

ARKEEINEN KALLIOPERÄ

—
ikkuna
3 miljardin
vuoden taakse

Erkki J. Luukkonen ja Peter Sorjonen-Ward

Maapallon kehityshistoriasta arkeinen eoni käsittää lähes koko ensimmäisen puoliskon, eli ajanjakson 4 450 - 2 500 miljoonaa vuotta sitten. Ajanjakso on monella tavalla mielenkiintoinen. Sitä edelsi, nykytietämyksen mukaan 4 570 - 4 450 miljoonaa vuotta sitten, maapallon synty kosmisen aineksen kasaantumisen tuloksena kuumaksi tulipalloksi, jota peitti syvä magmameri. Jäähdytymisen ja suurten sisäisten mullistusten myötä maapallo sai kehämäisen rakenteen: nikkelifirautaytimen, raskaista silikaattimineeraaleista koostuvan vaipan ja keveistä mineraaleista koostuvan kuoren. Arkeisen ajan loppuun mennessä maapallon vaippa ja kuori kehittyivät lähes nykyiseen asuunsa, mantereet ja meret syntyivät ja elämä sai alkeelliset muotonsa.

Ikivanhat arkeiset kallioperäalueet sijaitsevat mantereilla yleensä suurten *prekambristen kilpialueiden sisällä* yhtenä tai useampana keskuksena (ytimenä). Arkeisia alueita on mm. Länsi-Australiassa, Etelä-Amerikassa, Keski- ja Etelä-Afrikassa, Kanadassa, Intiassa, Siperiassa, Ukrainan alueella ja Fennoskandiassa. Monet näistä ovat pitkään olleet aktiivisen geologisen tutkimuksen kohteena ja niiden avulla on voitu monipuolisesti selvittää arkeisen ajan geologista kehitystä. Useimmat arkeisista alueista ovat myös taloudellisesti tärkeitä, sillä ne ovat merkittäviä kullan, nikkelin, sinkin, lyijyn, kuparin ja timanttien tuottajia.

Maamme arkeisilta alueilta on merkkejä geologisista prosesseista yli 3 100 miljoonan vuoden takaa, mutta pääosa Itä- ja Pohjois-Suomen arkeisesta kallioperästä muodostui 2 800 - 2700 miljoonaa vuotta sitten, siis arkeisen ajan loppupuolella. Tyypillisimpiä arkeisia kivilajejamme ovat monimutkaisesti deformatuneet *gneissit* (alunperin tonaliitteja, granodioriitteja ja graniitteja), muinaisen tulivuoritoiminnan tuloksena alkunsa saaneet *vibreäkivivyöhykkeiden kivet* sekä kallioperän rapautumistuotteista syntyneet ja metamorfoosissa uudelleenkiteytyneet *kiilleliuskeet* ja *paragneissit*.

4.1. Arkeisen eonin pääpiirteet

Maapallon tunnetut arkeiset alueet on esitetty *Kuvassa 4.1*. Maan nykyisestä eroosiotasosta varhaisin arkeinen (yli 3 600 miljoonaa vuotta vanha) maankuori on joko lähes kokonaan hävinnyt, on piilossa tai esiintyy nuorempien geologisten prosessien peittämässä vaeupuvussa. Koska tiedot varhaisimman arkeisen kauden geologiasta ovat vielä monelta osin puutteelliset ja katkonaiset, kutsutaan tätä aikaa Maan kehityshistorian mustaksi ajanjaksoksi tai planetologian suureksi paradoksiksi. Toistaiseksi ainoat todisteet varhaisimmasta maankuoresta ovat Länsi-Australian arkeisen Yilgarn-blokin sedimenttikivistä löydetyt noin 4 300 ja 4 200 miljoonan vuoden ikäiset zirkonikiteet. Vanhimmat kiven kiteytymisikää edustavat isotooppiät on määritetty Kanadan Slave-provinssin ortogneissistä (3 960 miljoonaa vuotta) ja Grönlannin Isua-kompleksin happamista vulkaniiteista (3 810 miljoonaa vuotta).

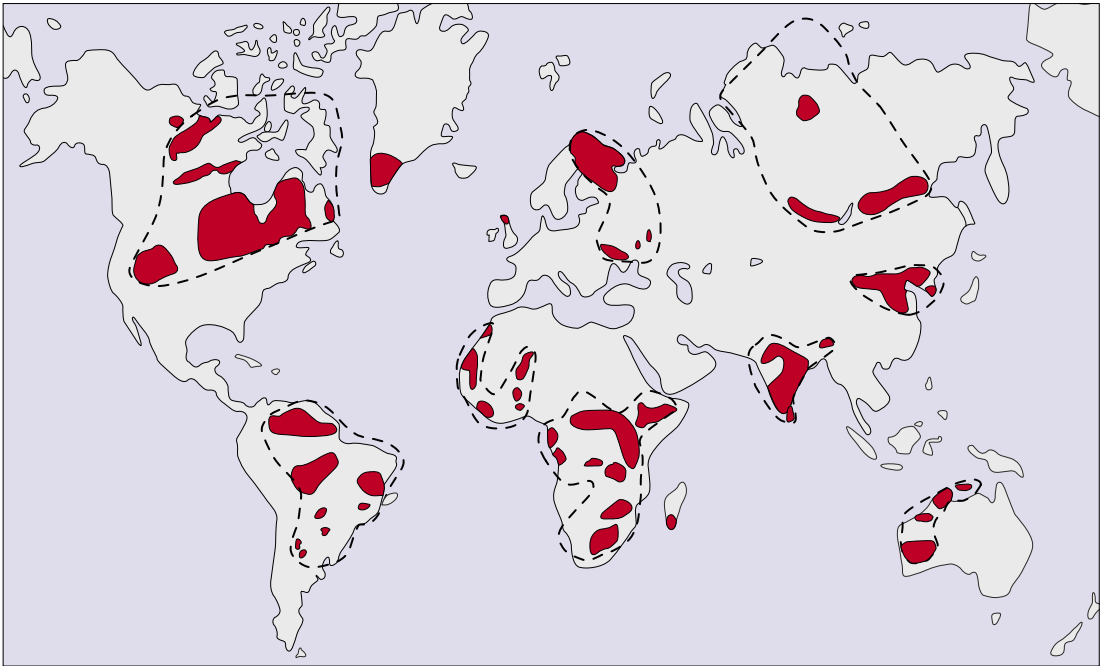
Lisätietoja Maan varhaisimmasta ajanjaksosta on saatu avaruuslentojen avulla Kuun ja lähiplaneettojen geologiasta. Vallalla olevan käsityksen mukaan Maa oli arkeisen ajan alussa nykyistä suurempi, kokonaan sulassa tilassa ja sen alkuaineet olivat vielä tasaisesti jakautuneet. Lisäksi planeettaamme ympäröi tuolloin paksu kaasukehä, joka kuitenkin varsin pian tuhoutui auringon säteilyn ja lämmöntuoton vaikutuksesta. Maa muistutti monin tavoin Saturnuksen nykyistä kehitysvaihetta. Maan vähitellen jäähtyessä sille jähmettyi ohut basalttinen kuori, joka voimakkaiden konvektiovirtausten takia sulii uudelleen useaan kertaan. Jäähtymisen edetessä maapalloa peittäneiden magmamerien pinnalle erkaantui vähitellen ohut joustava kuori. Tämä esti maankuoren ja vaipan välisen täydellisen uudelleen sekoittumisen, mikä nuorelle ja kuumalle Maalle oli ollut tunnusomaista. Matalien magmamerien edelleen jäähtyessä maapallon kuori vahvistui ja sen keskikoostumus muuttui yhä

happamammaksi (kvartsidioriittiseksi ja/tai anortosiittiseksi). Samanaikaisesti varhaisen maankuoren kehittyessä maapallon sisuksista vapautui valtavat määrät hapesta köyhiä kaasuja, joista ensimmäinen varsinainen ilma- ja vesikehä syntyivät. Nykyistä muistutavan koostumuksensa Maan atmosfääri ja hydrosfääri saivat vasta paljon myöhemmin happea tuottavien organismien ilmestymisen myötä.

Noin 4 000 miljoonaa vuotta sitten maahan kohdistunut meteoriittipommitus oli vaikutuksiltaan raju. Valtavien meteoriittitörmäysten johdosta Maan varhainen kuori painui alaspäin ja halkeili kymmenien kilometrien syvyyteen asti. Välittömästi törmäysten jälkeen Maan vaippa kimposi meteoriittikraaterien keskeltä ylöspäin. Tämän johdosta paine vaipan yläosassa laski voimakkaasti ja vaippa sulii tuottaen ultraemäksistä ja emäksistä magmaa. Laajat kraaterialtaat täytyivätkin pian vaippaperäisillä *ultraemäksisillä* ja *emäksisillä vulkaniiteilla* sekä nopean eroosion kautta syntyneillä sedimenteillä.

Täytyessään kraaterialtaat alkoivat painua maankuoressa alaspäin. Tuolloin niiden pohjaosat joutuivat kovaan paineeseen ja lämpötilaan ja alkoivat sulaa. Tämä prosessi tuotti ensimmäiset *tonaliittiset granitoidit*, joista taas osittaisen sulamisen kautta erkaantuivat ensimmäiset *granodioriittit* ja *graniittit*. Sulamatta jääneestä aineksesta kehittyi arkeisen maankuoren alimpiin osiin amfiboliittinen restiitti, josta tihein ja samalla raskain osa lienee vajonnut takaisin vaippaan. Sitä vastoin kuoren ylempään osaan kerääntyi yhä enemmän granitoideja. Näin alkoi Maan myöhemmälle kehitykselle tunnusomainen ylävaipan köyhtyminen maankuoren aineksista ja mannerkuoren kehittyminen ja vahveneminen. Samanaikaisesti kuoren ja vaipan synnyn kanssa maapallon keskustaan erkaantui vaipan ympäröimä ydin.

Syntynsä jälkeen pienet varhaisarkei-



Kuva 4.1. Maapallon arkeiset alueet. Kuva laadittu pääasiassa Condien (1981) mukaan. Katkoviivalla on esitetty arkeisten alueiden mahdolliset esiintymisalueet, punaisella havaittavissa oleva arkeinen kallioperä.

set maankuoren lohkot kelluivat hitaasti virtaavan astenosfäärin päällä. Vähitellen ne alkoivat liikkua ja kasaantua suuremmiksi alku- eli protomantereiksi. Maan vesikehän vahvistuessa varhaiset mantereet alkoivat vähitellen kulua, erodoitua. Veden ja tuulen kuljettamana irtonainen kiviaines kasaantui mantereiden painanteisiin ja niiden reunoille sedimenteiksi. Vähitellen ne joutuivat maankuoreen niin syväälle, että alkoivat sulaa ja muodostaa lisää granitoideja. Oli alkanut Maan myöhäisemmälle kehitysvaiheelle tunnusomainen alkuaineiden suuri kiertokulku. Kokonaisuudessaan varhainen arkeinen ajanjakso oli Maalle hitaan ja hapuilevasti etenevän kehityksen aikaa, jolloin pienikin muutos vallitsevissa oloissa olisi saattanut johtaa planeettamme kehityksen aivan toisenlaiseen lopputulokseen.

Geologisissa prosesseissa tapahtui mer-

kittävä muutos n. 3 600 miljoonaa vuotta sitten siirryttäessä varhaisimmasta arkeisesta aikakaudesta keski- ja myöhäisarkeiseen aikaan; esimerkiksi Maan lämmöntuotto laski nopeasti. On arvioitu, että 3 500 miljoonaa vuotta sitten se oli nykyiseen verrattuna vielä lähes nelinkertainen ja noin 2 800 miljoonaa vuotta sitten enää kolminkertainen. Tämä on johtanut geologit ristiriitaisiin tulkintoihin arkeisen maankuoren lämpötilajakaumasta (geotermisestä gradientista) ja vaipan lämpötilasta sekä arkeisista tektonisista prosesseista.

Nykyisin yhä suosittumaksi on tullut teoria Maan vaipasta kohonneista laaja-alaisista, lähellä toisiaan sijainneista kuumista massoista eli vaipan pluumeista (Rapp 1991). Kuumat vaipan pluumit siirsivät tehokkaasti kiviainesta Maan vaipasta kuoreen. Prosessin aikana varhaisarkeinen

maankuori verhoutui nuoremman arkeeseen kiviaineksen sisään, sekä sen alaosa joutui korkeaan paineeseen ja lämpötilaan. Tällöin saattoi granaattiamfiboliittien osittain sulassa syntyä suuria määriä arkeeisille kilpialueille tunnusomaisia alumiinista rikkaita tonaliitteja. Vaipan pluumin kuumimmista keskiosista saivat alkunsa vihreäkivivyöhykkeiden komatiitit. Niiden yhteydessä esiintyvät tholeiittibasaltit edustavat viileämpiä, pluumin reunoilla muodostuneita sulia (Campbell ym. 1989, Campbell ja Griffiths 1992, Kerr ym. 1995). Noin 3 000 – 2 700 miljoonaa vuotta sitten, kun Maa oli jäähtynyt tarpeeksi, paksun merellisen kuoren juuriosiin kehittyneet basalttia vastaavat, korkeassa paineessa stabiilit eklogiitit alkoivat painua Maan vaippaan (Condie 1980). Niiden mukana alaspainuva merellinen kuori sulii osittain, sekä tuotti ja lisäsi nopeasti osaltaan alumiinista rikkaan mannerkuoren määrää. Arkeeseen kauden jälkeiselle laattatektoniikan valtakaudelle tyypilliset geologiset piirteet, kuten saarikaaret ja ofioliitit, esiintyvät arkeeisessä kallioperässä usein vielä heikosti kehittyneinä ja vaikeasti tunnistettavina jäänteinä.

Kaikien kaikkiaan keski- ja myöhäisarkeinen aika 3 600 – 2 500 miljoonaa vuotta sitten oli maankuoren kiihtyvän kasvun aikaa, jonka huippuvaihe lienee ollut n. 2 800 – 2 700 miljoonaa vuotta sitten. Tuolloin Maan mannerkuori oli ilmeisesti jo melkein nykyisen paksuinen. Myös yli puolet nykyisestä Maan kuoriaineksesta oli jo erkaantunut vaipasta. Maa oli kehityksessään päässyt lähes nykyisen kaltaiseen kuoren, vaipan ja ytimen väliseen geokemialliseen tasapainoon ja saanut stabiilit, joskin eriaikaan stabiloituneet arkeiset mantereensa, joiden reunoille myöhemmin varhaisproterotsooiset platformiset sedimentit saattoivat kerrostua.

Myöhemmissä liikunnoissa pienemmiksi lohkoiksi hajonnutta, paikoin syväle kulunutta, nuorempien deformaatioiden

runtelemaa arkeesta kallioperää tavataan nykyisessä eroosiotasossa granitoidi-vihreäkiviseurueina ja korkean metamorfoosin läpikäyneinä gneissialueina. Niiden yhteensovittaminen, arkeeseen kauden tyypillisten fysikaalisten ja kemiallisten lainalaisuuksien selvittäminen, sekä looginen jäsentely ovat arkeesta kallioperää tutkivien geologien haasteena.

Nykyisen geologisen tiedon ja isotooppi-¹⁴C-määritysten perusteella arkeinen eoni suositetaan jaettavaksi neljään osaan (ks. Rankama 1995, taulukko 1).

4.2. Suomen arkeinen kallioperä – osa Fennoskandian kilven arkeista ydintä

Fennoskandian kilven vanhin arkeinen ydinosa edustaa keskisuurta arkeeseen kuoren lohkoa ja sijaitsee suurimmaksi osaksi Kuolan niemimaalla ja Venäjän Karjalassa, mistä se levittäytyy Pohjois- ja Itä-Suomeen (Kuva 4.2).

Venäläiset geologit (mm. Kratz ja Mitrofanov 1980) ovat perinteisesti jakaneet Fennoskandian kilven arkeiset kivilajit kahteen vuorijononmuodostukseen eli orogeniaan kuuluvaksi: *varhaisarkeiseen* eli *saamilaiseen* ja *myöhäisarkeiseen* eli *loppilaiseen*. Saamilaisina on pidetty lähes kaikkia korkean asteen metamorfoosin migmatiitti- ja granitoidialueita. Alhaisemman metamorfoosiasteen granitoidi-vihreäkivialueet ovat venäläisten mukaan selvästi nuorempia, loppilaisia.

Gaal ja Gorbatshev (1987) jakoivat Fennoskandian arkeeseen alueen Kuolan, Belomorian (eli Vienanmeren) ja Karjalan provinssiin (Kuva 4.2a). Heidän mukaan provinssien arkeinen kehitys on tapahtunut saamilaisessa orogeniassa 3 100 – 2 900 miljoonaa vuotta sitten ja loppilaisessa orogeniassa 2 900 – 2 600

miljoonaa vuotta sitten. *Karjalan provinssi* edustaa keskiasteisesti metamorfoitunutta, tyyppillistä arkeista granitoidi-vihreäkivialuetta. *Belomorian provinssi* koostuu lähes kokonaan voimakkaasti deformatiivisista sedimenttisyntyisistä gneisseistä, amfiboliiteista ja vähemmistönä olevista granitoideista (Stenar 1972, 1988, Bibikova ym. 1990, Bogdanova ja Bibikova 1993). *Kuolan provinssissa* tavataan mm. granitoidisia gneissejä, migmatiitteja, charnockiitteja, alumiinista rikkaita metasedimenttejä, amfiboliitteja sekä rautamuodostumia (Borisova ym. 1991, Rundqvist ja Mitrofanov 1993, Vrevsky 1982; *Kuva 4.2*).

Fennoskandian kilven arkeiselta alueelta on löydetty useasta paikasta yli 3 000 miljoonaa vuotta vanhoja kiviä. Näitä ovat esimerkiksi Tojottomanselän tonaliittinen gneissi Suomen Lapista (ikä 3 115 miljoonaa vuotta), Lapinlahden tonaliittinen gneissi Keski-Suomesta (3 136 miljoonaa vuotta), Tuloksen amfiboliitit Venäjän Karjalassa (3 370 miljoonaa vuotta) ja Palaya Lamdan migmatiittinen tonaliitti (3 100 miljoonaa vuotta). Lännmääritykset yhdessä geokemiallisten tutkimusten kanssa osoittavat, että Fennoskandian kilvellä arkeisen mantereisen kuoren kehitys alkoi jo yli 3 000 miljoonaa vuotta sitten, mahdollisesti jopa 3 600 – 3 300 miljoonaa vuotta sitten.

