# Undersökning av cirkulära magnetiska anomalier i Nattavaaraområdet



SGU-rapport 2012:19





Sveriges geologiska undersökning Box 670, 751 28 Uppsala tel: 018-17 90 00 fax: 018-17 92 10 e-post: sgu@sgu.se www.sgu.se

Sammanfattning	2
Syfte	3
Geofysiska undersökningar	4
Resultat från magnetiska markmätningar och tyngdkraftsmätningar	6
Resultat från resistivitets och RMT mätningar för område 1, 2 (Svikkomaa) och 3 (Saitaurkielas)	10
Svikkomaa 1	10
Svikkomaa 2	13
Saitaurkielas 3	15
Resultat från borrningar, petrografiska-, geokemiska- och petrofysiska analyser för område 1 (Svikkomaa) och 3 (Saitaurkielas)	17
Svikkomaa	17
Kortfattade tunnslipsbeskrivningar borrkärnan från Svikkomaa	24
Petrofysisk analys Svikkomaa	41
Saitaurkielas	44
Kortfattad tunnslipsbeskrivning borrkärnan från Saiturkielas	45
Petrofysisk analys Saitaurkielas	46
Resultat från geokemiska analyser för område 1 (Svikkomaa) och 3 (Saitaurkielas)	47
Diskussion och slutsatser	52
Geofysik	52
Geologi	52
Referenslista	56

#### SAMMANFATTNING

SGU bedriver berggrundskartering inom malmpotentiella områden för att skapa planerings- och resurshushållningsunderlag för prospekteringsföretag, kommuner, länsstyrelser m.fl. och undersökningsområdet för denna studie ligger i ett malmpotentiellt område (fig. 1). Under karteringsarbetena på kartområdet 27K Nattavaara upptäcktes små distinkta cirkulära magnetiska anomalier i flygmagnetiska data (fig. 2). De magnetiska data tolkas som cirkulära, pipeliknande strukturer i berggrunden. Några berghällar för att kunna fastställa anomaliorsaken har inte hittats. Pipeliknande strukturer kan t ex vara diatrem/ lamprofyrvariant som i vissa fall kan vara diamantförande. Diametern på dessa strukturer är oftast liten, från några tiotal meter till några hundra meter. Vi har erhållit medel, FoU 35201, för att undersöka och försöka fastställa anomaliorsaken med olika geofysiska metoder samt med hjälp av borrhål och analyser av borrkärnor. Resultaten av undersökningarna redovisas i denna rapport.



Magnetiska markmätningar, tyngdkraftsmätningar samt resistivitets och elektromagnetiska mätningar utfördes över tre utvalda anomalier vid Svikkomaa och Saitaurkielas. Resultaten visar att de lågmagnetiska anomalierna sammanfaller med områden med låg elektrisk resistivitet. Tyngdkraftsmätningar visar svagt negativa anomalier över två av de tre utvalda anomalierna. Information om jorddjup erhölls också från resistivitetsmätningar. Två platser, Svikkomaa och Saitaurkielas, valdes ut för vidare undersökningar med kärnborrning utifrån de geofysiska undersökningsresultaten. Borrningarna i området Svikkomaa drevs till 57 meter, i området Saitaurkielas till 19 meters djup och resulterade i borrkärnor med en diameter på 39mm.

I borrkärnan från Svikkomaa finns olika bergarter och omvandlingar av bergarterna ger en svårtolkad berggrund. Åtta stycken geokemiska prov analyserades och åtta tunnslip tillverkades för petrografisk analys. Urvalet gjordes så att de flesta typerna av bergart och omvandlingar representeras. Två av geokemiproverna riktades mot extremt kvartsrika zoner för att om möjligt finna guldanomala delar. Petrofysisk analys har utförts på 15 sågade delar av borrkärnorna för att undersöka de i borrhålet påträffade bergarternas fysikaliska egenskaper såsom magnetisk susceptibilitet, remanens, densitet och resistivitet.

Fig. 1. Sverigekarta som visar undersökningsområdets lokalisering.



Fig. 2. **A.** Magnetfältet uppmätt från flyget. **B.** Kombinerat magnetfält och tyngdkrafts data. Några av de cirkulära anomalierna är inringade med rött respektive svart, del av kartområdet Nattavaara.

# SYFTE

Projektets syfte var att undersöka de cirkulära magnetiska anomalierna som framträder på de flygmagnetiska kartorna (fig. 2) med olika markgeofysiska metoder såsom magnetometri, gravimetri, resistivitet och RadioMagnetoTelluric (RMT)/Controlled Source MagnetoTelluric (CSMT). Anomaliorsaken skulle fastställas med hjälp av kärnborrning samt geokemiska och petrografiska analyser av borrkärnorna. Resultaten av undersökningarna förväntades svara på om de runda magnetiska anomalierna orsakas av pipeliknande strukturer eller vilka andra orsaker i berggrunden som kan ge upphov till den här typen av små runda anomalier i geofysiska data och på så sett bidra till kunskapen om dessa, eller andra orsaker som kan ge upphov till den här typen av små anomalier i geofysiska data.

#### GEOFYSISKA UNDERSÖKNINGAR

Geofysiska markmätningar utfördes på tre utvalda anomalier under somrarna 2010 och 2011. De mätmetoder som användes är magnetiska och tyngdkraftsmätningar samt elektriska och elektromagnetiska mätningar. De utvalda anomalierna ligger alla söder om Gällivare, vid Svikkomaa (område 1 och 2) utanför Kilvo, och sydsydväst om Nattavaara vid Saitaurkielas (område 3).

Vid de magnetiska mätningarna mättes det totala magnetfältet med protonmagnetometer av typ GSM19. Noggrannheten är 0,1 nT och mätningarna utfördes med ett linjeavstånd på ca 50 m och ett punktavstånd på ca 20 m. Positioneringen gjordes med handburen GPS. Vid den sydligaste anomalimätningen vid Saitaurkielas användes en GPS försedd magnetometer (GSM19) som registrerar magnetfältet kontinuerligt.



Fig. 3. Magnetisk profilmätning vid Svikkomaa.

Tyngdkraftsmätningar utfördes med en gravimeter av typ Scintrex CG-5 (fig. 4). Gällivare kyrka användes som baspunkt för mätningarna. Höjdbestämningen gjordes med hjälp av nätverks RTK (N-RTK). Den totala noggrannheten för mätningarna ligger inom 0,03 mGal. Totalt uppmättes 139 punkter. Mätningarna utfördes med ett punktavstånd mellan 50 och 100 m över de magnetiska anomalierna. För att få ett bättre grepp om de regionala gradienterna förtätades även det äldre observationsnätet av tyngdkraftsmätningar i omgivningarna.



Fig. 4. Tyngdkraftsmätningar vid Saitaurkielas med en Scintrex CG-5 gravimeter.

Resistivitets- och elektromagnetiska mätningar (RMT och CSMT) utfördes längs en profil var vid samtliga tre anomalierna. Resistivitetsmätningarna utfördes med ABEM's multielektrodsystem med 5 meters elektrodavstånd och Wenner utlägg användes vid mätningarna (fig. 5). Resistivitetsmätningar ger en bra upplösning närmare ytan och är därför mycket användbara även för uppskattning av jorddjup.

Med RMT-metoden mäter man markens skenbara resistivitet med hjälp av signalen från avlägsna radiosändare i frekvensområdet 10–250 kHz (VLF och LF-bandet). Djupkänningen är beroende av frekvensen, där högre frekvenser ger mer ytnära och detaljerad information och lägre frekvenser tränger djupare ner i marken.

För att öka djupkänningen använde vi även en egen radiosändare i frekvensområdet 2–8 kHz, så kallad CSMT-teknik (Controled Source MagnetoTelluric). Sändarutrustningen är nyligen utvecklad vid Uppsala Universitet av Laust Pedersen och Lars Dynesius. Sändaren består av en elektrisk dipol som lades ut i form av ett L i en myr ca 2 km nordväst om profilens början. Delar av sändarutrustningen ses i figur 6.



Fig. 5. RMT mätningar vid Svikkomaa.



Fig. 6. Delar av sändarutrustningen för CSMT-teknik (Controled Source Magneto Telluric).

# Resultat från magnetiska markmätningar och tyngdkraftsmätningar

Resultaten från magnetfältsmätningarna för de tre områdena visar på tydliga magnetiska minima. Anomalins storlek för område 1 och 3 är på ca 600–700 nT, medan anomalistorleken vid område 2 är ca 300 nT (fig. 7).



Fig. 7. Resultat från magnetiska och tyngdkraftsmätningar för område Svikkomaa 1 och 2 och Saitaurkielas 3. Figurerna till vänster, **A.** Svikkomaa och **B.** Saitaurkielas, visar det uppmätta magnetfältet där svarta linjer visar mätprofilerna. Figurerna till höger, **C.** Svikkomaa och **D.** Saitaurkielas, visar det residuala tyngdkraftsfältet som differensen mellan Bougueranomalin och analytisk uppräkning till 500 m. Läget för tyngdkraftsmätningarna är markerade med röda punkter i kartorna. De magnetiska anomalierna på tyngdkraftskartorna är markerade med rött.

Tyngdkraftsmätningarna visar svagt negativa anomalier för område 2 och 3 (ca 0,3 mGal). De små tyngdkraftsunderskotten sammanfaller med de lågmagnetiska anomalierna (markerade med rött i fig. 7). För område 1 ökar tyngdkraftsfältet något mot väster.

Modellering av magnetfältet har utförts över område 1, Svikkomaa. För att kunna anpassa anomalistorleken på 600 till 700 nT krävs en susceptibilitetsskillnad på ca 2000 x 10<sup>-5</sup> SI-enheter (fig. 8). Det stämmer väl överens med de i omgivningen uppmätta susceptibilitetsvärdena på berggrunden samt susceptibilitetsvärden som har uppmätts på prov från borrkärnan.



Fig. 8. **A.** Magnetiskt totalfält. Svarta punkter är mätpunkternas läge, lila linje är resistivitetsprofilens läge och gul symbol är läget för borrhålet. **B.** Modell över magnetfältet vid Svikkomaa. Den svarta linjen visar det uppmätta fältet och det röda linjen den beräknade fältet.

