

Geologian tutkimuskeskus

Opas N:o 3

**AEROGEOFYSIKAALISTEN
KARTTOJEN KÄYTÖSTÄ GEOLOGISEN
TUTKIMUKSEN APUNA**

Kirjoittaneet

Vladi Marmo ja Maunu Puranen

2. painos

Espoo 1990

Geologian tutkimuskeskus

Opas N:o 3

AEROGEOFYSIKAALISTEN
KARTTOJEN KÄYTÖSTÄ GEOLOGISEN
TUTKIMUKSEN APUNA

Kirjoittaneet

Vladi Marmo ja Maunu Puranen

2. painos

Espoo 1990

ISBN 951-690-383-5
ISSN 0781-643X

Helsinki 1990. Valtion painatuskeskus

Sisällys

Aerogeofysikaaliset kartat.....	5
Lajit ja mittakaavat	5
Aerogeofysikaalisiin karttoihin sisältyvä aineisto	6
Aeromagneettiset kartat	6
Aerosähkömagneettiset kartat	6
Radioaktiivisen säteilyn mittaukset	6
Aerogeofysikaalisten karttojen tulkinnasta	6
Aeromagneettiset anomaliat	6
Aeromagneettisten anomalioiden fysikaalisesta tulkinnasta	11
Aerosähkömagneettiset anomaliat	23
Aeroradioaktiiviset anomaliat	26
Aerogeofysikaaliset kartat geologisen tutkimuksen apuna	26
Kivilajien rajaaminen	26
Geologisten muodostumien jatkuvuus	30
Tektoniset piirteet	31
Lopputoteamus	32
Kirjallisuutta	33
Liite 1. Siirtyminen magneettisista cgs-yksiköistä SI-yksiköihin (M.Puranen)	
Liite 2. Suomen kivilajien magneettisia ominaisuuksia (R. Puranen)	

Aerogeofysikaaliset kartat

Lajit ja mittakaavat

Aerogeofysikaalisilla tutkimuksilla tarkoitetaan lentokoneesta suoritettavia geofysikaalisia tutkimuksia, joilla pyritään saamaan tietoja maankuoren ylimpien osien geofysikaalisten ominaisuuksien vaihteluista. Tällöin tulevat kysymykseen lähinnä magneettiset, sähkömagneettiset sekä radioaktiivisen säteilyn mittaukset. Ne suoritetaan yleensä määrävälein laajakoilta alueilta, ja tulokset voidaan koota erilaisiksi kartoiksi. Koko Suomeen kohdistuvaa aerogeofysikaalista tutkimusta suorittaa geologinen tutkimuslaitos. Tutkimuksissa käytetään keskimäärin 150 m:n lentokorkeutta ja lentolinjojen — samalla siis myös mittauslinjojen — väli on 400 m. Tällöin suoritetaan samanaikaisesti sekä magneettisia, sähkömagneettisia että radioaktiivisuuden mittauksia.

Aeromagneettiset tutkimukset geologinen tutkimuslaitos aloitti vuonna 1951 sekä jo 1954 — ensimmäisenä maana maailmassa — myös systemaattiset aerosähkömagneettiset mittaukset. Radioaktiivisuutta on lisäksi ryhdytty mittaamaan v. 1956.

Aerogeofysikaaliset mittaustulokset saadaan ensin rekisteröintinauhoille. Mittakaava- ja suuntakorjausten jälkeen tulokset kootaan kartoiksi siten, että aeromagneettiset mittaustulokset esitetään sama-arvokäyräkarttoina ja aerosähkömagneettiset ns. profiilikarttoina, joissa siis osoitetaan ainoastaan häiriönvaihtelut kutakin lentolinjaa pitkin. Radioaktiivisuuden mittaustuloksia ei ainakaan toistaiseksi käsitellä rekisteröintinauhoja pitemmälle. Kaikki em. aerogeofysikaaliset kartat piirretään kuultioiksi mittakaavassa 1: 20 000. Niitä ei paineta, vaan niistä on saatavissa valokopioita.

Vuoden 1966 loppuun mennessä on jo noin 80 % maastamme aerogeofysikaalisesti kartoitettu.

Aerogeofysikaalisiin karttoihin sisältyvä aineisto

Aeromagneettiset kartat osoittavat maan magneettisen kentän kokonaisvoimakkuuden vaihteluja. Niihin piirretyt sama-arvokäyrät osoittavat näitä vaihteluja gammoissa lausuttuina ($1 \text{ gamma} = 10^{-5} \text{ gaussia}$). Käyrien arvot eivät kumminkaan osoita absoluuttisia maan magneettisen kentän voimakkuuksia, vaan ne ovat suhteellisia arvoja erääseen perustasoon nähden, joka on valittu siten, että aeromagneettisissa kartoissa ei yleensä esiinny negatiivisia kenttäarvoja. Jos halutaan muuttaa suhteelliset arvot absoluuttisiksi, on niihin lisättävä n. 46 500 gammaa (v. 1965). Geologia eivät absoluuttiset arvot yleensä kiinnosta. Käytännössä on yksinkertaisinta valita kunkin aeromagneettisen kartan nollatasoksi se taso, jota karttalehden tasaisimmat s.o. häiriöttömät alueet edustavat. Nollatasoa suuremmat arvot eli positiiviset anomaliat ovat aeromagneettisissa kartoissa vallitsevina, mutta myös negatiivisia anomaliaita on.

Aerosähkömagneettiset kartat sisältävät tietoja maankuoren kaikkein ylimpien osien sähkönjohtokyvystä, eikä käyristä saada tietoja muuta kuin noin 100 m:n syvyyteen ulottuvasta maankuoren osasta. Geologisen tutkimuslaitoksen toimittamat aerosähkömagneettiset profiilikartat antavat tietoja imaginaari-komponentin vaihteluista. Sen sijaan reaalikomponenttia ei alkuvuosina ole voitu mitata riittävän tarkasti, joten sitä ei ole profiilikartoiksi koottu. Nykyisin pystytään sekin mittaamaan, ja milloin reaalikarttoja on saatavissa, on niillä tärkeä tulkintatehtävä.

Radioaktiivisen säteilyn mittaukset. Radioaktiivisuutta koskevia aeromittauksia ei geologinen tutkimuslaitos lainkaan kokoa kartoiksi. Mittaustulosten geologista tulkintaa vaikeuttaa suuresti se, että jo muutaman kymmenen sentin paksuinen irtomaa- tai vesipeite riittää vaimentamaan kallioperästä lähtevän säteilyn.

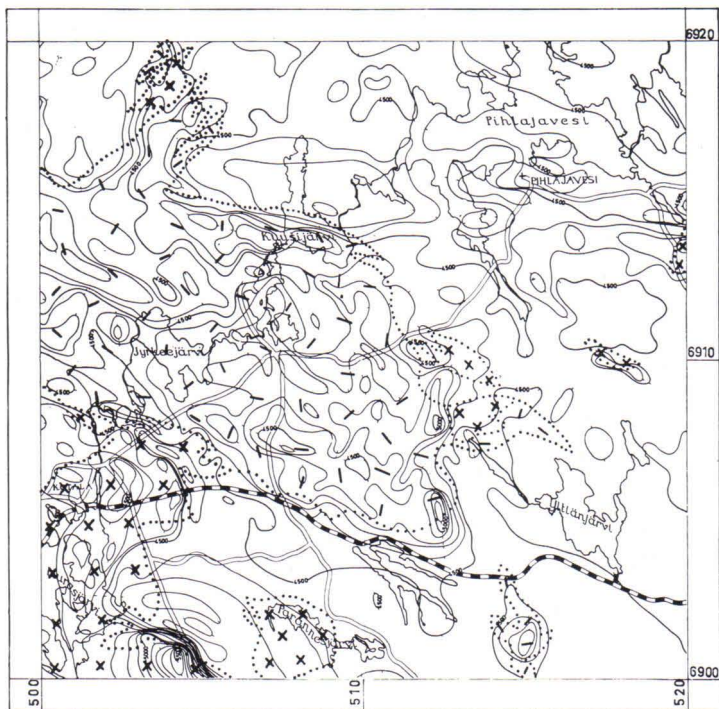
Aerogeofysikaalisten karttojen tulkinnasta

Aeromagneettiset anomaliat

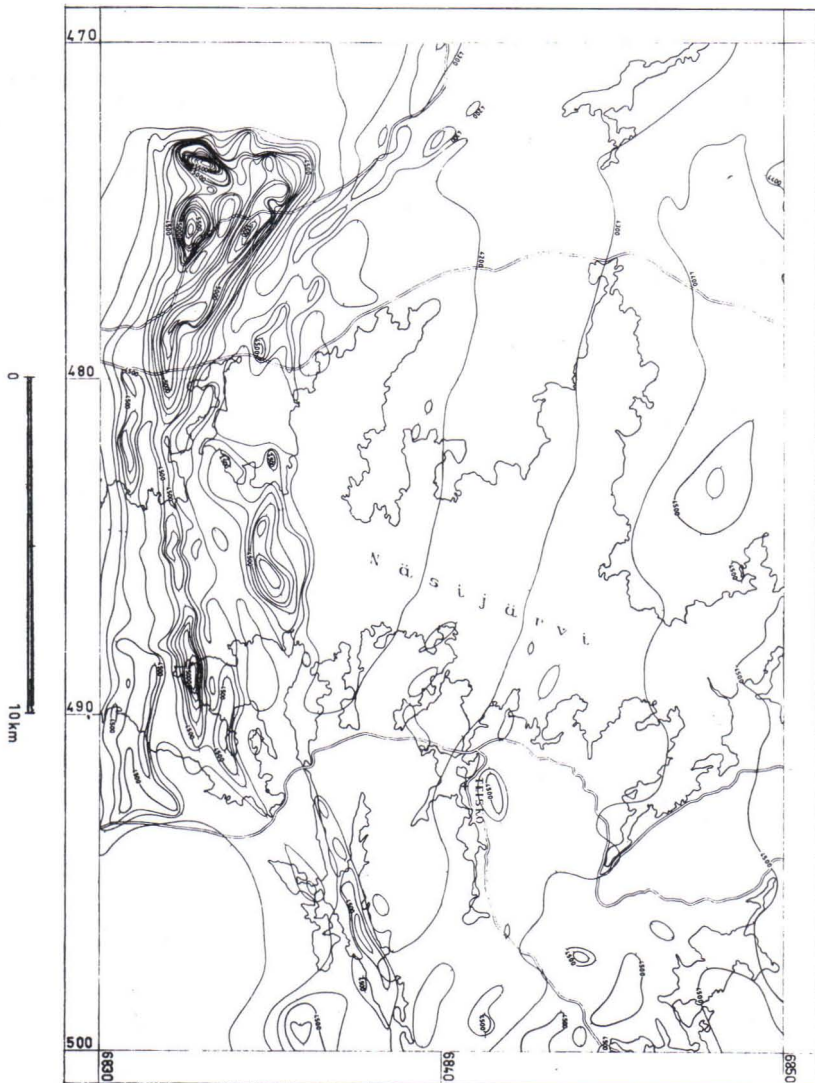
Kivilajeja muodostavista mineraaleista vain harvat ovat magneettisia. Näistäkin on vain kaksi sellaista, että niiden muka-

naolo saattaa vaikuttaa magneettisen kentän voimakkuuteen, nimittäin magnetiitti ja magneetikiisu. Juuri näiden kahden mineraalin esiintymiseen kivilajeissa tai geologisissa rakenteissa on perustettava myös aeromagneettisten karttojen tulkinta.

