Luku 8

PROTERO-TSOOISET OROGEENISET SYVÄKIVET — vuorijonon-muodostuksen hornankattila

Mikko Nironen

Noin kaksi kolmasosaa Suomen kallioperästä koostuu syväkivistä, jotka ovat kiteytyneet magmasta maankuoren keski-ja yläosassa, 25 – 2 kilometrin syvyydessä. Varhaisproterotsooisia, 1 900 – 1 800 miljoonaa vuotta sitten syntyneitä syväkiviä on eniten Keski-Suomessa. Toinen laaja syväkivialue on Keski-Lapissa.

Maamme varhaisproterotsooiset syväkivet ovat valtaosin graniitteja, granodioriitteja ja tonaliitteja. Näistä happamista, pääasiassa maasälvistä ja kvartsista koostuvista kivilajeista käytetään yhteisnimitystä granitoidi. Graniiteissa kalimaasälpää on yhtä paljon tai enemmän kuin plagioklaasia ja biotiitti on yleisin tumma mineraali. Granodioriiteissa ja tonaliiteissa maasälpä on pääasiassa plagioklaasia ja tummana mineraalina on biotiitin ohella usein sarvivälkettä. Granitoidit ovat merkittäviä rakennusteollisuuden raaka-aineena, tasalaatuiset tyypit rakennuskivinä ja muut murskeraaka-aineena.

Intermediääriset kvartsidioriitit ja dioriitit koostuvat etenkin plagioklaasista ja tummista mineraaleista (amfiboleista ja pyrokseeneista). Niiden kalimaasälpäpitoiset vastineet ovat kvartsimonzodioriitti ja monzodioriitti. Gabrot ovat emäksisiä kivilajeja ja ne koostuvat plagioklaasista ja pyrokseeneista. Ultraemäksisten kivilajien (peridotiittien ja pyrokseniittien) päämineraaleina ovat oliviini ja pyrokseenit sekä joissakin tyypeissä sarvivälke. Gabrot ja ultraemäksiset kivilajit ovat taloudellisesti erittäin tärkeitä, sillä niitä käytetään rakennusteollisuuden raaka-aineina ja suuret nikkeli-kuparimalmit sekä kromimalmit sijaitsevat näissä kivilajeissa.

Tässä luvussa käsitellään pääasiassa niitä syväkiviä, jotka kiteytyivät maankuoren uumenissa peruskalliomme kohotessa poimuvuoristoksi noin 1 900 miljoonaa vuotta sitten.

8.1. Syväkivien synty ja luokittelu

Maamme orogeenisten syväkivien sijainti on esitetty *Kuvassa 8.1* ja niiden kivilajiluokituksessa käytetyt periaatteet Luvussa 2 ja *Taulukossa 8.1*. Erityisen runsaasti varhaisproterotsoosia synorogeenisia syväkiviä tavataan Etelä- ja Keski-Suomen alueella sekä Lapin keskiosissa.

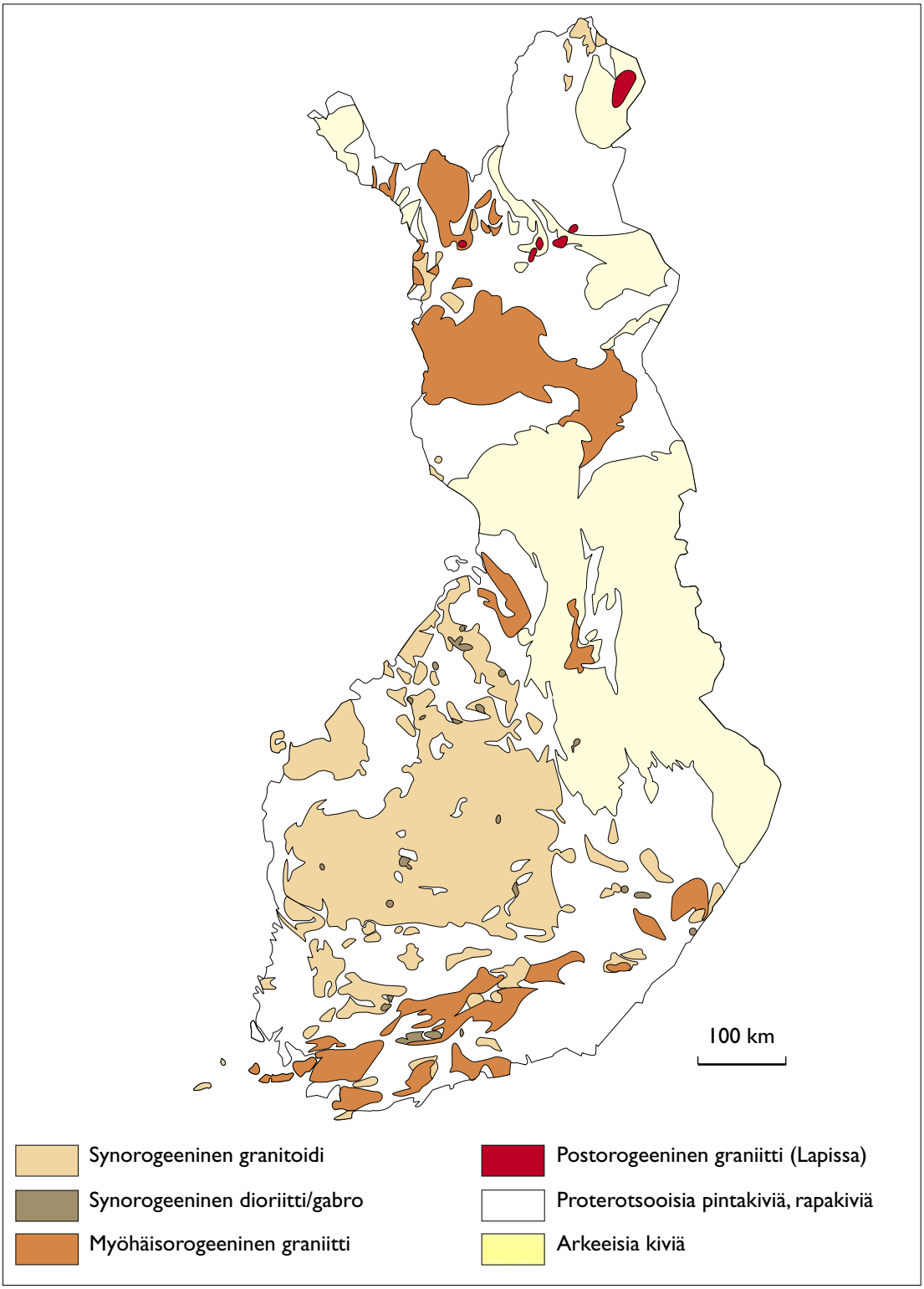
Syväkivien synty on kiinteästi sidoksissa lämpöenergian jakautumiseen maapallon sisällä. Planeettamme on koko historiansa ajan ollut kuuma tulipallo, jonka jähmettyneet pintaosat ovat sulaneet helposti uudelleen jopa useita kertoja. Näin muodostuneet kivisulat ovat joko purkautuneet maan pinnalle laavoina tai kiteytyneet syväkiviksi.

Synty

Emäksisen magman synty liittyy syvällä maankuoren alapuolella tapahtuviin konvektiovirtauksiin, jotka aiheuttavat litosfäärilaattojen liikkumista toistensa suhteen. Magmapesäkkeitä syntyy tyypillisesti valtameren keskiselänteiden leviämisalueilla, mutta niitä voi kehittyä myös merellisten ja mantereisten laattojen alapuolella. Koska magmalla on pienempi tiheys eli se on kevyempää kuin sitä ympäröivä kiinteä kivi, se pyrkii kohoamaan maankuoreen. Magman kohoamista auttavat tektoniset liikunnot, joiden tuloksena maankuoreen syntyy siirroksia ja hiertovyöhykkeitä. Näitä paineminimejä myöten emäksinen magma voi kohota aina maanpinnalle asti (*Kuva 8.2a*). Yleensä magman kohotessa kuoressa siihen sekoittuu eli *assimiloituu* sivukiven ainesta sivukivestä irronneina kappaleina, sulana tai vesipitoisina liuoksina. Koska maankuori on vaippaan verrattuna rikastunut piistä ja kaliumista, nämä alkuaineet assimiloituvat eräiden hivenaineiden (lähinnä rubidiumin ja bariumin) ohella helpoimmin emäksiseen magmaan. Jos assimiloituminen on vähäistä, magma säilyttää lähes alkuperäisen koostumuksensa, mutta jos kuoren ainesta assimiloituu paljon, on tuloksena alkuperäistä happamampi (piitä runsaammin sisältävä) magma.

Magma saattaa kertyä kuoren eri tasoilla – varsinkin sen alaosassa – magmasäiliöiksi. Magma on jo tässä vaiheessa osittain kiteytynyttä, ts. sulan joukossa on eri mineraalien kiteitä. Säiliöissä tapahtuu magman *fraktioivaa kiteytymistä*. Tällöin magman kevyet kiteet (plagioklaasia) alkavat kertyä eli kumuloitua säiliön yläosaan ja raskaammat kiteet (oliviinia ja pyrokseenia) vajoavat säiliön pohjalle (*Kuva 8.2b*). Samanaikaisesti sula rikastuu kiteytyviin mineraaleihin sopeutumattomista alkuaineista kuten pii, kalium ja rubidium. Kiteistä kasautumalla syntyviä kivilajeja sanotaan *kumulaateiksi*. Säiliöön voi purkautua vaipan magmaa useina eriaikaisina pulsseina. Jos magmasäiliöön purkautuneet pulssit pääsevät kiteytymään rauhallisissa olosuhteissa, säiliöstä kehittyy *kerrosintruusio*, jossa ultraemäksiset kumuluskerrokset ja emäksiset/intermediääriset kerrokset vuorottelevat (*Kuva 8.2c*).

Yleensä vain pieni osa vaipassa syntyneestä magmasta pääsee kohoamaan kuoren yläosaan; useimmiten se jää kuoren alaosaan tai kuoren ja vaipan rajalle, 30 – 50 km:n syvyyteen, laattamaisiksi magmasäiliöiksi. Kuuma magma kuumentaa alakuorta, joka sulaa osittain. Tämä uusi sula on rikastunut keveistä alkuaineista kuten happi, pii, vety, natrium ja kalium, ja on siten melko hapanta. Tällä tavalla kuoren alaosaan muodostuu magmasäiliöitä, joissa on sekä vaipasta tullutta että kuoren sulaessa syntynyttä magmaa (*Kuva 8.2a*). Tiheämpi vaipan emäksinen magma painuu magmasäiliön alaosaan, ja yläosassa on kuoriaineksesta syntynyttä magmaa. Emäksinen magma on kuumempaa (jopa yli 1 200 °C) ja yleensä juoksevampaa kuin hapan/intermediäärinen magma (750 – 900 °C). Lämpötilaero emäksisen magman ja viileän sivukiven välillä ja myös magmojen välillä aiheuttaa sen, että



Kuva 8.1. Orogeeniset ja postorogeeniset syväkivet Suomessa.

Taulukko 8.1. Yleisimpien syväkivilajien päämineraalikoostumukset, mineraalit järjestettyinä esiintymismääränsä mukaan (LeMaitrea, 1989, mukaillen; päämineraalin rajana on pidetty 5 % kokonaistilavuudesta).

Graniitti	kalimaasälpä, kvartsi, plagioklaasi (±biotiitti, sarvivälke, muskoviitti)	Monzodioriitti	plagioklaasi, kalimaasälpä, amfiboli (±biotiitti)
Granodioriitti	plagioklaasi, kvartsi, kalimaasälpä, biotiitti (±sarvivälke)	Dioriitti	plagioklaasi, pyrokseeni amfiboli (±biotiitti)
Tonaliitti	plagioklaasi, kvartsi, biotiitti (±sarvivälke, kalimaasälpä)	Gabro	plagioklaasi, pyrokseeni (±oliviini, sarvivälke)
Kvartsimonzoniitti	kalimaasälpä ja plagioklaasi, kvartsi (±biotiitti, amfiboli)	Anortosiitti	plagioklaasi (±oliviini, pyrokseeni)
Kvartsimonzodioriitti	plagioklaasi, kalimaasälpä, amfiboli, kvartsi (±biotiitti)	Pyrokseniitti	pyrokseeni, oliviini (±sarvivälke)
Kvartsidioriitti	plagioklaasi amfiboli, kvartsi (±biotiitti, pyrokseeni, kalimaasälpä)	Peridotiitti	oliviini, pyrokseeni (±sarvivälke)

emäksinen magma on hitaassa kiertävässä liikkeessä. Molempien magmojen fraktioituessa tektonisesti rauhallisissa olosuhteissa voi syntyä kerroksellisia magmasäiliöitä, joissa on suuri koostumusvaihtelu: alinna on emäksistä, keskellä intermediääristä ja ylinnä graniittista magmaa. Tällainen magmasäiliö on kuitenkin epästabiili mm. siitä syystä, että kevyeen graniittiseen magmaan kohdistuu suurempi noste kuin emäksiseen magmaan. Toisaalta kuuma emäksinen magma voi kohota helpommin kapeita heikkousvyöhykkeitä pitkin kuin sitkaampi hapan magma, joten se voi lähteä ensimmäisenä liikkeelle tektonisissa liikunnoissa.

