

SUOMEN GEOLOGINEN KARTTA 1: 100 000
GEOLOGICAL MAP OF FINLAND 1: 100 000

KALLIOPERÄKARTTOJEN SELITYKSET
EXPLANATION TO THE MAPS OF
PRE-QUATERNARY ROCKS

LEHDET 1823 ja 1842
SHEETS 1823 and 1842

Jyrki J. Lehtovaara

Kilpisjärven ja Haltin kartta-alueiden kallioperä

Summary: Pre-Quaternary rocks of the Kilpisjärvi and Halti
map-sheet areas

GEOLOGIAN TUTKIMUSKESKUS
GEOLOGICAL SURVEY OF FINLAND

ESPOO 1995



SUOMEN GEOLOGINEN KARTTA — GEOLOGICAL MAP OF FINLAND

1 : 100 000

Kallioperäkarttojen selitykset, lehdet 1823 ja 1842

Explanation to the maps of Pre-Quaternary rocks, sheets 1823 and 1842

Jyrki J. Lehtovaara

**KILPISJÄRVEN JA HALTIN KARTTA-
ALUEIDEN KALLIOPERÄ**

**Summary: Pre-Quaternary rocks of the Kilpisjärvi and Halti
map-sheet areas**

Geologian tutkimuskeskus — Geological Survey of Finland

Espoo 1995

Lehtovaara, J.J. 1995. Kilpisjärven ja Haltin kartta-alueiden kallioperä. Yhteenveto: Pre-Quaternary rocks of the Kilpisjärvi and Halti map-sheet areas. *Suomen geologinen kartta 1 : 100 000. Kallioperäkarttojen selitykset, Lehdet 1823 Kilpisjärvi ja 1842 Halti.* 64 sivua, 29 kuvaa ja 2 taulukkoa.

Kilpisjärven ja Haltin kartta-alue sijaitsee Luoteis-Lapissa aivan Suomen Käsivarren kärjessä. Pääasiassa Ruotsin ja Norjan puolella sijaitseva Kaledonidivuoristo ulottuu alueen luoteisosaan ja tämän kaakkoispuolella paljastuu arkeinen pohjagneissikompleksi.

Pohjagneissi koostuu etupäässä granodioriittisista kivistä ja pieneltä osin vulkaniiteista ja kiillegneissistä. Sitä leikkaa myös parvi NW - SE-suuntaisia proterotsooisia uraliittidiabaasijuonia.

Jopa 2 Ga:n pituista eroosiota edustava epäyhteneväisyypinta erottaa päällä makaavan kaledonidipeitteen pohjagneissistä. Kaledonidien alin tektonostratigrafinen yksikkö, Dividal-ryhmä, alkaa pohjakonglomeraattilla, josta aines ylöspäin siirryttäessä hienonee savikiveksi saakka. Tämän autoktonisen yksikön päälle on kaledonisissa ylityönnoissa lähietäisyydeltä länsiluoteesta siirtynyt Jerta-laatan sedimenttikiviä: saviliusketta, sinikvartsittia ja dolomiittia.

Tämän päälle on työntynyt Kaledonidien varsinainen pitkämatkainen Alloktoni, johon kuuluvat kaikki Suomen alueen kolme ylityöntölaattaa. Näitten paikoilleen asettuminen on tapahtunut Finnmark-vaiheessa, joka ajoittuu myöhäiskambrin - varhaisordovikin ikäiseksi.

Suomen puolella alin työntölaatta on Nalganas-nappe, joka monotonisesti koostuu arkoosikvartsittista ja leikkaa terävästi alla olevia yksiköitä. Seuraavana oleva Nabar-laatta on litologisesti vaihteleva vaaleitten gneissien ja amfiboliittisten kivien luonnehtima yksikkö, joka ylinnä päättyy granaattikiilleliuskeeseen. Ylin nappe, Vaddas-laatta, on ilmeisesti vasta siluurikaudella sijoittunut paikalleen kaledonidipoimutuksen päävaiheessa, jota sanotaan Skandi-vaiheeksi. Sen muodostaa alinna juonigabroseuranto sulkeuminaan sillimaniittigneissia, josta intruusion lämpö on synnyttänyt pienen määrän palingeenista graniittia. Kumulaattirakenteinen duniitti-troktoliitti-oliviinigabroseuranto päättää tämän yksikön sekä samalla Kaledonidit Suomen puolella. Oliviinigabrolle on saatu U/Pb-ikä 434 - 445 Ma ja graniitille 425 Ma, jotka juuri osoittavat tämän laatan nuorempaa ikää.

Suomenkielisen tekstin lisäksi karttalehtiselostuksessa on englanninkielinen yhteenveto; kuva- ja taulukkoktekstit ovat kaksikielisiä.

Jyrki J. Lehtovaara
Valpuri Innamaan katu 5 A 29
FIN-20610 Turku
FINLAND

ISBN 951-690-612-5

Vammalan Kirjapaino Oy 1996

Lehtovaara, J.J. 1995. Kilpisjärven ja Haltin kartta-alueiden kallioperä. Summary: Pre-Quaternary rocks of the Kilpisjärvi and Halti map-sheet areas. *Geological map of Finland 1 : 100 000. Explanation to the maps of Pre-Quaternary rocks, Sheets 1823 Kilpisjärvi and 1842 Halti.* 64 pages, 29 figures, and 2 tables.

The Kilpisjärvi and Halti map-sheet areas are located in the north-westernmost corner of Finnish Lapland. They are made up of rocks of a Caledonian cover in the NW and Archaean basement in the SE.

The Archaean SE part of the area consists mainly of gneissose granodioritic rocks with lesser mafic volcanics and mica gneisses. A swarm of NW-SW aligned Palaeoproterozoic uraltite diabases cross-cuts the Archaean rocks.

An unconformity representing a hiatus of up to two Ga of erosion separates the overlying Caledonian basal sedimentary unit, the Dividal Group of latest Proterozoic - Cambrian age, from the basement. The Dividal Group starts with a basal conglomerate and fines upwards to shales. On top of this autochthonous unit are situated sedimentary rocks of the Jerta Group: slates, blue-grey quartzites, and dolomites, which were pushed slightly to the ESE in Caledonian overthrusts.

The far-transported Caledonide Allochthon proper was emplaced from the WNW above the sedimentary rocks, which took place here in the Finnish territory apparently in the early, Finnmarkian phase of the Caledonian overthrusts during late Cambrian - early Ordovician time. The Finnish pile of nappes consists of three flat-lying overthrust nappe units.

The lowermost of them is the Nalganas Nappe that, with a sharply cutting sole thrust, planed the sedimentary pile underneath. It monotonously consists of arkose quartzites. Its overlying thrust sheet is the Nabar Nappe the lithology of which ranges from sericite quartzites to mica gneisses and from various amphibolites to pegmatitic granite and is topped with a homogeneous sequence of garnet mica gneiss. The uppermost nappe consists of a succession of dyke gabbro, with sillimanite gneiss inclusions, and cumulate dunite-troctolite-olivine gabbro with some zoisite amphibolite. This unit, the Vaddas Nappe, is still in the Norwegian tectonostratigraphic classification called the Corrovarre Nappe, denoting a Finnmarkian age. However, radiometric dating during the current mapping gave younger, approximately Silurian ages about 434 - 445 Ma from the dyke gabbro and 425 Ma from a palingenic granite body next to the lower contact of the dyke gabbro unit, thus placing this nappe to belong to the main Scandian phase of Caledonide development.

The text is in Finnish, with the figure captions, table legends and the summary in English.

Key words (GeoRef Thesaurus AGI): areal geology, explanatory text, bedrock, sedimentary rocks, nappes, Caledonides, Ordovician, Cambrian, Archaean, Halti, Kilpisjärvi, Enontekiö, Finland

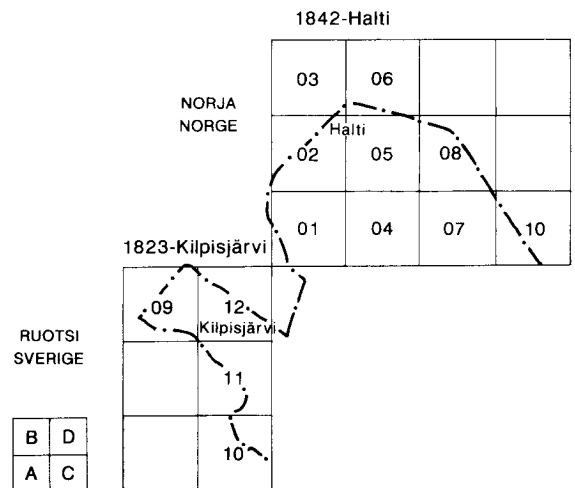
Jyrki J. Lehtovaara
Valpuri Innamaan katu 5 A 29
FIN-20610 Turku
FINLAND

ISBN 951-690-612-5

SISÄLLYSLUETTELO–CONTENTS

Johdanto	7
Pinnanmuodostus ja kallioperän paljastuneisuus	9
Kallioperän yleispiirteet	11
Arkeiset kivilajit	16
Pohjagneissikompleksi	16
Kiillegneissi	17
Emäksinen metavulkaniitti	18
Intermediäärinen ja hapan metavulkaniitti	19
Granodioriitti	20
Montsograniitti	21
Graniitti ja graniittipegmatiitti	22
Proterotsooiset kivilajit	22
Uraliittidiabaasi	22
Kaledonidien kivilajit	24
Sub-kaledoninen epäyhnteneväisyypinta	24
Dividal-ryhmän sedimenttikivet	24
Pohjakonglomeraatti	24
Hiekkakivi	26
Savikivi	27
Jerta-laatan sedimenttikivet	28
Sinikvartsiitti	28
Saviliuske	30
Dolomiitti	30
Alunaliuske	33
Nalganas-ylityöntöpinta	33
Nalganas-laatan kivet	34
Arkoosikvartsiitti	34
Amfiboliittijuoni	37
Nabar-ylityöntöpinta	38
Nabar-laatan kivet	38
Serisiittikvartsiitti	38
Muskoviittigneissi	39
Amfiboliitti	40
Kiillegneissi ja granaattikiillegneissi	40
Pegmatiittinen graniitti	42
Vaddas - Corrovarri-ylityöntöpinta	43
Vaddas-laatan kivilajit	43
Sillimaniittikiillegneissi	43
Zosiittiamfiboliitti	44

Duniitti	45
Oliviinigabro	48
Gabro	48
Graniitti	49
Isotooppitutkimuksia	50
Tektoninen ja metamorfinen kehityskulku	51
Taloudellisia viitteitä	53
Geologisia tutkimuskohteita	53
Pohjagneissikompleksi	55
Kaledonidit	56
Summary: Pre-Quaternary rocks of the Kilpisjärvi and Halti map-sheet areas	59
Major features	59
Archaean basement rocks	59
Rocks of the Caledonides	60
Tectonic and metamorphic features	61
Viitteet — References	62



1 : 100 000 ja 1 : 20 000 karttojen lehtijaot.
 Division of the 1 : 100 000 and 1 : 20 000 maps.

JOHDANTO

Kilpisjärven ja Haltin kallioperäkarttalehtien 1823 ja 1842 (Lehtovaara, 1994 a, 1994 b) koko alue kuuluu Enontekiön kuntaan ja sijaitsee aivan Suomen Käsivarren luoteiskärjessä. Kummankin karttalehden kartoitetut pinta-alat ovat pieniä (Halti 600 km² ja Kilpisjärvi 200 km²). Molemmat rajoittuvat Norjaan ja Kilpisjärven lehti myös Ruotsiin. Alueen kattavat Suomen geologisen yleiskartan lehti B2 Enontekiö, joka on julkaistu v. 1959, ja sen karttalehtiselostus (Matisto, 1969).

Ensimmäinen suomalainen tutkimus alueella tehtiin jo kesällä 1889, jolloin kultaa etsivä geologi H. Stjernvall (1891) laati Käsivarren luoteisosasta yleispiirteisen geologisen kartankin. V. Tanner (1915) esitti kaledonidialueesta myös pienimittakaavaisen kartan, yksityiskohtaisten Pohjois-Fennoskandian kvartaari-geologisten tutkimustensa yhteydessä, mutta kuvasi muuten kallioperää tuskin ollenkaan. Yleiskarttalehden kartoitustyöt tehtiin 1950-luvun alkuvuosina yhden kenttäkartoittajan voimin tässä kyseessä olevalta alueelta. Matiston (1969) selityksen mukaan kartan piirtäminen kaledonidialueella tukeutui pitkälti myös H. Hausenin kartoitustuloksiin, jotka pohjautuivat hänen Kaledonidien reuna-alueille ja Haltille vuosina 1933 ja 1934 suuntaamiinsa tutkimusretkiin (Hausen 1941, 1942).

Oma tutkimukseni alkoi Turun yliopistosta käsin kesinä 1979 ja 1980 lyhyillä tutustumiskäynneillä Kaledonideille Geologian tutkimuskeskuksen (GTK) myötävaikutuksella. Varsinaisesti pääsin kartoittamaan aluetta kesästä 1983 alkaen Turun yliopiston ja Geologian tutkimuskeskuksen välisen yhteistyösopimuksen perusteella Haltin kallioperäkarttalehden 1842 laatimiseksi. Töitä jatkettiin lyhyehköin kenttäkausin (2 vk - 2 kk) osin kesään 1990 saakka. Kesästä 1988 alkaen kartoitus aloitettiin myös kallioperältään samankaltaisella lounaispuolisella karttalehdellä 1823 Kilpisjärvi, jonka osalta kenttätyöt revidointeineen valmistuivat kesällä 1993. GTK osoitti vuosittain kartoitukseen myös yhden kenttäapulaisen. Kesinä 1991 - 1993 työskentelin myös yksinäni.

Koska alueella on vain yksi maantie, ja se on aivan Käsivarren lounaisreunassa, meno Haltin karttalehtialueelle oli hoidettava lentokuljetuksin maantieltä aina 30 - 50 km päähän maastoon. Majoituksessa päästiin tukeutumaan Rajavartiolaitoksen ystävällisesti käyttööni antamiin partiomajoihin. Majoitusapua saatiin myös Posti- ja telehallituksen sekä Metsähallituksen paikallisista

huoltotuvista. Kilpisjärven lehden kartoituksessa tukikohtana voitiin käyttää paikallista Helsingin Yliopiston biologista kenttäasemaa.

Kartoitusta jouduttiin tekemään siis erillisistä maastotukikohdista käsin niitten ympäristöön ja varsin lyhyinäkin jaksoina. Tämän johdosta kenttätöskentelyn systemaattisuus ei ollut kovin suuri. Niinpä seuraavassa kartoittajaluettelossa ei voida vääryyttä tekemättä osoittaa kuin muutamia eri kartoittajien nimikkoalueita. Jos sellainen on mainittu, on oma kenttätöosuuteni ollut siellä erittäin vähäinen.

Haltin lehteä olen kartoittanut kesinä 1983 - 1990, minkä lisäksi työhön ovat osallistuneet seuraavat: P. Sipilä (1983 Haltin - Ridnin alue), K. Salonen (1984 Kovdoskaksi), J. Vilen (1985), J. Nurmi (1986 Kahperusvaarat, 1988), J. Kauhanehanen (1987 luoteislaita), E. Toivakka (1989) ja J. Vuokko (1991).

Kilpisjärven lehteä kartoitin v. 1991 - 1993, minkä lisäksi alueella kartoittivat J. Nurmi (1988), P. Finnäs (1988) ja E. Toivakka (1990).

Kartoituksen yhteydessä alueella on vierailut joukko ulkomaisia ja kotimaisia tutkijoita: K. B. Zwaan, P.-G. Andreasson, D. Gee, K. Sundblad, H. Idman ja T. Koistinen, joitten geologinen asiantuntemus on selvästi edesauttanut työskentelyäni. Kartoituksen aikana olen julkaissut alueelta selvityksiä sen yleisluonteesta sekä joistakin erilliskysymyksistä (Lehtovaara, 1982, 1984, 1986 a, 1986 b, 1987, 1988, 1989, 1991; Lehtovaara ja Sipilä, 1987) ja P. Sipilä on, myö-



Kuva 1. Saanatunturi on Käsivarren Yliiperän alueen kallioperän tunnusmerkki. Sen alla on vanha, prekambriinen pohjagneissikompleksi. Saanan rinteessä ja törmässä on näkyvissä paikallista savi-liuskelohkareikkoa sedimenttikerrosten verhona, ja tunturin kattaa kova arkoosikvartsiitista koostuva ylityöntölaatta tunturin laella.

Fig. 1. Mt. Saana is the hallmark of the Finnish Caledonian margin area. It rests on a Precambrian basement and, behind the talus blocks, it consists of slates, which are capped by an overthrust sheet of arkose quartzites.

hemmässäkkin kenttätöössään ja julkaisuissaan, keskittynyt Halti - Ridnitšohkkan kompleksiin (Sipilä, 1987, 1989, 1990, 1991, 1992). Käytettävissä on ollut myös Sirkku Lammisen (Halonen, 1988) kartoitusmateriaali Kilpisjärven Salmivaaran alueelta sekä Geologian tutkimuskeskuksen geofysikaalisia mittaus- ym. havaintoja koko kartoitusalueelta. Kemiaalliset analyysit ovat tehneet Tapio Glumoff ja Arja Rannikko Turun yliopistossa, jälkimmäinen Suomen Akatemian rahoituksella. Tämän karttalehtiselostuksen olen tehnyt valmiiksi Geologian tutkimuskeskuksessa Espoossa.

Koko Norjan puoleinen raja-alue on Norjassa kartoitettu mittakaavaan 1 : 50 000, vaikka siitä on painettu vain yksi lehti, Käsivarren itärajalta (Fareth & al., 1977). Tämä materiaali on ollut käytettävissäni Norjassa kartoittavan K. B. Zwaanin avulla ja sen lisäksi hänen kokoamansa Nordreisan karttalehti mittakaavassa 1 : 250 000 (Zwaan, 1988). Lisäksi on tehty joukko norjalaisia erillistutkimuksia (Binns, 1978; Padget, 1955; Skjerlie & Tan, 1961), joissa tutkittu alue ulottuu Suomen rajalle saakka. Ruotsista on olemassa varsin ylimalkainen kartoitus Pältsa-alueelta mittakaavassa 1 : 400 000 (Kulling, 1964). Pyydän esittää parhaimmat kiitokseni tässä kappaleessa mainituille minua työni eri vaiheissa monin eri tavoin auttaneille henkilöille sekä laitoksille ja niitten henkilökunnalle, ennen kaikkea Geologian tutkimuskeskukselle ja sen minua vielä kirjoitusvaiheessa monin eri käytännön toimin auttaneelle Espoon henkilöstölle.

Johdannon lopuksi viittaan kappaleeseen Geologisia tutustumiskohteita (s. 53), jossa on Halti - Kilpisjärven alueen voimakkaan turismi- ja retkeilyluonteen johdosta esitelty geologisia kohteita ja niiden saavutettavuutta tavanomaista perusteellisemmin.

PINNANMUODOSTUS JA KALLIOPERÄN PALJASTUNEISUUS

Haltin ja Kilpisjärven kartta-alueilla sijaitsevat Suomen korkeimmat ja lähes kaikki 1 000 metriä ylittävät huiput Haltista (1328 m) Saanatunturiin (1029 m). Kilpisjärven pinta, 473 m mpy, on puolestaan kartoitusalueen matalin. Paikalliset korkeuserot saattavat alle viiden kilometrin matkalla yltää puoleen kilometriin, kuten Kovddoskaisin etelärinteillä (lehdellä 1842 02C) tai Saanalla (kuva 1). Aivan pystysuoria pahtatörmä alueella on myös runsaasti suurissa tunturilaaksoissa, kuten Urtasvankkassa (1842 02A) sekä etenkin ns. Kaledonidi-törmässä, 'Caledonian Front' (kuva 2), joka sijoittuu molempien karttalehtien alueille itäkoillisuuntaisena Saanalta (1823 12A) Pumbovarrille (1842 07B). Tällaiset pahtatörmät voivat olla kymmenien metrien korkuisia ja vaarallisia kiipeilijälle. Peruskallioalueen korkeusvaihtelut Kaledonidien kaakkoispuolella ovat suhteellisesti vähäisempiä, mutta nekin voivat olla vielä satojen metrien suuruisia. Siellä tunturit vain ovat keskimäärin matalampia, mutta silti yleisen reliefinsä vuoksi vielä hyvin 'vuoristoisia'.

Kallion paljastuneisuus on Kaledonideilla yleensä hyvä. Tunturien rinteillä ja osin laillakin on vaakaa-asentoisia liuskepintoja paljastuneena havainnoinnin kannalta riittävästi. Kuitenkin kallion päällimmäiset liuskelaatat ovat hyvin

usein routimisen liikahtuttamia. Laaksojen pohjilla ovat purot yleensä myös paljastaneet alla olevaa kalliota koskipaikoista kohtuullisesti näkyviin.

Laakeimmilla peruskallion alueilla paljastuneisuus on joskus varsin heikkoa, ja itse paljastumat ovat haittaavalla tavalla jäkälöityneitä. Usein täälläkin voidaan paikallisesta rakasta vielä varsin todennäköisesti päätellä kiintokallion kivilajit. Missään ei kuitenkaan paljastumattomuudesta aiheutunut kovin suurta pulmaa kartan laadinnalle, paitsi Kilpisjärven lehdellä Kolmen valtakunnan rajapyykin läheisyydessä (1823 09A ja C). Siellä moreenipeite on häiritsevän yhtäjaksoinen ja jatkuu haittaavana vielä Ruotsin ja Norjan puolelle, ja näin se ehkäisee näidenkin alueiden kallioperätietojen hyväksikäytön.

Jo edellä mainituissa Kaledonidi-törmän jyrkänteissä on seinämän ja samalla paljastumisen syntysyynä ollut erittäin loiva-asentoisten ylityöntöliuskelaattojen voimakas pystylustamainen poikkirakoilu.

Kallioperän kivilajeilla ei puolestaan näytä olleen erityistä merkitystä tunturien ja pienempien kohoamien huippujen syntymisessä. Kaledonidi-alueella on enimmäkseen samantapaisia kovia happamia liuskeita, monesti arkoosikvartsiittisia huippuja muodostamassa. Peruskallioalueella huippuja muodostavat tavallisesti erilaiset happamahkot syväkivilajit. Itse Halti (1842 06A) koostuu kuitenkin oliviinipitoisista ultramafis-mafisista kivilajeista, jotka kestävät huonosti kemiallista rapautumista (Hausen, 1941; Böe, 1976; Sipilä, 1991). Oliiviinin



Kuva 2. Näkymä Porojärven laaksossa Kaledonidi-törmän (vasemmalla) suuntaan. Taivaanranta heti törmän jälkeen on suunnilleen prekaledonisen kulutuspinnan tasossa.

Fig. 2. View along the Caledonian Front in Porovuoma valley. The horizon just below the precipice still roughly follows the pre-Caledonian erosion surface.

liuetaessa rauta hapettuu ja se on aiheuttanut seudun kallioille tunnetun ruosteensuskean pintavärin, joka näkyy jo etäältä. Onpa vielä karttalehtien väliin jäävällä pienellä Kaledonidi-alueen suikaleella (lehdellä 1841) erään pikku huipun kivilaji dolomiittia, joka ei myöskään ole kemiallista tai mekaanista kulutusta mitenkään hyvin kestävä kivilaji.

Haltin lehden eteläosan korkokuva luonnehtii itä-länsisuuntainen kilometrin levyinen ja yli kymmenen kilometriä pitkä Porovuoman laakea laakso (1842 04 ja 07), jonka syntyyn näyttäisi jo peruskallion prekaledoninen ruhjoutuminen ratkaisevasti vaikuttaneen (Tanner, 1936). Päälle työntyneissä Kaledonidien ylityöntölaatoissa ei voida enää nähdä tämän vanhan deformaation vaikutusta. Sen sijaan Kaledonidi-alueen pinnanmuodot yleensä kuvastavat erityisen voimakkaasti glasiaalieroosion vaikutusta pitkin, eri suuntaisine U-laaksoineen ja vähäisempine onsilo- ym. kulutuspiirteineen (Kujansuu, 1967). Itse Kilpisjärven luoteis-kaakkoisuuntainen allas on myös mannerjätikön voimakkaan uurtamistoiminnan seurauksena muodostunut (Tanner, 1907), ja sen reunoille on kerrostunut tavallista paksummalti moreenipeitettä.

Lopuksi paljastuneisuuteen käytännössä vaikuttavat myös kaikkein korkeimmilla ja sulamisen kannalta suojatuilla alueilla viipyvät lumikentät, jotka säilyvät pitkälti heinäkuuhun tai jopa ympärivuotisesti. Aivan ylimpiä lumikenttiä lukuun ottamatta niistä mitkään eivät kuitenkaan liene kovin monivuotisia, koska umpijäisiä ne eivät näytä olevan eivätkä ne liiku.

