Sveriges geologiska undersökning

Berggrundsgeologisk undersökning
– Sammanfattning av pågående verksamhet 2007

Bedrock mapping
Summary of ongoing activities 2007
with an introduction in English

Hans Delin (red.)

Berggrundsgeologisk undersökning – Sammanfattning av pågående verksamhet 2007

SGU-rapport
2008:24

SGU-rapport
2008:24

ISBN 978-91-7158-835-7

Omslagsbild: Raukområdet Langhammarshammaren.
Fårö, norra Gotland. Foto Mikael Erlström.

© Sveriges geologiska undersökning

Layout: Agneta Ek, SGU

INLEDNING

I denna skrift presenteras sammanfattningar av de fältarbeten och övriga undersökningar som utfördes under fältsäsongen 2007 inom SGUs berggrundsgeologiska undersökningsverksamhet. Syftet är att kontinuerligt informera om karteringsläget och att presentera preliminära resultat efter hand som undersökningarna fortskrider. Detta gör att geoinformationen snabbare kan nå användarna och komma till nytta.

Rapporteringen startade med 1994 års fältarbeten och detta är den fjortonde rapporten i sitt slag. De tidigare volymerna har publicerats våren efter respektive fältsäsong och är av relativt kortfattad och preliminär karaktär, eftersom de skrivs innan någon större bearbetning av den insamlade informationen ägt rum. Liksom tidigare har innehållet i denna rapport inte genomgått en strikt vetenskaplig granskning, och författarna ansvarar själva för innehållet i varje enskild del. För vidare information hänvisas den intresserade till den för området ansvarige geologen eller geofysikern.

Manusstopp för rapporterna var den 17 december 2007.

Den insamlade berggrundsgeologiska och geofysiska informationen lagras successivt i SGUs databaser. De färdiga berggrundskartorna är tillgängliga både i tryckt form och som kartdatabaser. Produktionsläget för dessa framgår av figurerna 1 och 2 respektive figurerna 3 och 4.

Alla är välkomna att ta del av arbetsmaterial från pågående arbeten, men det är först efter en slutlig sammanställning och utgivning som resultaten och grundinformationen finns till allmän försäljning.

Hans Delin
1:e Statsgeolog

INTRODUCTION

This volume provides summaries of predominantly field activities carried out during the summer of 2007 within the Geological Survey of Sweden's (SGU) programme for bedrock mapping. It aims to present the status of bedrock map production at SGU as at 17th December 2007 and to provide access to new geological information from ongoing projects prior to final release when the material is published.

This report series started with the field works of 1994 and the present one is the fourteenth volume. The reports in all these volumes are relatively short and general in character and provide preliminary results from ongoing projects. As in earlier volumes, the reports presented here have not been subjected to a peer scientific review and the authors are solely responsible for the information provided in the individual contributions. If you are interested in more information from the individual projects, please do not hesitate to contact directly the responsible geologist or geophysicist. However, information cannot be fully released to the general public before the final compilation and publication.

The location of the ongoing mapping projects and the status of production of bedrock maps at different scales can be seen in figures 1 and 2. Geological and geophysical information from the mapping projects is stored in SGU´s databases. The compiled information is available both as printed bedrock geological maps and as map databases, status of the latter is illustrated in figures 3 and 4

Hans Delin
Senior State Geologist

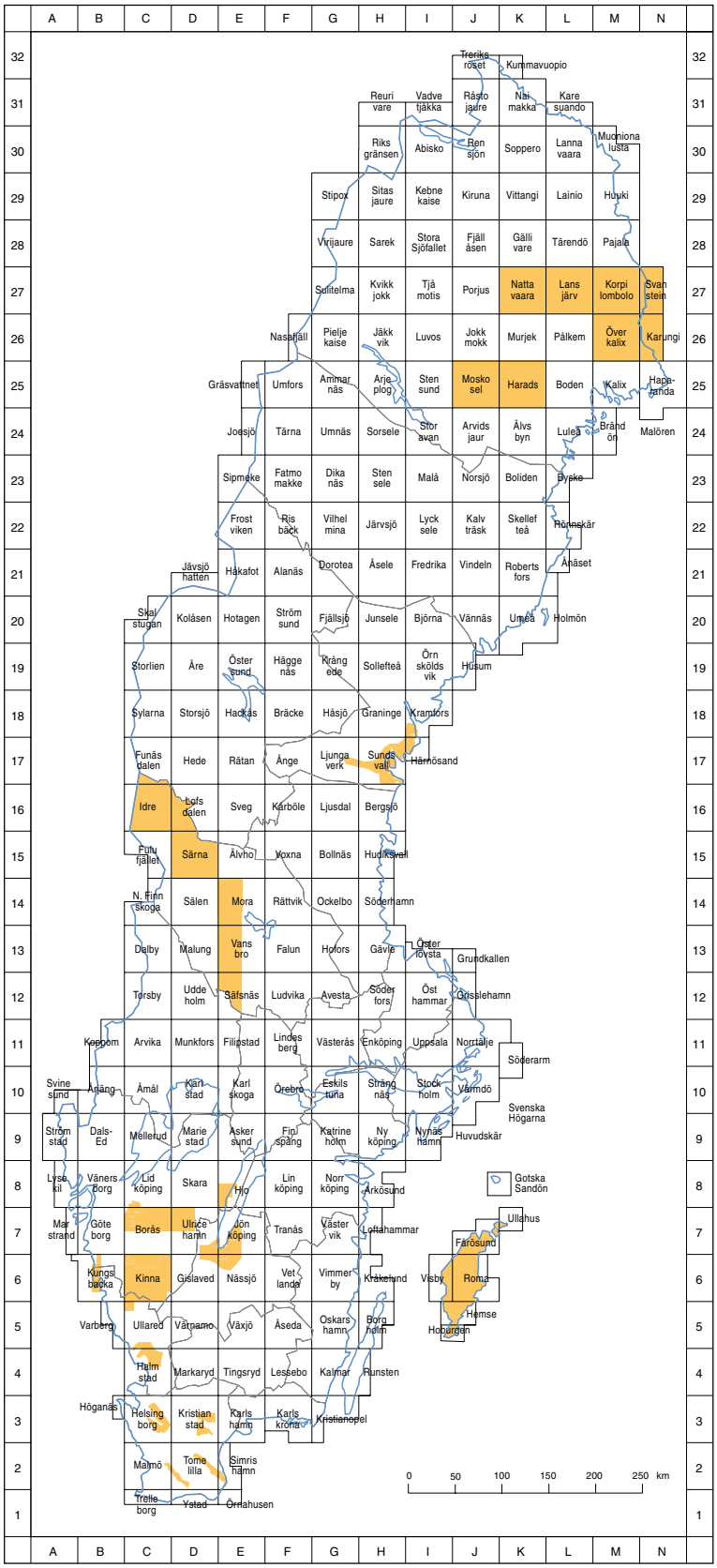


Fig. 1. Pågående karteringsprojekt som beskrivs i denna rapport.
Ongoing mapping projects described in this report.

INNEHÅLLSFÖRTECKNING

PROSPEKTERINGSINTRESSANTA OMRÅDEN. KARTOR 1:50 000

Projekt Moskosel–Harads 7
Benno Kathol, Sven Aaro och Johan Jönberger

Projekt Mellersta Norrbotten 12
Ildikó Antal Lundin, Leif Björk, Maria Carlsäter Ekdahl, Uppsala, Dick Claeson, Lund, Fredrik Hellström, Erik Jonsson, Leif Kero, Martiya Sadeghi och Christer Åkerman, Uppsala

Kartområdet 27K Nattavaara 13
Kartområdet 27L Lansjärv 27
Kartområdet 27M Korpilombolo och 27N Svanstein 52
Kartområdet 26M Överkalix och 26N Karungi 67

Tätortsprojekt. Kartor 1:50 000 och 1:250 000

Projekt Skåne–Halland, bergkvalitet 79
Lena Persson, Magnus Ekdahl och Mattias Göransson, Uppsala

Projekt Jönköping, berg och bergkvalitet 88
Thomas Eliasson, Ulf Bergström, Göteborg och Johan Jönberger, Uppsala

Projekt Västra Götaland, berg, lokal och regionalt 100
Lena Lundqvist, Göteborg, Robert Berggren, Malå, Ulf Bergström, Göteborg, Magnus Ekdahl, Fredrik Hellström, Uppsala, Inger Lundqvist, Göteborg, Charlotte Möller, Lund och Andrius Rimša, Uppsala

Geofysiska undersökningar 102
Kartområdet Vårgårda kommun, 7C Borås NV och NO 104
Kartområdet Onsala 109
Kartområdet 8E Hjo SV 111
Kartområdet Kinna–Ullared 113

Projekt Sundsvall, berg och bergkvalitet 120
Claes Mellqvist, Torbjörn Bergman, Rune Johansson och Per Nystén, Uppsala

REGIONALA KARTOR 1:250 000

Projekt Gotlands län 132
Mikael Erlström, Lund, Lena Persson, Uppsala, Ulf Sivhed, Lund och Linda Wickström, Uppsala

Projekt Västra Dalarna 143
Magnus Ripa, Martin Ahl, Mehrdad Bastani, Hans Delin, Lutz Kübler, Per Nysten, Lena Persson och Torbjörn Thelander, Uppsala

Kartområdena 12E Säfsnäs NV och SV 144
Kartområdena 13E Vansbro NV och SV 152
Kartområdena 14E Mora NV och SV 159
Kartområdena 15D Särna NV och SV 162
Kartområdena 15D Särna NO och SO 170
Kartområdena 16C Idre samt 16D Lofsdalen NV och SV 183

Kartor och övriga publikationer 2007 192

Sveriges geologiska undersökning
Box 670, 751 28 Uppsala
Tel. 018-17 90 00
Fax. 018-17 92 10

Sveriges geologiska undersökning
Geovetarcentrum
Guldhedsgatan 5A, 413 81 Göteborg
Tel. 031-20 00 75
Fax. 031-20 02 05

Sveriges geologiska undersökning
Kiliansgatan 10, 223 50 Lund
Tel. 046-14 01 05
Fax. 046-12 00 39

Sveriges geologiska undersökning
Skolgatan 4, 930 70 Malå
Tel. 0953-10 760
Fax. 0953-216 86

PROSPEKTERINGSINTRESSANTA OMRÅDEN. KARTOR 1:50 000

Moskosel-Harads

Benno Kathol, Sven Aaro och Johan Jönberger

Projektet ”Moskosel–Harads, baskartering berg” omfattar kartområdena 25J Moskosel och 25K Harads (fig. 1). Syftet är att skapa ett berggrundsgeologiskt underlag för en långsiktigt hållbar resurshantering inom delar av Norrbottens län samt att skapa planerings- och beslutsunderlag för företag, kommuner, länsstyrelser och allmänheten. Resultaten kommer att redovisas i form av berggrundsgeologiska och geofysiska databaser samt tryckta berggrundskartor i skala 1:50 000. Arbetet genomförs enligt rutin GUBStB i SGUs karteringsprocesser för berg. Under sommaren 2007 har karteringen pågått i kartområdena 25K Harads NV, NO och SO. Sammanlagt har 1787 km^2 karterats. Tillsammans med fältinsatserna år 2004, 2005 och 2006 (se Kathol & Aaro 2005, Kathol m.fl. 2006, Kathol m.fl. 2007) är nu hela projektområdet (5000 km^2) dvs. kartområdena 25J Moskosel och 25K Harads färdigkarterade.

De geologiska fältarbetena har utförts av Benno Kathol och Christina Lundmark (SGU) med biträde av extrageologerna Charlåtta Brandt, Stefan Persson, Carl-Henrik Pettersson (Stockholms universitet) samt Annika Brunbäck och Helena Svenningsson (Göteborgs universitet). Risto Kumpulainen (Stockholms universitet) har undersökt bergarterna i Svartlågruppen. De geofysiska undersökningarna har utförts av Sven Aaro och Johan Jönberger (SGU). Martin Hjärtén och Faramarz Nilfouroushan (Uppsala universitet) har biträtt som extrageofysiker. Det geofysiska fältarbetet har inriktats huvudsakligen på spektrometermätningar för bestämning av kalium-, uran- och toriumhalter på berghällar samt provtagning för bedömning av bergarternas fysikaliska egenskaper. Magnetiska data från flygmätningen har använts som underlagsmaterial vid pla-

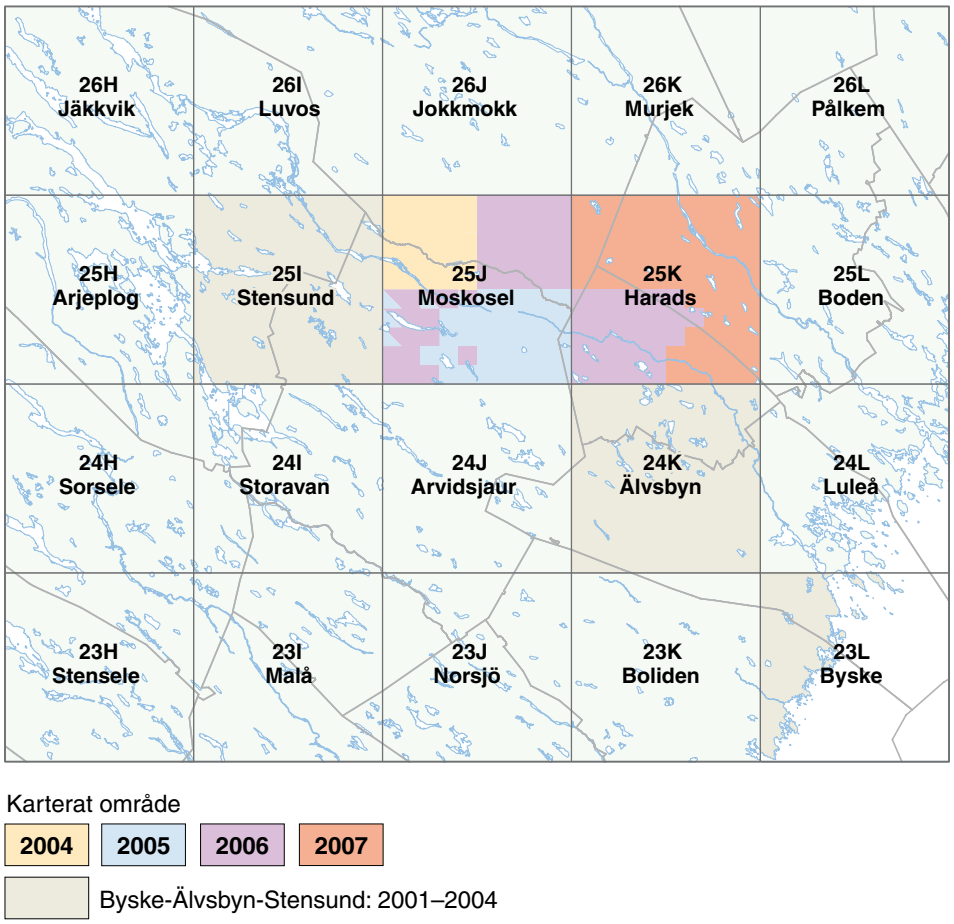


Fig. 1. Genomförd karteringsverksamhet.

neringen av markprofilmätningarna som har gjorts i syfte att mer i detalj kartlägga deformationszoner (bl.a. sprickzoner) samt bergartskontakter. Mineralfyndigheterna har kontrollerats och sammanställts av Daniel Larsson (SGU). Fältarbetenas och provtagningens omfattning framgår av tabell 1.

Siffrorna inom parenteser avser antal undersökta tunnslip (beskrivning och modalanalys om möjlig). Lägena för hällobservationerna samt provpunkterna för U-Pb-zirkondateringarna, Sm-Nd-analyserna och de geokemiska analyserna visas i figur 2a. En sammanställning av de geofysiska fältinsatserna i motsvarande områden ges i figur 2b.

Berggrunden i området 25J Moskosel och 25K Harads

Berggrunden inom kartområdena tillhör i sin helhet den fennoskandiska skölden. Områdets äldsta bergarter anses vara marint avsatta gråvackor, sandstenar och lerskiffrar. Under en sen fas av denna sedimentation bildades vulkaniter i marina och terrestriska öbågar, huvudsakligen i den norra delen av och norr om ett större havsområde som kallas den bottniska bassängen. Dessa sedimentära och vulkaniska ytbergarter intruderades sedan av tidigsvekokarelska djupbergarter. Under huvudfasen av den svekokarelska orogenesen (bergskedjeveckning för ca 1 900–1 800 miljoner år sedan) nedsänktes den ovan beskrivna berggrunden till större djup i jordskorpan, och bergarterna omvandlades under höga tryck- och temperaturförhållanden (metamorfos). Beroende på bergarternas läge i det orogena bältet blev de i olika grad deformerade (bl.a. veckade) och omkristalliserade. Gråvackorna, sandstenarna och lerskiffrarna omvandlades delvis till paragnejser eller kvartsiter och djupbergarterna till ortognejser.

Under en sen fas av den svekokarelska orogenesen intruderades den deformerade berggrunden av stora mängder magma som stelnade till vidsträckta granit- till monzonitintrusioner. Beroende på magmornas ursprung indelas de i sen- till postsvekokarelska bergarter i Skellefte–Härnösviten i söder och Linasviten i norr samt i bergarter som tillhör Revsunds- och Boden–Edeforssviterna. De senare räknas till det så kallade transskandinaviska magmatiska bältet (TMB). De yngsta bergarterna i projektområdet är gångbergarter av olika slag.

Kartområdet 25K Harads NV, NO och SO

Bearbetningen av det insamlade materialet har påbörjats enbart i liten skala för kartområdet 25K Harads NV under hösten 2007. Bearbetningen av materialet från hela området fortsätter under våren och hösten 2008. Resultaten kommer att ingå i berggrundskartorna 25K Harads NV, NO, SV och SO i SGUs serie K och beräknas bli publicerade under 2009.

Tabell 1. Sammanställning av de geologiska och geofysiska fältinsatserna inom kartområdena 25K Harads NV, NO och SO (2007). Sammanställningen för hela området 25J Moskosel och 25K Harads visas under 2004–2007.

Tidsperiod	**2007**	**2004–2007**
Extrageologer	62 personveckor	203 personveckor
Extrageofysiker	16 personveckor	62 personveckor
Geologer	12 personveckor	61 personveckor
Geofysiker	10 personveckor	33 personveckor
Karterad yta	1787 km^2	5000 km^2
Observerade hällar och hällområden	1404	5953
Observationslokaler, geofysik	279	1076
Gammaspektrometermätningar	741	2805
Bergartsprover för petrofysiska mätningar	163	655
Geofysiska profiler	11	71
Tunnslip	52 (36)	226 (165)
Kemiska analyser	101	295
U-Pb-zirkondateringar	3	7
Sm-Nd-analyser	2	3

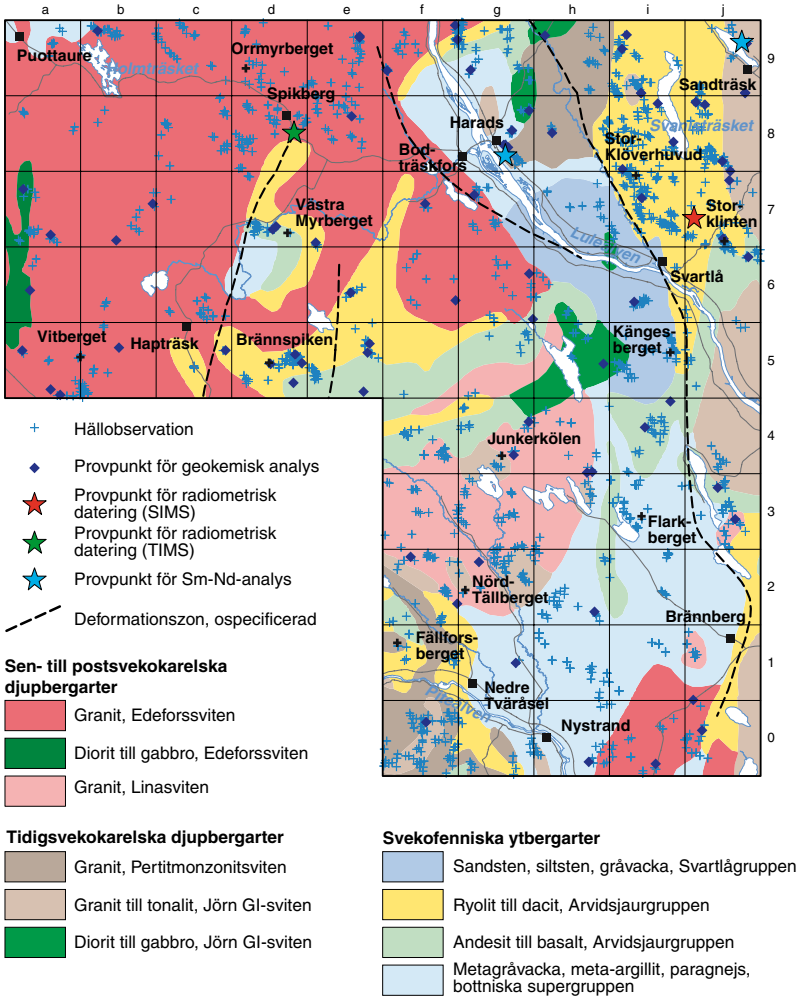


Fig. 2a. Hällobservationer samt provpunkter för U-Pb-zirkondateringar, Sm-Nd-analyser och geokemiska analyser i kartområdena 25K Harads NV, NO och SO. Den geologiska bakgrunden är tagen från Koistinen m.fl. (2001).

Dateringsresultat

En grovt medelkornig granit från Kallkällberget vid Spikberg (25K 8d) har daterats med U-Pb-metoden på zirkon (TIMS) till 1 803±10 miljoner år (Kathol & Persson i manuskript). U-Pb-zirkondateringen (SIMS) av en starkt deformerad ryolit från bergtäkten vid Danielstugan (25K 7j) har levererat en ålder av 1 876±6 miljoner år (Kathol m.fl. 2008a i manuskript). Ett kompletterande prov till problemställningen som rör vulkanitsekvensen norr om Malmesjaure (kartområdet 25J Moskosel SV och NV, se Kathol m.fl. 2007) har daterats med U-Pb-metoden på zirkon (SIMS). Denna folierade, fältspatporfyriska ryolit från Trollforsen (25J 5b) har en ålder av 1 880±6 miljoner år (Kathol m.fl. 2008b i manuskript).

Tidigare geologiska arbeten

Kartområdena 25K Harads NV, NO och SO ingår i ”Berggrundskarta över urberget i Norrbottens län med beskrivning” i skala 1:400 000 (Ödman 1957). I berggrundskartorna över nordkalottområdet och mittnordenområdet 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) ingår även information från senare prospekteringsarbeten. Området 25K Harads karterades översiktligt i samband med prospektering efter molybden under åren 1978–79. Resultat från observationerna finns tillgängliga, men någon geologisk karta sammanställdes aldrig. För kartor och rapporter som upprättades under prospekteringen hänvisas till SGUs databas GeoRegister. De här berörda kartområdena ingår i en digital karta över urberget i norra Sverige (NBDig) som sammanställdes av Tomas Sjöstrand och Herbert Henkel på SGU, under den senare delen av 1980-talet.

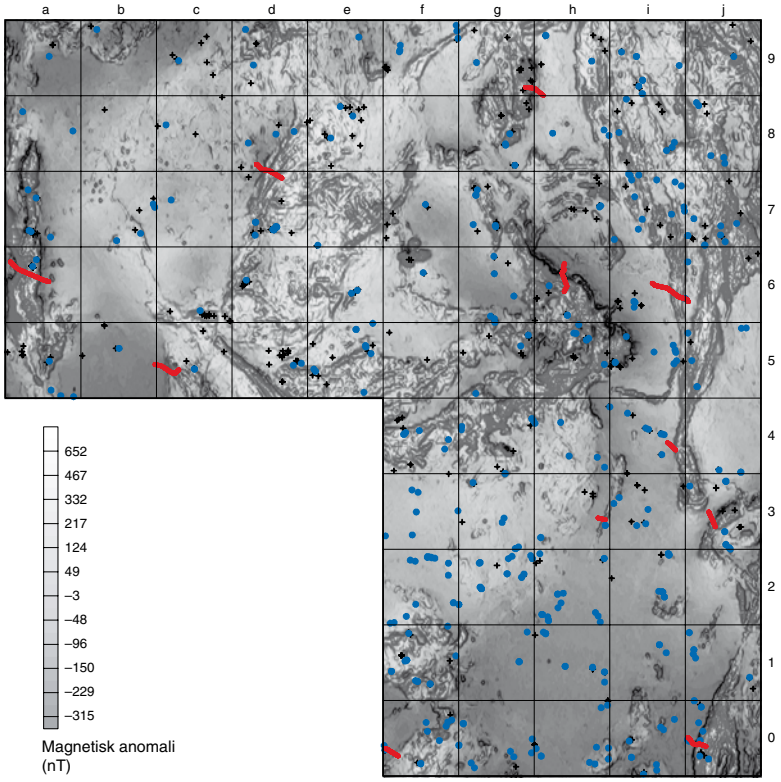


Fig. 2b. Magnetisk anomalikarta med geofysiska observationer under fältsäsongerna 2006 och 2007 inom kartområdena 25K Harads NV, NO och SO. Blå punkter markerar observationslokaler där gammaspektrometer- och susceptibilitetsmätningar utförts. Röda linjer visar lägen för profilmätningar med magnetometer och i vissa fall även med VLF-instrument. Lägen för äldre petrofysiska data är markerade med plustecken.

Tidigare geofysiska arbeten

Flygburna geofysiska mätningar över kartområdena 25K Harads NV och NO utfördes 1970 samt över 25K Harads SO 1971 av SGU. De omfattar magnetfältets totalintensitet och markytans naturliga gammastrålning. Mätningarna utfördes i ost–västlig riktning på 30 meters höjd över markytan och längs linjer med ett inbördes avstånd av ca 200 meter. För prospekteringsändamål utfördes kompletterande mätningar av "Nämnden för statens gruvegendom" (NSG) 1985 över den östra delen av 25K Harads SO. Mätningarna omfattade, förutom magnetfält och gammastrålning, två-frekvens slingram samt både envägs och tvåvägs VLF.

Tyngdkraftsmätningar över projektområdet har utförts främst på 1970-talet och under 2000-talet. Mätningarna har utförts av SGU, NSG, Lantmäteriet och Luleå Tekniska Universitet. Mätpunkterna är relativt jämnt fördelade och har ett genomsnittligt punktavstånd på 1,2–1,3 km.

Förutom ovanstående geofysiska undersökningar har markmätningar utförts över vissa malmpotentiella områden i samband med SGUs och NSGs prospekteringsverksamhet på 1970- och 1980-talen. Dessa i många fall mycket detaljerade mätningar omfattar magnetfält och elektromagnetiska fält (slingram). Delar av materialet föreligger i digital form, men stora delar kan fortfarande endast återfinnas i form av kartor vid SGUs arkiv i Malå.

I samband med prospekteringsverksamheten, då berggrunden inom stora delar av projektområdet kartlades, analyserades totalt ca 1 170 bergartsprover inom kartområdena 25K Harads och 25J Moskosel med avseende på densitet, susceptibilitet och Königsbergerförhållandet (q-värde). Av dessa är ca 180 baserade på orienterade bergartsprover, vilket gör att viss information om den remanenta magnetiseringens riktning föreligger.

REFERENSER

Kathol, B. & Aaro, S., 2005: Moskosel–Harads. I Hans Delin (red.): Berggrundsgeologisk undersökning – sammanfattning av pågående verksamhet 2004. *Sveriges geologiska undersökning Rapporter och meddelanden 120*, 28–30.

Kathol, B., Aaro, S. & Hartvig, F., 2006: Moskosel–Harads, baskartering berg. *I* Hans Delin (red.): Berggrundsgeologisk undersökning – sammanfattning av pågående verksamhet 2005. *Sveriges geologiska undersökning Rapporter och meddelanden 123*, 21–27.

Kathol, B., Aaro, S., Hartvig, F., Jönberger, J. & Lundmark, C., 2007: Moskosel–Harads, baskartering berg. *I* Hans Delin (red.): Berggrundsgeologisk undersökning – sammanfattning av pågående verksamhet 2006. *Sveriges geologiska undersökning Rapporter och meddelanden 126*, 10–27.

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*.

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).*

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*.

Ödman, O.H., 1957: Beskrivning till berggrundskarta över urberget i Norrbottens län. *Sveriges geologiska undersökning Ca 41*,151 s.

E-post: benno.kathol@sgu.se sven.aaro@sgu.se johan.jonberger@sgu.se

Mellersta Norrbotten

Ildikó Antal Lundin, Leif Björk, Maria Carlsäter Ekdahl, Dick Claeson, Fredrik Hellström, Erik Jonsson, Leif Kero, Martiya Sadeghi och Christer Åkerman

Projektet Mellersta Norrbotten ingår i SGUs systematiska geologiska kartering av malmpotentiella områden och omfattar kartområdena, 27K Nattavaara, 27L Lansjärv, 27M Korpilombolo, 27N Svanstein, 26M Överkalix och 26N Karungi. Arbetet startade våren 2005 och planeras vara avslutat vid utgången av år 2008. Syftet med projektet är att skapa berggrundsgeologiska och geofysiska databaser som kan utgöra planerings- och resurshushållningsunderlag för prospekteringsföretag, kommuner, länsstyrelsen m.fl. i Norrbottens län. Databaserna kommer att omfatta kartor, hällobservationer, litogeokemi, åldersbestämningar, mineralfyndigheter, petrofysik och geofysiska markmätningar.