Emäksiset magmat kohoavat kuoressa luultavasti siirroksiin kehittyvinä juonina. Happamien ja intermediäärisen magmojen nousumekanismiksi on esitetty

(1) diapiiristä kohoamista (etenkin 1950 – 1970 -luvuilla)

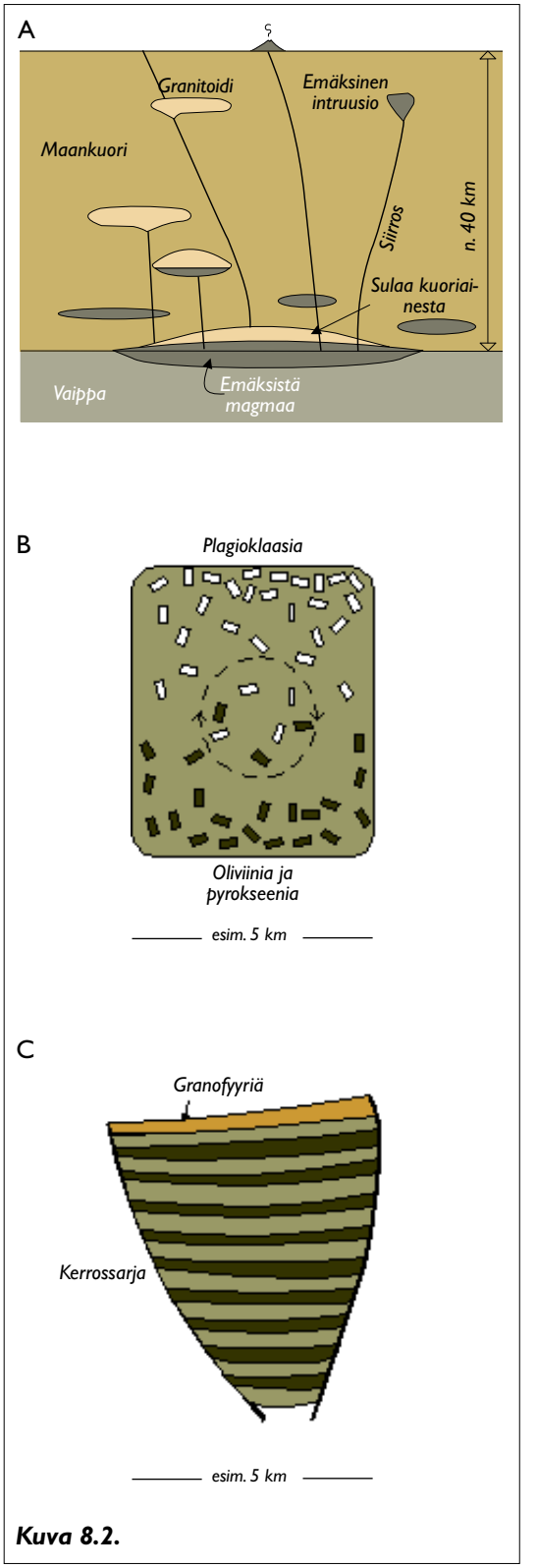
(2) hiertovyöhykkeen paineminimialueella tapahtuvaa kohoamista ja

(3) juoniparven kehittymistä siirroksiin.

Diapiiri on ylösalaisin olevan pisaran

muotoinen magmakappale, joka kohoaa nosteensa varassa syrjäyttäen sivukiviään. Kuoren alaosan kuumissa ja plastisissa olosuhteissa diapiirinen kohoaminen on teoreettisesti mahdollista, kun taas kuoren keski- ja yläosan viileämmässä ympäristössä, jossa hiertovyöhykkeet ja siirrokset ovat yleisiä, kohoaminen linssimäisenä kappaleena tai juonina on todennäköisempää. Etenkin happaman magman mekanismi saattaa hyvinkin vaihdella sen mukaan, miten sivukiven fysikaaliset ominaisuudet (mm. jännityskenttä) vaihtelevat kohoamisen aikana. Magma kohoaa kunnes siihen kohdistuva noste lakkaa. Tästä eteenpäin, paikalleenasettumisvaiheessa, magma alkaa levitä laattamaiseksi kappaleeksi kunnes se kiteytyy lopullisesti.

Magmojen kohotessa kuoressa ne yleensä sekoittuvat enemmän tai vähemmän keskenään. Magmojen viskositeettiero (sisäisen kitkan ero) on tärkein niistä monista tekijöistä, jotka vaikuttavat sekoittumisprosessissa. Happaman magman viskositeetti on suurempi kuin emäksisen magman, ja viskositeetti kasvaa nopeasti magman jäähtyessä ja kiteiden määrän kasvaessa. Jos emäksistä



Kuva 8.2. (A) Kaaviokuva emäksisen ja intermediäärisen/happaman intruusion lähtöalueesta ja kohoamisesta maankuoressa. Emäksinen magma, joka on peräisin kuoren alarajalla olevasta laajasta magmasäiliöstä, kohoaa siirrosta myöten joko intruusioksi tai suoraan maan pinnalle tulivuoreksi tai laakiobasaltiksi. Intermediäärinen/hapan magma syntyy emäksisen magman ja kuoren sulaessa syntyneen magman sekoittuessa keskenään. Tämä magma kohoaa myös kuoren heikkousvyöhykkeitä myöten. (B) Kumulaattien muodostuminen emäksisessä intruusiossa. Katkoviivat kuvaavat kivisulan kiertoliikettä magmasäiliössä. (C) Kaaviokuva kerrosintruusiosta. Granofyyri on sivukiveä assimiloinut osa, joka on koostumukseltaan happamampaa kuin muu osa intruusiosta.

magmaa on säiliössä runsaasti, niin säiliön lämpötila on korkea ja magmojen lämpötila- ja viskositeettierot pieniä. Tällöin magmat voivat sekoittua kemiallisesti ja tuottaa intermediäärisen seosmagman (engl. *mixing*; *Kuva 8.3a*). Jos valtaosa säiliöstä on hapanta magmaa, viskositeettiero on suuri, ja magmat sekoittuvat vain mekaanisesti (engl. *mingling*; *Kuva 8.3c*). Tämä tarkoittaa sitä, että emäksisiä magmakappaleita irtoaa pisaramaisesti happamaan magmaan. Tonaliiteissa ja granodioriiteissa on kulmikkaiden sivukivikappaleiden lisäksi tummia, pyöreähköjä sulkeumia, jotka nykyisin tulkitaan kiteytyneiksi emäksisen tai intermediäärisen magman kappaleiksi (mm. Barbarin ja Didier 1992; *Kuva 8.4*). Magman kohotessa voi tapahtua sekoittumista useassa vaiheessa. Tummien sulkeumien koostumusvaihtelu viittaa sulien sekoittumiseen sekä kemiallisesti että mekaanisesti, ja esimerkiksi tummia sulkeumia sisältävät tonaliitit voivat itsessään olla kiteytyneitä seosmagmoja (*Kuva 8.3b*). Happaman magman viskositeetti kasvaa jäähtymisen seurauksena nopeasti ja siihen kehittyy liikunnoissa rakoja, jotka emäksinen magma täyttää. Tällä tavalla liikuntojen aikana syntyneet eli *syntektoniset* juonet voivat katkeilla magman deformoituessa edelleen ja jäädä siihen kulmikkaiksi sulkeumiksi.

Luokittelu

Syväkivet jaoteltiin alunperin sen mukaan, missä orogenian eli vuorijonopoimutuksen vaiheessa ne ovat syntyneet. Tämä jaottelu sai alkunsa Suomesta ja levisi sittemmin kansainväliseksi käytännöksi. Pentti Eskola (1932) jakoi Etelä-Suomen syväkivet orogenian suhteen synkinemaattisiin, myöhäiskinemaattisiin ja postkinemaattisiin. Samana vuonna ilmestyneessä julkaisussaan J.J. Sederholm (1932) jakoi Fennoskandian suprakrustiset (maanpinnalla syntyneet) kivet ja syväkivet neljään ikäryhmään. Hänen kuvaamansa ensimmäisen ryhmän syväkivet vastaavat synkinemaattisia ja toisen ryhmän kivet myöhäiskinemaattisia syväkiviä. Eräät Etelä-Suomen pienialaiset granitoidit kuuluvat kolmanteen ryhmään, ja rapakivet muodostavat neljännen ryhmän. Ahti Simonen (1971) nimitti kolmea ensimmäistä ryhmää syn-, myöhäis- ja postorogeeniseksi ja piti neljännen ryhmän rapakiviä orogeeniseen sykliin kuulumattomina eli anorogeenisina.

Edellä esitetyn jaottelun mukaan synorogeeniset syväkivet ovat kohonneet magmana maankuoressa ja asettuneet lopulliselle kiteytymissyvyydelleen maankuoren liikuntojen päävaiheen aikana, jolloin suprakrustiset kivet poimuttuivat. Siten synorogeenisissa intruusioissa (syväkivissä[1]) näkyy yleensä selvä *tektoninen suuntaus*, joka on syntynyt magman kiteydyttyä. Myöhäisorogeeniset kivet ovat asettuneet paikalleen liikuntojen päävaiheen jälkeen, ja ne ovat yleensä heikosti suuntautuneita tai suuntautumattomia. Postorogeeniset kivet leikkaavat terävästi ympäröivien sivukivien rakenteita eikä niissä esiinny maankuoren liikuntojen aiheuttamaa suuntausta. Niissä voi kuitenkin erottua *magmaattista suuntausta*, joka syntyy paikalleenasettumisen loppuvaiheessa vähän ennen magman täydellistä kiteytymistä ja näkyy esimerkiksi maasälpärakeiden yhdensuuntaisuutena. Myös synorogeenisissa ja myöhäisorogeenisissa syväkivissä voi olla magmaattista suuntausta.

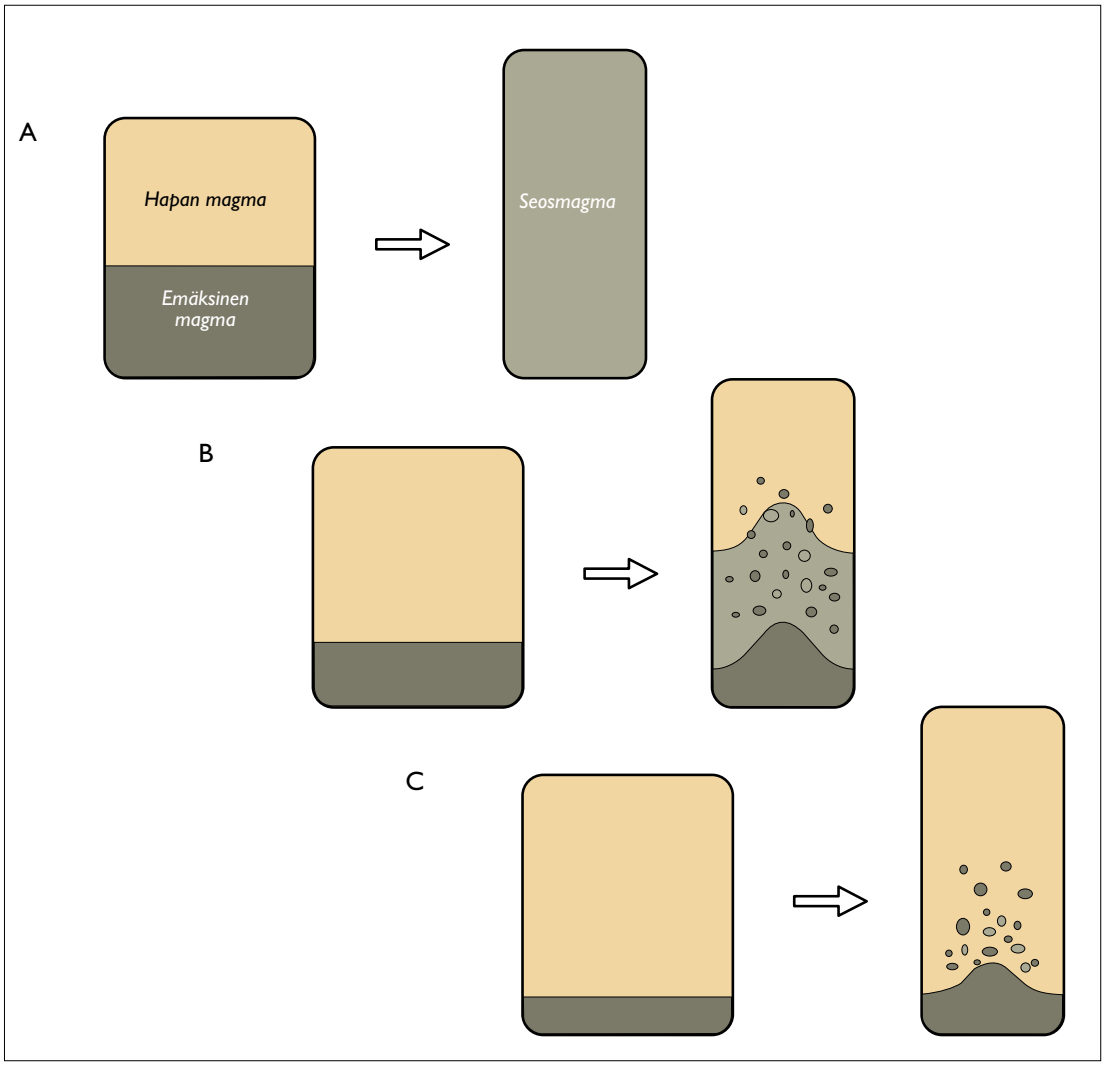
Laattatektonisen teorian saavutettua yleisen hyväksynnän 1970-luvulla myös syväkivien luokittelua alettiin uudistaa, jotta se vastaisi uutta käsitystä maankuoren kehityksestä. Samaan aikaan kemialliset analyysimentelmät kehittyivät niin, että kivistä voitiin analysoida nopeasti pääalkuaineet

[1] Intruusio tarkoittaa sekä magman kohoamista ja paikalleenasettumista maankuoressa että tämän tuloksena syntynyttä syväkiveä.