Modellering av tyngdkraftsfältet utfördes över område 3, Saitaurkielas (fig. 9). Överst i modellen ligger ett skikt som motsvarar kvartära avlagringar (fig. 9B). Den övre, bruna delen representerar torra sediment (1600 kg/m<sup>3</sup>) och den undre, gröna är vattenmättade sediment (1900 kg/m<sup>3</sup>).

Den kraftiga, negativa responsen som syns i den röda kurvan mitt på profilen kommer från 1 m mäktig myr (1050 kg/m<sup>3</sup>). Den grå delen av modellen har byggts upp med hjälp av tre cylindrar som ska symbolisera en pipeliknande struktur. Den djupaste cylindern når ned till 420 m djup. Cylinderns diameter är 150 m och densiteten är 2670 kg/m<sup>3</sup>. För den mellersta cylindern är densiteten 2640 kg/m<sup>3</sup>, medan den är 2620 kg/m<sup>3</sup> för den översta. De låga densiteter som antagits i modellen skulle kunna förklaras av vittrat, omvandlat eller uppsprucket berg. Bakgrundsdensiteten i modellen är 2700 kg/m<sup>3</sup>.



Fig. 9. **A.** Residual tyngdkraftsfält över område 3, profillinje med svart. **B.** Modellberäkning från tyngdkraftsmätningen. Den blåa kurvan motsvarar mätdata (Bougueranomalin minus regionalfält) och den röda kurvan modellresponsen.

# Resultat från resistivitets och RMT mätningar för område 1, 2 (Svikkomaa) och 3 (Saitaurkielas)

Två områden, Svikkomaa och Saitaurkielas valdes ut för resistivitets och RMT mätningar. Nedan redovisas undersökningsresultaten.

#### Svikkomaa 1

Läget för resistivitetsmätningarna bestämdes utifrån resultaten av de magnetiska mätningarna (fig. 7). Resistivitets och elektromagnetiska (RMT) mätningar utfördes över område 1 längs en profil på 600 meter (fig. 10). Mätningarna utfördes i skogsterräng utan väg. Resistivitetsdata modellerades med programvaran Res2Dinv (Loke 2004). Modellen visar markens resistivitet ned till ett djup av ca 60 m (fig. 11B). Det översta högresistiva (> 20000  $\Omega$ m) lagret med en mäktighet på ca 12–15 meter har tolkats som torr morän eller sand. Den vita streckade linjen motsvarar den tolkade bergytans läge. I mitten av profilen, på större djup, framträder ett område med mycket lägre resistivitet (ca 1000  $\Omega$ m). Den lågresistiva zonen har en bredd på ca 200 m och som sammanfaller väl med det uppmätta magnetiska minimat längs samma profil. Den låga resistiviteten kan orsakas av uppsprucket eller omvandlat berg.

Resistivitetsmodellen från RMT-mätningen visar ett område med låg resistivitet mellan ca 260 och 420 meters djup (fig. 11C). Det korrelerar väl med det lågresistiva området från resistivitetsmätningen (fig. 11B) samt med det lågmagnetiska området från de magnetiska markmätningarna (fig. 7A, 11A). Mellan drygt 10 och 40 meters djup framträder ett område med låg resistivitet (ca 300–1000  $\Omega$ m ) för att sedan, från ca 40 meters djup öka till ca 3000–5000  $\Omega$ m. Utanför den lågresistiva zonen, i början och slutet av profilen, är resistiviteten mycket hög (> 10000  $\Omega$ m). Den låga resistiviteten i den centrala delen av profilen kan indikera uppsprucket eller omvandlat berg.



Fig. 10. Mätområdet Svikkomaa 1. Svarta linjer visar de markmagnetiska profilernas läge, lila linje visar läget för resistivitets och RMT-profilen och gul symbol visar läget för borrhålet.

Eftersom modellen från RMT mätningarna visar att resistiviteten varierar med djupet inom den lågresistiva zonen bestämdes att borra ned till ca 60 meters djup vid Svikkomaa 1 för att även undersöka orsaken till resistivitetskillnaderna, samt att för första gången verifiera RMT-metoden i kristallint berg.





Fig. 11. Resultat för Svikkomaa 1. A. Magnetisk markprofil längs samma linje som resistivitet och RMT profilen. B. 2D modell från resistivitetsmätning. C. 2D modell från RMT mätningen. Borrhålsläget visas med vit pil.

#### Svikkomaa 2

Läget för mätningarna bestämdes utifrån resultaten av de magnetiska mätningarna (fig. 7). Elektromagnetiska (RMT) mätningar utfördes över Svikkomaa 2 längs en profil på 400 meter (fig. 12). Även här utfördes mätningarma i skogsterräng utan väg. Resistivitetsmodellen från RMT-mätningen visar ett område med hög resistivitet (>20 000  $\Omega$ m) i början av profilen (fig. 13). Vid ca 75 meter sjunker resistiviteten. Lägst resistivitet erhölls mellan 200 och 300 meter (< 1000  $\Omega$ m). Även här finner vi en bra korrelation mellan det lågresistiva området och det lågmagnetiska området från de markmagnetiska mätningarna (fig. 13). Mellan drygt 10 och 45 meters djup framträder ett område med låg resistivitet (ca 300– 1000  $\Omega$ m) för att sedan, från ca 45 meters djup öka till ca 3000–5000  $\Omega$ m.



Fig. 12. Mätområdet Svikkomaa 2. Svarta linjer visar de markmagnetiska profilernas läge, lila linje visar läget för RMT-profilen.



Fig. 13. Resultat för Svikkomaa 2. A. Magnetisk markprofil längs samma linje som RMTprofilen. B. 2D modell från RMT mätningen.

#### Saitaurkielas 3

Resistivitets och RMT-mätningar utfördes över område 3 längs en liten skogsväg. Profilens längd är 600 m (fig. 14).



Fig. 14. Mätområdet Saitaurkielas. Svarta linjer visar de markmagnetiska profilernas läge, lila linje (utmed vägen) visar läget för resistivitets och RMT- profilen och gul symbol visar läget för borrhålet.

2D-modellen från resistivitetsmätningarna visar markens resistivitet ned till ett djup av ca 60-70 m (fig. 15B). Det ytligaste lagret (0-5 m) motsvarar troligtvis torr morän/sand, vilket följs av ett lager på ca 5 m med lägre resistivitet, sannolikt vattenmättad myrmark eller sand. Den vita streckade linjen motsvarar den tolkade bergytans läge. Resistiviteten på större djup är relativt låg i de centrala delarna av profilen (< 1000  $\Omega$ m) vilket kan indikera uppsprucket, omvandlat eller vittrat berg.

2D-modellen från RMT-mätningen visar ett mycket lågresistivt område (30-100  $\Omega$ m) i de centrala delarna (220-340m) av profilen (fig. 15C). Resistiviteten är generellt låg längs hela profilen (300-1000  $\Omega$ m) vilket kan indikera uppsprucket/vittrat berg. I jämförelse med resistivitetsmodellen visar RMT modellen sämre upplösning i de ytnära delarna men ger betydligt bättre djupinformation.



Fig. 15. **A.** Magnetisk markprofil längs samma linje som resistivitet och RMT profilen. **B.** 2D modell från resistivitetsmätning. Den vita streckade linjen motsvarar den tolkade bergytans läge. **C.** 2D modell från RMT/CSMT mätningen. Borrhålsläget visas med vit pil.

# RESULTAT FRÅN BORRNINGAR, PETROGRAFISKA-, GEOKEMISKA- OCH PETROFY-SISKA ANALYSER FÖR OMRÅDE 1 (SVIKKOMAA) OCH 3 (SAITAURKIELAS)



Fig. 16. Borrvagn under arbetet vid Svikkomaa.

# Svikkomaa

Två områden, Svikkomaa och Saitaurkielas valdes ut för vidare undersökningar med kärnborrning utifrån de geofysiska undersökningsresultaten. Olstam Borrteknik AB utförde borrningen med 56 mm diameter och 39 mm kärna som resultat. Maskinen var en Geotech 605 (fig. 16).

Borrningen genomfördes i området Svikkomaa vid 7425104/761261 (koordinaterna angivna i SWEREF99). Kärnborrningen utfördes vertikalt och borrhålet drevs till 57 meters djup. Resultaten från borrningarna visar på ett jorddjup av 6,65 meter. Ur upptagsprotokollet från Svikkomaa framgår det att kärnförluster noterades i början av borrhålet samt trasigt berg (fig. 17). Vidare var det "bitvis bra berg" och "bitvis mycket hårt berg" i den djupare delen.

I borrkärnan finns olika bergarter och omvandlingar av bergarterna ger en svårtolkad berggrund. Åtta stycken geokemiska prov analyserades och åtta tunnslip tillverkades för petrografisk analys. Urvalet gjordes så att de flesta typerna av bergart och omvandlingar representeras, två av geokemiproverna riktades mot extremt kvartsrika zoner för att om möjligt finna guldanomala delar. Av borrkärnans 51,3 meter utgörs 3,6 meter av extremt kvartsrika zoner.

Sox VIELOMAA B 1 Standy

Fig. 17. Borrkärnelådor från borrhålet vid Svikkomaa. Ordningen är: **A.** från berggrundsytan till borrstopp **H**. Kärnan ligger orienterad från vänster till höger och startar uppifrån i bilden.



Fig. 17, forts. Borrkärnelådor från borrhålet vid Svikkomaa. Ordningen är: **A.** från berggrundsytan till borrstopp **H**. Kärnan ligger orienterad från vänster till höger och startar uppifrån i bilden.

Fig. 17, forts. Borrkärnelådor från borrhålet vid Svikkomaa. Ordningen är: **A.** från berggrundsytan till borrstopp vid **H**. Kärnan ligger orienterad från vänster till höger och startar uppifrån i bilden.

Borrkärnan karterades okulärt och delades upp i olika kategorier enligt följande med angiven mängd i borrkärnan; granit till kvartsmonzonit 24%, pegmatit 14%, kvartsmonzodiorit till monzodiorit med och utan kalifälspatströkorn 5%, rödpigmenterad mestadels troligen tidigare kvartsmonzodiorit till monzodiorit 10%, grönpigmenterad troligen tidigare kvartsmonzodiorit till monzodiorit 6%, grön och rödpigmenterad troligen tidigare kvartsmonzodiorit till monzodiorit 6%, grön och rödpigmenterad troligen tidigare kvartsmonzodiorit till monzodiorit 6%, grön och rödpigmenterad troligen tidigare kvartsmonzodiorit till monzodiorit 133% och kvartsrika zoner 7,5%. Några av dessa bergarter från borrkärnan visas i figur 18.

