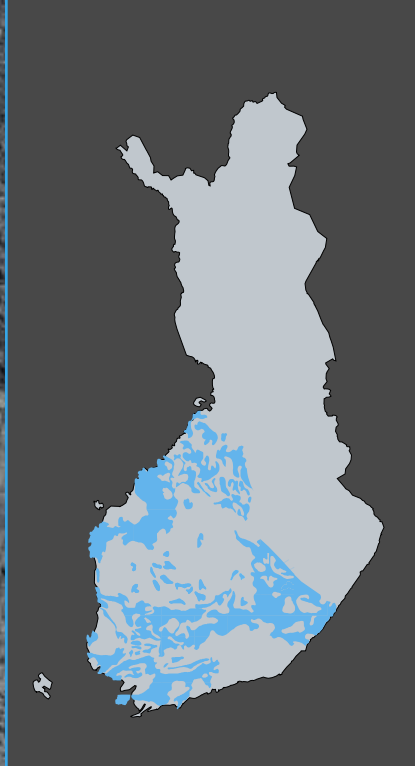




SVEKO- FENNISET LIUSKE- ALUEET

—
merestä
peruskallioksi

Yrjö Kähkönen

Suurin osa svekofennisten liuskealueiden alkuperäisistä sedimenteistä ja vulkaniiteista kerrostui nopeasti Etelä- ja Keski-Suomen peruskallion kehityksen varhaisessa vaiheessa. Tällöin arkeesta mannerta ympäröineessä valtameressä muodostui paksuja turbidiittikerrostumia ja vulkaanisia kaaria. Nämä poimuttuivat svekofennisessä orogeniassa noin 1 900 miljoonaa vuotta sitten korkeaksi poimuvuoristoksi. Näin svekofenniset liuskealueet ja niistä muodostunut peruskallio syntyivät merestä. Kuten svekofennisen alueen syväkivet (Luku 8), svekofenniset pintasyntyiset kivetkin koostuvat pääosin varhaisproterotsooisena aikana Maan vaipasta erkaantuneista aineksista.

Svekofennisessä orogeniassa svekofennisten liuskealueiden kivet kävivät läpi perinpohjaisen deformaation ja metamorfoosin. Tällöin sedimenttikivien ja vulkaniittien alkuperäiset rakenteet suurelta osin katosivat eikä niitä enää näy metamorfoosin tuloksena syntyneissä gneisseissä ja migmatiiteissa. Liuskealueilla on kuitenkin myös kivilajeja (esim. metagrauvakat, fylliitit ja erilaiset metavulkaniitit), joista pintasyntyisten kivien alkuperäiset piirteet, jopa hiilipussit, ovat vielä tunnistettavissa. Svekofennisessä orogeniassa muodostuneet vuorijonot kuluivat lähelle nykyistä eroosiotasoa seuraavien muutaman sadan miljoonan vuoden aikana.

Svekofennisten liuskealueiden kivet poikkeavat Luvussa 6 käsitellyistä karjalaisten liuskealuiden kivistä siinä, että

- (1) niiden kerrostumisalustaa ei tunneta
- (2) niistä valtaosa muodostui merenalaisina turbidiittisedimentteinä ja vulkaanisten kaarien kerrostumina
- (3) ne sisältävät niukasti kvartsiitteja ja meta-konglomeraatteja
- (4) niiden kerrostuminen alkoi useita satoja miljoonia vuosia myöhemmin kuin karjalaisten muodostumien kerrostuminen.

7.1. Svekofennisten liuskealueiden yleispiirteet

Liuskealueet ja niiden litologia

Svekofennisten pintasyntyisten kivien alueita kutsutaan yleensä liuskealueiksi, vaikka niiden kivet ovat suurelta osin gneissejä tai migmatiitteja. Ne ympäröivät laajaa Keski-Suomen granitoidikompleksia, ja syväkivet ja siirrokset pilkkovat niitä (*Kuva 7.1*).

Tässä esityksessä erotetaan Savon liuskealue, Pohjanmaan liuskealue, Keski-Suomen granitoidikompleksin liuske- ja gneissi-alueet, Tampereen liuskealue, Pirkkalan migmatiittialue, Saimaan liuskealue, Hämeen liuskealue sekä Uudenmaan liuskealue. Nämä vaihteluvat monin paikoin toisikseen ilman selkeitä rajoja ja paikoin ne voidaan edelleen jakaa pienemmiksi yksiköiksi.

Svekofenniset pintasyntyiset kivet ovat alkuperältään pääasiassa turbidiittivirtauksista kerrostuneita hiekka-, siltti- ja savisedimenttejä, jotka ovat kohonneessa lämpötilassa ja paineessa metamorfoituneet fylliiteiksi, kiilleliuskeiksi, kiillegneisseiksi ja migmatiiteiksi. Metapeliitit ja -siltit vaihteluvat paikoin grafiitista ja kiisuista rikkaiksi mustaliuskeiksi, joiden ainekset ovat osaksi saostumisen tulosta. Metasedimenttien joukossa on metavulkaniitteja, joiden määrät ja koostumukset vaihtelevat suuresti.

Simosen (1964) mukaan svekofennisistä pintasyntyisistä kivistä on kiilteestä rikkaita liuskeita, gneissejä ja migmatiitteja noin 80 %. Emäksisiä ja intermediäärisiä metavulkaniitteja (amfiboliitteja, metabasalteja ja -andesiihteja) on noin 13 % ja felsisiä liuskeita (leptiittejä, kvartsi-maasälpäliuskeita) 6 – 7 %. Kvartsiitteja ja sedimenttisyntyisiä karbonaattikiviä on kumpiakin vain noin 0,3 %. Kvartsiiteista valtaosa oli alunperin hiekkakiviä, ja Tiirismaalla Lahden lähellä on niiden ainoa laajahko esiintymä. Osa kvartsista rikkaista metasedimenteistä on

piidioksidin saostumisen tuloksena syntyneitä metaserttejä. Niiden laajin esiintymä on Lapuan Simsiönvuorella.

Ikä

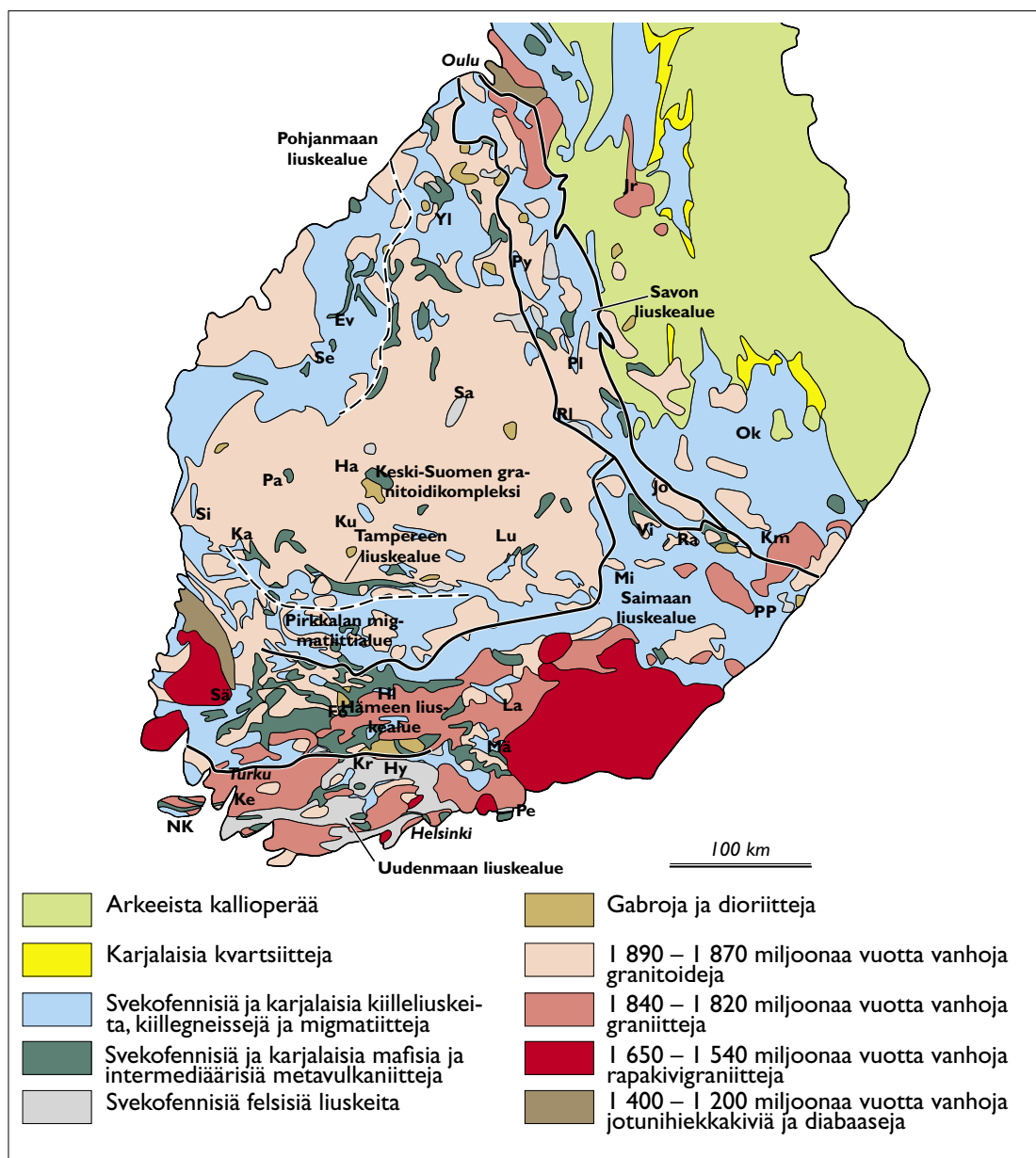
Svekofenniset metavulkaniitit ovat valtaosin 1 905 – 1 880 miljoonaa vuotta vanhoja. Hiukan vanhempia, 1 930 – 1 920 miljoonan vuoden ikäisiä metavulkaniitteja esiintyy Savon liuskealueella. Neodyymi-isotooppitutkimusten perusteella svekofenniset metavulkaniitit ovat pääasiassa varhaisproterotsooisena aikana Maan vaipasta erkaantunut aineesta. Useimmissa metavulkaniiteissa on vanhempaa aineesta mukana kohtalaisesti, mutta Savon liuskealueen 1 930 – 1 920 miljoonaa vuotta vanhoissa metavulkaniiteissa sekä valtamerten selänteiden basaltteja muistuttavissa metavulkaniiteissa (ks. alla) on kiviä, joissa vanhaa komponenttia ei ole.

Svekofenniset metagrauvakat ovat suurimmaksi osaksi varhaisproterotsooista aineesta (Huhma 1987, Huhma ym. 1991, Claesson ym. 1993).

Metamorfoosi ja deformaatio

Pian kerrostumisensa jälkeen svekofenniset pintasyntyiset kivet metamorfoituivat verraten alhaisessa paineessa. Runsaasti saviainesta sisältävissä metasedimenteissä ovat tyypillisiä porfyroblasteja andalusiitti, stauroliitti, granaatti, kordieriitti, sillimaniitti ja kalimaasälpä. Metamorfoosin huippuvaiheen lämpötila ja paine vastasivat korkeimmillaan yleensä ylemmän amfiboliittifasieksen olosuhteita (lämpötila 650 – 700 °C ja paine 4 – 5 kb). Korkeimmat metamorfoosin lämpötilat, 700 – 800 °C, saavutettiin migmatiittialueilla 4 – 6 kb:n paineissa. Alhaisimmat metamorfoosin huippuvaiheen paine- ja lämpötilaolot olivat lähellä amfiboliittifasieksen ja vihreäliuskefasieksen raja-alueita vastaavia oloja.

Nykyisin paljastunut kallioperä jakaantuu



Kuva 7.1. Eteläisen ja kesken Suomen yleistetty geologinen kartta. Lähteinä Simonen (1980), Koistinen (1994), Lundqvist ym. (1996) sekä tekijän aineisto. Liuskealueiden väliset rajat perustuvat em. aineistoon sekä Tapio Koistisen, Jukka Kousan ja Mikko Nirosen kanssa käytyihin keskusteluihin. Paksut mustat viivat ilmaisevat liuskealueiden rajoja. Pohjanmaan alueella katkoviiva erottaa toisistaan Seinäjoki- ja Ylivieska-seurueiden luonnehtimat osa-alueet. Katkoviivalla on osoitettu myös Tampereen liuskealueen ja Pirkkalan migmatittialueen välinen raja. Ev = Evijärvi, Fo = Forssa, Ha = Haapamäki, Hy = Hyvinkää, Hl = Hämeenlinna, Jr = Jormua, Jo = Joroinen, Ka = Kankaanpää, Kr = Karkkila, Ke = Kemiö, Km = Kerimäki, Ku = Kuru, La = Lahti, Lu = Luhanka, Mi = Mikkeli, Mä = Mäntsälä, NK = Nauvo-Korppoo, Ok = Outokumpu, PP = Parikkala-Punkaharju, Pa = Parkano, Pe = Pellinki, Pl = Pielavesi, Py = Pyhäsalmi, Ra = Rantasalmi, Ri = Rautalamppi, Sa = Saarijärvi, Se = Seinäjoki, Si = Siipyy, Sä = Säkylä, Vi = Virtasalmi, Yl = Ylivieska.

tuu metamorfoosia nuorempien siirrosliikuntojen vuoksi lohkoihin, joiden rajoilla metamorfoosiaste vaihtuu äkillisesti. Svekofenninen alue voidaan silti jakaa kahteen osaan metamorfoosin sekä migmatiittien luonteen ja iän perusteella (Korja ym. 1994). Turun - Kerimäen linjan pohjoispuolella on migmatiittien metamorfoosissa sulanut aines eli neosomi tonaliittista, ja siksi aluetta kutsutaan *Leukotonaliitti-migmatiittialueeksi*. Tämä metamorfoosi huipentui 1 880 miljoonaa vuotta sitten 800 – 670 °C:n lämpötilassa ja 5 – 6 kb:n paineessa. Sensijaan Turun - Kerimäen linjan eteläpuoleisella, ns. *Kaligraniitti-migmatiittialueella* on runsaasti 1 840 – 1 830 miljoonaa vuotta vanhoja kaligraniitteja (mikrokliinigraniitteja), ja myös migmatiittien neosomi on koostumukseltaan kaligraniittista. Täälläkin tapahtui 1 880 miljoonaa vuotta sitten Leukotonaliitti-migmatiittialueelle luonteenomainen metamorfoosi, mutta sen tuottamat piirteet suurelta osin tuhoutuivat noin 50 miljoonaa vuotta myöhemmin. Nuorempi metamorfoosi oli alueellisesti vyöhykkeistä ja huipentui ns. termisten kupolien keski-
osissa 700 – 800 °C:n lämpötilassa ja 4 – 5 kb:n paineessa noin 1 830 – 1 810 miljoonaa vuotta sitten.