Sommaren 2007 utfördes geologiska och geofysiska fältundersökningar inom projektområdet (fig. 1). Sammanlagt i år har ca 3 500 km^2 karterats, och tillsammans med fältinsatserna från 2005 och 2006 har nu 8900 km^2 undersökts. Gammastrålningsmätningar har utförts på 362 lokaler och 239 bergartsprover har tagits för mätning av bergarternas fysikaliska egenskaper. Sammanlagt har 21 elektromagnetiska (VLF) och 44 magnetiska markprofiler mätts.

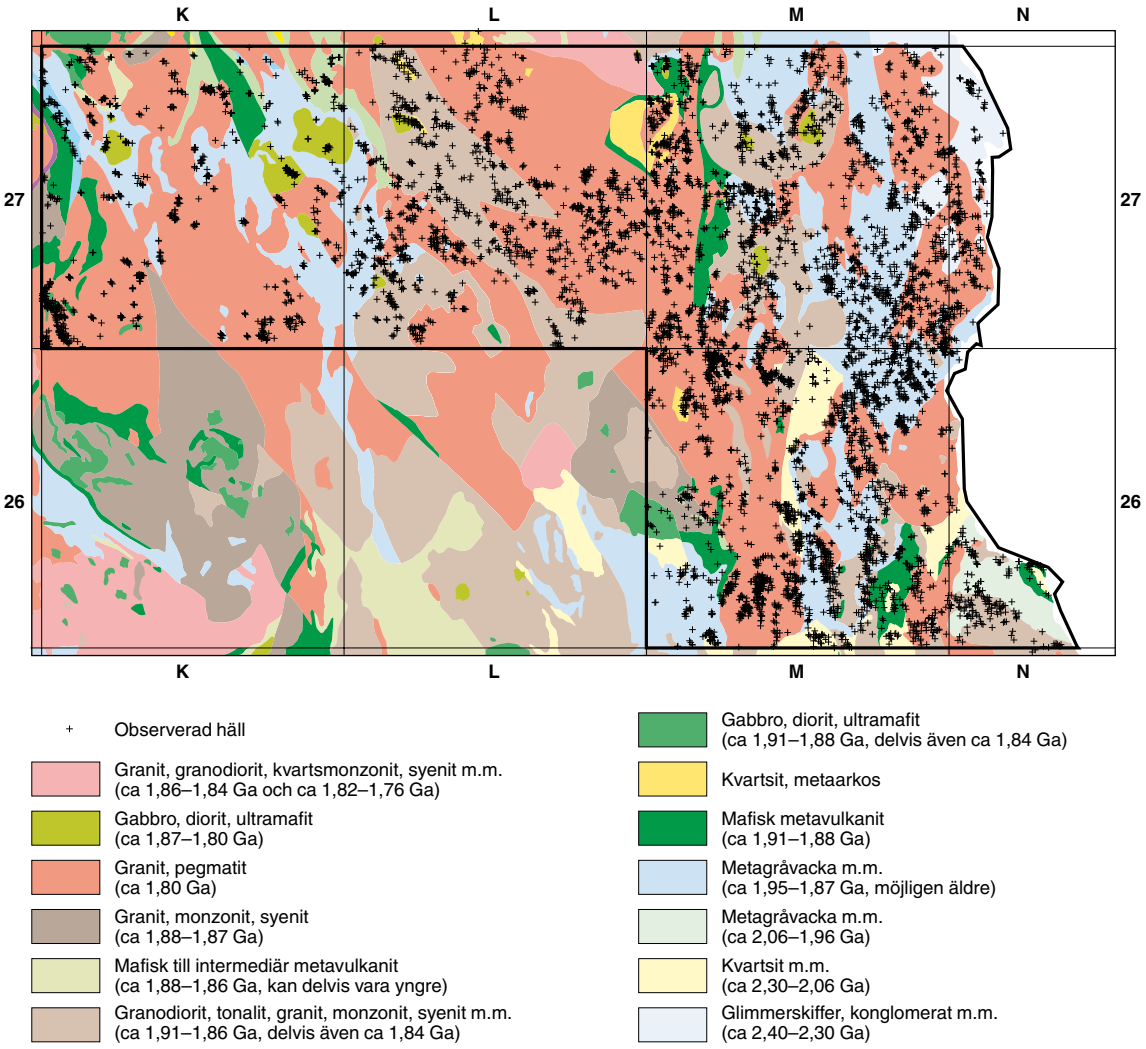


Fig. 1. Projektområdet (tjock svart linje) på ett utsnitt av berggrundskartan över Fennoskandiska skölden (Koistinen m.fl. 2001). Svarta plus markerar hällar besökta fältsäsongerna 2005, 2006 och 2007.

Under sommaren 2007 genomfördes en korrelationsexkursion tillsammans med kollegor från Geologiska Forskningscentralen i Finland (GTK), på ömse sidor om den svensk-finska gränsen. Under exkursionen fick vi tillfälle att besöka lokaler både på den svenska och den finska sidan samt diskutera geofysiska och geologiska frågeställningar. Under sommaren fick vi också tillfälle att besöka LKABs järnmalmsgruva i Malmberget. Vi vill tacka personal från GTK för att de välvilligt har guidat oss på den finska sidan av Torneälven samt tacka personal från LKAB för att de visat oss gruvan i Malmberget.

Under sommaren 2007 genomfördes geofysiska flygmätningar över delar av 26M Överkalix och 26N Karungi, de södra delarna av 27K Nattavaara och över hela kartområdet 27L Lansjärv. Det innebär att det nu finns elektromagnetisk information (VLF-fältet uppmätt med två sändare) och gammastrålningsinformation över dessa områden. Mätningarna är utförda med 200 m linjeavstånd, 16 m punktavstånd och från ca 60 m höjd. Flygriktningen var ost–västlig och lägesbestämningen i höjd- och sidled gjordes med differentiell GPS. Äldre geofysiskt underlag som omfattar flygmätt geofysisk information samt tyngdkraftsdata presenterades av Björk m.fl. (2006). Under vintern 2007 utfördes tyngdkraftsmätningar på utvalda objekt inom kartområdena 27M Korpilombolo, 26M Överkalix och 26N Karungi.

Nedanstående beskrivning av projektområdet redovisar huvudsakligen nytillkommen information från fältsäsongen 2007. Allmän geologi och geofysik över området beskrevs av Antal m.fl. (2007).

KARTOMRÅDET 27K NATTAVAARA

Dick Claeson och Ildikó Antal Lundin

Under fältsäsongen 2007 karterades delar av berggrunden i kartområdet 27K Nattavaara av Dick Claeson, Alexandra Berglund och Joanna Wojtyla. Geofysiska fältundersökningar utfördes av Ildikó Antal Lundin. Tidigare har området endast karterats i skala 1:400 000 (Ödman 1957). För området norr om 27K Nattavaara finns berggrundskartorna 28K Gällivare i skala 1:50 000 (Witschard 1996) samt regionala geologiska och geofysiska kartor i skala 1:250 000 över norra delen av Norrbottens län (Bergman m.fl. 2000).

Berggrunden består till största delen av paleoproterozoiska bergarter. Blottningsgraden är generellt mycket låg och stora områden med myrmark och sjöar dominerar landskapet. I delar av området är det framför allt på höjderna som berggrunden är blottad.

Geofysisk översikt

Området är täckt med flygmätta geofysiska data och tyngdkraftsinformation. Den flygmätta informationen omfattar magnetfältsdata, elektromagnetiska (VLF och slingram) data och gammastrålningsinformation. Mätningarna är utförda med 200 m linjeavstånd, 16–40 m punktavstånd och från 30 eller 60 meters höjd. Flygriktningen var ost–västlig. För två tredjedelar av kartområdet finns elektromagnetiska data (VLF och slingram) och gammastrålningsdata som tillhör LKAB. Sekretessen på dessa data hävdes 2007. SGU har under sommaren 2007 utfört geofysiska mätningar från flygplan över de områden som saknade elektromagnetisk information och gammastrålningsinformation. Förutom dessa geofysiska data finns det flygmätt magnetisk information över Nautanenzonen. Mätningen utfördes 1997 av CGG Geoterrex-Dighem på uppdrag av North Atlantic Natural Resources AB (NAN). Flygriktningen för dessa mätningar är nordostlig (45 grader).

I samband med olika prospekteringskampanjer mellan 1960- och 1980-talen utfördes en rad magnetiska och elektromagnetiska markmätningar (slingram och IP) både av SGU och LKAB. Områden som är markmätta visas pålagrade den magnetiska anomalikartan (fig. 2). Större delen av dessa data är digitala. Förutom de ovannämnda mätningarna finns det 239 petrofysikprover i SGUs petrofysikdatabas. Vissa av proverna från prospekteringskampanjen är tagna från block. Deras läge visas på tyngdkraftskartan (fig. 3), tillsammans med de som har tagits under fältsäsongerna 2006 och 2007. Proverna från detta karteringsprojekt är uteslutande tagna från häll och är positionsbestämda med handburen GPS.

Bergarterna inom kartområdet uppvisar varierande magnetiseringsnivåer, vilket framgår av den magnetiska anomalikartan (fig. 2). I nordöstra delen av kartområdet förekommer högmagnetiska, bandade anoma-

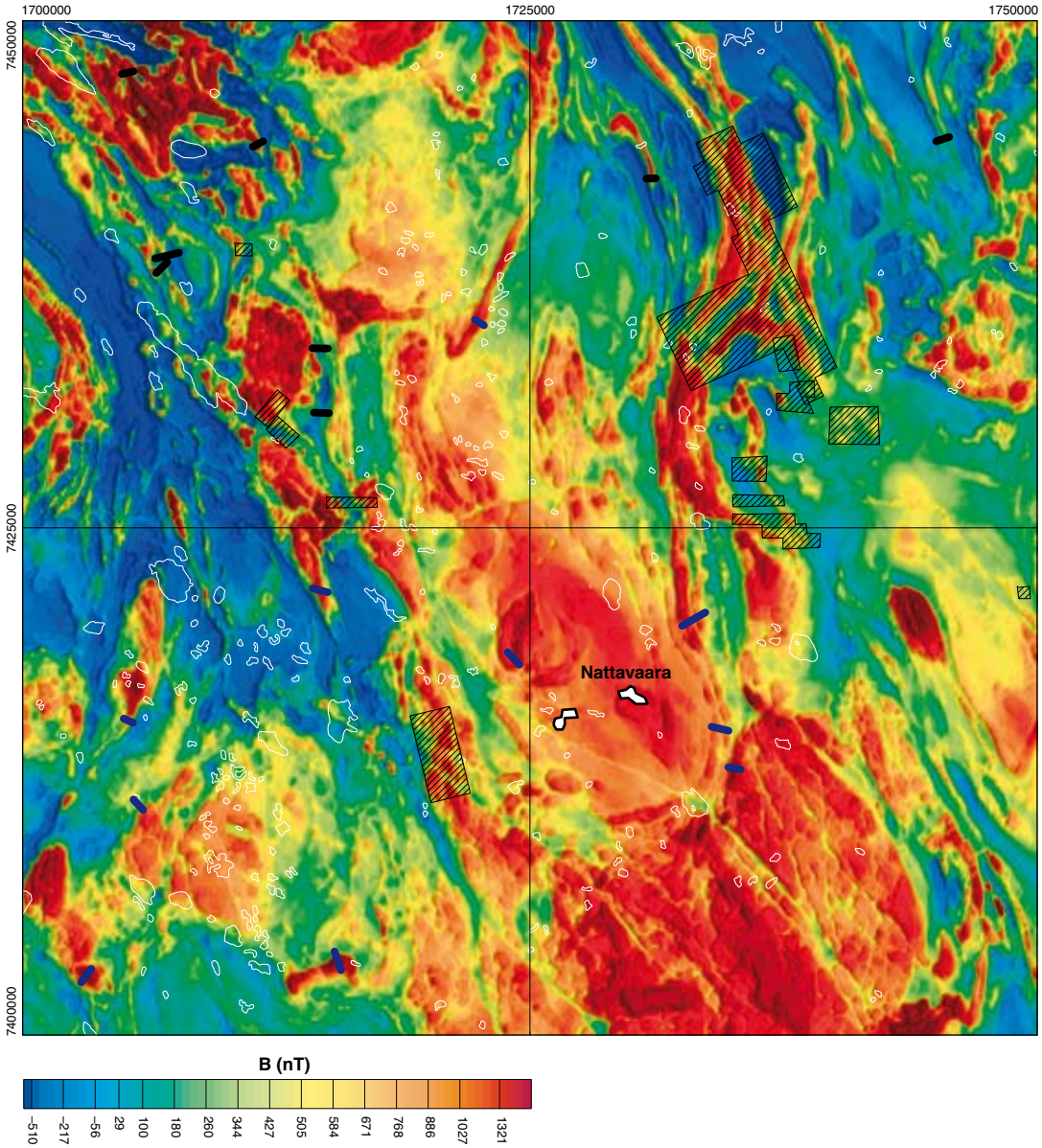


Fig. 2. Magnetisk anomalikarta över kartområdet 27K Nattavaara. Lägen för markprofilmätningar med magnetometer och VLF-instrument visas med svarta linjer. Områden som markmättes i samband med olika prospekteringskampanjer visas som rastrerade ytor.

lier som troligtvis orsakas av tunna skikt av metavulkaniska bergarter med hög susceptibilitet (medelvärde $3\,515 \times 10^{-5}$ SI-enheter). Söder om Dundret i kartområdets nordvästra del ger gabbroida bergarter upphov till ett mycket oregelbundet, högmagnetiskt anomalimönster. Dessa bergarter har $3\,738 \times 10^{-5}$ SI-enheter som medelvärde för susceptibiliteten och en hög medeldensitet (2 913 kg/m^3) som orsakar ett massöverskott på tyngdkraftskartan (fig. 3). I samma område påträffades även en del graniter och granitpegmatiter med relativt låg susceptibilitet. Sett utifrån tyngdkraftskartan är de granitiska bergarterna volymmässigt av underordnad betydelse. I den västra delen av kartområdet framträder högmagnetiska, bandade och veckade anomalier, antagligen orsakade av intermediära till basiska metavulkaniter med hög susceptibilitet (medelvärde $3\,252 \times 10^{-5}$ SI-enheter).

I höjd med Muorjerova (27K NV 6c) finns ett massöverskott (på tyngdkraftskartan) som sammanfaller med en högmagnetisk, rund anomali. Gabbroider och basiska metavulkaniter med hög densitet (2 811–2 935 kg/m^3) och susceptibilitet ($6\,570$–$9\,750 \times 10^{-5}$ SI-enheter) observerades inom området. I mitten av kartområdet framträder stora områden med mer rundade och homogena anomalimönster i den magnetiska ano-

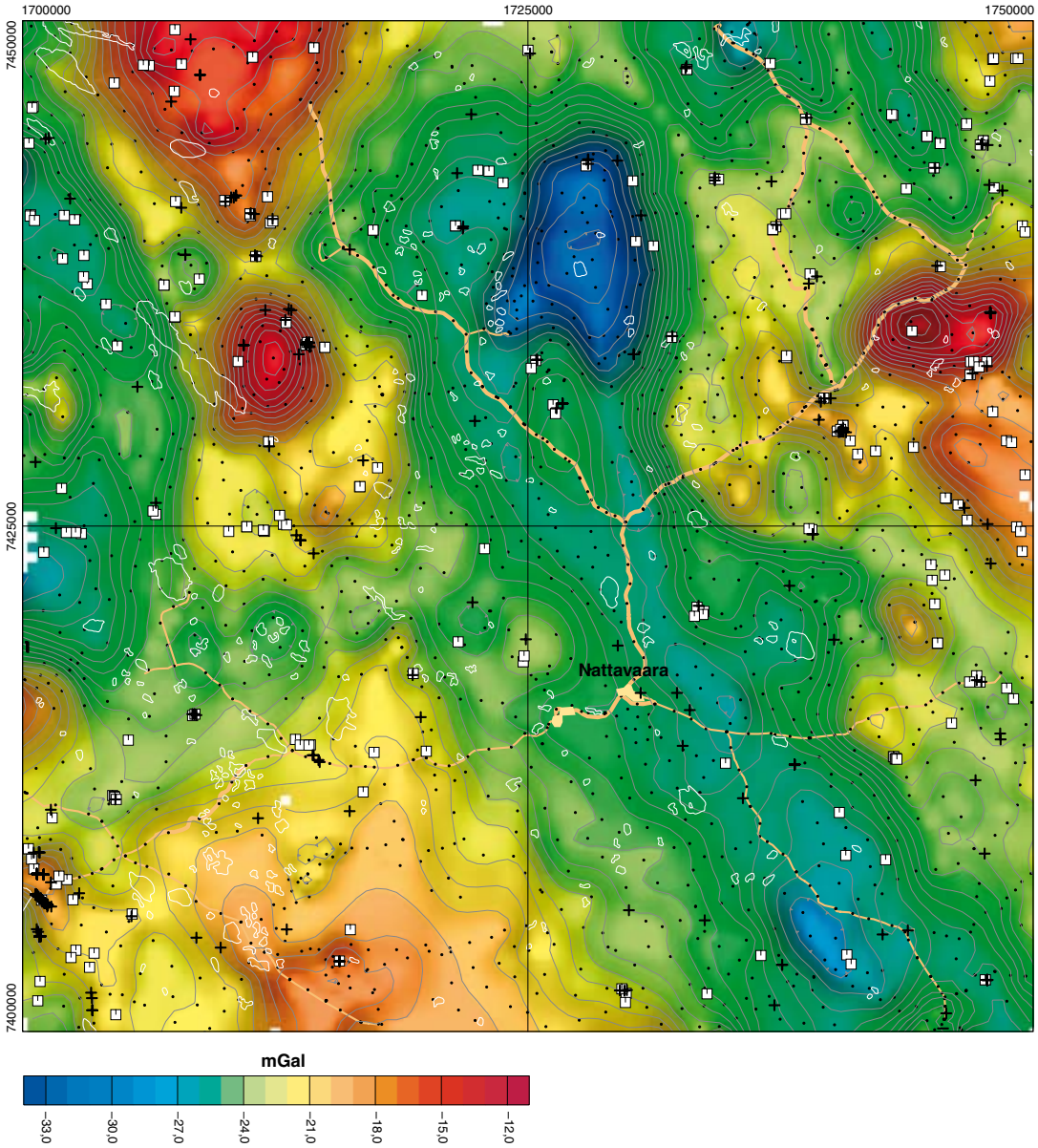


Fig. 3. Bougueranomalikarta över kartområdet 27K Nattavaara. Svarta kryss visar läget för äldre petrofysiska data, vita rutor för parameterprover från fältsäsongerna 2006 och 2007.

malibilden. De sammanfaller med ett tyngdkraftsunderskott som stryker i nordvästlig riktning. Områdena består huvudsakligen av granitoider med lägre susceptibilitet (medelvärde $9\,14 \times 10^{-5}$ SI-enheter) och densitet (medelvärde 2 626 kg/m^3). Längre mot sydost finns ett område med högre magnetiseringsnivå och ett tyngdkraftsunderskott. Fältobservationerna pekar på att dessa orsakas av monzo- och syenograniter med högre susceptibilitet (medelvärde $2\,340 \times 10^{-5}$ SI-enheter) än de yngre granitoidernas. Tyngdkraftsunderskottet har regional karaktär och dess huvudsakliga sträckning är mellan Nautanens deformationszon (NDZ) och en annan regional deformationszon med samma riktning. Den senare ligger väster om NDZ och sträcker sig från trakten söder om Kiruna till Råneå. Deformationszoner med nordvästlig eller västnordvästlig riktning framträder tydligt på den magnetiska anomalikartan och även på elektromagnetiska (VLF och resistivitet) kartor (fig. 4 och 5) som goda elektriska ledare. NDZ och den regionala deformationszonen väster därom är beskrivna av Bergman m.fl. (2001). Förutom de ovannämnda rörelsezonerna framträder några deformationszoner med ostnordostlig riktning. VLF-informationen indikerar att de har en spröd karaktär. Från

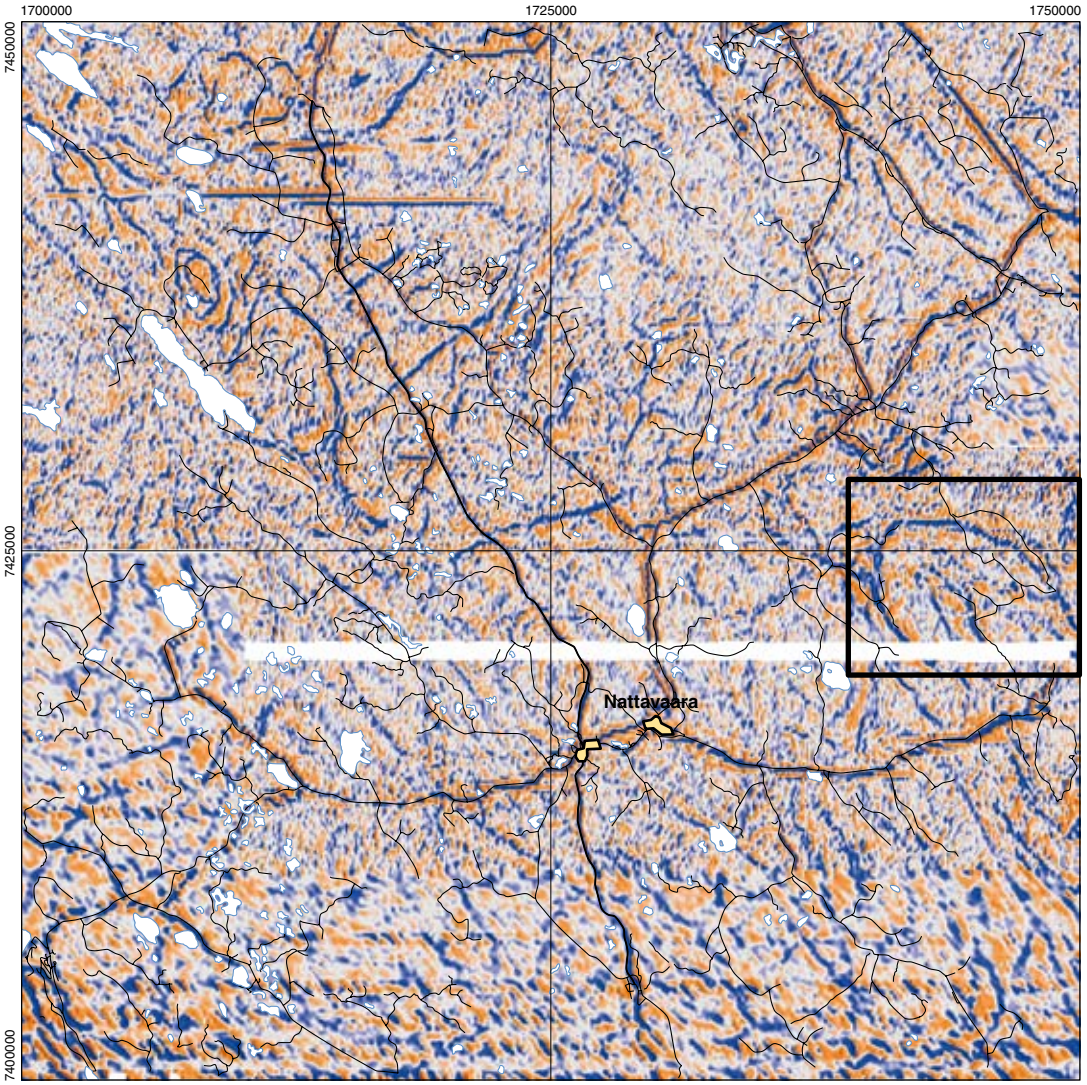


Fig. 4. Elektromagnetisk (VLF imaginär) karta över 27K Nattavaara. Blå färg indikerar elektriska ledare. Inom den svarta rutan visas anomali som indikerar metasedimentära bergarter med magnetkis. Vägar, järnvägar och kraftledningar i svart.

elektromagnetiska data (VLF och slingram) har vi även indikationer på att det troligtvis förekommer metasedimentära bergartsled med grafit och magnetkis (fig. 4, 5 och 6), och borrhålsdata bekräftar detta.

Drygt 15 % av spektrometermätningarna på hällar inom kartområdet Nattavaara har gett en uranhalt som överstiger det övre gränsvärdet för byggnadsmaterial, 16 ppm, vilket motsvarar ett radiumindex på 1,0 eller 200 Bq/kg radium-226. Närmare 16 % av mätningarna har också gett ett gammaindex >2. Mätpunkternas läge framgår av figur 7. Radiumindex bör vara mindre än 1,0 och gammaindex mindre än 2,0 för byggnadsmaterial (The Radiation Protection Authorities in Denmark, Finland, Iceland, Norway and Sweden 2000). Majoriteten av de mätningar som gett ett radiumindex >1 och ett gammaindex >2 har gjorts på GP-associationens bergarter.

De högsta uran och toriumhalterna har bergarter som tillhör GP-associationen, vilken kan delas in i två huvudtyper. Den första är en jämnkornig granit som generellt har höga toriumhalter men låga uranhalter. Den andra består av ojämnkorniga granitpegmatiter med generellt höga uran- och toriumhalter. Det är ibland dem som de högsta uranhalterna uppmättes, 127 ppm ca 2 km nordväst om Råneträsk, 111 ppm vid Purnuvaara och 44 ppm söder om Kadderova.

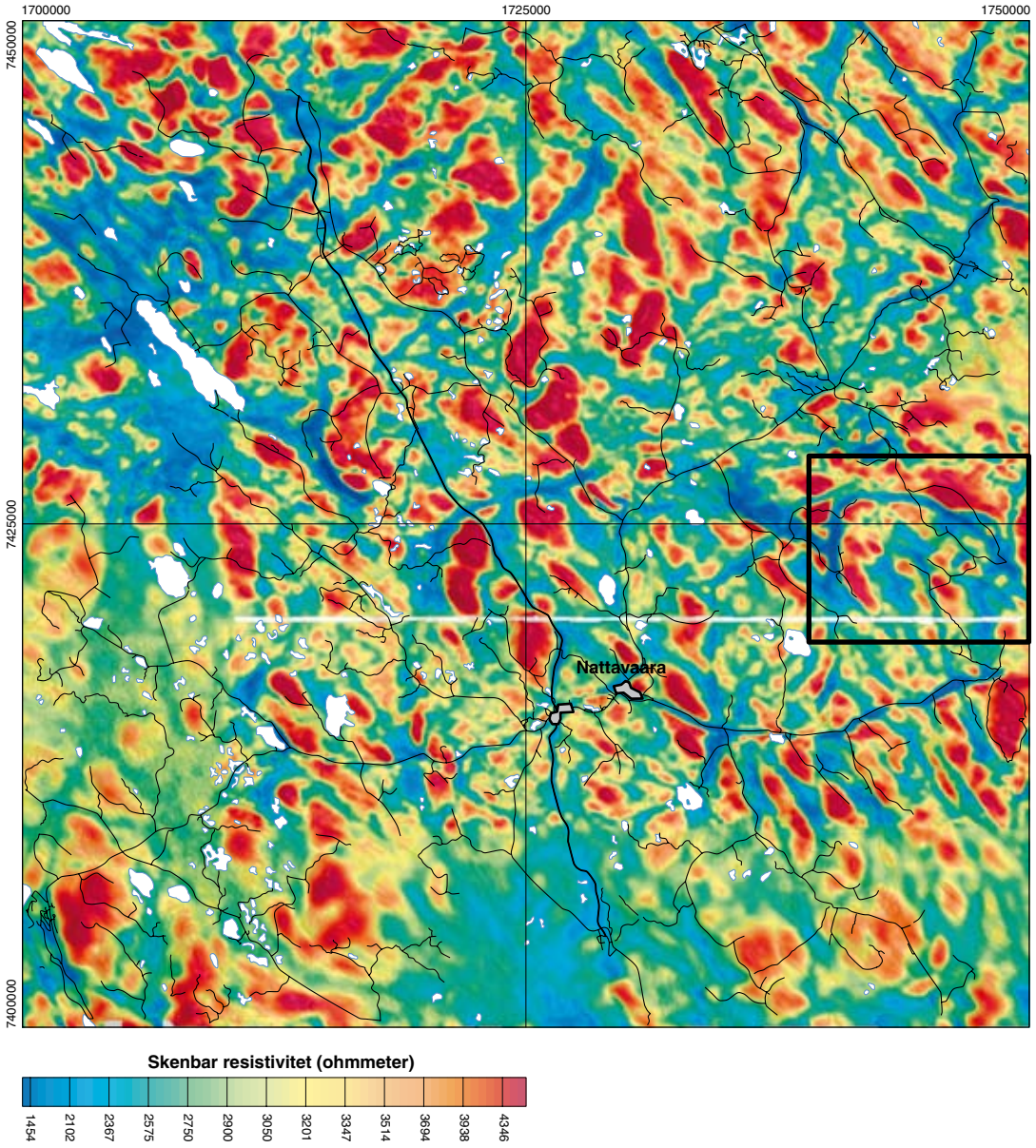


Fig. 5. Skenbar resistivitet beräknad från VLF-information i kartområdet 27K Nattavaara. Inom den svarta rutan visas anomali som indikerar metasedimentära bergarter med magnetkis. Vägar, järnvägar och kraftledningar i svart.

