

K 387–390

Beskrivning till berggrundskartorna

27L Lansjärv NV, NO, SV & SO

Fredrik Hellström,
Maria Carlsäter Ekdahl & Leif Kero



SGU

Sveriges geologiska undersökning

ISSN 1652-8336
ISBN 978-91-7403-133-1

Närmare upplysningar erhålls genom
Sveriges geologiska undersökning
Box 670
751 28 Uppsala
Tel: 018-17 90 00
Fax: 018-17 92 10
E-post: kundservice@sgu.se
Webbplats: www.sgu.se

Omslagsbild: Kvarts och fältspat har brutits vid Nilivaara i den centrala delen av pegmatiten som stupar mot nordost, in under metagabbroiden till vänster (se även fig. 18a).

© Sveriges geologiska undersökning, 2012
Layout: Agneta Ek, SGU

INNEHÅLL

Vad visar kartorna?	5
Hur är kartorna gjorda?	5
Geologiska observationer	5
Geofysiska flygmätningar	5
Geofysiska markmätningar	6
Tidigare undersökningar	6
Översikt	6
Terrängformer	6
Berggrundsgelogisk översikt	9
Geofysisk översikt	10
Bergartsbeskrivning	13
Svekofenniska ytbergarter, ca 1,96–1,86 miljarder år gamla	13
Metasedimentära bergarter	13
Metavulkaniska bergarter	14
Tidigsvekokarelska intrusivbergarter ca 1,96–1,87 miljarder år gamla	16
Tidigsvekokarelska intrusivbergarter, ca 1,88–1,86 miljarder år gamla	17
Ögonförande och porfyrisk metagranitoider till metasyenitoider	17
Metakvartsmonzonit–metamonzonit	18
Gråröd–rödgrå, relik medelkornig, omkristalliserad metagranit	19
Finkornig metagranit till metagranodiorit	20
Basiska intrusivbergarter	20
Sen- till postsvekokarelska intrusivbergarter, ca 1,83–1,75 miljarder år (granit-pegmatitassociationen)	21
Metamorfo och deformation	22
Berg- och mineralresurser	23
Referenser	25
Tack	27

VAD VISAR KARTORNA?

Berggrundskartorna över området 27L Lansjärv ger en generaliserad bild av bergarternas utbredning och struktur. I kartorna visas bergarternas textur, mineralogiska sammansättning och ålder, strukturella och tektoniska förhållanden, förekommande mineraliseringar och stenbrott m.m. Kartorna innehåller även profiler där en tolkning av berggrunden under markytan visas i ett tvärsnitt. Koordinater och ruthänvisningar i texten är angivna efter referenssystemet RT90 2,5° gon V.

HUR ÄR KARTORNA GJORDA?

Till grund för kartorna ligger fältobservationer på hållar av den blottade berggrunden samt geofysiska flyg- och markmätningar. Berggrundens blottningsgrad i området är mycket låg (1–2 %) vilket innebär att den geologiska kartbilden till stor del bygger på tolkning av data från de geofysiska mätningarna. Resultaten från de geofysiska markmätningarna korreleras med den geologiska hållinformation, vilket tillsammans med data från tyngdkraftsmätningar och mätningar av jordens magnetfält, elektromagnetiska fält samt markens naturliga gammastrålning gör det möjligt att tolka de olika bergarternas utbredning inom områden där hållar saknas. Den information som tas fram i samband med kartläggningen lagras i Sveriges geologiska undersöknings (SGUs) databaser, vilka även innehåller sådan information som kan vara svår att återge på den tryckta kartan. Den digitalt lagrade informationen kan erhållas genom SGUs kundservice.

Geologiska observationer

De geologiska observationerna omfattar bestämning av bergart, dess uppträdande, struktur, textur, nyckelmineral och förekomst av inneslutningar och skärande gångar m.m. Dessutom undersöks bergarternas inbördes förhållanden. Fotografier finns från de flesta observationerna. I vissa fall har fältobservationerna kompletterats med mikroskopiska (105 tunnslip), geokemiska (45 st) och radiometrisk analys (8 st) för att bättre bestämma bergarternas textur, sammansättning och ålder. På de allra flesta hållar utfördes mätningar av magnetisk susceptibilitet.

Geofysiska flygmätningar

Under 2007 och 2008 genomförde SGU nya geofysiska flygmätningar som täcker kartområdet 27L Lansjärv. De innefattar mätning av det jordmagnetiska fältets totalintensitet, det elektromagnetiska fältet i VLF-området (very low frequency) samt markens naturliga gammastrålning. Lokala variationer i magnetfältet beror på bergarternas varierande magnetiserbarhet. Den magnetiska kartbilden kan därför ge information om vissa bergarters utbredning samt om strukturella drag i berggrunden. Flygmagnetiska data, tillsammans med elektromagnetiska VLF-data och höjddata, har använts som underlag vid tolkning av sprick- och deformationszoner i berggrunden.

Elektromagnetiska data ger värdefull information om den elektriska ledningsförmågan i marken och utgör ett utmärkt underlag för identifiering av spröda, brantstående deformationszoner (vatten- och leryllta svaghetszoner). Det elektromagnetiska fältet i VLF-området är uppmätt med två sändare, vilket gör det möjligt att beräkna markens skenbara resistivitet. Inom kartområdet avspeglar resistiviteten huvudsakligen landskapet. Sänkor i topografin, ofta bestående av myrmarker eller dalgångar, utgör områden med låg resistivitet medan topografiska höjder, ställvis med blottade berghällar eller ytnära berg, utgör de mer resistiva områdena.

Mätning av markens gammastrålning ger en bild av hur de naturligt förekommande radioaktiva isotoperna av kalium, uran och torium är fördelade i det översta skiktet (ca 3 dm) av jordtäckret eller berggrunden. Mätningarna är användbara vid berggrundskararteringen för att skilja mellan olika bergarter, men framför allt för att identifiera områden med risk för förhöjda radonvärden.

Geofysiska markmätningar

Data erhållna från flygmätningar verifieras genom uppföljande mätningar på marken med handburna instrument. Markmätningarnas huvudsakliga syfte är att följa upp anomaliersaker, dvs. att knyta anomalier till olika bergartsled samt att ge detaljbilder av anomalier för exempelvis beräkningar av tredimensionella geologiska modeller.

De geofysiska fältundersökningarna innefattar profil-mätningar av elektromagnetiska och magnetiska fält, mätning av den joniserande strålningen på berghällar samt tidigare utförda punktmätningar av tyngdkraftsfältet. Mätningar av fysikaliska egenskaper hos bergartsprover ger information om de olika bergarternas densitet, samt inducerad och remanent magnetisering (totalt 467 prover). Gammastrålningen som mäts från flygplan har följts upp med totalt 1132 markmätningar fördelade på 396 hällar, spridda över området. Aktivitetsindex (tidigare gammaindex) har räknats ut från de uppmätta halterna av de radioaktiva isotoperna kalium-40, uran-238 och torium-232.

Tyngdkraften mäts med en punkttäthet i området på ca 1–2 punkter per kvadratkilometer. Inom vissa, utvalda områden har tätare tyngdkraftsmätningar utförts med ett punktavstånd på mellan 500 och 1000 m. Dessa har prioriterats där kraftiga magnetiska anomalier eller tyngdkraftsanomalier föreligger, speciellt inom områden där berggrunden är dåligt blottad. Resultaten från tyngdkraftsmätningarna redovisas i form av bougueranomalier. Tyngdkraftsfältet påverkas av bergarternas densitet och ger viktig information om strukturella drag i tre dimensioner. För att tydliggöra sambandet mellan bergarterna i området och bougueranomalikartan har densiteten mätts på bergartsprover insamlade i fält. Bergarter med en hög densitet orsakar massöverskotten (röda områden) på bougueranomalikartan.

TIDIGARE UNDERSÖKNINGAR

Data från tidigare utförda geologiska undersökningar omfattar geologiskt kartmaterial med beskrivningar, dagböcker, tunnslip och övrig dokumentation framtagen vid SGU och Sveriges Geologiska AB (SGAB) samt vetenskapliga rapporter och artiklar från universitet och Svensk Kärnbränslehantering AB (SKB). Det finns ca 50 prospekteringsrapporter som berör kartområdet, framför allt sådana om prospektering efter industrimineral som kvarts och fältspat. Området har tidigare karterats i skala 1:400 000 i samband med den översiktliga länskarteringen av Norrbottens urberg (Ödman 1957). En översikt av områdets geologi ges också av Silvennoinen m.fl. (1987) samt en opublicerad digital sammanställning av berggrunden i Norrbotten ("NB-dig") gjord av Thomas Sjöstrand och Herbert Henkel på SGU.

Årsvisa resultat från undersökningarna inom området 27L Lansjärv är beskrivna och rikligt illustrerade i Antal Lundin m.fl. (2007, 2008). För vidare information om kartområdets geologi hänvisas till citerade publikationer i referenslistan samt till databasen GeoRegister, som kan nås via SGUs webbplats. Utöver ovan nämnda rapporter och kartmaterial bör nämnas 391 petrofysikprover som samlades in under 1980-talet. Provtagningslokalerna för dessa är jämnt spridda över kartområdet.

ÖVERSIKT

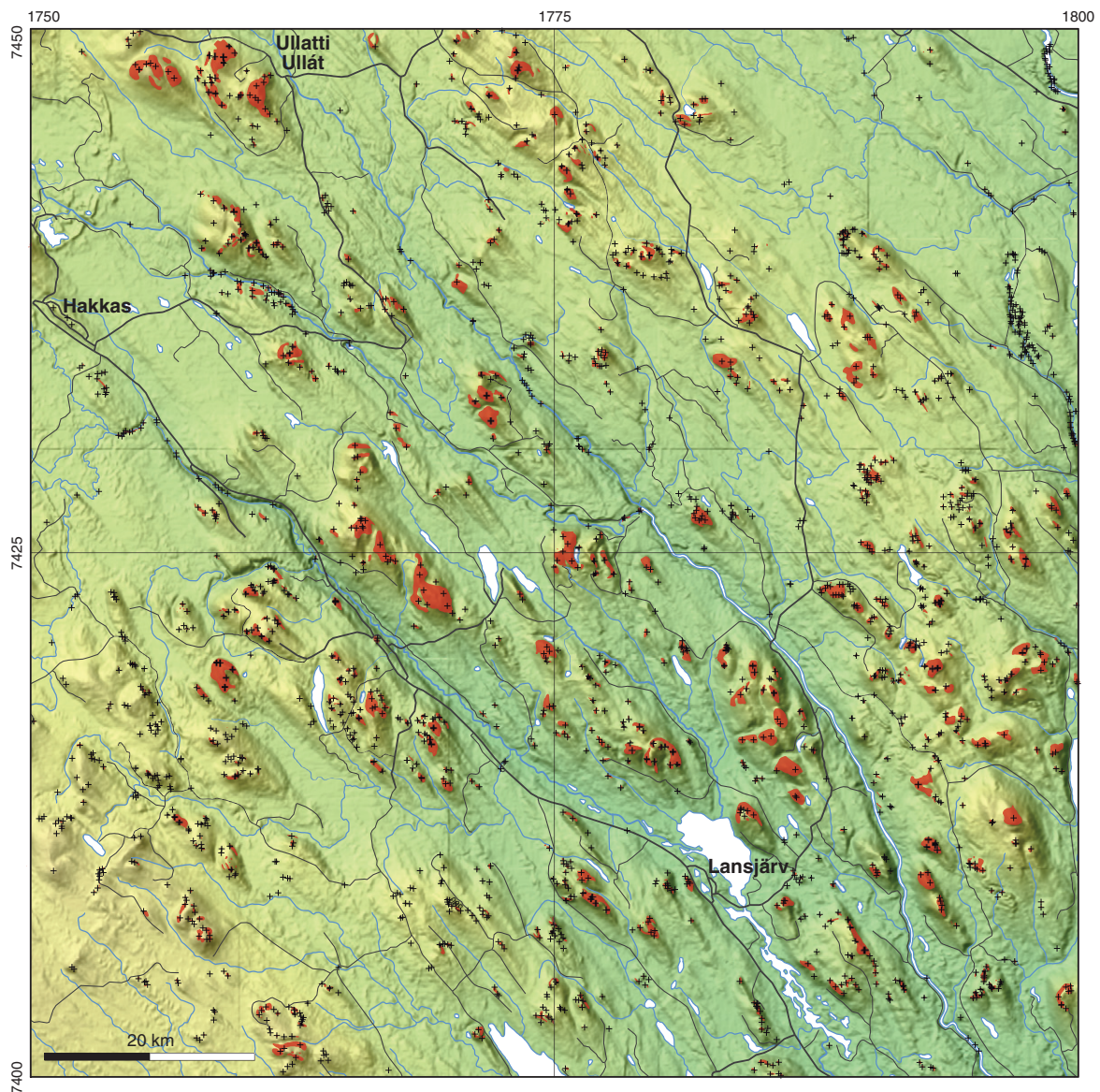
Kartområdet 27L Lansjärv är ett 50 × 50 km stort område beläget ca 50–100 km sydost om Gällivare och delas av kommunerna Gällivare, Pajala och Övertorneå. Större samhällen är Hakkas och Ullatti i den nordvästra delen och Lansjärv i den sydöstra delen.

Terrängformer

Terrängformerna är utdragna i nordvästlig–sydöstlig riktning, där större vattendrag som Linaälven, Ängesån och Skrövån rinner mot sydost. Större höjdområden är omgivna av flacka myrlandskap. Den

högsta höjden finns i kartområdets sydvästra del och når ca 445 m över havet. Området ligger till större delen över högsta kustlinjen och är väl täckt av morän och vidsträckta myrar.