(pii, alumiini, rauta, magnesium, titaani, kalsium, natrium ja kalium) ja lisäksi runsaasti hivenalkuaineita (mm. fosfori, mangaani, barium, rubidium, strontium, zirkonium, nikkeli ja vanadiini).

Emäksiset ja ultraemäksiset syväkivet

Emäksiset ja ultraemäksiset syväkivet voidaan jakaa mineralogisen ja kemiallisen koostumuksen sekä esiintymisympäristön perusteella kolmeen pääryhmään:



Kuva 8.3. Emäksisen ja happaman/intermediäärisen magman sekoittumisvaihtoehtoja. (A) Jos emäksistä magmaa on runsaasti, säiliön lämpötila on korkea ja viskositeettiero pieni. Tällöin magmat sekoittuvat täysin (kemiallisesti) tuottaen seosmagman. (B) Jos emäksistä magmaa on kohtalaisesti, magmasäiliön deformoituessa erottuu intermediääristä ja hapanta magmaa, joissa on emäksisen magman kappaleita. (C) Jos emäksistä magmaa on vähän, emäksisestä magmasta irtoaa kappaleita happamaan magmaan ja sekoittuminen on mekaanista.

(1) repeytyvän mannerlaatan reunalla ja syvänmeren altaissa syntyneet syväkivet
(2) mantereensisäiset syväkivet ja
(3) aktiivisten orogeenisten vyöhykkeiden syväkivet.

Mannerlaatan reunalla laattatektonisessa leviämisvyöhykkeessä syntyneet syväkivet ovat kiteytyneet rauhallisissa olosuhteissa ja ne ovat siten tyypillisesti kerrosrakenteisia. Tähän ryhmään kuuluvat mm. Kemin-Koillismaan kerrosintruusiot (ks. Luku 5). Merellisessä kuoressa ofioliittikompleksien pohjaosissa olevat emäksiset ja ultraemäksiset syväkivet ovat myös kerroksellisia.

Maapallon suurimmat kerrosintruusiot, mm. Etelä-Afrikan tasavallassa oleva maailman suurimman kromimalmin sisältävä Bushveld-kompleksi, ovat syntyneet mantereellisessa ympäristössä, jossa vallinneet tektonisesti rauhalliset olosuhteet ovat mahdollistaneet magmaattisen kerroksellisuuden kehittymisen. Myös laaja-alaisiin laakiobasaltteihin liittyvät syväkivet ovat mantereensisäisiä.

Orogeenisten vyöhykkeiden syväkivien paikalleenasettumisen ja kiteytymisen aikaiset tektoniset liikunnot ovat aiheuttaneet sen, että näiden kivien kerrosrakenne on usein heikosti kehittynyt. Intruusiot ovat myös usein katkeilleet liikunnoissa nauhamaisiksi jonoiksi. Tektoniset liikunnot voivat aiheuttaa sen, että myös muiden ryhmien kivet ovat irtautuneet alkuperäisestä ympäristöstään ja esiintyvät erillisinä kappaleina pintakivien seassa.

Kuva 8.4. Tummia sulkeumia granodioriitissa. Linssisuojuksen läpimitta 5,5 cm. Kuva Mikko Nironen.

Intermediääriset ja happamat syväkivet

Australialaiset tutkijat Chappell ja White (1974) havaitsivat, että Itä-Australian syväkivet voidaan jakaa

(1) alumiinista rikkaisiin (peralumiinisiin) graniitteihin, joissa on alumiinisilikaatteja, granaattia ja kordieriittia sekä sulkeumina metamorfoituneita sedimenttikiviä, ja
(2) metalumiinisiin granodioriitteihin ja tonaliitteihin, joissa on usein runsaasti pieniä tummia sulkeumia.

Chappell ja White tulkitsivat graniittien syntyneen siten, että alumiinista rikkaita sedimenttikiviä suli syvällä maankuoressa. Näitä sulamistuotteita he nimittivät S-tyyppisiksi graniiteiksi (sedimenttinen = engl. *sedimentary*). Granodioriitit ja tonaliitit puolestaan syntyivät maankuoressa vanhempien magmakivien sulaessa; tästä nimitys I-tyyppi (magmaattinen = engl. *igneous*). I-tyyppisissä graniiteissa[2] olevat tummat sulkeumat White ja Chappell (1977) tulkitsivat sulamattomiksi vanhemman kiven jäänteiksi eli *restiiteiksi*[3]. Käsitykset sulamattoman aineksen määrästä granitoideissa vaihtelevat,

[2)] Tässä nimitys graniitti sulkee sisäänsä myös syväkivet, jotka tarkkaan ottaen eivät ole graniitteja, esim. granodioriitin ja tonaliitin.

[3)] Huomaa, että tämä tulkinta sulkeumien alkuperästä poikkeaa edellä esitetystä tulkinnasta, jossa tummat sulkeumat ovat alunperin happamamman magman sisään jäänyttä emäksistä magmaa.

mutta esimerkiksi joidenkin granitoidien zirkonikiteiden ytimet ovat selkeästi restiittisiä.

Geokemiallisen analyysiaineiston lisääntyessä 1970-luvun lopulla havaittiin, että aktiivisella mannerreunuksella, jossa merellinen laatta painuu mantereisen alle (esimerkiksi Andeilla), granitoidit ovat pääasiassa I-tyyppisiä, kun taas kahden mantereellisen laatan törmäysalueella (esimerkiksi Himalajalla) ne ovat S-tyyppisiä (*Kuva 8.5*). Graniittijaottelua on kehitetty mm. lisäämällä saarikaarien magmatismi omaksi M-tyypikseen (Pitcher 1987), mutta jo osin vanhentuneeksi osoittautunut I/S -jaottelu on edelleen käytössä.

Syväkivien tektonisen ympäristön määrittelyyn on laadittu useita alkuainesuhteisiin perustuvia (magma)tektonisia erotteludiagrammeja. Pearce ym. (1984) keräsivät kemiallisia analyysejä nuorista graniiteista, joiden tektoninen asema on tunnettu. He tekivät eräiden hivenaineiden vaihtelun perusteella diagrammeja, joissa he erottivat neljä ryhmää:

(1) valtameren keskiselänteiden graniitit[4]
(2) vulkaanisten kaarien graniitit
(3) laatansisäiset graniitit ja
(4) laattojen törmäyksen synnyttämät graniitit.

Laatansisäisiä graniitteja nimitetään usein myös A-tyyppisiksi graniiteiksi sen perusteella, että ne ovat alkalisia, niukasti vettä sisältäviä ja pääasiassa anorogeenisia. Rapakivigraniitit (Luku 9) kuuluvat tähän ryhmään.

Edellä esitettyjä tektonisia jaotteluja on sovellettu myös prekambrisiin syväkiviin ja pyritty tällä tavalla selvittämään maankuoren varhaista kehitystä: mitkä alueet ovat jäänteitä muinaisesta merenpohjasta tai saarikaaresta, mitkä manneraluetta, johon saarikaaret ovat laattatektonisten liikuntojen seurauksena törmänneet. Koska valtameren keskiselänteen ja vulkaanisten kaarien kivet ovat lopulta törmänneet mantereeseen, niin kaikki graniitit joitakin mantereensisäisiä lukuunottamatta ovat deformoituneet maankuoren liikunnoissa. Tämä johtaa yleisempään ongelmaan arvioitaessa syväkivien laattatektonista asemaa: suuntautuneisuusaste ei anna selkeää vastausta kysymykseen minkälaisessa laattatektonisessa ympäristössä syväkivi on syntynyt. Hivenainesuhteisiin perustuva tektoninen jaottelu (mm. Pearce ym. 1984) on paljon käytetty menetelmä, mutta graniittisten kivien monimutkainen syntyhistoria voi aiheuttaa vaikeuksia erotteludiagrammien tulkinnassa.

8.2. Suomen proterotsooiset orogeeniset syväkivet

Tässä esitettävä Suomen proterotsooisten syväkivien jaottelu synorogeenisiin, myöhäisorogeenisiin ja postorogeenisiin vastaa klassisen orogeniakäsityksen yksinkertaista laattatektonista sovellusta:

(1) merellisen altaan sulkeutumista
(2) laattojen törmäysvyöhykkeellä tapahtuvaa poimutusta ja magmatismia sekä maankuoren paksuuntumista (syn- ja myöhäisorogeeniset vaiheet)
(3) vuorijonon muodostumista isostaattisen kohoamisen seurauksena (postorogeeninen vaihe).

On kuitenkin olemassa viitteitä siitä, että svekofenninen peruskallio voi koostua

[4] Pearcen ym. (1984) graniittinimitys kattaa tässä syväkivet alkalimaasälpägraniitista kvartsidioriittiin.

useista törmäysvyöhykkeistä ja näiden välillä olleiden merialtaiden jäänteistä. Tällöin orogeenisen vyöhykkeen eri osat ovat voineet käydä läpi orogeeniset vaiheet eri aikoihin, ts. jollakin alueella maankuori on jäykistynyt ja alkanut kohota isostaattisesti, kun toisaalla törmäyksestä johtuva poimutus ja magmatismi on ollut vielä toiminnassa. Koska synorogeeninen, myöhäisorogeeninen ja postorogeeninen vaihe ovat hankalasti sovellettavissa monimutkaiseen svekofennisen kuoren kehitykseen, niitä voidaan pitää myös *ajallisina jaksoina*, joita kutakin luonnehtii tietyntyyppinen magmatismi.

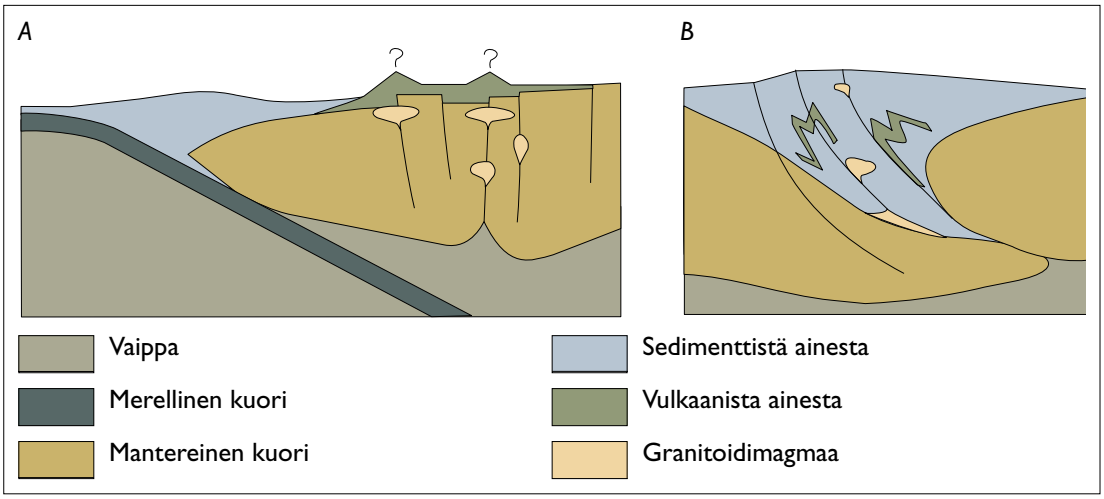
Etelä- ja Keski-Suomen orogeeniset syväkivet, jotka liittyvät svekofennisen kuoren muodostumiseen, käsitellään erillään Pohjois-Suomen syväkivistä (tässä rajana käytetään arkeeisen ja proterotsooisen kuoren rajaa; ks. *Kuva 8.6*). Viimeksimainittujen syntyyn liittyy paljon arkeeisen kuoren uudelleenmuokkautumista, ja on epävarmaa, onko arkeeinen manner milloinkaan revennyt tällä alueella niin paljon, että runsaasti uutta, vaipasta syntynyttä kuorta on päässyt syntymään.

