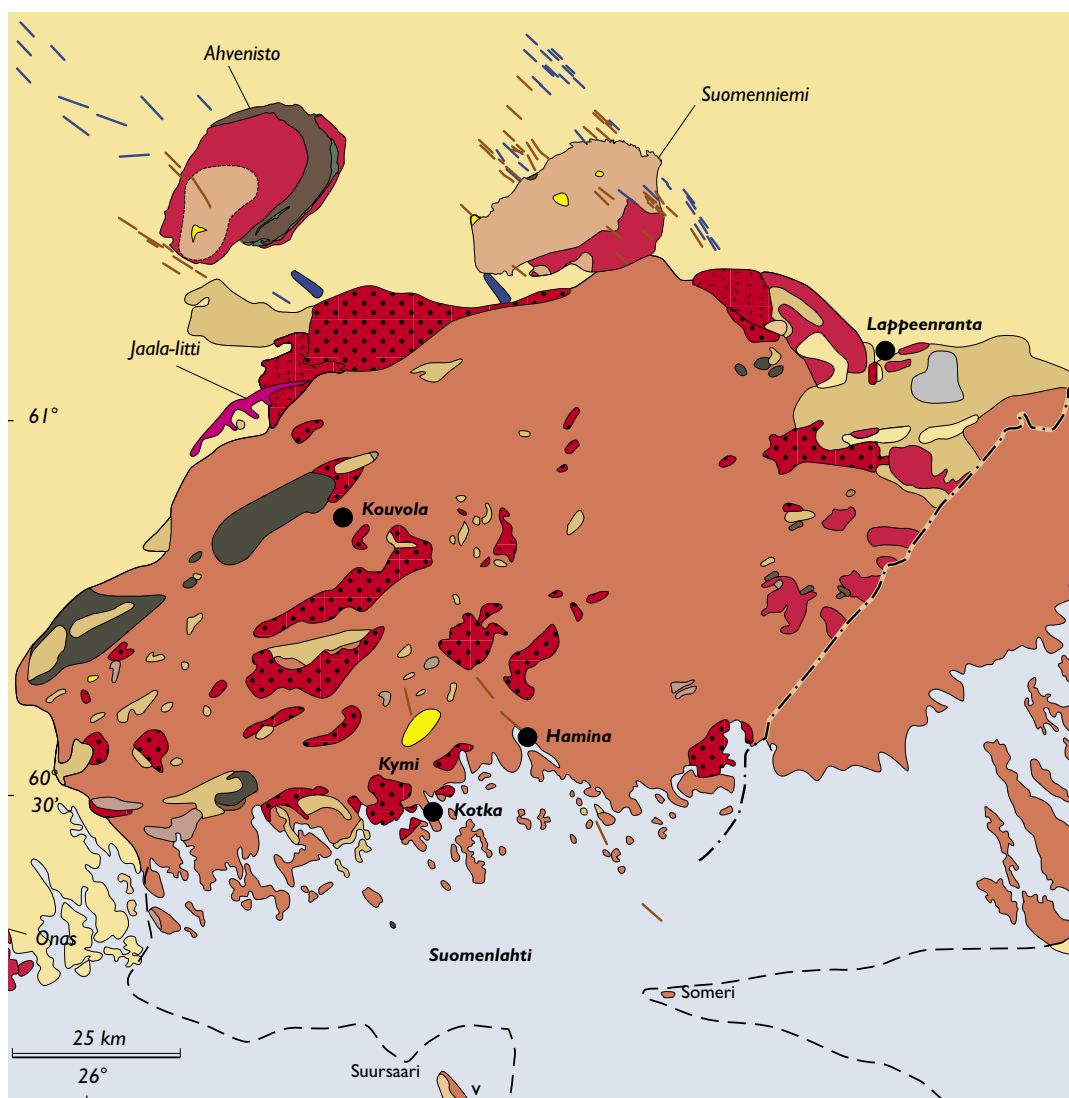
Rapakivialueiden happamat syväkivet ovat graniitteja eli magmakiviä, joissa vaaleina (felsisinä) päämineraaleina ovat kvartsi, alkalimaasälpä ja plagioklaasi. Rapakivigraniitit eroavat muista maamme graniittisista kivilajeista mm. esiintymistapansa ja magmaattisen seurueensa perusteella. Svekofenniselle mannerkuorelle ja ylipäättänsä orogeenisille vyöhykkeille tyypillisiin ns. kalkkialkaliisiin graniitteihin verrattuna rapakivigraniitit ovat koostumukseltaan homogeenisempia, niissä on runsaammin alkalimaasälpää ja niiden tummissa (mafisissa) silikaateissa on korkeampi rauta-magnesiumsuhde.

Suomen rapakivialueiden happamat syväkivet ovat kiteytyneet rapakivisulasta monessa eri vaiheessa, ja rapakiviplutoneissa voidaan yleensä erottaa useita toisiaan leikkaavia graniitteja – sanotaan, että rapakiviplutonit ovat monifaasisia (*Kuvat 9.5 – 9.7*). Rapakiviplutonien kiteytymisen *varhaista* ja *päävaihetta* edustavat graniitit, joissa mafisina silikaatteina ovat sarvivälke (hastingssiitti), raudasta rikas biotiitti ja fayaliitti (joskus myös ferroaugiitti, ortoferrosiliitti ja pigeoniitti); *myöhempää vaihetta* edustavat graniittityypit, joissa biotiitti on ainoa tumma päämineraali. Viborgiitit sisältävät tyypillisesti tummina mineraaleina biotiittia ja sarvivälkettä, pyterliitit biotiittia.

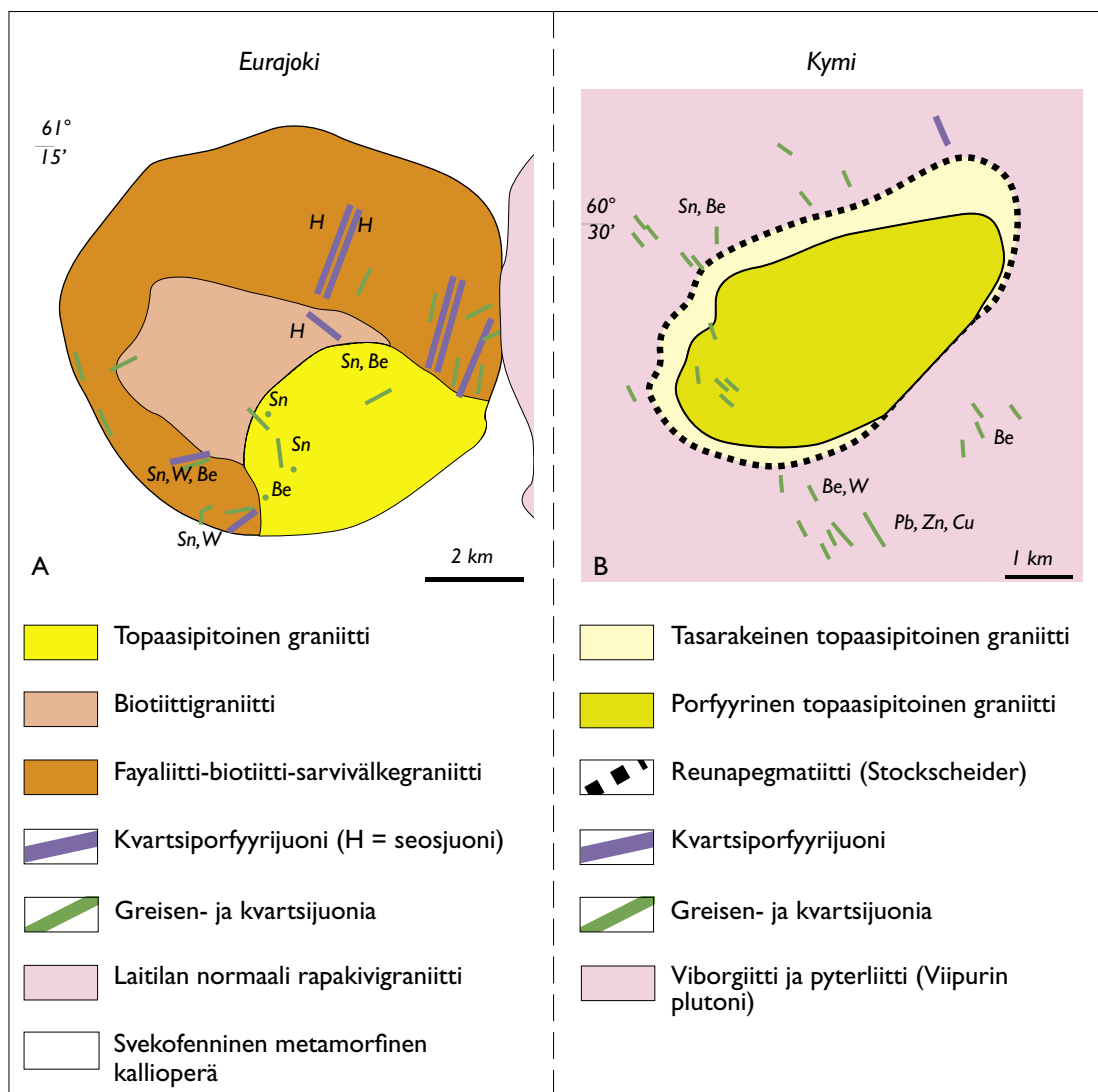
Yleisin rapakivigraniittien mineraali on alkalimaasälpä, jota tavallisesti on noin 50 til.% ja joka esiintyy omamuotoisina tai osittain omamuotoisina, usein ovoideina kiteinä. Muutamissa varhaisessa vaiheessa kiteytyneissä tummissa rapakivigraniittityypeissä (esim. tiriliitti Viipurin plutonissa ja Tarkin graniitti Eurajoella) plagioklaasia on alkalimaasälpää runsaammin ja se on tähän nähden omamuotoista.

Tyypillistä rapakivigraniiteille on, että tummat silikaatit (biotitti, sarvivälke, fayaliitti) täyttävät niitä aikaisemmin kiteytyneiden vaaleiden silikaattien (alkalimaasälpä, kvartsi, plagioklaasi) välitiloja. Rapakiviplutonien kiteytymisen varhaista ja päävaihetta edustavissa graniiteissa aksessorisina mineraaleina esiintyvät fluoriitti, zirkoni, apatiitti, ilmeniitti, magnetiitti, anataasi ja allaniitti, biotiittivaltaisissa graniiteissa allaniitin sijaan monatsiitti. Plagioklaasin reunustamat alkalimaasälpäovoidit ovat yleisiä Suomen

Kuva 9.5. Viipurin rapakivialueen suomenpuoleisen osan kivilajikartta. Laadittu Vorman (1980), Rämön (1991) ja Salonsaaren (1995) mukaan. Salonsaaren (1995) yksityiskohtaisesti tutkima Jaala-litti -kompleksi on merkitty violetilla.



Kuva 9.5.