Det förekommer zoner i borrkärnan där berggrunden är breccierad och kvartsläkta sprickor genomkorsar bergarterna som ofta har en kraftig rödpigmentering (fig. 19). Dessa breccierade zoner är som mest 60 cm långa i borrkärnan. I borrkärnan finns även kvartsrika zoner med nästan uteslutande kvarts i, vilka är som mest 50 cm långa i borrkärnan, och ofta ses drusrum där bergskristall vuxit (fig. 18A).



Fig. 18. Figurtext på nästa sida.



Fig. 18. **A.** Halvmeter bred kvartsfylld zon med drusrum där bergskristall vuxit, borrkärnan i Svikkomaa (ca 35,3 m). **B.** Kvartsmonzodiorit med enstaka kalifältspatströkorn och relativt fri från omvandlingar, borrkärnan i Svikkomaa (ca 17,5 m). **C.** Grönpigmenterad, kraftigt omvandlad monzodiorit, borrkärnan i Svikkomaa (ca 19,5 m). **D.** Rödpigmenterad, kraftigt omvandlad kvartsmonzodiorit, breccierad och kvartsläkt, borrkärnan i Svikkomaa (ca 24,3 m). **E.** Grön och rödpigmenterad, kraftigt omvandlad kvartsmonzodiorit, borrkärnan i Svikkomaa (ca 31,3 m). **F.** Kvartsmonzodiorit med enstaka kalifältspatströkorn, relativt fri från omvandlingar, drusrum och kaviteter möjligen efter utlösta fältspater, borrkärnan i Svikkomaa (ca 36,0 m). **G.** Kvartsmonzodiorit till kvartsmonzonit med enstaka kalifältspatströkorn, relativt fri från omvandlingar, borrkärnan i Svikkomaa (ca 38,2 m). **H.** Pegmatit med kloritiserad biotit och relativt lite omvandlingar, borrkärnan i Svikkomaa (ca 41,4 m).



Fig. 19. Zoner där berggrunden är breccierad och kvartsläkta sprickor genomkorsar bergarterna. **A.** Grön-brun-rödpigmentering. **B.** Röd-rosapigmentering.

Prov	Saita	Svikko	Svikko	Svikko	Svikko	Svikko	Svikko
meter	18,80	17,45	19,55	24,30	33,00	35,85	37,90
Bergart	Granit	Monzodio- rit	Omv.	Omv.	Omv.	Kvartsmonzo- diorit	Kvartsmonzo- diorit
Mineral							
Kvarts	180	12	45	70	137	124	74
Kalifältspat	215	86	54	21	23	13	77
Plagioklas	189	248	18	1		442	319
Biotit	2					5	39
Klorit		14	129	33	133	1	25
Muskovit	2						
Amfibol		205					
Epidot			335	402	262		1
Opak	10	26	18	72	45	15	65
Titanit	2	7					
Apatit		2	1	1			
Totalt	600	600	600	600	600	600	600
Q	30,8	3,5	38,5	76,1	85,6	21,4	15,7
А	36,8	24,9	46,2	22,8	14,4	2,2	16,4
Р	32,4	71,7	15,4	1,1	0	76,3	67,9

Tabell 1. Modalanalys av tunnslip från borrkärnorna samt QAP ratio.

#### Kortfattade tunnslipsbeskrivningar borrkärnan från Svikkomaa

Vid 17,45-17,55 meter i Svikkomaa borrkärnan finns en monzodiorit som är välbevarad (fig. 20, 18B, tabell 1). Plagioklas är ringa sericitomvandlad och uppvisar inga tecken på deformation (fig. 20-23). Amfibol uppvisar grön till brun egenfärg och marginell omvandling (fig. 21). Kalifältspat och kvarts visar ringa omvandling och kvarts är undulös (fig. 22-23). Biotit är till delar omvandlad till klorit. Opakmineral, titanit, apatit och några få zirkoner ser också välbevarade ut (fig. 21). Mineralrelationerna i tunnslipet indikerar att de är i någorlunda jämvikt och tecken på reaktionsrelationer har inte hittats förutom de ovan nämnda.



Fig. 20. Mineralassociation från monzodiorit i borrkärnan från Svikkomaa (17,45-17,55 m), med plagioklas, amfibol, kalifältspat, opakmineral, biotit-klorit, kvarts, titanit och apatit. Korsade nicoler.



Fig. 21. Mineralassociation från monzodiorit i borrkärnan från Svikkomaa (17,45-17,55 m), med fokus på titanit och amfibol. Planpolariserat ljus i  $\mathbf{A}$  och med korsade nicoler i  $\mathbf{B}$ .



Fig. 22. Mineralassociation från monzodiorit i borrkärnan från Svikkomaa (17,45-17,55 m), med fokus på biotit-klorit, muskovit och plagioklas. Planpolariserat ljus i  $\mathbf{A}$  och med korsade nicoler i  $\mathbf{B}$ .



Fig. 23. Mineralassociation från monzodiorit i borrkärnan från Svikkomaa (17,45-17,55 m), med fokus på plagioklas, kalifältspat, och apatit. Planpolariserat ljus i **A** och med korsade nicoler i **B**.

Vid 19,55-19,60 meter i Svikkomaa borrkärnan finns en mycket kraftigt omvandlad bergart som troligen har en monzodiorit till kvartsmonzodiorit som protolit (fig. 24, tabell 1). Bergarten är tydligt grönpigmenterad okulärt (se fig. 18C). Mycket stor andel epidot-zoisit liksom klorit och opakmineral förekommer som omvandlingsmineral efter fältspaterna, amfibol och biotit i protoliten. En mindre mängd troligen omkristalliserad kalifältspat, samt mycket få plagioklas eller vad som en gång var plagioklas, ses i tunnslipet. I övrigt ses undulös kvarts, opakmineral och några få apatit. Mineralrelationerna i tunnslipet indikerar att de är i ojämvikt och tydliga tecken på reaktionsrelationer ses (fig. 25-26). Epidot-zoisit som ses i tunnslipet har en gulgrön egenfärg och är det/de mineral som ger upphov till bergartens färg (fig. 18C). Kloriten är ljust grön till ljust brun och uppträder ofta som kärvar.



Fig. 24. Mineralassociation från troligen monzodiorit till kvartsmonzodiorit som protolit, i borrkärnan från Svikkomaa (19,55-19,60 m), kraftigt omvandlad, epidot-zoisit, klorit och opakmineral, kvarts, kalifältspat och mycket få plagioklas. Grönpigmenterad (se fig. 18C). Korsade nicoler.



Fig. 25. Mineralassociation från troligen monzodiorit till kvartsmonzodiorit som protolit, i borrkärnan från Svikkomaa (19,55-19,60 m), kraftigt omvandlad, epidot-zoisit, klorit och opakmineral, kvarts, kalifältspat och mycket få plagioklas. Grönpigmenterad (se fig. 18C). Planpolariserat ljus i **A** och med korsade nicoler i **B**.



Fig. 26. Mineralassociation från troligen monzodiorit till kvartsmonzodiorit som protolit, i borrkärnan från Svikkomaa (19,55-19,60 m), kraftigt omvandlad, epidot-zoisit, klorit och opakmineral, kvarts, kalifältspat och mycket få plagioklas. Grönpigmenterad (se fig. 18C). Planpolariserat ljus i **A** och med korsade nicoler i **B**.

Vid 24,30-24,35 meter i Svikkomaa borrkärnan finns en mycket kraftigt omvandlad bergart som troligen har en monzodiorit till kvartsmonzodiorit som protolit (fig. 27, tabell 1). Bergarten är tydligt rödpigmenterad okulärt (se fig. 18D). Mycket stor andel epidot-zoisit liksom klorit och opakmineral förekommer som omvandlingsmineral efter fältspaterna, amfibol och biotit i protoliten. Nästan ingen plagioklas kvar och som möjligen idag inte är plagioklas sensu stricto. Mycket få kalifältspat ses i tunnslipet och är troligen omkristalliserad. I övrigt ses undulös kvarts, opakmineral och några få apatit. Mineralrelationerna i tunnslipet indikerar att de är i ojämvikt och tydliga tecken på reaktionsrelationer ses (fig. 27-29). Epidot-zoisit som ses i tunnslipet har en kraftig rosa-röd egenfärg och är det/de mineral som ger upphov till bergartens färg, även svag ton av grönt förekommer som egenfärg men i betydligt färre korn (fig. 18D). Kloriten är ljust grön till ljust brun och uppträder ibland som kärvar. Främst kvarts men även klorit uppträder som sprickfyllnader i tunnslipet.



Fig. 27. Mineralassociation från troligen monzodiorit till kvartsmonzodiorit som protolit, i borrkärnan från Svikkomaa (24,30-24,35 m), kraftigt omvandlad, epidot-zoisit, klorit och opakmineral, kvarts, nästan ingen plagioklas och mycket få kalifältspat. Rödpigmenterad (se fig. 18D). Korsade nicoler.



Fig. 28. Mineralassociation från troligen monzodiorit till kvartsmonzodiorit som protolit, i borrkärnan från Svikkomaa (24,30-24,35 m), kraftigt omvandlad, epidot-zoisit, klorit och opakmineral, kvarts, nästan ingen plagioklas och mycket få kalifältspat. Rödpigmenterad (se fig. 18D). Planpolariserat ljus i **A** och med korsade nicoler i **B**.



Fig. 29. Mineralassociation från troligen monzodiorit till kvartsmonzodiorit som protolit, i borrkärnan från Svikkomaa (24,30-24,35 m). Kraftigt omvandlad, bildserie som fokuserar på epidot-zoisit, dess egenfärg och optiska egenskaper. 45 graders rotation mellan bilderna. Rödpigmenterad (se fig. 18D). Planpolariserat ljus i **A**, **C** och **E** och med korsade nicoler i **B**, **D** och **F**.