Enemmistö Fennoskandian arkeiselta alueelta tehdyistä iänmäärityksistä sijoittuu 2 760 – 2 650 miljoonan vuoden välille. Tämä ajanjakso oli tärkein Fennoskandian kilven arkeisen mannerkuoren kasvuvaihe ja sitä nimitetään Lopin orogeniksi (Keller ym. 1977, Gaál ja Gorbatshev 1987). Onkin ilmeistä, että valtaosa Fennoskandian arkeisesta kratonista on iältään huomattavan nuorta, suurimmaksi osaksi alle 3 000 miljoonaa vuotta. On myös mahdollista, että osa kuoren vanhimmista aineksista on vielä tunnistamattomina nuorempien (arkeisten ja proterotsooisten) muutosprosessien peit-

tämässä vaeuvussa.

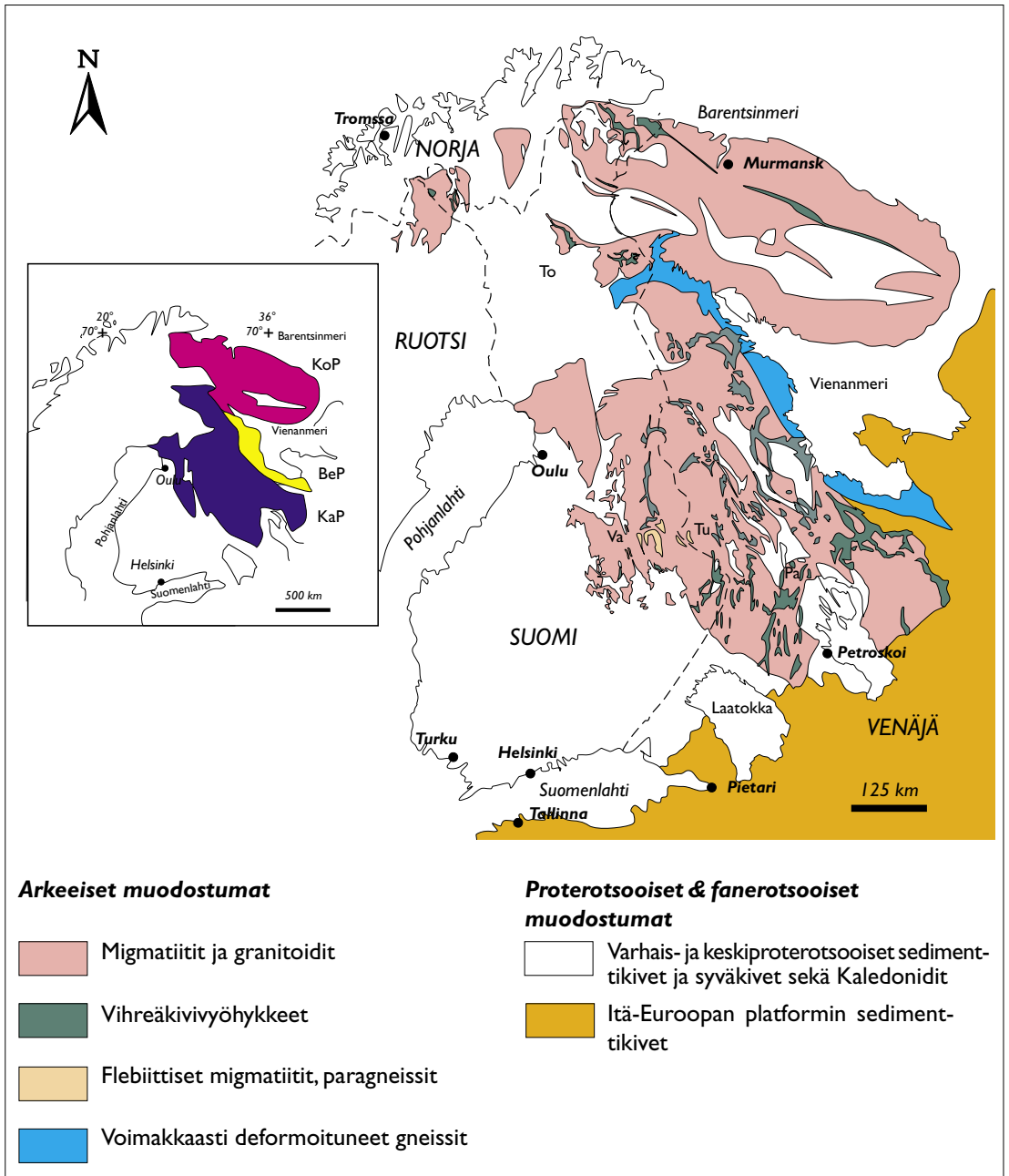
Suomen puolella Fennoskandian kilven arkeisesta ytimestä on ainoastaan n. 20 %. Tämä vastaa kuitenkin lähes kolmannesta Suomen kallioperästä (*Kuva 4.2*). Suomenpuoleinen osa koostuu suurimmaksi osaksi laajoista *migmatiitti-granitoidialueista*, jotka ovat syntyneet n. 3 100 – 2 650 miljoonaa vuotta sitten. Niiden sisällä tavataan pieniä, vulkaanista alkuperää olevia *vihreäkivivyöhykkeitä* ja sedimentogeenista alkuperää olevia *kiilleliuske-paragneissialueita*. Nämä näkyvät nykyisessä eroosiotasossa tavallisesti pitkinä ja kapeina, usein monimutkaisesti poimuttuneina vyöhykkeinä.

Suomen arkeisten vihreäkivivyöhykkeiden vanhimpien osien ikä on n. 3 000 – 2 800 miljoonaa vuotta. Niitä esiintyy kapeina muodostumina Suomussalmen ja Kuhmon vihreäkivivyöhykkeiden itä- ja länsikontakteissa. Valtaosa Itä- ja Pohjois-Suomen vihreäkivivyöhykkeiden kivilajeista kerrostui n. 2 800 – 2 700 miljoonaa vuotta sitten.

Vanhimpia migmatiitteja, granitoideja ja vihreäkiviä leikkaavat granitoidit, joiden koostumus vaihtelee tonaliittista graniittiin ja iät välillä 2 760 – 2 680 miljoonaa vuotta. Kaikkia arkeisia kiviä leikkaavat varhaisproterotsooiset, Lopin orogenian suhteen postorogeeniset kaligraniitit ja diabaasi-juonet. Edellisten ikä on n. 2 450 – 2 300 miljoonaa ja jälkimmäisten 2 400 – 1 960 miljoonaa vuotta. Varhaisproterotsooisten liuskealueiden läheisyydessä arkeisia kiviä leikkaavat paikoin myös 1 950 – 1 850 miljoonaa vuotta vanhat granitoidit, joista osa lienee uudelleensulanutta arkeista maankuorta.

4.3. Länsi-Lapin arkeiset alueet

Pohjois-Norjasta Bidjovaggenin pohjoispuolelta työntyvät Suomen Länsi-Lappiin



Kuva 4.2. Fennoskandian kilven arkeinen ydinalue ja sen jakautuminen eri provinsseihin. Kartta laadittu Gaálin ja Gorbatschevin (1987), Gorbunovin ym. (1985), Lobach-Zhuchenkon ym. (1986), Luukkosen ja Lukkarisen (1985), Rybakovin (1988) sekä Timmermanin ja Dalyn (1995) julkaisujen perusteella. KoP = Kuolan provinssi, BeP = Belomorian provinssi, KaP = Karjalan provinssi, To = Tojottomanselkä, Va = Varpaisjärvi, Tu = Tulos, Pa = Palaya Lamba.

Kilpisjärven eteläpuolelle ja Enontekiön pohjoisosaan kapeat arkeisten kivien alueet (*Kuvat 4.2 ja 4.3*). Nämä koostuvat täällä pääosin raitaisista migmatiittisista granitoideista ja gneisseistä, joiden koostumus vaihtelee tonaliittista granodioriittiin. Kilpisjärven eteläpuoleisella arkeisella alueella granitoidien joukossa ovat myös vihreäkivivyöhykkeiden jäänteiksi tulkitut, vahvasti deformatuneet, useita kilometrejä leveät ja jopa yli kymmenen kilometriä pitkät Sarvisoivin ja Ropituntureiden muodostumat. Nämä koostuvat amfiboliiteista, jotka olivat alkuaan basalttisia laavoja. Näiden päälle on kerrostunut rapautumisedimenteitä ja alkuperältään vulkaanisiksi tuhiksi tulkittuja liuskeita. Paikoin tavataan myös serisiittikvartsiitteja, kiilleliuskeita ja kiillegneissejä, jotka todennäköisesti syntyivät rapautumisedimenteistä ja vulkaanisista tuhista uudelleen kerrostumalla (Hannu Idman, suullinen tiedonanto 1995).

Ruossakeron - Sarvisoivin - Ropin alueella vihreäkivivyöhykkeisiin liittyä ultramafitteja, jotka saattavat olla alkuaan komatiittisten ultraemäksisten laavojen tai intruusoidien kumulaatteja. Ultramafiittien yhteydestä on paikannettu myös heikkolaatuisia nikkeliesiintymiä.

Alueen granitoidien iäksi on saatu n. 2 700 miljoonaa vuotta, mikä vastaa muilta Suomen arkeisilta alueilta saatuja nuorempien arkeisten granitoidien ikää.

Norjan puolella Länsi-Lapin arkeiset kivet voidaan rinnastaa Rai'ædno-gneissikompleksiin (Siedlecka ym. 1985) ja Ruotsin puolella Råstojaur-gneissikompleksiin (ks. Geological Map, Northern Fennoscandia 1:1 mill., 1987).

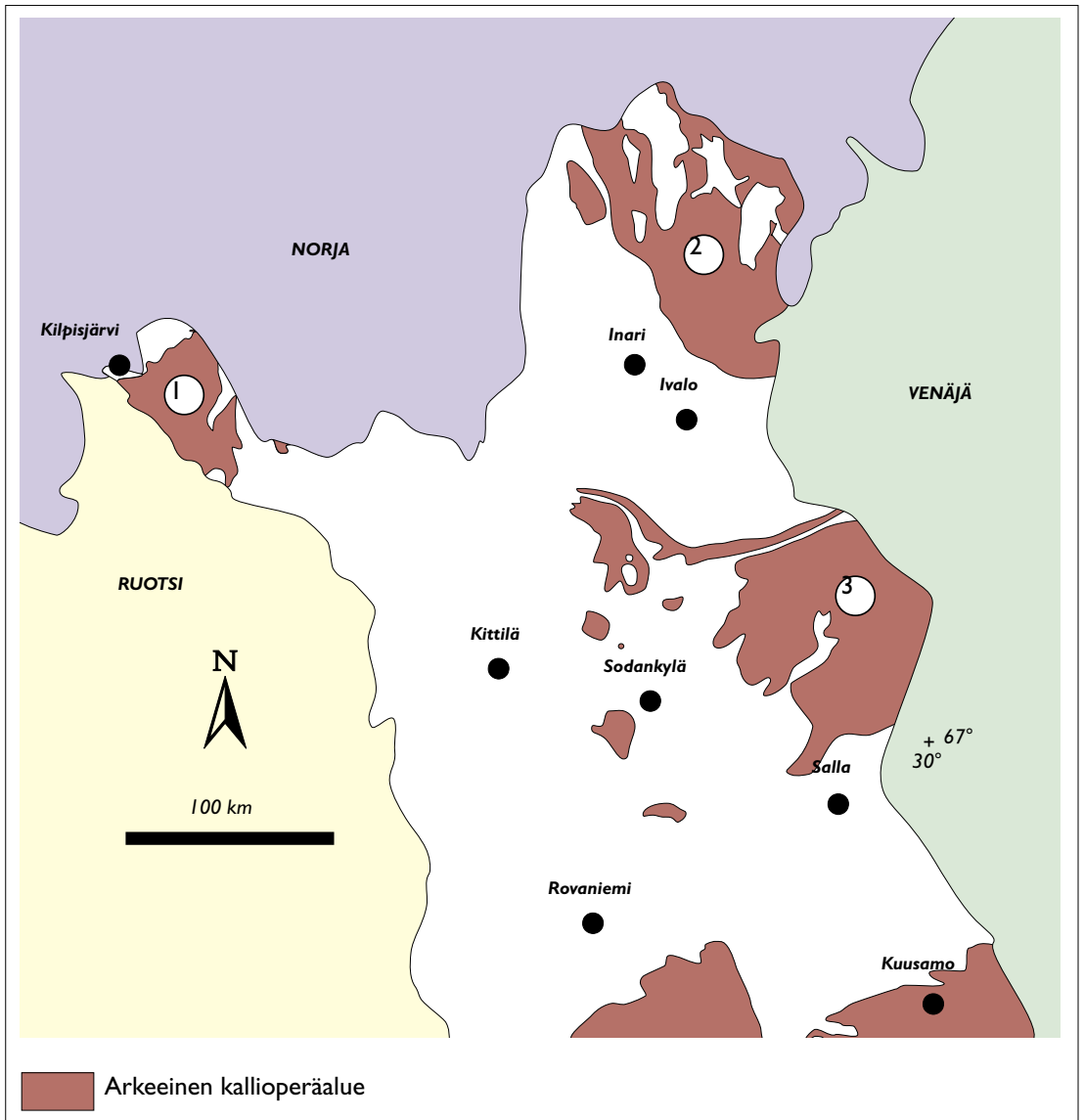
4.4. Taka-Lapin arkeinen alue

Taka-Lapin varhaisproterotsooisen granuliittikaaren koillispuolelle työntyy Kuolan niemimaalta laaja graniittigneissikompleksi

(Pohjois-Inarin ja Itä-Utsjoen alue; *Kuvat 4.3 ja 4.4*), joka jatkuu sieltä edelleen Pohjois-Norjaan. Meriläisen (1976) mukaan kompleksi jakautuu suprakrustisiin kiviin (kvartsi-maasälpagneisseihin, biotiittigneisseihin, sarvivälkegneisseihin ja amfiboliitteihin; *Kuvat 4.5 ja 4.6*), syväkiviin (granodioriitteihin ja graniitteihin), sekä *Opukasjärven - Vätsärin ja Kuorbeivin vulkaanisperäisiin vihreäkivivyöhykkeisiin*. Alueen kivet ovat rakenteeltaan yleensä erittäin monimutkaisia, mikä yhdessä paikoin heikon paljastuneisuuden kanssa on vaikeuttanut niiden alkuperän selvittämistä. Arkeisen deformaation ohella kivet ovat voimakkaasti muokkautuneet ainakin kahdesti varhaisproterotsooisena aikana (Hörmann ym. 1980). Proterotsooisessa deformaatiassa arkeinen kuori on paikoin täysin sulanut ja siitä on syntynyt 1 950 - 1 930 miljoonan vuoden ikäisiä tonaliitteja ja granodioriitteja (Meriläinen 1976). Näille ovat tyypillisiä vähittäiset kontaktit ympäröivien arkeisten gneissien kanssa sekä arkeiset amfiboliitti- ja gneissisulkeumat.

Tuoreimman tulkinnan (Kesola 1991) mukaan Taka-Lapin vihreäkivivyöhykkeistä ainoastaan rautamuodostumia sisältävät *Vätsärin vihreäkivivyöhykkeiden* jäänteet ovat kerrostuneet tuntemattoman alustan päälle ja ovat iältään arkeisia. Tyypillisimmillään Vätsärin alueen kivilajiseuranto koostuu kvartsi-maasälpagneisseista (*Kuva 4.6*) ja ohuesta karsigneissistä. Näiden päällä ovat emäksiset ja happamat vulkaniitit, joissa on useita kapeita rautamuodostumia ja jotka muodostavat valtaosan Vätsärin vihreäkivivyöhykkeestä. Monin paikoin vihreäkivivyöhykkeiden gneissit ja mafiset vulkaniitit vaihettuvat migmatiiteiksi.

Kesolan (1991) mukaan Kuorbeivin, Sevettijärven ja Opukasjärven vihreäkivivyöhykkeet (ns. Opukasjärvi-ryhmä) ovat kerrostuneet vanhimman arkeisen gneissiyksikön päälle ja ovat siten todennäköisesti varhaisproterotsooisia iältään. Opukasjärvi

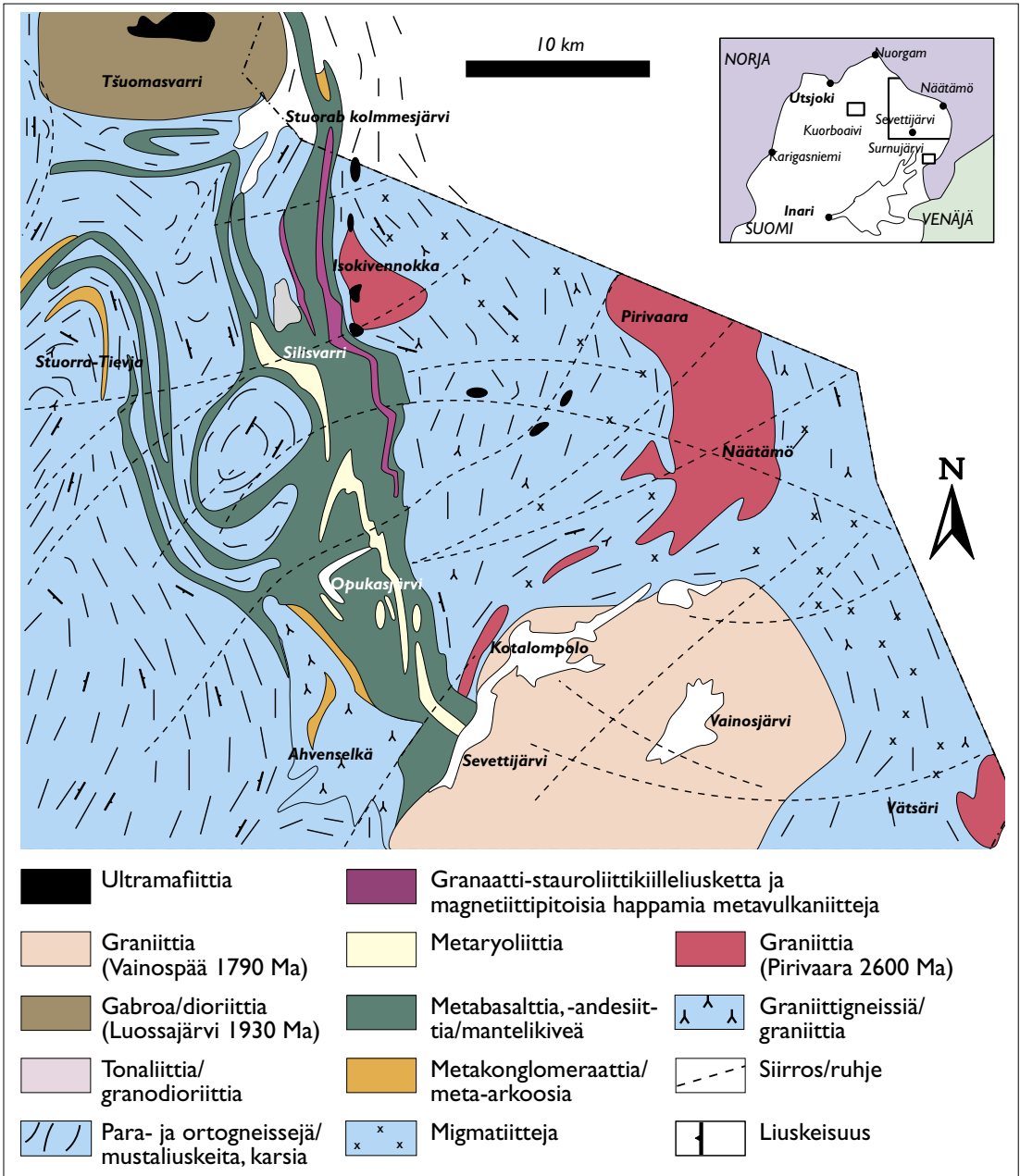


Kuva 4.3. Pohjois-Suomen arkeiset alueet: 1 Länsi-Lappi, 2 Taka-Lappi, 3 Itä-Lappi. Kuva laadittu Geological Map Pre-Quaternary Rocks Northern Fennoscandia -kartan perusteella.