Ytbergarter

Sedimentära bergarter

I delar av kartområdet förekommer kvartsit och metaarenit. Inlagrat i dessa "sandrika" led finns underordnat mer argillitiska led som uppträder som skiffrar. I kontakten till överlagrade vulkaniska avsättningar förekommer ställvis horisonter med konglomerat, som består av rundade bollar av kvartsit till metaarenit, vulkaniska och intrusiva bergarter.

De sedimentära bergarterna har låg susceptibilitet (medelvärde 4×10^{-5} SI-enheter) och återfinns i ett bågformat lågmagnetiskt område (fig. 2) i den västra delen av kartområdet 27K Nattavaara NV. Det lågmagnetiska området sammanfaller med ett tyngdkraftsunderskott. Kvartsiternas och areniternas låga densitet (medeldensitet 2 633 kg/m^3) är orsaken till underskottet. I samma lågmagnetiska område förekommer några smala, högmagnetiska anomalier som sammanfaller med tunna metavulkanitskikt (susceptibilitet 383–2 340 $\times 10^{-5}$ SI-enheter).

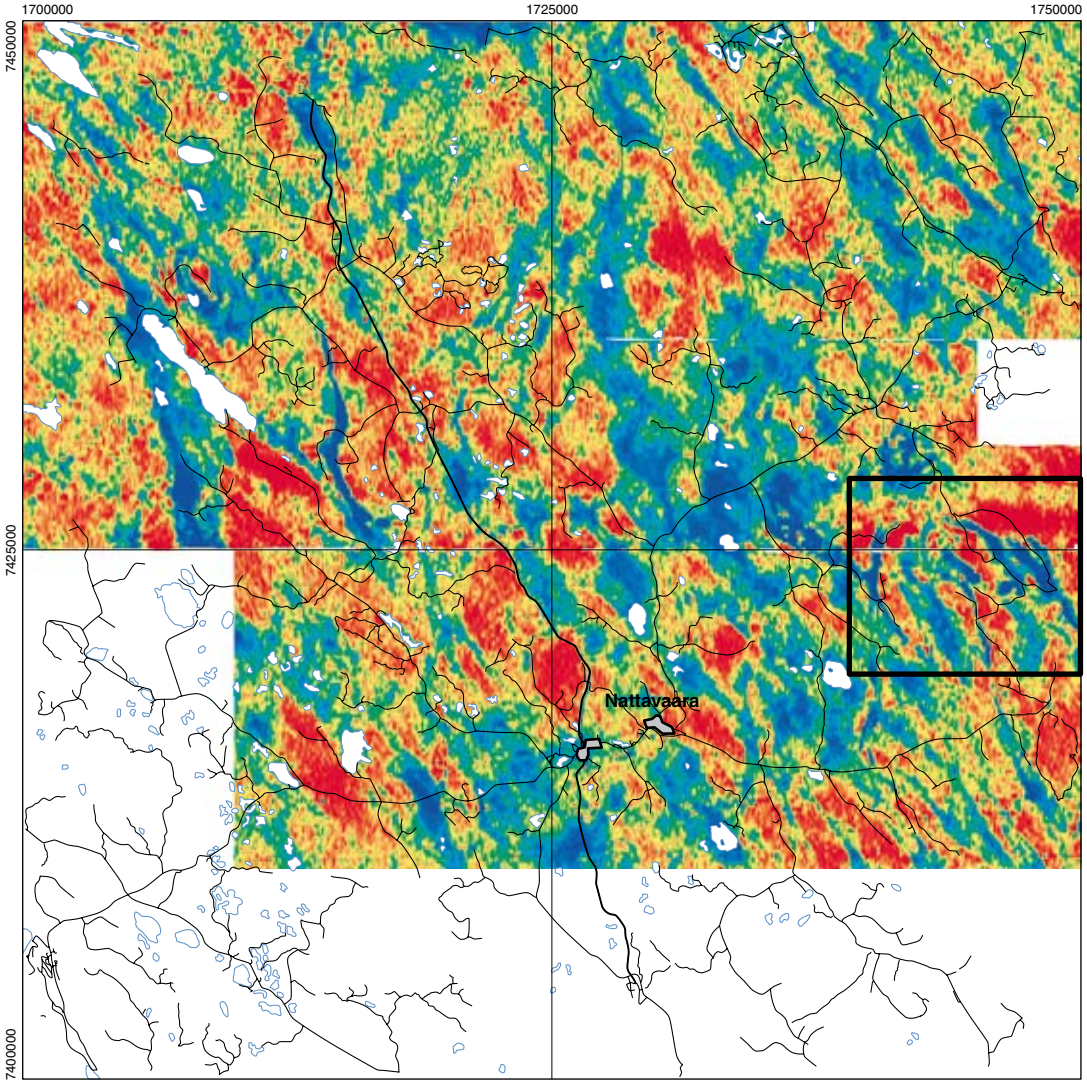


Fig. 6. Slingramkarta, imaginärdelen. Kartområdet 27K Nattavaara. Blå färg indikerar elektriska ledare. Inom den svarta rutan visas anomali som indikerar metasedimentära bergarter med magnetkis. Vägar, järnvägar och kraftledningar i svart.

På de elektromagnetiska kartorna finns några anomalier som indikerar berggrund med mycket god elektrisk ledningsförmåga. En sådan anomali är inramad med svart ruta på de elektromagnetiska kartorna (fig. 4, 5 och 6). En del av ledarna sammanfaller med tunna, svagt positiva anomalier. NANs borrhålsdata påvisar en metasedimentär bergart med magnetkis (2 borrhål) samt ett lerigt sediment (1 borrhål). Ett annat borrhål alldeles intill det sistnämnda har träffat magnetkis och svavelkis i en gnejsig granodiorit.

Vulkaniska bergarter

De vulkaniska bergarterna varierar starkt i sammansättning och grad av metamorf överprägling. Ryolitiska till möjligen trakyandesitiska vulkaniter med strökorn av kvarts och fältspater förekommer. Vulkaniterna är ställvis deformerade (folierade), fältspatporfyriska med biotit i grundmassan (fig. 8 a). Vid ett mindre antal lokaler återfinns plagioklasporfyrisk intermediär till andesitisk vulkanit, varav några består av folierad, inter-

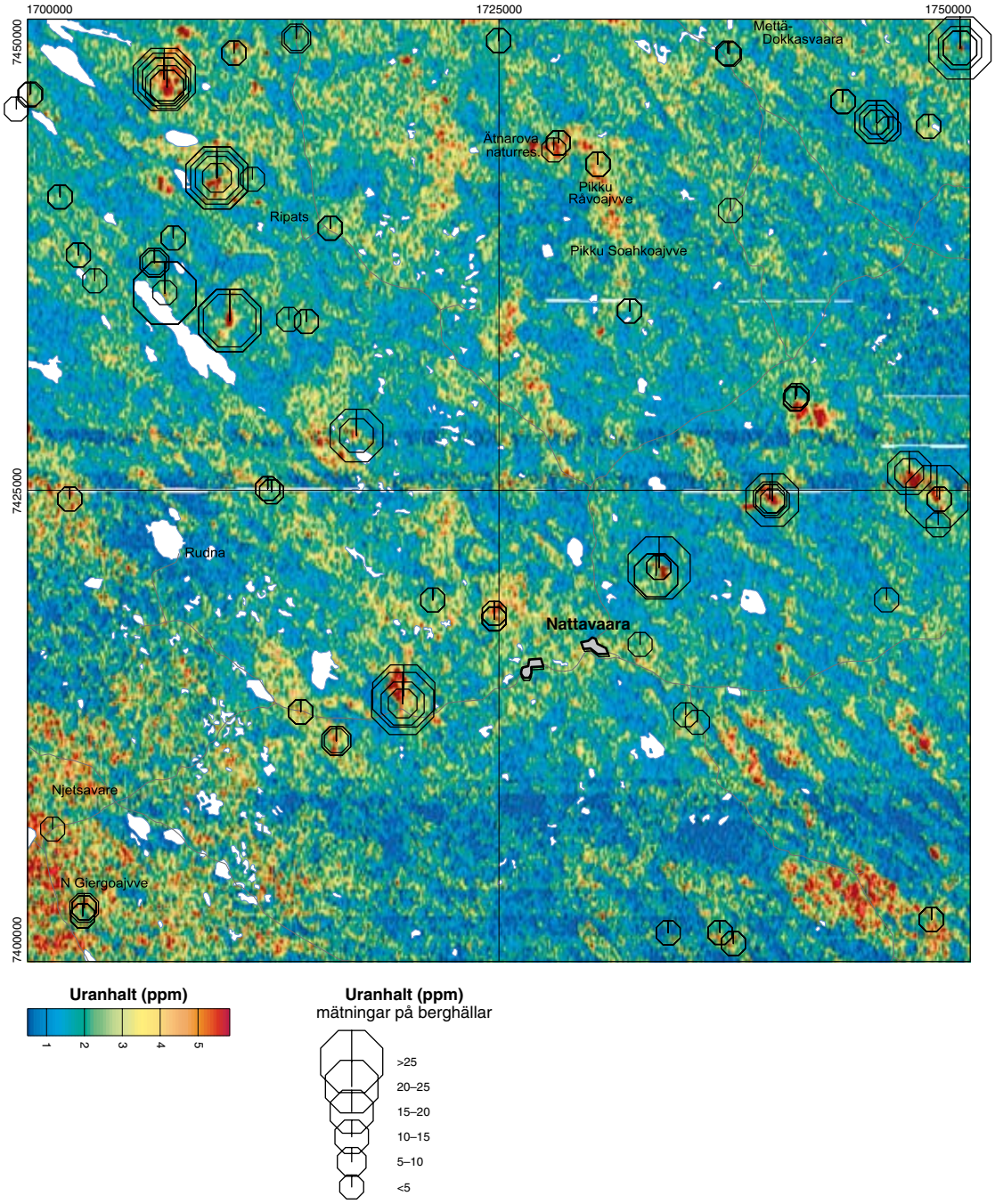


Fig. 7. Karta över markens uranhalt i Kartområdet 27K Nattavaara. Symbolerna visar uranhalter uppmätta på berghällar.

Tabell 1. Sammanställning av metavulkaniternas petrofysiska egenskaper.

Bergart	Susceptibilitetsmedelvärde (x 10^{-5} SI-enheter)	Remanent magnetisering (mA/m)	Densitet (kg/m³)
Felsisk metavulkanit	932	208	2 631
Intermediär metavulkanit med dacitisk sammansättning	2 838	1 481	2 749
Metavulkaniter med andesitisk och basaltisk sammansättning	4 870	1 407	2 900

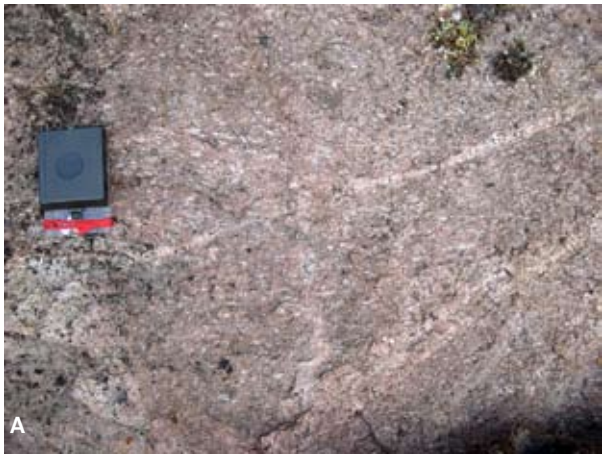


Fig. 8. Foton av bergarter i kartområdet 27K Nattavaara. Koordinater i rikets nät (RT 90). **A.** Deformerad (folierad), fältspatporfyrisk, intermediär till sur vulkanit med biotit i grundmassan (7403525/1702534). **B.** Folierad, laminerad, intermediär vulkanit med biotit i grundmassan (7406739/1701693). **C.** Basisk xenolit med upp till mm-stora, rödbruna granater (5 %) i sur till intermediär vulkanit (7405029/1703809).

mediär vulkanit med biotit i grundmassan (fig. 8 b). I andra delar av kartområdet finns intermediär till basisk metavulkanit med fragment och körtlar av amfibol. Agglomerat med innehåll av sura till basiska vulkaniska klaster förekommer i större sammanhängande områden. Ultrabasisk metavulkanit vid Puolalaki har höga magnesium- (MgO 34,5 %) och nickelhalter (1 900 ppm).

Preliminära resultat från U-Pb-dateringar av zirkon från en strökornsförande (kvarts och fältspat) ryolit indikerar en bildningsålder på ca 1 868±6 miljoner år (SGU opubl. NORDSIM). Från en intermediär metavulkanit, ställvis agglomeratisk, indikerar analysresultaten en bildningsålder på ca 1 882±6 miljoner år (SGU opubl. NORDSIM)

Basiska xenoliter med upp till mm-stora, rödbruna granater (5 %) förekommer i en sur till intermediär vulkanit, där xenoliterna uppvisar höga susceptibilitetsvärden (fig. 8c).

Felsiska metaryoliter i kartområdet har i regel lägre susceptibilitet (medelvärde 932×10^{-5} SI-enheter) än de intermediära och basiska. Fördelningen av susceptibiliteten är bimodal, dvs. en grupp felsiska vulkaniter har låg (under 100×10^{-5} SI-enheter) och en annan hög susceptibilitet (huvudsakligen mellan 600 och $4\,700 \times 10^{-5}$ SI-enheter, medelvärde $1\,583 \times 10^{-5}$ SI-enheter). Medeldensiteten för de felsiska metavulkaniterna är 2 631 kg/m^3.

Dacitiska metavulkaniter har susceptibilitetsvärden som ligger mellan 10 och $10\,700 \times 10^{-5}$ SI-enheter. Metavulkaniter med basisk sammansättning har de högsta uppmätta värdena (20–$53\,900 \times 10^{-5}$ SI-enheter. En sammanställning av medelvärden av petrofysiska egenskaper visas i tabell 1.

Figur 9a visar en markprofil över ett bandat högmagnetiskt anomalistråk. Längs profilen finns hällar med lågmagnetisk pegmatitgranit (susceptibilitet 23–732×10^{-5} SI-enheter) och strökornsförande felsisk metavulkanit (susceptibilitet 1 220–$1\,830 \times 10^{-5}$ SI-enheter). Det finns inga blottningar i början av profilen (fig. 9b), där anomalin visar de högsta värdena (2 400 nT). Anomalin kan inte förklaras med de värden som mätts på hällar längs profilen. För att kunna anpassa anomalin har vi i stället använt susceptibilitetsvärden ($6\,500 \times 10^{-5}$ SI-enheter) som är mer typiska för mafiska metavulkaniter. Anomalierna (ca 800–1 000 nT)

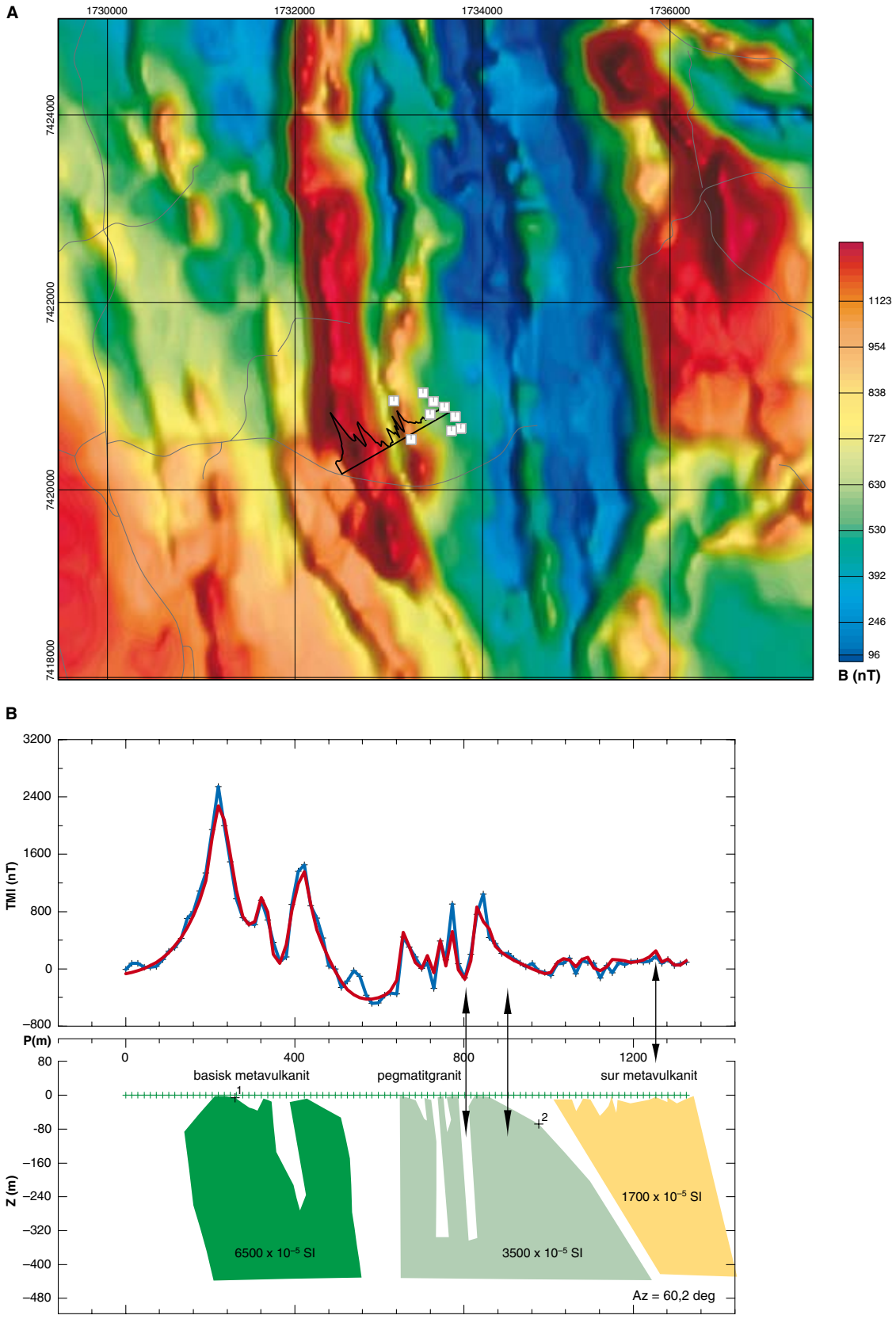


Fig. 9. **A.** Markprofilens läge på den magnetiska anomalikartan. Symbolerna visar läget för hällar i området.
B. Tolkning av markprofil. Gröna kroppar är basiska till intermediära metavulkaniter, röd kropp är felsisk metavulkanit.

som ligger mellan 650 och 960 m längs profilen kan inte heller anpassas till de värden som har mätts på felsiska metavulkaniter i profilen, och därför har vi använt värden på $3\,500 \times 10^{-5}$ SI-enheter vid beräkningen. Endast de små anomalierna (200–300 nT, från ca 1 050 m), där hällarna också finns, kan anpassas med uppmätta värden från felsiska metavulkaniter.

Intrusiva bergarter

Äldre granit, granodiorit och tonalit har ställvis en metamorf överprägling med omkristalliserad matrix och relikta strökorn. Granitoiderna är i många fall både biotit- och amfibolförande (fig. 10a). De är relikt grovkorniga med en distinkt foliation, men det finns områden där de är mer massformiga. Foliationen klipps av den yngre granit till pegmatit som förekommer i området, och de äldre bergarterna förekommer även som inneslutningar i yngre granit och pegmatit. De äldre granitoiderna har ett susceptibilitetsmedelvärde på $1\,546 \times 10^{-5}$ SI-enheter och densitetsmedelvärde på 2 682 kg/m^3. Dessa granitoider skiljer sig från de yngre granitoiderna genom sina lägre kalium- (medelvärde 2,3 %), uran- (medelvärde 0,8 ppm) och toriumhalter (medelvärde 6,3 ppm).

Granit med omkristalliserad, "sockrig" kvarts och ställvis relikt ögontextur finns längst i väster och i söder i kartområdet (fig. 10 b, c, d). Dessa graniter är i många fall relativt fattiga på mörka mineral (biotit 3–5 %) och foliationen syns då som utdragna stråk av kvarts , ställvis även av biotit (fig. 10 e). Det finns även en amfibol- och biotitförande (15 %) granitvariant som har relikt ögontextur. Huruvida alla omkristalliserade bergarter tillhör samma generation har inte varit möjligt att utröna i fält. Denna typ av graniter har generellt högre susceptibilitet ($1\,780$–$4\,830 \times 10^{-5}$ SI-enheter) och lägre toriumhalter än de yngsta graniterna. Medelvärdet för kalium i de ögonförande graniterna är 4 %, för uran 3 ppm och för torium 16,4 ppm.

Preliminära resultat från en U-Pb-zirkondatering av en mycket öppet veckad och lågstrålande metagranitoid indikerar en bildningsålder på ca 1 876±5 miljoner år (SGU opubl. NORDSIM). En analys från en punkt på randen av en zirkon visar ett lågt Th/U-förhållande, och randen har en mörk istället för ljus färg i CL (katodluminiscens) vilket indikerar att den vuxit i samband med en metamorf händelse. Analysen indikerar en $^{207}Pb/^{206}Pb$-ålder på ca 1 800 miljoner år vilken tolkas som tidpunkten för metamorfosen.

Kvartsmonzonit, monzonit och granit till kvartsmonzodiorit förekommer i större områden och är vanligen rödgrå till gråröda, medelkorniga, fältspatporfyriska och massformiga (fig. 11 a), ställvis syns rapakivitextur (fig. 11 b). Här och där förekommer enklaver av finkorniga, mafiska (fig. 11 c) och även felsiska (fig. 11 d) bergarter. De är i allmänhet massformiga och uppvisar inga tecken på någon starkare, regionalmetamorf överprägling. Stråkvis finns det dock partier där deformationen och den metamorfa påverkan syns tydligt.

En utpräglat röd syenogranit uppträder på flera platser inom kartområdet och tolkas utifrån sina fältrelationer som likåldrig med kvartsmonzoniten till monzoniten (fig. 11 e).

Bergarterna i den här gruppen (exklusive de mer basiska leden) har ett medelvärde för kalium på 4,1 %, för uran 1,4 ppm och för torium 10,7 ppm. Susceptibiliteten är högre än för de yngsta graniterna (medelvärde $2\,340 \times 10^{-5}$ SI-enheter), och deras utbredning i sydöstra delen av kartområdet syns på den magnetiska anomalikartan (fig. 2).

Mycket vanliga bergarter i kartområdet är yngre granit till pegmatit som mestadels är medel- till grovkorniga och uppvisar partier med skriftgranitisk struktur (fig. 12 a, b). Delvis är den finkornig till fint medelkornig och ger då ett mer subvulkaniskt intryck (fig. 12 c). Generellt är den massformig, men ställvis har den en foliation utmed vilken bankningsplan har utvecklats på många ställen. Underordnat förekommer aplitiska delar. Om den yngre granit-pegmatitassociationens bergarter är samtida med, yngre eller äldre än bergarterna i gruppen kvartsmonzonit, monzonit och granit till kvartsmonzodiorit har ej gått att utröna i fält. Båda associationernas bergarter har en snarlik deformationsgrad och metamorf överprägling.

Blandningsstrukturer ("mingling") mellan gabbroida och sura intrusivbergarter och rena hybridbergarter finns i kontaktområden till en del gabbroida intrusioner (fig. 12 d). Dessa är troligen samtida med yngre granit till pegmatit, eftersom de ställvis har en kornförminskning mot kontakten till graniten och "backveining" av graniten in i gabbroiden förekommer (fig. 12 e, f).

Ultramafiska och gabbroida kumulatbergarter med höga magnesiumhalter (MgO 19,6 %) förekommer inom kartområdet, t.ex. vid Iso Koutovaara. Den ultramafiska kumulatbergarten där består av pyroxen, amfibol, olivin, biotit och plagioklas. Den uppmätta densiteten varierar mellan 2 926 och 3 089 kg/m^3 och ger

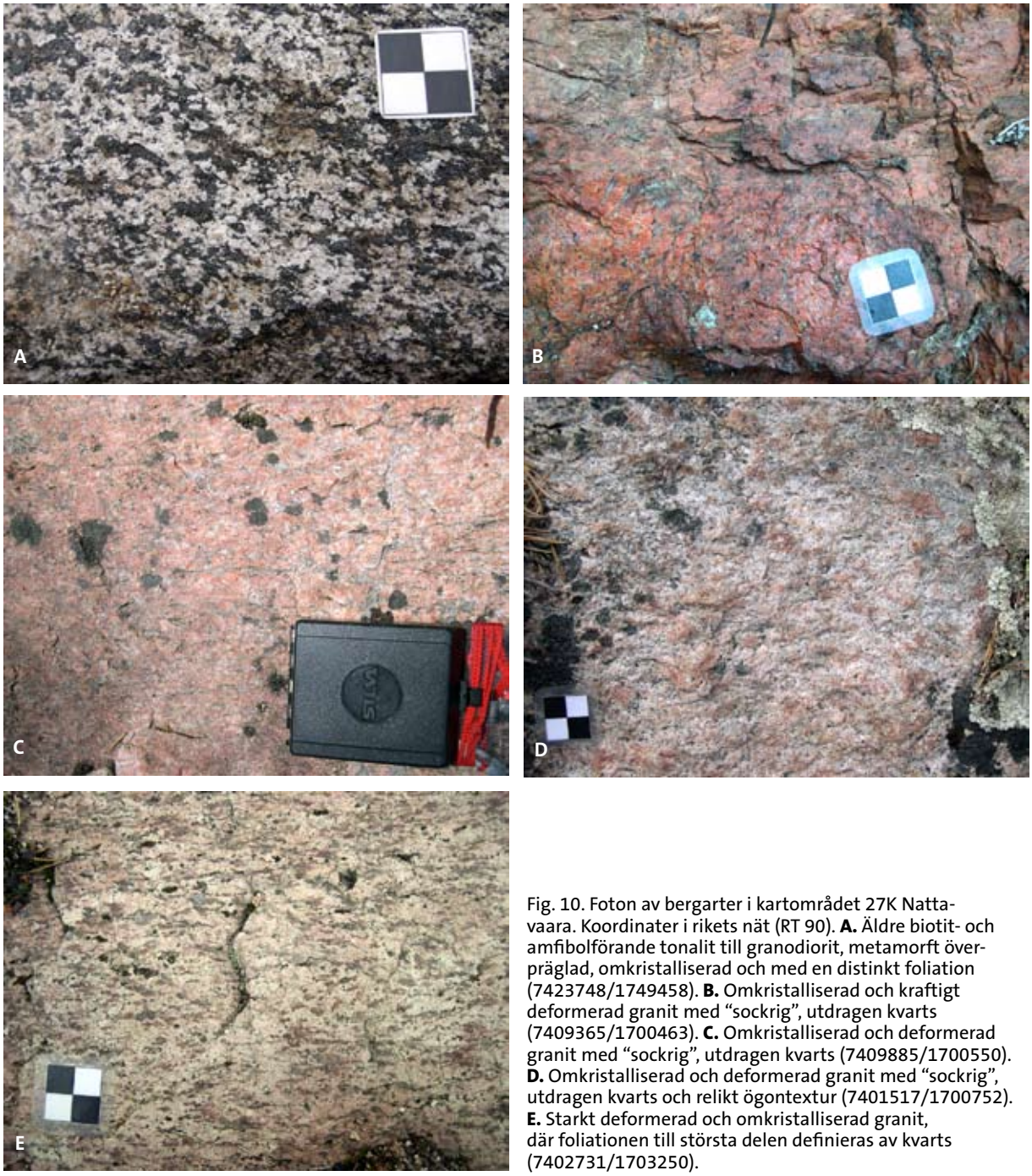


Fig. 10. Foton av bergarter i kartområdet 27K Nattavaara. Koordinater i rikets nät (RT 90). **A.** Äldre biotit- och amfibolförande tonalit till granodiorit, metamorft överpräglad, omkristalliserad och med en distinkt foliation (7423748/1749458). **B.** Omkristalliserad och kraftigt deformerad granit med "sockrig", utdragen kvarts (7409365/1700463). **C.** Omkristalliserad och deformerad granit med "sockrig", utdragen kvarts (7409885/1700550). **D.** Omkristalliserad och deformerad granit med "sockrig", utdragen kvarts och relikt ögontextur (7401517/1700752). **E.** Starkt deformerad och omkristalliserad granit, där foliationen till största delen definieras av kvarts (7402731/1703250).

upphov till ett tyngdkraftsöverskott. Nordväst om Sarvisvaara (27K SO 9j) förekommer en rund magnetisk anomali som överensstämmer med en tyngdkraftsförhöjning. Anomalierna orsakas av en gabbroid med 2 935 kg/m^3 i densitet och 1 520–5 200 × 10^{-5} SI-enheter i susceptibilitet (Q-kvot 8).

