

PROJEKT BARENTS 2014

Berggrundsgeologisk undersökning, 26J Jokkmokk SO, 27J Porjus SO

Benno Kathol, Ildikó Antal Lundin, Johan Jönberger,
Daniel Larsson & George Morris

juli 2015

SGU-rapport 2015:28



SGU

Sveriges geologiska undersökning
Geological Survey of Sweden

Omslagsbild: Stora Luleälvens dalgång vid Ligga.
Foto: Benno Kathol.

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

INNEHÅLL

inledning	4
Berggrunden inom kartområdena 26J Jokkmokk SO och 27J Porjus SO	6
Tidigare geologiska arbeten	7
Dateringar	7
Resultat från fältarbetet 2014 inom kartområdet 26J Jokkmokk SO	7
Bergarter	7
Tidigsvekokarelska intrusivbergarter	9
Svekofenniska ytbergarter	10
Sen- till postsvekokarelska intrusivbergarter	12
Gångbergarter	13
Naturresurser	14
Geofysiska undersökningar inom kartområdet 26J Jokkmokk SO	14
Strukturer, deformation och metamorfos	21
Resultat från fältarbetet 2014 inom området 27J Porjus SO	21
Bergarter	21
Arkeiska bergarter	21
Tidigsvekokarelska intrusivbergarter	28
Svekofenniska ytbergarter	30
Sen- till postsvekokarelska intrusivbergarter	34
Basiska gångbergarter	37
Litogeokemi hos metabasiska bergarter och implikationer för protoliternas tektoniska affinitet	40
Tolkningsgeofysik 2014 inom området 27J Porjus SO	40
3D-modellering	45
Referenser	49

INLEDNING

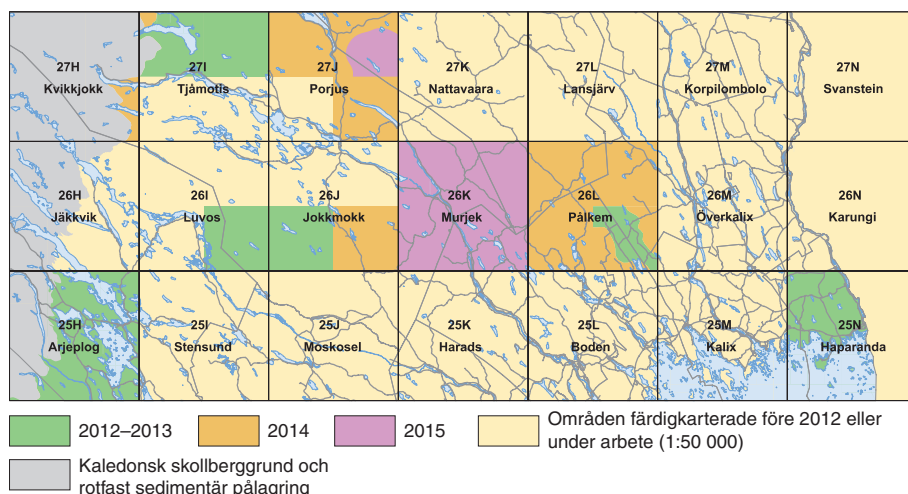
I Projekt Barents ingår berggrundsgeologisk kartering inom de områden av den fennoskandiska skölden som inte täcks eller kommer att täckas genom pågående berggrundskartering enligt SGUs rutin GUBStB i skala 1:50 000 för modern geologisk information. De områden som berörs ligger i kartområdena 25–27, mellan de karterade områdena Norra Norrbotten (Bergman m.fl. 2001) och Skelleftefältet med omnejd (Kathol & Weihed 2005). Kartområdena är 27H Kvikkjokk SO, 27I Tjåmotis NV och NO, 27J Porjus NV, NO och SO, 26I Luvos SO, 26J Jokkmokk SV och SO, 26K Murjek, 26L Pålkem, 25H Arjeplog och 25N Haparanda (fig. 1).

Syftet med denna kartering är att skapa ett berggrundsgeologiskt underlag för en långsiktig hållbar resurshantering inom delar av Norrbottens län samt att skapa planerings- och beslutsunderlag för företag, kommuner, länsstyrelser och allmänhet. Resultaten kommer att redovisas i form av berggrundsgeologiska och geofysiska databaser samt en berggrundskarta i skala 1:250 000. Arbetet genomförs enligt rutinen GUBStC för kartering i skala 1:250 000 i SGUs karteringsprocesser för berg. Under sommaren 2014 har karteringen utförts inom kartområdena 27H Kvikkjokk SO, 27I Tjåmotis NV och NO, 27J Porjus NV, NO och SO, 26J Jokkmokk SO samt 26L Pålkem, (fig. 1).

Den här rapporten berör kartområdena 26J Jokkmokk SO och 27J Porjus SO. De geologiska fältarbetena inom dessa områden har utförts av Benno Kathol, Daniel Larsson och George Morris (SGU) med biträde av extrageologen Christina Nysten (Vänge).

De geofysiska fältarbetena inom båda kartområdena har utförts av Ildikó Antal Lundin och Johan Jönberger. Inom det väglösa området norr om Stora Luleälven inom kartområdet 27J Porjus SO, där karteringen utförts med hjälp av helikopter, har Christina Nysten genomfört både geologiska och geofysiska observationer.

En sammanfattning av fältinsatserna och provtagningen inom båda kartområdena ges i tabell 1 respektive tabell 2. Lägena för hällobserverationer, provtagningspunkter för U–Pb zirkondatering och litogeokemiska analyser visas i figurer i respektive avsnitt.



Figur 1. Genomförd och planerad karteringsverksamhet i Barentsprojektet enligt rutin GUBStC i skala 1:250 000 inom områden som inte täcks eller inte kommer att täckas genom pågående berggrundskartering enligt rutin GUBStB i skala 1:50 000.

Tabell 1. Sammanställning av de geologiska och geofysiska fältinsatserna samt provtagningen inom kartområdet 26J Jokkmokk SO år 2014.

Tidsperiod	2014
Extrageologer och projektanställda	2,5 veckor sammanlagt
Kartområdesansvarig geolog	7,5 veckor sammanlagt
Kartområdesansvarig geofysiker	8 dagar sammanlagt
Karterad yta	625 km ²
Observerade hållar eller hållområden	97
Observationslokaler, geofysik	25
Gammastrålningsmätningar (spektrometer)	71
Bergartsprover för petrofysiska mätningar	15
Geofysiska profiler	4
Bergartsprover geologi	76
Tunnslip	8
Litogeokemianalyser	33
U–Pb-zirkondateringar*	0 (1)

* Siffran inom parentes avser förslag till analys (U–Pb).

Tabell 2. Sammanställning av de geologiska och geofysiska fältinsatserna samt provtagningen inom kartområdet 27 Porjus SO år 2014.

Tidsperiod	2014
Extrageologer och projektanställda	5,5 veckor sammanlagt
Extrageofysiker	1 vecka sammanlagt
Kartområdesansvarig geologer	16 veckor sammanlagt
Kartområdesansvarig geofysiker	2 veckor sammanlagt
Karterad yta	625 km ²
Observerade hållar eller hållområden	279
Observationslokaler, geofysik	65
Gammastrålningsmätningar (spektrometer)	184
Bergartsprover för petrofysiska mätningar	40
Geofysiska profiler	3
Bergartsprover, geologi	227
Tunnslip	48
Litogeokemianalyser	95
U–Pb-zirkondateringar*	0 (5)

* Siffran inom parentes avser förslag till analys (U–Pb).

BERGGRUNDEN INOM KARTOMRÅDEN 26J JOKKMOKK SO OCH 27J PORJUS SO

Berggrunden inom kartområdena 26J Jokkmokk SO och 27J Porjus SO och den närmare omgivningen består av arkeiska och paleoproterozoiska bergarter som tillhör den fennoskandiska skölden, ofta betecknad som urberg. De arkeiska bergarterna uppträder inom den centrala delen av kartområdet 27J Porjus SO och utgörs dels av starkt folierad, små- till grovporfyrisk granit och kvartsmonzonit, dels av en association av grå finkorniga gnejser med granodioritisk till tonalitisk sammansättning och boudinerade basiska gångar. En grovporfyrisk kvartsmonzonit har daterats till 2642 ± 38 miljoner år (Mellqvist 1999).

Den paleoproterozoiska berggrunden inom båda områdena utgörs av svekofenniska ytbergarter, tidigsvekokarelska intrusivbergarter och sen- till postsvekokarelska intrusivbergarter.

De svekofenniska sedimentära ytbergarterna som förekommer inom kartområdena 26J Jokkmokk SO och 27J Porjus SO och omgivande områden bildades ur olika sediment som avsattes i ett havsområde som kallas den bottniska bassängen (Hietanen 1975) och dess randområden. Avsättningen har troligen pågått för mellan ca 2000 och ca 1850 miljoner år sedan. Sedimenten har sedan genom litostatiskt tryck omvandlats till huvudsakligen gråvackor och lerskiffer.

För ca 1920 miljoner år sedan började vulkaniska bergarter bildas i olika magmatiska bågar i bottniska bassängens norra randområde. Avsättningen av sediment i bottniska bassängen pågick samtidigt med vulkaniternas bildning, de senare representerar alltså en lateral faciesvariation till likåldriga sedimentära horisonter i bottniska bassängens sedimentsekvens.

De äldsta vulkaniterna bildades längst i söder i en subakvatisk vulkanisk öbåge och sammanfattas under namnet Skelleftevulkaniter eller Skelleftegruppen. Från tiden för ca 1900 miljoner år sedan avsattes vulkaniska bergarter även på land i en eller flera magmatiska bågar. Den submarina vulkanismen pågick troligen samtidigt med vulkanismen på land, men upphörde så småningom medan den senare fortsatte till för ca 1860 miljoner år sedan. De vulkaniter som bildades på land i en subaerisk magmatisk båge mellan ca 1880 och 1860 miljoner år sammanfattas under begreppet Arvidsjaurgruppens vulkaniter eller Arvidsjaurvulkaniter. Under senare karteringar och åldersbestämningar av vulkaniska bergarter i områden norr om de klassiska områdena för Skellefte- och Arvidsjaurvulkaniterna har det visat sig att det redan pågick en subaerisk vulkanism före 1880 miljoner år sedan.

Kartområdena 26J Jokkmokk SO och 27J Porjus SO ligger någonstans i övergångszonen mellan den egentliga Arvidsjaurgruppen och de något äldre svekofenniska subaeriska vulkaniterna. Samtidigt med vulkanismen och i samband med plattkollisionen och den tillhörande subduktionen bildades större magmakroppar djupt nere i jordskorpan, varifrån magman sedan intruderade den befintliga sekvensen av ytbergarter eller tidigare bildade djupbergarter. Dessa tidigsvekokarelska intrusivbergarter delas in i en kalkalkalin serie av huvudsakligen granodioriter och tonaliter och en mer alkalin serie med graniter och syenitoider som kallas pertitmonzonitsviten (Witschard 1984). De kalkalkalina intrusivbergarterna delas i sin tur upp i två sviter beroende på intrusionernas läge i förhållande till en större struktur som kallas den arkeiska gränsen. Denna struktur sträcker sig i stort sett i nordvästlig riktning mellan Luleå i sydost och Stora Lulevatten väster om Gällivare i nordväst, med kartområdet 26J Jokkmokk SO på den sydvästra och 27J Porjus SO på den nordöstra sidan.

Gränsen baseras till en stor del på isotopgeokemiska kriterier (Mellqvist 1999, Mellqvist m.fl. 1999, 2003). De kalkalkalina tidigsvekokarelska intrusivbergarterna som uppträder nordost om gränsen uppvisar vanligtvis negativa $eNd(T)$ värden, vilket antyder att bergarterna bildades i kanten eller inom den arkeiska kratonen, dessa bergarter sammanfattas under namnet Haparandaviten (Ödman m.fl. 1949, Ödman 1957). I motsats till detta uppvisar intrusivbergarterna sydväst om gränsen i allmänhet positiva $eNd(T)$ värden och det antas att de bildades i en magmatisk

båge som kolliderade med den arkeiska kontinenten i norr i ett sent skede av den svekokarelska orogenesisen. De kalkalkalina intrusivbergarterna sydväst om gränsen sammanfattas under begreppet Jörn GI-sviten (Kathol & Weihed 2005). Därför hänför vi de kalkalkalina tidigsvekokarelska bergarterna inom kartområdet 26J Jokkmokk SO till Jörn GI-sviten (Kathol & Weihed 2005) och deras motsvarigheter inom kartområdet 27J Porjus SO till Haparandasviten.

Under huvudfasen av den svekokarelska orogenesisen (bergskedjeveckning för ca 1,9–1,8 miljarder år sedan) nedsänktes den ovan beskrivna berggrunden till större djup i jordskorpan och bergarterna omvandlades under höga tryck- och temperaturförhållanden (metamorfof). Beroende på bergarternas läge i det orogena bältet och deras varierande sammansättning och mineralinnehåll blev de i olika grad deformerade, veckade och omkristalliserade.

Under en sen fas av den svekokarelska orogenesisen intruderades den deformerade berggrunden av stora mängder magma som stelnade till utsträckta granit- till monzonitintrusioner. Beroende på magmornas ursprung indelas dessa sen- till postsvekokarelska bergarter in i Linasviten och i Revsunds- eller Edeforssviten. De senare två räknas till det så kallade transskandinaviska magmatiska bältet.

Tidigare geologiska arbeten

Fennoskandiska sköldens bergarter i kartområdena 26J Jokkmokk SO och 27J Porjus SO ingår i *Berggrundskarta över urberget i Norrbottens län med beskrivning* i skala 1:400 000 (Ödman 1957). Kartområdena täcks också av berggrundskartorna över nordkalottområdet och mittnordområdet i skala 1:1 000 000 (Silvennoinen m.fl. 1987, Lundqvist m.fl. 1996) samt över fennoskandiska skölden i skala 1:2 000 000 (Koistinen m.fl. 2001) där det även ingår information från tidigare prospekteringsarbeten. Delar av områdena karterades översiktligt i samband med prospektering under flera omgångar. För kartor och rapporter som upprättades under prospekteringen hänvisas till SGUs georegister. De flesta av rapporterna och kartorna finns nu även digitalt och rapporterna kan laddas ner från SGUs webbplats. Områdena 26J Jokkmokk SO och 27J Porjus SO ingår i en digital karta över urberget i norra Sverige vid SGU (NBDig) som sammanställdes av T. Sjöstrand och H. Henkel under den senare delen av 1980-talet. En berggrundsgeologisk karta över Muddus nationalpark, som berör delar av kartområdet 27J Porjus SO har tagits fram av Sveriges geologiska undersökning på uppdrag av Naturvårdsverket (Naturvårdsverket 1996). Den arkeiska berggrunden inom området 27J Porjus SO har beskrivits av Mellqvist (1999). Den senaste sammanställningen av berggrunden i båda områdena ges i kartan över Sveriges berggrund (Bergman m.fl. 2012).

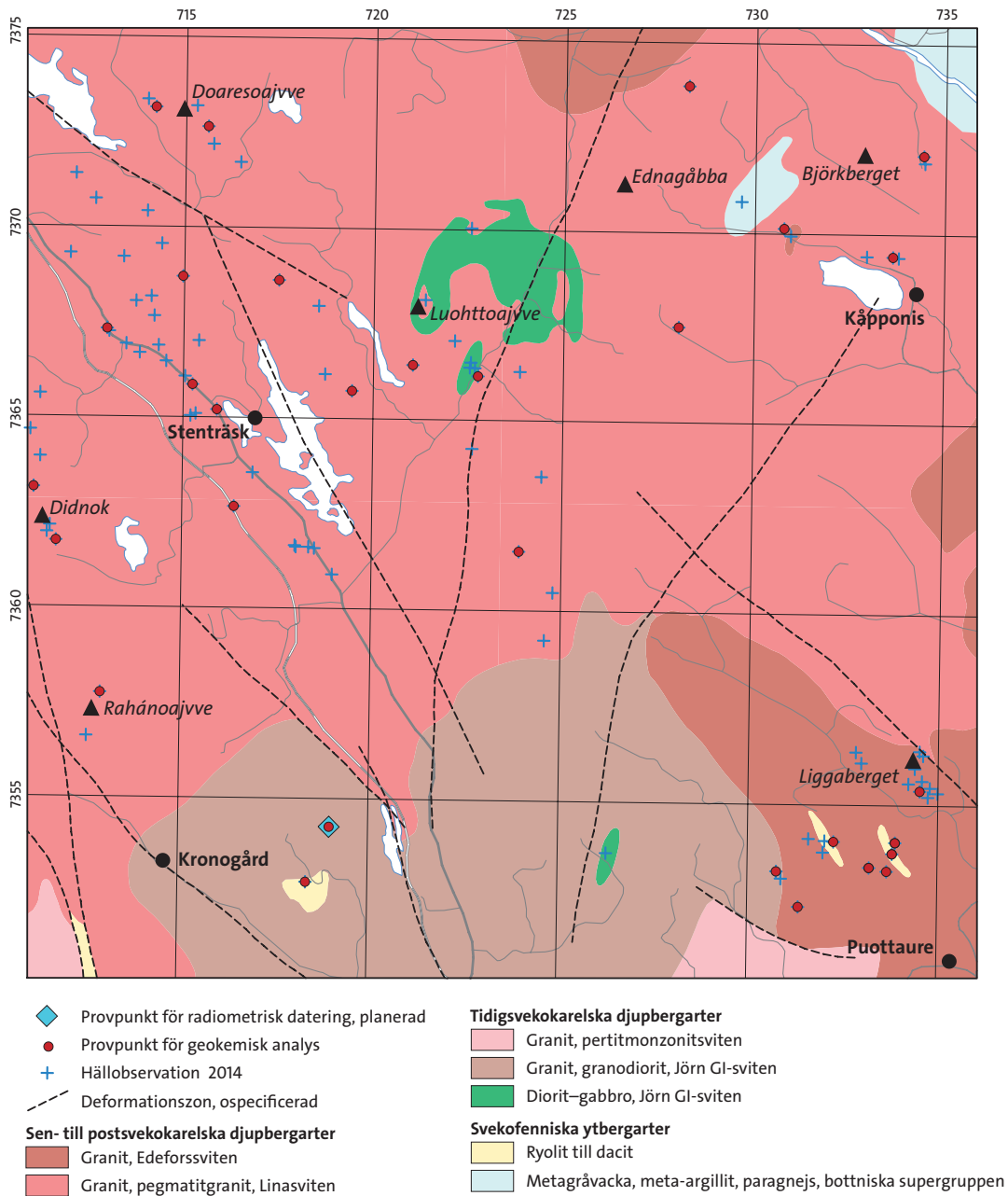
DATERINGAR

Den enda dateringen som gjorts i kartområdena och som är publicerad har gjorts på en porfyrisk, starkt förgnejsad kvartsmonzonit. Provet har tagits norr om toppen av Ánávárre (7414586/717936) och visat på en ålder av $2\,642 \pm 38$ miljoner år (Mellqvist 1999). För att komplettera informationen om berggrundens ålder i dessa kartområden har efter sommarens fältarbete föreslagits fem åldersbestämningar. De beskrivs nedan under resp. område och bergart.

RESULTAT FRÅN FÄLTARBETET 2014 INOM KARTOMRÅDET 26J JOKKMOKK SO

Bergarter

Blottningsgraden varierar starkt inom kartområdet 26J Jokkmokk SO från väl blottad till inte blottad alls. I de senare områdena bygger kartbilden (fig. 2) huvudsakligen på tolkningen av den magnetiska anomalikartan och i viss mån av Bougueranomalikartan.



Figur 2. Preliminär geologisk karta över kartområdet 26J Jokkmokk SO. Hällobesättningar samt provpunkter för U–Pb-zirkondateringen och litogeokemiska analyser framtagna under fältsäsongen 2014 är markerade. Den geologiska kartbilden inom området är modifierad från Koistinen m.fl. (2001).

Tidigsvekarelska intrusivbergarter

Jörn GI-sviten

Bergarter tillhörande Jörn GI-sviten uppträder i kartområdets södra del men de är bara blottade på tre ställen. Sviten utbredning på kartan bygger på tolkning av den magnetiska anomalikartan, men även den uppvisar inga signifikanta skillnader mot bergarterna i Linasviten som uppträder norr om Jörn GI-svitens utbredningsområde. Jörn GI-sviten är även i den norra delen av kartområdet 25J Moskosel NO dåligt eller inte alls blottad.

I en liten bergsknalle ca 1,5 km nordväst om Auratjberget (7354252/718981) förekommer en starkt, vindlande folierad, glest porfyrisk, ljusgrå till grågrön granodiorit (fig. 3a). Strökornen är 10–20 mm stora och består av plagioklas, grundmassan är finkornig och består av både kalifältspat och plagioklas samt kvarts och biotit. Geokemiskt har bergarten en sammansättning av granit till granodiorit eller granodiorit i de vanligaste klassificeringsdiagrammen. Bergarten och speciellt den vindlande foliationen är ganska lik en kvartsmonzonit från en klippa ca 900 m norr om Ánávárre som har daterats till 2642 ± 38 miljoner år (Mellqvist 1999). Därför har vi föreslagit att granodioriten från Auratjberget ska dateras med U–Pb zirkonmetoden för att säkerställa dess bildningsålder. Längst i öster på Gibmoajvve (7353241/730766) uppträder en grå till rödgrå, ställvis kalifältspatporfyrisk, fint medelkornig, gnejsig granit till granodiorit.

Ett annat ställe med blottad berggrund inom området för bergarter tillhörande Jörn GI-sviten ligger i sydslutningen av berget Sádimoajvve ca 1,8 km söder om bergets topp (7353658/726275) och berggrunden består av en omvandlad och omkristalliserad kvartsdiorit (fig. 3b). Den är massformig, grå, finkornig och ställvis reliktfältspatporfyrisk.

Massivet av diorit–gabbro runt och öster om Luohttoajvve (fig. 2) är endast belagt genom två direkta observationer i fält. I den mindre södra förekomsten har en jämnkornigt medelkornig,



Figur 3. A. Starkt folierad, glest porfyrisk granodiorit, Jörn GI-sviten eller Arkeikum? Nordväst om Auratjberget (7354252/718981). Foto: George Morris.

B. Massformig, omkristalliserad kvartsdiorit, Jörn GI-sviten. Sydslutningen av Sádimoajvve (7353658/726275). Foto: George Morris.

C. Kontakt mellan massformig diorit, Jörn GI-sviten (t.v.) och massformig granit, Linasviten (t.h.). Sydost om Luohttoajvve (7366523/722548). Foto: Ildikó Antal Lundin.

mörkt grå och massformig diorit i kontakt med granit påträffats (7366523/722548, fig. 3c). Den andra observationspunkten (7370041/722540) ligger ca 2,3 km nordnordost om Luohttoajvves topp och där finns en finkornig, omkristalliserad, mörkt grå och folierad basisk bergart. Den har dock låga susceptibilitetsvärden och kan därmed inte vara orsaken till magnetanomalin i området. Dessutom finns det tre äldre observationer av basiska bergarter i anomaliområdets västra delar, den ena motsvarar troligen vår observation nordnordost om Luohttoajvve, de andra två kunde dock inte verifieras i fält. Massivets utbredning har tolkats med hjälp av en tydlig anomali på den magnetiska anomalikartan och modellering av olika geofysiska parametrar såsom susceptibilitet, magnetfält och tyngdkraft. En utförlig beskrivning av modelleringen ges i avsnittet *Geofysiska undersökningar över kartområdet 26J Jokkmokk SO*.