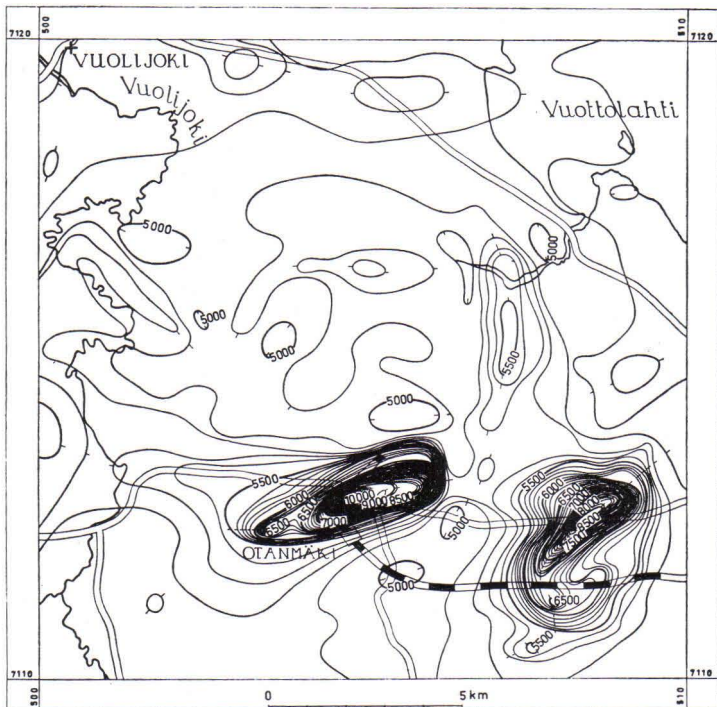
Magnetiitti on kaikille kivilajeille yhteinen, mutta yleensä niukasti esiintyvä mineraali. Tavallisesti sitä on runsaammin emäksisissä, mutta vähemmän happamissa kivissä,



Kuva 1. Keuruun karttalehden (2232) länsiosa, jossa näkyy erityisesti vulkaniittien ja dioriitin kuvastuminen aeromagneettisina käyrinä. ++ = dioriitti; \setminus / \setminus = vulkaniittit; muu osa kartasta pääasiassa grano-dioriittia.



Kuva 2. Osa karttalehden 2124 aeromagneettisista käyristä. Alaosassa erottuvat liuskeet erittäin selvästi anomaliaina, kun taas suurin ala on häiriötöntä, etupäässä graniittien ja granodiorittien muodostamaa aluetta.



Kuva 3. Otanmäen alueen aeromagneettinen kartta. Vasemman puoleinen voimakas anomalia on Otanmäen malmien, oikean puoleinen taas Vuorokkaan malmien aiheuttama.

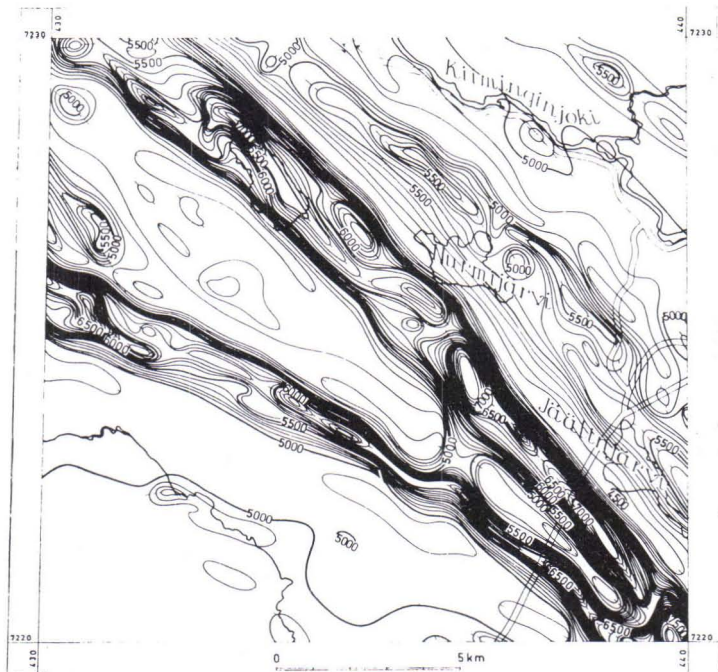
josta syystä graniittien peittämät alueet näkyvät aeromagneettisilla kartoilla häiriöttöminä alueina, kun taas esim. gabrot tulevat esiin selvästi rajoittuvina, tavallisesti pyöreäköinä häiriöinä. Samoin tulevat usein selvästi esille intermediäariset ja emäksiset vulkaniitit nimenomaan niiden magneettiipitoisuuden vuoksi (kuva 1).

Muodoltaan toisenlaisia häiriöitä aiheutuu liuskeista. Koska näiden magneettiitti on yleensä asettunut pitkin alkuperäisiä kerrostumispintoja, vastaavat magneettiset anomaliatkin ovat kapeita ja pitkiä, jolloin ne usein tarkalleen kuvastavat geolo-

gista rakennetta. Esimerkkinä tällaisesta tapauksesta mainittaan Tampereen liuskevyöhyke (kuva 2).

Magneettisen anomalian muodosta ja epäsymmetrisyydestä voidaan eräissä tapauksissa tehdä päätelmiä myös em. liuskejaksojen kaateista tai kappaleiden akselisuunnista (s. 21).

Vallan oman lukunsa ansaitsevat sellaiset magnetiittikoncentraatiot, joissa on muodostunut magneettinen rautamalmi. Muodoltaan nämä häiriöt ovat usein pyöristyneitä ja muistuttavat gabro- tai dioriittimassiiveja, mutta niiden kohdalla ovat häiriöt poikkeuksellisen korkeita (3 000—10 000 γ). Kuvassa 3 nähdään Otanmäen ja Vuorokkaan malmien aiheuttamat häiriöt.



Kuva 4. Kartta 351104. Osa Kiimingin jakson kiisuliuskeita aeromagneettisen kartan selvästi osoittamina.

Magneettikiisu esiintyy luonteenomaisesti liuskeissa. Nimenomaan mustat eli kiisuluskeet sisältävät sitä usein niin runsaasti, että niiden päältä saadaan tuhansien gammojen suuruisia häiriöitä. Muodoltaan ne ovat silloin pitkiä ja kapeita (kuva 4). Jotta magneettikiusun aiheuttama magneettinen häiriö voitaisiin erottaa magnetiittia sisältävän liuskeen aiheuttamasta anomaliasta, on yleensä käytettävä rinnan aeromagneettisen kartan kanssa sähkömagneettista karttaa (ks. s. 24), jolloin viimeksimainitussa näkyy sähkömagneettisia anomalioita, joita aiheuttaa magneettikiisu, mutta ei ainakaan yleensä magnetiitti.

Aeromagneettisten anomalioiden fysikaalisesta tulkinnasta

Aeromagneettisia karttoja tulkitessaan geologi luonnollisesti kiinnittää pääpainon geologisiin seikkoihin. Tulkinta perustuu tällöin tavallisesti analogiapäätelmiin. Tarkastellaan, minkälaisia anomalioita liittyy jonkin geologiansa puolesta hyvin tunnetun, runsaasti kalliopaljastumia sisältävän alueen kivilajeihin, ja täten havaittuja säännönmukaisuuksia sovelletaan sitten naapurialueiden anomalioiden tulkintaan. Aeromagneettisten anomalioiden tulkintaa voi kuitenkin pitää myös fysikaalisena tehtävänä. Muutama sana tällöin esille tulevista käsitteistä ja menetelmistä on tässäkin yhteydessä paikallaan.

Maan magneettisen kentän kokonaisvoimakkuus on nykyään Etelä-Suomessa noin 51 000 γ ja Pohjois-Suomessa 52 000 γ . Magneettisen kentän inkliinaatiokulma on n. 75°, joten kenttä on miltei pysty. Kentän vertikaalikomponentin Z arvo on 49 000—51 000 γ . Maan pinnalla mitataan tavallisesti Z -komponentti, lentokoneesta käsin joko Z tai F . Tutkimuslaitoksen aeromagneettisissa mittauksissa on rekisteröity kokonaisvoimakkuuden F vaihtelut. Todettakoon, että Suomen oloissa kentät Z ja F poikkeavat sekä voimakkuutensa että suuntansa puolesta vain vähän toisistaan. Samoin jonkin muodostuman aiheuttamat anomaliat ΔZ ja ΔF muistuttavat paljon toisiaan.

Kuten edellä jo mainittiin, kivilajit koostuvat pääasiassa ei-magneettisista mineraaleista (esim. maasälpä, kvartsi, kiilteet) ja pienestä määrästä ferromagneettisia mineraaleja (mag-

netiitti, magneettikiisu). Yleisin magneettinen mineraali on magnetiitti, jota tavallisissa kivilajeissa on 0—3 tilavuusprosenttia. Pienistä magnetiittipitoisuuksista kyseen ollen on kivilajin magneettinen susceptibiliteetti eli k -arvo suoraan verrannollinen magnetiittipitoisuuteen. Kun kivessä on 1 tilavuusprosentti magnetiittimineraalia, on sen susceptibiliteetti noin $k = 3\,000 \cdot 10^{-6}$ c.g.s./cm³.

Taulukko 1

Kivilaji	Kivilajien susceptibiliteetti-arvoja Virtain karttalehden 2214 alueella		
	Keskimääräinen susceptibiliteetti (10 ⁻⁶ c.g.s./cm ³)	Vaihtelurajat 10—90 % (10 ⁻⁶ c.g.s./cm ³)	Näytteiden lukumäärä
Gabro	1290	50—4300	208
Dioriitti	760	35—2100	578
Kvartsidioriitti	370	25—900	425
Granodioriitti	360	20—1000	788
Graniitti	400	10—1000	479
Amfiboliitti	1050	35—3800	303
Uraliittiporfyriitti	1360	60—3500	60
Plagioklaasiporfyriitti	820	25—1900	169
Vulkaniitti	870	20—2900	360
Gneissi	308	15—1200	417

Esimerkkinä eri kivilajien k -arvoista ja niiden vaihtelurajoista on esitetty taulukko 1, joka perustuu Virtain karttalehden alueelta otettujen kivilajien laboratoriomittauksiin. Havaitaan, että tummien kivilajien (esim. gabro, amfiboliitti) k -arvot ovat keskimääräisesti suurempia kuin vaaleiden (esim. graniitti, gneissi). Vaihtelurajat ovat samankin kivilajin sisällä usein varsin laajat. Niinpä taulukossa 1 ovat kaikkien kivilajien k -arvojen alarajat (10 %-raja) pienempiä kuin $100 \cdot 10^{-6}$ c.g.s./cm³, jolloin ne käytännöllisesti katsoen eivät ole magneettisia, kun taas ylärajat (90 %-raja) ovat suurempia kuin $900 \cdot 10^{-6}$ c.g.s./cm³. Myös huomattavia alueellisia vaihteluja esiintyy. Niinpä Virtain lehden itäpuoliskossa kivilajien k -arvot ovat keskimääräisesti 2—3 kertaa suurempia kuin länsipuoliskossa. Koska saman kivilajin piirissä esiintyy sekä magneettisia että ei-magneettisia tyyppisiä, on magneettisten anomalioiden geologinen tulkinta suoritettava kriittisesti ja paikalliset olosuhteet kulloinkin huomioon ottaen.