Berggrundens blottningsgrad är låg, uppskattningsvis 1–2 % (fig. 1). Bergblottningar finns framför allt uppe på bergen, längs med vattendrag som skär ner i moränavlagringarna och i områden, där smältvatten från inlandsisen bildat utspolningsrännor i terrängen. Uppspruckna hållar förorsakade av frostsprängning är karaktäristiska för området med gigantiska blockhav i bergssluttningarna (fig. 2, se Lagerbäck 1988). Horisontella sprickor (bankningsplan) är vanliga i alla typer av graniter och bildades genom tryckavlastning efter att inlandsisen smälte (fig. 3 a). Biotitrika sedimentgnejser i den västra delen av kartområdet visar däremot en brantstående förskiffring, vilket gör att hållar med sedimentbergarter har en nära vertikal sprickighet (fig. 3 b).



Figur 1. Höjdreliëfkarta över 27L Lansjärv med karterade hållar (röda) och observationspunkter (svarta plus). Kartan baseras på Lantmäteriets digitala höjddatabank med 50 meters rutnät.



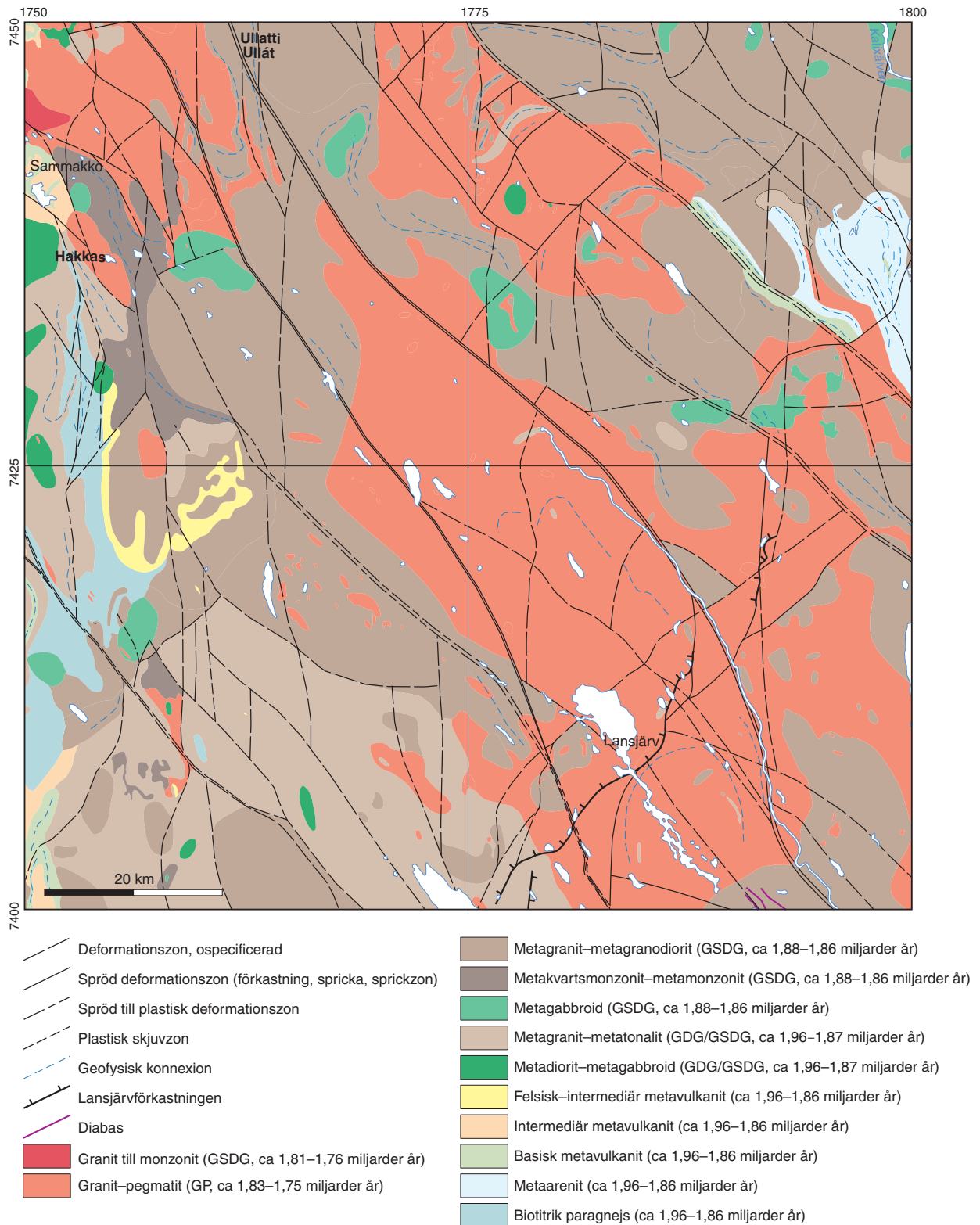
Figur 2. Hällblottningar finns framför allt på höjderna i terrängen. Karaktäristiskt är att hällarna är uppspruckna med stora blockhav i bergsslutningarna (Lessuvaara, 27L SV 3 b, 7419765/1759035). Foto: Fredrik Hellström.



Figur 3. **A.** Horisontella sprickor (bankningsplan) är vanliga i alla typer av graniter och bildades genom tryckavlastning efter att inlandsisen smälte. Foto: Stefan Sandberg (27L SO 4 f, 7424613/1775822). **B.** Biotitrika sedimentgnejsar har vanligen en brantstående förskiffring, vilket gör att hällar med sedimentbergarter har en nära vertikal sprickighet (27L SV 3 a, 7419730/1754760). Foto: Fredrik Hellström.

Berggrundsgeologisk översikt

De äldsta bergarterna inom kartområdet är förmodligen de biotitrika paragnejser som finns i de västra och nordöstra delarna av kartområdet, tillsammans med spridda, mindre förekomster av vulkaniska bergarter (fig. 4). Paragnejserna har bildats genom metamorfos av marint avsatta sedimentära bergarter,



Figur 4. Förenklad berggrundsgeologisk karta över kartområdet 27L Lansjärv.

såsom sandstenar, gråvackor och lerskiffrar. För 1 890–1 860 miljoner år sedan intruderades ytbergarterna av olika typer av magmor som stelnade och bildade de tidigsvetikokarelska intrusivbergarterna. De senare bildar stora volymer spritt över kartområdet.

De tidigsvetikokarelska intrusivbergarterna har traditionellt delats upp i grå, kalk-alkalina metagranodioriter till metadioriter (Haparandasviten) och röda, mer alkalirika graniter till syenitoider (Pertitmonzonitsviten, Witschard 1984). Radiometrisk åldersbestämningar ger åldrar på 1 890–1 870 miljoner år för Haparandasviten och 1 880–1 860 miljoner år för pertitmonzonitsvitens bergarter. (Bergman m.fl. 2001). Dessa dateringar tyder alltså på att tidsintervallet för sviternas bildning delvis överlappar varandra. Variationen i sammansättningar i de tidigorogena bergarterna beror förmodligen på skillnader i ursprungsmaterial (protolitbergart) samt på vilket djup och till vilken grad uppsmältning skett och behöver nödvändigtvis inte spegla olika tektoniska miljöer. Det finns i området heller ingen uppenbar skillnad i deformationsgrad mellan sviterna, utan deformationen är heterogen med både välbevarade och gnejsiga varianter av båda typer (jfr Bergman m.fl. 2001).

De tidigorogena djupbergarterna pressades tillsammans med de vulkaniska och sedimentära bergarterna ned till stora djup i jordskorpan under huvudfasen av den svekorelska orogenesen. Bergarterna omvandlades, deformerades och veckades under höga temperaturer och tryck. Mineralen i bergarterna omkristalliserades och parallellorienterades under metamorfosen så att bergarterna utvecklade en folierad till gnejsig struktur. Deformationen och den metamorfa omvandlingsgraden hos bergarterna varierar. I vissa fall har bergarterna delvis smält och omvandlats till ådergnejser med parallellorienterade granitiska ådror. I andra fall syns fortfarande de primära sedimentära och vulkaniska strukturerna i ytbergarterna och vissa av de tidigsvetikokarelska intrusivbergarterna är närmast odeformerade eller massformiga.

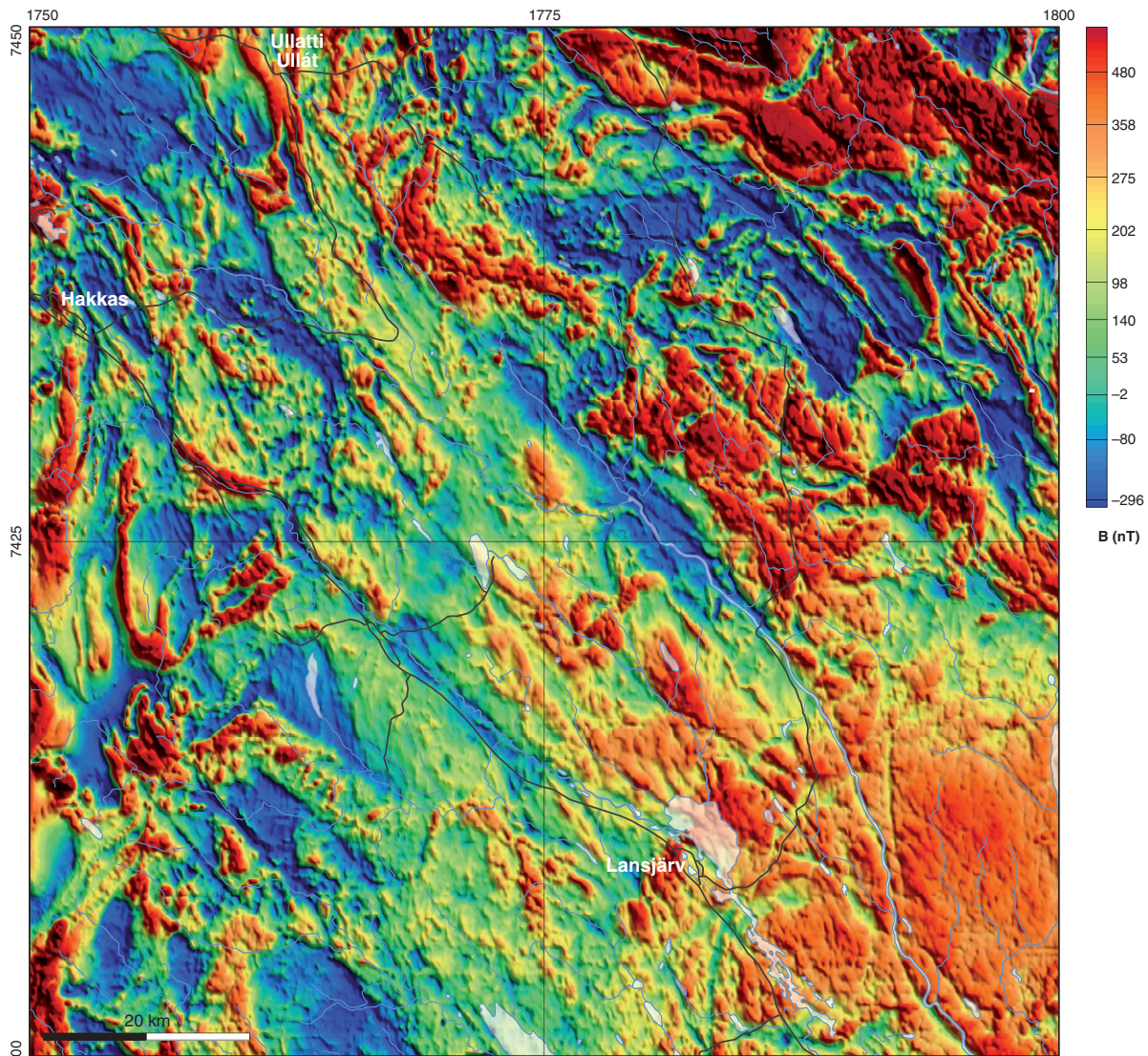
Stora delar av kartområdet består av Linagranit med associerade pegmatiter (granit-pegmatitassociationen, GP), vilka är de yngsta bergarterna i området, ca 1 800 miljoner år gamla. Granit-pegmatitassociationens bergarter bildades i slutskedet av den 1 900–1 800 miljoner år gamla svekorelska bergskedjebildningen (orogenesen) och sägs därför vara sen- till postsvekorelska. Linagraniten är vanligen massformig men har i närheten av större rörelsezoner i berggrunden blivit stråkvis deformerad.

Deformationen i dessa tektoniska zoner är således åtminstone delvis yngre än den svekorelska orogenesen. De mest framträdande zonerna stryker i nordvästlig riktning och syns tydligt både i topografin och på den magnetiska anomalikartan. Mycket unga (neotektoniska) förkastningsrörelser vid tiden under eller kort efter den senaste isavsmältningen för 9 000–8 000 år sedan finns dokumenterade i den s.k. Lansjärvförkastningen i den sydöstra delen av kartområdet (Lagerbäck 1991). Kraftiga jordbävningar drabbade då området och orsakade deformation av jordlagren med jordskred som följd. SKB har intresserat sig för den s.k. neotektoniken i området och har gjort omfattande studier (Bäckblom & Stanfors 1989).