Flera förekomster av basiska bergarter som liknar bergarterna i massivet vid Luohttoajvve finns i kartområdena 26J Jokkmokk NV och NO där de räknas till de tidigsvekokarelska intrusivbergarterna (Claeson & Antal Lundin 2013). En preliminär ålder av 1,88 miljarder år har bedömts som kristallisationsålder för massivet runt Ruoutevare. Om massivet av dioritgabbro vid Luohttoajvve är av samma ålder skulle det betyda att det antingen är en stor xenolit i Linagraniten eller att det hänger på djupet ihop med de basiska massiven inom kartområdena 26J Jokkmokk NV och NO. Svaret på den frågan ska försöka fås med hjälp av storskalig geofysisk modellering över området med alla basiska massiv.

Pertitmonzonitsviten

De två områden i den södra delen av kartområdet 26J Jokkmokk SO som betecknats som granit tillhörande pertitmonzonitsviten i figur 2 är inte belagda genom observationer under 2014 års fältarbete. Det finns tre tidigare gjorda observationer av ”granitisk bergart” i det västra av de två områdena. Dessa lokaler har dock inte besökts p.g.a. deras läge i ett militärt övningsområde. Pertitmonzonitsvitens utbredning har i båda områdena tolkats med hjälp av den magnetiska anomalikartan med utgångspunkt från hällobservationer inom det i söder angränsande kartområdet 25J Moskosel NO.

Svekofenniska ytbergarter

Sedimentära bergarter

Sedimentära bergarter förekommer enligt äldre kartor i ett område väster om Ednagåbba och i kartområdets nordöstligaste hörn. Enligt flygbildstolkningen är de bara blottade på ett ställe på Väster-Lillberget (7370833/729640). Där påträffades dock enbart större block av en omkristalliserad, grå och folierad sedimentär bergart (fig. 4). Kornstorleken motsvarar fin- till mellansand, och biotit förekommer i foliationen. Bergarten betecknas som paragnejs och räknas till den bottniska supergruppen. Blocken tolkas som in situ liggande, och förekomsten av sedimentära bergarter i området runt Väster-Lillberget stöds också av vegetationen som här är betydligt tätare än den är i områden med näringsfattig Linagranit.

Vulkaniter

På Jässtemvårasj (7352801/718373) förekommer stora hållar som uppvisaren omkristalliserad vulkanoklastit. Trots omkristalliseringen finns det primära, sedimentära strukturer bevarade. En bandning som antydes genom materialväxel mellan de olika banden och möjligen motsvarar lagringen stupar brant mot söder (fig. 5a). Kanalstrukturer antyder vad som på engelska kallas *surge deposits* eller omlagring av det vulkaniska materialet.

Förekomsten av vulkaniter i kartområdets sydvästra hörn är inte blottad inom kartområdet utan enbart i grannområdet 25J Moskosel NO. Där beskrivs bergarten som en kvartsfältspatporfyrisk ryolit. Nordväst om Puottaure finns en mindre förekomst av vulkaniska bergarter

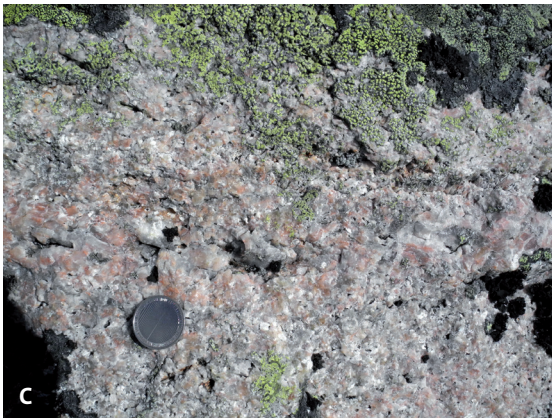


Figur 4. In situ liggande block av finkornig paragnejs, bottniska supergruppen. Väster-Lillberget (7370833/729640). Foto: Benno Kathol.



Figur 5. A. Bandning i omkristalliserad ryolit, tolkad som lagring, svekofenniska ytbergarter. Jåsstemväråsj (7352801/718373). Foto: George Morris. B. Små- till grovporfyrisk dacit, ojämn strökornstorleks- och strökornsfördelning tyder på att berarten är en vulkanoklastit, svekofenniska ytbergarter. Dåktosvärre nordväst om Puottaure (7354035/732262). Foto: Christina Nysten.

(7354054/732029) och i dess västra del finns en massformig ljusgrå dacit som uppvisar en jämn strökornsfördelning men en ojämn strökornstorleksfördelning. En del av fältspatströkornen är euhedra, en del är sönderbrutna. Sammanlagt tyder detta på att bergarten är en vulkanoklastit. I den östra delen av nämnda förekomst uppträder en små- till grovporfyrisk, massformig och grå dacit med kalifältspatströkorn (fig. 5b). I denna del är strökornen vanligen mellan 3 och 10 mm



Figur 6. **A.** Ojämnkornig, fint medelkornig till grovt medelkornig granit, Linasviten. Norr om Rahánoajvve (7357743/712905). Foto: Daniel Larsson.

B. Jämnkornig, fint medelkornig granit, Linasviten. Sydost om Apmelberget (7360892/718970). Foto: Benno Kathol.

C. Pegmatitsliror i granit, Linasviten. Didnok (7361955/711455). Foto: Benno Kathol.

stora men enstaka korn är upp till 30 mm stora. Strökornstorleks- och strökornsfördelningen är väldigt ojämna, vilket tyder på att bergarten är en vulkanoklastit. En mindre förekomst av samma bergart finns ca 1,5 km längre mot öster (7353726/733810).

Sen- till postsvekokarelska intrusivbergarter

Linassviten

Sen- till postsvekokarelska bergarter av Linassviten bildar berggrunden i den största delen av kartområdet 26J Jokkmokk SO. De är för det mesta massformiga graniter till alkalifältspatgraniter med undantag för enstaka granitiska till granodioritiska varianter sydväst om Doaresoajvve och nordost om Ednagåbba. Även geokemiskt har bergarterna i Linassviten en sammansättning av granit och underordnat som alkalifältspatgranit i de vanligaste klassificeringsdiagrammen. Öster om den deformationszon som går genom Stenträsket och runt Rahánoajvve är graniterna medelkorniga till grovt medelkorniga (fig. 6a), väster om denna deformationszon och runt berget Doaresoajvve är de fint medelkorniga till medelkorniga (fig. 6b). Graniterna i Linassviten är för det mesta jämnkorniga, porfyriska varianter uppträder mellan Didnok och Doaresoajvve och är där småporfyriska (520 mm).

Kvartsådror och kvartsgångar förekommer ca 2,5 km väster om Luohttoajvve (7367952/718547). Pegmatit och underordnad aplit har observerats som gångar sydväst om Doaresoajvve, söder om Rahánoajvve och i de stora hållområdena på berget Didnok. På Didnok uppträder pegmatit även som oregelbundna sliror i graniten (fig. 6c). Inneslutningar av pegmatit rapporteras från lokaler sydost om Luohttoajvve och nordväst om Stenträsk.



Figur 7. Grovporfyrisk kvartsmonzonit till monzonit. Orienteringen av fältspatströkornen tolkas som resultat av magmatisk flytstruktur. Öster-Lillberget, västnordväst om Kåpponis (7369944/730944). Foto: Benno Kathol.

Edeforssviten

Bergarterna i Edeforssviten är till övervägande del massformiga graniter, en foliation har endast observerats i den sydvästra delen väster om Puottaure. Svag deformation har bedömts förekomma på tre lokaler söder om Liggaberget. Runt Liggaberget och nordväst om Puottaure är graniterna i Edeforssviten mest medelkorniga, men finkorniga graniter har observerats söder om Liggaberget och på ett ställe i de sydvästligaste delarna nära gränsen till Haparandasviten. Graniterna i Edeforssviten är övervägande jämnkorniga, några småporfyrisk varianten uppträder sydväst om Liggaberget respektive nordväst om Puottaure. Pegmatitådror finns sydost om Liggaberget.

En mindre förekomst av en kvartsmonzonit till monzonit är blottad i en väghäll ca 3,5 km väster om Kåpponis (7369944/730944). Bergarten är medelkornig och grovporfyrisk, och en parallell orientering av strökornen tolkas som magmatisk flytstruktur (fig. 7). Ett större massiv av denna bergart förekommer i gränsområdet mellan 26J Jokkmokk SO och NO (Antal-Lundin, SGU, muntligkommunikation, 2015). Massivet är dock inte blottat inom vårt kartområde utan dess utbredning har bedömts utifrån den magnetiska anomali det förorsakar.

Gångbergarter

Diabasgångar förekommer ca 2,5 km sydväst om Liggaberget. Pegmatitgångar förekommer här och var inom granit av Linasviten, speciellt runt bergen Doaresoajvve, Didnok och Rahánoajvve.

Strukturer och metamorfos

Bergarterna i Lina- och Revsundssviten är till övervägande del massformiga, en utpräglad foliation har enbart rapporterats från en lokal i Linagranit nordnordost om Ednagåbba och ett ställe i Edeforsgranit västnordväst om Puottaure. Bergarterna i båda sviterna är ometamorfa och omkristallisering har inte observerats.

Däremot beskrivs en omkristallisering av vulkaniten på Jässtemvårsj (7352801/718373) och kvartsdioriten tillhörande Jörn GI-sviten i sydsluttningen av berget Sádimoajvve ca 1,8 km söder om bergets topp (7353658/726275), samt från de in situ liggande blocken på Väster-Lillberget (7370833/729640). Mineral bildade genom deformation eller metamorfos bildade har inte



Figur 8. A. Små, jämnt fördelade sprickor i massformig Linagranit. Nordsluttningen av Dábmuokajvve (7364244/722617). Foto: Daniel Larsson. B. Glidrepor på harneskytor i granit, Linasviten. Stenbrott vid Järnvägen söder om Stenträsk (7362664/716369). Foto: Benno Kathol.

observerats inom kartområdet 26J Jokkmokk SO, möjligen med undantag för biotit i foliationen på Väster-Lillberget och biotitaggregat i granit söder om Liggaberget.

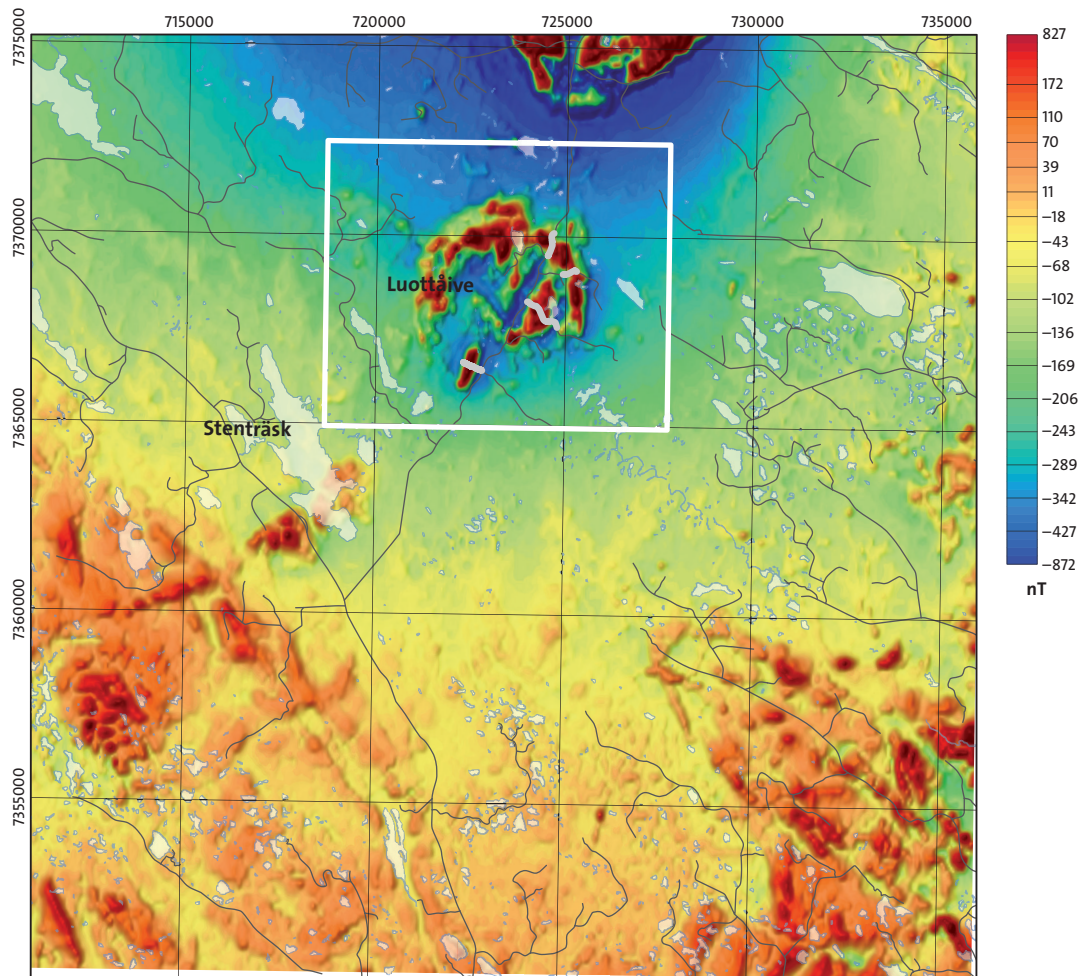
Deformationszonerna som visas i figur 2 anges som ospecificerade eftersom de inte har observerats i fält, deras lägen och utbredningar är tolkade utifrån det geofysiska underlaget. Från en observationslokal i nordsluttningen av Dábmuokajvve (7364244/722617), som ligger i anknäring till en sådan zon har dock möjliga tecken på deformation observerats. Här uppträder små, jämnt fördelade sprickor med oxiderade sprickytor i en annars massformig granit (fig. 8a). Spröd deformation antydes genom glidrepor på harneskytor, som har iakttagits på flera lokaler vid Inlandsvägen (E45) väster om Stenträsk och i ett litet stenbrott vid inlandsbanan (fig. 8b).

Naturresurser

Inga metalliska mineralfyndigheter finns registrerade i SGUs databas för mineral- och bergartsresurser för kartområdet 26J Jokkmokk SO, och inga nya fyndigheter har hittats under detta projekts kartering. Det enda spåret av antropogen användning av berggrunden finns i form av ett litet, nedlagt stenbrott vid inlandsbanan söder om Stenträsk (7362664/716369).

GEOFYSISKA UNDERSÖKNINGAR INOM KARTOMRÅDET 26J JOKKMOKK SO

Kartområdet 26J Jokkmokk SO är karterat med moderna flygburna geofysiska mätningar. Information om magnetfältet samlades in första gången 1967 med 200 m linjeavstånd, ca 30 m flyghöjd och öst-västlig flygriktning. Även sommaren 2011 genomfördes flygburna geofysiska mätningar över området. Magnetfältet (fig. 9), det elektromagnetiska fältet och gammastrålningen har mätts och positioneringen har gjorts med differentiell GPS. Det elektromagnetiska fältet har mätts från två sändare i VLF-bandet vilket innebär att markens skenbara resistivitet samt strömtäthet kan beräknas ur denna information. Inga nya tyngdkraftsmätningar har gjorts i syfte att förtydla informationen eftersom punkttätheten är tämligen god.



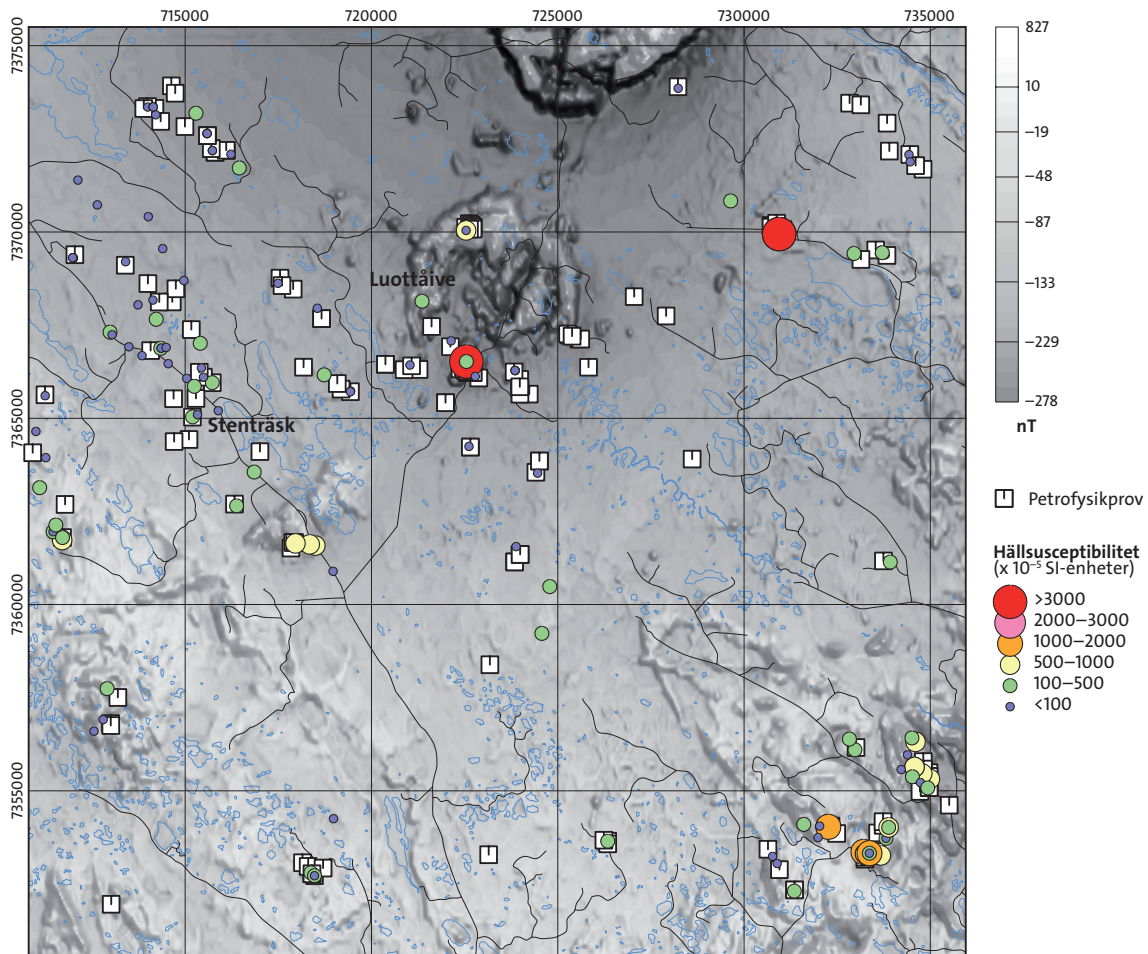
Figur 9. Magnetisk anomalikarta över kartområdet 26J Jokkmokk SO. Kartan visar anomalier orsakade av ytliga strukturer. Gråa linjer visar läget av magnetiska markprofiler och den vita rutan utsnittet för den tredimensionella modellen.

Det är mycket få berghällar inom kartområdet. Det finns sedan tidigare petrofysiska analysdata från 154 bergartsprover och i princip är alla hällar provtagna. En del av dessa prover är tagna från block och dessa analysresultat används endast för statistiska ändamål. Ytterligare 10 prover för petrofysisk analys har tagits under sommaren 2014 och mätningar av berggrundens gammastrålning har utförts med handburen spektrometer vid 26 lokaler på totalt 71 mätpunkter. Det magnetiska totalfältet uppmättes längs fyra sträckor och deras läge visas i figur 9.

Susceptibilitetsmätningar på berghällar har gjorts vid 112 lokaler, på vilka det regelmässigt görs åtta mätningar per bergart. Positioneringen har skett med handburen GPS och lokalernas läge tillsammans med provtagningsplatserna för petrofysisk analys framgår i figur 10. Fältarbetet år 2014 i kartområdet 26J Jokkmokk SO omfattade åtta dagar.

Det mest påfallande i den magnetiska anomalibilden över kartområdet 26J Jokkmokk SO är en rund högmagnetisk struktur med en diameter på drygt tre kilometer (fig. 9). Anomalin sammanfaller med en positiv tyngdkraftsanomali (fig. 11) på ca 6 mGal som täcker större delen av den magnetiska strukturen.