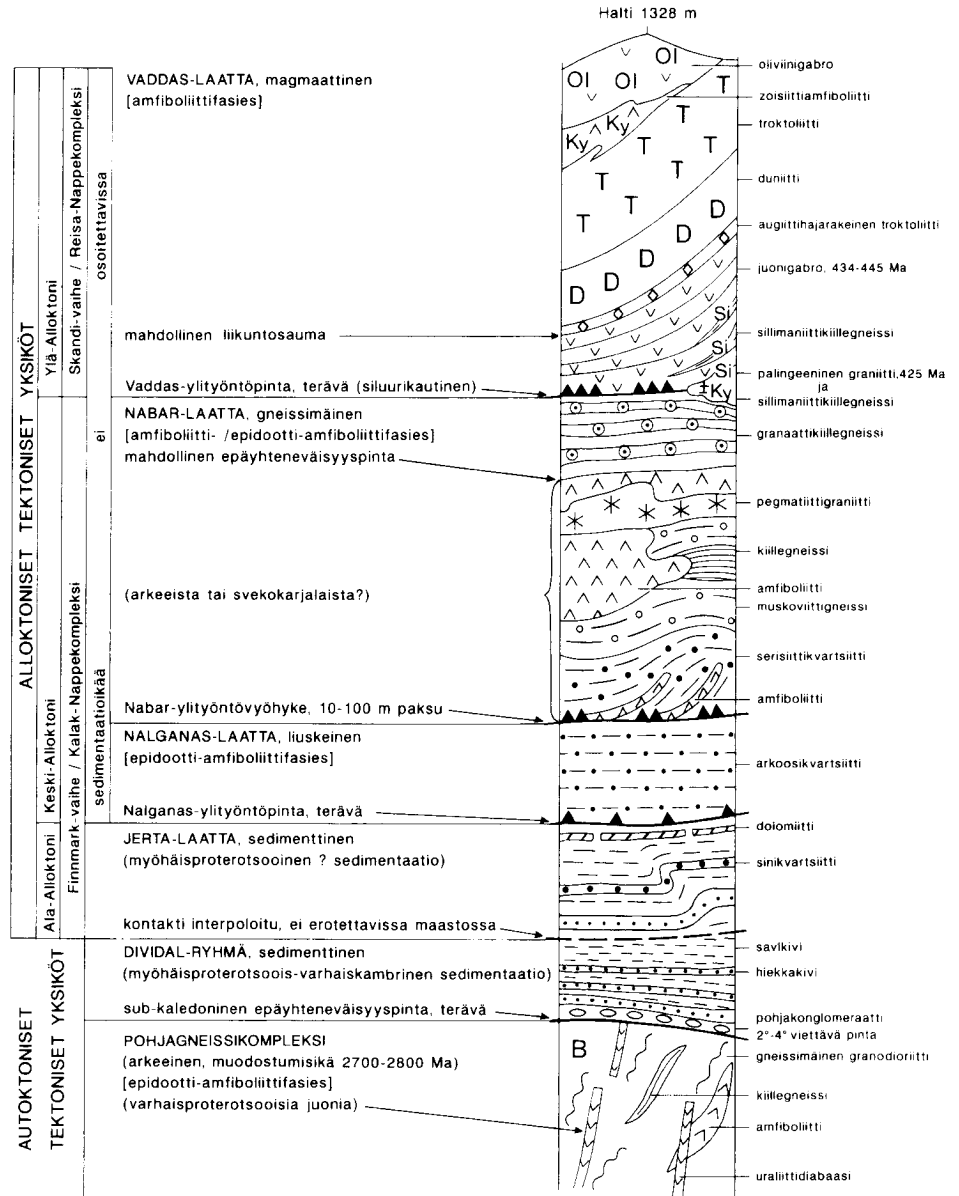
KALLIOPERÄN YLEISPIIRTEET

Erikoispiirteen karttalehtialueitten kallioperään (ks. myös kuvan 3 kaaviota) muodostaa Suomessa vain täällä esiintyvä, nykyasemaansa uudesti kohonnut ja muuta kallioperäämme paljon nuorempi Kaledonidi-vuorijono. Se on vain pieni osa koko Skandinavian Köli-vuoristoa, joka kartoitusalueesta kattaa luoteispuolikkaan. Rakenteellisen pohjan sille muodostaa kaakossa arkeinen gneissimäinen peruskallio, joka puolestaan ei mitenkään poikkea kivilajeiltaan tai rakenteeltaan muun Suomen kallioperästä. Tämä pohjagneissialue ei myöskään ole erikoisemmin Kaledonidi-poimutuksessa ruhjoutunutta eikä uudesti kiteytynyttä, 'kaledonisoitunutta' (Matisto, 1969).

Kartta-alueiden kaakkoisosissa kallioperä on siis vanhinta, nykyisissä kartoissa yleisesti arkeiseksi ymmärrettyä, kuten Pohjoiskalotti-projektin kallioperäkartassa (Silvennoinen, 1987). Vielä Matiston (1969) mukaan se oli synnyltään svekofennistä ja siis vain proterotsooisesta ikästä. Hänelläkin tosin oli selostuksessaan mainittuna eräs arkeinen ikä (GTK:n ajoitusnumero A180). Se oli saatu Ropinsalmelta, jonne pohjagneissimäinen kallioperä jatkuu n. 50 km päästä Kaledonideilta saakka. Muun muassa Idmanin ja Eilun (1988) mukaan lähi-alueilta Ruotsin puolelta saadaan useita arkeisia ikäyksii. Heidän näytteensä Järämän Palovaaralta, noin 100 km kaakkoon Kilpisjärveltä, antoi myös arkeisen iän 2 735 Ma.

Täällä sijaitsevaa kaledonidisen vuorijonon kaakkoista reunavyöhykettä luon-

nehtivät lähes vaaka-asentoiset ylityöntölaatat ja niiden alla olevat sedimenttikivet, jotka yhdessä muodostavat jo mm. Hausenin (1942) mainitseman silmiinpistävän geologisen rakenne-elementin. Koko Skandinavian Kaledonideja ajatellen Suomen osa niistä on häviävän pieni, kun taas Norjan kallioperästä kuuluu niihin suoraan vähintään kolmannes. Suuren osan muustakin Norjasta katsotaan kokeneen enemmän tai vähemmän voimakkaan tektonisen kaledonisoitumisen.



Kuva 3. Tektonostratigrafinen pylväsesitys kartta-alueiden kallioperän yleisestä rakenteesta ja kivilajeista.

Fig. 3. Tectonostratigraphical column and rock types of the bedrock in the map-sheets area.

kun vuorijono poimuttui noin 400 - 500 Ma sitten. Eroosio kulutti sittemmin Kaledonidit paljon nykyistään vuoristoa matalammaksi, mutta tertiääriikauden alussa Pohjois-Atlantin syntyessä meren itärannikot kohosivat kilometrin verran. Sen johdosta eroosio pääsi taas voimistumaan, ja tästä kehityksestä on peräisin Skandinavian Kaledonidien uusi, postuuminen muodostuminen vuoristoksi.

Näin muodoin kartoitusalueella **arkeinen pohjagneissialue** on selvästi sen vanhin osa, yksittäisistä iänmääryksistä ekstrapoloiden 2 700 - 2 800 Ma:n ikäinen. Sen kivilajit ovat enimmäkseen vaihtelevan gneissimäisiä granodioritteja, osin tonaliittisia ja graniittisiaakin. Ne voivat olla alun perin pintasyntyisestä materiaalista perusteellisesti uudesti kiteytymällä muodostuneita, mutta primääripiirteitä ei ole enää havaittu. Mukana on myös jonkin verran amfiboliittisia ja selvemmin kiillegneissimäisiä, välikerrosmaisia sulkeumia. Kilpisjärven lehdellä on yksi laajempikin selkeästi emäksisten ja intermediäärinen vulkaniittien jakso, joka on pohjagneissin pohjoisosassa Salmivaaran (1823 10A) alueella ja siitä pohjoiseen.

Pohjaneissialueen kivilajeja leikkaa sarja iältään todennäköisesti **proterotsooisia uraliittidiabaasijuonia**, joita tavataan alueelta melko runsaasti keskimäärin kaakko-luodesuntaisina. Kallion pinnalla ne yleensä sijaisevat joko lähiympäristöstään vähän korkeammalle kohoavina kumpuina (kuva 4) taikka sitten sitä matalammalle kuluneina. On kuitenkin huomattava, että juonien ikä on tässä vain otaksuttu proterotsooiseksi niiden leikkaussuhteen ja yleisen aseman perusteella.



Kuva 4. Proterotsooinen uraliittidiabaasijuoni kohoaa noin metrin verran tunturin muuta pintaa korkeammalle.

Fig. 4. Proterozoic dyke of uralite diabase rises about a metre above the general surface of the fjell.
Ailakkavaara, 1823 11D; x = 7658,00, y = 1499,30.

Kaledonidi-alue muodostaa kartta-alueiden pääyksikön, joka voidaan vielä jaotella nykyisen käytännön mukaisiksi alayksiköiksi seuraavasti:

Dividal-ryhmän sedimenttikivet muodostavat Kaledonidien kaikkein alimman, autoktonisen osan. Kerrostumaseuranto alkaa pohjakonglomeraatilla, joka edustaa pitkän rapautumiskauden alimpia kerroksia, iältään aivan prekamrisen ajan lopusta. Pohjakonglomeraattia seuraa hiekkakivi, johon tulee vähitellen yhä enemmän savikiveä mukaan. Kerrostumien ikä on yläosissa jo kambrista, ja ne sisältävät joitakin fossiileja. Tästä lienee peräisin Suomessa vielä joskus terminä käytetty ns. kambrosiluuri. Nimityksellä on kuvattu jopa koko Kaledonidi-alueitamme (Matisto, 1969). Tähän yksikköön kambristen sedimenttikivien päälle kuuluvia ordovikikerrostumiakin todella esiintyy vielä jossain Norjan puolella Dividal-ryhmässä, mutta siluurisia patjoja ei enää sielläkään. Tämän stratigrafisen termin käyttö lieneekin perua peräti viime vuosisadalta, ennen kuin termi ordovikikausi otettiin käyttöön geologiseen nimitykseen lisäyksiköksi kambrin ja siluurin välille. Suomen Kaledonideilta ei siis kambria nuorempia kerrostumia ole lainkaan tavattu. Muut päällä olevat Kaledonidi-laatat taas ovat täysin metamorfoituneita kovia liuskeita, joista ei enää ole voitu tavata mahdollisia alkuperäisiä fossiileja. Niitten sedimentoitumisikiä ei ole voitu määrittää, mutta valtaosa liuskeista lienee muita kuin Dividal-ryhmän ikäisiä.

Pääosa Kaledonideistamme ei poikkea kivilajeiltaan mitenkään muun Suomen kallioperästä. Vain Dividal-ryhmässä on fossiilipitoisia sedimenttikiviä.

Kivettymisaste kasvaa sedimenttiseurannossa ylöspäin, ja seuraavaan yksikköön, *Jerta-laattaan*, tultaessa on sen vaihtuminen vähittäistä. Savikiven (shale) sijaan tulee hiukan kovempaa saviliusketta (slate). Samoin hiekkakivi vaihtuu ns. sinikvartsiitiksi, joka yleensä on jo selvemmin uudesti kiteytyntä ja hyvin näkyvästi poimuttunutta. Tämän yksikön yläosissa esiintyy dolomiittia, joka myös on hiukan tektonisoitunutta, sen vuoksi että Kaledonideja ylempänä karakterisoivat ylityönnöt, ja ne ovat jo vähäsen alkaneet siirtää myös Jerta-kerrostumia pois niitten alkuperäisiltä kerrostumispaikoilta. Saviliuskeessa paikallisesti esiintyvä hiilipitoinen versio on tunnistettu alunaliuskeeksi (Lehtovaara 1986b). Jerta-yksikkö erotettiin aikaisemmin ns. par-autoktoniseksi laataksi, mutta nykyään se lasketaan skandinavisisessa jaottelussa lähinnä alimpiin alloktionisiin yksiköihin (kuva 3) kuuluvaksi (Gee & Sturt, 1985).

Seuraavaksi ylöspäin mentäessä ovat selvästi alloktionisten yksiköiden laatat, jotka ovat ylityöntyneet jopa satoja kilometrejä länsiluoteesta nykyisille sijoilleen. Näistä ensimmäiseksi Jertan päälle tulee *Nalganas-laatta*. Se on täysin metamorfinen arkoosikvartsiittipeite, jonka alapuolinen pohjasiirros on yleensä aiheuttanut erittäin terävän litologisen muutoksen. Tämä kivi on Hausenin terminologian (1942) mukaisesti laajalti tunnettu ns. tunturiliuskeen nimellä, mutta nimen käytöstä on sen epämääräisyyden vuoksi syytä luopua. Arkoosikvartsiitti on rakenteeltaan jo erittäin voimakkaasti liuskeista ja selvästi myloniittiutunutta. Tämän yksikön alla siis kulkee useimmiten selvä raja Kaledonidiemme autoktonisen ja alloktionisen osan välillä (kuva 5). Arkoosikvartsiitit ovat ilmeisesti alkuperältään Jerta-laatan sinikvartsiitteja ja saviliuskeita vastaavia, jotka ylityönnöissä ovat pitkälti homogenisoituneet, ja osaksi protoliittina

lienee myös ollut sedimenttikivien alainen pohjagneissi. Ikä saattaisi olla sama kuin Jerta-yksiköllä, joka norjalaisten tutkimusten mukaan (Zwaan & Gautier, 1980) voisi olla jopa hieman vanhempi kuin Dividal-ryhmä.

Seuraavaksi ylöspäin tultaessa on ylityöntölaatoista *Nabar-laatta*. Se yhdessä Nalganasin kanssa lasketaan kuuluvaksi keskiseen alloktoniin (Gee & Sturt, 1985). Laatan alaosassa on amfiboliittia liuskeitten joukossa. Samalla yleinen vaaka liuskeisuus muuttuu selvästi jyrkemmäksi ylityöntökontaktin lähellä. Nabar-laatassa kivilajivaihtelu on jo huomattavasti runsaampaa kuin alempana. Arkoosikvartsiittien sijaan on tullut serisiittikvartsiitteja. Hiukan ylempänä tulee karkeampirakeisia muskoviittigneissejä sekä kiillegneissejä ja pegmatiittia. Laatan ylimpään osaan on muodostunut lopuksi varsin homogeeninen granaattikiillegneissiseuranto. Tämän ylityöntölaatan muskoviittigneissien ja amfiboliittien kaltaista ainesta on Norjassa tehdyissä tutkimuksissa pidetty pohjasta Kaledonideihin ylityönnöissä mukaan höyläytyneinä selvästi vanhempina 'karjalaisina' tai jopa 'prekarjalaisina', ts. arkeisina kivilajiseurueina (Zwaan & Roberts, 1978), mutta mitenkään kiistatonta näyttöä asiasta ei ole saatu.

Tektonostratigrafiselta asemaltaan Suomessa kaikkein ylin kaledoninen yksikkö ja samalla hankalin selviteltävä on Haltin karttalehtialueelta tavattu Halti -Ridnitšohkkan mafis-ultramafinen kompleksinen intruusio. Se näyttäisi raken-



Kuva 5. Nalganas-laatan vaaka pohjasiirros (kuvan keskivaiheilla) on tempaissut myös alla olevan Jerta-laatan sinikvartsiittia ylityöntyvään laattaan.

Fig. 5. Horizontal sole thrust of the Nalganas Plate (in the middle) here has reached down enclosing layers of the blue quartzite from the underlying Jerta Plate into the thrust sheet above.
Annjalonji, 1842 04D; x = 7676,94, y = 1516,96.

teellisesti parhaiten kuuluvan jo seuraavaksi ylempään ylityöntölaattaan eli *Vaddas-laattaan* (Lehtovaara, 1984). Silloin se ainoana osana Suomen Kaledonideista kuuluisi vuorijonon siluurikautiseen pääpoimutus- eli Skandi-vaiheeseen. Tämä vaihe toi suurimman osan koko Kaledonidien ylityöntölaatoista nykyisille sijaintipaikoilleen. Vaihe kulmineitui noin 430 Ma sitten. Toisaalta tämän Halti-kompleksista muodostuvan laatan on varhemmin katsottu ja Norjassa katsotaan edelleenkin (Zwaan & van Roermund, 1990), kuuluvan Suomen Kaledonidien kaikkien muiden, alempien laattayksiköiden tavoin Kaledonidien noin 100 Ma:ta vanhempaan kambrikautiseen varhaispoimutus- eli Finnmark-vaiheeseen. Silloin se olisikin rinnastettavissa Norjasta tavattuun vastaavaan kivilajiyksikköön, *Corrovarri-laattaan* (Zwaan, 1988). Tämän kartoituksen yhteydessä meillä suoritettut iänmääritykset, jotka osuvat aikavälille 420 - 450 Ma (Lehtovaara, 1991; ks. tarkemmin s. 50) viittaavat siihen, että kyseessä kuitenkin on Skandi-vaiheen alin laatta.

Rakenteellisessa nykyasemassaan Ridnitšohkka sisältää gabrojuonisarjan, jossa välikerrosmaisesti sekä sen kontaktissa sivukiveen on sillimaniitti- ja granaattipitoista kiillegneissia ja aivan kontaktissa hieman palingeenista graniittia. Tektonostratigrafisesti tämän gabron päällä (Sipilä, 1992) on Haltin differentioitunut duniitti-troktoliitti-oliviinigabrokompleksin muodostama kumulaattisarja, jossa on muuttumistuloksena kyaniittipitoista zoisiittiamfiboliittia. Oliivinigabrosta muodostuu Suomen korkeimman huipun, Halditšohkkan, kivilaji.

ARKEEISET KIVILAJIT

Pohjagneissikompleksi

Karttalehtialueiden kaakkoisosien kallioperän muodostaa iältään arkeeinen pohjagneissikompleksi (kuva 3). Olen tässä yhteydessä käyttänyt sen kaikista kivilajeista yhteisnimitystä pohjagneissi, koska nykyään katsotaan hyvin yleisesti, että näitten alueitten kallioperä vastaa Itä-Suomelle tyypillistä vanhaa kallioperää, kuten Pohjoiskalottikarttaan (Silvennoinen, 1987) on merkitty. Myös radiometriset iänmääritykset tukevat tätä käsitystä (s. 34). Alueen valtakivilajit, erilaiset granitoidit on karttalehtiselostusten käytännön mukaisesti käsitelty seuraavassa omina yksikköinä. Kaledonidien sedimenttipeitteelle pohjagneissikompleksi on myös muodostanut kerrostumisalustan. Pohja ei Matistonkaan (1969) mukaan ole kaledonidideformaatioissa kovin suuresti muuttunut eli kaledonisoitunut, vaan lähinnä vain ruhjoutuminen on lisääntynyt.

Pohjagneissipinta eli vanha sub-kaledoninen kulutuspinna näyttää painuvan loivasti (2° - 4° kaateella) Kaledonidien alle (Hausen, 1942; Lehtovaara, 1985). Norjan tutkijat ovat toisinaan esittäneet (Ramsay & Sturt, 1977; Roberts & Zwaan, 1978), että tätä arkeeista kallioperää olisi leikkautunut vielä joittenkin

ylityöntölaattojen alaosiin, koska Kaledonidien tektonisissa ikkunoissa esiintyy iältään ainakin svekokarjalaiseksi tulkittavaa Kaledonidien pohjan kallioperää. Kuten edellä jo mainittiin, tällaisen kiven iästä ei ole varmaa näyttöä, mutta nämä kivet ovat ulkoasultaankin huomattavan pohjagneissimäisiä ja niiden kiven osuus on myös Suomessa Nabar-laatan pohjaosissa suuri.

Myös Haltin lehdellä näkyy Somaslompolon itäpuolella (1842 08B) pieni tektoninen ikkuna, jossa Jerta-laatan alla on pohjagneissia.

Varsinaisia liuskeita eli kiillegneissia ja amfiboliittia on pohjagneissikompleksissa selvä vähemmistö. Ne esiintyvät sulkeumanluonteisina, joten ne on katsottu granitoidisia kiviä vanhemmiksi. Valtaosan pohjagneissistä muodostavat granitoidiset kivilajit, joista alueella voidaan erottaa kolme päävariaatiota: granodioriitti, montsoniittinen graniitti sekä graniitti, joka useimmiten on pegmatiittista. Nämä puolestaan esiintyvät monenlaisina vaihtumistyyppinä. Granitoidisten kivien sedimenttisestä tai magmaattisesta alkuperästä on kaiken kaikkiaan vaikea päästä mihinkään varmuuteen. Syynä on se, että primaareja sedimenttirakenteita ei ole löytynyt, ja toisaalta kivi on jo migmaattista. Sen erilaiset variaatiot ovat milloin homogeenisia, pilsteisiä tai selvästi raitaisia. Joskus niillä on selviä keskinäisiä leikkaussuhteita, ja toisinaan ne vaihtuvat vähittäin muunlaisiksi.

Pohjagneissin granitoidien päämineraalit ovat plagioklaasi, kvartsi, kali- maasälpä ja biotiitti, joista varsinkin biotiitin määrän vaihtelu on kentällä kivilajinmääritykseen suuresti vaikuttava tekijä. Myös eri kivilajivariaatioiden sisällä sen vaihtelun huomaa. Granaatin puuttuminen on koko pohjagneissille luonteenomaista.

Kiillegneissi

Kiillegneissia esiintyy vain paikoitellen ja pienialaisesti, lähinnä sulkeuma- luonteisena granitoideissa. Kilpisjärven lehdellä Salmivaaran vulkaniittijakson allasmaisessa sisäosassa sitä tavataan hiukan runsaammin. Kiillegneissin kiillemäärässä on erittäin suurta vaihtelua. Joissakin tapauksissa kivi vaikuttaa granodioriittimassan runsaskiilteiseltä muunnokselta.

Matiston (1969) kuvaama ns. Porojärven juovagneissi on myös kiillegneissin selvästi raitainen suonigneissimäinen variaatio. Sen esiintyminen kuitenkin rajoittuu vain Haltin karttalehden itäreunalle, ja keskittyy siellä Valtijoen alajuoksulle (1842 07D). Senkään raitaisuus ei todista esim. primaarikerrallisesta rakenteesta, vaan kivi on lähinnä suonigneissia. Lisäksi tavataan kiillegneissia yksittäisiä haamumaisina luirina granodioriitissa flebiittisen migmatiitin tapaan.

Kiillegneissi on suhteellisen hienorakeista, raekooltaan keskimäärin 1 - 2 mm, ja tämä hienorakeisuus on kentällä yhdessä suuren biotiittimäärän kanssa ollut kriteerinä kivilajin määrittämisessä. Kuten mainittua, on biotiitin määrässä

paljon vaihtelua, aina 20 - 30 %:n pitoisuuksiin saakka. Biotiitin runsaus aiheuttaa kivilajille yleensä voimakkaan liuskeisuuden, mutta myös vähäkiilteisiä muunnoksia on jonkin verran. Kiillegneissin muut päämineraalit ovat plagioklaasi ja kvartsi. Granaattia tavataan vain harvoin, sen sijaan muskoviittia, kloriittia ja vähäsen sarvivälkettäkin esiintyy toisinaan, yleensä biotiitin yhteydessä hiukan runsaammin. Muuttumistuloksena on epidoottia ja varsinaisina aksessoreina titaniittia, apatiittia sekä opaakkeja.

Taulukossa 1 (s. 21) on verrattu kiillegneissin mineraalikoostumusta pohjagneissin granitoideihin. Erot jäävät vähäisiksi.

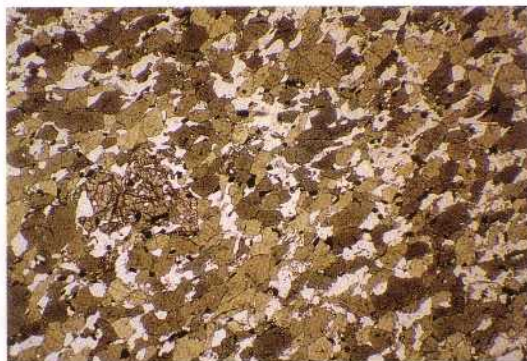
Emäksinen metavulkaniitti

Emäksinen metavulkaniitti tarkoittaa tässä kartoituksessa amfiboliittista kiveä, joka usein on varsinkin Haltin lehdellä niin muuttunutta, ettei ole yleensä ollut mahdollista selvittää kiven alkuperää.

Keskirakeista tai jopa karkearakeista, erittäin *sarvivälkepitoista gneissia* on tavattu Saivaaran kaakkoispuolelta, jossa kivi vaihtuu hornblenditiittimaiseksi (taulukko 2D, nro 23 sivulla 47). Se lienee metamorfoitunut hyvin perusteellisesti ja differentioitunut, joka johti pohjagneissikompleksin osittaiseen sulamiin uudestikiteytymisessä.

Gneissialueella esiintyy *tasarakeista amfiboliittia* (kuva 6), joka on paikallisen liuskeisuuden mukaisina muutaman metrin vahvuisina sulkeumina - tai alun perin välikerroksina - sekä ohuempina raitoina ja luirakkeina. Toisinaan on havaittavissa vaihtuminen kiillegneissiiä kohti, kun sarvivälkkeen osuus vähenee ja biotiitti lisääntyy. Toisinaan taas, etenkin Haltin karttalehdellä on havaittavissa runsaasti paikallista epidoottiutumista, kloriittiutumista ja jopa talkkiutumista. Kivi alkaa tällöin läheta ulkoiseltakin olemukseltaan vihreäliusketta.