-ryhmä voidaan rinnastaa varhaisproterotsoosiin Sumi-Sariola -tyypin vihreäkiviin, joita tavataan etelämpää Suomen ja Venäjän Karjalasta.

Zirkonista on Inarijärven alueen arkeisille gneisseille saatu 2 730 miljoonan ja gneissejä leikkaaville graniiteille 2 600 miljoonan vuoden ikä (Meriläinen 1976, Kesola 1991). Näiden välille ajoittuu alueen laaja-

alainen arkeisten sedimenttien ja vulkaaniittien kerrostuminen, josta ovat jäänteinä mm. Vätsärin tyypin vihreäkivivyöhykkeet. Nykyisen tiedon perusteella Taka-Lapin arkeiset vihreäkivivyöhykkeet ovat hiukan Itä-Suomen arkeisia vihreäkivivyöhykkeitä nuorempia ja edustavat mahdollisesti Rautavaaran arkeisen alueen kanssa samanikäistä arkeisen kuoren lohkoa.



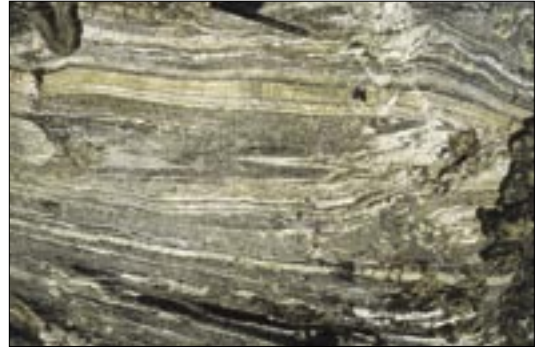
Kuva 4.4. Taka-Lapin arkeinen kallioperä. Kuva laadittu Kesolan (1991) mukaan.

Norjan puolella Taka-Lapin arkeiset migmatiitit, granitoidit ja vihreäkivivyöhykkeet voidaan rinnastaa Polmakin - Neidenin alueen arkeisiin Cappelkaidin gneissikompleksin ja Garsjö-ryhmän kiviin (Siedlecka ym. 1985). Venäläisten tulkinnan

mukaan (Zagorodny ja Radtsenko 1983) Polmakin-Opukasjärven-Vainospään länsipuolelta gneissit voidaan rinnastaa Belomorian provinssin arkeisiin gneisseihin ja migmatiitteihin, kun taas Näätämon ja Surnujärven alueen arkeiset migmatiitit, granitoidit ja



Kuva 4.5. Monimutkaisesti poimuttunut arkeeminen amfiboliitti, Kaskavarri, Inari. Kuva Reino Kesola.



Kuva 4.6. Monimutkaisesti poimuttunut arkeeminen kvartsi-maasälpagneissi, Kärppäsaari, Inarijärvi. Kuva Petri Virransalo.

vihreäkivet vastaavat paremmin Kuolan provinssin Murmanskin alueen arkeisia kivilajeja. Näiden kahden arkeisen lohkon välistä rajapintaa ei toistaiseksi ole Suomen puolelta havaittu.

4.5. Itä-Lapin arkeinen kallioperä

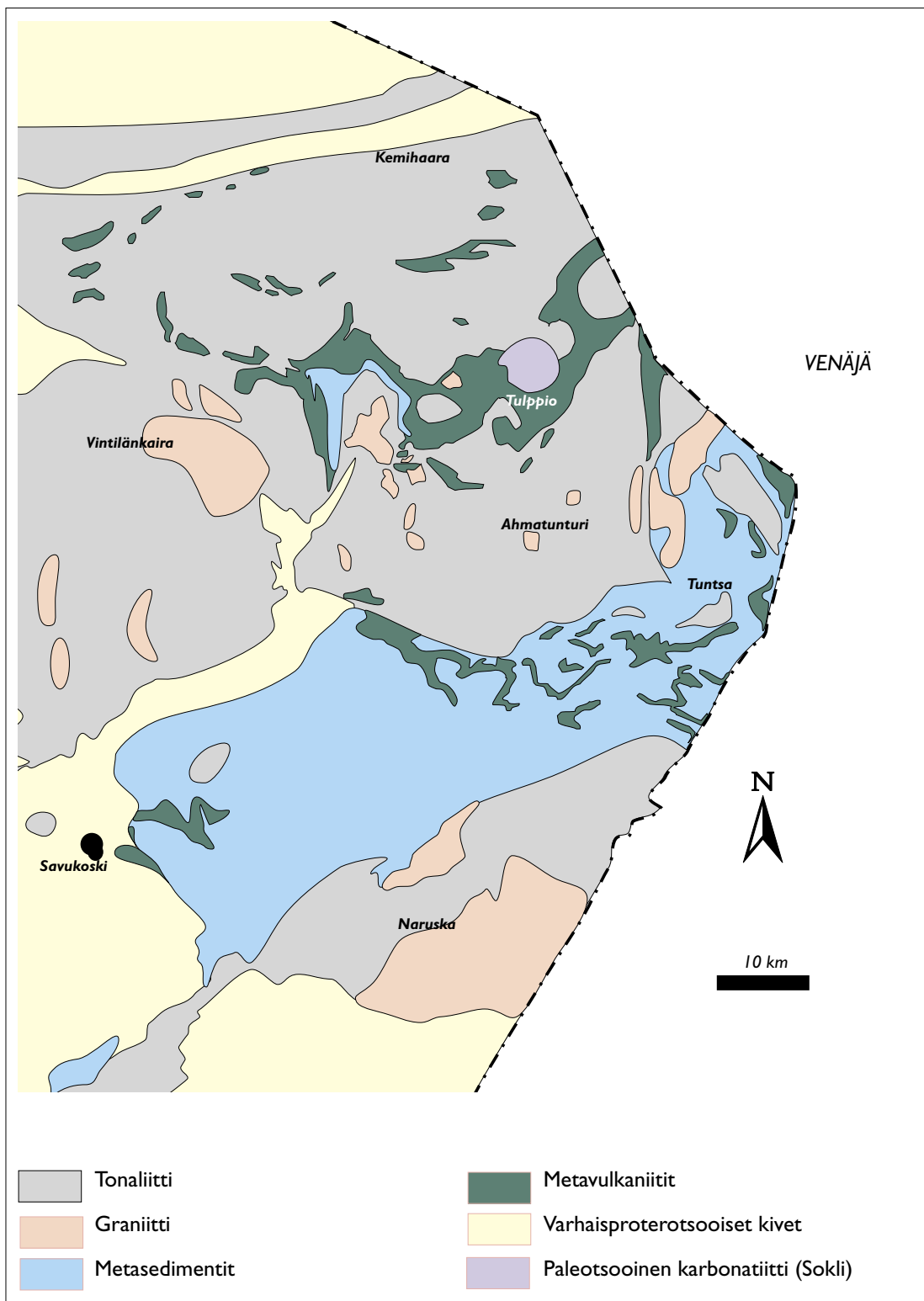
Venäjän puolelta Kuolan niemimaan ja Kantalahden arkeiselta alueelta ulottuu Suomen Itä-Lappiin arkeisten migmatiittien, granitoidien sekä vulkaanisten ja sedimentogeenisten kivien alueita (*Kuvat 4.2, 4.3 ja 4.7*) (Gaál ja Gorbatshev 1987, Juopperi 1994). Suomen puolella Itä-Lapin kallioperä on paikoin heikosti paljastunut, mutta olemassa olevan tiedon perusteella se voidaan jakaa Naruskan, Ahmatunturin ja Vintilänkairan - Kemihaaran granitoidikomplekseihin sekä Tuntsan paragneissivyöhykkeeseen ja Tulppion vihreäkivivyöhykkeeseen (Juopperi 1994).

Naruskan, Ahmatunturin ja Vintilänkairan - Kemihaaran granitoidikompleksit

Nämä granitoidikompleksit koostuvat tonaliittisista, granodioriittisista ja graniittisista

ta gneisseistä. Osa graniittisista gneisseistä lienee vahvasti graniittiutuneita tonaliitteja. Granitoidit sisältävät joskus runsaasti gneissi- ja amfiboliittisulkeumia, sekä ilmeisesti kiillegneissejä ja amfiboliitteja laajempina alueina. Granitoidien deformatuminen varsinkin alueen pohjoisosassa lähellä varhaisproterotsooisia granuliitteja on voimakasta; gneissit ovat siellä pienirakeisia, voimakkaan liuskeisia ja viiruisia (Mikkola 1941).

Granitoidien kontaktit paragneissi- ja vihreäkivivyöhykkeiden kanssa ovat yleensä siirrostien rajaamat (tektoniset), mutta varsinkin Tuntsan paragneisseillä on tavattu tonaliittien kanssa myös vaihtuvia kontakteja. Granitoidien iät ovat yleensä 2 745 - 2 700 miljoonan vuoden välillä. Ahmatunturin lähellä olevan tonaliittisen gneissin ikä on kuitenkin 2 833 miljoonaa vuotta (Juopperi 1994), mikä osoittaa granitoidikompleksien sisältävän myös vanhemman arkeisen, mahdollisesti paragneissi- ja vihreäkivivyöhykkeitäkin vanhemman maankuoren aineksia. Granitoidikompleksia leikkaavat varhaisproterotsooiset diabaasijuonet ja sen länsiosassa myös varhaisproterotsooiset graniitit.



Kuva 4.7. Itä-Lapin arkeinen kallioperä. Kuva yksinkertaistettu Juopperin (1994) kartasta.

Tuntsan paragneissivyöhyke ja Tulppion vihreäkivivyöhyke

Itä-Lapin arkeisten paragneissi- ja vihreäkivivyöhykkeiden syvälle kuluneiksi, voimakkaasti deformatuneiksi jäänteiksi tulkitut pintasyntyisten kivien alueet on Juopperi (1994) jakanut Tuntsan paragneissivyöhykkeeksi ja Tulppion vihreäkivivyöhykkeeksi. Heikot paljastumaolot, vahva deformaatio ja primäärirakenteiden puuttuminen tekevät vyöhykkeiden keskinäisen ikävertailun ja luotettavan sisäisen jaon kuitenkin toistaiseksi mahdottomaksi.

Esiintymisalueeltaan laajempi Tuntsan paragneissivyöhyke ulottuu Savukoskelta Venäjän rajalle n. 15 – 25 kilometriä leveänä muodostumana ja koostuu lähes kokonaan keskiasteisesti metamorfoituneista metasedimenteistä (*Kuvat 4.7 ja 4.8*). Mikkola (1941) nimitti näitä ja Tulppion vihreäkivivyöhykkeen kiviä yhdessä Tuntsa-Savukoski-muodostumaksi.

Tuntsan paragneissivyöhykkeeseen verrattuna Tulppion vihreäkivivyöhyke on esiintymisalueeltaan hajanaisempi ja pienempi, mutta kivilajeiltaan vaihtelevampi (*Kuva 4.7*). Vyöhykkeen laajin yhtenäinen, muutaman kilometrin levyinen vulkaanisten kivien jakso ulottuu lähes itä-länsisuuntaisena Kuttusvaarojen länsipuolelta Tulppion kautta Venäjän rajalle ja koostuu pääosin keskiasteisesti metamorfoituneista ultramafisista ja mafisista vulkaniiteista. Näistä ensin mainitut on Juopperi (1994) tulkinnut arkeisten komatiittisten laavojen kumulaateiksi (*Kuva 4.9*) ja jälkimmäiset vahvasti muuttuneiksi, veteen purkautuneiksi tholeiittisiksi laavoiksi. Ultramafiiteista osa saattaa olla myös varhaisproterotsooisten komatiittien tulokanavakumulaatteja (Vuollo 1986). Metavulkaniitteihin liittyy paikoin kvartsi-maasälpäliuskeita, amfiboli- ja grafiittipitoisia alumiinista rikkaita liuskeita, sekä kvartsiitteja ja serttimäisiä kiviä.

Molempien vyöhykkeiden kivilajeja leik-

kaavat nuoremmat graniitit ja pegmatiitit. Tuntsan paragneissivyöhykkeen ja Tulppion vihreäkivivyöhykkeen kivilajit voidaan rinnastaa Venäjän Karjalan Belomorian provinssin Khetolampi- ja Tshuba-ryhmien gneisseihin ja amfiboliitteihin (vrt. Stenar 1972, 1988).

4.6. Keski-Lapin arkeiset ikkunat

Keski-Lapin alueella arkeisia granitoideja ja migmatiitteja esiintyy myös useina varhaisproterotsooisten muodostumien ympäröiminä, suppealaisina alueina eli tektonisina ikkunoina (*Kuva 4.3*). Näistä tunnetuin on Sodankylän Koitelaisen alueen Tojottomanselän arkeisista tonaliittisista gneisseistä koostuva alue. *Tojottomanselän gneissit* ovat noin 3 248 – 3 100 miljoonaa vuotta vanhoja (Kröner ym. 1981, Kröner ja Compston 1990), eli ne edustavat Fennoskandian kilven vanhinta tunnettua kallioperää. Neodyymi-isotooppianalyysit osoittavat tonaliittisen magman lähtömaterialin olleen koostumukseltaan emäksistä ja ehkä noin 3 350 – 3 530 miljoonaa vuotta vanhaa (Jahn ym. 1984). Keski-Lapin alueen kivilajeissa tavataan myös nuorempia, noin 2 840 miljoonan vuoden ikäisiä zirkoneja, jotka kiteytyivät kallioperää muokanneessa nuoremmassa metamorfisessa tapahtumassa. Sama nuorempi arkeinen metamorfinen vaihe on kuvattu myös muilta Fennoskandian kilven arkeisilta osa-alueilta.

4.7. Keski-Suomen arkeiset alueet

Keski-Suomen arkeiset alueet ulottuvat leveänä vyöhykkeenä Kemin eteläpuolelta Pudasjärven ja Iisalmen kautta Kuopion, Siilinjärven, Vehmersalmen ja Kaavin eteläpuolelle (*Kuva 4.10*). Ne voidaan



Kuva 4.8. Voimakkaasti poimuttunut ja migmatitiittutunut arkeinen kiillegneissi, Nuolusvaara, Savukoski. Kuva Heikki Juopperi.



Kuva 4.9. Voimakkaasti poimuttunut ja muutunut arkeinen komatiitti, Nuolusvaara, Savukoski. Kuva Heikki Juopperi.

jakaa Pudasjärven, Iisalmen ja Rautavaaran arkeisiin alueisiin. Niiden ulkopuolella, Kainuun, Pohjois-Savon ja Pohjois-Karjalan liuskealueiden sisällä esiintyvät pienet arkeiset linssit ja ikkunat lienevät niistä varhaisproterotsooisten liikuntojen yhteydessä irronneita osia.

Pudasjärven arkeinen alue

Pudasjärven arkeinen alue (1, *Kuva 4.10*) rajoittuu pohjoisessa varhaisproterotsooiseen Peräpohjan liuskealueeseen, idässä Keski-Lapin graniittikompleksiin ja Hirvaskosken siirrosvyöhykkeeseen, etelässä Oulujärven hiertovyöhykkeeseen, sekä lounaassa ja lännessä Pohjois-Pohjanmaan liuskealueeseen (*Kuva 4.10*; Enkovaara ym. 1953, Väyrynen 1954, Laajoki ja Luukas 1988, Kärki 1991).

Heikosti paljastuneen ja vielä huonosti tunnetun Pudasjärven alueen pääkivilajeina ovat granitoidiset gneissit ja migmatiitit sekä niiden sisään sulkeutuvat amfiboliitit. Amfiboliitit lienevät suurelta osalta vihreäkivivyöhykkeiden syvälle kuluneita jäänteitä, mutta joukossa lienee myös voimakkaasti deformatuneita arkeisia emäksisiä juonia ja intrusioita. Vulkaanisperäiset amfiboliitit voivat olla useasta kymmenestä metristä satoihin metreihin leveitä ja useita kilomet-

reja pitkiä. Niistä huomattavin on Oijärven vihreäkivivyöhyke, jonka leveys on 2 – 5 km ja pituus n. 30 km (*Kuva 4.10*). Sen pääkivilajeina ovat synnyltään intermediaäriset ja happamat vulkanogeeniset sedimentit ja mustaliuskeet, joiden lisäksi on myös basalttisia laavoja (Esko Korkiakoski, suullinen tiedonanto 1995).

Pudasjärven arkeisia kivilajeja leikkaavat terävästi varhaisproterotsooiset diabasiitit ja graniitit.

Iisalmen arkeinen alue

Iisalmen arkeinen alue (2, *Kuva 4.10*) rajoittuu pohjoisessa varhaisproterotsooiseen Kajaanin graniittiin, idässä Kainuun liuskealueeseen ja Rautavaaran arkeiseen alueeseen. Etelässä ja lännessä sitä rajoittaa varhaisproterotsooinen Pohjois-Savon liuskealue.