8.3. Etelä- ja Keski-Suomi

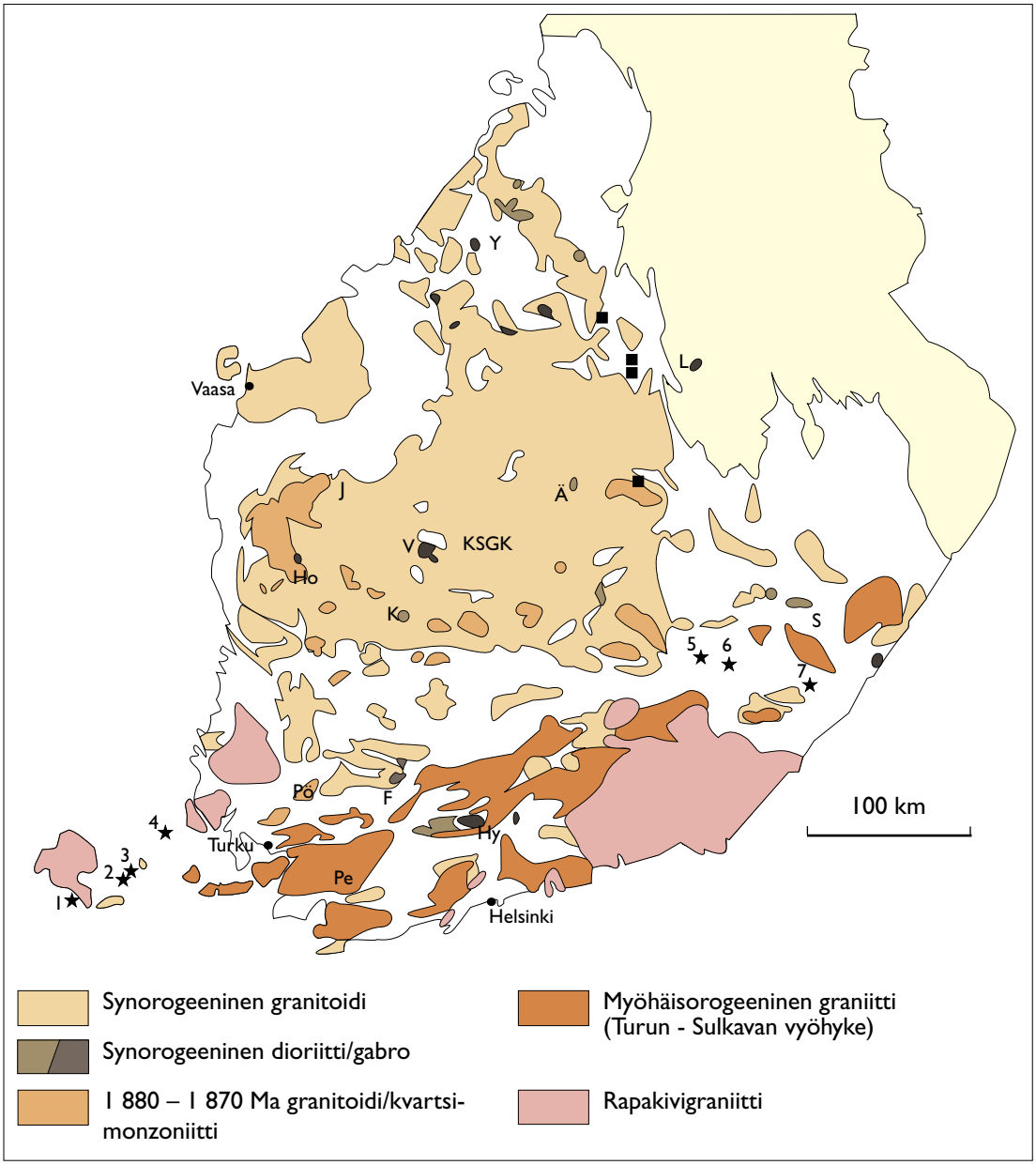
Synorogeeniset kivet

Happamat ja intermediääriset kivet

Savon liuskealueella, Pyhäsalmelta Rautalammille ulottuvalla vyöhykkeellä, on 1 930 – 1 910 miljoonaa vuotta vanhoja gneissimäisiä tonaliitteja (*Kuva 8.6*). Neodyymi-isotooppikoostumuksensa perusteella nämä kivet eivät ole uudelleensulanutta arkeeista kuorta, vaan aines on erkaantunut vaipasta varhaisproterotsooisena aikana (Lahtinen ja Huhma 1997). Lahtisen (1994) mukaan gneissimäisten tonaliittien kemiallinen



Kuva 8.5. I- ja S-tyyppisten syväkivien laattatektoniset ympäristöt Pitcherin (1987) mukaan. (A) Mantereisen laatan alle painuva merellinen laatta aiheuttaa venytystä mantereen sisällä. Vaipan magma sulattaa osittain alakuorta, ja tällä tavalla syntyneet I-tyyppiset magmat nousevat siirroksia myöten kuoren ylempiin osiin. (B) Kahden mantereisen laatan törmätessä kuori paksuuntuu. Syvälle kuoreen painuneiden, pääasiassa sedimenttisten kerrosten alaosassa tapahtuu sulamista, joka tuottaa S-tyyppistä magmaa.



Kuva 8.6. Etelä-ja Keski-Suomen synorogeeniset syväkivet. Arkeeiset kivilajit on merkitty keltaisella, proterotsooiset liuskeet ovat ilman päällemerkintää. Ma = miljoonaa vuotta, KSGK = Keski-Suomen granitoidikompleksi. 1 930 – 1 910 miljoonan vuoden ikäiset gneissimäiset tonaliitit on merkitty mustina neliöinä, postorogeeniset granitoidit mustina tähtinä (1 = Lemland, 2 = Mosshaga, 3 = Seglinge, 4 = Åva, 5 = Parkkila, 6 = Luonteri, 7 = Eräjärvi). Tekstissä mainittuja paikannimiä: Y = Ylivieska, L = Lapinlahti, Ä = Äänekoski, J = Jalasjärvi, Ho = Honkajoki, V = Virrat, K = Kuru, S = Savonlinna, Hy = Hyvinkää, F = Forssa, Pö = Pöytyä, Pe = Perniö.

koostumus (mm. alhainen kalium- ja alumiinipitoisuus) viittaa syntyyn merellisessä saarikaaressa, jossa ei ole ehtinyt muodostua paksua kuorta.

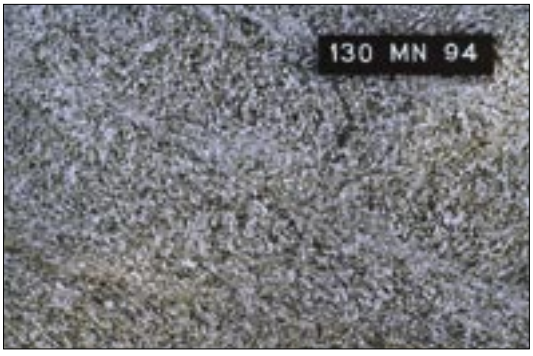
Valtaosa synorogeenisista syväkivistä on 1 890 – 1 880 miljoonan vuoden ikäisiä. Happamia ja intermediäärisiä syväkiviä esiintyy eniten Keski-Suomessa, jossa ne muodostavat *Keski-Suomen granitoidikompleksin*. Kompleksin kivet ovat pääasiassa karkearakeisia graniitteja ja granodioriitteja. Etenkin Jyväskylän, Äänekosken ja Saarijärven alueilla kivet ovat karkeaporfyyrisiä graniitteja, joissa on runsaasti 1 – 3 cm läpimittaisia maasälpähajarakeita (*Kuva 8.7a*). Hieman tummempia granodioriitteja ja tonaliitteja on kompleksin länsireunassa. Tummat sulkeumat ovat näissä kivilajeissa yleisiä. Pyrokseenipitoisia graniitteja ja kvartsimonzoniitteja, jotka ovat kiteytyneet melko kuivista sulista, on etenkin kompleksin itäosassa. Kurun ympäristössä on keskirakeista, harmaata graniittia, jota on tasalaatuisuutensa vuoksi käytetty runsaasti rakennuskivenä ja sen pienirakeista muunnosta hautakivenä (*Kuva 8.7b*). Pienempiä rakennuskivilouhoksia on eri puolilla Keski-Suomen granitoidikompleksia; Viitasaaren punertavaa, porfyyristä granodioriittia on käytetty mm. Helsingin Mäntyniemessä Tasavallan Presidentin virka-asunnon lattiaan ja ulkoseiniin.

Keski-Suomen granitoidikompleksin reunaosissa – mm. Kauhajoella – on paikoin vulkaanisen näköistä intermediääristä kiveä, jota granitoidiset juonet leikkaavat. Tämä vaihettuu lyhyellä matkalla syväkivimäiseksi ja voimakkaasti suuntautuneeksi. Suuntautunut kivi voi olla alunperin maanpinnalla tai lähellä pintaa syntynyttä kiveä, joka on voimakkaan assimiloitumisen ja ympäröivän magman liikuntojen seurauksena muuttunut syväkivimäiseksi. Tämänkaltaisen kiven alkuperän tunnistaminen tuottaa päänvaivaa kokeneellekin kartoittajalle.

Keski-Suomen granitoidikompleksin kivien suuntautuneisuus vaihtelee selvästi gneissimäisestä (*Kuva 8.7c*) suuntautumattomaan. Ainakin Viitasaaren alueella emäksiset, intermediääriset ja happamat syväkivet

A

B



C

Kuva 8.7. Keski-Suomen granitoidikompleksin kivilajeja. (A) Karkeaporfyyrinen graniitti, Multia. Linssisuojuksen läpimitta 5,5 cm. (B) Tasarakeinen, pienirakeinen graniitti, Kuru. (C) Gneissimäinen, poimuttunut ja hiertynyt granodioriitti, Jämsänkoski. Koodilevyn pituus 12 cm. Kuvat Mikko Nironen.

asettuivat paikalleen lyhyellä aikavälillä 1 886 – 1 880 miljoonaa vuotta sitten, ja myöhemmät magmapulssit aiheuttivat tektonisen suuntauksen kehittymisen varhaisempiin kiviin (Nironen ja Front 1992).

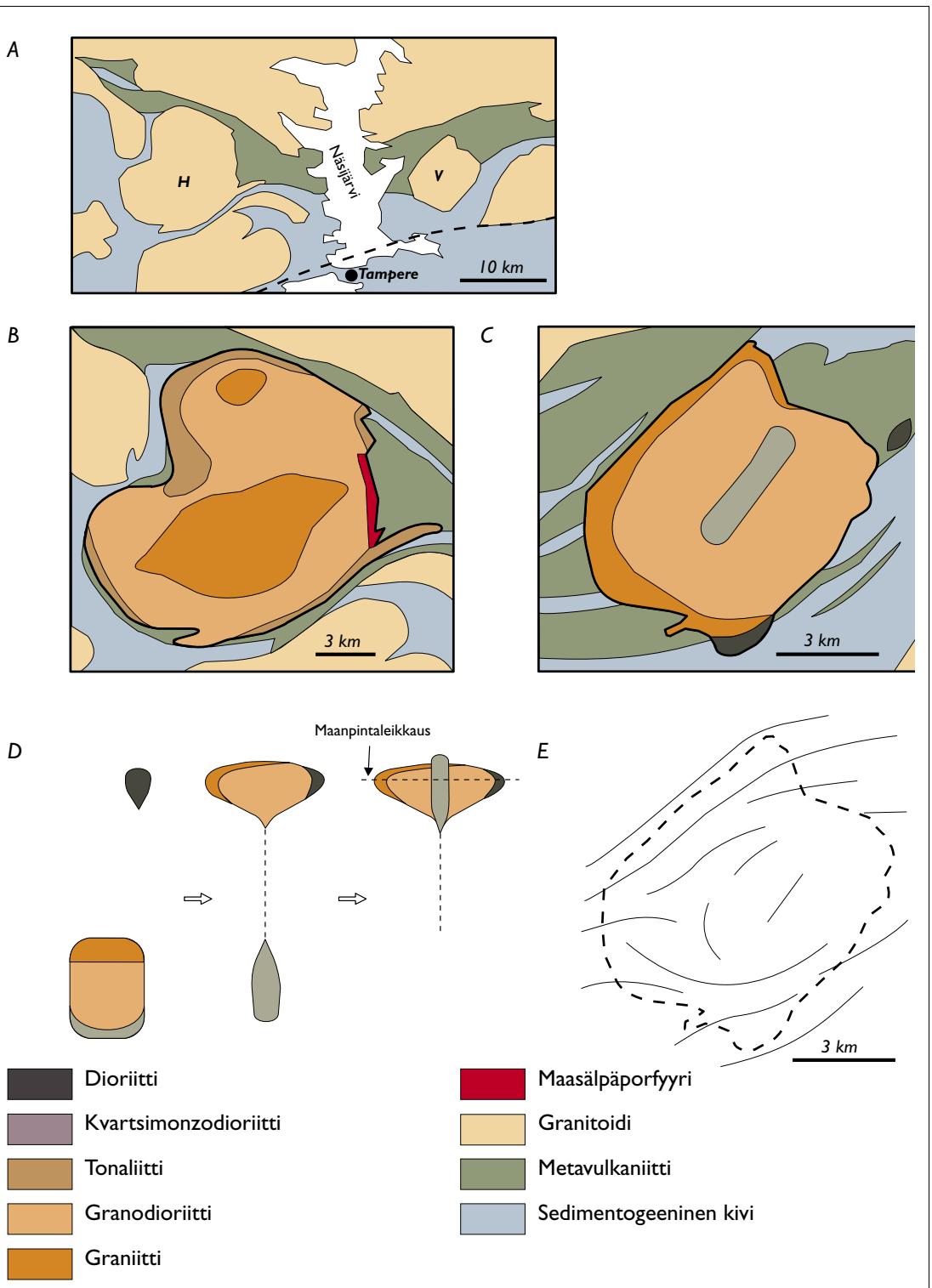
Keski-Suomen granitoidikompleksin kivien geokemiallinen luonne tunnetaan heikosti analyysien vähyyden vuoksi, joten myöskään niiden tektoninen luonne ei ole selvillä. Kivet ovat pääasiassa I-tyyppisiä ja niillä on korkeampi rauta/magnesium -suhde kuin ympäröivien liuskealueiden granitoideilla (Front ja Nurmi 1987). Luhangalla olevan intruusion koostumusvaihtelu viittaa siihen, että magma jakautui osamagmoiksi kohotessaan maankuoressa ja että osamagmat sekoittuivat paikoin mekaanisesti (Nironen ja Bateman 1989).

