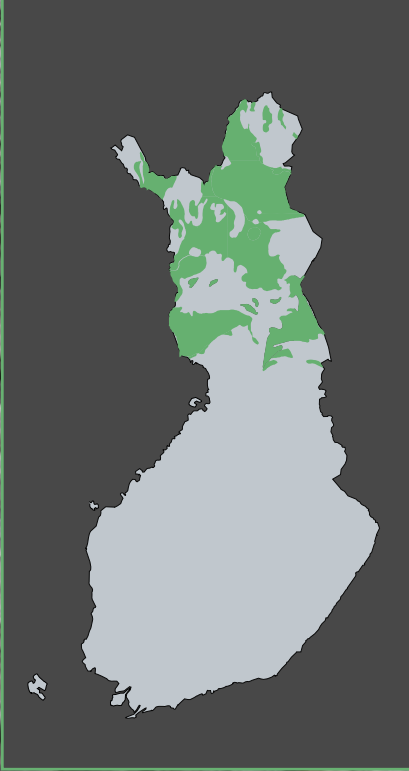




POHJOIS- SUOMEN LIUSKEALUEET, KERROS- INTRUUSIOT JA GRANULIITTI- ALUE

Ahti Silvennoinen

Pohjois-Suomen kallioperä koostuu pääasiassa arkeisista ja varhaisproterotsooisista kivilajeista. Nuorempia kivilajeja ovat Kaledonidit Käsivarren luoteiskärjessä, Soklin karbonatiitti Savukoskella ja Iivaaran alkalikivi-intruusio Kuusamossa. Huomattava osa Pohjois-Suomen varhaisproterotsooisesta kallioperästä koostuu vulkaanisten ja sedimenttisyntyisten kivien muodostamista jaksoista. Näitä ovat Lapin vihreäkivivyöhyke eli Keski-Lapin liuskealue, Peräpohjan liuskealue ja Kuusamon liuskealue.

Erityisesti *Lapin vihreäkivivyöhykkeelle* tunnusomaisia ovat vulkaaniset kivet (esimerkiksi tämän luvun kansikuvan tyynylaavat); näiden yhteydestä on löydetty pari kultamalmia ja useita lupaavia kultaesiintymiä. Lapin vihreäkivivyöhykkeen koillispuolella on kaarenmuotoinen *granuliittivyöhyke*. Se koostuu korkeassa paineessa ja lämpötilassa metamorfoituneista kivistä, jotka tektonisten liikuntojen vaikutuksesta ovat työntyneet syvältä maankuoren alaosista nykyiselle tasolle. Kolmas Pohjois-Suomen varhaisproterotsooiselle kallioperälle tyypillinen piirre on *emäksiset kerrosintruusiot*, jotka ovat kiteytyneet tektonisesti rauhallisissa oloissa Maan vaipasta läheneistä kivilajista. Kerrosintruusiot ovat taloudellisesti merkittäviä, esimerkiksi Kemin kromimalmi ja Keivitsan monimetalliesiintymä ovat kerrosintruusioissa. Neljäs keskeinen varhaisproterotsooinen kivilajiryhmä Pohjois-Suomessa on *Keski-Lapin graniitit*, jotka ulottuvat laajana alueena Ruotsin rajalta miltei Venäjän rajalle saakka.

Tässä luvussa käsitellään ensin, Lapin vihreäkivivyöhykettä painottaen, Pohjois-Suomen varhaisproterotsooisia liuskealueita, sitten emäksisiä kerrosintruusioita ja lopuksi granuliittialueen geologiaa. Lapin proterotsooisia graniitteja käsitellään erikseen Luvussa 8.

5.1. Pohjois-Suomen liuskealueet

Saamilaisessa ja loppilaisessa vuorijononmuodostuksessa 3 100 – 2 700 miljoonaa vuotta sitten syntyi pääasiassa felsisistä gneisseistä koostuva kratoni, jonka sisällä on arkeoisia, lähinnä mafisia ja ultramafisia vulkaanisista kivistä syntyneitä vihreäkivivyöhykkeitä. Kratonia kutsutaan monilla nimillä, esimerkiksi arkeinen pohjakompleksi, presvekokarjalainen pohjakompleksi, graniittigneissikompleksi ja Jatulimanner. Laajempina alueina arkeista pohjakompleksia on Kemin ja Rovaniemen eteläpuolella (*Pudasjärven arkeinen alue*), Kuusamon eteläpuolella (*Itä-Suomen arkeinen alue*), Koillis-Lapissa Savukosken ja Pelkosenniemen alueella (*Itä-Lapin arkeinen alue*), Inarijärven - Sevetijärven alueella (*Täka-Lapin arkeinen alue*) ja pienempinä osueina proterotsooisten liuskeiden sisällä (*Kuva 5.1*; ks. tarkemmin Luku 4).

Pohjois-Suomen proterotsooiset liuskeet kerrostuivat pääosin arkeisista graniittigneisseistä ja liuskeista koostuneelle pohjalle. Samoin voidaan pitää luonnollisena, että Keski-Lapin graniitit ovat suurelta osin osittain sulaneita ja graniittituneita arkeisia gneissejä ja proterotsooisia liuskeita. Tämä graniittituminen tapahtui noin 1 800 miljoonaa vuotta sitten.

Arkeisen graniittigneissikompleksin päälle kerrostui sarja erilaisia vulkaniitteja ja sedimenttejä, jotka on *Taulukossa 5.1* esitetty *Lapponia-superryhmän* muodostumina. Ne syntyivät arviolta 2 600 – 2 250 miljoonaa vuotta sitten. Alaikärajan määrää alakontakti, joka on epäjatkuvuuspinta arkeisia gneissejä vastaan. Yläikärajan arvioimiseksi voidaan tarkastella esimerkiksi *Kuvassa 5.2* esitettyä, kontaktin lävistävää albiittidiabaasia (Silvennoinen 1991). Olavi Kouvon albiittidiabaasille monin tavoin varmistama ajoitustulos $2\,206 \pm 9$ miljoonaa vuotta antaa minimi-ikä Lapponia-superryhmän yläkontaktille. Koska kyseinen diabaasi leikkaa myös päällä olevia Karelia-superryh-

män metasedimenttejä (silttimuodostuma *Kuvassa 5.2*), voidaan kontaktin karkeana ikänä Kuusamon liuskealueella pitää 2 250 miljoonaa vuotta. Kontaktin tarkempi ja alueellisesti kattavampi ajoitus olisi hyvin tärkeää, koska viimeaikaiset isotooppitutkimukset ovat antaneet joillekin perinteisesti lapponisina pidetyille Länsi-Lapin muodostumille noin 2 000 miljoonan vuoden iä (ks. Lehtonen ym. 1992). Ajoitus olisi tärkeää myös sen vuoksi, että kontaktiin liittyy aivan ilmeisesti myös ilmakehän happipitoisuuden jyrkkä kasvu, mikä ilmenee yleisesti punasävyisinä, hematitiittipitoisina sedimenttisyntyisinä kerrostumina. Tällaisia ovat esimerkiksi Kuusamon liuskealueen kartassa (*Kuva 5.2*) oleva silttimuodostuma ja muut Karelia-superryhmän alaosan metasedimentit.

Lapponia-superryhmän muodostumia tavataan Keski-Lapin graniittialueen ympärillä ja sieltä Ruotsiin ja Norjaan jatkuvina vyöhykkeinä. Kaakossa vihreäkivivyöhyke jatkuu Venäjälle. Vyöhykkeen Suomen puoleista osaa kutsutaan *Lapin vihreäkivivyöhykkeeksi* (joskus myös Keski-Lapin liuskealueeksi). Vaikka nimellä ei olekaan täsmällisesti määriteltyä sisältöä, voidaan sitä käyttää yleisenä, käsiteltävää aluetta rajaavana nimenä.

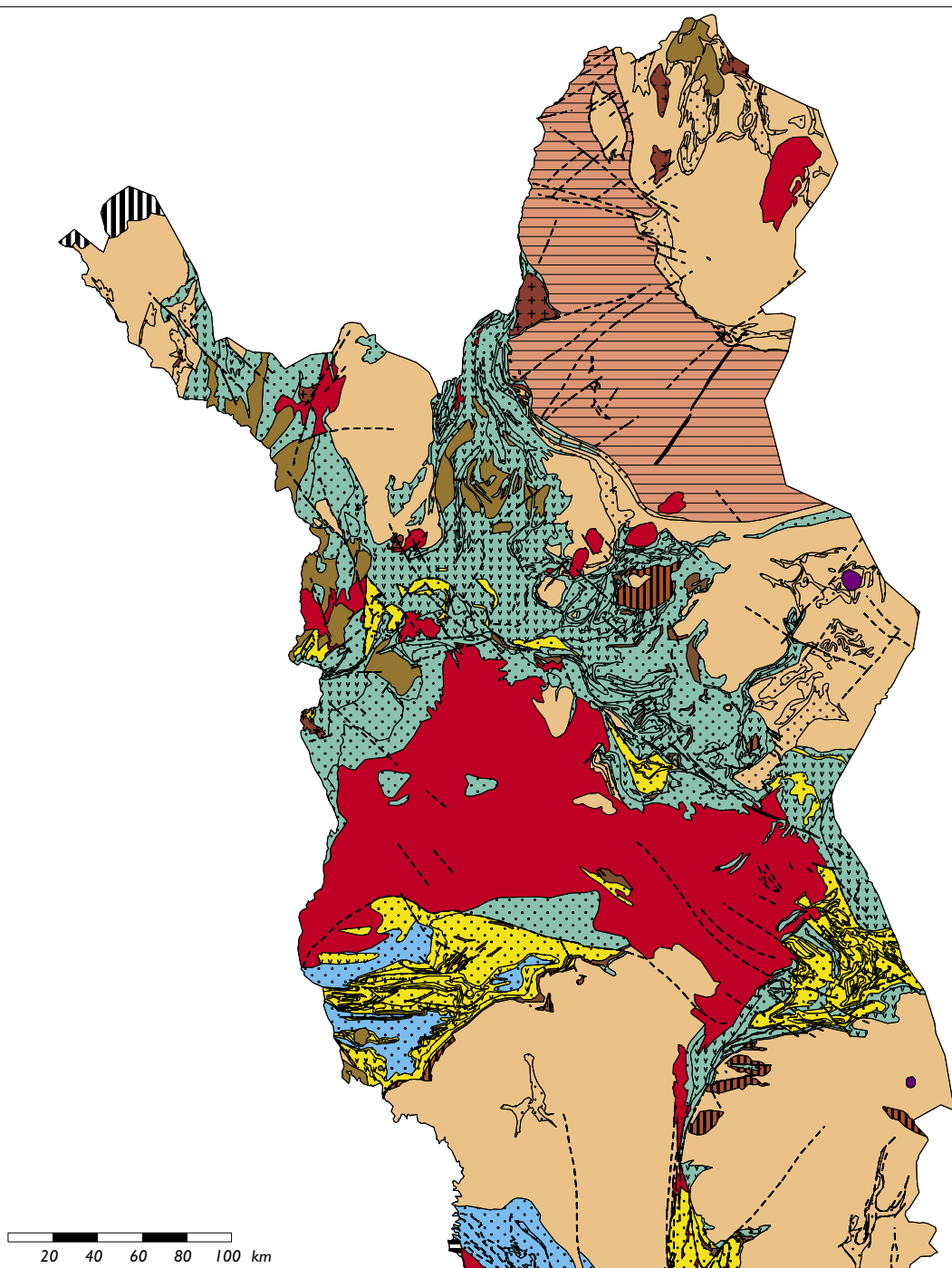
Lapponia-superryhmän päälle kerrostui sarja sedimenttejä, joiden joukossa on mafisia vulkaniitteja. Kerrostumasarja syntyi noin 2 250 – 2 000 miljoonaa vuotta sitten. Tämän *Karelia-superryhmäksi* nimetyn muodostumasarjan pääasiallinen levinneisyysalue on Kemin - Kuusamon tasalla. Sieltä muodostumat jatkuvat Venäjän puolelle ja Äänisen kautta kaakkoon. Toinen, Suomen alueella Kuusamosta etelään kulkeva haara kuvataan Luvussa 6 (Karjalaiset liuskealueet). Keski-Lapissa Karelia-superryhmää on pienehköinä alueina esimerkiksi Sodankylän Pyhätunturilla ja Kaaresselässä, Kittilän Kumputunturilla, Levillä ja Aakenustunturilla sekä Kolarin Yllästunturilla.