Iisalmen arkeisen alueen kallioperän tyypillinen piirre on sen jakautuminen erikokoisiin ja eri kulutusasoilla oleviin lohkoihin, joita erottavat toisistaan kapeat ruhjevyöhykkeet. Lohkot erottuvat selvästi myös aeromagneettisilla kartoilla. Rakennehavaintojen perusteella kallioperän lohkoutuminen on tapahtunut arkeisen monivaiheisen poimutuksen jälkeen ja muutamat heikkousvyöhykkeistä ovat olleet aktiivisia

vielä varhaisproterotsooisissa liikunnoissa (Kauppinen 1972, Paavola 1988, 1991).

Valtaosa Iisalmen arkeeisesta alueesta on tonaliittista/trondhjemiittista granitoidia ja migmatiittia, joissa on amfiboliittiraitoja tai kapeita amfiboliittivyöhykkeitä. Amfiboliittivyöhykkeet ovat jopa satojen metrien levyisiä, homogeenisia tai raitaisia ja sisältävät ultraemäksisiä sulkeumia (Paavola 1988, 1991). Vahva graniittiutumisen on paikoin hämärtänyt migmatiittien rakenteet haamumaisiksi (nebuliittisiksi). Ruhjevyyöhykkeiden läheisyydessä on vahva epidoottiutuminen ja albiittiutuminen usein muuttanut migmatiitit vaaleaksi, lähes massamaisiksi kiveksi.

Lapinlahden - Varpaisjärven alue sekä Iisalmen kaupungin itäpuoliset alueet koostuvat pystysirrosten rikkomista ja rajaamista korkean metamorfoosiasteen kallioperälohkoista. Pääkivilajeina ovat syväkivimäiset hypersteenipitoiset granitoidit (enderbiitit, *Kuva 4.11*) ja mahdollisesti vulkaanisperäiset pyrokseeniamfiboliitit (*Kuva 4.12*). Alueen itäosassa on myös granaatti-kordieriitti-sillimaniittikiviä ja kvartsi-kordieriittikiviä (Paavola 1984a, b, 1988, 1991). Korkean asteen metamorfoosin lohkojen on tulkittu edustavan arkeeisen maankuoren alaosa, joka pystyliikuntojen seurauksena on kohonnut nykyiseen eroosiotasoon.

Iisalmen arkeeisen alueen eteläosaan sijoittuu Siilinjärven arkeinen karbonaattikompleksi (*Kuva 4.10*). Kompleksi koostuu feniitti-syeniiteistä ja karbonaattiglimmeriiteistä ja sitä kuvataan tarkemmin tämän kirjan Luvussa 10.

Lähellä varhaisproterotsooisia Savon liuskealueen kiviä Iisalmen arkeeisen alueen kallioperä on vahvasti muuttunut svekofennisen orogeenian vaikutuksesta. Vahva varhaisproterotsooinen uudelleenaktivoituminen (luode-kaakkosuuntainen proterotsooinen siirrostuminen) ja migmatisaatio hämärtävät arkeisia rakenteita, sekä vai-

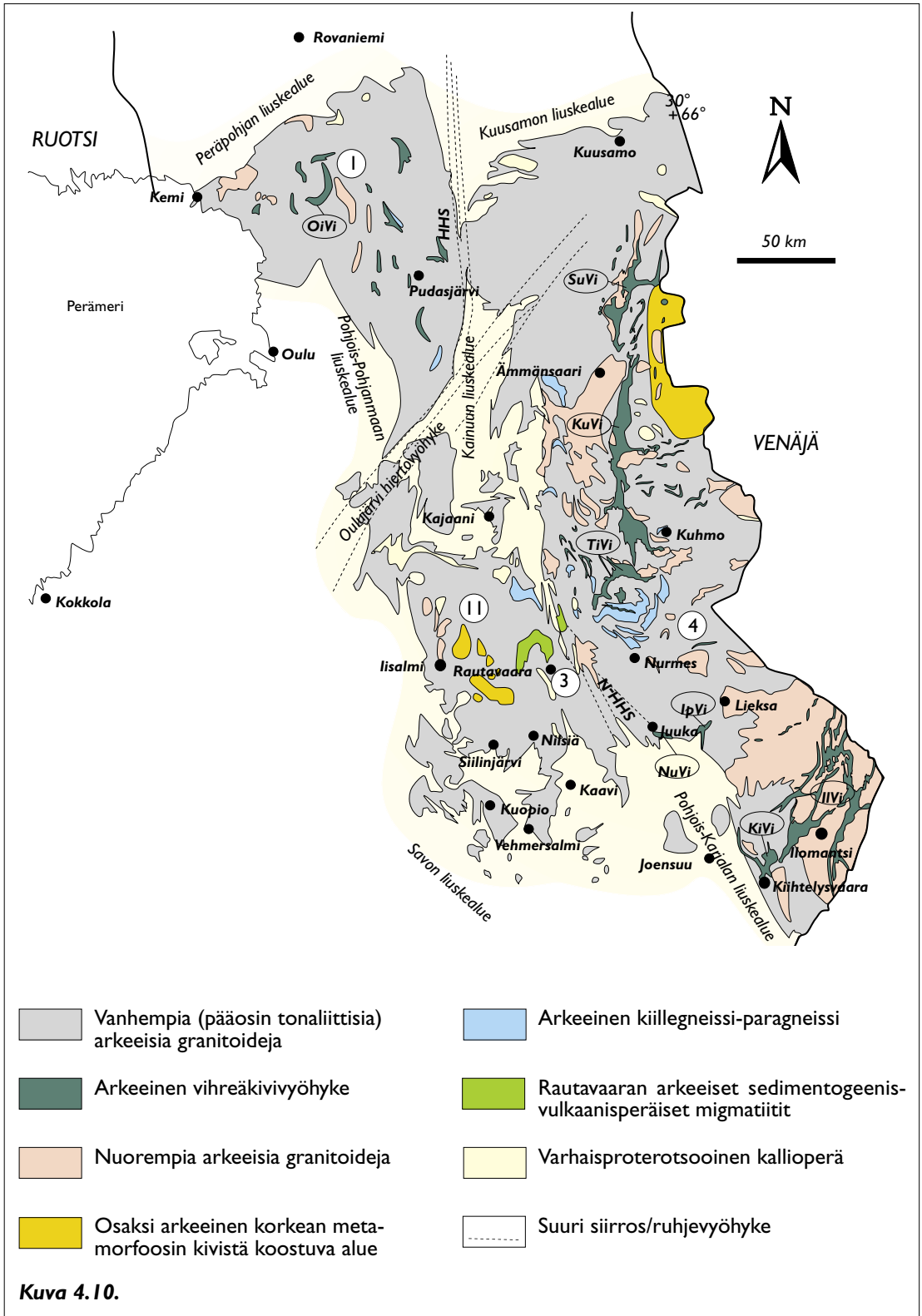
keuttavat arkeeisen kallioperän länsireunan rajaamista (Paavola 1991). Onkiveden, Iisalmen ja Sukevan alueella arkeisia kiviä leikkaavat ja migmatisoivat n. 1 900 miljoonaa vuotta vanhat granitoidit sekä Lapinlahdella myös 1895 miljoonaa vuotta vanha gabro. Alueen arkeisia kiviä leikkaavat monikäiset varhaisproterotsooiset, paikoin vahvasti muuttuneet diabaasijuonet. Alueen itäosassa lähellä Tahkomäen varhaisproterotsooista kvartsiittijaksoa arkeiset gneissit ovat vahvasti kataklastisia, epidoottiutuneita ja niihin on kasvanut metamorfoosissa maasälpäporfyroblasteja (Paavola 1984b).

Lapinlahden - Sonkajärven kvartsidioriittiselle ja amfiboliittiselle gneissille on mitattu n. 3 100 miljoonan vuoden ikä. Näin Iisalmen arkeeisen alueen granitoidit kuuluvat Suomen ja koko Fennoskandian arkeeisen kallioperän vanhimpaan osaan. Alueen kivien zirkoni- ja sarvivälkekiteille mitatut n. 2 700 miljoonan vuoden iät kuvastavat voimakasta myöhäisarkeeisen metamorfoosin aiheuttamaa lämpövaikutusta ja/tai nuorempien arkeisten granitoidien paikalleenasettumista (Paavola 1986, 1988).

Rautavaaran arkeinen alue

Iisalmen arkeeisen alueen itäpuolella sijaitseva Rautavaaran arkeinen alue (3, *Kuva 4.10*) rajoittuu pohjoisessa varhaisproterotsooiseen Kainuun liuskealueeseen ja kaakossa Itä-Suomen arkeiseen alueeseen. Etelässä Rautavaaran arkeista aluetta rajoittaa varhaisproterotsooinen Pohjois-Karjalan liuskealue.

Rautavaaran arkeeisen alueen kallioperälle ovat tyypillisiä graniittiutuneet tonaliittiset-trondhjemiittiset migmatiitit (ortogneissit), homogeeniset granitoidit, sekä sedimentti- ja vulkaniittiperäiset migmatiitit (paragneissit). Viimeksi mainituista laajin yhtenäinen, monimutkaisesti poimuttunut ja metasomaattisesti muuttunut jakso ulottuu Nilsin pohjoispuolelta Rautavaaran poh-



joispuolelle. Sen eteläisiä jatkeita tavataan ilmeisesti aina Vehmersalmen pohjoispuolella asti. Tällä jaksolla esiintyy yleisesti kyaniittia (joskus myös andalusiittia ja sillimaniittia), kordieriittia, amfibolia, stauroliittia ja paikoin turmaliinia sisältäviä kiviä. Jakson kivet ovat yleensä voimakkaasti kvartsiutuneita ja kloriittiutuneita (*Kuva 4.13*).

Keski-Suomen muihin arkeisiin alueisiin verrattuna Rautavaaran alue sisältää enemmän sedimenttisyntyisiä migmatiitteja. Tyypillistä on myös vahva varhaisproterotsooinen uudelleenaktivoituminen, joka näkyy monin paikoin vahvana kivien kloriittiutumisenä, kvartsiutumisenä, epidoottiutumisenä, silmägneissien muodostumisena, itään ja koilliseen suuntautuvina ylityöntöinä sekä varhaisproterotsooisten diabaasien deformatiivisena (Väyrynen 1954, Paavola 1988, Jokela ja Paavola 1991).

Ylityöntöjen seurauksena varhaisproterotsooiset kivet esiintyvät arkeisten kivien väliin rutistuneina nauhamaisina jaksoina (mm. Tahkomäki-Temo-liuskejakso ja Keyrityn liuskejakso). Alueen eteläosassa lähellä varhaisproterotsooista Pohjois-Karjalan liuskealuetta ovat arkeiset kivet monin

paikoin tektonisesti kiilautuneet varhaisproterotsooisten kivien sisään tai työntyneet niiden päälle. Tyypillistä on myös arkeisten kivien voimakas ruhjoutuminen (Väyrynen 1939, Park ja Bowes 1983). Alueen itäosan suurissa siirrosvyöhykkeissä ja niiden läheisyydessä ovat varhaisproterotsooiset diabaasit liikuntosaumojen suuntaisia, hiertyneitä ja poimuttuneita.

Isotooppitutkimusten perusteella suuri osa Rautavaaran arkeisesta alueesta on n. 2 700 – 2 600 miljoonaa vuotta vanhaa ja kuuluu Fennoskandian kilven arkeisen kallioperän nuoreen osaan. Voimakas varhaisproterotsooinen metamorfoosi ja deformaatio vaikeuttavat alueen iänmäärittysten tulkintaa.

4.8. Keski-Suomen arkeiset doomit ja ikkunat

Pohjois-Karjalan ja Savon liuskealueiden sisällä tavattavat pienialaiset ja kapeat arkeiset doomit ja ikkunat koostuvat muiden Keski-Suomen arkeisten alueiden tapaan granitoidisista gneisseistä ja migmatiiteista, sekä niissä olevista amfiboliittisulkeumista. Vastaavanlaisia arkeisia, varhaisproterotsooisissa deformaatioissa muuttuneita kallioperäalueita tavataan myös Iisalmen ja Rautavaaran arkeisten alueiden pohjoispuolella Kainuun liuskealueen sisältä (*Kuva 4.10*). Vaikka alueiden kivet ovat paikoin aktivoituneet varhaisproterotsooisen orogeenian liikunnoissa, niiden arkeiset rakenteet ovat vielä monin paikoin selvästi erotettavissa (Bowes 1980, Koistinen 1993). Arkeisia ja varhaisproterotsooisia kivilajeja erottaa paikoin alkuperäinen diskordanssi, mutta yleisimmin niiden kontaktissa on siirros.

Pienialaisten arkeisten alueiden esiintyminen varhaisproterotsooisten vyöhykkeiden keskellä on kauan askarruttanut tutki-

Kuva 4.10. Keski- ja Itä-Suomen arkeiset alueet:

1 Pudasjärven arkeinen alue, 2 Iisalmen arkeinen alue, 3 Rautavaaran arkeinen alue, 4 Itä-Suomen arkeinen alue. HHS = Hirvaskosken siirrosvyöhyke. N-HHS = Nunnanlahti-Holinmäki hirttovyöhyke. Arkeiset vihreäkivivyöhykkeet: OVi = Oijärven vihreäkivivyöhyke, SuVi = Suomussalmen vihreäkivivyöhyke, KuVi = Kuhmon vihreäkivivyöhyke, TiVi = Tipasjärven vihreäkivivyöhyke, NuVi = Nunnanlahden vihreäkivivyöhyke, IpVi = Ipatin vihreäkivivyöhyke, KiVi = Kiihtelysvaaran vihreäkivivyöhyke, IlVi = Ilomantsin vihreäkivivyöhyke.

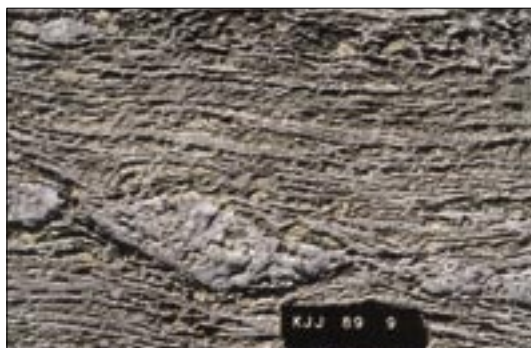
Kuva koottu Enkovaaran ym. (1953), Kärjen (1991), Laajoen ja Luukkaan (1988), Luukkosen (1992), Paavolan (1984a,b, 1988, 1991), Simosen (1980) ja Taipaleen (1983) julkaisujen ja karttojen sekä kartan Bedrock Map of Central Fennoscandia perusteella.



Kuva 4.11. Arkeinen enderbiitti (hypersteeni-pitoinen leukodioriitti), Romonmäki, Sonkajärvi. Kuva Jorma Paavola.



Kuva 4.12. Arkeinen granaattipitoinen kahden pyrokseenin amfiboliitti, Kumisevanmäki, Sonkajärvi. Kuva Jorma Paavola.



Kuva 4.13. Arkeinen kvartsi-kloriitti-kordierriittikivi, Lumimäki, Rautavaara. Kuva Jorma Paavola.



Kuva 4.14. Monimutkaisesti poimuttunut ja migmatiittitunut vanha arkeinen tonaliittitrondhjemiitti, Kelkkakangas, Hyrnsalmi. Kuva Erkki Luukkonen.

joita. Eskola (1949) ja Brun (1980) tulkitsivat *Kuopion arkeisen alueen* svekofennisen orogeenin aikana syntyneeksi doomirakenteeksi. Myöhemmät tutkimukset ovat osoittaneet useimpien arkeisista alueista koostuvan ns. poimuinterferenssirakenteista (Bowes 1980, Koistinen 1993). Pienimmät alueet on tulkittu juurettomiksi linsseiksi, jotka ovat deformaatiossa joutuneet varhaisproterotsooisten muodostumien sisään.

4.9. Itä-Suomen arkeinen alue

Itä-Suomen arkeinen alue (4, *Kuva 4.10*) on Suomen arkeisista alueista laajin ja ehkä parhaiten tunnettu. Se rajoittuu pohjoisessa varhaisproterotsooiseen Kuusamon liuskealueeseen, lännessä Hirvaskosken hiertovyöhykkeeseen, Kainuun liuskealueeseen, Nunnanlahti-Holinmäen hiertovyöhykkeeseen ja Pohjois-Karjalan liuskealueeseen. Idässä se jatkuu valtakunnan rajan yli Venäjän Karjalaan (*Kuva 4.2*). Itä-Suomen arkeinen alue kuuluu Fennoskandian kilven arkeisen Karjalan provinssin läntisimpään osaan ja edustaa provinssille tyypillistä granitoidi-

vihreäkiviseuruetta. Granitoidien joukossa on myös satunnaisesti granuliitteja.

Itä-Suomen arkeiset granitoidit

Itä-Suomen arkeisen alueen granitoideissa voidaan erottaa kaksi ikäryhmää. Vanhimmat granitoidit, joiden osuus on n. 40 %, ovat migmatiittisia tai syväkivimäisiä tonaliitteja, trondhjemiiitteja ja granodioriitteja (*Kuva 4.14*). Niissä erikokoiset amfiboliittisulkeumat ovat paikoin yleisiä. Amfiboliittien yhteydestä tavataan myös serpentiniittejä. Suomussalmen, Kuhmon ja Nurmeksen itäosissa on jäänteinä myös keski- ja korkeasteisesti metamorfoituneita eli amfiboliittija granuliittifasieksen kiviä. Geologisten ja geofysikaalisten tutkimusten perusteella nämä alueet edustavat arkeisen maankuoren syvää leikkausta. Alueiden kohoaminen nykyiseen kulutustasoon on tapahtunut suurelta osalta arkeisen orogeenin liikuntojen seurauksena.

Nuoremmat arkeiset granitoidit muodostavat arkeisen granitoidialueen toisen, määrällisesti vallitsevan tyypin. Vanhempiin granitoideihin ja migmatiitteihin verrattuna nämä ovat heikommin deformatuneita, syväkivimäisiä ja koostumukseltaan vaihtelevampia: tonaliittien, kvartsidioriittien ja graniittien lisäksi tavataan myös gabroja ja syeniittejä. Useimmat nuorista granitoidiplutoneista sisältävät vähän magnetiittia ja melkoisesti toriumia ja urania, jonka takia ne erottuvat selvästi myös magneettisilla ja radiometrisillä matalalentokartoilla.