Salmivaaran vulkaniittijakso Kilpisjärven lehdellä on alueen suurin erillinen amfiboliittivyöhyke. Jakso kulkee Kilpisjärven karttalehdellä Saanasta etelä-kaakkoon noin kilometrin levyisenä ja viiden kilometrin pituisena vulkaanisena



Kuva 6. Tasarakeista amfiboliittia; suur. 8,2 x, nik. -.

Fig. 6. Even-grained amphibolite; magn. 8.5 x, nic. -.

Pierfejhokka, 1842 04A; x = 7674,99, y = 1513,42.

seuranta (1823 12C ja 11D), ja haarautuu lounaaseen myös itse Salmivaaran niemelle, jonka vulkaniitit ovat jonkin verran muita paremmin säilyneitä. Halosen (1988) kartoituksessa ja tutkimuksessa on keskitytty juuri tähän jaksoon, koska se sisältää pienen, ei-ekonomiseksi todetun kiisuuntuman aivan niemen kärjessä. Täältä voidaan osoittaa melko hienorakeisesta kivistä yksittäisiä *emäksisiä laavapatjoja sekä heittelekerroksia*. Erillisiä breksioita sekä selviä porfyryrisiä rakenteita on myös, mutta näitten kerrosten pitempimatkainen seuraaminen ei ole ollut mahdollista.

Tavallisimman massamaisen emäksisen metavulkaniitin keskimääräinen raekoko on 2 -3 mm, vaikka raekoko voi vaihdella kumpaankin suuntaan. Päämineraaleista sarvivälke on tärkein, ja sen määrä voi nousta paljon yli 50 %. Plagioklaasin määräsuhteet ovat käänteisiä sarvivälkkeeseen nähden, ja yhdessä näiden mineraalien määrä kivessä nousee helposti 95 %:iin saakka. Granaatti joko puuttuu täällä pohjagneissialueella amfiboliitista kokonaan tai sitä on vähän. Opaakkeja mineraaleja tavataan 5 %:n verran, ja magnetiittia ja ilmeniittia on tästä suuri osa. Epidoottia, titaniittia ja karbonaattia esiintyy muuttumistuloksina, ja apatiittia sekä zirkonia tavataan yleensä aksessoreina.

Intermediäärinen ja hapan metavulkaniitti

Salmivaaran vulkaniittijakson länsireunalla tavataan myös intermediaarista metavulkaniittia välikerroksina sekä yhtenäisempinä osina. Kloriitti ja epidootti ovat pitkälle korvanneet kivilajin sarvivälkkeen; plagioklaasia ja kvartssia on enemmän. Heitteleaines on paikoin vallitsevana (Halonen, 1988).

Yhdessä muun vulkaniittijakson kanssa nämä liuskeet pohjoisessa peittyvät Kaledonidisedimenttien alle. Silti tämä liuskeyksikkö on alueella poikkeuksellisen iso ja hyvin säilynyt, ja sen paksuus lienee todennäköisin syy siihen, että se on säilynyt arkeisessa metamorfoosissa ja deformaatiassa näinkin yhtenäisenä. Ailakkavaaran länsirinteen paljastumisista havaitaan, että vulkaniittijakson itäkontakti granodioriittia vastaan on vähittäinen.

Hapanta kvartsivaltaista metavulkaniittia on vain yksi jatkuvampi, noin kymmenen metriä paksu ja pari kilometriä pitkä kerros jakson itäpuolella. Ohuen kerroksen suuri jatkuvuus herättää ajatuksen mahdollisuudesta, että kerros voisi sisältää myös detritaalista sedimenttiainesta.

Näitten metavulkaniittien raekoko on yleensä melko pieni, 1 - 2 mm, ja suuntautuneisuus on etenkin mikroskooppisesti selvä. Päämineraaleja ovat plagioklaasi, kvartsi ja sarvivälke. Myös epidoottia ja kloriittia on vaihtelevassa määrin. Intermediaarisessa kivessä ja happamassa metavulkaniitissa hienorakeisen kvartsin osuus on suuri.

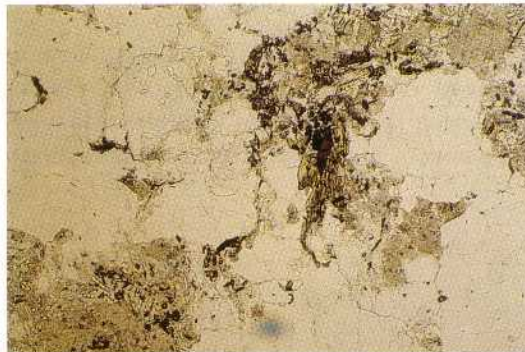
Granodioriitti

Granodioriitiksi kutsuttua kivilajia on pohja-alueesta suurin osa. Itse asiassa sen koostumusvaihtelu voi olla huomattavan voimakasta jo yhdessäkin paljastumassa. Koska kalimaasälvän määrä vaihtelee suuresti, tavataan nimenomaan tonaliittisia muunnoksia usein, kuten myös leukokraattisia tyyppejä. Vaihtelun pienialaisuuden ja runsauden vuoksi tarkempaa jaottelua kartalla ei ole kuitenkaan katsottu aiheelliseksi käyttää. Granodioriittisen kiven yleisessä merkinnässä on pyritty pääpiirteissä seuraamaan Idmanin (1988) käytäntöä Ropin karttalehdellä, josta pohjagneissialue jatkuu samankaltaisena aina Haltin ja Kilpisjärven karttalehtialueiden Kaledonideille asti. Matiston (1969) yleiskarttalehden selostuksessa kutsutaan tätä kivilajia Haltin lehden kohdalla juovaiseksi graniittigneissiksi ja Kilpisjärven lehden kohdalla kvartsi- ja granodioriitiksi. Nykyisen kartoituksen yhteydessä ei ole havaittu olennaista eroa näitten alueitten pohjagneissien välillä, joitten pääkivilaji on siis tässä nimetty granodioriitiksi.

Haltin karttalehdellä tämä epähomogeeninen tonaliittis-granodioriittinen kivilaji on usein melko huonosti paljastunut, mutta Kilpisjärven lehden eteläosissa sitä on melko runsaasti näkyvissä. Kontaktisuhteet eivät yleensä ole täysin selvitetävissä, koska nämä granitoidiset pohjagneissimuunnokset ovat kovin pitkälti keskenään sekoittuneita, migmatisoituneita, jopa nebuliittisen tapaisia (kuva 9). Kiillegneissistä toisaalta on granodioriitin ja montsodioriitin kautta jatkumo graniittiseen kiveen saakka. Kilpisjärven lehdellä Neljäntuulentien leikkauksissa nähdään (1823 11C), miten granodioriittinen aines migmatisoi vaaleata kiillegneissia.

Tyypillinen granodioriitti on yleensä melko selvästi suuntautunutta ja biotiittinen mineraalilineaatio luonnehtii kiveä. Asultaan se on keskirakeista, rae-kooltaan 3 - 5 mm ja tasarakeista sekä kohtuullisen syväkivimäistä, varsinkin milloin kiillemäärä jää vähäiseksi. Granodioriitti voi myös olla pilsteistä.

Mikroskooppisesti kiven rakenne on lähinnä granoblastinen (kuva 7). Sitä luonnehtii se, että tummana päämineraalina esiintyvä biotiitti on jakautunut hyvin tasaisesti. Muut päämineraalit ovat oligoklaasinen plagioklaasi, kvartsi, kalimaasälpä sekä epidootti, jota on usein n. 10 %. Lisäksi on jonkin verran



Kuva 7. Granodioriittia; suur. 17 x, nik. -.
Fig. 7. Granodiorite; magn. 17 x, nic. -.
Ailakkavaara, 1823 11D; x = 7656,03,
y = 1498,90 (näyte nro 3, taulukko 1 —
Sample No. 3, Table 1).

sarvivälkettä ja muuttumistuloksina kloriittia sekä karbonaattia. Aksessoreina on apatiittia, titaniittia ja zirkonia sekä joskus magnetiittia. Kivi on viimeksi kokenut epidootti-amfiboliittifasieksen olot, joihin sen mineraaliseurue on tasapainottunut.

Granodioriitin ja lähisukuisten kivien mineraalikoostumuksia on esitetty taulukossa 1 ja kemiallisia koostumuksia taulukossa 2D.

Taulukko 1. Pohjagneissikompleksin kivilajien mineraalikoostumuksia.
Table 1. Mineralogical compositions of rocks of the basement gneiss complex.

Mineraalit - <i>Minerals</i>	1.	2.	3.	4.
Kvartsi - <i>Quartz</i>	24,8	17,4	37,6	34,5
Plagioklaasi - <i>Plagioclase</i>	43,9	40,9	36,9	43,8
Kalimaasälpä - <i>Potassium feldspar</i>	1,8	5,7	11,1	7,9
Biotiitti - <i>Biotite</i>	10,0	17,2	2,0	-
Muskoviitti - <i>Muscovite</i>	-	-	4,0	10,5
Sarvivälke - <i>Hornblende</i>	4,1	5,0	-	-
Kloriitti - <i>Chlorite</i>	-	-	2,2	0,1
Epidootti - <i>Epidote</i>	12,9	11,7	3,8	1,8
Karbonaatti - <i>Carbonate</i>	-	-	0,4	1,2
Titaniitti - <i>Sphene</i>	1,4	1,9	0,8	-
Apatiitti - <i>Apatite</i>	0,1	0,2	0,4	-
Opaakki - <i>Opaque</i>	1,0	-	-	0,2
	100,0	100,0	100,0	100,0

1. Tonalittinen kiillegneissi - *Tonalitic mica gneiss*. Laassavaara, 1823 10D; x = 7649,75, y = 1497,03.

2. Granodioriitti - *Granodiorite*. Laassavaara, 1823 10D; x = 7649,70, y = 1497,03.

3. Granodioriitti - *Granodiorite*. Ailakkavaaran W-rinne, 1823 11D; x = 7656,03, y = 1498,90.

4. Granodioriitti — *Granodiorite*. Ailakkajoki, 1823 11C; x = 7654,40, y = 1499,71.

Montsograniitti

Pohjagneississä leikkaavana esiintyvä aines on usein montsograniittia. Sitä tavataan kuitenkin paljon harvemmin kuin itse granodioriittia. Paljastumilla tavataan myös näiden kahden päätyypin välimuotoja. Näyttääkin siltä, että pohjagneississä on jo alun perin ollut koostumusvaihtelua.

Tyypillinen montsograniitti sisältää plagioklaasia hiukan enemmän kuin kalimaasälpää, ja epidoottiakin siinä voi esiintyä runsaasti. Esiintyessään granodioriitin kanssa yhtä aikaa montsograniitti on silminnähtävää vähäkiilteisempää. Muskoviitin määrä voi kohota montsograniitissa biotiittipitoisuutta suuremmaksi.

Montsograniitin muut mineraalit ja kivilajin mikroskooppinen rakenne eivät poikkea granodioriitista. Väriltään se on tyypillisesti hyvin vaaleata, jopa lähes valkoista.

Graniitti ja graniittipegmatiitti

Paikoin tavataan pieniä aloja graniittia, jonka raekoko vaihtelee keski- ja tasarakeisesta karkearakeiseen ja selvästi pegmatiittiseen saakka. Joskus tämä aines muodostaa silminnähdn leikkaavia pegmatiittisia juoniakin, mutta useimmiten vaihtuminen muista granitoideista tapahtuu vähittäin. Haltin karttalehdellä punertavakalimaasälpäistä graniittia tavataan erityisen runsaasti Saivaaran (1842 07C) lounais- ja länsipuolella, vaikka täälläkin vain pienikokoisina pesäkkeinä, joita ei ole merkitty kartalle.

Graniitissa on kalimaasälpää runsaasti, joskus jopa syenograniittiseksi muunnokseksi saakka. Kvartsi ja plagioklaasi ovat muut vaaleat päämineraalit, joista kvartsin määrä pegmatiittisissa variaatioissa saattaa kohota kalimaasälvän tasolle. Plagioklaasi on oligoklaasia. Almandiinigranaattia esiintyy paikoittain jossain määrin. Kiilteistä muskoviittia on runsaammin kuin biotiittia, mutta molemmat yltävät myös päämineraaleiksi.

Aksessoristen apatiitin ja zirkonin ohella on vähäisinä muuttumistuloksina serisiittia sekä epidootia, jonka ytimen toisinaan muodostaa tumma allaniittirae. Opaakkina malmimineraalina tavataan magnetiittia.

PROTEROTSOOISET KIVILAJIT

Uraliittidiabaasi

Alueella on huomattava joukko uraliittidiabaasijuonia, jotka ovat keskimäärin metrin tai muutaman metrin paksuisia ja jotka leikkaavat pohjakompleksia joittenkin kymmenien metrien pituudelta seurattavina jaksoina. Niitten yleinen kulkusuunta on pohjois - etelän ja luoteis - kaakon välillä. Nämä ovat myös varsin yleisiä liuskeisuussuuntia pohjagneississä, mutta juonten leikkaava luonne on ainakin pienmittakaavassa selvä. Juonet ovat parhaiten havaittavissa tunturien lakiosissa, missä ne joko ovat kuluneet hiukan muita kiviä syvemmälle mutta missä varsinkin ohuemmat juonet ovat voineet kestää kulutusta paremmin kuin ympäröivä kallioperä (kuva 4).

Markkinan nuorimmalta, mahdollisesti iältään lapponiselta (H. Idman, henkilöht. tiedonanto) vulkaniittijaksolta, n. 70 km kaakkoon Kaledoniditörmästä ei ole enää löydetty leikkaavia uraliittidiabaaseja, vaikka niitä siihen saakka tavataan pohjagneissistä. Sieltä on tavattu ainoastaan albiittidiabaaseja (Meriläinen, 1961; Idman ja Eilu, 1988). On näin ollen todennäköistä, että uraliittidiabaasit ovat tätä lapponista jaksoa vanhempia.

Diabaasijuonet ovat yleensä tiiviitä tai hienorakeisia. Silminnäkyvä porfyryrisuus on harvinaista, mutta mikroskoopilla se on useammin havaittavissa. Ofiittinen rakenne ei ole kovin voimakkaasti kehittynyt (kuva 8). Muun kalliopinnan tasolle kuluneet ohuet juonet muistuttavat toisinaan kovasti pohjagneissikompleksin amfiboliitteja.

Mineralogialtaan diabaasit ovat sarvivälkevaltaisia, joissa pyrokseeni on joko tikkumaiseksi uraliittitunutta taikka yleisemmin siitä ei ole enää mitään jäljellä. Muuten diabaasit ovat varsin hyvin säilyneitä ja muuttumattomia. Plagioklaasi on liistakemaista, vain lievästi saussuriittitunutta. Koostumukseltaan se on andesiinista, harvemmin labradorista. Muina mineraaleina ovat pyöreärakeinen kvartsi, biotiitti ja opaakki malmiaines, lähinnä ilmeniitti. Muuttumistuloksina on epidootia ja kloriittia sekä aksessorisena apatiittia.



Kuva 8. Uraliittidiabaasia; suur. 17 x, nik. -.

Fig. 8. Uralite diabase; magn. 17 x, nic. -.

Saivaara, 1842 04C; x = 7674,10, y = 1516,21 (näyte nro 25, taulukko 2D — Sample No. 25, Table 2D).



Kuva 9. Pegmatiittinen graniitti (vaalein) leikkaa kiillegneissin (tumman harmaa) ja granodioriitin (vaalean harmaa) seosta.

Fig. 9. Pegmatitic granite (whitest) intrudes a mixture of mica gneiss (darkest) and granodiorite (medium grey).

Laassavaara, 1823 10D; x = 7649,70, y = 1497,03 (näyte nro 2, Taulukko 1 — Sample nr 2, Table 1).

KALEDONIDIEN KIVILAJIT

Sub-kaledoninen epäyhteneväisyypinta

Kaledonisten ylityöntölaattojen alla olevat sedimenttikivet eivät ole kokeneet kaledonidipoimutusta eivätkä kaledonista metamorfoosia. Ne erottuvat kuitenkin rapautumisalustansa peitteenä selvästi. Tästä kaledonisten kivilajien yleensä katsotaan alkavan.

Nämä kivet ovat säilyneet sedimentoitumispaikallaan vasta aivan myöhäisproterotsooisen ajan lopulta alkaen ja ne ovat kerrostuneet sub-kaledonisen epäyhteneväisyypinnan (nonconformity) päälle. Tämä pinta itsessään edustaa noin kahden miljardin vuoden hiatusta, aukkoa sedimentaatiossa, ts. tämän mittaista rapautumisvoittoista ajanjaksoa. Alla olevan pohjagneissin pinta (kuva 10) on usein veitsenterävä päällä oleviin sedimentteihin päin. Vain parissa kohdassa voidaan Suomen alueella osoittaa olevan jäljellä enää vain vähäistä pre-kaledonista rapaumaa tämän pinnan alla (Lehtovaara, 1985), mutta Norjan puolella rapaumaa on säilynyt laajemmalti (Fareth & al., 1877). Kivi on tällöin jonkin verran pehmeämpää, ja kemiallisesti rapautuneimpia lienevät emäksiset metavulkaniitit.

Dividal-ryhmän sedimenttikivet

Pohjakonglomeraatti

Pohjakonglomeraatti (kuva 10) on paljastuneena muutamassa paikassa Kaledoniditörmän edessä (Lehtovaara, 1988). Se on yleensä 1 - 2 metriä paksu ja maksimissaan lähes 10 metriä, jolloin mukana on jo hiekkakivivälikerroksia (kuva 12). Väriltään se on vihertävänharmaata. Konglomeraatti on matriksikannatteista tyyppiä, jossa pyörityneitten konglomeraattipallosten osuus on kuitenkin suhteellisen suuri, 30 - 40 % saakka. Palloset ovat halkaisijaltaan 2 - 5 cm ja koostumukseltaan enimmäkseen kvartsia ja kvartsiittia, joko yhdestä tai useammasta kiteestä muodostuneita.

Kiven matriksi koostuu pienemmistä kvartsirakeista eli on hiekkakivimäistä, mutta mukaan tulee myös kalimaasälpää sekä vahvasti muuttunutta plagioklaasiakin. Joitakin isompia muskoviittisuomuja esiintyy, mutta muuten matriksin savimainen aines on liian pienirakeista optisesti tunnistettavaksi.

Konglomeraattiaineksen on yleensä kuvattu kerrostuneen (Zwaan & Gautier, 1980) transgression aikana, mikä selittäisi pohjan kulumisen ja sen, että in situ -rapaumaa ei yleensä enää ole näkyvissä. Varangin myöhäisprekambrisen jäätiköitymisen jälkien löytyminen tämännäikäiseltä pinnalta ei olisi mahdollisuus, mutta siitä ei ole meiltä tavattu merkkejä.

Pallosten kivilajin monotonisuutta on selitetty pitkällä rapautumiskaudella. Materiaalin monomiktisyys ei kuitenkaan sovi oikein hyvin paikalla tapahtuneen



Kuva 10. Pohjakonglomeeraatin (kuvan keskitasossa) alla oleva kontaktipinta pohjan graniittiin on hyvin terävä.
Fig. 10. Sharp contact between the basal conglomerate (the middle level) and basement granite.
Saivaara, 1842 04C. x = 7674,00, y = 1516,00.



Kuva 11. Virtakerroksellisuutta hiekkakivessä.
Fig. 11. Cross-bedded sandstone.
Kurbetšohkka, 1842 07B; x = 7677,87, y = 1520,58.

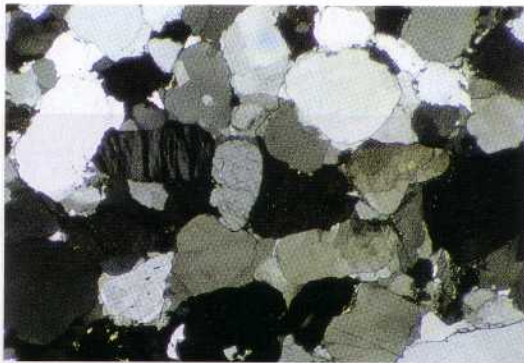
rapautumisen kuvaan, ja aines lieneekin viimeksi sedimentoitunut virtaavasta vedestä. Aivan alimmaisena on myös joitakin suurehkoja pohjagneessin dioriitin särmikkäitä kappaleita.

Kivi on kovaa, vaikka se on edelleen rakenteeltaan täysin klastista. Siinä on jo tapahtunut kohtalaisesti diageeneesia kvartsin uuskasvuna, ilmeisesti päälle tulleiden ylityöntölaattojen painon vaikutuksesta.

Hiekkakivi

Hiekkakivi esiintyy konglomeraatissa välikerroksina ja 1 - 2 m paksuuteen saakka vuorokerroksina savikiven kanssa heti päällä olevassa seurannossa, savi-
kivi tulee kuitenkin ylöspäin siirryttäessä vähitellen ainoaksi kivilajiksi (Lehtovaara, 1988). Hiekkakivessä on näkyvissä sekä aallonmerkkejä että vuorovesirannikosta kertovaa ristikkäistä virtakerroksellisuutta (kuva 11).

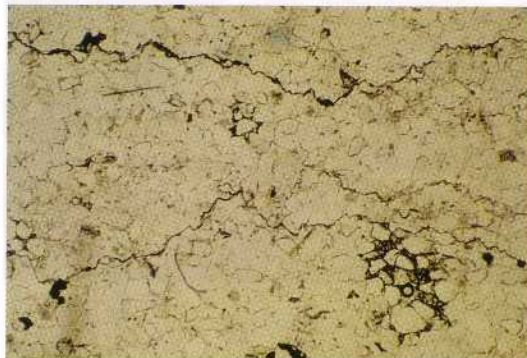
Hiekkakivi on hyvin vaaleaa väriltään. Se koostuu lähes täysin puhtaasta,



Kuva 12. Karkea hiekkainen välikerros konglomeraatissa. Rakeiden klastisuus säilynyt ja kivi iskostunut täysin; suur. 17 x, nik.+.

Fig. 12. Coarse-grained sand interlayer in the basal conglomerate. The grains are fully clastic and fully cemented; magn. 17 x, nic.+.

Annjalonji, 1842 04D; x = 7676,27, y = 1515,50.



Kuva 13. Styloliittisaumoja hiekkakivessä; suur. 17 x, nik. -.

Fig. 13. Stylolites in the sandstone; magn. 17 x, nic. -.

Tuoljihuhput, 1841 03B; x = 7667,55, y = 1504,96.

alkuaan hyvin pyöristyneestä ja lajittuneesta kvartsihiekkasta, ja sen raekoko eri paljastumilla on 0,1 - 1,0 mm. Kivi on kvartsi-iskoksen varsin läpikotaisesti kivettämää. Sen diageenettiset muutokset näkyvät vain mikroskooppisesti kvartsin alkavana uudestikiteytymisenä, joka on yleensä tapahtunut optisessa jatkuvuudessa alkuperäisen klastin kanssa. Kivessä on myös tapahtunut paineenalaista liukenemista, mikä näkyy klasteja leikkaavina mutkittelevina styloliittisaumoina (kuva 13).

Vaikka hiekkakivi on hyvin kovaa, se vaatii paljastuakseen usein puronuoman. Kaledonidi-törmän edustan tasaisemmalla aluella syntyneissä puronuomissa voidaan useassa paikassa selvittää paikallinen kerrosjärjestyksen varsin yksityiskohtaisesti. Tätä onkin runsaasti tutkittu koko Dividal-ryhmässä, lähinnä fossiilistratigrafian vuoksi varsinkin varhaisemmin (Hausen, 1942; Föyn, 1967).

Mentäessä ylöspäin kerrosseurannossa kohti yllä olevaa Jerta-yksikköä hiekkakivikerrosten ulkonäkö säilyy hyvin primäärikerroksellisen näköisenä. Tarkan rajan veto yläpuolisen yksikön sinikvartsiitteihin onkin käytännössä ollut mahdotonta, ja siksi sitä ei ole kartalle merkitty, vaan koko Dividal- ja Jerta-yksiköt on esitetty yhdessä.

Savikivi

Savikiveä on Dividal-sedimenttikivissä eniten. Se on huomattavan helposti särkyvää ja tämän alueen kivilajeista juuri se, joka eniten poikkeaa Suomen yleisestä kallioperästä. Sen verran savikivi kyllä on diageeesin kovettamaa ja päälle tulleitten ylityöntölaattojen painon kiinni-iskostamaa ja uudestikiteyttämääkin, että savikivellä on hiukkasen omaa lujuutta, eikä se enää pyri liukenemaan vesihuutelussa kuten vastaava kambrikautinen savikivi Vaasan Söderfjärdenin altaassa (Lehtovaara, 1982).

Savikiveksi (shale) on tässä kartoituksessa käsitetty kaikki hiekan raekokoa pienemmät, alle 0,06 mm, ainesfraktiot. Raekoko 0,02 - 0,05 mm on yleinen isoissa savikiven rakeissa. Tällöin ollaan silttikiven kokoluokassa, mutta silttikiveä pienempiä raekokoja tavataan jo sen kiillemäisessä aineksessa. Silttikivessä näkyy vielä runsaasti terävasärmäisiä kvartsirakeita. Vaalea serisiittimäinen kiille on myös suhteellisen yleinen mineraali, ja hienorakeisessa materiaalissa lienee myös varsinaisia savimineraaleja. Opaakkipigmentin osuus savikivestä on merkittävä. Tyypillisiä savikiven ja saviliuskeen kemiallisia koostumuksia on taulukossa 2B, nro 8 -10, sivulla 39.