Oletamme aluksi, että kivilajeissa esiintyy vain maan nykyisen magneettisen kentän F aiheuttamaa ns. induoitua magnetismia. Kivilaji magnetisoituu silloin kentän F suuntaisesti ja magneettisen polarisoitumisen J voimakkuus on suoraan verrannollinen kenttään F ja susceptibiliteettiin k (oletamme että $k < 0,01$ c.g.s./cm³):

$$J = k F$$

Jonkin kivilajimuodostuman synnyttämät magneettiset anomaliat ovat taas verrannollisia magneettiseen polarisaatioon J . Jos muodostuman sijainti, geometria ja magneettinen polarisaatio J tunnetaan, voidaan sen synnyttämä magneettinen anomalia laskea. Käänteinen tehtävä: magneettisen kappaleen muodon laskeminen maanpinnan yläpuolella mitattujen anomalioiden perusteella on huomattavasti vaikeampi, eikä sen ratkaisu valitettavasti ole yksiselitteinen. Monet erilaiset kappaleet voivat synnyttää täsmälleen samanlaisen anomalian. Vaikka tehtävän ratkaisu ei olekaan yksiselitteinen, voidaan magneettisten anomalioiden tulkintaa silti menestyksellisesti suorittaa, kuten monet käytännöstä saadut esimerkit osoittavat.

Tarkastelemme pystyä, levymäistä geologista muodostumaa (esim. diabaasijuonta), jolla on alas ja sivuille suuret dimensiot. Olkoon levyn paksuus d , susceptibiliteetti k ja havaintokorkeus levyn yläreunasta laskettuna b . Ajatellaan levyn magnetisoituneen pystysuuntaan maan vertikaalienten Z vaikutuksesta. Jos $d \gg b$, niin levyn yläpuolella havaittava maksimi-anomalia $\Delta Z = 2\pi k Z$. Esim. sellainen diabaasijuoni, jonka $k = 0,01$ c.g.s./cm³, aiheuttaa anomalian $\Delta Z = 2 \cdot 3,14 \cdot 0,01 \cdot 50\,000$ gammaa = 3 140 γ . Ellei levyn paksuus ole monta kertaa suurempi kuin havaintokorkeus, jäävät levyn anomaliat ΔZ edellä laskettua pienemmäksi. Oheinen taulukko 2 osoittaa kaavamaisesti muutamia numeromerkein, miten ΔZ riippuu suureista d , b ja k . Havaintokorkeudet $b = 10$ ja 160 m vastaavat maanpinnalta ja lentokoneesta käsin tehtyjä mittauksia. Koska anomaliat ΔZ ja ΔF ovat Suomen oloissa lähes yhtäsuuret, voidaan laskettujen anomalioiden ΔZ katsoa likipitään edustavan myös ΔF -arvoja.

Taulukko 2

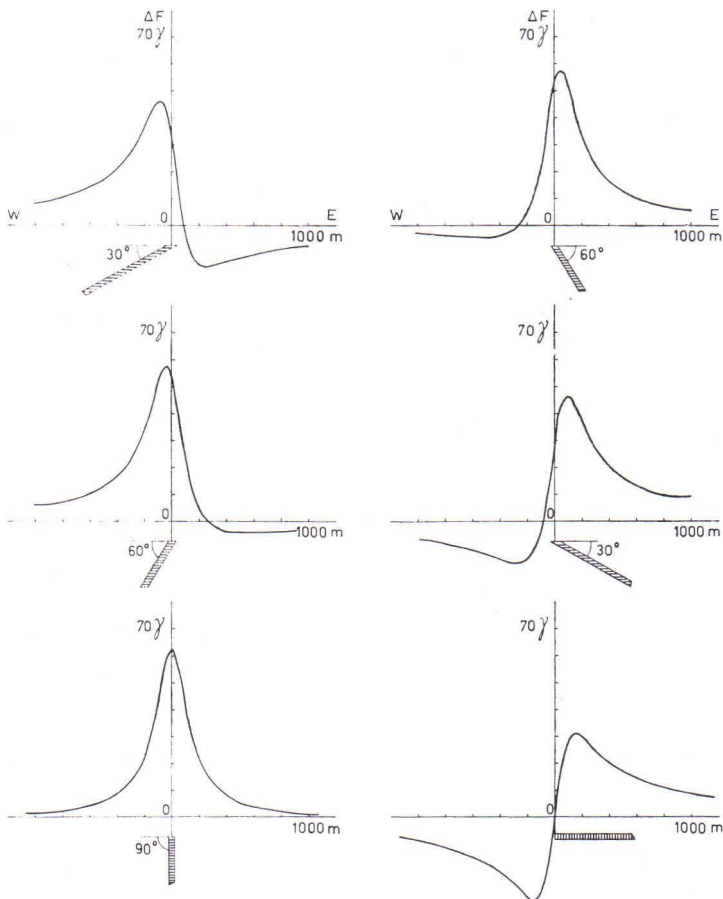
Maksimianomaliat ΔZ pystyjuonen yläpuolella

Kivilaji	Suskepti- bilitiiteetti k	Juonen paksuus d	Mitta- korkeus b	Maksimi- anomia $\Delta Z \approx \Delta F$
Voimakk. magn. diabaasi (3 vol. % Fe_3O_4)	0,01 c.g.s./ cm^3	1 m	10 m	100 γ
		10	"	930
		100	"	2700
		1000	"	3100
		1	160	6
		10	"	62
		100	"	610
Diabaasi (0.3 vol. % Fe_3O_4)	0,001	1	10	10
		10	"	93
		100	"	270
		1000	"	310
		1	160	0,6
		10	"	6
		100	"	61
Magneiittimalmi	0,5	1	10	5000
		10	"	46000
		100	"	137000
		1	160	310
		10	"	3100
		100	"	30300

Yksinkertaisin aeromagneettisten karttojen tulkitsemistapa on, että verrataan havaittuja anomalioita erilaisiin teoreettisesti laskettuihin anomalioihin. Teoreettisia laskelmia on suoritettu monenlaisille mallikappaleille, kuten magneettiset poolit, viivapoolit, dipoolit, levyt, paralleelipipedit, pallot, sylinterit jne. Laskettuja tyyppikäyriä sisältyy runsaasti mm. kirjallisuusviitteissä mainittuihin Vacquier'in, Törnqvistin ja Gayn julkaisuihin. Tässä yhteydessä esitetään vain muutamia esimerkkejä levymäisen kappaleen aiheuttamista anomaliaista. Oletetaan, että inkliinaatio on 75° , $F = 50\,000 \gamma$ ja että kappaleessa esiintyy vain indusoitua magnetismia. Kappaleen ympäristö oletetaan magneettisesti neutraaliksi.

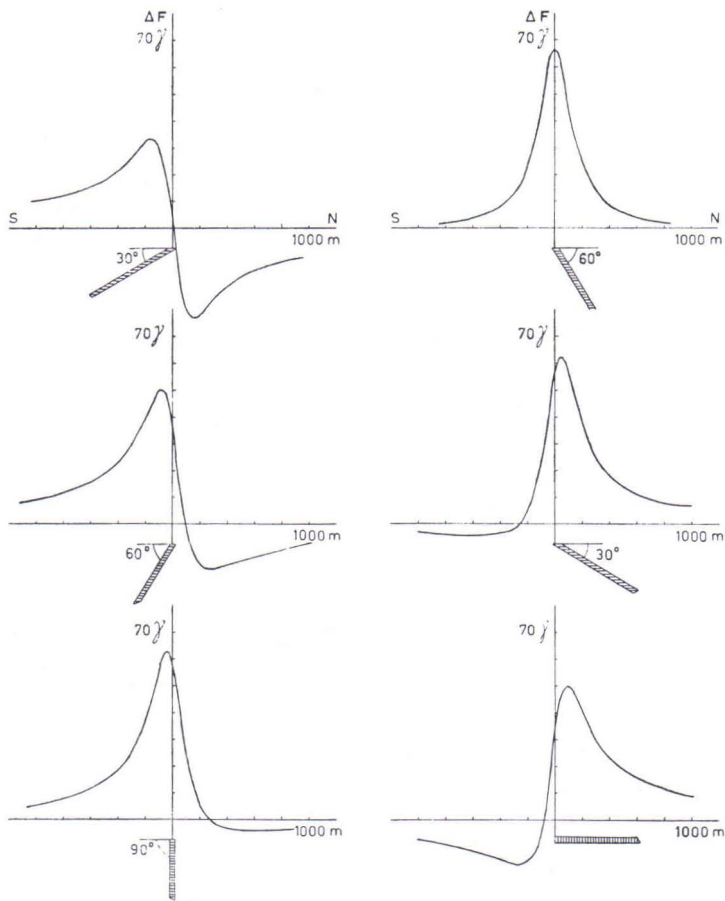
Kuva 5 esittää ohuen levyn aiheuttamia aeromagneettisia anomalioita ΔF siinä tapauksessa, että levyn "geologian kulku"

on N—S ja magneettisten mittausprofiilien suunta E—W. Jos levyn kaade on pysty, anomaliaprofiili on muodoltaan symmetrinen. Jos levy kaatuu länteen, anomaliaprofiilin läntinen reuna on loivempi kuin itäinen. Tällöin ovat luonnol-

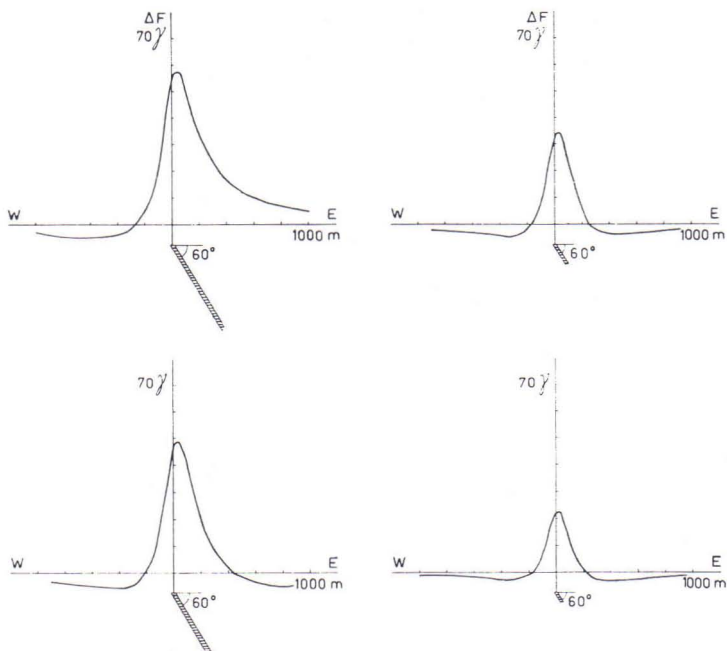


Kuva 5. Anomalian ΔF riippuvuus levymäisen magneettisen kappaleen kaateesta. Levyn kulku N—S, mittausprofiilin suunta E—W. Mittauskorkeus 150 m. Levyn paksuus 10 m ja susceptibiliteetti 0,01 c.g.s./cm³.

lisesti aeromagneettisessa kartassa esiintyvän vastaavan anomalian läntisen reunan sama-arvokäyrät harvemmassa kuin itäisen. Anomalian epäsymmetrisyyden määrästä voidaan siten arvioida kaateen suuruus. Kuvasta 5 kannattaa vielä panna



Kuva 6. Anomalian ΔF riippuvuus levymäisen magneettisen kappaleen kaateesta. Levyn kulku E—W, mittausprofiilin suunta N—S. Mittauskorkeus 150 m. Levyn paksuus 10 m ja susceptibiliteetti 0,01 c.g.s./cm³.