Blottningsgraden i stora delar av kartområdet är låg och berggrunden i de hällar som karterades inom kartområdet Jokkmokk SO under sommaren 2014 består huvudsakligen av graniter och enstaka granodioriter med låg susceptibilitet och låg densitet. Dock har en mörkgrå diori-

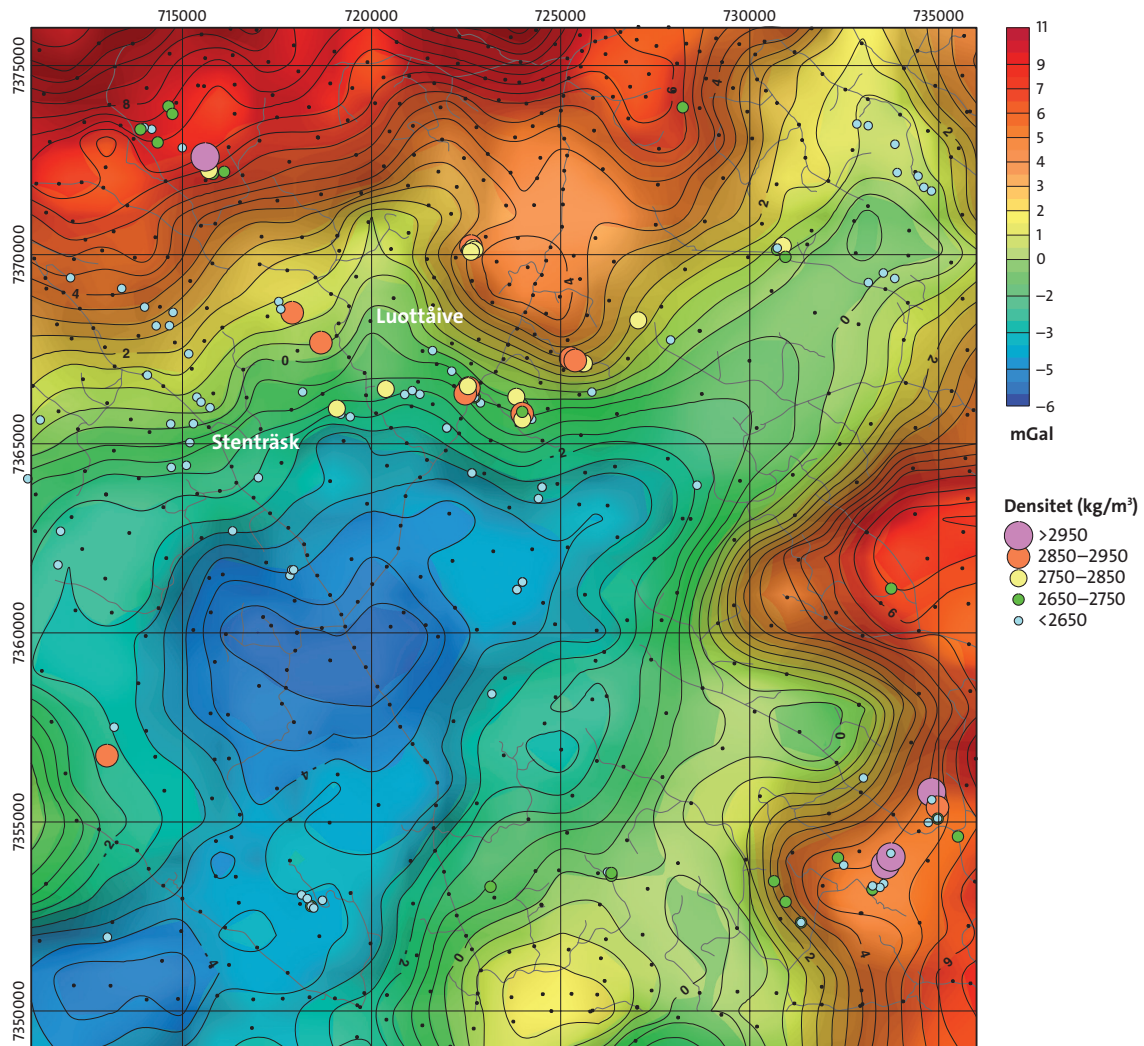


Figur 10. Magnetisk anomalikarta över kartområdet 26J Jokkmokk SO. Susceptibiliteternas geometriska medelvärde visas som cirklar i proportionell storlek. Vita symboler visar läget för petrofysiska prover.

toid med en densitet på 2845 kg/m^3 och susceptibilitet mellan $5\,500$ och $8\,510 \times 10^{-5}$ SI-enheter hittats i en lokal som ligger i södra delen av den högmagnetiska strukturen öster om berget Luohttoajvve (Luottäive). Vid den lokalen har även en magnetisk markprofil mätts (fig. 9 och 12) och tolkats. Ytterligare en häll av dioritoid till gabbroid med lägre susceptibilitet (mellan $200\text{--}500 \times 10^{-5}$ SI-enheter) har karterats i norra delen av anomalimönstret. Bergarten i hällen är provtagen sedan tidigare och densiteten är $2\,934 \text{ kg/m}^3$.

Strukturen öster om Luohttoajvve har också undersökts längs olika sträckor i syfte att mäta upp anomalins styrka och med hjälp av de susceptibilitetsvärden som har uppmätts på befintliga berghällar kvantifiera anomalin och på det sättet knyta den till rätt bergart (fig. 12).

Profilens läge visas med svart linje i figur 12 och en tolkad profil visas i figur 13. Anomalins styrka uppgår som max till $2\,800 \text{ nT}$ och för att anpassa det uppmätta magnetfältet har en susceptibilitet på $8\,000 \times 10^{-5}$ SI-enheter krävts för den högsta anomalin där även hällen påträffades. Ett antaget susceptibilitetsvärde på $6\,000 \times 10^{-5}$ SI-enheter användes för modelleringen av de något lägre anomalierna ($1\,600\text{--}2\,000 \text{ nT}$). De i modelleringen använda värdena överensstämmer väldigt väl med de på dioritoidhällen uppmätta susceptibilitetsvärdena mellan $5\,510$ och $8\,510 \times 10^{-5}$ SI-enheter. Därmed kan dioritoiden betraktas som anomalorsaken eftersom granit-

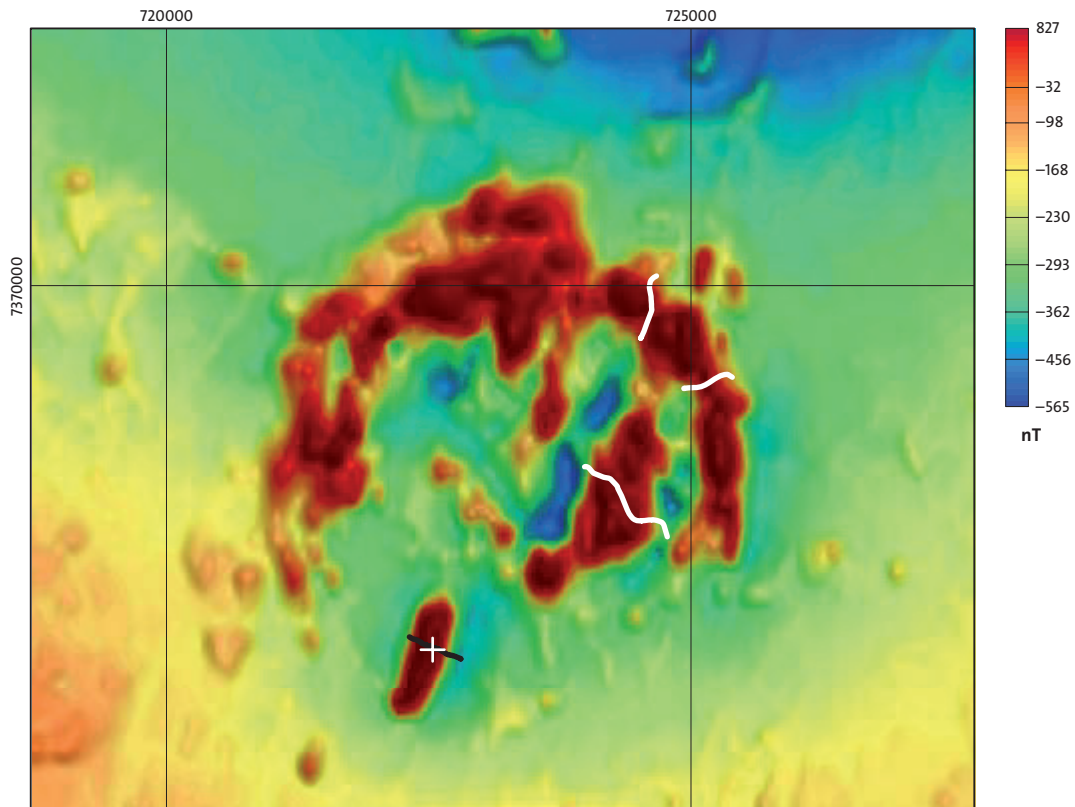


Figur 11. Bouguer-anomalikarta över kartområdet 26J Jokkmokk SO. Svarta punkter visar mät punkterna för tyngdkraft. Symbolerna visar densitetsvärden mätta på bergartsprover i proportionerlig storlek.

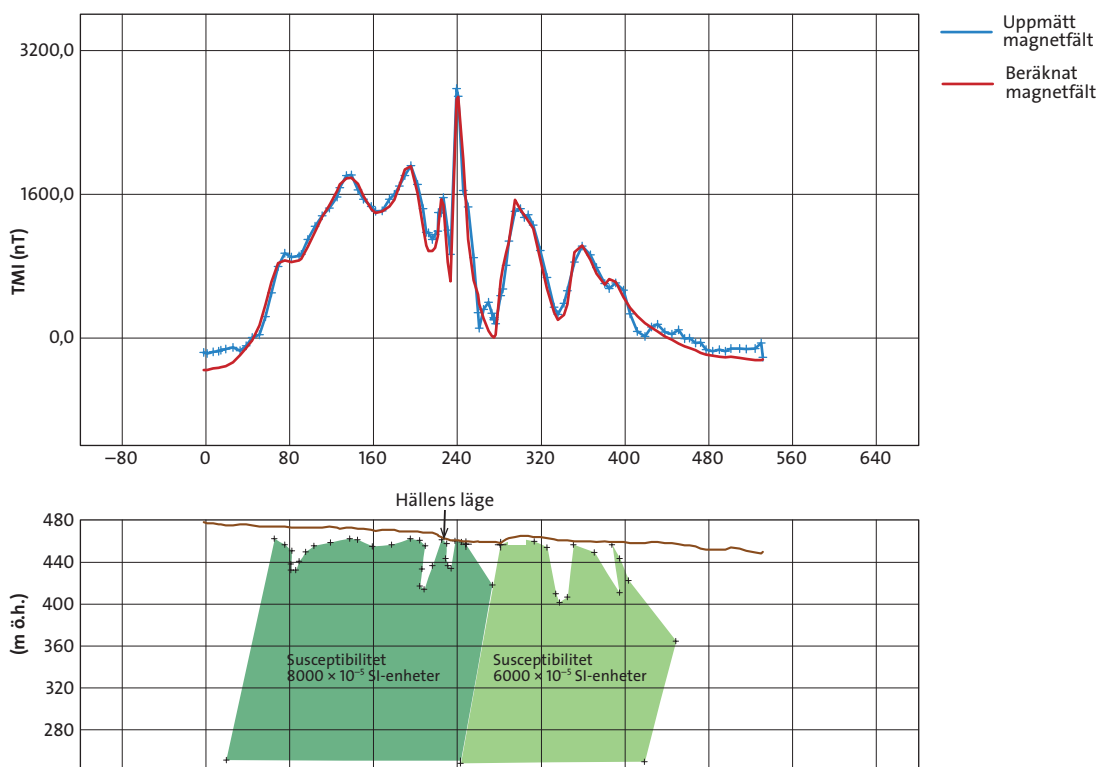
ernas susceptibilitet inom området är mycket lägre ($68\text{--}860 \times 10^{-5}$ SI) och kan inte anpassas till de uppmätta höga anomalierna. Även den positiva tyngdkraftsanomalin över strukturen stödjer förekomsten av en basisk bergart öster om Luottäive (fig. 11).

En tredimensionell susceptibilitetsmodell över hela den magnetiska strukturen vid Luottäive har tagits fram med hjälp av inversionsteknik. Modellens cellstorlek är $100 \times 100 \times 50$ m och före inversionen har ett intervall på susceptibilitetsvärden mellan 0,00001 och 0,1 SI-enheter har använts ($1\text{--}10\,000 \times 10^{-5}$ SI). Djupet begränsades till 4000 meter. Den erhållna modellen har ett susceptibilitetsspann på 0,00001 och 0,086 SI-enheter ($1\text{--}8\,600 \times 10^{-5}$ SI). I figur 14 a,b visas två tvärsnitt av den tolkade strukturen sett söderifrån. Den uppmätta magnetiska anomalikartan är draperad över modellen. I figur 15 visas modellen som isoytor för susceptibilitet. De blåa färgerna visar isoytor för 0,028 SI-enheter ($2\,800 \times 10^{-5}$ SI) medan de gula och röda ytorna visar isoytor för mellan 0,042 och 0,068 SI-enheter ($4\,200\text{--}6\,800 \times 10^{-5}$).

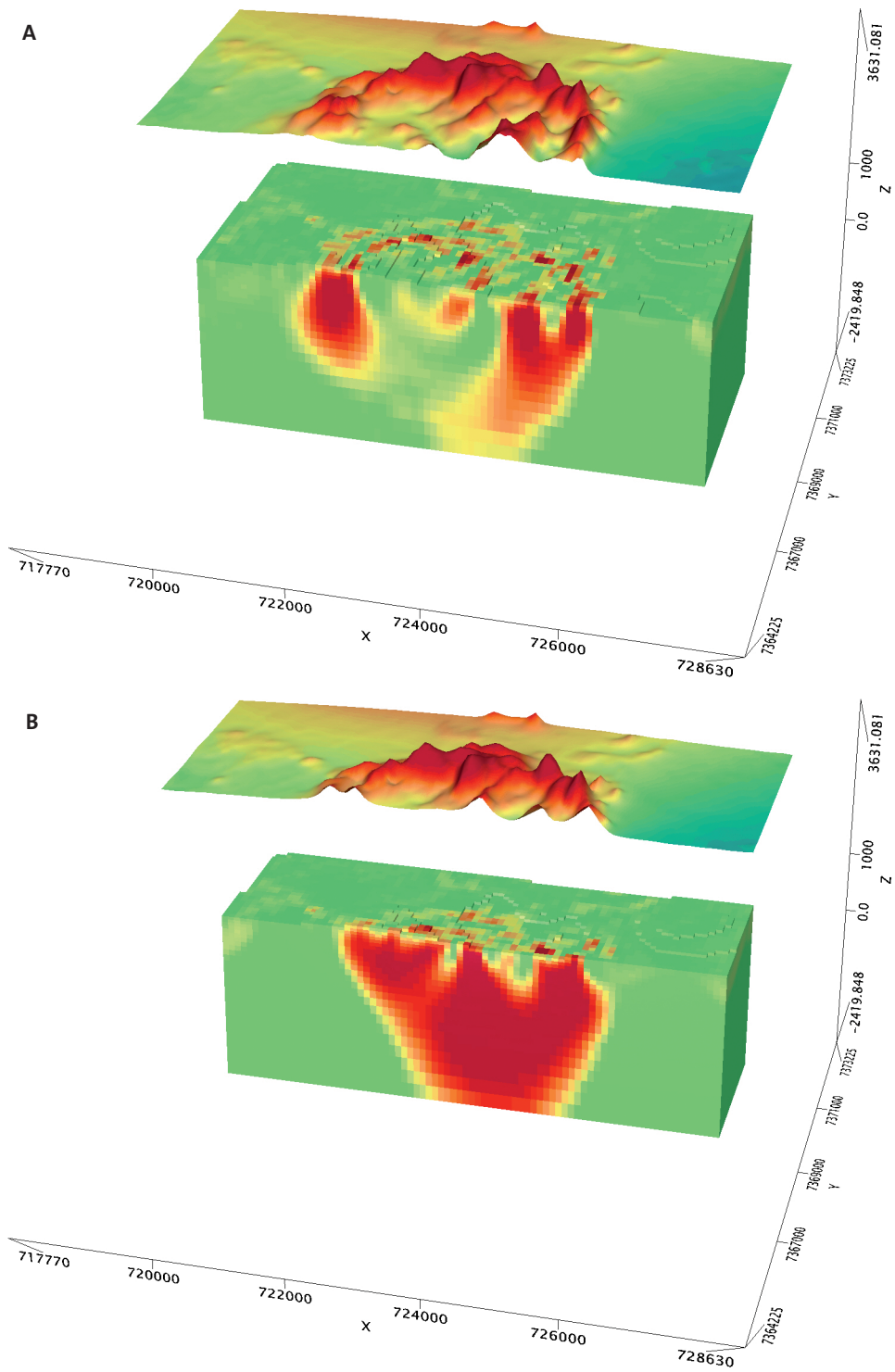
I den norra delen av den högmagnetiska runda strukturen öster om Luottäive har granit och en basisk bergart karterats i en lokal under sommaren 2014. Granitens susceptibilitet



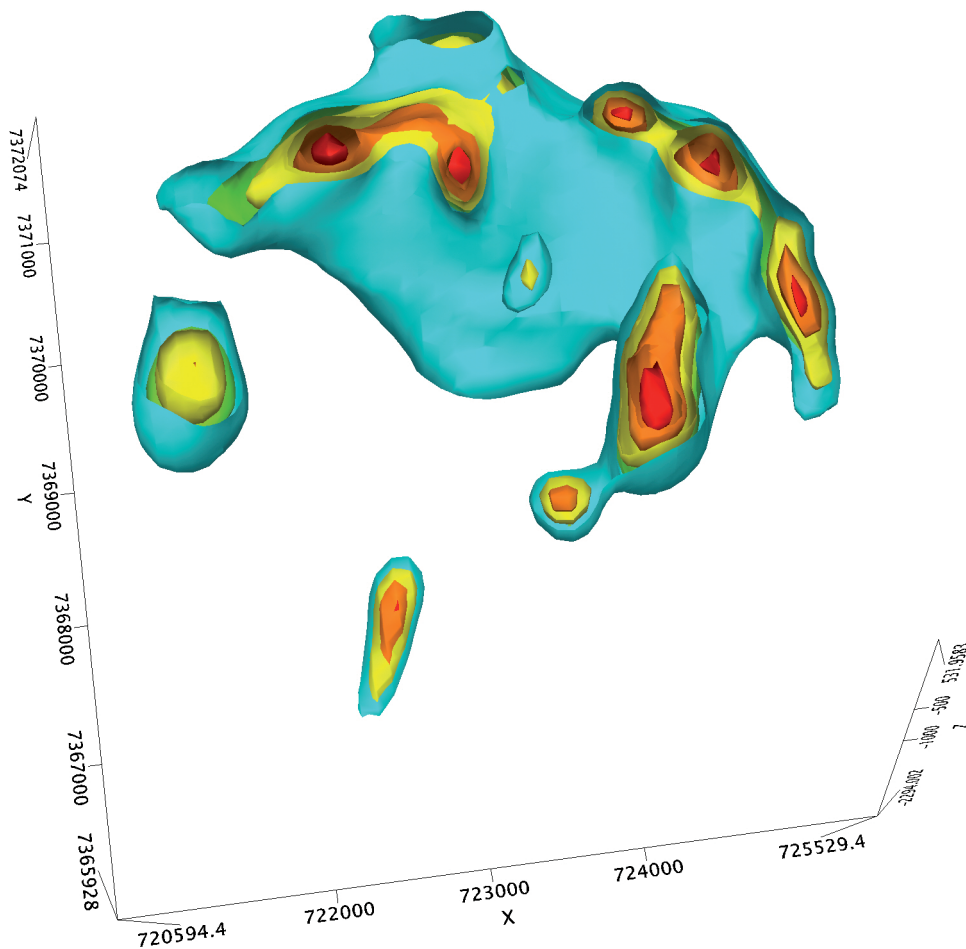
Figur 12. Magnetisk anomalikarta över den runda strukturen från kartområdet 26J Jokkmokk SO. Den tolkade magnetiska markprofilen visas med svart linje, de övriga markprofilerna med grått. Dioritoidhällens läge visas som vit kryss.



Figur 13. Tolkning av den magnetiska markprofilen i figur 12. Hällens läge visas med svart pil.



Figur 14. Tvärsnitt av den tredimensionella susceptibilitetsmodellen. **A.** Mitten av strukturen. **B.** Norra delen av strukturen.



Figur 15. Susceptibilitetsmodell över dioritoiden. Modellen visas som isoytor där färgerna från blått till rött representerar susceptibiliteter mellan 2800 och 6800×10^{-5} SI-enheter.

varierar mellan 216 och 2700×10^{-5} SI-enheter med ett geometrisk medelvärde på 974×10^{-5} SI-enheter. Värdena är dock fortfarande för låga för att förklara hela anomalin. Den basiska bergarten har låg susceptibilitet med 45×10^{-5} SI-enheter som geometriskt medelvärde och är inte heller anomaliorsaken.

I den nordligaste delen av kartområdet framträder en högmagnetisk anomali som orsakas av en intrusion huvudsakligen bestående av monzonitiska bergarter. Den största delen av intrusionen finns i kartområdet 26J Jokkmokk NO och den diskuteras i Claeson & Antal Lundin (2014). Även tyngdkraftsoverskottet som har identifierats i norra delen av det beskrivna kartområdet (fig. 11) är en del av en stor tyngdkraftsanomali som sträcker sig över de norra delarna av kartområdet 26J Jokkmokk till 27J Porjus SO. Gabbroider, dioritoider, andesitoider och basaltoider med hög densitet har karterats inom kartområdena 26J Jokkmokk NV och NO, och orsaken till det stora tyngdkraftsoverskottet kan delvis knytas till dessa basiska bergarter (Antal Lundin m.fl. 2012). Anomaliorsaken diskuterades även av Nylund & Nisca 1981. En tredimensionell modell av den stora tyngdkraftsanomalin visas i Claeson & Antal Lundin (2013). I figur 11 framgår att de flesta av de uppmätta densiteterna i den nordligaste delen av kartområdet 26J Jokkmokk SO är låga, antingen under 2650 kg/m^3 eller mellan 2650 och 2750 kg/m^3 . Det finns dock några få undantag som t.ex. sydost om Doaresoajvve (7372641/715587) där ett värde över 2950 kg/

m³ har uppmätts på en finkornig, massformig amfibolit som uppträder tillsammans med granit och pegmatit. Tyngdkraftsanomalin här antyder att granitmassivet som karterats i kartområdets norra del har ringa mäktighet för att sedan söder om Näsberg uppnå större volym.

I sydöstra delen av den magnetiska anomalikartan (fig. 9) finns ett ovalt format område med högre oregelbunden magnetisering. Inom området förekommer graniter och underordnat felsiska och basiska vulkaniter samt diabaser med varierande susceptibilitet. Susceptibiliteten varierar mellan 70 och $4\,020 \times 10^{-5}$ SI-enheter för de felsiska vulkaniterna, mellan 40 och 80×10^{-5} SI-enheter för de basiska. Diabasernas susceptibilitet varierar mellan 72 och $3\,080 \times 10^{-5}$ SI-enheter. Graniterna här varierar mellan 5 och $1\,200 \times 10^{-5}$ SI-enheter. En sammanställning av susceptibiliteternas geometriska medelvärden visas med graderade symboler i figur 10. I sydvästra delen av kartområdet förekommer också områden med högre magnetisering (fig. 9). Inom detta område finns ännu färre berghällar men söder om Näsberg förekommer graniter med något högre magnetisering (susceptibilitet mellan 539 och 958×10^{-5} SI-enheter). En smal högmagnetisk anomali löper i nordöstlig riktning. Möjligen kan anomalin vara orsakad av en gång.

Ett stort tyngdkraftsunderskott på ca 6 mGal dominerar de centrala delarna av kartområdet 26J Jokkmokk SO. Densitetssammanställningen i figur 11 visar på uppmätta densiteter på graniter under 2 650 kg/m³ och korrelerar väldigt bra med det uppmätta tyngdkraftsfältet. Granitmassivens större volym och mäktighet bedöms vara orsaken till den negativa anomalin.

Den högsta uranhalten på 14 ppm inom kartområdet uppmättes i en pegmatit söder om Supekvarekojan (7366523/722548) i mitten av kartområdet. På en ryolit i sydöstra delen av kartområdet nordväst om Puottaure (7353326/733365) uppmättes uranhalter på 9,4 ppm. En sammanställning av medelvärden av uranhalter från mätningar på berghällar kan ses i figur 16. Graniterna som tillhör Linasviten upptar stora områden i de sydvästra, centrala och norra delarna av kartområdet. De har relativt låga uranhalter, med ett medelvärde på 2,7 ppm (ett minimum på 0,7 ppm och maximum på 5,2 ppm). Högst toriumhalt, 51,3 ppm, har mätts på Rutosberget (7365712/719435). Medelvärdet för torium på de uppmätta graniterna av Linasviten är 27,7 ppm. Detta är något högre i jämförelse med övriga granitoider. En sammanställning av uranhalternas medelvärde visas i figur 16.

Strukturer, deformation och metamorfos

Kartområdet 26J Jokkmokk SO genomkorsas av nordnordvästligt, nordvästligt, nord-sydligt, nordostligt och nordnordostligt förvstrykande deformationszoner. Dessa kan ses tydligast i den elektromagnetiska kartan över strömtätheten (fig. 17).