Kentällä hiekkakiven ja savikiven erottaminen on ollut helppoa, koska savikivi on sävyltään tummempaa hienomman mineraaliaineksensa vuoksi. Savikiven rapautumispinnassa onkin aina selvästi toisin kuin hiekkakivellä ruskehtava tai vihertävä väri, mutta kiven sisässä värisävy vaihtelee (Lehtovaara, 1988).

Savikivistä on löydetty joitakin fossiileja ja jälkifossiileja, ja kambrikauden ja prekambrian välinen raja kulkeekin jossain Dividal-seurannon sisällä. Siitä löytynyt *Hyolithus*-fossiili muutti välillä koko Dividal-ryhmän nimenkin Hyolit-

hus-vyöhykkeeksi, mutta nyt on taas palattu alkuperäiseen nimitykseen (Föyn, 1967). Tätä fossiilia ei tiettävästi ole löytynyt Suomen alueelta. Sen sijaan jälkifossiileja, kuten *Platysolenites antiquissimusta*, on Suomenkin kerrostumista tavattu (Tynni, 1980). Kuten hiekkakivessä, myös savikivessä kovuus ja muuttumisaste kasvavat vähittäin ylöspäin.

Jerta-laatan sedimenttikivet

Jerta-laattaa on varhaisemmin pidetty par-autoktonisena, jonka sedimenttikiviä päälle tulevat, pitkälti ylityöntyneet peitelatat ovat vain vähän siirtäneet alkuperäisiltä sedimentaatiokohdilta ja uudestikiteyttämällä metamorfoineet. Tätä osoittaa myös edellä mainittu mineralogisten muutosten vähittäinen edistyminen. Yleiseksi tektonostratigrafiseksi käytännöksi on kuitenkin nykyään tullut (Sturt & Gee, 1985), että jo Jerta-yksikkökin luetaan mukaan Alloktoniin, joka käsittää kaikki päällä olevat Kaledonidien laatat. Jerta-yksikköä pidetään Alloktonia alimpana yksikkönä, Ala-Alloktonina, vaikka esim. Suomen alueella ei Dividal-ryhmän ja Jerta-laatan välille voida maastossa esittää minkäänlaista selvää ylityöntörajaa, selvistä kivilajikontakteista puhumattakaan.

Jerta-laatan sisällä on Suomessakin päälle tulleitten ylityöntölaattojen puristuksesta tapahtunut myös kerrosten työntymistä limittäin, imbrikoitumista, kun laatta on liikkunut. Tämä on paikoin moninkertaistanut laatan alkuperäisen paksuuden 100 - 200 m, mikä sotkee kerrosjärjestyksenkin selvittämistä (Lehtovaara, 1986b). Kuitenkin Kaledoniditörmällä voidaan esim. Toskalharjin edessä (1842 07B) rekonstruoida melko häiriintymättömältä vaikuttava stratigrafinen leikkaus Dividalin pohjakonglomeraatista Jertan yläosaan saakka (Hausen, 1942).

Jerta-kerrostumia esiintyy laajimmin paljastuneina Haltin lehden itäosassa Valtiojen seudulla sekä myös Kolmen valtakunnan rajapyykin ympäristössä.

Sinikvartsiitti

Tämä kivilaji siis jatkuu hiekkakivestä alkaen ja muuttuu vain vähittäin, ja se vaihtelee saviliuskeisten välikerrosten kanssa. Sitä tavataan maan pinnassa paljastumilta melko laajaltikin pääkivilajina nimenomaan Haltin lehden itäosassa Valtiojen laaksossa (1842 08A ja B) sekä ympäröivillä tuntureilla (1842 05B). Se on kovuutensa johdosta paljastunut täällä saviliusketta enemmän, vaikka se määrällisesti lienee saviliusketta selvästi harvinaisempaa (Lehtovaara, 1988). Paljain silmin katsottuna sinikvartsiitti vaikuttaa edelleenkin puhtaasti sedimenttikiveltä.

Sinikvartsiitti on saanut nimensä luonteenomaisen sinertävän sävynsä (kuva 14) johdosta, joka on joskus varsin selvästikin havaittavissa. Yleisemmin se

kuitenkin on harmaaahkoa. Sinikvartsiitti on edelleen sangen puhdasta orto-
kvartsiittia, jossa on yleensä vain niukalti maasälpää, joitain kiillesuomuja ja
mahdollisena sävynantajana rikkikiisupirotetta. Mikroskooppisesti nähdään, että
kiven kvartsi muodostaa uudestikitytymisen alussa hienorakeista pitsimäistä
muurilaastimosaiikkia (kuva 15), joka lopuksi tuhoaa täysin hiekkakiven klasti-
sen primäärirakenteen. Siitä tavataan hiekkakiven tapaan myös runsaasti stylo-
liittirakenteita.



Kuva 14. Sinikvartsiittia.

Fig. 14. Blue quartzite.

Kahperusladnja, 1842 04A; x = 7672,76, y = 1513,57.



Kuva 15. Alkavaa uudestikiteytymistä
sinikvartsiitissa; suur. 42 x, nik.+.

*Fig. 15. Start of quartz regrowth in the
blue quartzite; magn. 42 x, nic.+.*

Toskaljärvi, 1842 04D; x = 7679,70, y
= 1517,63.

Saviliuske

Saviliusketta (slate) esiintyy kalliossa samoilla alueilla kuin sinikvartsiittia, mutta sen lisäksi saviliuske muodostaa näyttäviä talusrinteitä Kaledoniditörmän juurelle (kuvat 1 ja 2), joita on esim. Kilpisjärven karttalehdellä Saanan ja Pikku-Mallan alarinteillä (1823 12A) nähtävissä jo maantieltä saakka. Taluksessa se verhoaa mahdolliset muut kivilajikerrostumat tehokkaasti alleen, koska se on haurautensa vuoksi lohkaroitunut. Sen määrä on alueella selvästi sinikvartsiittia suurempi, vaikka se pehmeämpänä kivilajina ei muodostakaan vaakapinnalle paljastumia yhtä helposti kuin sinikvartsiitti.

Suhteessaan savikiveen saviliuske käyttäytyy kuten sinikvartsiitti hiekkakiven kanssa, eli vailla mitään yhtäkkisiä muutoksia kivi vaihtuu diageneesin ja alkavan uudestikiteytymisen johdosta kovemmaksi. Väriiltään ja mineralogisilta ominaisuuksiltaan se edelleen muistuttaa huomattavasti savikiveä. Vielä Jerta-seurannon sisälläkin ylöspäin mentäessä saviliuske tulee yhä liuskemaisemmaksi. Se lohkeilee rautatiesepelin tavoin; laattamaista lohkeilua ei siinä vieläkään ole. Kontakti yläpuoliseen Keski-Alloktonin pitkämatkaiseen ylityöntölaattaan on sen sijaan yleensä hyvin terävä.

Dolomiitti

Nykyasemassaan epäjatkuva dolomiittikerros esiintyy hyvin monissa kohdin lähellä Jerta-laatan yläkontaktia (kuva 16). Sen paksuus vaihtelee nolhasta neljäänkymmeneen metriin. Maksimi paksuus esiintyy heti Toskaljärven itäpuolisessa pahtatörmässä Haltin lehdellä (1842 07B). Dolomiittikerros on ilmeisesti käyttäytynyt muita kivilajeja plastisemmin laattojen liikkeen puristuksessa, ja siksi se on paikoin paksuuntunut ja paikoin hiertynyt pois kokonaan. Dolomiittia ei missään kohtaa ilmeisesti ole kuin tämä yksi kerros, ja siten Saanan etelärinteeltä maantiellekin näkyvä toinen, alempi yksittäinen dolomiittipaljastuma lienee talusrinteessä alaspäin vyörynyt jättilohkare. Karttaan se on silti merkitty omalla kivilajimerkinnällään.

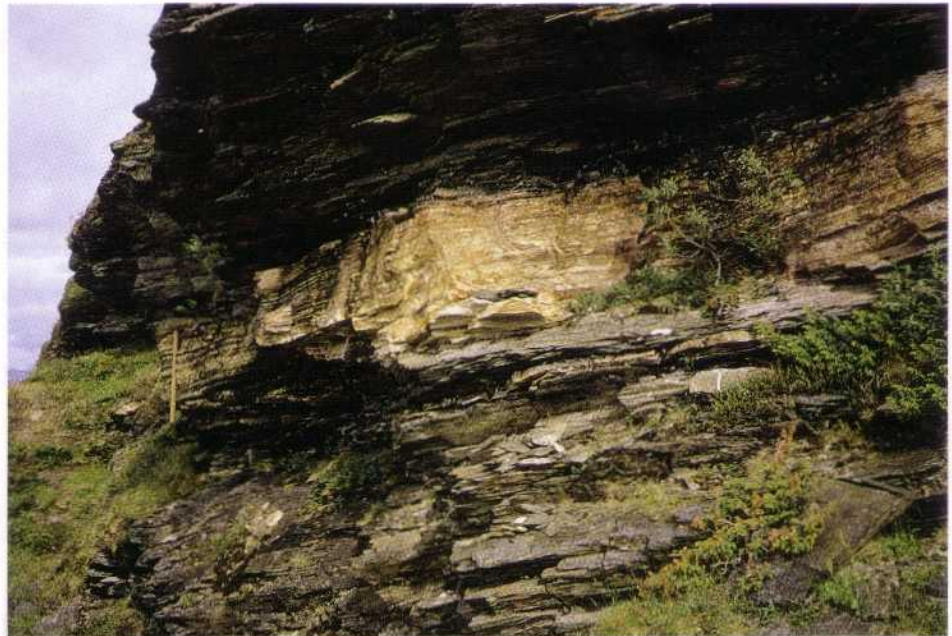
Samassa tektonostratigrafisessa asemassa oleva dolomiittikerros Norjan puolella sisältää monin paikoin muinaisten sinibakteerien aiheuttamia stromatoliittirakenteita (Fareth & al., 1977). Tällaisia ei ole yrityksistä huolimatta Suomen puolelta löydetty, joten mahdolliset stromatoliittirakenteet ovat täällä tuhoutuneet liikunnoissa. Voimakkaimmillaan nämä liikunnot ovat myloniittitaneet dolomiittikiven (kuva 17) arkoosikvartsiitin kaltaiseksi, jopa augenrakteiseksi. Toisaalta tavataan myös lähes täysin hiertymättömän näköistä dolomiittikiveä, jossa erottuvat alkavan uudestikiteytymisen synnyttämät isot spariittirakeet hyvin hienorakeisesta, mikriittisestä perusmassasta (kuva 18).

Kivi on kemiallisesti hyvin puhdasta dolomiittia (Hausen, 1942; Lehtovaara, 1988), jossa on epäpuhtautena lähinnä kvartssia vaihtelevasti muutaman prosenttin

verran. Toisinaan koko dolomiittikivi on vielä myöhemmin muuttunut ohuitten kvartsijuonten verkoston läpitunkemaksi.

Dolomiittikivi on sisältä vaalean siniharmaata, mutta pinnaltaan se on rapautunut vaalean ruskehtavaksi. Kentällä tämä väri tekee dolomiitista pettävän samannäköisen rapautumispinnoiltaan myös ruskehtavaksi, muuttuneen sinikvartsiitin kanssa.

Raekooltaan dolomiitti on hienojakoista mikriittiä, 0,02 - 0,03 mm ja vieläkin hienompaa. Siellä täällä tiettyihin suuntiin on selvästi isompia uudestikiteyty-



Kuva 16. Dolomiittikerros, vahvuudeltaan 1 m, aivan arkoosikvartsiittilaatan alapuolella.
Fig. 16. Dolomite layer, 1 m in thickness, underlying the arkose quartzite plate.
Saana, 1823 12A; x = 7663,52, y = 1492,46.



Kuva 17. Myloniittiutunutta dolomiittia; suur. 17 x, nik. -.
Fig. 17. Mylonitized dolomite; magn. 17 x, nic. -.
Pikku-Malla, 1823 12A; x = 7663,89, y = 1490,40.

neitä spariittisia raeryhmiä ja juonia em. kvartsijuonten ohella. Dolomiittimineraali on myös paikallisesti toiminut poikiliittisenä iskosaineena silttikivelle ja muodostaa nyt dolomiittisilttikiveä.

Dolomiittikivessä esiintyy myös melko usein oksidipigmentin värjäämiä voimakkaasti kiemurtelevia styloliittisaumoja. Näitä paineenalaisesta liukenemisestä aiheutuneita rakenteita tavataan jo alueen hiekkakivessä ja sinikvartsitissa, joskin selvästi vähemmän.

Toskaljärven takaisessa dolomiitissa (1842 04D) on tiettävästi maamme ainoa



Kuva 18. Häiriytymätöntä dolomiittia, harmaa kiviaines on kvartsia; suur. 17 x, nik.+.

Fig. 18. Unsheared dolomite, the grey grains are quartz; magn. 17 x, nic.+.

Saana, 1823 12A; x = 7663,52, y = 1492,46.



Kuva 19. Kohta, jossa Karstijoki menee dolomiittikallioon sisään, ylivuoto-uoma jää takaoikealle.
Fig. 19. Sink pit of the karst river into dolomite bedrock, its spillway to the right and back.
Toskaljärvi, 1842 04D; x = 7679,71, y = 1517,62.

karstijoki (Ohlson, 1959) tunturipuron laskiessa viimeiset kaksisataa metriä kivensisäisessä tunnelissa Toskaljärven rannalle (kuva 19). Kartoitettaessa on syntynyt havainto, että kun isompia dolomiittilohkareita tavataan maastossa tunturinrinteestä, niitten alkuperäinen sijaintikohta on aina ollut hyvin lähellä.

Alunaliuske

Haltin karttalehden itäosassa noin kilometri Valtijoesta länteen (1842 08A) on sadan metrin matkalla pienissä puropaljastumissa vähäisen mustaliuskemaista alunaliusketta. Se on tunnistettu alunaliuskeeksi, ts. hiilirikkaaksi saviliuskeeksi (taulukko 5B, nro 11), korkean orgaanisen hiilimääränsä, n. 10 % sekä vanadiini- ja molybdeenipitoisuutensa avulla (Lehtovaara, 1986b). Mineralogisesti se muuten muistuttaa saviliusketta. Tätä kiveä tutki jo Hausen (1942), mutta hän ei jostain syystä käyttänyt siitä nimitystä alunaliuske.

Kivilajia tavataan Ruotsin ja Norjan Kaledonideilta lähinnä Dividal-ryhmän keski- ja yläkambrista, joten Haltin karttalehtialueella se on ilmeisesti tektonisissa imбрикаatioissa tempautunut muitten Dividal-kerrostumien mukana Jertalaataan. Tämä laatta puolestaan voisi norjalaisten tutkimusten mukaan (Zwaan & Gautier, 1980) olla kerrostumisen alun suhteen hieman kambria vanhempaakin.

Alunaliusketta saattaa meillä pienialaisesti olla Kaledonidien Dividal- ja Jertakerrostumissa muuallakin siellä, missä Dividal-savikivi on muutamien paikoin selvästi tahrivan hiilipitoinen. Liuskeen pinnalla nyt tuntuva puhdas hiilipöly osoittaa myös sen, että liuske on ollut siksi korkeassa lämpötilassa, että esim. sen alkuperäiset vuoriöljyjä tuottavat hiilivedyt ovat kaledonidipöimutuksessa tuhoutuneet, ylikypsyneet amorfiseksi hiileksi (Lehtovaara, 1986b).

Nalganas-ylityöntöpinta

Nalganas-ylityöntö muodostaa Suomen Kaledonideihin voimakkaan pohjasiirroksen. Tämä siirros on havaittavissa parhaimmillaan selvänä siirros-pintana, jonka yläpuolinen liuske on huomattavan vaaka-asentoista metamorfista kiveä (Lehtovaara, 1984). Tästä siirrosspinnasta ylöspäin alkavat alloktioniset ylityöntölaatat, nappet, jotka ovat tektonisesti kulkeutuneet länsiluoteesta nykyisille sijaintipaikoilleen, nykyiseen laattatektoniseen paradigmaan eli selitysmalliin perustuvan käsityksen mukaan jopa satojen kilometrien matkan.

Tästä alkavat Suomen Kaledonideissa olevat ylityöntölaatat (kuva 3) kuuluvat lähes kaikki suurempaan Kalak-nappekompleksiin (esim. Zwaan, 1988). Sen aines on laattatektonisessa mielessä vielä kotoperäistä (engl. termi indigenous) eli se on peräisin Atlanttia tuolloin edeltäneen Iapetus-valtameren itäreunojen fennoskandisesta miogeokliinisestä sedimentaatioprismasta (Gee & Sturt, 1985). Aines ei silloin ole vielä vierasperäistä (exotic) tai edes epäilyttävää (suspect)

tässä suhteessa, jolloin materiaali olisikin ylityönnöissä aina tuon esiatlanttisen meren länsirannoilta saakka kulkeutunutta, laurentista ainesta. Tällöinen todella pitkämatkainen nappemateriaali muodostaa varmuudella Suomesta länsiluoteeseen Norjassa olevat tektonostratigrafisesti seuraavaksi ylemmät laatat, Ylä-Alloktonin. Näistä lähin kokonaisuus tunnetaan Norjassa nimellä Reisa-nappekompleksi. Sen alin nappe on nimeltään Vaddas-laatta (Zwaan, 1988), joka meilläkin näyttää esiintyvän kaikkein ylimpänä (kuva 3), jonkin verran kiistanalaisesti tosin.

Niin muodoin Keski-Alloktoniin eli paikallisesti Kalak-nappekompleksiin meillä nykyään lasketaan kuuluviksi (Lehtovaara, 1989) tektonostratigrafiasamme alinna oleva Nalganas-laatta ja sen päällä oleva Nabar-laatta, jonka päällä sitten meillä Suomessa seuraa ylin nappemme, Vaddas-laatta.

Nalganas-laatan kivet

Arkoosikvartsiitti

Arkoosikvartsiitti peittää laajoja alueita kummallakin karttalehdellä. Kivilaji muodostaa Kaledonidi-törmän ylimmän lipan, joka kestää kulutusta sedimenttikiviä oleellisesti paremmin ja jolle on luonteenomaista erittäin voimakas pystyrakoiilu. Tämän ominaisuuden johdosta pystysuora Kaledoniditörmä (kuva 2) viime kädessä on muodostunutkin samaan tapaan kuin esim. Niagaran putousten kynnykskallio. Hausen (1942) kutsui ajan käytännön mukaan tätä kivilajia vuoroin kovaliuskeeksi (Hartschiefer) ja vuoroin tunturiliuskeeksi (Feldschiefer). Tätä jälkimmäistä nimitystä hän käytti välillä myös kuvaamaan kaikkia kaledonisia liuskeita (esim. Matisto, 1959). Kummastakin nimityksestä on syytä vanhentuneina ja epätarkkoina luopua.

Arkoosikvartsiitti erottuu rakenteeltaan yleensä hyvin selvästi muista alapuolisista kivilajeista. Sen alakontakti on pohjimmaisena ylityöntöpintana usein veitsenterävä, kun taas ylityöntöliikunto on keskittynyt aivan laatan pohjaan (Lehtovaara, 1984). Joskus ylityöntö on kuitenkin voinut tapahtua myös läpikotaisena ja paksummalti laatasta, ja silloin ero arkoosikvartsiitista alla olevan Jerta-yksikön sinikvartsiitteihin ja saviliuskeisiin onkin asteittaista (Lehtovaara & Sipilä, 1987).

Arkoosikvartsiitissa liuskeisuus on luonteenomaisen voimakkaasti kehittynyt, mikä johtaa siihen, että arkoosikvartsiitti lohkeaa paikoittain helposti tasapaksuiksi laatoiksi (kuva 20). Sen tektonostratigrafista lähisukulaista Norjan Alta-kvartsiittia käytetäänkin runsaasti kattoliuskeena Altan seudulla (Zwaan & Gautier, 1980) ja rakennuskivenä Suomessa saakka. Lähellä yläkontaktiaan kivi voi myös esiintyä pelkästään erittäin voimakkaan venymän luonnehtimana keppiliuskeena (kuva 21), jolloin laattamainen lohkeilu puuttuu.

Arkoosikvartsiitti on mineraalikoostumukseltaan kalimaasälpäpitoinen ja selvästi blastomyloniittinen epäpuhdas kvartsiitti (kuva 22). Norjan puolella kivistä käytetään nimitystä meta-arkoosi (esim. Fareth et al. 1977), mutta meillä olen



Kuva 20. Arkoosikvartsiidin voimakkaasti kehittyntä liuskeisuutta "rappusina".
Fig. 20. Arkose quartzite, its prominent schistosity has produced 'steps'.
Luohttojavri, 1842 01D; x = 7678,35, y = 1509,24.



Kuva 21. Voimakas venymä arkoosikvartsiidissa.
Fig. 21. Enhanced lineation in the arkose quartzite.
Urtasvanka, 1842 02A; x = 7680,63, y = 1504,70.

kutsunut sitä arkoosikvartsiiiksi, koska se on selvästi metamorfinen. Sen väri vaihtelee vaaleanvihertävästä lohikalansävystä harmahtavaan, mikä johtuu epidootin ja maasälvän määrän vaihtelusta. Kiveä yleensä luonnehtii parin senttimetrin paksuisten vaaleiden ja hiukan tummempien ja selvästi ohuempien kiille- ja kloriittivaltaisten sameitten raitojen keskinäinen vuorottelu. Aivan paikallisesti nämä raidat ovat kehittyneet yli kymmenenkin senttimetrin paksuisiksi, jolloin on jo kyseessä lähinnä kloriittiliuske.

Arkoosikvartsiiitin (taulukko 2A, nro 1 - 5, seur. sivulla) vaaleat päämineraalit ovat kvartsi, kalimaasälpä ja vähemmässä määrin plagioklaasi. Hienoksi jauhuneen alun perin myloniittisen aineksen matriksin raekoko on vain 0,1 mm:n luokkaa. Aines sisältää myös hiukan isompia klasteja, jotka ovat raekooltaan tyypillisesti 0.2 - 0.5 mm, ja näitä augeneita kiertää sitten hienorakeisempi aines. Sen mukana on myös runsaasti hienorakeista vaaleata, serisiittistä kiillettä, joka on arkoosikvartsiiitille hyvin karakteristinen päämineraali. Metamorfoosi on tuottanut huomattavan määrän epidootia. Kloriittia on syntynyt moniin tummempiin raitoihin, mutta biotiittia tavataan harvakseltaan myös vaaleassa materiaalissa.

Titaniitti ja apatiitti ovat aksessoreina. Liuskeessa esiintyy hyvin harvakseltaan mustia allaniittisen epidootin täpliä. Tyypillisesti siinä kuten muissakin alloktonisissa kivissä voidaan havaita hyvinkin vähäisillä rakopinnoilla aivan ohuita sekundaarisia hematiittisilauksia. Nämä saostumat liittynevät ylityöntöjen loppuvaiheisiin.

Muutamissa paikoissa, esim. Pumbovarrin itäpäässä (1842 07B), on havaittavissa, että arkoosikvartsiiitilla ei olekaan terävää kontaktia alla olevaan Jertalaatan saviliuskeeseen, vaan vaihettuminen on huomattavan vähittäistä. Tästä syystä, ja myös kivilajien koostumuksia ajatellen, tuntuu todennäköiseltä, että arkoosikvartsiiitti on syntynyt pääosin Dividal-ryhmän ja Jerta-laatan kvartsihiekkä- sekä siltti- ja savimateriaalin kaltaisista aineksista pitkämatkaisten ylityöntöjen aikana sekoittumalla, jauhautumalla ja nykyiseen blastomyloniittiseen asuunsa uudestikiteytymällä. Tietysti ei voida kiistää sitäkään, etteikö mukana voisi olla pohjagneissin granitoideista jauhautunutta ainesta pseudo-arkoosikvartsiiittina.



Kuva 22. Blastomyloniittista arkoosikvartsiiittiä; suur. 17 x, nik. -.
Fig. 22. Blastomylonitic arkose quartzite; magn. 17 x, nic. -.
Saivaara, 1842 04C; x = 7674,18, y = 1515,57.

Taulukko 2 A. Haltin ja Kilpisjärven kartta-alueiden kivien kemiallisia koostumuksia.
 Table 2 A. Chemical compositions of rocks of the Halti and Kilpisjärvi map-sheet areas.