Strukturer, deformation och metamorfos

Kartområdet korsas av ett par regionala deformationszoner som framgår tydligt på den magnetiska anomalikartan (fig. 2). Dessa utgörs av Nautanens deformationszon (NDZ) och en annan regional deformationszon, som ligger väster om NDZ och har nordvästlig riktning (parallell med NDZ). Båda zonerna är plastiska (duktila) och visar rörelser med västra sidan upp (t.ex. Bergman m.fl. 2001).

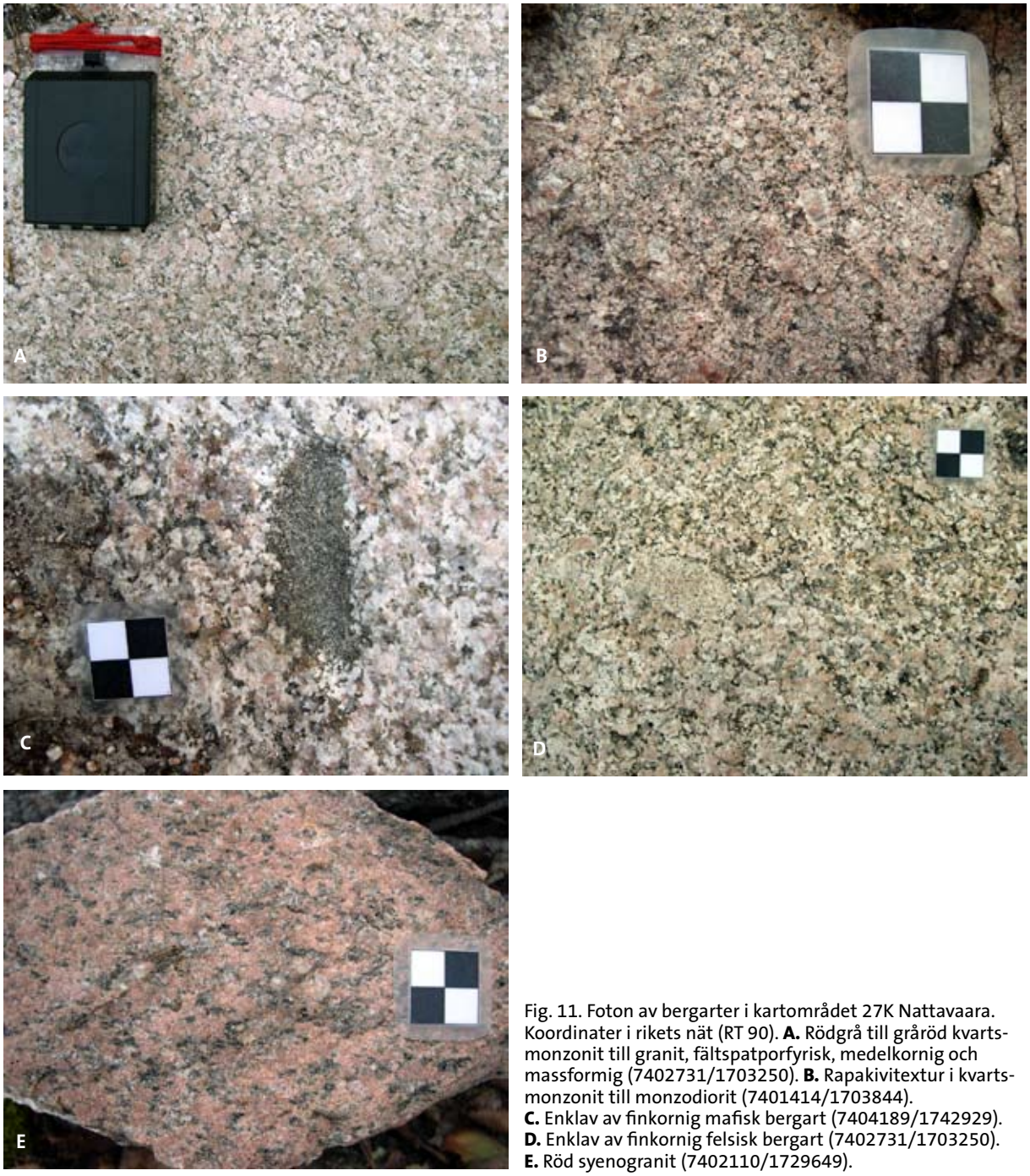


Fig. 11. Foton av bergarter i kartområdet 27K Nattavaara. Koordinater i rikets nät (RT 90). **A.** Rödgrå till gråröd kvartsmonzonit till granit, fältspatporfyrisk, medelkornig och massformig (7402731/1703250). **B.** Rapakivitextur i kvartsmonzonit till monzodiorit (7401414/1703844). **C.** Enklav av finkornig mafisk bergart (7404189/1742929). **D.** Enklav av finkornig felsisk bergart (7402731/1703250). **E.** Röd syenogranit (7402110/1729649).

Det förekommer relativt öppna veck i omkristalliserad granit (fig. 13 a) och kraftig deformation i omkristalliserad, grovkornig granit med "sockrig" kvarts och relikt ögontextur (fig. 13 b). Dessa bergarter har en helt annan metamorf överprägling än de monzonitiska bergarterna och den yngre granit till pegmatit som de är rumsligt associerade med, och de återfinns framför allt i den södra delen av kartområdet.

Deformation förekommer även i basiska till sura vulkaniter, t.ex. veckstrukturer samt epidot- och kvartsfyllda sprickzoner (fig. 13 c, d).

Skapolit förekommer som omvandlingsmineral i de flesta av bergarter, och omvandlingen verkar vara starkast i närheten av deformationszoner.

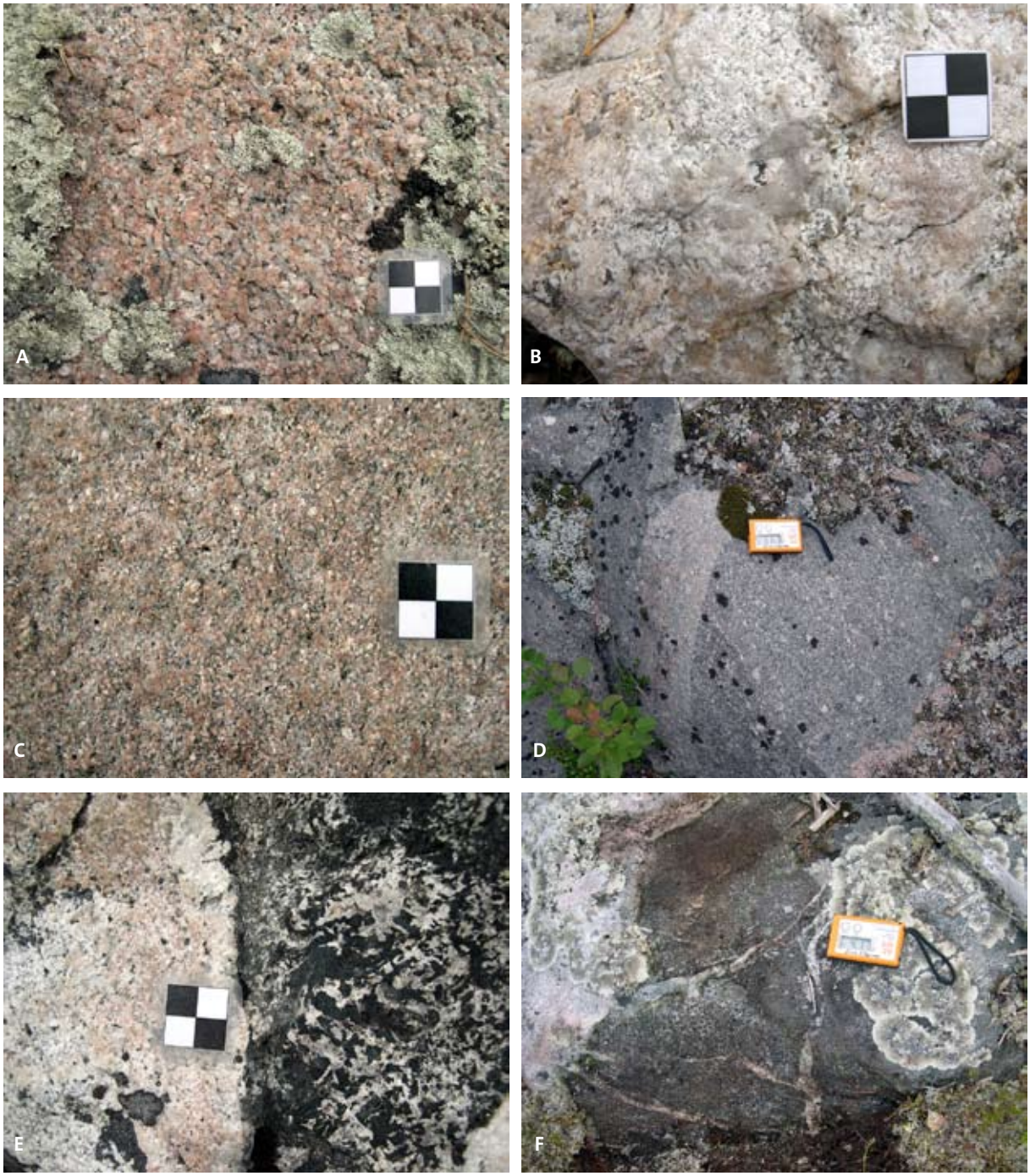


Fig. 12. Foton av bergarter i kartområdet 27K Nattavaara. Koordinater i rikets nät (RT 90). **A.** Yngre granit, ojämnkornig, massformig (7409915/1738662). **B.** Pegmatit med skriftgranit (7429076/1741538). **C.** Yngre granit, finkornig till fint medelkornig, subvulkaniskt utseende (7409915/1738662). **D.** Hybridbergart med monzodioritisk sammansättning (7406783/1700648). **E.** Kornförminskning hos gabbroid i kontakt mot granit (7407692/1700809). **F.** "Back-veining" av granit i gabbroid (7407692/1700809).

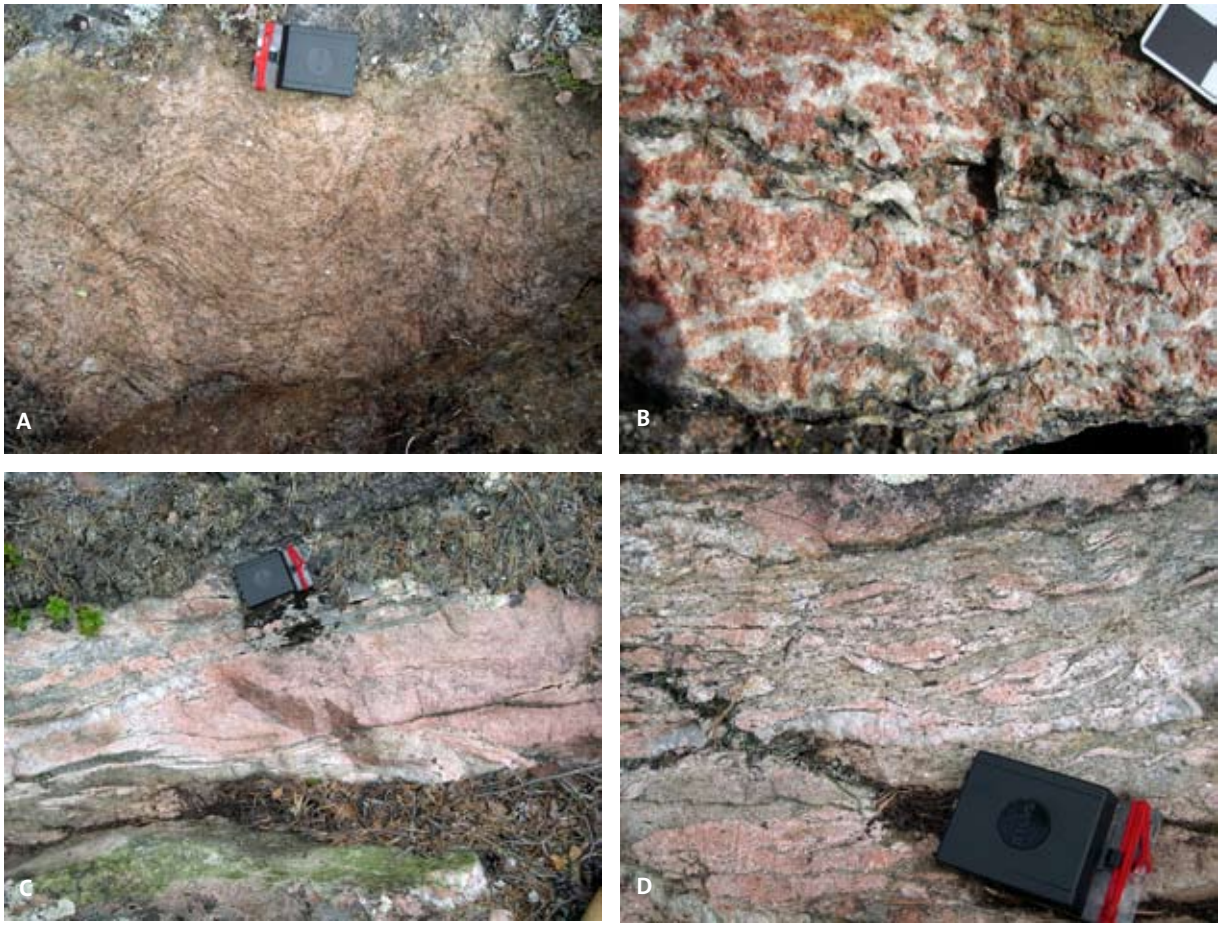


Fig. 13. Foton av bergarter i kartområdet 27K Nattavaara. Koordinater i rikets nät (RT 90). **A.** Relativt öppna veck i omkristalliserad granit (7402099/1704015). **B.** Granit, grovkornig, omkristalliserad med "sockrig" kvarts och relikt ögontextur (7425094/1712906). **C.** Deformationszon i basiska till sura vulkaniter, epidot och kvarts som sprickfyllnad (7406378/1701466). **D.** Närbild av deformationszon i basiska till sura vulkaniter med veckstrukturer (7406378/1701466).

Naturresurser

Strax norr om kartområdet återfinns både sulfid- och järnoxidmalmer av internationell betydelse. Aitikgruvan är ett dagbrott och en av Europas största producenter av kopparkoncentrat. I Malmberget bryts järnoxid, mest som magnetit, och man bryter nu på ca 1 000 meters djup.

Det finns intressanta mineraliseringar med guld och basmetaller i kartområdet, och borrningar och schaktningar har utförts tidigare vid t.ex. Poulalaki, Jårbojoki och Purnu.

En kopparmineralisering med ca 2 000 ppm koppar påträffades i en gabbroid bergart. Mineraliseringen har hög susceptibilitet ($22\,778 \times 10^{-5}$ SI-enheter) och mycket stark remanent magnetisering (131 890 mA/m). Detta kan jämföras med mineraliseringen i Nautanen som också har en mycket stark remanent magnetisering (335 350 mA/m).

Industrimineral har brutits vid Iso Sormus och Poulalaki, bland annat olivin.

KARTOMRÅDET 27L LANSJÄRV

Fredrik Hellström och Maria Carlsäter Ekdahl

Området är väl täckt av morän och vidsträckta myrar med en låg blottningsgrad. Hällar finns framförallt uppe på bergen och längs vattendrag som skär ner i moränavlagringarna (fig. 14 och 16). Bergblottningar hittas också i områden, där smältvatten från inlandsisen bildat urspolningsrännor i terrängen. Frostsprängda hällar är karakteristiskt för området, bland annat som gigantiska blockhav i bergssluttningarna (se Lagerbäck 1988). Horisontella sprickor (bankningsplan) är vanligt förekommande i alla typer av granit, och de bildades genom tryckavlastning efter inlandsisens avsmältning (fig. 17a). De biotitrika sedimentgnejserna har på många ställen en brantstående förskiffring, vilket i sin tur har orsakat en nästan vertikal sprickighet (fig. 17b).

Karteringen sommaren 2007 koncentrerades till den södra halvan av kartområdet och utfördes av Fredrik Hellström samt extrageologerna Eva Danielsson och Karin Rasmussen. Fyra veckors geofysisk uppföljning i fält har genomförts av Maria Carlsäter Ekdahl med god hjälp av geologerna.

Den flygbildstolkning som gjordes av Jan-Olof Svedlund resulterade i att många "nya" hällar upptäcktes i de redan tidigare undersökta, nordvästra och centrala delarna av kartområdet. Mycket tid ägnades också åt revidering av förra årets kartläggning. Den del av området som återstår att kartera under 2008 är ca 700 km^2 stor (fig. 14). Det togs 33 bergartsprover för geokemisk analys, och 32 tunnslip har tillverkats för att bättre bestämma bergarternas mineralinnehåll och textur. Fyra bergartsprover från Lansjärvområdet åldersbestäm-

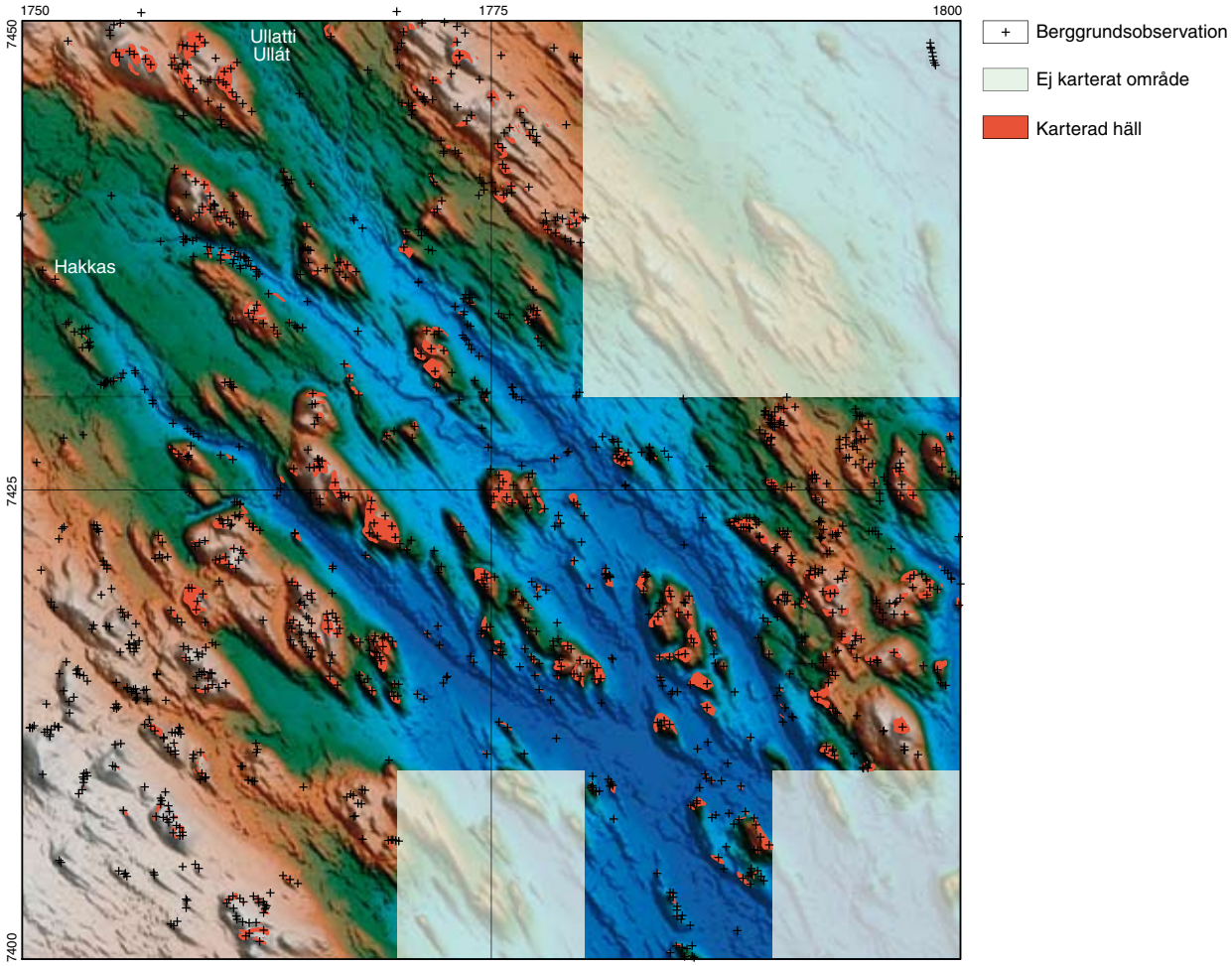


Fig. 14. Höjdreliefkarta över 27L Lansjärv med karterade hällar (röda) och observationspunkter (svarta plus).

des i mitten av november. De radiometriska analyserna utfördes av Andrius Rimsa på Nordsimlaboratoriet vid Naturhistoriska riksmuseet i Stockholm. Preliminära resultat av analyserna presenteras i samband med bergartsbeskrivningarna nedan. SGUs borrkärnearkiv i Malå besöktes två dagar i slutet av maj för genomgång av borrkärnor från västra delen av 27L Lansjärv. Det geofysiska fältarbetet har tillfört 440 nya gammastrålningsmätningar (fördelat på 162 hällar) till databaserna. Dessutom har 60 nya parameterprover samlats in för bestämning av bergarternas magnetiska egenskaper och densitet.

Kartområdet saknade tidigare täckning av moderna geofysiska flygmätningar. Under 1960-talet mättes magnetfältet med en noggrannhet på 10 nT (dagens mätningar ger 1 nT). Radiometriska och elektromagnetiska data saknades helt för större delen av området. Under sommaren har nya flygmätningar utförts. Mätningarna omfattade markens naturliga gammastrålning samt jordens magnetiska och elektromagnetiska fält och utfördes i ost–västlig riktning på 60 m flyghöjd. Med sommarens nya mätningar täcker idag moderna flygmätta data ca 90 % av området 27L Lansjärv. Resterande 10 % kommer att mätas under sommaren 2008. Flygmätningarna har bidragit till ny, mycket värdefull information, t.ex. om utbredningen av de områden med höga strålningsnivåer som förekommer.

Bakgrundsmaterial

Det geologiska bakgrundsmaterialet omfattar äldre geologiskt kartmaterial med beskrivningar, dagböcker, tunnslip och övrig dokumentation framtagen vid SGU samt vetenskapliga rapporter från universitet och Svensk Kärnbränslehantering AB (SKB). Det finns ca 50 prospekteringsrapporter som berör kartområdet,

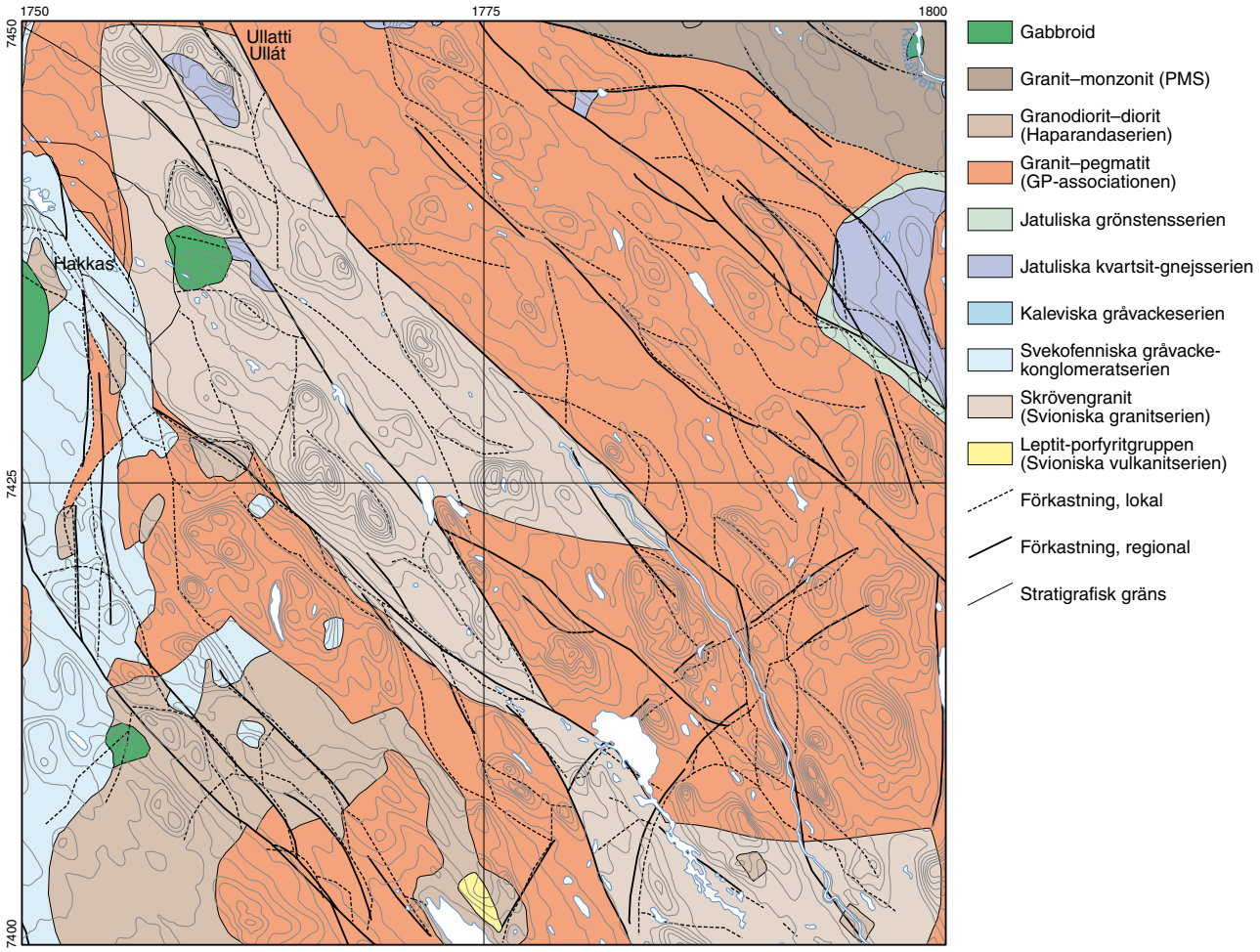


Fig. 15. Översiktlig berggrundsgeologisk karta över 27L Lansjärv (utsnitt från opubl. digital sammanställning av T. Sjöstrand och H. Henkel).

Fig. 16. Hällar längs Skrövån nedströms Hakkasfallet (7430820/1754535).

framförallt sådana om prospektering efter industrimineral såsom kvarts och fältspat. Området har tidigare endast karterats i skala 1:400 000 i samband med den översiktliga länskarteringen av Norrbottens urberg under ledning av Olof Ödman på 1940- och 50-talen (Ödman 1957). En översikt av områdets geologi ges också av Silvennoinen m.fl. (1987) samt i en opublicerad digital sammanställning av berggrunden i Norrbotten ("NB-dig") gjord av Thomas Sjöstrand och Herbert Henkel (fig. 15). Mer omfattande referenser till andra arbeten i Lansjärvområdet ges i Antal Lundin m.fl. (2007). För vidare information om kartområdets geologi hänvisas till citerade publikationer i referenslistan nedan samt till databasen GeoRegister (se SGUs webbsida). I det geofysiska bakgrundsmaterialet bör dessutom nämnas 391 petrofysikprover som samlades in under 1980-talet och har en god spridning över kartområdet. Av dem är 21 även magnetiskt orienterade.

Geologisk och geofysisk översikt

Stora delar av kartområdet täcks av så kallad Linagranit med associerade pegmatiter, vilka är de yngsta bergarterna i området, ca 1 800 miljoner år gamla (Öhlander m.fl. 1987, Bergman m.fl. 2002). Eftersom de fin- till medelkorniga Linagraniterna generellt har förhöjda toriumhalter, framträder de som toriumanomala områden på kartan över markens toriumhalt (fig. 18). Graniterna förekommer vanligen tillsammans med grovkorniga pegmatiter vilka, till skillnad från graniterna, har höga uranhalter. Detta gör att området där Linaassociationens bergarter dominerar framträder delvis som uran- eller toriumanomala, delvis med både uran- och toriumförhöjningar (fig. 18), beroende på om det är granit eller pegmatit som dominerar. Linasvitens bergarter intruderades i slutskedet av den 1 900–1 800 miljoner år gamla svekokarelska bergskedjebildningen (orogenesen) och benämns därför också för senorogena. Linagraniten är fattig på mörka mineral, och från Västerbottens län och söderut benämns dessa ljusa, i regel odeformerade graniter för Skellefte- eller Härnögranit.