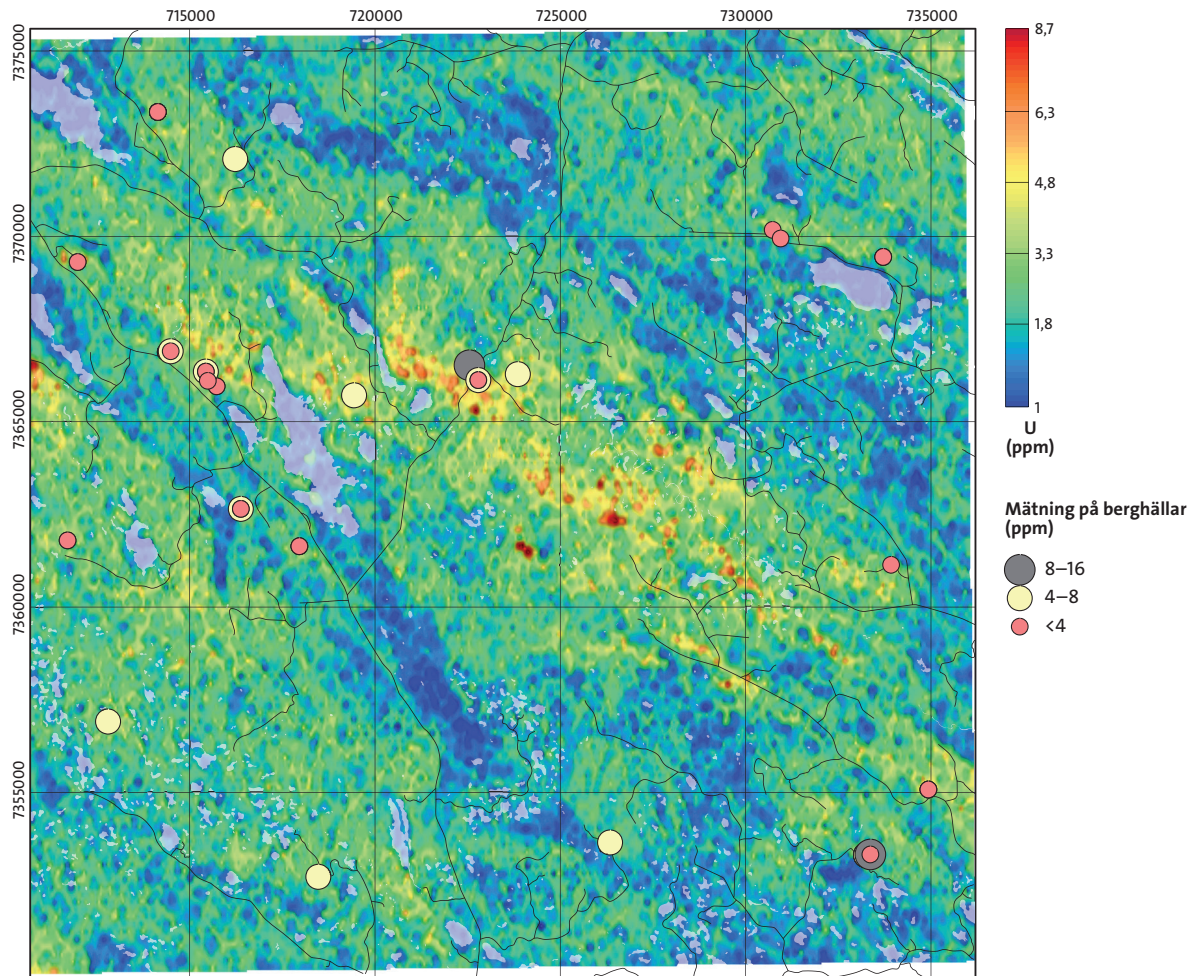
RESULTAT FRÅN FÄLTARBETET 2014 INOM OMRÅDET 27J PORJUS SO

Bergarter

Liksom i kartområdet 26J Jokkmokk SO varierar blottningsgraden starkt inom området 27J Porjus SO. I ravinen längs Luleälven nordväst om Ligga och i sydvästsluttningen av Muddusområdet ner mot Stora Luleälven är berggrunden nästan genomgående blottad. Även kartområdets sydöstra del har en bra blottningsgrad. I dessa områden har långt ifrån alla hållar kunnat besökas. De resterande områdena är dåligt eller inte alls blottade, och här bygger kartbilden (fig. 18) huvudsakligen på tolkningen av den magnetiska anomalikartan och i viss mån på Bougueranomalikartan.

Arkeiska bergarter

Arkeiska bergarter uppträder som ett större massiv i området runt Ligga och Ánávárre, som en från det här massivet utgående nord-sydligt strykande arm norr om Stora Luleälven och som mindre förekomster inbäddade i paleoproteozoiska bergarter öster om de stora arkeiska massivet

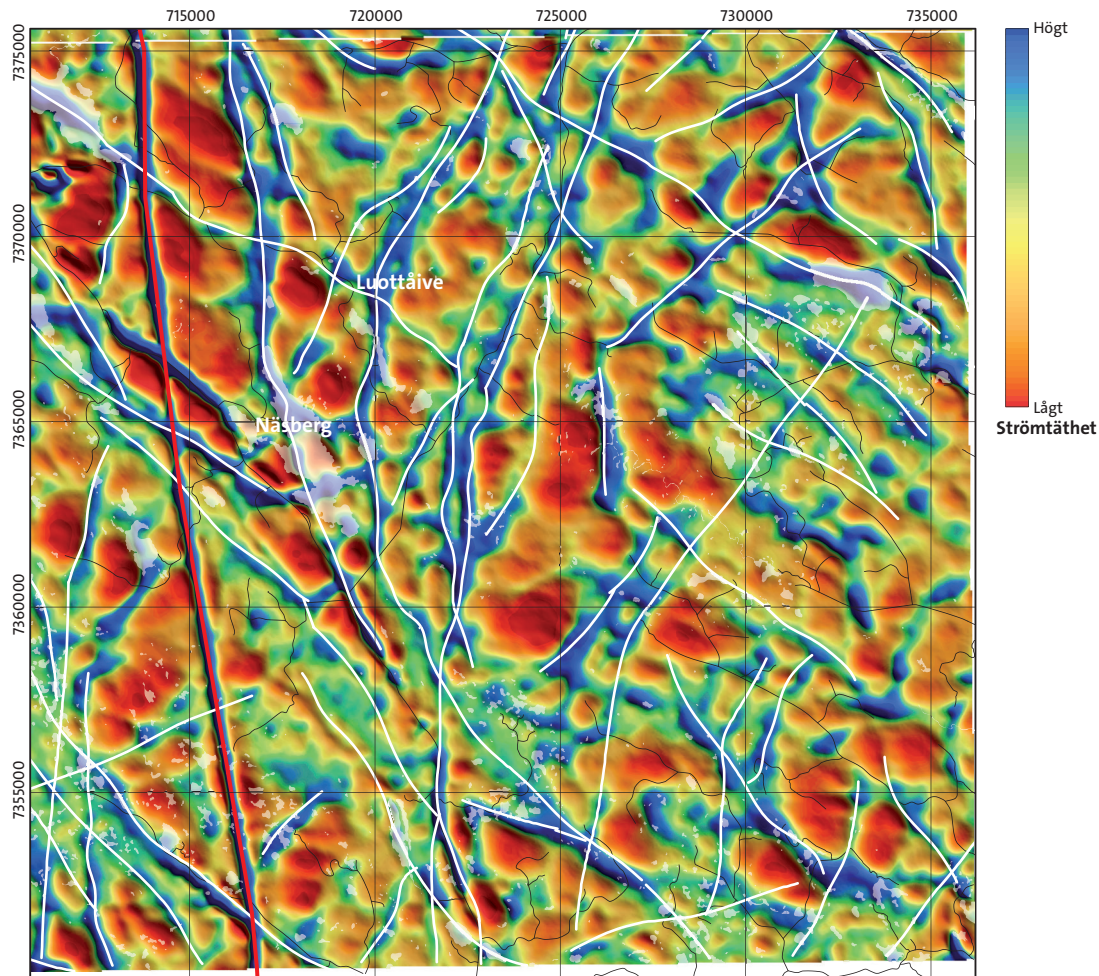


Figur 16. Karta över markens uranhalt över kartområdet 26J Jokkmokk SO. Symbolerna visar uranhalt från mätning på berghällar.

(fig. 18). De arkeiska bergarterna begränsas delvis genom deformationszoner, men delvis uppvisar de omgivande yngre intrusivbergarterna primära intrusivkontakter mot de arkeiska bergarterna (fig. 19). Kontakten mot de felsiska vulkaniterna i söder har inte observerats i fält. De arkeiska bergarterna inom kartområdet 27J Porjus SO delas in i två varianter, den första bestående av huvudsakligen porfyrisk granit till kvartsmonzonit och den andra av en association av gnejs med basiska gångar och mafit.

Porfyrisk granit till kvartsmonzonit

Små- till grovporfyrisk, starkt deformerad och gnejsig granit till kvartsmonzonit förekommer i området runt och norr om Ánávárres topp (7414586/717936, fig. 20a) och därifrån fram till Stora Luleälven, i det arkeiska områdets nordvästligaste del strax söder om älven och ca 1,2 km norr om Rimokojan (7416058/721932, fig. 20b). Geokemiskt har dessa bergarter ärsammansatta av granit, kvartsmonzonit och monzonit (Middlemost 1985). Dateringslokalen norr om Ánávárres topp (se avsnittet dateringar) utgörs av en flera tiotals meter hög klippa som består av ljus grård, gnejsig, små- till grovporfyrisk kvartsmonzonit med finkornig till fint medelkornig grundmassa. I bergarten finns magnetitklädda harneskytor med susceptibilitetsvärden upp till $19\,000 \times 10^{-5}$ SI-enheter. Dessutom förekommer inneslutningar av en massformig, finkornig



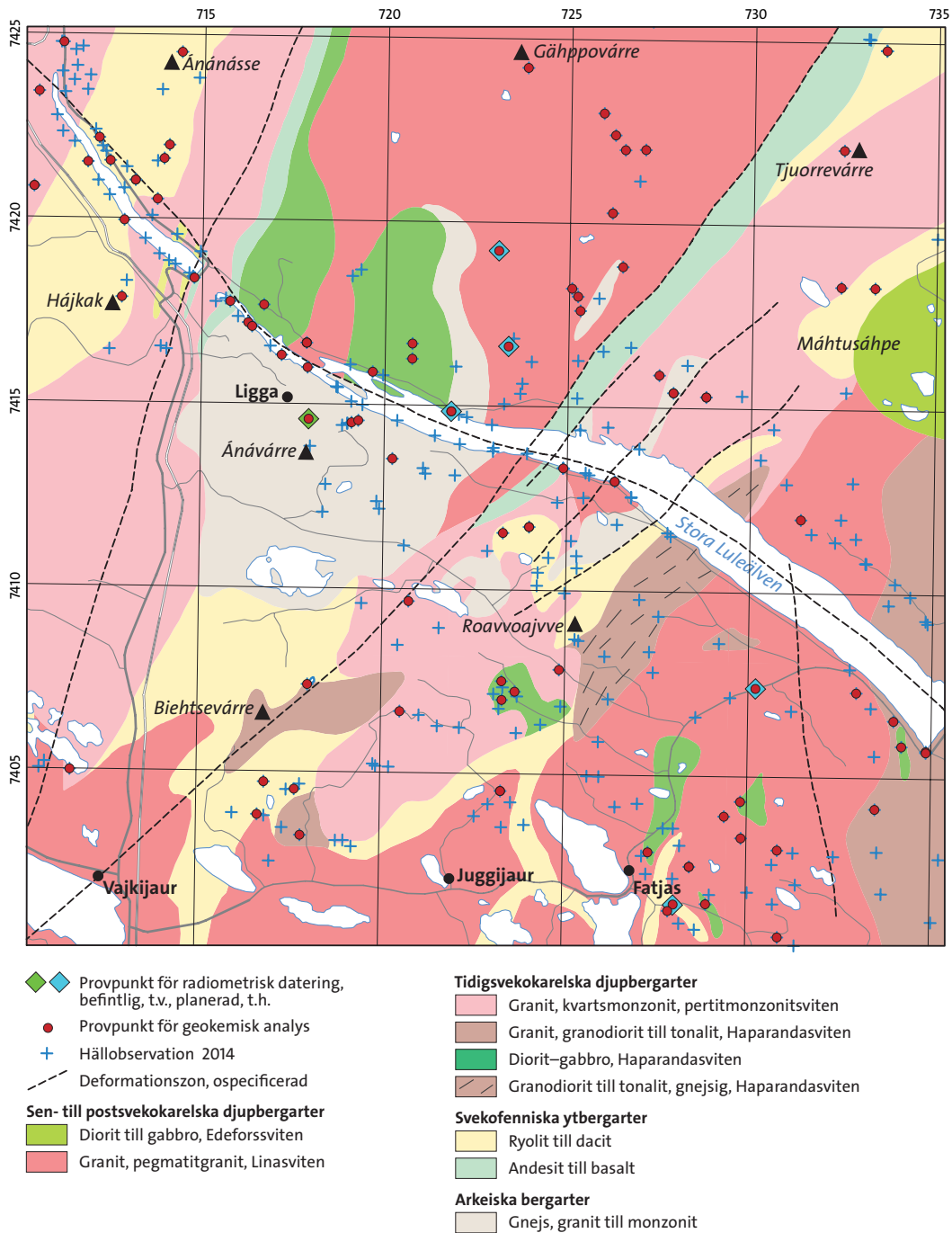
Figur 17. Karta över strömtätheten beräknad från VLF information. Tolkade deformationszoner visas som vita linjer.

troligen ursprungligen sedimentär bergart som idag huvudsakligen består av kvarts och biotit. I lokalen norr om Rimokojan uppträder en grovt kalifältspatporfyrisk gnejs tillsammans med en medelkornig folierad granodiorit.

Associationen gnejs med basiska gångar, mafit

Denna bergartsassociation består av folierade eller gnejsiga granodioriter–tonaliter eller gnejser och skifferar med en granitoid sammansättning samt basiska gångar. Denna association förekommer öster och norr om Ánávárre, i den nord–sydligt strykande armen norr om Stora Luleälven och i de mindre förekomster av arkeiska berggrund som uppträder öster om det stora arkeiska massivet. En finkornig, folierad och gnejsig mafisk bergart har observerats söder om Ánávárre samt i två lokaler nordväst om Ligga som uppvisar en folierad respektive massformig, finkornig mafisk bergart.

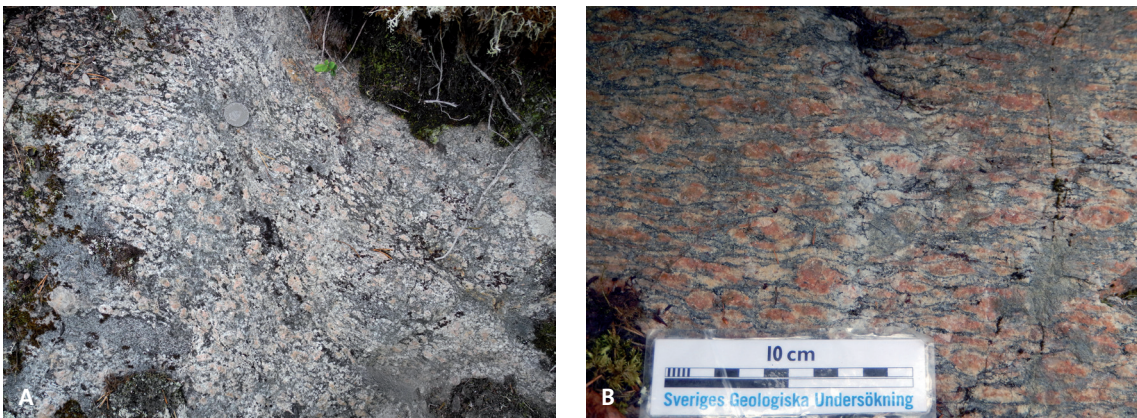
Associationen gnejs med basiska gångar är särskild bra blottad längs Stora Luleälvens stränder. Vid Rimokojan (7414837/721822) och på en sträcka av ca 1 km längs stranden mot öster har minst fyra olika bergartstyper observerats varav två uppfattas vara arkeiska. Den äldsta bergarten i området är en grå, finkornig och relik medelkornig, omkristalliserad, starkt deformerad granodioritisk till tonalitisk gnejs (fig. 21a). Den utpräglade foliationen i bergarten står brant och



Figur 18. Preliminär geologisk karta över kartområdet 27J Porjus SO. Hällobservationer samt provpunkter för U–Pb-zirkondateringarna och litogeokemiska analyser framtagna under fältsäsongen 2014 är markerade. Den geologiska kartbilden inom området är modifierad från Koistinen m.fl. (2001).



Figur 19. Kontakt mellan arkeisk gnejs (nedan) och granit av Linasviten (ovan). Stora Luleälvens södra strand norr om Roavvoajvve (7412982/726292). Foto: George Morris.



Figur 20. **A.** Små- till grovporfyrisk, gnejsig kvartsmonzonit, Arkeikum. Dateringslokalen norr om Ánávárre (7414586/717936). Foto: Benno Kathol. **B.** Grovporfyrisk gnejs med granitisk till kvartsmonzonitisk sammansättning, Arkeikum. Norr om Rimokojan (7416058/721932). Foto: George Morris.



Figur 21. **A.** Deformationsstrukturer i granodioritisk till tonalitisk gnejs, Arkeikum. Rimokojan (7414837/721822). **B.** Association av granodioritisk till tonalitisk gnejs och in i foliationen omorienterade basiska gångar, Arkeikum. Rimokojan (7414758/722028). **C.** Kontakt mellan granodioritisk till tonalitisk gnejs (ovan) och basisk gång (nedan). Kontakten och foliationen i gnejsen bildar en spetsig vinkel, Arkeikum. Rimokojan (7414837/721822). **D.** Boudinerad och avskuren basisk gång i granodioritisk till tonalitisk gnejs, Arkeikum. Rimokojan (7414837/721822). Foton: Benno Kathol.

stryker ganska konstant i nordost–sydvästlig riktning (fig. 21b). Den andra arkeiska bergarten är en mörkt grå, jämnkornigt finkornig och folierad basisk bergart som uppträder som gångar i gnejserna. Dessa gångar är nästan fullständigt omorienterade in i foliationen i gnejserna, vid kontakten mellan gnejs och basisk bergart syns en spetsig vinkel mellan foliationen i gnejsen och gångkontakten (fig. 21c). Gångarna är mellan 5 och 120 cm breda och de bredare är ställvis boudinerade och avskurna (fig. 21d).

Inom denna association av gnejs och basiska gångar uppträder intrusioner av en mörkt grå, svagt folierad, jämnkornig och fint medelkornig till medelkornig diorit–gabbro (fig. 22a), som p.g.a. sitt uppträdande och utseende räknas till den tidigsvekokarelska Haparandasviten. Intrusio-



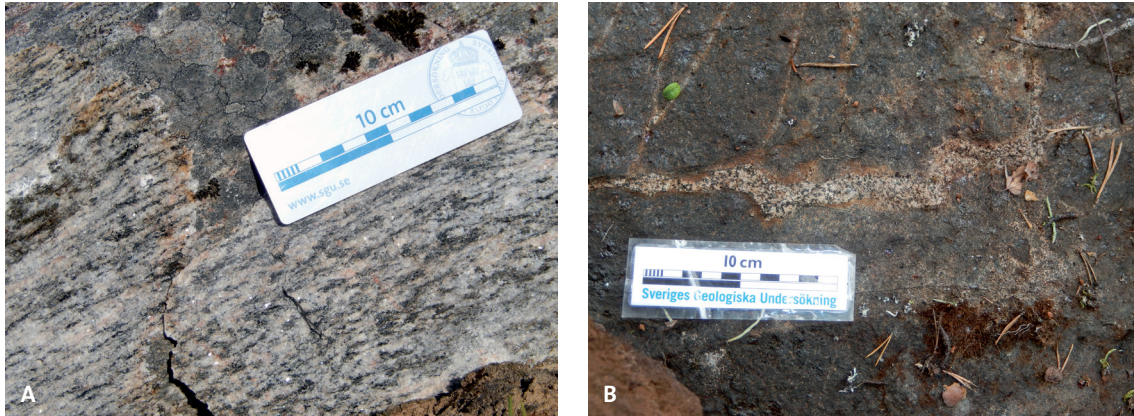
Figur 22. A. Svagt folierad diorit till gabbro, Haparandasviten. Rimokojan (7414837/721822). B. Veckad gång av granodiorit i granodioritisk till tonalitisk gnejs. Rimokojan (7414837/721822). C. Massformig pegmatit i granodioritisk till tonalitisk gnejs. Rimokojan (7414758/722028). Foton: Benno Kathol.

nerna, som även uppträder nordost om Ánávárre, är för små för att kunna visas på kartan. I området finns en ännu yngre bergart i form av veckade, 2–10 cm breda gångar av massformig, ojämnkornigt finkornigt till grovkornigt granodiorit (fig. 22b). Dessutom förekommer upp till 80 cm breda, boudinerade gångar och boudiner av pegmatit (fig. 22c) vars åldersställning är obestämmd.

Åldersrelationerna i hållarna öster om Rimokojan tolkas så att de granodioritiska–tonalitiska gnejserna, som är äldst, intruderades av en smälta som bildade de basiska gångarna. Därpå följde deformation av gnejserna och gångarna och intrusion av de dioritiska till gabbroiska magmorna i den deformerade berggrunden. Sedan bildades granodioritgångarna och berggrunden utsattes därefter för en deformation som resulterade i veckning av granodioritgångarna och bildning av en axialplansförskifring som är subparallell med folieringen i gnejserna.

De granitoida gnejserna längs Stora Luleälven plottar på gränsen mellan kvartsmonzonit- och granodioritfälten respektive monzonit- och dioritfälten i TAS-diagrammet av Middlemost (1985). De basiska gångarna vid Rimokojan, liksom den massformiga och finkorniga mafiska bergarten norr om Ligga, har sammansättningar som gabbro enligt samma diagram.

Uppträdandet av intrusioner av massformiga, mafiska bergarter som räknas till den tidigsvekokarelska Haparandasviten (fig. 22a) i de felsiska gnejserna innebär att den utpräglade deformation som har påverkat associationen av gnejs och mafiska gångar måste vara äldre än de tidigsvekokarelska bergarterna, vilket tyder på en arkeisk ålder för de felsiska gnejserna med tillhörande mafiska gångar. För att säkerställa åldern av den nämnda bergartsassociationen och



Figur 23. **A.** Starkt förgnejsad granodiorit till tonalit, Haparandasviten. Öster om Roavvoajvve (7409322/727533). **B.** Finkornig amfibolit med oregelbundet formade ådror av gabbroid bergart, Haparandasviten. Rijmmovárre (7416671/720742). Foton: George Morris.

bekräfta att den liksom den daterade kvartsmonzoniten från Ánavárre tillhör den arkeiska berggrunden, har ett bergartsprov av de felsiska gnejserna tagits vid Rimokojan (7414837/721822). Provet är avsett för åldersbestämning med U–Pb metoden på zirkon. Bergarten plottar i gränsområdet mellan kvartsmonzonit och granodiorit i TAS-diagrammet av Middlemost (1985).