Taulukko 5.1. Pohjois-Suomen kallioperän stratigrafia.

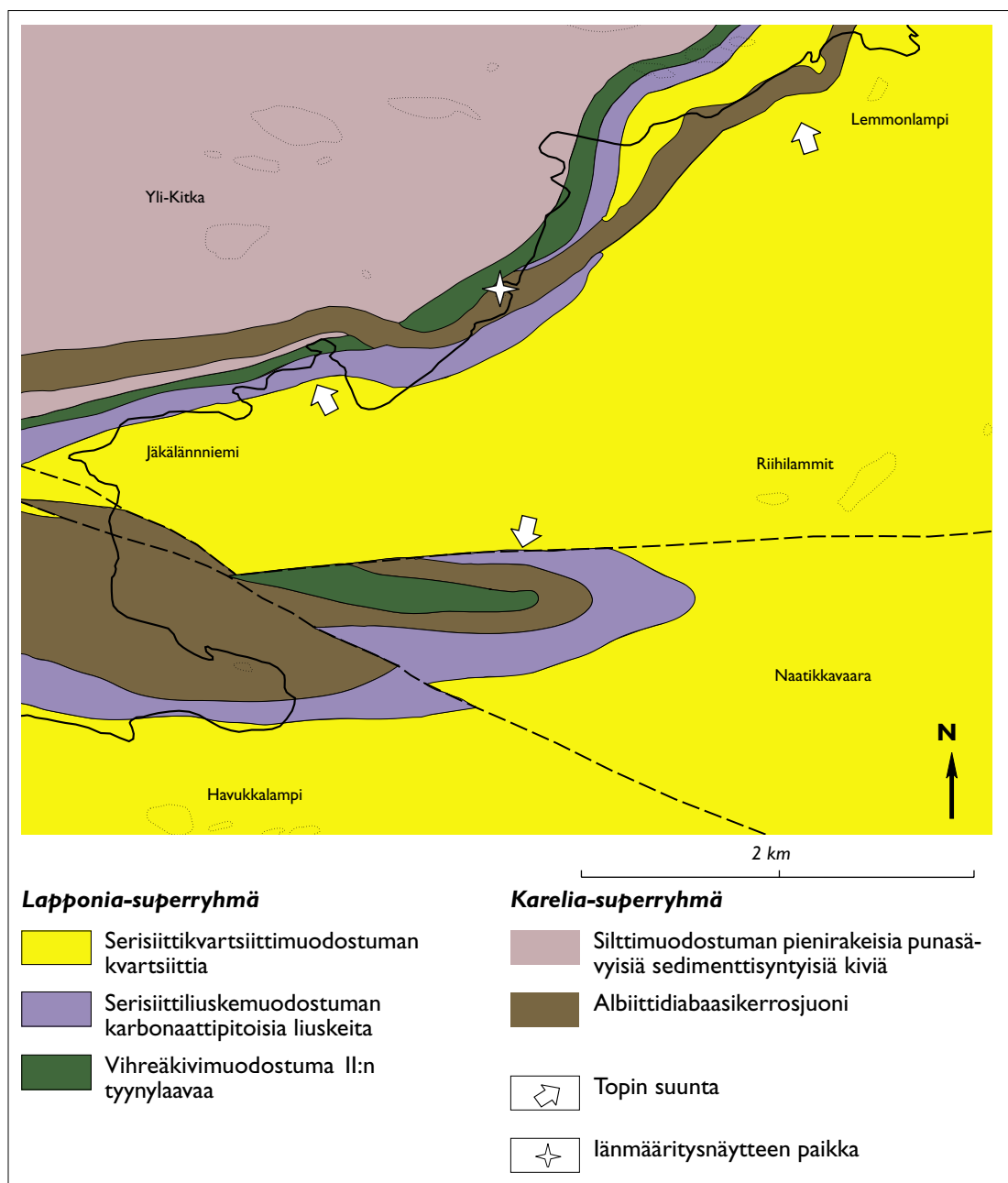
KRONOLOGIA		LITOSTRATIGRAFIA			
Ikä miljoonaa vuotta	Eoni	Ryhmä	Super-ryhmä	Orogenia/ Vaihe	Pääkivilajit
1100	Proterotsooinen	Kaleva	Jotuni	Hautavaj.	Hiekkakivi, savikivi
1300					
1500			Svekofennia	Molassi Sveko-fenninen/ Flyssi	Kiilleliuske
1700					
1900		Ylä-Jatuli	Karelia	Peneplaani	Tuffiitti, mustaliuske, dolomiitti, kvartsiitti, laakiobasaltti, kvartsiitti
2100		Ala-Jatuli			
2300		Ylä-Lapponi	Lapponia	Hautavaj.	Vulkaniitti, mustaliuske, kvartsiitti, vulkaniitti
2500		Ala-Lapponi			
2700	Arkeinen		Tuntsa	Loppilainen	Orto- ja paragneiissi
2900				Saamilainen	

	Kaledonisen vuorijonon kiviä		Nefeliinisyeniiittiä ja karbonatiittiä
	Jotunisedimenttikiviä		Diabaasia (ikä noin 1 000 miljoonaa vuotta)
	Svekofennia-superryhmän liuskeita		Graniittia
	Karelia-superryhmän liuskeita		Granitoidia ja monzoniittia/gabro-anortosiittia
	Lapponia-superryhmän liuskeita		Mafisia intrusiivikiviä/kerrosintrusioita
	Tuntsa-superryhmän sup-rakrustisia gneissejä		Granuliittia
	Arkeinen graniittigneissi		Siirros

Kuva 5.1. Pohjois-Suomen kallioperän stratigrafinen pääjaottelu. Tarkemman kuvan kallioperästä saa esimerkiksi Pohjoiskalottiprojektin geologisista kartoista, jotka on painettu mittakaavassa 1:1 000 000 (Geological map, Prequaternary rocks, Northern Fennoscandia. Geological Surveys of Finland, Norway and Sweden, Helsinki 1987. Metamorphic, structural and isotopic data map, Northern Fennoscandia, Geological Surveys of Finland, Norway and Sweden, Helsinki 1988).



Kuva 5.1.



Kuva 5.2. Karttakuva Kuusamon liuskealueelta 2 206 miljoonan vuoden ikäisestä albiittidiabaasista, joka lävistää Lapponia-superryhmän yläkontaktin ja sen päällä olevan Karelia-superryhmän ns. silttimuodostuman (Silvennoinen 1989, 1991).

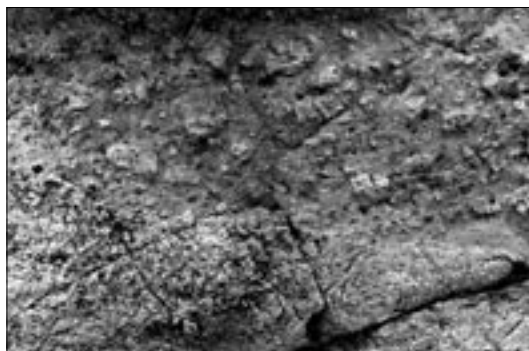
Vaikka nimikkeen Lapin vihreäkivivyöhyke tulisi ensisijaisesti käsittää Lapponia-superryhmän muodostumien päälevinneyssalue, on geologisen kehityksen ymmärtämisen kannalta hyödyllistä käsitellä myös Karelia-superryhmän muodostumat tällä alueella.

Lapponia-superryhmä

Arkeinen kratoni oli laaja manneralue, joka toimi kerrostumisalustana Lapponia-superryhmän vulkaniiteille ja sedimenteille. Tämä ensimmäisen asteen epäjatkuvuuspinta ilmenee paikoin rapautumiskuorena ja useimmiten siinä on pohjabreksioita ja pohjakonglomeraatteja (*Kuva 5.3*). Sedimenttisyntyisiä kerrostumia ei ole merkittävästi aivan superryhmän alimmissa osissa, vaan luonteenomaista on bimodaalinen vulkaaninen purkaussarja heti graniittigneisikompleksin päällä. Purkaussarjan sisäinen kerrosjärjestys vaihtelee jossain määrin eri puolilla vihreäkivivyöhykettä, mutta se alkaa usein mafisilla ja ultramafisilla laavoilla, breksioilla ja tuffeilla. Ylemmissä osissa purkaussarjaan tulee intermediäärisiä ja felsisiä vulkaniitteja. Sallasta Savukosken, Sodankylän ja Kittilän kautta Ruijan alueelle Norjaan kulkevalla jaksolla tällainen vulkaniittisarja tavataan arkeista graniittigneisikompleksia reunustavana muodostumana (Manninen 1991).