%	1	2	3	4	5	6	7
SiO ₂	89,43	87,50	87,24	72,17	92,07	80,07	98,59
TiO ₂	0,40	0,49	0,23	0,63	0,30	0,35	0,16
Al ₂ O ₃	6,70	7,08	10,06	12,55	4,46	6,70	2,72
Fe ₂ O ₃	1,75	2,53	1,00	2,81	0,28	2,74	1,14
MnO	0,04	0,02	0,00	0,01	0,00	0,01	0,00
MgO	0,15	0,12	0,03	0,51	0,29	0,73	0,09
CaO	1,23	1,24	0,45	0,48	0,32	0,78	0,34
Na ₂ O	1,02	1,82	2,65	4,36	0,04	0,84	0,04
K ₂ O	1,72	1,32	2,20	1,80	1,25	1,94	0,81
LOI	0,57	0,49	0,35	0,72	0,69	1,01	0,74
Summa	103,01	102,81	104,21	96,04	99,70	95,17	104,63

LOI = loss on ignition

1. Vihertävä arkoosikvartsiitti - *Greenish arkose quartzite*. Vuobmakasjärvi, 1842 04B; x = 7679,39, y = 1510,48.
2. Harmaa arkoosikvartsiitti - *Grey arkose quartzite*. Vuobmakasjärvi, 1842 05A; x = 7680,44, y = 1510,06.
3. Vaalea arkoosikvartsiitti - *Pale arkose quartzite*. Vuobmakasjärvi, 1842 04B; x = 7678,68, y = 1510,30
4. Maasälpärikas arkoosikvartsiitti - *Feldspar-rich arkose quartzite*. Saivaara, 1842 04C; x = 7674,18, y = 1515,57.
5. Kvartsirikas arkoosikvartsiitti - *Quartz-rich arkose quartzite*. Toskalharji, 1842 07B; x = 7678,61, y = 1520,52.
6. Pohjakonglomeraatti - *Basal conglomerate*. Meekonjärvi, 1842 04B; x = 7675,69, y = 1520,52.
7. Sinikvartsiitti - *Blue quartzite*. Kahperusladnja, 1842 04A; x = 7672,83, y = 1513,44.

Amfiboliittijuoni

Poikkeuksellisen homogeeniseltä arkoosikvartsiittialueelta on tavattu muuta kivilajia vain yhdestä kohdasta, Kilpisjärven lehden Iso-Mallan koillisrinteiltä (1823 09D). Täällä sijaitsee aivan liuskeisuuden myötäinen uraliittidiabaasimainen juoni, jonka kaltaista kerrosjuonta tai muitakaan kivilajeja ei ole käsitykseni mukaan löytynyt toisaalta vastaavasta yksiköstä edes Norjan paljon laajemmalla kaledonidialueelta. Lienee siis ollut kyse magmatismista, joka on vaikuttanut varsin etäällä jo arkoosikvartsiitin syntysijoiltakin.

Juoni on puolen metrin paksuinen, ja sitä voidaan paljastumilla seurata sen kerrosmyötäisyyden johdosta usean kymmenen metrin matkalla. Sen amfiboliittinen kivilaji on paikoin massamaista ja melko muuttumattoman tapaista, toisin paikoin ilmeisesti ylityöntöjen vaikutuksesta vahvasti kloriittitunutta ja hiertynyttä. Terveemmän kiven mineraalikoostumus on 90 % sarvivälkettä ja loput epidoottia, kloriittia sekä plagioklaasia. Kiven otaksuttavasti alun perin sisältämä primäärinen plagioklaasi lienee ylityöntöjen aikana pääosin muuttunut epidootiksi ja ehkä liennutkin.

Nabar-ylityöntöpinta

Koska alempana olevalla Nalganas-työnnöllä on selvä pohjasiirroksen luonne, on paljon vaikeampi osoittaa, että Nabar-ylityöntö olisi tapahtunut jollain yksittäisellä hiertopinnalla. Nabar-ylityöntö näyttääkin tapahtuneen läpikohtaisena liikuntana laatan alaosissa ehkä yli satametrisessä vyöhykkeessä keskittymättä vain tiettyyn pintaan. Varmimpana todisteena uuden ylityöntölaatan esiintymisestä on täällä pidetty amfiboliittisen kiviaineksen mukaantuloa happamien liuskeiden joukkoon, mikäli amfiboliittia ylipäättään esiintyy, ja amfibolitin kontaktivyöhykkeelle mukanaan tuomaa liuskeisuuden kaateen jyrkkenemistä. Muutamain paikoin aivan Haltin lehden länsireunalla (1842 01B) on arkoosikvartsiitin ja serisiittikvartsiitin välisen ylityöntökontaktin sijainnin osoittaminen jäänyt juuri amfiboliittisten kerrosten puutteessa varsin vaikeatulkintaiseksi.

Nabariin tultaessa myös yleinen metamorfoosiaste kohoaa Nalganas-laatan epidootti-amfiboliittifasieksista amfiboliittifasiekseseen, mutta kontaktin osoittamiseksi kvartsirikkaissa liuskeissa ei tästä ominaisuudesta aina ole ollut käytännössä paljoa apua.

Nabar-laatan kivet

Kivilajeiltaan monotonisen Nalganas-laatan jälkeen sen päällä olevaa Nabar-laattaa luonnehtii kivilajien monipuolisuus erilaisista liuskeista ja gneisseistä magmaattisiin amfiboliitteihin ja pegmatiittigraniitteihin. Yllättävästi jo Tannerin (1915) kivilajikartassa tämä gneissimäisten kivilajien jakso on piirretty omaksi yksikökseen, mutta sen jälkeisissä kartoissa tätä aluetta ei ole enää erotettu muusta tunturiliuskeesta (Hausen, 1942, Matisto, 1969), vaikka yksittäisistä liuskekivilajeista onkin tekstissä kuvauksia. Kuten jo luvussa Yleispiirteet (s. 11) on mainittu, on mahdollista, että tähän laattaan on höyläytynyt mukaan myös Kaledonidien sedimenttipeitteen pohjana ollutta vanhempaa peruskalliota silloisen Iapetus-valtameren itäreunalta.

Serisiittikvartsiitti

Haltin kartta-alueen länsilaidalla Nabar-laatta alkaa melko paljon arkoosikvartsiittia muistuttavalla liuskeella, joka poikkeaa arkoosikvartsiitista vain siten, että liuskeen serisiittipitoisuus on yleensä runsaampaa ja suomet selvästi isompia kuin arkoosikvartsiitin. Nabar-laatan liuskeessa on usein mukana myös melkoisesti kloriittia. Yleisesti kuitenkin serisiittikvartsiitin mineraalikoostumus on kovin samankaltainen kuin arkoosikvartsiitin. Kiven kemiallinen koostumus on esitetty taulukossa 2B, nro 12, ja kivi muistuttaa enemmän savikiviä kuin puhtaita arkoosikvartsiitteja.

Taulukko 2 B. Haltin ja Kilpisjärven kartta-alueiden kivien kemiallisia koostumuksia.
 Table 2 B. Chemical compositions of rocks of the Halti and Kilpisjärvi map-sheet areas.

%	8	9	10	11	12	13	14
SiO ₂	57,29	63,66	68,82	61,40	64,40	78,45	53,43
TiO ₂	1,37	1,50	1,06	1,77	0,65	0,31	1,52
Al ₂ O ₃	15,90	15,31	15,50	17,49	18,20	14,43	27,10
Fe ₂ O ₃	6,13	6,68	9,39	1,61	4,75	0,64	8,50
MnO	0,05	0,04	0,02	0,00	0,04	0,00	0,15
MgO	2,25	2,24	1,16	1,28	1,23	0,12	1,16
CaO	0,59	0,33	0,47	0,51	3,36	0,97	0,82
Na ₂ O	0,97	1,04	0,91	0,27	4,70	3,50	1,37
K ₂ O	2,78	2,73	3,00	3,83	1,40	3,15	2,08
LOI	3,31	3,65	3,06	16,85	0,76	0,55	1,47
Summa	90,66	97,18	103,39	105,01	100,49	101,57	97,60

8. Saviliuske — *Slate*. Pumbovarri, 1842 07B; x = 7678,53, y = 1523,24.
 9. Karkea savikivi — *Silty shale*. Kahperusladnja, 1842 04A; x = 7672,59, y = 1513,67.
 10. Karkea savikivi — *Silty shale*. Kahperusladnja, 1842 04A; x = 7672,62, y = 1513,36.
 11. Alunaliuske — *Alum shale*. Tšuoogijavri, 1842 08A; x = 7683,92, y = 1520,84.
 12. Serisiittikvartsitti — *Sericite quartzite*. Lossujärvi, 1842 01B; x = 7680,00, y = 1501,60.
 13. Muskoviittigneissi — *Muscovite gneiss*. Pitsusjunnii, 1842 02C; x = 7681,97, y = 1509,39.
 14. Sillimaniitti-granaatti kiilleliuske — *Sillimanite garnet mica gneiss*. Ridnitšohkka, 1842 05B; x = 7689,16, y = 1513,95.

Monesti myös kiven muu raekoko on sen verran karkeampaa, 1 - 2 mm:iin saakka, että tätä piirrettä on ainakin pyritty käyttämään kivilajimäärityksessä. Välillä kiveä ei kuitenkaan näytä voivan ulkonäön perusteella mitenkään erottaa arkoosikvartsitista. Tällöin eräänä selityksenä voisi ollakin, että ylityönnön aikana naapurilaatat ovat limittäin poimuttuneet kontaktialueella toistensa sisään, tehden näin kontaktivyöhykkeen varsin epämääräiseksi.

Muskoviittigneissi

Vaalea, mineraalikoostumukseltaan arkoosikvartsitiin tai serisiittikvartsitiin tapainen kivi ei enää muualla Nabar-laatassa tämän lounaisosaa lukuun ottamatta ole ollenkaan yhtä selvästi liuskemainen. Sen raekokokin on kasvanut vähitellen keskikarkeaksi, 2 - 3 mm:iin ja tästä isommaksikin. Tämä on johtanut siihen, että vaalean kiilteen suomut ovat niin isoja, että luokittelussa on voitu käyttää nimeä muskoviittigneissi. Tämä kivilaji ei ole alueellisesti enää ollenkaan yhtä tasa-laatuista kuin arkoosikvartsitti, ja siinä on myös muitten liuskeitten välimerroksia ja ohuempia luirakkeita mukana. Analysoitu näyte (taulukko 2B, nro 13) muistuttaa hiukan enemmän arkoosikvartsitteja kuin serisiittikvartsitti. Uudestikiteytyminen on toisinaan muuttanut vaaleaa kiveä siten, että se muistuttaa hiukan jopa karkearakeista valkeata graniittia.

Mineraalikoostumus ei edelleenkään poikkea kovasti arkoosikvartsiitista. Plagioklaasin ja kalimaasälvän rakeet ovat nyt selvästi toisistaan erotettavissa. Karkeamman raekoon vuoksi myös mineraalisuuntaus on kivessä heikompi.

Amfiboliitti

Amfiboliittia esiintyy Nabar-laatassa runsaasti, ja Haltin lehdellä Kovddoskai-sin lakiosissa (1842 02C) se muodostaa paikallisen pääkivilajinkin. Kilpisjärven lehdellä amfiboliitin esiintyminen rajoittuu vain vähäiseen kalottimaiseen laattaan Jeähkkaš-tunturin pohjoisimmalla laella (1823 12B). Nabar-laatan alakontaktin lähellä amfiboliitti on usein melko hienorakeista ja intruusiot ovat paikoin kuin kerrosjuonia. Sisempänä laatassa amfiboliitti on massamaista ja serisiittiliuskeen sekä muittenkin kivilajien tavoin selvästi karkearakeisempaa. Tyypillisesti 4 - 5 mm:iin saakka. Tämä amfiboliitti on yleensä almandiini-pitoinen. Sen kemiallisia analyysejä on esitetty taulukossa 2, nro 21 ja nro 22. Päämineraaleista sarvivälkettä on yli puolet, jopa 60 - 70 % kivistä. Sarvivälke samoin kuin andesiininen plagioklaasi voi varsinkin lähellä laattakontaktia olla lievästi vyöhykkeellistä. Myös biotiittia on usein mukana. Toisinaan kivessä on jopa 10 % kvartssia. Em. granaattia esiintyy kivessä hyvin vaihtelevassa määrin. 0 - 10 %, ja usein poikiloblastisesti, jolloin granaatti on aina kiven keskiraekokoja 2 - 5 kertaa karkearakeisempaa. Kloriittia ja epidoottia voi esiintyä melko runsaasti, ja ne näyttävät syntyneen siksi, että ylityönnön tapahtumisen aikana metamorfoosiaste on osittain laskenut amfiboliittifasieksesta epidootiamfiboliittifasiekseen.

Amfiboliitti on usein hiukkasen kiisupitoista siten, että se sisältää lähinnä rikki- ja magneettikiisua sekä magnetiittia. Tämöinen kivi voi synnyttää melkoisesti ruostetta, ja Urtasjoen mutkassa (1842 02A) onkin poikkeuksellisen ruosteinen serisiittikvartsiitti osoitettu kiisun merkillä.

Granaattikiillegneississä Kiedditšohkkan laella aivan Norjan rajalla (1842 02D) on liuskeisuuden myötäinen jonkin verran gabromainen amfiboliittikerros. Se on niin vahvasti suuntautunutta, että kiveä on vielä pidetty amfiboliittina, ja se saattaakin olla vain vähemmän metamorfoitunutta kuin muut amfiboliitit. Toisaalta yläpuolisessa Vaddas-laatassa olevat kerrosjuonimaiset gabrot eivät myöskään sijaitse enää tektonostratigrafisesti kovin etäällä, mutta koska emäksisemmät differentiaatit näyttävät Kiedditšohkalta puuttuvan, ei tämä amfiboliitti liene vielä geneettisesti yhteydessä Vaddas-laatan intruusiokompleksiin.

Kiillegneissi ja granaattikiillegneissi

Pelkän *kiillegneissin* nimellä kutsuttua kivilajia löytyy Nabar-laatasta melko tasaisesti vaikkei mistään runsaasti. Kiillegneissi on yleensä keskiraakeista, 1 - 3 mm, ja melko epähomogeenista. Se ei ole kuitenkaan vailla granaattia, vaan tätä

esiintyy porfyroblastisesti. Kartoituksessa kiillegneissin selvänä erona granaatti-kiilleliuskeeseen onkin ollut se, että granaattikiilleliuske on homogeenista, ja raekooltaan selvästi pienempää kuin kiillegneissi ja granaatti on siinä jakaantunut tasaisemmin. Kiilleliuskeessa on havaittavissa vaihettumista kohti amfiboliittista koostumusta, ja liuske on myös runsaasti poimuttunutta.

Mineraalikoostumukseltaan Nabar-laatan kiillegneissi muistuttaa pohjakompleksin kiillegneissia, mutta Kaledonideihin kuuluvassa kiilleliuskeessa kiillettä on yleensä vähemmän ja granaattia enemmän. Lähinnä tähän kivilajiin liittyy myös Kovdoskaisen pohjoisrinteellä oleva hieman kiisupitoinen ruosteinen kivi-raitta (1842 02D), jossa on mukana myös muutama rae sinkkivälkettä ja lyijyhohdetta (Isomaa, 1988).

Granaattikiillegneissi puolestaan muodostaa oman hyvin homogeenisen alayksikkönsä laatan ylimpänä osastona. Se on leimallisesti raitaista ja vain pienoispoimuttunutta kiveä (kuva 23); raitaisuus korostuu koska biotiitti on säännömukaisesti keskittynyt ohuiksi tummemmiksi raidoiksi. Raitakerran paksuus on keskimäärin 1 - 3 cm. Granaattikiillegneissin raekoko on varsin pieni, jopa vain 0,05 - 0,2 mm, mutta siinäkin on paljon vaihtelua. Tämä kivilaji on siis ratkaisevasti hienorakeisempaa kuin tektonostratigrafisesti alempana sijaitseva em. kiillegneissi, mutta muuten itse mineraalikoostumoltaan se on melko samanlaista.

Kiven vaaleat päämineraalit ovat plagioklaasi, kvartsi ja myös kalimaasälpä. Granaattipitoisuus vaihtelee suuresti tummasta raidasta toiseen. Almandiinigranaatit voivat olla muusta kivistä mikroskoopissa porfyroblastisesti erottuvia mutta vain 1 - 2 mm:n raekokoon saakka. Almandiinikasauma voi joskus muodostaa yksinään pätjän tummasta raidasta (kuva 23), mutta toisinaan sitä ei löydy kivistä lainkaan. Tummiin raitoihin keskittyvät myös muskoviitti ja biotiitin joissakin tapauksissa korvaava kloriitti. Epidoottia on toisinaan myös raitoihin keskittyvänä runsaasti, ja jopa titaniittia on paikoin pidettävä päämineraalina. Apatiittia on tasaisen harvakseltaan kautta kiven.

Makroskooppisessa tasalaatuisuudessaan granaattikiillegneissi muistuttaa Nalganas-laatan arkoosikvartsiittia, mutta siltä puuttuu tämän korostunut liuskeisuus.

Kuva 23. Granaattikiilleliusketta; suur.
8.2 x, nik. -.
Fig. 23. Garnet mica schist; magn. 8.2
x, nic. -.
Kiedditšohkka, 1842 02D; x = 7687,40,
y = 1508,77.



Taulukko 2 C. Haltin ja Kilpisjärven kartta-alueiden kivien kemiallisia koostumuksia.
 Table 2 C. Chemical compositions of rocks of the Halti and Kilpisjärvi map-sheet areas.

%	15	16	17	18	19	20	21
SiO ₂	57,05	70,32	52,97	49,24	49,22	40,22	54,09
TiO ₂	1,02	0,85	1,61	1,91	1,92	0,14	2,03
Al ₂ O ₃	16,83	11,66	18,79	9,27	15,27	26,45	16,07
Fe ₂ O ₃	9,56	5,46	10,07	11,52	14,00	2,90	11,82
MnO	0,07	0,05	0,12	0,13	0,12	0,03	0,14
MgO	1,95	1,57	2,85	4,98	4,43	10,70	3,86
CaO	1,71	1,20	4,51	3,53	4,15	11,08	6,94
Na ₂ O	3,89	3,65	2,79	1,82	3,84	1,17	3,50
K ₂ O	2,60	1,74	1,40	2,40	0,44	0,02	1,00
LOI	1,12	2,27	1,12	3,60	2,03	1,04	0,82
Summa	105,15	98,77	96,23	88,40	95,42	93,75	100,27

15. Hienorakeinen kiillegneissi — *Fine-grained mica gneiss*. Pihtosnjunni, 1842 02C: x = 7682,08, y = 1508,70.

16. Karkearakeinen kiillegneissi — *Coarse-grained mica gneiss*. Kovdoskaisi, 1842 02C: x = 7683,76, y = 1506,47.

17. Sv-pitoinen kiillegneissi — *Hb-bearing mica gneiss*. Kiedditšohkka, 1842 05B: x = 7687,68, y = 1510,61.

18. Sarvivälke-kloriittikiillegneissi — *Hornblende chlorite mica gneiss*. Pitsusjärvi, 1842 02D: x = 7685,25, y = 1506,65.

19. Kiillepitoinen sarvivälkegneissi — *Mica-bearing hornblende gneiss*. Urtasvankka, 1842 02A: x = 7681,38, y = 1504,73.

20. Zoisiittiamfiboliitti — *Zoisite amphibolite*. Halti, 1842 06A: x = 7691,00, y = 1511,06.

21. Epidootiamfiboliitti — *Epidote amphibolite*. Kiedditšohkka, 1842 05B: x = 7687,24, y = 1510,98.

Pegmatiittinen graniitti

Koko Nabar-laatan alueella, ylintä granaattikiillegneissin jaksoa lukuun ottamatta, tavataan karkeata graniittia, joka on osittain pegmatiittistakin. Milloin kalimaasälpää on hyvin runsaasti, kivi on punertavaa, mutta plagioklaasin määrän kohotessa pegmatiittinen graniitti tulee hyvin vaaleaksi. Pegmatiittisen syenogranitiin koostumus on esitetty taulukossa 2D, nro 30.

Mikroskooppiselta rakenteeltaan kivi on hienojakoisempaa kuin miltä se paljain silmin näyttää. Enimmältäänkin lienee kyseessä graniittinen materiaali, joka on laatan gneissien metamorfoosin yhteydessä erkaantunut ja tektonisten liikuttojen aikana granuloitunut, jolloin sen sisäinen rakenne on muotoutunut. Joskus taas tämä aines on mikroskooppisestikin karkearakeista, jopa hyvin kvartsirikkaan juonen kaltaista, ja silloin se on ilmeisesti vasta liikuntojen aikana saanut juonimaisen asemansa. Syvemmillä Kaledonideissa Norjan puolella vastaavia sweat-out-erkaumia esiintyy liuskekerrosten välissä huomattavan runsaasti. Niitä näkyy yleisesti mm. Jäämeren rantaa kiertävän valtatie leikkauksissa. Myös Nalganas-laataassa esiintyy tällaista graniittia Vuomakasjärvellä (1842 04B).

Vaddas - Corrovarri-ylityöntöpinta

Halti - Ridnitšohkka-kompleksi koostuu lähes kokonaan ultramafis-mafisista plutonisista magmakivistä, joilla on alakontaktissaan Nabar-laattaa vastaan selvä hierto- ja ylityöntöpinta. Tämän syntyä on varmasti edes auttanut myös kivien suuri kemiallinen eroavuus pinnan eri puolilla. Aivan tämän Vaddas - Corrovarri-laatan kaakkoisessa ja itäisessä distaalikärjessä (1842 05D ja 06C) ylityöntöpintaa ei kuitenkaan enää voi havaita. Sen sijaan siellä syntynyt intruusion johdosta liuskeisiin hiukkaseen sulaa, jonka voidaan katsoa muodostaneen sellaisen plastisen liikuntotilan, joka on välittänyt päälle työntyneiden kivien liikkeen.

Noin sata metriä alempana Ridnitšohkkan kaakkoisrinteessä on liuskeitten joukossa ympäristöään selvästi myloniittiutuneempi 2 - 3 m:n vahvuinen kerros, joka puolestaan voisi olla toiminut liikuntosaumana, mutta sen jatkuvuutta laajemmalle ei ole voitu varmistaa.

Tämän kartoituksen yhteydessä suoritettujen iänmääritysten perusteella (ks. Isotooppitutkimuksia, s. 50) näyttää siltä, että tämä ylityöntö todella olisikin Skandi-vaiheeseen kuuluva ja runsaat 100 Ma myöhäisempi kuin alla olevien laattojen paikoilleen sijoittumiset. Varsinkin kompleksin ultramafinen osa olisi tietenkin voinut muodostua muualla jo varhaisemmin ja mafisen osan intrudoitumisen yhteydessä vasta kulkeutua nykypaikalleen. Silloin iänmääritystulokset myös kokonaisuudessaan sopisivat tämänhetkiseen käsitykseeni (vrt. kuva 3) itse ylityönnöstä: ylityöntö olisi - norjalaista terminologiaa seuraten (Zwaan, 1988) - osa nuorempaan Skandi-vaiheeseen kuuluvaa Vaddas-laattaa eikä enää, kuten Zwaan & van Roermund (1990) väittävät, vanhemman Finnmark-vaiheen Kalak-laattakompleksiin kuuluvaa (vain Norjasta tavattua) Corrovarri-nappea.

Vaddas-laatan kivilajit

Poikkeuksellisesti tässä laatussa on lähes yksinomaan magmakiviä: synnyltään vanhempi (Sipilä, 1992) Ridnitšohkkan gabrojuonialue gneissisulkeumineen ja kontaktisulineen sekä tämän jälkeen syntynyt Haltin ultramafis-mafinen kumulaattisarja. Nämä kuulunevat yhdessä samaan magmaattiseen differentiaatio-tapahtumasarjaan. Kumulaattisarjassa on havaittavissa kerroksellisten gabrorakenteitten syntyä.

Sillimaniittikiillegneissi

Tätä kivilajia (kuva 24) tavataan laatan kaakkoisosissa (1842 05B) kerrosjuonimaisen gabron sulkeumina. Näiden välikerrosmaisten sulkeumien suuntaus on nykytilassa juonten kanssa täysin yhdenmukainen. Kun kuuma gabrosula tunkeutui sivukiveensä, se kohotti tämän lämpötilaa niin, että syntyi jonkin



Kuva 24. Sillimaniittikiilleliusketta;
suur. 8.2 x, nik. -.

Fig. 24. Sillimanite mica schist; magn.
8.2 x, nic. -.

Ridnitšohkka, 1842 05B; x = 7689,16,
y = 1513,97.

verran graniittista sulaakin. Loppuosa sivukivestä uudestikiteytyi varsin korkeassa lämpötilassa, jolloin muodostui sillimaniittia sekä kyaniittia ja granaattia. Toisinaan näyttäisi tapahtuneen myös mekaanista sekoittumista gabromagman kanssa, koska joissakin sillimaniittigneissin näytteissä esiintyy pyrokseeni- ja oliiviinirakeita. Kiven kemiallinen analyysi (taulukko 2B, nro 14, sivulla 39) osoittaa suurta alumiinipitoisuutta.