Tidigsvekokarelska intrusivbergarter

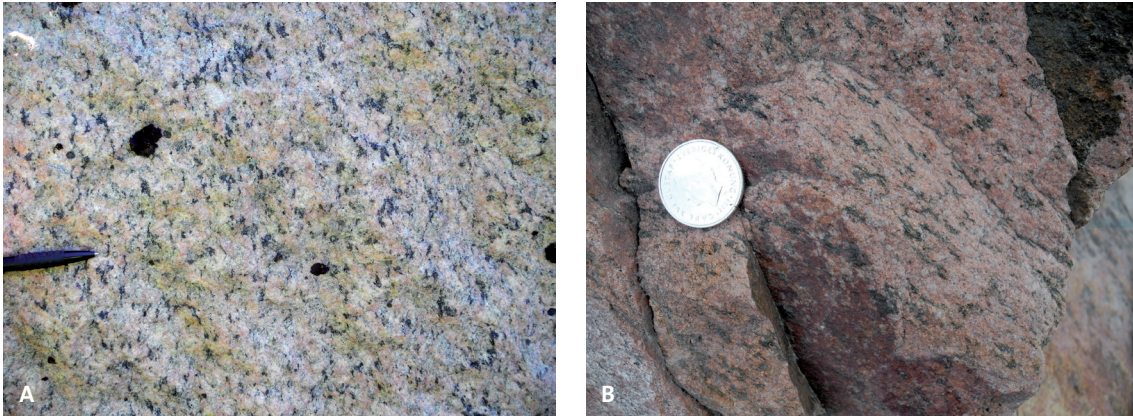
Haparandasviten

Felsiska bergarter som räknas till Haparandasviten förekommer i två mindre massiv runt respektive söder om Biehtesevárre samt ett större och ett mindre massiv öster om Roavvoajvve. Massivet runt och söder om Biehtesevárre består av folierad granodiorit–tonalit, bergarterna i de två massiven öster om Roavvoajvve har i fält betecknats som gnejs eller som gnejsig granodiorit–tonalit (fig. 23a). I TAS-diagrammet (Middlemost 1985) plottar provet från massivet runt Biehtesevárre som kvartsmonzonit och provet från massivet söder därom som monzonit.

Utöver dessa massiv finns det bergarter av Haparandasviten i den sydöstra delen av kartområdet mot gränsen till kartområdet 27K Nattavaara SV. Berggrunden i det här området består till övervägande del av granit, vilket är i likhet med beskrivningen av bergarterna i det angränsande kartområdet 27K Nattavaara SV (Claeson & Antal Lundin 2012a). Även geokemiskt handlar det här om granit (Middlemost 1985). Tillordningen till de tidigsvekokarelska intrusivbergarterna har tagits från Claeson & Antal Lundin (2012a).

Mafiska bergarter som räknas till Haparandasviten uppträder dels som två större massiv norr om Stora Luleälven, norr om Ligga och dels som mindre förekomster i områdets sydöstra del mellan Juggijaur och Stora Luleälven. De massiv som finns norr om Fatjas uppfattas som megaxenoliter i Linasvitens intrusivbergarter, förekomsten sydväst om Roavvoajvve står i samband med graniter tillhörande pertitmonzonitsviten. Det är i det här fallet oklart om denna förekomst inte är en del av den senare sviten.

Det västra av de två massiven norr om Stora Luleälven är endast belagt genom en häll i områdets södra del. Där har en mörkt grågrön, massformig, jämnkornig, medelkornig gabbro med mörktfärgad plagioklas observerats. Från det östra massivet rapporteras kvartsdiorit, diorit, gabbro och amfibolit. Bergarterna är mer eller mindre starkt folierade, finkorniga till medelkorniga och innehåller ställvis oregelbundet formade ådror av en gabbroid bergart (fig. 23b). Megaxenoli-



Figur 24. **A.** Folierad, relik medelkornig och små- till grovporfyrisk granit, pertitmonzonitsviten. Väg E45 söder om Harsprånget (7424763/711152). **B.** Folierad, fint medelkornig och relik grovkornig granit med svag stänglighet, pertitmonzonitsviten. Bergtäkten söder om Harsprånget (7424129/711525). Foton: Benno Kathol.

terna i Linasviten består av finkornig till medelkornig, i ett fall grovkornig, massformig eller folierad diorit och gabbro, från förekomsten sydväst om Roavvoajvve rapporteras finkornig till fint medelkornig, folierad diorit till gabbro och amfibolit samt en finkornig och massformig ultramafisk bergart.

Geokemiskt plottar tbergarterna i de två massiven norr om Stora Luleälven som foidgabbro, gabbro, diorit och monzonit i TAS-diagrammet av Middlemost (1985). Megaxenoliterna uppvisar en geokemisk sammansättning av syenit respektive monzodiorit och analyserna av de basiska bergarterna sydväst om Roavvoajvve visar på sammansättningar av gabbro och peridotitgabbro.

Pertitmonzonitsviten

Bergarter som tillhör pertitmonzonitsviten förekommer i två nordnordostligt strykande stråk (västra och mellersta stråken) i kartområdets västra del och ett nordostligt strykande stråk (östra stråket) mellan Biehtsevárre och Tjuorrevárre i områdets centrala och nordöstra del.

Det västra stråket är skilt från det mellersta genom ett bälte av felsiska vulkaniter mellan Hájkak och Ánánásse. Bergarterna i de här stråken är huvudsakligen graniter, dock är berggrundens sammansättning i det mellersta stråket endast belagd genom ett tiotal hällobservationer runt Liggadammen och öster om Hájkak samt genom en observation längst i söder, norr om Vajkijaur (7404982/711556), där det har observerats en ljusgrå till rödgrå granodiorit–granit. Det östligaste stråket mellan Biehtsevárre och Tjuorrevárre är delat i en nordöstra och en sydvästra del. Den nordöstra delen består till övervägande del av granit, det sydvästra däremot av granit med lokala inslag av pegmatit.

Graniterna i alla tre stråk är för det mesta folierade, massformiga varianter förekommer dock i den sydliga delen av det östra stråket mellan Biehtsevárre och Roavvoajvve samt i det mellersta stråket sydost om Hájkak. Omkristallisation av bergartena förekommer ställvis i alla tre stråk.

Graniterna i det västra stråket är rödgrå, rödbruna eller röda och för det mesta ljusfärgade. De är ojämnkorniga eller ställvis småporfyriska, i de nordligaste hållarna också små- till grovporfyriska (fig. 24a). De har vanligen en finkornig till fint medelkornig grundmassa och på många ställen är de relik medelkorniga. En svag stänglighet utöver foliationen rapporteras från graniten i bergtäkten öster om Inlandsvägen (E45, fig. 24b).

Graniterna i den centrala, blottade delen av det mellersta stråket är finkorniga till medel-

korniga, ställvis finkorniga och relik medelkorniga, grovkorniga varianter finns söder och sydost om Hájkak. Graniterna är allmänt ojämnkorniga, porfyrisk textur har endast observerats vid Liggadammen. Bergarternas färg varierar starkt mellan ljus gråröd, ljus grå, ljus röd, röd och brun.

I det östra stråket är bergartena till övervägande delen ojämnkorniga. Grundmassan är fint medelkornig till medelkornig, kornstorlekar upp till grovkornig har observerats nordost om Biehtsevárre samt söder och sydväst om Máhtusáhpe. Stänglighet förekommer på enstaka ställen öster om Biehtsevárre och mellan Máhtusáhpe och Stora Luleälven.

Graniterna i den nordöstra delen av det östra stråket är gråröda till röda och i mindre utsträckning ljus rödbruna och ljus röda. I den sydvästra delen av stråket är de röda, gråröda eller rödgråa och i enstaka fall ljus gråa.

Enligt TAS-diagrammet av Middelmöst (1985) är de analyserade felsiska bergarterna i pertimonzonitsviten geokemiskt sett graniter, utom bergarten som uppträder i lokalen norr om Vajkijaur (7404982/711556) som plottar på gränsen mellan granit- och kvartsmonzonitfälten och bergarten från en håll i den norra delen av det östra stråket (7415311/728756) som enligt analysen var kvartsmonzonit.

Svekofenniska ytbergarter

Sedimentära bergarter

Sydost om Fatjas (7401773/729005) uppträder en finkornig till fint medelkornig, gråröd bergart som inneslutningar i granit. Bergarten uppvisar en tydlig planstruktur (bandning) (fig. 25) som tolkas p.g.a. materialväxel mellan banden som primär lagring. Det är dock oklart om det handlar om en epiklastisk sedimentär bergart eller en vulkanoklastit, som vulkanisk sandsten.

Vulkaniter

Felsiska vulkaniter förekommer som flera raka eller oregelbundet veckade stråk fördelade över hela kartområdet 27J Porjus SO. Längst i nordväst finns ett vulkanitstråk mellan Hájkak och Ánánásse samt två mindre, parallella stråk strax väster om Liggadammen vilka ligger helt inbäddade i graniter av pertimonzonitsviten. Vidare vulkanitstråk som står i kontakt med bergarter av pertimonzonitsviten förekommer runt Biehtsevárre, på och norr om Roavveajvve, norr om Máhtusáhpe och norr om Tjuorrevárre. Vulkaniterna vid Juggijaur uppvisar kontakter både till bergarter av pertimonzonitsviten och av Linasviten, förekomsten sydost om Fatjas är helt omgiven av Linasvitens bergarter. Vulkanitstråken norr om Máhtusáhpe och norr om Tjuorrevárre samt de vid Juggijaur och Fatjas är p.g.a. dålig blottningsgrad endast undersökta på ett fåtal platser.

Vulkaniterna i stråket mellan Hájkak och Ánánásse och i de två mindre stråken väster om Liggadammen är endast blottade i och ovanför Luleälvens ravin och i sydsluttningen av Ánánásse. Bergartena är ljus bruna, ljus gråröda eller ljus rödbruna och mer eller mindre folierade. De är för det mesta porfyrisk med en strökornsstorlek av 1–5 mm, grundmassan är finkornig. Vulkaniterna i den västra delen av det stora stråket är kvartsporfyrisk och i den östra delen är de fältspatporfyrisk. De flesta av vulkaniterna här är fullständigt omkristalliserade (fig. 26a), och det är inte möjligt att avgöra i fält om det handlar om en vulkanoklastit eller en koherent bergart. På vissa ställen uppvisar vulkaniterna starkt varierande susceptibilitetsvärden vilket tyder på att bergarten har varit ganska inhomogen vid bildningen, vilket i sin tur tyder på att det handlar om en vulkanoklastit. Detta stöds även av en strömmärkesliknande struktur som har påträffats på ett ställe i vulkaniterna (fig. 26b, 7421553/712456).

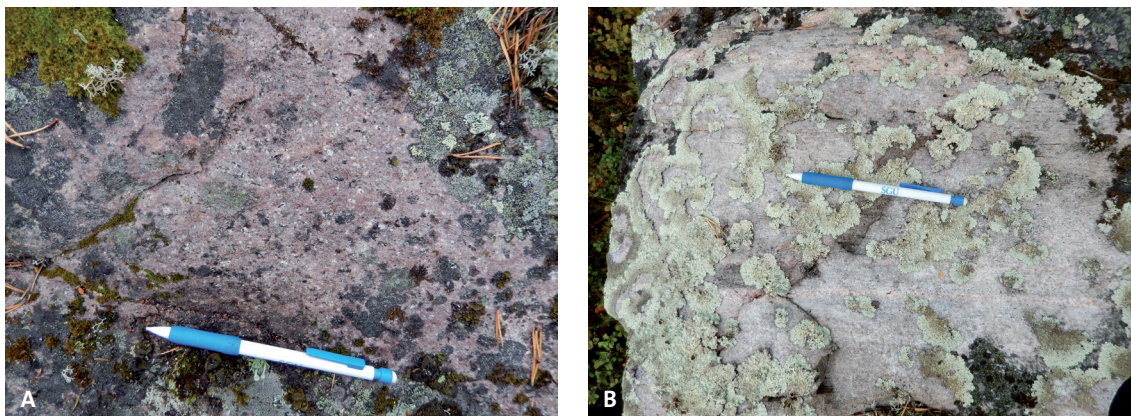
Vulkaniterna i förekomsten runt Biehtsevárre är endast blottade söder om detta berg. De är ljus grå till ljus gråröda, till övervägande delen fältspatporfyrisk med en finkornig grundmassa som i allmänhet är något grövre än grundmassan hos ryoliterna vid Hájkak och Ánánásse.



Figur 25. Sedimentär bergart eller vulkanoklastit? Svekofenniska ytbergarter. Sydostsluttning av Savvemoajvve sydost om Fatjas (7401773/729005). Foto: Christina Nysten.



Figur 26. **A.** Fullständigt omkristalliserad, homogen ryolit, Svekofenniska ytbergarter. Vid väg E45 nordväst om Liggadammen (7421553/712456). **B.** Strömmärkenliknande struktur i vulkanoklastisk ryolit, Svekofenniska ytbergarter. Vid väg E45 nordväst om Liggadammen (7421553/712456). Foton: Benno Kathol.



Figur 27. **A.** Ryolit med ojämn strökorns- och strökornstorleksfördelning, svekofenniska ytbergarter. Reusa-berget (7403813/716669). **B.** Ryolit uppvisande en planstruktur som tolkas som primär lagring, svekofenniska ytbergarter. Reusaberget (7403856/715979). Foton: Daniel Larsson.

Strökornsstorleken ligger vanligen mellan 1 och 5 mm, endast från en lokal har strökorn mindre än 1 mm rapporterats. Bergartena är till olika grader omkristalliserade, men på några ställen syns fortfarande primära strukturer och texturer. Strökorns- och strökornstorleksfördelningen är ojämn (fig. 27a) och viss lagring antyddes genom materialväxel (fig. 27b) vilket i båda fallen tyder på att ursprungsbergarterna var vulkanoklastiter.

På toppen av Roavveajvve uppträder en rödgrå, jämnkornig, finkornig, starkt folierad och omkristalliserad ryolit. I samma förekomst nordväst om Roavveajvve finns bandade finkorniga vulkaniter med en dacitisk sammansättning. Vulkanitstråket norr om Máhtusáhpe är endast belagt genom en enda observation som visar en ljus röd, folierad, fältspatporfyrisk ryolit. Även stråket norr om Tjuorrevárre har endast observerats på ett ställe. Där förekommer en ljus rödbrun, jämnkornig, folierad och randig, finkornig bergart som tolkas som antingen ryolit eller finkornig granit. Sydost om Fatjas finns en ljus röd, folierad, finkornig och glest fältspatporfyrisk ryolit. Bergarten är omkristalliserad, och strökornen är 1–2 mm stora. Ryoliten har provtagits för åldersbestämning, se nedan.

Alla de analyserade felsiska vulkaniterna plottar som ryoliter i TAS-diagrammet av Le Bas m.fl. (1986) utom bergarten nordväst om Roavveajvve som uppvisar en dacitisk sammansättning. Mafiska vulkaniter förekommer i utkanten och som begränsning av den avlånga s.k. Muddusstrukturen som sträcker sig från området runt Ligga och Ánávárre mot nordost in i kartområdet 27J Porjus NO (Nysten m.fl. 2015) och 27K Nattavaara NV (Claeson & Antal Lundin 2012b). Vulkaniternas utbredning är tagen från den magnetiska anomalikartan där de framträder som två tydliga avlånga anomalier. I fält är de dock endast identifierade vid några få hällobservationer.

I det västra stråket finns två lokaler sydost om Liggadammen som uppvisar en jämnkornig, grå, finkornig och folierad basisk bergart samt en basaltsik andesit. Den senare är ställvis plagioklasporfyrisk med ojämn strökorns- och strökornstorleksfördelning. Epidot förekommer som sprickfyllnad. Vid båda lokalerna uppvisar de basiska bergarterna kontakter till en röd granit som troligen tillhör pertitmonzonitsviten.

I den nordligaste delen av det östra stråket förekommer en mörkt grå, jämnkornig, omkristalliserad, finkornig och folierad basisk bergart. I stråkets södra del har en grå, ojämnkornig, finkornig och folierad basisk bergart innehållande tunna granitiska ådror observerats. I stråkets sydligaste del, söder om Stora Luleälven, förekommer en grågrön, finkornig till fint medelkornig,



Figur 28. **A.** Starkt folierad andesit till basalt med gång av skarn, svekofenniska ytbergarter. Nordväst om Roavvoajvve (7411545/723266). Foto: George Morris. **B.** Lagrad, folierad och veckad andesit till basalt, svekofenniska ytbergarter. Liggadammen (7418387/714783). Foto: Benno Kathol.

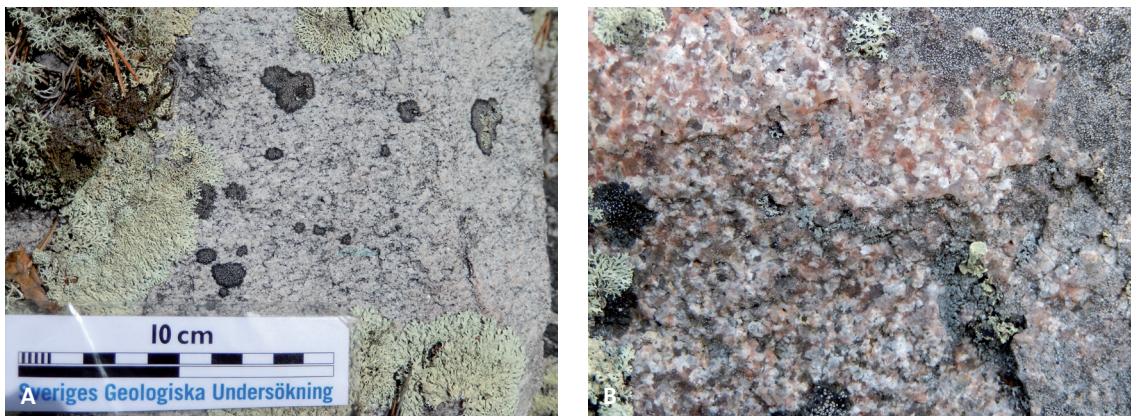
starkt folierad andesit–basalt som innehåller upp till 10 cm breda gånger av skarn (fig. 28a). Geokemiskt har den en sammansättning som en trakybasalt enligt TAS-diagrammet av Le Bas m.fl. (1986).

Utöver de nämnda två stora stråken finns det en mindre lins av andesit–basalt i granit av peritmonzonitsviten som är blottad vid det sydvästra dammfästet av Liggadammen. Här uppträder en mörkt grå, finkornig, lagrad, omkristalliserad, folierad och veckad andesit–basalt. Lagringen antydes genom materialväxel och är i stort sett parallell med foliationen (fig. 28b).

Subaeriskt bildade vulkaniter från tidsintervallet 1,89 till 1,86 miljarder år sedan förekommer i stora delar av Norrbottens län och hänförs antingen till Arvidsjaurgruppen (Kathol & Weihed 2005) eller Kirunavaaragruppen (Martinsson 2004). Radiometriska åldersbestämningar av subaeriska vulkaniter från Arvidsjaurgruppen inklusive Bureformationen (Perdahl & Einarsson 1994, Eliasson m.fl. 2003 och Kathol & Weihed 2005) har levererat åldrar mellan 1878 och 1860 miljoner år (Skiöld m.fl. 1993, Kathol & Triumf 2004, Kathol & Persson 2007a, Kathol m.fl. 2008a). Tidsintervallet för bildningen av Arvidsjaurgruppens bergarter har därför satts till 1,88 till 1,86 miljarder år (Kathol & Weihed 2005). Detta gäller för de subaeriska vulkaniterna som förekommer i den södra delen av området mellan Arjeplog, Arvidsjaur, Boden och Jokkmokk.

Åldersbestämningar i den nordvästra delen av det här området har under senare tid gett högre åldrar än tidsintervallet 1,88 till 1,86 miljarder år för den ”klassiska” Arvidsjaurgruppen (Kathol & Persson 2007b, Kathol m.fl. 2008b). Därför har dessa bergarter skiljts från Arvidsjaurgruppens bergarter på kartbladen 25J Moskosel (Hartvig & Aaro 2012a, 2012b, Kathol & Aaro 2012).

Moderna åldersbestämningar av vulkaniska bergarter finns inte i de här beskrivna kartområdena, som alltså bildar en lucka mellan vulkaniterna söder om Jokkmokk och de i Kiruna-



Figur 29. **A.** Folierad granit, Linasviten. Öster om Skájddevárre (7416259/725259). Foto: George Morris. **B.** Massformig granit, bildens långsida motsvarar ca 15 cm, Linasviten. Muddusfallet (7420285/726145). Foto: Daniel Larsson.

området. Därför föreslås att en ryolit från Savvemoajvve (7401492/728024) ska åldersbestämmas. Bergarten är en ljus röd, omkristalliserad och folierad, glest porfyrisk ryolit. Fältspatströkornen är 1–2 mm stora och utgör ca 1–3 % av bergarten.

Det är tänkt att en U–Pb zirkondatering av ryoliten från Savvemoajvve ska komplettera informationen om gränsen mellan den ”klassiska” Arvidsjaurgruppen och de äldre subaeriska vulkaniterna norr om den. Dateringen kan också ge mer information om utvecklingen av det magmatiska systemet under den svekokarelska subduktionen i gränsområdet mellan de paleoproterozoiska bergarterna i syd och den arkeiska skorpan i norr.

Sen- till postsvekokarelska intrusivbergarter

Linaviten

Bergarter av Linaviten förekommer i den centrala delen av den avlånga s.k. Muddusstrukturen som sträcker sig från området runt Ligga och Ánávárre mot nordost in i kartområdet 27J Porjus NO (Nysten m.fl. 2015) och 27K Nattavaara NV (Claeson & Antal Lundin 2012b). Vidare förekommer bergarter av Linaviten i kartområdets södra och sydöstra delar i området runt Vajkijaur och Juggijaur samt vid Fatjas och nordost därifrån till myrområdet Máhtusáhpe. Dessutom finns det en mindre förekomst strax söder om Stora Luleälven norr om Roavvoajvve.

Bergarterna i det norra granitområdet inom Muddusstrukturen är till största delen graniter, granit–granodiorit har rapporterats från två ställen i närheten av den mindre förekomsten av arkeiska bergarter nära granitområdets sydöstra begränsning. Graniterna är grå, rödgrå eller ljus röda, de är huvudsakligen jämnkorniga, finkorniga till fint medelkorniga och i enstaka fall finns det medelkorniga varianter. De är ställvis småporfyrisk med kalifältspat som strökorn, omkristallisation förekommer endast underordnat. Graniterna är för det mesta folierade (fig. 29a), massformiga varianter (fig. 29b) uppträder endast lokalt.

I området runt Vajkijaur är berggrunden bara blottad i områdets västligaste del där huvudsakligen grå–gråröd, massformig pegmatit har rapporterats.