Lapponia-superryhmän alimmat metavulkaniitit

Lapin vihreäkivivyöhykkeen alimmat vulkaniitit purkautuivat yleensä kuivalle maalle laavoina ja pyroklastisina kivinä, joiden kemiallinen koostumus on samankaltainen laajoilla alueilla. Sodankylän pohjoispuolella, arkeisista gneisseistä koostuvan *Möykkelmän kupolin* ympärillä Lapponia-superryhmän kerrostumat alkavat pyroklastisilla komatiiteilla ja sarja jatkuu niiden päällä mafisilla ja intermediäärisillä mantelikivi-

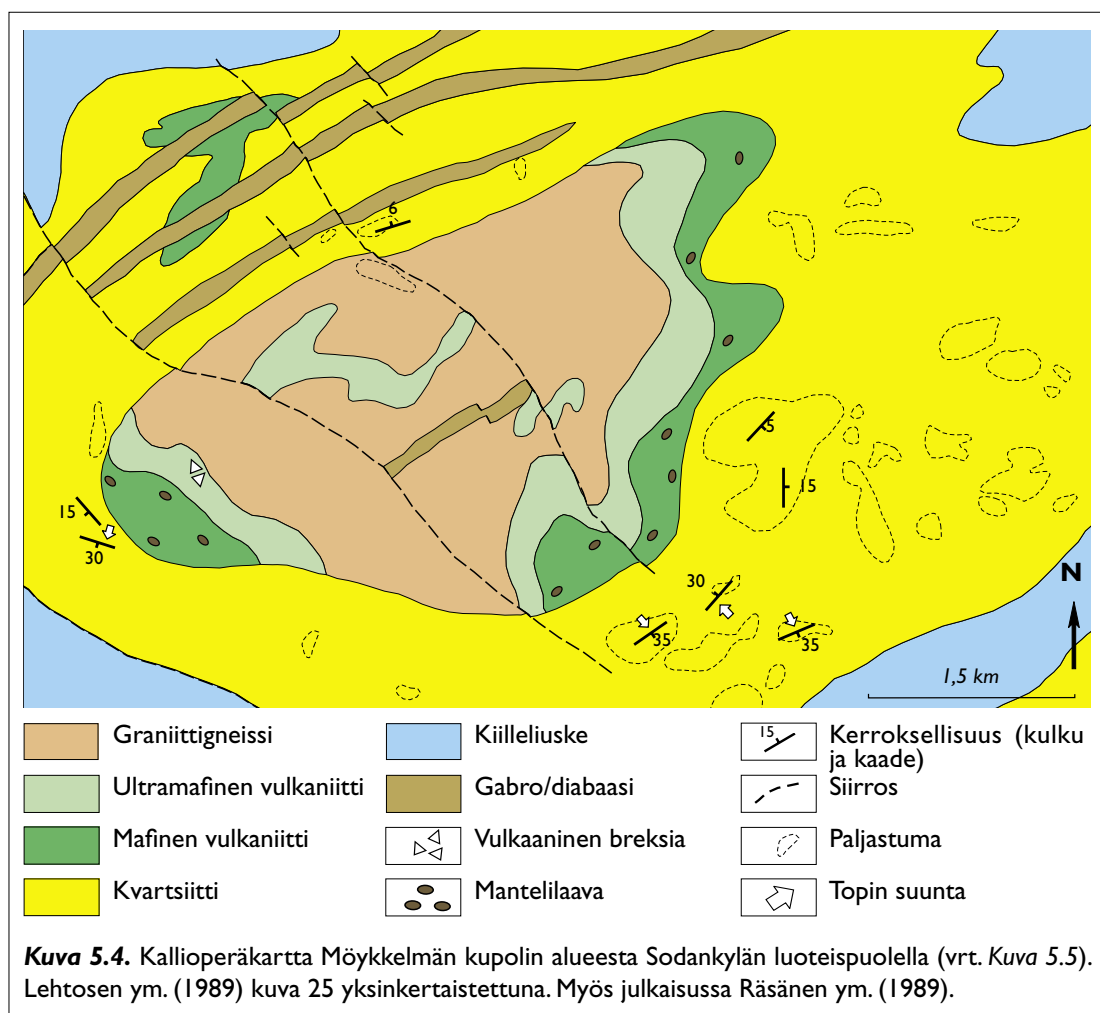


Kuva 5.3. Arkeisen pohjagneissin (alaosa) ja Lapponia-superryhmään kuuluvan pohjakonglomeraatin välinen epäjatkuvuuspinta, Kuntijärvi, Kuusamo. Kontaktissa keskellä olevan kolikon läpimitta on 16 mm. Kuva Ahti Silvennoinen.

laavoilla (*Kuva 5.4*), jotka voidaan rinnastaa Peurasuvannosta Porttipahdan tekojärven itäpuolitse kiertävään *Madetkosken muodostumaan* (*Kuva 5.5*). Pyroklastisten ultramafiittien heitteiden välimassa koostuu kloriitista ja tremoliitti-aktinoliitista. Alimmissa osissa on myös biotiittia ja kvartsia. Heitteiden määrä vähenee ylöspäin ja kivi muuttuu biotiittipitoiseksi kloriitti-amfiboliliuskeeksi (Lehtonen ym. 1989).

Taulukossa 5.2 on esitetty Lapin vihreäkivivyöhykkeen alimpien vulkaniittien kemiallisia koostumuksia. Pääalkuainepitoisuudet antavat luonnollisesti vain yleistietoa kivilajien koostumuksesta. Asiaan voi perehtyä yksityiskohtaisemmin tutustumalla Geologian tutkimuskeskuksessa toteutetun vulkaniittiprojektin raportteihin, joissa runsasta analyysiaineistoa on esitetty ja käsitelty tarkemmin.

Ultramafiset kivet olivat alunperin basalttisia komatiitteja, joiden koostumuksessa ilmenee ylemmän maankuoren vaikutus (Lehtonen ym. 1992). Mafiset ja felsiset vulkaniitit vaihtelevat basalteista ryodasiitteihin ja kuuluvat subalkaliseen ja tholeiittiseen sarjaan. Näissäkin vulkaniiteissa on nähtävissä ylemmän kuoren vaikutus. Vulkaniitit ovat useimmiten väritään har-



maanvihreitä, massamaisia ja pienirakeisia. Porfyyristä ja mantelirakennetta esiintyy myös usein. Tyypillinen mineraaliseurie on plagioklaasi, amfiboli, biotiitti, kloriitti ja kvartsi. Karbonaatti on yleinen aksessorinen mineraali. Rakkulantäytteenä on vaihtelevasti plagioklaasia, amfibolia, kvartsia, karbonaattia, kloriittia ja/tai epidootia. Mineraalikoostumus vaihtelee laajoissa rajoissa, mihin tietenkin antaa lisänsä myös metamorfoosiasteen vaihtelu. Yhteisenä piirteenä Lapponia-superryhmän alaosan vulkaniiteille on alhainen susceptibiliteetti, joten ne eivät magneettisissa mittauksissa sanottavasti erotu arkeisista gneisseistä.

Lapponia-superryhmän kerrostumat syntyivät aikoinaan kratonia halkoviin hautavajoamiin ympäristössä, joka lienee muistuttanut nykyistä itäistä Afrikkaa. Lapin vihreäkivivyöhykkeen alimpina vulkaniitteina esiintyy usein vulkaanisia breksioita ja muita pyroklastisia kivilajeja, joiden fragmenttien joukossa on kerrostumispohjan gneissikappaleita. Ne joutuivat kratonin läpi tunkeutuneen sulan kiviaineksen joukkoon tämän matkatessa maanpinnalle. Rajua räjähdyskraateritoimintaa osoittavat myös aiemmin kiteytyneen laavan fragmentit, jotka muodostavat pääosan näistä vulkaanisista breksioista.

Taulukko 5.2. Lapponia- ja Karelia-superryhmien vulkaanisten kivien kemiallisia koostumuksia. Nimet viittaavat kiven alkuperään. Lähteet: Perttunen (1989), Lehtonen ym. (1992), Geologian tutkimuskeskus (Lapin vulkaniittiprojekti).

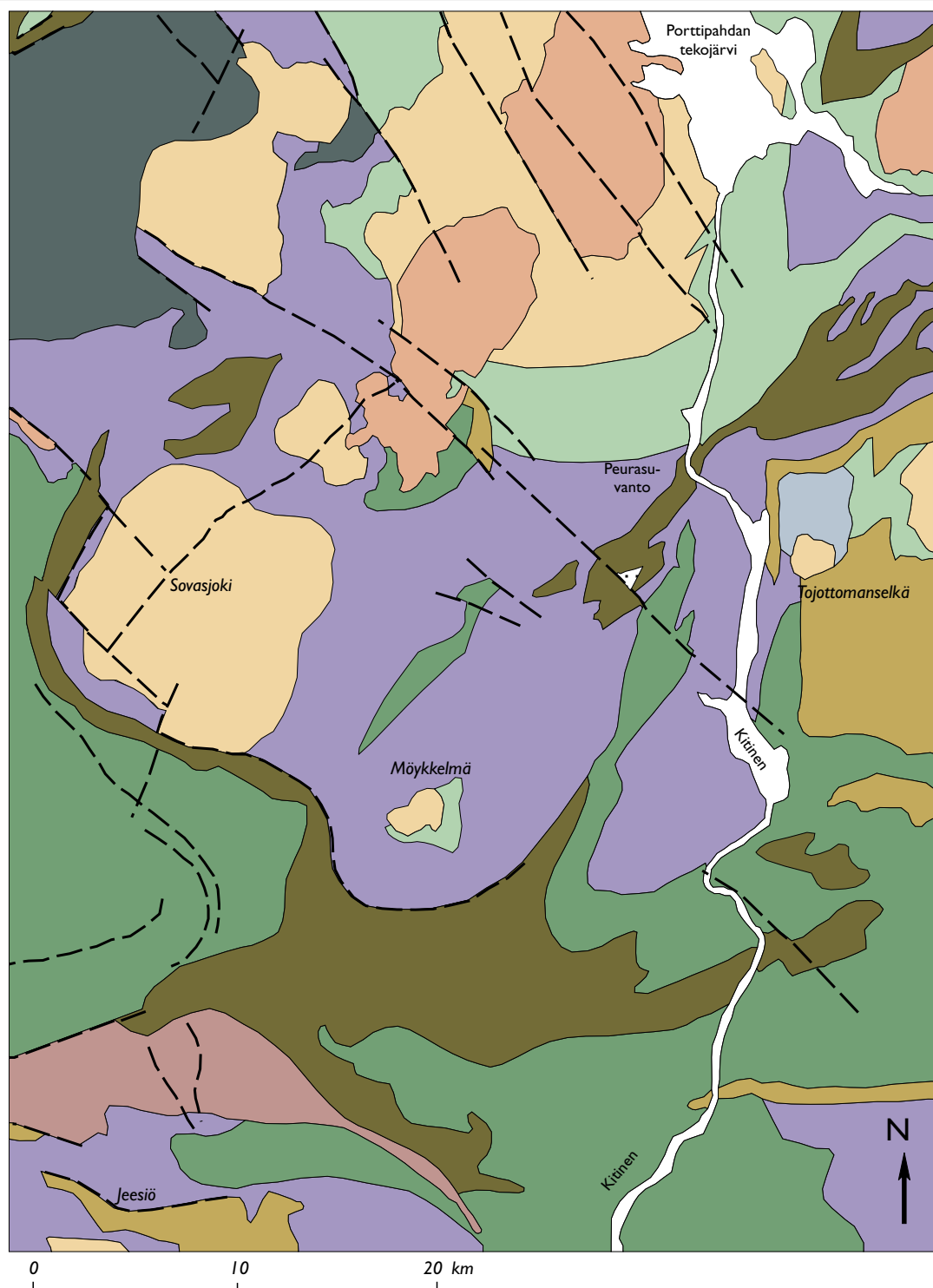
	Lapponia (alaosa)			Lapponia (yläosa)		Karelia (keskiosa)	
	Komatiitti	Intermedi- äärinen vulkaniitti	Felsinen vulkaniitti	Komatiitti	Tyynylaava	Basaltti	Basaltti
SiO ₂ (paino%)	51,0	58,5	70,2	45,5	52,2	49,5	50,8
TiO ₂	0,5	0,9	0,6	0,6	1,0	1,5	1,0
Al ₂ O ₃	13,3	13,8	12,6	7,4	14,6	14,2	13,7
FeO	9,2	9,1	4,8	10,5	9,0	13,4	12,1
MnO	0,2	0,1	0,0	0,2	0,1	0,1	0,3
MgO	18,4	3,9	1,3	25,7	11,4	7,0	6,9
CaO	4,5	7,7	3,0	6,9	5,9	6,8	9,2
Na ₂ O	1,1	3,8	3,8	0,6	4,7	4,1	2,3
K ₂ O	0,8	0,9	2,6	0,2	0,1	1,7	1,3
P ₂ O ₅	0,1	0,2	0,1	0,0	0,1	0,1	0,1

Vulkaaninen toiminta oli bimodaalista, eli mafisten ja ultramafisten vulkaniittien ohella esiintyy felsisiä tuffeja ja laavoja. Tämä on hautavajoamavulkanismille luonteenomaista. Hautavajoamien pituussuunta oli ilmeisesti eteläkaakosta pohjoisluoteeseen, mikä on näiden muodostumien nykyisen levinneisyyden suunta. Kerrostuman vahvuus vaihtelee nollasta satoihin metreihin ja vulkaniitit tasoittivat siirrosten rajoittamia hautavajoamia. Nykyisessä maanpintaleikkauksessa on todettavissa, että Lapponia-superryhmän alaosan vulkanismin levinneisyysalue rajautui Peräpohjan (Kemin - Rovaniemen) liuskealueen pohjoisosiin, koska niitä ei tavata enää sen eteläosissa.