Svekofennisten pintasyntyisten eli suprakrustisten kivien deformaatio oli monivaiheista. Tämä näkyy parhaiten migmatiitti- ja gneissialueilla, joilla varhaisimman, makaavan poimutuksen yhteydessä syntyi voimakas vaaka-asentoinen akselitasoliuskeisuus. Koska nämä rakenteet deformoituivat myöhemmissä vaiheissa, ovat kerroksellisuudet ja varhaiset liuskeisuudet nykyasennoltaan vaihtelevia. Paremmin säilyneillä alueilla rakenne vaikuttaa yksinkertaisemmalta, ja Tampereen liuskealueen parhaiten säilyneissä osissa Näsijärven tienoilla ovat varhaisimman poimutuksen akselitasot pystyasentoisia.

Kivilajiseurueet

Svekofennisten suprakrustisten kivien seurueissa voidaan erottaa kolme päätyyppiä:

- (1) *seurueet, joissa on runsaasti metavulkaniitteja ja vaihtelevia määriä metasedimenttejä*
- (2) *metasedimenttivaltaiset seurueet sekä*
- (3) *runsaasti felsisiä liuskeita ja gneissejä sekä suhteellisen paljon sedimenttisyntyisiä karbonaattikiviä sisältävät seurueet.*

Tyyppin 1 seurueiden suprakrustiset kivet kerrostuivat osin vedenalaisissa ja osin ilmanalaisissa oloissa. Pyroklastisia kiviä on laavakivien ohella paljon. Emäksiset, intermediääriset ja happamat metavulkaniitit vaihtelevat suhteellisilta määriltään paljon ja tietyn alueen vallitsevana tyyppinä voi olla niistä mikä tahansa. Paikoin metavulkaniitit muodostavat bimodaalisen seurueen eli niissä on emäksisiä ja happamia kiviä kumpiakin enemmän kuin intermediäärisiä. Metavulkaniitit muistuttavat kemialliselta koostumukseltaan nykyisten vulkaanisten kaarten kiviä. Siksi voidaan päätellä, että tyyppin 1 seurueet syntyivät vulkaanisissa kaarissa ja niiden lähistöllä.

Tyyppin 2 seurueissa vallitsevat turbidiittisyntyiset metasedimentit, mutta mustaliuskeet ja metasertit ovat yleisempiä kuin tyyppin 1 seurueissa. Karbonaattikiviä tavaataan hiukan ja ne ovat koostumukseltaan pääosin dolomiittisia. Metavulkaniitteja on paikoin kohtalaisesti mutta yleensä niitä on selvästi vähemmän kuin tyyppin 1 seurueissa. Metavulkaniitit ovat valtaosin emäksisiä, ja merenpohjalle purkautuneet tyynylaavat ovat yleisiä. Ne muistuttavat kemialliselta koostumukseltaan valtamerten selänteiden tai laattojen sisäisiä basaltteja. Tyyppin 2 seurueet muodostavat tyyppin 1 seurueiden alueiden väleihin monimut-

kaisia metasedimenttivaltaisia röykkiöitä, joiden kivien kerrostumisympäristöt ja -iät saattavat vaihdella huomattavasti.

Tyyppin 3 seurueissa runsaina esiintyvät felsiset liuskeet ja gneissit ovat osin metavulkaniitteja ja osin metasedimenttejä. Niiden ohella myös kiilleliuskeet ja -gneissit ovat melko yleisiä. Metavulkaniitit muodostavat paikoin bimodaalisia seurueita. Niillä on osin kaarimagmojen ja osin valtamerten selänteiden tai laattojen sisäisten magmojen piirteitä. Karbonaattikivet ovat koostumukseltaan kalsiittisia ja synnyltään erilaisia saostumia. Tyyppin 3 seurueet syntyivät vaihtelevissa ympäristöissä.

7.2. Savon liuskealue

Savon liuskealue (*Kuva 7.1*) rajautuu lännessä Keski-Suomen granitoidikompleksiin ja koillisessa, yleensä siirroskontaktiin, karjalaisiin liuskeisiin ja arkeeseen kallioperään. Osa Savon alueen liuskeista rinnastetaan usein ns. Ylä-Kalevan karjalaisiin metasedimentteihin (ks. Luku 6). Myös etelässä raja Saimaan liuskealueeseen muodostuu yleensä siirroksista. Savon liuskealueen kivien liuskeisuuksien suunnat ovat pääosin pohjoisluoteisia. Kivet ovat tyypillisesti voimakkaasti metamorfoituneita ja migmatiittituneita (*Kuva 7.2a*). Koska siirroksia on runsaasti, ovat kivet suurelta osin vahvasti hiertyneitä, ja alue jakautuu toisistaan poikkeaviin lohkoihin. Savon liuskealueen olennainen piirre on, että siinä tavataan 1 930 – 1 920 miljoonan vuoden ikäisiä kiviä.

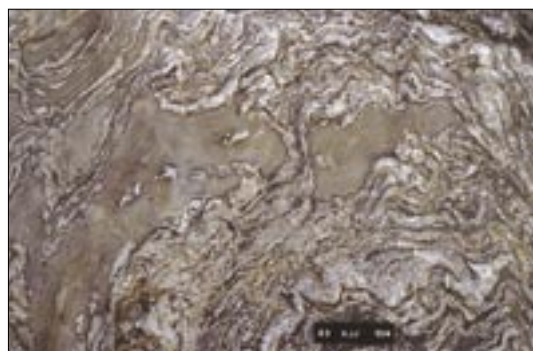
Savon liuskealueen yleisimpiä kivilajeja ovat turbidiittisyntyiset kiilleliuskeet, gneissit ja migmatiitit. Metavulkaniitteja on melko runsaasti Pyhäsalmen, Pielaveden ja Rautalammin seuduilla. Lisäksi tavataan grafiittipitoisia liuskeita, mustaliuskeita, sedimen-

togeenisiä karbonaattikiviä (dolomiittisia, sisältävät serttivalikerroksia), uraani-fosforimetasedimenttejä, kordieriitti-antofylliitti (-granaatti)-gneissejä, sulfidimalmiesiintymiä sekä hiukan metaserttejä ja kvartsiraitaisia rautamuodostumia.

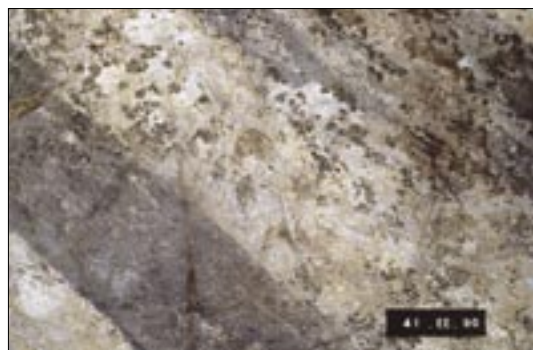
Seurannot, synty-ympäristöt ja ikä

Savon liuskealueen seurannoista ovat esimerkkinä Pielaveden ja Pyhäsalmen seudun kivet. Ekdahlin (1993) mukaan Pielaveden kerrossarja alkaa merenalaisilla metabasalteilla (*Salon* metavulkaniitit). Näiden päälle kerrostui paksultti syvänmeren turbidiitteja (*Salonsaaren* sarja), joissa on satunnaisia grafiittipitoisia ja vulkaanisia välikerroksia. Tämä yksikkö vaihtuu matalammassa vedessä kerrostuneeksi *Savijärven* sarjaksi, joka koostuu puhtaista ja silikaattiatinesta sisältävistä karbonaattikivistä, happamista vulkaniiteista, serteistä, uraani-fosforisedimenteistä, kvartsiraitaisista rautamuodostumista sekä mustaliuskeista. Savijärven sarjan karbonaattikivet kerrostuivat 2 200 – 2 060 miljoonaa vuotta sitten muodostuneen hiili-isotooppianomalian jälkeen (ks. myös Karhu 1993).

Seuraava yksikkö, *Säviän* sarja, on taloudellisesti merkityksellinen, sillä tämän laajalaisen bimodaalisen vulkaniittiseurueen (*Kuva 7.2b*) yläosien happamiin kiviin liittyy massiivisia sulfidimalmiesiintymiä ja kordieriitti-antofylliitti(-granaatti)-gneissejä. Viimeksimainitut ovat sulfidimalmien syntyyn liittyneen hydrotermisen toiminnan yhteydessä muuttuneita kiviä, jotka saivat nykyisen mineraalikoostumuksensa metamorfoosin aikana. *Pyhäsalmen sulfidimalmi* liittyy Säviän sarjaa vastaavaan noin 1 920 miljoonaa vuotta vanhaan bimodaaliseen seurueeseen (Kousa ym. 1994). Se deformoitui ja metamorfoitui nykyiseen muotoonsa myöhemmin. Pielavedellä nuorimman yksikön muodostavat *Koivujoen* sarjan turbi-



A



B

Kuva 7.2. Suprakrustisten kivien rakenteita Savon liuskealueella (numerolaatta 12 cm pitkä). (A) Migmatiittitunut kiillegneissi, Leppävirta. Kuva Jukka Jokela. (B) Säviä-sarjan happamien ja emäksisten vulkaanisten kivien vuorottelua, Paloniemi, Pielavesi. Kuva Elias Ekdahl.

diittiset sedimenttikivet, joissa välikerroksina esiintyvät vulkaniitit ovat 1 890 – 1 880 miljoonan vuoden ikäisiä. Pyhäsalmeilla näiden vulkaniittien vastineita ovat ns. läntisen vulkaanisen sarjan (Kousa ym. 1994) kivet.

Savon liuskealueen metavulkaniitit ovat suurelta osin kaarityyppisiä. Säviän sarjan vulkaniitit edustavat melko epäkypsää eli kehityksensä alkuvaiheissa olevaa saarikaariympäristöä ja sen bimodaalinen vulkanismi liittyi saarikaaren lyhytaikaiseen repeämisvaiheeseen. Koivujoen sarjan 1 890 – 1 880 miljoonaa vuotta vanhat metavulkaniitit ja niiden vastineet Pyhäsalmeilla edustavat svekofennisellä alueella yleistä, suhteellisen kehittyneessä kaaressa syntynyttä vulkanismia.

Pyhäsalmen - Pielaveden - Rautalammin seudulla on myös gneissimäisiä tonaliitteja, joiden zirkoni-ikä on 1 930 – 1 920 miljoonaa vuotta (Helovuori 1979, Ekdahl 1993). Neodyymi-isotooppitutkimusten perusteella niiden aines on erkaantunut vaipasta varhaisproterotsooisena aikana (Lahtinen ja Huhma 1997). Harvinaisen ikänsä perusteella tonaliitit ovat merkittäviä svekofennisen kuoren syntyä ja kehitystä pohdittaessa, mutta niiden luonne on kiistanalainen. Ekdahl (1993) esitti, että Pielavedellä ne muodostavat Savon liuskealueen suprakrustisten kivien kerrostumisalustan ja että zirkonin ikä on metamorfoosin ikä. Lahtinen (1994) oli sitä mieltä, että gneissimäiset tonaliitit ainakin osittain tunkeutuivat vanhimpiin Savon liuskeisiin ja zirkonin ikä ilmaisee magmakivien paikalleenasettumisen ajankohdan.

Metamorfoosi ja deformaatio

Savon liuskealue kuuluu metamorfoosin kannalta Leukotonaliitti-migmatiittialueeseen. Siinä erottuu metamorfoosiasteen perusteella siirrosten erottamia lohkoja. Metamorfoosi oli täälläkin alhaisen paineen tyyppiä ja tapahtui suurelta osin keskikorkean tai korkean lämpötilan amfiboliittifasieksen oloissa; useissa lohkoissa saavutettiin granuliittifasieksen paine-lämpötilaolot 1 880 miljoonaa vuotta sitten tunkeutuneiden hypersteenigranitoidien kontaktivaikutuksen vuoksi.

Savon liuskealueen kivet ovat käyneet läpi useita deformaatiovaiheita. Kerroksellisuuden, juovaisuuden ja vallitsevan liuskeisuuden suunnat ovat yleensä luoteisen ja pohjoisen välillä mutta kaareilevat voimakkaasti. Esimerkkinä on Pielaveden seutu (Ekdahl 1993), jonka rakennetta hallitsevat pitkänomaiset, akselitasoltaan pohjois-eteläsuuntaiset toisen poimutusvaiheen antiformit ja synformit. Poimut vaihtelevat tyyliltään avoimista tiukkoihin ja niiden ak-

selitasot viettävät 80 – 50 asteen kulmassa idän puolelle tai ovat pystyjä. Niitä leikkaa joukko luode-kaakkosuuntaisia siirroksia ja hiertovyöhykkeitä sekä lounais-koillis- ja etelä-pohjoissuuntaisia siirroksia. Ennen toista deformaatiovaihetta syntyi isokliinisiä pöimuja ja ylityöntösiirroksia, joiden akselitasot ja siirros-pinnat olivat loiva-asentoisia.

7.3. Pohjanmaan liuskealue

Pohjanmaan liuskealueella erotetaan kivilajiseurueiden perusteella kaksi tyyppiä. Seinäjoki-seurueet edustavat tyyppin 2 svekofennisiä seurueita, ja Ylivieska-seurueet vastaavat tyyppin 1 svekofennisiä seurueita. Jälkimmäiset syntyivät aivan ilmeisesti vulkaanisessa kaaressa. Kivien alkuperäiset rakenteet ovat monin paikoin säilyneet varsin hyvin (*Kuva 7.3*).

Seinäjoki- ja Ylivieska-seurueet

Seinäjoki-seurueita luonnehtivat sedimenttisyntyiset liuskeet, gneissit ja migmatiittit sekä metavulkaniittien melko vähäinen määrä. *Ylivieska-seurueissa* on metasedimenttien lisäksi runsaasti kaarityyppisiä metavulkaniitteja ja suprakrustisista kivistä osa syntyi ilmanalaisina kerrostumina. Seinäjoki-seurueiden kivet vallitsevat Etelä-Pohjanmaalla ja Ylivieska-seurueiden kivet Keski-Pohjanmaalla (*Kuva 7.1*). Edellisiä on lisäksi runsaasti Ylivieskan kaakkoispuolella (Lundqvist ym. 1996). Ylivieska-seurueiden kiviä tavataan vielä Vimpelin itäpuolella ja etelässä Siipyyn seudulla (Matti Lehtonen, henkilökohtainen tiedonanto 1996). Alkuperäiset rakenteet ovat Keski-Pohjanmaalla säilyneet yleensä paremmin kuin Etelä-Pohjanmaalla. Ruotsissa Skelleften alueen kivet vastaavat Ylivieska-seurueita, ja Skelleften eteläpuolella vallitsevat Seinäjoki-seurueille tyypilliset kivet.