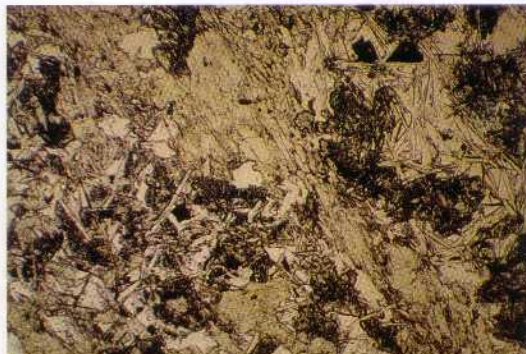
Muina säännöllisinä päämineraaleina kivessä on sillimaniitin sekä kyaniitin ja granaatin ohella plagioklaasia, pertiittistä kalimaasälpää ja kvartssia. Malmimineraaleja on jopa 5 %:n saakka, mikä aiheuttaa tähän happamahkan kiveen varsin ruosteisen pinnan. Kiven keskiraekoko on 0,3 - 0,5 mm, mutta sen ylittävät vaaleat kyaniittiporfyroblastit, joitten koko voi nousta 1 - 2 cm:iin saakka.

Zoisiittiamfiboliitti

Haltin rinteen ruosteesta punertavanruskeapintaiset duniitti, troktoliitti ja oliivinigabro sisältävät paikoin vaihtelevan paksuisia vihertävänharmaita raitoja, jotka näyttäisivät olevan niiden magmaattisen kerroksellisuuden myötäisiä. Runsaiten näitä raitoja esiintyy karttaan merkityssä vyöhykkeessä oliivinigabron ja troktoliitin välissä varsinaisen Halditšohkkan juurella (1842 06A). Tätä Böen (1976) kyaniittiamfiboliitiksi kutsumaa kivilajia, joka on magmakivien metamorfinen muuttumistulos, Hausen (1941) kuvasi nimellä uraliittidiabaasi. Hän piti sitä muuta magmakiviseuruetta vanhempana. Sipilä (1992) kutsuu sitä amfibolikiveksi. Hänen siitä osoittamansa päämineraalina esiintyvän, muuten harvinaisen zoisiitin johdosta olen merkinnyt kiven kartalle nimellä zoisiittiamfiboliitti. Pienissä piirteissä zoisiittiamfiboliitti kuitenkin leikkaa kumulaattisarjan magmaattista kerroksellisuutta.

Kiven mineraalikoostumus on aika erikoinen: päämineraaleina ovat Sipilän (1987, 1992) tutkimusten mukaan tshermakiittinen amfibolmuunnos, em. zoisiitti

Kuva 25. Zoisiittiamfiboliittia; suur.
8.2 x, nik. -.
Fig. 25. Zoisite amphibolite; magn.
8.2 x, nic. -.
Halditšohkka, 1842 06A; x = 7691,00,
y = 1511,06.



ja paragoniittinen kiille (kuva 25). Toisin paikoin myös plagioklaasi ja kloriitti ovat runsaita kiven päämineraaleina; karbonaattia ja titaniittia on vähemmän. Varhemmin kiven nimeen liitettyä ollut kyaniitti on melko harvinaista, mutta esiintyessään se näkyy silmiinpistävän sinisinä, jopa 1 - 3 cm pitkinä porfyroblastisälöinä.

Kiven mineraalikoostumuksessa voi olla huomattavaa paikallista vaihtelua, mikä onkin ymmärrettävää, koska zoisiittiamfiboliitti näyttää syntyneen pelkästään kumulaattisarjan magmakivien metamorfoitumisen kautta. Se on alumiinin suhteen rikastunut kivilaji (taulukko 2C, nro 20, sivulla 42).

Duniitti

Duniittinen kivi keskittyy esiintymisessään varsinaisen Haltitunturin, Halditšohkkan kaakkoisosiin, mutta oliviinipitoisia kiviä, lähinnä troktoliittia ja duniittia, esiintyy kerrosmaisesti keskenään vaihdellen toki monin paikoin muuallakin intruusion alueella. Duniitti muodostaa vanhimman pääyksikön Haltin kumulaattisarjalle, jonka muut osat ovat troktoliitti ja oliviinigabro. Näitä kaikkia kivilajeja luonnehtivat pohjois-eteläsuuntainen magmakerroksellisuus ja kerrosten huomattavan pysty asento, joka kuitenkin länttä kohti loivenee siihen suuntaan kaatuvaksi (Sipilä, 1992).

Duniitti on sangen tervettä, sillä se on vain niukalti muuttunut serpentiiniksi. Yleisesti ottaen on muuttumisten kaikenkaikkinen vähäisyys luonteenomaista koko Haltin kumulaattisarjalle, - zoisiittiamfiboliitin synty magmakivien kustannuksella muodostaa tähän selvän poikkeuksen.

Ainoan päämineraalin oliviinin Mg-pitoisuus on huomattavan suuri. Tyypillistä Haltin duniitille on, että kromispinelliä esiintyy pirotteena paikallisesti, aina 10 %:iin saakka ja jopa ohuina kromiittiraitona (Sipilä, 1992). Duniitti kuuluu Haltilla niihin kivilajeihin, joitten rapautumispinta on silmiinpistävän ruostuneen värinen (kuva 26).



Kuva 26. Ruosteenruskea oliviinin rapautuminen luonnehtii Haltin (huippu kuvan keskellä) rinneiden duniittia ja troktoliittia.
Fig. 26. Rusty brown weathering colour of olivine characterises the dunite and troctolite of the slopes of Halti (its top in the middle).

Troktoliitti

Troktoliitti on kumulaattisarjan yleisin kivilaji, myös intruusion Norjan puoleisissa osissa. Suomessa sen esiintymisalue keskittyy duniitin ja zoisiitti-amfiboliitin väliin. Troktoliitti muodostaa pääkivilajin myös pienessä satelliittimassiivissa Kiedditšohkkalla (1842 03C) Halditšohkkalta lounaaseen. Troktoliitissa nähdään kerrosintruusioiden rytmisen kerroksellisuus selvästi (Sipilä, 1992). Mineraalikokoonpanonsa puolesta troktoliitti muodostaa vähittäisen välivaiheen puhtaasta oliviinikivestä, duniitista, puhtaaseen plagioklaasikiveen, anortosiittiin, jota esiintyy kuitenkin vain vähäisinä raitoina. Toisaalta troktoliitti vaihettuu vähittäin myös pääkivilaji oliviinigabroon, kun augiitin määrä kasvaa.

Oliiviinin ja plagioklaasin välillä esiintyy tässä kivessä sekä myös oliviinigabrossa reaktiotuloksena saumamaista koronamuodostusta (Sipilä, 1988). Mikrovalokuva 27, jossa tämä rakenne näkyy, on otettu plagioklaasia vain 20 % sisältävästä melatroktoliitista, josta on myös taulukon 2D analyysi nro 24. Troktoliitin päämineraalit ovat bytowniittinen plagioklaasi ja hyvin Mg-pitoinen oliiviini. Klinopyrokseeni esiintyy tässä kivilajissa siis vain lisäaineksena. Troktoliitti on toinen kivilaji, joka Haltilla rapautuu pinnaltaan väkevän ruosteen väriksi.

Taulukko 2D. Haltin ja Kilpisjärven kartta-alueiden kivien kemiallisia koostumuksia.
Table 2 D. Chemical compositions of rocks of the Halti and Kilpisjärvi map-sheet areas.

%	22	23	24	25	26	27	28	29	30
SiO ₂	44,20	49,15	36,30	46,75	72,22	72,22	71,66	74,37	73,08
TiO ₂	2,46	0,50	0,11	2,86	0,38	1,01	0,21	0,29	0,25
Al ₂ O ₃	12,90	6,42	6,31	13,43	16,50	14,78	15,30	14,95	15,06
Fe ₂ O ₃	15,50	10,70	10,01	16,80	1,91	0,84	1,74	2,02	1,89
MnO	0,19	0,18	0,10	0,21	0,01	0,00	0,00	0,01	0,00
MgO	3,87	16,90	37,00	4,95	0,49	0,20	0,11	0,11	0,07
CaO	6,82	9,08	2,11	7,95	3,47	1,71	1,18	0,71	0,97
Na ₂ O	3,01	0,50	0,23	2,78	3,70	3,46	3,39	3,05	2,73
K ₂ O	0,20	1,20	0,02	0,87	1,10	2,81	4,50	4,60	5,60
LOI	0,42	1,30	2,86	0,75	0,45	0,17	0,67	0,68	0,64
Summa	104,57	95,73	95,05	97,35	100,33	97,03	98,76	100,79	100,34

22. Granaattiamfiboliitti — *Garnet amphibolite*. Kovdoskaksi, 1842 03C; x = 7682,24, y = 1507,65.
 23. Metahornblendiitti — *Metahornblendite*. Saivaara, 1842 04C; x = 7673,76, y = 1516,42.
 24. Melatroktoliitti — *Melatroctolite*. Ruksesvaggi, 1842 06A; x = 7690,04, y = 1511,54.
 25. Uraliittidiabaasi — *Uralite diabase*. Saivaara, 1842 04C; x = 7674,10, y = 1516,21.
 26. Graniittinen juoni — *Granitic dyke*. Halditšohkka, 1842 06A; x = 7691,62, y = 1510,28.
 27. Granodioriitti — *Granodiorite*. Janttar, 1842 07a; x = 7671,02, y = 1520,52.
 28. Montsograniitti — *Monzogranite*. Saivaara, 1842 04C; x = 7674,25, y = 1515,16.
 29. Montsograniitti — *Monzogranite*. Ridnitšohkka, 1842 05B; x = 7688,53, y = 1512,71.
 30. Pegmatiittinen syenogranitti — *Pegmatitic syenogranite*. Pitsusjunni, 1842 05A; x = 7681,99, y = 1510,27.



Kuva 27. Troktoliittia. Keskiosan plagioklaasirakeen ympärillä on koronarakenne; suur. 42 x, nik.+.

Fig. 27. Troctolite. A corona structure fringes the plagioclase crystal in the middle of view; magn. 42 x, nic. +. Halditšohkka, 1842 06A; x = 7690,04, y = 1511,54.

Troktoliitti muodostaa pohjakivikerroksen myös Haltin kumulaattien itä-kontaktissa Ridnitšohkkan juonisarjaa vastaan. Täällä on havaittavissa voimakasta augiittimegarakeitten kasvua oliviinin kustannuksella kiven muuttuessa gabromaiseksi. Haltin karttalehdeltä 1842 saa sen käsityksen, että augiittihajarakeita olisi duniitissa, mutta näin ei ole, vaan augiittihajarakeet ovat kasvaaneet em. ohueen troktoliittikerrokseen. Tästä vyöhykkeestä Sipilä (1992) raportoi myös, että karbonaatti- ja kvartsiäytteistä breksioitumista on tapahtunut paikallisesti.

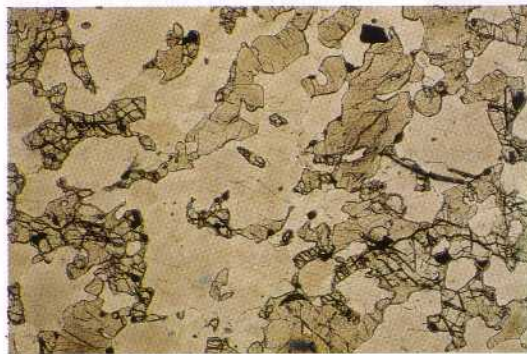
Oliviinigabro

Kumulaattijakson Suomen puoleisessa länsiosassa esiintyy oliviinigabroa. Tätä kivilajia on myös Haltitunturin Suomen puolen korkein huippu, tunnetusti tämä huippu sijaitsee vain koko laajemman tunturialueen rinteessä ja noin 40 m Norjan puoleista korkeinta kohtaa alempana. Tästä lounaaseen ja luoteeseen kivi jatkuu Norjan puolella melkein intruusion ulkoreunalle saakka oliviinigabrona (Sipilä, 1992), vaikka troktoliitista sitten tuleekin kompleksin runsain kivilaji, kun koko Norjan puoleinen suurempi osa intruusiosta lasketaan mukaan. Oliiviinigabroa on syntynyt kumulaattisarjassa, kun klinopyrokseenia on tullut troktoliittiseen kiveen mukaan päämineraaliksi saakka. Mikrovalokuvassa 28 on aivan Suomen korkeimmalta kohdalta otettua oliviinigabroa. Tyypillinen oliviinigabro on tummaa, eikä sen pinta enää rapaudu silmiinpistävän ruskeaksi kuten oliviinirikkaammat kivilajit alempana rinteellä. Päämineraaleista oliviini on vielä sangen Mg-pitoista, plagioklaasi on labradoriittista, ja augiitin ohella kivenessä on myös enstatiittia (Sipilä, 1992).

Oliiviinigabron kaltaista on sekä kemialliselta että mineraalikoostumukseltaan myös intruusiosta esiintyvien pegmatiittisten gabrojuonten aines. Juonet ovat yleensä vain muutaman kymmenen senttimetrin paksuisia ja hyvin karkearakeisia. Juonet leikkaavat selvästi kaikkia muita kumulaattimagmaa (Sipilä, 1987, 1992).

Gabro

Karttaan pelkäksi gabroksi merkitty ala käsittää Ridnitšohkkan gabrojuoni-parven. Sen länsiosassa juonet ovat yleensä aivan toisissaan kiinni. Itäosassa on yksittäisten juonten välissä, itäänpäin mentäessä enenevin määrin, granaattipitoista sillimaniittikiillegneissia. Nykyasussaan se esiintyy välikerroksen luonteisina sulkeumina. Sen välitön yhteys Haltin kumulaattisarjaan ei ole yhtä selvä kuin jatkuvuus tämän sarjan sisällä on, mutta Sipilän (1992) mukaan kyseessä on



Kuva 28. Oliiviinigabroa; suur. 17 x, nik. -.

Fig. 28. Olivine gabbro; magn. 17 x, nic. -.

Halditšohkka, 1842 06A; x = 7691,92, y = 1510,61.

samaan differentiaatioketjuun liittyvä kivilaji. Gabron kerrosjuonimaisuus tulee jo pinnaltakin esille siinä, että juoniparven asento ja kiven mekaaninen lohkeilu ovat synnyttäneet keskimäärin 45°:n kulmassa olevat, Haltin alle jalasmaisesti kaatuvat askelmat, jotka näkyvät tunturin laella muutaman metrin paksuisina (Lehtovaara 1984) ja entisestäänkin hidastavat alueella kulkemista. Gabrojuoniparvi näkyy ilmapalokuvissa erinomaisesti.

Juonigabro on melko hienorakeista, raekooltaan keskimäärin 2 - 3 mm. Juonissa on myös jonkin verran biotiittia (Lehtovaara, 1987), joka yleisesti antaa niille hiukan liuskeisen ulkoasun; Hausenin (1942) kartalla Ridnitšohkkan kivilaji onkin ilmeisesti tutkimusajan puutteessa otaksuttu liuskeeksi.

Plagioklaasi ja augiitti ovat tämän gabron runsaimmat päämineraalit (Sipilä 1987, 1992). Plagioklaasin määrä voi ylittää puolet kiven tilavuudesta, ja sen Anpitoisuus vaihtelee välillä 30 - 60 %. Plagioklaasi on myös jonkin verran omamuotoisempaa kuin augiitti. Näitten ohella päämineraaleina esiintyy ensta-tiittia ja biotiittia, jonka määrässä on runsasta vaihtelua. Joskus kivessä esiintyy myös oliviinia. Juonet ovat jonkin verran sulfidipitoisia, mikä aiheuttaa niitten ruostumista pinnalta vaikkei enää siinä määrin kuin oliviinivaltaisilla duniitilla ja troktoliitilla. Sipilä (1992) on havainnut myös grafiittia läheltä kontaktia Haltin kumulaatteihin.

Tämän juonisarjan ja Halditšohkkan kumulaattisarjan välissä on nykyasen-nossa ainakin hiertymävyöhyke; pitemmistä työnnöistä ei ole kenttähavaintoja.

Graniitti

Graniitin esiintyminen keskittyy gabrojuoniosan alakontaktiin itäkaakossa noin kolmen kilometrin osuudella (1842 05B ja 06A). Graniitti on yleensä selvästi migmaattista ja sisältää sillimaniittikiillegneissin jäänteitä paleosomina (Lehtovaara, 1986a; Sipilä, 1992). Graniitti on myös paikoin varsin puhdasta jäänteistä (taulukko 2D, nro 29), ja sen pesäkkeiden paksuus on 50 - 100 metriä. Graniitin esiintymistavan perusteella voi päätellä, että graniitti on syntynyt palingeenisesti, kun liuskeet ovat osittain sulaneet niihin tunkeutuneen gabrosulan lämpövaikutuksen vuoksi. Myös itse Haltin kumulaatteja leikkaavina tava-taan alakontaktin lähellä Norjan rajan tuntumasta joitakin ohuita, 10 - 20 cm paksuja granitoidijuonia (taulukko 2D, nro 26), joiden synty tapa lienee sama.

Graniitti on tyypillisesti suuntauksetonta, väriltään lähes valkoista montso-graniittia. Gabrojuonten alakontaktista ulospäin näkyy vaihtuminen puhtaasta graniitista erilaisten migmatiittivaiheitten kautta granaattikiillegneissiin (Lehto-vaara, 1986a; Sipilä, 1992).

Kiven migmatiittiluonteen vuoksi raekoossa ja mineraalikoostumuksessa on suurta vaihtelua, ja kivi voi paikallisesti olla jopa pegmatiittimainen. Selvimmin graniittisessa kivessä päämineraaleista runsaimmin on kalimaasälpää ja se on jonkin verran muita mineraaleja kookkaampirakeista. Paikallisesti keskikar-kearakeisessa graniittimuunnoksessa kalimaasälpä on raekooltaan 1,0 - 1,5 cm ja

koostumukseltaan pertiittistä. Muut päämineraalit ovat kvartsi ja plagioklaasi sekä almandiinigranaatti. Päämineraaleihin kuuluu vielä vaaleahko biotiitti, jota on noin 10 % kivistä mutta joka esiintyy hyvin epätasaisesti jakautuneena, useimmiten almandiinin yhteydessä. Vähemmässä määrin tavataan muskoviittia ja yksittäisiä isoja kyaniittirakeita 5 cm:n raekokoon saakka. Aivan aksessorisia mineraaleja ovat muuttumistulokset kloriitti ja epidootti sekä apatiitti, opaakki ja zirkoni sekä iänmäärityksessä löydetty baddeleyiitti (Vaasjoki & al., painossa).

ISOTOOPPITUTKIMUKSIA

Kartoitusalueelta on olemassa vain yksi varhaisempi isotooppitutkimus. Sen tuloksesta Matisto (1969) ilmoittaa karttালেhtiselostuksessaan ainoastaan, että venäläiset ovat määrittäneet biotiitin kalium-argoniaksi Haltin karttালেhdeltä 1830 Ma, ja sen perusteella hän ilmeisesti antoi tässä kartoituksessa pohjagneisiksi kutsutulle alueelle svekofennialaisen iän. Toisaalta juuri vastaavanlaiset iät alenevat herkästi myöhempien lämpötilan kohoamisen vuoksi, kuten esim. Itä-Suomen vastaavilla alueilla on havaittu tapahtuneen (Kontinen et al., 1992). Jo pelkästään kaledonisoitumisen vaikutus olisi saattanut alentaa K-Ar-menetelmän ikätulosta, joten tämän iän merkittävyys ei yksinään ole kovin suuri.

Kuten edellä on ollut puhetta, arvioidaan lähialueiden nykyiset, uraani-lyijyisotooppien määrityksiin perustuvat iät arkeeisiksi. Samaan ryhmään lukeutuvat myös Matiston (1969) Ropinsalmelta esittämät 2 800 Ma:n ikä zirkonille ja vastaavasti 2 600 Ma:n ikä titaniitille, vaikka tätä ikäryhmää hän ei karttালেhteensä arvannutkaan merkitä. Näihin tuloksiin ja nykyisiin käsityksiin (Silvennoinen, 1987) perustuu nyt esitetty iän käsittäminen arkeeiseksi.

Alueelta on nyt varta vasten tehty kaksi uutta iänmääritystä Geologian tutkimuskeskuksen massa-analyttisessä laboratoriossa näytteistä, joita olen ollut noutamassa maastosta kesällä 1988. Ridnitšohkkan gabrojuonista aivan alueen eteläkärjestä (Vaasjoki & al., painossa) on U-Pb-ikä baddeleyiittistä 434 ± 4 Ma ja zirkonista 443 ± 2 Ma. Tällöin alkuperäinen arvio Finnmark-vaiheen tai vieläkin vanhemmasta iästä (Lehtovaara, 1987) kumoutuu ja Halti - Ridnitšohkka-kompleksin ikä tuleekin tarkoittamaan pääpoimutus- eli Skandi-vaihetta. Myös palingeeniselle graniitille aivan kerrosjuonten välittömästä läheisyydestä saatiin zirkonille ikä 425 ± 10 Ma, mikä tukee saatua uutta ikäkäsitystä voimakkaasti.

Ruotsalaisten tämän jälkeen saamat ikätulokset 564 ± 35 Ma ovat samarium-deodyymi-ajoitusmenetelmällä analysoituja (Matsson, 1994) ja peräisin Haltin oliviinigabrosta. Käytettyjen iänmääritysmenetelmien luotettavuus alkaa kuitenkin olla näin nuorissa i'issä Sm-Nd-menetelmää jo selvästi heikompi, joten ainakin toistaiseksi voidaan GTK:n tuloksia pitää luotettavimpina osoittamassa sekä sulan kiteytymistä että likimaista ylityöntymisen ikää. Tapaus on kuitenkin varsin kompleksinen ja vaatisi lisäselvitystä.

TEKTONINEN JA METAMORFINEN KEHITYSKULKU

Kaledonidien yleistä rakentumista on jo selvitelty yleiskäsitteen tektonostratigrafia avulla kivilajikuvausten yhteydessä. Tässä karttalehtiselostuksessa siihen on sisällytetty myös pohjakompleksin osuus. Kaikkiaan edeltävä käsittely selvittelee siis mahdollisimman pitkälle Suomen Kaledonidien yleistä kehityskulkua, josta on mm. yhteenvetomainen pylväsesitys kuvassa 3. Tässä yhteydessä esitetään vain yleiseltä tektoniselta ja metamorfiselta kannalta lisäpäätelmiä alueen geologisesta historiasta, mutta ei yksityiskohtaista analyysiä, koska näiltä aloilta ei tässä yhteydessä ole suoritettu mitään erikoistutkimuksia.

Arkeaisen pohjakompleksin nykyinen gneissimäinen rakenne on pääosin kyseisen ajanjakson aikaisen deformaation ja metamorfoosin aiheuttamaa. Kuten jo varhemmin on mainittu, pohjakompleksin kaledonisoitumisesta johtuvat muutokset jäivät melko vähäisiksi, lähinnä kiven hauraassa tilassa kokeman ruhjoutumisen lisääntymisiksi. Kaikkiaankin alue vaikuttaa metamorfisesti suhteellisen vakaaseen tasapainoon päässeeltä, kun otetaan huomioon epidootti-amfiboliittifasies.

Pohjagneissia leikkaavat uraliittidiabaasijuonet ovat proterotsooisiksi katsottuja, ja ne ovat tunkeutuneet N - S ja NW - SE-suuntien välissä arkeiseen kratoniin, mahdollisesti samoin kuin Etelä-Suomen jotunidiabaasit svekofeniseen kallioperään.

Seuraavaksi ollut, lähes kahden miljardin vuoden mittainen rapautumiskausi tuotti runsaasti kypsää sedimenttiainesta. Kaudelta jäi jäljelle lähinnä vain Dividal-ryhmän alapuolinen voimakas epäyhteneväisyyspinta, jonka syntyyn myös kaledonisella transgressiolla oli osuutta.

Epäyhteneväisyyspinnan päälle kerrostuneet Dividal- sekä Jerta-sedimenttikivet kokivat vähittäisen deformatiivien ja uudestikiteyttävien voimien kasvun sedimenttikerroksissa ylöspäin, kun pitkämatkalaiset Kalak-nappekompleksin ylityöntölaatat kaledonidipoimuksen Finnmark-vaiheessa n. 490-540 Ma sitten työntyivät niiden päälle. Imbrikaatioiden synty varsinkin Jerta-laattaaan oli näkyvimpiä seurauksia suuressa mittakaavassa.

Voimakkainta tektoninen ja metamorfinen kehitys oli vasta Keski-Alloktonin napeissa ja niiden yläpuolella. Alimmainen selvästi rajautunut pohjasiirros on yleensä aiheuttanut sen, että voimakkaasti myloniittiutunut ja uudestikiteytynytkin arkoosikvartsiitti ovat nappekompleksin alimmassa yksikössä joutuneet jyrkkään kontrastiin alla olevien sedimenttikivien kanssa.

Arkoosikvartsiittissa on voimakkaasti kehittynyt, huomattavan vaaka-asetoinen laattamainen liuskeisuus (kuva 28), joka on paikallisesti Suomen Kaledonideissa vanhin tasorakenne S_1 . Siihen liittyy erittäin voimakas ja paikoin jopa liuskeisuudenkin syrjäyttävä mineraalilineaatio L_1 (kuva 21). Lineaation katsotaan edustavan nappejen tektonisen kuljetuksen suuntaa länsiluoteesta (270° - 330° , keskittyen lähelle arvoa 290°). Lineaatio L_1 on Suomen pienellä Kaledonidialueella huomattavan vakaa rakennepiirre.

Yleisesti koko Kaledonideja ajatellen tämä deformaatiovaihe olisi jo D_2 :ta ja poimutus vastaavasti F_2 :ta täysin isokliinisine poimuineen (Zwaan & Roberts, 1978).