Hautavajoamien synnyn alkuvaiheisiin liittyi erittäin voimakas intrusiivinen toiminta noin 2 500 – 2 440 miljoonaa vuotta sitten, jolloin syntyi suuria *mafisia kerrosintruusioita*. Tärkeimpiä näistä ovat Kemistä koilliseen jatkuvat intruusioiden, Koillismaan intruusioiden, Sodankylän Koitelaisen intruusio ja Savukosken Akanvaarasta pohjoiseen jatkuva intruusio. Niitä kuvataan lähemmin

myöhemmin (s. 155).

Rapautumisen ja tulivuoritoiminnan tuloksena arkeinen kratoni oli tasoittunut noin 2 400 miljoonaa vuotta sitten ja tuolloin kasvipeitteettömissä olosuhteissa ja vähähappisen ilmakehän vallitessa syntyneet hiekat peittivät laajoja alueita. Näissä olosuhteissa syntyneistä sedimenteistä muodostuneet kivet ovat suhteellisen helposti tunnistettavissa eri puolilla aluetta. Kauniin vihreä, *aventuriinikvartsittiksi* nimitetty kivilaji on eräs tärkeä tyyppiesimerkki. Väri johtuu kromipitoisesta kiilteestä. Lapponia-superryhmän kvartsiiteissa havaitaan usein korkeampia radioaktiivisen säteilyn arvoja kuin muissa vastaavissa kivissä, mikä liittyy *uraanin* käyttäytymiseen vähähappisen ilmakehän olosuhteissa. *Kuvassa 5.6* on esitetty eräitä tärkeimpiä uraanin esiintymistapaan vaikuttaneita tekijöitä maapallon kehityshistorian aikana. Uraani rikastui kaikkialla maapallolla tämänikäisiin sedimentteihin, mikä näkyy tilastoissa erittäin selvästi (Toens 1981). Kohonnutta säteilytasoa voidaankin käyttää eräänä tunnusmerkkinä Lapponia-superryhmän kvartsiiteille. Myös sulfidimi-



Kuva 5.5.

neraaleista rikastuneita kerroksia tavataan näissä sedimenttisyntyisissä kivissä, mikä saattaa johtua sulfidimineraalien liukene-mattomuudesta ja rikastumisesta raskasmi-neraalikerrostumina.

Lapin vihreäkivivyöhykkeen kivilajien kerrostumisen 500 miljoonan vuoden koko-naisajasta vulkaanisten tapahtumien osuus oli vähäinen. Vulkaanisten kivien osuus kerrostumien paksuudesta on kuitenkin suhteellisen suuri, joten sedimenttikerros-tumia syntyi vain aika-ajoin. Näin voidaan myös pitää luonnollisena, että alimpien vulkaniittien pinnalla tavataan yleisesti merkkejä rapautumisilmiöistä. Vulkaniittien rapautumistuotteista syntyneet kloriitti- ja kiillepitoiset, joskus karbonaattipitoisetkin liuskeet ovat yleisiä.



Kuva 5.5. Kallioperäkartta Sodankylän poh-joispuolisesta alueesta. Osa-alue Lehtosen ym. (1989) kuvan I kartasta.

Lapponia-superryhmän sedimenttisyntyiset kivet

Lapponia-superryhmän sedimenttisyntyisen kivilajisarjan esiintymisalue noudattaa Lapin vihreäkivivyöhykettä jatkeineen Ruotsiin, Norjaan ja Venäjälle. Levinneisyysalue ei ulotu Pohjois-Pohjanmaan liuskealueelle eikä Perä-Pohjan liuskealueen lounaisosaan. Pääpiirteittäin se siis noudattaa edeltäneen hautavajoamavulkanismin levinneisyysalu-etta.

Lapponia-superryhmän sedimenttisyntyinen kerrostuma on luonteeltaan transgres-siivinen ja varsinkin yläosaa luonnehtivat alumiinista rikkaat liuskeet. Transgression lopussa kerrostui myös karbonaattiaineesta ja nyt mustaliuskeina tunnetut kivet, joita tavataan erityisesti Keski-Lapissa. Vihreät, *kromimarmorina* tunnetut ja rakennus-kivenäkin käytetyt karbonaattikivet ovat tämän vaiheen tyyppikerrostumia. Niitä tavataan erityisesti Kittilän itäpuolisilla alueilla. Kun kromimarmoriiin liittyy myös kohonnut kultapitoisuus, on luonnollista, että Lapponia-superryhmän metasedimentit ovat erityisen tärkeä johtohorisontti Lapin vihreäkivivyöhykkeessä. Karbonaattikivien alapuoliset Lapponia-superryhmän kvartsiittit fuksiittipitoisine *aventuriinikvartsiitteineen* tarjoavatkin hyvän mahdolli-suuden johtohorisontin tunnistamiseen.

Vaihtelevan paksuinen Lapponia-superryhmän kvartsiitti koostuu kvartsin ohella vaihtelevasta määrästä serisiittiä ja maasäl-piä. Korkeamman metamorfoosiasteen ilmentäjänä esiintyy usein alumiinista rik-kaita porfyroblasteja. Mineraalikoostumus aiheutti sen, että poimutuksen tai siirrosten yhteydessä kvartsiittiin kehittyi erittäin herkästi kerroksellisuudesta poikkeava liuskeisuus. Kiillemineraalien uudelleen-kiteytyminen liuskettumisen yhteydessä tekee kerroksellisuuden ja liuskeisuuden erottamisen vaikeaksi silloin, kun vain toi-nen on nähtävillä.

Lapponia-superryhmän kvartsiiteista

ARKEINEN EONI					PROTEROTSOOISESTA EONISTA NYKYHETKEEN	
4 600 Ma 4 500 Ma 3 500 Ma 2 500 Ma 2 200 Ma					H A P E T T U M I N E N	
Kiinteän Maan synty	Merivesien kondensoitu- minen	Matala pH maapinnalla	Happamia sateita	UO ₂ -mine- raalit liukoisia		
		Neutraali pH maapinnalla	Normaalit sateet	UO ₂ ei liukoi- nen		Ilmakehän O ₂ - määrä raudan hapettamiseen tarvittavalla tasolla
				UO ₂ :n liu- koi-suuden vähittäinen lisääntyminen		Ilmakehän O ₂ - määrän vähittäinen nousu nykyi- selle tasolle
Ei hyödyntämiskelpoisia uraanimineraalirikastumia		UO ₂ -raskasmineraalirikastumia konglomeraateissa				Uraanin karbonaatti-peliittiliuskeisiin liittyviä, paleopinta-, hiekkakivi- ym. rikastumia

Kuva 5.6. Uraanin käyttäytyminen maapallon kehityksen eri vaiheissa Tilsleyn (1980) mukaan. Ma = miljoonaa vuotta sitten.

ainakin osa syntyi tuulen toiminnan tulok-
sena silloisilla laajoilla kasvittomilla alueilla.
Kvartsiittien ainesten lähtöalue koostui
arkeeisista graniittigneisseistä ja vanhem-
mista Lapponia-superryhmän ultramafisista-
felsisistä vulkaniiteista. Sedimentaatio-
olosuhteista ilmeisesti johtuu *alumiinista
rikkaiden liuskeiden* runsaus transgres-
siivisen kerrostuman yläosassa, mikä il-
menee korkeamman metamorfoosiasteen
alueilla stauoliitti-, andalusiitti-, kyanitti- ja
sillimaniittipitoisina liuskeina.

Lapponia-superryhmän sedimenttisy-
ntyiset kivet säilyttivät hyvin primääriset
piirteensä vihreäliuskefasieksen oloissa,
mutta muuttuivat voimakkaammin me-
tamorfoosin saavuttaessa korkeamman
asteen. Savipitoisista sedimenteistä syntyi
kiilleliuskeita laajoilla alueilla, kun me-
tamorfoosi saavutti biotiitin kiteytymisläm-
pötilan. Lapponia-superryhmän sedimen-
tit ovatkin erinomaisia indikaattoreita
metamorfoosiolosuhteiden alueellisessa,
esimerkiksi juuri *biotiittivyöhykkeen* kar-

toituksessa. Transgressiivisen sarjan yläosan
alumiinista rikkaat sedimentit ovat myös
usein saaneet alumiinista rikkaiden porfy-
roblastimineraalien kiteytyessä metamorfi-
sen asun, jota voidaan käyttää stratigrafisena
tuntomerkinä.

Lapponia-superryhmän ylimmät metavulkaniitit

Lapponia-superryhmän sedimenttien ker-
rostuminen katkesi voimakkaaseen meren-
alaiseen mafiseen-ultramafiseen vulkaani-
seen toimintaan, mikä sai alkunsa kratonia
halkoneista, syvälle maankuoreen ulottu-
neista siirroksista. Nykyisessä maanpintaleik-
kauksessa nämä vulkaniitit ovat erityisen
laajalle levinneinä Kittilän - Sodankylän alu-
eella. Sallan kautta Kuusamoon seurattavissa
oleva kerrostuma ohenee eteläkaakkoon ja
Kuusamon seuduilla sen vahvuus on vain
muutamia kymmeniä metrejä.

Kerrostuma koostuu vaihtelevista mafi-
sista, paikoin ultramafisista laavoista ja tuhkis-
ta. Rakenteet ovat useimmiten vedenalaisille

purkauksille luonteenomaisia, esimerkiksi tyynylaavat ovat yleisiä (*Kuva 5.7*). Kerrostumaan kuuluu myös oksidi-, sulfidi- ja karbonaattifasiuksen rautamuodostumia, joista tunnetuimpia ovat *Porkosen-Pahtavaaran alueen* rautamuodostumat (Paakkola 1971). Vulkaniittien alakontaktin vaiheilla esiintyvää *kromimarmoria* voidaan ainakin osittain pitää myös ultramafisten vulkaniittien muuttumistuloksena.