Kompleksin eteläosassa, Jalasjärveltä Parkanon ja Lavian kautta Mikkeliin ulottuvalla vyöhykkeellä, on karkeaporfyyrisiä graniitteja sekä keskirakeisia, tasarakeisia graniitteja ja kvartsimonzoniitteja, jotka ovat yleensä suuntautumattomia ja muita syväkiviä terävästi leikkaavia. Nämä kivet ovatkin hieman nuorempia kuin synorogeeniset kivet yleensä eli 1 880 – 1 870 miljoonan vuoden ikäisiä. Lännessä olevat graniitit muistuttavat rapakivigraniitteja sisältäen mm. fluoriittia aksessorisena mineraalina. Edellä kuvatut piirteet viittaavat laatansisäiseen magmatismiin.

Liuskealueilla olevat happamat ja intermediääriset syväkivet esiintyvät soikiomaisina tai pyöreähköinä intruusioina (*Kuva 8.8a*). Niiden koostumus vaihtelee usein siten, että reunaosat ovat emäksisempiä kuin keskiosa (*Kuva 8.8b*). Kivilajien kontaktit voivat olla teräviä tai muutaman metrin matkalla vaihettuvia. Nämä piirteet on tulkittu siten, että emäksisempi magma on asettunut ensin paikalleen ja uudet, entistä happamammat magmapulssit ovat seuranneet sitä – seuraava pulssi on saattanut asettua paikalleen ennenkuin edellinen on ehtinyt kunnolla jäähtyä. Syväkiven koostumusvaihtelu ja paikalleenasettuminen voivat olla edellä esitettyä monimutkaisempiakin (*Kuvat 8.8c* ja *8.8d*).

Liuskealueiden syväkivet ovat usein silmämäisesti kehärakenteisia siten, että suuntaus paikoin myötäilee syväkiven kontakteja ja sivukiven suuntausta, paikoin jatkuu intruusiosta sivukiveen kontaktia leikaten (*Kuva 8.8e*). Tämä rakenne kuvastaa sitä, että syväkivi on asettunut paikalleen sivukiven poimuttuessa ja liuskettuessa; paikalleenasettuminen on ollut *syntektoninen* alueellisen poimutusvaiheen suhteen. Suuntaus voi tällaisessa kivessä olla osittain magmaattista, osittain tektonisten liikuntojen aiheuttamaa. Viileämpää sivukiveä vastaan olevat reunaosat ovat kiteytyneet yleensä ensimmäisinä, joten useina pulsseina tapahtunut paikalleenasettuminen sekä tektoniset liikunnot ovat aiheuttaneet reunaosiin voimakkaamman suuntautumisen kuin keskiosiin. Sulkeumat ovat deformoituneet soikiomaisiksi linsseiksi tai luiroiksi intruusion reunaosissa. Kiteytymisen loppuvaiheessa vedestä rikkaista jäännössulista syntyneet pegmatiitti-

Kuva 8.8. (A) Hämeenkyrön (H) ja Värmälän (V) intruusioiden sijainti Tampereen liuskevyöhykkeessä. Katkoviiva osoittaa liuskevyöhykkeen etelärajan. (B) Hämeenkyrön intruusion kivilajijakauma. (C) Värmälän intruusion kivilajijakauma. (D) Tulkinta Värmälän intruusion paikalleenasettumisesta (Nironen 1989). Syvemmällä kuoressa sijaitsi koostumukseltaan melko hapan, kerroksellinen magmasäiliö, jossa tapahtui plagioklaasin kumuloitumista pohjaosaan. Dioriittimagma kohosi ensimmäisenä lopulliselle kiteytymissyvyydelleen, sen jälkeen graniittimagma ja seuraavana granodioriittinen magma. Plagioklaasikumulaatteja sisältävä kvartsimonzodioriittinen magma kohosi viimeisenä, kun muut kivilajit olivat jo lähes kiteytyneet. (E) Värmälän intruusion ja sen sivukivien tasosuuntausten kulkusuunnat.


A
H
V
Näsijärvi
Tampere
10 km
B
3 km
C
3 km
D
Maanpintaleikkaus
E
3 km
Dioriitti
Kvartsimonzodioriitti
Tonaliitti
Granodioriitti
Graniitti
Maasälpäporfyyri
Granitoidi
Metavulkaniitti
Sedimentogeeninen kivi

Kuva 8.8.

ja apliittijuonet leikkaavat varhaisemmin kiteytyneitä osia.

Usein syväkiven jokin sivukivikontakti on siirrospinta. Tämä siirros voi olla väylä, jota myöten magma on kohonnut kuoressa. Kiteytymisen jälkeiset tektoniset liikunnot ovat myös usein keskittyneet jäykän syväkiven ja plastisemman suprakrustisen kiven rajalle.

Liuskealueiden granitoidit ovat pääasiassa I-tyyppisiä granodioriitteja ja tonaliitteja, joissa on tyypillisesti pieniä tummia sulkeumia. Kivissä voi myös olla laaja-alaisempia osueita, jotka ovat koostumukseltaan kvartsidioriittisia tai dioriittisia. Nämä piirteet viittaavat siihen, että emäksistä, vaipasta peräisin olevaa magmaa ja hapanta, kuorisyntyistä magmaa on sekoittunut magmasäiliöissä sekä kemiallisesti että mekaanisesti. Savon liuskealueella on samanlaisia pyrokseenipitoisia granitoideja ja kvartsimonzoniitteja kuin Keski-Suomen granitoidikompleksin pyrokseenipitoiset kivilajit. Joissakin granitoideissa on pieniä molybdeeni-, kupari- ja kultamalmiaiheita (Nurmi ym. 1984). Samanlaisia mutta paljon suurempia porfyyrityyppisiä malmiesiintymiä on mm. Andeilla. Vaikka liuskealueiden granitoidien geokemialliset piirteet tunnetaan puutteellisesti varsinkin hivenainepitoisuuksien suhteen, niiden sijainti vulkaanisten kaarien pintakivien yhteydessä (esimerkiksi Tampereen liuskealueella; *Kuva 8.8*) sekä metallogeeniset piirteet viittaavat kaariympäristöön.

Vaasan ympäristössä on laajalla alueella heterogeenistä kiveä, jossa tavataan vaihettumia migmatiittisesta kiillegneissistä melko homogeeniseen, karkeahkoon granodioriittiin. Kivessä on yleisesti kookkaita maasälpähajarakeita sekä aksessorisina mineraaleina granaattia, kordieriittia ja sillimaniittia. Granodioriitti on siten selkeästi S-tyyppinen ja se on todennäköisesti syntynyt sedimenttikivien sulaessa aluemetamorfoosin aikana. Granodioriitissa olevat pyrokseenipitoiset osat osoittavat, että metamorfoosi on paikoin saavuttanut granuliittiasteen. Kivessä on paikoin runsaasti pyöreähköjä, kehärakenteisia sulkeumia (*Kuva 8.9*). Nämä ovat syntyneet siten, että karbonaattipitoiset liuokset saostuivat kivettyvissä sedimenteissä konkreetioiksi ja sedimenttikiven sulaessa karbonaattipitoiset osat jäivät sulamatta. Sulamatta jääneet karbonaattipitoisten kerrosten kappaleet voivat niinikään säilyä luiromaisina sulkeumina granitoidissa.

Turun ympäristössä, Houtskäristä Pöytyälle ulottuvalla vyöhykkeellä, on granitoideja, joiden zirkoni-iät vaihtelevat välillä 1 870 – 1 840 miljoonaa vuotta (Suominen 1991, van Duin 1992, Nironen painossa). Kivet muuttuvat pyrokseenipitoisiksi metamorfoosiasteen kasvaessa. Ikävaihtelu johtunee siitä, että 1 830 miljoonaa vuotta sitten vaikuttanut korkean asteen metamorfoosi aiheutti metamorfisen zirkonin kasvua; kivien kiteytymisen ikä lienee siten 1 880 – 1 870 miljoonaa vuotta.

Emäksiset ja ultraemäksiset kivet

Emäksisten ja ultraemäksisten syväkivien osuus on alle 5 % Suomen proterotsooisista syväkivistä. Svekofennisillä liuskealueilla on vaihtelevankokoisia emäksisiä ja ultraemäksisiä intruusioita, joilla on tyypillisiä orogeenisten vyöhykkeiden syväkivien piirteitä. Pienet intruusiot, jotka vaihtelevat koostumukseltaan peridotiiteista gabroihin, ovat jäänteitä juonista ja laatoista, jotka ovat katkeilleet tektonisissa liikunnoissa.

Raahesta Parikkalaan ulottuvalla vyöhykkeellä on lukuisia pienialaisia emäksisiä ja ultraemäksisiä intruusioita, joista monet sisältävät *nikkeli-kupariesiintymiä*. Esiintymistä tärkeimpiä ovat Kotalahden (Leppävirta), Laukunkankaan (Enonkoski) ja Hituran (Nivala) malmit, joista viimeksimainittua louhitaan edelleen. Leppävirralla pienet ultraemäksiset intruusiot ovat mineralisoituneita, mutta kookkaammat gabro- ja dio-

Kuva 8.9. Kalkkipitoisia konkreetioita S-tyyppisessä granodioriitissa. Raippaluoto, Mustasaari. Koodilevyn pituus 12 cm. Kuva Petri Virransalo.

riittikoostumukselliset intruusiot eivät ole. Intruusiot ovat poimuttuneet tektonisissa liikunnoissa (Gaál 1980). Juvan alueella olevat juonimaiset emäksiset ja ultraemäksiset kivet asettuivat Makkosen (1996) mukaan sedimenttiympäristöön laattamaisina intruusioina. Joissakin intruusioissa on lopullista paikalleenasettumista edeltänyt fraktioiva kiteytyminen ja nikkeli-kuparisulfidien erkautuminen syvemmällä kuoressa olleessa magmasäiliössä. Nikkeli-kupariesiintymät sijaitsevat intruusioiden pohjaosan kumulaateissa, vaikkakin alkuperäinen kerrosjärjestys on monin paikoin kääntynyt ylös-alaiseksi kivien poimuttuessa.

Savonlinnan luoteispuolella on melko laaja-alainen (noin 70 km^2) Joutsenmäen intruusio, jossa on sekä dioriittisia että gabrokoostumuksellisia osia. Parkkisen (1975) mukaan intruusio on muodoltaan laattamainen, ja magma on tunkeutunut paikalleen useana pulssina. Lapinlahden selvästi kerrosrakenteinen gabro-anortosiitti-intruusio on siinä mielessä poikkeuksellinen, että se leikkaa arkeeista kuorta (*Kuva 8.6*).

Keski-Pohjanmaalla on melko runsaasti intruusioita, joiden koostumus vaihtelee gabrosta dioriittiin ja kvartsidioriittiin. Emäksisistä intruusioista kookkain on Ylivieskan soikiomainen pyrokseenigabro (kerrosintruusio), jonka pinta-ala on noin 40 km^2.

Keski-Suomen granitoidikompleksin alueella on emäksisiä syväkiviä harvassa. Kompleksin pohjoisosassa on ryhmä titaanista rikkaita gabroja, jotka sisältävät runsaasti ilmeniittiä (Kärkkäinen ym. 1997). Ilmeniitti on merkittävä raaka-aine paperi- ja maaliteollisuuden käyttämälle titaanivalkoiselle. Dioriitteja, gabroja ja peridotiitteja on Virtain itäpuolella ja Kurun ympäristössä. Gabroa louhitaan rakennuskiveksi Kurussa, Korpilahdella, Kivijärvellä ja Viitasaarella.