Fig. 17. Foton av bergarter i kartområdet 27L Lansjärv. Koordinater i rikets nät (RT 90). **A.** Horisontella sprickor (banknings-plan) i granit, bildade genom tryckavlastning efter inlandsisens avsmältning (7424613/1775822). **B.** Biotitrika sedimentgnej-ser med brantstående förskiffring och nästan vertikal sprickighet (7419730/1754760).

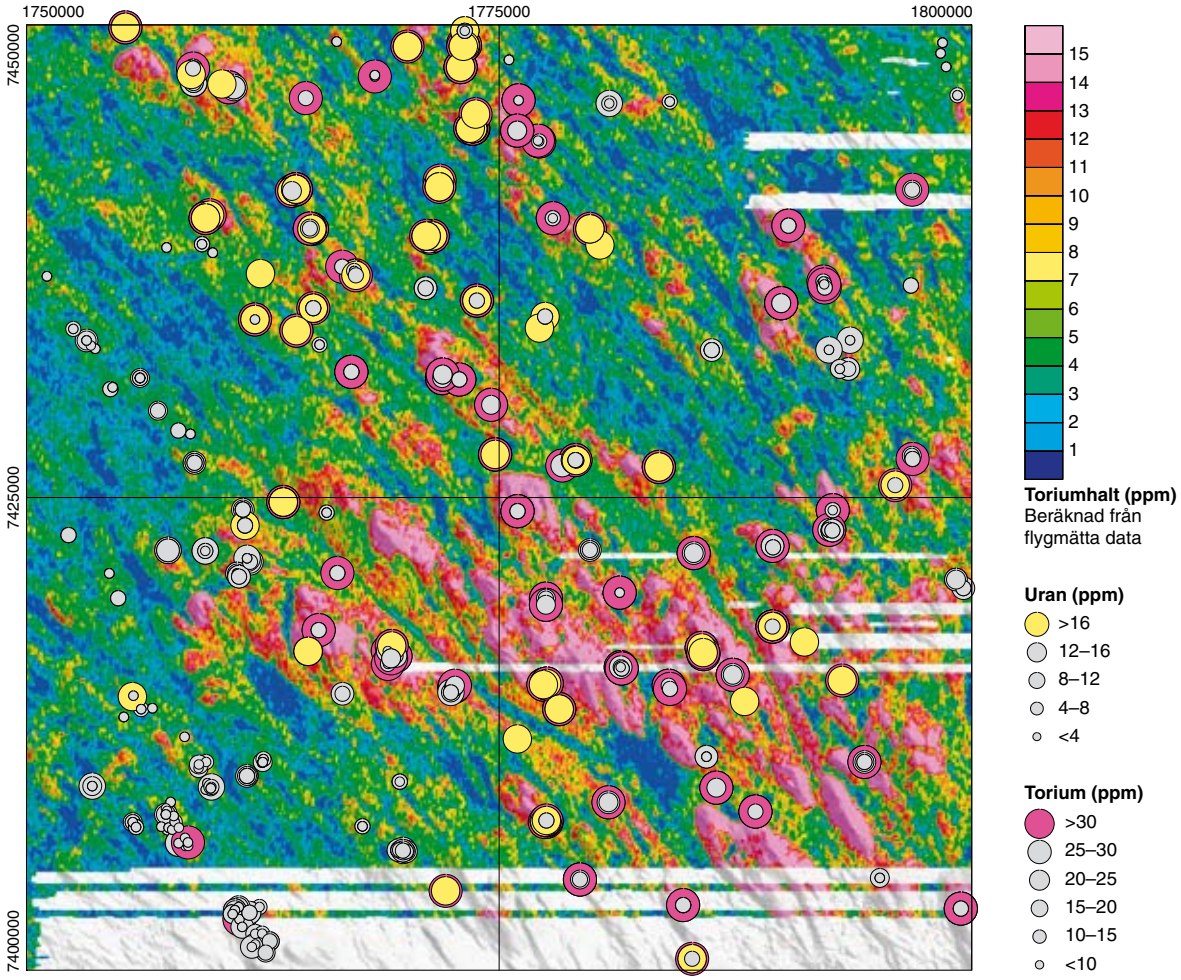


Fig. 18. Markens toriumhalt i området 27L Lansjärv, uppmätt genom flygmätningar. Cirklarna visar uran- och toriumhalter från gammastrålningsmätningar på berghällar i området.

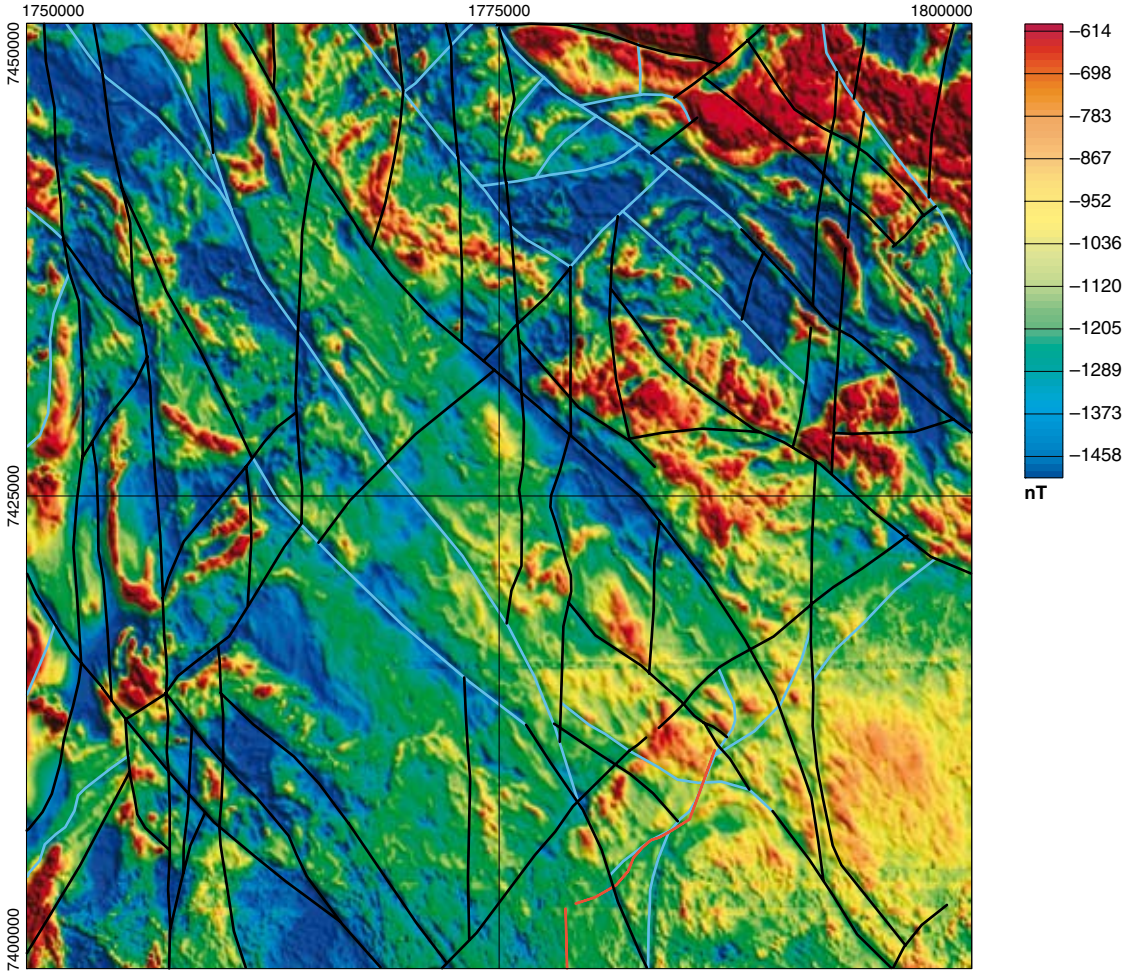


Fig. 19. Magnetisk anomalikarta över 27L Lansjärv. Linjerna visar tolkade lineament i området. De blå linjerna är tolkade som spröda svaghetszoner, den röda linjen markerar läget för Lansjärvförkastningen.

De äldsta bergarterna i Lansjärvområdet är förmodligen de biotitgnejser som finns i de västligaste delarna av området, tillsammans med spridda, små förekomster av vulkaniska bergarter. Biotitgnejserna framträder på den magnetiska anomalikartan (fig. 19) som ett lågmagnetiskt, nord–sydligt riktat stråk i västra delen av kartområdet. Biotitgnejserna utgör ursprungligen marint avsatta sedimentära bergarter, sandstenar, gråvackor och lerskiffrar. Ytbergarterna har intruderats av tidigorogena djupbergarter, som finns spridda över kartområdet.

De 1 890–1 860 miljoner år gamla, tidigorogena djupbergarterna pressades tillsammans med de äldre vulkaniska och sedimentära bergarterna ned på stora djup i jordskorpan under huvudfasen av den svekokarelska orogenesen. De äldre bergarterna genomgick då en metamorfos, där de i olika grad omvandlades, och deformerades (bl.a. veckades) under höga temperaturer och tryck. Mineralen i bergarterna omkristalliserade och blev parallellorienterade, så att bergarterna utvecklade en struktur, en foliation eller gnejsighet. Deformationen och den metamorfa omvandlingsgraden hos bergarterna varierar. I vissa fall har bergarterna delvis smält och bildat ådergnejser med parallellorienterade granitiska ådror. I andra fall syns fortfarande de primära sedimentära och vulkaniska strukturerna i ytbergarterna, och vissa av de äldre djupbergarterna är liksom Linagraniten närmast odeformerade.

För att komplicera bilden, så är även Linagraniten stråkvis deformerad, i eller i närheten av större rörelsezoner i berggrunden. Deformationen i dessa tektoniska zoner är således åtminstone delvis yngre än den svekokarelska orogenesen. De mest framträdande zonerna med nordvästlig riktning syns tydligt, både i topografin och på den magnetiska anomalikartan (fig. 19). Mycket unga förkastningsrörelser, som ägde rum under eller kort efter den senaste isavsmältningen för 8 000–9 000 år sedan, finns dokumenterade i den så kallade Lansjärvförkastningen i den sydöstra delen av kartområdet (Lagerbäck 1991). Kraftiga jordbävningar drabbade området

och orsakade deformation av jordlagren med jordskred som följd. Svensk kärnbränslehantering AB (SKB) har gjort omfattande studier av den så kallade neotektoniken i området (Bäckholm & Stanfors 1989).

De tidigorogena djupbergarterna har traditionellt delats upp i Haparandasviten och Pertitmonzonitsviten (PMS), där den senare karakteriseras av pertitisk kalifältspat (Witschard 1984). Haparandasviten domineras av grå, kalkalkalina metagranodioriter till -dioriter, medan Pertitmonzonitsviten generellt har mer kalirika sammansättningar med röda graniter till syenitoider som typiska bergarter (Witschard 1984). I den sydvästra delen av Lansjärvområdet finns stora partier med grå, äldre djupbergarter, metagranodioriter till metakvartsdioriter (Haparandasviten, fig. 15). Röda, mer kalifältspatrika, i många fall grovkorniga graniter och kvartsfattigare syenitoider är också vanligt förekommande, spridda i kartområdet (PMS). Radiometriska åldersbestämningar visar ingen signifikant skillnad mellan sviterna, men PMS-bergarterna är i regel mindre deformerade (Bergman m.fl. 2001 och referenser däri). En bildningssmodell är att bergartssviterna bildades under samma magmatiska period, med en utveckling mot en mer alkalin sammansättning under en successivt avklingade deformation (Bergman m.fl. 2001).

I de centrala delarna av Lansjärvområdet finns ett nordvästligt riktat stråk med gråröda till rödgrå ögonförande graniter (Skrövengranit, fig. 15) och underordnat en relikt ojämnt medelkornig metagranit (Lessuvaaragranit). De intruderas av Linasvitens bergarter och är således äldre än dem. I sydvästra delen finns en närmast odeformerad metagranit (Vinakgraniten), vilken syns som en rundad lågmagnetisk anomali (ca 5 km i diameter) på den magnetiska anomalikartan (fig. 19).

I det nordöstra hörnet av kartområdet finns röda graniter till svarta gabbroider och hybrider mellan dessa. Bergarterna är högmagnetiska och framträder tydligt på den magnetiska anomalikartan (fig. 19). Baserat på dateringar längre norrut i Tärendö–Lainiotrakten, klassar Bergman m.fl. (2000, 2001) dessa bergarter som tillhörande den ca 1 790–1 800 miljoner år gamla granit-syenitoid-gabbroidassociationen (GSG). Intrusioner av samma ålder och sammansättning finns söder om kartområdet, i Luleå-Edeforsområdet (Öhlander & Skiöld 1994) och dessutom i det Transskandinaviska magmatiska bältet, som i sin helhet sträcker sig från Blekinge i söder till Lofoten i norr (TMB1, Högdahl m.fl. 2004).

Bougueranomalikartan visar att kartområdet 27L Lansjärv domineras av regionala massöverskott. I ett ytligare skikt kvarstår distinkta massöverskott med en mer begränsad utbredning (fig. 20). Efter bearbetning av tyngdkraftsdata under 2007 är tolkningen av detta, att de mafiska, tyngre bergarterna har större utbredning på djupet än på ytan där granitoida bergarter dominerar. Med hjälp av data från karteringen har orsaken till de ytligare massöverskotten kunnat knytas till förekomster av mafiska bergarter i flera fall (fig. 20). De gabbroida bergarterna förekommer på många ställen tillsammans med de röda, granitiska till syenitoida bergarterna och blandar sig lokalt med varandra till hybridbergarter.

Bergarter

Biotitgnejser

I områdets västra del finns ett nord–sydligt riktat, lågmagnetiskt stråk (fig. 19) med grå till mörkt grå, biotitrika, finkorniga gnejser, som i vissa områden innehåller tätt till isoklinalt veckade ådror av kvarts och fältspat (fig. 21 a). Underordnat finns bättre bevarade partier med sedimentär lagring i form av växellagrade leriga och sandiga lager (fig. 21 b). Lokalt förekommer grafit vilket också antyder att biotitgnejserna har ett sedimentärt ursprung (se stycket "Naturresurser" nedan). Pegmatiter som intruderar de metasedimentära bergarterna innehåller vanligen accessorisk turmalin och granat, till skillnad från mer rena pegmatiter som är associerade med Linagraniten. De biotitgnejser som undersökts geofysiskt är generellt lågstrålande och har en låg och jämn susceptibilitet ($20–40 \times 10^{-5}$ SI-enheter). Vid två lokaler, nära Sammakkojärvi (7 a) samt strax söder om Jermokvanttovaara (1 b), har magnetitförande biotitgnejser med en högsta uppmätt susceptibilitet på $46\,800 \times 10^{-5}$ SI-enheter påträffats. De verkar dock ha en mycket begränsad utbredning i området.

Vulkaniter

Vulkaniska bergarter har en relativt liten utbredning i kartomområdet jämfört med plutoniterna. Vulkaniter med framförallt ryolitisk till dacitisk sammansättning förekommer som brottstycken i intrusivbergarterna (fig. 22 a). Sydväst om Mäntyvaara (4c) finns dock ett större parti med en grå metadacit som visar gradvisa

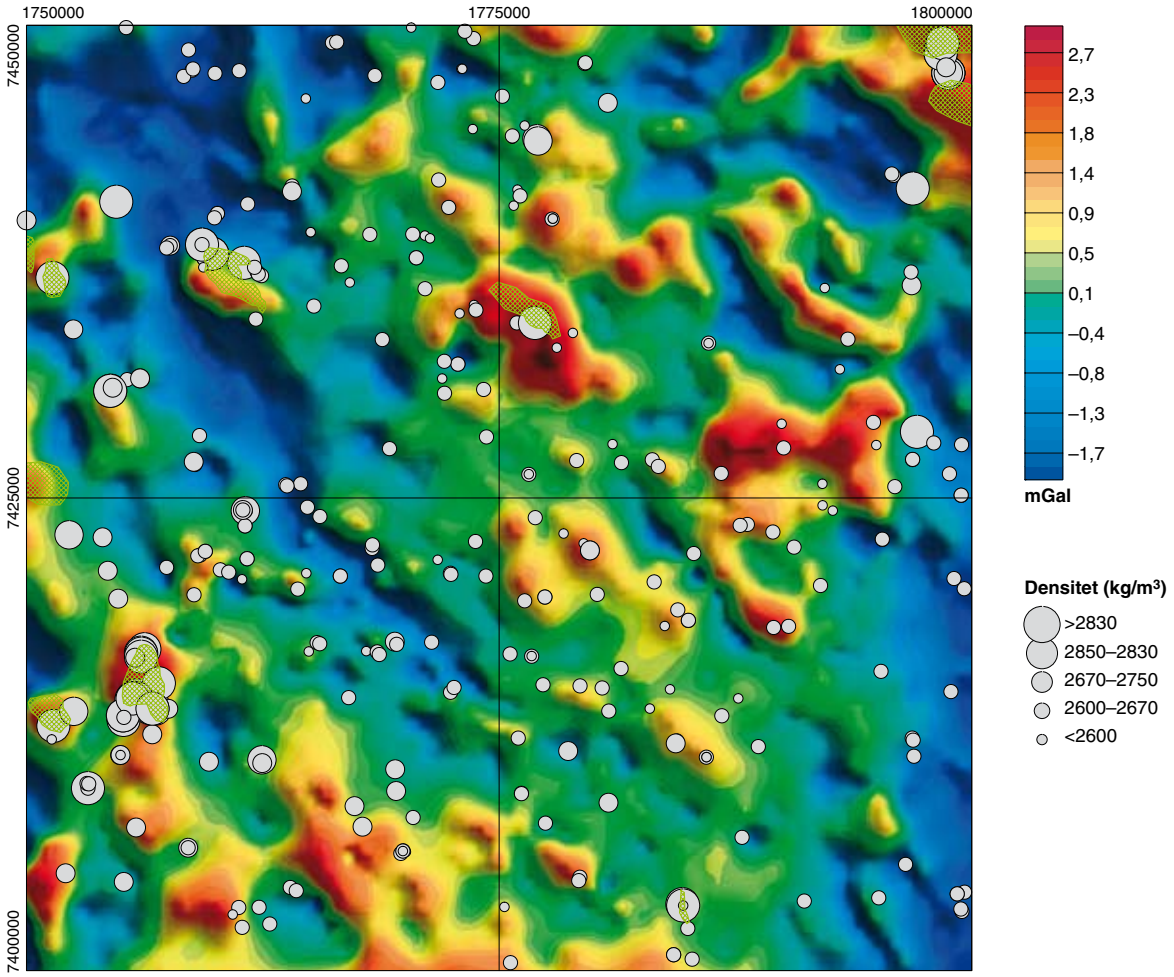


Fig. 20. Tyngdkraftskarta (ytskikt) över 27L Lansjärv. Gröna områden markerar basiska bergarter från fältsäsongerna 2006–2007. Grå cirklar visar uppmätt densitet från bergartsprover.

övergångar till sparsamt förekommande röda ryoliter (fig. 22 b) och mörkt grå andesiter. Metadaciten är troligen orsaken till en magnetisk anomali (fig. 23), men hällar finns bara i ett begränsat område i den östra delen av anomalin. För att klarlägga om hela anomalin kan knytas till vulkaniterna, har tre markprofiler mätts över den. Resultatet samt profilernas läge framkommer av figur 23. De snabba variationer som syns i magnetfältet (fig. 23) indikerar ytligt liggande ytbergarter. Nivåskillnaderna på upp till 1 500 nT i det uppmätta magnetfältet kan förklaras med de varierande susceptibilitetsvärden som mätts på vulkaniter i fält. Primära vulkaniska strukturer syns som en diffus bandning (fig. 22 c) som skär foliationen, och i ett parti syns en monomikt vulkanisk breccia. Den magnetiska susceptibiliteten för metadaciten är ställvis mycket hög, upp till ($<51\,600 \times 10^{-5}$ SI-enheter, motsvarar ca 15 % magnetit), på grund av den ställvis rikliga förekomsten av magnetit i form av cm-breda magnetitband. Banden innehåller också epidot, amfibol, apatit, bornit och sekundära kopparmineral (fig. 22 d, e). Metadaciten innehåller stavformade amfibolströkorn som sannolikt växt till sekundärt (fig. 22 f). Preliminära resultat från en U-Pb-datering av zirkon från metadaciten indikerar en bildningsålder på ca 1 882±13 miljoner år (SGU opubl. NORDSIM).

Tidigorogena djupbergarter

Granodioritiska till kvartsdioritiska (fig. 24), grå till mörkt grå, biotit- och amfibolförande djupbergarter (fig. 25 a) bildar större förekomster i den södra delen av kartområdet (fig. 15), men förekommer även på andra ställen som små kroppar eller inneslutningar i yngre bergarter. Rundade, mafiska enklaver är vanligt förekommande (fig. 25 b). Haparandasvitens bergarter är generellt lågstrålande (fig. 26, tab. 2), men

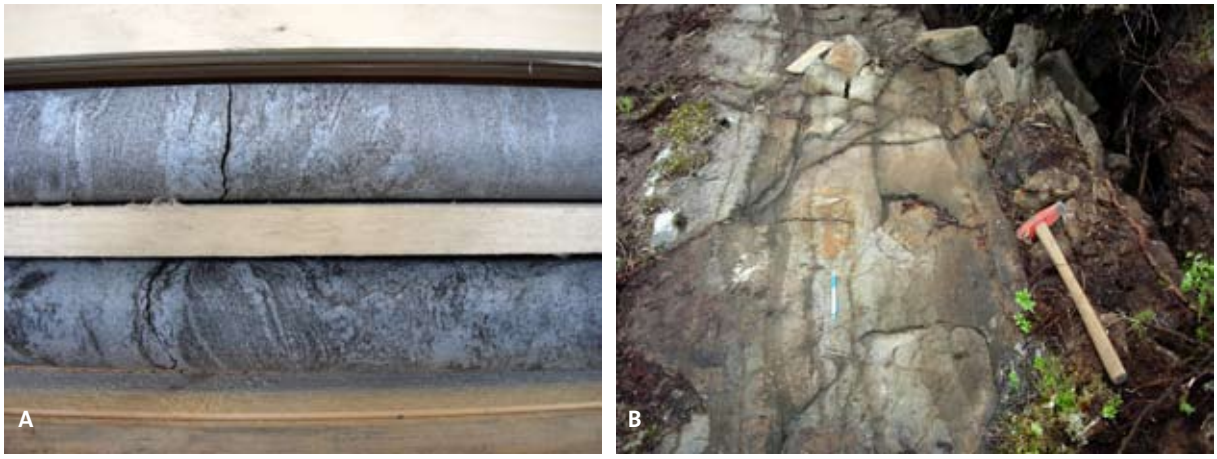


Fig. 21. Foton av sedimentära bergarter i kartområdet 27L Lansjärv. Koordinater i rikets nät (RT 90). **A.** Migmatitisk paragnejs med veckade kvarts-fältspatådror (7427935/1753255). **B.** Metagråvacka med sedimentär lagring (7419730/1754760).

har en genomsnittligt hög (medelvärde $1\,300 \times 10^{-5}$ SI-enheter) susceptibilitet som dock varierar mycket ($8–5\,710 \times 10^{-5}$ SI-enheter). Kaliumhalten varierar mellan 1,2 och 3,8 % (se även tab. 2). Bergarterna är folierade eller stängliga (ställvis både och), lokalt ådrade, veckade och gnejsiga (fig. 25 c). Uppströms Hakkasfallet sydost om Hakkas (6 b) finns en mörkt grå, jämnt fint medelkornig metadiorit till -kvartsdiorit, som är svagt folierad till zonvis mer kraftigt, nord–sydligt folierad och i en zon mylonitisk. Riktningen för skjuvzonerna sammanfaller med ett närbeläget lågmagnetiskt, nord–sydligt lineament, vilket förmodligen representerar en större nord–sydlig skjuvzon. Preliminära resultat från en något osäker U-Pb-zirkondatering av en metagranodiorit från den sydvästra delen av kartområdet (1 d) indikerar en bildningsålder på 1 887±20 miljoner år; SGU opubl. Nordsim). Bergarterna tillhörande Haparandasviten intruderas av aplit, pegmatit och granit av Linatyp.

Röda, mer kalifältspatrika, vanligen grovkorniga graniter till kvartsmonzoniter (fig. 24; PMS?) är också vanligt förekommande, spridda i kartområdet. I många fall är de röda granit- till syenitoidbergarterna associerade med mafiska bergarter, t.ex. vid Kalixälven i nordöstra delen av kartområdet där en röd granit (fig. 25 d) är blandad ("mingling") med gabbrobergarter. Vid Hakkasfallet (6 b) finns en röd, medel- till grovkornig metasyenit (fig. 25 e) som har gråsvarta, små, oregelbundet formade och finkorniga inneslutningar av metabasit. Metasyeniten är massformig till svagt folierad, men på ett ställe syns en meterbred, skarpt avgränsad mylonitzon som är starkt folierad och har nord–sydlig strykning och brant stupning. Metasyenitoiden innehåller spår av sulfider (pyrit > kopparkis), upp till någon procent i en häll nedströms. I en metakvartsmonzonit nedströms Hakkasfallet (6 b) finns mindre partier med en ljust grå, finkornig till fint medelkornig, svagt folierad granodiorit till granit, som visar vackra blandningsstrukturer ("mingling") med en mörkt grå, finkornig metabasit. Bergarterna klipps av brantstående, nord–sydliga gångar av metadiabas, upp till 1,5 m breda. De syenitoida bergarterna i området har i regel höga kaliumhalter. Metasyeniten vid Hakkasfallet har den högsta uppmätta kaliumhalten (<7,6 %). Torium- och uranhalterna är låga (fig. 26, tab. 2) medan susceptibiliteten generellt är hög (medelvärde $1\,620 \times 10^{-5}$ SI-enheter).

Det är svårt att skilja mellan bergarter som tillhör den ca 1 880–1 860 miljoner år gamla Pertitmonzonitsviten (PMS) och den 1 800–1 790 miljoner år gamla granit-syenitoid-gabbroassociationen (GSG), eftersom bergarterna i de båda grupperna har liknande sammansättning, textur och uppträdande. Metasyeniten vid Hakkasfallet har daterats till 1 881±8 miljoner år (SGU opubl. NORDSIM) och är således likåldrig med PMS-bergarterna.

Vid Nilivaara (2–3 b) finns en röd, grovkornig till porfyrisk metagranit till kvartsmonzonit (fig. 25 f) som omger en kropp av metagabbro. Bergarterna framträder tydligt på den magnetiska anomalikartan (fig. 19) på grund av sin genomsnittligt höga magnetiserbarhet. Metagabbron ger även upphov till ett tydligt massöverskott i tyngdkraftsdata (fig. 20), och modelleringar visar att kroppen troligen har en större utbredning på djupet än det som syns på ytan. Kontaktrelationer i form av blandningsstrukturer ("mingling") visar att graniten och gabbron är lika gamla. Preliminära resultat från en U-Pb-zirkondatering av metagraniten vid

Fig. 22. Foton av vulkaniska bergarter i kartområdet 27L Lansjärv. Koordinater i rikets nät (RT 90). **A.** Brottstycke av sur metavulkanit i en metagranodiorit tillhörande Haparandasviten (7404692/1755144). **B–F.** Vulkaniska bergarter vid Koppelovaara (7424365/1761455). **B.** Metaryolit. Underordnat inslag i dacitisk omgivning. **C.** Metadacit med primär bandning, som förkastats av rörelser längs med sprickor tvärs bandningen. **D.** Monomikt vulkanisk breccia och bandad metadacit (t.h.). **E.** Magnetitband med spår av bornit och sekundära kopparmineral i metadacit. **F.** Prismatiska amfibolströkorn i metadacit, sannolikt sekundära.

Nilivaara ger en intrusionsålder på 1 875±5 miljoner år, vilket visar att metagraniten (och indirekt gabbron) är samtida med Pertitmonzonitsviten.

Den distinkta lågmagnetiska, rundade anomalin (fig. 19) söder om Nilivaara vid Vinakbergen (0c) utgörs av en närmast massformig metagranit (Vinakgranit; fig. 24 och 27 a), som omges av grå metagranodioriter tillhörande Haparandasviten. Vinakgraniten är ojämnt medelkornig till svagt porfyrisk och skiljer sig från

Tabell. 2. Sammanställning av uppmätt strålning under fältsäsongerna 2006–2007 (gammastrålningsmätningar på hällar i kartområdet 27L Lansjärv), klassificerat som medelvärden per bergart med angiven standardavvikelse, magnetiska egenskaper och densitet.