Vid 33,00-33,10 meter i Svikkomaa borrkärnan finns en mycket kraftigt omvandlad bergart som troligen har en monzodiorit till kvartsmonzodiorit som protolit (fig. 30, tabell 1). Bergarten är tydligt grön och rödpigmenterad okulärt (se fig. 18E). Mycket stor andel epidot-zoisit liksom klorit och opakmineral förekommer som omvandlingsmineral efter fältspaterna, amfibol och biotit i protoliten. Mycket få kalifältspat vilka troligen är omkristalliserad och små rester av plagioklas, som möjligen idag inte är plagioklas sensu stricto, finns kvar i tunnslipet. I övrigt ses kvarts, opakmineral och enstaka apatit. Mineralrelationerna i tunnslipet indikerar att de är i ojämvikt och tydliga tecken på reaktionsrelationer ses (fig. 30-32). Även opakmineral uppvisar reaktionsrelationer (fig. 33). Epidot-zoisit som ses i tunnslipet har två olika egenfärger; en kraftig rosa-röd egenfärg och en med gulgrön egenfärg och är det/de mineral som ger upphov till bergartens röda pigmentering respektive gröna färg (fig. 18E). Kloriten är ljust grön till ljust brun och uppträder ofta som kärvar.



Fig. 30. Mineralassociation från troligen monzodiorit till kvartsmonzodiorit som protolit, i borrkärnan från Svikkomaa (33,00-33,10 m), kraftigt omvandlad, epidot-zoisit, klorit och opakmineral, kvarts, ingen plagioklas och mycket få kalifältspat. Grön och rödpigmenterad (se fig. 18E). Korsade nicoler.



Fig. 31. Mineralassociation från troligen monzodiorit till kvartsmonzodiorit som protolit, i borrkärnan från Svikkomaa (33,00-33,10 m), kraftigt omvandlad, epidot-zoisit, klorit och opakmineral, kvarts, ingen plagioklas och mycket få kalifältspat. Grön och rödpigmenterad (se fig. 18E). Planpolariserat ljus i **A** och med korsade nicoler i **B**.



Fig. 32. Mineralassociation från troligen monzodiorit till kvartsmonzodiorit som protolit, i borrkärnan från Svikkomaa (33,00-33,10 m), fokuserad på den kraftiga omvandlingen, epidot-zoisit, klorit och opakmineral. Grön och rödpigmenterad (se fig. 18E). Planpolariserat ljus i **A** och med korsade nicoler i **B**.



Fig. 33. Opakmineral från en kraftigt omvandlad bergart, troligen monzodiorit till kvartsmonzodiorit som protolit, i borrkärnan från Svikkomaa (33,0-33,10 m), med hematit, magnetit och ilmenit i en komplex blandning. De nålformade opakmineralen ligger i en matrix av klorit och ingår i den kraftiga omvandlingen som gett upphov till nybildade mineral. Påfallande ljus. Vid 35,00-35,05 meter i Svikkomaa borrkärnan finns en kvartsfylld zon med drusrum (fig. 18A). Bergarten består till nästan 95 % av  $SiO_2$  enligt geokemisk analys (tabell 4). I tunnslipet ses till största delen kvarts men i kvartsen finns ett stort antal små inneslutna mineral (fig. 34-36). Kristallerna är ofta euhedrala och består av t.ex. euhedral zoisit, klorit som kärvar, enstaka biotit och opakmineral, bland annat hematit och magnetit. (fig. 35). De inneslutna mineralen är relativt homogent distribuerade i samtliga kvartskorn (fig. 36).



Fig. 34. Mineralassociation från kvartsfylld zon med drusrum, i borrkärnan från Svikkomaa (35,00-35,05 m), till största delen kvarts (se fig. 18A). Korsade nicoler.



Fig. 35. Mineralassociation från kvartsfylld zon med drusrum, i borrkärnan från Svikkomaa (35,00-35,05 m), till största delen kvarts (se fig. 18A). Planpolariserat ljus i **A** och med korsade nicoler i **B**.



Fig. 36. Mineralassociation från kvartsfylld zon med drusrum, i borrkärnan från Svikkomaa (35,00-35,05 m), fokuserad på inneslutna mineral i kvartskornen (se fig. 18A). Planpolariserat ljus i **A** och med korsade nicoler i **B**.

Vid 35,85-35,95 meter i Svikkomaa borrkärnan finns en kvartsmonzodiorit som är välbevarad (fig. 37, 18F, tabell 1). En marginell omvandling av välbevarad plagioklas ses som sericit (fig. 38). Kvarts är undulös och i övrigt ses ingen omvandling. En del av de små mängder kalifältspat som finns är partiellt omvandlad (fig. 39). Ingen epidot-zoisit iakttagen och endast ringa kloritisering av biotit ses i tunnslipet (fig. 40). Opakmineral och några få apatit och zirkon.



Fig. 37. Mineralassociation från kvartsmonzodiorit i borrkärnan från Svikkomaa (35,85-35,95 m), välbevarad, ingen epidot-zoisit och endast marginell kloritisering av biotit, plagioklas, kvarts, kalifältspat och opakmineral (se fig. 18F). Korsade nicoler.



Fig. 38. Mineralassociation från kvartsmonzodiorit i borrkärnan från Svikkomaa (35,85-35,95 m), välbevarad, marginell omvandling i plagioklas som sericit (se fig. 18F). Planpolariserat ljus i **A** och med korsade nicoler i **B**.



Fig. 39. Mineralassociation från kvartsmonzodiorit i borrkärnan från Svikkomaa (35,85-35,95 m), välbevarad, pertitisk kalifältspat (se fig. 18F). Planpolariserat ljus i **A** och med korsade nicoler i **B**.



Fig. 40. Mineralassociation från kvartsmonzodiorit i borrkärnan från Svikkomaa (35,85-35,95 m), välbevarad, endast marginell kloritisering av biotit i fokus (se fig. 18F). Planpolariserat ljus i **A** och med korsade nicoler i **B**.

Vid 37,90-37,98 meter i Svikkomaa borrkärnan finns en kvartsmonzodiorit som är välbevarad (fig. 41, 18G, tabell 1). Plagioklas är välbevarad med ringa sericitisering (fig. 42). Välbevarad kalifältspat med obetydlig omvandling och välutvecklade avblandningar (fig. 43). Någon epidot-zoisit ses i tunnslipet och ca 40% kloritisering av biotit (fig. 44). Undulös kvarts, opakmineral och några få apatit och zirkon, vilka samtliga är välbevarade (fig. 45).



Fig. 41. Mineralassociation från kvartsmonzodiorit i borrkärnan från Svikkomaa (37,90-37,98 m), välbevarad, någon epidot-zoisit och ca 40% kloritisering av biotit, plagioklas, kalifältspat, kvarts och opakmineral (se fig. 18G). Korsade nicoler.



Fig. 42. Mineralassociation från välbevarad kvartsmonzodiorit i borrkärnan från Svikkomaa (37,90-37,98 m), ringa omvandling i plagioklas (se fig. 18G). Planpolariserat ljus i **A** och med korsade nicoler i **B**.



Fig. 43. Mineralassociation från välbevarad kvartsmonzodiorit i borrkärnan från Svikkomaa (37,90-37,98 m), avblandning i kalifältspat, ringa omvandlad (se fig. 18G). Planpolariserat ljus i **A** och med korsade nicoler i **B**.



Fig. 44. Mineralassociation från välbevarad kvartsmonzodiorit i borrkärnan från Svikkomaa (37,90-37,98 m), fokuserad på den ca 40% kloritisering av biotit (se fig. 18G). Planpolariserat ljus i **A** och med korsade nicoler i **B**.



Fig. 45. Mineralassociation från välbevarad kvartsmonzodiorit i borrkärnan från Svikkomaa (37,90-37,98 m), zirkoner som kristalliserat sent tillsammans med interstitiell biotit (se fig. 18G). Planpolariserat ljus i **A** och med korsade nicoler i **B**.

Vid 48,60-48,65 meter i Svikkomaa borrkärnan finns en kvartsfylld zon med drusrum. Bergarten består till mer än 95 % av  $SiO_2$  enligt geokemisk analys (tabell 4). Tunnslipet utgörs till största delen av kvarts (fig. 46). Kvartsen innesluter oftast en mängd små kristaller av t.ex. klorit som kärvar, enstaka biotit och opakmineral (fig. 47). I en del av kvartskornen ses de inneslutna mineralen indikera flera omgångar av tillväxt som zoneringar (fig. 48).



Fig. 46. Mineralassociation från kvartsfylld zon med drusrum, i borrkärnan från Svikkomaa (48,60-48,65 m), till största delen kvarts. Korsade nicoler.



Fig. 47. Mineralassociation från kvartsfylld zon med drusrum, i borrkärnan från Svikkomaa (48,60-48,65 m), fokuserad på inneslutna mineral i kvartskornen. Planpolariserat ljus i **A** och med korsade nicoler i **B**.



Fig. 48. Mineralassociation från kvartsfylld zon med drusrum, i borrkärnan från Svikkomaa (48,60-48,65 m), fokuserad på inneslutna mineral i kvartskornen som påvisar flera omgångar av tillväxt som zoneringar. Planpolariserat ljus i **A** och med korsade nicoler i **B**.

#### Petrofysisk analys Svikkomaa

Elva prov från borrkärnan vid Svikkomaa valdes ut för resistivitetsmätning och sågades upp i lämpliga längder. Tio prov analyserades med avseende på densitet, susceptibilitet och remanent magnetisering (tabell 2). Densiteten för monzodioriter till kvartsmonzodioriter varierar mellan 2860 och 3066 kg/m<sup>3</sup>, susceptibiliteten mellan 59 och 101 x 10<sup>-5</sup> SI-enheter. Den remanenta magnetiseringen är låg. Graniten har en densitet på 2728 kg/m<sup>3</sup> och susceptibilitet på 155 x 10<sup>-5</sup> SI-enheter. Pegmatiten har 2563 kg/m<sup>3</sup> i densitet och 1 x 10<sup>-5</sup> SI-enheter i susceptibilitet. Medelvärdet av densiteten för de i borrhålet provtagna bergarterna är 2836 kg/m<sup>3</sup> och medianvärdet är 2804 kg/m<sup>3</sup> medan medelvärdet och medianvärdet för susceptibilitet för prover mätta från borrhålet är 97 x 10<sup>-5</sup> SI-enheter.