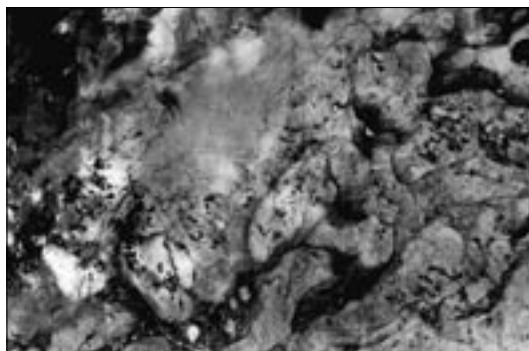
Lapponia-superryhmän yläosan meta-vulkaniitit vaihtelevat metamorfoosiasteen vaihtelun mukaisesti vihreäliuskeista amfiboliitteihin. Tyypilliset mineraalit ovat amfiboli ja kloriitti. Sekundääristä magnetiittia on usein pirotteena ja oliviinia esiintyy korkeamman metamorfoosiasteen alueilla. Kemiallinen koostumus vaihtelee laajoissa rajoissa kuten *Taulukosta 5.2* nähdään, mutta läpikäyvänä piirteenä on mafisten vulkaniittien *korkea magnesiumpitoisuus*. Esimerkiksi Sattasvaaran vulkaaninen muodostuma koostuu lähes yksinomaan komatiittisista laavoista ja pyroklastisista kivistä.

Karelia-superryhmä

Lapponia-superryhmän ja sitä seuraavan Karelia-superryhmän välillä on paikoin kulmadiskordanssi, joka osoittaa, että tässä vaiheessa tapahtui paikallista poimutusta. Kun kuitenkin ei ole havaintoja maankuoren mobilisaatiota ilmentävien graniittien muodostumisesta tai muista orogeenisista piirteistä, johtui tämä poimutus kratonin paikallisista lohkoliikunnoista. Useimmiten Karelia-superryhmän sedimentit seuraavat allaolevia vulkaniitteja konkordantisti.

Karelia-superryhmän metasedimentit

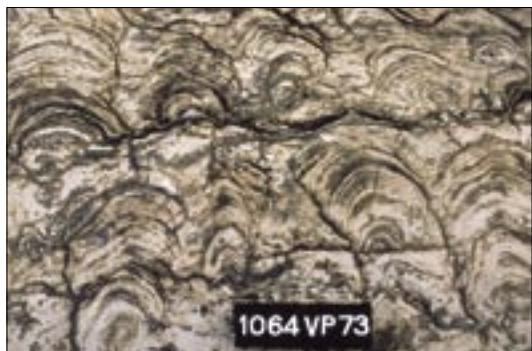
Karelia-superryhmä koostui pääasiassa klastisista sedimenteistä, joiden tärkeänä tyypipiirteenä on punasävyisten kerrosten yleisyys. Tuona aikana, noin 2 250 – 2 200 miljoonaa vuotta sitten tapahtunut ilmake-



Kuva 5.7. Lapponia-superryhmän tyynylaavaa Kuusamon liuskealueella Tahkolammella. Oikeassa yläkulmassa olevan objektiivinsuojuksen läpimitta on 5,5 cm. Kuva Ahti Silvennoinen.

hän happimäärän lisääntyminen aiheutti raudan hapettumisen ja *punasävyisten, hematiittipitoisten kerrostumien syntymisen*. Sedimenttikerrostumien välissä on hyvin laajalle levinnyt laakiobasalttityyppinen vulkaaninen muodostuma, joka on merkki laajasta, tasaisesta kratonista. Hautavajoamavaihe oli siis tuolloin päättynyt.

Pohjois-Pohjanmaan ja Perä-Pohjan liuskealueilla ja Kuusamossa kerrossarja jatkuu *kvartsiitti-dolomiitti-mustaliuskekerrostumaan*, jota on kauan käytetty johtohorisonttina Svekofennisen orogeenian etumaan muodostumissa. Tässä vaiheessa tapahtui myös mafista vulkaanista toimintaa, mikä Pohjois-Suomessa tuotti pääasiassa tuffi- ja tuffiittikerrostumia. Niitä tavataan Kuusamossa (Silvennoinen 1972) ja Perä-Pohjan liuskealueella (Perttunen 1991). Karelia-superryhmän dolomiitti-mustaliuskekerrostumaa esiintyy Karjalan alueella Suomessa ja erityisen laajasti Äänisen alueella Venäjällä. Metzger kuvasi tämän *Meri-Jatuliksi* nimeämänsä kerrostuman ensimmäisen kerran Suojärveltä Venäjältä (Metzger 1924). Itäinen haara Meri-Jatuliala kulkee Venäjän puolella Ääniseltä Seesjärven ja Kuukasjärven kautta Kuusamoon. Haukiputaan - Kiimingin alueella tämä johtohorisontti esiintyy lounaisimmillaan. Meri-Jatuli syntyi



Kuva 5.8. Stromatoliittirakennetta Karelia-superryhmän Rantamaan muodostuman dolo-miitissa Torniossa. Laatta 6 cm pitkä. Kuva Vesa Perttunen.

nykytiedon mukaan runsaat 2 000 miljoonaa vuotta sitten (Karhu 1993) ja siitä on löydetty myös eloperäistä toimintaa osoittavia *stromatoliittirakenteita* esimerkiksi Torniossa (*Kuva 5.8*).

Karelia-superryhmän kvartsiitteja esiintyy Keski-Lapissa vain paikoitellen. Tällaisia syvempiä synkliinejä tai synklinoriumeja ovat esimerkiksi Pyhätunturilta Kaarestunturille jatkuva jakso, Kumputunturin alue, Levitunturi ja Aakenustunturi. Syvin synkliini on Pyhätunturilla (*Kuva 5.9*), missä ylimpinä kerrostumina on Karelia-superryhmän keskivaiheille sijoittuvaa laakiobasalttia ja sen päälle kerrostuneista hiekoista syntyneitä kvartsiitteja. Muualla Keski-Lapissa nykyinen maanpinta kulkee tätä tasoa syvempänä. Vyöhyke jatkuu edelleen pohjoisluoteeseen Norjan alueelle ja näin muodostuu pitkä ketju Karelia-superryhmän erillisiä alueita Ääniseltä Venäjän Karjalan ja Pohjois-Suomen kautta Atlantin rannalle.

Karelia-superryhmän kvartsiitit ovat Lapin vihreäkivivyöhykkeellä usein karkeaklastisia ja konglomeraattikerrokset ovat yleisiä (*Kuva 5.10*). Konglomeraattien osuus kasvaa Perä-Pohjan ja Kuusamon alueilta Keski-Lappiin mentäessä, mistä voi päätellä, että sedimenttien lähdealue oli koillisessa eli granuliittikaaren suunnalla. Tämä voi olla

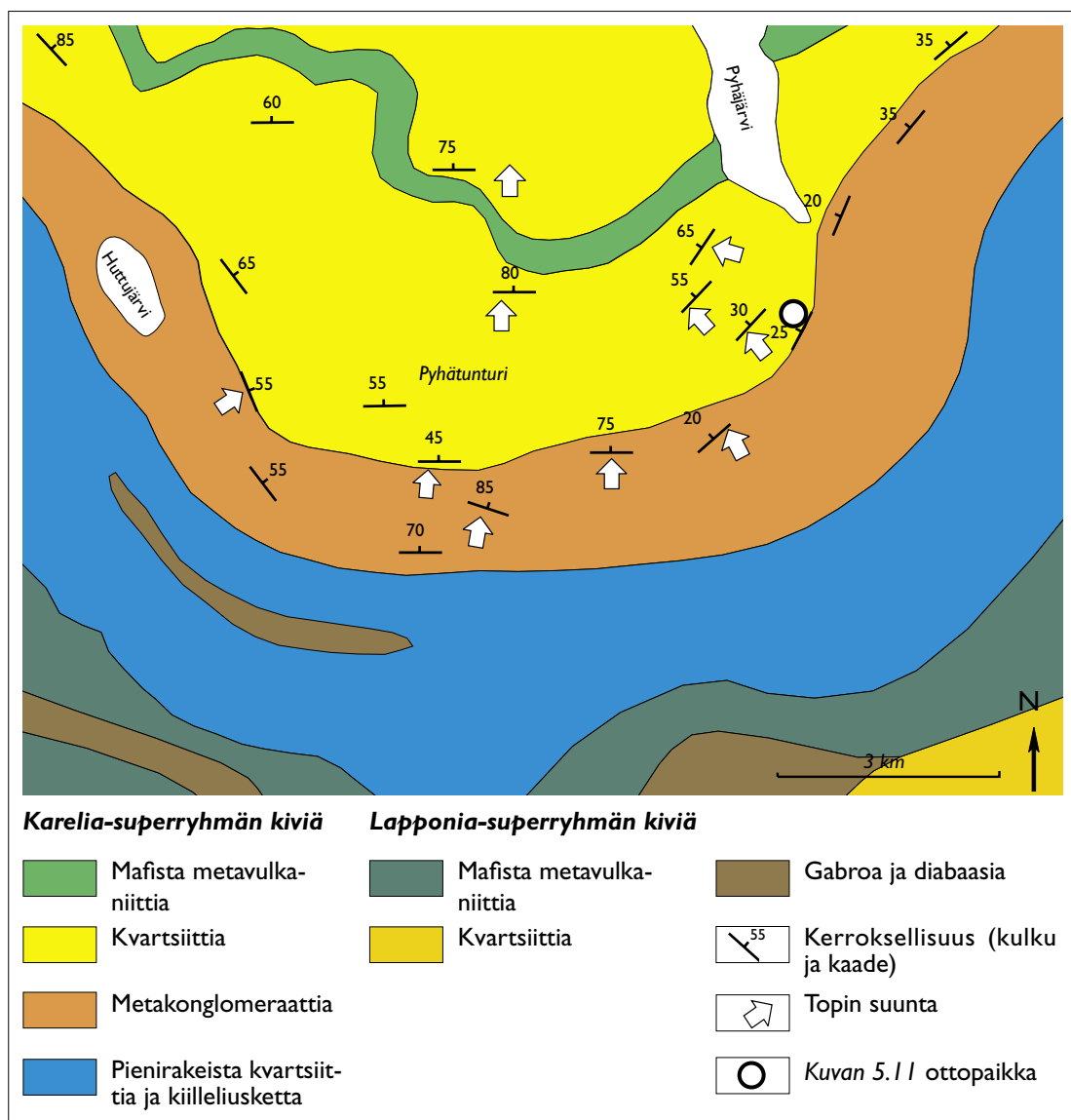
merkinä siitä, että granuliittikompleksin nykyiselle paikalleen tuonut voimakas ylityöntöliikunto koillisesta lounaaseen oli aktiivinen tuohon aikaan. Erityisesti Keski-Lapissa suuret ristikerrosrakenteet ovat yleisiä Karelia-superryhmän kvartsiiteissa (*Kuva 5.11*) ja delta-jokihiekkasyntyperä on aivan ilmeinen (Räsänen 1977, Haimi 1977, Kortelainen 1983, Räsänen ja Mäkelä 1988).