Kuva 9.6. Kivilajikartta (A) Eurajoen ja (B) Kymin pienistä rapakivi plutoneista eli stokeista (vrt. Kuva 9.3), joiden yhteydestä on löydetty tina-, volframi-, beryllium-, sinkki- ja kuparimalmiaehteitä. Haapalan (1977a, b) mukaan.

kolmessa suurimmassa rapakivi plutonissa (Viipuri, Ahvenanmaa, Laitila), kun taas muissa niitä tavataan vain satunnaisesti.

Rapakivi plutonien *myöhäisintä kiteytymisvaihetta* edustavat vaaleat topaasipitoiset alkalimaasälpägraniitit (Kuva 9.2c), joihin usein liittyy greisen-tyyppistä tina-beryllium-volframi-sinkki-lyijy-malminmuodostusta (Haapala 1977a, b, Edén 1991;

Kuvat 9.6 ja 9.7). Nämä graniitit leikkaavat muita rapakivigraniitteja. Rakenteeltaan ne voivat olla tasarakeisia tai porfyyrisiä, mutta kehällisiä alkalimaasälpäovoideja ne eivät sisällä. Päämineraaleina on kvartsia, mikrokliniipertiittiä ja albiittia. Tumma kiille on litiumpitoista siderofylliittiä, ja sitä on, kuten topaasiakin, yleensä alle 5 %. Muita aksessorisia mineraaleja ovat fluoriitti, monatsiitti,

bastnäsiitti, ksenotiimi, ilmeniitti, kassiteriitti, kolumbiitti ja toriitti. Varhaisen ja päävaiheen rapakivigraniiteille tyypilliset zirkoni, apatiitti ja magnetiitti ovat sensijaan harvinaisia.

Topaasipitoiset graniitit sisältävät usein, erityisesti intruusoiden yläosissa, pieniä kiteiden reunustamia onteloita (miaroliittiset ontelot). Tämä osoittaa myöhäisen vaiheen graniittimagmojen olleen usein vesikylläisiä; ylimäärä vettä ja muita helposti haihtuvia aineita on erottunut sulasta muodostaen rakkuloita, joista on kehittynyt miaroliittisia onteloita. Joskus topaasipitoisten graniittiplutonien yläkontaktissa on *pegmatiittinen vyöhyke* (Stocksneider), mikä myös osoittaa haihtuvien aineiden konsentroitumista magmasäiliön yläreunaan. Erinomainen esimerkki tästä on Kymen stokki (*Kuva 9.6b*), jossa vyöhykkeistä graniittikupolia reunustaa topaasia, turmaliinia, berylliä, molybdeenihohdetta ja kolumbiittia sisältävä pegmatiittivyöhyke (Haapala ja Ojanperä 1972, Kaartamo 1996).

Topaasipitoisten graniittien yhteydessä esiintyvä malminmuodostus liittyy greisenjuoniin ja epäsäännöllisiin greisenlinsseihin, jotka ovat syntyneet kivien raoissa ja huokosissa kiertäneiden kuumien vesiliuosten reagoidessa graniitin mineraalien, erityisesti maasälpien kanssa. Tällöin graniitti on muuttunut kvartsi-kiillekiveksi, jossa on usein vaihtelevia määriä topaasia, kloriittia, kassiteriittia, volframiittia ja sulfidimineraaleja sekä berylliummineraaleja (berylli, genthelviini, bertrandiitti) (Haapala 1993).

Esimerkkinä rapakiviassosiaation happamien kivilajien esiintymisestä on *Kuvassa 9.5* esitetty *Viipurin rapakivialueen* kivilajikartta. Suurin osa Suomen puolella olevasta alueesta on viborgiittia. Simonen ja Vorman (1969) erottavat tavallisen viborgiitin ja tumman viborgiitin, joista jälkimmäisessä on plagioklaasikehällisten alkalimaasälpäovoidien lisäksi kookkaita plagioklaasihajarakkeita eli -megakiteitä. Sekä viborgiitti että

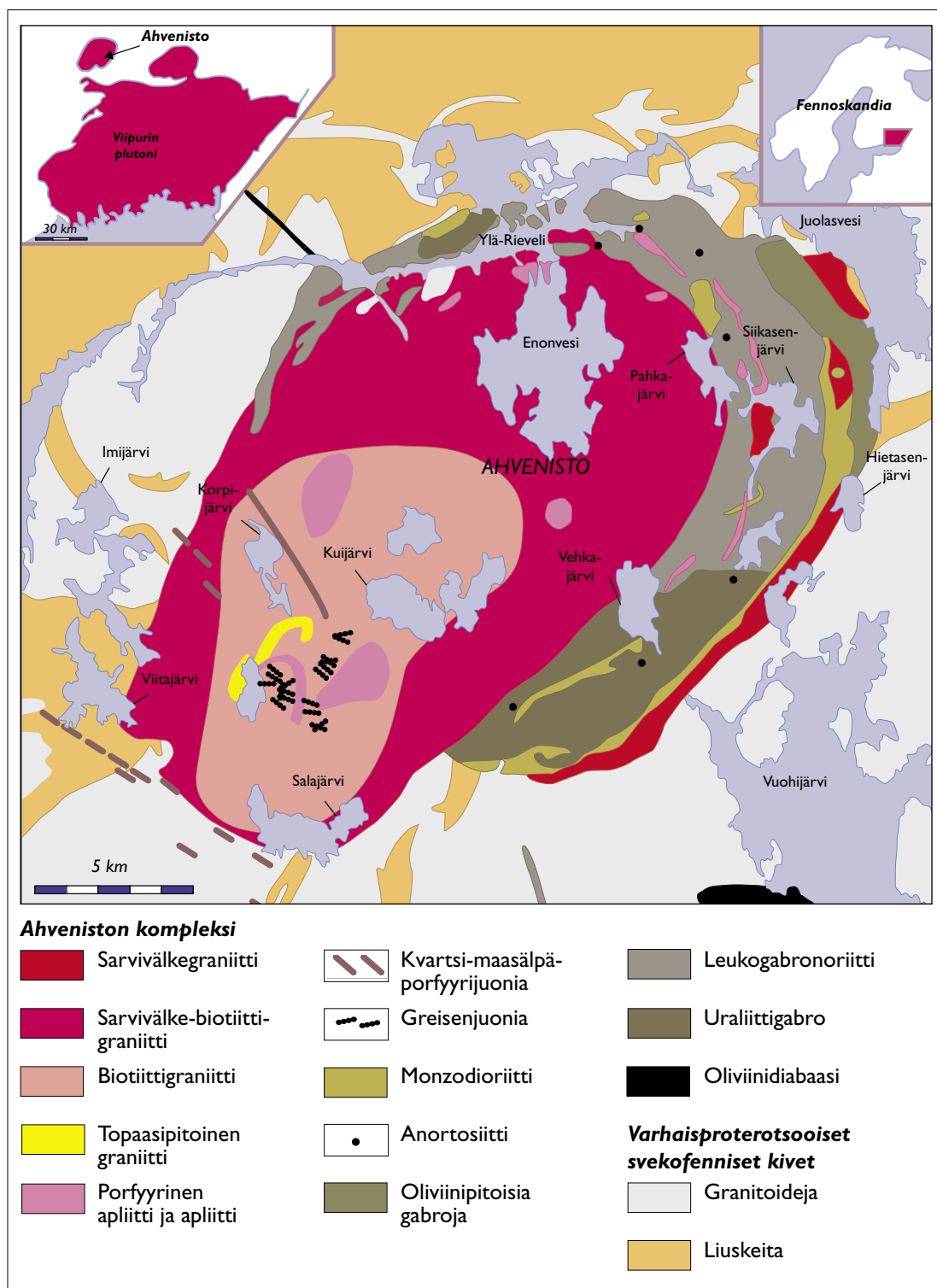
tumma viborgiitti sisältävät biotiitin ohella sarvivälkettä, mutta tummassa viborgiitissa sitä on enemmän ja lisäksi myös fayaliittia.

Simosen ja Vorman mukaan n. 80 % Viipurin plutonin suomenpuoleisesta alueesta on viborgiittia ja tummaa viborgiittia. Loput koostuu pyterliitistä, porfyirisestä rapakivigraniitista (biotiittivaltainen graniitti, jossa alkalimaasälpäkiteet ovat kulkimikkaita), tummasta tasarakeisesta rapakivigraniitista (fayaliitti-sarvivälkegraniitti, esim. tiriliitti), tasarakeisesta sarvivälkegraniitista ja tasarakeisesta biotiittigraniitista sekä porfyriapliittista (vaalea biotiittigraniitti, jossa on harvakseltaan suuria alkalimaasälpäkiteitä).

Toiseksi suurin rapakivigraniittialueemme on *Ahvenanmaalla* ja koostuu niin ikään useista graniittityypeistä, jotka myös edustavat rapakivisulista eri vaiheissa kiteytyneitä graniitteja. Bergman (1981) on erottanut Ahvenanmaan plutonista seuraavat happamat syväkivet: (1) kvartsi-maasälpäporfyiri (vanhin), (2) porfyriinen sarvivälkerapakivi, (3) viborgiitti, (4) pyterliitti, (5) tasarakeinen rapakivigraniitti ja (6) apliittinen rapakivigraniitti (nuorin). Valtaosa Ahvenanmaan plutonista koostuu viborgiitista ja pyterliitistä.

Kolmanneksi suurimman rapakivialueemme, *Laitilan plutonin* pääkivilaji on pyterliitti, jossa alkalimaasälpäovoidit ovat hyvin kehittyneet mutta useimmiten vailla plagioklaasikehää (Vorma 1976). Pyterliitin lisäksi tavataan useita erityyppisiä sarvivälke-, sarvivälke-biotiitti- ja biotiittigraniitteja. Laitilan plutonin luoteisosassa on *Eura-joen stokki* (*Kuva 9.6a*), jossa tavataan suhteellisen niukasti piidioksidia sisältävä fayaliittibiotiitti-sarvivälkegraniitti (ns. Tarkin graniitti) sekä vaalea, topaasipitoinen alkalimaasälpägraniitti (ns. Väkkärän graniitti, *Kuva 9.2c*) (Haapala 1977a).

Tyypillistä maamme muille rapakivi-plutoneille on, että ne koostuvat yleensä vähintään muutamasta graniittityypistä, jotka vaihtelevat sarvivälkegraniitista



Kuva 9.7. Viipurin rapakivialueen luoteisosassa (vrt. Kuva 9.5) sijaitsevan Ahveniston rapakivigraniittigabro-anortosiittikompleksin kivilajikartta Alviolan ym. (painossa) mukaan.

biotiittigraniittiin (usein myös topaasipitoiseen graniittiin). Yksityiskohtaisia kuvauksia on tehty Laitilan (Vorma 1976) ja Eurajoen (Haapala 1977a) plutonien lisäksi *Vehmaan* (Kanerva 1928, Lindberg ja Bergman 1993), *Ahveniston* (Savolahti 1956, Johanson 1984, Edén 1991), *Suomenniemen* (Rämö 1991, 1993) ja *Jaala-Iitin* (Salonsaari 1995) rapakivigraniittiplutoneista.