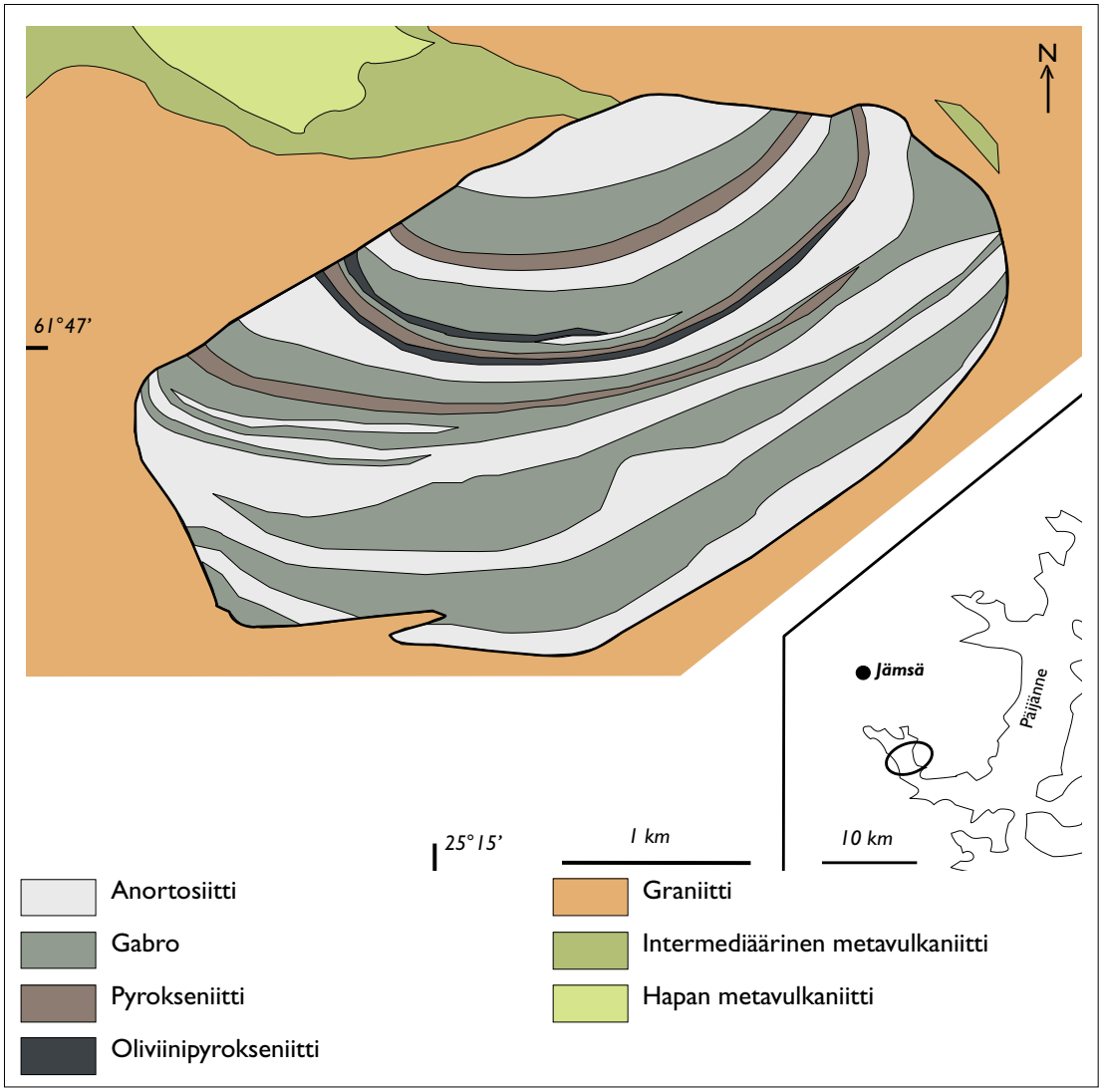
Keski-Suomen granitoidikompleksin länsiosassa on pieniä titaanista ja fosforista rikkaita gabroja, mm. Honkajoen Perämaan intruusio. Perämaan intruusion kivilajikoostumus vaihtelee granodioriittisesta ultraemäksiseen, ja sen gabro-osissa voidaan erottaa magmaattista kerroksellisuutta. Rämön (1986) mukaan gabron korkea rautapitoisuus viittaa siihen, että se on kehittynyt vaipasta lähtöisin olevasta basalttisesta magmasta fraktioivan kiteytymisen kautta melko rauhallisissa olosuhteissa. Synorogeenisen päävaiheen jälkeiseen kiteytymiseen viittaa myös gabron ikä (1 875 miljoonaa vuotta).

Merikarvialta Toijalaan ulottuvalla ns. Vammalan nikkelivyöhykkeellä on useita pieniä ultraemäksisiä intruusioita. Näistä jotkut sisältävät *nikkeli-kupariesiintymiä*, mm. Vammalan ja Kylmäkosken nyttemmin jo loppuun louhitut malmit.

Etelä-Suomessa on muutama laaja-alainen emäksinen intruusio. Forssan koillispuolella oleva gabro, joka sijaitsee keskellä Hämeen vulkaanista vyöhykettä, vaihettuu itäpuolella oleviksi metabasalteiksi ilman selvää kontaktia. Gabrossa on siten synvulkaanisen intruusion piirteitä. Karkkilasta Mäntsälään ulottuvalla vyöhykkeellä on useita gabro-dioriittikoostumuksellisia intruusioita, mm. laaja-alainen Hyvinkään gabro. Hyvinkään gabrossa, samoin kuin Jämsässä olevassa Kaipolan gabrossa (*Kuva 8.10*), on kerrosmaista koostumusvaihtelua, ja näitä voidaankin pitää kerrosintruusioina (Raitala 1997). Mäntsälän luoteispuolella

olevasta Soukkion gabrosta tehty iänmääritys (noin 1 870 miljoonaa vuotta; Huhma 1986) osoittaa, että se on vähän nuorempi kuin tyypilliset synorogeeniset kivet.

Intermediääriset ja emäksiset juonet leikkaavat paikoin synorogeenisia granitoideja. Juonet ovat usein deformoituneita ja katkeilleita. Tämä piirre on tulkittu siten, että ne ovat syntektonisia. Keski-Suomen granitoidikompleksin alueella Keuruulla on diabaasijuonia, jotka iänmääritysten perusteella (Olavi Kouvo, henkilökohtainen tiedonanto 1996) kuuluvat synorogeeniseen ryhmään, mutta jotka leikkaavat suoraviivaisesti synorogeenisia granitoideja. Nämä juonet ovat tunkeutuneet paikalleen, kun sivukivet olivat ehtineet jo jäähtyä ja jäykistyä.



Kuva 8.10. Kaipolan kerrosrakenteinen gabro (Petri Peltosen mukaan). Kerrosrakenne on epätäydellinen (ainakin pohjaosa puuttuu). Epäsymmetrinen kerrosrakenne johtuu siitä, että intruusio on kallistunut tektonisissa liikunnoissa luoteeseen.

Myöhäisorogeeniset kivet

Myöhäisorogeenisia, 1 840 – 1 830 miljoonan vuoden ikäisiä graniitteja esiintyy Etelä-Suomessa vyöhykkeenä, jota luonnehtii lisäksi suprakrustisten kivien migmatiittiutuminen (*Kuva 8.6*). Kivet ovat pääasiassa runsaasti kalimaasälpää sisältäviä, granaatti- ja kordieriittipitoisia graniitteja, jotka ovat selkeästi S-tyyppisiä (vrt. Luvun 7 Kaligraniitti-migmatiittialue). Graniittien esiintymistapa vaihtelee: ne voivat olla homogeenisia, karkeahkoja, paikoin porfyyrisiä kiviä kuten Perniön - Kemiön alueella, tai ne voivat muodostaa migmatiitteja suprakrustisten kivien ja synorogeenisten granitoidien kanssa. Migmatiitti on Sederholmin (1907) esittämä termi, ja sillä tarkoitetaan seoskiveä (seos = kreik. *migma*). Vyöhykkeen migmatiiteissa sedimenttikiven ja syväkiven määräsuhteet ja sekoittumisaste vaihtelevat suuresti. Siten vyöhykkeessä voidaan monin paikoin seurata vaihettumista graniittijuonien leikkaamasta liuskeesta tai gneissistä (*Kuva 8.11a*) kiveen, jossa eri komponentteja ei voi enää erottaa selvästi toisistaan, ja edelleen homogeeniseen syväkiveen. Helsingin rautatieasema on tehty Hangon graniitista, jossa on tyypillisesti vanhempaa kiveä haamumaisina luiroina (*Kuva 8.11b*). Myöhäisorogeeniset graniitit voivat myös breksioida synorogeenisia syväkiviä (*Kuva 8.11c*). Syn- ja myöhäisorogeenisten syväkivien leikkaus- ja migmatisaatiosuhteita on erinomaisesti näkyvissä rantapaljastumilla Porkkalanniemen ja Inkoon välisellä alueella, jolta Sederholm aikoinaan teki klassiset havaintonsa.

Nykykäsityksen mukaan Etelä-Suomen myöhäisorogeeniset graniitit syntyivät proterotsooisten sedimenttikivien sulaessa osittain kuoren keskiosassa (Nurmi ja Haapala 1986, Lahtinen 1994). Graniitit migmatoivat siis samanlaisia sedimenttikiviä, joiden sulamistuotteita ne ovat. Kun metamorfoosiaste kohoaa ja sedimenttikivi alkaa sulaa, juoniaineksen määrä lisääntyy vähitellen ja kivi muuttuu helposti deformoituvaksi. Sula kertyy tektonisissa liikunnoissa paineminimeihin kuten rakoihin ja hiertosaumoihin (*Kuva 8.11d*). Näistä sulista voi kertyä graniittimagma, joka erkaantuu synty-ympäristöstään. Helsingistä Turkuun vievän valtatie 1:n tieleikkauksissa on raitaista kaligraniittista kiveä, jossa karkeat, granaattipitoiset raidat vuorottelevat hieman tummempien raitojen kanssa (*Kuva 8.11e*). Graniitin reunaosassa granaattipitoisten sivukivikerrosten kanssa vuorottelevat graniittijuonet (*Kuva 8.11f*) ovat luultavasti erkaantuneet edellä kuvatulla tavalla. Sula ja sulamatta jäänyt kivi voivat myös kohota yhdessä ja muodostaa migmatiittidoomeja. Tällainen migmatiittidoomi kehittyi Sulkavan alueella Savonlinnan lounaispuolella ja jäähtyi noin 1 810 miljoonaa vuotta sitten (Korsman ym. 1984; *Kuva 8.11d*). Toinen, pienempi migmatiittidoomi on Mustion alueella Länsi-Uudellamaalla (Härme 1953, Bleeker ja Westra 1987).

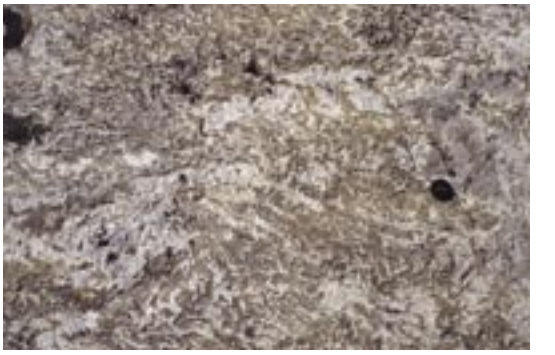
Tektoninen aktiivisuus jatkui myöhäisorogeenisten graniittien vyöhykkeellä pidempään kuin muualla Etelä- ja Keski-Suomessa. Tämä ilmenee siinä, että graniitit näyttävät liittyvän ylityöntörakenteisiin ja että siirrokset rajaavat niitä. Ehlers ym. (1993) esittivät, että graniitit tunkeutuivat ylityöntödeformaation aikana loiva-asentoisina levyinä vanhempien kivien väliin ja poimuttuivat seuranneen avoimen poimutuksen aikana paikoin pystyasentoisiksi.

Emäksisten ja intermediääristen syväkivien vähäisyys on luonteenomainen piirre myöhäisorogeeniselle magmatismille. Iänmääritysten perusteella myöhäisorogeenisia graniitteja nuorempia, noin 1 815 miljoonaa vuotta vanhoja pienialaisia syväkiviä on paikoitellen Etelä-Suomessa: gabro Kalannissa, dioriitti Turussa, kvartsimonzodioriitti Rengossa ja graniitti Rantasalmella. Kivien geokemialliset piirteet tunnetaan heikosti ja on epäselvää, kuuluvatko ne myöhäis- vai postorogeenisiin syväkiviin.

A

B

C



D

E

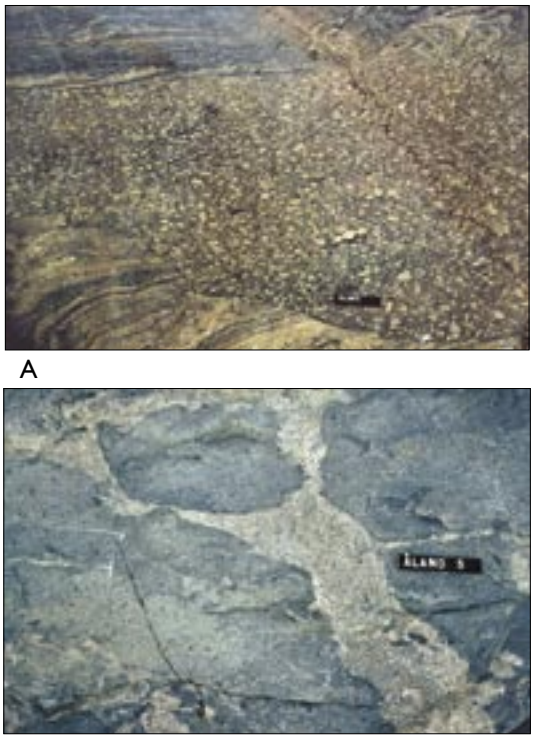
F

Kuva 8.11. Myöhäisorogeenisen graniitin eri esiintymistapoja. (A) Poimuttuneita graniittisia juonia kiillegneississä. Degerby, Karjaa. (B) Graniitti, jossa haamumaisia gneissijäänteitä. Hangon länsisatama. Linssisuojuksen läpimitta 5,5 cm. (C) Myöhäisorogeeninen graniitti breksioi synorogeenista granodioriittia. Tieleikkaus valtie 3:lla, Tervakoski, Janakkala. (D) Migmatiittinen granaatti-kordieriittigneissi, jossa sulaa on kertynyt runsaasti hiertovyöhykkeisiin. Iisalon kivilouhos, Sulkava. (E) Raitainen, granaattipitoinen graniitti. Ämmässuon kaatopaikka, Espoo. (F) Graniittijuonet ovat tunkeutuneet liuskeisuuspintoja myöten sivukiveen. Tieleikkaus valtatie 1:llä, Lohja. Kuvat Mikko Nironen.