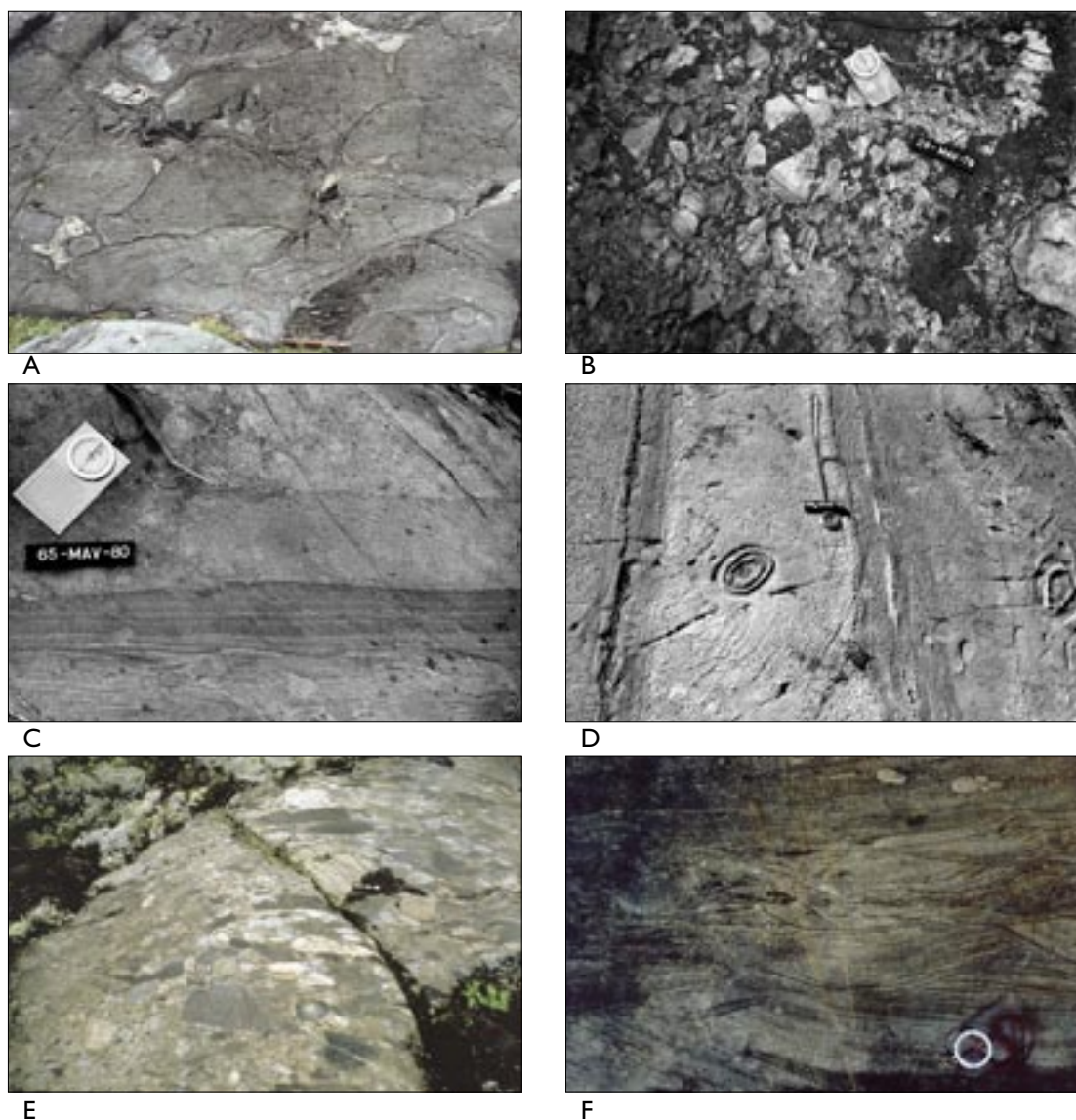
Seinäjoki-seurueisiin kuuluu metaturbi-

diittien ohella melko ohuita mafisista metavulkaniiteista, metaserteistä, kiisuliuskeista ja karbonaattikivistä koostuvia muodostumia. Metavulkaniittit olivat alunperin suurelta osin tyynylaavoja (*Kuvat 7.3a ja 7.3b*). Alkuperäiset rakenteet ovat osittain tuhoutuneet kivien deformatiivissa ja metamorfoutuessa raitaisiksi amfiboliiteiksi.

Kemiallisen koostumuksen ja neodyymi-isotooppitutkimusten (Huhma 1986, Vaarma ja Kähkönen 1994) perusteella metavulkaniiteissa on sekä valtamerten selänteiden että laattojen sisäisten basalttien kaltaisia kiviä. Metasertit ovat osittain mangaanista rikkaita, ja niissä on välikerroksina dolomiittisia karbonaattikiviä ja siliikaatti-karbonaattikiviä. Metasertit ja niihin liittyvät kiisuliuskeet syntyivät saostumisen kautta vulkaanisen toiminnan yhteydessä. Seinäjoki-seurueiden metavulkaniittit ja saostumakerrostumat syntyivät maankuoren repeämisen tai merenpohjan leviämisen yhteydessä tai laattojen sisäisen vulkanismin tuloksena luultavasti ennen 1 900 miljoonaa vuotta vanhaa, Ylivieska-seurueille tyypillistä kaarimagmatismia.

Edellä kuvattujen vulkaanisten kivien lisäksi Etelä-Pohjanmaalla tavataan noin 1 885 miljoonaa vuotta vanhoja plagioklaasi- ja uralliittiporfyyreja, jotka ovat yleensä tasalaatuisia ja koostumukseltaan andesiittisia (Mäkitie ja Lahti 1991). Ne ovat kerrosmyötäisiä juonia ja edustavat Ylivieska-seurueiden kaarityyppistä magmatismia.

Ylivieska-seurueiden metavulkaniittit ovat kemiallisen koostumuksensa perusteella kaarityyppisiä (Jukka Kousa, henkilökohtainen tiedonanto 1996). Suuri osa niistä on pyroklastisia ja myös laavakiviä on paljon. Metasedimenteistä ovat hiekka- ja savikivet yleisimpiä, mutta myös konglomeraatteja on kohtalaisesti. Suuri osa metasedimenteistä kerrostui jokiin tai matalaan mereen. Ylivieska-seurueet muodostuivat erillisissä tulivuorissa ja niiden välisissä kerrostumissa, joihin kerrostui vulkaanisperäistä



Kuva 7.3. Suprakuorusten kiven alkuperäisiä rakenteita Pohjanmaan liuskealueella. Ellei toisin mainita, numerolaatta on 12 cm pitkä. (A) Tyynylaava, Patanan muodostuma, Evijärvi. Kynä n. 12 cm pitkä. Kuva Yrjö Kätkönen. (B) Breksioitunut tyynylaava, Isonkylän muodostuma, Evijärvi. Kuva Markus Vaarma. (C) Siltti-, peliitti- ja grauvakkakerroksia, Evijärvi. Kuvan alaosan silttikerroksessa näkyy pienimuotoista ristikerroksellisuutta, jonka perusteella alaosan kerrokset ovat vanhempia kuin yläosan kerrokset ja paleovirtaukset suuntautuivat kuvassa vasemmalle. Kerroksellisuutta leikkaa kuvassa oikealla näkyvien rakojen suuntainen liuskeisuus. Kuva Markus Vaarma. (D) Peliitti- ja grauvakkakerroksia, joissa sillimaniittiporfyroblasteja ja pyöreitä, vyöhykkeisesti rapautuneita konkreetioita, Evijärvi. Kuva Markus Vaarma. (E) Vulkaniklastinen konglomeraatti, Pyhäjoki. Kuva Jukka Kousa. (F) Ristikerroksellinen vulkaanisperäinen sedimenttikivi, Pyhäjoki. Kompassi n. 12 cm pitkä. Kuva Jukka Kousa.

ainesta. Tulivuoret kohosivat osin merenpinnan yläpuolelle, jolloin niiden rinteille ja läheisyyteen kerrostui jokisedimenttejä ja matalan meren sedimenttejä. Syvemmässä vedessä sedimentit kerrostuivat turbidiitivirtauksista.

Ylivieska-seurueiden metavulkaniiteista ei ole julkaistuja iänmäärytyksiä, mutta ilmeisesti kivet ovat noin 1 900 – 1 880 miljoonaa vuotta vanhoja. Metavulkaniitit vaihtelevat koostumukseltaan basalttisista ryoliittisiin ja andesiittiset-dasiittiset kivet ovat vallitsevia (Jukka Kousa, henkilökohtainen tiedonanto 1996). Metavulkaniittien kaliumpitoisuudet ovat yleensä melko korkeita, ja mukana on shoshoniittisiakin (hyvin runsaasti kaliumia sisältäviä) kiviä. Nämä piirteet viittaavat siihen, että Ylivieska-seurueet syntyivät kehittyneessä vulkaanisessa kaaressa.

Metamorfoosi ja deformaatio

Etelä-Pohjanmaalla ja Evijärven seudulla pintasyntyiset kivet ovat useimmiten melko voimakkaasti metamorfoituneita ja deformatuneita gneissejä. Niissä tavataan metamorfoosiasteesta riippuen andalusiitti-, sillimaniitti-, kordieriitti- ja granaattiporfyroblasteja. Metamorfoosiaste nousee paikoin vyöhykkeisesti amfiboliittifasiuksen keski-osista granuliittifasiuksen alaosiin; lämpötila vaihteli välillä 600 – 700 °C ja paine oli 4 – 5,5 kb (Vaarma 1990, Mäkitie ja Lahti 1991). Seinäjoen seudulla muutos näkyy andalusiittivyöhykkeen vaihtumisena 20 kilometrin matkalla sillimaniittivyöhykkeen kautta kordieriitti-kalimaasälpävyöhykkeeksi ja edelleen granaatti-kordieriitti-kalimaasälpävyöhykkeeksi. Samalla migmatiittien osuus kasvaa. Aluemetamorfoosi huipentui noin 1 880 miljoonaa vuotta sitten. Ylivieskan seudun liuskeiden metamorfoosi tapahtui amfiboliittifasiuksen oloissa.

Evijärven alueella ensimmäisessä vaiheessa syntyi akselitasoltaan loiva-asentoisia, tiukkoja tai isokliinisiä poimuja (Vaarma

1990). Tähän vaiheeseen saattoi liittyä myös ylitähtäsiirroksia, joissa liikunnot suuntautuivat itään tai koilliseen. Toisessa deformaatiovaiheessa kehittyi voimakas akselitasoliuskeisuus, joka on lähes poikkeuksetta kerroksellisuutta leikkaavaa. Tämä vaihe tuotti myös aluetta hallitsevan, poimutustyyliältään avoimen synformin, jonka akselitaso on yleissuunnaltaan itä-läntinen mutta kaareileva nuorempien deformaatioiden vaikutuksesta. Toisen ja kolmannen vaiheen poimuakselit ovat keskenään lähes yhdensuuntaisia. Kolmannessa vaiheessa kehittyi krenulaatioliuskeisuutta aiemmin syntyneiden liuskeisuuksien poimuttuessa. Evijärvellä voidaan tunnistaa vielä neljännen vaiheen avoin poimutus, jonka poimuakselit viettävät loivasti luoteeseen.

Ylivieskan alueella erottuu lukuisia isokliinisiä synkliini-antiklinipareja, joiden seurannot poikkeavat jonkin verran toisistaan. Synkliinien akselitasot ovat pystyjä, suurin piirtein kaakko-luodesuuntaisia ja poimuakselit vaaka-asentoisia. Myöhemmät deformaatiot ja syväkivien paikalleenasettuminen poimuttivat näitä rakenteita.

7.4. Keski-Suomen granitoidi-kompleksin liuske- ja gneissialueet

Keski-Suomen granitoidikompleksin sisällä on lukuisia, kooltaan vaihtelevia liuske- ja gneissialueita, jotka kivilajeiltaan ja iältään muistuttavat komplekseja ympäröiviä suprakrustisten kivien alueita. Alueiden seurueet vastaavat valtaosin tyyppin 1 svekofennisiä seurueita ja ne näyttävät muodostavan, vaikkakin sirpaleisen, yhdysiteen Ylivieskan ja Tampereen (ks. alla) kaarityyppisten liuskealueiden välille.

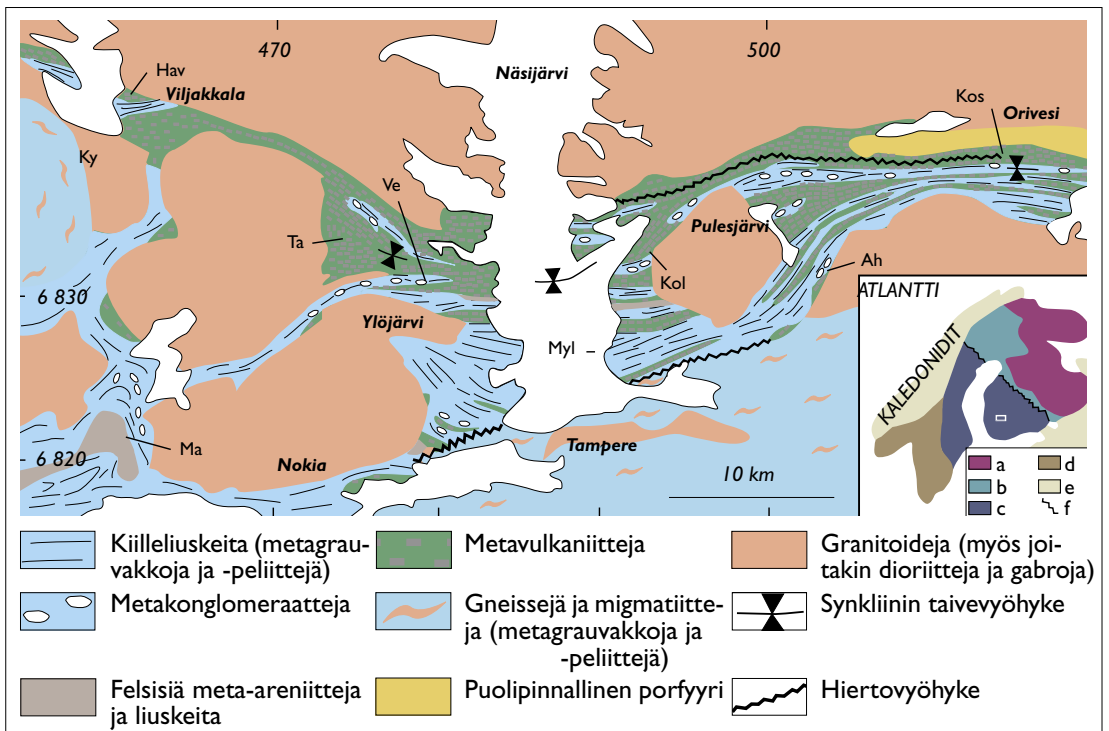
Kurun Haukkamaan ja Parkanon Mustajärven alueilla vallitsevat intermediäariset ja happamat metavulkaniitit, jotka ovat 1 907 – 1 883 miljoonan vuoden ikäisiä (Vaasjoki

ja Lahti 1991, Tiainen ja Kähkönen 1994). Mustajärvellä tavataan lisäksi 1 872 miljoonaa vuotta vanha ryoliittinen juoni.