Nuoret granitoidit muodostavat monimutkaisia plutoneja, joita vanhimmat granitoidit ja migmatiitit ympäröivät. Niihin on sotkeutunut usein runsaasti vanhempaa maankuorta, mikä vaikeuttaa niiden litogeokemiallista tutkimusta ja iätystä. Leikkaussuhteiden ja iänmääritysten perusteella Itä-Suomen nuoremmat arkeisen alueen tonaliitit ja kvartsidioriitit ovat granodioriit-

teja, graniitteja ja syeniittejä vanhempia.

Monin paikoin arkeiset migmatiitit ja granitoidit ovat ruhjoutuneet (kataklastiittituneet) ja muuttuneet metasomaattisesti. Varsinkin varhaisproterotsooisten liuskealueiden läheisyydessä ja kauempana suurissa luode-kaakkosuuntaisissa heikkoussaumoissa muutosprosessit ovat olleet voimakkaita.

Itä-Suomen arkeisia granitoideja ja migmatiitteja leikkaavat varhaisproterotsooiset kaligraniitit ja diabaasit. Osa luodekaakkosuuntaisiin heikkoussaumoihin tunkeutuneista diabaaseista on suuntautunut varhaisproterotsooisten liikuntojen vaikutuksesta.

Itä-Suomen vanhimmat arkeisten migmatiittien iät ovat n. 2 850 - 2 830 miljoonaa vuotta ja edustavat todennäköisesti voimakasta metamorfista tapahtumaa, sillä alustavat neodyymi-isotooppianalyysit osoittavat niille huomattavasti vanhempaa vaipasta erkautumisen ikää (yli 3 000 miljoonaa vuotta). Tähän tapahtumaan on liittynyt myös granitoidien kiteytymistä nykyisellä eroosiotasolla, sillä Tipasjärven alueen tonaliiteille on määritetty noin 2 830 miljoonan vuoden kiteytymisikä (Hyvärinen 1989). Ilomantsin Silvevaaran nuoremman arkeisen granodioriitin 3 200 miljoonaa vuotta vanhat zirkonikiteet taas osoittavat sen, että vanhaa arkeista kuorta on ollut laajalti Itä-Suomen arkeisella alueella (vrt. Sorjonen-Ward ja Claoué-Long 1993).

Itä-Suomen nuorempien arkeisten granitoidien uraani-lyijyiat asettuvat 2 760 ja 2 690 miljoonan vuoden välille. Yleensä vanhemmat, yli 2 700 miljoonan vuoden iät ovat ominaisia nuoremmille arkeisille tonaliiteille ja kvartsidioriiteille. Nuoremmista granodioriiteista ja graniiteista saadut iät ovat usein alle 2 700 miljoonaa vuotta. On mahdollista, että nuoremmat arkeiset granitoidit tullaan uudempien isotooppitutkimusten perusteella jakamaan useampaan ryhmään.

Nuorempien arkeisten granitoidien nousu nykyiseen eroosiotasoon liittyy laajaan arkeeseen metamorfiseen tapahtumaan. Tämä näkyy selvästi mm. vanhempien arkeisten migmatiittien ja granitoidien granodioriittutumisenä sekä niissä olevien titaniittien ja nuorempien zirkonien 2 700 miljoonan vuoden ikinä.

Itä-Suomen arkeista granitoidialuetta pidetään mineraalivaroiltaan köyhänä. Kuitenkin Suomussalmen *Aittojärvellä* ja Lieksan *Mätäsvaarassa* heikkousvyöhykkeessä oleviin nuorempiin granitoideihin ja metasomaattisesti muuttuneisiin vanhempiin migmatiitteihin liittyy taloudellisesti merkityksellisiä *molybdeeniesiintymiä* (Kranck 1945, Kurki 1980, 1989). Näistä Mätäsvaaran malmia louhittiin toisen maailman sodan aikana Saksan terästeollisuuden raaka-aineksi (Zeidler 1949). Lieksan *Tainiovaaran* pieni poislouhittu *nikkelimalmi* on osoitus siitä, että granitoideissa olevat pienetkin vihreäkivivyöhykkeen osat voivat sisältää taloudellisia nikkeli-kupariesiintymiä. Lisäksi viime vuosina arkeiset granitoidialueet ovat olleet timanteja sisältävien kimberliittipiippujen aktiivista etsintäaluetta.

Itä-Suomen arkeiset vihreäkivivyöhykkeet


Itä-Suomen arkeisten granitoidien ja migmatiittien sisään on rutistunut, hiertynyt ja poimuttunut pääosin vulkaniiteista ja vulkaanisperäisistä sedimenteistä koostuvia vihreäkivivyöhykkeitä. Vyöhykkeet muodostavat maksimissaan n. 10 km leveitä ja yli 100 km pitkiä yhtenäisiä nauhamaisia jaksoja. Huomattavimmat näistä ovat Suomussalmen, Kuhmon, Tipasjärven, Nunnanlahden, Ipatin, Kiihtelysvaaran ja Ilomantsin vihreäkivivyöhykkeet (*Kuva 4.10*). Vihreäkivivyöhykkeiden monimutkainen poimuttuminen ja siirrostuminen sekä paikoin heikko paljastuneisuus vaikeuttavat

niiden sisäisen rakenteen ja kerrosjärjestyksen selvittämistä. Edellä mainittujen vihreäkivivyöhykkeiden lisäksi Itä-Suomen arkeisten migmatiittien ja granitoidien sisässä on useita pieniä, vielä nimeämättömiä vihreäkivivyöhykkeiden jäänteitä.


Suomussalmen vihreäkivivyöhyke


Suomussalmen vyöhyke on Itä-Suomen arkeisista vihreäkivivyöhykkeistä pohjoisin ja sijoittuu Suomussalmen kunnan pohjois- ja keskiosaan (*Kuvat 4.10 ja 4.15*). Se koostuu kahdesta eri-ikäisestä vulkaanisesta muodostumasta, joita erottaa tektoninen kontakti. Vyöhykkeen vanhin

Varhaisproterotsooiset kivet

 Näränkävaaran kerrosintruusio


Nuoremmat arkeiset vulkaniitit (Saarikylä-ryhmään korreloituvat kivet)

 Komatiitti ja komatiittinen oliviini-(±pyrokseeni)kumulaatti

 Emäksiset, intermediääriset ja happamat vulkaniitit ja vulkaniklastiset sedimenttikivet


Vanhemmat arkeiset vulkaniitit (Luoma-ryhmään korreloituvat kivet)


 Raitainen amfiboliitti (tholeiittibasaltti)

 Emäksiset, intermediääriset ja happamat vulkaniitit ja vulkaniklastiset sedimenttikivet (varsinainen Luoma-ryhmä)

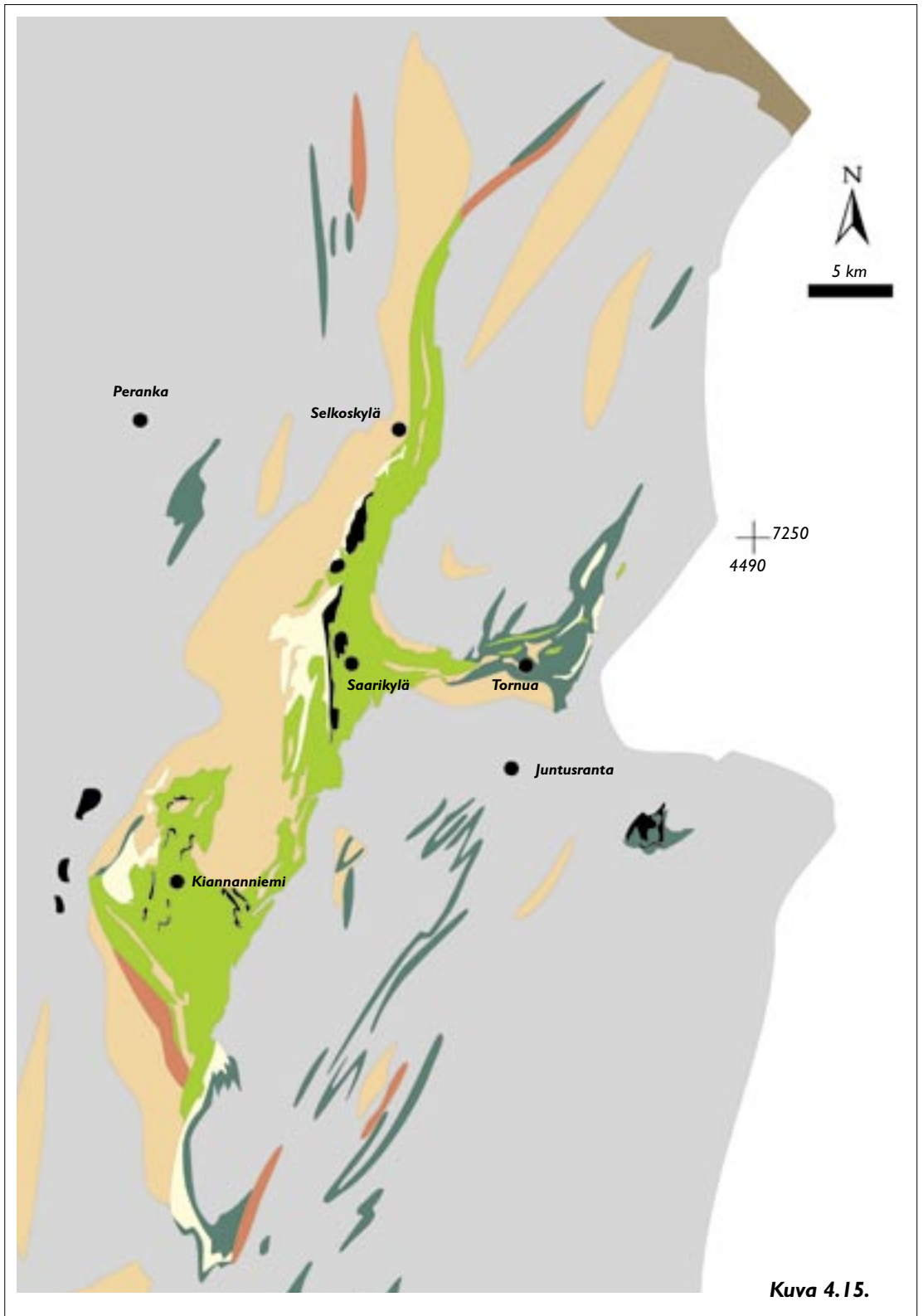
Arkeiset granitoidit

 Nuorempi graniitti

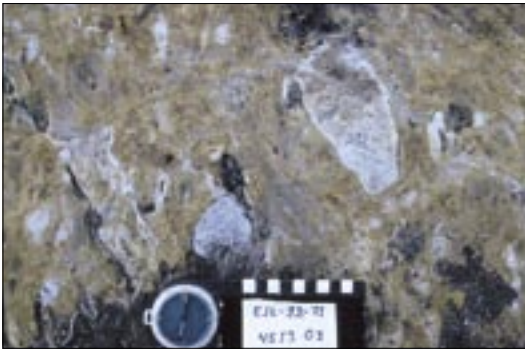
 Nuorempi tonaliitti-granodioriitti

 Vanhempi migmatiittinen tonaliittitrondhjemiitti-granodioriitti

Kuva 4.15. Suomussalmen arkeisen vihreäkivivyöhykkeen geologinen kartta.



Kuva 4.15.



Kuva 4.16. Arkeinen hapan pyroklastinen breksia, Mustola, Saarikylä, Suomussalmi. Kuva Erkki Luukkonen.


osa, nk. *Luoma-ryhmä*, koostuu 3 000 – 2 800 miljoonaa vuotta vanhoista emäksisistä, intermediäärisistä ja happamista laavoista ja pyroklastisista kivistä (*Kuva 4.16*), jotka aikoinaan kerrostuivat matalaan veteen tai kuivalle maalle. Varsinaisen Suomussalmen vihreäkivivyöhykkeen ulkopuolella ja lähellä sitä olevat pienet vihreäkivivyöhykkeiden jäänteet kuuluvat alkuperältään todennäköisesti Luoma-ryhmän vulkaniitteihin.

Suomussalmen vihreäkivivyöhykkeen ydinalueella enemmistönä ovat Luoma-ryhmän kiviä selvästi nuoremmat *Saarikylä-ryhmän* komatiittiset oliviini(±pyrokseeni)kumulaatit sekä komatiittiset ja tholeiittiset basaltit. Nämä ovat syvälle kuluneita jäänteitä laaja-alaisten merenalaisten vulkaanisten rakopurkausten synnyttämistä kilpitulivuorista tai laavaselänteistä. Komatiittiset oliviini(±pyrokseeni)kumulaatit edustavat todennäköisesti tämän suuren laavakompleksin laavavirtojen ja/tai laavakanavien syvälle kuluneita osia. Komatiittiset ja tholeiittiset basaltit olivat massamaisia, tynnylaavarakenteisia, mutta vahvasta deformaatiosta johtuen primäärit rakenteet ovat usein tuhoutuneet. Laavojen yhteydestä tavataan paikoin useiden kymmenien metrien levyisiä emäksisiä kerrosjuonia.

Emäksisten laavojen päälle kerrostui


intermediäärisiä ja happamia vulkaniitteja, vulkaniklastisia kiviä ja mustaliuskeiden aineksia. Rakenteellisesti ne liittyvät usein vihreäkivivyöhykkeen sisällä oleviin suuriin heikkoussaumoihin nk. tektonisina taskuina.


Varhaisproterotsooiset kivet


 Kaligraniitti

Arkeiset vulkaniitit ja sedimenttikivet


 Raitainen amfiboliitti (tholeiittibasaltti)


 Intermediääriset-happamat vulkaniitit ja vulkaniklastiset sedimenttikivet


 Raudasta rikas tholeiittibasaltti

 Komatiittinen oliviini(±pyrokseeni)-kumulaatti


 Pyrokseeniitti


 Magnesiumista rikas tholeiittibasaltti (±komatiittinen basaltti)

 Uraliittiporfyyriitti-sarvivälkegabro

 Intermediääriset vulkaniitit ja vulkaniklastiset sedimenttikivet


 Kiilleliuske


 Migmatiittinen kiillegneissi, paragneissi


 Serisiittikvartsiitti

Arkeiset granitoidit

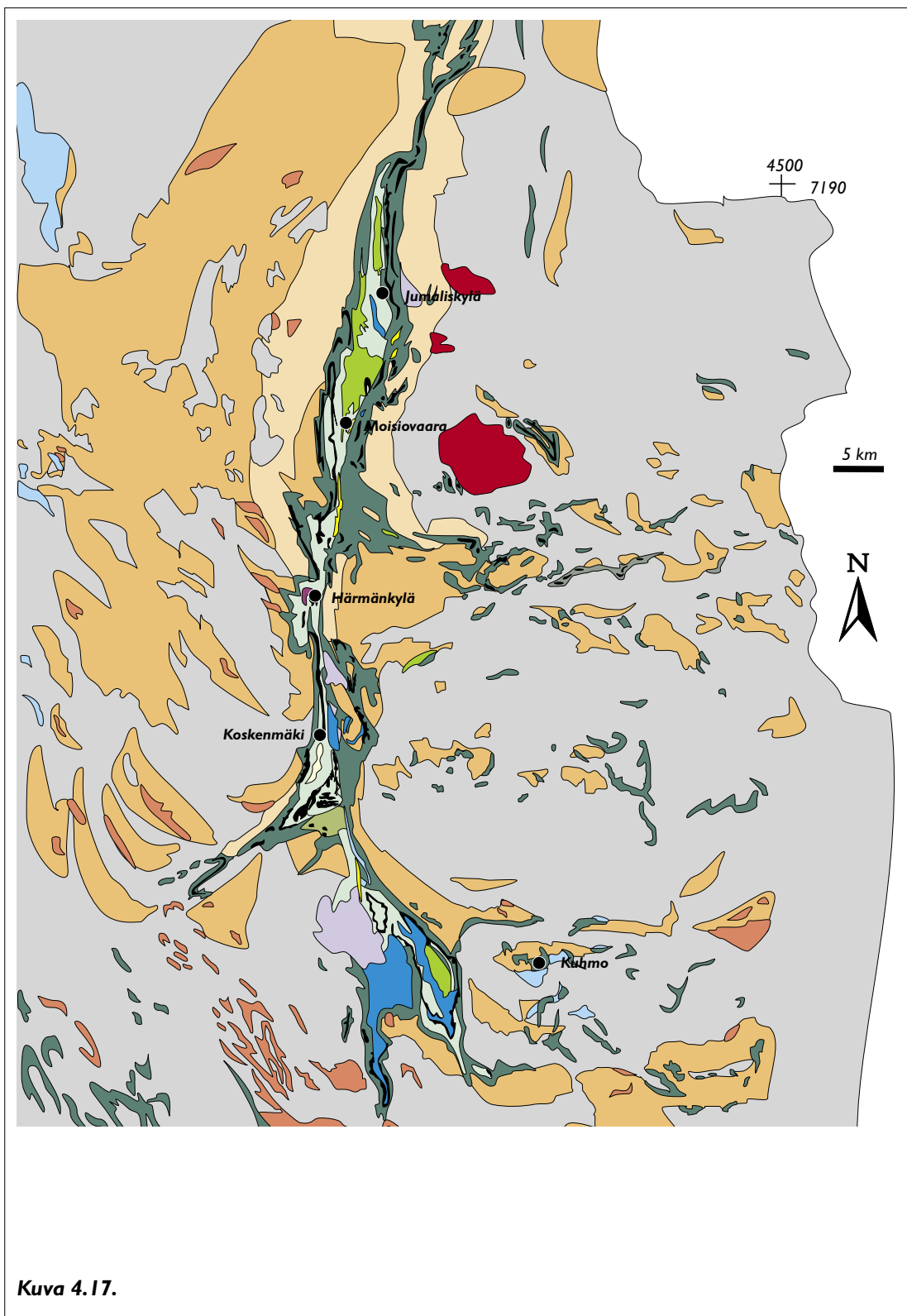
 Nuorempi graniitti

 Nuorempi tonaliitti-granodioriitti

 Kataklastinen leukotonaliitti-leukogranodioriitti

 Vanhempi migmatiittinen tonaliitti-trondhemiitti-granodioriitti

Kuva 4.17. Kuhmon arkeisen vihreäkivivyöhykkeen geologinen kartta.



Kuva 4.17.

Primäärirakenteiden perusteella Saarikyläryhmän vulkaniitit ovat kerrostuneet selvästi Luoma-ryhmän kiviä syvemmän meren oloissa. Luoma- ja Saarikylä-ryhmien kiviä leikkaavat terävästi nuoremmat arkeiset granitoidit sekä paikoin myös varhaisproterotsooiset metadiabaasijuonet.