Kuva 7. Anomalian ΔF riippuvuus levymäisen magneettisen kappaleen syvyydestä. Levyn kulku N—S, mittausprofiilin suunta E—W. Mittauskorkeus 150 m. Levyn paksuus 10 m, susceptibiliteetti 0,01 c.g.s/cm³ ja alapaan syvyys ∞ , 600, 300 ja 225 m.

merkkille, että jos levyn kaade on loiva, anomaliakäyrissä esiintyy selvä negatiivinen minimi. Samoin huomataan, että anomaliamaximi on täsmälleen levyn yläreunan yläpuolella vain siinä tapauksessa, että levyn kaade on pysty. Muulloin se on hieman sivulla.

Myös kuva 6 esittää ohuen levyn tapausta, mutta levyn kulku on nyt E—W ja magneettisen mittausprofiilin suunta N—S. Havaitsemme muodoltaan symmetrisen anomaliakäyrän esiintyvän nyt siinä tapauksessa, että levyn kaade on 60° pohjoiseen eikä pysty. Jos kaade on pysty, anomaliaprofiilin eteläinen sivu on loivempi. Erittäin vahva negatiivinen minimi

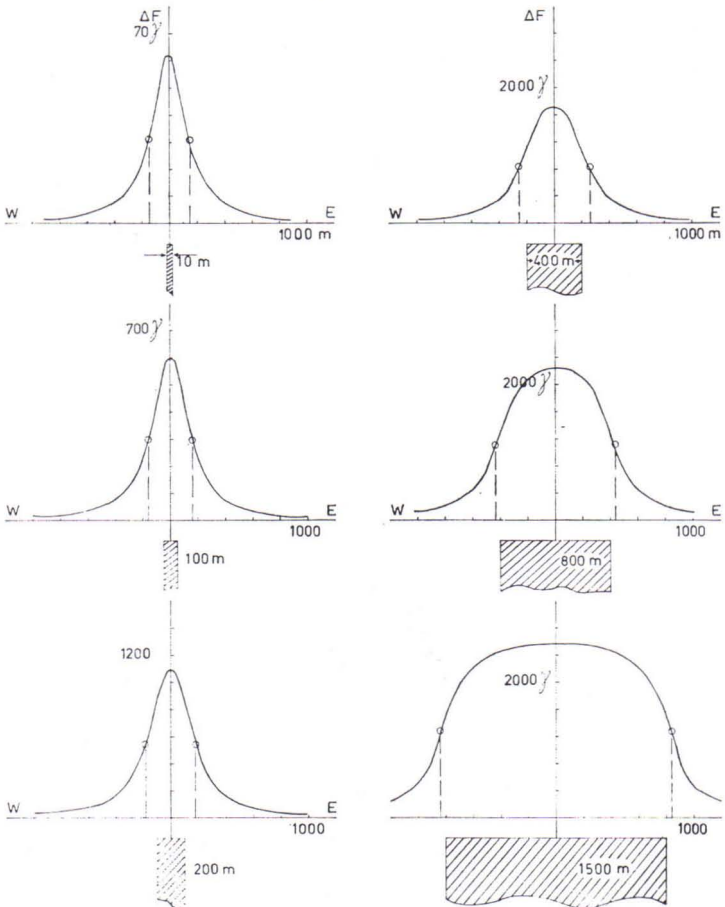
esiintyy, jos levyn kaade on 30° etelään. Arvioitaessa levy-mäisen kappaleen kaadetta anomalian epäsymmetrisyyden perusteella on siis otettava huomioon myös anomalian pituus-suunta aeromagneettisella kartalla.

Kuvassa 7 on kysymyksessä ohut levy, jonka kulku on N—S ja kaade 60° itään. Levyn yläreuna ulottuu maanpintaan, alareunan syvyyden annetaan vaihdella. Levyn alareunan syvyyden pienentyessä heikentyy positiivinen anomaliamaximi ja anomaliaprofiilin sivuilla esiintyvät negatiiviset minimi voimistuvat. Jos siis anomaliaprofiilin molemmilla sivuilla havaitaan negatiiviset minimi, merkitsee se yleensä sitä, että levyn alareuna ei ulotu kovin syvälle. Toispuolinen minimi voi sitä vastoin johtua siitäkin, että levyn kaade on loiva. Kuvasta 7 voi vielä panna merkille, että anomaliaprofiilin symmetrisyys riippuu myös levyn alareunan syvyydestä.

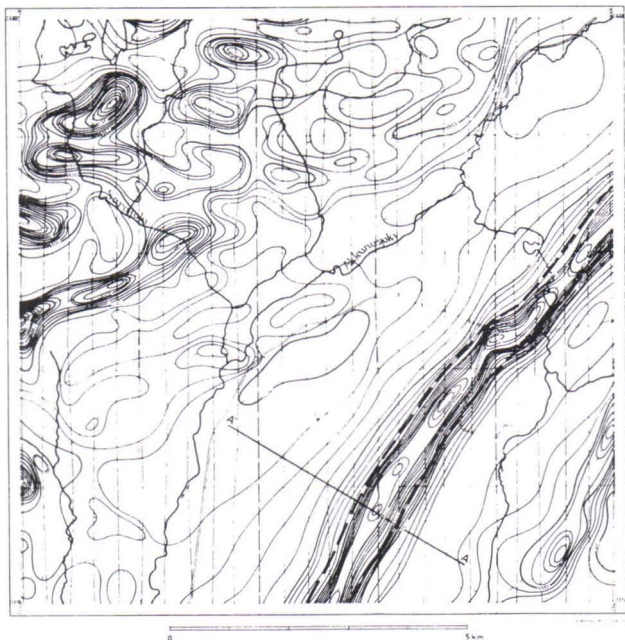
Kuva 8 osoittaa, millä tavoin anomaliaprofiilin muoto riippuu pystyn magneettisen levyn paksuudesta. Ohut levy synnyttää terävähuippuisen anomalian, levyn paksuuden kasvaessa käy maksimi muodoltaan loivapiirteisemmäksi. Anomaliaprofiilin puoliarvopisteeksi (merkitty kuvassa pienellä ympyrällä) kutsutaan sitä pistettä, jossa anomalian voimakkuus on pudonnut puoleen maksimiarvostaan ja puoliarvo-levydeksi vaakasuoraa etäisyyttä anomaliamaximin kohdalla puoliarvopisteen kohdalle. Olkoon havaintokorkeus (lento-tasosta levyn yläreunaan) h , levyn paksuus d ja puoliarvo-levyys a . Jos on kysymyksessä ohut levy ($d < h$), h on likipitään a . Paksun levyn tapauksessa ($d \gg h$) taas $d = 2a$ ja puoliarvopisteet osuvat likipitään paksun levyn reunojen eli kontaktien kohdalle. Toinen tapa määrätä paksun levyn kontaktit on sijoittaa ne anomaliaprofiilikäyrän käännepisteiden kohdalle eli sille kohdalle, jossa sama-arvokäyrät ovat tiheimässä aeromagneettisen anomalian kupeilla.

Kun käytännössä ryhdytään vertaamaan aeromagneettista profiilikäyrää teoreettisesti laskettuihin mallikäyriin, havaitaan tavallisesti, että yhteensopivuus ei ole täydellinen, mikä tietysti johtuu siitä, että geologiset kappaleet harvoin ovat muodoltaan täysin säännöllisiä ja magneettisesti homogeenisia. Tällöin on tyydyttävä etsimään mallikäyrien joukosta se, joka parhaiten sopii yhteen havaitun käyrän kanssa. Esimerkkinä

mallikäyrien käytöstä tulkinnassa esitetään seuraavassa tapaus karttalehden 254401 alueelta (noin 20 km Kemin kaupungista koilliseen). Aeromagneettinen karttalehti on esitetty



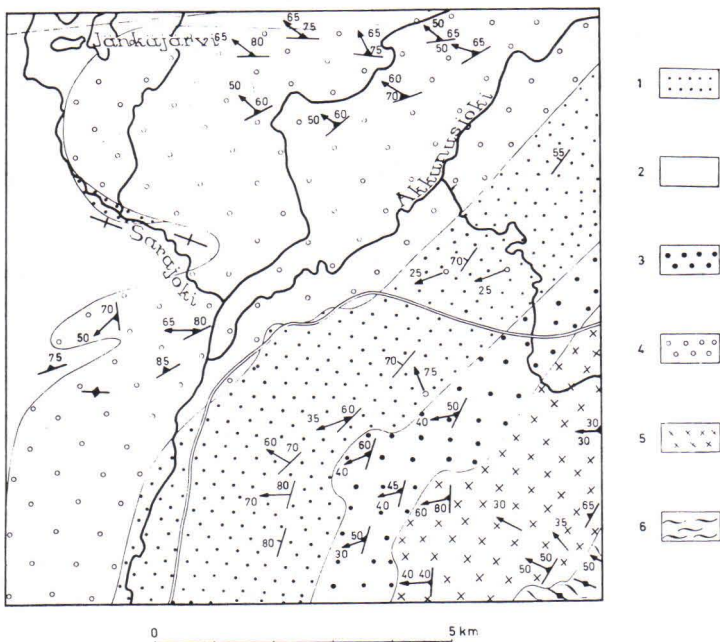
Kuva 8. Anomalian ΔF riippuvuus levymäisen magneettisen kappaleen paksuudesta. Levyn kulku N—S, mittausprofiilin suunta E—W. Mittauskorkeus 150 m. Levyn paksuus 10, 100, 200, 400, 800 ja 1600 m ja susceptibiliteetti 0,01 c.g.s./cm³.