Även berggrunden i området runt Juggijaur är dåligt blottad, hällobservationer finns enbart i de nordvästra och nordöstra delarna av området. Inom båda delarna förekommer ljus rödgrå eller ljus röda graniter, på ett ställe har en leukokratisk folierad granit observerats (fig. 30a). Det finns både folierade och massformiga typer, en viss typ av deformation antydes dock i de senare genom harneskytor med tydliga glidrepor (fig. 30b). De flesta graniterna är ojämnkorniga men



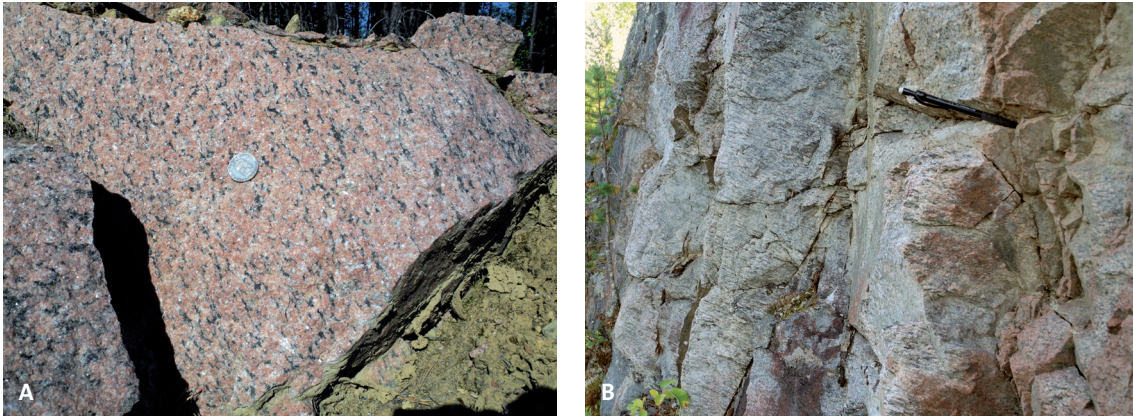
Figur. 30. **A.** Folierad leukokratisk granit, Linasviten. Norr om Håjmmavårre (7404529/723286). **B.** Harneskyta i granit, Linasviten. Nordväst om Håjmmavårre (7403837/722576). Foton: Benno Kathol.

några jämnkorniga typer beskrivs från områdets nordöstra del. Graniterna är medelkorniga till grovkorniga i områdets nordvästra och fint medelkorniga i områdets nordöstra del. Omkristallisation har endast rapporterats från den nordöstra delen.

Även den östliga förekomsten mellan Fatjas och Máhtusáhpe består av granit med ställvisa inslag av pegmatit. Granitoid respektive granodiorit-tonalit har beskrivits på två lokaler nordost (7403909/729386) respektive sydost (7400986/728188) om Fatjas. Graniterna i det här området är gråröda och ljusst röda till röda, leukokratiska varianter har påträffats på flera ställen i områdets södra del. Bergarterna är för det mesta ojämnkorniga, i den södra delen runt Fatjas förekommer dock en hel del jämnkorniga graniter. Kornstorlekar upp till medelkornig storlek uppträder i områdets södra del, annars förekommer vanligen fint medelkorniga eller finkorniga och i det fallet ställvis relik medelkorniga graniter. Omkristallisation är vanligt förekommande. Småporfyrisk eller relik porfyrisk textur har observerats på lokaler vid Messaurevägen vid Miessávrevárásj (fig. 31a), och på ett ställe strax norr om Stora Luleälven. Bergarterna i området mellan Fatjas och Máhtusáhpe är genomgående folierade och norr om Miessávrevárásj uppträder en stänglig variant (fig. 31b).

Bergarten i den mindre förekomsten strax söder om Stora Luleälven är en grå till gråröd, medelkornig till grovkornig, delvis småporfyrisk och folierad granit. Här har den ovan nämnda intrusivkontakten mellan Linagranit och arkeiska felsiska gnejser observerats (se fig. 19).

Som det framgår av den här givna beskrivningen består berggrunden i stora delar av de områden som betecknats som granit av den sen- till postsvekokarelska Linasviten på tidigare kartor (Koistinen m.fl. 2001, Bergman m.fl. 2012) av mer eller mindre starkt folierade graniter, vilket står i motsats till motsvarande bergarter inom kartområdet 26J Jokkmokk SO som är övervägande massformiga. Denna skillnad kan bero på bergarternas läge norr (27J Porjus SO) respektive söder (26J Jokkmokk SO) om den arkeiska gränsen. Intrusionen av magmorna och



Figur 31. **A.** Relikt porfyrisk granit, pertitmonzonit- eller Linasviten? Norr om Miessåvrevårsj (7407939/732763). **B.** Mineralstänglig granit, ytorna parallella med bildytan uppvisar en tydlig stänglig struktur, på ytor vinkelrätt mot bildytan ser bergarten homogent massformig ut, t.ex. ytan ovanför pennan, Linasviten. Nordost om Roavvoajvve (7413151/725594). Foton: Benno Kathol.

bildningen av de olika intrusionerna har skett inom olika tektoniska miljöer, vilka är kännetecknade genom olika stressfält eller avsaknaden av tektonisk stress (Mellqvist m.fl. 1999).

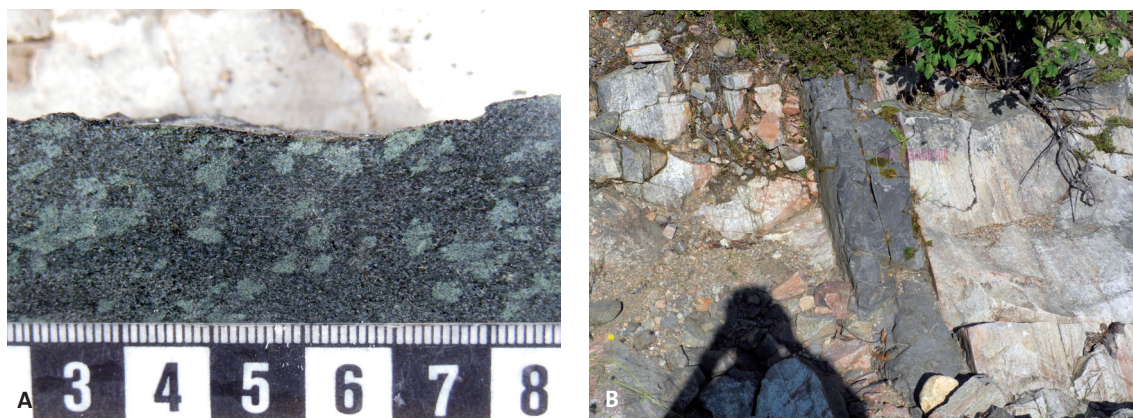
Det finns också en möjlighet att dessa bergarter, eller en del av dem, tillhör den tidigsvetokokarelska pertitmonzonitsviten, som utsattes för en deformationsfas efter ca 1,86 miljarder år. För att få klarhet i den här frågan har tre bergartsprover av folierad berggrund, tidigare tolkad som tillhörande Linasviten, föreslagits till åldersbestämning. Det första provet kommer från Gilvogielas (7419221/723068), och bergarten är en svagt folierad, grå, medelkornig granit–granodiorit. Det andra provet har tagits vid Skájddevárre (7416624/723355) och det består av en starkt folierad, grå, fint medelkornig granit till granodiorit. Det tredje provet är från en väghäll söder om Stenforsmyren (7407398/730198) där en ljus röd, ojämnkornig fint medelkornig och relik medelkornig, omkristalliserad och folierad granit är blottad. Hällen ligger i den östligaste förekomsten av bergarter som tolkats som tillhörande Linasviten (fig. 31a) mellan Fatjas och Máhtusáhpe men bergarten uppvisar stora likheter med granit tillhörande pertitmonzonitsviten från bergtäkten söder om Harsprånget (se fig. 24b).

Edeforssviten

Inom det område i den östra delen av kartområdet 27J Porjus SO öster om Máhtusáhpe som betecknats som diorit–gabbro tillhörande Edeforssviten i figur 3 har det inte hittats några hållar under 2014 års fältarbete. Den basiska intrusionens begränsning har ritats med hjälp av den magnetiska anomalikartan med utgångspunkt från observationer i grannområdet 27K Natta-vaara SV (Claeson & Antal Lundin 2012a).

Pegmatiter

Pegmatiter förekommer i stort sett alla bergarterna i kartområdet, med undantag för de felsiska bergarterna i Haparandasviten runt Biehtsevárre och öster om Roavvoajvve samt de mafiska massiven norr om Ligga. Pegmatiterna uppträder ställvis som flera tiotals meter stora kullar eller höjder som är mer vittringsresistenta än de omgivande bergarterna och har i sådana fall registrerats som huvudbergart. Vanligen är det endast pegmatitkullarna som är blottade, vilket kan ge en fel bild av berggrunden i området. Dessutom är det svårt att avgöra på vilket sätt pegmatiten uppträder i de omgivande bergarterna. Så är fallet i området med Linagranit nordväst om Vajkijaur



Figur 32. **A.** Diabas med porfyroblaster av kloritomvandlad fältspat eller skapolit. Sydväst om Båktevårsjö (7421028/713146). Foto: Stefan Persson. **B.** Gång av massformig basisk bergart i gnejsig granit och kvartsdiorit. Gången är ca 40 cm bred. Muddusvägen sydost om Älvberget (7416657/717859). Foto: Benno Kathol.

och i de mafiska bergarter som står i kontakt med granit av pertitmonzonitsviten sydväst om Roavvoajvve.

I många fall har det dock kunnat avgöras att pegmatiterna uppträder som gångar, i väl blotade hållområden i felsisk vulkanit söder om Biehtsevárre utgör t.ex. upp till 150 cm breda pegmatitgångar mellan 50 och 90 % av berggrunden. Andra former för pegmatiterna är sliriga, ganska heterogena intrusioner och ådror.

Basiska gångbergarter

Basiska gångbergarter som uppträder i den arkeiska associationen har beskrivits i kapitlet Associationen gnejs med basiska gångar, mafit (se ovan). Diabasgångar som intruderat i granit av pertitmonzonitsviten har observerats i västsluttningen av Ánánásse (7423479/711817) där det förekommer en starkt deformerad, finkornig amfibolit med diabas som trolig protolit. Sydväst om Båktevårsjö (7421028/713146) uppträder en cirka två meter bred diabasgång som stryker parallellt med foliationen i den omgivande graniten. Diabasen är mörkt grågrön, finkornig till medelkornig och folierad och uppvisar porfyroblaster av kloritomvandlad fältspat eller skapolit (fig. 32a). Sydost om Luovvunavárre (7415311/728756) finns en gång av jämnkornig, finkornig och massformig diabas. Vidare har gångar av en finkornig basisk bergart observerats vid Muddusvägen (7416657/717859) i en sekvens av gnejsig granit och kvartsdiorit (fig. 32b). Bergarterna i de här beskrivna gångarna har en kemisk sammansättning av basaltisk trakyandesit-trakybasalt enligt TAS-diagrammet av Le Bas m.fl. (1986).

I den gamla älvfåran nedanför Liggadammen syns ett antal, upp till flera meter breda, mafiska gångar som dock inte kunde undersökas p.g.a. förbudet tillträde till området (fig. 33). Gångarna har samma orientering som, och tillhör troligen det system av diabasgångar som är tredimensionellt blottat vid utsiktspunkten i Luleälvens ravin (7425885/710938) nedanför kraftstationen vid Harsprånget inom kartområdet 27J Porjus NO.

Strukturer och metamorfos

Berggrunden inom kartområdet 27J Porjus SO visar mer eller mindre genomgående tecken på en penetrativ deformation. De flesta av bergarterna, och även stora delar av den sensvekokarelska



Figur 33. Diabasgångar i granit av pertitmonzonitsviten. Luleälvens gamla älvfåra nedanför Liggadammen (7418400/715150). Foto: Benno Kathol.

Linasviten, är folierade och ställvis mineralstängliga. De stora strukturella dragen, som återspeglas av bergartsstråkens orientering, stryker i nordnordost–sydsydväst längst i väster till nordost–sydväst i kartområdets centrala och nordöstra delar. Även de större deformationszonerna följer dessa riktningar och utgör ställvis bergartsgränserna. Detta blir skärskilt tydligt vid avgränsningen av den stora Muddusstrukturen (se avsnittet vulkaniter). Bergrunden i kartområdets sydöstra del uppvisar däremot en mer strukturlös bild.

Foliationen i de ovan nämnda bergartsstråken stryker i stort sett parallellt med stråkens orientering och stupar brant mot antingen nordväst–västnordväst eller sydost–ostsydost. Även i områdets sydöstra del dominerar en nordost–sydvästlig orientering av foliationen, dock inte lika strikt som i de stråkformade bergartskropparna.

Linjärstrukturer som stänglighet och minerallineation har uppmätts på ett tiotal ställen i intrusivbergarter tillhörande arkeikum, pertitmonzonitsviten och Linasviten i områdets centrala och sydöstra delar. Linjärstrukturerna stupar flackt till medelbrant mot sydväst till sydsydväst.

Lagring har observerats på två ställen i vulkaniska bergarter nordväst om Roavvoajvve. På båda platserna står lagringens orientering i vinkel mot vulkaniternas kontakt med de omgivande graniterna av pertitmonzonitsviten. Vidare syns primär lagring i det mindre stråket av andesit–basalt vid det södra dammfästet av Liggadammen. Där är lagringen roterad in i foliationen och båda är småskaligt veckade (se fig. 28b).

En annan betydande struktur inom kartområdet är den deformationszon som stryker i stort sett parallellt med Stora Luleälven och Liggadammen och ger upphov till de markanta

ravinerna i Luleälvens dalgång mellan Ligga och kartområdets nordvästra hörn samt vidare via Harsprånget till Porjus.

Inom kartområdet 27J Porjus SO förskjuter den här deformationszonen ställvis nordost–sydvästligt strykande bergartskontakter och bergartsstråk som t.ex. den östra begränsningen av Muddusstrukturen (fig. 18) medan den norr om Ánávárre sammanfaller och i vissa fall även bildar bergartsgränsen mellan den arkeiska berggrunden i sydväst och de paleoproterozoiska bergarterna nordost om älven inom Muddusstrukturen. De starkt varierande skenbara förskjutningsbeloppen relativt till jordytan för olika, brantstående bergartsstråk borde innebära att zonen har en relativt flack stupning åt sydväst eller nordost med huvudsakligen normal eller revers rörelsekomponent. En huvudsakligen horisontell rörelse längs en brantstående zon borde ha resulterat i ungefär lika stora förskjutningsbelopp för alla berörda bergartsstråk. För att få en mer detaljerad geometrisk modell av deformationszonen krävs en detaljerad kartering med undersökning av kinematiska indikatorer samt en geofysisk modellering.

De arkeiska bergartsblocken begränsas delvis av tektoniska kontakter, men delvis visar de omgivande paleoproterozoiska bergarterna intrusivkontakter mot de arkeiska bergarterna. I det senare fallet är det magmor som sedan stelnat till graniter av pertitmonzonit- eller Linasviten som har intruderat den arkeiska berggrunden för ca 1,88 till 1,80 miljarder år sedan. Detta innebär att upplyftningen av de arkeiska massiven och de angränsande paleoproterozoiska intrusivbergarterna har skett längs deformationszoner vid tiden efter 1,8 miljarder år sedan.

Några närmare bestämningar av bergarternas metamorfosgrad med hjälp av tunnslipsundersökning har inte genomförts vid tiden för denna rapport. Allmänt kan sägas att alla bergarter inom kartområdet 27J Porjus SO har blivit utsatta för en eller flera metamorfoshändelser.

Bergarterna med den högsta metamorfosgraden inom kartområdet är de arkeiska porfyriska graniterna–kvartsmonzoniterna och de arkeiska felsiska gnejserna i associationen gnejs med basiska gångar, mafit. Hög metamorfosgrad har också de gnejsiga granodioriterna–tonaliterna av Haparandasviten öster om Roavvoajvve. Lägst metamorfosgrad har de massformiga graniterna i Linasviten och pegmatiterna.

Hydrotermalomvandling har observerats i en ryolit nordnordväst om Hájkak (7420844/710390) med anrikning av natrium och nästan fullständig utarmning av kalium i den omvandlade bergarten. Den omgivande mineraliseringen beskrivs i avsnittet Naturresurser nedan. En hydrotermalt omvandlad tonalit förekommer väster om Ligga vid södra stranden av Stora Luleälven (7415456/718717) och uppvisar amygduler av prehnit och hålrumsfyllnad av karbonat samt hematit och malakit som sprickfyllnad.

Granat har påträffats i ryolit på Ánánásse och i en mindre förekomst av gråvacka, ej visat i figur 18, nordväst om Juggijaur. Epidotisering förekommer sparsamt på ett fåtal ställen inom kartområdet. Flusspat är vanligt förekommande i vulkanitstråket mellan Hájkak och Ánánásse och även i de angränsande stråken av granit av pertitmonzonitsviten. Magnetit förekommer i de flesta bergarterna i området rund Stora Luleälven, vid Fatjas och Roavvoajvve samt söder om Ánánásse. Dissemination av pyrit finns på några ställen öster om Hájkak.

Naturresurser

Norr om Ligga kraftverksdamm finns sulfidmineraliseringar synliga i håll (Eriksson 1979). De förekommer i nord–sydligt orienterade tektoniska zoner i folierad granit tillhörande pertitmonzonitsviten. De kända mineraliseringarna ligger i hydrotermalt omvandlad granit huvudsakligen bestående av kvarts och ljus glimmer och är upp till en meter breda. Sulfidmineralen utgörs av svavelkis och varierande mängd av zinkblände, blyglans, kopparkis och molybdenglans. Ett kvartsrikt prov som togs år 2014 i sydsluttningen av Báktevárásj (7420517/713754) innehåller pyrit och molybdenglans. Provet har en molybdenhalt på ca 0,1 %.

Lokalt finns radioaktiva anomalier runt Ligga kraftverksdamm med förhöjda halter av både uran och torium. Dessa grundämnen är åtminstone till viss del förekommande i nord-sydligt orienterade sprickor (Gustafsson 1979).

Enligt knapphändiga uppgifter finns i Måskosgårsså (7414514/730519) silverförande blyglansgångar (Eriksson 1979). På grund av objektets svårtillgängliga läge i en brant ravin i Muddus nationalpark gjordes inget försök att hitta denna mineralisering vid denna undersökning.

Inom kartområdet 27J Porjus SO har albitiserade graniter och vulkaniter hittats på åtminstone ett par platser. Dessa hydrotermalt omvandlade bergarter har vit till ljusgrå färg. Någon tydlig deformation eller mineralisering associerad med omvandlingen har inte identifierats och utbredningen är okänd då områdena är hållfattiga. Ett par kilometer nordnordväst om Håjkak (7420844/710390) observerades en cirka två meter bred gradvis övergång mellan brunaktig porfyrisk ryolit och en genom alkalimetasomatos albitiserad vit porfyrisk ryolit. Den kemiska analys som gjorts av båda ändleden visar att halter av aluminium, titan och zirkonium, element som grundämnen som är immobiliserade i förhållande till varandra, ligger på ungefär samma nivå. De två ändleden har likartad textur.

Litogeokemi hos metabasiska bergarter och implikationer för protoliternas tektoniska affinitet

Halter och kvoter av inkompatibla grundämnen, som t.ex. sällsynta jordartsmetaller, i metabasiska bergarter speglar den kemiska sammansättningen hos deras basaltiska protoliter. Geokemin av bergarter med basaltisk sammansättning reflekterar tydligt tektoniska processer och processer i manteln under bergarternas bildning eftersom kontamination från jordskorpan (t.ex. assimilation), som är vanlig i mera utvecklade, sura magmabergarter, är av mindre betydelse. Av speciellt intresse i den här processen är en uppdelning p.g.a. utarming av grundämnen med hög fältstyrka (HFS) jämfört med den utarming av litofila grundämnen som bildar stora joner (LIL), den så kallade subduktionssignaturen. Den här uppdelningen sker endast under subduktionsprocessen och när den en gång har uppstått i en bergart kan karaktären kvartså under smältprocesser i jordskorpan och vid assimilation. Om den här subduktionssignaturen finns i basalter och deras metamorfa motsvarigheter är detta alltså ett tecken på syngenetisk subduktion. Frånvaron av en sådan subduktionssignatur innebär således att andra basaltformande processer, såsom bildning i en mittoceansk rygg eller en s.k. *back-arc basin* var aktiva.

I kartområdena 26J Jokkmokk SO och 27J Porjus SO har litogeokemiska analyser gjorts av ett antal metabasiska bergarter. Endast bergarter med en SiO_2 -halt under 50 % har använts för att undvika basalter med möjlig kontamination från jordskorpan. De flesta av dessa metabasiska bergarter visar ovan nämnda subduktionssignatur (fig. 34a). En amfibolit från den nordvästra delen av kartområdet 26J Jokkmokk SO har dock en kemisk sammansättning utan subduktionssignaturen (fig. 34b). Det innebär att den bildades under en extensionshändelse i jordskorpan, som i en mittoceansk rygg eller en *back-arc basin*.