Rauhallisemmista olosuhteista kertovat eteläisempien alueiden pitkän ja monivaiheisen rapautumisen synnyttämät kvartsiitit, joiden kvartsirakeet ovat usein erittäin hyvin pyöristyneitä. Myös iskos on usein kvartsia, jolloin uudelleen kiteytyminen on tuottanut lasimaista kvartsiittia. Serisiittia, karbonaattia ja pienirakeista kvartsi-maasälpäainesta esiintyy myös iskoksena.

Monipuoliset sedimenttirakenteet Karelia-superryhmän kerrostumissa ilmentävät sedimentoitumisen tapahtuneen matalaan veteen tulvalaakioille, jotka olivat ajoittain kuivia. Tällaiselle tasaiselle ja hyvin laajalle laakioille purkautui myös laakiobasaltteja, mikä ilmentää erityisen selkeästi saamilaisen orogeenin jälkeisen hautavajoamavaiheen päättyneen.

Karelia-superryhmän metavulkaniitit

Karelia-superryhmän laakiobasalttikerrostuma on paikoin useiden satojen metrien paksuinen ja laavojen kemiallinen koostumus on tholeiittinen ja eri puolilla aluetta hyvin samanlainen (*Taulukko 5.2*). Laavasyntyisten kivien päämineraaleina ovat tavallisesti amfiboli, plagioklaasi sekä paikoin kloriitti ja ne ovat usein hyvin karkearakeisia ja gabromaisia ulkonäöltään. Epidootia on paikoin myös melko runsaasti. Kun alkuperäisten laavapatjojen rajoilla tavattavat mantelirakenteiset laavat ja tuffikerrokset ovat yleensä ohuita ja heikosti paljastuneita, on laakiobasaltteja joskus vaikeata erottaa kerrosmyötäisistä intrusiivikivistä, joita Karelia-superryhmän muodostumiin tunkeutui



Kuva 5.9. Geologinen kartta Pelkosenniemen Pyhäntunturin alueesta Mielikäisen (1979) kallioperäkartasta yksinkertaistettuna.

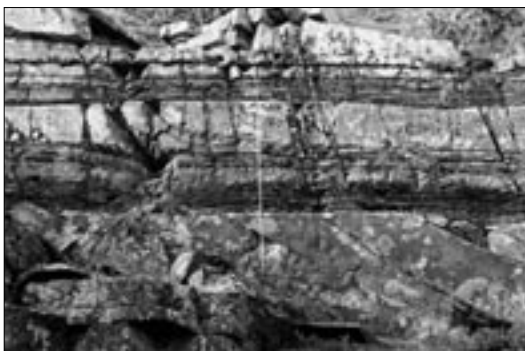
useassa eri vaiheessa ennen poimutusta.

Tholeiittisen laakiobasaltin päälle kerrostunut sedimenttisarja koostuu nyt pääosin kvartsiiteista ja se on transgressiivinen luonteeltaan. Kuusamon ja Perä-Pohjan liuskealueilla Karelia-superryhmän ylimmät osat koostuvat paksuista dolomiittikerrostuksista, mustaliuskeista ja mafisista tuffiiteista. Perä-Pohjan ja Pohjois-Pohjanmaan liuske-

alueilla näiden päällä on ylimpinä osina Kaleva-superryhmään kuuluvia, turbidiittirakenteisia fylliittejä ja killeliuskeita.



Kuva 5.10. Karelia-superryhmän konglomeraattia, Kumpunturi, Kittilä. Kuva Pentti Rastas.



Kuva 5.11. Ristikerroksellisuutta Pyhäntän kvartsiitissa. Kuvaspaikka merkitty Kuvaan 5.9. Mittanauhan pituus 180 cm (Räsänen ja Mäkelä 1988).

5.2. Kerrosintruusioidet

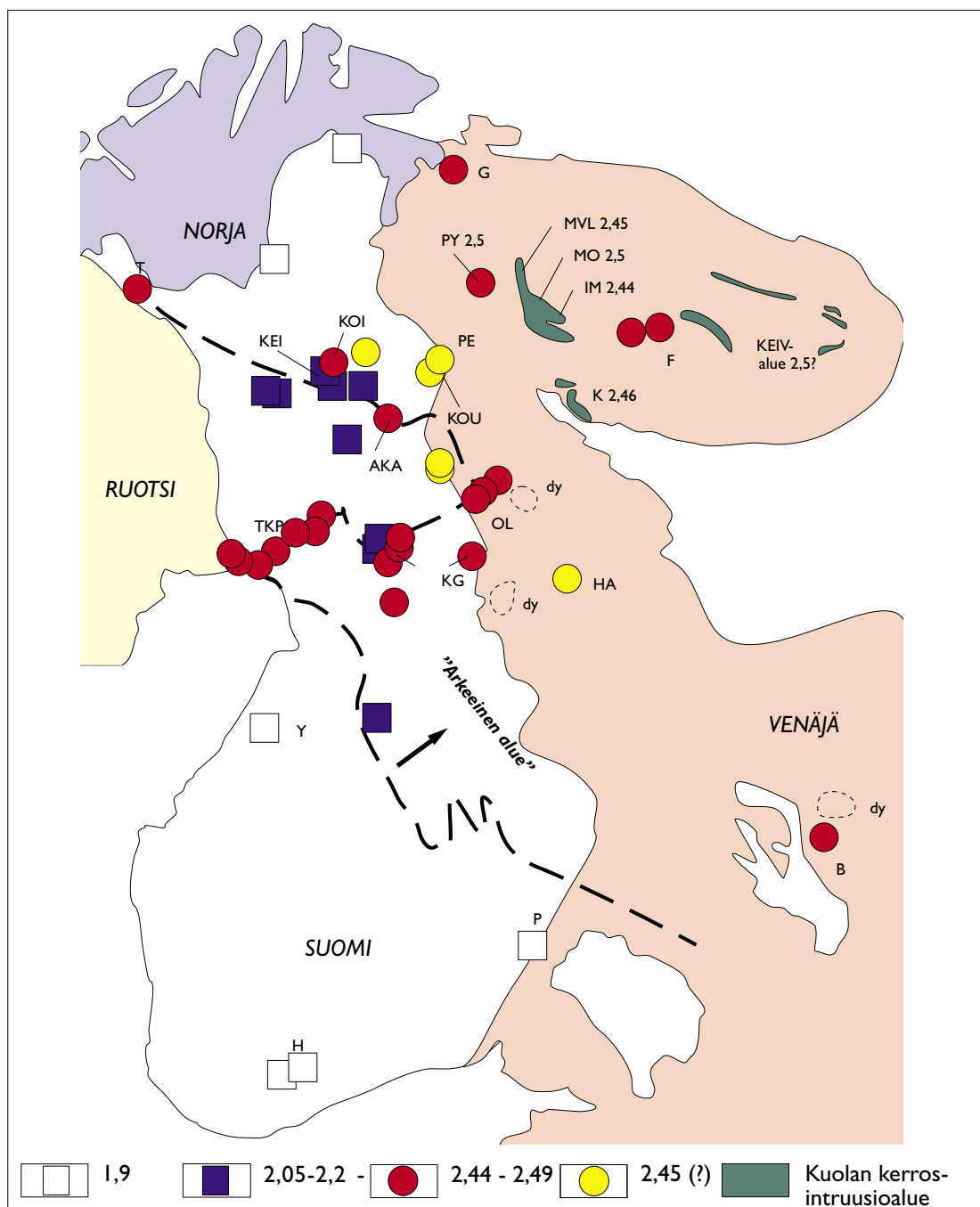
Pohjois-Suomen noin 2 440 miljoonaa vuotta vanhat (Kouvo 1977) kerrosintruusioidet ovat tärkeä geologinen kokonaisuus mm. malminetsinnän kannalta. Tuolloin maankuoren yläosaan tunkeutuneen ja kiteytyneen mafisen sulan määrä oli valtava ja siihen liittyvät malmien muodostusmahdollisuudet moninaiset. Maan vaipasta peräisin oleva kivila tunkeutui rakoja myöten ylöspäin ja levittäytyi arkeisen gneissipohjan ja sen päällä diskordantisti olleiden kerrostumien kontaktipintaan. Tapahtuma on osoitus voimakkaasta tektonisesta kehitysvaiheesta silloisella kratonilla.

Kerrosintruusioita esiintyy kratonisen hautavaoamavyöhykkeen alueella yleisesti yhdessä bimodaalisten Lapponia-superryhmän vulkaniittien kanssa. Niitä on kahtena epäyhtenäisenä, kaakosta luoteeseen kulkevana vyöhykkeenä, joista läntinen alkaa Äänisen itäpuolelta Venäjältä ja kulkee sieltä Pohjois-Suomeen. Itäinen vyöhyke kulkee Kuolan niemimaalla (*Kuva 5.12*).

Pohjois-Suomen suurimpia kerrosintruusioita nykyisessä maanpintaleikkauksessa ovat Kuusamon Näränkavaaran, Taivalkosken-Posion (Koillismaahan), Kemin, Penikkain, Savukosken Akanvaaran ja Koitelaisen intruusioidet. Muitakin alueella on ja niitä löy-

detään lisää, kun ne on opittu tunnistamaan. Koska kerrosintruusioissa tavataan usein myös kattopuolen intrusiivikontaktit, voidaan pitää varmana, että tuohon aikaan osa Lapponia-superryhmän muodostumista oli jo kerrostunut. Toisaalta esimerkiksi Kemin kerrosintruusion yläkontaktissa on diskordantti konglomeraatti (Perttunen 1991), mikä osoittaa, että magmapurkausten jälkeen intruusion kattona olleet kivet rapautuivat pois ennen nyt päällä olevien muodostumien kerrostumista.

Kerrosintruusioidet ovat joskus kokonaan arkeisen graniittigneissin sisällä kuten Näränkavaarassa, Kuusamon eteläosassa. Tällaiset nykyisen maanpinnan tasolla olevat leikkaukset edustavat magman tulokanavien eri tasoja. Yleisimmin intruusioidet asettuivat arkeisen graniittigneissin ja sen päälle kerrostuneiden vulkaniittien ja/tai sedimenttien väliseen epäjatkuvuuspintaan suurina magmasäiliöinä. Tällainen asema on luonnollinen, koska kiteinen graniittigneissi tarjosi intruusioille kulkureitin pystyissä siirrosraoissa ja magma pääsi levittäytymään graniittigneissin ja suprakrustisten kivien kontaktissa, kun felsiset vulkaniitit ja sedimenttikivet jäivät mafista magmaa keveämpinä kellumaan sen päälle. Näin syntyi useimmiten havaittavissa oleva kerrossarja:



Kuva 5.12. Fennoskandian kilven kerrosintruusioiden sijainnit Mutasen (1997) mukaan. KOI - Koitelainen, KEI - Keivitsa-Satovaara -kompleksi, AKA - Akanvaara, PE - Peuratunturi, KOU - Koulumäki, T - Tsokko-Kaamajoki, TKP - Kukkola-Tornio-Kemi-Penikat -ryhmä, KG - Koillismaa-ryhmä, Y - Ylivieska, H - Hyvinkää, P - Parikkala, KEIV - Keivin alue, F - Fedorova-Pana, IM - Imandra, MO - Montshegorsk, MVL - Montshe-Voltshe-Losevik Tundra, PY - Pyryshin, G - General'skaja, K - Kolviitsa, OL - Olanga-ryhmä, HA - Haikola, B - Burakovka, dy - juoniparvia. Intrusioiden sijainnit on jaettu neljään ikäryhmään ja niiden iät on ilmoitettu miljoonina vuosina.