Postorogeeniset kivet

Postorogeeniset granitoidit (*Kuva 8.6*) esiintyvät melko pienialaisina intruusioina, jotka leikkaavat terävästi sivukiviään. Niistä tehdyt iänmääritykset sijoittuvat välille 1 800 – 1 770 miljoonaa vuotta (Suominen 1991, Vaasjoki 1996). Ahvenanmaan saaristossa olevien Åvan, Lemlandin, Mosshagan ja Seglingen intruusioiden lisäksi tähän ryhmään kuuluvat Parkkilan (Mikkelin maalaiskunta), Luonterin (Anttola) ja Eräjärven (Ruokolahti) intruusiot. Intruusiot ovat yleensä pyöreähköjä (läpimitta 2 – 15 km), ja Åva sekä Seglinge ovat rakenteeltaan kehämäisiä, ns. rengasintruusioita. Myös Lemlandin intruusiossa on kehämäisiä rakenteita. Kivissä erottuu paikoin magmaattista suuntautumista, joka näkyy maasälpähajarakeiden yhdensuuntaisuutena (*Kuva 8.12a*). Muista poiketen Parkkila ja Eräjärvi ovat useita kilometrejä pitkiä juonimaisia intruusioita.

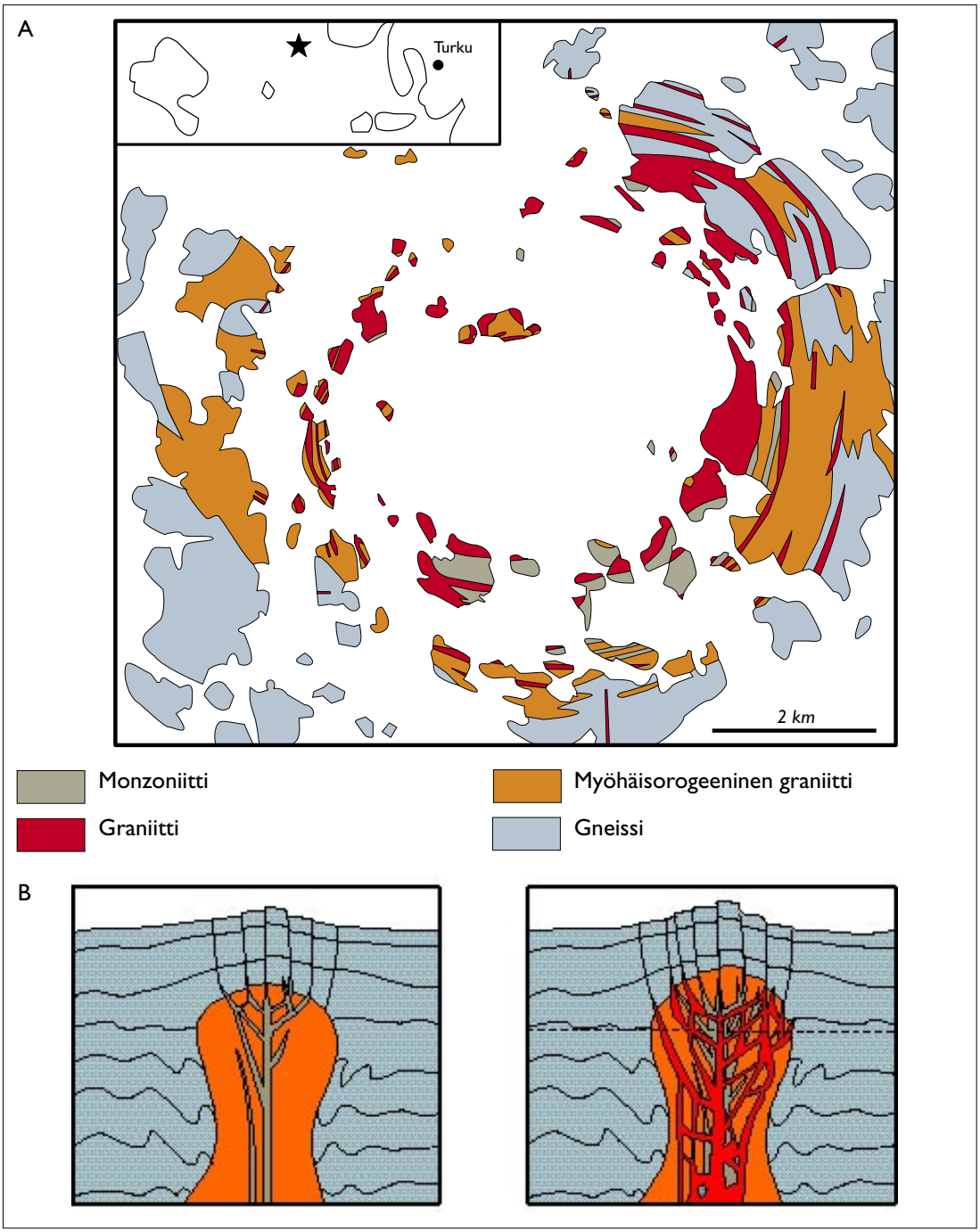
Ahvenanmaan saariston sekä Luonterin intruusioissa on suurta koostumusvaihtelua (graniitista monzodioriittiin), kun taas muut ovat homogeenisempia (Parkkila granodioriittia ja Eräjärvi graniittia). Åvan ja Seglingen rengasintruusioihin liittyy emäksisiä lamprofyyrijuonia. Lahtisen (1994) mukaan postorogeenisten kivien geokemialliset piirteet viittavat siihen, että granitoidit ovat syntyneet laatansisäisten, vaipasta peräisin olevien alkalibasalttisten magmojen kiteytyessä fraktioitumalla ja assimiloidessa maankuoren kiviä. Happaman ja emäksisen magman samanaikaiseen intrudoitumiseen eli *bimodaaliseen magmatismiin* viittaa se, että magmojen sekoittumisrakenteet ovat yleisiä intruusioissa, joissa on suuri koostumusvaihtelu (*Kuva 8.12b*). Lindberg ja Eklund (1988) vertasivat Lemlandin intruusion alueelta emäksisten, intermediäärisen ja graniittisten kivien geokemiaa ja kontaktisuhteita. Heidän mukaansa kerroksellisessa magmasäiliössä tapahtui kohoamisen aikana useassa vaiheessa kemiallista ja mekaanista sekoittumista. Ehlersin ja Bergmanin (1984) mukaan Åvan rengasintruusio – joka erottuu hyvin lentokoneestakin – tunkeutui synorogeeniseen graniittiin haarautuvina, rengasmaisina juonina (*Kuva 8.13*). Koostumusvaihtelu ja intruusiomismekanismi osoittavat, että magmat tunkeutuivat useana pulssina kuoren yläosaan muutaman kilometrin syvyydelle jäykkään sivukiveen.



A

B

Kuva 8.12. (A) Åva-graniitti leikkaa suprakrustista gneissiä. Juonessa erottuu heikko maasälpähajarakeiden suuntaus. Björnholma, Ahvenanmaa. Koodilevyn pituus 12 cm. (B) Postorogeenisten magmojen sekoittumispiirteitä. Graniittisen ja monzodioriittisen magman samanaikainen intruusio on tuottanut seosmagman (vaalea kivi). Tummat reunukset tummassa monzodioriitissa ovat luultavasti syntyneet kuumemman, emäksisemmän magman jäähtyessä nopeasti reunoiltaan jouduttuaan kosketuksiin viileämmän seosmagman kanssa. Långskär, Ahvenanmaa. Kuvat Mikko Nironen.



Kuva 8.13. (A) Åvan postorogeeninen graniitti ja siihen liittyvät kivet (Ehlersin ja Bergmanin, 1984, mukaan). (B) Åvan monzoniitin ja graniitin intruusiomekanismi Bergmanin (1986) mukaan. Myöhäisorogeeninen graniitti poimutti sivukiviä asettuessaan paikalleen. Monzoniitti tunkeutui ensimmäiseksi myöhäisorogeeniseen graniittiin. Magman sisältämien kaasuliuosten paine kohotti yllä olevaa ohutta gneissikuorta ja paine purkautui kehämäisiä siirroksia myöten. Graniitti kohosi myöhemmin samaa väylää myöten kuin monzoniitti. Katkoviiva osoittaa nykyisen maanpintaleikkauksen.

Pegmatiitit

Runsaasti vettä sisältävistä jäännössulista kiteytyneitä, usein hyvin karkearakeisia pegmatiittijuonia sekä vaaleita, hienorakeisia apliittijuonia liittyy kaikenikäisiin granitoideihin. Etelä-Suomen myöhäisorogeenisten graniittien yhteydessä on runsaasti pegmatiittijuonia ja -linssejä, joiden ikä on noin 1 800 miljoonaa vuotta. Ei ole kuitenkaan varmaa, liittyvätkö nämä myöhäisorogeeniseen magmatismiin.

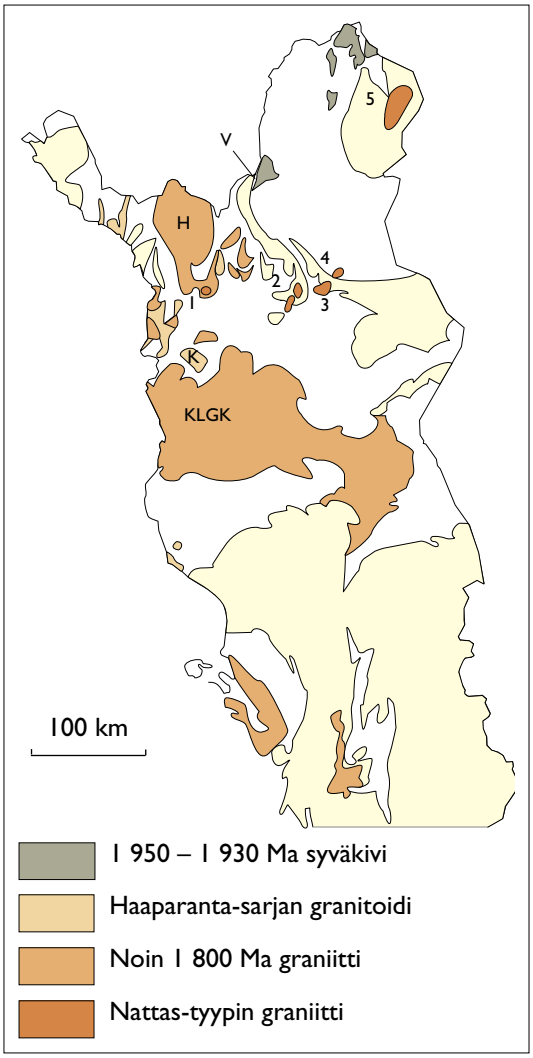
Pegmatiittien päämineraaleja ovat kalimaasälpä, albiittinen plagioklaasi ja kvartsi ja tummina mineraaleina muskoviitti ja biotiitti (yhdessä tai erikseen). Jos jäännössulaan on rikastunut magmassa pieninä määrinä olevia hivenaineita ja sula on noussut lähelle maanpintaa, se voi kiteytyessään tuottaa harvinaisia mineraaleja sisältäviä pegmatiitteja (ns. kompleksipegmatiitteja). Kemiössä, Tammelassa, Oriveden Eräjärvellä ja Kiteellä on mm. turmaliinia, berylliä ja litiummineraaleja, Kangasalla niobium- ja lantanidimineraaleja sekä Seinäjoella ja Kaustisella tina- ja litiummineraaleja sisältäviä pegmatiitteja. Pegmatiittien kalimaasälpää louhitaan mm. Kemiössä lasiteollisuuden raaka-aineeksi.

8.4. Pohjois-Suomi

Käsitys Pohjois-Suomen kallioperästä (*Kuva 8.14*) perustuu paljolti Erkki Mikkolan jo vuonna 1941 Keski-Lapista julkaisemaan karttalehtiselostukseen, joka pitää edelleenkin hyvin paikkansa.

Utsjoella, Taka-Lapin arkeeisella alueella on 1 950 – 1 930 miljoonan vuoden ikäisiä, suuntautuneita syväkiviä, jotka leikkaavat arkeeisia gneissejä (Meriläinen 1976). Syväkivien koostumus vaihtelee gabrosta granodioriittiin. Alueella olevat pienet ultraemäksiset intruusiot ovat todennäköisesti nuorempia kuin edellämainitut syväkivet, koska ainakin eräs ultraemäksinen kerrosintruusio leikkaa 1 930 miljoonan vuoden ikäistä gabroa (Forsberg-Heikkilä 1989).

Granuliittikompleksin (ks. Luku 5) länsi- ja lounaisreunassa on ryhmä pienialaisia, enimmäkseen ultraemäksisiä syväkiviä, joi-



Kuva 8.14. Pohjois-Suomen proterotsooiset syväkivet. Arkeeiset kivilajit on merkitty keltaisella, proterotsooiset liuskeet ovat ilman päällemerkintää. Ma = miljoonaa vuotta, KLGK = Keski-Lapin graniittikompleksi, K = Kallon intruusio, H = Hetan graniitti, V = Vaskojoen anortosiitti. Nattas-tyypin graniitit: 1 Tepasto, 2 Pomovaara, 3 Riestovaara, 4 Nattanen, 5 Vainospää.

Kuva 8.15. Lapin postorogeeniset graniitit, kuten taustalla näkyvät Nattaset, kohoavat yleensä ympäristöään korkeammalle. Graniitit ovat tooreja eli eräänlaisia jäännösvuoria. Rakoja myöten tapahtunut voimakas rapautuminen on aiheuttanut lakialueille ominaisen rakenteen, jossa kivipaaseja on ikäänkuin pinottu päällekkäin. Etualalla olevassa Riestovaaran postorogeenisessa graniitissa näkyy selvä loiva-asentoinen rakoilu. Kuva Mikko Nironen.

den ikä ja tektoninen asema ovat epäselviä. Tähän ryhmään kuuluu myös Vaskojoen laaja-alainen (250 km^2) anortosiitti-intruusio (*Kuva 8.14*).