Keski-Suomen granitoidikompleksin liuskealueista laajimmat ovat Haapamäellä ja Saarijärvellä. Molemmissa vallitsevat massiiviset plagioklaasiporfyyriset intermediäariset kivet, jotka ovat alkuperältään valtaosin subvulkanisia ja vain paikoin vulkaanisia (Mikko Nironen, henkilökohtainen tiedonanto 1996). Kompleksin reunojen lähellä olevat liuskealueet ovat kompleksin rajoittuvien suprakrustisten alueiden jatkeita.

7.5. Tampereen liuskealue

Tampereen liuskealue (Kuvat 7.1 ja 7.4) on leveimmillään noin 20 km ja ulottuu katkonaisena Kankaanpäästä Luhangan tienoille Päijänteen itäpuolelle. Se rajautuu pohjoisessa Keski-Suomen granitoidikompleksiin ja etelässä Pirkkalan migmatiittialueeseen. Sen sisällä ja reunoilla on lukuisia syväkivi-intruusioita, jotka ovat tunkeutuneet liuskeisiin. Tampereen liuskealue on valtaosiltaan tyyppin 1 svekofennisen seurueen esimerkillinen edustaja, mutta sen ilmeisesti vanhin osa, Haveri-muodostuma (ks. alla), koostuu tyyppin 2 metavulkaniiteista. Koska kivien alkuperäiset rakenteet ovat säilyneet huomattavan hyvin (Kuva 7.5), on Tampereen liuskealue ollut Suomen svekofennisiä suprakrustisia kiviä koskevien tutkimusten



Kuva 7.4. Tampereen liuskealueen keskiosien geologinen kartta. Ah = Ahvenlammi, Hav = Haveri, Kol = Kolunkylä, Kos = Koskenjärvi, Ky = Kyröspohja, Ma = Mauri, Myl = Myllyniemi, Ta = Takamaa, Ve = Veittijärvi. Sisennyksessä: a arkeinen kratoni, b karjalainen alue, c svekofenninen alue (suorakulmio Tampereen alue), d post-svekofennisiä prekambrisia kiviä, e paleotsooisia kiviä ja sedimenttejä, f karjalaisen ja svekofennisen alueen raja. Kartan reunoilla olevat numerot ovat peruskarttakoordinaatteja.

merkittävin kohde jo Sederholmin (1897) ajoista lähtien.

Tampereen liuskealue koostuu valtaosin turbidiittisyntyisistä metagrauvakoista, -silteistä ja -peliiteistä sekä emäksisistä, intermediaarisista ja happamista metavulkaniiteista (Ojakangas 1986, Kähkönen 1989). Metakonglomeraatteja, joissa vallitsevat vulkaanisperäiset mukulat, on paikoin runsaasti. Lisäksi Maurin meta-areniitit Tampereelta 20 – 40 km länteen muodostavat jopa 2 km paksun yksikön (Matisto 1968). Metasedimenttejä on yhtä paljon kuin metavulkaniitteja ja seurannon kokonaispaksuus on vähintään 7 km.

Metamorfoosi ja deformaatio

Tampereen liuskealueen suprakrustiset kivet ovat valtaosin metamorfoituneet alhaisen paineen amfiboliittifasiuksen oloissa, paine oli 3 – 4 kb ja lämpötila 470 – 570 °C (Kilpeläinen ym. 1994). Näsjärven seudulla olosuhteet olivat lähellä vihreäliuskefasieksen ja amfiboliittifasiuksen vaihtumisaluetta. Siellä tavataan andalusiittiporfyroblasteja tai niiden jäänteitä vain granitoidien läheisyydessä. Selkeästi amfiboliittifasiesta ilmaisevat andalusiitti-stauroliittiseurueet sekä muskoviitti-sillimaniitti±kalimaasälpäseurueet ovat yleisiä Kankaanpään - Mouhijärven tienoilla. Hämeenkyrössä Kyröspohjan seudulla on laajahko gneissi- ja migmatiittialue, jossa metamorfinen seurue kalimaasälpä-sillimaniitti±muskoviitti osoittaa metamorfoosin lämpötilan ylittäneen 570 °C.

Yleisrakenteeltaan Tampereen liuskealue on itä-länsisuuntainen synkliini, jonka akselitaso on pysty ja poimuakselit yleensä lähes vaaka-asentoisia (Kähkönen 1989, Nironen 1989a). Nämä varhaiset poimut ovat valtaosin isokliinisiä vaikkakin paikoin avoimia. Näsjärven lähistön eteläisimmistä metavulkaniiteista tehdyn julkaisemattoman iänmäärittelyn perusteella on mahdollista, että ennen varhaista

Taulukko 7.1. Tampereen liuskealueen keskiosien stratigrafia Näsjärven tienoilla. Perustuu Haveri- ja Takamaa-muodostumia lukuunottamatta Näsjärven itärannan profiliin Myllyniemen ja Kolunkylän välillä (Kähkönen ja Leveinen 1994, Kähkönen painossa).

TAKAMAA-MUODOSTUMA

- tunnetaan vain Ylöjärvellä
- yli 1 km paksu
- emäksisiä metavulkaniitteja

PULESJÄRVEN - KOLUNKYLÄN KOMPLEKSI

- 2 – 2,5 km paksu
- vuorottelevia vulkaanis- ja sedimenttisyntyisiä kerrostumia

TERVAKIVI-MUODOSTUMA

- 0,5 km paksu
- turbidiittisyntyisiä metagrauvakkoja, joiden alla hapanta metavulkaniittia

PYLSYNLAHDEN LIUSKEET

- n. 0,8 km paksu
- sedimentti- ja vulkaanisperäisiä felsisiä ja intermediaarisia liuskeita

TUULINIEMI-MUODOSTUMA

- 0,4 – 0,7 km paksu
- turbidiittisyntyisiä metapeliittejä ja -siltejä

PIRTTINIEMI-MUODOSTUMA

- 0,5 km paksu
- intermediaarisia - happamia pyroklastisia metavulkaniitteja

MYLLYNIEMI-MUODOSTUMA

- 1,5 – 2 km paksu
- turbidiittisyntyisiä metagrauvakkoja, -siltejä ja -peliittejä

HAVERI-MUODOSTUMA

- tunnetaan vain Viljakkalassa
- yli 1 km paksu
- emäksisiä laavoja, myös tyyny-laavoja
- hiukan mustaliuskeita sekä serti- ja karbonaattikiviä

poimutusta tapahtui ylityöntösiirroksia (Kähkönen 1994). Liuskealueella vaikutti lisäksi kaksi nuorempaa poimutusta, joiden pystyt akselitasot ovat suunniltaan lounaiskoillisia ja kaakkois-luoteisia.

Stratigrafia

Tampereen liuskealueen vanhin suprakrustinen yksikkö on ilmeisesti Haveri-muodostuma Viljakkalassa synkliinin pohjoiskyljellä (*Taulukko 7.1*). Se on poikkeuksellinen Tampereen liuskealueella, koska tyyntäavat ovat yleisiä ja koska sen metasedimentteihin kuuluu ohuita serti-, karbonaattikivi-, karsi- ja mustaliuskekerroksia (Mäkelä 1980, Kähkönen ja Nironen 1994).

Synkliinin eteläkyljen vanhimman yksikön muodostavat 1,5 – 2 km paksun Myllyniemi-muodostuman metaturbidiitit, joiden kaltaiset kivet Viljakalan seudulla ovat Haveri-muodostumaa nuorempia. Niiden päällä on yhteensä 2 – 2,5 km intermediäärisiä happamia metavulkaniitteja, metaturbidiitteja sekä felsisiä liuskeita. Nämä vaihtuvat seurannossa ylöspäin 2 – 2,5 km paksuksi Pulesjärven - Kolunkylän kompleksiksi, jossa metavulkaniitit vuorottelevat vulkaanisperäisten metasedimenttien kanssa. Veittijärven metakonglomeraatti Ylöjärvellä (*Kuva 7.5g*) on näiden metasedimenttien tunnetuin edustaja, joka sai mainetta jo Sederholmin (1897) tutkimuksessa. Synkliinin taivevyöhykkeessä Ylöjärvellä ovat Takamaa-muodostuman metavulkaniitit sitä nuorempia. Maurin meta-areniitit vastannevat iältään Pulesjärven - Kolunkylän kompleksin metasedimenttejä ja -vulkaniitteja.

Orivedellä synkliinin pohjoiskyljen vanhin yksikkö on dasiittien ja andesiittien luonnehtima Koskuenjärvi-muodostuma (Kähkönen painossa, ks. myös Kähkönen 1989). Tätä muodostumaa nuoremmissa metavulkaniiteissa tavataan subbalkaisia, shoshoniittisia sekä kvartsitrakyyttisiä yksiköitä, ja ylimpänä on vulkaanisperäisiä

metakonglomeraatteja, -grauvackoja ja -peilittejä.

Corycium enigmaticum

Myllyniemi-muodostuman metaturbidiiteissa tavataan ellipsoidimaisia tai pallomaisia pienirakeisia kappaleita (*Kuva 7.5f*). Niitä ympäröi hiilestä rikkaan aineksen iskostama reunus, joka rapautuu ympäristöään herkemmin. Sederholm (1897) kutsui kappaleita nimellä *Corycium enigmaticum* (arvoituksellinen pieni säkki) ja arveli niiden olevan pussimaisten levien jäänteitä ja muodoiltaan aitoja fossiileja.

Coryciumin hiiliaines on hiilen isotoopikoostumuksen perusteella eloperäistä. Se syntyi alkeellisen mikrobitoiminnan tuloksena, mutta *Coryciumin* muoto ei ole fossiilin muoto (Juha Karhu, henkilökohtainen tiedonanto 1996). *Corycium*-fragmentteja ilmeisesti muodostui, kun turbidiittivyöry tempaisi mukaansa aiemmin kerrostuneista pienirakeisista sedimenteistä palasia, joiden pintaan tarttui eloperäistä ainesta kappaleiden pyöriessä vyöryssä (Matisto 1969).

Ikä

Tampereen liuskealueen metavulkaniittien iät ovat välillä 1 904 – 1 889 miljoonaa vuotta (Kähkönen ym. 1989), mutta Haveri-muodostuma on ilmeisesti yli 1 905 miljoonaa vuotta vanha. Yksiköistä, joista on tehty iänmäärittäyksiä, on vanhin Koskuenjärvi-muodostuma Orivedellä ja nuorin Takamaa-muodostuma Ylöjärvellä. Pulesjärven - Kolunkylän kompleksin metakonglomeraattien granitoidipallot ovat 1 890 – 1 884 miljoonan vuoden ikäisiä (Nironen 1989b) ja näin käytännössä samanikäisiä kuin liuskealueeseen tunkeutuneet granitoidit ja Keski-Suomen granitoidikompleksi (ks. Luku 8).

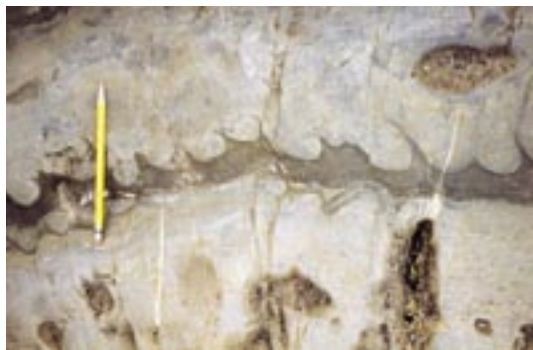
Liuskealueen alimpien metagrauvalakkojen zirkonirakeet jakaantuvat pääosin kahteen ikäryhmään. Valtaosa rakeista on 2 000



A



B



C



D



E



F



G



H



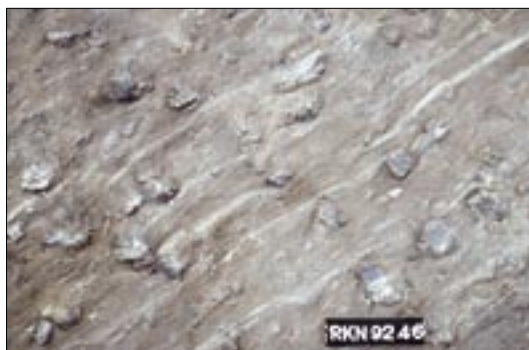
I



K



J



L

Kuva 7.5. Suprakrustisten kivien rakenteita Tampereen liuskealueella. Kuvat Yrjö Kähkönen ellei toisin mainita. (A) Kerrallisia grauvakka-peliittikerroksia. Siivikkala, Ylöjärvi. Kynän pituus n. 15 cm. Kuva Maunu Härme. (B) Pienimuotoista ristikerroksellisuutta turbidiittisyntyisessä silttikivessä, Vihola, Nokia. Kolikon halkaisija 1,9 cm. (C) Kuormitusvaloksia grauvakkakerroksen alapuolisessa peliittikerroksessa, Alasenlahti, Tampere. Kynän pituus 17 cm. Kuva Ragnar Törnroos. (D) Ahvenlammin konglomeraatti ja sen grauvakkavälikerroksia, Kangasala. Suuret tummat kappaleet kuvan etualalla ovat turbidiittivyöryn aiemmin kerrostuneista peliittisistä kerroksista irrottamia fragmentteja. Kompassi n. 12 cm pitkä. (E) Lähiokuva Ahvenlammin konglomeraatista, Kangasala. (F) *Corycium enigmaticum*, Näsijärven itäranta, Tampere. Tulitikku mittakaavana. Kuva Ahti Simosen jäämistöstä. (G) Konglomeraatti grauvakkavälikerroksineen, Veittijärvi, Ylöjärvi. Kuva J.J. Sederholm. (H) Ristikerroksellisuutta vulkaanisperäisessä areniitissa, Kalkku, Tampere. Kynä 13 cm pitkä. (I) Tyynylaava, Hoivasvuori, Mouhijärvi. Huomaa mantelit (mineraalitäytteiset kaasurakkulat) tyynyjen yläosissa. Kynä 13 cm pitkä. (J) Tuffibreksia, Tervalhti, Tampere. Kompassi n. 12 cm pitkä. (K) Noin 50 metriä paksun laavapatjan yläosan virtausbreksia, Pulesjärvi, Tampere. Kompassi n. 12 cm pitkä. (L) Andalusiittiporfyroblasteja metapeliitissä, Salmi, Vammala. Numerolaatta 12 cm pitkä. Kuva Reijo Niemelä.