Suomussalmen vihreäkivivyöhykkeen komatiittien (tai tholeiittien) kumulaatteihin liittyvät Kiannanniemen pienet *Hietabarjun* ja *Peura-abon nikkeliesiintymät* (Kojonen 1981). Vihreäkivivyöhykkeeltä paikannetut kultaesiintymät sijoittuvat taas suurten siirros/ruhjevyyöhykkeiden sisään tai niiden välittömään läheisyyteen. Saarikylän alueella komatiittisten oliviinikumulaattien vuolukiviksi muuttuneita osia louhitaan uunien raaka-aineeksi.

Kuhmon vihreäkivivyöhyke

Kuhmon vyöhyke on Itä-Suomen arkeisista vihreäkivivyöhykkeistä laajin, maksimissaan noin 10 km leveä ja 100 km pitkä ja sijoittuu Suomussalmen ja Hyrynsalmen kuntien sekä Kuhmon kaupungin alueelle (*Kuvat 4.10 ja 4.17*).

Länmäaritysten ja kivien rakenteiden perusteella Kuhmon vihreäkivivyöhykkeen reunaosan emäksiset, intermediääriset ja happamat vulkaniitit vastaavat ilmeisesti Suomussalmen vihreäkivivyöhykkeen Luoma-ryhmän kiviä eli ovat iältään 3 000 – 2 800 miljoonaa vuotta. Toisin kuin Suomussalmen vihreäkivivyöhykkeellä, Kuhmon vihreäkivivyöhykkeen vanhimmat vulkaniitit ovat valtaosin tholeiittisia basaltteja, jotka ovat metamorfoituneet raitaisiksi amfiboliiteiksi. Vanhoiksi intermediäärisiksi ja happamiksi vulkaniiteiksi tunnistettavia kiviä tavataan ainakin Suomussalmen Ruokojärven ja Kuhmon Vuosangan alueelta. Niiden kontaktit arkeisten granitoidien ja vihreäkivivyöhykkeen nuorempien vulkaniittien kanssa ovat tektoniset tai leikkaavat.

Kuhmon vihreäkivivyöhykkeen ydin-

osaa hallitsevat 2 800 – 2 760 miljoonaa vuotta vanhat raudasta rikkaat alunperin tholeiittibasaltit, tholeiittiset kerrosjuonet sekä komatiittiset oliviini(±pyrokseeni)kumulaatit ja laavat, sekä kromista ja magnesiumimista rikkaat tholeiittibasaltit. Tämä kerrossarja on parhaiten säilynyt Kuhmon Siivikkovaaran - Ronkaperän alueella. Muualla, vihreäkivivyöhykkeen voimakkaasta deformaatiosta johtuen, eri vulkaniittityypit ovat vaikeammin erotettavissa ja seurannot yleensä epätäydelliset.

Raudasta rikkaassa, alunperin tholeiittisissa laavoissa on kapeita rautamuodostumia ja kiilleliuskevälikerroksia, mikä on merkki siitä, että laavapurkaukset olivat epäjatkuvia ja pulssimaisia. Sitävastoin vyöhykkeen komatiittiset ja magnesiumimista rikkaat basaltit sisältävät vähän sedimenttivälikerroksia ja niiden purkaus oli jatkuvampaa. Kokonaisuudessaan ultraemäksinen - emäksinen kerrossarja edustaa laajan merenalaisen ja topografialtaan loivan laavakompleksin syvälle kuluneita juuriosia. Komatiittiset oliviini(± pyrokseeni)kumulaatit muodostuivat todennäköisesti purkausaukon lähellä, kun taas spinifex-rakenteiset komatiitit (*Kuva 4.18*) ja tyynylaavarakenteiset magnesiumimista rikkaat basaltit edustavat kauemmaksi purkauskeskuksesta kulkeutuneita laavavirtoja.

Vihreäkivivyöhykkeen ydinalueella tavataan myös intermediäärisiä ja happamia vulkaniitteja sekä vulkaniklastisia kiviä, jotka ovat kerrostuneet ultraemäksisiä ja emäksisiä vulkaniitteja matalampaan veteen, osa jopa kuivalle maalle. Ne lienevät jäänteitä osin merenpinnan yläpuolelle syntyneistä, nyt lähes täysin kuluneista intermediäärisistä ja happamista keilatulivuorista.

Eräs Kuhmon vihreäkivivyöhykkeelle ominainen piirre on sen keskiosaan sijoittuva, suuren hirtovyyöhykkeen rajoittama konglomeraatti-serisiittikvartsiittijakso. Se ulottuu siirrosten pilkkomana Kuhmon Hietaperästä Suomussalmen Viitavaaralle. Kvart-

siitin materiaali on enimmäkseen peräisin arkeisista ryoliittisista vulkaniiteista.

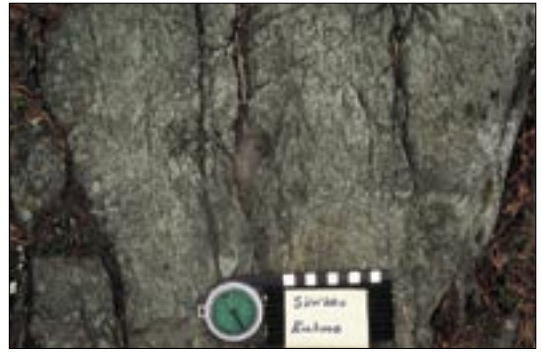
Varhaisproterotsooiset, lähes massamaiset luode-kaakkosuuntaiset metadiabaasit leikkaavat Kuhmon vihreäkivivyöhykkeen kiviä terävästi, mikä osoittaa vihreäkivivyöhykkeen deformatiiviseen nykyiseen muotoonsa jo arkeisena aikana. Metadiabaasien kanssa samanaikaisesti tunkeutui Kellojärven alueella komatiittisiin kumulaatteihin myös wehrliittisiä juonia.

Malminetsintämielessä mielenkiintoiset *Arolan ja Sika-abon nikkeliesiintymät* liittyvät tavalla tai toisella komatiittiseen vulkanismiin. Sitä vastoin Kuhmon vihreäkivivyöhykkeen sisällä olevat kultaesiintymät ovat rakenteiden kontrolloimia ja sijaitsevat suurten siirros- ja hiertosaumojen sisällä tai niiden välittömässä läheisyydessä. Kellojärven komatiittisen oliviinikumulaatin vuolukiveksi muuttuneita osia louhitaan kiviteollisuuden raaka-aineeksi.

Tipasjärven vihreäkivivyöhyke

Sotkamon kunnan itäosaan, Kuhmon vihreäkivivyöhykkeen eteläpuolelle sijoittuva Tipasjärven vihreäkivivyöhyke on Suomussalmen ja Kuhmon vihreäkivivyöhykkeitä pienempi (Kuva 4.10). Sen pituus on vajaa 30 km ja leveys suurimmillaan noin 4 km. Suurin osa vihreäkivivyöhykkeestä on emäksistä ja hapanta vulkaniittia, komatiittisia ultraemäksisiä vulkaniitteja on vähän. Stratigrafisesti nuoremmiksi sijoittuvat rautamuodostumat ja vulkaniklastiset kivet muodostavat noin 25 % vyöhykkeen kivilajeista. Vyöhykkeen kontaktit ympäröivien granitoidien kanssa ovat intrusiiviset tai tektoniset.

Suomussalmen ja Kuhmon vihreäkivivyöhykkeistä poiketen Tipasjärven vihreäkivivyöhykkeen reunaosista puuttuvat vanhimmat, 3 000 – 2 800 miljoonan vuoden ikäiset vulkaniitit. Vyöhykkeen vulkanismi alkoi n. 2 790 miljoonaa vuotta sitten hap-



Kuva 4.18. Arkeinen spinifex-rakenteinen komatiitti, Siivikkovaara, Kuhmo. Kuva Erkki Luukkonen.

pamalla pyroklastisilla purkauksilla, joissa on paikoin välikerroksina nyt kyaniittipitoista serisiitti-kvartsikiveä. Tämän jälkeen kerrostuivat tholeiittibasaltit ja basalttiset tuffit sekä komatiittiset spinifex-rakenteiset laavat. Vulkanitiittien rapautumistuotteista syntyivät vihreäkivivyöhykkeen stratigrafissa ylimmäksi sijoittuvat kiilleliuskeet (Taipale 1983).

Tipasjärven vihreäkivivyöhykkeen alimpiin, hydrotermisesti voimakkaasti muuttuneisiin happamiin pyroklastisiin kiviin liittyy *Taivaljärven hopea-lyijy-sinkkiesiintymä* (Papunen ym. 1989). Kopperoisen ja Tuokon (1988) mukaan esiintymän synty nivoutuu n. 2 790 miljoonaa vuotta vanhaa hapanta räjähdyspurkausta seuranneeseen hydrotermiseen vaiheeseen. *Tipasjärven rikkikiisuusesiintymää* on jonkin verran louhittu tämän vuosisadan alussa sellu- ja paperiteollisuuden rikkihappo- ja rikkidioksiditarpeita varten (Laitakari 1937).

Nurmes-tyyppin paragneissit

Tipasjärven vihreäkivivyöhykkeen etelä- ja länsipuolella on granitoidien ja migmatiittien välissä laaja, paikoin vahvasti deformatiivinen, suurimmaksi osaksi arkeisista paragneisseistä tai paragneissimäisistä migmatiteista muodostuva alue (nk. Nurmes-tyyppin

paragneissit, *Kuva 4.10*). Samanlaisia gneissejä on tavattu läheltä varhaisproterotsooista Kainuun liuskealuetta Sotkamosta aina Hyrynsalmen pohjoispuolelle asti. Kontisen (1990, 1991) mukaan Nurmes-tyyppin gneissien lähtömateriaali on osaksi arkeisten granitoidien ja osaksi arkeisten vihreäkivivyöhykkeiden rapautumistuotetta. Kuitenkin litologinen ja geokemiallinen samankaltaisuus Kuhmon vihreäkivivyöhykkeen Ontojärven altaan ja Tipasjärven vihreäkivivyöhykkeen kiilleliuskeiden kanssa viittaa siihen, että niiden lähtökivilaji on ollut tuffiittinen.

Nunnanlahden vihreäkivivyöhyke

Juuan kunnan eteläosaan sijoittuva pieni Nunnanlahden vihreäkivivyöhyke on nykyisessä eroosiotasossa n. 15 km pitkä ja maksimissaan n. 2 - 3 km leveä (*Kuva 4.10*). Idässä ja luoteessa se rajoittuu arkeisiin gneissimäisiin granitoideihin ja lounaassa varhaisproterotsooisiin Pohjois-Karjalan liuskealueen kvartsiitteihin. Vihreäkivivyöhykkeen kontaktit ympäröivien kivien kanssa ovat tektoniset (Kohonen ym. 1989).

Nunnanlahden vihreäkivivyöhyke koostuu valtaosaltaan massiivisista tai tyyntyä-larakenteisista tholeiittisista basalteista, ultramafisista kivistä (vuolukivi, serpentiniitti, tremoliittikivi, kloriittiliuske) sekä intermediäärisistä ja happamista vulkaniiteista. Lisäksi on kiilleliuskeita ja sertejä.

Monivaiheisen deformaation runteleman Nunnanlahden vihreäkivivyöhykkeen sisäisen stratigrafian määrittäminen on kiistattomasti kerrosten nuorenemisen suuntaa osoittavien rakenteiden puuttuessa lähes mahdoton tehtävä. Kuitenkin muilta Itä-Suomen arkeisilta vihreäkivivyöhykkeiltä saadun tiedon ja kivilajien keskinäisen järjestyksen perusteella voidaan olettaa, että emäksiset vulkaniitit ovat kerrosjärjestyksessä alimpana ja intermediääriset sekä happamat vulkaniitit niiden päällä. Monin

paikoin vihreäkivivyöhykkeen arkeisia kiviä leikkaavat varhaisproterotsooiset diabaasijuonet (Kohonen ym. 1989).

Nunnanlahden vihreäkivivyöhykkeen *vuolukiviä* on louhittu uunien raaka-aineeksi jo yli sadan vuoden ajan. Nykyisin alueella toimivat Tulikivi Oy ja Nunnanlahden Uuni Oy hyödyntävät pääasiassa n. 1 km:n pituista Kärenvaaran vuolukiviesiintymää.

Ipatin vihreäkivivyöhyke

Ipatin pieni vihreäkivivyöhyke, joka on n. 1 km leveä ja 11 km pitkä, sijoittuu varhaisproterotsooisen Pohjois-Karjalan liuskealueen koillisreunaan, Kolin pohjoispuolella olevan Hattusaaren kylää ympäröivän varhaisproterotsooisen kvartsiittikaaren ulkoreunalle (*Kuva 4.10*; Rossi 1975). Ipatin vihreäkivivyöhyke on Nunnanlahden vihreäkivivyöhykkeen tapaan litistynyt proterotsooisten liikuntojen vaikutuksesta varhaisproterotsooisen Pohjois-Karjalan liuskealueen ja arkeisten granitoidien väliin. Pienestä koostaan huolimatta Ipatin vihreäkivivyöhykkeellä on ollut keskeinen sija Suomen arkeisen kallioperän tutkimuksessa, sillä tällä alueella Väyrynen jo 1933 oivalsi proterotsooisten ja arkeisten muodostumien välisen ikäeron. Tämä havainto varmennettiin isotooppi-länmäärityksin vasta 1960-luvulla (Kouvo ja Tilton 1966).

Ipatin vihreäkivivyöhyke on kivilajiensa suhteen varsin vaihteleva. Valtakivilajeina ovat erilaiset vulkaniitti- ja sedimenttiperaiset tuffit, tuffiitit ja kiilleliuskeet. Puolipinnalliset intruusiot myötäilevät vulkano-geenisten liuskeiden kerrosrakenteita (Rossi 1975). Vyöhykkeen voimakas deformoituminen arkeisella ja varhaisproterotsooisella ajalla tekee kivilajien tarkan kerrosjärjestyksen selvittämisen hyvin hankalaksi.

Ipatin vihreäkivivyöhyke sisältää laava-syntyisiä kiviä vähän. Tästä voidaan päätellä, että vyöhyke saattaa edustaa syvälle kulu-neen keilatuluvooren juuriosia.

Kiihtelysvaaran vihreäkivivyöhyke

Kiihtelysvaaran vihreäkivivyöhyke, jota on myös kutsuttu Koveron liuskejaksoksi, sijoittuu Tuupovaaran, Kiihtelysvaaran, Kontiolahden, Enon ja Ilomantsin kuntien alueelle. Sen pituus on n. 70 km ja leveys enimmillään n. 7 km. Vyöhyke koostuu kolmesta voimakkaasti deformatiivisista suurten siirrostensa katkaisemasta jaksosta, jotka yhdessä muodostavat W-kirjaimen muotoisen rakenteen (*Kuvat 4.10 ja 4.19*). Vyöhykkeen läntisin osa, *Keskijärven jakso*, kulkee vihreäkivivyöhykkeen ydinalueelta varhaisproterotsooista Pohjois-Karjalan liuskealuetta kohti ja jää mahdollisesti Kontiolahden Selkien kylän kohdalla sen alle. *Kuusijärven jakso* muodostaa W-kirjaimen muotoisen rakenteen poimuttuneen ydinosan. Koilliseen kulkeva *Sonkajan jakso* yhtyy idässä siirrostensa välityksellä Ilomantsin vihreäkivivyöhykkeen kiviin Silvevaaran granodioriitin molemmin puolin. Vaikka Silvevaaran granodioriitin kohdalla Kiihtelysvaaran ja Ilomantsin vihreäkivivyöhykkeillä näyttää olevan yhtymäkohta, ei niitä toistaiseksi ole voitu rinnastaa keskenään.

Kiihtelysvaaran vihreäkivivyöhykkeellä on yleensä tektoniset kontaktit ympäröivien granitoidien kanssa, eikä vyöhykkeen kerrostumispohjaa ole vielä löydetty. Vihreäkivivyöhykkeen kivilajeista yleisimpiä ovat tynnylaavarakenteiset raudasta rikkaat tholeiittibasaltit, jotka kerrosjärjestyksessä ovat alimpana. Niiden yhteydestä on monin paikoin tavattu magnesiumista rikkaita ja komatiittisia basaltteja sekä serpentiniiteiksi ja tremoliitti-kloriittikiviksi muuttuneita komatiittisia oliviini(± pyrokseeni)kumulaatteja (Tuukki ym. 1987, Tuukki 1991). Yhdessä nämä edustavat todennäköisesti merenalaisen emäksisen - ultraemäksisen laavakompleksin syvälle kulunutta jäännettä. Muuttuneet komatiittiset kumulaatit lienevät tektonisissa prosesseissa pilkkoutuneita komatiittisen laavavirran kumulusosia.