Emäksiset syväkivet

Valtaosa maamme rapakivialueilla tavattavista emäksisistä syväkivistä on vaaleita gabroluokan kiviä (lähinnä leukogabronoriitteja, oliviini-leukogabronoriitteja, leukogabroja, leukonoriitteja, troktoliitteja), joissa päämineraaleina ovat plagioklaasi, pyrokseenit ja paikoin oliviini. Jonkin verran on myös anortosiittia, jossa plagioklaasia on yli 90 til. %.

Rapakivialueiden emäksiset syväkivet esiintyvät joko sulkeumina rapakivigraniiteissa tai pieninä intruusioina rapakiviplutonien reunoilla. Uraani-lyijymäärityksissä ei rapakivialueiden happamien ja emäksisten syväkivien välillä ole kuitenkaan havaittu mitattavissa olevia (muutamaa miljoonaa vuotta suurempia) ikäeroja (Suominen 1991, Vaasjoki ym. 1991, Alviola ym. painossa).

Merkitävin Suomen rapakivigraniitteihin liittyvistä emäksisistä syväkivialueista on *Ahveniston gabro-anortosiittikompleksi* Viipurin plutonin luoteispuolella Mäntyharjulla (*Kuva 9.7*). Kompleksi on hevosenkengän muotoinen ja se reunustaa Ahveniston rapakivigraniittiplutonia. Suurin osa gabro-anortosiittikompleksista koostuu karkearakeisesta leukogabronoriitista, jossa on harvakseltaan suuria plagioklaasikiteitä (läpimitta jopa 10 cm). Kompleksin koillisosassa esiintyy leukogabronoriittia primitiivisempiä (emäksisen magman varhaisempaa kehitysvaihetta edustavia) oliviinipitoisia emäksisiä syväkiviä, oliviini-leukogabrono-

riittia ja troktoliittia, joissa myös tavataan suuria plagioklaasikiteitä (*Kuva 9.2d*).

Anortosiittia on Ahveniston kompleksissa hyvin vähän. Se esiintyy kompleksin tummemmissa kivilajeissa linssimäisinä osueina, joiden pituus on enimmillään n. 200 m. Anortosiittiosueiden ja niitä ympäröivien emäksisten kivilajien kontakti on terävä. Tyypillisimmät mineraalit Ahveniston gabro-anortosiittikompleksin kivilajeissa ovat plagioklaasi ($An_{45} - An_{70}$), hypersteeni, oliviini, augiitti ja rauta-titaanioksidit.

Mäntyharjun lisäksi rapakivigraniitteihin liittyviä gabro- ja anortosiittiluokan kiviä esiintyy Viipurin plutonin keskiosassa *Ylämaalla*. Siellä tavataan rapakiven sisällä muutamien satojen metrien – muutamien kilometrien mittaisia emäksisiä sulkeumia, joissa plagiolaasi on iridisoivaa andesiinia – labradoriittia (spektroliittia). Pieniä gabro- ja anortosiittiesiintymiä on myös *Väärälammen alueella* Suomenniemen rapakiviplutonin luoteisreunalla, *Kolinummella* Laitilan plutonin lounaispuolella sekä *Ahvenanmaan plutonin* länsi- ja lounaisosissa.

On huomattava, että vaikka Etelä-Suomessa rapakivigraniitteihin liittyviä emäksisiä syväkiviä on niukasti paljastuneena, ovat ne rapakivigraniittiplutonien muodostumisen kannalta tärkeitä kivilajeja. Sellaisilla rapakivigraniittialueilla, missä maankuori on kulunut suhteellisesti syvemmälle kuin meillä Suomessa, tavataan huomattavasti enemmän gabroja ja anortosiitteja. Näin on esimerkiksi Labradorin niemimaalla Koillis-Kanadassa, missä happamia ja emäksisiä syväkiviä on paljastuneena suunnilleen yhtä paljon.

Maankuoren rakennetta ja koostumusta selvittämissä seismisissä tutkimuksissa on Kaakkois-Suomen rapakivialueen osalta tultu siihen johtopäätökseen, että Viipurin plutonin alla noin 10 – 15 kilometrin syvyydessä on todennäköisesti huomattava gabro-anortosiittiplutoni (Korja 1995). Aivan äskettäiset magneettiset ja gravimetriset

tutkimukset (Elo ym. 1996) viittaavat siihen, että Ahveniston gabro-anortosiittikompleksi on tästä syvällä olevasta plutonista pieni esiinpistävä osa.

Intermediääriset syväkivet

Vaikka rapakivigraniittien magmaattinen seurue on selvästi bimodaalinen eli koostuu pääosin happamista ja emäksisistä kivilajeista, tavataan Suomen rapakivien yhteydestä myös intermediäärisiä kivilajeja. Näitä on yksityiskohtaisesti kuvattu Ahveniston gabro-anortosiittikompleksista (Johanson 1984, Alviola ym. painossa). Ahveniston kompleksin intermediääriset kivet ovat *monzodioriitteja* ja *kvartsimonzodioriitteja*, joissa on selvästi enemmän kalimaasälpää kuin kompleksin emäksisissä kivilajeissa. Ne esiintyvät juonina kompleksin laidoilla ja sen sisällä (Kuva 9.7). Intermediääriset juonet leikkaavat terävästi gabroja ja anortosiitteja, kun taas rapakivigraniitit leikkaavat yleensä monzodioriitteja ja kvartsimonzodioriitteja; paikoin on tavattu myös monzodioriittisten kivien ja graniittien muodostamia seoskiviä, joissa kivilajit ovat ennen kiteytymistään sekaantuneet keskenään (Kuva 9.2e).

Rakenteeltaan Ahveniston kompleksin monzodioriittiset kivet ovat keskirakeisia, usein porfyyrisiä ja gabroja ja anortosiitteja tummempia. Päämineraaleina niissä ovat plagioklaasi ($An_{35} - An_{50}$), hypersteeni ja sarvivälke. Aksessorisia mineraaleja ovat alkalimaasälpä, kvartsi, rauta-titaanioksidit, apatiitti, zirkoni, baddeleyiitti ja joskus myös oliiviini.

Mäntyharjun lisäksi intermediäärisiä, rapakivigraniitteihin liittyviä syväkiviä on löydetty Ahvenanmaan plutonin alueelta (Eklund ym. 1994).

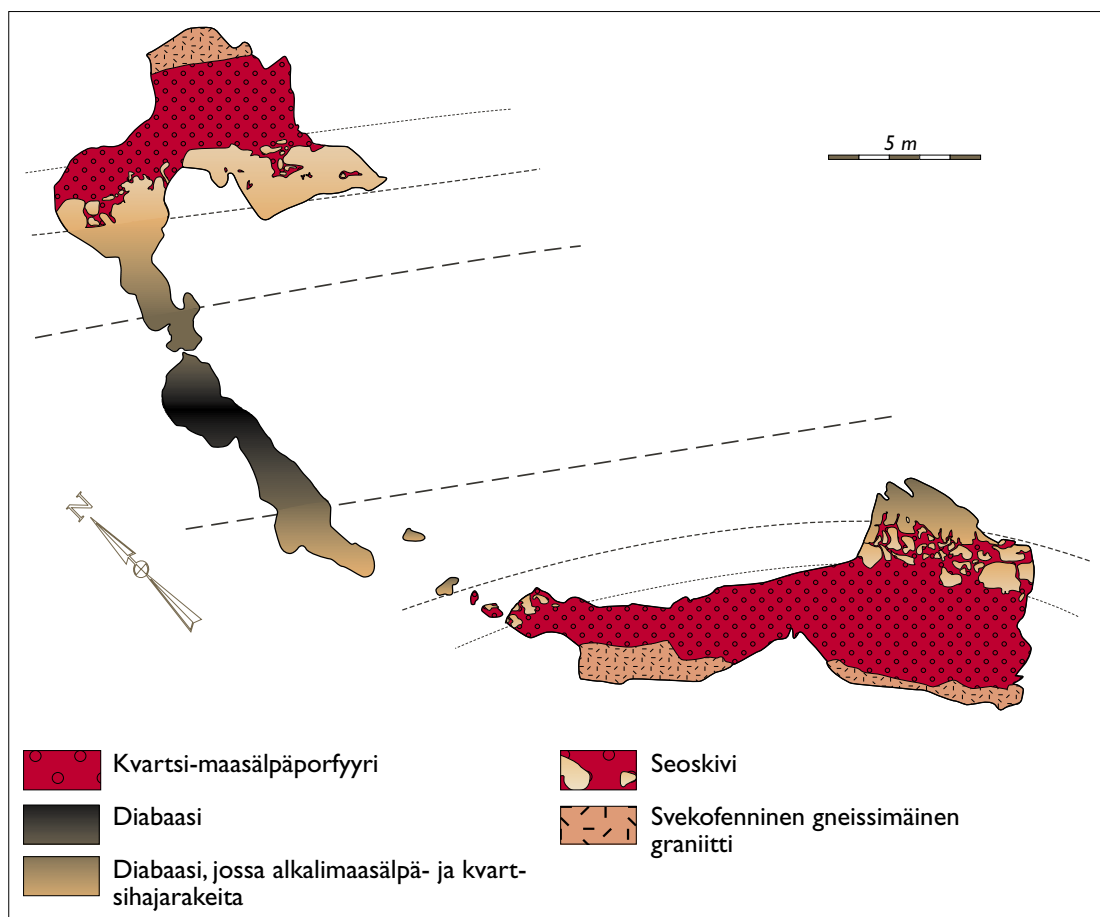
Juonet ja vulkanismi

Nykyinen Etelä-Suomen eroosiotaso edustaa arviolta noin muutaman kilometrin syvyistä

leikkausta subjotunian ajan maanpintaan nähden ja siis osoittaa, minkä tyyppisiä kivilajeja tällä syvyydellä rapakivigraniittimagmoista tuolloin kiteytyi. Nykyisen eroosiotason yläpuolella olleen kallioperän halkeamiin ja niiden kautta aina maan pinnalle asti tunkeutui syvemmältä sekä hapanta että emäksistä magmaa, joista kiteytyi puoli-pinnallisia juonikiviä ja vulkaniitteja. Rapakivigraniitteihin liittyviä juonikiviä on varsin runsaasti nähtävissä Etelä-Suomen kallioperässä. Sen sijaan vulkaanisista kivilajeista on vain muutama havainto.

Itse Viipurin rapakivi-plutonin alueella on juonikiviä niukasti (Kuva 9.5). Niistä tunnetuimpia ovat *Haminan* seudun kvartsi-porfyyrijuonet plutonin keskiosassa (Simonen 1987). Todennäköisesti subjotuni-ikäistä vulkanismia edustavat plutonin pohjoisosassa Lappeenrannan lähistöllä olevat Ruoholammen ja mahdollisesti myös Taalikkalan kattokellukkeet, rapakivimagmasäiliöön tämän katosta vajonneet kalliolohkot, joissa on havaittu mantelikivirakenteista porfyyrista diabaasia (Vorma 1975); Ruoholammen kattokellukkeessa tavataan myös vulkaaniseksi tulkittua felsiittiporfyyriä.