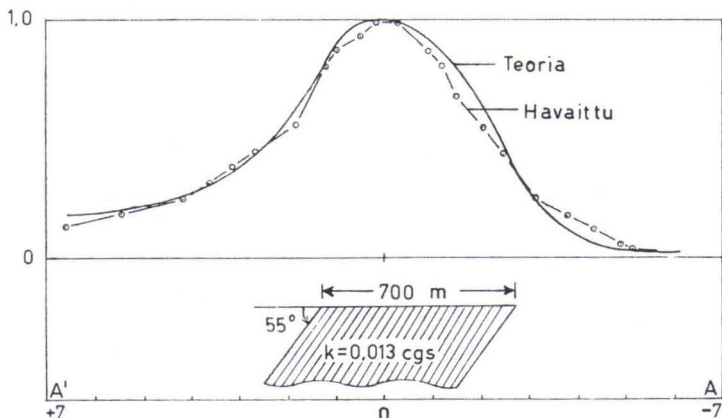
Kuva 9. Aeromagneettinen karttalehti 2544 01.

kuvassa 9 ja vastaava geologinen kartta kuvassa 10. Geologinen kartta on laadittu Härmeen (1949) Kemin aluetta koskevan kartan perusteella. Yleinen korrelaatio geologian ja aeromagneettisten anomalioiden välillä on tällä alueella täysin selvä. Vahvimmat aeromagneettiset anomaliat liittyvät vihreäkiveen. Kvartsiittijakso on käytännöllisesti katsoen ei-magneettinen. Kartan kaakkoisosassa esiintyvä anortosiitti-serpentiinikivi on vain kaakkoisreunallaan selvästi magneettinen. Tarkastelemme nyt lähemmin pitkää, kapeata ja verraten säännöllistä, kartan poikki lounaasta koilliseen kulkevaa vihreäkivijaksoa ja siihen liittyviä anomaliaita. Aeromagneettiseen karttaan on katkoviivoilla merkitty magneettisia ”puoliarvopisteitä” vastaavat kontaktit, joiden mukaisesti muodostuman paksuus (vaakasuorassa suunnassa mitattuna) on 500—800 m.

Geologisen kartan mukaan on vastaava paksuus 700—1 400 m, siis selvästi suurempi. Magneettisesti saatu pienempi paksuus voi johtua siitä, että vihreäkivijakso ei ole kauttaaltaan magneettinen. Myöskään geologisen kartan ei tarvitse olla virheetön, koska paljastumia ei ole riittävän tiheässä. Jo aeromagneettisen kartan silmämääräinen tarkastelu osoittaa, että vihreäkiveen liittyvä magneettinen anomalia on muodoltaan epäsymmetrinen. Anomalian luoteisreunalla ovat sama-arvokäyrät selvästi harvemmassa. Anomalian poikki on vedetty profiili AA' ja tätä havaittua magneettista profiilia on verrattu Gayn julkaisemaan mallikäyräsarjaan. Tulokset käyvät ilmi kuvasta 11. Havaittu käyrä ja mallikäyrä sopivat tyydyttävästi yhteen. Mallikäyrän mukainen tulkinta on seuraava:



Kuva 10. Geologinen kartta lehdestä 2544 01. 1, kvartsiitti; 2, liuske; 3 vihreäkivi; 4 mantelimainen vihreäkivi; 5 anortosiitti-serpentiiniitti; 6, migmatiittinen graniitti.



Kuva 11. Havaittu ja teoreettisesti laskettu magneettinen anomalia-käyrä. Karttalehden 2544 01 vihreäkivivyöhykkeen yli kulkeva profiili AA'.

muodostuma on 700 m paksu, kaade on 55° NW ja susceptibiliteetti $0,013 \text{ c.g.s./cm}^3$. Täten saatu kaadearvo sopii hyvin yhteen vihreäkivialueelta mitattuihin liuskeisuuden kaarteisiin, jotka vaihtelevat välillä $45\text{--}60^\circ$. Susceptibiliteettimittauksia ei alueella ole suoritettu, joten nyt laskettua k -arvoa ei voida verrata suoranaisiin havaintoihin.

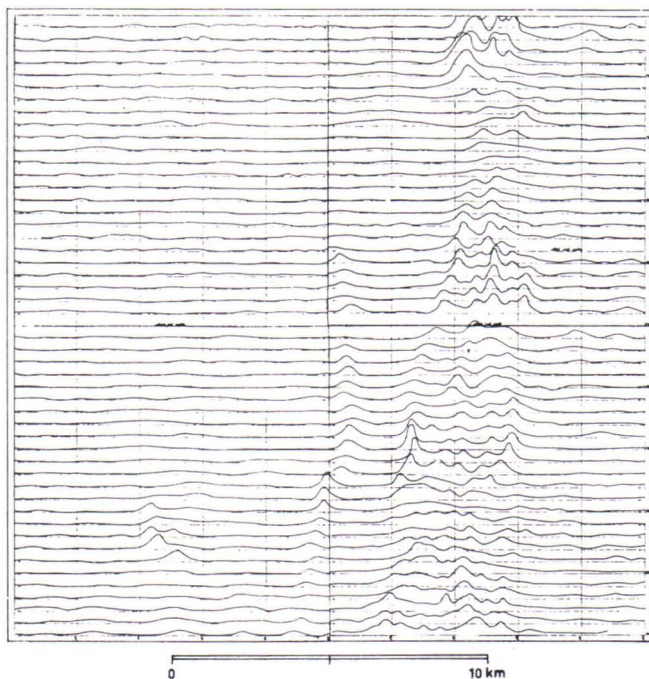
Edellisissä esimerkeissä on oletettu, että magneettisissa muodostumissa esiintyy vain maan nykyisen kentän vaikutuksesta syntynttä indusoitua magnetismia. Tosiasiassa kivilajeissa esiintyy myös pysyvää eli remanenttia magnetismia, jonka suunnan ei tarvitse olla sama kuin maan nykyisen kentän. Remanentin magnetismin olemassaolo tekee siten magneettisten anomalioiden tulkinnan vaikeammaksi. Suomessa on kivilajien remanenttia magnetismia samoin kuin muitakin magneettisia ominaisuuksia tutkittu vain vähän, joten vielä ei voida luotettavasti sanoa, kuinka oleellinen tekijä se on indusoituneeseen magnetismiin verrattuna. Merkityksettömänä tekijänä sitä ei missään tapauksessa voi pitää.

Edellä esitetyt muutamat mallikäyrät ja säännöt ovat avuksi aeromagneettisten anomalioiden alustavassa tulkinnassa. Tarkempaan tulkintaan pyrittäessä on käytettävä kirjallisuus-

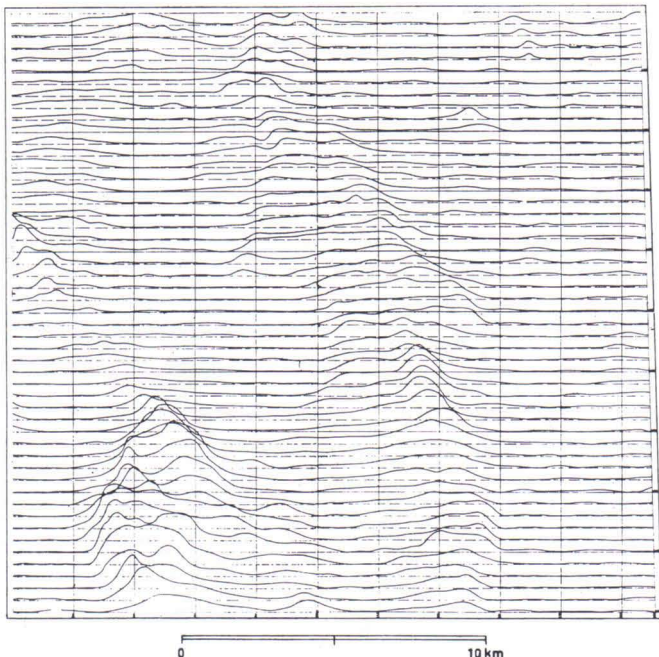
viitteisiin sisältyviä laajempia mallikäyräkokoelmia ja matemaattisesti vaativampia menetelmiä.

Aerosähkömagneettiset anomaliat

Sähköä johtavia mineraaleja on yleensä kallioperässä vähän, ja silloinkin, kun niitä esiintyy, ne useimmiten ovat pirotteina. Tällöin ne eivät muodosta yhtenäisiä johteita, eivätkä myöskään siis näy aerosähkömagneettisten karttojen häiriöinä. Vain silloin, kun näitä sähköjohtavia mineraaleja on runsaasti tai suuntautuneina, ne aiheuttavat myös em. häiriöitä (kuva 12). Tästä taas johtuu, että useimmilta karttalehdiltä aerosähkömagneettiset häiriöt puuttuvat kokonaan.



Kuva 12. Kartta-alue 3441 07, 08, 10, 11. Kiisuliuskeet aerosähkömagneettisten anomalioiden ilmentäminä.



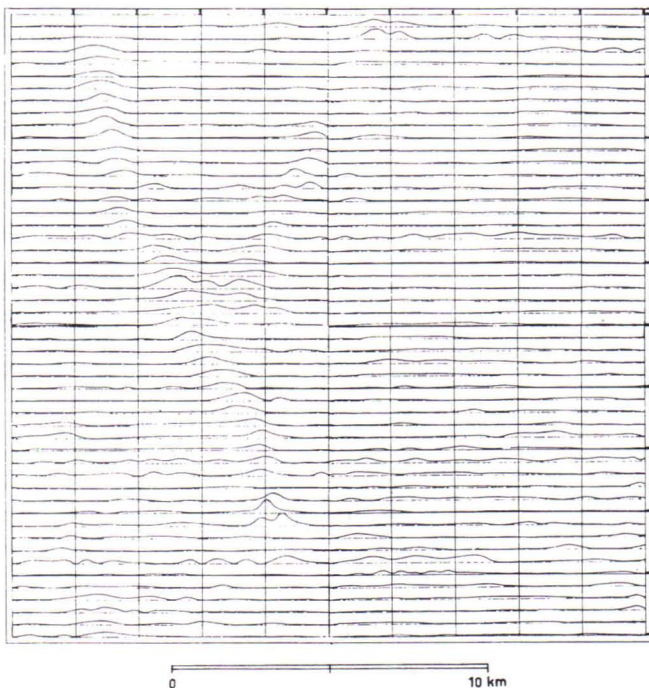
Kuva 13. Kartta-alue 1134 07, 08, 10, 11. Savikot aerosähkömagneettisten anomalioiden ilmentäminä.