Seuraaviin deformaatiovaiheisiin liittyy Suomessa poimutusta. L_1 toimii poi-
muukselin suuntana, mutta poimutusta on myös sitä vastaan kohtisuoran vaaka-
akselin suuntaisena. Molemmat poimutyypit ovat melko avoimia ja pienikokoi-
sia; jälkimmäinen on joskus puristunut epäsymmetrisiksi, terävätaipeisiksi ja
hyvinkin pieniksi poimuiksi, joita voidaan kuvailla vanhentuneella laahus-
poimutuskäsitteellä.

Mineraalilineaatio L_1 tulee alimmassa pitkämatkaisessa eli Nalganas-laatan
yläosissa monin paikoin yksin vallitsevaksi liuskeisuuden kustannuksella. Tämä-
kin vaatisi perusteellisempaa alueellis-tektonista selvittelyä. Tämän laatan meta-
morfoosiaste on melko alhainen epidootti-amfiboliittifasies, ja se on läpi-
kotaisena syntynyt liuskeen blastomyloniittisen kasvun yhteydessä.

Päällä oleva seuraava nappe, useista gneissityypeistä ja amfiboliitista koostuva
Nabar-laatta, on raekooltaan karkeampaa, eikä sen liuskeisuus ole yhtä selvästi
näkyvä. Kuitenkin mikroskooppimittakaavan deformaatiot jatkuvat samantyyli-
sinä myös tässä laatassa. Metamorfoosiaste näyttäisi olevan amfiboliittifasies.
Lisäksi tulee isompien rakeiden väliin epidoottia ja kloriittia ikään kuin yli-
työntövaiheen aiheuttaman alkavan fasieslaskun merkkeinä. Tällöin siis tämän
Nabar-laatan alaosan aines voisi olla todella ylityöntöjen tempaisemaa vanhem-
paa kallioperää Kaledonidien kerrostumisalustasta ja iältään hyvinkin
proterotsooista.

Nabar-nappen pohjasiirros ei ole terävä, vaan liike on tapahtunut läpikotaisena
ainakin sata metriä paksussa vyöhykkeessä. Lisäksi on huomattava se mahdol-
lisuus, että nykyiselle sijalleen tämä nappe on ehkä tullut jo valmiina Nalganas-
laatan selässä ratsastaen.

Nabar-laatan yläosa on jälleen huomattavan homogeenista granaattikiille-
gneissiseurantoa. Mahdollisesti se on voinut muodostua kaledonisen sedimen-
taation synnyttämänä vanhemman kallioperän muodostaman pohjan päälle. Tä-
hän taikka sitten tämän päälle tunkeutui koko alueen pulmallisin rakenneyksikkö
Vaddas-laatta. Se koostuu lähes yksinomaan jo Skandi-vaiheeseen ja samalla
Ylä-Alloktoniin kuuluvasta Halti -Ridnitšohkkan ultramafis-mafisesta komplek-
sista, jolla on differentioituneen kerrosintruusion ominaisuuksia (Sipilä, 1992).
Iältään Nabar - Vaddas-kontaktin magmakivet sopivat selvästi Kaledonidien
päävaiheeseen. Silloin siirtyisi vielä itään päin tutkijain jo varhemminkin tähän
suuntaan siirtämä Skandinavian Kaledonidien päävaiheiden välinen kivilajiraja
- tällä kertaa jo Norjasta Suomen puolelle saakka. Suomen puolella Kaledonidien
tektonis-metamorfinen kehitys loppuu tähän, mutta lännempänä on vielä joukko
ylemmissä rakenteellisissa asemissa olevia tektonostratigrafisesti nuorempia
ylityöntölaattoja.

TALOUDELLISIA VIITTEITÄ

Taloudellisesti käyttökelpoisia mineraali- tai malmiaiheita alueelta ei ole löytynyt. Geologian tutkimuskeskus on kairannut Kilpisjärven kylässä (1823 12A) pohjakompleksiin asti (Härkönen, 1987) kultapitoisen näytelohkareen vuoksi, mutta kalliosta ei ole löytynyt enempiä viitteitä. Myös Meekonjärven (1842 04B) konglomeraatista Geologian tutkimuskeskus on suorittanut kulta-analyysin, mutta tämä antoi tulokseksi vain 1,9 ppb Au eli ei-kiinnostavan pitoisuuden.

Samalta karttalehdeeltä on tutkittu Salmivaaran jakson lounaiskärjen pientä kiisumineralisaatiota Salmivaaralla (1823 11B), mutta sekin on todettu kiinnostamattomaksi (Halonen, 1988).

Myöskään pontimena Haltin lehden kartoituksen aloittamiseen ollut, geokemiallisessa näytteenotossa näkyvä vähäinen Zn- ja Pb-anomalia Kovdoskaisen koillisrinteen pitkässä kiillegneissin ruostehorisontissa (1842 02C) (Isomaa, 1988) ei ole osoittanut erityisempiä jatkotoimenpiteitä tarpeellisiksi.

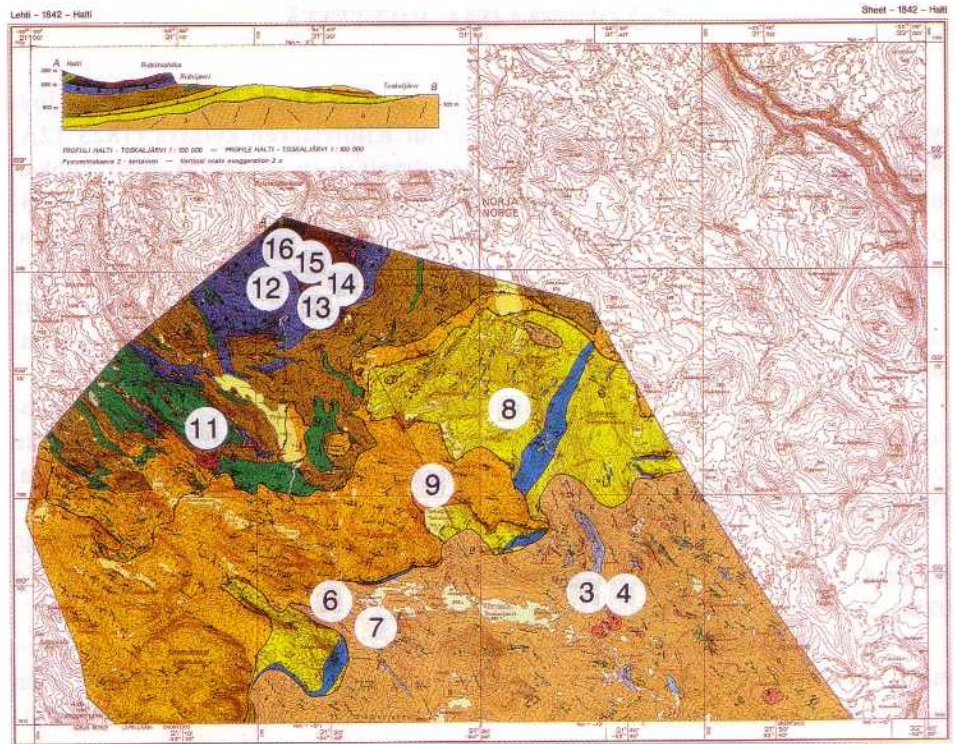
Täysin paljastumatta on myös pieni, aeromagneettisella kartalla 1:100 000 pistemäisenä näkyvä ainoa selvempi anomalia Pumbovarrin eteläpuolelta (1842 07B). Se saattaa johtua magnetiitin paikallisesta rikastumasta amfiboliittiin.

Potentiaalisia teollisuus- ja rakennuskivikohteita voisivat olla alueen dolomiitti- ja arkoosikvartsiittikivet. Dolomiittia on jo heti tien läheisyydestä alkaen luonnonsuojelualueilla (1823 12A) ja varsin runsaasti paljastuneena sitä on nimennyt Toskaljärven alueella (1842 04D), n. 30 km:n päässä maantieltä. Sen hyväksi käyttäminen ei kuitenkaan tulle käytännössä kysymykseen kummassakaan tapauksessa. Toisaalta Kilpisjärvellä Nalganas-laatan arkoosikvartsiittia on aivan paikallisesti käytettykin takkojen ja taistelumuistomerkkien muuraukseen. Se on parhaimmillaan samantapaista kuin Norjalainen Alta-liuske, jota louhitaan nimipaikkakunnallaan tektonostratigrafisestikin hyvin samankaltaisesta ympäristöstä. Mm. jo kuljetusmatkojen pituus asettaa omia rajoitteitaan rakennuskivien laajamittaiselle hyväksikäytölle.

GEOLOGISIA TUTUSTUMISKOHTEITA

Alueen matkailullisen merkittävyyden johdosta geologisten tutustumiskohdeiden sijaintia ja saavutettavuutta pyritään tässä kappaleessa selvittämään hiukan tavanomaista perusteellisemmin.

Alueelta on olemassa maanmittauslaitoksen Käsivarren ulkoilukartta mittakaavassa 1 : 100 000. Mittakaava on siis sama kuin tässä kyseessä olevissa geologisissa kallioperäkartoissakin, joten niitä voi käyttää rinnakkain geologisille tyyppikohteille mentäessä. Kilpisjärvellä aivan maantien vierestä alkaa Mallan luonnonpuisto, jossa on myös geologisesti kiinnostavia Jerta-laatan dolomiitteja ja saviliuskeita näkyvillä. Ilman lupaa puistossa ei saa poistua merkityltä polulta, mutta jo polulta käsin näkee näitä kiviä lähietäisyydeltä. Vaellettaessa polkua hiukan etäämmälle kohti Kolmen valtakunnan rajapyykkiä



Kuva 29. Geologisia tutustumiskohteita, koordinaatit tekstissä.
Fig. 29. Geological excursion sites, with the coordinates in the text.

tullaan Kitsin putouksille, joiden kohdalla on jo polulta nähtävissä tyypillistä arkoosikvartsiittia. Myös Saanan lounaisrinne on nykyään kokonaan rauhoitettua aluetta, jonne ei saa mennä, mutta rinteiden dolomiittipatjat näkyvät jonkin verran tieltä saakka.

Koska aluetta halkoo vain yksi maantie, on geologisille kohteille päästäksenn mentävä usein pidemmälle maastoon. Muutamia kohteita on toki maantien lähelläkin, ja Haltin-vaeltajat tulevat tavanomaisella reitillä myös lähelle eräitä tyyppikohteita. Alueella vaeltava pääsee tietysti asianmukaisesti varustautuneena joltisellakin vaivalla tutustumaan kaikkiinkin tässä nyt esitettäviin kohteisiin. Suosittuna retkeilyalueena tunnetun Kilpisjärven - Haltin seudun kallioperäkohteet tulevat edeltävän kappaleen ekonomisista viitteistä huolimatta hyvin todennäköisesti säilymään, ihmistoiminnan puolesta vierailukelpoisina vielä hyvin pitkään.

Seuraavassa luettelossa on lähemmin esitetty geologisia kohteita, joitten numerot löytyvät myös opaskartalta kuvasta 29.

Pohjagneissikompleksi

1. Leutsuvaara. Granodioriittia ja paikallisia ruhjesuuntia. 1823 10D; $x = 7647,45$, $y = 1498,05$.

Kivilaji on tyypillistä pilsteistä paikallista syväkiveä, jonka koostumus vaihtelee granodioriitin ja tonaliitin luokissa. Kuvassa näkyy myös NW - SE-suuntainen ruhjepainauma, jonka suunta on monen uraliittidiabaasijuonen kulkusuunnan mukainen.

Kohde on Kilpisjärven lehden eteläpäässä Leutsuvaaran huipulla, vain kohtuullisen rasittavan kiipeämisen päässä Suomen maanteitten korkeimmasta pisteestä.

2. Ailakkavaara. Emäksinen ja hapan metavulkaniitti. 1823 11D; $x = 7656,05$, $y = 1498,95$.

Vulkaniittien kerroksellisuus ja kivilajivaihtelu ovat hyvin näkyvissä erillisellä vulkaniittijakson haaralla.

Kohde on Kilpisjärven lehden keskivaiheilla, kaksi kilometriä maantieltä Ailakkavaaran alarinteelle, jossa on puron puhdistama rinnepaljastuma.

3. Valtijoki. Graniittiraitainen kiillegneissi, Porojärven juovagneissi. 1842 07D; $x = 7675,82$, $y = 1525,10$.

Matiston (1969) kuvaaman kiillegneissityypin esiintymäalue on tässä kartoituksessa supistunut, mutta täällä suonigneissi esiintyy hyvin paljastuneena Valtiojen alajuoksulla. Samassa yhteydessä on pari pientä uraliittidiabaasijuonta.

Paljastuma on etäällä maantiestä ja tavanomaisesta Haltin reitistä Haltin karttalehden itälaidalla. Valtijokea seurailee komea ja helppokulkuinen harjujakso 10 km:n matkan pohjoisluoteeseen Somashjavrille saakka.

4. Poroeno. Pegmatiittinen graniitti. 1842 07C; $x = 7674,32$, $y = 1526,05$.

Edellisestä vain puolitoista kilometriä kaakkoon esiintyy alueelle tyypillistä punertavaa karkeata graniittia, jota tavataan enemmänkin kohteen lähistöllä.

5. Ailakkavaara. Proterotsooinen uraliittidiabaasijuoni. 1823 11D; $x = 7658,00$, $y = 1499,30$.

Tämä juoni pistää esiin tunturin pyöreästä ylärinteestä (näkyvä myös kuvassa 4) ja on siis säilynyt tavanomaista paremmin eroosiolta. Kohde sijaitsee Kilpisjärven lehden keskivaiheilla, ja sinne on noin kolmen kilometrin kävely maantieltä Saananmajan suunnalta.

Kaledonidit

6. Skadjajavri. Pohjakonglomeraatti. 1842 04D; $x = 7676,25$, $y = 1515,48$.

Tämä paljastuma antaa hyvän käsityksen pohjakonglomeraatin laadusta ja kerroksellisuudesta. Kiviseinämän tavara on hyvin samanlaista kuin mitä nähdään nykyisten sorakuoppien seinämissä.

Sijainti on Haltin lehden keskiosissa Meekonjärven kohdalla vajaan kilometrin päässä tavanomaiselta Haltin vaellusreitiltä itään.

7. Saivaara. Seinämissä leikkaus Dividal-ryhmän sedimenttikivistä ja arkoosikvartsiitista. 1842 04C; $x = 7674,30$, $y = 1515,30$. Varsinkin Saivaaran itä- ja länsipäässä sedimenttirakenteita on hiekkakivessä hyvin näkyvissä, itäpäässä myös konglomeraattia. Vaaran laki on kovaa blastomyloniittista arkoosikvartsiittia.

Tämä kohde on varsin lähellä Haltin vaellusreittiä Haltin lehden eteläosassa ja kaksi kilometriä etelään Skadjajavrin konglomeraatilta. Saivaaran laella on Urho Kekkosen muistolaatta.

8. Tšuovgijavri. Alunaliuske. 1842 08A; $x = 7684,08$, $y = 1520,90$. Alunaliuskekerros on sangen pienialaisesti paljastuneena Tšuovgijavrilta laskevan puron varrella, mutta se on ainoa tunnistettu alunaliuske-esiintymä maassamme. Alunaliuske on mustaa ja hiilipölyn tahrinmaa, kuin pehmeätä mustaliusketta. Se on alun perin sisältänyt hiilivety-yhdisteitä, jotka alemmissä muutoslämpötiloissa voisivat tuottaa vuoriöljyäkin. Tämä kivi on "muhinut" niin korkeissa lämpötiloissa, että öljypotentiaali on tuhoutunut.

Sijainti on etäällä Haltin karttalehden itäosissa.

9. Toskaljärvi. Dolomiitti, karsti-ilmiötä. 1842 04D; $x = 7679,68$, $y = 1517,62$.

Järven pohjoispäässä kallioperä on kokonaan dolomiittia, enimmäkseen moreenin peitossa tosin. Siellä on myös Hausenin (1959) kuvaama karstijoki, joka kulkee pari sataa metriä maan alla ennen laskemistaan Toskaljärveen. Joki on siis liuottanut dolomiittikiveen itselleen maanalaisen uoman. Sen katto vaikuttaa nykytilassaan ehjältä, mutta voi tietysti ajan mittaan sortua.

Paikka sijaitsee varsin keskellä Haltin karttalehteä, ja vaeltaja pääsee sinne helposti, kunhan poikkeaa viitisen kilometriä itään Haltin vaellusreitiltä.

10. Saana. Arkoosikvartsiitti, koko tunturin laki. 1823 12A; $x = 7662,50$, $y = 1494,45$.

Turistien ja retkeilijäin hyvin tunteman Saanatunturin laki on tyypillistä vihertävänharmaata arkoosikvartsiittia, "tunturiliusketta" (nimi on täysin vanhentunut mutta näkyy vielä vanhoissa kartoissa), jonka liuskeisuus näkyy siinä, että kivi lohkeaa helposti laattamaisiksi kappaleiksi. Ero alla olevaan, pahtatörmässä näkyvään saviliuskeeseen on valtava. Rinteillä kävely on lounaassa suojelualueen vuoksi kielletty ja muuallakin vaarallista.

Saanan laelle kiipeäminen turistireittiä pitkin alkaa heti maantien varresta Kilpisjärven retkeilykeskuksesta, ja huipulle on vaelluspolkua myöten neljä kilometriä.

11. Kovddoskaisi. Granaattiamfiboliitti. 1842 02C; $x = 7682,49$, $y = 1507,26$.

Huomattavan amfiboliittivalentainen tunturin lakialue, jossa on myös pegmatittista graniittia.

Huippu sijaitsee Haltin karttalehdellä Pihtsokordsin putouksen kohdalla Haltin vaelluspolulta n. 5 km luoteeseen. Suora nousu tunturille on suhteellisen kivinen.

12. Koutavankka. Granaattikiillegneissi. 1842 05B; $x = 7689,40$, $y = 1510,80$.

Harmahtavaa ohutraitaista granaattikiillemiä, jonka granaattimineraalit eivät kooltaan poikkeaa hienorakeisen kiven yleisestä raakoosta. Puronuomassa paljastuneena näkyy myös liuskeisuuspintojen pienoispoimuilua.

Kohde sijaitsee kilometrin länteen Haltin vaellusuralta vaelluskämpän luona juuri ennen kuin varsinainen nousu Haltin huipulle alkaa.

13. Ridnitšohkka. Palingeeninen graniitti. 1842 05B; $x = 7688,25$, $y = 1513,45$.

Graniittista kiveä, joka on migmatisoimassa sillimaniittikiillemiä, paikoin varsin puhtaanakin graniittina.

Sijainti Haltin karttalehdellä Ridnitšohkkan laen taitteessa kaksi kilometriä itään Haltin vaelluspolusta. Laen lohkarikossa paljastuman hakeminen on jonkin verran hankalaa. Lisäksi Ridnitšohkkan laki on huomattavan usein pilvessä.

14. Ridnitšohkka. Juonigabro. 1842 05B; $x = 7689,70$, $y = 1513,65$.

Massiivista juonigabroa paikallisella huipulla.

Sijaitsee myös kaksi kilometriä itään Haltin vaelluspolusta kuten edellinenkin kohde ja tästä puolitoista kilometriä pohjoiseen. Kivipinnan tummuus ja maaston epätasaisuus tuovat helposti mieleen, että vaeltaja olisi Kuun pinnalla.

15. Halti. Duniitti. 1842 06A; $x = 7690,80$, $y = 1511,61$.

Melko mielivaltaisesti valittu kohde duniittialueelta.

Tämän oliviinivaltaisen kiven pintarapautuminen on aiheuttanut sen kirkkaan kellanpunaruskean ruostepinnan syntymisen, jota kaikki Haltin kävijät pääsevät jo etäältä ihmettelemään.

Sijainti on Haltin vaellusuralla, sen viimeisellä nousuosuudella puolitoista kilometriä ennen huippua.

16. Halti. Troktoliitti. 1842 06A; $x = 7691,26$, $y = 1511,14$.

Suomessa hyvin harvinainen kivilaji, joka koostuu yhtä aikaa plagioklaasista ja oliviinista. Korkean oliviinipitoisuuden johdosta myös troktoliitin pinta on rapautunut kirkkaan ruosteenväriseksi kuin duniitti, kun taas varsinaisen Haltin huipun, Halditšohkkan oliviinigabro ei ole enää mitenkään poikkeuksellisen ruosteista.

Kohde sijaitsee vaellusuralla, enää kilometrin päässä Haltin huipulta, jonka nimivihkoon tuleekin uusia nimiä tuhannen hengen vuosivauhdilla.

Summary

PRE-QUATERNARY ROCKS OF THE KILPISJÄRVI AND HALTI MAP-SHEET AREAS

Major features

The Kilpisjärvi and Halti map-sheet areas (Lehtovaara 1994a, b) lie in the northwesternmost Finnish Lapland surrounded by Norwegian and Swedish territory. This is the only area where the Scandinavian Caledonide Range reaches into the Finnish area.

Here the Caledonides are floored by Archaean basement gneisses which are exposed in the southeast of the mapped area. On that structural basement lie latest Proterozoic/Early Cambrian sedimentary rocks, still in an autochthonous position, which are overthrust from WNW by thick sequences of allochthonous schistose and strongly lineated nappes of Cambrian-Ordovician emplacement. These are overlain by an ultrabasic magmatic thrust complex which, in Finland, finishes the Caledonian tectonostratigraphic sequence.

The Archaean basement gneiss area was cratonised 2 700 - 2 800 Ma ago, followed by some 2000 Ma of erosion, interrupted by only minor diabase intrusions in early Proterozoic time. Caledonian sedimentary layers were laid upon that old surface, forming a major unconformity in the stratigraphic column, when the predecessor of the Atlantic, the Iapetus Ocean was formed by continental rift and plate-tectonic divergence. During the following closure of that ocean in Cambro-Ordovician time, the first overthrust plates advanced to the (present) Finnish territory from the WNW. Finally the Halti-Ridnitšohkka ultramafics intruded into the present top of the Finnish pile of Caledonian rocks some 430-450 Ma ago, as dated in connection with this mapping.

Archaean basement rocks

The Archaean basement gneisses are wide-spread in eastern Finland and they are presently recognised here in the more western areas (Silvennoinen, 1987). In

the present-day form they are gneissose and lineated, but in this connection these rocks were collectively called granodiorites according to their average mineral composition in that area, but there are also tonalitic varieties as well as monzogranitic ones, even granites rich in potassium feldspar. The general appearance of the rock is migmatitic in the larger context, but many single exposures are quite homogeneous. The most schistose and biotite-rich portions are mapped as mica schist, even though unquestionable primary sedimentary structures are lacking.

Amphibolitic rocks are more common than mica schists and in a zone southwards from Saana and especially when bending southwestwards to the Salmivaara peninsula these rocks can be divided into basic, intermediate and acidic volcanic rocks with some volcanic structures preserved (Halonen, 1988). The eastern contact of this zone is again more gradual towards the main granodiorite.

Uralite diabase dykes cut the granodiorite and are probably only Proterozoic in age. The appearance of the dykes is generally quite fresh, both microscopically and in the outcrop.

Rocks of the Caledonides

From older towards younger the Caledonian tectonostratigraphic units are:

The Dividal Group. This group begins with a rather monomictic basal conglomerate of quartz pebbles and minor granodioritic fragments. This layer of 1 - 2 m is followed by thicker sequences of first quartz-rich and then silt-rich layers, of which the sandstone layers are of pure quartz and also structurally mature. All the beds are still in autochthonous positions.

The Jerta Nappe. Contact towards this unit is gradual, even though the current division of the Scandinavian Caledonides (Gee & Sturt, 1985) puts this unit into the Lower Allochthon that was tectonically emplaced. Also the Jerta rocks are only weakly recrystallized, not much more affected than the sedimentary rocks of the Dividal Group, and the changes can best be seen microscopically. The most common rock types are a fissile slate and a recrystallised blue-grey quartzite that looks like sandstone in outcrop. A micritic dolomite is typical of this unit and alum shale was observed here for the first time in Finland (Lehtovaara, 1986b).

The Nalganas Nappe. This is the first of the far-transported thrust sheets of the Middle Allochthon, locally called also the Kalak Nappe Group (Zwaan & Roberts, 1978). This plate consists only of an arkose quartzite that is thinly striped with layers rich in biotite and chlorite. The rock is fully recrystallized and very strongly sheared to a blastomylonite whose protoliths obviously were orthoquartzite and shale from the Dividal Group as well as the Archaean basement granodiorites. This hard rock forms the precipices on the 'Caledonian Front' that characterize the present margin of the mountain chain.

The Nabar Nappe. The rock types of this nappe are much more variable. Typical of the bottom layers of this plate are amphibolites, which readily mark the 'onset' of the Nabar Nappe whenever present. The counterparts of the arkose quartzites here are sericite quartzites and, with growing grain size, muscovite

gneisses. Mica gneisses also occur and it is in this rock and the amphibolite that some fully uneconomic sulphide enrichment is found. Coarse granitic, sometimes pegmatitic, rock also occurs and its origin is connected with metamorphic differentiation in the rock during overthrusting.