- 1 910 miljoonaa vuotta tai yli 2 700 miljoonaa vuotta vanhoja, mutta 2 700 - 2 000 miljoonan vuoden ikäisiä rakeita on niukasti (Huhma ym. 1991, Claesson ym. 1993). Myös Ahvenlammin metakonglomeraatissa (*Kuva 7.4*) tavattu arkeinen mukula (Kähkönen ja Huhma 1993) ja metasedimenttien neodyymi-isotooppikoostumus (Huhma 1986) kertovat siitä, että osa metasedimenttien aineksesta on arkeista. Suurin osa Tampereen liuskealueen metasedimenteistä on kuitenkin peräisin varhaisproterotsooisena aikana Maan vaipasta erkaantuneesta kuoresta, joka oli hiukan vanhempaa (2 000 - 1 910 miljoonaa vuotta) kuin liuskealueen 1 905 - 1 890 miljoonan vuoden ikäiset metavulkaniitit.

Syntyympäristöt

Tampereen liuskealueen metagrauvakat ja -peliitit kerrostuivat pääosin merenalaisten turbidiittisedimenttien muodostamien viuhkojen keskiosiin (Ojakangas 1986). Myllyniemi-muodostuman Ahvenlammin konglomeraatti (*Kuvat 7.5d ja 7.5e*) kerrostui turbidiittiviuhkan syöttökanavaan tai merenalaiseen kanjoniin (Kähkönen ja Leveinen 1994). Näsijärven seudulla turbidiittien paleovirtaukset olivat suurimmaksi osaksi läntiseen sektoriin. Pulesjärven - Kolunkylän kompleksissa osa sedimenteistä kerrostui turbidiittiviuhkoihin ja niiden syöttökanaviin, mutta osa edustaa merenpinnan yläpuolelle kohonneen tulivuoren rinteille ja rantojen lähelle kerrostuneita joki- tai matalanmeren sedimenttejä.

Tampereen liuskealueen metavulkaniitit ovat suurimmaksi osaksi pyroklastisia, mutta myös laavoja, kerrosmyötäisiä juonia ja subvulkaanisia kiviä tavataan. Tyynylaavoja tunnetaan Haveri-muodostuman ohella vain Hoivasvuorella Mouhijärven ja Suodenniemien rajalla (*Kuva 7.5i*). Koska Haverin tyynylaavoissa ovat mantelit (mineraalitäyteiset kaasurakkulat) yleisiä, purkautuivat nämä laavat verraten matalaan veteen (sy-

vässä vedessä veden paine estää kaasurakkuloiden muodostumisen).

Suurin osa Tampereen liuskealueen metavulkaniiteista on kaarityyppisiä. Kemialliselta koostumukseltaan ne vaihtelevat kohtalaisen runsaasti kaliumia sisältävistä kivistä hyvin runsaasti kaliumia sisältäviin shoshoniittisiin ja kvartsitrakyyttisiin kiviin (Kähkönen 1987, 1989, 1994). Siten ne muistuttavat kehittyneiden saarikaarien tai aktiivisten mannerreunusten vulkaanisia kiviä.

Haveri-muodostuman metavulkaniitit erottuvat melko niukasti kaliumia sisältävinä valtamerten selänteiden basalttien kaltaisina kivinä (Kähkönen ja Nironen 1994). Haveri-muodostuma edustaa varhaisproterotsooisien kuoren repeämisen ja merenpohjan leviämisen yhteydessä syntynyttä matalaa merenpohjaa. Sen päälle kerrostuivat liuskealueen alimmat turbidiitit, joiden joukkoon ja päälle kerrostui kaarityyppisiä vulkaniitteja ja niiden eroosiotuotteita.

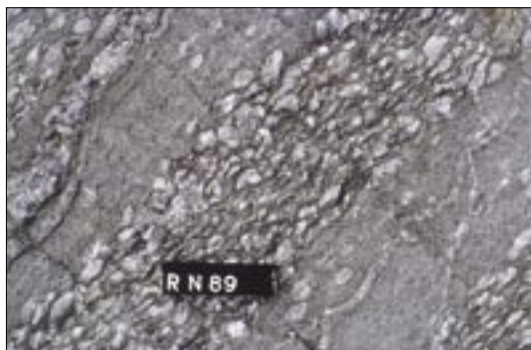
7.6. Pirkkalan migmatiittialue

Pirkkalan migmatiittialueen ja Tampereen liuskealueen välinen raja on osin terävä siirrosraja, mutta osin liuskeet vaihtuvat gneisseiksi ja migmatiiteiksi asteittain. Pirkkalan migmatiittialueella vallitsevat sedimenttisyntyiset suprakrustiset kivet, ja alueen kivet muodostavat lähinnä tyyppin 2 seurueita.

Alkuperältään Pirkkalan migmatiittialueen gneissit ja migmatiitit ovat valtaosin turbidiittivirtauksista kerrostuneita grauvakkoja ja siltti- tai savikiviä. Mustaliuskeet ja grafiittipitoiset liuskeet ovat yleisempiä kuin Tampereen liuskealueella. Edellämainittujen ohella tavataan vähän meta-areniiitteja sekä hyvin niukasti karbonaattikiviä ja metakonglomeraatteja.



A



B

Kuva 7.6. Pirkkalan migmatiittialueen kivien rakenteita. (A) Monivaiheista poimutusta migmatiitissa, Vammala. Kynä 13 cm pitkä. Kuva Yrjö Kähkönen. (B) Gneissi, jossa runsaasti kalimaasälpäporfyroblasteja sisältäviä kerroksia, Huhtamo, Huittinen. Numerolaatta 12 cm pitkä. Kuva Reijo Niemelä.

Pirkkalan migmatiittialueen turbidiittisyntyiset gneissit muistuttavat kemialliselta koostumukseltaan suurelta osin Tampereen liuskealueen alimpia (Myllyniemi-muodostuman) metasedimenttejä, ja ne ilmeisesti kerrostuivat pääosin ennen 1 905 – 1 890 miljoonaa vuotta vanhaa kaarivulkanismia. Lahtisen (1994, 1996) mukaan nämä metaturbidiitit, samoin kuin migmatiittialueen karbonaattikivet ja meta-areniitit, saattoivat kerrostua kaarivulkanismia edeltäneen kuoren repeämisvaiheen aikana. Gneisseissä ja migmatiiteissa on paikoin havaittavissa myös selvästi vulkaanisesta kaaresta peräisin olevaa ainesta. Siten osa sedimenteistä

lienee syntynyt Tampereen liuskealueen (tai niitä iältään vastaavien) kaarityyppisten vulkaanisten kivien eroosiotuotteista.

Pirkkalan migmatiittialueella on vähän metavulkaniitteja, mutta alueen eteläosassa, mm. Urjalassa, on emäksisten metavulkaniittien muodostama katkonainen nauha, jonka kivillä on valtamerten selänteiden ja laattojen sisäisten basalttien geokemiallisia piirteitä (Lahtinen 1996). Kiviin liittyy kiisuja mustaliuskeita, ja ne syntyivät maankuoren repeämisen tai merenpohjan leviämisen yhteydessä tai laattojen sisäisen vulkanismin tuotteena.

Pirkkalan migmatiittialueen kivien varhaisin deformaatio ilmenee koostumuseroina näkyvän juovaisuuden suuntaisena liuskeisuutena (Kilpeläinen ym. 1994). Tämän vaiheen poimuja tavataan vain harvoin, mutta koska alueella esiintyy ylösalaisin kääntyneitä kerroksia, on varhainen poimutus ollut makaavaa. Toisen vaiheen poimuakselit ja akselitasot olivat itä-länsisuuntaisia, poimuakselit alunperin vaaka-asentoisia ja akselitasot pystyjä. Tässä vaiheessa kiviin kehittyi niiden voimakkain suuntaus. Myöhemmät deformaatiot ovat vääntäneet näitä rakenteita ja tuloksena on monimutkaisia poimutuskuvioita (Kuva 7.6a).

Pirkkalan migmatiittialue on Leukotona-liitti-migmatiittialuetta tyypillisimmillään. Metamorfoosia luonnehtii seurue granaatti-kordieriitti-sillimaniitti-biotiitti, mutta porfyroblasteina on myös mm. kalimaasälpää (Kuva 7.6b). Metamorfoosi huipentui ensimmäisen deformaatiovaiheen lopussa noin 1 880 miljoonaa vuotta sitten (Kilpeläinen ym. 1994, Korja ym. 1994). Paine- ja lämpötilaolot olivat korkeimmillaan 5 – 6 kb ja 670 °C, joten kyseessä oli melko alhaisen paineen tapahtuma.

7.7. Saimaan liuskealue

Saimaan liuskealueella vallitsevat turbidiittisyntyiset kiillegneissit ja migmatiitit, joiden ohella alueella on kemiallisilta piirteiltään vaihtelevia metavulkaniitteja. Toisin kuin Savon liuskealueella, siellä ei tunneta 1 930 – 1 920 miljoonan vuoden ikäisiä kiviä. Alueen kivet muodostavat paikoin tyyppin 1 ja paikoin tyyppin 2 svekofennisiä seurueita. Saimaan liuskealue vaihtuu ilman selkeää rajaa Hämeen liuskealueeksi Lahden ja Mikkelin välillä (*Kuva 7.1*).

Saimaan liuskealueella Parikkalan - Punkaharjun seudun metavulkaniitit vaihtelevat koostumukseltaan basalttisista ryoliittisiin. Niiden kemialliset piirteet viittaavat pitkälle kehittyneen kaaren ympäristöön (Viluksela 1994), ja nämä kivet kuuluvat tyyppin 1 svekofenniseen seurueeseen.

Myös Rantasalmen ja Virtasalmen metavulkaniitit luetaan Saimaan liuskealueen kiiviin. Rantasalmen metavulkaniitit ovat koostumukseltaan emäksisiä ja osin ultraemäksisiä (Kousa 1985). Ne eivät edusta kaarimagmatismia vaan muistuttavat lähinnä valtamerten selänteiden basaltteja.

Virtasalmen metavulkaniitit ovat suurelta osin mantelirakenteisia tyynylaavoja. Tästä voidaan päätellä, että ne purkautuivat suhteellisen matalaan veteen. Metavulkaniitit ovat emäksisiä ja muistuttavat koostumukseltaan laattojen sisäisiä tai (tavallista runsaammin kaliumia sisältäviä) valtamerten selänteiden basaltteja. Niihin liittyy kemiallisia sedimenttejä kuten karbonaattikiviä, karbonaatti-silikaattikiviä, magnetiittista rikkaita kerroksia (rautamuodostumia) ja kuparimalmiesiintymiä. Koska mantelirakenteet ovat yleisiä, koska klastisia metasedimenttejä on runsaasti ja koska karbonaattikiviä tavataan, syntyivät Virtasalmen metavulkaniitit todennäköisesti mantereisen kuoren repeämisen yhteydessä suhteellisen matalassa vedessä (Lawrie 1992).

Saimaan liuskealueella metamorfoosi oli

alhaisen paineen tyyppiä ja huipentui paikoin granuliittifasiuksen oloissa. Vain alueen luoteisosissa tavataan 1 880 miljoonaa vuotta vanhaa Leukotonaliitti-migmatiittialueelle tyyppillistä metamorfoosia. Valtaosa Saimaan liuskealueesta kuuluu Kaligraniitti-migmatiittialueeseen, jossa lämpötilan kohoaminen 1 830 miljoonaa vuotta sitten suurelta osin peitti aiemman metamorfoosin jäljet (Korsman ym. 1988). Tällöin syntyi metamorfinen vyöhykkeisyys (terminen kupoli), jossa amfiboliittifasiuksen andalusiitti-muskoviitti-liuskeet vaihettuvat Rantasalmen kaakkoispuolella granuliittifasiuksen granaatti-kordieriitti-sillimaniittigneisseiksi.

7.8. Hämeen liuskealue

Hämeen liuskealue ulottuu katkeilevana ja syväkivien pilkkomana Turun luoteispuolelta Lahden ja Mikkelin välille (*Kuva 7.1*). Sitä pilkkovat syväkivet ovat noin 1 880 miljoonaa vuotta vanhoja granitoideja ja 1 840 – 1 830 miljoonan vuoden ikäisiä kaligraniitteja (mikrokliinigraniitteja).

Hämeen liuskealue jakaantuu pintasyntyisten kivilajien määräsuhteiden perusteella kahteen osaan. Varsinkin Hämeenlinnan - Forssan - Someron seudulla on runsaasti metavulkaniitteja. Sen sijaan Turun - Säkylän linjan länsipuolella ja Hämeenlinnan itäpuolella vallitsevat sedimenttisyntyiset gneissit ja migmatiitit, jotka alunperin olivat pääosin turbidiittisiä grauvakkoja ja peliittejä. Tiirismaan kvartsiitit osoittavat, että osa Hämeen liuskealueen sedimenteistä kerrostui matalaan veteen. Forssan Koijärven seudulta peräisin olevan metaryoliitin iän, noin 1 888 miljoonaa vuotta (Vaasjoki 1994), perusteella ovat Hämeen liuskealueen metavulkaniitit yhtä vanhoja kuin Tampereen liuskealueen metavulkaniitit.

Forssa- ja Häme-ryhmät

Hakkarainen (1994) jakoi Hämeenlinnan - Forssan seudun pintasyntyiset kivet kahteen ryhmään. Forssa-ryhmä on näistä kahdesta vanhempi ja siinä vallitsevat meta-andesiitit, kun taas Häme-ryhmää luonnehtivat metabasaltit. Ryhmien muodostumisen välisenä aikana kerrostui vulkaanisperäisiä peliittejä, grauvakkoja sekä hiukan konglomeraatteja ja rautasulfidimuodostumia.

Forssa-ryhmän kiviä tavataan useilla erillisillä osa-alueilla, jotka edustavat kerrostulivuorten ja niiden ympäristöjen seurantoja. Ryhmän metavulkaniittien kerrostumispohjaa ei tunneta. Varhaisimmat Forssa-ryhmän metavulkaniitit ovat ryoliittisia ja ajan myötä kivet vaihetuivat andesiittien kautta basalteiksi. Metaturbidiittien joukossa on sedimenttisyntyisiä välikerroksia, jotka ovat uudelleenkerrostunutta vulkaanista ainesta. Metavulkaniitit vaihtelevat koostumukseltaan basalttisesta ryoliittiseen ja andesiittiset tyytit ovat yleisimpiä. Ne ovat pääosin kalkkialkalisia ja kaliumpitoisuudeltaan kohtalaisia.

Häme-ryhmän luonteenomaisia kivilajeja ovat massiiviset uraliittihajarakkeita sisältävät metabasaltit, jotka paikoin vaihettuvat plagioklaasiporfyyrisiksi meta-andesiiteiksi. Massiiviset porfyyriset kivet syntyivät pääosin paksuista laavavirroista. Niiden joukossa on pyroklastisia emäksisiä välikerroksia mutta ei peliittisiä välikerroksia. Häme-ryhmässä on runsaasti basalttisia syöttöjuonia, ja ryhmän metavulkaniitit purkautuivat itä-länsisuuntaisesta rakosysteemistä. Ryhmän metavulkaniitit ovat valtaosin kohtalaisen kaliumpitoisuuden tyyppiä, mutta toisin kuin Forssa-ryhmässä, niillä on tholeiittisia piirteitä sillä Fe/Mg-suhde kasvaa voimakkaasti differentiaatioasteen myötä.