Sähköjohtavista kallioperässämme esiintyvistä mineraaleista ovat tärkeimmät erilaiset kiisut sekä grafiitti. Koska nimenomaan magneettikiisu ja grafiitti ovat paikoin yleisesti esiintyville kiisuliuskeille ominaiset, nämä tulevat aerosähkömagneettisilla kartoilla erittäin terävästi esiin (kuva 12). Edelleen voidaan sanoa, että mikäli voimakasta sähkömagneettista häiriötä tarkoin seuraavat vahvat magneettiset häiriöt, on häiriön aiheuttajana tavallisesti magneettikiisua runsaasti sisältävä kiisuliuske. Grafiittiluiskeita taas luonnehtivat vahvat sähköiset ja puuttuvat magneettiset anomaliat. Jalompien kiisujen yhteydessä usein esiintyy myös magneettikiisua, ja sen vuoksi ne usein peittyvätkin viimemainitun vaikutuksen alle. Aerosähkömagneettisten häiriöiden malmigeologinen tulkinta

onkin vaikea, eikä sen käsitteleminen kuulu tämän ohjekirjan puitteisiin.

Sähkömagneettisten häiriöiden aiheuttajina esiintyvät kumminkin muutkin tekijät kuin sähköä johtavat mineraalit. Niitä aiheuttavat kaikki elektrolyytit — suolojen vesiliuokset. Tästä syystä ei esim. merialueilla normaali sähkömagneettinen mitaus ole tarkoitustaan vastaava.

Elektrolyyttejä on myös useissa maalajeissa, mutta etenkin savikoissa. Savikot aiheuttavatkin selviä anomalioita. Niille on ominaista häiriöiden sekavaikko ja leveä muoto (kuva 13). Milloin savia ja lietettä on kerääntynyt esim. tektoniseen ra-



Kuva 14. Kartta-alue 2214 08, 09, 11, 12. Toisveden molemmat haarat sekä etelässä Torisevan järvet ovat tektonisia muodostumia, joita aerosähkömagneettiset anomaliat ilmentävät.

koon tai kapeaan kuruun, vastaavan häiriön muoto on luonnollisesti kapea ja erehdyttävästi esim. grafiittiliuskesuikaleen aiheuttaman anomalian kaltainen (kuva 14). Tällaisilla savi- koiden aiheuttamalla häiriöillä on kumminkin tulkinnallinen geologinen merkitys (s. 31).

Kuten sivulla 6 on mainittu, uusimmista mitta-alueista voidaan saada sekä imaginaari- että reaali- komponentteja esittäviä aerosähkömagneettisia profiilikarttoja. Milloin kumpikin komponentti on kuvattu, lisääntyy näiden karttojen käytön tulkinnallinen merkitys. Reaalianomalia (+) yhdessä vahvan magneettisen anomalian kanssa on tunnusomaista useille magneettiikkasaumille, reaalin ja imaginaarin suhde kuvasta sähkö- johtokykyä jne. Koska nämä tulkinnalliset mahdollisuudet tulevat kuitenkin enemmän kysymykseen malmigeologiassa, ne jätetään tässä lähemmin käsittelemättä.

Aeroradioaktiiviset anomaliat

Vaikka maankuoren radioaktiivisuuden mittaustulokset jätetäänkin geologisessa tutkimuslaitoksessa kartoiksi tai profiileiksi kokoamatta, lienee muutama sana niistäkin tässä paikallaan.

Radioaktiiviset häiriöt aiheutuvat radioaktiivisten alku- aineiden läsnäolosta maankuoren kaikkein ylimmissä osissa. Niinpä siis uraani- ja toriumpitoisuus — mikäli kalliota eivät peitä irtaimet maalajit — tulisivat aeroradioaktiivisissa kartoissa näkyviin. Tärkeimpänä kallioperän radioaktiivisuuden aiheuttajana on kumminkin pidettävä kaliumia, joka sekin hajaantuu radioaktiivisia tuloksia tuottaen — olkoonkin, että sen hajaantuminen kestää tavattoman kauan. Sen suurta puoliintumisaikaa kuitenkin kompensoi kaliumin runsaus eräissä kivilajeissa, ja niinpä eräät graniittimassiivit tulevatkin aeroradioaktiivisessa tutkimuksessa selvästi esille.

Aerogeofysikaaliset kartat geologisen tutkimuksen apuna

Kivilajien rajaaminen

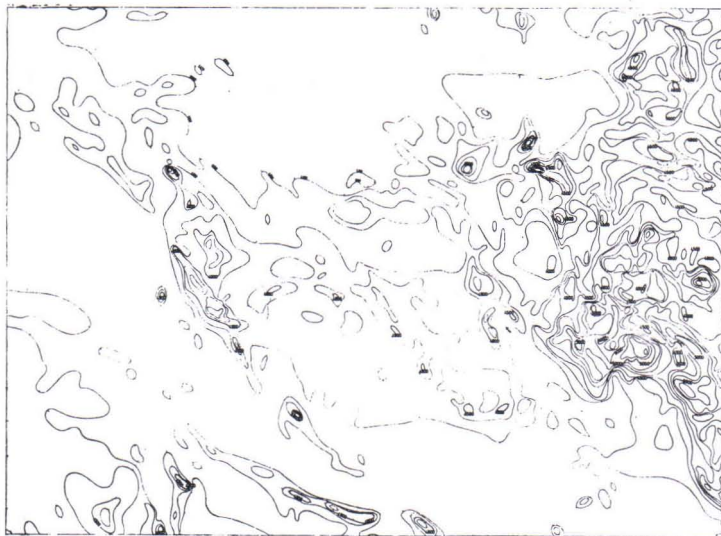
Kuten edellä sanottiin, magneettiittipitoisuutensa vuoksi emäksiset kivilajit aiheuttavat vahvempia magneettisia ano-

maloita kuin happamemmat kivet — esim. graniitit. Homogeeninen granodioriitti on useimmiten sellainen, että sitä kuvastaa jokseenkin tasaisen heikko magneettisuus. Tilanne on toinen, jos granodioriitti on gneissimäistä ja sisältää runsaasti liuske- tai amfiboliittisuikaleita, jolloin sen päällä magneettiset anomaliatkin saattavat olla sekä epätasaisia että suhteellisen voimakkaita. Gabro ja dioriitti ovat normaalisti magneettisia anomaloita aiheuttavia, mutta joskus eivät. Kun niiden rautapitoisuus on kummassakin tapauksessa sama, on toisessa tapauksessa niistä rauta mennyt magnetiittiin, toisessa taas silikaattien hiloihin. Mistä tämä johtuu? Ehkäpä regionaalimetamorfoosin olosuhteiden erilaisuudesta, ehkä siitä, että palingeneesi hävittää magnetiitin — toisin sanoen että esim. dioriitti voisi olla joko magmaattinen tai palingeeninen. Nämä ovat arvailuja, sillä kysymystä on pidettävä tällä hetkellä vielä selvittämättömänä. Eräs seikka on kuitenkin edellä sanotun perusteella ilmeinen: meillä ei ole yleispätevää perustetta piirtää geologisia karttoja suoraan aerogeofysikaalisten karttojen perusteella. Meidän on sovellettava kullakin suhteellisen suppealla alueella sellaista geologista tulkintaa, joka soveltuu nimenomaan tälle alueelle. Mikäli jollakin karttalehdellä emäkasiset kivilajit näyttävät seuraavan magneettisia häiriöitä, siellä voidaan tulkinta ulottaa sinnekin, mistä geologiset havainnot puuttuvat. Mikäli taas tässä suhteessa ilmenee ristiriitoja, on myös tulkinnan oltava varovaisempi, tai eräissä tapauksissa on yksinkertaisinta luopua geofysikaalisten karttojen perusteella tapahtuvasta kivilajien rajaamisesta. Seuraavassa kolme esimerkkiä, jotka valottavat kutakin mainituista mahdollisuuksista. Esimerkit on otettu Keski-Suomesta ja siten, että kolmesta karttalehdestä on aina kaksi rajoittunut toisiinsa. Nämä karttalehtialueet ovat Keuruu (2232), Virrat (2214) ja Ähtäri (2241).

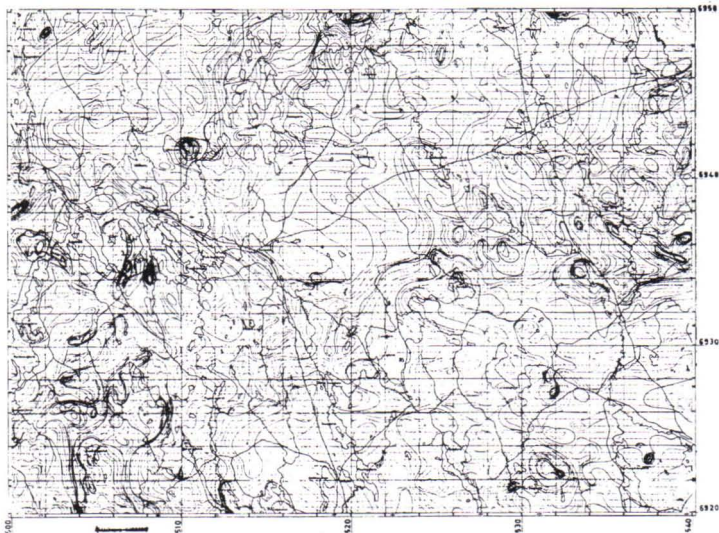
Keuruun karttalehdelle (kuva 1) on ominaista se, että siellä muodostaa jokseenkin homogeeninen granodioriitti suurimman osan karttalehden kallioperästä. Luoteiskulmassa on laaja vulkaniittialue sekä sen eteläpuolella dioriitteja. Muualla on pieniä gabro- ja peridotiittipahkuja eri puolilla karttalehteä. Sen jälkeen kun oli voitu todeta, että vain vulkaniiteille, gabroille ja peridotiiteille ovat magneettiset häiriöt ominaisia,

aeromagneettisia anomalioita voitiin suurella luottamuksella ruveta käyttämään näiden emäksisten kivilajien rajaamiseen, kunhan yhdessäkin paljastumassa (tai lohkarleistosta) oli kunkin rajoitetun häiriön alueelta voitu todeta, mistä emäksisestä kivilajista kussakin tapauksessa oli kysymys. Kääntäen taas häiriö paljastumattomalla alueella pyrittiin tavallista tarkemmillä tutkimuksilla selvittämään ja siinä aina onnistuttiinkin odotetulla tavalla.

Virtain karttalehdellä (kuva 15) ei aeromagneettisten häiriöiden tulkinta enää ollutkaan yhtä suoraviivaista. Tosin alueen itäosan vulkaniitit, dioriitit ja gabrot saatiin todeta häiriöidenkin avulla rajattaviksi, mutta esim. peridotiitit sautuivat täällä magneettisiin minimeihin. Karttalehden läntisessä osassa voitiin helposti seurata myös magneettisesti liuskejaksoa (vulkaniitteja), mutta dioriitit eivät tulleet aeromagneettisessa kartassa esille. Granodioriiteilla ja gneisseillä oli magneettisuus rauhatonta, mikä johtuu näiden kivien syntytavasta



Kuva 15. Karttalehti 2214. Aeromagneettinen kartta.



Kuva 16. Karttalehti 2241. Aeromagneettinen kartta.