Selvimmät vulkaanisen toiminnan merkit Viipurin plutonin tuntumassa ovat nähtävissä *Suursaarella*, joka sijaitsee plutonin eteläreunalla Lavansaaren länsipuolella (Kuva 9.5; Koistinen 1994). Suursaaren kallioperää tutkivat ennen toista maailmansotaa mm. Ramsay (1890), Kranck (1929) ja Wahl (1938). Saarella on alimmaisena svekofenninen peruskallio ja sen subjotunia vanhempi eroosiopinta. Peruskallion päälle kerrostui subjotunian ajan alussa konglomeraattia, jossa ei ole havaittavissa deformaation merkkejä. Vulkaaninen toiminta alueella alkoi purkauksella, joka levitti ohuen kerroksen tuhkaa ja heitteitä silloiselle maanpinnalle. Tämän jälkeen virtasi laaksoihin basalttista ja andesiittista laavaa ja niiden päälle kerrostui tuffibreksiarakenteista tefraa. Ensimmäisen purkausvaiheen tuffibreksioiden ja laavojen



Kuva 9.8. Kaaviokuva svekofennistä peruskalliota Mäntyharjun Korpijärvellä Suomenniemen rapakiviplutonin luoteispuolella leikkaavasta vyöhykkeisestä diabaasi - kvartsi-maasälpäporfyri-seosjuonesta. Svekofennisen peruskallion halkeamaan on ensin tunkeutunut hapanta (graniittista) kivilulaa ja sen jälkeen miltei välittömästi emäksistä (diabaasi) sulaa, niin että sulat ovat osittain sekoittuneet keskenään (Rämö 1991).

päällä on jopa yli sadan metrin paksuudelta kvartsi- ja alkali-maasälpähajarakeita.

Suomenniemen rapakiviplutonin ympäristön juonet ovat luonteeltaan poikkeuksellisen vaihtelevia. Plutonin luoteispuolella on laaja koostumukseltaan basalttinen diabaasi-juoniparvi, joka ulottuu noin 80 kilometrin päähän Suomenniemen rapakivestä (Kuva 9.5). Myös itse Suomenniemen rapakivessä on joitakin diabaasi-juonia. Juonista muutamat ovat purkautuneet syvemmillä

olleen rapakivimagmasäiliön läpi ja ottaneet mukaansa runsaasti alkalimaasälpä-juonia, joista muutamissa on plagioklaasikehä (Kuvat 9.2f ja 9.2g). Samoissa parvissa diabaasi-juonten kanssa, mutta vain noin 12 kilometrin etäisyydelle rapakiviplutonista lukien, on myös koostumukseltaan graniittisia kvartsi-maasälpäporfyrijuonia. Diabaasi- ja kvartsi-maasälpäporfyrimagmat olivat sulina samaan aikaan, sillä joihinkin rakoihin on purkautunut molempia ja kontaktisuhteet sekä paikoittainen sekoittuminen osoittavat ne samanikäisiksi (Kuva 9.8).

Suomenniemen rapakivi plutonin sisältä on myös löydetty plutonia leikkaava juoniparvi, joka koostuu peralkalisista (runsaasti natriumia ja kaliumia mutta suhteellisen vähän alumiinia sisältävistä) alkalimaasälpäsyeniitti- ja alkalimaasälpä-kvartsisyeniittijuonista (Rämö 1991; ks. myös Luku 10). Juonet ovat yleensä muutaman metrin paksuisia, luode-kaakkosuuntaisia ja kaateeltaan vaihtelevia. Päämineraalit ovat alkalimaasälpä ja albiitti (jotka yhdessä muodostavat mesopertiittihajarakeita) ja egiriiniaugiitti. Aksessorisina mineraaleina tavataan mm. alkaliambolia, titaniittia, melaniittigranaattia, zirkonia ja kvartsia.

Suomenniemen ja Viipurin plutonien välissä sijaitsee *Lovasjärven mafinen intruusio*, joka on näitä 5 – 10 miljoonaa vuotta vanhempi. Intruusio on 5,4 kilometrin pituinen, 800 – 1 500 metrin levyinen, pystyasentoinen ja edustaa svekofennisen kallioperän rakoon tunkeutunutta emäksistä magmaa, joka kiteytyessään differentioitui voimakkaasti muodostaen oliviinidiabaasia, diabaasia ja melatroktoliittia (Alviola 1981, Siivola 1987).

Viipurin rapakivi plutonin tuntumasta länsiluoteeseen alkaa *Hämeen diabaasi-juoniparvi*, joka koostuu kahdesta iältään, suunnaltaan ja mineraalikoostumukseltaan toisistaan poikkeavasta juoniparvesta (Kuva 9.3). Vanhempi niistä on iältään n. 1 665 miljoonaa vuotta (Vaasjoki ja Sakko 1989), suunnaltaan länsiluoteinen, 100 km pitkä ja koostuu keskirakeisesta, runsaasti oliviinia sisältävästä diabaasista (Laitakari 1987). Plagioklaasi ei näissä juonissa lainkaan esiinny hajarakeina tai suurina fragmentteina (Laitakari ja Leino 1989).

Hämeen nuorempi osaparvi on Padasjoella sijaitsevasta juonesta tehtyjen määritysten mukaan iältään n. 1 645 miljoonaa vuotta (Laitakari 1969). Sen suunta on miltei luoteinen ja se ulottuu Ahveniston plutonin eteläpäästä Heinolan, Padasjoen ja Oriveden kautta ainakin Kuruun saakka

eli on n. 150 km pitkä. Lähellä Ahveniston plutonia on samaan rakoparveen purkautunut myös kvartsi-maasälpäporfyryijuonia (Kuva 9.2b).

Suurimmat diabaasi-juonet, kuten 1,5 kilometrin levyinen Lautaniemen juoni ja 250 metrin levyinen ns. Heinolan maalaiskunnan kirkonkylän juoni, ovat parven itäpäässä, lähellä Ahveniston plutonia. Sieltä juonet kapenevat länteen päin ja Kurun seudulla on suurimpien juonten leveys enää noin 10 metriä (Laitakari 1987).

Nuoremman parven juonet ovat pääasiallisesti oliviinidiabaasia, mutta sisältävät selvästi vähemmän oliviinia kuin vanhemman osaparven diabaasit. Joistakin itäpäähän diabaaseista oliviini puuttuu kokonaan ja muutamat juonet sisältävät vähän kvartsia. Pyrokseeni on pääasiallisesti klinopyrokseenia, mutta satunnaisesti on havaittu myös ortopyrokseenia. Plagioklaasia tavataan sekä juonien perusmassassa että hajarakeina ja suurina, jopa parinkymmenen senttimetrin läpimittaisina fragmentteina, jotka ovat paikoin ajautuneet juonien keskusta magman virtauksen vaikutuksesta. Kaikkein kapeimmissa, vain muutaman senttimetrin levyisissä juonissa on säilynyt jopa täysin kiteytymätöntä lasia (Lindqvist ja Laitakari 1980). Varsinkin Hämeen nuoremman osaparven juonissa on lisäksi havaittu runsaasti kuumen diabaasimagmaan sivukivestään sulattamia ns. reomorfisia juonia, jotka ovat tunkeutuneet diabaasiin (Laitakari 1969).

Varsin seikkaperäisen tutkimuksen kohteena on äskettäin ollut juonimainen *Jaala-Iitti -kompleksi* Viipurin plutonin luoteisreunalla (Salonsaari 1995; Kuva 9.5). Kompleksi on kaarimainen, 22 km pitkä ja 0,1–1,5 km leveä ja leikkaa terävästi Viipurin plutonin graniitteja ja plutonia ympäröivää svekofennistä kallioperää. Kompleksi on koostumukseltaan sekakivi eli hybridi ja se on Salonsaaren (1995) mukaan muodostunut basalttisen ja ryoliittisen sulan sekaantuessa ja sekoittuessa toisiinsa

syvemmällä maankuoressa sijainneessa magmasäiliössä.

Jaala-Iitti -kompleksissa on nähtävissä viitteitä sekä sekoittuneista päätejäsenistä (mafiset basalttiset sulkeumat, graniitti) että sekaantumisen ja sekoittumisen tuloksista, hybridikivilajeista (monzograniitit, kvartsi-monzoniitit). Salonsaari (1995) osoitti kompleksista joukon mikroskooppisia piirteitä, joiden avulla hybridinen kivilaji voidaan tunnistaa: kvartsikiteillä on amfibolireunus, alkalimaasälpäкитеillä on plagioklaasin ja kvartsin hienopiirteisestä yhteenkasvettumasta koostuva reunus, apatiittikiteet ovat neulamaisia, kivessä voidaan havaita erityisiä mikroskooppisia tummia sulkeumia.

Viipurin plutoniin liittyvien juonikivien lisäksi on Helsingin ympäristön pienien rapakivi-plutonien (Onas, Bodom ja Obbnäs) yhteydestä löydetty sekä kvartsi-maasälpäporfyryri- että diabaasijuonia, joiden suunta on likimain sama kuin pohjoisempana olevien Hämeen parvien suunta (esim. Törnroos 1984).

Lounais-Suomen rapakivialueelta on juonikiviä löydetty Ahvenanmaan ja Turunmaan välistä (Ehlers ja Ehlers 1977, Suominen 1987, 1991), Ahvenanmaan rapakivi-plutonin lounaisosasta (Eklund 1993), Laitilan plutonin alueelta (Haapala 1977a) ja Porin seudulta (Pihlaja 1987).

Ahvenanmaan - Turunmaan subjotuniseen juoniparveen kuuluu pyrokseenidiabaasi-, sarvivälkediabaasi- ja kvartsi-maasälpäporfyryrijuonia. Pyrokseenidiabaasiparvista tunnetuin on Kõkarsfjärdenin ja Ahvenanmaan rapakivi-plutonien välissä sijaitseva n. 35 kilometrin pituinen Föglön juoniparvi, joka koostuu useista toisiinsa nähden liittämättä sijaitsevista diabaasijuonista (*Kuva 9.3*). Föglön juoniparvi ei leikkaa rapakiveä millään kohdalla, mutta liittyy selvästi rapakiviin sillä diabaasista tehdyt iänmääritykset (noin 1 540 ja 1 570 miljoonaa vuotta) vastaavat Ahvenanmaan rapakiven ikää. Monissa Föglön parven juonista on suuria,

jopa useiden kymmenien senttimetrien kokoisia plagioklaasifragmentteja.

Föglön juoniparven jatkeena pohjoiskoilliseen on satoja diabaasijuonia käsittävä parvi, joka koostuu valtaosaltaan alle 2 metrin levyisistä juonista (Ehlers ja Ehlers 1977). Parven pituus on noin 70 kilometriä ja leveys parikymmentä kilometriä. Rapakiven kontaktin läheisyydessä juonten kivilaji on sarvivälkediabaasia, mutta useiden kilometrien päässä rapakivestä olevien juonten diabaasi sisältää myös runsaasti pyrokseenia.