Geofysisk översikt

Bergartstyperna i området uppvisar en varierande magnetisk susceptibilitet. Områden med kraftigt förhöjd magnetiserbarhet i t.ex. den nordöstra delen av kartområdet återfinns främst där mafiska bergarter samt pertitmonzonitsvitens bergarter dominerar (fig. 5). I de lågmagnetiska områdena återfinns bergarter med en genomsnittligt lägre susceptibilitet, främst bergarter tillhörande granit-pegmatitassociationen.

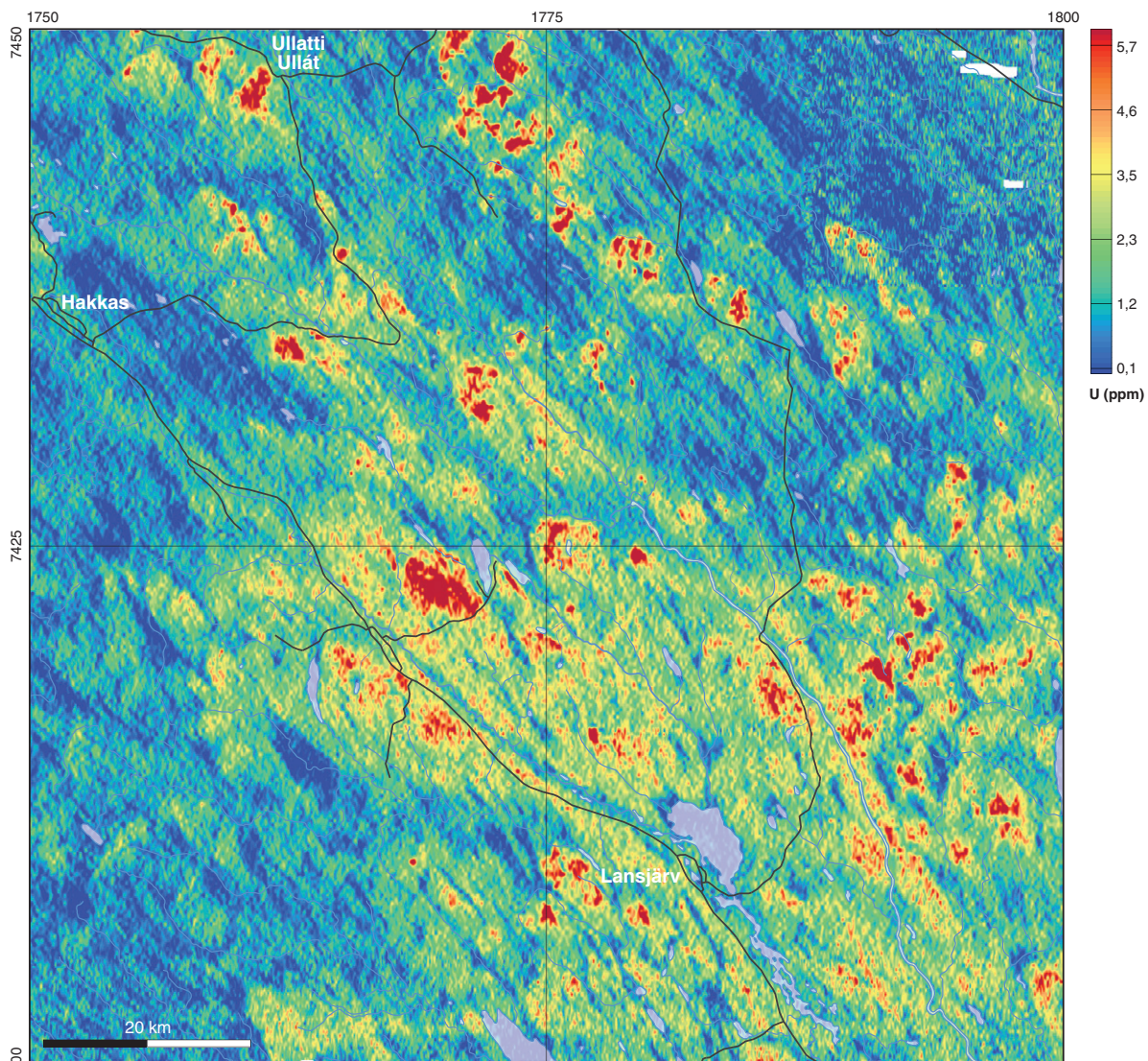
Den naturliga gammastrålningen från berggrunden i kartområdet är genomsnittligt hög på grund av den stora utbredningen av sen- till postsvekorelska bergarter tillhörande Linasviten (fig. 6). Den förhöjda gammastrålningen i de sydöstra och centrala delarna av området korrelerar med utbredningen av dessa bergarter. I stora delar av området dämpar myr- och vattenrika marker gammastrålningen. Aktivitetsindex är ett mått på den totala gammastrålningen som avges från ett material och bör för byggnadsmaterial vara mindre än 2 (The Radiation Protection Authorities in Denmark, Finland, Iceland, Norway and Sweden 2000). För 108 mätpunkter överskrider aktivitetsindex 2, vilket i 95 % av fallen har skett på bergarter tillhörande Linasviten, främst på pegmatitiska led (fig. 7). Radiumindex är ett mått på mängden radium, som ingår i ett material. Radiumindex = 1,0 motsvarar ca 16 ppm uran



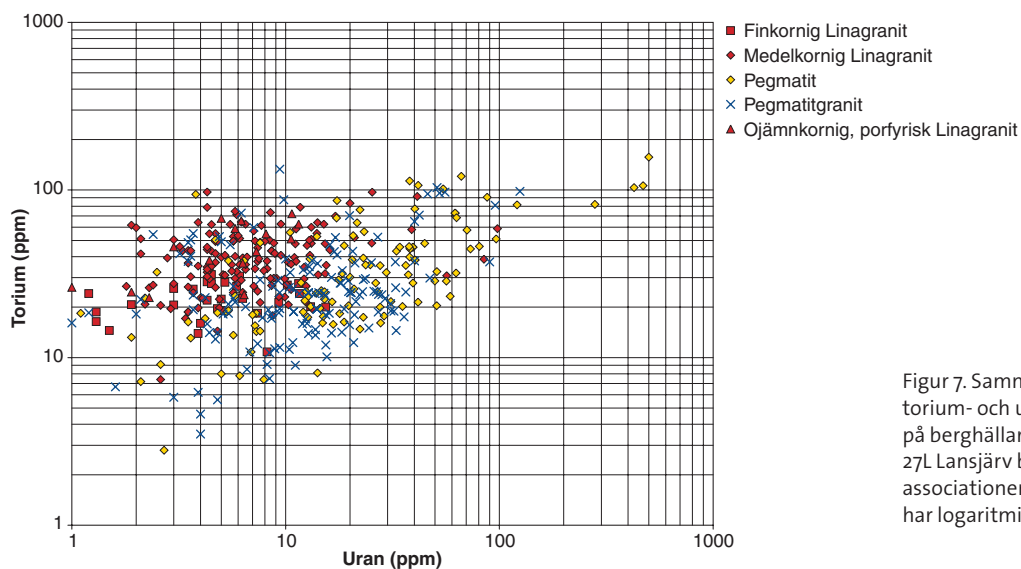
Figur 5. Magnetisk anomalikarta över kartområdet 27L Lansjärv. Magnetiska data är reducerade till epok 1965.o. Kartan visar totalfältets avvikelser från DGRF 1965.o. Den baseras på flygburna mätningar utförda 2007–2008 på 60 meters flyghöjd med ett linjeavstånd på 200 m och en öst–västlig flygriktning.

eller 200 Bq/kg radium-226), vilket är det övre gränsvärde som Boverket rekommenderar för byggnadsmaterial i byggnader där människor vistas (Boverket 1990). Närmare 12 % av mätningarna har gett uranhalt på mer än 16 ppm (radiumindex >1). Den högsta uranhalt som mätts upp i området är 550 ppm från en mineralfylld spricka i en metagranit (27L SV 4 c 7424763, 1763884), vilket motsvarar ett radiumindex på drygt 30.

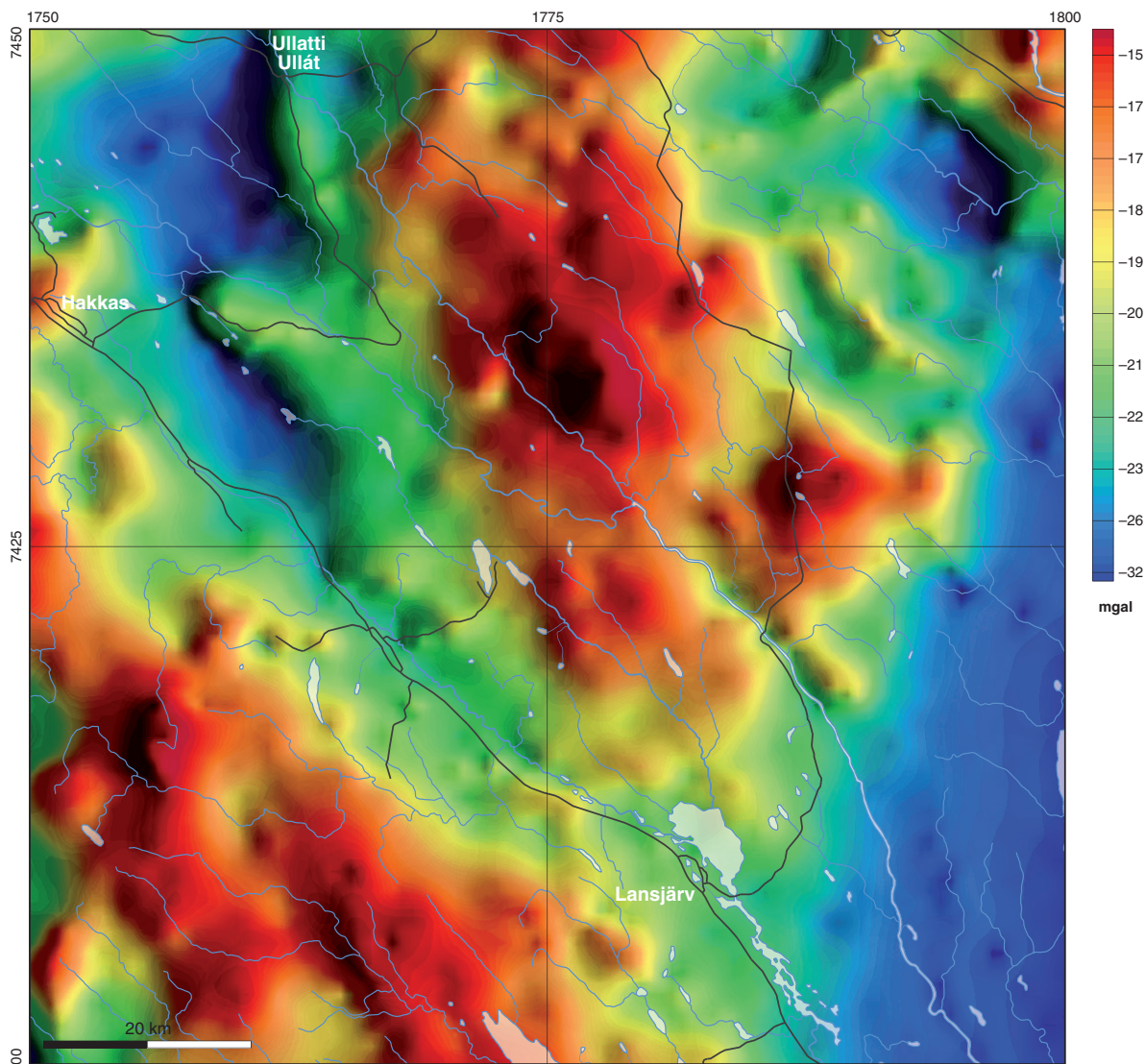
Från bougueranomalikartan framkommer att kartområdet 27L Lansjärv domineras av regionala massöverskott (fig. 8). När ett ytnära skikt studeras finner man distinkta massöverskott med en mer begränsad utbredning. Dessa ytligare liggande massöverskott kan i de flesta fall knytas till de tyngre mafiska bergarter som karterats fram. Modelleringar baserade på tyngdkraftsdata visar att de tyngre bergarterna verkar ha en större utbredning mot djupet, vilket orsakar de regionala, mer utbredda massöverskotten.



Figur 6. Karta över markens uranhalt över kartområdet 27L Lansjärv. Kartan visar den beräknade fördelningen av uran i markens yt-skikt. Halten uran är uttryckt i ppm ekvivalent uranhalt, vilket innebär att den är beräknad under antagande av radioaktiv jämvikt. Den baseras på flygburna mätningar utförda 2007–2008 på 60 meters flyghöjd med ett linjeavstånd på 200 m och en öst–västlig flygriktning.



Figur 7. Sammanställning över torium- och uranhaltar uppmätta på berghällar inom kartområdet 27L Lansjärv bestående av Lina-associationens bergarter. Axlarna har logaritmisk skala.