Medelvärden/bergart med standardavvikelse	Kalium (%)	Uran (ppm)	Torium (ppm)	Gamma-index	Radium-index	Densitet (kg/m³)	Susceptibilitet (x 10⁻⁵ SI-enheter)	Remanens (mA/m)
Äldre djupbergarter:								
Basiska intrusivbergarter	1,1 (±0,6)	1,7 (±1,5)	3 (±3)	0,3 (±0,2)	0,1 (±0,1)	2932	2200	420
Haparanda (granodiorit–granit)	3,1 (±0,4)	3,0 (±2,0)	13 (±4)	0,7 (±0,1)	0,2 (±0,1)	2632	850	45
Haparanda (tonalit–granodiorit)	2,4 (±0,6)	3,2 (±2,1)	10 (±4)	0,6 (±0,2)	0,2 (±0,1)	2709	1460	240
PMS, Monzogranit	4,3 (±0,6)	3,0 (±2,0)	7 (±3)	0,7 (±0,1)	0,2 (±0,1)	2663	1930	705
PMS, Syenit–kvartssyenit	5,7 (±1,3)	2,0 (±1,0)	7 (±3)	0,9 (±0,1)	0,1 (±0,1)	2650	1620	70
Ögonförande granit	4,6 (±0,6)	5,0 (±3,3)	24 (±6)	1,2 (±0,2)	0,3 (±0,2)	2646	1020	90
Lessuvaaragranit	4,5 (±0,5)	5,0 (±2,9)	25 (±3)	1,2 (±0,1)	0,3 (±0,2)	2617	800	60
Vinakgranit	4,0 (±0,3)	3,2 (±1,4)	19 (±4)	1,0 (±0,1)	0,2 (±0,1)	2622	570	50
Yngre djupbergarter:								
Granitisk Lina	4,4 (±0,5)	7,0 (±11)	42 (±17)	1,7 (±0,6)	0,5 (±0,7)		480	140
Pegmatitisk Lina	3,4 (±1,2)	29,0 (±43)	35 (±24)	2,1 (±1,1)	1,6 (±1,2)		400	40

Linagraniten genom lägre toriumhalter (fig. 26, tab. 2), något större andel biotit samt avsaknad av associerade pegmatiter. Vinakgraniten framträder även som ett lokalt massunderskott från tyngdkraftsmätningarna (fig. 20), vilket förklaras av dess genomsnittligt låga densitet (medelvärde 2 622 kg/m³). Intrusionsformen och den massformiga strukturen antyder att Vinakgraniten är yngre än de omgivande bergarterna (Haparandasviten). Preliminära resultat från en U-Pb-zirkondatering av Vinakgraniten visar dock att den tillhör de tidigorogena djupbergarterna med en intrusionsålder på 1 878±7 miljoner år (SGU opubl. NORDSIM), dvs. samma ålder som bergarterna vid Nilivaara (2–3 b) har.

Ögonförande och ojämnkorniga granitoider

I de centrala delarna av Lansjärvområdet finns ett nordvästligt stråk med gråröda till rödgrå, ögonförande metagraniter (Skrövengranit, fig. 24 och 27 b, c) och underordnat en relikt ojämnt medelkornig metagranit (Lessuvaaragranit, fig. 24 och 27d). På "Nordkalottkartan" (Silvennoinen m.fl. 1987) skiljs den ögonförande Skrövengraniten, tillsammans med Jyryjoki-, Vuolvojaur- och Porjusgraniterna, ut från Haparanda- och Pertitmonzonitsviternas bergarter. Skrövengraniten är tydligt äldre än Linagraniten och dess pegmatiter och har inneslutningar av äldre, mer basiska bergarter eller delvis resorberade, biotitrika bergartsfragment. En U-Pb-zirkondatering av en ögonförande metagranit av Skröventyp gav en kristallisationålder på 1 866±12 miljoner år (SGU opubl. NORDSIM).

Skrövengraniten är gråröd till rödgrå, biotitförande, små- till grovporfyrisk med rundade till avlånga strökorn eller ögon av kalifältspat (fig. 27 b). Strökornen är i många fall omkristalliserade till finkorniga aggregat, ögon (fig. 27 c). Den sammantagna andelen strökorn och ögon varierar, från enstaka procent till mer än femtio procent, i en generellt finkornig till fint medelkornig grundmassa. I vissa fall har omkristallisationen gått så lång att den ursprungligen porfyriska, relikt grövre texturen bara kan anas då matrix och ögon flyter ihop. Graniten är folierad, lokalt gnejsig och ögonen är i vissa områden utdragna och uppvisar frekvent aggregatstänglighet. På enstaka platser kan lokalt uppsmälta röda ådror och körtlar med granitisk sammansättning observeras. Veckstrukturer är sällsynta, men såväl slutna som öppna veck återfinns på vissa lokaler, som t.ex. i deformationszonen längs Skrövån (5 c).

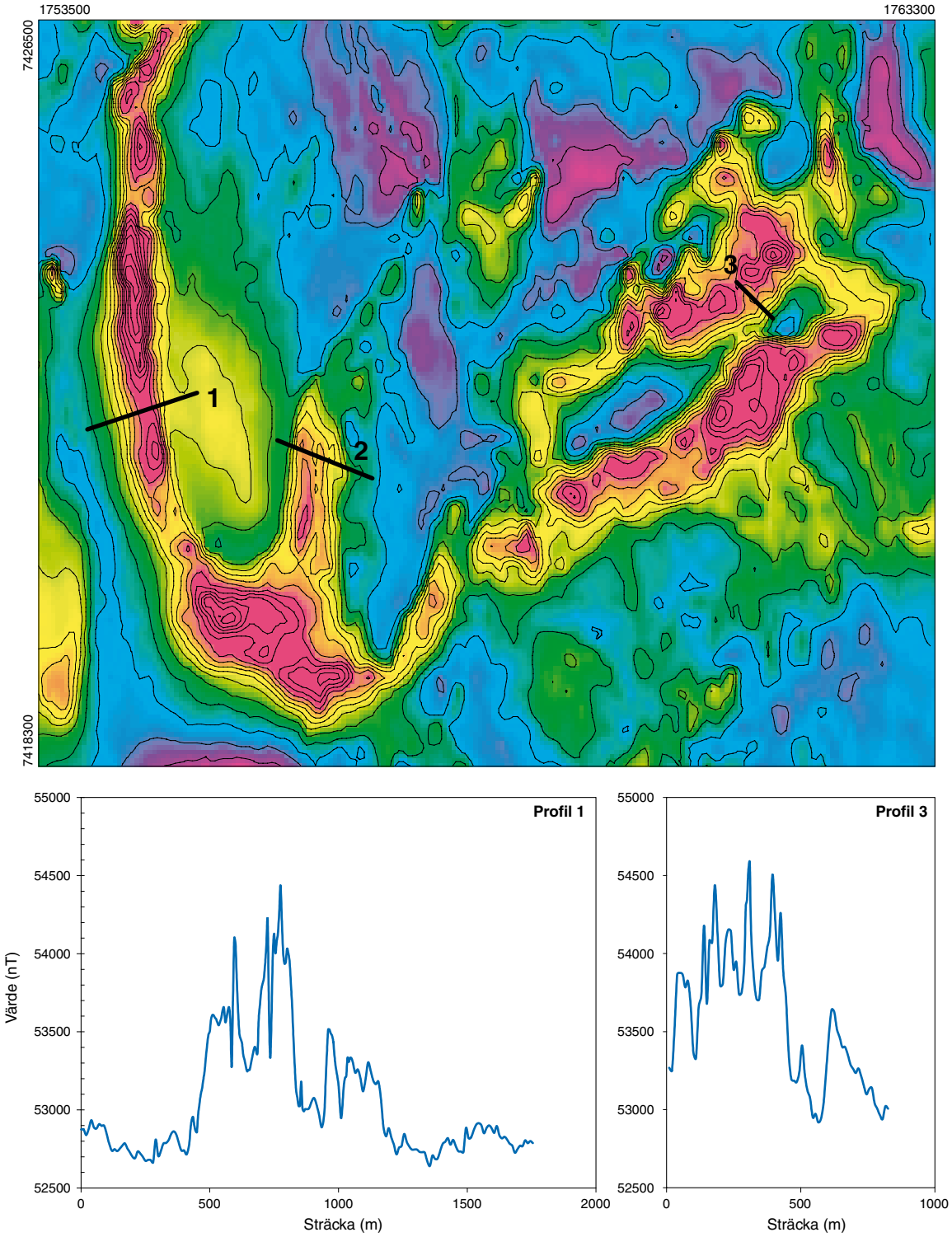


Fig. 23. Magnetometerprofiler över förmodad vulkanit. Profilernas läge på den magnetiska totalfältskartan (överst).

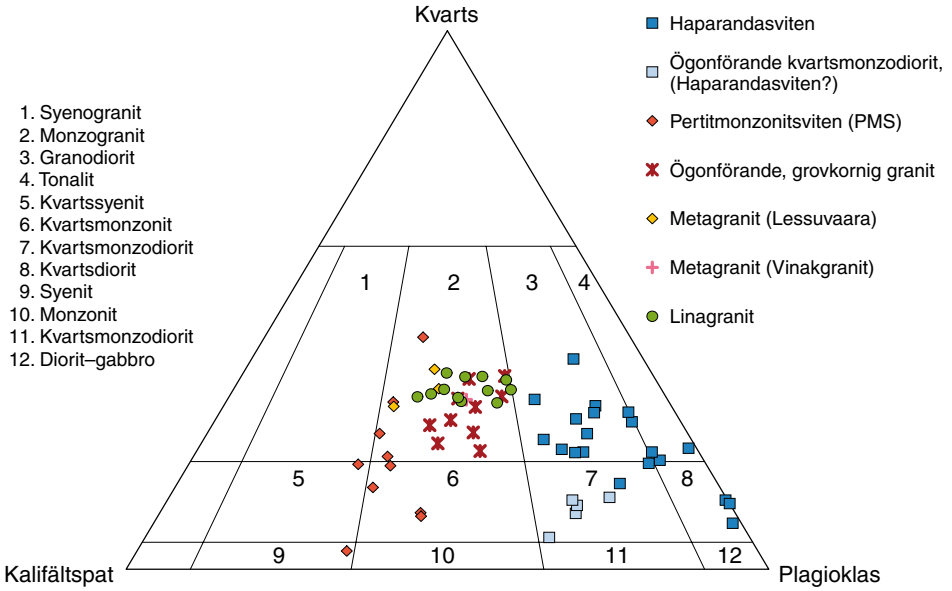


Fig. 24. Streckeisendiagram med modaldata från intrusivbergarter i kartområdet 27L Lansjärv.

Petrofysikdata visar att de ögonförande granitoiderna har en genomsnittlig densitet på 2 646 kg/m^3 och en genomsnittligt hög susceptibilitet (medelvärde 1 020 × 10^{-5} SI-enheter). Trots den höga susceptibiliteten ger områden med ögonförande granitoider i allmänhet ett heterogent mönster på den magnetiska anomalikartan, på grund av rikliga inslag av Linaassociationens bergarter (fig. 19). Strålningsmässigt uppvisar de ögonförande granitoiderna stora variationer och varierar förmodligen i sammansättning (fig. 26). Kaliumhalten är 2,9–6,0 %, uranhalten 2–21 ppm och toriumhalten 14–36 ppm (se även tab. 2).

Söder om det nordvästliga stråket av Skrövengranitoider finns en röd till gråröd, mer jämnkornig, folierad eller stänglig metagranit (Lessuvaaragranit, fig. 24 och 27 d). Bergarten har en relikt ojämnkornig, medelkornig textur, men de ursprungliga kornen är omkristalliserade till finkorniga aggregat. Lessuvaaragraniten har mer biotit (5–15 %) än den leukokratiska Linagraniten som intruderar den förra. En U-Pb-datering av zirkon från Lessuvaaragranit ger en kristallisationålder på 1 864±11 miljoner år (SGU opubl. NORDSIM), och den är alltså troligen av ungefär samma ålder som Skrövengraniten. Lessuvaaragraniten liknar strålningsmässigt de ögonförande graniterna (fig. 26, tab. 2), med medelvärden på 4,5 % kalium, 5 ppm uran och 25 ppm torium. Susceptibiliteten ligger dock genomsnittligt lägre (800 × 10^{-5} SI-enheter).

Basiska intrusivbergarter

De basiska bergarter som karterats fram i området ligger vanligen på eller i nära anslutning till de lokala massöverskott som framträder på den filtrerade tyngdkraftskartan (fig. 20). Eftersom blottningsgraden är låg är det troligt att de basiska bergarterna har en något större utbredning på ytan än vad äldre kartor visar (fig. 15). Detta kan vara förklaringen till de lokala massöverskott som finns i området. Större kroppar av metagabbro till -diorit förekommer norr om Yrtivaara (7c), vid Hakkas (7a), Hammanen (5a), Nilivaara (2–3 b) och strax norr om Tamukkavaara (2a). Vid Vuomavaara (6f) syns ett större massöverskott (ca 5 × 3 km) på tyngdkraftskartan (fig. 20). Detta kan troligen knytas till de förekomster av metagabbro och metakvartsdiorit som karterats fram i området.

Metagabbron vid Nilivaara (2–3 b) är jämnkornig, finkornig till fint medelkornig och massformig till svagt folierad. I vissa partier finns diffust avgränsade, upp till halvmeterstora, ovala körtlar med rundade, omkristalliserade, vita fältspataggregat (<3 cm). Metagabbron visar i den norra kontaktzonen tecken på hybridisering med en kalifältspatporfyrisk kvartsmonzonit till granit, och möjligen härstammar de vita fältspataggregaten från graniten till kvartsmonzoniten genom blandningsprocesser ("mingling"). Den östra kanten

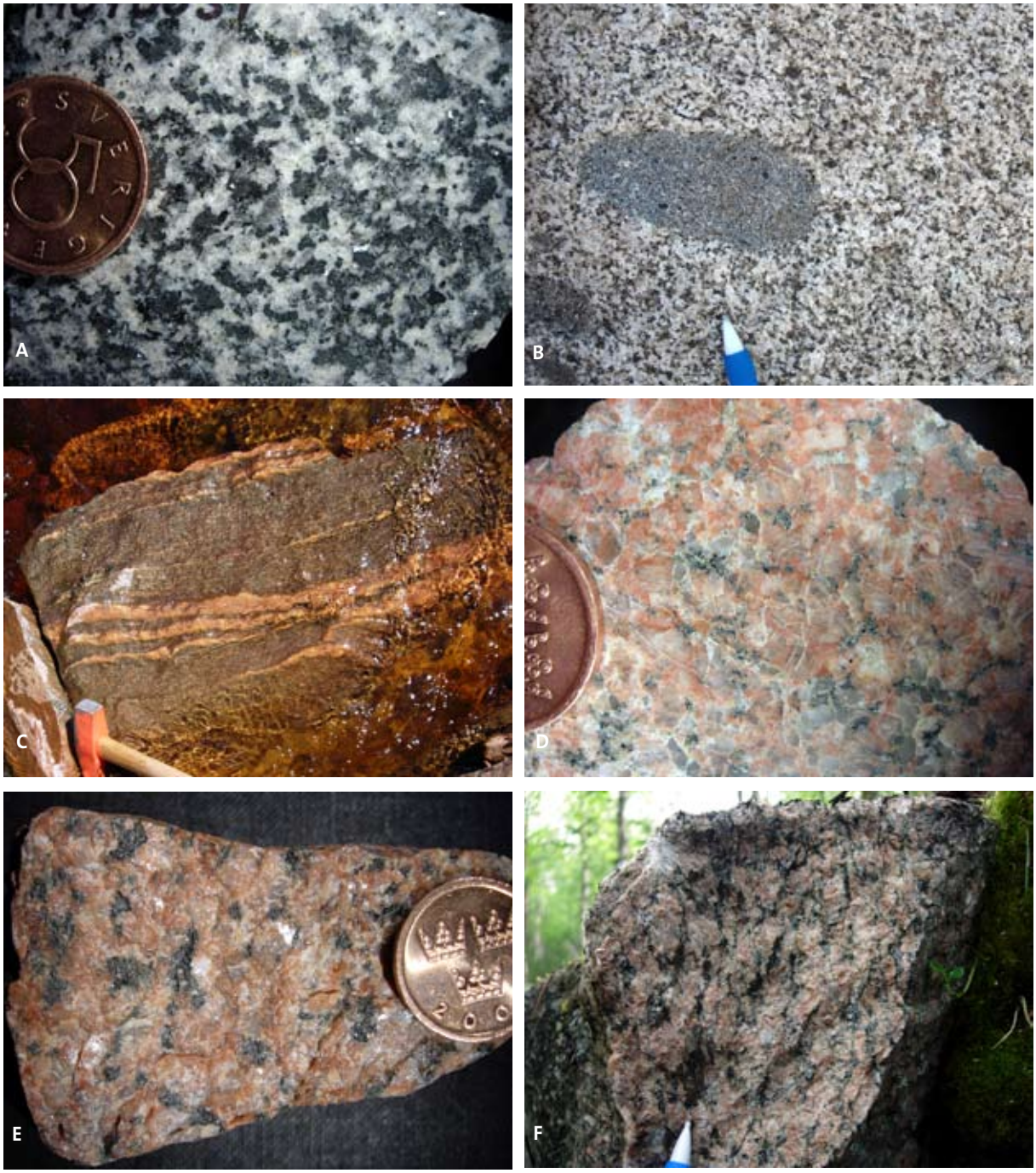


Fig. 25. Foton av äldre djupbergarter i kartområdet 27L Lansjärv. Koordinater i rikets nät (RT 90). **A–C.** Bergarter tillhörande Haparandasviten. **A.** Metagranodiorit (7448917/1752435). **B.** Mafisk enklav i metagranodiorit (7407621/1767751). **C.** Granodioritisk ådrad ortognejs (7422931/1752124). **D–F.** Röda graniter till syenitoider (PMS?). **D.** Röd granit, Långheden vid Kalixälven (GSG eller PMS?, 7447882/1798564). **E.** Grovt medelkornig metasyenit från Hakkasfallet (7430820/1754535). **F.** Ojämnt grovkornig till kalifältspatporfyrisk granit från Nilivaara (7416771/1755707).

av metagabbron är starkt folierad i en meterbred, nord–sydlig skjuvzon, där de vita fältspataggregaten är utvalsade till mm-tunna band. Metagabbron har ställvis en hög susceptibilitet (från 50–100 upp till drygt $5\,000 \times 10^{-5}$ SI-enheter) och en densitet som varierar mellan 2 907 och 3 030 kg/m^3.

Meterstora, lokala gabbroblock vid Hammanens kvarts-fältspatbrott (5 a) antyder att sidoberget till pegmatiten utgörs av en medelkornig metagabbro med subofitisk textur. Tyngdkraftsmätningarna förtätades under sommaren 2006 omkring området där gabbroblocken observerats. Dessa nya data avslöjar ett mass-

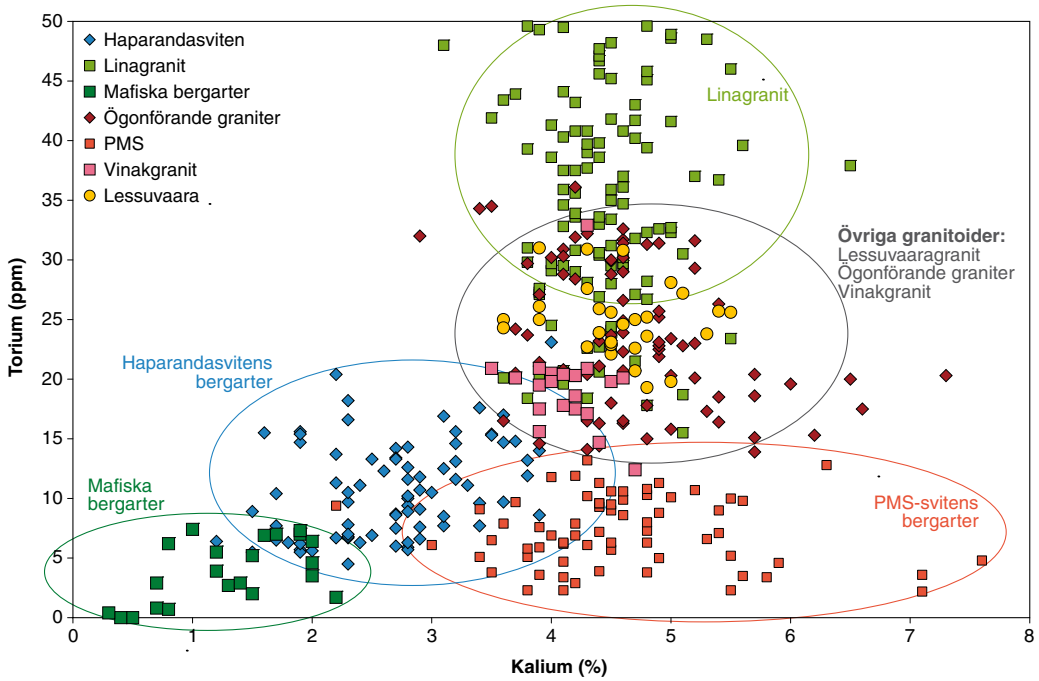


Fig. 26. Sammanställning av kalium- och toriumhalter uppmätta på bergarter inom kartområdet 27L Lansjärv fältsäsongerna 2006–2007.

överskott som antyder att sidoberget utgörs av mafiska bergarter. Borrningar och dikesgrävningar i samband med prospekteringsarbeten vid Hammanen bekräftar att sidoberget består av metagabbro (Lundmark 1987, Westfal 1988).

Linagranit med associerade pegmatiter

Linaassociationens bergarter är de yngsta i området, med klippande relationer till övriga bergarter. Där Linagraniten har intruderat är det i regel de pegmatitiska och aplitiska leden som tränger in, i vissa områden med Skrövengranit i så stora volymer att den äldre bergarten blir underordnad. Brottstycken av andra bergarter utgörs i regel av assimilerade biotitrika fragment, men även xenoliter av Skrövengranit och metagranitoider förekommer. Tydliga strukturer uppträder mycket sparsamt i Linagraniten, delvis beroende på den leukokratiska sammansättningen, men också på att mycket av deformationen i kartområdet är äldre. Graniten är närmast massformig till vanligen svagt folierad med en parallellställning av spridda biotitkorn. Dateringar från andra områden visar att Linagraniten bildades för 1 800–1 780 miljoner år sedan (Bergman m.fl. 2002, SGU opubl.). I Överkalixområdet (26M 4 f) finns en röd, leukokratisk granit som liknar Linagraniten, men en datering visar att den graniten är äldre, ca 1 870±6 miljoner år (SGU opubl. NORDSIM). Utbredningen av de äldre, leukokratiska graniterna är dock inte klarlagd.

Linagraniten är tätt associerad med körtlar och gångar av pegmatit. Kornstorlek och textur varierar med snabba växlingar mellan finkorniga, aplitiska varianter och grovkorniga pegmatiter (fig. 27 e) samt till skriftgranitiska texturer i dessa. Övergångarna från pegmatit till granit är mestadels gradvisa, men en och samma häll kan uppvisa både klippande och gradvisa övergångar. Pegmatit förekommer även som enskilda, större kroppar. Det finns områden där Linagraniten är mer texturellt homogen, jämnkornig och finkornig till fint medelkornig (fig. 27 f), med endast sparsamt förekommande pegmatiter. I vissa partier är den svagt porfyrisk med strökorn av kalifältspat.

Linagraniten är ljust röd till gråröd, men underordnat finns rödgrå till grå varianter. Den har en leukokratisk, monzogranitisk sammansättning med ungefär lika stora mängder av kvarts, kalifältspat och plagioklas

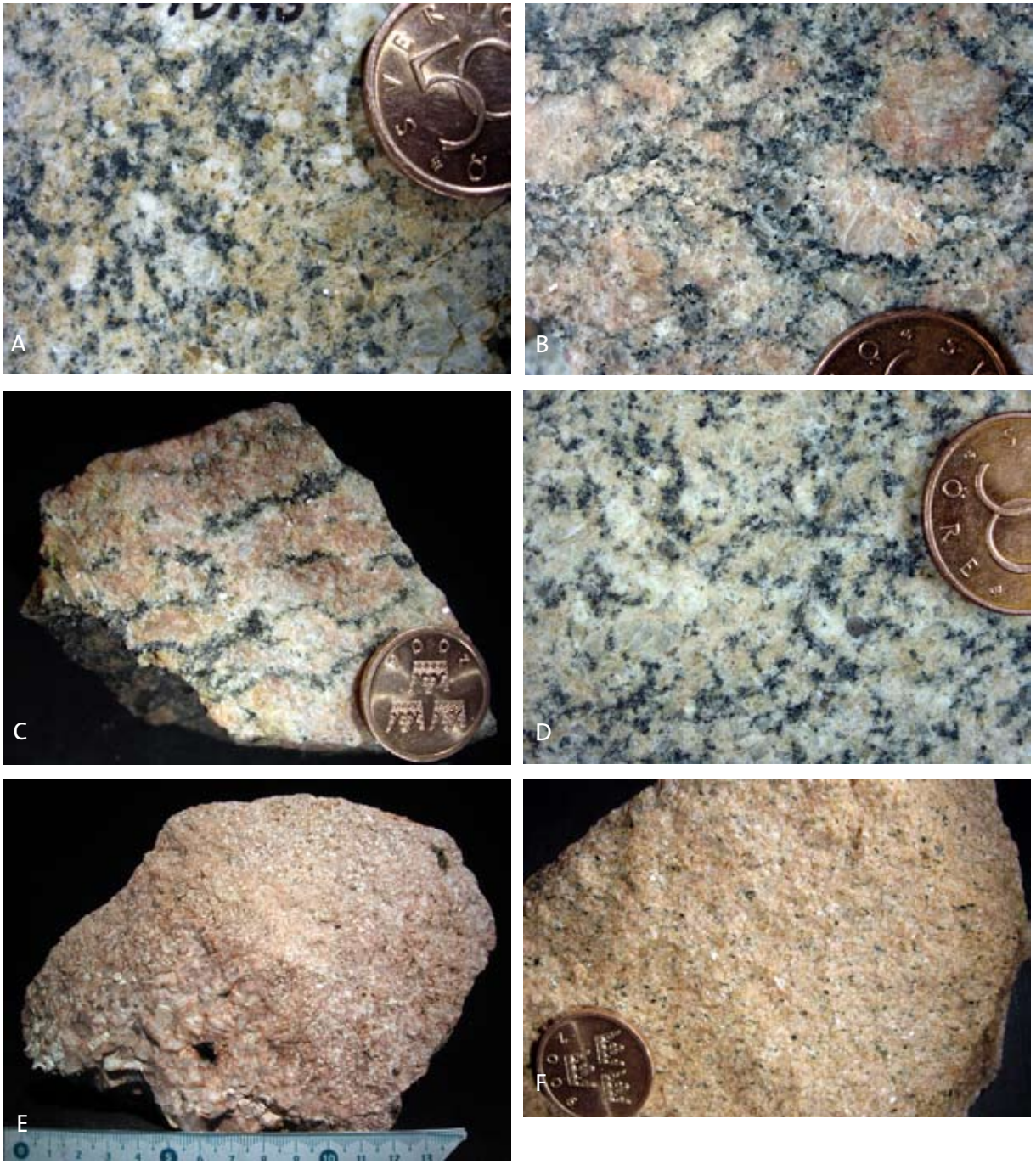


Fig. 27. Foton av granitbergarter i kartområdet 27L Lansjärv. Koordinater i rikets nät (RT 90). **A.** Metagranit (Vinakgranit), gråröd, ojämnt medelkornig till svagt porfyrisk (7401231/1761920). **B.** Metagranit (Skrövengranit), rödgrå, ögonförande. Från ett nedlagt stenbrott nordväst om Satter (7436620/1766910). **C.** Metagranit (Skrövengranit), gråröd, ögonförande. De ursprungliga strökornen (kalifältspat) är kraftigt omkristalliserade till finkorniga, stängliga ögon (7435033/1765195). **D.** Metagranit (Lessuvaaragranit), relikt medelkornig, omkristalliserad (7419765/1759035). **E.** Monzogranitisk, leukokratisk intrusivbergart (Linaassociationen), växlande kornstorlek, från finkornig aplitisk till grovkornig pegmatitisk (7436620/1762514). **F.** Linagranit, jämnkornig, fint medelkornig (7444957/1773939).

(fig. 24) 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 gråvita, kvartsrika pegmatiter med accessoriska mineral såsom granat.

Linaassociationens bergarter har en genomsnittlig densitet på 2 614 kg/m^3 och en dito 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 på magnetkartan som homogena, lågmagnetiska områden (t.ex. i den sydöstra delen, fig. 19). Geofysiskt kan Linaassociationens bergarter delas in i två grupper. Den första utgörs av jämnkorniga, fin- till medelkorniga graniter som generellt har höga toriumhalter men normala uranhalter (fig. 26, tab. 2). Den andra gruppen utgörs av ojämnkorniga, grovkorniga pegmatiter med generellt höga uranhalter och i många fall också höga toriumhalter (tab. 2). På grund av de höga halterna av uran och torium i Linaassociationens bergarter, framkommer deras utbredning väl från flygmätningar av markens uran- och toriumhalt (fig. 18), i de områden där berggrunden är blottad.

Metamorfos, strukturella drag och deformation

Migmatitisk åderbildning som, tillsammans med accessorisk granat och cordierit, uppträder i paragnejser i de västra delarna av kartområdet antyder att metamorfosen ägt rum under amfibolitfaciesförhållanden (fig. 21 a). Migmatitiska ådror finns också i gnejsiga varianter av granodioritiska till kvartsdioritiska djupbergarter (fig. 25 c). Även de ögonförande metagraniter som förekommer centralt i området är ställvis gnejsiga och bildar åtminstone ställvis lokalt bildade smältor i form av pegmatitiska ådror.