Porin seudulla on Satakunnan hiekkakivialueen pohjoispuolella joukko diabaasijuonia, joista ei ole tehty iänmäärityksiä, mutta joita Pihlaja (1987) pitää subjotunisin mm. siksi, että huomattavimmat juonet ovat samansuuntaisia Hämeen diabaasien kanssa ja sijaitsevat niiden jatkeella. Juonet muodostavat selväpiirteisen parven vain Korkeakosken seudulla Porin ja Merikarvian rajalla, mutta yksittäisiä juonia on laajalla alueella sieltä itään ja kaakkoon.

Eurajoen plutonin yhteydessä esiintyy happamia, paikoin topaasipitoisia kvartsi-porfyryrijuonia sekä näitä selvästi mafisempia ja koostumukseltaan emäksisempiä tummia porfyryrijuonia (*Kuva 9.6a*). Hajarakeina tummissa porfyyreissä esiintyy plagioklaasia ($An_{55} - An_{60}$), kvartsia, alkalimaasälpää ja ilmeniittiä. Plagioklaasi- ja kvartsihajarakeet ovat yleensä voimakkaasti syöpyneitä kun taas alkalimaasälpäкитеet ovat omamuotoisempia. Juonien perusmassassa tavataan mm. plagioklaasia, biotiittiä, sarvivälkettä, alkalimaasälpää, kvartsia ja apatiittiä. Tummat porfyryrijuonet ovat rapakivigraniittiassosiatiolle tyypillisen mafisen ja happaman magman sekoittumisen ja sekaantumisen tuloksia (Haapala 1989).

On melko todennäköistä, että nykyinen kallioperämme eroosiotaso edustaa Ahvenanmaan rapakivialueen kohdalla matalampaa leikkausta kuin Kaakkois-Suomen plutonien alueella (ks. Bergman 1986).

Taulukko 9.1. Viipurin ja Laitilan rapakivigraniittibatoliittien happamien syväkivien pinta-alan suhteen painotettu koostumus ja Suomenniemen batoliitin kantamagman koostumus (Rämö ja Haapala 1995) verrattuna graniittien keskimääräiseen kemialliseen koostumukseen (Turekian ja Wedepohl 1961).

	Viipuri	Laitila	Suomenniemi	Keskiarvograniitti
SiO ₂ (paino-%)	70,6	71,3	73,1	71,1
TiO ₂	0,4	0,4	0,3	0,4
Al ₂ O ₃	13,7	14,1	13,0	14,6
FeO	3,9	3,6	2,8	2,8
MnO	0,1	0,1	0,0	0,1
MgO	0,4	0,3	0,2	0,9
CaO	2,0	1,6	1,2	2,1
Na ₂ O	3,0	2,6	2,9	3,7
K ₂ O	5,6	5,7	6,0	4,1
P ₂ O ₅	0,1	0,1	0,0	0,2
F	0,2	0,3	0,4	0,1
FeO/MgO	10,6	12,7	12,5	3,1
Al ₂ O ₃ /(Na ₂ O+K ₂ O)	1,6	1,7	1,4	1,9

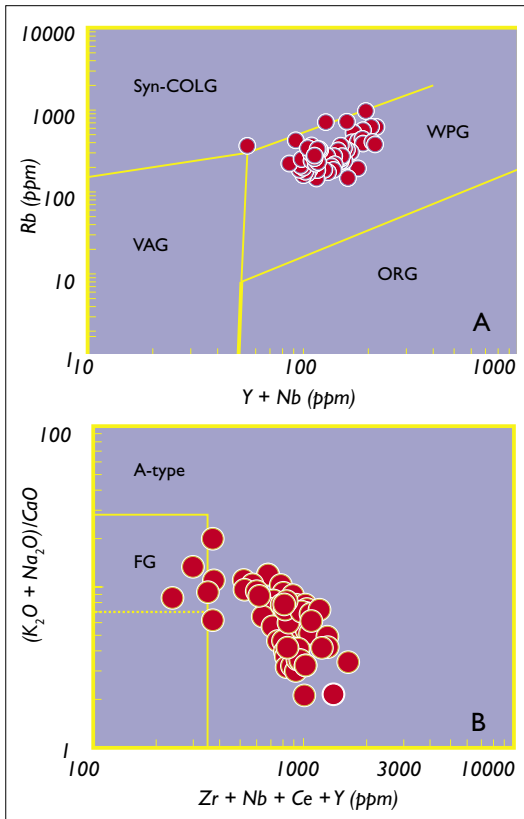
Abvenanmaan plutonin yhteydessä on kuvattu subvulkaanisia komplekseja, joiden kehitykseen liittyy rapakiviassosiaatiolle tyyppillinen bimodaalinen (mafinen - felsinen) magmatismi ja paikalliset hybridisaatioprosessit (esim. Eklund 1993, Eklund ym. 1994). Alueelta on äskettäin löydetty myös rapakiviin liittyvä vulkaaninen muodostuma, josta on tunnistettu happaman pyroklastisen aineksen kivettyessä muodostunut hitsittu eli ignimbriitti (Eklund ym. 1996).

9.4. Rapakivigraniittien kemiallinen koostumus

Rapakivigraniiteilla on omintakeisen rakenteensa ja esiintymistapansa lisäksi myös omintakeinen kemiallinen koostumus, jonka perusteella ne voidaan erottaa muista graniiteista. Verrattaessa rapakivigraniittien koostumusta graniittien koostumukseen yleensä voidaan havaita, että niissä on

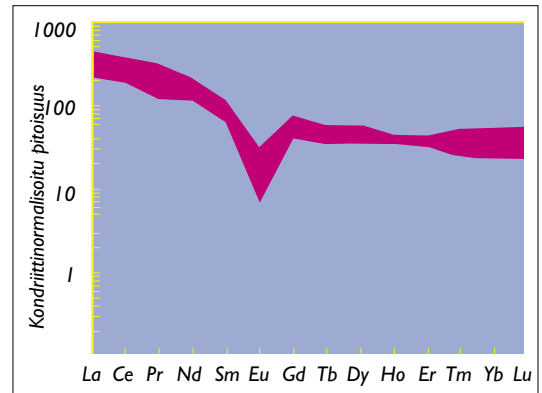
keskimääräistä enemmän piitä, kaliumia, fluoria, rubidiumia, galliumia, zirkoniumia, hafniumia, toriumia, uraania ja sinkkiä sekä harvinaisia maametalleja (lantanium-lutetium, lyhenne REE) mutta keskimääräistä vähemmän kalsiumia, magnesiumia, alumiinia, fosforia ja strontiumia. Rapakivi-plutonien myöhäisimpien intruusiofaasien kivilajeissa (vaaleat topaasipitoiset alkalimaasälpägraniitit) on erityisen runsaasti hivenalkuaineita tina, fluori, gallium ja rubidium. Tyypillistä rapakivigraniiteille ovat myös muita graniitteja korkeammat rauta-magnesium- ja kalium-natriumsuhteet.

Taulukossa 9.1 on esitetty Viipurin ja Laitilan plutonien kivilajien pinta-aloilla painotetut keskikoostumukset sekä arvio sen kivisulan (kantamagman) koostumuksesta, mistä Suomenniemen rapakivigraniitti-plutonin kivilajit aikoinaan kiteytyivät. Kun verrataan näitä graniittien keskimääräiseen koostumukseen (*Taulukko 9.1*), havaitaan, että rapakivigraniittien rauta-magnesium-suhteet ja fluoripitoisuudet ovat selkeästi



Kuva 9.9. Suomen rapakivigraniittien koostumus (Rämö ja Haapala 1995) esitettynä (A) Y+Nb - Rb -diagrammilla ja (B) Zr+Nb+ Ce+ Y - (K₂O+Na₂O)/CaO -diagrammilla. Pitoisuudet on ilmoitettu prosentin kymmenestuhannesosina (ppm). Diagrammien kenttien lyhenteet: A-type - A-tyyppin graniitit; FG - pitkälle fraktioituneet felsiset graniitit; OGT - fraktioitumattomat M-, I- ja S-tyyppin graniitit; syn-COLG - laattojen törmäyksiin liittyvät graniitit; WPG - laattojen sisäiset graniitit; VAG - saarikaarien graniitit.

korkeammat ja alumiinipitoisuudet suhteessa alkalimetallien (kalium, natrium) pitoisuuksiin alemmat. Rapakivigraniittien korkeasta fluoripitoisuudesta johtuu mm. se, että rapakivialueilla asuvilla henkilöillä on yleensä terveet hampaat, koska rapakivi-



Kuva 9.10. Suomen rapakivigraniittien sisältämien lantanoidien eli harvinaisten maametallien pitoisuudet (Rämö ja Haapala 1995) normalisoituna meteoriittien avulla arvioitun maapallon keskikoostumuksen (ns. kondriittinen koostumus) suhteen.

graniiteista pohjaveteen liukeneva fluori toimii luonnollisena hammaskiilteen vahvistajana.

Kuvassa 9.9 on esitetty Suomen rapakivigraniittien kemiallinen koostumus erityisillä graniittisten kivilajien luokittelua varten kehitetyillä diagrammeilla. Suomen rapakivigraniitit osuvat ns. laattojen sisäisten graniittien kenttään (Kuva 9.9a) ja niillä on ns. A-tyyppin graniittien luonne (Kuva 9.9b). Graniittien harvinaisten maametallien pitoisuuksia kuvaavalla ns. kondriittinormalisoidulla diagrammilla rapakivigraniittien koostumuskäyrät (topaasipitoisia graniitteja lukuunottamatta) laskevat vasemmalta oikealle ja europiumin kohdalla on voimakas minimi (Kuva 9.10).

9.5. Rapakivirakenteen alkuperä

Rapakivirakenne, erityisesti plagioklaasin kehystämät alkalimaasälpäövodit, on ollut lukuisten tutkimusten ja tulkintojen aiheena. Kuitenkaan yhtä yleisesti hyväksyttyä mallia ei sen synnille vielä ole. Varteenotettavien

selitysmallien tulisi pystyä selittämään sekä maasälpäkiteiden pyöreähkö muoto että plagioklaasikehän syntymekanismi.

Useimmissa malleissa tulkitaan rapakivirakenteen syntyneen kivisulan kiteytyessä eli magmaattisesti. Magmaattisesta alkupe-
rystä todistavatkin mm. havainnot siitä, että alkalimaasälpäovoidi on joskus murtunut ja murtopinnoilla plagioklaasikehä on ohuempi kuin muualla tai puuttuu kokoa-
naan. Tämä osoittaa, että plagioklaasikehät ovat kasvaneet pitkälle kiteytyneessä graniittisulassa eli "kidepuurossa" olleiden alkalimaasälpärakeiden päälle.