— pohjana vulkaniitteja, joiden säilyneitä jäännöksiä on niissä kummassakin vielä runsaasti. Näin ollen ei tämän karttalehden alueella voitu kivilajien rajausta suorittaa aeromagneettisten karttojen avulla muuta kuin paikallisesti ja kussakin tapauksessa erilaisia tulkintoja seuraten. Virtain alueen erittäin suuri paljastumatiheys teki tällaisen rajaamisen tarpeettomaksikin, mutta toisaalta se osoitti kritiikin välttämättömyyden magneettisten häiriöiden tulkintoihin ryhdyttäessä.

Ähtärin karttalehdellä (kuva 16) olisi paljastumien vähyden vuoksi tarvittu aeromagneettisten karttojen tukea, mutta siellä näytti geologisesti verraten tasainen (graniitit, granodioriitit) alue selviä magneettisia häiriöitä, jotka ovat reliktien aikaansaannoksia. Niitä voidaan paikoin seurata, ja ne ovat ikään kuin jatkeita Keuruun karttalehden luoteiskulman vulkaniittien häiriöille, mutta eivät ole geologisesti välittömästi eivätkä karttakuvana tulkittavissa. Tässä siis joudutaan taas häiriöiden tulkinnassa erikoistapauksiin ja luulta-

vasti myös ottamaan lähtökohdaksi kivilajien metasomaattinen synty tapa. Tällöin joudummekin siihen, että vaikeivät aeromagneettiset kartat paljon autta tällaisilla alueilla geologi-kartoittajaa, niin ne voivat kääntäen olla avuksi tehtäessä petrologisia päätelmiä jo olemassaolevan geologisen karttakuvan perusteella. Tällaisiin tulkintoihin tähtäävät tutkimukset ovat kuitenkin vasta aivan alkuasteellaan. Niihin on kuitenkin jo ryhdytty mm. geologisessa tutkimuslaitoksessa.

Geologisten muodostumien jatkuvuus

Eräiden muodostumien kivilajikoostumuksen johdosta niitä voidaan seurata usein kokonaisuutena aeromagneettisten karttojen avulla. Tällöin on tavallisesti eduksi käyttää pienikavaisia geofysikaalisia karttoja, koska mielenkiinto kohdistuu silloin itse muodostumaan — useimmiten liuskejaksoon — eikä sen petrologisiin detaljeihin. Liitteenä olevalta aeromagneettiselta kartalta nähdään jokseenkin tarkkaan Pohjanmaan S-muotoisen liuskejakson eteläosan muoto ja rajat, sekä sen liittyminen Tampereen liuskeisiin.

Suuremmassakin mittakaavassa selvästi erottuvia ovat ne jaksot, joita muodostavat ns. kiisuliuskeet eli mustat liuskeet. Näissä on yleensä magneettikiisua ja grafiittia, ja vastaville alueille ominaiset magneettiset häiriöt ovat muodoltaan pitkiä ja kapeita (kuva 4). Sitä paitsi niille on myös ominaista sähkömagneettisten anomalioiden yhtäläinen selväpiirteisyys (kuva 12).

Aeromagneettiset kartat voivat myös auttaa geologisten muodostumien seuraamista joko vahvasti peitteisten tai myös geologisesti vahvasti muuttuneiden, metamorfoituneiden alueiden läpi. Tuominen (1961) on seurannut näin sedimenttien vanhoja suuntia granodioriitin läpi. Edellä (s. 29) mainitulla Ähtärin karttalehden alueella (kuva 16) kokonaisuudessaan granodioriittiutuneen ja graniittiutuneen alueen magneettisessa kuvassa vanhat vulkaniittimuodostumien reliktiset suunnat ovat selvästi näkyvissä, samoin monin paikoin aeromagneettisissa kartoissa, missä geologisten tietojen perusteella aluetta voitaisiin pitää suhteellisen yksitoikkoisena.

Nimenomaan tähän aeromagneettisten karttojen käyttömahdollisuuteen geologisen tutkimuksen apukeinona olisikin

mielestämme kiinnitettävä tulevaisuudessa entistä enemmän huomiota.

Tektoniset piirteet

Sellaiset tektoniset piirteet, joiden aiheuttajana on siirros tai murrosvyöhyke, eivät läheskään aina näy aeromagneettisesta kartasta yhtä selvinä kuin esim. alueen topografiasta, mutta usein niitäkin voidaan seurata häiriöiden katkeamisista. Poimuuntumisen aikaansaannokset saattaa useinkin nähdä veyneiden aeromagneettisten häiriöiden taipuneista muodoista. Itse asiassa paremman tektonisen kuvan antavat aerosähkömagneettiset häiriöt. Näiden käyttö on kuitenkin rajoittunutta siksi, että maassamme on laajoja alueita, joilta tällaiset häiriöt tyystin puuttuvat. Mikäli niitä on, ne voivat kuvastaa alueen tektoniikkaa kolmesta eri syystä:

1) Siirroksiin ja rakoihin on muodostunut sähköjohtavia sulfidimineraaleja. Tämä tapaus lienee oloissamme harvinaisin, ja sen esiintyessä on usein kyseessä kahden tektonisen suunnan leikkauskohta. Tällaisissa tapauksissa saattaa alueeseen liittyä myös magneettinen häiriö, joten kumpaakin on tarkasteltava rynnän.

2) Murrosraoissa kiertävät, elektrolyyttejä sisältävät vesiliuokset aiheuttavat havaittavaa sähkönjohtokykyä. Tämä tapaus lienee yleisimpiä. Häiriöt ovat tällöin jokseenkin suoraviivaisia, kapeita, eikä niihin liity magneettisia häiriöitä. Viimeksi mainituissa saattaa esiintyä jopa katko pitkin murrosviivaa.

3) Suuren siirroksen, maankuoreen syntyneen murtuman tai ruhjevyyhykkeen kohdalle on muodostunut kapea, kuruomainen rotko, jonka on täyttänyt vesi — toisin sanoen siihen on muodostunut joki, kapea järvi, lampien jono tms. Koska nämä ovat yleensä kapeita ja syviä, niihin kasaantuu pohjalle runsaasti lietettä ja savea. Nämä taas puolestaan usein aiheuttavat sähkönjohtokykynsä vuoksi teräviä sähkömagneettisia häiriöitä. Tällä tavalla savien läsnäolo auttaa välillisesti itse murtuman tai ruhjevyyhykkeen suunnan seuraamista. Tätä tapusta on pidettävä yhtenä yleisimmistä. Luonnollisestikaan ei sähkömagneettisiin häiriöihin liity näissä tapauksissa lainkaan magneettisia häiriöitä, elleivät nämä sitten ole alueelli-

sia, itse murtuneesta kivilajista johtuvia. Hyvänä esimerkkinä tästä tapauksesta mainittakoon kuvassa 14 näkyvä siirros. Sen luoteispäätä luonnehtii Toisveden läntinen haara, ja siirros jatkuu kaakkoon Virtain kirkonkylän kautta kapeina Torisevan järvinä.

Lopputoteamus

Aerogeofysikaalisia karttoja voidaan menestyksellisesti käyttää geologisen tutkimuksen apuna (Marmo 1964). Ne antavat tukea kivilajien, ennen kaikkea liuskemuodostumien rajaamiselle. Sitä paitsi, ja erityisesti silloin, kun alueella esiintyy sähkömagneettisia häiriöitä, ne antavat myös mahdollisuuksia tektonisten tulkintojen tekoon.

On kuitenkin muistettava, että tulkinnat on aina tehtävä käsittelemällä kukin tapaus erikseen ja omana ongelmanaan. Vaikka yleisluontoisia sääntöjä on olemassa, niin toisaalta poikkeuksia on ainakin saman verran. Uudelle alueelle tullessa on ensin varmistauduttava siitä, mitä nimenomaan sillä alueella geofysikaaliset anomaliat merkitsevät. Sen jälkeen voidaan niiden tulkintaa ulottaa myös geologisten havaintojen ulkopuolelle.

On muistettava, että aerogeofysikaalisen kartoituksen historia on vielä lyhyt, minkä johdosta karttojen tulkintamenetelmät eivät vielä ole vakiintuneet. Tarvitaan paljon sekä geologista että geofysikaalista tutkimustyötä, ennen kuin pystymme todella tehokkaasti käyttämään hyväksi koko sen tietomäärän, mikä kuhunkin geofysikaaliseen karttalehteen sisältyy. Tekijät toivovat, että tästä lyhyestä opaskirjasesta olisi hyötyä aerogeofysikaalisten karttojen tulkintaa aloittelevalle geologille ja että entistä useammat geologit ryhtyisivät kokeilemaan ja kehittämään geofysikaalisten karttojen geologisessa tulkinnassa tarvittavia menetelmiä.

Kirjallisuutta

- Oppaan (1966) kirjallisuusluetteloa on seuraavassa täydennetty muutamilla alan uudemmilla julkaisuilla.
- Gay, P. S., Jr. (1963). Standard curves for interpretation of magnetic anomalies over long tabular bodies. *Ceophysics* 28(2), 161—200.
- Grant, F. S. (1985). Aeromagnetics, geology and ore environments, I. Magnetite in igneous, sedimentary and metamorphic rocks: an overview. *Geoexploration* 23(3), 303—333.
- Eskola, L. (toim.). (1983). Geofysiikkaa geologeille. Geologinen tutkimuslaitos, Tutkimusraportti 58. Espoo, 128 s.
- Hjelt, S. E. (1973). Experiences with automatic magnetic interpretation using the thick plate model. *Geophys. Prosp.* 21, 243—265.
- Härme, M. (1949). On the stratigraphical and structural geology of the Kemi area, northern Finland. *Bull. Comm. géol. Finlande* 147, 60 p.
- Ketola, M., Piironen, E. and Sarikkola, R. (1975). On the feasibility of airborne radiometric surveys for uranium exploration in Finland. *Geol. Surv. Finland, Rep. Invest.* 7, Espoo, 43 p.
- Korhonen, Juha (1987). Suomen juonikivien petrofysikaalisista ominaisuuksista ja juonien aiheuttamista aeromagneettisista anomaliaista. S. 221—254. Julkaisussa: Suomen diabaasit ja muut mafiset juonikivilajit, toim. Kristiina Aro ja Ilkka Laitakari. Geologian tutkimuskeskus, Tutkimusraportti 76, Espoo, 254 s.
- Marmo, V. (1964). Aerogeofysikaalisten karttojen geologisesta tulkinnasta. *Terra* 76, 105—119.
- Peltoniemi, M. (1982). Characteristics and results of an airborne electromagnetic method of geophysical surveying. *Geol. Surv. Finland, Bull.* 321, 229 p.
- ” (1988). Maa- ja kallioperän geofysikaaliset tutkimusmenetelmät. Ota-kustantamo, Espoo, 411 s.
- Puranen, M. ja Pesonen, L. (1979). Magneettisissa mittauksissa käytetyistä suureista ja yksiköistä. Raportti Q 04/22/79/1. Geologian tutkimuskeskus, Geofysiikan osasto, Espoo, 11 s.
- Puranen, R. (1989). Susceptibilities, iron and magnetite content of Precambrian rocks in Finland. *Geol. Surv. Finland, Rep. Invest.* 90, 45 p.
- Säävuori, H. (1987). Peräpohjan alueen aerogeofysikaalinen ja petrofysikaalinen tulkinta. Diplomityö, Teknillinen korkeakoulu, Espoo, 87 s.
- Tuominen, H. V. (1961). The structural position of the Orijärvi granodiorite and the problem of synkinematic granites. *C.R. Soc. Géol. Finlande* 33, 499—515.
- Törnqvist, G. (1952). Om den matematisk-geologiska tolknigen av magnetiska anomalier. *Åbo Akad. Geol.-min. inst. N:o* 33, 119 s.
- Vacqueur, V., Steenland, N. C., Henderson, R.G. and Zietz, J. (1951). Interpretation of aeromagnetic maps. *Geol. Soc. America, Memoir* 47, 151 p.