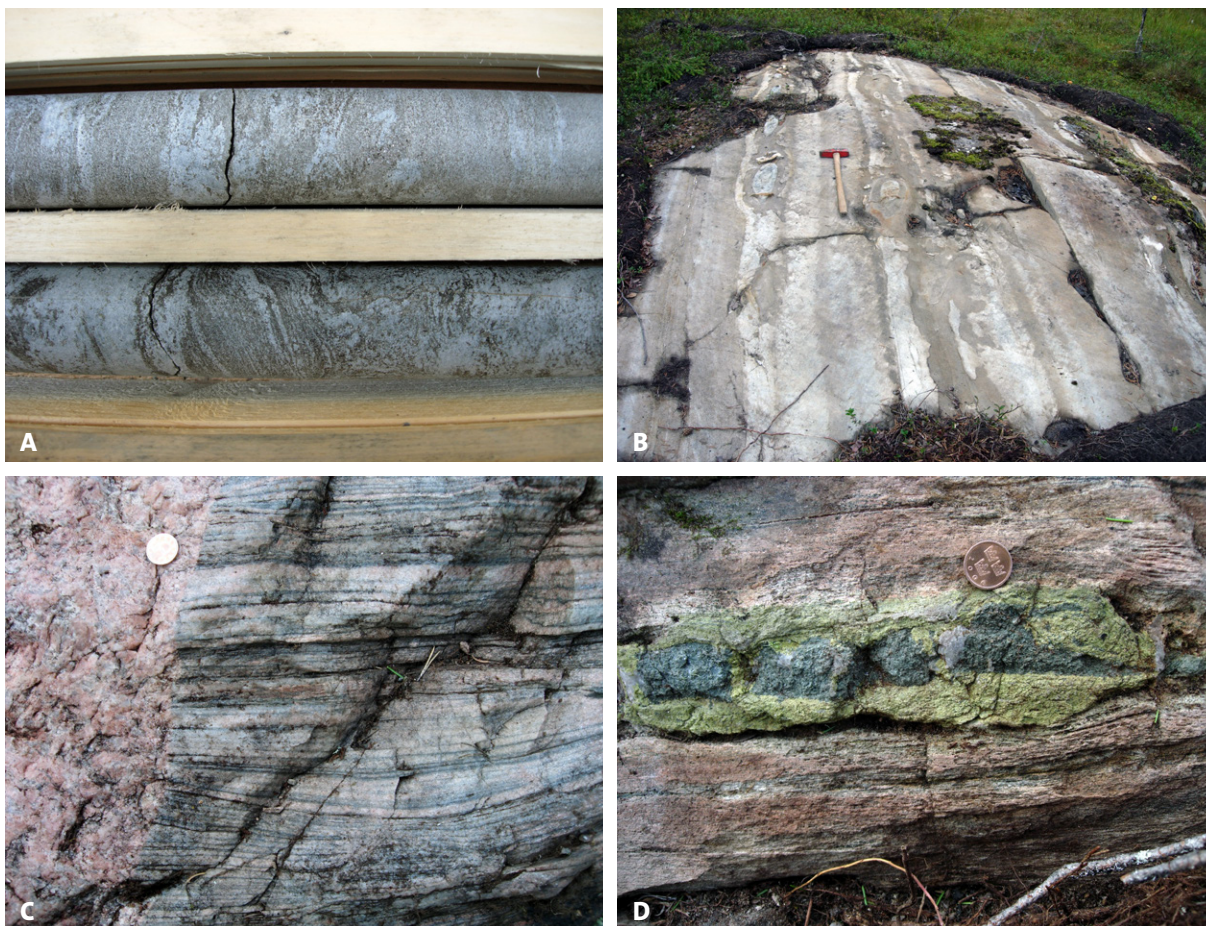
Figur 8. Bougueranomalikarta över kartområdet 27L Lansjärv. Kartan visar variationer i tyngdkraftsfältet uttryckt som bougueranomali (IGSN71) och baseras på mätningar med ett mätpunktsavstånd på ca 1–2 km där tyngdkraftsfältet är regionalt uppmätt samt ca 500–1000 m där förtätade mätningar av tyngdkraftsfältet utförts.

BERGARTSBESKRIVNING

Svekofenniska ytbergarter, ca 1,96–1,86 miljarder år gamla

Metasedimentära bergarter

I områdets västra del finns ett nord–sydligt riktat stråk som består av grå till mörkt grå, biotitrika, fin-korniga paragnejser (fig. 4), som i vissa områden innehåller tätt till isoklinalt veckade ådror av kvarts och fältspat (fig. 9 a). Underordnat finns bättre bevarade bergarter som uppvisar sedimentär lagring i form av växellagrade leriga och sandiga lager (fig. 9 b). Lokalt förekommer grafit vilket ger ytterligare belägg för de biotitrika paragnejsernas sedimentära ursprung. Pegmatiter som intruderar de metasedimentära bergarterna innehåller vanligen accessorisk turmalin och granat till skillnad från pegmatiter associerade med Linagraniten. De biotitrika paragnejser som undersökts geofysiskt i området har låg gammastrålningsaktivitet ($0,6 \pm 0,1$). Den magnetiska susceptibiliteten för bergarten är generellt låg ($<50 \times 10^{-5}$ SI-enheter).



Figur 9. Fotografier av sedimentära bergarter. **A.** Migmatitisk paragnejs med veckade kvarts-fältspatådror (27L NV 5 a, 7427935/1753255). **B.** Metagråvacka med sedimentär lagring (27L SV 3 a, 7419730/1754760). **C.** Metaarenit med en fin bandning, tolkad som primär lagring, vilken klipps av pegmatitgång (27L NO 7 j, 7435294/1797540). **D.** Körtel av mörkgrön amfibol och ljusgrön epidot i laminerad magnetitrik metaarenit (27L NO 6 j, 7434185/1797733). Foto: Fredrik Hellström.

I kartområdets nordöstra del (27L NO 6–7 j) finns en förekomst av metaareniter (fig. 4). Dessa visar en utpräglad bandning, tolkad som primär lagring (fig. 9 c). Ljusa centimetertjocka lager av kvarts och fältspat varvas med 1–3 mm tjocka skikt av biotit och klorit. Lokalt förekommer fuchsit, som är en grönfärgad, kromhaltig muskovit. I den västra delen av detta sedimentområde finns gnejsig metagråvacka–metaarenit med inlagring av intermediär till basisk metavulkanit. En skarnomvandling i form av amfibol-epidot-magnetitrika band förekommer stråkvis i metasedimenten (fig. 9 d). Magnetitbildningen har gett upphov till en förhöjd magnetisering, vilket syns i magnetanomalikartan.

Metavulkaniska bergarter

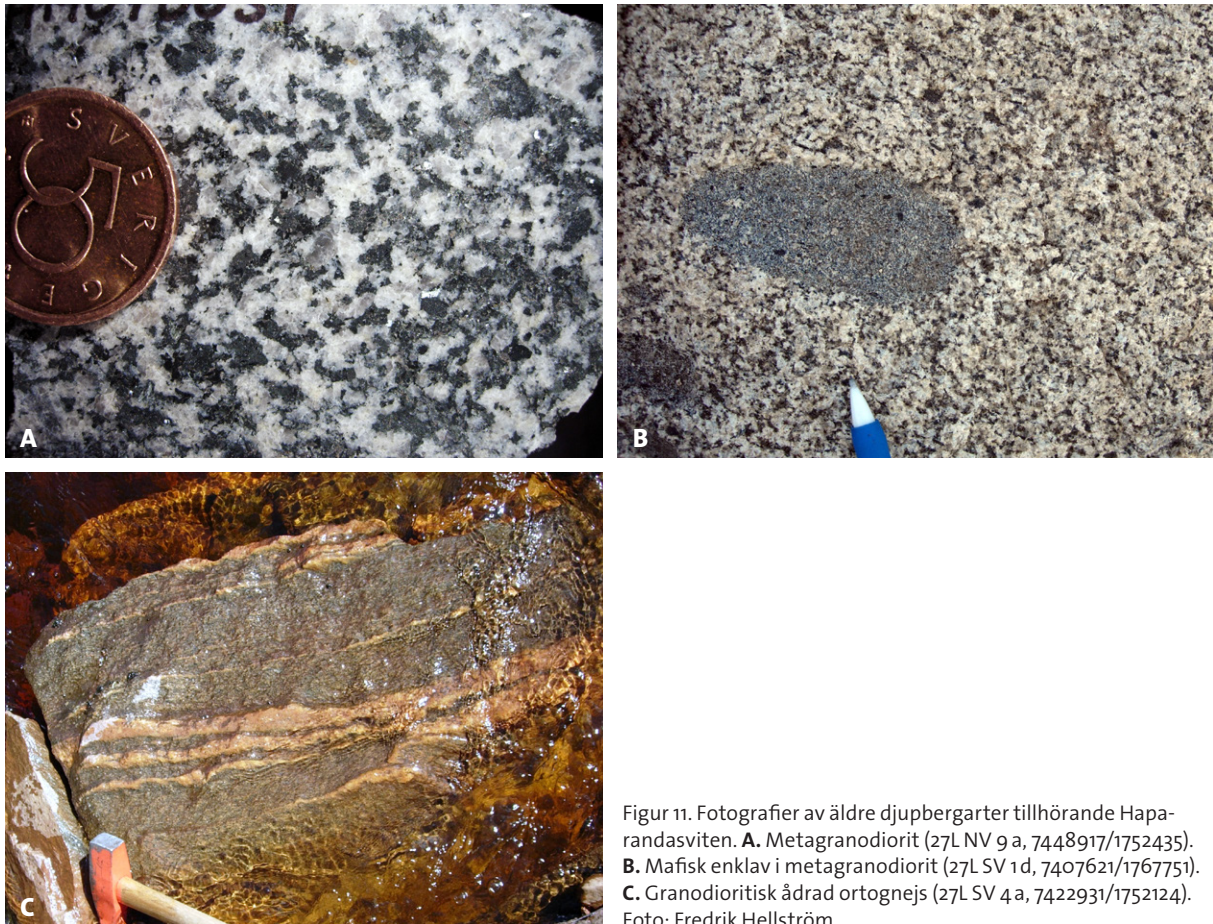
Vulkaniska bergarter har en relativt liten utbredning jämfört med områdets intrusivbergarter (fig. 4). Felsiska vulkaniter förekommer även som brottstycken i intrusivbergarterna (fig. 10 a). Vissa inneslutningar av finkorniga basiska bergarter i intrusivbergarterna är möjligen också av vulkaniskt ursprung.

Sydväst om Mäntyvaara (27L SV 4 c) finns ett större parti med en grå metadacit–metaandesit som visar övergångar till mer sparsamt förekommande röda metaryoliter och mörkgrå metaandesiter–metabasalter (fig. 4, fig. 10 b–d). Deras utbredning sammanfaller med ett förhöjt magnetiskt stråk vilken troligen orsakas av metavulkaniterna (fig. 5). Primära vulkaniska strukturer ses i form av en diffus bandning som tolkas som lagring (fig. 10 c), och i ett parti syns en vulkanisk breccia (fig. 10 d). Den magnetiska susceptibiliteten för metadaciten till metaandesiten är ibland mycket hög, upp till $51\,600 \times 10^{-5}$ SI-enheter.



Figur 10. Fotografier av vulkaniska bergarter. **A.** Brottstycke av sur metavulkanit i en metagranodiorit tillhörande Haparandasviten (27L SV Ob, 7404692/1755144). **B–F.** Vulkaniska bergarter vid Koppelovaara (27L SV 4 c, 7424365/1761455). **B.** Ryolitiska sammansättningar finns underordnat i den i huvudsak dacitiska vulkaniten. **C.** Metadacitisk sandsten med en primär lagring, som förkastas av rörelser längs med sprickor tvärs lagringen. **D.** Monomikt vulkanisk breccia och lagrad metadacitisk sandsten (till höger). **E.** Magnetitband med spår av bornit och sekundära kopparmineral i metadacit. **F.** De listformade amfibolströkornen i metadaciten har sannolikt växt till sekundärt. Foto: Fredrik Hellström.

Detta beror på den rikliga förekomsten av magnetit som lokalt bildar centimeterbreda band, vilka också innehåller kvarts, epidot, amfibol, apatit, bornit och sekundära kopparmineral. Metadacit–andesiten innehåller stavformade amfibolströkorn som sannolikt växt till sekundärt (fig. 10 f). Resultat från en U-Pb datering av zirkon från metadaciten (1882 ± 13 miljoner år, SGU, opublicerade Nordsimdata) indikerar en bildningsålder på ca 1,88 miljarder år.



Figur 11. Fotografier av äldre djupbergarter tillhörande Haparandasviten. **A.** Metagranodiorit (27L NV 9 a, 7448917/1752435). **B.** Mafisk enklav i metagranodiorit (27L SV 1d, 7407621/1767751). **C.** Granodioritisk ådrad ortognejs (27L SV 4 a, 7422931/1752124). Foto: Fredrik Hellström.