Resistivitet har mätts på borrkärnor vid frekvenserna 0,1, 0,5, 1, 5, 10, 100, 500, och 1000 Hz. Medelvärdet för resistiviteten för bergarterna i borrhålet vid 0,1 Hz är 3917  $\Omega$ m medan medianvärdet är 2854  $\Omega$ m. Alla värden redovisas i tabell 3. Det hittades ingen koppling mellan omvandlade bergartsled och variationer i resistivitet. Monzodiorit till kvartsmonzodioriten, som är kraftigt omvandlad har både den lägsta (450  $\Omega$ m, 0,1 Hz) och den högsta resistiviteten (12718  $\Omega$ m, 0,1 Hz). Frekvensen av mikrosprickor tros vara orsaken till resistivitetsskillnaderna (Thunehed 2000). De högsta resistivitetsvärdena, från 5232 till 12718  $\Omega$ m vid 0,1 Hz erhölls på djupet från borrkärnor från 38,20–38,30 meter, 40,85–41,10 meter och 51,65–51,75 meter. Den korrelerar väl med ökningen av resistiviteten på djupet som kan ses i resistivitetsmodellen baserad på RMT data (fig. 11C).

Borrningen visar en mycket kraftigare uppsprickning av berget i de översta ca 27 metrarna i borrhålet (fig. 17). Detta är troligen orsaken till att resistivitetsmodellen från RMT-mätningen visar den lägsta resistiviteten från ca 10 till 40 meters djup (fig. 11C). Sprickfrekvensen och skalans betydelse för resistiviteten diskuteras mer ingående av Eriksson m.fl. (1997).

OBS IDNR	E-W	N-S	Borrhål	meter	Bergart	Densitet (kg/m3)	Susceptibilitet (x10-5 SI)	Remanens (mA/m)
DCL111001	761261	7425104	Svikkomaa	(GF=17,55- 17,70)	Monzodiorit till kvartsmonzodiorit	2811	431	60
DCL111002	761261	7425104	Svikkomaa	(GF=19,45- 19,55)	Monzodiorit till kvartsmonzodiorit, grönpigmenterad	2994	59	10
DCL111003	761261	7425104	Svikkomaa	(GF=24,10- 24,20)	Monzodiorit till kvartsmonzodiorit, breccierad, kvartsläkt, rödpigmenterad	3066	69	10
DCL111004	761261	7425104	Svikkomaa	(GF=30,75- 30,90)	Monzodiorit till kvartsmonzodiorit, grön+rödpigmenterad	2912	80	30
DCL111005	761261	7425104	Svikkomaa	(GF=35,75- 35,85)	Kvartsmonzodiorit till kvartsmonzonit, drusrum möjligen efter utlösta fältspat	2583	31	10
DCL111006	761261	7425104	Svikkomaa	(GF=38,20- 38,30)	Kvartsmonzodiorit	2646	115	30
DCL111007	761261	7425104	Svikkomaa	(GF=40,85- 41,10)	Pegmatit	2563	8	20
DCL111008	761261	7425104	Svikkomaa	(GF=42,25- 42,40)	Monzodiorit till kvartsmonzodiorit, lätt röd+grönpigmenterad	2860	101	20
DCL111009	761261	7425104	Svikkomaa	(GF=48,50- 48,60)	Kvartsfylld zon med drusrum	2632	1	10
DCL111010	761261	7425104	Svikkomaa	(GF=51,65- 51,75)	Monzodiorit till kvartsmonzodiorit, breccierad, kvartsläkt, rödpigmenterad	2893	32	20
DCL111011	761261	7425104	Svikkomaa	(GF=55,20- 55,35)	Granit	2728	155	06
DCL112001	757618	7409791	Saitaurki- elas	(GF=12,85- 12,95)	Kvartsmonzonit	2568	18	20
DCL112002	757618	7409791	Saitaurki- elas	(GF=15,00- 15,15)	Granit till kvartsmonzonit	2596	180	50
DCL112003	757618	7409791	Saitaurki- elas	(GF=17,20- 17.40)	Granit	2596	180	50

Tabell 2. Mätvärden för densitet, susceptibilitet och remanent magnetisering från borrkärnorna.

													100	500	
ID. NR.	E-W	N-S	Borr	meter	Bergart	Dia mm	Längd mm	0.1 Hz ohmm	0.5 Hz ohmm	1 Hz ohmm	5 Hz ohmm	10 Hz ohmm	Hz ohmm	Hz ohmm	1000 Hz ohmm
DCL111001A	761261	7425104	Svik	(GF=17,55- 17,70)	Monzodiorit	40	50	3048	3134	3129	3074	3052	2922	2832	2802
				(GF=17,55-											
DCL111001B	761261	7425104	Svik	17,70)	Monzodiorit	40	84	2473	2449	2439	2413	2401	2358	2311	2284
DCL111001B	761261	7425104	Svik	17,70)	Monzodiorit	40	84	2854	2933	2936	2891	2854	2814	2752	2712
DCL111002A	761261	7425104	Svik	(GF=19,45- 19,55)	Monzodiorit till kvartsmonzo- diorit	39	50	1549	1339	1543	1520	1510	1477	1457	1438
DCL111002A 1	761261	7425104	Svik	(GF=19,45- 19,55)	Monzodiorit till kvartsmonzo- diorit	39	50	1541	1534	1567	1543	1539	1500	1482	1468
				(GF=19,45-	Monzodiorit till kvartsmonzo-										
DCL111002B	761261	7425104	Svik	19,55)	diorit Monzodiorit till	39	51	1203	1228	1221	1198	1189	1162	1139	1129
DCL111003A	761261	7425104	Svik	(GF=24,10- 24,20)	kvartsmonzo- diorit	39	50	5552	5652	5735	5840	5877	5793	5610	5473
				(05.20.75	Monzodiorit till										
DCL111004A	761261	7425104	Svik	(GF=30,75- 30,90)	diorit	39	50	450	446	447	441	440	431	425	421
				(GF=30,75-	Monzodiorit till kvartsmonzo-										
DCL111004B	761261	7425104	Svik	30,90)	diorit	39	79	554	549	559	550	547	535	526	520
DCL111005A	761261	7425104	Svik	(GF=35,75- 35,85)	Kvartsmonzo- diorit	39	50	932	929	1004	991	988	969	956	947
DCL111005A_1	761261	7425104	Svik	(GF=35,75- 35,85)	Kvartsmonzo- diorit	39	50	1178	1169	1173	1156	1152	1127	1113	1105
DCI 111005B	761261	7425104	Svik	(GF=35,75- 35,85)	Kvartsmonzo- diorit	39	38	920	911	906	892	889	866	852	838
DCI 111006A	761261	7425104	Svik	(GF=38,20- 38 30)	Kvartsmonzo-	39	50	9335	9178	9225	9075	9074	8665	8410	8205
DCI 111006R	761261	7425104	Svik	(GF=38,20-	Kvartsmonzo-	20	67	6211	6165	6141	5960	5071	5612	5428	5191
DCLIII000B	701201	7425104	JVIK	(GF=40,85-	uloni	39	07	0211	0105	0141	5900	5924	5012	5426	5161
DCL111007A	761261	7425104	Svik	41,10) (GF=40,85-	Pegmatit	39	50	8486	8468	8496	8541	8460	8536	8472	8290
DCL111007B	761261	7425104	Svik	41,10)	Pegmatit Monzodiorit till	39	88	5232	5166	5177	5018	4897	4718	4591	4529
DCL111008A	761261	7425104	Svik	(GF=42,25- 42,40)	kvartsmonzo- diorit	39	50	584	576	574	564	560	546	532	527
DCL111009A	761261	7425104	Svik	(GF=48,50- 48,60)	Kvartsfyllsd zon	39	50	6089	6008	6012	5958	6007	5886	5847	5774
DCL111010A	761261	7425104	Svik	(GF=51,65- 51,75)	Monzodiorit till kvartsmonzo- diorit	39	50	7396	7297	7293	7194	7171	7026	6800	6702
DCL111010B	761261	7425104	Svik	(GF=51,65- 51,75)	Monzodiorit till kvartsmonzo- diorit	39	37	12718	12846	12933	12887	12618	12653	12470	12576
DCL111011A	761261	7425104	Svik	(GF=55,20- 55,35)	Granit	39	50	2291	2195	2230	2164	2134	2036	1939	1879
DCL111011B	761261	7425104	Svik	(GF=55,20- 55,35)	Granit	39	59	5573	5511	5466	5322	5348	5061	4814	4639
DCL112001A	757618	7409791	Sait	(GF=12,85- 12,95)	Kvartsmonzo- diorit	39	50	376	374	372	369	368	361	355	351
DCL112002A	757618	7409791	Sait	(GF=15,00- 15,15)	Kvartsmonzo- diorit	39	50	539	535	533	528	527	518	512	507
DCL112002A	757618	7409791	Sait	(GF=15,00- 15,15)	Granit till kvarts- monzonit	39	50	560	553	550	544	542	533	524	521
DCL112002A_2	757618	7409791	Sait	(GF=15,00- 15,15)	Granit till kvarts- monzonit	39	50	554	548	545	539	537	528	521	515
DCL112002B	757618	7409791	Sait	(GF=15,00- 15,15)	Granit till kvarts- monzonit	39	50	803	796	793	785	782	767	755	750
DCL112002B	757618	7409791	Sait	(GF=15,00- 15,15)	Granit till kvarts- monzonit	39	50	805	794	789	779	774	760	750	736
DCL112003A	757618	7409791	Sait	(GF=17,20- 17,40)	Granit	39	50	3406	3377	3376	3335	3341	3275	3246	3217
DCI 112003B	757618	7409791	Sait	(GF=17,20-	Granit	30	65	2795	2716	2784	2751	2749	2693	2653	2655
2022220030	. 57 010	05751	Suit	1,101	2.0	55	05	2,55	2710	2,04	2751	2,45	2000	2000	2000

# Tabell 3. Mätvärden för resistivitet hos bergarter från borrkärnor från Svikkomaa och Saitaurkielas.

# Saiturkielas

Borrningen i området Saiturkielas genomfördes vid 7409791/757618 (koordinaterna angivna i SWEREF99). Kärnborrningen utfördes vertikalt och borrhålet drevs till 19 meters djup. Resultaten från borrningarna visar på ett jorddjup av 12,4 meter. Ur upptagsprotokollet från Saitaurkielas framgår det att det var svårt att bestämma exakt var berget började. Inga kärnförluster noterades.