TOLKNINGSGEOFYSIK 2014 INOM OMRÅDET 27J PORJUS SO

Flygburna geofysiska mätningar av magnetfältet, markens naturliga gammastrålning och elektromagnetiska fält med VLF från två sändare utfördes av SGU under 2012 över kartområdet 27J Porjus SO. Mätningarna gjordes i öst-västlig riktning, längs flygstråk med 200 m linjeavstånd och på 60 m flyghöjd. Över området finns sedan tidigare flyggeofysiska data om magnetfältet som insamlades av SGU under 1967. Även då gjordes de flygburna mätningarna i öst-västlig riktning och längs flygstråk med 200 m linjeavstånd, men flyghöjden var 30 m över markytan. I de nordvästra delarna av kartområdet finns ett begränsat område som mättes 1985

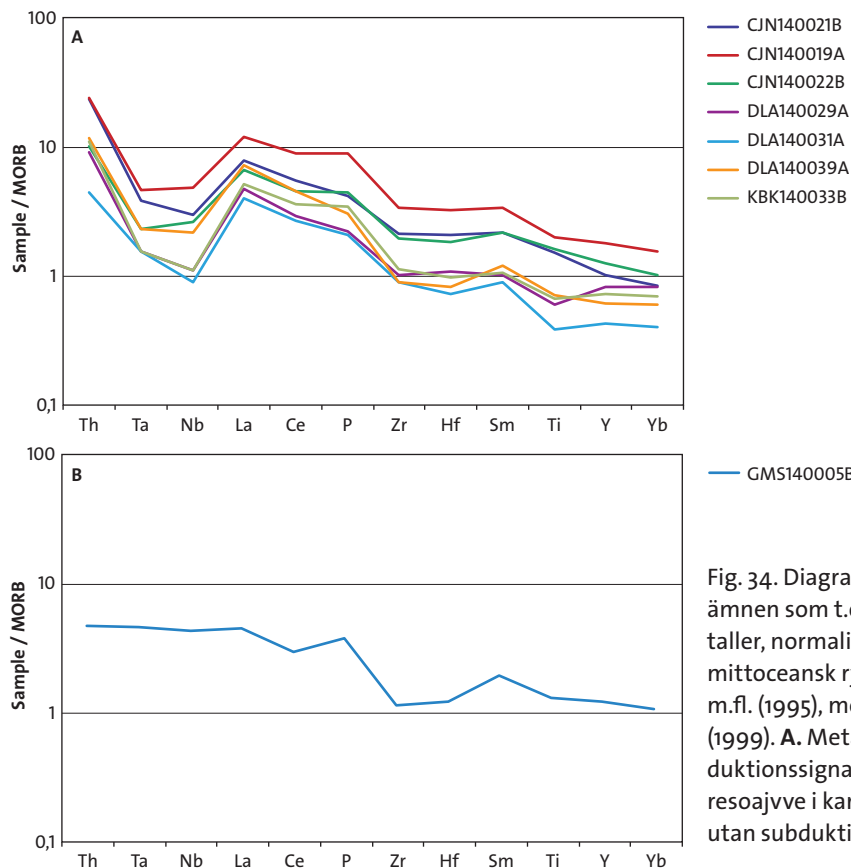


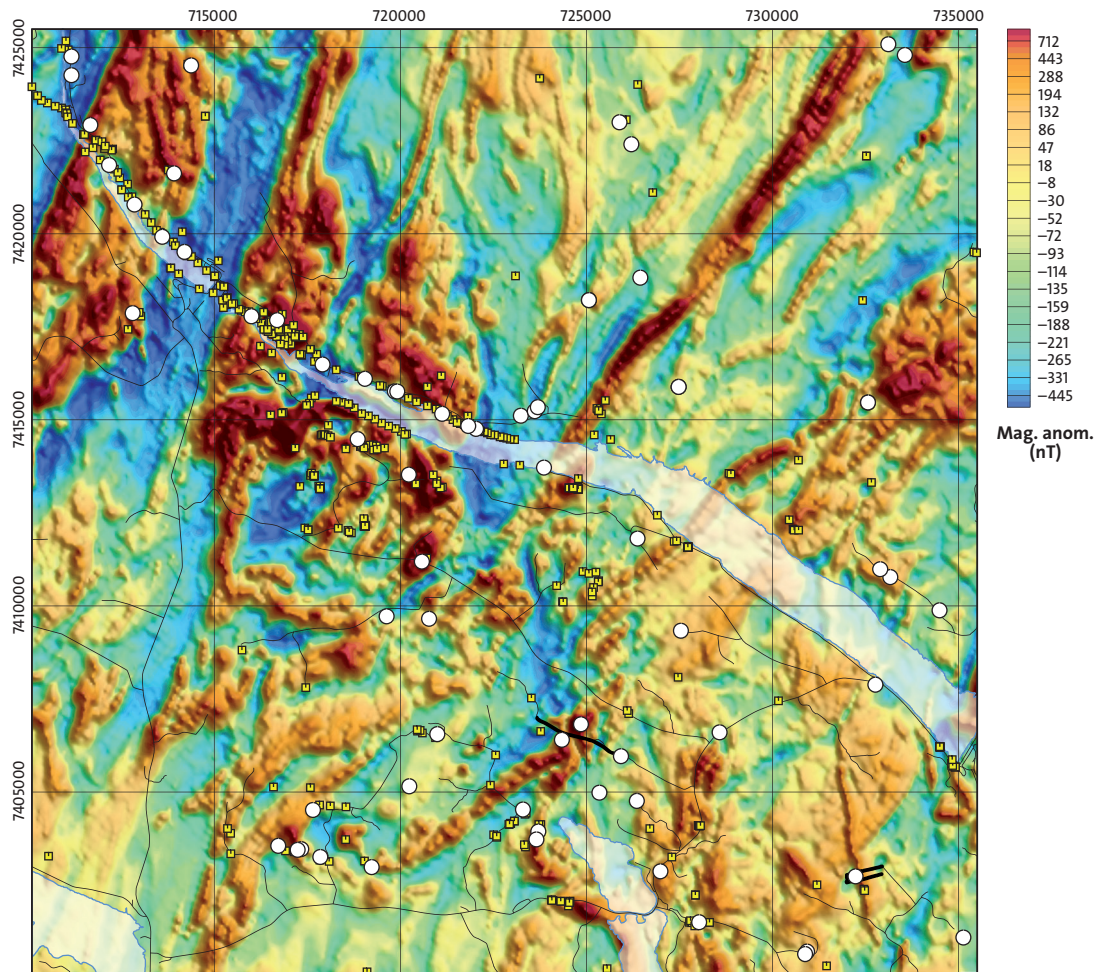
Fig. 34. Diagram över inkompatibla grundämnen som t.ex. sällsynta jordartsmetaller, normaliserade mot basalt från en mittoceansk rygg, värden från Pearce m.fl. (1995), modifierad efter Creaser m.fl. (1999). **A.** Metabasiska bergarter med subduktionssignatur. **B.** Amfibolit från Doaresoajvve i kartområdet 26J Jokkmokk SO utan subduktionssignatur.

av LKAB. De mätningarna utfördes längs öst–västliga flygstråk med 200 m linjeavstånd och med 30 m flyghöjd. LKAB samlade in geofysiska data rörande magnetfältet, gammastrålningen, det elektromagnetiska fältet från två sändare samt slingramdata.

Tyngdkraftsinformationen inom kartområdet har samlats in under flera mätkampanjer. De största insatserna gjordes under 1970- och 1980-talet samt 2012. Fördelningen av mätpunkterna är tämligen bra med ett regionalt genomsnittligt mätpunktsavtånd av 1–1,5 km i hela området. I tillägg till det finns några profilmätningar med betydligt tätare avstånd, ca 200 m, som gjordes över vissa magnetfältsanomalier. Inom kartområdet har det också tagits en ansevärd mängd bergartsprover från både block och berghällar som har blivit analyserade i laboratorium där deras petrofysiska egenskaper har analyserats. Informationen från de här stofferna rör deras densitet och magnetiska egenskaper. Totalt uppgår antalet befintliga bergartsprover för petrofysisk analys inom kartområdet till 533 stycken.

Resultat från fältarbetet 2014

Det geofysiska fältarbetet i kartområdet under 2014 omfattar gammastrålningsmätningar med handburen spektrometer på berghällar, susceptibilitetsmätningar på berghällar, insamling av bergartsprover för petrofysisk analys samt profilmätningar med magnetometer över vissa bergartsstrukturer. Totalt gjordes 184 gammastrålningsmätningar på 62 lokaler och 40 petrofysiska prover samlades in. Susceptibilitetsmätningar har utförts på 258 lokaler där det rutinmässigt görs åtta mätningar per lokal och bergart. Positioneringen gjordes med handburen GPS. I tillägg



Figur 35. Magnetisk anomalikarta över kartområdet 27J Porjus SO. Kartan visar anomalier orsakade av ytnära strukturer. Vita punkter visar geofysiska observationslokaler, gula symboler visar befintliga petrofysiskprov och svarta streck visar markprofilerna med magnetometer.

till detta gjordes två profilmätningar med magnetometer över en smal högmagnetisk anomali i den sydöstra delen av kartområdet och en profilmätning gjordes över en bred högmagnetisk anomali i de centrala delarna av kartområdet. På den sistnämnda anomalien finns en berghäll, men den ligger längre åt nordost på den avlånga anomalien jämfört med det ställe där profilmätningen gjordes.

Figur 35 visar den magnetiska anomalikartan över kartområdet 27J Porjus SO. I den nordvästra delen av kartområdet finns ett högmagnetiskt stråk som sträcker sig i nordnordöstlig-syd-sydvästlig riktning och som orsakas av både felsiska vulkaniter och graniter. På ömse sidor av det här stråket finns lågmagnetiska områden där berggrunden endast består av granit. Gemensamt för bergarterna i de här områdena är att de har relativt högt innehåll av både uran och torium, något som framträder väl på kartorna över markens torium- respektive uranhalt, vilka är baserade på de flygburna mätningarna (se fig. 36 som exempel för torium). Under fältsäsongen 2014 har det gjorts ett flertal gammastrålningsmätningar på både de högmagnetiska vulkaniterna och graniterna och de lågmagnetiska graniterna längs vägen mellan Liggadammens sydöstra avgränsning och vidare åt nordväst. Uranhalterna är mellan 9 och 23 ppm medan toriumhalterna är mellan 40 och 60 ppm. I figur 36 visas en sammanställning av toriumhalternas medelvärden

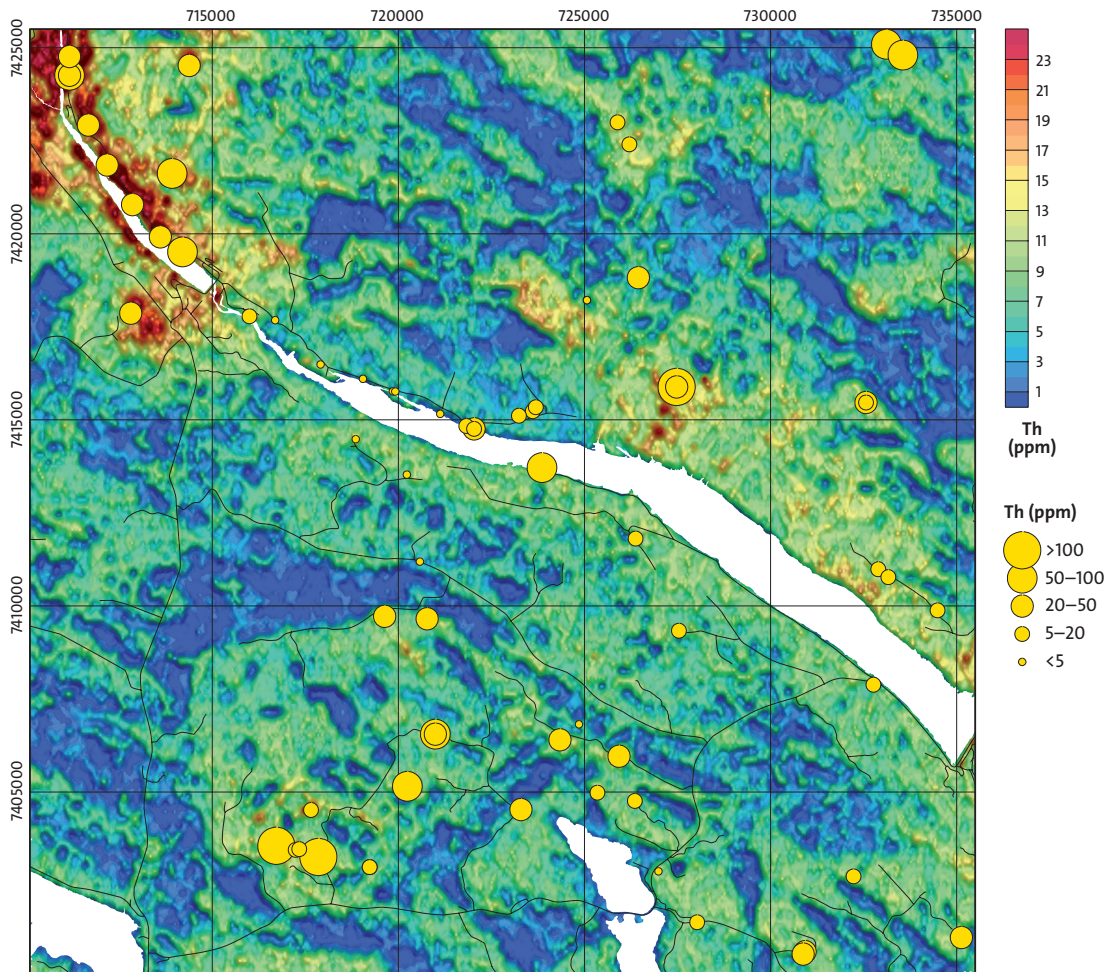


Fig. 36. Karta över markens toriumhalt inom kartområdet 27J Porjus SO. Gula cirklar visar toriumhalter från mätningar med gammasppektrrometer på berghällar.

i proportionerlig storlek mot kartan över markens toriumhalt. Det här området framträder på tyngdkraftskartan (fig. 37) i huvudsak som ett homogent massunderskott. Densiteterna hos de analyserade bergartsproverna från området är överlag relativt låga.

Strax sydöst om Liggadammen finns en framträdande deformationszon som stryker i nord-nordost-sydsydvästlig riktning och som syns tydligt i både magnet- och tyngdkraftsfältet. Öster om zonen uppvisar magnetfältet kraftigt högmagnetiska anomalier och det finns stora likheter mellan den rumsliga utbredningen av dessa och ett utpräglat massöverskott i tyngdkraftsfältet. Flertalet av de befintliga bergartsproverna från det här området har hög densitet, några över 3100 kg/m^3 . Under 2014 gjordes det flera observationer på vissa av de här högmagnetiska anomalierna. På en lokal sydost om Ánávárre (741191/720578) finns en dioritisk bergart med susceptibiliteten 7000×10^{-5} SI-enheter i medeltal.

Strålningsmätningar av den här bergarten visade halterna 1,3 % K, 0,3 ppm U och 1,9 ppm Th i medeltal. Ett befintligt prov från bergarten i den här lokalen har en densitet på 2939 kg/m^3 . Drygt två kilometer norrut från den här lokalen (7413528/720228) gjordes också geofysiska mätningar på en liknande bergart. Dock uppvisar den här bergarten en mer heterogen magnetisering med 3600×10^{-5} SI-enheter i medeltal, men de högsta susceptibilitetsvärdena når

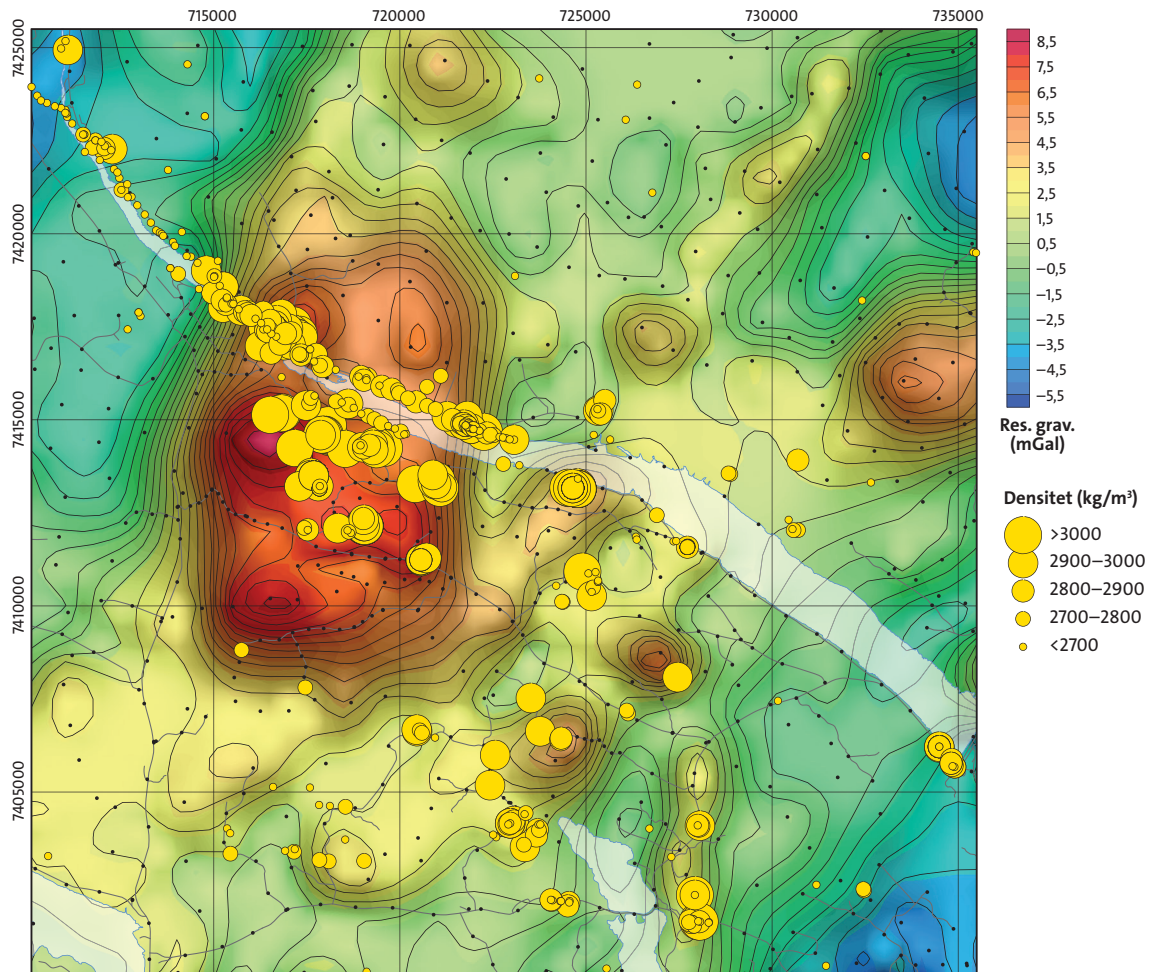


Fig. 37. Tyngdkraftsfältets residualfält över kartområdet 27J Porjus SO. Vita punkter visar lägen för tyngdkraftsmätningar och gula cirklar visar densitetsvärden för befintliga petrofysikprov. Ekvidistansen mellan konturlinjerna är 0,5 mGal.

upp till ca $8\,000 \times 10^{-5}$ SI-enheter. Under 2015 insamlades det ett bergartsprov från denna lokal och det har densiteten 2928 kg/m^3 . Strax norr om Luleälven, ca 2 km sydost om Liggadammen (7417678/716689), finns en gabbro med susceptibiliteten $8\,400 \times 10^{-5}$ SI-enheter i medeltal. En 3D modell har genererats över det här området med hjälp av magnetfältsinformation. Se avsnittet 3D-modellering.

Strax öster om det kraftiga massöverskottet i området runt Ligga framträder ett annat, betydligt mindre massöverskott, som sammanfaller väl med en relativt smal, högmagnetisk struktur som stryker i nordost-sydvästlig riktning. Punkttätheten för tyngdkraftsmätningar i och invid området med strukturen är av regional karaktär, dvs. mätpunktsavståndet är ca 1 km, förutom en profilmätning som har genomförts längs en av vägarna söder om Stora Luleälven där punktavståndet är ca 200 m. Det finns också petrofysisk information från berghällar inom området av den här strukturen som både har hög densitet (mellan $2\,800$ och $3\,100 \text{ kg/m}^3$) och hög susceptibilitet (över $10\,000 \times 10^{-5}$ SI-enheter). Att strukturen orsakas av mafiska bergarter, och då troligen vulkaniska, får bedömas som sannolikt. I kartområdets östligaste delar finns ett tydligt massöverskott vars utbredning sammanfaller på ett övertygande sätt med ett cirkelformat hög-

magnetiskt område. Det här området sträcker sig in på angränsande kartområde, 27K Nattavaara SV, och är där bedömt som diorit–gabbro baserat på den geofysiska informationen eftersom området saknar hållinformation (Claeson & Anatal Lundin 2012a). Det torde inte råda några tvivel om bergartens utbredning även inom kartområdet 27J Porjus SO.

Berggrunden i stora delar av den sydöstra delen av kartområdet utgörs av granit. Graniterna varierar mycket i utseende, både strukturellt och texturellt, men gemensamt är att de har mycket lågt innehåll av uran, generellt under 5 ppm. De uppvisar dock en större spridning i fråga om toriuminnehåll, från några enstaka ppm upp till ca 30 ppm. De mest högstrålande bergarterna inom kartområdet är pegmatiter och pegmatitgraniter. I det allra nordostligaste hörnet av kartområdet finns pegmatit som har halter på ca 75 ppm uran respektive ca 65 ppm torium. Norr om Stora Luleälven antydes flera förhöjda toriumanomalier i resultaten från den flyggeofysiska mätningen. Vid Luovvunavårre (7415885/727477) finns pegmatit som har ett toriuminnehåll på nästan 200 ppm. I den centrala södra delen av kartområdet vid Notberget (7406555/720993) finns pegmatit med halter på ca 36 ppm uran respektive ca 67 ppm torium. Ungefär 5 km sydväst från den här lokalen finns en flyggeofysisk toriumanomali (fig. 36). På den platsen söder om Reusaberget (7403555/716719) finns en pegmatitgranit som har högt innehåll av både uran och torium med halter på ca 13 ppm uran respektive 170 ppm torium. En liknande bergart finns också vid 7403255/717849 cirka en kilometer öster om lokalen söder om Reusaberget.

Det gjordes en markprofil med magnetometer över en högmagnetisk bergartskropp i de centrala delarna av kartområdet (fig. 35). Strax norr om den här profilen finns en berghäll inom området med den högmagnetiska strukturen. Hällen är belägen vid koordinaten 7406820/724852 och blottar en mafisk bergart som har en susceptibilitet på $14\,000 \times 10^{-5}$ SI-enheter i medeltal. Det gjordes också strålningsmätningar på hällytan som visar att bergarten innehåller 0,7 % kalium, 0,5 ppm uran och 2,0 ppm torium. Ett bergartsprov som togs 2014 från lokalen har densiteten $3\,136 \text{ kg/m}^3$. Tidigare utfördes också en markprofil med tyngdkraftsmätningar över den här högmagnetiska strukturen. Resultatet från de här mätningarna syns som ett massöverskott på tyngdkraftskartan (fig. 37), något som talar för att den mafiska bergarten har högre densitet än omgivande berggrund. Över den här högmagnetiska anomalin har det också gjorts en 3D-modell.

En anomaliuppföljning gjordes längs en högmagnetisk, långsträckt anomali i de södra delarna av kartområdet. Vid koordinaten 7403725/723656 påträffades hållar med hög susceptibilitet, upp till $10\,000 \times 10^{-5}$ SI-enheter. Fältbedömningen av bergarten var felsisk vulkanit. Ett bergartsprov togs från lokalen och dess uppmätta densitet, $2\,804 \text{ kg/m}^3$, tyder på att det är en intermediär vulkanit.

3D-modellering

Två inversionsmodeller har gjorts inom kartområdet 27J Porjus SO för att visa berggrundsförhållandena i tre dimensioner. Gemensamt för modellerna är att ingångsdata har varit magnetfältsinformationen från de flygburna geofysiska mätningarna för att visualisera markens susceptibilitetsförhållanden.