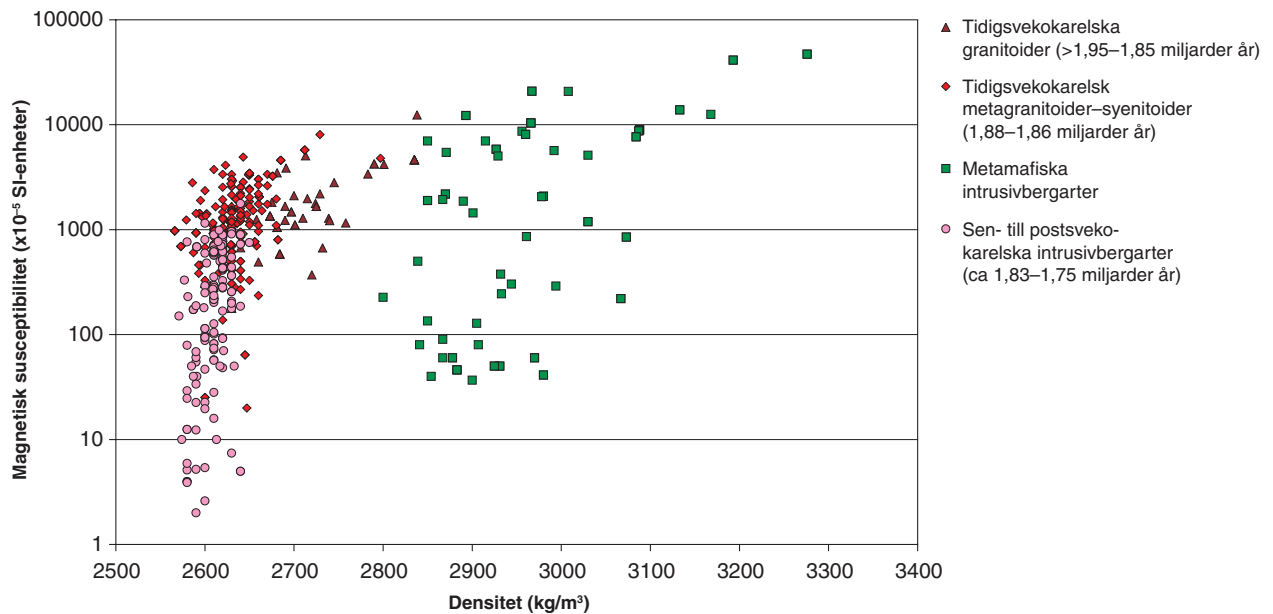
I den nordöstra delen av kartområdet finns stråk med amfibolporfyrisk metaandesit till metabasalt (fig. 4, 6 i, 7 h–i). Likaså i den allra västligaste delen mot kartområdet 27K Nattavaara förekommer troligen intermediära till basiska metavulkaniter, men berggrundens blottningsgrad är mycket låg här vilket gör områdets geologi svårtolkat.

Tidigsvekokarelska intrusivbergarter ca 1,96–1,87 miljarder år gamla

Granodioritiska till tonalitiska, biotit- och amfibolförande, grå till mörkt grå, tidigsvekokarelska intrusivbergarter bildar större massiv i den södra delen av kartområdet, men förekommer även på andra ställen som mindre kroppar eller inneslutningar i yngre bergarter (fig. 4, fig. 11 a). Rundade, mafiska enklaver är vanligt förekommande i metagranodioriterna–metatonaliterna (fig. 11 b). Underordnat finns även mindre kroppar av metagabbroid och metadiorit till metakvartsdiorit.

Bergarterna är folierade eller stängliga, lokalt ådrade, veckade och gnejsiga (fig. 11 c). En något osäker U-Pb-zirkondatering av en metagranodiorit från den sydvästra delen av kartområdet (1 d) indikerar en bildningsålder på ca 1,89 miljarder år (1887 ± 20 miljoner år, SGU, opublicerade Nordsimdata).

Bergarterna är överlag lågstrålande (aktivitetsindex = $0,6 \pm 0,2$, 1σ) men har en genomsnittligt hög susceptibilitet (1300×10^{-5} SI-enheter). Kaliumhalten varierar mellan 1,2 och 3,8 %. Petrofysikdata visar att de grå, tidigsvekokarelska intrusivbergarterna, metagranitoiderna, har en genomsnittlig densitet på 2709 kg/m^3 och en genomsnittligt hög magnetisk susceptibilitet (2072×10^{-5} SI-enheter, fig. 12).



Figur 12. Magnetisk susceptibilitet och densitet för olika bergartstyper inom kartområdet 27L Lansjärv. Semilogaritmiskt diagram.

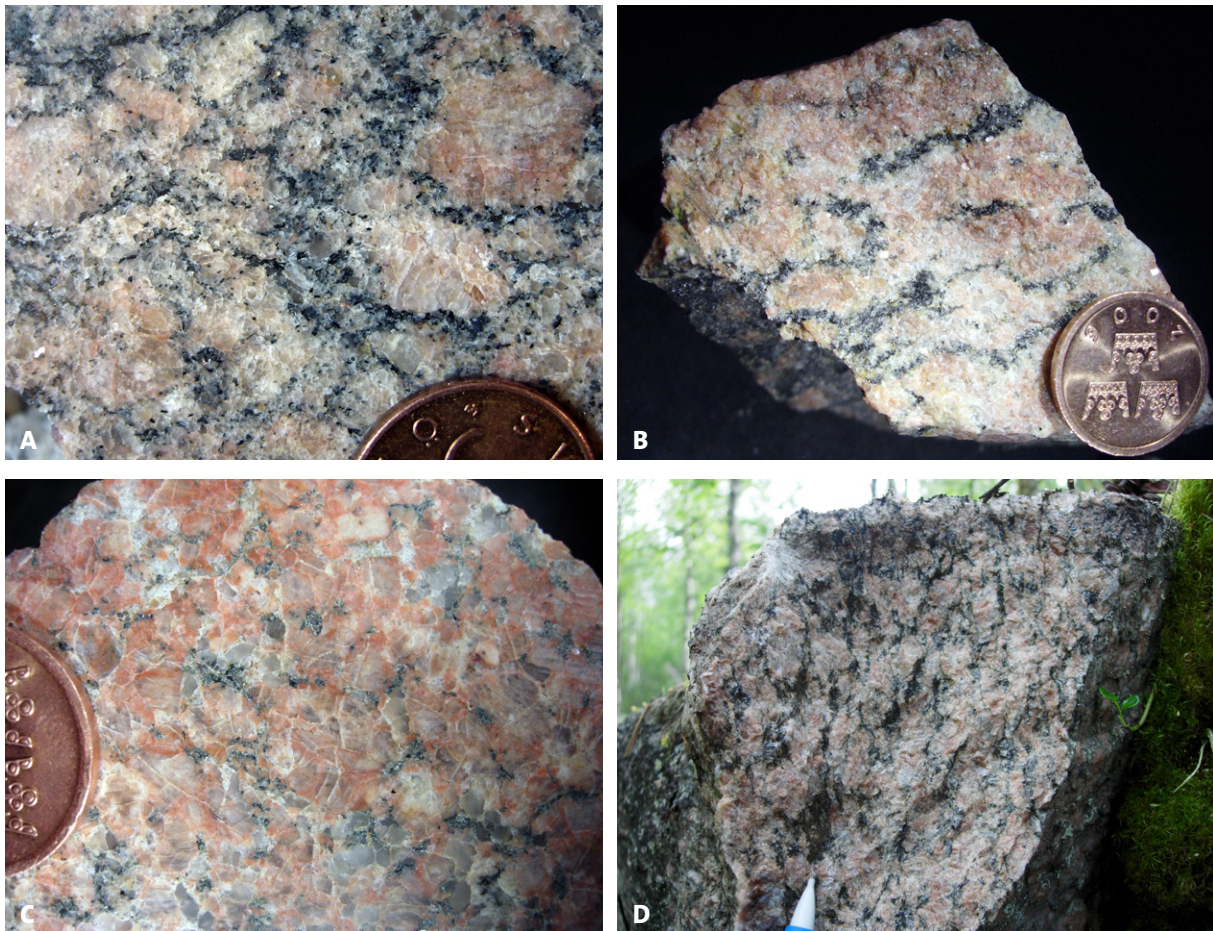
Tidigsvekokarelska intrusivbergarter, ca 1,88–1,86 miljarder år gamla

Ögonförande och porfyrisk metagranitoider till metasyenitoider

Gråroda till rödgrå, lokalt gnejsiga ögonförande graniter är mycket vanligt förekommande i kartområdet. De är relikta små- till grovporfyrisk eller relikta grovkorniga (fig. 13 a). De ursprungliga strökornen av kalifältspat är dock vanligen omkristalliserade till finkorniga, centimeterstora aggregat vilka omges av biotitrika foliationsband som sveper runt ögonen (fig. 13 b). I vissa fall har omkristallisationen gått så långt att den ursprungliga porfyrisk, relikta grövre texturen bara kan anas då matrix och ögon flyter ihop. Bergartens ögon är i vissa områden utvalsade eller utdragna och graniten uppvisar på många ställen en aggregatstänglighet.

På Nordkalottkartan (Silvennoinen m.fl. 1987) skiljs den ögonförande s.k. Skrövengraniten tillsammans med Jyryjoki-, Vuolvojaur- and Porjusgraniterna ut från de tidigsvekokarelska intrusivbergarterna. En U-Pb-zirkondatering av en gnejsig ögongranit (fig. 13 a, Skröventyp) vid Satter (7 d) ger en kristallisationsålder på ca 1,87–1,86 miljarder år (1866 ± 12 miljoner år, SGU, opublicerade Nordsimdata) och den är således samtidig med de yngsta tidigorogena granitoiderna.

Petrofysikdata visar att de ögonförande metagraniterna har en genomsnittlig densitet på 2632 kg/m^3 och en genomsnittligt hög magnetisk susceptibilitet ($1554 \times 10^{-5} \text{ SI-enheter}$, fig. 12). Trots den höga susceptibiliteten ger områden med ögonförande metagraniter oftast ett heterogent mönster på den magnetiska anomalikartan på grund av det rikliga inslaget av granit-pegmatitassociationens bergarter som intruderat den förra. De ögonförande metagraniterna uppvisar stora variationer i strålning vilket förmodligen beror på variationer i bergarternas sammansättning. Kaliumhalten varierar från 2,7 till 6,5 % (medelvärde $4,6 \pm 0,6$ %, 1σ), uranhalten från 1 till 21 ppm (medelvärde $4,6 \pm 2,8$ ppm, 1σ) och toriumhalten från 4 till 36 ppm (medelvärde $20,2 \pm 7,6$ ppm, 1σ). I det nordöstra hörnet av kartområdet finns ojämknorniga till svagt kalifältspatporfyrisk metagraniter, metagranodioriter och metakvartsmonzoniter (fig. 13 c) och med dessa associerade mafiska och underordnat ultramafiska intrusivbergarter. Välblottad berggrund längs Kalixälven (9 j) visar ett heterogent mönster, där granitiska och gabbroida magmor har blandat sig med varandra. Dessa minglingstrukturer visar att bergarterna är likåldriga och komagmatiska. En U-Pb-zirkondatering (1872 ± 4 miljoner år, SGU, opublicerade Timsdata) indikerar en bildningsålder för metagraniten och



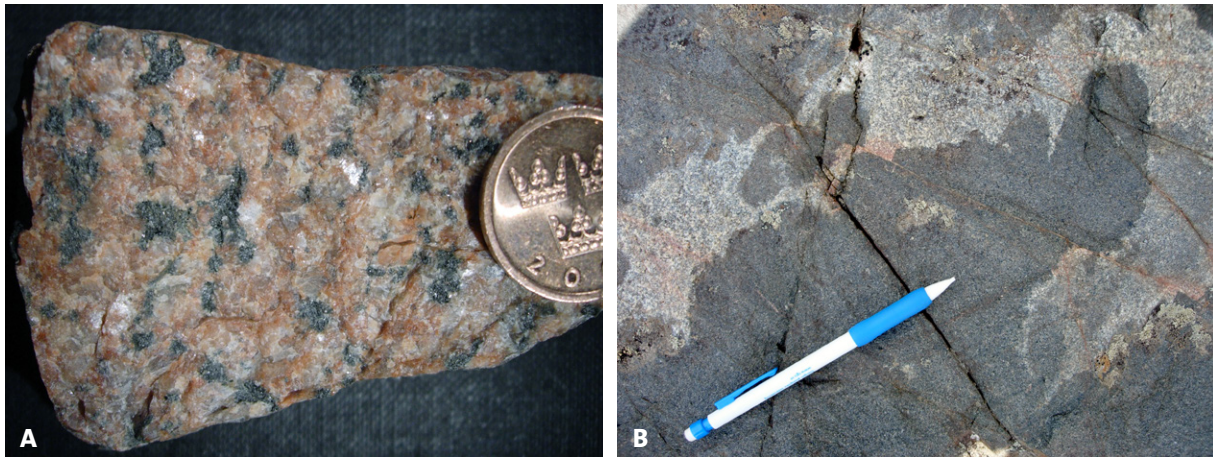
Figur 13. Fotografier av äldre metagranitoider tillhörande Pertitmonzonitsviten. **A.** Rödgrå, ögonförande metagranit från ett nu nedlagt stenbrott nordväst om Satter (Skrövengranit, 27L NV 7 d, 7436620/1766910). **B.** Grå-röd, ögonförande metagranit, där de ursprungliga ströckornen av kalifältspat är kraftigt omkristalliserade till finkorniga aggregat (ögon), utdragna i en stänglighet (Skrövengranit, 27L NV 7 d, 7435033/1765195). **C.** Röd, jämnkornig till svagt porfyrisk granit från Långheden vid Kalixälven (27L NO 9 j, 7447882/1798564). **D.** Ojämnt grovkornig till kalifältspatporfyrisk granit från Nilivaara (27L SV 3 b, 7416771/1755707). Foto: Fredrik Hellström.

därmed indirekt metagabbroiderna på ca 1,87 miljarder år. Bergarterna tillhör sannolikt samma grupp som de mer omkristalliserade, gnejsiga, ögonförande graniterna beskrivna ovan.

Liknande bergarter finns vid Nilivaara (2–3 a–b) där en grovkornig till svagt porfyrisk, röd metagranit till metakvartsmonzonit (fig. 13 d) omger en kropp av metagabbroid. Metagabbroiden samt metagraniten till metakvartsmonzoniten framträder tydligt på den magnetiska anomalikartan på grund av deras genomsnittligt höga magnetiserbarhet. Metagabbroiden ger även upphov till ett tydligt massöverskott i tyngdkraftsdata och modelleringar indikerar att kroppen troligen har större utbredning på djupet än vad som syns på ytan. Kontaktrelationer i form av minglingstrukturer visar att metagraniten och metagabbroiden är likåldriga och komagmatiska. Resultat från en U-Pb-zirkondatering (1875 ± 5 miljoner år, SGU, opublicerade Nordsimdata) av metagraniten vid Nilivaara (3 b) ger en intrusionsålder på 1 875 miljoner år, vilket innebär att metagraniten och indirekt metagabbroiden troligen tillhör pertitmonzonitsviten.