Kuva 5.13. Magmaattista kerroksellisuutta kerrosintruusiassa Keski-Penikoilla. Paksut kerrokset duniittia, ohuet pyrokseeniittia. Laatta 12 cm. Kuva Vesa Perttunen.

Vulkaniittit (ylinnä)

Osittain sulanut vulkaniitti/sedimentti

Kerrosintruusio

Arkeinen graniittigneissi (alinna)

Kerrosintruusioiden geologinen asema osoittaa, että Lapponia-superryhmän kerrostumia oli jo olemassa ennen intruusioiden paikoilleenasettumista.

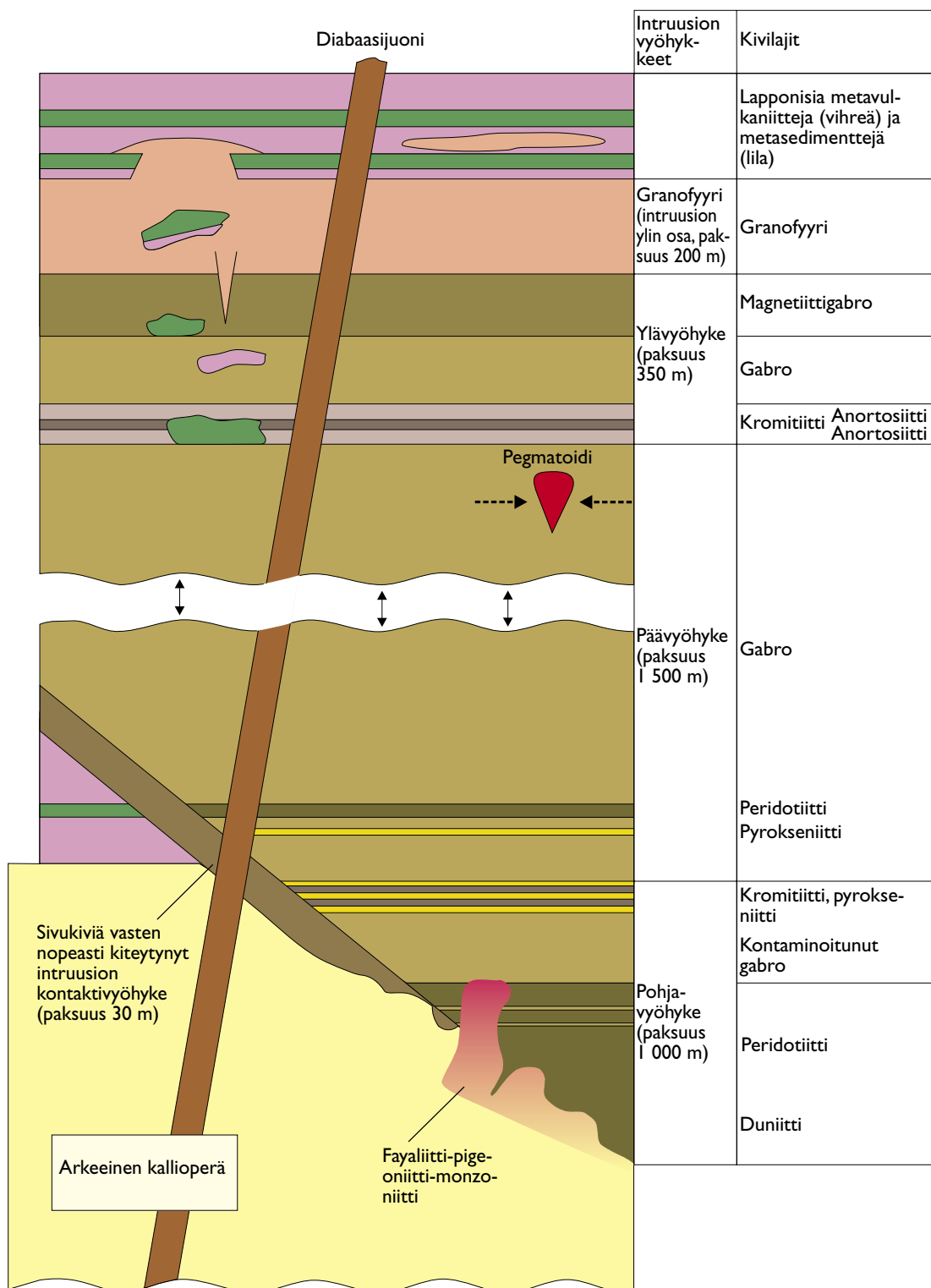
Kerrosintruusioidet ovat nimensä mukaisesti kerroksellisia. Kerrosrakenne on syntynyt kiteytymisen aikana, kun ensin kiteytyneet, raskaat mineraalit painuivat sulasäiliön pohjalle kumulaateiksi. Näin intruusioihin muodostui ultramafinen

alaosa ja sen päälle gabrokoostumuksinen intruusion pääosa. Kiteytyvässä magmasäiliössä tapahtuneiden olosuhdemuutosten aiheuttamana kerrosintruusioihin syntyi myös pienipiirteisempää kerroksellisuutta, mikä on usein hyvin selvästi näkyvässä (Kuva 5.13). Monivaiheisen kiteytymisen seurauksena kerrosintruusioiden sisäinen vaihtelu on moninaista ja erilaisia raskaammista mineraaleista muodostuneita kumulaattikerroksia on runsaasti. Malmimineraalien, mm. kromiitin muodostamia kerroksia löydetäänkin intruusioiden eri tasoilta, ei ainoastaan varhaisimmassa vaiheessa magmasta erottuneiden, säiliön pohjalle kerääntyneiden kumulaattien joukossa (Kuva 5.14).

Kerrosintruusioiden syntymisajankohdasta tunnetaan nykyisin tarkasti. Amelin ym. (1995) osoittivat, että, 800 kilometrin matkalla Äänisen itärannalta Kuusamon korkeudelle, kerrosintruusioiden iät vaihtelevat 2 449 miljoonasta 2 441 miljoonaan vuoteen. He totesivat lisäksi, että Kuolan alueella on myös vähän vanhempia kerrosintruusioita, esimerkiksi Pana Tundra (2 502 miljoonaa vuotta) ja Generalskaja (2 505 miljoonaa vuotta).

Valtavien sulan kiviaineksen massojen purkautuminen lähelle maanpintaa liittyi kiinteästi arkeisen kratonin hautavajoamakehitykseen. Voidaan olettaa, että ainakin paikoitellen magmapurkaukset synnyttivät myös vulkaanista toimintaa, joten kerrosintruusioiden ikäisiä vulkaanisia kiviä voidaan olettaa löydettävän. Mafisten vulkaanisten kivien ajoitukseen ei kuitenkaan ole vielä saatu kehitetyksi kovinkaan tarkkoja menetelmiä, joten yksityiskohtaisia vertailuja ei toistaiseksi voida tehdä.

Kerrosintruusioita tunkeutui Lapponia- ja Karelia-superryhmien kerrostumiin myös noin 2 200 ja 2 100 – 2 050 miljoonaa vuotta sitten. *Keivitsan intruusio* kuuluu nuorempaan ryhmään ja on luonteeltaan selvästi kerrosintruusio (Mutanen 1997).



Kuva 5.14. Koitelaisen kerrosintruusion kerrosrakenne Mutasta (1989 ja 1997) mukaellen.



Kuva 5.15. Raitainen, granaattipitoinen granuliitti Inarista. Näytteen sahattu pinta on n. 6 x 9 cm. Näyte Helsingin yliopiston kivimuseon kokoelmista. Kuva Helena Saarinen.

Samanlaisia on useita muita eri puolilla Lapin vihreäkivivyöhykettä.

Kerrosintruusioihin liittyvistä malmien muodostusilmiöistä tunnetuimpia ovat kromi- ja vanadiinimineralisaatiot, joiden tuloksia on hyödynnetty esimerkiksi *Kemin Elijärven kromikaivoksella* ja *Tai-vaikosken Mustavaaran* toimintansa jo lopettaneella *vanadiinikaivoksella*. Myös platinametallien esiintymisestä on runsaasti esimerkkejä. Suuri mafisen kivilusulan määrä sinänsä tarjosi monipuoliset mahdollisuudet myös esimerkiksi suurten nikkelimalmien muodostumiselle. Kun kerrosintruusioiden tuntemus lisääntyy, nähdään niissä yhä uusia mahdollisuuksia. Eräs esimerkki nikkeli-kupari-jalometallirikastumista 2 050 miljoonan vuoden ikäisissä kerrosintruusioissa on Sodankylän Keivitsan alueelta läskettäin löydetty esiintymä.

5.3. Granuliittialue

Kaarenmuotoinen, itärajalta Nellimön-Korva-tunturin väliltä luoteeseen Karigasniemen seudulle ja sieltä Norjaan kulkeva granuliittivyöhyke on erikoinen kivilajiyksikkö Pohjois-Suomessa (*Kuva 5.1*). Venäjällä granuliittivyöhyke kaartuu etelään ja kulkee Viananmeren pohjoisrantaan itään. Granuliittikaaren koillispuolella on Taka-Lapin arkeinen alue. Lounaiskontakti on koilliseen kaatuva loiva ylityöntöpinta, jota pitkin granuliittikompleksi on aikoinaan työntynyt lounaaseen.

Granuliitti on korkean lämpötilan ja paineen olosuhteissa eli granuliittifasiuksen metamorfoosissa syntynyt, raitainen, paikoin liuskeinen, vaalea ja gneissiytynyt kivilaji, jonka päämineraalit ovat plagioklaasi, kvartsi, magnesiumista rikas granaatti ja paikoin myös kordieriitti (*Kuva 5.15*). Granuliitti-

kompleksiin kuuluu myös mafisia, pyrokseenipitoisia syväkivimäisiä osia.