De tektoniska lineamenten i Lansjärvområdet är delar av större skjuvzonssystem. Ett 50 km brett bälte med nord–sydliga skjuvzoner (”the Baltic-Bothnian shear zone”, Berthelsen & Marker 1986) finns intill den svensk-finska gränsen. En nord–sydlig deformationszon finns längs den västra kanten av kartområdet (27L Lansjärv) och syns tydligt på den magnetiska anomalikartan (fig. 19). Topografiskt samt på den magnetiska anomalikartan (fig. 19) framträder tydliga, nordvästligt strykande zoner som sträcker sig diagonalt över hela kartområdet. De utgör en del av ett ungefär 75 km brett system med upp till fem större skjuvzoner (”the Bothnian–Senja zone”, Henkel 1987, 1989), inklusive Nautanenzonen (Bergman m.fl. 2002) som passerar den sydvästligaste delen av området. Knappt hälften av de större, nordvästligt strykande zonerna framträder även som bättre ledare på den elektromagnetiska kartan och tolkas därför som spröda och vattenförande (se även fig. 19).

De tektoniska lineamenten i Lansjärvområdet har undersökts av bland annat Henkel (1989) och Talbot m.fl. (1989). De mest framträdande zonerna är brantstående nord–sydligt och nordvästligt orienterade. Dessutom finns nordost- till nordnordostligt strykande zoner med flack till brant stupning. Det finns även underordnade, svagt markerade, morfologiska lineament med ost–västlig eller nordostlig riktning. Från lineamentstolkningen, baserad på magnetiska och elektromagnetiska data, framkommer svaghetszoner som ligger i en nordostlig riktning (fig. 19).

De nordvästliga och nord–sydliga zonerna är skarpt avgränsade, ca 200 m breda lågmagnetiska lineament och karakteriseras enligt Talbot m.fl. (1989) av en plastisk sinistral (vänstervriden) rörelse. I samband med SKBs undersökningar i området genomfördes geofysiska markprofilmätningar (Arkko 1987, Henkel 1989). Modellberäkningar från profiler över skjuvzonerna visar att stupningen i de nordvästligt orienterade lineamenten i genomsnitt är 60° mot sydväst och generellt brant (70–80°) mot väster i de nord–sydliga.

De centrala delarna av skjuvzonerna inte är blottade, men deformationen är intensifierad i hällar intill dem. Alla bergarter inklusive Linagraniten har en tydlig gnejsig foliation i meterbreda skjuvzoner, i myloniter <1 m breda och sällsynt i mm-breda pseudotakyliter eller förkastningar. I de karterade områdena följer foliationen i regel de storskaliga tektoniska dragen med nordvästlig till nord–sydlig strykning och medelbrant till brant stupning. Stängligheten stupar i regel mot söder.

I den sydöstra delen av kartområdet vid Lansjärv finns nordostligt till nordnordostligt orienterade skjuvzoner, som stupar mot ostsydost till sydost (Lansjärvförkastningen. Henkel 1989). En del av zonerna är mylonitiska, andra har utvecklat en biotit-magnetitförskiffring (Talbot m.fl. 1989). Rörelser i dessa under eller kort efter den senaste isavsmältningen har gett upphov till morfologiska förkastningsbranter i terrängen. Den västra sidan har förskjutits uppåt relativt den östra. Förkastningsrörelser och seismisk aktivitet 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 är gammal, förmodligen av proterozoisk ålder.

Upprepade episoder med kataklastisk sprickbildning överpräglar och breccierar äldre plastiska strukturer och med dem associerade hydrotermala högtemperaturomvandlingar. Sent bildade lågtemperatursprickfyllnader med järnoxyhydroxider och zeoliter förekommer i de allra yngsta, klippande mikrosprickorna (Eliasson m.fl. 1991).

Naturresurser

En bergtäkt i drift finns söder om Lansjärv (1 g). Huvudbergarten i täkten är en grå, ögonförande metagranitoid som innehåller rikligt med finkorniga, mer basiska inneslutningar. Det finns också rikligt med aplit–pegmatitgångar. I samband med en upprustning av vägen mellan Hakkas och Ullatti 2006 bröts en ögonförande rödgrå granit (Skröventyp) nordväst om Satter (7 d). Täkten är nu igenlagd.

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). Pegmatiten vid Nilivaara utgör en nordvästligt till västnordvästligt utsträckt, ca 50 m bred linsformad kropp (>400 m lång) i skarp kontakt mot en grönsvart metagabbroid (fig. 28 a, Sabelfeld m.fl. 2000). Pegmatiten stupar medelbrant (30–60°) mot nordost. Närmast kontakterna mot sidoberget är pegmatiten i allmänhet utbildad som skriftgranit. Den undre delen av pegmatiten är av oren kvalitet med föroreningar av svart turmalin, biotit och accessorisk granat och muskovit. Även pegmatitens allra översta del är av sämre kvalitet. Centralt är pegmatiten relativt ren, med ljus fältspat och stora partier med kvarts. Kvartsen är vanligen omkristalliserad till en grynig, kvartsitisk textur. Holmqvist & Westfal (1985) har noterat grönaktig turmalin som i ett fall åtföljdes av lilafärgad glimmer. Vidare har några brunsvarta mineral, eventuellt niob-tantalmineral, iakttagits i brottet. Alldeles utanför kartområdesgränsen vid Suorravaara (28K Gällivare 0 j) finns en pegmatit med röd, grön och svart turmalin, lepidolit och cleavelandit (Ödman 1957).

Det finns inga kända sulfid- eller järnoxidmineraliseringar inom kartområdet men flera stycken alldeles utanför. Nordväst om 27L Lansjärv bryts malmer av internationell betydelse i Malmbergets och Aitiks gruvor. Nautanen- och Aitikmalmerna (södra delen av 28K Gällivare) finns i ytbergarter som ligger i ett regionalt, nordvästligt orienterat deformationszonssystem (Nautanenzonen). Detta stråk med ytbergarter och deformationszoner fortsätter mot sydost ner i Nattavaaraområdet (27K) och in i de västligaste delarna av Lansjärvområdet (27L). NAN Resources (numera Lundin Mining) har gjort "Transient EM" (TEM)-mätningar i stråket med uppföljande borrningar på geofysiska anomalier. Borrningar på fyra platser i de västra delarna av kartområdet 27L Lansjärv visar på mindre zoner med disseminerad eller semimassiv magnetkis i biotitgnejser och metagabbroider.

Ett tiotal sulfidrika, lokala block med omvandlade vulkaniska (?) bergarter hittades i slutet av förra årets fältsäsong längs en nybruten skogsbilväg (4c, fig. 28 b). Blocken ligger i anslutning till den ovan beskrivna, tidigare okända vulkaniten sydost om Mäntyvaara. En analys av ett prov från blocken visade endast låga metallhalter. En kort elektromagnetisk profil mättes vid de sulfidförande blocken men någon ledande zon kunde inte spåras ur dessa data. I de sprängda vulkanithällarna strax intill skogsbilvägen syns cm-breda magnetitådror med spår av bornit och sekundära kopparmineral (4 c, fig. 28 c). Block av kompakt magnetit och små bitar av bornit tillsammans med grönaktig kvarts finns beskrivna i fältanteckningar från länskarteringen av Norrbottens urberg (Ödman 1957). Blocken hittades av "herr Johansson från Mäntyvaara" i samband med en dikesgrävning öster om byn (5 c) och tolkades av Ödman som troligtvis härrörande från Sakakoskimalmen i Aitikområdet. Hällar längs Skrövån (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, 4 c–d?), där "en Hjalmar Jönsson på sin guldinmutning petat ut en gul massa ur lokala granitblock, vilket visat sig innehålla 0,1 g guld och 0,65 g silver per 100 g analysprov."

Vid Tammukavaara (Tabmokvare, 2 a) finns en mindre grafitfyndighet i biotitgnejs (Ödman 1957). Grafitgruvan utgörs av ett 3 m djupt hål, ca 5 m i diameter. I varphögen intill skärpningen hittas enstaka block med grovkornig grafit (fig. 28 d), vidare syns flera centimeter stora granater i biotitgnejsen vid lokalen. Troligen är utbredningen av grafiten begränsad, eftersom det från elektromagnetiska data inte syns någon god ledare på eller i närheten av platsen för grafitfyndigheten.

Fig. 28. Foton av ekonomiskt intressanta bergarter i kartområdet 27L Lansjärv. Koordinater i rikets nät (RT 90). **A.** Kvarts och fältspat har brutits i den centrala delen av pegmatiten som stupar mot nordost, in under metagabbroiden (t.v.). Nilivaara (7414465/1755590). **B.** Lokala rostiga, sulfidförande block längs nybruten skogsbilväg vid Koppelovaara, söder om vulkanithällar (se fig. 28 c, 7423636/1761342). **C.** Sprängda block från vulkanithällar med spår av bornit och sekundära kopparmineral. Koppelovaara (7424365/1761455). **D.** Grafitskärpning vid Tammukavaara. I varpen finns enstaka block med grovkornig grafit. Tabmokvare (7412230/1751330).

Geofysisk översikt av kartområdena 26M Överkalix, 26N Karungi, 27M Korpilombolo och 27N Svanstein

Leif Kero

De geofysiska uppföljningarna under fältsäsongen 2007 har utförts av Carl-Axel Triumf (främst kartområdena 26M Överkalix och 26N Karungi) samt av Hans Tunehed (kartområdena 27M Korpilombolo och 27N Svanstein), båda från Geovista AB. De har i år fokuserat på att försöka finna de bergartsrelaterade orsakerna till ett antal, företrädesvis magnetiska anomalier. Här ingår bland annat ett antal VLF-profiler över de nord–sydliga magnetiska minimum som visar på de långsträckta tektoniska zonerna inom kartområdet (fig. 29). De ovannämnda minimumen har delvis beräknats av Vesa Aarko (1987) i ett SKB-projekt, främst för att få fram den magnetiska anomalins form, bredd och stupning. De uppmätta VLF-profilerna har kompletterat några av de magnetiska markprofilmätningarna, och de exempel som nu finns visar en god överensstämmelse mellan mark- och flygmätningar. Markmätningens högre upplösning ger dock en mer detaljerad bild. Nästa år tillkommer flygmätningar som ger VLF-information från två sändare.

Under hösten 2007 har det inhandlats finska geofysiska flygmätningsdata från GTK över områden som ligger öster om kartområdena 26N Karungi och 27N Svanstein. Data är sammanställda och anpassade till

den svenska kartprojektionen. Databasen innehåller magnetiskt totalfält, radiometriska data och slingramsdata. SGU har i sommar, som tidigare nämnts i inledningen, flygmätt en mindre del (ca 40 %) av kartområdena 27M Korpilombolo och 27N Svanstein med VLF-metoden med två sändare (fig. 29).

Finska flygmätta data (fig. 29, 30 och 33) gör det möjligt att studera anomalibilden i en mer regional skala. Med detaljerade data kan man även göra en relativt säker anomaliuppföljning över riksgränsen på flera platser.

Tyngdkraftsmätningar har utförts under vintern 2007 för att få mer information om främst en del basiska kroppars utbredning i dåligt blottlagda områdena. I figurerna 57 och 58 visas de nya tyngdkraftsmätningarna i kartområdena 26M Överkalix och 26N Karungi, tillsammans med parameterprover som tagits under sommaren och geofysiska profiler mätta under fältsäsongen 2007. Figurerna 47 och 48 visar samma saker för kartområdena 27M Korpilombolo och 27N Svanstein. Profilernas läge visas även i den kombinerade kartan med tyngdkraft och magnetisk differens (fig. 30).

Sammanlagt har 31 magnetiska och 12 elektromagnetiska markprofiler mätts under sommaren 2007 i ovannämnda kartområden. De elektromagnetiska markprofilerna har mätts med instrumentet Wadi. Profilernas läge har valts ut med stöd av magnetiska och topografiska data samt detaljinformation från karterande geologer. VLF-mätningar har tidigare saknats i stora delar av kartområdet. Den skenbara resistiviteten kan beräknas ur data från de nya flygmätningarna över kartområdena 27M Korpilombolo och 27N Svanstein samt från markmätningarna. Inversion är utförd för samtliga markmätta VLF-profiler. Överensstämmelsen är god mellan mark- och flygmätningar.

Det har i år samlats in 83 nya parameterprover inom kartområdet, för bestämning av bergarternas magnetiska egenskaper samt densitet. De är företrädesvis provtagna vid referensstrukturer för magnetiska anomalier samt vid strålningsanomalier. Mätningarna kommer att visa om den remanenta magnetiseringen är underordnad. Om så är fallet går det att göra trovärdiga modellanpassningar utan information om den remanenta magnetiseringens storlek och riktning.

Två block (troligen mineraliserade med guld respektive nickel) kommer att analyseras geokemiskt samt även mätas petrofysiskt.

Många hällar har provtagits och parametermätts under 1970- och 80-talen. Det är dock i många fall oklart med kodningen av bergarterna. För vissa prover är det också problem med läget, och i några fall har karteringen visat att parameterprovet troligen tagits från block. Arbete pågår med att försöka förädla befintliga data och att göra kompletteringsmätningar.

Den geofysiska uppföljningen har främst varit fokuserad på ett antal av de kraftiga magnetiska strukturerna som till stor del saknar blottningar och att försöka förklara anomaliorsakerna. På många ställen märks en förhöjd susceptibilitet i flera av de bergarter som är blottade och som sammanfaller med de magnetiska anomalierna. Hällmätningarna visar dock att det främst är de basiska bergarterna som orsakar en förhöjd magnetisering. För många av de magnetiska anomalierna i kartområdena är det svårt att hitta anomaliorsaken med hjälp av information från hällmätningar.

Under fältsäsongerna 2005–2007 har 56 000 susceptibilitetsmätningar på häll utförts (fig. 31). Susceptibilitetsvariationen återspeglar den magnetiska totalfältsbilden, vilket visar att den inducerade magnetiseringen (susceptibilieteten) dominerar över den remanenta inom kartområdet. Enstaka prover med kraftig remanens föreligger, och vid några av motsvarande lokaler har uppföljningar gjorts med magnetiska markprofilmätningar. Sommarens profilmätningar har även påvisat tunna zoner med mycket höga magnetiseringsnivåer som även kan vara relaterade till en kraftig remanent magnetisering.

Den mycket stora, runda högmagnetiska strukturen (fig. 32 a) som sträcker sig mellan kartområdet 26M Överkalix (9e–f) och kartområdet 27M Korpilombolo (0–1 e–f) är starkt magnetisk och framkommer även som ett tydligt massunderskott i tyngdkraftsdata (fig. 32 b) samt som ett topografiskt låglänt område (fig. 32 c). Strukturen är lokaliserad vid en av de två kraftiga, nord–sydliga linjära tyngdkraftsminimumen, som indikerar djupgående deformationszoner. Vad som orsakar den runda strukturen är fortfarande oklart. De tre hällar som hittats i västra delen av den har klassificerats som kvartmonzonit till kvartsmonzodiorit, men de förefaller inte vara representativa för hela den negativa tyngdkraftsanomalin och för den högmagnetiska anomalin.

Ingångsvärden för modellen (fig. 32 d) är de prover som togs av Sveriges geologiska AB (SGAB) och inom ramen för Nordkalottprojektet 1983. De uppmätta provernas densitet är 2 760 kg/m^3 respektive

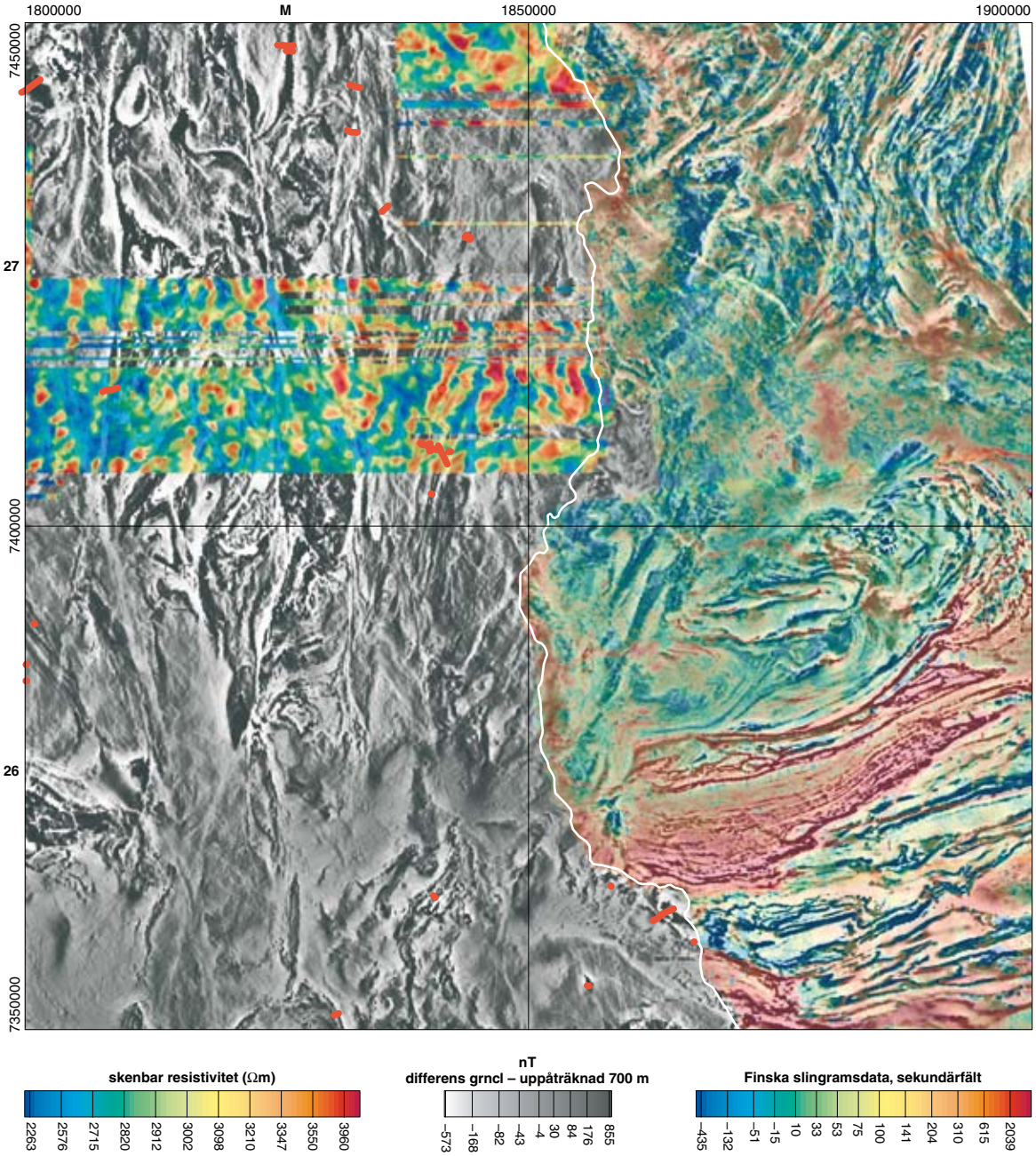


Fig. 29. Magnetisk differenskarta i gråskala. Pålagrad på svenska sidan visas preliminär skenbar resisitivitet i transparent färg, på finländska sidan sekundärfältet (realdel) ur en slingramsmätning i transparent färgskala. Markmätta profiler med röda symboler. Källa för finska data GTK. Riksgränsen visas som vit linje.

2 780 kg/m³. I den västra delen av strukturen finns en svag tyngdkraftsgradient (fig. 32 b). Modellen i figur 32d visar att tyngdkraftsfältet inte kan anpassas med de densitetsvärden som erhållits från prover omkring strukturen.

Tyngdkraftsunderskottet visar att bergarten i den östra delen bör vara 50 kg /m³ lättare än de omgivande proverna (fig. 32 e). Blottningsgraden är extremt låg, endast ett par hällar finns i den västra delen av strukturen. Tillsammans visar magnetiska data och tyngdkraftsdata, att strukturen orsakas av en bergart som är lättare (<2 700 kg/m³) och mer magnetisk än den bergart som förekommer i blottningarna och i de tidigare tagna proverna. De uppmätta magnetiska susceptibilitets- och remanensvärdena är dessutom för låga för att förklara den flygmätta magnetiska anomalin.

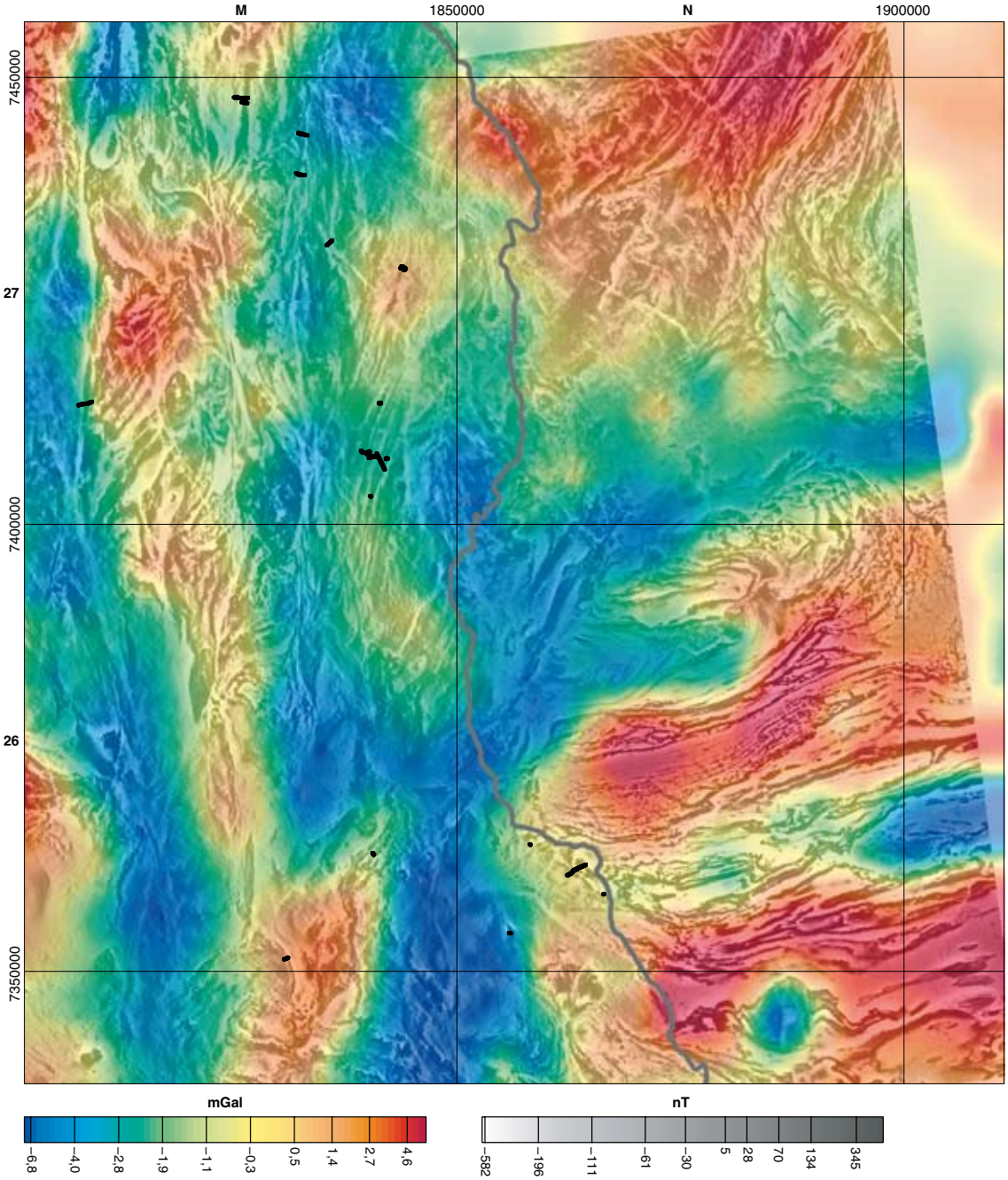


Fig. 30. Magnetisk differenskarta i gråskala. Finländska flygmätningsdata ingår tillsammans med en tyngdkraftsdifferens med data från projekt Fennoskandiska skölden i transparent färgskala. Läget för 2007 års profilmätningar ingår som svarta symboler, liksom riksgränsen. Källa för finska data GTK.

Spektrometermätningar har utförts parallellt med den magnetiska anomaliuppföljningen. Ett par utvalda gammastrålningsanomalier från flygmätningarna har kompletterats med mätningar på häll och utvärderas för närvarande tillsammans med de tidigare mätta hällarna (fig. 33). Resultaten av mätningarna kommer att sammanställas under vintern 2008. I figur 33 visas en preliminär ternär sammanställning av flygmätta data från SGU (2007 och 1970 års mätningar) samt även data från den finska flygmätningen.

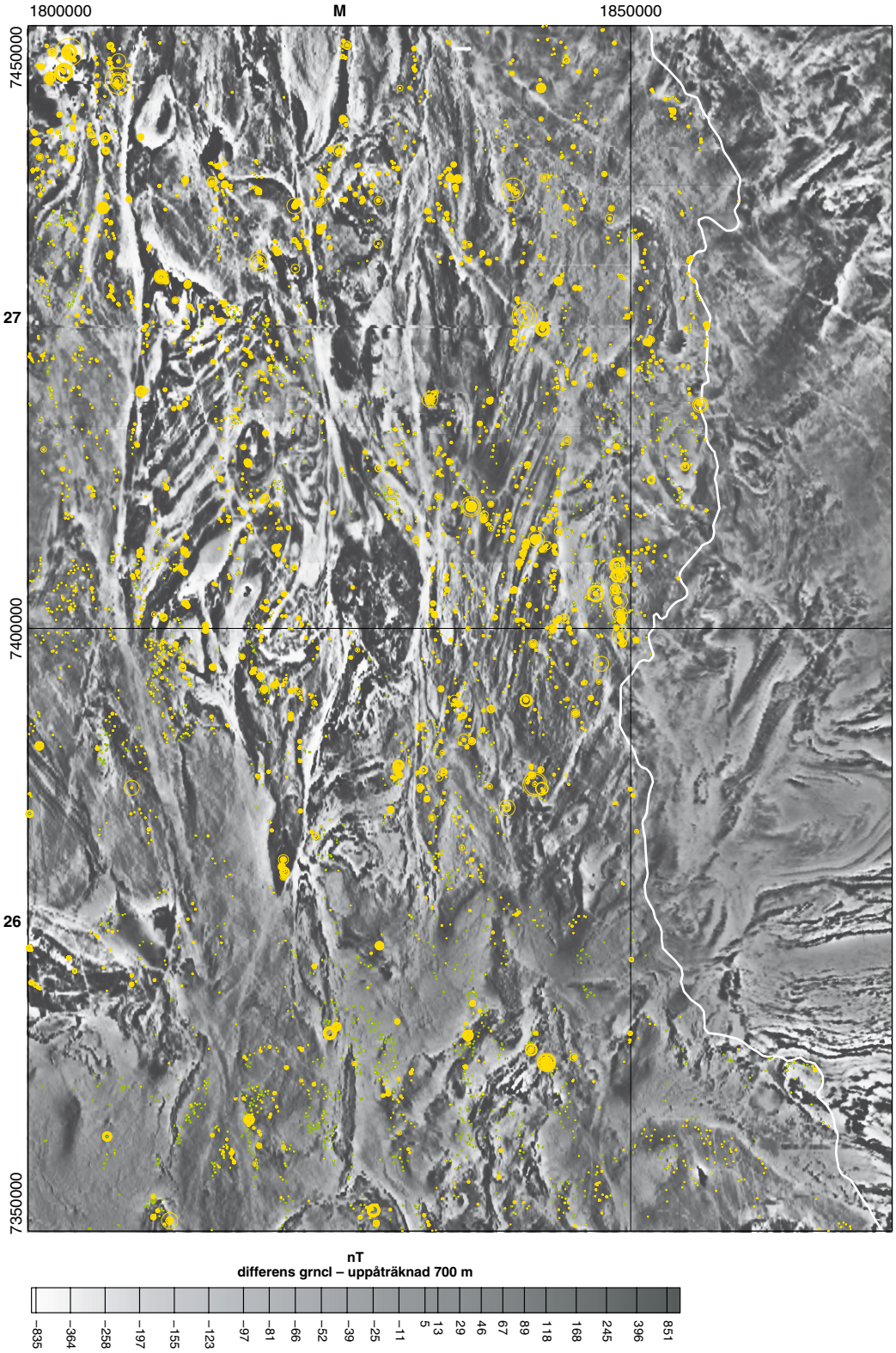


Fig. 31. Susceptibilitetsmätningar med gröna punkter. Gula cirklar visar anomaliförklarande susceptibilitetsvärden i proportionerlig, logaritmisk storlek. De ligger företrädesvis på mörka, dvs. högmagnetiska områden i den magnetiska gråskalebilden. De högsta värdena är större än 20 000 x 10^{-5} SI-enheter.