Metakvartsmonzonit–metamonzonit

I de västra delarna av kartområdet finns fler kroppar med medelkornig till grovkornig kvartsmonzonit till monzonit. Vid Hakkasfallet (6 a) syns en röd, medel- till grovkornig metamonzonit (metasyenit, fig. 14 a) som innehåller rikligt med oregelbundet formade inneslutningar av gråsvart och finkornig metamafit. Metamonzoniten är vanligen massformig till svagt folierad men på ett ställe syns en meterbred, skarpt



Figur 14. **A.** Grovt medelkornig metasyenit från Hakkasfallet (27L NV 6 a, 7430820/1754535). **B.** Nedströms Hakkasfallet (27L NV 6 b, 7431345/1756010) finns i metasyeniten ett mindre parti med finkornig till fint medelkornig, ljus grå, svagt folierad metagranit till metagranodiorit, som visar tydliga minglingstrukturer med en finkornig, mörkt grå metamafit. Foto: Fredrik Hellström.

avgränsad, kraftigt folierad, nord–sydligt stykande och brant stupande mylonitzon. Metamonzoniten innehåller spår av sulfider, främst pyrit.

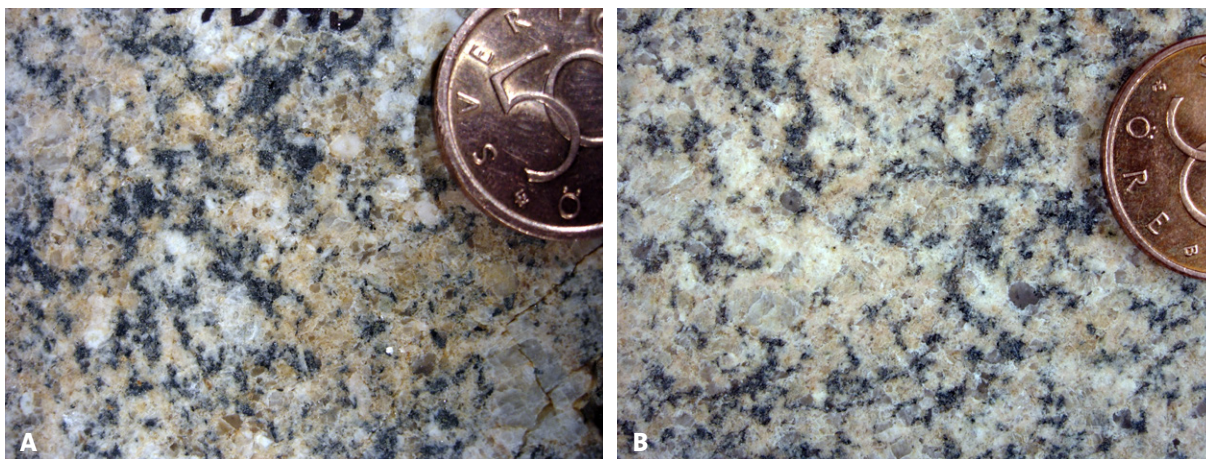
Det är svårt att skilja mellan bergarter som tillhör den 1,88–1,86 miljarder år gamla, tidigsvekokarelska pertitmonzonitsviten och ca 1,81–1,76 miljarder år gamla sen- till postsvekokarelska intrusivbergarter ("Edeforssviten"), då bergarterna i de båda sviterna har liknande sammansättning, textur och uppträdande. Metamonzoniten vid Hakkasfallet har daterats till ca 1,88 miljarder år (1881 ± 8 miljoner år, SGU, opublicerade Nordsimdata) och är således likåldrig med de äldsta bergarterna i pertitmonzonitsviten. Vid den västra kanten av kartområdet mot 27K Nattavaara finns dock en fältspatporfyrisk granit till monzonit, som utifrån observationer på 27K tolkats tillhöra de ca 1,81–1,76 miljarder år gamla sen- till postsvekokarelska intrusivbergarterna.

De metasyenitoida bergarterna i området har en genomsnittlig kaliumhalt på $4,3 \pm 1,4$ % (1σ). Torium- och uranhalterna är låga ($2,5 \pm 1,0$ ppm torium, $9,2 \pm 5,4$ ppm uran, 1σ) medan den magnetiska susceptibiliteten oftast är hög med ett medelvärde av 1640×10^{-5} SI-enheter.

Grård–rödgrå, relik medelkornig, omkristalliserad metagranit

Relikt medelkorniga, jämnkorniga till ojämnkorniga metagraniter är vanligt förekommande i kartområdet. De skiljer sig från den yngre sen- till postsvekokarelska Linagraniten genom lägre toriumhalter ($25,2 \pm 8,1$ ppm, 1σ), något större andel biotit och avsaknad av associerade pegmatiter. Den distinkt lågmagnetiska, rundade anomalin söder om Nilivaara vid Vinakbergen (0 c–d) orsakas av en närmast massformig metagranit (fig. 15 a), som omges av grå metagranodioriter. Metagraniten är ojämnt medelkornig till svagt porfyrisk och framträder även som ett lokalt massunderskott på bougeranomalikartan, vilket förklaras av dess genomsnittligt låga densitet (2622 kg/m^3 i medelvärde) i förhållande till omgivningen. Den runda intrusionsformen och den massformiga texturen antyder att metagraniten är yngre än omgivande bergarter som kan hänföras till tidigsvekokarelska intrusivbergarter (Haparandasviten). Preliminära resultat från en U-Pb-zirkondatering av metagraniten visar dock att den tillhör de tidigsvekokarelska intrusivbergarterna med en intrusionsålder på ca 1,88 miljarder år (1878 ± 7 miljoner år, SGU, opublicerade Nordsimdata).

Vid berget Lessuvaara med omgivning (3–4 b, 4 c) finns en liknande metagranit. Bergarten har en relik ojämnkornig, medelkornig textur, men de ursprungliga kornen är nu omkristalliserade till finkorniga aggregat (fig. 15 b). En U-Pb-datering av zirkon från metagraniten vid Lessuvaara ger en kristallisationsålder på ca 1,86 miljarder år (1864 ± 11 miljoner år, SGU, opublicerade Nordsimdata).



Figur 15. **A.** Grå-röd, ojämnt medelkornig till svagt porfyrisk metagranit (Vinakgranit, 27L SV Oc, 7401231/1761920). **B.** Relikt medelkornig, omkristalliserad metagranit vid berget Lessuvaara (27L SV 3 b, 7419765/1759035). Foto: Fredrik Hellström.

Finkornig metagranit till metagranodiorit

På flera ställen i kartområdet finns mindre partier med finkorniga, röda till grå metagraniter till metagranodioriter, vilka ofta är associerade med de metagranitoider och metasyenitoider som tillhör gruppen av 1,88–1,86 miljarder år gamla intrusioner. I en metakvartsmonzonit nedströms Hakkasfallet (6 b, 7431345/1756010) finns ett mindre parti med en finkornig till fint medelkornig, ljus grå, svagt folierad metagranit till metagranodiorit, som visar tydliga minglingstrukturer med en finkornig, mörkt grå metamafit (fig. 14 b). Bergarterna klipps av brantstående, nord-sydligt strykande, upp till 1,5 m breda gångar av metadiabas.

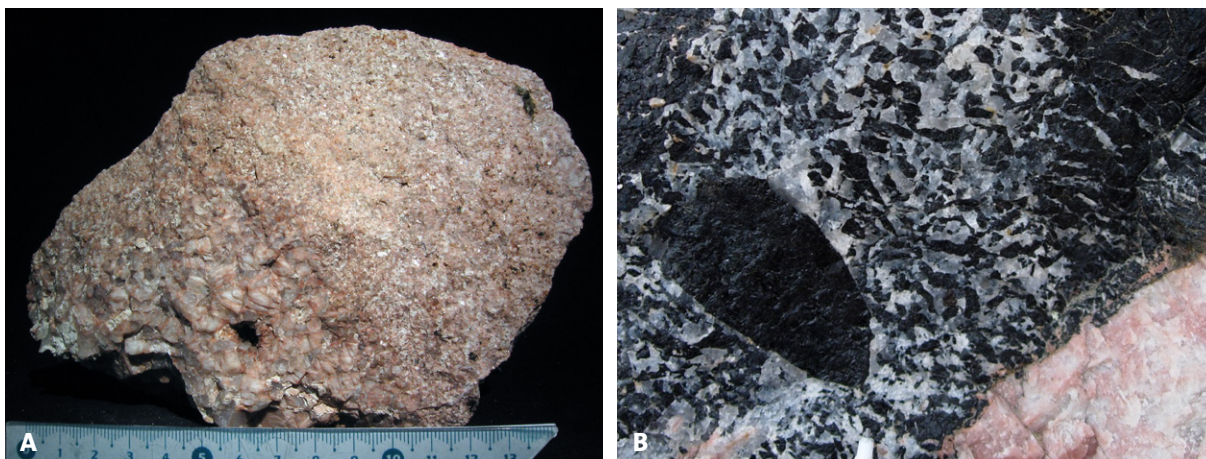
I södra delen av kartområdet vid Annikabergen (0 e, f) finns en finkornig metagranit som tolkats som en omkristalliserad subvulkanisk intrusion. Vid Koppelovaara (4 c) finns en finkornig omkristalliserad metagranit som förekommer tillsammans med intermediära till felsiska metavulkaniter.

Basiska intrusivbergarter

De basiska intrusivbergarterna i kartområdet sammanfaller i de flesta fall med lokala, positiva tyngdkraftsanomalier eller befinner sig i nära anslutning till dessa (fig. 4, 8). Eftersom berggrundens blottningsgrad är låg är det troligt att de basiska bergarterna har en något större utbredning på ytan än den som tidigare kartor visar, vilket då kan förklara de lokala, ytligt liggande massöverskott som finns i området. Större kroppar av metagabbroid förekommer t.ex. norr om Yrttivaara (7 b–c), vid Hakkas (7 a), Vuomavaara (6 f), Hammanen (5 a), Nilivaara (2–3 b) och strax norr om Tammukkavaara (2 a), och troligen finns fler metagabbroider i den nordöstligaste delen (8–9 i–j). Kontaktrelationer i form av mingling visar att många av metagabbroiderna i kartområdet 27L Lansjärv är likåldriga med relik ojämnkorniga till porfyrisk, ögonförande 1,88–1,86 miljarder år gamla graniter till kvartsmonzoniter.

Metagabbroiderna har en jämnkornig, finkornig till medelkornig textur och är metamorft omvandlade, lokalt även deformerade till amfiboliter. Vid Hammanens kvarts-fältspatbrott (5 a) syns dock meterstora, lokala block bestående av en relativt välbevarad metagabbro med subofitisk textur. Borrningar och dikesgrävningar i samband med tidigare prospekteringsarbeten vid Hammanen bekräftade att sidoberget till den brutna pegmatiten består av metagabbro (Lundmark 1987, Westfal 1988). Detta framkommer även från förtätade tyngdkraftsmätningar i området som visat på ett massöverskott.

Enligt petrofysikdata så varierar den magnetiska susceptibiliteten för metagabbroiderna från 37×10^{-5} SI-enheter upp till drygt $47\,000 \times 10^{-5}$ SI-enheter och densiteten varierar mellan 2 800 och 3 276 kg/m³



Figur 16. **A.** Granitisk, leukokratisk intrusivbergart tillhörande Linaassociation, växlande i kornstorlek från finkornig aplitisk till grovkornig pegmatitisk. Foto: Thomas Öjebring (27L NV 7 c, 7436620/1762514). **B.** Symplektitiskt sammanväxt kvarts och svart turmalin i pegmatit av okänd ålder i Nilivaara kvarts-fältspatbrott (27L SV 2 b, 7414465/1755590). Foto: Fredrik Hellström.

(fig. 12). De metadiabasgångar av okänd ålder som har observerats eller indikerats geofysiskt har i regel nord-sydlig utsträckning.

Sen- till postsvekokarelska intrusivbergarter, ca 1,83–1,75 miljarder år (granit-pegmatitassociationen)

Granit-pegmatitassociationen består av granit med associerad pegmatit (fig. 16 a), som båda uppvisar klippande relationer till övriga bergarter. Linagraniten är ljus till grå, men underordnat finns rödgrå till grå varianter. Den har en leukokratisk, monzogranitisk sammansättning med ungefär lika mängder av kvarts, kalifältspat och plagioklas och en liten andel mörka mineral (<5 %), mest spridda korn av biotit och accessorisk magnetit. Pegmatiterna har en liknande sammansättning och färg, men det finns underordnat kvartsrika, gråvita pegmatiter med accessoriska mineral som granat.

Linagraniten är tätt associerad med pegmatit och aplit som förekommer som körtlar eller gångar. Kornstorlek och textur varierar med snabba växlingar mellan finkorniga, aplitiska varianter till grovkorniga pegmatiter, samt till ställvis skriftgranitiska texturer av dessa. Övergångarna i textur och kornstorlek är mestadels gradvisa, men en och samma håll kan uppvisa både skarpa och gradvisa övergångar. Pegmatit förekommer även som enskilda, större massiv.