I borrkärnan finns det tre bergarter; granit, kvartsmonzonit och pegmatit. Ett geokemiskt prov analyserades och ett tunnslip tillverkades för petrografisk analys av den i borrhålet dominerande graniten (fig. 49A). Berggrunden är uppsprucken vilket tydligt syns i borrkärnan (fig. 49B).



Fig. 49. **A.** Granit från borrkärnan i Saitaurkielas (ca 18,7 m). **B.** Borrkärnelåda från borrhålet vid Saitaurkielas. Kärnan ligger orienterad från vänster till höger och startar uppifrån i bilden.

# Kortfattad tunnslipsbeskrivning borrkärnan från Saiturkielas

Vid 18,80-18,95 meter i Saitaurkielas borrkärnan finns en välbevarad granit (fig. 50-51, 49A, tabell 1). Kalifältspat och undulös kvarts är mycket välbevarade, medan plagioklas uppvisar en måttlig sericitomvandling (fig. 50-51). Mycket små mängder av biotit och muskovit, samt några korn av titanit ses för övrigt (fig. 50-51). Opakmineral med komplexa blandningar av hematit, magnetit och ilmenit ses i tunnslipet (fig. 52).



Fig. 50. Mineralassociation från granit i borrkärnan från Saitaurkielas (18,8-18,95 m), med biotit, opakmineral, kvarts, kalifältspat och plagioklas. Planpolariserat ljus i **A** och med korsade nicoler i **B**.



Fig. 51. Mineralassociation från granit i borrkärnan från Saitaurkielas (18,8-18,95 m), med muskovit, kvarts, kalifältspat och plagioklas. Planpolariserat ljus i A och med korsade nicoler i B.



Fig. 52. Opakmineral från granit i borrkärnan från Saitaurkielas (18,8-18,95 m), med hematit, magnetit och ilmenit.

#### Petrofysisk analys Saitaurkielas

Tre prov från borrkärnan vid Saitaurkielas valdes ut för petrofysisk analys och sågades upp i 5 cm längder. Resistivitetsvärden erhållna från borrkärnorna visar på låga resistiviteter (tabell 3). Resistiviteten lägst längst upp vid bergytan (12,85–12,95 meter), bara 376  $\Omega$ m vid 0,1 Hz för att öka något, till 793  $\Omega$ m mellan 15,0 och 15,15 meter. Sista provet av granit vid 17,20–17,40 meter har högst resistivitet, 3376 respektive 2784  $\Omega$ m. Densiteterna för bergarterna i borrkärnan är låg mellan 2568 och 2610 kg/m<sup>3</sup> och susceptibiliteten är mellan 18 och 180 x 10<sup>-5</sup> SI-enheter (tabell 2).

# Resultat från geokemiska analyser för område 1 (Svikkomaa) och 3 (Saitaurkielas)

Åtta stycken geokemiska prov från Svikkomaa och ett från Saitaurkielas analyserades och relutaten redovisas i tabell 4. Urvalet gjordes så att de flesta typerna av bergart och omvandlingar representeras, två av geokemiproverna riktades mot extremt kvartsrika zoner för att om möjligt finna guldanomala delar.

De åtta geokemiproven analyserades vid ALS Chemex och analyspaket CCP-PKG01, ME-MS41 och PGM-ICP23 användes (tabell 4).

Proverna har plottats i några diagram för att åskådliggöra de variationer som förekommer i borrkärnornas olika bergarters geokemiska innehåll och presenteras i figur 53 till 55.



Fig. 53. Plot av kraftigt omvandlade bergartsprov från borrkärnan i Svikkomaa normaliserade mot bergartsprov av en välbevarad monzodiorit (prov Svikkomaa 1) från samma borrkärna.



Fig. 54. Multielementdiagram av halten spårelement i bergartsprov från borrkärnorna normaliserade mot kondritvärden Boynton (1984) Ce, Sm och Yb, och en primitiv mantelsammansättning för P Sun (1980) samt resterande element från Taylor & McLennan (1985).



Fig. 55. Plot av halten sällsynta jordartsmetaller i bergartsprov från borrkärnorna normaliserade mot kondrit, kondritvärden från Boynton (1984) utom yttrium som är från Taylor och McLennan (1985).

		Svik 1	Svik 2	Svik 3	Svik 4	Svik 5	Svik 6	Svik 7	Svik 8	Sait 1
meter		17.30	19.60	24.20	31.15	35.05	35.95	37.98	48.65	18.65
SiO2	%	57,7	52,6	55,7	54,7	94,8	65,4	68	96,2	75
Al2O3	%	14,95	14,2	16,5	17,35	1,29	14,2	13,9	1,76	12,95
Fe2O3	%	8,66	10,15	8,48	7,75	0,56	5,57	5,54	0,6	1,28
CaO	%	3,94	7,79	13,25	11,55	0,66	0,54	0,76	0,55	0,65
MgO	%	4,32	7,4	1,97	3,81	0,34	2,52	1,92	0,57	0,25
Na2O	%	5,14	0,13	0,01	0,05	0,06	5,67	5,91	0,01	3,99
К2О	%	1,72	0,17	0,29	0,62	0,08	1,13	1,44	0,22	3,95
Cr2O3	%	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,03	0,02
TiO2	%	1,04	1,29	0,98	0,88	0,03	0,6	0,51	0,04	0,12
MnO	%	0,12	0,12	0,15	0,09	< 0.01	0,04	0,05	0,01	0,02
P2O5	%	0,6	0,74	0,7	0,54	0,03	0,31	0,25	0,01	0,02
С	%	0,03	< 0.01	0,02	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01
S	%	0,01	0,02	0,01	0,01	0,15	0,01	0,02	0,09	0,01
Ва	ppm	430	76,1	79	84,7	74,5	160,5	365	63,6	697
Ce	ppm	236	215	211	170,5	8,6	203	95,5	12	28,1
Cr	ppm	126	107	81	103	100	143	127	158	112
Cs	ppm	0,22	0,43	0,91	1,69	0,28	1,14	0,3	0,63	0,6
Dy	ppm	23	11,35	10,4	5,14	0,39	18,5	6,84	1,1	1,26
Er	ppm	13,8	7,1	5,66	2,87	0,18	9,52	3,91	0,65	0,83
Eu	ppm	2,95	2,72	2,74	2,02	0,12	4,27	1,6	0,19	0,3
Ga	ppm	27,9	24,7	29,4	28,2	2,5	18	16,5	3,6	18,9
Gd	ppm	22,6	12,5	12,95	6,59	0,51	22	7,96	1,02	1,23
Hf	ppm	9	6,8	7,2	4,6	<0.2	6,3	6,5	0,4	4,1
Но	ppm	4,61	2,33	2,02	0,99	0,07	3,54	1,34	0,22	0,27
La	ppm	61	92,4	93,7	92,5	5,4	91,8	42,1	6	12,9
Lu	ppm	1,76	0,98	0,71	0,37	0,02	1	0,56	0,07	0,15
Nb	ppm	39,8	23,7	15,1	9,9	0,6	18,9	13,7	1,5	8,2
Nd	ppm	127	104	100,5	68,9	3,8	124,5	51,1	6	9,4
Pr	ppm	30	27,4	26,7	19,05	1,06	27,7	12,65	1,53	2,9
Rb	ppm	45,2	9,2	16,4	41,2	5,4	85,4	44,8	15,9	160,5
Sm	ppm	29,8	19,2	18,55	11,05	0,67	25,9	10,3	1,17	1,83
Sn	ppm	1,8	1,7	1,3	0,9	<0.2	1,4	0,9	0,3	0,6
Sr	ppm	351	878	2020	1370	50,1	34,4	159	59,1	139
Та	ppm	3,7	1,6	0,9	0,6	0,1	1,6	1	0,2	0,8
Tb	ppm	3,79	1,89	1,87	0,92	0,07	3,13	1,18	0,18	0,2
Th	ppm	18,65	9,15	8,36	5,89	0,87	18,9	20,2	1,09	34,9
TI	ppm	<0,02	<0,02	<0,02	<0,02	<0,02	0,03	<0,02	<0,02	0,02
Tm	ppm	2,09	1,07	0,81	0,4	0,02	1,25	0,59	0,09	0,14
U	ppm	2,04	2,29	3,19	3,3	0,34	5	2,17	0,37	4,56
V	ppm	45	86	29	27	4	38	40	2	5
W	ppm	0,34	0,23	0,21	0,17	0,15	0,37	0,35	0,22	<0,05
Y	ppm	124,5	64,7	55,6	29,4	2,3	104,5	35,2	7	7,2
Yb	ppm	13,3	6,91	5,08	2,49	0,16	7,61	3,85	0,55	1
Zr	ppm	304	264	271	177	4	207	217	13	121

Tabell 4. Geokemiska analyser av borrkärnor från Svikkomaa och Saitaurkielas.

		Svik 1	Svik 2	Svik 3	Svik 4	Svik 5	Svik 6	Svik 7	Svik 8	Sait 1
meter		17.30	19.60	24.20	31.15	35.05	35.95	37.98	48.65	18.65
As	ppm	1	1,3	2,1	2,1	0,8	2,3	0,9	0,6	1
Bi	ppm	0,01	0,01	0,01	0,01	<0,01	0,06	0,02	<0,01	0,01
Hg	ppm	<0,005	<0,005	<0,005	<0,005	<0,005	0,019	0,008	<0,005	<0,005
Sb	ppm	0,13	0,09	0,15	0,08	0,07	0,09	0,07	0,06	0,06
Se	ppm	2,9	1,4	1,5	0,8	<0,2	2,2	0,9	0,2	<0,2
Те	ppm	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01
LOI	%	2,18	5,1	2,99	3,99	1	2,7	1,5	0,8	0,6
Total	%	100,48	99,83	101,29	101,53	98,89	98,72	99,86	100,82	98,95
Ag	ppm	0,01	0,01	0,01	0,01	< 0.01	0,01	0,01	< 0.01	0,01
Au	ppm	<0,001	<0,001	<0,001	<0,001	<0,001	<0,001	<0,001	<0,001	<0,001
В	ppm	<10	<10	<10	<10	<10	<10	<10	<10	<10
Ве	ppm	1	1,54	1,98	1,77	0,18	0,7	0,47	0,39	0,66
Cd	ppm	<0,01	<0,01	0,01	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01
Со	ppm	16,2	31,8	8,1	14,4	0,8	12,9	12,1	1,1	1,4
Cu	ppm	3,5	4,6	5,4	7,1	1,3	3,4	1,1	1,5	1,8
Ge	ppm	0,41	0,33	0,3	0,22	<0,05	0,4	0,18	<0,05	<0,05
In	ppm	0,054	0,031	0,037	0,024	<0.005	0,015	0,02	<0.005	0,005
Li	ppm	31	46,8	25,6	41,5	4,1	16,7	10,6	6,5	7
Мо	ppm	0,65	0,48	0,36	0,42	0,38	0,54	0,49	0,56	0,39
Ni	ppm	32,9	43,3	33,8	34,5	2,3	18	19,2	2,8	1,5
Pb	ppm	1,9	1,4	3,7	2,3	0,3	1,7	2	0,3	3
Re	ppm	0,001	0,001	0,001	<0,001	<0,001	0,001	<0,001	<0,001	<0,001
Sc	ppm	14,4	8,5	9,6	6,1	0,5	4,2	5,9	0,4	1
Те	ppm	0,01	<0,01	0,01	0,01	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01
Zn	ppm	38	85	15	33	3	35	30	3	10
Pt	ppm	<0,005	<0,005	<0,005	<0,005	<0,005	<0,005	<0,005	<0,005	<0,005
Pd	ppm	0,001	<0,001	0,001	0,002	0,001	0,001	0,001	0,001	0,001

Tabell 4, forts Geokemiska analyser av borrkärnor från Svikkomaa och Saitaurkielas.