Forssa-ryhmä syntyi, kun vulkaanisessa kaaressa muodostui useita lähekkäisiä kerrostulivuoria, joiden välisiin altaisiin kerrostui tulivuorten eroosioainesta. Häme-ryhmä syntyi kaaren sisäisen lyhytaikaisen

repeämisvaiheen aikana rakopurkauksissa. Hämeen liuskealue kokonaisuutena edustaa kohtalaisen pitkälle kehittyntä vulkaanista kaartaa, joka oli metavulkaniittien koostumuksen perusteella kuitenkin vähemmän kehittynyt kuin Tampereen vulkaaninen kaari.

Metamorfoosi ja deformaatio

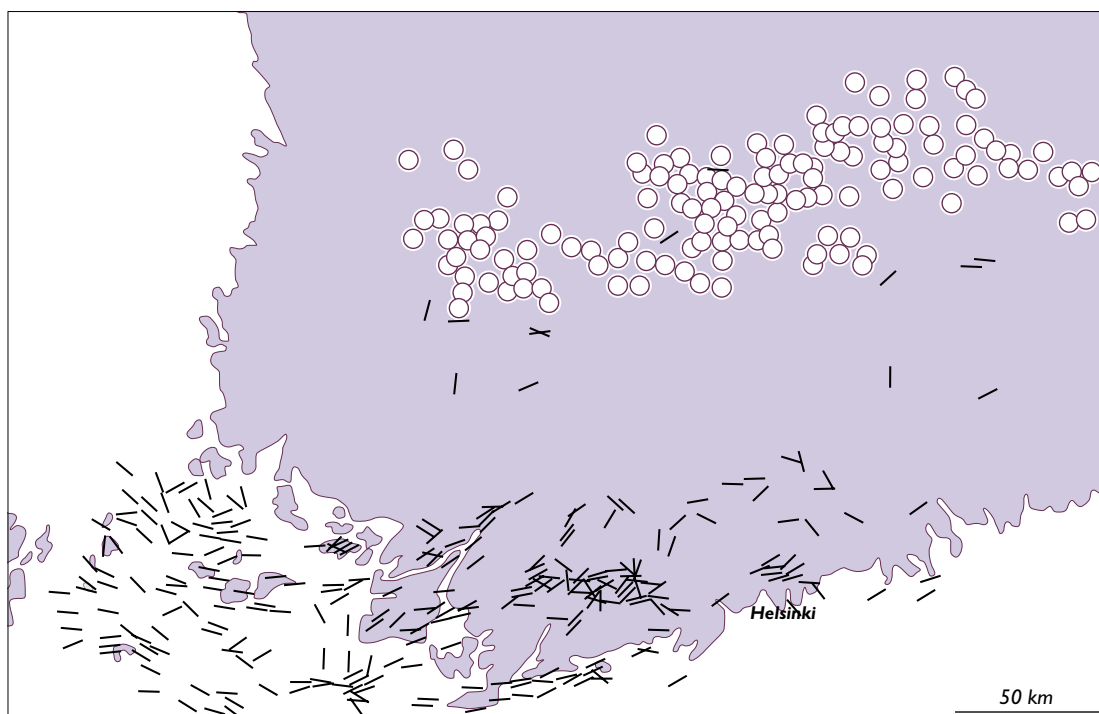
Hämeen liuskealueen suprakrustiset kivet metamorfoituivat valtaosin amfiboliittifaksien oloissa noin 1 880 miljoonaa vuotta sitten. Metamorfoosiaste on liuskealueen etelä- ja kaakkoisosissa korkeampi kuin pohjoisosissa. Syynä on noin 1 830 miljoonaa vuotta sitten Kaligraniitti-migmatiittialueella kohonnut lämpötila.

Hämeenlinnan - Forssan seudulla on useita erillisiä varhaisia synkliinejä ja antikliinejä, joiden akselitasot ovat suurin piirtein itä-läntisiä ja pystyasentoisia sekä poimuakselit vaaka-asentoisia (Hakkarainen 1994). Toisen vaiheen deformaation voimakkuus vaihtelee, mutta pääosin se tuotti poimuja, joiden pystyt akselitasot ovat suunnaltaan lounais-koillisia.

Turun seudun metamorfoosia ja deformaatiota käsitellään Uudenmaan liuskealueen yhteydessä.

7.9. Uudenmaan liuskealue

Uudenmaan liuskealueella erottuu laaja, Kemiöstä Järvenpään - Helsingin tasalle ulottuva alue, jossa on runsaasti felsisiä liuskeita ja suhteellisen paljon sedimentogeenisiä karbonaattikiviä (*Kuvat 7.1 ja 7.7*). Se on tyyppin 3 seurueiden esimerkkialue ja sitä on kutsuttu myös leptiittivyöhykkeeksi. Tässä Uudenmaan liuskealueeseen luetaan myös Mäntsälän tienoon ja Pellingin suprakrustiset alueet, vaikka ne kivilajiseurueidensa



Kuva 7.7. Etelä- ja Lounais-Suomen kalkkikivikerrosten (viivat) sekä kalkkikonkreettioiden (ympyrät) esiintymisalueet. Koonnut Kari A. Kinnunen.

perusteella (ks. sivut 220 ja 221 sekä *Kuvat 7.7 ja 7.8*) poikkeavat Kemiön - Järvenpään alueesta. Uudenmaan liuskealueen metavulkaniitit lienevät iältään samaa luokkaa kuin Tampereen ja Hämeen liuskealueiden metavulkaniitit. Metamorfoosifasieokset vaihtelevat amfiboliittifasieksesta (esim. Kiskon seudulla) granuliittifasieekseen (ns. Länsi-Uudenmaan granuliittikompleksissa Karkkilan tienoilla).

Nauvon - Korppoon alue

Nauvon - Korppoon alueella, Uudenmaan liuskealueen länsiosissa, ovat vallitsevina kivinä turbidiittisyntyiset kiilleliuskeet ja kiillegneissit. Metavulkaniitteja esiintyy ohuina, alle kilometrin paksuisina muodostumina, joissa tyynylaavat ovat melko yleisiä. Ne ovat emäksisiä, muistuttavat kemialliselta koostumukseltaan laattojen sisäisiä basalt-

teja ja syntyivät kuoren repeämisvaiheessa, joka edelsi 1 900 - 1 880 miljoonaa vuotta vanhaa kaarivulkanismia (Ehlers ym. 1986). Samassa yhteydessä syntyi ohuita karbonaattikivikerroksia.

Kemiön - Järvenpään alue

Kemiön - Järvenpään alueella on runsaasti felsisiä liuskeita ja gneissejä, jotka alunperin olivat pääasiassa joko happamia vulkaniitteja tai happamien vulkaniittien eroosion ja uudelleenkerrostumisen kautta muodostuneita sedimenttikiviä. Alkuperältään sedimentogeenisiä karbonaattikiviä on myös runsaasti. Ne ovat paikoin paksuina esiintyminä, mutta tämä johtuu poimutuksen aiheuttamasta kerrosten paikallisesta kertaantumista (Fjäder 1991). Myös kvartsi-raitaisia rautamuodostumia sekä massiivisia sulfidimalmiesiintymiä on enemmän kuin

Hämeen ja Tampereen liuskealueilla (Latvalahti 1979, Mäkelä 1989). Näiden ohella metaturbidiitit ja emäksiset-intermediääriset metavulkaniitit ovat yleisiä. Lisäksi tavataan ultraemäksisiä metavulkaniitteja Kiskosta Sammattiin ulottuvana katkeilevana nauhana. Felsisten liuskeiden suuren määrän, niiden paikoittaisen bimodaalisuuden sekä karbonaattikivien, sulfidimalmien ja rautamuodostumien yleisyyden vuoksi alue muistuttaa Ruotsin Bergslagenin aluetta.

Kemiön - Järvenpään alueen varsinaisista metavulkaniiteista ei ole julkaistuja ikämääriä. Bergslagenin seudun metavulkaniitit ovat 1 905 – 1 880 miljoonan vuoden ikäisiä (Welin 1987, Allen ym. 1996), ja Kemiön - Järvenpään metavulkaniitit lienevät iältään samaa luokkaa.

Kiskosta peräisin olevan metagrauvakan klastiset zirkonirakeet jakaantuvat kahteen ikäryhmään; enemmistö on 2 120 – 1 930 miljoonaa vuotta vanhoja ja osa 2 800 – 2 700 miljoonan vuoden ikäisiä (Claesson ym. 1993). Bergslagenista peräisin oleva kvartsiareniitti sisältää samaten runsaasti 2 100 – 2 000 miljoonaa vuotta vanhoja (ja myös arkeisia) zirkonirakeita. Siten jotkin Kemiön - Järvenpään ja Bergslagenin metasedimentit poikkeavat lähdealueensa osalta hiukan Tampereen liuskealueen metagrauvakoista.

Käsitykset Kemiön - Järvenpään alueen stratigrafiasta vaihtelevat. Colley ja Westra (1987) esittivät, että alin suprakrustinen yksikkö koostuu merenalaisista emäksisistä ja intermediäärisistä laavoista. Niiden päälle kerrostui ensinnä turbidiittisia sedimenttejä ja sitten happamia vulkaanisia kiviä. Mäkelän (1989) mukaan Kiskossa seuranto alkaa ultraemäksisillä ja emäksisillä vulkaniiteilla, joiden päälle kerrostui ensinnä happamia vulkaniitteja kemiallisesti saostuneine välikerroksineen ja sitten emäksisiä-intermediäärisiä vulkaanisia kiviä. Mäkelän esityksessä ylimmän yksikön muodostavat vulkaanisten kivien eroosion tuloksena

syntyneet sedimenttikivet.

Osa Kemiön - Järvenpään alueen karbonaattikivistä liittyy tyyny-laavoihin, joten ne ovat melko syvässä vedessä saostuneita sedimenttejä. Ruotsin Bergslagenissa on stromatoliittisia karbonaattikiviä (Allen ym. 1996), joiden kaltaisia kerrostumia syntyy matalassa vedessä mikrobiyhteisöjen toiminnan tuloksena. Siten osa Uudenmaan liuskealueen karbonaattikivistä on ehkä syntynyt matalassa vedessä.

Kemiön - Järvenpään alueen metavulkaniittien muodostamat assosiaatiot ovat, varsinkin massiivisten sulfidimalmien läheisyydessä, monin paikoin bimodaalisia (Mäkelä 1989). Metavulkaniitit ovat yleensä subalkalisia, harvoin alkalisia, ja niillä on sekä kalkkialkalisia että tholeiittisia piirteitä. Yleensä ne muistuttavat vulkaanisten kaarten kiviä kemialliselta koostumukseltaan ja syntyivät ilmeisesti suurelta osin kaariympäristössä.

Vulkanismin osittainen bimodaalisuus sekä joidenkin emäksisten metavulkaniittien kemiallinen koostumus (Colley ja Westra 1987, Mäkelä 1989) ilmaisevat sitä, että Kemiön - Järvenpään alueen kehitykseen kuului myös repeämis- ja laajenemisvaiheita. Repeämisen yhteydessä syntyi massiivisia sulfidimalmeja, joista Kiskon malmit ovat esimerkkejä. Malmien syntyessä muodostui erilaisia saostumia, kuten rautamuodostumia ja karbonaattikiviä sekä hydrotermisesti muuttuneita kiviä. Jälkimmäiset muuttuivat metamorfoosissa kordieriitti-antofylliittikiviksi.

Mäntsälän alue

Mäntsälän tienoolla on felsisiä liuskeita ja sedimentogeenisiä karbonaattikiviä suhteellisen vähän (*Kuvat 7.1 ja 7.7*). Tämän ja emäksisten-intermediääristen metavulkaniittien suuren määrän vuoksi alue muistuttaa Hämeen liuskealuetta enemmän kuin Kemiön - Järvenpään aluetta, mutta ero voi



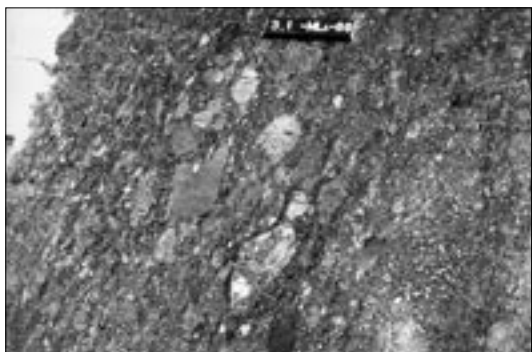
A



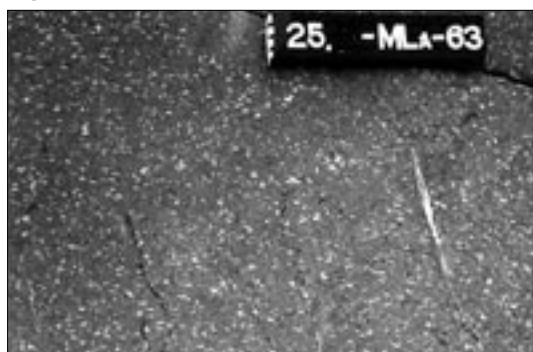
B



C



D



E



F

Kuva 7.8. Suprakuorusten kivien rakenteita Uudenmaan liuskealueella. Ellei toisin mainita, numero-laatta on 12 cm pitkä. (A) Poimuttuneita kalkkikivikerrokset, Norr-Lammala, Kemiö. Kompassi n. 12 cm pitkä. Kuva Jukka Reinikainen. (B) Migmatittutunut gneissi, Seutula, Vantaa. Kuvan leveys vastaa luonnossa n. 65 cm. Kuva Maunu Härme. (C) Tyynylaava, Tiiskeri, Pernaja. Kuva Matti Laitala. (D) Tuffibreksia, Furuholmarna, Pernaja. Kuva Matti Laitala. (E) Homogeeninen plagioklaasiporfyyriin laava, Korsholmör, Porvoo. Kuva Matti Laitala. (F) Eroosiokouru raitaisessa tuffiitissa, lähes pystyasentoinen itä-länsisuuntainen leikkaus. Tuffiitin loiva-asentoista kerroksellisuutta leikkaa lähes pysty liuskeisuus, joka näkyy kourun täytteessä (kuvan yläosa) lyhyinä tummina viivoina. Suur-Pellinki, Porvoo. Kuva Matti Laitala.

johtua synty-ympäristön lateraalista vaihte-
lusta. Mäntsälän tienoon metavulkaniiteista
valtaosa lienee kaarityyppisiä.