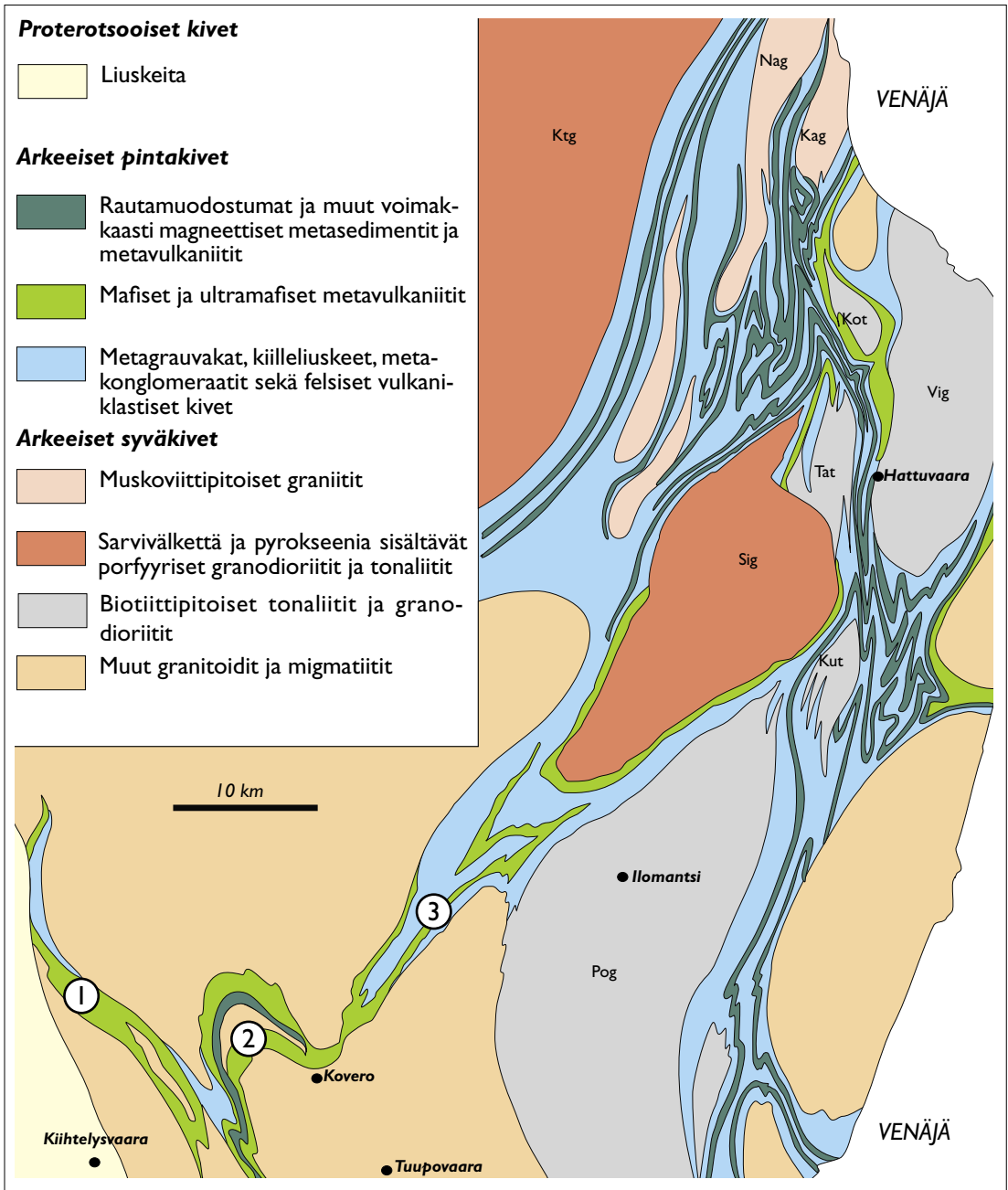
Vulkaanisperäiset sedimenttikivet ja

happamat vulkaniitit muodostavat vain pienen osan Kiihtelysvaaran vihreäkivivyöhykkeestä. Runsaimmin ja parhaiten säilyneinä niitä esiintyy Sonkajan ja Keskijärven liuskejaksoissa. Merkittävin happamista vulkaanisperäisistä sedimenteistä koostuva muodostuma on Kuusijärven jakson keskellä oleva Otravaaran muodostuma, joka on monin paikoin kiisuuntunut (Saxén 1923, Männikkö ym. 1987). Tämän vuosisadan alussa näistä rikkainta, *Otravaaran rikki-kiisuesiintymää*, louhittiin rikkihapon ja rikkidioksidin valmistusta varten (Laitakari 1937).

Ilomantsin vihreäkivivyöhyke

Monesta kapeasta ja haaroittuvasta liuskejaksosta koostuva Ilomantsin vihreäkivivyöhyke sijoittuu suureksi osaksi Ilomantsin kunnan alueelle (*Kuva 4.19*). Suomen puolelta vihreäkivivyöhyke jatkuu valtakunnan rajan yli pohjoiskoilliseen aina Kostamuksen vihreäkivivyöhykkeelle ja etelään Venäjän Karjalaan melkein Laatokan pohjoisrannalle asti. Suomen puolella vyöhykkeen pituus on n. 80 km ja leveys suurimmillaan n. 5 km.

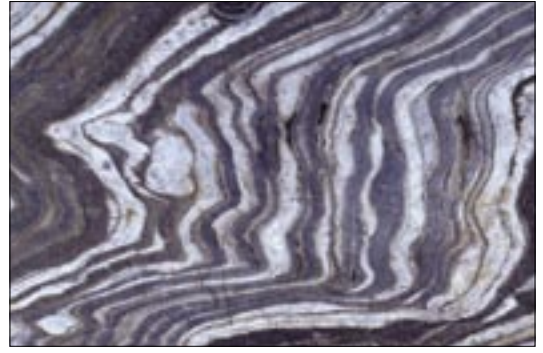
Muiden Itä-Suomen arkeisten vihreäkivivyöhykkeiden tapaan Ilomantsin vihreäkivivyöhykkeelle ei ole toistaiseksi löydetty kerrostumispohjaa. Vyöhykkeen kontaktit ympäröivien granitoidien kanssa ovat tektoniset tai kontaktin läheisyydessä nuoremmat arkeiset granitoidit breksioivat ja migmatisoivat vihreäkivivyöhykettä. Muista Itä-Suomen vihreäkivivyöhykkeistä poiketen Ilomantsin vihreäkivivyöhykkeellä vallitsevina kivilajeina ovat n. 2 750 - 2 700 miljoonaa vuotta vanhat, veteen kerrostuneet sedimenttikivet sekä happamat ja intermediääriset pyroklastiitit ja vulkaniitit; emäksisiä ja ultraemäksisiä vulkaniitteja on vain vähän. Kivilajien monimuotoisuus ja kerrosjärjestys on parhaiten esillä Hatun liuskejaksosessa, jota voidaan pitää vyöhykkeen tyyppialueena.



Kuva 4.19. Kiihtelysvaaran ja Ilomantsin arkeaiset vihreäkivivyöhykkeet. Kiihtelysvaaran jaksot: 1 Keskijärvi, 2 Kuusijärvi, 3 Sonkaja. Ilomantsin vihreäkivivyöhykettä ympäröivät syväkivet: Kag = Kartitsan graniitti, Kot = Korpivaaran tonaliitti, Ktg = Koiteren granodioriitti, Kut = Kuittilan tonaliitti, Nag = Naarvan leukograniitti, Pog = Pogostan granodioriitti, Sig = Silvevaaran granodioriitti, Tat = Tasanvaaran tonaliitti, Vig = Viluvaaran granodioriitti.



Kuva 4.20. Arkeinen konglomeraatti, Tiittalanvaara, Ilomantsi. Kuva Peter Sorjonen-Ward.



Kuva 4.21. Arkeinen raitainen rautamuodostuma, Ukkolanvaara, Ilomantsi. Kuva Peter Sorjonen-Ward.

Siellä vihreäkivivyöhykkeen voimakkaasta poimutuksesta huolimatta kerrosjärjestys on voitu selvittää luotettavasti. Seuraavassa kuvataan sen pääpiirteet (vrt. Sorjonen-Ward 1993).

Hatun liuskejaksolla vanhin kivilajiyksikkö on n. 1 km paksu Sivakkojoki-muodostuma, joka suurimmaksi osaksi koostuu maasälvästä rikkaista grauvakoista. Ne olivat alunperin ilmeisesti pyroklastisia kerrostumia. Muodostuman konglomeraattivälikerrokset sisältävät palloja useasta eri lähteestä ja ovat paikoin ristikerroksellisia. Tämä viittaa siihen, että kerrostuminen tapahtui matalaan veteen. Samaa tulkintaa puoltavat räjähdysbreksiamaiset rakenteet *Sivakkojoki-muodostuman* laavavälikerroksissa, joiden alla tavataan sedimenttisyntyisiä kiviä.

Vaatimaton *Hosko-muodostuma* seuraa välittömästi Sivakkojoki-muodostumaa ja koostuu karkeahkoista maasälpärikkaista vulkaniklastisista sedimenteistä. Muodostumalle on tyypillistä vahvoista muutosprosesseista aiheutuva kalimaasälvän ja muskoviitin runsaus.

Mahdollisesti ajallisesti toisiaan vastaavat *Kuljungin* ja *Tiittalanvaaran* muodostumat ovat kerrostuneet Hosko-muodostuman päälle. Useita satoja metrejä paksu, kerrallisista turbidiiteista ja karkeista

happamista vulkaniklastisista kivistä koostuva Kuljunki-muodostuma esiintyy Hatun liuskejaksoson luoteisosassa, Pihlajavaaran antikliinirakenteen länsikyljellä. Tiittalanvaaran muodostuma sijoittuu Pihlajavaaran antikliinin itäpuolelle. Muodostuma alkaa kapealla basalttisella laavapatjalla, jota seuraa aluksi konglomeraatteja, jotka puolestaan vaihettuvat paikoin pienirakeisiksi kiilleliuskeiksi. Vasta tämän jälkeen tulee muodostumalle tyypillinen muutama sata metriä paksu konglomeraattiyksikkö, jonka mukulat ovat peräisin vihreäkivivyöhykkeen vulkaniiteista ja vulkaniklastisista sedimenteistä (*Kuva 4.20*); muutamat granitoidisiksi tulkitut mukulat lienevät peräisin vihreäkivivyöhykettä ympäröivistä granitoideista. Mukuloiden koot vaihtelevat poikkeuksellisen paljon, muutamasta kuutiosenttimetristä jopa kuutiometriin. Tiittalanvaaran muodostuman konglomeraattiyksikkö vaihettuu asteittain turbidiittiseksi kiilleliuskeeksi, jonka yhteyteen ovat kerrostuneet kapeat Ilomantsin vihreäkivivyöhykkeelle tyypilliset rautamuodostumat (*Kuva 4.21*).

Tiittalanvaaran muodostuman jälkeen kerrostui stratigrafisesti ylin Pampalon muodostuma, joka sisältää erilaisia basalteja, emäksisiä, paikoin diabaasimaisia kerrosjuonia, emäksisiä agglomeraatteja ja pyroklastiitteja.

Aiemmin Ilomantsin vihreäkivivyöhykettä pidettiin kiinnostavana ainoastaan *rautamuodostumiensa* takia, mutta louhintaa ajatellen niiden koko ja rautapitoisuus ovat osoittautuneet liian pieniksi. Huhuksen kylän länsipuolelta kiilleliuskeesta on paikannettu pieni *lyijyesiintymä*. Viimeisen viidentoista vuoden aikana Hatun liuskejaksolta on paikannettu useita *kulta-aibeita*. Niistä huomattavin, *Pampalon kultaesiintymä* on tätä kirjoitettaessa edennyt jo koe-louhintavaiheeseen.

Yhteenveto

Itä-Suomen arkeiset vihreäkivivyöhykkeet voidaan kivilajikoostumuksen ja iän perusteella jakaa kolmeen päätyyppiin:

- (1) *Luoma-tyyppi koostuu noin 3 000 - 2 800 miljoonaa vuotta vanhoista intermediäärisistä, happamista ja emäksisistä vulkaniiteista. Niitä on tunnistettu ainoastaan itäisen arkeisen alueen pohjoisosasta Suomussalmen ja Kubmon vihreäkivivyöhykkeeltä.*
- (2) *Noin 2 800 - 2 750 miljoonaa vuotta vanhalle Kubmotyypille on luonteenomaista emäksisten ja ultraemäksisten vulkaniittien runsaus, happamien ja intermediäärinen vulkaniittien ja vulkaniklastisten sedimenttien vähäisyys, sekä paikoin epäpuhtaat kvartsiitit. Kubmo-tyyppin vihreäkiviä tavataan Ilomantsin vihreäkivivyöhykettä lukuunottamatta kaikilta Itä-Suomen vihreäkivivyöhykkeiltä.*
- (3) *Noin 2 750 - 2 700 miljoonaa vuotta vanhalle Ilomantsi-*

tyypille ovat tunnusomaisia intermediääriset vulkaniitit, tuffit ja tuffiitit, sekä huomattavat oksidifasioksen rautamuodostumat. Happamia ja emäksisiä vulkaniitteja on vähän. Ilomantsi-tyyppin vihreäkivivyöhyke muistuttaa litologialtaan Venäjän Karjalan Kostamuksen vihreäkivivyöhykkeen yläosaa, jonka eteläiseksi jatkeeksi se rakenteellisesti sopii.

Itä-Suomen arkeisten vihreäkivivyöhykkeiden synty-ympäristöstä on esitetty useita malleja: valtameren saarikaaren takainen allas (Taipale 1983), valtameren saarikaarisysteemi (Sokolov ja Heiskanen 1985, Jahn ym. 1980, Sorjonen-Ward 1993) ja repeämäympäristö (Luukkonen 1988b ja 1992). Litogeokemian perusteella saarikaariympäristö tuntuu sopivan toisiin ja repeämäympäristö toisiin vihreäkivivyöhykkeisiin. Kuitenkin arkeisten kivien vertailu ja synty-ympäristön selvittäminen pelkästään kivien kemiallisen koostumuksen perusteella on liian yksinkertainen tapa lähestyä kysymystä. Onkin todennäköisempää, että Itä-Suomen arkeiset vihreäkivivyöhykkeet edustavat syvälle kuluneita ja pilkkoutuneita, laajan merenalaisen vulkaanisen kompleksin juuriosia.

Itä-Suomen arkeinen alue koostuu mosaikkimaisesti yhteenliittyneistä eri-ikäisistä ja erityyppisistä, syvälle kuluneista keski- ja myöhäisarkeisista granitoidi-, vihreäkivi- ja paragneissialueista. Alueet ovat arkeisena maailmankautena liukuneet toistensa viereen, mikä läheltä, mikä kaukaa. Nykyisessä eroosiotasossa näennäisesti mitättömän tai vaikeasti havaittavan tektonisen kontaktin välityksellä toisiinsa liittyvät kallioperäalueet saattavat näin edustaa toisiinsa nähden täysin vierasta ja eri-ikäistä synty-ympäristöä.

Kokonaisuudessaan Itä-Suomen arkeeseen kallioperään on rekisteröitynyt 3 100 - 2 650 miljoonan vuoden välille sijoittuva, 450 miljoonan vuoden mittainen arkeeseen maankuoren geologinen historia, johon myös myöhemmät varhaisproterotsooiset liikunnot, intruusiot ja kivisulista erottuneet kuumat liukset ovat vaikuttaneet. Näiden prosessien tarkempi selvittäminen on pariaikaa menossa.

Viiteluettelo

- Balashov, Yu.A., Mitrofanov, F.P. & Balagansky, V.V., 1992.* New geochronological data on Archean rocks of the Kola Peninsula. Sivut 13 - 34 teoksessa V.V. Balagansky & F.P. Mitrofanov (toim.) Correlation of Precambrian formations of the Kola-Karelian Region and Finland. Apatity, Scientific and Technical Co-operation between Russia and Finland in the field of Geology, theme 1.1 "Geological Correlations".
- Bedrock map of Central Fennoscandia, Scale 1: 1 mill.* Compiled by the Geological Surveys of Finland, Norway and Sweden. Mid-Norden Project 1995.
- Bibikova, E.V., Bogdanova, S.V., Kirnozova, T.I. & Makarov, V.A., 1990.* On the age of the orthogneisses in the northwestern White Sea area. Transactions (Doklady) of the USSR Academy of Sciences, Earth Science Sections, 315, s. 252 - 257.
- Bogdanova, S.V. & Bibikova, E.V., 1993.* The "Saamian" of the Belomorian Mobile Belt: new geochronological constraints. Precambrian Research, 64, s. 131 - 151.
- Borisova, V.V., Borisov, A.Ye. & Smol'kin, V.E., 1991.* New evidence on komatiitic volcanism on the Kola Peninsula. Transactions (Doklady) of the USSR Academy of Sciences, Earth Science Sections, 316, s. 148 - 151.
- Bowes, D.R., 1980.* Structural sequence in the gneissose complex of eastern Finland as a basis for correlation in the Presveco-karelides. Acta Geologica Polonica, 30, s. 15 - 26.
- Brun, J.-P., 1980.* The cluster-ridge pattern of mantled gneiss domes in eastern Finland: evidence for large-scale gravitational instability of the Proterozoic crust. Earth and Planetary Science Letters, 47, s. 441 - 449.
- Campbell, I.H. & Griffiths, R.W., 1992.* The changing nature of mantle hotspots through time: implications for the chemical evolution of the mantle. Journal of Geology, 92, s. 497 - 523.
- Campbell, I.H., Griffiths, R.W. & Hill, R.I., 1989.* Melting in an Archaean mantle plume: heads it's basalts, tails it's komatiites. Nature, 339, s. 697 - 699.
- Condie, K.C., 1980.* Origin and early development of the earth's crust. Precambrian Research, 11, s. 183 - 197.
- Condie, K.C., 1981.* Archaean Greenstone Belts. Development in Precambrian Geology 3, Elsevier, Amsterdam, 434 s.
- Enkovaara, A., Härme, M. & Väyrynen, H., 1953.* Kivilajikartan selitys. Lehdet C5 - B5, Oulu - Tornio. Suomen geologinen yleiskartta [1: 400 000], 153 s.
- Eskola, P., 1949.* The problem of mantled gneiss domes: Quaterly Journal of the Geological Society of London, 104, s. 461 - 476.
- Gaál, G. & Gorbatshev, R., 1987.* An outline of the Precambrian evolution of the Baltic Shield. Precambrian Research, 35, s. 15 - 52.
- Geological Map, Northern Fennoscandia, 1: 1 mill.* Geological Survey of Finland, Norway and Sweden, Helsinki, 1987.
- Gorbunov, G.I., Zagorodny, V.G. & Robonen, W.I., 1985.* Main features of the geological history of the Baltic Shield and the epochs of ore formation. Sivut 17 - 41 teoksessa H. Papunen & G.I. Gorbunov (toim.) Nickel-copper deposits of the Baltic Shield and Scandinavian Caledonides. Geological Survey of Finland, Bulletin 333.
- Halliday, A.N., Luukkonen, E.J. & Bowes, D.R., 1988.* Rb-Sr whole-rock isotopic study of late Archaean and early Proterozoic granitoid intrusions, Kainuu, eastern Finland. Bulletin of the Geological Society of Finland, 60, s. 107 - 113.
- Hyvärinen, T., 1989.* Granitoids on the Puukari map sheet. Sivut 29 - 33 teoksessa G. Gaál (toim.) Archaean granitoids and associated Mo, W and Au mineralization in eastern