Pääteoriat rapakivirakenteen synnystä voidaan ryhmitellä seuraavasti:

- (1) *Suotautuminen kiinteässä tilassa, jolloin alkalimaasälvästä suotautuva plagioklaasi vaeltaa rakeiden reunoille (Elders 1968, Dempster ym. 1994).*
- (2) *Kiteytyminen sitkaasta, vähän kiteytymiskeskuksia sisältävästä graniittisulasta, jolloin hitaan diffuusion vuoksi (a) alkalimaasälpärakeet kasvavat pyöreäköiksi, (b) sulaan muodostuu alkalimaasälpäkiteiden ympärille kaliumista köyhtynyt ja kalsiumista rikastunut vyöhyke, mikä aikaansaa plagioklaasin kiteytymisen (Sederholm 1928, Savolampi 1962).*
- (3) *Paineen nopea aleneminen yhdessä lämpötilan hitaan laskun kanssa voi aiheuttaa plagioklaasin stabiloitumisen alkalimaasälvän (ja kvartsin) kustannuksella; alkalimaasälpä- ja kvartsikiteet syöpyvät ja pyöristyvät, ja plagioklaasi alkaa kiteytyä alkalimaasälpärakeiden päälle niin, että kide-*

rakenne pysyy samansuuntaisena (Nekvasil 1991).

- (4) *Kiteytyvän graniittisulan (kidepuuron) sekaantuminen (engl. mingling) ja sekoittuminen (engl. mixing) emäksisen sulan kanssa voi johtaa alkalimaasälpä- ja kvartsikiteiden syöymiseen ja plagioklaasin kiteytymiseen alkalimaasälpäkiteiden päälle (Hibbard 1981, Stimac ja Wark 1992).*

Näistä selitysmallista suotautumisteoria (1) ei tule kyseeseen yleispätevänä mallina, koska toisinaan plagioklaasikehä on kasvanut graniittimagmassa olleiden graniittisulkeumien päälle, mutta kehää ei esiinny sulkeuman alkalimaasälpärakeiden ympärillä (Rämö ja Haapala 1995, kuva 7). Diffuusion hitaus sitkaassa magmassa (2) ei myöskään sovi yleispäteväksi malliksi mm. sen vuoksi, että rapakivimagmoille luonteenomainen korkea fluoripitoisuus alentaa tehokkaasti viskositeettiä ja lisää diffuusionopeuksia. Näin vedestä köyhätkään rapakivimagmat eivät välttämättä ole sen sitkaampia kuin tavalliset graniittimagmat. Mallit (3) ja (4) perustuvat yhtäältä petrografisiin havaintoihin ja toisaalta kokeellisiin petrologisiin tutkimuksiin ja molemmat ovat mahdollisia rapakivirakenteen syntymekanismeja. Ne edellyttävät sellaisia rapakivimagman paineen, lämpötilan, veden aktiivisuuden ja kemiallisen koostumuksen muutoksia, jotka muuttavat alkalimaasälvän epästabiiliksi (syöpyminen, pyöristyminen) ja plagioklaasin stabiiliksi, jolloin plagioklaasi kiteytyy alkalimaasälvän päälle.

Salonsaari (1995) osoitti, että Jaala-litti-rapakivikompleksissa (Kuva 9.5) on muodostunut pyöreäköjä kehällisiä alkalimaasälpäovoideja magmojen sekaantumisen ja sekoittumisen eli hybridisaation tuloksena. Tällöin graniittisen kidepuuron alkalimaa-

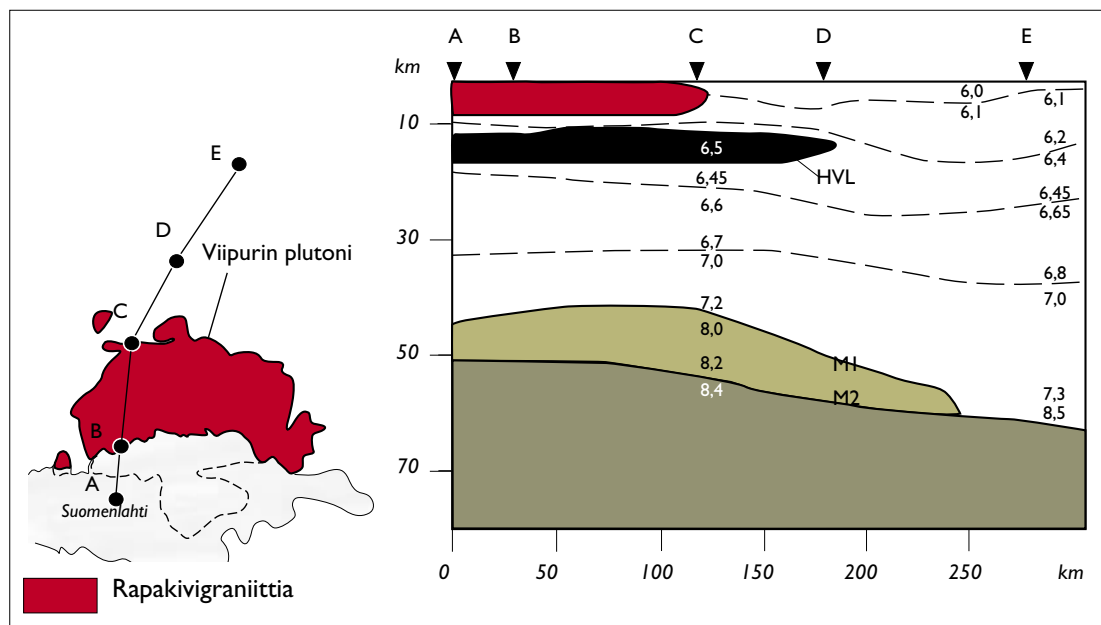
sälpäkiteitä on joutunut emäksisemmän magman sisään, jolloin ne ovat reunoiltaan syöpyneet ja reagoineet magman kanssa. Ovoidien kehät koostuvat tavallisesti mikrograafisesta plagioklaasi-kvartsiyhteenkasvetumasta (ei siis normaali rapakivirakenne), joskus plagioklaasista. Salonsaaren mukaan Viipurin rapakiviplitonin alueella ei kuitenkaan ole todisteita yleisestä laajamittaisesta magmojen sekoittumisesta, vaikka n. 80 % plutonin alueesta on kehällisiä ovoideja sisältäviä rapakivigraniitteja. Salonsaari ei pidäkään hybridisaatiota sinänsä rapakivirakenteen pääasiallisena syntymekanismina, vaan päättelee emäksisten magmojen aikaansaaman lämpötilan nousun aiheuttaneen rapakivirakenteen muodostusta graniittisessa kidepuurossa. Voidaan myös ajatella, että kuumat emäksiset magmat hidastavat lämpötilan laskua ylöspäin kohoavassa osit-

tain kiteytyneessä magmassa, jolloin syntyy rapakivitekstuuria Nekvasilin (1991) mallin mukaisesti.

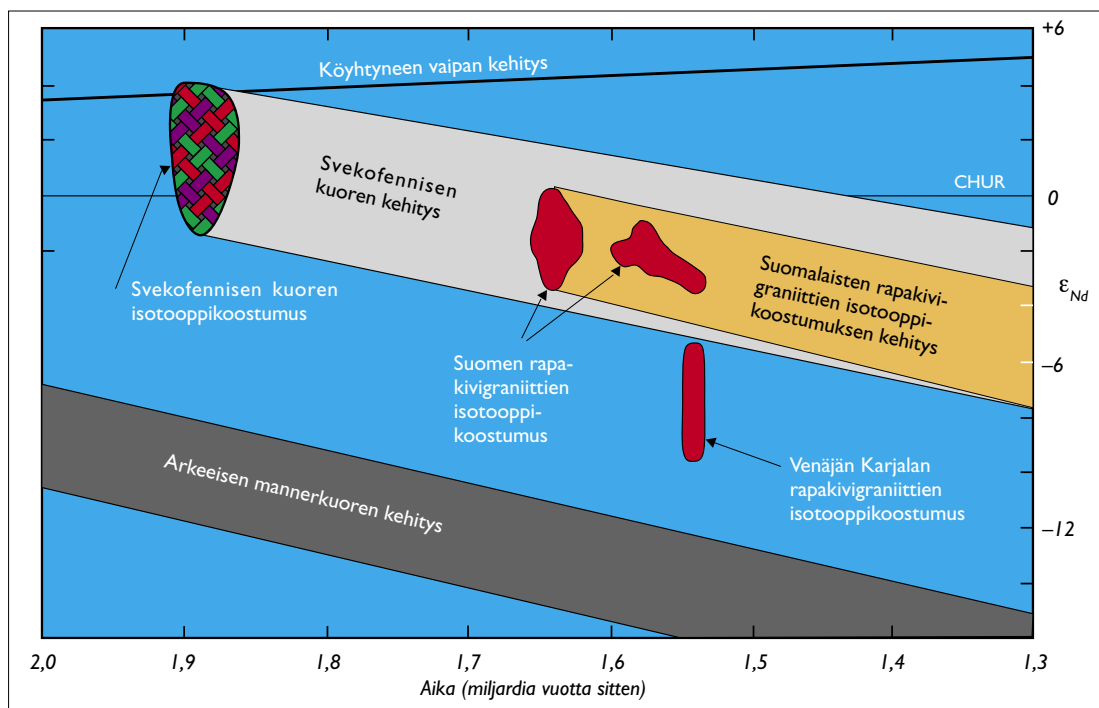
9.6. Rapakivimagmatismien alkuperä

Suomen rapakivigraniitit ovat noin 350 – 150 miljoonaa vuotta nuorempia kuin niitä ympäröivä svekofenninen kallioperä. Suuri ikäero oikeuttaa pitämään rapakivigraniitteja monivaiheiseen svekofenniseen orogeeniaan nähden anorogeenisina. Tätä käsitystä vahvistavat rapakiviplitonien diskordantti esiintymistapa, bimodaalinen magmaattinen assosiaatio sekä graniittien mineralogiset ja geokemialliset piirteet (A-tyypin graniitteja).

Helsingin yliopiston seismologian



Kuva 9.11. Seismisten tutkimusten (Luosto ym. 1990) perusteella laadittu pystyleikkaus maankuoren ja vaipan yläosan rakenteesta Viipurin plutonin lounaisosassa ja pohjoispuolella (Rämö ja Haapala 1996). Katkoviivat osoittavat seismisten pitkittäisaaltojen nopeuden muutosta, HVL on ns. korkean nopeuden kerros (ilmeisesti gabroa ja anortosiittia) ja M1 ja M2 ns. Moho-epäjatkuvuuspintoja kuoren ja vaipan rajalla ja vaipan sisällä.