Den första modellen motsvarar den geografiska utbredningen av polygonen 1 i fig. 38 som har en geografisk utbredning på $10 \text{ km} \times 10 \text{ km}$. Modellen är uppbyggd av volympixlar (voxlar) med upplösningen $250 \text{ m} \times 250 \text{ m}$ i planet och 125 m i djupled (vid markytan) med en successiv expansion av 1,08 mot djupet. Det innebär vid ca $3,5 \text{ km}$ djup, som är nedersta delen av modellen, är voxlarnas storlek i djupled ca 400 m . Resultatet av modelleringen visas som voxlar i fig. 39a med deras individuella susceptibilitetsvärden. Modellen i figur 39a har beskrivits längs nord–syd koordinaten 7414700. I figur 39b visas hela den tredimensionella modellen inom polygon 1 som isoytor för valda susceptibilitetsvärden. För att åskådliggöra voxlarna som berggrundskroppar har isoytor infogats kring de voxlar som har vissa susceptibilitetsvärden. De gråa

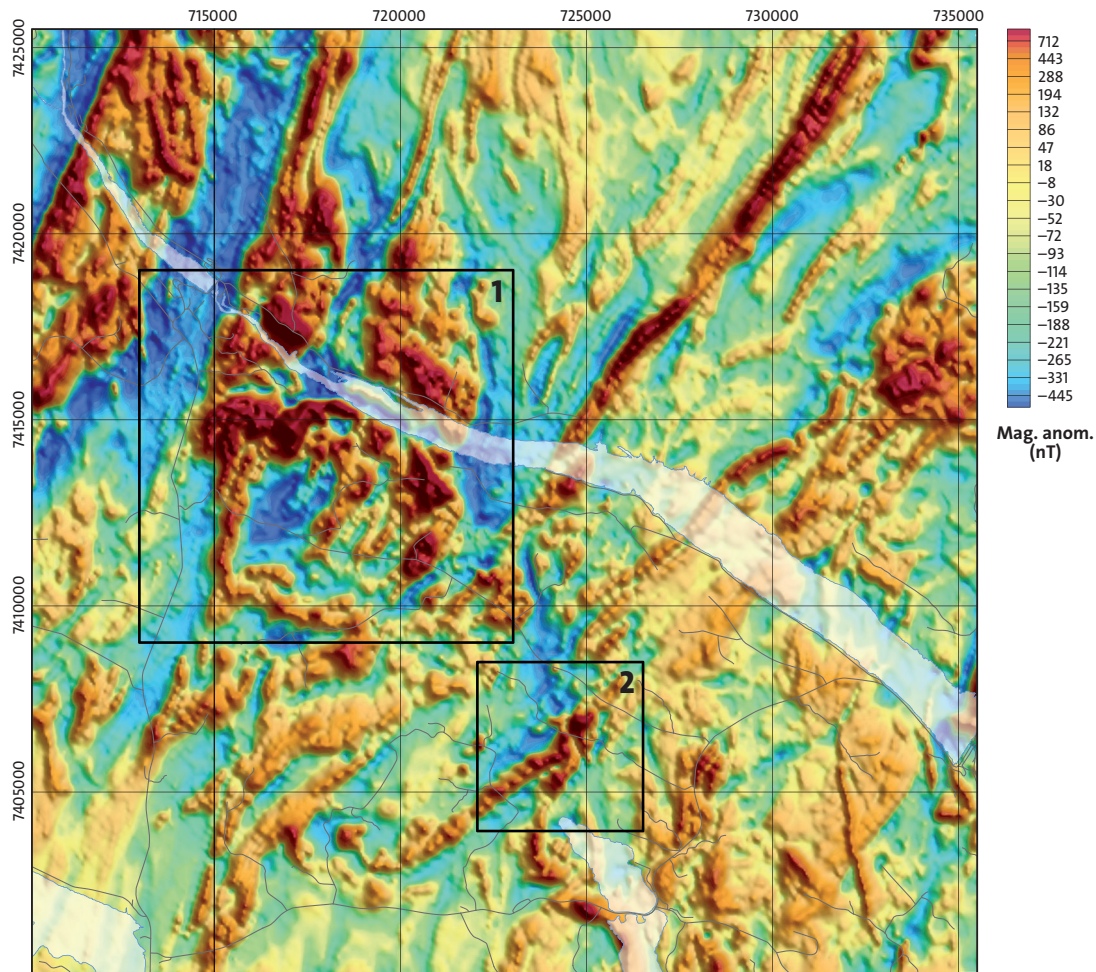


Fig. 38. Utbredningen av två 3D modeller på kartområdet 27J Porjus SO, markerade med polygoner 1 och 2.

isoytorna representerar voxlar med ett susceptibilitetsvärde på $5\,000 \times 10^{-5}$ SI-enheter medan de turkosa isoytorna visar voxlar som har susceptibilitetsvärdet $8\,000 \times 10^{-5}$ SI-enheter.

Den andra modellen (fig. 40a och 40b) är gjord över en högmagnetisk anomali i de södra delarna av kartområdet som representeras av polygon 2 i figur 38. Polygonen har en geografisk utbredning på $4,5 \text{ km} \times 4,5 \text{ km}$. Upplösningen för de här voxlarna är $100 \times 100 \text{ m}$ i planet och 50 m i djupled (vid markytan) med en successiv expansion av 1,08 mot djupet. Det innebär vid ca $2,4 \text{ km}$ djup, som är nedersta delen av modellen, är voxlarnas storlek i djupled ca 250 m . Resultatet av modelleringen visas som voxlar i figur 40a med deras individuella susceptibilitetsvärden. Modellen i figur 40a har beskrivits längs nord-syd koordinaten 7405900 och längs öst-väst koordinaten 724800 . I figur 40b visas hela den tredimensionella modellen inom polygon 2 som isoytor för valda susceptibilitetsvärden. De rosa isoytorna representerar voxlar med ett susceptibilitetsvärde på $3\,000 \times 10^{-5}$ SI-enheter medan de röda isoytorna visar voxlar som har susceptibilitetsvärdet $6\,000 \times 10^{-5}$ SI-enheter. Enligt den tredimensionella modellen stupar den nordost-sydväst strykande magnetiska strukturen brant åt nordväst och kropparna med en magnetisering av minst $3\,000 \times 10^{-5}$ SI-enheter går ner till ca 800 m djup.

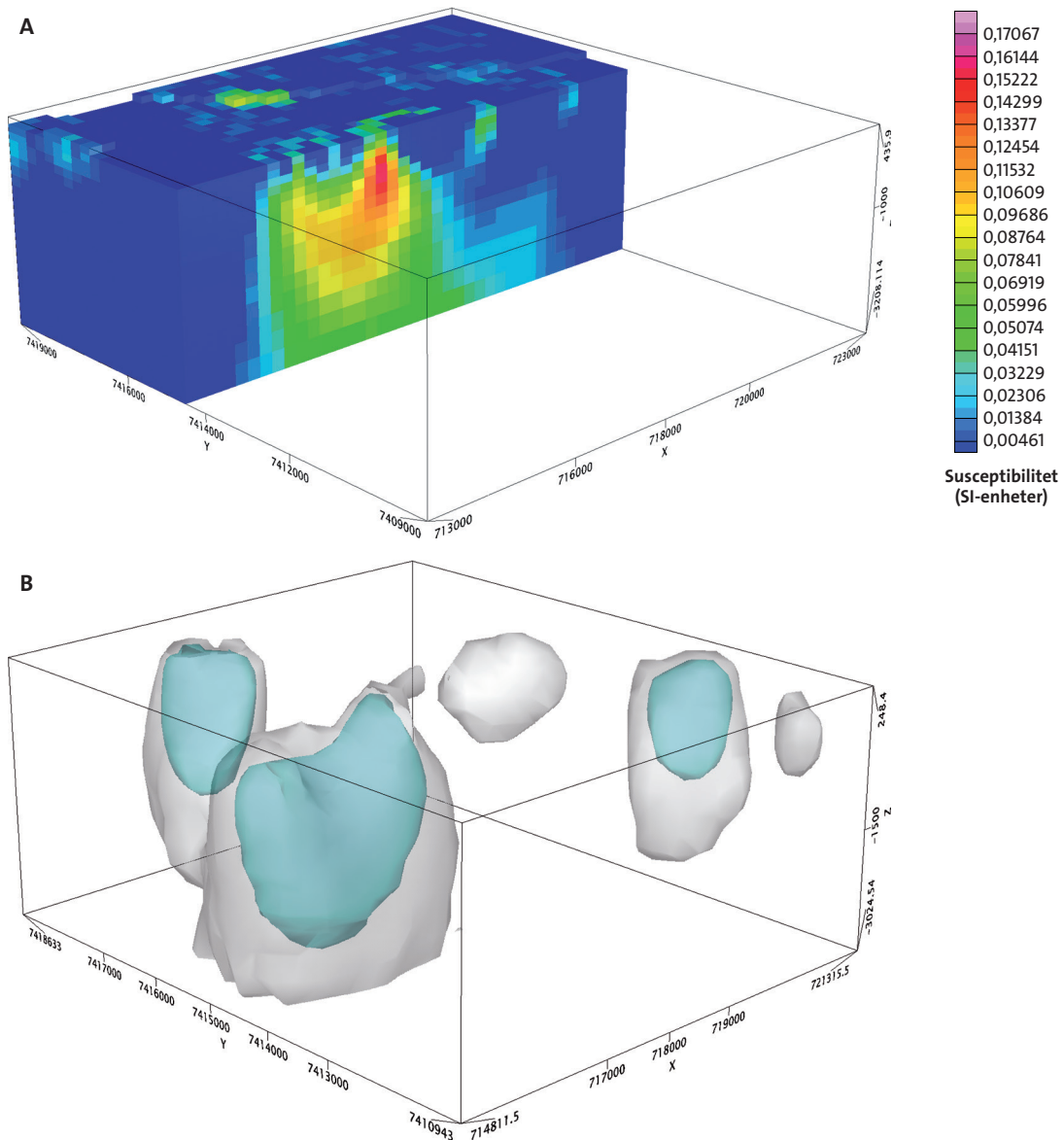


Fig. 39. **A.** Susceptibilitetsmodell i 3D över norra delen av magnetfältet inom polygon 1 i figur 38. **B.** Bergarts kroppar med hög susceptibilitet inom polygon 1 i figur 38 och åskådliggjorda i 3D. De grå kropparna representerar susceptibilitetsvärden på minst 5000×10^{-5} SI-enheter, medan de turkosa kropparna har en susceptibilitet på minst 8000×10^{-5} SI-enheter.

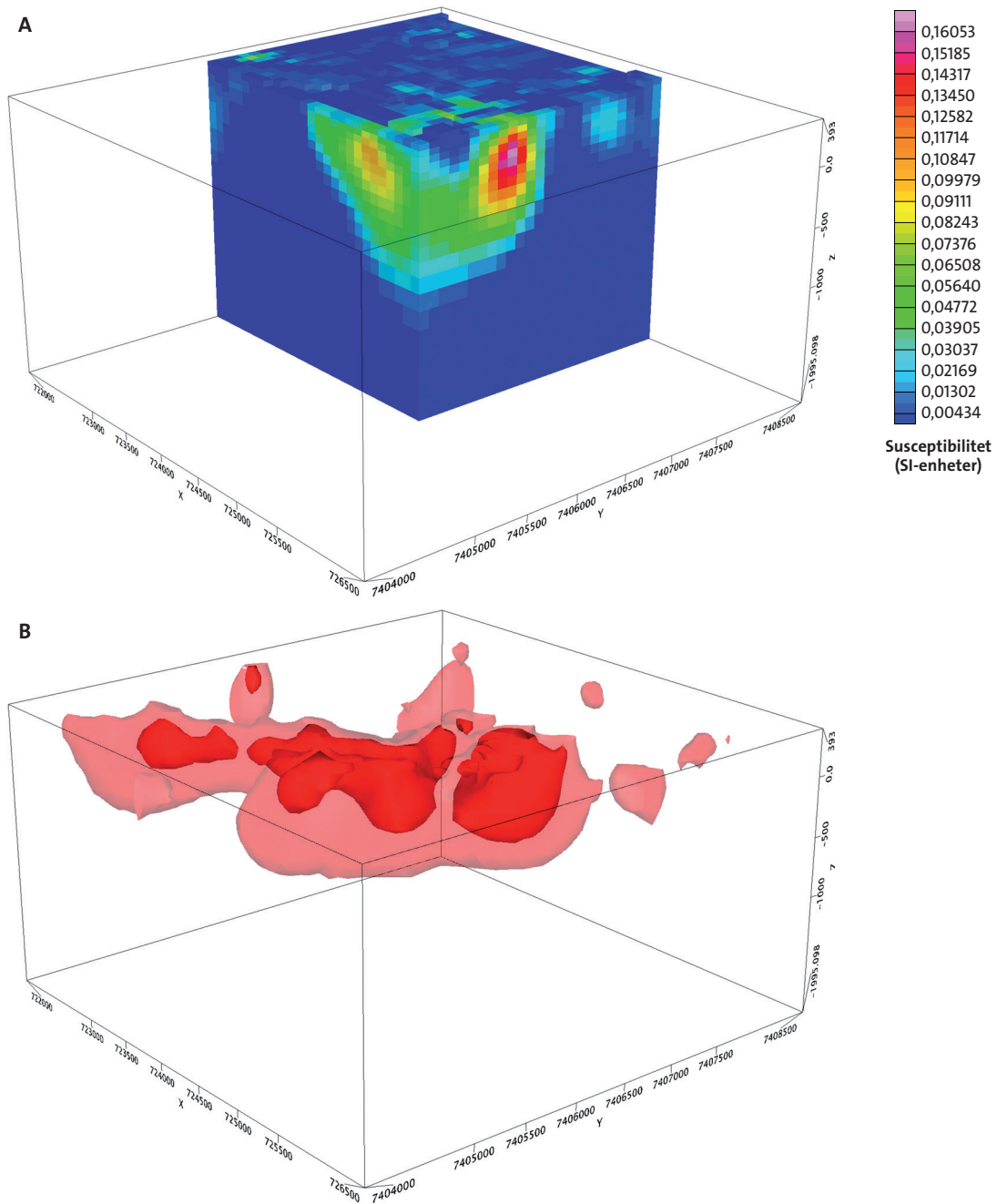


Fig. 40. **A.** Susceptibilitetsmodell i 3D över nordvästra delen av magnetfältet inom polygon 2 i figur 38. **B.** Bergartskroppar med hög susceptibilitet inom polygon 2 i figur 38 och åskådliggjorda i 3D. De rosa kropparna representerar susceptibilitetsvärden på minst 3000×10^{-5} SI-enheter, medan de röda kropparna har en susceptibilitet på minst 6000×10^{-5} SI-enheter.

REFERENSER

- Antal Lundin, I., Claeson, D., Hellström, F. & Berggren, L., 2012: Berggrundsgelogisk undersökning, sydvästra Norrbotten. Sammanfattning av pågående verksamhet 2012. Sveriges geologiska undersökning, *SGU-rapport 2012:21*, 44 s.
- Bergman, S. Kübler, L. & Martinsson, O., 2001: Description of regional geological and geophysical maps of northern Norrbotten County (east of the Caledonian orogen). *Sveriges geologiska undersökning Ba 56*, 1–110.
- Bergman, S., Stephens, M.B., Andersson, J., Kathol, B. & Bergman, T., 2012: Bedrock map of Sweden, scale 1:1 million. *Sveriges geologiska undersökning K423*.
- Claeson, D. & Antal Lundin, I., 2012a: Berggrundskartan 27K Nattavaara SV, skala 1:50 000, *Sveriges geologiska undersökning K 385*.
- Claeson, D. & Antal Lundin, I., 2012b: Berggrundskartan 27K Nattavaara NV, skala 1:50 000, *Sveriges geologiska undersökning K 383*.
- Claeson, D. & Antal Lundin, I., 2013: Berggrundsgelogisk undersökning, sydvästra Norrbotten. Sammanfattning av pågående verksamhet 2013. Sveriges geologiska undersökning, *SGU-rapport 2013:18*, 28 s.
- Claeson, D. & Antal Lundin, I., 2014: Berggrundsgelogisk undersökning, sydvästra Norrbotten. Sammanfattning av pågående verksamhet 2014. Sveriges geologiska undersökning, *SGU-rapport 2015:03*, 32 s.
- Creaser, R.A., Goodwin–Bell, J.-A. S. & Erdmer, P., 1999: Geochemical and Nd isotopic constraints for the origin of eclogite protoliths, northern Cordillera: implications for the Paleozoic tectonic evolution of the Yukon–Tanana terrane. *Canadian Journal of Earth Sciences* 36, 1697–1709.
- Eliasson, T., Greiling, R.O. & Triumph, C.-A., 2003: Berggrundskartan 24H Sorsele, skala 1:50 000. *Sveriges geologiska undersökning Ai 187–190*.
- Eriksson, P., 1979: Tertialrapport. *LKAB Prospektering MINK96056*, 4 s.
- Gustafsson, B., 1979: Rakkosavoi. Sveriges geologiska undersökning, *Mineraljaksprotokoll 79952*, 1 s.
- Hartvig, F. & Aaro, S., 2012a: Berggrundskartan 25J Moskosel NV, skala 1:50 000. *Sveriges geologiska undersökning K 402*.
- Hartvig, F. & Aaro, S., 2012b: Berggrundskartan 25J Moskosel NO, skala 1:50 000. *Sveriges geologiska undersökning K 403*.
- Hietanen, A., 1975: Generation of potassium-poor magmas in the northern Sierra Nevada and the Svecofennian of Finland. *Journal of Research, U.S. Geological Survey* 3, 631–645.
- Kathol, B. & Aaro, S., 2012: Berggrundskartan 25J Moskosel SV, skala 1:50 000. *Sveriges geologiska undersökning K 404*.
- Kathol, B. & Persson, P.-O., 2007a: U–Pb zircon age of an ignimbritic rhyolite from Benbryteforsen in the area between Moskosel and Vidsel, southern Norrbotten County, Sweden. I F. Hellström & J. Andersson (red.): Isotope analytical results 1. *SGU-rapport 2007:28*, 17–19.
- Kathol, B. & Persson, P.-O., 2007b: U–Pb zircon age of a granodiorite from Övre Ljusset in the Moskosel area, southern Norrbotten County, Sweden. I F. Hellström & J. Andersson (red.): Isotope analytical results 1. *SGU-rapport 2007:28*, 20–22.
- Kathol, B. & Triumph, C.-A., 2004: Berggrundskartan 24J Arvidsjaur SO, skala 1:50 000. *Sveriges geologiska undersökning Ai 151*.
- Kathol, B. & Weihed, P. (red.), 2005: Description of regional geological and geophysical maps of the Skellefte District and surrounding areas. *Sveriges geologiska undersökning Ba 57*, 1–197.
- Kathol, B., Rimša, A. & Hellström, F., 2008a: U–Pb zircon age of a strongly deformed rhyolite from Danielstugan, c. 3.5 km north–northeast of Svartlå, southern Norrbotten County,

- Sweden. I F. Hellström (red.): Results from radiometric datings and other isotope analyses 2. *SGU-rapport 2008:27*, 36–38.
- Kathol, B., Lundmark, C., Hellström, F. & Rimsa, A., 2008: U–Pb zircon age of a feldspar–porphyritic rhyodacite from the Trollforsen area, c. 20 km northwest of Moskosel, southern Norrbotten County, Sweden. I F. Hellström (red.): Results from radiometric datings and other isotope analyses 2. *SGU-rapport 2008:27*, 33–35.
- Koistinen, T., Stephens, m.B., Bogatchev, V., Nordgulen, Ø., Wennerström, m. & Korhonen, J., 2001: *Geological map of the Fennoscandian Shield, scale 1:2 000 000*. Geological Surveys of Finland, Norway and Sweden and the North-West Department of Natural Resources of Russia.
- Le Bas, m.J., Le Maitre, R.W., Streckeisen, A. & Zanetin, B., 1986: A chemical classification of volcanic rocks based on the total alkali-silica diagram. *Journal of Petrology* 27, 745–750.
- Lundqvist, T., Bøe, R., Kousa, J., Lukkarinen, H., Lutro, O., Roberts, D., Solli, A., Stephens, M. & Weihed, P., 1996: Bedrock map of Central Fennoscandia. Scale 1:1 000 000. Geological Surveys of Finland (Espoo), Norway (Trondheim) and Sweden (Uppsala).
- Martinsson, O., 2004: Geology and Metallogeny of the Northern Norrbotten Fe–Cu–Au Province. *Society of Economic Geologists guidebook series 33*, 131–148.
- Mellqvist, C., 1999: Proterozoic Crustal Growth along the Archaean Continental Margin in the Luleå and Jokkmokk Areas, Northern Sweden. *Doktorsavhandling 1999:24*, Luleå tekniska universitet, Sverige, 15 sid.
- Mellqvist, C., Öhlander, B., Skiöld, T. & Wikström, A., 1999: The Archaean–Proterozoic paleo-boundary in the Lulea area, northern Sweden; field and isotope geochemical evidence for a sharp terrane boundary. *Precambrian Research* 96, 225–243.
- Mellqvist, C., Öhlander, B., Weihed, P. & Schöberg, H., 2003: Some aspects on the subdivision of the Haparanda and Jörn intrusive suites in northern Sweden. *Geologiska Föreningens i Stockholm Förhandlingar* 125, 77–85.
- Middlemost, E.A.K., 1985: *Magma and Magmatic Rocks: An Introduction to Igneous Petrology*. Longman, London, 266 sid.
- Naturvårdsverket 1996: Berggrund, Jordarter och Geomorfologi. Muddus nationalpark. Dokumentation av de svenska nationalparkerna Nr. 8. *Naturvårdsverkets rapport 4467*.
- Nylund, B. & Nisca, D., 1981: Regionala tyngdkraftsmätningar och flygmagnetisk tolkning över Jokkmokks kommun. Sveriges geologiska undersökning *BRAP 81420*, 32 s.
- Nysten, P., Persson, S. & Triumf, C.-A., 2015: Berggrundsgeologisk undersökning 27J Porjus NV och NO, 27I Tjåmotis NV och NO samt 27H Kvikkjokk NO och SO. Sveriges geologiska undersökning, *SGU-rapport 2015:22*, 38 s.
- Pearce, J.A., Baker, P.E., Harvey, P.K. & Luff, I.W., 1995: Geochemical evidence for Subduction Fluxes, Mantle Melting and fractional Crystallization Beneath the South Sandwich Island Arc. *Journal of Petrology* 36, 1073–1109.
- Perdahl, J.-A. & Einarsson, Ö., 1994: The marine-continental transition of the Early Proterozoic Skellefte–Arvidsjaur volcanic arc in the Bure area, northern Sweden. *Geologiska Föreningens i Stockholm Förhandlingar* 116, 133–138.
- Silvennoinen, A., Gustavson, M., Perttunen, V., Siedlecka, A., Sjöstrand, T., Stephens, M.B. & Zachrisson, E., 1987: Geological map, Pre-Quaternary rocks, Northern Fennoscandia. Scale 1:1 000 000. Geological Surveys of Finland, Norway and Sweden.
- Skiöld, T., Öhlander, B., Markkula, H., Widenfalk, L. & Claesson, L.-Å., 1993: Chronology of Proterozoic orogenic processes at the Archaean continental margin in northern Sweden. *Precambrian Research* 64, 225–238.
- Witschard, F., 1984: The geological and tectonic evolution of the Precambrian of northern Sweden – a case for basement reactivation? *Precambrian Research* 23, 273–315.

- Ödman, O.H., 1957: Beskrivning till berggrundskarta över urberget i Norrbottens län. *Sveriges geologiska undersökning Ca 41*, 1–151.
- Ödman, O.H., Härme, M., Mikkola, A. & Simonen, A., 1949: Den svensk–finska geologiska exkursionen i Tornedalen sommaren 1948. *Geologiska Föreningens i Stockholm Förhandlingar 71*, 113–120.