#### DISKUSSION OCH SLUTSATSER

### Geofysik

Vi har erhållit mycket bra korrelation mellan de magnetiska minima, RMT och resistivitetsmätningar i alla tre undersökta områden.

Modellering av magnetfältet visar bra överensstämmelse mellan de i borrhålet uppmätta susceptibilitetsvärden och omgivande berggrunds susceptibilitetsvärden.

Resistivitetsmodellen från RMT-mätningar visar bra upplösning på djupet. I modellen vid Svikkoma område 1, har vi lägst resistivitet från bergytan ner mot ca 40 meters djup. Resistivitetetn ökar sedan från ca 40–45 meters djup. Resistivitetsmätningar på borrkärnor visar högst resistivitet, 5232 till 12718  $\Omega$ m vid 0,1 Hz från 38,20–38,30 meter, 40,85–41,10 meter och 51,65–51,75 meter, vilket är en bra korrelation med den modell som erhållits från RMT-mätningen. Borrningen visar en mycket kraftigare uppspruckning av berget i de översta ca 27 metrarna i borrhålet. Detta är sannolikt orsaken till att resistivitetsmodellen från RMT-mätningen visar den lägsta resistiviteten mellan 10 och 40 meters djup.

RMT-modellen från Saitaurkielas område 3, visar låg resistivitet vid borrhålsläget och antyder uppsprucket berg. Det korrelerar väl med de låga resistivitetsvärden som uppmättes på borrkärnor.

Från resistivitetsmodellen uppskattades jordjupet vid Svikkomaa område 1, till ca 13 meter medan vid borrningen visade 6,65 meter. Dock flyttades läget av själva borrningen p.g.a. släntlutning och man kan lägga till de ca tre-fyra meter nivåskillnad från läget för mätningen, vilket då ger ca 10-11 meter jordjup. Vid Saitaurkielas område 3 uppskattades jorddjupet till ca 10 meter, medan borrningen visade på ett jorddjup på 12,4 meter. Resultaten från borrningen visar att resistivitetsmätningar är mycket användbara för jorddjupbestämningar.

De två undersökta objekten vid Svikkomaa ligger i ett regionalt tyngdkraftsunderskott. Tyngdkraftsmätningarna på de två utvalda objekten visar väldigt små variationer i tyngdkraftsfältet, ca 0,4 mGal. En liten förhöjning kan ses vid borrhålsläget i område 3. Petrofysisk analys från borrkärnan visar höga densitetsvärden (medelvärde 2836 kg/m<sup>3</sup> och medianvärde 2804 kg/m<sup>3</sup>) som korrelerar dåligt med det uppmätta tyngdkraftsfältet. Det betyder att utbredningen av kvartsmonzodioriter och monzodioriter här är små. Vid Saitaurkielas korrelerar det uppmätta tyngdkraftsfältet och de erhållna densitetsvärdena väl.

# Geologi

Bergarterna i borrkärnan från Svikkomaa är överlag massformiga och saknar för det mesta foliation eller lineation, en viss mineralorientering kan ses i en del bergarter men på begränsade delar av borrkärnan (fig. 18). Det är värt att notera avsaknad av deformation och strukturella förändringar i samband med omvandlingen. Vad som ses i borrkärnorna är istället ett uppsprucket och oftast läkt spricksystem, vanligen fyllt av kvarts (fig. 17-19). De mycket kraftigt omvandlade bergarterna visar inte någon form av foliation eller lineation utan ger snarare intryck av att ha omvandlats *in situ* och vore det inte för den kraftiga färgförändringen så vore det svårt att skilja dem åt okulärt (fig. 18). Det gäller dock inte de mest kraftigt rödpigmenterade delarna där det är svårt att känna igen ursprungsbergartens struktur (fig. 18D).

De inbördes relativa åldersrelationerna är inte möjliga att bestämma i borrkärnan men i analogi med vad som observerats inom hela kartområdet Nattavaara så är de troligen mer eller mindre likåldriga. Ålder på de bergarter som finns i borrkärnorna är inte känd men utifrån deras utseende och generellt låga metamorfa överprägling, förutom de mycket kraftigt omvandlade delarna, så liknar de bergarter som finns inom kartområdet Nattavaara vilka har daterats till 1790 till 1800 miljoner år (SGU, Bergets ålder - isotopanalyser - databas ).

Vad är det då för något som kan orsaka de identifierade förändringarna i bergarterna? Hydrotermala lösningar!

Mineralen ur epidotgruppen och klorit indikerar relativt moderata temperaturer och lågt tryck för bildandet av omvandlingarna, men även förekomsten av ett stort antal hålrum i de kvartsrika zonerna indikerar relativt ringa bildningsdjup, vilka sammantaget kan liknas vid de förhållanden som råder vid epitermala bildningar (t.ex. Thompson & Thompson 1996, Gifkins 2005, Pirajno 2009). I epitermala-porphyry system är det vanligt förekommande med breccia pipor där hydrotermal aktivitet spräcker upp och omvandlar berggrunden. Den hydrotermal aktiviteten orsakas av höga halter av vanligen vattenånga och koldioxid som härstammar från sura magmatiska bergarter, vilka avgår som hydrotermala lösningar när magmorna når ringa krustala djup (t.ex. Pirajno 2009). Mineralparageneserna som ses i tunnslipen från borrkärnan i Svikkomaa, med epidotgruppens mineral och klorit samt vuggy kvarts, är de som troligen uppträder i rotzoner av breccia pipor (t.ex. Pirajno 2009), liksom i rotzonerna av en del porphyry system (t.ex. Seedorff m.fl. 2008). Epidot-zoisit av det slag som man ser i borrkärnan från Svikkomaa är rapporterat från metamorfa miljöer i grönskiffer- till amfibolitfacies (Grapes & Hoskin 2004). Förekomsten visar att en hydrotermal aktivitet har ägt rum.

De olika typerna av omvandlingar, grön- och rödpigmentering, är resultatet av bildandet av epidot-zoisit mineral som ger dessa färger. Den gröna färgen orsakas troligen av vanlig epidot medan den röda färgen troligen orsakas av manganhaltiga mineral ur epidotgruppen. De rosa, röda och purpurfärgade mineralen ur epidotgruppen är vanligen det ortorombiska thulit och det monoklina piemontit. De rödaktiga färgerna i båda mineralen beror på innehåll av mangan i form av Mn<sup>3+</sup> (t.ex. Bonazzi och Menchetti 2004). Några tidigare studier av thulit och dess färg har varit ambivalenta och inte entydigt slagit fast att det beror på Mn<sup>3+</sup> (t.ex. Deer m.fl. 1997). Thulit och piemontit kan samexistera men det är sällan rapporterat i litteraturen (Bonazzi och Menchetti 2004). I borrkärnan från Svikkomaa existerar det bland de rödaktiga mineralen ur epidotgruppen i tunnslipen både de som har rät och de med sned utsläckning, alltså både ortorombiska och monoklina varianter.

De rödpigmenterade omvandlingarna indikerar en högre syrefugacitet än de gröna, vilket krävs för att Mn<sup>2+</sup> ska oxideras till Mn<sup>3+</sup> (Grapes & Hoskin 2004). Alltså kan de olika pigmenteringarna i borrkärnan tolkas som ett resultat av fluktuerande *f*O2.

De geokemiska proverna av troligen kvartsmonzodiorit-monzodiorit protoliter i borrkärnan från Svikkomaa visar på en kraftig minskning av natrium och kalium och en mycket högre halt av kalcium jämfört med det prov på en relativt lite omvandlad monzodiorit (fig. 53, tabell 4). Oavsett om det är den gröna eller den röda pigmenteringen som dominerar i samband med omvandlingen sker en liknande metasomatos (för definition se Fettes & Desmons 2007). För att enkelt åskådligöra vad som skett med huvudelementen vid de mycket kraftiga omvandlingarna som ses i proven av troligen kvartsmonzodiorit-monzodiorit protoliter i borrkärnan från Svikkomaa, normaliserades dessa mot en välbevarad monzodiorit från samma borrkärna (fig. 53). De övriga huvudelementen visar inga entydiga mönster, förutom kiselhalten som blir något lägre i samband med omvandlingen (fig. 53). Detta mönster stämmer väl överens med de nybildade mineralens kemiska sammansättningar, där både klorit- och epidotgruppens mineral har mycket lite eller inget innehåll av Na<sub>2</sub>O och K<sub>2</sub>O och epidotgruppen höga halter av CaO (Deer m.fl. 1992). Båda har även relativt låga halter av SiO<sub>2</sub> (Deer m.fl. 1992).

REE diagrammet visar att trots den omfattande omvandlingen av bergarterna så ändras inte själva formen på kurvorna, men generellt är koncentrationerna lägre jämfört med t.ex. den välbevarade monzodioriten vid 17,30-17,45 m (fig. 55).