Det finns områden, t.ex. väster om Ullatti (27L NV 9 a–c), där Linagraniten är mer texturellt homogen, jämnkornig, medelkornig eller finkornig till fint medelkornig, med endast sparsamt förekommande pegmatiter. På andra ställen, t.ex. sydost om Lansjärv (27L SO 0–1 h), finns en annan variant som är ojämnkornig till svagt porfyrisk med enstaka strökorn av kalifältspat.

Granit-pegmatitassociationens bergarter uppvisar klippande relationer till övriga bergarter. I vissa områden med tidigsvekokarelsk ögonförande metagranit har granit-pegmatitassociationens bergarter intruderat i så stora volymer att den ögonförande metagraniten blir underordnad. Brottstycken av meta-granodiorit och ögonförande metagranit visar allmänt diffusa, assimilerade kontakter till Linagraniten. Lokalt uppträder finkorniga, biotitrika xenoliter av paragnejs eller inneslutningar av metamafiska bergarter i Linagraniten. Graniten är massformig till vanligen svagt folierad med en parallellställning av spridda biotitkorn. Strukturer är sällan väl framträdande i granit-pegmatitassociationens bergarter, delvis beroende på den leukokratiska sammansättningen, men också på att mycket av deformationen är äldre.

U-Pb-dateringar av zirkon från andra områden visar att Linagraniten bildades för 1 800–1 780 miljoner år sedan (Öhlander & Skiöld 1994, Bergman m.fl. 2002, SGU opublicerad). I Överkalixområdet (26M,

4f) finns dock en röd, leukokratisk granit som liknar Linagraniten, men en datering visar att den graniten har en intrusionsålder av ca 1,87 miljarder år (1870 ± 6 miljoner år, SGU, opublicerade Nordsimdata). Utbredningen av den äldre, leukokratiska graniten är dock inte klarlagd då den är svår att skilja från den yngre Linagraniten.

Granit-pegmatitassociationens bergarter har en genomsnittligt låg densitet på 2614 kg/m^3 och en genomsnittlig susceptibilitet på ca 440×10^{-5} SI-enheter. Den genomsnittligt låga och jämna susceptibiliteten (jämfört med övriga bergarter i området) medför att områden där Linagranit dominerar framträder som lågmagnetiska områden på den magnetiska anomalikartan. Linagraniten har generellt förhöjda toriumhalter ($38 \pm 17 \text{ ppm}$, 1σ) och framträder som toriumanomaly områden på kartan över markens toriumhalt. Linagraniten förekommer vanligen tillsammans med associerade grovkorniga pegmatiter som generellt har höga uranhalter (fig. 6, 7). Detta gör att områden där granit-pegmatitassociationens bergarter dominerar framträder som torium- eller urananomalier beroende på om det är graniter respektive pegmatiter som dominerar.

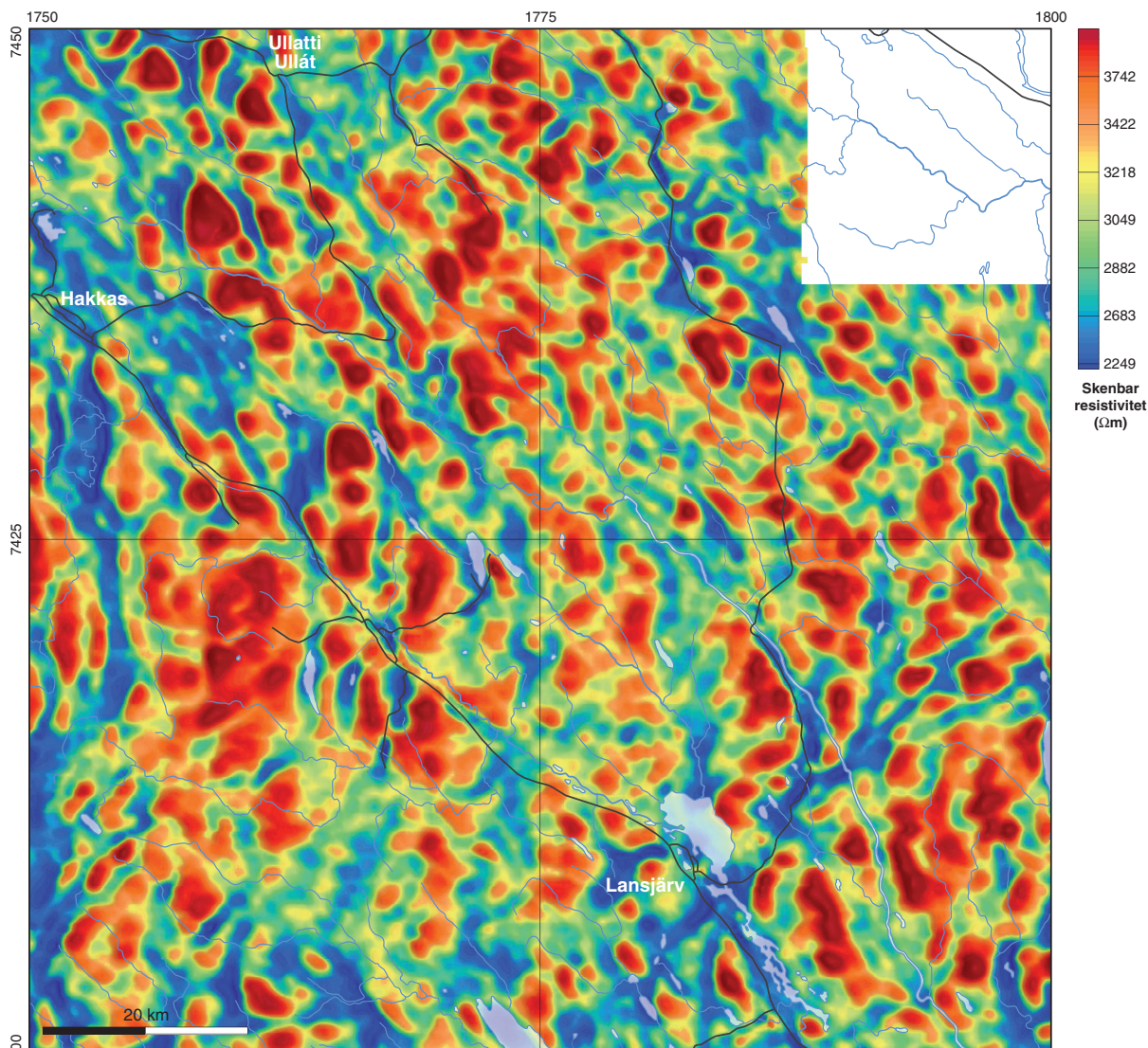
METAMORFOS OCH DEFORMATION

Migmatitisk åderbildning tillsammans med accessorisk granat, kordierit och sillimanit i de i kartområdets västra del belägna paragnejserna antyder metamorfos under amfibolitfacies (fig. 9a). Migmatitiska ådror finns också i gnejsiga varianter av granodioritiska till tonalitiska tidigsvekokarelska intrusivbergarter (fig. 11c). Även de ögonförande metagraniterna centralt i området är ställvis gnejsiga och uppvisar, åtminstone lokalt, egengenererade smältor i form av pegmatitiska ådror.

Foliationen i områdets bergarter följer i regel de storskaliga tektoniska dragen med nordvästlig, nord-sydlig eller lokalt nordöstlig strykning, och medelbrant till brant stupning. Stänglighet i form av utdragna mineral eller mineraldomäner (ögon) stupar i regel mot sydväst till sydost, generellt parallellt med de få veckaxlar som observerats.

Deformationszonerna i kartområdet har undersökts av bland annat Henkel (1989) och Talbot m.fl. (1989). De mest framträdande deformationszonerna är brantstående, nord-sydligt och nordvästligt orienterade samt flacka till branta, nordöstligt till nordnordöstligt strykande. Dessutom finns underordnat svaga morfologiska lineament med ost-västlig eller nordöstlig riktning. Deformationszonerna i Lansjärvområdet tillhör större skjuvzonssystem. Ett 50 km brett system med nord-sydliga skjuvzoner ("the Baltic-Bothnian shear zone", Berthelsen & Marker 1986) uppträder intill den svensk-finska gränsen. En liknande men smalare zon framträder väl på den magnetiska anomalikartan längs den västra kanten av kartområdet. På den topografiska kartan och på den magnetiska anomalikartan (fig. 1, 5) framträder tydligt nordvästligt strykande zoner. De utgör en del av ett ungefär 75 km brett system av större skjuvzoner ("the Botnian-Senja zone", Henkel 1987, 1989). En av dessa är den s.k. Nautanenzonen (Bergman m.fl. 2000, 2001) som passerar den sydvästligaste delen av kartområdet. Ett par av de större, nordvästligt strykande zonerna framträder även som bättre ledare på resistivitetskartan (fig. 17) och tolkas därför som spröda och vattenförande, även om de säkert i många fall också har haft en tidigare, plastisk deformationsfas. De nordvästligt och nord-sydligt strykande zonerna är skarpt begränsade, ca 200 m breda och lågmagnetiska. De karaktäriseras enligt Talbot m.fl. (1989) av en plastisk sinistral (vänstervriden) rörelse. Modellberäkningar baserade på mätprofiler över skjuvzonerna visar att stupningen i de nordvästligt orienterade zonerna är i genomsnitt 60° mot sydväst och generellt brant ($70-80^\circ$) mot väster i de nord-sydligt strykande zonerna (Arkko 1987, Henkel 1989). De centrala delarna av skjuvzonerna är inte blottade men i hållar intill dem kan man observera en intensifierad deformation.

I den sydöstra delen av kartområdet vid Lansjärv finns nordöstligt till nordnordöstligt orienterade skjuvzoner, som stupar mot ostsydost till sydost (fig. 4, Lansjärvförkastningen, Henkel 1989). En del av zonerna är mylonitiska, andra har utvecklat en förskifring (Talbot m.fl. 1989). Rörelser i dessa zoner under eller kort efter den senaste isavsmältningen har gett upphov till morfologiska förkastningsbranter i terrängen, där den västra sidan har röts sig ned relativt den östra. Förkastningsrörelser och seismisk aktivitet

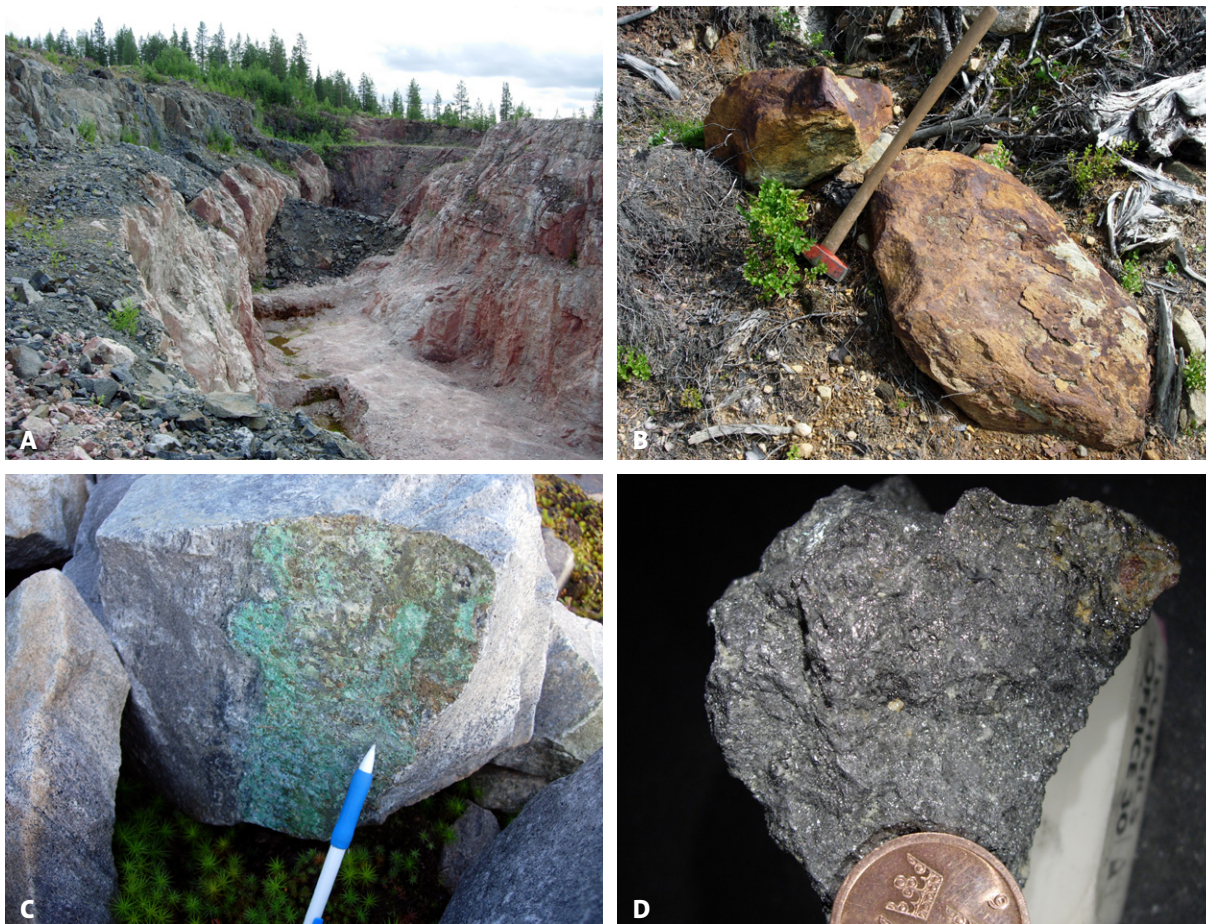


Figur 17. Kartan visar den skenbara resistiviteten beräknad från elektromagnetiska VLF-data över kartområdet 27L Lansjärv. Den baseras på flygburna mätningar utförda 2007–2008 på 60 meters flyghöjd med ett linjeavstånd på 200 m och en öst–västlig flygriktning.

har gett upphov till jordskred samt deformation i morän och olika vattenavsatta sediment (Lagerbäck & Witschard 1983, Lagerbäck 1990, 1991). Mineralogiska och texturella undersökningar i närheten av och inom förkastningszonen vid Molberget (0 f) visar att zonen där är gammal, förmodligen av proterozoisk ålder. Upprepade episoder med kataklastisk uppkrossning överpräglar och breccierar de plastiska strukturer och associerade hydrotermala högttemperaturomvandlingar som bildats under proterozoisk plastisk deformation. Sena lågtemperatursprickfyllnader med järnoxhydroxider och zeoliter förekommer i de allra yngsta, klippande mikrosprickorna (Eliasson m.fl. 1991).