Lapin länsiosassa on granitoideja, jotka iänmääritysten perusteella vastaavat Keski- ja Etelä-Suomen synorogeenisia syväkiviä. Näitä ns. *Haaparanta-sarjan* syväkiviä tavataan Suomen ja Ruotsin rajan molemmin puolin. Tornion alueella on muutama melko pienialainen intruusio, joissa reunaosien suuntaus myötäilee paikoin kontaktia ja sivukiven suuntausta Etelä- ja Keski-Suomen liuskealueiden synorogeenisten syväkivien tapaan. Kivien koostumus vaihtelee gabrosta graniittiin. Eräiden intruusioiden zirkoni-iät ovat arkeeisia, vaikka ne Perttusen (1991) mukaan mitä todennäköisimmin kuuluvat Haaparanta-sarjaan. Näiden syväkivien zirkonit ovat ilmeisesti restiittejä sulaneesta arkeeisesta materiaalista. Haaparanta-sarjaan kuuluu myös Kittilän länsipuolella sijaitseva Kallon I-tyyppinen intruusio, jossa kivilajit vaihtelevat vanhimmasta kvartsidioriitista pääkivilajina olevaan kvartsimonzodioriittiin ja edelleen kvartsimonzoniittiin sekä nuorimpaan granodioriittiseen pegmatiittiin (Rantataro 1987).

Keski-Lapin graniittialueen kartoitus on peräisin vuosisadan alusta, joten alueen kivilajijakauma tunnetaan vielä melko pintapuolisesti. Valtakivilajina ovat heterogeeniset migmatiittigraniitit. Muutamasta paikasta tehdyt neodyymi-isotooppianalyysit viittaavat siihen, että kompleksissa on mukana arkeeista ainesta, mutta zirkoni-iänmääri-

tykset antavat graniiteille selvästi arkeeista nuorempia ikiä, 1 840 – 1 770 miljoonaa vuotta (Huhma 1986). Sama piirre koskee myös Enontekiöllä olevaa Hetan graniittia. Näiden kivien sisältämä arkeeinen aines voi olla lähtöisin proterotsooisesta sedimenttiaineksesta, joka on sulanut ja tuottanut graniitit, tai sitten proterotsooisten kivien alla on arkeeista kuorta, joka on sulanut osittain.

Oulun kaakkoispuolella oleva laaja-alainen, noin 1 820 miljoonan vuoden ikäinen porfyyrinen graniitti sekä Oulujärven etelä- ja pohjoispuolella olevat proterotsooiset graniitit sijoittuvat samaan ikäryhmään kuin Keski-Lapin graniittikompleksi. Kaikki nämä intruusiot voivat liittyä arkeeisen kuoren myöhäiseen repeytymistapahtumaan.

Keski-Lapissa on ns. *Nattas-tyypin graniitteja* vyöhykkeellä, joka ulottuu Muoniosta Nattastunturien kautta Murmanskiin. Suomessa tähän ryhmään kuuluvat Tepaston (Kittilä), Pomovaaran (Sodankylä), Riestovaaran (Sodankylä) ja Nattasen (Sodankylä) graniitit (*Kuva 8.15*). Intruusioiden esiintymistapa viittaa siihen, että magmat ovat kohonneet samaa maankuoren heikkousvyöhykettä myöten. Myös Inarin kunnan luoteisosassa oleva laaja Vainospään graniitti on liitetty tähän ryhmään, vaikka intruusio koostuu useasta mahdollisesti jopa iältään vaihtelevasta graniittityypistä.

Nattas-tyypin graniiteista tehdyt iänmääritykset sijoittuvat välille 1 800 – 1 770 miljoonaa vuotta, joten kivet vastaavat iältään Etelä-Suomen postorogeenisia granitoideja. Yksittäiset intruusiot koostuvat täälläkin useassa vaiheessa tunkeutuneista ja kiteytyneistä pulsseista (Front ym. 1989). Vanhimmat graniitit ovat karkearakeisia, seuraavat keskirakeisia ja nuorimmat kvartsiporfyyri- ja apliittijuonia. Joihinkin nuorimpiin pulsseihin liittyy molybdeenimalmiaiheita. Geokemiallisesti kivet ovat lähinnä I-tyyppisiä. Graniittien geokemia ja isotooppikoostumus viittaavat siihen, että ne ovat syntyneet heterogeenisesta lähteestä, jossa on ollut mukana paljon arkeeista ainesta.

Viiteluettelo

Barbarin, B. & Didier, J., 1992. Genesis and evolution of mafic microgranular enclaves through various types of interaction between coexisting felsic and mafic magmas. Transactions of the Royal Society of Edinburgh: Earth Sciences 83, s. 145 - 153.

Bergman, L., 1986. Structure and mechanism of intrusion of postorogenic granites in the archipelago of southwestern Finland. Acta Academiae Aboensis, Ser. B, 46, 74 s.

Bleeker, W. & Westra, L. ,1987. The evolution of the Mustio gneiss dome, Svecofennides of SW Finland. Precambrian Research, 36, s. 227 - 240.

Chappell, B.W. & White, A.J.R., 1974. Two contrasting granite types. Pacific Geology, 8, s. 173 - 174.

Ehlers, C. & Bergman, L., 1984. Structure and mechanism of intrusion of two postorogenic granite massifs, southwestern Finland. Sivut 173 - 190 teoksessa A. Kröner & R. Greiling (toim.) Precambrian Tectonics Illustrated, E. Schweizerbart'sche Verlagsbuchhandlung, Stuttgart.

Ehlers, C., Lindroos, A. & Selonen, O., 1993. The late Svecofennian granite-migmatite zone of southern Finland – a belt of transpressive deformation and granite emplacement. Precambrian Research, 64, s. 295 - 309.

Eskola, P., 1932. On the origin of granitic magmas. Mineralogische und Petrographische Mitteilungen, 42, s. 455 - 481.

Forsberg-Heikkilä, C., 1989. Tsuomasvarrin kerrosrakenteinen ultramafinen intruusio, Koillis-Lappi, Utsjoen kunta. Julkaisematon pro gradu -tutkielma, säilytetään Helsingin yliopiston geologian laitoksella, 88 s.

Front, K. & Nurmi, P.A., 1987. Characteristics and geological setting of synkinematic Svecokarelian granitoids in southern Finland. Precambrian Research, 35, s. 207 -224.

Front, K., Vaarma, M., Rantala, E. & Luukkonen, A., 1989. Keski-Lapin varhaisproterotsooiset Nattas-tyypin graniittikompleksit, niiden kivilajit, geokemia ja mineralisaatiot. Geologian tutkimuskeskus, Tutkimusraportti 85, 77 s.

Gaál, G., 1980. Geological setting and intrusion tectonics of the Kotalahti nickel-copper deposit, Finland. Bulletin of the Geological Society of Finland, 52, s. 101 - 128.

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

Härme, M., 1953. Structure and stratigraphy of the Mustio area, southern Finland. Bulletin de la Commission géologique de Finlande, 166, s. 29 - 48.

Korsman, K., Hölttä, P., Hautala, T. & Wasenius, P., 1984. Metamorphism as an indicator of evolution and structure of the crust in Eastern Finland. Geological Survey of Finland, Bulletin 328, 40 s.

Kärkkäinen, N., Sarapää, O., Huuskonen, M., Koistinen, E. & Lehtimäki, J., 1997. Ilmenite exploration in western Finland and the mineral resources of the Kälviä deposit. Sivut 15 - 24 teoksessa S. Autio (toim.) Current Research 1995-1996, Geological Survey of Finland, Special Paper 23.

Lahtinen, R., 1994. Crustal evolution of the Svecofennian and Karelian domains during 2.1-1.79 Ga, with special emphasis on the geochemistry and origin of 1.93-1.91 Ga gneissic tonalites and associated supracrustal rocks in the Rautalampi area, central Finland. Geological Survey of Finland, Bulletin 378, 128 s.

Lahtinen, R. & Huhma, H., 1997. Isotopic and geochemical constraints on the evolution of the 1.93-1.79 Ga Svecofennian crust and mantle in Finland. Precambrian Research, 82, s. 13 - 34.

LeMaitre, R.W. (toim.), 1989. A Classification of Igneous Rocks and Glossary of Terms: Recommendations of the International Union of Geological Sciences Subcommission on the Systematics of Igneous Rocks. Blackwell, Oxford, 193 s.

Lindberg, B. & Eklund, O., 1988. Interactions between basaltic and granitic magmas in a Svecofennian postorogenic granitoid intrusion, Åland, southwest Finland. Lithos, 22, s. 13 - 23.

Makkonen, H., 1996. 1.9 Ga tholeiitic magmatism and related Ni-Cu deposition in the Juva area, SE Finland. Geological Survey of Finland, Bulletin 386, 101 s.

Meriläinen, K., 1976. The granulite complex and adjacent rocks in Lapland, northern Finland. Geological Survey of Finland, Bulletin 281, 129 s.

Mikkola, E., 1941. Suomen geologinen yleiskartta, 1:400 000. Lehdet B7 - C7 - D7 Muonio - Sodankylä - Tuntsajoki. Kivilajikartan selitys, Suomen geologinen toimikunta, 286 s.

Nironen, M., 1989. Emplacement and structural setting of granitoids in the early Proterozoic Tampere and Savo Schist Belts, Finland – implications for contrasting crustal evolution. Geological Survey of Finland, Bulletin 346, 83 s.

Nironen, M., painossa. Structural and magmatic evolution in the Loimaa area, southwestern Finland. Geological Survey of Finland, Special Paper.

Nironen, M. & Bateman, R., 1989. Petrogenesis and syntectonic emplacement in the early Proterozoic of south-central Finland: a reversely zoned diorite-granodiorite and granite. Geologische Rundschau, 78, s. 617 - 631.

Nironen, M. & Front, K., 1992. The 1.88 Ga old Mäntylä complex, central Finland: emplacement and deformation of mafic to felsic plutonic rocks and associated Mo mineralization. Bulletin of the Geological Society of Finland, 64 (1), s. 75 - 90.

Nurmi, P.A. & Haapala, I., 1986. The Proterozoic granitoids of Finland: Granite types, metallogeny and relation to crustal evolution. Bulletin of the Geological Society of Finland, 58, s. 203 - 233.

Nurmi, P.A., Front, K., Lampio, E. & Nironen, M., 1984. Etelä-Suomen svekokarjalaiset porfyyrityyppiset molybdeeni- ja kuparimineralisaatiot, niiden granitoidi-isäntäkivet ja litogeokemiallinen etsintä. Geologian tutkimuskeskus, Tutkimusraportti 67, 88 s.

Parkkinen, J., 1975. Deformation analysis of a Precambrian mafic intrusive: Haukivesi area, Finland. Geological Survey of Finland, Bulletin 278, 61 s.

Pearce, J.A., Harris, N.B.W. & Tindle, A.G., 1984.

Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks. Journal of Petrology, 25, s. 956 - 983.

Perttunen, V., 1991. Kemin, Karungin, Simon ja Runkauksen kartta-alueiden kallioperä. Suomen geologinen kartta 1:100 000. Kallioperäkarttojen selitykset, lehdet 2541, 2542+2524, 2543 ja 2544. Geologian tutkimuskeskus, Espoo, 80 s.

Pitcher, W.S., 1987. Granites and yet more granites forty years on. Geologische Rundschau, 76, s. 51 - 79.

Raitala, R., 1997. Hyvinkään emäksinen kerrosintruusio. Julkaisematon pro gradu -tutkielma, säilytetään Helsingin yliopiston geologian laitoksella, 73 s.

Rantataro, J., 1987. Kittilän Kallon intermediaarisen intruusion ja sitä ympäröivien lapponisten kivilajien geologiasta. Julkaisematon pro gradu -tutkielma, säilytetään Helsingin yliopiston geologian laitoksella, 133 s.

Rämö, T. ,1986. Honkajoen Perämaan emäksinen intruusio – erityisesti sen gabro-osien petrografia, mineralogia ja petrologia. Julkaisematon pro gradu -tutkielma, säilytetään Helsingin yliopiston geologian laitoksella, 104 s.

Sederholm, J.J., 1907. Om granit och gneis, deras uppkomst, uppträdande och utbredning inom urberget i Fennoskandia. Bulletin de la Commission géologique de Finlande, 23, 110 s.

Sederholm, J.J., 1932. On the geology of Fennoscandia with special reference to the Pre-Cambrian. Bulletin de la Commission géologique de Finlande, 98, 30 s.

Simonen, A., 1971. Das finnische Grundgebirge. Geologische Rundschau, 60, s. 1406 - 1421.

Suominen, V. ,1991. The chronostratigraphy of southwestern Finland with special reference to Postjotnian and Subjotnian diabases. Geological Survey of Finland, Bulletin 356, 100 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. Geological Survey of Finland, Report of Investigation 135, 30 s.

van Duin, J.A., 1992. The Turku area, SW Finland: a fluid-absent Svecofennian granulite occurrence. Acad. Proefschrift, Vrije Universiteit, Amsterdam, 234 s.

White, A.J.R. & Chappell, B.W., 1977. Ultrametamorphism and granitoid genesis. Tectonophysics, 43, s. 7 - 22.