- Finland. Geologian tutkimuskeskus, Opas 25.
- Hörmann, P.K., Raith, M., Raase, P., Ackermann, D. & Seifert, F., 1980.* The granulite complex of Finnish Lapland: petrology and metamorphic conditions in the Ivalojoki- Inarijärvi area. Geological Survey of Finland, Bulletin 308, 95 s.
- Jahn, B.-M., Auvray, B., Blais, S., Capdevila, R., Cornichet, J., Vidal, F. & Hameurt, J., 1980.* Trace element geochemistry and petrogenesis of Finnish greenstone belts. *Journal of Petrology*, 21, s. 201 - 244.
- Jahn, B.-M., Vidal, P. & Kröner, A., 1984.* Multi-chronometric ages and origin of Archaean tonalitic gneisses in Finnish Lapland: a case for long crustal residence time. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 86, s. 398 - 408.
- Jokela, J. & Paavola, J., 1991.* Structural features of the Archaean bedrock from the Rautavaara area, eastern Finland. Sivut 5-9 teoksessa S. Autio (toim.) Geological Survey of Finland, Current Research 1989 - 1990. Geological Survey of Finland, Special Paper 12.
- Juopperi, H., 1994.* Arkeainen kallioperä Itä-Lapissa. Hankkeen 13102 loppuraportti. Geologian tutkimuskeskus, Pohjois-Suomen aluetoimisto, Rovaniemi. Tutkimuslause K/21.42/94/9, 17 s.
- Kallio, P., Kontinen, A., Lukkarinen, H., Luukkonen, E. & Paavola, J., 1986.* Biotiitin K-Ar-ikiä Itä-Suomen arkeaiselta granitoidialueelta. *Geologi*, 38, 4 - 5, s. 83 - 85.
- Kallio, P., Kontinen, A., Lukkarinen, H., Luukkonen, E. & Paavola, J., 1987.* Sarvivälkkeen K-Ar-ikiä Itä-Suomen arkeaiselta granitoidialueelta. *Geologi* 39, 4-5, s. 63 - 65.
- Kauppinen, H., 1972.* Iisalmen alueen lohkorakenteista. Julkaisematon pro gradu-tutkielma, säilytetään Turun yliopiston geologian laitoksella, 102 s.
- Keller, B.M., Kratz, K.O., Mitrofanov, F.P., Semikhatov, M.A., Sokolov, B.S., Sokolov, V.A. & Shurkin, K.A., 1977.* Vsesoyuznoe Soveshchanie po obshchim voprosam raschleneniya dokemriya SSSR. (All-Union conference on the general problems of subdivision of the Precambrian in the USSR.). *Soviet Geology*, 12, s. 145 - 149.
- Kerr, A.C., Saunders, A.D., Tarney, J., Berry, N.H. & Hards, V.L., 1995.* Depleted mantle-plume geochemical signatures: no paradox for plume theories. *Geology*, 23 (9), s. 843 - 846.
- Kesola, R., 1991.* Taka-Lapin metavulkaniitit ja niiden geologinen ympäristö. Lapin vulkaniittiprojektin raportti. Geologian tutkimuskeskus, Tutkimusraportti 107, 62 s.
- Kobonen, J., Luukkonen, E. & Sorjonen-Ward, P., 1990.* Nunnanlahti and Holinmäki shear zones in North Karelia: Evidence for major Early Proterozoic ductile deformation of Archean basement and further discussion of regional kinematic evolution. Sivut 11 - 16 teoksessa S. Autio (toim.) Geological Survey of Finland, Current Research 1989 - 1990. Geological Survey of Finland, Special Paper 12.
- Kobonen, J.J., Tuukki, P.A. & Vuollo, J.I., 1989.* Nunnanlahden - Kuhnustan - Ahmovaaaran alueen geologia. Pohjois-Karjalan malmiprojekti, Oulun yliopisto. Raportti No 23, 131 s.
- Kojonen, K.K., 1981.* Geology, geochemistry and mineralogy of two Archean nickel-copper deposits in Suomussalmi, eastern Finland. Geological Survey of Finland, Bulletin 315, 58 s.
- Koistinen, T., 1993.* Heinäveden kartta-alueen kallioperä. Kallioperäkarttojen selitykset, Lehti 4221. Suomen geologinen kartta 1: 100 000. Geologian tutkimuskeskus, Espoo, 64 s.
- Kontinen, A., 1990.* The Nurmes paragneiss belt - a major metasedimentary unit within the late Archaean terrain of eastern Finland. Abstracts in second symposium on the Baltic Shield, with workshop on correlation with Laurentia. Lund, Sweden, June 5-7, ILP/IGCP-275, s. 55.
- Kontinen, A., 1991.* Evidence for significant paragneiss component within the late Archaean Nurmes gneiss complex, eastern Finland. Sivut 17 - 19 teoksessa S. Autio (toim.) Geological Survey of Finland, Current Research 1989 - 1990. Geological Survey of Finland, Special Paper 12.
- Kopperoinen, T. & Tuokko, I., 1988.* Ala-Luoma and Taivaljärvi Zn-Pb-Ag-Au deposits, eastern Finland. Sivut 131 - 144 teoksessa E. Marttila (toim.) Archaean Geology of the Fennoscandian Shield. Geological Survey of Finland, Special Paper 4.
- Kouvo, O. & Tilton, G.R., 1966.* Mineral ages

- from the Finnish Precambrian. *Journal of Geology*, 74, s. 421 - 442.
- Kranck, E.H., 1945.* The molybdenum deposit at Mätäsvaara in Carelia (E. Finland). *Geologiska Föreningens i Stockholm Förhandlingar*, 67, s. 325 - 350.
- Kratz, K. & Mitrofanov, F., 1980.* Main type reference sequences of the Early Precambrian in the U.S.S.R. *Earth-Science Reviews*, 16, s. 295 - 301.
- Kröner, A. & Compston, W., 1990.* Archaean tonalitic gneiss of Finnish Lapland revisited: zircon ion-microprobe ages. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 104, s. 348 - 352.
- Kröner, A., Puustinen, K. & Hickman, M., 1981.* Geochronology of an Archaean tonalitic gneiss dome in northern Finland and its relation with an unusual overlying volcanic conglomerate and komatiitic greenstone. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 76, s. 33 - 41.
- Kurki, J., 1980.* Suomussalmen Aittojärven Mo-esiintymä. *Geologi*, 32, 7, s. 94.
- Kurki, J., 1989.* Granitoids and Mo mineralization at Aittojärvi. Sivut 16 - 18 teoksessa G.Gaál (toim.) Archaean granitoids and associated Mo, W and Au mineralization in eastern Finland. *Geologian tutkimuskeskus, Opas 25.*
- Kärki, A., 1991.* Structure of the late Archaean Pudasjärvi complex and associated early Proterozoic gneiss complexes. *Res Terrae, Serie A*, 7, s. 5 - 11.
- Laajoki, K. & Luukas, J., 1988.* Early Proterozoic stratigraphy of the Salahmi - Pyhäntä area, central Finland, with an emphasis on applying the principles of lithodemic stratigraphy to a complexly deformed and metamorphosed bedrock. *Bulletin of the Geological Society of Finland*, 60, s. 79 - 106.
- Laitakari, A., 1937.* Suomen malmit, hyödylliset mineralit, kivet ja maalajit. *Geologinen toimikunta, Geoteknillisiä julkaisuja*, N:o 42, 160 s.
- Lobikov, A.F. & Lobach-Zhuchenko, S.B., 1980.* Isotopic age of the granites from the Palaya Lamba greenstone belt, Karelia. *Transactions (Doklady) of the USSR Academy of Sciences, Earth Science Sections*, 250, s. 197 - 200.
- Lobach-Zhuchenko, S.B., Levchenkov, O.A., Chekulayev, V.P. & Krylov, I.N., 1986.* Geological evolution of the Karelian granite - greenstone terrain. *Precambrian Research*, 33, s. 45 - 65.
- Lobach-Zhuchenko, S.B., Chekulayev, V.P., Sergeev, S.A., Levchenkov, O.A. & Krylov, I.N., 1993.* Archaean rocks from southeastern Karelia (Karelian granite greenstone terrain). *Precambrian Research*, 62, s. 375 - 397.
- Luukkonen, E.J., 1985.* Structural and U-Pb isotopic study of late Archaean migmatitic gneisses of the Presvecokareliides, Lylyvaara, eastern Finland. *Transactions of the Royal Society of Edinburgh: Earth Sciences*, 76, s. 401 - 410.
- Luukkonen, E.J., 1988a.* Moisiovaaran ja Alavuokin kartta-alueen kallioperä. Suomen geologinen kartta 1:100 000, Kallioperäkartojen selitykset, Lehti 4421 ja 4423 +4441 *Geologian tutkimuskeskus, Espoo, 90 s.*
- Luukkonen, E.J., 1988b.* The structure and stratigraphy of the northern part of the late Archaean Kuhmo greenstone belt, eastern Finland. Sivut 71 - 96 teoksessa E. Marttila (toim.) Archaean geology of the Fennoscandian Shield. *Geological Survey of Finland, Special Paper 4.*
- Luukkonen, E.J., 1992.* Late Archaean and early Proterozoic structural evolution in the Kuhmo - Suomussalmi terrain, eastern Finland. *Annales Universitatis Turkuensis. Sarja-Series A 78*, s. 1 - 37.
- Luukkonen, E. & Lukkarinen, H., 1985.* Stratigraphic map of Middle Finland. 1:1 000 000. *Geological Survey of Finland.*
- Meriläinen, K., 1976.* The granulite complex and adjacent rocks in Lapland, northern Finland. *Geological Survey of Finland, Bulletin 281*, 129 s.
- Mikkola, E., 1941.* Kivilajikartan selitys. Lehdet B7 - C7 - D7, Muonio - Sodankylä - Tuntsa-joki. Suomen geologinen yleiskartta [1:400 000], *Geologinen toimikunta*, 286 s.
- Männikkö, K.H., Määttä, T.T., Ojala, J.V. & Tuukkanen, P.A., 1987.* Otravaaran rikki-kiisumalmi ja sen ympäristön geologia. Pohjois-Karjalan Malmiprojekti, *Raportti 4, Oulun yliopisto*, 78 s.
- Paavola, J., 1984a.* On the Archaean high-grade metamorphic rocks in the Varpaisjärvi area, Central Finland. *Geological Survey of Finland, Bulletin 327*, 33 s.
- Paavola, J., 1984b.* Nilsiä kartta-alueen kal-

- lioperä. Kallioperäkarttojen selitykset, Lehti 3334. Suomen geologinen kartta 1:100 000. Geologian tutkimuskeskus, Espoo, 57 s.
- Paavola, J., 1986.* A communication on the U-Pb and K-Ar age relations of the Archaean basement in the Lapinlahti - Varpaisjärvi area, Central Finland. Sivut 7 - 15 teoksessa K. Korsman (toim.) Development of deformation, metamorphism and metamorphic blocks in eastern and southern Finland. Geological Survey of Finland, Bulletin 339.
- Paavola, J., 1988.* Lapinlahden kartta-alueen kallioperä. Kallioperäkarttojen selitykset, Lehti 3332. Suomen geologinen kartta 1:100 000. Geologian tutkimuskeskus, Espoo, 60 s.
- Paavola, J., 1991.* Iisalmen kartta-alueen kallioperä. Kallioperäkarttojen selitykset, Lehti 3341. Suomen geologinen kartta 1:100 000. Geologian tutkimuskeskus, Espoo, 44 s.
- Papunen, H., Kopperoinen, T. & Tuokko, I., 1989.* The Taivaljärvi Ag-Zn deposit in the Archean greenstone belt, eastern Finland. Economic Geology, 84, s. 1262 - 1276.
- Park, A.F., 1981.* Basement gneiss domes in the Svecokareliides of eastern Finland: discussion. Earth and Planetary Science Letters, 55, s. 199 - 203.
- Park, A.F. & Bowes, D.R., 1983.* Basement - cover relationships during polyphase deformation in the Svecokareliides of the Kaavi district, eastern Finland. Transactions of the Royal Society of Edinburgh: Earth Sciences, 74, s. 95 - 118.
- Puustinen, K., 1971.* Geology of the Siilinjärvi carbonatite complex, eastern Finland. Bulletin de la Commission géologique de Finlande 249, 43 s.
- Rankama, K., 1995.* Prekambriin globaalistratigrafia. Geologi 47, 1, s. 8 - 10.
- Rapp, R.P., 1991.* Origin of Archaean granitoids and continental evolution. EOS, Transaction, American Geophysical Union, 72, 20, s. 225 - 229.
- Rossi, S., 1975.* Ipatin - Hattusaaren kylän alueen kallioperä Pohjois-Karjalan liuskealueen koillisosassa. Julkaisematon pro gradu -tutkielma, Oulun yliopisto, 141 s.
- Rundqvist, D.V. & Mitrofanov, F.P., (toim.) 1993.* Precambrian Geology of the USSR. Elsevier, Amsterdam, 528 s.
- Rybakov, S.I., 1988.* Volcanism, sedimentogenesis and stratiform ore formation in the Archaean greenstone belts of Soviet Karelia. Sivut 179 - 187 teoksessa E. Marttila (toim.) Archaean Geology of the Fennoscandian Shield. Geological Survey of Finland, Special Paper 4.
- Saxén, M., 1923.* Über die Petrologie des Otravaaragebietes im östlichen Finnland. Bulletin de la Commission géologique de Finlande, 65, 63 s.
- Siedlecka, A., Iversen, E., Krill, A.G., Lieungh, B., Often, M., Sandstad, J.S. & Solli, A., 1985.* Lithostratigraphy and correlation of the Archean and Early Proterozoic rocks of Finnmarksvidda and the Sörvaranger district. Norges Geologiske Undersøkelse, Bulletin 403, s. 7 - 36.
- Simonen, A., 1980.* The Precambrian in Finland. Geological Survey of Finland, Bulletin 304, 58 s.
- Skiöld, T., 1979.* Zircon ages from an Archaean gneiss province in northern Sweden. Geologiska Föreningens i Stockholm Föreläsningar, 101, s. 169 - 171.
- Sokolov, V.A. & Heiskanen, K.J., 1985.* Evolution of Precambrian volcanogenic-sedimentary lithogenesis in the south-eastern part of the Baltic Shield. Sivut 91 - 106 teoksessa K. Laajoki & J. Paakkola (toim.) Proterozoic exogenic processes and related metallogeny. Geological Survey of Finland, Bulletin 331.
- Sorjonen-Ward, P., 1993.* An overview of structural evolution and lithic units within and intruding the late Archean Hattu schist belt, Ilomantsi, eastern Finland. Sivut 9 -102 teoksessa P.A. Nurmi & P. Sorjonen-Ward (toim.) Geological Development, Gold Mineralization and Exploration Methods in the Late Archean Hattu Schist Belt, Ilomantsi, Eastern Finland. Geological Survey of Finland, Special Paper 17.
- Sorjonen-Ward, P. & Claoué-Long, J., 1993.* Preliminary note on ion probe results for zircons from the Silvevaara granodiorite, Ilomantsi, eastern Finland. Sivut 25 - 29 teoksessa S. Autio (toim.) Geological Survey of Finland, Current Research 1991 - 1992. Geological Survey of Finland, Special Paper 18.
- Stenar, M.M., 1972.* Tectonic development of the Archean complex in Karelia (Belomo-

- rides of the Western White Sea region). *Geotectonics*, 5, s. 279 - 283.
- Stenar, M.M., 1988.* Stratigraphy of Archaean deposits in Soviet Karelia. Sivut 7 - 14 teoksessa E. Marttila (toim.) Archaean Geology of the Fennoscandian Shield. Geological Survey of Finland, Special Paper 4.
- Taipale, K., 1983.* The geology and geochemistry of the Archaean Kuhmo greenstone - granite terrain in the Tipasjärvi area, eastern Finland. *Acta Universitatis Ouluensis, Series A, Scientiae Rerum Naturalium* 151, *Geologica* 5, 98 s.
- Timmerman, M.J. & Daly, S.J., 1995.* Sm-Nd evidence for late Archaean crust formation in the Lapland - Kola Mobile Belt, Kola Peninsula, Russia and Norway. *Precambrian Research*, 72, s. 97 - 107.
- Tuukki, P.A., 1991.* Pohjois-Karjalan arkeaiset liuskevyöhykkeet; Arkeeminen ja proteerootsoinen geologinen evoluutio ja malmimuodostus. Sivut 13 - 62 teoksessa Pohjois-Karjalan Malmiprojekti, Raportti 31, Oulun yliopisto.
- Tuukki, P.A., Männikkö, K.H., Ojala, J.V. & Pitkäjärvi, J.T., 1987.* Koveron liuskejakson geologia. Pohjois-Karjalan Malmiprojekti, Raportti 9, Oulun yliopisto, 123 s.
- Vaasjoki, M., 1989.* Leads from late Archean and early Proterozoic mineralization in the Fennoscandian shield: constraints on early crust-forming processes. Sivut 31 - 32 teoksessa S. Autio (toim.) Geological Survey of Finland, Current Research 1988. Geological Survey of Finland, Special Paper 10.
- Vaasjoki, M., Sorjonen-Ward, P. & Lavikainen, S., 1993.* U-Pb age determinations and sulfide Pb-Pb characteristics from the late Archean Hattu schist belt, Ilomantsi, eastern Finland. Sivut 103 - 131 teoksessa P.A. Nurmi & P. Sorjonen-Ward (toim.) Geological Development, Gold Mineralization and Exploration Methods in the Late Archean Hattu Schist Belt, Ilomantsi, Eastern Finland. Geological Survey of Finland, Special Paper 17.
- Vrevsky, A.B., 1982.* Komatiite of the early Precambrian Polmos - Poros belt, Kola Peninsula. *Transactions (Doklady) of the USSR Academy of Sciences, Earth Science Sections*, 252, s. 103 - 105.
- Vuollo, J., 1986.* Värriöjoen ultraemäksisen intruusion petrografia, mineralogia ja geokemia. Julkaisematon pro gradu - tutkielma, säilytetään Oulun yliopiston geotieteiden ja tähtitieteen laitoksella, 108 s.
- Väyrynen, H., 1933.* Über die Stratigraphie der karelischen Formationen. *Bulletin de la Commission géologique de Finlande*, 101, s. 54 - 78.
- Väyrynen, H., 1939.* On the geology and tectonics of the Outokumpu ore field and region. *Bulletin de la Commission géologique de Finlande*, 124, 91 s.
- Väyrynen, H., 1954.* Suomen kallioperä, sen synty ja geologinen kehitys. *Tiedekirjasto N:o 27*, Otava, Helsinki, 260 s.
- Welin, E., Christiansson, K. & Nilsson, Ö., 1971.* Rb-Sr radiometric ages of extrusive and intrusive rocks in northern Sweden. *Sve-riges Geologiska Undersökning, Ser C* 666, 38 s.
- Zagorodny, V.G. & Radtsenko, A.T., 1983.* Tektonika ranego dokembrija Kolskogo polustrova. *Nauka, Leningrad.* (venäjän-