Även de två proverna av kvartsfyllda zoner med drusrum uppvisar snarlik form på kurvorna som de övriga bergarterna i kärnorna, men med avsevärt lägre koncentrationer (fig. 55).

De element som ligger till vänster i multielementdiagrammet fram till och med uran är mera mobila i hydrotermala lösningar än de till höger (t.ex. Rollinson 1993). I multielementdiagrammet ses vid en jämförelse mellan den monzodiorit som är välbevarad vid 17,30-17,45 m (Svikkomaa 1) och de tre mycket kraftigt omvandlade bergarterna (Svikkomaa 2-4) att Cs och Sr är förhöjda i de senare och Rb och Ba är lägre (fig. 54). Det antyder att fältspaternas, amfibolens och biotitens nedbrytning och bildandet av epidotgruppens mineral och klorit också lett till förändringar i spårelementsammansättningen, vilken kan härledas till de nybildade mineralens möjlighet att ackommodera de olika elementen. Rb, Ba och Cs finns normalt i glimmermineralen och Ba och Sr i fälspaterna i denna typ av bergarter (Deer mf.l. 2001, Fleet & Howie 2004). Epidotgruppens mineral har generellt en struktur som gör att Sr kan uppta samma plats som Ca i mineralet, vilket gör att Sr oftast är anrikat i epidotgruppens mineral jämfört med den bergart som den bildats i (Grapes & Hoskin 2004). De andra tre LILE (large ion lithophile elements) ovan har för stora jonradier för att substituera för Ca på samma sätt som Sr (Frei m.fl. 2004). Klorit tar inte in Cs i sin struktur i någon större utsträckning (t.ex. Bebout m.fl. 2007). Förhöjningen av Cs är alltså inte lika enkel att förklara med de identifierade mineralen men även förekomst av små mängder av t.ex. zeolitgruppens mineral skulle kunna förklara det (t.ex. Berger 1992).

Vid hydrotermal aktivitet i berggrunden är upplösning, förflyttning och utfällning av SiO<sub>2</sub> ett av de mest vanliga kännetecknen. De breccierade och kvartsläkta sprickorna (fig. 18-19) tolkas vara tecken på att hydrotermal sprickbildning och läkning har förekommit. Förekomsten av sk vuggy quartz är ytterligare ett starkt indicium för tolkningen att dessa kvartsrika zoner är hydrotermala bildningar. Av borrkärnan är 7,5 % klassificerad som tillhörande en kvartsdominerad zon och till denna mängd tillkommer alla de små sprick-fyllnaderna, <2cm breda, som inte tagits med i kärnkarteringen. Det är alltså en betydande mängd kvarts i berggrunden vid anomalin i Svikkomaa som tolkas tillhöra ett hydrotermalt skede efter avsvalning av ett magmatiskt.

Exakt hur detta hydrotermala system varit beskaffat finns inte möjlighet att studera inom de ramar som finns för detta projekt.

Noterbart är att de kvartsrika zonerna som analyserats innehåller en 10 potens högre halter av svavel jämfört med bergartsproverna i övrigt (tabell 4). Det indikerar att de kvartsrika lösningarna som zonerna bildats av även varit svavelhaltiga.

Hur har då denna typ av hydrotermal aktivitet kunnat åstadkomma cirkulära, pipeliknande strukturer? I litteraturen är ofta porphyry-epitermala system av breccia-pipe eller snarlika geometrier analogier med utseendet på de anomalier som vi finner på Nattavaara. Det finns en mängd av pipelika formationer där det anses bl.a. vara den hydrotermala aktiviteten som gett upphov till fyndigheter som har undersökts och brutits för olika typer av malmer (t.ex. Pollard m.fl. 1991, Pirajno 2009). Om några av den stora mängden av pipeliknande strukturerna på Nattavaara kartblad innehåller mineraliseringar går inte att svara på idag. De prov som tagits i samband med denna undersökning saknar mineraliseringar men indikationen om svavelhaltiga lösningar gör det mer intressant. Majoriteten metaller löser sig och transporteras i svavelhaltiga hydrotermala lösningar (t.ex. Seward 1973, Zezin m.fl. 2007, Wilkinson m.fl. 2009). Det bör även tas med i beräkningarna vid prospektering i regionen att denna typ av hydrotermala system från 1790 till 1800 miljoner år gamla granitiska intrusioner kan lokalisera och koncentrera metaller i ovanliggande äldre vulkaniska avsättningar.

I omgivningarna till de nu undersökta magnetiska anomalierna ses främst graniter av olika åldrar, vilka skiljer sig från de kvartsmonzodioritiska till monzodioritiska bergarter som ses i framför allt det långa borrhålet vid Svikkomaa. Vid kartläggningen av hela kartområdet Nattavaara 27K gjordes ingen observation av omvandlingar som ens liknar de här rapporterade, även om områden med kvartsmonzodioritiska till monzodioritiska bergarter av troligen samma ålder finns blottat på flera platser.

Det är ingenting i det nu undersökta materialet som indikerar att de små distinkta cirkulära magnetiska anomalierna som studerats är orsakade av diatrem/lamprofyr. Detta faktum utesluter definitivt inte att man bör göra undersökningar av andra cirkulära, pipeliknande strukturer i berggrunden i norra Sverige i sökandet efter diatrem/lamprofyr.

#### REFERENSLISTA

Bebout, G.E., Bebout, A.E. & Graham, C.M., 2007: Cycling of B, Li, and LILE (K, Cs, Rb, Ba, Sr) into subduction zones: SIMS evidence from micas in high-P/T metasedimentary rocks. *Chemical Geology 239*, 284–304.

Berger, G., 1992: Distribution of trace elements between clays and zeolites and aqueous solutions similar to sea water. *Applied Geochemistry, Suppl. Issue No. 1*, 193–203.

Bonazzi, P. & Menchetti, S., 2004: Manganese in monoclinic members of the epidote group: Piemontite and related minerals. *Reviews in Mineralogy & Geochemistry 56*, 495–552.

Boynton, W.V., 1984: Geochemistry of the rare earth elements: meteorite studies. I P. Henderson (red.): *Rare earth element geochemistry*. Elsevier. 63–114.

Deer, W.A., Howie, R.A. & Zussman, J., 1992: An introduction to the rock-forming minerals, 2nd edition. Pearson Education Ltd. Harlow. 1–696.

Deer, W.A., Howie, R.A. & Zussman, J., 1997: *Rock-forming minerals: Volume 1B: Disilicates and ring silicates, 2nd edition.* The Geological Society of London. 1–629.

Deer, W.A., Howie, R.A. & Zussman, J., 2001: *Rock-forming minerals: Volume 4A: Framework silicates, 2nd edition.* The Geological Society of London. 1–972.

Eriksson, L., Johansson, R., Thunehed, H. & Triumf, C.-A., 1997: Metodtester ytgeofysik 1996. Bestämning av berggrundens bulkresistivitet och djupet till salint grundvatten med halvregional resistivitetsmätning, elektrisk sondering samt transient elektromagnetisk sondering. *Svensk Kärnbränslehantering AB PR D-98-01*, 8–14.

Fettes, D. & Desmons, J., (ed.) 2007: *Metamorphic Rocks: A Classification and Glossary of Terms. Recommendations of the International Union of Geological Sciences Subcommission on the Systematics of Metamorphic Rocks.* Cambridge University Press. 1–244.

Fleet, M.E. & Howie, R.A., 2004: *Rock-forming minerals: Volume 3A: Micas, 2nd edition.* The Geological Society of London. 1–758.

Frei, D., Liebscher, A., Franz, G. & Dulski, P., 2004: Trace element geochemistry of epidote minerals. *Reviews in Mineralogy & Geochemistry 56*, 553–605.

Gifkins, C., Herrmann, W. & Large, R., 2005: *Altered volcanic rocks: A guide to description and interpretation*. Centre for Ore Deposit Research, University of Tasmania. 1–275.

Grapes, R.H. & Hoskin, P.W.O., 2004: Epidote group minerals in low-medium pressure metamorphic terranes. *Reviews in Mineralogy & Geochemistry 56*, 301–345.

Loke, M.H., 2004: Rapid 2-D resistivity & IP inversion using the least squares method. Manual for Res2dinv, version 3.54 [finns på http://www.geoelectrical.com].

Pirajno, F., 2009: Hydrothermal Processes and Mineral Systems. Springer. 1-1250.

Pollard, P.J., Taylor, R.G., Taylor, R.P. & Groves, D.I., 1991: Petrographic and geochemical evolution of pervasively altered Bushveld granites at the Zaaiplaats tin mine. *Economic Geology* 86, 1401–1433.

Rollinson, H., 1993: Using geochemical data: evaluation, presentation, interpretation. Pearson Education Limited. Harlow. 1–352.

Seedorff, E., Barton, M.D., Stavast, W.J.A. & Maher, D.J., 2008: Root Zones of Porphyry Systems: Extending the Porphyry Model to Depth. *Economic Geology 103*, 939–956.

Seward, T.M., 1973: Thio complexes of gold and the transport of gold in hydrothermal ore solutions. *Geochimica et Cosmochimica Acta 37*, 379–399.

Sun, S.S., 1980: Lead isotopic study of young volcanic rocks from mid-ocean ridges, ocean islands and island arcs. *Philosophical Transactions of the Royal Society A297*, 409–445.

Taylor, S.R. & McLennan, S.M., 1985: *The continental crust: its composition and evolution*. Blackwell. Oxford. 1–132.

Thompson, A.F.B. & Thompson, J.F.H., (red.) 1996: *Atlas of alteration: A field and petro-graphic guide to hydrothermal alteration minerals*. Geological Association of Canada. 1–119.

Thunehed, H., 2000: *Mapping and characterisation of Swedish bedrock by DC resistivity and transient-field electromagnetic measurements*. Doktorsavhandling, Luleå Tekniska Universitet. 181 s.

Wilkinson, J.J., Stoffell, B., Wilkinson, C.C., Jeffries, T.E. & Appold, M.S., 2009: Anomalously metal-rich fluids form hydrothermal ore deposits. *Science* 323, 764–767.

Zezin Yu., D., Migdisov, A.A. & Williams-Jones, A.E., 2007: The solubility of gold in hydrogen sulfide gas: An experimental study. *Geochimica et Cosmochimica Acta 71*, 3070–3081.