The topmost sequence in this nappe is made up of a garnet-bearing striped mica gneiss, which in general appearance is very homogeneous.

The Vaddas Nappe. This is a name and geological interpretation adopted in the current study for the topmost unit of the Finnish Caledonides, first tentatively (Lehtovaara, 1984) and now confirmed by radiometric U-Pb dating. The Norwegian current view still is that this unit is part of the Corrovarre Nappe (Zwaan & van Roermund, 1990), which is the top unit of the Middle Allochthon, and it is supported by Sm-Nd dating (Matsson, 1994). Instead, accepting the Vaddas Nappe implies that the unit already belongs to the Upper Allochthon and is definitely younger, which now seems to be radiometrically proven by ages of 430 - 450 Ma that closely coincide with the main Silurian orogenic phase of the Scandinavian Caledonides. So far the most eastern Vaddas rocks were found at Guolashjavri, 5 - 6 km NW of Finland.

The Vaddas rocks are overwhelmingly magmatic: a biotite-bearing dyke gabbro sequence, also genetically connected (Sipilä, 1992) with an adjacent layered cumulate sequence of olivine-bearing rocks, dunite, troctolite, and olivine gabbro besides minor anorthosite. The intrusion of the gabbro dykes has caused some granitic melting in their obvious country rocks, which are sillimanite garnet gneisses as inclusions between the dykes. Alteration of the cumulate sequence has led to formation of zoisite amphibolite bands in the low levels of the cumulate sequence.

Tectonic and metamorphic features

The Finnish Caledonides are only a minute part of the Scandinavian Caledonides and cannot add much to the general picture of the orogeny.

The tectonic transport of the nappes is manifested in the mineral lineation that is extremely well developed. Close to the Nalganas sole thrust surface the arkose quartzite displays a pronounced platy schistosity, but close to the Nabar contact it often loses its foliation in favour of the lineation. In case of the Nabar thrust, the movements have been more penetrative and dispersed on a much thicker schist sequence leading to a less pronounced thrust contact. The Vaddas thrust is the most enigmatic as a whole. On its western contact in the Halti map-sheet, it is well discernible, also due to the significant chemical difference between acid garnet gneisses and olivine-bearing ultramafics. On the southeastern side of the Vaddas a thrust contact could not be seen in the field and it is understood that the half-melted, granite and kyanite bearing migmatitic zone of sillimanite gneiss underlying the Vaddas-Nappe has largely absorbed any traces left by the movements. In the cross section of the Halti map (Lehtovaara, 1994a), this overthrust surface seems to follow the underside of the dyke sequence all the way

to the SE tip, but it should not have been drawn at all against the sillimanite gneiss. Another possibility still is that the thrust surface is located somewhat lower in the slope where locally a sheared gneiss horizon is visible.

The abundance of epidote supports the prevalence of epidote amphibolite facies conditions largely in the Archaean area and the Nalganas Nappe. Amphibolite facies is represented in the Nabar Nappe, but in its bottom part there is a strong imprint of mineral assemblages crystallized in the epidote-amphibolite facies. The present knowledge of both metamorphism and tectonics in these map-sheets would especially gain from detailed areal studies.

VIITTEET — REFERENCES

- Binns, R.E. 1978.** Caledonian nappe correlation and orogenic history in Scandinavia north of Lat. 67°N. Geological Society of America, Bulletin 89, 1475-1490.
- Böe, P. 1976.** Geology of the troctolite complex of Raisduoddar-Hal'di, Troms, northern Norway. Norges geologiske undersøkelse 324, 29-49.
- Fareth, E., Gjelsvik, T. & Lindahl, I. 1977.** Cier'te. Beskrivelse til det berggrunn-geologiske kart 1733 II - 1 : 50 000. Norges Geologiske Undersøkelse 331, 1-28.
- Föyn, S. 1967.** Dividal-gruppen ("Hyolithus-sonen") i Finnmark og dens forhold til de eokambrisk-kambriske formasjoner. Norges geologiske undersøkelse 249, 84 s.
- Gee, D.G. & Sturt, B.A. (toim.) 1985.** The Caledonide Orogen - Scandinavia and Related Areas. Chichester: John Wiley & Sons. 1450 s.
- Halonen, S. 1988.** Kilpisjärven vulkaniittijakson ja siihen liittyvien malmimineralisaatioiden petrologia ja mineralogia. Pro gradu -tutkielma. Helsingin yliopisto: Geologian laitos. 67 s.
- Hausen, H. 1941.** Das Halditjokkomassiv. Geologische Rundschau 32, 508-534.
- Hausen, H. 1942.** Der Abschnitt Finnlands der kaledonischen Überschiebungszone. Societas Scientiarum Fennica, Commentationes Physico-Mathematicae 11, 107 s.
- Härkönen, I. 1987.** Tutkimusselostus Enontekiön kunnassa valtausalueilla Kilpisjärvi 1-3. kaiv.rek. n:o 3398/1-3 suoritetuista malmitutkimuksista. Geologian tutkimuskeskus, arkistoraportti.
- Idman, H. 1988.** Ropi. Suomen geologinen kartta 1 : 100 000, kallioperäkartta, lehti 1832. Espoo: Geologian tutkimuskeskus.
- Idman, H. & Eilu, P. 1988.** Granitoidien muuttuminen varhaisproterotsooisen vihreäkivi-kompleksin länsireunalla Enontekiöllä - esimerkki kemiallisesta rapautumisesta. Annales Universitatis Turkuensis C67, 39-52.
- Isomaa, J. 1987.** Tutkimustyöselostus Enontekiön Kovddoskaisinsinkki-lyijyesiintymän tutkimuksista. Geologian tutkimuskeskus, arkistoraportti, M19/1842-88/1/10.
- Kontinen, A., Paavola, J. & Lukkarinen, H. 1992.** K-Ar ages of hornblende and biotite from Late Archaean rocks of eastern Finland — interpretation and discussion of tectonic implications. Geological Survey of Finland, Bulletin 365, 31 s.
- Kujansuu, R. 1967.** On the deglaciation of western Finnish Lapland. Bulletin de la Commission géologique de Finlande 232, 98 s.
- Kulling, O. 1964.** Översikt över norra Norrbottensfjällens kaledonberggrund. Sveriges Geologiska Undersökning Ba 19, 166 s.
- Lehtovaara, J.J. 1982.** Palaeozoic sedimentary rocks in Finland. Annales Academiae Scientiarum Fennicae A-III, 133, 35 s.
- Lehtovaara, J.J. 1984.** Suomen Kaledonidien rakenteesta. Summary: Features of the structure of the Finnish Caledonides in the northwesternmost Finnish Lapland. Geologi 36, 1-9.
- Lehtovaara, J.J. 1985.** Re-evaluating the sub-Caledonian erosion surface at the border of

- the Caledonides in Enontekiö, northwestern Finland. *Fennia* 136, 365-368.
- Lehtovaara, J.J. 1986a.** Tectonostratigraphical outline of the Finnish Caledonides. *Geologiska Föreningens i Stockholm Förhandlingar* 108, 291-194.
- Lehtovaara, J.J. 1986b.** Traces of alum shale in the Finnish Caledonides of the Enontekiö Lapland. *Fennia* 164, 95-103.
- Lehtovaara, J.J. 1987.** Enontekiön Ridnitšohkkan emäksinen juoniparvi. *Geologian tutkimuskeskus, Tutkimusraportti* 76, 199-203.
- Lehtovaara, J.J. 1988.** The Palaeosedimentology of the Allochthon of the Finnish Caledonides. *Geological Survey of Finland, Special Paper* 5, 255-264.
- Lehtovaara, J.J. 1989.** Tectonostratigraphic position of the Finnish Caledonides at the Fennoscandian margin of the northern Scandes. *Geological Society of Finland, Bulletin* 61, 189-195.
- Lehtovaara, J.J. 1991.** Geology of the Finnish Caledonides. *Terra abstracts (Suppl. 4)*, s. 21.
- Lehtovaara, J.J. 1994a.** Halti. Suomen geologinen kartta 1 : 100 000, kallioperäkartta, lehti 1842. Espoo: Geologian tutkimuskeskus.
- Lehtovaara, J.J. 1994b.** Kilpisjärvi. Suomen geologinen kartta 1 : 100 000, kallioperäkartta, lehti 1823. Espoo: Geologian tutkimuskeskus.
- Lehtovaara, J.J. & Sipilä, P. 1987.** Revisions to tectonostratigraphy and magmatism of the Finnish Caledonides. *Geologiska Föreningens i Stockholm Förhandlingar* 109, 354-357.
- Matisto, A. 1959.** Enontekiö. Suomen geologinen yleiskartta 1 : 400 000, kivilajikartta, lehti B8. Espoo: Geologinen tutkimuslaitos.
- Matisto, A. 1969.** Kivilajikartan selitys (English Summary), Lehti B8 Enontekiö. Suomen Geologinen Yleiskartta - General Geological Map of Finland 1 : 400 000. Geologinen tutkimuslaitos, Espoo. 78 s.
- Matsson, I. 1994.** Sm-Nd isotope data from the Halti-Ridnitšohkka mafic-ultramafic complex in the northern Scandinavian Caledonides. *GFF* 116, 13-16.
- Meriläinen, K. 1961.** Albite diabases and albitites in Enontekiö and Kittilä, Finland. *Commission géologique de Finlande, Bulletin* 195, 40 s.
- Ohlson, B. 1959.** Ett karstfenomen vid Toskaljärvi i nordligaste Enontekiö. *Terra* 71, 17-24.
- Padget, P. 1955.** The geology of the Caledonides of the Birtavarre region, Troms, northern Norway. *Norges Geologiske Undersökelse* 192, 107 s.
- Ramsay, D.M. & Sturt, B.A. 1977.** A sub-Caledonian unconformity within the Finnmarkian nappe sequence and its regional significance. *Norges geologiske undersökelse* 334, 107-116.
- Silvennoinen, A. (toim.) 1987.** Geological Map, Northern Fennoscandia 1 : 1 mill. Compilers: Silvennoinen, A., Gustavson, M., Perttunen, V., Siedlecka, A., Sjöstrand, T. Stephens, M.B. & Zachrisson, E. *Geological Surveys of Finland, Norway and Sweden*. Helsinki.
- Sipilä, P. 1987.** Haltitunturin alueen magmakivet. *Julkaisematon geologian ja mineralogian fil.lis. -tutkielma*. Turun yliopisto: Geologian ja mineralogian laitos. 74 s.
- Sipilä, P. 1988.** Plagioklaasi-oliviinikorona Haltitunturin troktoliitti-oliviinigabrokivissä. *Annales Universitatis Turkuensis* C67, 194 s.
- Sipilä, P. 1990.** Ridnitšohkan gabrosillit Suomen Kaledonideilla. *Geologi* 42 (3), 40-43.
- Sipilä, P. 1991.** Mafic and ultramafic igneous rocks of the Risduoddar-Halti area in the Finnish-Norwegian Caledonides. *Petrography, mineralogy and geochemistry*. *Geological Society of Finland, Bulletin* 63, 15-24.
- Sipilä, P. 1992.** The Caledonian Halti-Ridnitšohkka igneous complex in Lapland. *Geological Survey of Finland, Bulletin* 362, 75 s.
- Skjerlie, F.J. & Tan, T.H. 1961.** The geology of the Caledonides of the Reisa valley area, Troms-Finmark, Northern Norway. *Norges geologiske undersökelse* 213, 175-196.
- Stjernvall, H.J. 1891.** Bidrag till Finska Lappmarkens geognosi II. *Meddelanden från Industristyrelsen* 17, 95-146.
- Tanner, V. 1907.** Zur geologischen Geschichte des Kilpisjärwi-Sees in Lapland. *Commission géologique de Finlande, Bulletin* 20, 23 s.
- Tanner, V. 1915.** Studier öfver Kvartärsystemet i Fennoskandias nordliga delar III. *Commission géologique de Finlande, Bulletin* 38, 815 s.
- Tanner, V. 1936.** Tenomuotka i Enontekis. *Terra* 48, 198-206.
- Tynni, R. 1980.** Fossiileja Porojärven alueella kaledonialaisen ylityöntölaatan alaisissa alakambriisissa sedimenteissä. *Geologi* 32, 17-22.

- Vaasjoki, M., Sipilä, P., Lehtovaara, J.J. & Sakko, M., (painossa).** U-Pb isotopic determinations on baddeleyite and zircon from the Halti-Ridnitšohkka intrusion in Finnish Lapland; a further constraint on Caledonide evolution. *Lithos*.
- Zwaan, K.B. 1988.** Nordreisa, berggrunnsgeologisk kart - M 1 : 250 000. Norges geologiske undersökelse.
- Zwaan, K.B. & Gautier, A.M. 1980.** Alta og Gargia: Beskrivelse til de berggrunnsgeologiske kart 1834 I og 1934 IV, M 1 : 50 000. Norges geologiske undersökelse 357, 47 s.
- Zwaan, K.B. & van Roermund, H.L.M. 1990.** A rift-related mafic dyke swarm in the Corrovarre Nappe of the Caledonian Middle Allochthon, Troms, North Norway, and its tectonometamorphic evolution. *Norges geologiske undersökelse* 419, 25-44.
- Zwaan, K.B. & Roberts, D. 1978.** Tectonostratigraphic succession in the Finnmarkian nappe sequence, north Norway. *Norges geologiske undersökelse* 343, 53-71.

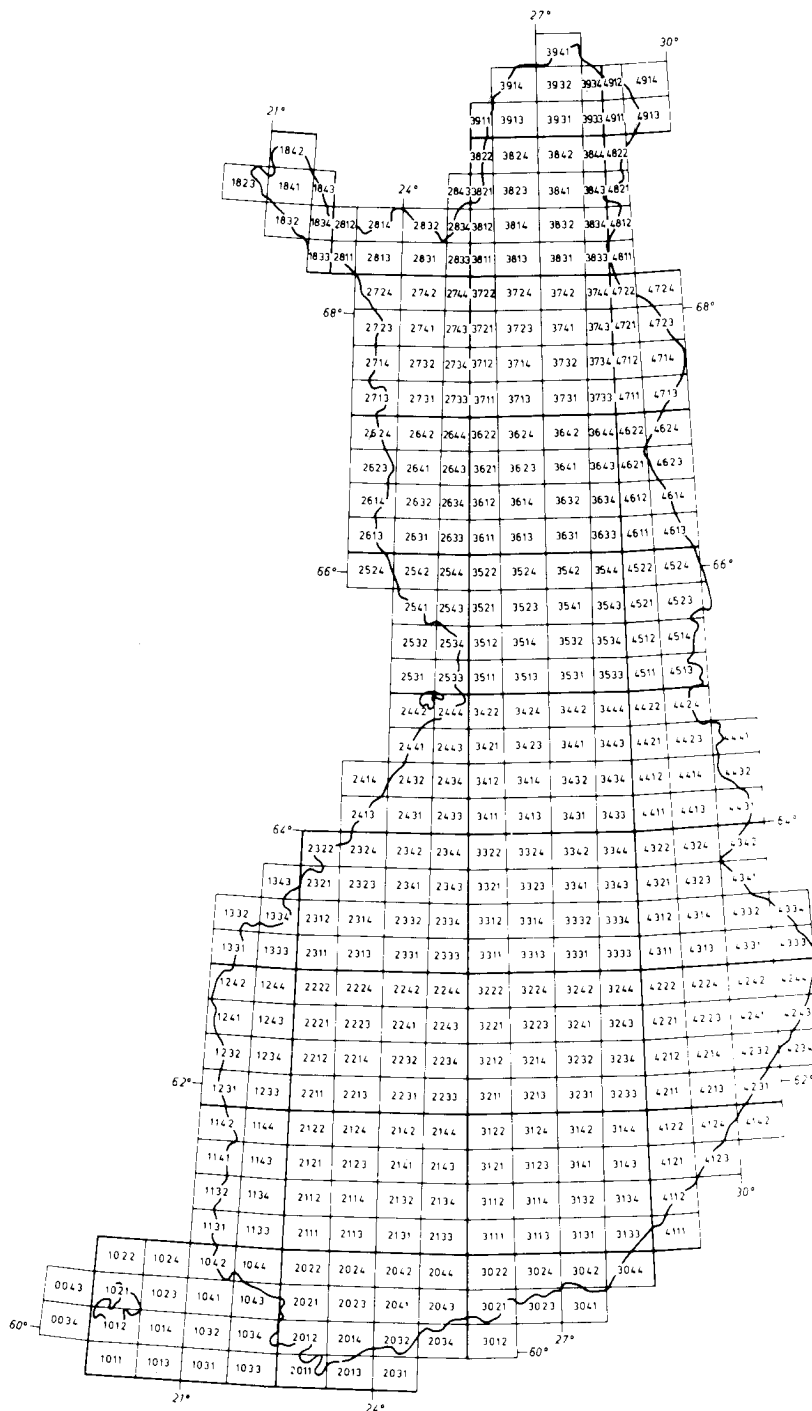
Julkaistut kallioperäkartat (1:100 000) ja selitykset (*), Tilapäiskartta []
 Published maps of Pre- Quaternary rocks (1:100 000) and explanations (*). Temporary map []

31.12.1995

- | | | |
|---------------------------------|-------------------------------|---------------------------------|
| * 0034+0043 Signilskär, 1978. | 2222 Seinäjoki, 1962. | 3232 Pieksämäki, 1971. |
| 1011 Lägsjärvi, 1978. | * 2223 Seinäjoki, 1991. | 3233 Rantasalmi, 1973. |
| * 1012 Mariehamn, 1979. | * 2224 Alavus, 1970. | * 3234 Varkaus, 1980. |
| 1013 Kökär, 1981. | * 2224 Kuortane, 1971. | * 3311 Viitasaari, 1966. |
| 1014 Föglö, 1980. | * 2231 Mänttä, 1976. | * 3312 Pihtipudas, 1969. |
| * 1021 Geta, 1978. | * 2232 Keuruu, 1963. | * 3313 Vesanto, 1985. |
| 1022+1024 Hullberga, 1992. | * 2241 Ähtäri, 1970. | * 3314 Pielavesi, 1977. |
| * 1023 Kumlinge, 1978. | 2313 Alajärvi, 1979. | * 3321 Pyhäjärvi, 1992. |
| 1031 Utö, 1983. | 2314 Evijärvi, 1992. | 3322 Kärsämäki, 1992. |
| 1032 Korppoo, 1987. | 2321 Pietarsaari, 1981. | * 3323 Kiuruvesi, 1977. |
| * 1033 Nötö, 1954. | 2322 Kokkola, 1980. | * 3332 Lapinlahti, 1987. |
| * 1034 Nagu, 1973. | 2323 Kaustinen, 1971. | * 3334 Nilsjä, 1980. |
| 1041 Inö, 1986. | * 2324 Kannus, 1961. | * 3341 Iisalmi, 1990. |
| 1042 Vehmaa, 1992. | 2332 Perho, 1976. | * 3422 Oulujoki, 1983. |
| 1043 Turku, 1994. | * 2334 Kinnula, 1962. | 3423 Utajärvi, 1994. |
| 1131 Uusikaupunki, 1994. | * 2341 Lestijärvi, 1964. | 3424 Sanginkylä, 1992. |
| 1132 Rauma, 1993. | * 2342 Sievi, 1962. | 3433 Sotkamo, 1981. |
| 1133 Yläne, 1994. | * 2343 Reisjärvi, 1963. | 3434 Paltamo, 1993. |
| 1134 Kokemäki, 1994. | * 2344 Nivala, 1962. | 3442 Puolanka, 1990. |
| 1141 Luvia, 1994. | * 2413 Kalajoki, 1955. | 3443 Hyrnsalmi, 1989. |
| 1143 Pori, 1994. | * 2431 Ylivieska, 1955. | * 3511 Kiiminki, 1984. |
| * 1242 Korsnäs, 1960. | * 2432+2414 Pyhäjoki, 1957. | 3531 Jonku, 1977. |
| 1343 Vexala, 1981. | * 2433 Haapavesi, 1958. | 3541 Rytinki, 1979. |
| * 1823 Kilpisjärvi, 1994. | * 2434 Vihanti, 1958. | 3543 Loukusa, 1980. |
| 1832 Ropä, 1988. | * 2441 Raaha, 1959. | 3642 Pelkosenniemi, 1979. |
| * 1841 Halti, 1994. | * 2443 Paavola, 1959. | * 3643 Kursu, 1967. |
| 2011 Hanko, 1970. | * 2533 Haukipudas, 1986. | 3644 Vuotostunturi, 1983. |
| 2012 Perniö, 1955. | * 2541 Kemi, 1971. | * 3713 Sodankylä, 1979. |
| 2013 Jussarö, 1973. | * 2542+2524 Karunki, 1972. | * 3714 Sattanen, 1980. |
| [* 2014 Tammisaari, 1991.] | * 2543 Simo, 1975. | 3723 Peurasuvanto, 1993. |
| * 2021 Salo, 1955. | * 2544 Runkaus, 1971. | 3733+4711 Savukoski, 1986. |
| * 2022 Marttila, 1957. | 2713 Kolari, 1984. | * 3943+4912+4914 Näätämä, 1994. |
| * 2023 Suomensjärvi, 1955. | 2714 Kihlanki, 1981. | * 4112+4111 Imatra, 1966. |
| * 2024 Somero, 1955. | * 2723 Muonio, 1980. | * 4121 Virtutjoki, 1987. |
| 2031 Mäkiluoto, 1992. | 2731 Kurtakko, 1992. | 4122 Lohilahti, 1992. |
| * 2032 Siuntio, 1960. | 2732 Kittilä, 1984. | * 4123+4114 Parikkala, 1982. |
| * 2034 Helsinki, 1967. | * 3012 Pellinki, 1965. | * 4124+4124 Punkaharju, 1980. |
| 2041 Lohja, 1994. | * 3021 Porvoo, 1964. | * 4213 Kerimäki, 1975. |
| * 2042 Karkkila, 1953. | * 3022 Lapinjärvi, 1962. | * 4214 Rääkkylä, 1985. |
| * 2043 Kerava, 1969. | * 3023+3014 Kotka, 1970. | * 4221 Heinävesi, 1993. |
| * 2044 Riihimäki, 1956. | * 3024 Karhula, 1965. | * 4222 Outokumpu, 1971. |
| * 2111 Loimaa, 1953. | * 3041+3043 Haapasaari, 1972. | 4223 Joensuu, 1985. |
| * 2112 Huittinen, 1976. | * 3042 Hamina, 1973. | * 4224 Kontiolahdi, 1971. |
| * 2113 Forssa, 1954. | * 3044 Vaalimaa, 1979. | * 4231 Kitee, 1973. |
| * 2114 Toijala, 1973. | * 3111 Lahti, 1964. | * 4232+4234 Tohmajärvi, 1967. |
| * 2121 Vammala, 1967. | * 3112 Heinola, 1970. | * 4241 Kiihtelysvaara, 1971. |
| * 2122 Ikaalinen, 1952. | * 3113 Kouvola, 1963. | 4242 Eno, 1983. |
| 2122 Ikaalinen, 1993. | * 3114 Vuohijärvi, 1969. | * 4243 Oskajärvi, 1983. |
| * 2123 Tampere, 1961. | * 3121 Sysmä, 1977. | 4244+5222 Ilomantsi, 1973. |
| * 2124 Viljakkala-Teisko, 1953. | * 3122 Joutsa, 1982. | * 4311 Sivakkavaara, 1971. |
| * 2131 Hämeenlinna, 1949. | * 3123 Mäntyharju, 1978. | 4322 Puukari, 1993. |
| * 2132 Valkeakoski, 1970. | 3124 Hirvensalmi, 1988. | * 4411 Ontojoki, 1976. |
| * 2133 Kärkölä, 1961. | * 3131 Luumäki, 1975. | * 4412 Hiisijärvi, 1973. |
| * 2134 Lammi, 1964. | * 3132 Savitaipale, 1965. | * 4413 Kuhmo, 1978. |
| * 2141 Kangasala, 1964. | * 3133 Ylämaa, 1979. | 4414+4432 Lentiira, 1993. |
| 2142 Orivesi, 1986. | * 3134 Lappeenranta, 1964. | * 4421 Moisiovaara, 1986. |
| 2143 Padasjoki, 1971. | * 3141 Ristiina, 1990. | * 4423+4441 Ala-vuokki, 1987. |
| 2144 Kaipola, 1973. | * 3142 Mikkelä, 1980. | 4522 Vasaraperä, 1989. |
| * 2213 Kuru, 1960. | * 3144 Sulkava, 1966. | * 4524+4542 Kuusamo, 1973. |
| * 2214 Virrat, 1965. | 3224 Karttula, 1991. | * 4613 Rukatunturi, 1982. |
| 2221 Jalasjärvi, 1990. | 3231 Haukivuori, 1984. | * 4621+4623 Salla, 1967. |

Karttoja myy / The maps may be purchased at:
 Geologian tutkimuskeskus (GTK) / Geological Survey of Finland
 Julkaisumyynä / Publication sales
 02150 Espoo / FIN-02150 Espoo, Finland

Karttakeskus / Map Centre Pasila
 PL 85 / P.O. Box 85
 00521 Helsinki / FIN-00521 Helsinki, Finland



Karttalehtijako 1:100 000
Map division 1:100 000

ISBN 951-690-612-5