Pellingin alue

Pellingin alueella on useita synkliini-
antikliinipareja, joiden akselitasot ovat
pystyasentoisia ja suunnaltaan yleensä
itä-läntisiä vaikkakin kaareilevia (Laitala
1972). Seurannon kokonaispaksuus on 6
– 7 kilometriä. Sen alempi osa koostuu sedi-
mentogeenisistä felsisistä liuskeista, joiden
joukossa on harvassa metakonglomeraatteja
ja sedimenttisyntyisiä karbonaattikiviä. Näi-
den sedimenttien päälle kerrostui emäksisiä
ja intermediäärisiä vulkaanisia kiviä, jotka
ovat yleensä pyroklastisia ja joissa on ura-
liitti- ja plagioklaasiporfyyristen laavojen
välikerroksia. Tämän yksikön alaosissa on
merenpohjalle purkautuneita tyynylaavoja.
Seurannon ylin osa koostuu massiivisista
uraliittiporfyyrisistä laavoista.

Pellingin emäksisten-intermediääristen
metavulkaniittien ikä on noin 1 887 miljoonaa
vuotta (Patchett ja Kouvo 1986). Nämä
metavulkaniitit ovat yleensä kohtalaisesti
kaliumia sisältäviä kaarityyppisiä kiviä (ks.
Laitala 1972, Koljonen ja Rosenberg 1975).
Neodyymi-isotooppitutkimusten perusteella
ne muodostuivat ympäristössä, joka
oli vähemmän kehittynyt, vaikkakin suurin
piirtein saman ikäinen, kuin Tampereen
liuskealueen edustama kaari.

Metamorfoosi ja deformaatio

Uudenmaan liuskealueen kivet metamor-
foituivat kertaalleen amfiboliittifasioksen
oloissa 1 880 miljoonaa vuotta sitten, ja
noin 50 miljoonaa vuotta myöhemmin
niihin vaikutti Kaligraniitti-migmatiittialueen
metamorfoosi. Liuskealueella on osia,
jotka poikkeavat toisistaan deformaation
voimakkuuden ja metamorfoosiasteen
perusteella. Deformaatio oli suhteellisen

vähäistä ja kivien alkuperäiset rakenteet
säilyivät hyvin Kiskon ja Pellingin seuduilla,
joilla metamorfoosi huipentui amfiboliit-
tifasioksen oloissa. Sen sijaan Karkkilan ja
Turun tienoilla ovat voimakas deformaatio
sekä granuliittifasioksen oloissa huipentu-
nut metamorfoosi tuhonneet alkuperäiset
rakenteet.

Turun seudulla metamorfoosin voimak-
kuus nousee luoteisosien kordieriitti-kali-
maasälpävyöhykkeestä (korkean lämpötilan
amfiboliittifasies) kaakon granaatti-kordie-
riitti- ja migmatiittivyöhykkeisiin (granuliit-
tifasies). Metamorfoosin paine-lämpötilaolo-
suhteet olivat amfiboliittifasioksen alueilla 4
– 5 kb ja 670 – 720 °C, ja granuliittifasioksen
alueilla lämpötila oli paikoin 750 – 800 °C ja
paine 5 – 6 kb (Väisänen ym. 1994).

Uudenmaan liuskealueen ja Turun
seudun varhaisin deformaatio tapahtui
samaa aikaan metamorfoosin kanssa noin
1 880 miljoonaa vuotta sitten ja tuotti
kerroksellisuuden suuntaista liuskeisuutta.
Tämä rakenne tuhoutui suurelta osin seu-
raavaan vaiheeseen liittyvän liuskeisuuden
kehittyessä (Ehlers ym. 1993, Väisänen ym.
1994). Toisen deformaatiovaiheen poimut
olivat makaavia ja isokliinisiä tai tiukko-
ja, joten akselitasoliuskeisuus oli lähes
horisontaalista ja poimuakselit vaaka- tai
loiva-asentoisia. Osa ensimmäisen ja toisen
vaiheen deformaatiosta tapahtui ylityön-
tösiirroksina, ja jo näiden vaiheiden aikana
metamorfoosiaste oli melko korkea, koska
silloin kiteytyi sillimaniittia.

Kolmannessa deformaatiovaiheessa, noin
1 830 miljoonaa vuotta sitten, poimuttuivat
aiemmin syntyneet loiva-asentoiset rakenteet
akselitasoiltaan pystyasentoisiksi poimuiksi,
joiden poimuakselit ovat lähes vaaka-ase-
ntoisia ja vaihtelevat suunnaltaan itä-läntisistä
koillis-lounaisiin. Poimut ovat melko avoimia
ja aallonpituudeltaan useita kilometrejä.
Kolmas deformaatiovaihe poimutti myös
Uudenmaan liuskealueen 1 840 – 1 830
miljoonan vuoden ikäisiä kaligraniitteja. Tätä

myöhemmät deformaatiot keskittyivät koillis-lounais- ja itä-länsisuuntaisiin vyöhykeisiin, joista esimerkkinä on Porkkalasta Mäntsälään ulottuva ruhjevyöhyke.

7.10. Yhteenveto ja tulkintaa

Suomen svekofennisten liuskealueiden tyypilliset pintasyntyiset kivilajit, niiden alkuperä ja ikä sekä niiden läpikäymän metamorfoosin voimakkuus on esitetty tiivistetynä *Taulukossa 7.2*.

Svekofennisessä peruskalliossa erottuu 1 930 – 1 880 miljoonaa vuotta vanhoja vulkaanisia kaaria, mutta valtaosa sen pintasyntyisistä kivistä muodostaa rakenteeltaan vaikeaselkoisia metasedimenttivaltaisia röykkiöitä. Röykkiöiden kivet kerrostuivat osin ennen kaarien vulkaanista toimintaa ja osin sen aikana tai jälkeen. Niiden joukossa on myös valtamerten selänteiden ja laattojen sisäisten basalttien kaltaisia kiviä, jotka syntyivät 1 905 – 1 880 miljoonaa vuotta vanhaa kaarimagmatismia edeltäneissä vaiheissa tai osin ehkä niiden aikana.

Osa vulkaanisista kaarista ja sedimenttivaltaisista röykkiöistä saattoi syntyä kaukana toisistaan, eivätkä ne välttämättä alunperin muodostuneet lähellä sitä arkeisen mantereen reunaa, johon svekofenninen alue nyt koillisessa rajautuu. Hyvin pian muodostumisensa jälkeen kaaret ja niiden väliset sedimenttiröykkiöt kerääntyivät yhteen sekä törmäsivät toisiinsa ja arkeisen mantereen reunaan.

Käsitykset svekofennisen peruskallion vaiheista ennen 1 970 – 1 950 miljoonaa vuotta vanhojen ofioliittikompleksien (Luku 6) syntyä ovat epäsuorien viitteiden varassa. Mahdollisesti jo 2 100 – 1 950 miljoonaa vuotta sitten Maan vaipasta erkaantui ainesta, joka muodosti svekofennisen kuoren var-

haisimman osan. Tähän viittaavat svekofennisten metasedimenttien 2 100 – 1 950 miljoonaa vuotta vanhat zirkonirakeet ja ne svekofenniset syväkivet, joiden materiaali neodyymi-isotooppitutkimusten perusteella muodosti Maan kuorta ehkä jo 2 000 miljoonaa vuotta sitten (Lahtinen ja Huhma 1997). Näitä syväkiviä tavataan mm. nykyisessä Keski-Suomen granitoidikompleksissa. Ruotsissa Skelleften eteläpuolella tavatut jopa 2 100 miljoonaa vuotta vanhat granitoidit (Lundqvist ym. 1996) edustavat ehkä samaa kuoren muodostumisvaihetta.

Jormuan ofioliitti Paltamossa (Kontinen 1987) ja Outokummun ofioliitti (Koistinen 1981) syntyivät 1 970 – 1 950 miljoonaa vuotta sitten mantereen repeämisen ja valtameren avautumisen yhteydessä. Savon liuskealueen 1 930 – 1 920 miljoonaa vuotta vanhat magmaattisen kaaren kivet edustavat seuraavaa iältään tunnettua vaihetta ja ne syntyivät subduktion yhteydessä parikymmentä miljoonaa vuotta Jormuan ofioliitin jälkeen. Tästä vaiheesta kertovat myös meta-grauvakkujen 1 950 – 1 910 miljoonan vuoden ikäiset zirkonirakeet.

Edellä kuvattu yli 1 910 miljoonaa vuotta vanha maankuoren uusi osa törmäsi noin 1 910 miljoonaa vuotta sitten arkeiseen mantereeseen. Tällöin mm. Outokummun ofioliitin merellistä kuorta työntyi koilliseen arkeisen mantereen päälle.

Tampereen, Ylivieskan ja Ruotsin Skelleften kaarityyppisten vulkaniittien luonnehtimat alueet sekä Keski-Suomen granitoidikompleksin vastaavat suprakrustiset kivet syntyivät subduktion yhteydessä noin 1 905 – 1 880 miljoonaa vuotta sitten. Ne muodostuivat kehittyneessä kaariympäristössä, mahdollisesti yhdessä ja samassa kaarisysteemissä, jossa subduktio suuntautui pääasiassa koilliseen ja pohjoiseen. Merellinen kuori katosi lähes täysin subduktiossa, mutta Pirkkalan migmatiittialueen, Haverin sekä Seinäjoki-seurueiden metabasaltit saattavat olla sen jäänteitä.

Taulukko 7.2. Svekofennisten suprakrustisten alueiden tyypillisiä piirteitä.

Alue	Vallitsevien kivilajien alkuperäinen luonne	Metamorfinen fasies	Vulkaanisten kivien ikä (miljoonaa vuotta)
Savon liuskealue	Turbidiitteja, matalanmeren sedimenttejä, kaarivulkaniitteja	Amfiboliitti- ja granuliittifasies	Kaarityyppiset 1930 – 1920
Pohjanmaan liuskealue/ Seinäjäjoki-seurueet	Turbidiitteja, syvänmeren sedimenttejä, selänteiden ja laattojen sisäisiä vulkaniitteja	Amfiboliitti- ja granuliittifasies	
Pohjanmaan liuskealue/ Ylivieska-seurueet	Turbidiitteja ja jokisedimenttejä, kaarivulkaniitteja	Amfiboliittifasies	Noin 1900 – 1880
Tampereen liuskealue	Turbidiitteja ja jokisedimenttejä, kaarivulkaniitteja (poikkeuksena Haveri)	Amfiboliitti- ja vihreäliuskefasies	Kaarityyppiset 1904 – 1889
Pirkkalan migmatiittialue	Turbidiitteja, hiukan matalan veden sedimenttejä, selänteiden ja laattojen sisäisiä vulkaniitteja	Korkean lämpötilan amfiboliittifasies	
Saimaan liuskealue	Turbidiitteja, vulkaniittien luonne vaihtelee	Amfiboliitti- ja granuliittifasies	
Hämeen liuskealue	Turbidiitteja, myös matalan veden sedimenttejä, kaarivulkaniitteja	Amfiboliitti- ja granuliittifasies	Noin 1890
Uudenmaan liuskealue	Turbidiitteja, felsisiä liuskeita, karbonaattikiviä, happamia ja emäksisiä vulkaniitteja (kaarityypisiä sekä laattojen sisäisiä)	Amfiboliitti- ja granuliittifasies	Noin 1910 – 1880

Hämeen liuskealueen metavulkaniiteissa on Tampereen liuskealueen metavulkaniittien ikäisiä kiviä. Toistaiseksi ei tiedetä, alkoivatko kaarivulkanismi ja subduktio siellä samaan aikaan vai myöhemmin kuin Tampereen liuskealueella. Hämeen liuskealue ja Tampereen liuskealue näyttävät joka tapauksessa kuuluvan erillisiin

kaariin, joiden välillä on laaja röykkiö metasedimenttejä ja valtamerten selänteiden basaltteja muistuttavia metavulkaniitteja. Tämä röykkiö, samoin kuin Seinäjäjoki-seurue Etelä-Pohjanmaalla, vastannee suurelta osin subduktiokomplekseja, joita muodostuu subduktiovyöhykkeen päällä vulkaanisen kaaren ja meren syvänteen väliin. Komplek-

seissa deformaatio ja ylityöntösiirrokset ovat intensiivisiä. Subduktiokompleksit saattavat sisältää kaarelta peräisin olevien sedimenttien ohella vanhempia kerrostumia sekä valtamerten selänteiden basaltteja muistuttavia vulkaniitteja.

Hämeen ja Uudenmaan liuskealueiden keskinäinen suhde on jossain määrin avoin. Kemiön - Järvenpään ja Bergslagenin seurannot poikkeavat selvästi Hämeen liuskealueen seurannoista. Ne saattoivat syntyä maapallon eri osissa, mutta erot voivat johtua myös lateraalisista vaihteluista kaarisysteemissä tai aktiivisella mannerreunalla. Uudenmaan liuskealueen ja Bergslagenin metavulkaniitit ovat suurin piirtein samanikäisiä kuin Hämeen liuskealueen metavulkaniitit. Nironen (1997) ehdotti, että Hämeen, Uudenmaan ja Bergslagenin alueet kuuluivat alunperinkin yhteen ja samaan kaarisysteemiin.

Lopuksi

Tätä kirjoitettaessa on kulunut sata vuotta siitä, kun J.J. Sederholm julkaisi klassiseksi muodostuneen 250-sivuisen tutkimuksensa Tampereen seudun sedimenttisyntyisistä kivistä (Sederholm 1897). Sederholmin ajoista on kuvamme svekofennisistä liuskealueista monin tavoin tarkentunut, mutta avoimia kysymyksiä on silti vielä runsaasti. Käynnissä olevat yksityiskohtaiset rakennegeologiset, metamorfiset, sedimentologiset, vulkanologiset ja geokemialliset (erityisesti isotooppigeologiset) tutkimukset tulevat tuottamaan aiempaa tarkemman kuvan Etelä- ja Keski-Suomen kallioperän kehityksen varhaisista vaiheista ja siitä, mitä kaikkea meri muinoin antoi nyt 80-vuotiaalle Suomelle.

Kiitokset

Osa tästä artikkelista perustuu keskusteluihin, joita olen käynyt lukuisten kollegojen kanssa. Erityisesti kiitän Hannu Huhmaa, Tapio Koistista, Jukka Kousaa, Raimo Lahista, Mikko Nirosta ja Jukka Reinikaista keskusteluista, ehdotuksista ja kommenteista. Martti Lehtinen, Pekka Nurmi ja Tapani Rämö tekivät joukon arvokkaita muutos- ja täydennysehdotuksia. Mahdolliset virheet ja väärinkäsitykset ovat kuitenkin tekijän vastuulla. Kiitän myös Elias Ekdahlia, Maunu Härmettä, Jukka Jokelaa, Jukka Kousaa, Matti Laitalaa, Reijo Niemelää, Jukka Reinikaista, Ragnar Törnroosia ja Markus Vaarmaa valokuvista sekä Kari A. Kinnusta Kuvasta 7.7. Viivapiirrosten saattamisesta digitaaliseen muotoon huolehtivat Pirjo Haikonen ja Brent Elliott.