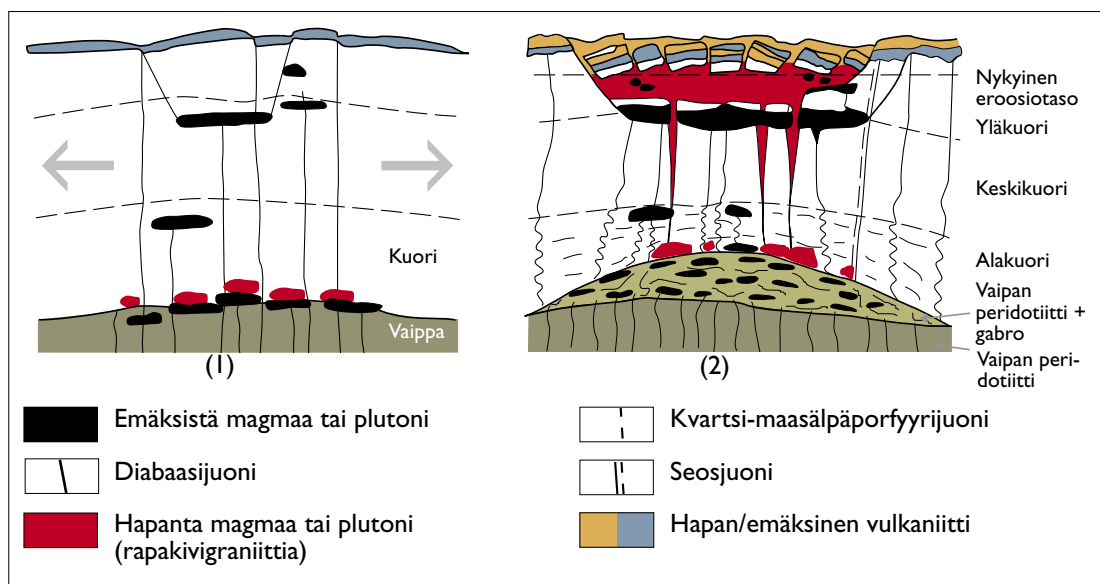
Kuva 9.12. Rapakivigraniittien, svekofennisen peruskallion, arkeisen mannerkuoren ja keveistä lantanoideista köyhtyneen vaipan yläosan neodyymi-isotooppi-koostumuksen kehitystä 2 – 1,3 miljardia vuotta sitten esittävä ns. ϵ_{Nd} - ikä -diagrammi. Diagrammin avulla voidaan päätellä, että Suomen rapakivigraniitit edustavat uudelleen sulanutta svekofennistä peruskalliota (kuorta). Sen sijaan Venäjän Karjalan rapakivigraniittien (vrt. Kuva 9.3) aines on peräisin kahdesta lähteestä (svekofenninen ja arkeinen kuori). CHUR osoittaa maapallon keskimääräistä kehitystä.

laitoksen johdolla suoritettut seismiset tutkimukset (mm. Luosto ym. 1990, Korja ym. 1993) osoittavat rapakivi-plutonien esiintyvän alueilla, joissa kuori on ympäristöään ohuempi eli missä vaippa pullistuu doomimaisesti ylös (Kuva 9.11). Doomien alueilla esiintyy vaipan ylimmässä osassa vaihtumisvyöhyke, jossa seismisten pitkittäisaaltojen nopeudet ovat alhaisempia kuin vaipan peridotiitissa yleensä, mutta selvästi korkeampia kuin maankuoren alaosassa. Tämä vyöhyke koostuu ilmeisesti vaipan peridotiitin ja koostumukseltaan happamamman, gabroa vastaavan aineksen seoksesta. Kuoren alaosa on doomien alueilla ohentunut (Kuva 9.11).

Rapakivikompleksien alueilla tavattavat yhdensuuntaiset diabaasijuoniparvet viittaa-

vat ekstensionaaliseen tektoniseen ympäristöön (vetojännitystilassa olevaan repeävään kallioperään) rapakivimagmatismiin aikoihin (Haapala 1988). Ekstensionaalista ympäristöä osoittavat myös eräät normaalisierrokset ja loivakaateiset ns. listriset siirrokset (Korja ja Heikkinen 1995).

Isotooppigeologisin ja geokemiallisin tutkimuksin on osoitettu (Rämö 1991), että Suomen rapakivigraniittien kantamagmat ovat syntyneet svekofennisen kuoren alaosien, Suomenniemen plutonin tapauksessa intermediäärisen-felsisen kiviaineksen osittaisessa sulamisessa (Kuva 9.12). Sen sijaan arkeisen ja proterotsooisen kuoren rajavyöhykkeellä (vrt. Kuva 9.3) sijaitsevan Salmin rapakivi-plutonin aines on suurelta osaltaan uudesti sulanutta arkeista kuorta.



Kuva 9.13. Kaksivaiheinen malli rapakivigraniittien synnystä Haapalan (1989) ja Rämön ja Haapalan (1996) mukaan. Katso selitystä tekstissä.

Diabaasijuonet ja muut emäksiset kivet (gabrot ja anortosiitit) ovat kiteytyneet vaipan sulamistuotteena syntyneestä ja kuoren ainesten saastuttamasta magmasta.

Edellä esitetyt tutkimustulokset voidaan koota rapakivimagmatismien alkuperää koskevaksi malliksi (Kuva 9.13):

- (1) Vaipan osittaisessa sulamisessa syntynyt emäksinen magma on kuoren alle ja sen alaosaan tunkeutuessaan (engl. mafic underplating) aiheuttanut kuoren osittaista sulamista graniittiseksi magmaksi.
- (2) Kallioperän syviä rakoja pitkin ylös nousseista emäksisistä magmoista on muodostunut diabaasijuonia, gabro-anortosiittiplutoneita ja basalttisia laavakerrostumia; graniittisista magmoista on syntynyt kvartsi-maasälpäporfyryrijuonia, rapakivigraniittiplutoneita ja ryoliittisia

pintakiviä. Magmojen sekaantumista ja sekoittumista on tapahtunut paikallisesti eri syvyyksillä. Suurten rapakivi-plutonien ja useiden pienempien stokkienkin paikalleen-asettuminen on tapahtunut useiden perättäisten magmapulssien tuloksena. Kuoren alaosa on ohentunut massansiirron - graniittisulat nousevat ylös - sekä ekstensiosta johtuvan plastisen venymisen vuoksi.

Bimodaalinen rapakivimagmatismi on ollut eri alueilla eri-ikäistä: Viipurin rapakivi-plutoni satelliitteineen ja diabaasijuonineen n. 1 670 – 1 620 miljoonaa vuotta, Lounais-Suomen rapakivet (Ahvenanmaan, Vehmaan ja Laitilan batoliitit ja niiden satelliitit) ja diabaasijuonet n. 1 590 – 1 540 miljoonaa vuotta ja Salmin rapakivi 1 550 – 1 530 miljoonaa vuotta. Tämä osoittaa, että vaipan osittainen sulaminen ja diapiirinen ylösko-

hoaminen on tapahtunut Kaakkois-Fennoskandian kratonisoituneen mannerkuoren alla runsaan 100 miljoonan vuoden aikana epäsäännöllisesti alueittain.

Nykyisin ollaan laajalti yksimielisiä siitä, että vaippaperäinen emäksinen magmatismi synnytti lämpövaikutuksellaan rapakvivimagmat ja niistä kiteytyneet rapakivigraniitit. Ratkaisematta on kuitenkin kysymys vaipan osittaisen sulamisen syistä. Sulamisen ovat saattaneet saada aikaan syvältä vaipasta kohonneet lämpövirtaukset ja sulamislämpötilaa alentavat kemialliset muutokset vaipan yläosan koostumuksessa. Tällaiset muutokset todennäköisesti liittyivät proterotsooisien ajan laattatektonisiin prosesseihin. Maankuoren tektonisesta ohentumisesta johtuva paineen aleneminen on myös voinut vaikuttaa vaipan yläosan sulamiseen.

Viiteluettelo

- Alviola, R., 1981.* Selostus Mäntyharjun Lovasjärven intruusiota koskevista teollisuusmineraalitutkimuksista vv. 1976 - 1978. Käsikirjoitus M 19/3132/-81/80, Geologian tutkimuskeskuksen arkistossa, 91 s.
- Alviola, R., Johanson, B., Rämö, O.T. & Vaasjoki, M., painossa.* The Proterozoic Ahvenisto rapakivi granite - massif-type anorthosite complex, southeastern Finland; Petrography and U-Pb chronology. Precambrian Research.
- Bergman, L., 1981.* Berggrunden inom Signilskär, Mariehamn och Geta kartblad. Signilskärin, Maarianhaminan ja Getan kartta-alueiden kallioperä. Suomen geologinen kartta 1:100 000. Kallioperäkarttojen selitykset 0034+0043, 1012 ja 1021. Geologinen tutkimuslaitos, 72 s.
- Bergman, L., 1986.* Structure and mechanism of intrusion of postorogenic granites in the archipelago of southwestern Finland. Acta Academiae Aboensis, Series B, 46 (5), 74 s.
- Dempster, T.J., Jenkin, G.R.T. & Rogers, G., 1994.* The origin of rapakivi texture. Journal of Petrology, 35, s. 963 - 981.
- Edén, P., 1991.* A specialized topaz-bearing rapakivi granite and associated mineralized greisen in the Ahvenisto complex, SE Finland. Bulletin of the Geological Society of Finland, 63 (1), s. 25 - 40.
- Ehlers, C. & Ehlers, M., 1977.* Shearing and multiple intrusion in the diabases of Åland archipelago, SW Finland. Geological Survey of Finland, Bulletin 289, 31 s.
- Eklund, O., 1993.* Coeval contrasting magmatism and magma mixing in Proterozoic post- and anorogenic granites, Åland, SW Finland. Åbo Akademis tryckeri, Åbo, 57 s.
- Eklund, O., Fröjdö, S. & Lindberg, B., 1994.* Magma mixing, the petrogenetic link between anorthositic suites and rapakivi granites, Åland, SW Finland. Mineralogy and Petrology, 50 (1 - 3), s. 3 - 19.
- Eklund, O., Shebanov, A., Fröjdö, S., Yli-Kyyny, K. & Andersson, U.B., 1996.* A low-foliated ignimbrite related to the Åland rapakivi granite in SW Finland. Terra Nova, 8, s. 548 - 557.
- Elders, W.A., 1968.* Mantled feldspars from the granites of Wisconsin. Journal of Geology, 76, s. 37 - 49.
- Elo, S., Rastas, J. & Rämö, O.T., 1996.* Gravity and aeromagnetic anomaly patterns of gabbro-anorthosites associated with rapakivi granites of Southern Finland. Sivut 22 - 23 teoksessa I. Haapala, O.T. Rämö & P. Kosunen (toim.) The Seventh International Symposium on Rapakivi Granites and Related Rocks, University of Helsinki, July 24 - 26, 1996, Abstract Volume. Yliopistopaino.
- Haapala, I., 1977a.* Petrography and geochemistry of the Eurajoki stock, a rapakivi-granite complex with greisen-type mineralization in southwestern Finland. Geological Survey of Finland, Bulletin 286, 128 s.
- Haapala, I., 1977b.* The controls of tin and related mineralizations in the rapakivi-granite areas of southeastern Fennoscandia. Geologiska Föreningens i Stockholm Förhandlingar, 99, s. 130 - 142.
- Haapala, I., 1988.* Metallogeny of the Proterozoic rapakivi granites of Finland. Sivut 124 - 132 teoksessa R.P. Taylor &