Liite 1. Siirtyminen magneettisista cgs-yksiköistä SI-yksiköihin (M. Puranen)

Oppaassa on käytetty cgs-systeemiä. Nykyään on yleiseen käyttöön vakiintunut kansainvälinen yksikkösystemi SI. Seuraavassa suppeassa taulukossa on esitetty eräitä tarpeellisia muunnoskertoimia systeemistä toiseen siirtymiseksi. Laajempi taulukko sisältyy esim. julkaisuun Puranen ja Pesonen (1979).

Suure	Symboli	cgs-yksikkö	SI-yksikkö	Muunnoskerroin
Magneettivuon tiheys	B	gauss, G	T	$1 \text{ G} = 10^{-4} \text{ T}$
Magnetoiva kenttä	H	oersted, Oe	A/m	$1 \text{ Oe} = 1000/4\pi \text{ A/m}$
Magn. susceptibiliteetti	k	(cgs/cm ³)	(SI)	$1 \text{ cgs/cm}^3 = 4\pi \text{ SI-yks.}$
Maan magn. totaali-kenttä	B _t , (F)	gamma, γ	n T	$1 \gamma = 1 \text{ n T}$
Totaalikentän vertikaalikomponentti	B _z , (Z)	gamma, γ	n T	$1 \gamma = 1 \text{ n T}$
Totaalikentän horisontaalikomponentti	B _h , (H)	gamma, γ	n T	$1 \gamma = 1 \text{ n T}$

Maan magneettisen kentän ja sen anomalioiden voimakkuuden yksikkönä käytetään tavallisesti nanoteslaa ($1 \text{ n T} = 10^{-9} \text{ T} = 10^{-5} \text{ G} = 1 \text{ gamma} = 1 \gamma$).

Susceptibiliteetti k on laaduton suure molemmassa systeemisä. Sekaannusten välttämiseksi on joskus hyödyllistä liittää k-arvoon paremman puutteessa laatu cgs/cm³ tai SI. Esim. $k = 0,01 \text{ cgs/cm}^3 = 0,1256 \text{ SI-yksikköä}$. Valitettavasti SI-yksiköllä ei ole toistaiseksi käytössä omaa nimeä.

Liite 2. Suomen kivilajien magneettisia ominaisuuksia (Puranen 1989, taulukko 5)

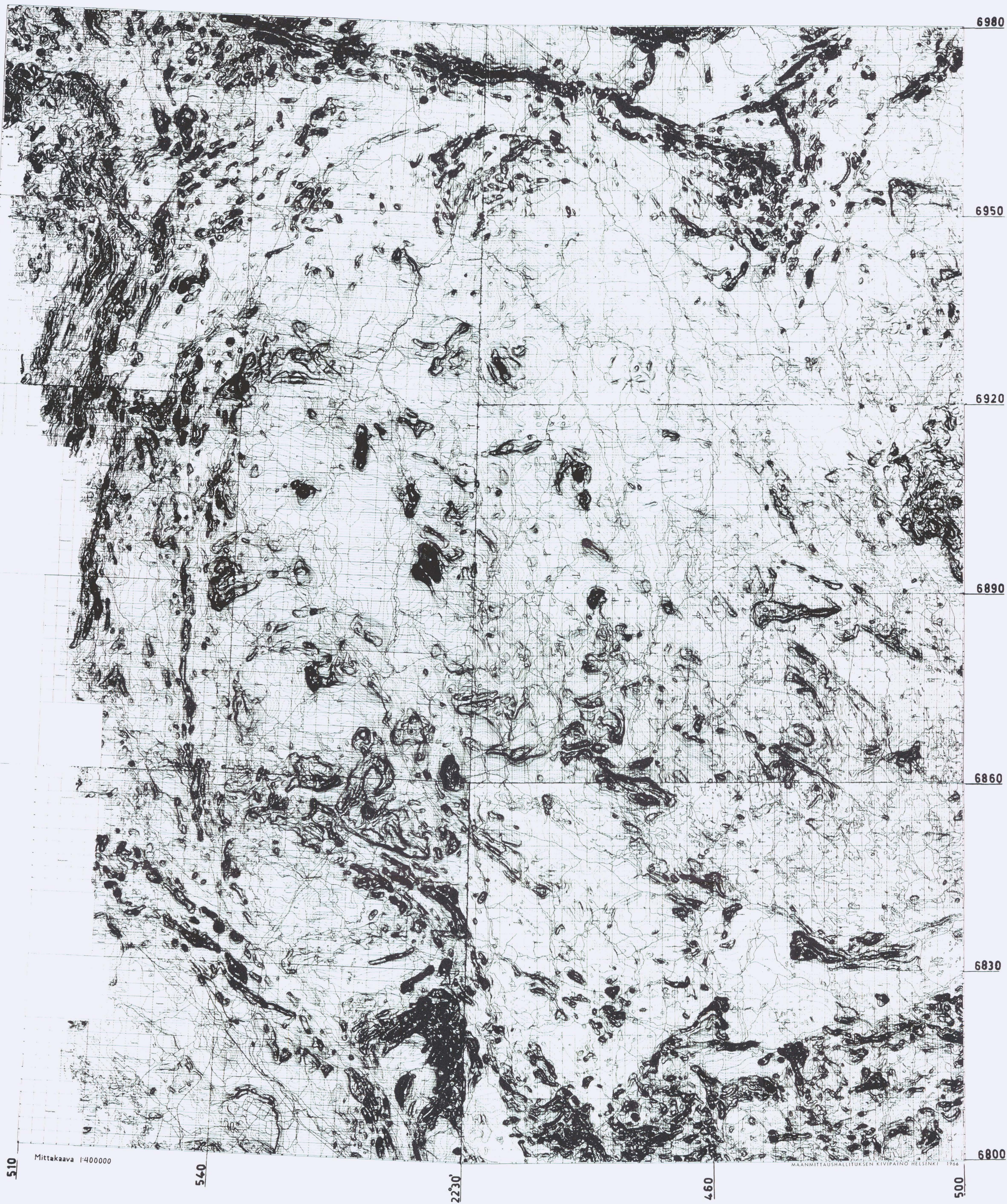
Yleisimpien prekambriksen kivien tilavuussuskeptibiliteettien k ja remanenssien J_r keskiarvot M ja standardipoikkeamat S . Keskiarvoihin perustuen on laskettu Königsbergerin suhteet $Q = J_r/k/H$ ja efektiiviset susceptibiliteetit $k_{\text{eff}} = (1+Q) \cdot k$. Magneettikenttä on $H=41$ A/m ja näytteiden lukumäärä N .

KIVILAJI	k (10^{-5} SI)		N	J_r (10^{-2} A/m)		Q	k_{eff}
	M	S		M	S		
Graniitti	427	1362	1833	12	110	0.69	722
Granodioriitti	322	981	1337	16	139	1.21	712
Kvartsidioriitti	466	1619	305	14	33	0.73	806
Dioriitti	635	1852	239	19	62	0.73	1099
Gabro	1113	2698	630	59	202	1.29	2549
Kvartsiitti	148	1344	975	17	119	2.80	562
Kvartsi-maasälpäliuske/gn.	1129	3352	512	43	309	0.93	2179
Kiilleliuske/gneissi	314	1469	2726	28	201	2.18	999
Amfiboliitti	530	1966	651	85	480	3.91	2602
(Meta)diabaasi	2853	6394	714	133	1352	1.14	6105
Porfyriitit	647	1832	155	17	42	0.64	1061
Vulkaniitit	804	2435	257	154	855	4.67	4559
Tuffiitit	1295	5362	156	593	3670	11.17	15760
Mustaliuske	306	824	139	417	1733	33.25	10400
Konglmeraatti	1969	4332	92	34	67	0.42	2796
Grauvakka	229	1513	182	20	92	2.13	717
Pegmatiittigraniitti	21	116	91	4	3	4.65	119
Mikrokliinigraniitti	136	596	236	9	50	1.61	355
Apliittigraniitti	234	745	136	6	18	0.63	381
Rapakivigraniitti	647	1074	104	24	44	0.91	1236
Porfyyrinen graniitti	782	1204	298	13	51	0.41	1103
Porfyyrinen granodioriitti	140	690	644	7	36	1.22	311
Ultraemäksiset kivet	2413	4366	99	363	874	3.67	11269
Serpentiinikivet	6175	5710	94	1042	2242	4.12	31616
Vihreäkivi	1606	3643	177	125	693	1.90	4657
Amfiboligneissi	1186	3294	257	70	444	1.44	2894
Karret	302	994	143	184	616	14.87	4793
Suonigneissi	118	677	269	8	30	1.65	313
Graniittigneissi	327	974	945	12	135	0.90	621
Biotiitti-plagioklaasigneissi	682	3650	113	21	111	0.75	1194

AEROMAGNEETTINEN KARTTA

TOTAALI - INTENSITEETTI


GEOLOGINEN TUTKIMUSLAITOS



Tätä julkaisua myy


GEOLOGIAN
TUTKIMUSKESKUS (GTK)

Julkaisumyynti
02150 Espoo

 (90) 46931


Teleksi 123185 geolo sf
Telekopio (90) 462205

GTK, Väli-Suomen
aluetoimisto
Kirjasto
PL 1237
70701 Kuopio

 (971) 205111

Telekopio (971) 205215

GTK, Pohjois-Suomen
aluetoimisto
Kirjasto
PL 77
96101 Rovaniemi


 (960) 297219

Teleksi 37295 geolo sf
Telekopio (960) 297289

Denna publikation säljes av


GEOLOGISKA
FORSKNINGSCENTRALEN (GFC)

Publikationsförsäljning
02150 Esbo

 (90) 46931


Telex 123185 geolo sf
Telefax (90) 462205

GFC, Distriktsbyrån för
Mellersta Finland
Biblioteket
PB 1237
70701 Kuopio

 (971) 205111

Telefax (971) 205215

GFC, Distriktsbyrån för
Norra Finland
Biblioteket
PB 77
96101 Rovaniemi

 (960) 297219

Telex 37295 geolo sf
Telefax (960) 297289