Ansiokkaita tutkimuksia granuliittialueen kivilajien petrologiasta ja metamorfoosista suorittivat aikoinaan jo Th.G. Sahama (1936), Erkki Mikkola (1941) ja Pentti Eskola (1952). Meriläinen (1976) jakoi varsinaisen granuliittialueen kivilajit ryhmiin seuraavasti: granaattigneissit, joissa on alaryhminä granaatti-kordierittigneissejä, karkearakaisia ja pienirakeisia granaatti-kvartsi-maasälpagneissejä, granaatti-biotittigneissejä ja granaatti-biotiitti-plagioklaasigneissejä. Toisena pääryhmänä ovat pyrokseenigneissit. Syväkiviryhminä granuliiteissa Meriläinen mainitsi ultramafiset kivet, gabrot, dioriitit, kvartsidioriitit, granaattipitoiset porfyiriset kaligraniitit ja anatektiset juonet. Granuliittikompleksin lounaisreunalla on kompleksiin kuuluvana osana noin 250 neliökilometrin laajuinen Vaskojoen anortosiitti-intruusio, jonka päämineraalit ovat bytowniittinen plagioklaasi ja sarvivälke.

Pääosa granuliiteista syntyi alunperin kvartsista rikkaina sedimentteinä. Pyrokseenipitoiset osat olivat erilaisia vulkaanisia kiviä. Granuliittialueen kivilajeista tehdyt viimeisimmät iänmäärytykset (Huhma ja Meriläinen 1991, Sorjonen-Ward ym. 1994; ks. myös Meriläinen 1976) viittaavat siihen, että alueen magmasyntyiset kivet ovat 1930 - 1910 miljoonaa vuotta vanhoja ja että alueen sedimenttisyntyisten kivien aineksen lähteen ikä on keskimäärin 2000 miljoonaa vuotta. Vuorijononmuodostustapahtuma, joka synnytti granuliittikaaren, oli näin ilmeisesti hyvin nopea. Noin 1900 miljoonaa vuotta sitten granuliitit joutuivat uuteen, alemman asteen metamorfoosiin saaden nykyisen asunsa. Näissä muutostapahtumissa kaikki alkuperäiset rakennepiirteet hävisivät. Granuliittialueen kivilajien monimutkaista metamorfisesta historiasta julkaisivat tutkimuksen myös Hörmann ym. (1980).

Granuliitit poimuttuivat ja metamorfoituivat suuren, koillisesta lounaaseen suun-

tautuneen ylityöntöliikunnan yhteydessä niin voimaperäisesti, että syntyneitä, ilmeisesti isokliinisia poimurakenteita ei nyt ole mahdollista yksityiskohdittain selvittää. Myöskään isotooppimäärytykset eivät anna kovin yksityiskohtaista kuvaa tapahtumien kulusta, koska eri menetelmillä ja eri granuliittiyksiköistä saadaan varsin laajoissa rajoissa vaihtelevia ikätulkintoja (Kesola 1991, Kozlov ym. 1995). Käytettävissä olevista isotooppimäärytyksistä voidaan myös päätellä, että granuliittikompleksin synnyttäneet geologiset tapahtumat jatkuivat joka tapauksessa pitkään, millä päätelmällä on tärkeä merkitys Fennoskandian alueen geologisen kehityshistorian hahmottamisessa.

Viiteluettelo

- Amelin, Yu.V., Heaman, L.M. & Semenov V.S., 1995.* U-Pb geochronology of layered mafic intrusions in the eastern Baltic Shield: Implications for the timing and duration of Paleoproterozoic continental rifting. *Precambrian Research*, 75, s. 31 - 46.
- Eskola, P., 1952.* On the granulites of Lapland. *American Journal of Science, Bowen Volume 1*, s. 133 - 171.
- Geological map, Prequaternary rocks, Northern Fennoscandia.* Geological Surveys of Finland, Norway and Sweden, Helsinki 1987.
- Haapala, I., Front, K., Rantala, E. & Vaarma, M., 1987.* Petrology of Nattanen-type granite complexes, northern Finland. *Precambrian Research*, 35, s. 225 - 240.
- Haimi, M., 1977.* Luoston alueen geologia. Julkaisematon pro gradu -tutkielma, säilytetään Helsingin yliopiston geologian laitoksella, 119 s.
- Hubma, H. & Meriläinen, K., 1994.* Provenance of paragneisses from the Lapland granulite belt. *Res Terrae, Oulun yliopiston geologian laitoksen julkaisuja, Ser. A, No 5*, s. 26.
- Hörmann, P.K., Raith, M., Raase, P., Ackermann, D. & Seifert, F., 1980.* The granulite complex of Finnish Lapland: petrology and metamorphic conditions in the Iva-

- lojoki-Inarijärvi area. Geological Survey of Finland, Bulletin 308, 95 s.
- Karhu, J., 1993.* Paleoproterozoic evolution of the carbon isotope ratios of sedimentary carbonates in the Fennoscandian Shield. Geological Survey of Finland, Bulletin 371, 87 s.
- Kesola, R., 1991.* Taka-Lapin metavulkaniitit ja niiden geologinen ympäristö. Geologian tutkimuskeskus, Tutkimusraportti 107, 58 s.
- Kortelainen, V., 1983.* Sirkka-konglomeraatin ja Levitunturin kvartsiitin sedimentologia Kittilässä. Julkaisematon pro gradu -tutkielma, säilytetään Helsingin yliopiston geologian laitoksella, 101 s.
- Kouvo, O., 1977.* The use of mafic pegmatoids in geochronometry. Abstract. 5th European Coll. Geochronology (ECOG), Pisa, Sept. 5 - 10 1977, Italy.
- Kouvo, O., Huhma, H. & Sakko, M., 1983.* Isotopic evidence for old crustal involvement in the genesis of two granites from northern Finland. *Terra Cognita*, 3, s. 135.
- Kozlov, N.E., Avedisyan, A.A., Balashov, Y.A., Ivanov, A.A., Kamenskaya, A.D., Muchamedova, I.V., Polyakova, V.A., Pripachkin, V.A., Rispolozhensky, Y.A. & Tarnovetsky, L.L., 1995.* Some new aspects of geology, deep structure, geochemistry and geochronology of the Lapland Granulite Belt, Baltic Shield. Geological Survey of Norway, Special Publication 7, s. 157 - 166.
- Lehtonen, M., Rastas, P. & Räsänen, J., 1989.* Keski-Lapin vulkaniittitutkimukset. Sivut 9 - 39 teoksessa T. Manninen (toim.) Tulivuorenkivet Kolarista Kuusamoon. Geologian tutkimuskeskus, Opas 23.
- Lehtonen, M., Manninen, T., Rastas, P. & Räsänen, J., 1992.* On the early Proterozoic metavolcanic rocks in Finnish Central Lapland. Sivut 65 - 85 teoksessa V.V. Balagansky & F.P. Mitrofanov (toim.) Correlation of Precambrian formations of the Kola-Karelian region and Finland. Acad. Sci. USSR, Kola Centre, Apatity.
- Manninen, T., 1991.* Sallan alueen vulkaniitit. Geologian tutkimuskeskus, Tutkimusraportti 104, 97 s.
- Meriläinen, K., 1976.* The granulite complex and adjacent rocks in Lapland, northern Finland. Geological Survey of Finland, Bulletin 281, 129 s.
- Metamorphic, structural and isotopic data map, Northern Fennoscandia.* Geological Surveys of Finland, Norway and Sweden, Helsinki 1988.
- Metzger, A.A.Th., 1924.* Die jatulischen Bildungen von Suojärvi in Ostfinnland. Bulletin de la Commission géologique de Finlande, 64, 86 s.
- Mielikäinen, P., 1979.* Suomen geologinen kartta 1:100 000. Kallioperäkartta. Lehti 3642 Pelkosenniemi. Geologinen tutkimuslaitos.
- Mikkola, E., 1941.* Kivilajikartan selitys. Lehdet B7 - C7 - D7, Muonio - Sodankylä - Tuntisajoki. Suomen geologinen yleiskartta, 1 : 400 000, Suomen geologinen toimikunta, 286 s.
- Mutanen, T., 1989.* Koitelainen intrusion and Keivitsa-Satovaara complex. Excursion guide, 5th International Platinum Symposium. Geological Survey of Finland, Guide 28, 49 s.
- Mutanen, T., 1997.* Geology and ore petrology of the Akanvaara and Koitelainen mafic layered intrusions and the Keivitsa-Satovaara layered complex, northern Finland. Geological Survey of Finland, Bulletin 395, 233 s.
- Paakkola, J., 1971.* The volcanic complex and associated manganiferous iron formation of the Porkonen-Pahtavaara area in Finnish Lapland. Bulletin de la Commission géologique de Finlande, 247, 83 s.
- Perttunen, V., 1989.* Peräpohjan alueen vulkaniitit. Geologian tutkimuskeskus, Tutkimusraportti 92, 42 s.
- Perttunen, V., 1991.* Suomen geologinen kartta, kallioperäkartan selitykset, lehdet 2541, 2542+2524, 2543 ja 2544, Kemi, Karunki, Simo ja Runkaus. Geologian tutkimuskeskus, Espoo, 80 s.
- Räsänen, J., 1977.* Kaarestunturi-muodostuma ja sen stratigrafinen sijainti Keski-Lapin liuskejaksossa. Julkaisematon pro gradu -tutkielma, säilytetään Helsingin yliopiston geologian laitoksella, 77 s.
- Räsänen, J. & Mäkelä, M., 1988.* Early Proterozoic fluvial deposits in the Pyhäntunturi area, northern Finland. Geological Survey of Finland, Special Paper 5, s. 255 - 264.
- Räsänen, J., Hanski, E. & Lehtonen, M., 1989.* Komatiites, low-Ti basalts and andesites in the Möykkelmä area, Central Finnish Lapland. Geologian tutkimuskeskus, Tutkimusraportti 88, 41 s.

- Sabama, Th.G., 1936.* Die Regelung von Quarz und Glimmer in den Gesteinen der finnisch-lappländischen Granulitformation. Bulletin de la Commission géologique de Finlande, 133, 110 s.
- Silvennoinen, A., 1972.* On the stratigraphic and structural geology of the Rukatunturi area, northeastern Finland. Geological Survey of Finland, Bulletin 257, 48 s.
- Silvennoinen, A., 1989.* Suomen geologinen kartta, kallioperäkartta, lehti 4522, Vasaraperä, 1:100 000. Geologian tutkimuskeskus.
- Silvennoinen, A., 1991.* Suomen geologinen kartta, kallioperäkartan selitykset, lehdet 4524+4542, Kuusamo ja 4613, Rukatunturi. Geologian tutkimuskeskus, Espoo, 62 s.
- Sorjonen-Ward, P., Cloué-Long, J. & Hubma, H., 1994.* SHRIMP isotope studies of granulite zircons and their relevance to early proterozoic tectonics in northern Fennoscandia. Sivulla 299 teoksessa M.A. Lamphere, G.B. Dalrymple & B.D. Turrin (toim.) Abstracts of the Eighth International Conference on Geochronology, Cosmochronology, and Isotope Geology, Berkeley, California, USA, June 5 - 11, 1994. U.S. Geological Survey Circular 1107.
- Tilsley, J.E., 1980.* Genetic considerations relating to some uranium ore deposits. Geoscience Canada, 7 (4), s. 143 - 148.
- Toens, P.D., 1981.* Uranium provinces and their time-bound characteristics. Transactions of the Geological Society of South Africa, 84, s. 293 - 312.
- Väänänen, J., 1989.* Kolarin alueen vulkaniittit. Geologian tutkimuskeskus, Tutkimusraportti 86, 79 s.