- D.F. Strong (toim.) Recent advances in the geology of granite-related mineral deposits. Canadian Institute of Mining and Metallurgy Special Volume, 39.
- Haapala, I., 1989.* Suomen rapakivigraniiteista. Academia Scientiarum Fennica, Vuosikirja/Year Book 1988 - 1989, s. 135 - 140.
- Haapala, I., 1993.* Graniittien geokemia ja petrografia tinamalmien etsinnässä. Sivut 138 - 146 teoksessa I. Haapala, L. Hyvärinen & P. Salonsaari (toim.) Malminetsinnän Menetelmät. Yliopistopaino, Helsinki.
- Haapala, I. & Ojanperä, P., 1972.* Genthelvittebearing greisens in southern Finland. Geological Survey of Finland, Bulletin 259, 22 s.
- Haapala, I. & Rämö, O.T., 1992.* Tectonic setting and origin of the Proterozoic rapakivi granites of southeastern Fennoscandia. Transactions of the Royal Society of Edinburgh: Earth Sciences, 83, s. 165 - 171.
- Hibbard, M.J., 1981.* The magma mixing origin of mantled feldspars. Contributions to Mineralogy and Petrology, 76, s. 158 - 170.
- Johanson, B.S., 1984.* Ahvenisto gabbro-anortositkomplex - en petrografisk och mineralogisk undersökning. Julkaisematon pro gradu -tutkielma, säilytetään Helsingin yliopiston geologian laitoksella, 85 s.
- Kaartamo, K., 1996.* Kymin stokin reunapegmatiittimuodostuman (Stockscheider) rakenteesta ja mineralogiasta. Julkaisematon pro gradu -tutkielma, säilytetään Helsingin yliopiston geologian laitoksella, 82 s.
- Kanerva, I., 1928.* Über das Rapakivigebiet von Vehmaa im südwestlichen Finnland. Fennia, 50 (40), 25 s.
- Koistinen, T. (toim.), 1994.* Precambrian basement of the Gulf of Finland and surrounding area, 1:1 mill. Geological Survey of Finland, Espoo.
- Korja, A., 1995.* Upper crust of the Baltic profile, Finland. Department of Geophysics, University of Oulu, Report No. 19, 19 s.
- Korja, A. & Elo, S., 1990.* Crustal and upper mantle structure of the Wiborg batholith, SE Finland. Abstracts of the second symposium on the Baltic shield held in Lund, Sweden, June 5 - 7, 1990, s. 57.
- Korja, A. & Heikkinen, P.J., 1995.* Proterozoic extensional tectonics of the central Fennoscandian Shield: results from the Babel and Bothnian echoes from the lithosphere experiment. Tectonics, 14, s. 504 - 517.
- Korja, A., Korja, T., Luosto, U. & Heikkinen, P., 1993.* Seismic and geoelectric evidence for collisional and extensional events in the Fennoscandian Shield - Implications for Precambrian crustal evolution. Tectonophysics, 219, s. 129 - 152.
- Kranck, E.H., 1929.* Hoglands berggrund. Geologiska Föreningens i Stockholm Förhandlingar, 51, s. 173 - 198.
- Laitakari, I., 1969.* On the set of olivine diabase dikes in Häme, Finland. Bulletin de la Commission géologique de Finlande, 241, 65 s.
- Laitakari, I., 1987.* Hämeen subjotuninen diabaasijuoniparvi. Sivut 99 - 116 teoksessa K. Aro & I. Laitakari (toim.) Suomen diabaasit ja muut mafiset juonikivilajit. Geologian tutkimuskeskus, Tutkimusraportti 76.
- Laitakari, I. & Leino, H., 1989.* A new modell for the emplacement of the Häme diabase dyke swarm. Sivut 7 - 8 teoksessa S. Autio (toim.) Current Research 1988, Geological Survey of Finland, Special Paper 10.
- Lindberg, B. & Bergman, L., 1993.* Vehmaan kartta-alueen kallioperä. Suomen geologinen kartta 1:100 000. Kallioperäkarttojen selitykset, lehti 1042. Geologian tutkimuskeskus, Espoo, 56 s.
- Lindqvist, K. & Laitakari, I., 1980.* Glass and amygdules in Precambrian diabases from Orivesi, southern Finland. Bulletin of the Geological Society of Finland, 52 (2), s. 221 - 229.
- Luosto, U., Tiira, T., Korhonen, H., Azbel, I., Burmin, V., Buyanov, A., Kosminskaya, I., Ionkis, V. & Sharov, N., 1990.* Crust and upper mantle structure along the DSS Baltic profile in SE Finland. Geophysical Journal International, 101, s. 89 - 110.
- Nekvasil, H., 1991.* Ascent of felsic magma and formation of rapakivi. American Mineralogist, 76, s. 1279 - 1290.
- Piblaja, P., 1987.* Porin seudun subjotuniset diabaasit. Sivut 133 - 150 teoksessa K. Aro & I. Laitakari (toim.) Suomen diabaasit ja muut mafiset juonikivilajit. Geologian tutkimuskeskus, Tutkimusraportti 76.
- Ramsay, W., 1890.* Om Hoglands geologiska byggnad. Geologiska Föreningens i Stockholm Förhandlingar, 12, s. 471 - 490.
- Rämö, O.T., 1991.* Petrogenesis of the Proterozoic

- zoic rapakivi granites and related basic rocks of southeastern Fennoscandia: Nd and Pb isotopic and general geochemical constraints. Geological Survey of Finland, Bulletin 355, 161 s.
- Rämö, O. T., 1993.* Rapakivigraniitti: kivikovan suomalaisen matka maailmalle. Kivi 11, No. 2, s. 13 - 28.
- Rämö, O.T. & Haapala, I., 1995.* One hundred years of rapakivi granite. Mineralogy and Petrology, 52, s. 129 - 185.
- Rämö, O.T. & Haapala, I., 1996.* Rapakivi Granite Magmatism: A Global Review with Emphasis on Petrogenesis. Sivut 177 - 200 teoksessa D. Demaiffe (toim.) Petrology and geochemistry of magmatic suites of rocks in the continental and oceanic crusts. A volume dedicated to Professor Jean Michot. Université Libre de Bruxelles, Royal Museum for Central Africa.
- Salonsaari, P.T., 1995.* Hybridization in the bimodal Jaala-Iitti complex and its petrogenetic relationship to rapakivi granites and associated mafic rocks of southeastern Finland. Bulletin of the Geological Society of Finland, 67 (Part 1b), 104 s.
- Savolabti, A., 1956.* The Ahvenisto massif in Finland. The age of the surrounding gabbro-anorthosite complex and the crystallization of rapakivi. Bulletin de la Commission géologique de Finlande, 174, 96 s.
- Savolabti, A., 1962.* The rapakivi problem and the rules of idiomorphism in minerals. Bulletin de la Commission géologique de Finlande, 204, s. 33 - 112.
- Sederholm, J.J., 1891.* Ueber die finnländischen Rapakiwigesteine. Tschermak's Mineralogische und Petrographische Mittheilungen, 12, s. 1 - 31.
- Sederholm, J.J., 1928.* On orbicular granites, spotted and nodular granites etc. and on the rapakivi texture. Bulletin de la Commission géologique de Finlande, 83, 105 s.
- Siivola, J., 1987.* Lovasjärven mafinen intruusio. Sivut 121 - 128 teoksessa K. Aro & I. Laitakari (toim.) Suomen diabaasit ja muut mafiset juonikivilajit. Geologian tutkimuskeskus, Tutkimusraportti 76.
- Simonen, A., 1987.* Kaakkois-Suomen rapakivi-massiivin kartta-alueiden kallioperä. Suomen geologinen kartta 1: 100 000, Kallioperäkarttojen selitykset 3023+3014, 3024, 3041, 3042, 3044, 3113, 3131, 3133. Geologian tutkimuskeskus, Espoo, 49 s.
- Simonen, A. & Vormaa, A., 1969.* Amphibole and biotite from rapakivi. Bulletin de la Commission géologique de Finlande, 238, 28 s.
- Stimac, J.A. & Wark, D.A., 1992.* Plagioclase mantles on sanidine in silicic lavas, Clear Lake, California. Implications for the origin of the rapakivi texture. Geological Society of America, Bulletin 104, s. 728 - 744.
- Suominen, V., 1987.* Lounais-Suomen mafiset juonikivet. Sivut 151 - 172 teoksessa K. Aro & I. Laitakari (toim.) Suomen diabaasit ja muut mafiset juonikivilajit. Geologian tutkimuskeskus, Tutkimusraportti 76.
- Suominen, V., 1991.* The chronostratigraphy of southwestern Finland with special reference to Postjotnian and Subjotnian diabases. Geological Survey of Finland, Bulletin 356, 100 s.
- Turekian, K.K. & Wedepohl, K.H., 1961.* Distribution of elements in some major units of the Earth's crust. Geological Society of America, Bulletin 72, s. 175 - 192.
- Törnroos, R., 1984.* Petrography, mineral chemistry and petrochemistry of granite porphyry dykes from Sibbo, southern Finland. Geological Survey of Finland, Bulletin 326, 43 s.
- Vaasjoki, M., 1996.* Explanation to the geochronological map of southern Finland: The development of the continental crust with special reference to the Svecofennian orogeny. Yhteenveto: Etelä-Suomen geokronologisen kartan selitys: Etelä-Suomen kallioperän kehitys. Geologian tutkimuskeskus, Tutkimusraportti 135, 30 s.
- Vaasjoki, M. & Sakko, M., 1989.* The radiometric age of the Virmaila diabase dyke: Evidence for 20 Ma of continental rifting in Padasjoki, southern Finland. Sivut 43 - 44 teoksessa S. Autio (toim.) Current Research 1988, Geological Survey of Finland, Special Paper 10.
- Vaasjoki, M., Rämö, O.T. & Sakko, M., 1991.* New U-Pb ages from the Wiborg rapakivi area: constraints on the temporal evolution of the rapakivi granite - anorthosite - diabase dyke association of southeastern Finland. Precambrian Research, 51,

s. 227 - 243.

Vorma, A., 1975. On two roof pendants in the Wiborg rapakivi massif, southeastern Finland. Geological Survey of Finland, Bulletin 272, 86 s.

Vorma, A., 1976. On the petrochemistry of rapakivi granites with special reference to the Laitila massif, southwestern Finland. Geological Survey of Finland, Bulletin 285, 98 s.

Vorma, A., 1980. The Wiborg rapakivi massif. Sivut 6 - 8 teoksessa K. Hytönen (toim.) Precambrian bedrock of southern and eastern Finland, Guide to excursions 001 A+C, 26th International Geological Congress Paris 1980. Geological Survey of Finland.

Wabl, W., 1938. Några iakttagelser från Wiborgs-rapakiviområdets södra gränsgebiet. Geologiska Föreningens i Stockholm Förhandlingar, 60, s. 88 - 96.