Viiteluettelo

- Allen, R.L., Lundström, I., Ripa, M., Simeonov, A. & Christofferson, H., 1996.* Facies analysis of a 1.9 Ga, continental margin, back-arc, felsic caldera province with diverse Zn-Pb-Ag-(Cu-Au) sulfide and Fe oxide deposits, Bergslagen region, Sweden. *Economic Geology*, 91, s. 979 - 1008.
- Claesson, S., Hubma, H., Kinny, P.D. & Williams, I.S., 1993.* Svecofennian detrital zircon ages - implications for the Precambrian evolution of the Baltic Shield. *Precambrian Research*, 64, s. 109 - 130.
- Colley, H. & Westra, L., 1987.* The volcano-tectonic setting and mineralization of the early Proterozoic Kemiö-Orijärvi-Lohja belt, SW Finland. Sivut 95 - 107 teoksessa T.C. Pharaoh, R.D. Beckinsale & D. Rickard (toim.) *Geochemistry and Mineralization of Proterozoic Volcanic Suites*. Blackwell, Oxford. Geological Society, Special Publication 33.
- Eblers, C., Lindroos, A. & Jaanus-Järkkälä, M.,*

1986. Stratigraphy and geochemistry in the Proterozoic mafic volcanic rocks of the Nagu-Korpo area, SW Finland. *Precambrian Research*, 32, s. 297 - 315.
- Ehlers, C., Lindroos, A. & Selonen, O., 1993.* The late Svecofennian granite-migmatite zone of southern Finland - a belt of transpressive deformation and granite emplacement. *Precambrian Research*, 64, s. 295 - 309.
- Ekdahl, E., 1993.* Early Proterozoic Karelian and Svecofennian formations and the evolution of the Raahe-Ladoga Ore Zone, based on the Pielavesi area, central Finland. Geological Survey of Finland, Bulletin 373, 137 s.
- Fjäder, K., 1991.* Stratigrafi och tektonik hos Proterozoiska suprakrustala bergarter i Pargas, SW Finland. Julkaisematon pro gradu -tutkielma, säilytetään Åbo Akademin geologian ja mineralogian laitoksella, 63 s.
- Hakkarainen, G., 1994.* Geology and geochemistry of the Hämeenlinna-Somero volcanic belt, southwestern Finland: a Paleoproterozoic island arc. Sivut 85 - 100 teoksessa M. Nironen & Y. Kähkönen (toim.) *Geochemistry of Proterozoic supracrustal rocks in Finland*. Geological Survey of Finland, Special Paper 19.
- Helovuori, O., 1979.* Geology of the Pyhäsalmi ore deposit. *Economic Geology*, 74, s. 1084 - 1101.
- Hubma, H., 1986.* Sm-Nd, U-Pb and Pb-Pb isotopic evidence for the origin of the Early Proterozoic Svecofennian crust in Finland. Geological Survey of Finland, Bulletin 337, 48 s.
- Hubma, H., 1987.* Provenance of early Proterozoic and Archaean metasediments in Finland: a Sm-Nd isotopic study. *Precambrian Research*, 35, s. 127 - 143.
- Hubma, H., Claesson, S., Kinny, P.D. & Williams, I.S., 1991.* The growth of Early Proterozoic crust: new evidence from Svecofennian detrital zircons. *Terra Nova*, 3, s. 175 - 179.
- 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.
- Kilpeläinen, T., Korikovsky, S., Korsman, K. & Nironen, M., 1994.* Tectono-metamorphic evolution in the Tampere-Vammala area. Sivut 27 - 34 teoksessa M. Pajunen (toim.) *High temperature - low pressure metamorphism and deep crustal structures*. Geological Survey of Finland, Guide 37.
- Koistinen, T.J., 1981.* Structural evolution of an early Proterozoic strata-bound Cu-Co-Zn deposit, Outokumpu, Finland. *Transactions of the Royal Society of Edinburgh: Earth Sciences* 72, s. 115 - 158.
- Koistinen, T. (toim.), 1994.* Precambrian basement of the Gulf of Finland and surrounding area, 1: 1 mill. Geological Survey of Finland, Espoo.
- Koljonen, T. & Rosenberg, R.J., 1975.* Rare earth elements in middle Precambrian volcanic rocks of Finland, with a discussion of the origin of the rocks. *Bulletin of the Geological Society of Finland*, 47, s. 127 - 138.
- Kontinen, A., 1987.* An early Proterozoic ophiolite - the Jormua mafic-ultramafic complex, northeastern Finland. *Precambrian Research*, 35, s. 313 - 341.
- Korja, T., Luosto, U., Korsman, K. & Pajunen, M., 1994.* Geophysical and metamorphic features of Paleoproterozoic Svecofennian orogeny and Palaeoproterozoic overprinting on Archaean crust. Sivut 11 - 20 teoksessa M. Pajunen (toim.) *High temperature - low pressure metamorphism and deep crustal structures*. Geological Survey of Finland, Guide 37.
- Korsman, K., Niemelä, R. & Wasenius, P., 1988.* Multistage evolution of the Proterozoic crust in the Savo schist belt, eastern Finland. Sivut 89 - 96 teoksessa K. Korsman (toim.) *Tectono-metamorphic evolution of the Raahe-Ladoga zone*. Geological Survey of Finland, Bulletin 343.
- Kousa, J., 1985.* Rantasalmen tholeiittisista ja komatiittisista vulkaniiteista. Summary: The tholeiitic and komatiitic metavolcanics in Rantasalmi, southeastern Finland. *Geologi*, 37, s. 17 - 22.
- Kousa, J., Marttila, E. & Vaasjoki, M., 1994.* Petrology, geochemistry and dating of Paleoproterozoic metavolcanic rocks in the Pyhäjärvi area, central Finland. Sivut 7 - 27 teoksessa M. Nironen & Y. Kähkönen (toim.) *Geochemistry of Proterozoic supracrustal rocks in Finland*. Geological Survey of Finland, Special Paper 19.
- Kähkönen, Y., 1987.* Geochemistry and tecton-

omagmatic affinities of the metavolcanic rocks of the early Proterozoic Tampere Schist Belt, southern Finland. *Precambrian Research*, 35, s. 295 - 311.

Kähkönen, Y., 1989. Geochemistry and petrology of the metavolcanic rocks of the early Proterozoic Tampere Schist Belt, southern Finland. Geological Survey of Finland, Bulletin 345, 104 s.

Kähkönen, Y., 1994. Shoshonitic and high-K metavolcanic rocks in the southern parts of the Paleoproterozoic Tampere Schist Belt, southern Finland: evidence for an evolved arc-type setting. Sivut 101 - 115 teoksessa M. Nironen & Y. Kähkönen (toim.) Geochemistry of Proterozoic supracrustal rocks in Finland. Geological Survey of Finland, Special Paper 19.

Kähkönen, Y., painossa. Stratigraphy of the central parts of the Paleoproterozoic Tampere Schist Belt, southern Finland; A review. Geological Survey of Finland, Special Paper.

Kähkönen, Y. & Hubma, H., 1993. An Archaean cobble in a Svecofennian conglomerate near Tampere, southern Finland. Sivut 31 - 36 teoksessa S. Autio (toim.) Geological Survey of Finland, Current Research 1991 - 1992. Geological Survey of Finland, Special Paper 18.

Kähkönen, Y. & Leveinen, J., 1994. Geochemistry of metasedimentary rocks of the Paleoproterozoic Tampere Schist Belt, southern Finland. Sivut 117 - 136 teoksessa M. Nironen & Y. Kähkönen (toim.) Geochemistry of Proterozoic supracrustal rocks in Finland. Geological Survey of Finland, Special Paper 19.

Kähkönen, Y. & Nironen, M., 1994. Supracrustal rocks around the Paleoproterozoic Haveri Au-Cu-deposit, southern Finland: evolution from a spreading center to a volcanic arc environment. Sivut 141 - 159 teoksessa M. Nironen & Y. Kähkönen (toim.) Geochemistry of Proterozoic supracrustal rocks in Finland. Geological Survey of Finland, Special Paper 19.

Kähkönen, Y., Hubma, H. & Aro, K., 1989. U-Pb zircon ages and Rb-Sr whole-rock isotope studies of early Proterozoic volcanic and plutonic rocks near Tampere, southern Finland. *Precambrian Research*, 45, s. 27 - 43.

Lahtinen, R., 1994. Crustal evolution of the

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

Lahtinen, R., 1996. Geochemistry of Paleoproterozoic supracrustal and plutonic rocks in the Tampere-Hämeenlinna area, southern Finland. Geological Survey of Finland, Bulletin 389, 113 s.

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

Laitala, M., 1972. On the Precambrian bedrock and its structure in the Pelling region, South Finland. Geological Survey of Finland, Bulletin 264, 76 s.

Latvalahti, U., 1979. Cu-Zn-Pb ores in the Aijala-Orijärvi area, Southwest Finland. *Economic Geology*, 74, s. 1035 - 1059.

Laurie, K.C., 1992. Geochemical characterisation of a polyphase deformed, altered, and high-grade metamorphosed volcanic terrane: implications for the tectonic setting of the Svecofennides, south-central Finland. *Precambrian Research*, 59, s. 171 - 205.

Lundqvist, T., Kousa, J., Lukkarinen, H., Bøe, R., Lutro O., Roberts, D., Solli, A., Stephens, M. & Weibed, P., 1996. Bedrock map of Central Fennoscandia. Scale 1 : 1 000 000. Geological Surveys of Finland (Espoo), Norway (Trondheim) and Sweden (Uppsala).

Matisto, A., 1968. Die Meta-Arkose von Mauri bei Tampere. Bulletin de la Commission géologique de Finlande, 235, 21 s.

Matisto, A., 1969. On the microfossils of *Corycium enigmaticum*. Bulletin of the Geological Society of Finland, 41, s. 199 - 202.

Mäkelä, K., 1980. Geochemistry and origin of Haveri and Kiipu, Proterozoic strata-bound volcanogenic gold-copper and zinc mineralizations from southwestern Finland. Geological Survey of Finland, Bulletin 310, 79 s.

Mäkelä, U., 1989. Geological and geochemical environments of Precambrian sulphide deposits in southwestern Finland. *Annales Academiae Scientiarum Fennicae, Series A.*

- III. Geologica - Geographica, 151, 102 s.
- Mäkitie, H. & Lahti, S., 1991.* Seinäjoen kartta-alueen kallioperä. Suomen geologinen kartta 1:100 000, Kallioperäkarttojen selitykset, Lehti 2222. Geologian tutkimuskeskus, Espoo, 60 s.
- Nironen, M., 1989a.* The Tampere Schist Belt: structural style within an early Proterozoic volcanic arc system in southern Finland. *Precambrian Research*, 43, s. 23 - 40.
- Nironen, M., 1989b.* Emplacement and structural setting of granitoids in the Early Proterozoic Tampere and Savo Schist Belts, Finland - implications for contrasting crustal evolution. *Geological Survey of Finland, Bulletin* 346, 83 s.
- Nironen, M., 1997.* The Svecofennian Orogen: a tectonic model. *Precambrian Research*, 86, s. 21 - 44.
- Ojakangas, R.W., 1986.* An Early Proterozoic metagraywacke-slate turbidite sequence: the Tampere schist belt, southwestern Finland. *Bulletin of the Geological Society of Finland*, 58, s. 241 - 261.
- Patchett, J. & Kouvo, O., 1986.* Origin of continental crust of 1.9-1.7 Ga age: Nd isotopes and U-Pb zircon ages in the Svecofennian terrain of South Finland. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 92, s. 1 - 12.
- Sederholm, J.J., 1897.* Über eine archaische Sedimentformation im südwestlichen Finland und ihre Bedeutung für die Erklärung der Entstehungsweise des Grundgebirges. *Bulletin de la Commission géologique de Finlande*, 6, 254 s.
- Simonen, A., 1964.* Kallioperä. Sivut 49 - 124 teoksessa K. Rankama (toim.) Suomen geologia. Kirjayhtymä, Helsinki.
- Simonen, A., 1980.* Suomen kallioperä. 1: 1 000 000. Geologinen tutkimuslaitos, Espoo.
- Tiainen, M. & Kähkönen, Y., 1994.* Geochemistry of the Paleoproterozoic andesitic to rhyolitic arc-type metavolcanic rocks of Haukkamaa, Kuru, central Finland. Sivut 29 - 44 teoksessa M. Nironen & Y. Kähkönen (toim.) *Geochemistry of Proterozoic supracrustal rocks in Finland*. Geological Survey of Finland, Special Paper 19.
- Vaarma, M., 1990.* Pohjanmaan liuskevyöhykkeen geologia Evijärven alueella. Julkaisu-maton FL-tutkielma, säilytetään Helsingin yliopiston geologian laitoksella, 101 s.
- Vaarma, M. & Kähkönen, Y., 1994.* Geochemistry of the Paleoproterozoic metavolcanic rocks at Evijärvi, western Finland. Sivut 47 - 59 teoksessa M. Nironen & Y. Kähkönen (toim.) *Geochemistry of Proterozoic supracrustal rocks in Finland*. Geological Survey of Finland, Special Paper 19.
- Vaasjoki, M., 1994.* Valijärven hapen vulkaniitti: minimi Hämeen liuskejakson iäksi. *Geologi*, 46, s. 91 - 92.
- Vaasjoki, M. & Lahti, S., 1991.* Zircon U-Pb age determinations from the Mustajärvi area, western Finland. Sivut 49 - 52 teoksessa S. Autio (toim.) *Current Research 1989 -1990*. Geological Survey of Finland, Special Paper 12.
- Vaasjoki, M. & Sakko, M., 1988.* The evolution of the Raahe-Ladoga zone in Finland: isotopic constraints. Sivut 7 - 32 teoksessa K. Korsman (toim.) *Tectonometamorphic evolution of the Raahe-Ladoga zone*. Geological Survey of Finland, Bulletin 343.
- Viluksela, A., 1994.* Geochemistry of calc-alkaline metavolcanic rocks in the Parikkala-Punkaharju area, southeastern Finland. Sivut 61 - 69 teoksessa M. Nironen & Y. Kähkönen (toim.) *Geochemistry of Proterozoic supracrustal rocks in Finland*. Geological Survey of Finland, Special Paper 19.
- Väisänen, M., Hölttä, P., Rastas, J., Korja A. & Heikkinen, P., 1994.* Deformation, metamorphism and deep structure of the crust in the Turku area, southwestern Finland. Sivut 35 - 41 teoksessa M. Pajunen (toim.) *High temperature - low pressure metamorphism and deep crustal structures*. Geological Survey of Finland, Guide 37.
- Welin, E., 1987.* The depositional evolution of the Svecofennian supracrustal sequence in Finland and Sweden. *Precambrian Research*, 35, s. 95 - 113.