BERG- OCH MINERALRESURSER

En bergtäkt i drift finns söder om Lansjärv (1 g). Huvudbergarten i täkten är en grå, ögonförande metagranitoid som innehåller rikligt med inneslutningar av en finkornig, mer basisk bergart. Det finns också rikligt med aplit–pegmatitgångar. I samband med en upprustning av vägen mellan Hakkas och Ullatti år 2006 bröts en ögonförande, rödgrå metagranit nordväst om Satter (7 d). Bergkvalitetsdata, såsom



Figur 18. Fotografier av ekonomiskt intressanta bergarter i kartområdet 27L Lansjärv. **A.** Kvarts och fältspat har brutits vid Nilivaara i den centrala delen av pegmatiten som stupar mot nordost, in under metagabbroiden till vänster. (27L SV 2 b, 7414465/1755590). **B.** Lokala rostiga, sulfidförande block längs en nybruten skogsbilväg vid Koppelovaara (27L SV 4 c 7423636/1761342). **C.** Sprängda block från vulkanithällar vid Koppelovaara med spår av bornit och sekundära kopparmineral. En analys visar på svagt förhöjda halter av ädelmetaller, 0,28 ppm guld och 1,6 ppm silver. (27L SV 4 c, 7424365/1761455). **D.** I varpen till en grafitkärpning vid Tammukavaara finns enstaka block med grovkornig grafit. Tabmokvare (27L SV 2 a, 7412230/1751330).

kulkvarnsvärde (mått på bergets nötningsmotstånd) och Los Angelesvärde (mått på bergartens sprödhet) saknas för de olika bergartstyperna i området. Sådana data skulle vara önskvärda för att kunna ge rekommendationer om vilka bergarter som bäst lämpar sig för t.ex. vägbyggnadsmaterial. Genom området löper den relativt hårt trafikerade europaväg 10 (E10).

Prospekteringen i området har i stor utsträckning varit inriktad på industrimineral som kvarts och fältspat och till viss del ornamentsten. Kvarts och fältspat har brutits vid Nilivaara (2 b) och Hammanen (5 a, Holmqvist m.fl. 1990, Lundmark 1987). Pegmatiten vid Nilivaara utgör en nordvästlig till västnordvästlig, ca 50 m bred och mer än 400 m lång linsformad kropp som står i skarp kontakt till en grönsvart metagabbroid (fig. 18 a, Sabelfeld m.fl. 2000). Pegmatiten stupar medelbrant (30–60°) mot nordost. Närmast kontakterna mot sidoberget är pegmatiten ofta utbildad som skriftgranit. Den undre delen av pegmatiten är av oren kvalitet med föroreningar av svart turmalin, biotit och accessoriskt granat och muskovit (fig. 16 b). Även pegmatitens allra översta del är av sämre kvalitet. Den centrala delen av pegmatiten är relativt ren, med ljus fältspat och stora partier med kvarts. Kvartsen är ofta omkristalliserad med en grynig, kvartsitisk textur. Holmqvist & Westfal (1985) har noterat grönaktig turmalin, som i ett fall åtföljdes av lilafärgad glimmer. Vidare har man i brottet iakttagit ett brunsvart mineral, möjligen ett niob-tantalmineral.

Det finns inga kända sulfid- eller järnoxidmineraliseringar inom kartområdet 27L Lansjärv men flera stycken alldeles utanför. Nordväst om kartområdet bryts malmer av internationell betydelse i Malmbergets och Aitik's gruvor. Nautanen- och Aitikmalmen i den södra delen av kartområdet 28K Gällivare förekommer i ytbergarter som ligger i den regionala nordvästligt strykande Nautanenzonen. Detta stråk med ytbergarter och deformationszoner fortsätter mot sydost in i kartområdet 27K Nattavaara och vidare in på de västligaste delarna av området 27L Lansjärv. Kärnbörningar på fyra platser i de västra delarna av kartområdet 27L visar förekomster av mindre zoner med disseminerad eller semimassiv magnetit och spår av kopparkis i paragnejser och metagabbroider.

Ett tiotal sulfidrika, lokala block med omvandlade vulkaniska bergarter har hittats i samband med karteringen längs med en nybruten skogsbilväg sydost om Mäntyvaara (fig. 18 b, 4 c, 7423636, 1761342). Ett prov från blocken som ligger i anslutning till hållar med vulkanit visade dock vid analys bara på låga basmetallhalter. En kortare elektromagnetisk profil mättes upp vid de sulfidförande blocken men någon ledande zon framkom inte ur dessa data. I sprängda vulkanithållar strax intill skogsbilvägen (4 c) syns centimeterbredda kvarts- och magnetitådror med spår av bornit och sekundära kopparkismineral (fig. 18 c). En analys visar på förhöjda halter av ädelmetaller, 0,28 ppm guld och 1,6 ppm silver. Block av kompakt magnetit och mindre bitar av bornit tillsammans med grönaktig kvarts finns beskrivna i fältanteckningar från Olof Ödmans länskartering av Norrbottens urberg (Ödman 1957). Blocken hittades av Herr Johansson från Mäntyvaara i samband med en dikesgrävning öster om byn (27L NV 5 c) och tolkades av Ödman att troligtvis härröra från Sakakoskimalmen i Aitikområdet. Bergarterna längs med Skrovån (27L NV 5 c) norr om Mäntyvaara innehåller lokalt rikligt med sulfider, mest pyrit. Ödman beskriver vidare i sina anteckningar ett prov från Särkivaara intill stora landsvägen (vid km 66, 27L SV 4 c–d?), där en Hjalmar Jönsson på sin guldinmutning petat ut en gul massa ur ett lokalt granitblock, vilken visat sig innehålla 0,1 g guld och 0,65 g silver per 100 g analysprov.

Vid Tammukkaavaara (Tabmokvare, 2 a, 7412230/1751330) finns en mindre grafitfyndighet i biotitrik paragnej (fig. 18 d, Ödman 1957). Redan på 1760-talet togs grafit från denna förekomst (Tegengren 1924). "Grafitgruvan" utgörs av ett 3 m djupt hål som är ca 5 m i diameter. I varphögen intill skärpningen hittas enstaka block med grovkornig grafit. Vidare syns flera centimeter stora granater i paragnejsen vid lokalen. Troligen är utbredningen av grafitten liten eftersom elektromagnetiska data inte indikerar någon lågresistiv zon på eller i närheten av platsen för grafitfyndigheten.

REFERENSER

- Antal Lundin, I., Björk, L., Carlsäter, M., Claeson, D., Hellström, F., Jonsson, E., Kero, L., Sadeghi, M. & Åkerman, C., 2007: Mellersta Norrbotten. I H. Delin (red.): Berggrundsgeologisk undersökning. Sammanfattning av pågående verksamhet 2006. *Sveriges geologiska undersökning Rapporter och meddelanden* 126, 28–66.
- Antal Lundin, I., Björk, L., Carlsäter Ekdahl, M., Claeson, D., Hellström, F., Jonsson, E., Kero, L., Sadeghi, M., Åkerman, C., 2008: Mellersta Norrbotten. I H. Delin (red.): Berggrundsgeologisk undersökning. Sammanfattning av pågående verksamhet 2007. *SGU-rapport* 2008:24, 12–78.
- Arkko, V., 1987: SKB-Project bedrock stability, Tectonic studies in the Lansjärv area. Report on the magnetic dip determination. *SKB rapport* 88-04, 63 s.
- Bergman, S., Kübler, L. & Martinsson, O., 2000: Regionala geologiska och geofysiska kartor över norra Norrbottens län: Berggrundskarta (öster om kaledoniska orogenen). *Sveriges geologiska undersökning Ba* 56:1.
- 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, 110 s.
- Bergman, S., Persson, P.-O. & Kübler, L., 2002: U-Pb titanite and zircon ages of the Lina granite at the

- type locality NW of Gällivare, northern Sweden. *I S. Bergman (red.): Radiometric dating results 5. Sveriges geologiska undersökning C 834*, 12–17.
- Berthelsen, A. & Marker, M., 1986: 1.9–1.8 Ga old strike-slip megashears in the Baltic shield, and their plate tectonic implications. *Tectonophysics* 128, 163–181.
- Boverket, 1990: *Nybyggnadsregler: föreskrifter och allmänna råd: BFS 1988:18 (Nr 1) med ändringar BFS 1990:28 (Nr 2)*. Boverket. Allmän förlaga 1991, 41 s.
- Bäckblom, G. & Stanfors, R. (red.), 1989: Interdisciplinary study of post-glacial faulting in the Lansjärv area northern Sweden 1986–1988. *SKB Technical Report 89-31*.
- Eliasson, T., Smellie, J. & Tullborg, E.-L., 1991: Mineralogical studies of the "post-glacial" fault exposed at Molberget, Lansjärv area, northern Sweden. *SKB arbetsrapport 91-14*, 21 s.
- Henkel, H., 1987: Tectonic studies in the Lansjärv region. *SKB Technical Report 88-07*, 66 s.
- Henkel, H., 1989: Tectonic studies in the Lansjärv region. *I G. Bäckblom & R. Stanfors (red.): Interdisciplinary study of post-glacial faulting in the Lansjärv area Northern Sweden 1986–1988. SKB Technical Report 89-31*, 25 s.
- Holmqvist, A. & Westfal, T., 1985: Nilivaara fältspatförekomst, undersökning 1985. *SGAB rapport GDA: PRAP85084*, 10 s.
- Holmqvist, A., Lidström, G. & Westfal, T., 1990: Fältspat och kvarts, Nilivaaraområdet. *SGAB rapport PRAP90060*, 12 s.
- Lagerbäck, R. & Witschard, F., 1983: Neotectonics in northern Sweden – geological investigations. *SKBF KBS Technical Report 83-58*, 58 s.
- Lagerbäck, R., 1988: Periglacial phenomena in the wooded areas of northern Sweden – relicts from the Tärenö interstadial. *Boreas* 17, 487–499.
- Lagerbäck, R., 1990: Quaternary faulting and paleoseismicity in northern Fennoscandia, with particular reference to the Lansjärv area, northern Sweden. *Geologiska Föreningens i Stockholm Förhandlingar* 112, 333–354.
- Lagerbäck, R., 1991: Seismically deformed sediments in the Lansjärv area, Northern Sweden. *SKB Technical Report 91-17*, 58 s.
- Lundmark, C., 1987: Hammanen. Diamantborrning 1987. *SGAB GDA:PRAP87051*, 5 s.
- Sabelfeld A., Einarsson, Ö. & Greiling, R.O., 2000: Die feldspatlagerstätte Niilivaara in Norrbotten, Schweden. *Zeitschrift für Angewandte Geologie* 46, 22–28.
- Silvennoinen, A., Gustavson, M., Perttunen, V., Siedlecka, A., Sjöstrand, T., Stephens, M.B. & Zachrisson, E., 1987: *Geological map, Pre-Quaternary rocks, Northern Fennoscandia. Scale 1:1000 000*. Geological Surveys of Finland, Norway and Sweden.
- Talbot, C., Munier, R. & Riad, L., 1989: Reactivations of Proterozoic shear zones. *I G. Bäckblom & R. Stanfors (red.): Interdisciplinary study of post-glacial faulting in the Lansjärv area Northern Sweden 1986–1988. SKB Technical Report 89-31*, 17 s.
- Tegengren, F.R., 1924: Sveriges ädlare malmer och bergverk. *Sveriges geologiska undersökning Ca 17*, 406 s.
- Westfal, T., 1988: Hammanen – Nilivaara dikesgrävning. *SGAB GDA:PRAP88059*, 8 s.
- 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*, 151 s.
- Öhlander, B. & Skiöld, B., 1994: Diversity of 1.8 Ga potassic granitoids along the edge of the Archean craton in northern Scandinavia: a result of melt formation at various depths and from various sources. *Lithos* 33, 265–283.

TACK

Ett stort tack till extrageologer Eva Danielsson (2007, 2008), Magnus Ekdahl (2008), Karin Rasmussen (2007), Stefan Sandberg (2006) och Thomas Öjebring (2006) för deras insatser i samband med kartering av Lansjärvområdet. Carl-Axel Triumf (Geovista) gjorde geofysiska markmätningar under 2008. Tack också till Benno Kathol, Lutz Kübler och Stefan Bergman för deras granskning av beskrivning och kartor. Ildikó Antal Lundin, Dick Claeson, Erik Jonsson, Martiya Sadeghi, Christer Åkerman m.fl. i Mellersta Norrbottenprojektet tackas för gott samarbete och bra respons i samband med exkursioner etc. Tack också till Hakkas Bygdegårdsförening för fint och rymligt boende i den gamla skolan i Hakkas.