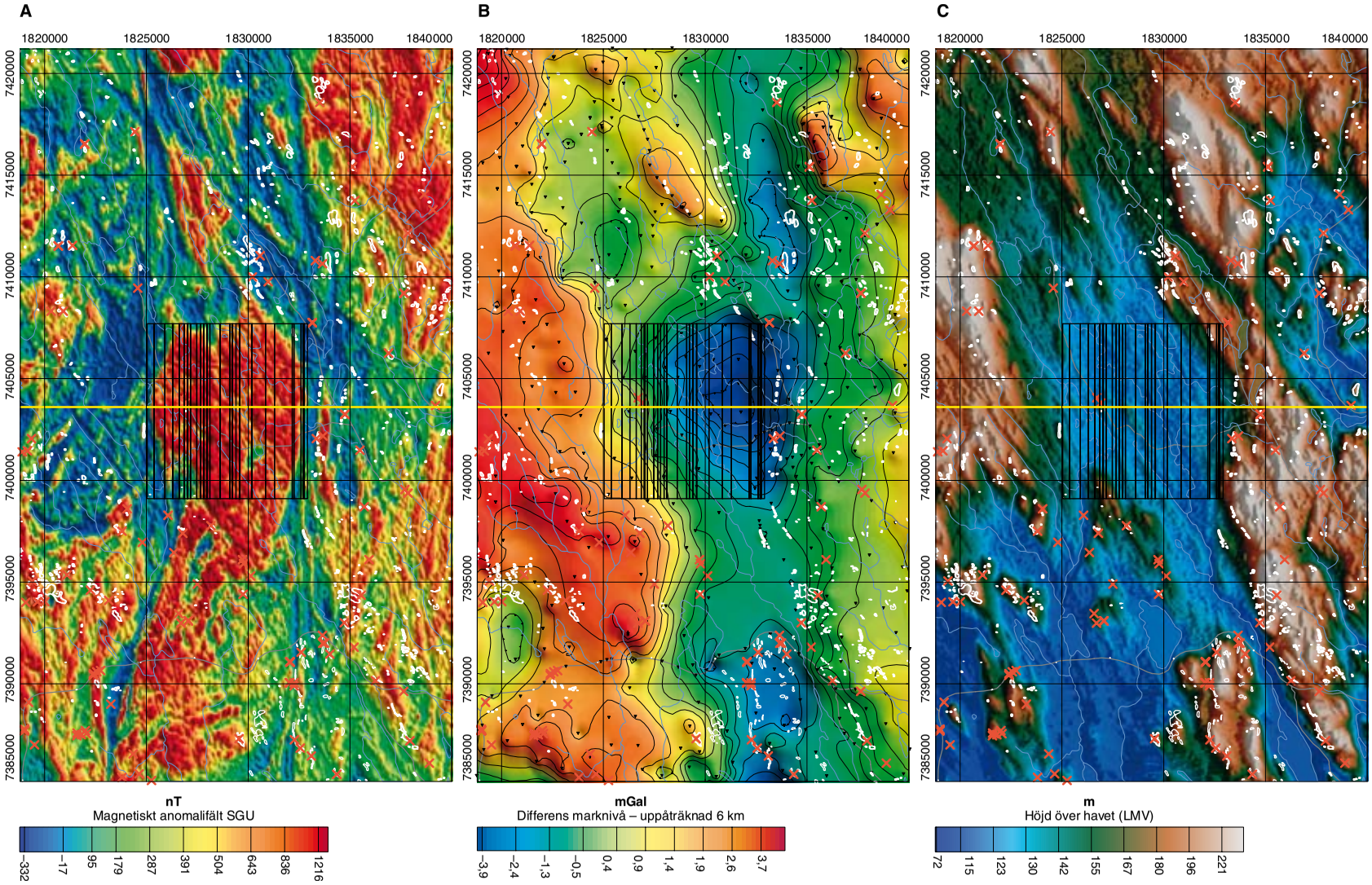


Fig. 32. Geofysiska kartor och modeller över delar av kartområdena 26M Överkalix och 27M Korpilombolo. **A.** Magnetisk anomalikarta. Den beräknade kroppens läge och form (svart), hällar (vitt) och läget för petrofysiska prover (röda kryss). Gul linje visar profilens läge. **B.** Tyngdkraftskarta. Den beräknade kroppens läge och form (svart), hällar (vitt) och läget för petrofysiska prover (röda kryss). Svart kontur visar isolinjer med 0.5 mGals ekvidistans. Gul linje visar profilens läge. **C.** Lantmäteriets höjddata. Den beräknade kroppens läge och form (svart), hällar (vitt), läget för petrofysiska prover (röda kryss). Gul linje visar profilens läge.

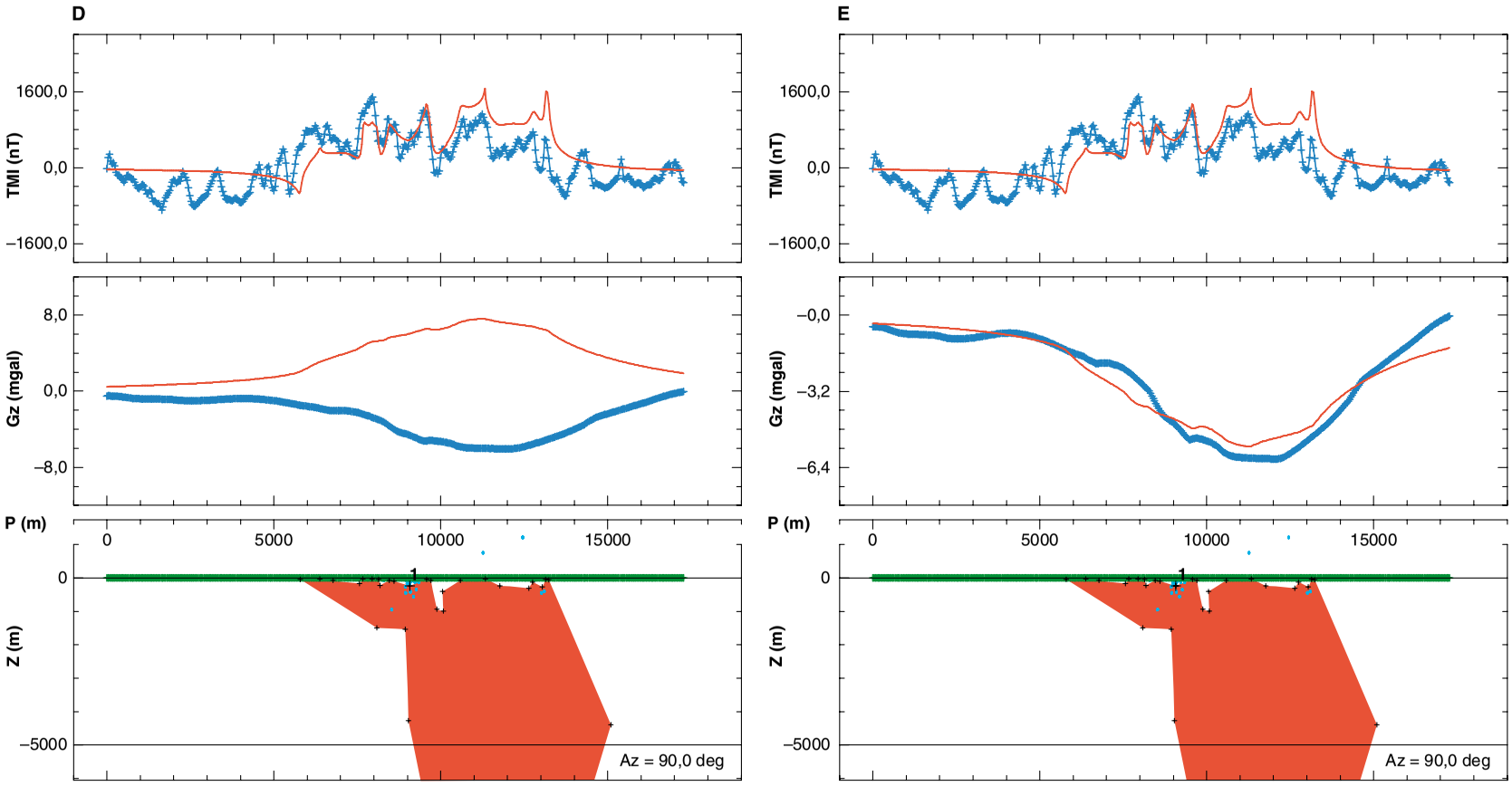


Fig. 32, forts. **D.** Modellberäkning med ingångsvärden från proverna som påvisar en stor skillnad mellan det uppmätta och det beräknade tyngdkraftsfältet. **E.** Modellberäkning med densitetsvärden som är 50 kg/m³ lägre än omgivningens 2720 kg/m³, vilket behövs för att anpassa tyngdkraftsfältet.

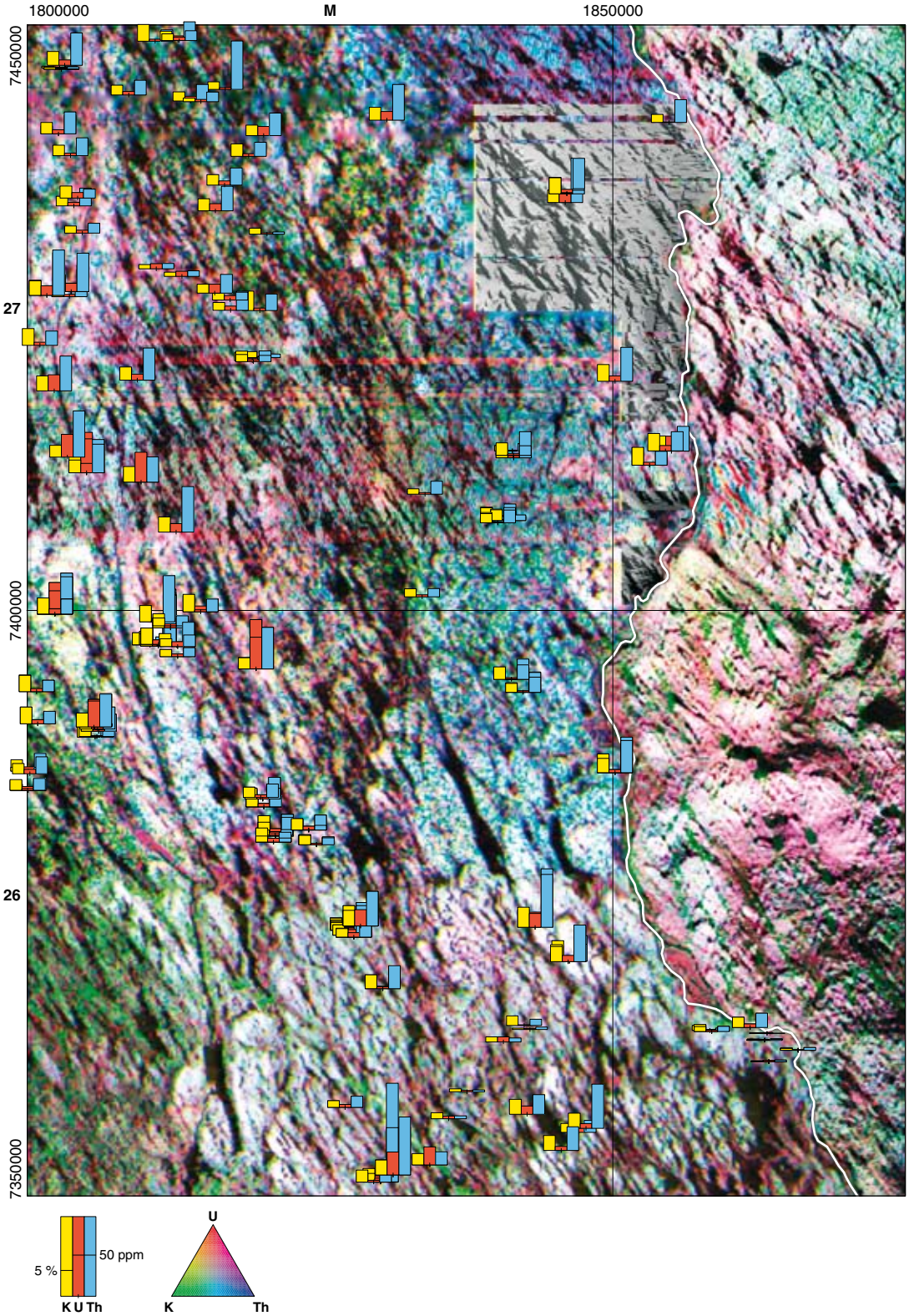


Fig. 33. Ternär strålningskarta över delar av kartområdena 26M Överkalix och 27M Korpilombolo. Kalium (grön), uran (röd) och torium (blå) för både svenska och finska flygmätta data. I områden på svenska sidan visas istället Lantmäteriets höjddata i gråskala. 2005–2007 års spektrometerpunkter i stapeldiagram (samma färger som ternärbilden).

KARTOMRÅDENA 27M KORPILOMBOLO OCH 27N SVANSTEIN

Erik Jonsson och Leif Kero

Tidigare arbeten i området liksom en övergripande geologisk beskrivning och resultat från fältsäsongerna 2005 och 2006 har sammanfattats i Björk m.fl. (2006) samt Antal Lundin m.fl. (2007).

Fältsäsongen 2007 genomfördes kartering huvudsakligen i de västra delarna av kartområdet 27M Korpilombolo. Totalt karterades ca 900 km^2. Figur 34 visar en preliminär och förenklad geologisk bild av kartområdena 27M Korpilombolo och 27N Svanstein. Det geologiska fältarbetet utfördes av Erik Jonsson, Martiya Sadeghi, Vladislav Stejskal och Anna Ladenberger. Under juli månad deltog även Ludvig Landen, praktikant från Lunds universitet.

Berggrunden i området

Karteringsarbetet bedrevs under 2007 från de centrala delarna av kartområdena 27M Korpilombolo NV och SV, västerut över Kalix älv, fram till gränsen mot 27L Lansjärv. Den föreliggande texten beskriver i huvudsak resultaten från detta karteringsarbete.

Karteringsområdet kännetecknas generellt av en måttlig blottningsgrad, som varierar från hygglig längs höjdstråk till mycket dålig i de ställvis omfattande myrområdena. Längs många av de topografiska (mestadels också magnetiska) lineament som korsar kartområdena (främst i ungefär nord–sydlig riktning) är blottningsgraden också låg eller mycket låg, sannolikt på grund av selektiv erosion av där lokaliserade, flerfaldigt återaktiverade rörelsezoner.

Den heterogena berggrund som tidigare karterats och beskrivits översiktligt (Björk m.fl. 2006, Antal Lundin m.fl. 2007) från de östra delarna av området har till viss del motsvarigheter även i de centrala delarna av kartområdet 27M Korpilombolo. Där förekommer migmatitiserade och ådrade äldre intrusivbergarter (i kontrast till östra delens dominans av metasedimentära bergarter) som är allmänt breccierade i varierande grad och som genomdras av större och mindre volymer av yngre granit till pegmatit. Ödman (1957) skriver om detta att ”hela bergsmassiv ... kan bestå av denna blandade berggrund, som svårligen låter sig objektivt karteras”. Liksom i tidigare beskrivna delar av undersökningsområdet uppträder rikligt med granit till pegmatit tillhörande den ca 1 800 miljoner år gamla, så kallade GP-associationen (främst känd under beteckningen Linagranit), och de förekommer typiskt som gångar och kroppar i olika storlek i alla övriga (äldre) huvudbergarter.

Ytbergarter

Karteringsområdet innehåller (särskilt i sin östra del) stora, mer eller mindre sammanhängande områden med övervägande kraftigt metamorfoserade och omkristalliserade metasedimentära bergarter (sedimentgnejser).

På grundval av klassificeringen av berggrunden på den finska sidan av gränsen har det allra östligaste segmentet av den metasedimentära packen hänförts till den karelska Kovogruppen i området norr om 27N Svanstein (sydost om Pajala), medan ytbergarterna väster därom klassificerats som svekofenniska (Bergman m.fl. 2001). Förutom någon skillnad i proportionerna mellan metaarenitiska och metaargillitiska led finns ingen uppenbar och lätt tillämpbar systematik för att dela in de metasedimentära bergarterna i två ålderskategorier inom det aktuella karteringsområdet. På grund av detta har de ovannämnda bergartsgrupperna ej skiljts åt i föreliggande preliminära översiktskarta (fig. 34).

De metamorft höggradiga sedimentgnejserna i den östra delen av karteringsområdet är ställvis svåra att karakterisera i relation till de yngre granitiska bergarterna (lokala leukosoma smältor och granit- till pegmatitmaterial av GP-tillhörighet). Detta gäller särskilt då de senare på relativt många ställen innehåller rikligt med otydliga, glimmerrika inneslutningar eller restitartade spökstrukturer. Inte minst de rödaktiga, granitdominerade bergarterna i den östra till sydöstra delen av karteringsområdet och deras fortsättning söderut är problematiska, då de i allmänhet uppvisar en mycket stor rikedom på diffusa, spöklika bandade till “slamslika” rester av förmodade äldre bergarter. Klassificeringen av sådana bergarter är mycket svår att göra (och definitivt subjektiv) samt inte minst avhängig graden av tydlighet hos inneslutningarna. I många

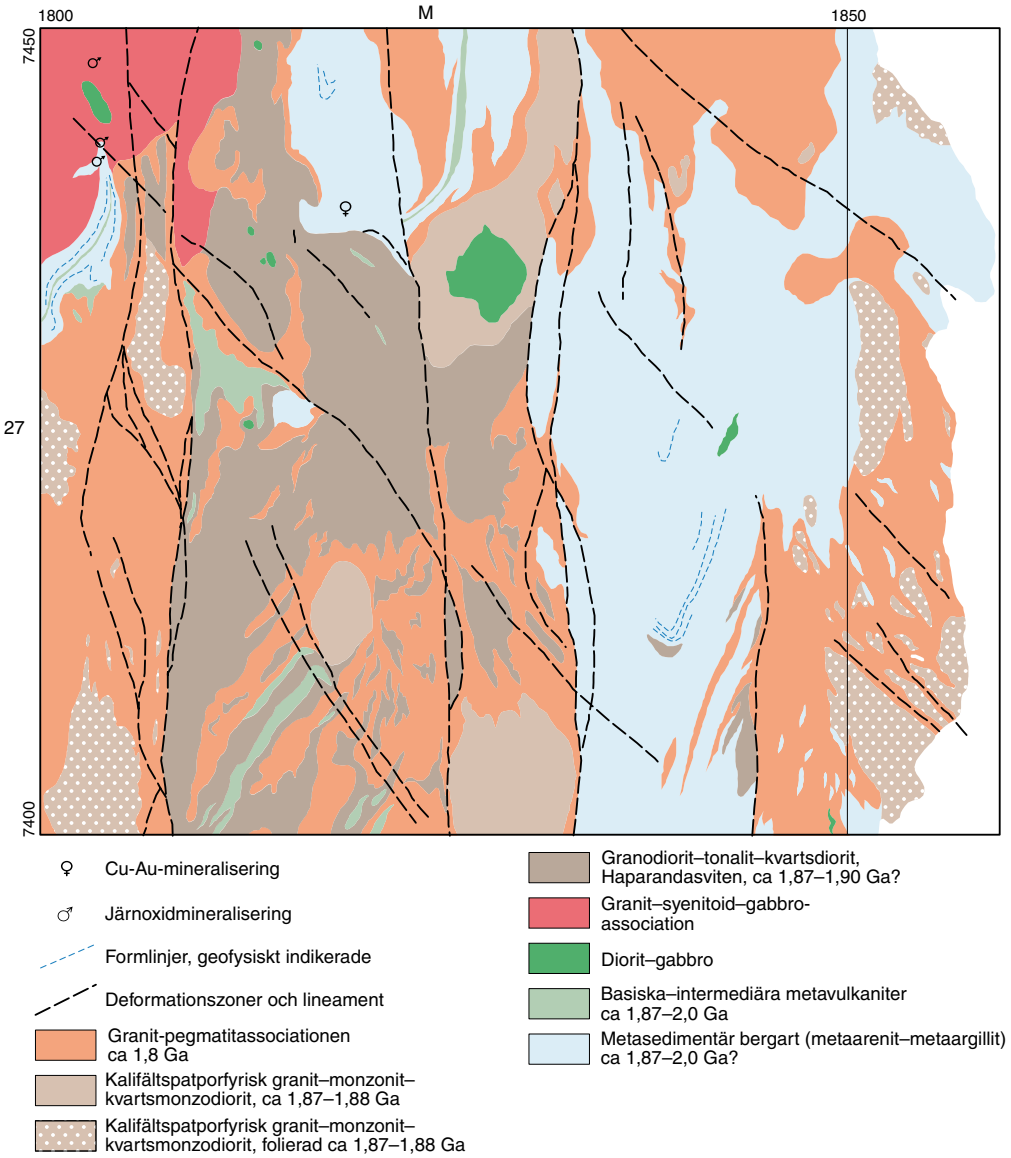


Fig. 34. Preliminär, översiktlig berggrundskarta över kartområdena 27M Korpilombolo och 27N Svanstein.

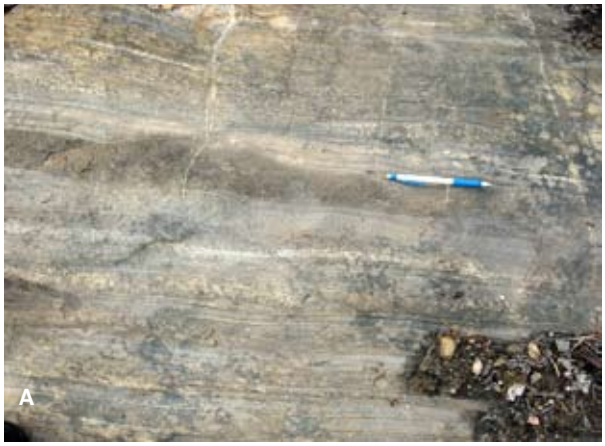
fall syns de tydligt endast i vissa blottningar, t.ex. nysprängda snitt eller friska och välpolerade strandhällar (fig. 35). I dåligt exponerade eller rikligt lavöverväxta hällar framstår främst deras granitiska natur. Ödman (1957) beskrev likartade bergarter bland annat under namnet Lainiogranit (”dess mest utmärkande drag är dock de diffusa, biotitrika resterna av gnejs, många gånger endast knappt skönjbara som en mörk skuggning i den eljest fullt granitiska bergarten”) och tolkade dem som resultat av så kallad granitisering.

Mindre band, linser eller partier av fin- till medelkornig amfibolit uppträder allmänt i de metasedimentärt dominerade enheterna i den östra delen av karteringsområdet (27M NO och SO samt 27N SV och NV). Huruvida amfiboliterna ursprungligen var inlagringar av basiska metavulkaniter eller gångar och lagergångar av diabas kan svårligen avgöras på basis av befintliga observationer och data. Längre västerut har dock något mera sammanhängande stråk av mörkt grå till grågröna, vanligen amfibolförande, finkorniga och mer eller mindre tydligt bandade basiska till intermediära bergarter påträffats, vilka kan ha vulkaniskt ursprung (fig. 36). Geokemiskt kan de klassas som varierande mellan andesit till trakyandesit och basaltisk andesit. I vissa fall förekommer också små sulfiddisseminationer i dem, och sekundära kopparmineral har observerats på sprickytor i något fall (se nedan). Ett av de mer framträdande stråken med basiska till intermediära metavulkaniska bergarter finns nordväst om Teurajärvi (27M 5 b–c), och vidare söderut.

Fig. 35. Diffusa rester av äldre bergarter, troligen främst av metasedimentärt ursprung, i rödaktig, övervägande granitisk grundmassa. Strandhäll på östra sidan av ön Muurassaari i Torne älv, nära Svanstein (7418547/1855772). Koordinater i rikets nät (RT 90).

Fig. 36. Bandad, starkt ådrad och deformerad del av bergartspaket tolkade som intermediära till basiska metavulkaniter, väster om Teurajärvi (7429133/1811043). Koordinater i rikets nät (RT 90).

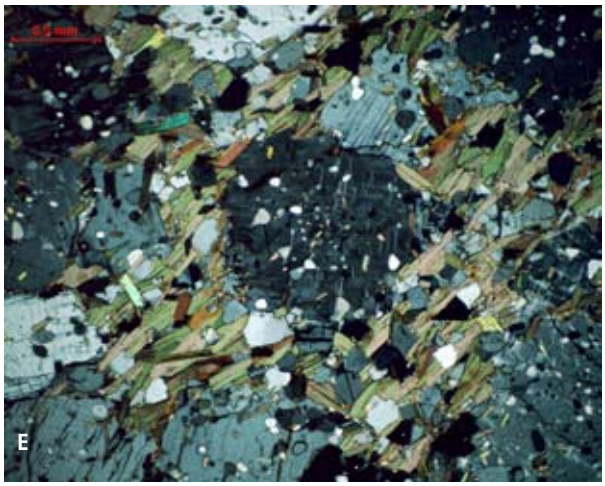
Fig. 37. Foton av metasedimentära bergarter i kartområdena 27M Korpilombolo och 27N Svanstein. Koordinater i rikets nät (RT 90). **A.** Metasedimentära bergarter, lagrade, relativt låg metamorf grad, inlagringar av troligen vulkanoklastiskt material. Nordost om Jokijärvi (7434536/1803998). **B.** Metasedimentära bergarter, lagrade, relativt låg metamorf grad. Söder om Jokijärvi (743380/180320). **C.** Muskovitblastes i metasedimentära bergarter. Fotomikrografi av tunnslip (korsade polarisatorer). **D.** Mycket riklig kalifältspatblastes i del av den metasedimentära packen. Söder om Jokijärvi (7433477/1803142). **E.** Kalifältspatblastes i metasedimentära bergarter. Söder om Jokijärvi. Mikrofoto av tunnslip (korsade polarisatorer). **F.** Anhedrala andalusitporfyroblaster i del av den metasedimentära packen. Söder om Jaranotta (7434274/1802781).


A

B

C

D


E

F

I hela det magnetiskt grovt bandade stråket (fig. 47), i den västra centrala delen av karteringsområdet, uppträder större och mindre ansamlingar av fin- till medelkorniga basiska till intermediära bergarter med i många fall otydliga relationer till övriga bergarter. Det är sannolikt att en signifikant andel av dem representerar ursprungligen vulkaniskt deriverade material (se även diskussionen nedan om de s.k. Haisujärvibergarterna). Det är osäkert om ovannämnda bergarter, som tolkats som basiska till intermediära metavulkaniska, direkt kan korreleras med någon eller flera av de basiska vulkaniska enheter (Suorsa-, Kolari- och Käymäjärvigrupperna) som rapporterats från områden norr härom (28M Pajala, Padget 1977).

Väster om Kalix älv uppträder ett något mindre stråk med ytbergarter, från området kring Puolamarova och upp till Kalix älv sydost om Narken. Ytbergarterna där är måttligt välblottade jämfört med de rikligt förekommande felsiska intrusivbergarterna, vilka i allmänhet bygger upp de högre bergen, men en svit med hällar samt rikliga lokala blockfynd visar ändå på flera intressanta detaljer. De metasedimentära bergarterna i området väster om Kalix älv är betydligt mer välbevarade än i huvudområdena öster om älven. Ingen migmatitbildning har heller observerats väster om Kalixälvzonen. Bergarterna är där biotit- och muskovitrika, delvis glimmerskifferartade, med alternerande sammansättning mellan olika lager (fig. 37 a, b). Vissa typer och lager är i varierande grad rika på porfyroblaster, bland annat av kalifältspat, muskovit och andalusit (fig. 37 c–f). En del av enheterna verkar snarare bestå av vulkanoklastiska material, och distinkta metavulkaniska och subvulkaniska bergarter uppträder också inom denna bergartssekvens. Observationer i block och häll av zonerade, mindre gångar av muskovitförande granitpegmatit i metasedimentära bergarter (bl.a. nordost om Puolamarova, 27M 6 a), liksom förekomsten av beryll i block av muskovitpegmatit, visar ytterligare en kontrasterande facett hos detta mera låggradigt metamorfoserade område.

Äldre intrusivbergarter

De äldre intrusivbergarterna i karteringsområdets centrala till östra delar har i huvudsak beskrivits i Antal Lundin m.fl. (2007).

En stor andel av de bergarter som bygger upp det högmagnetiska stråket, med likaledes förhöjd tyngdkraft, i de centrala och västra centrala delarna av kartområdet 27M Korpilombolo är granodioritiska till kvartsdioritiska, vanligen jämnt medel- till grovkorniga och i varierande utsträckning folierade (fig. 38). De innehåller relativt allmänt utdragna, mafiska inneslutningar och ger generellt intryck av att motsvara de bergarter som klassats som tillhörande Haparandasviten. Ett representativt prov av denna bergartstyp är under preparering för U-Pb-datering av zirkon. Ett delområde väster till sydväst om Korpilombolo innehåller övervägande massformiga, jämnkorniga bergarter med större tendens åt kvartsmonzodiorit till monzodiorit, lokalt med mera gabbroiska inslag. Det är för närvarande osäkert hur och om dessa bergarter är relaterade

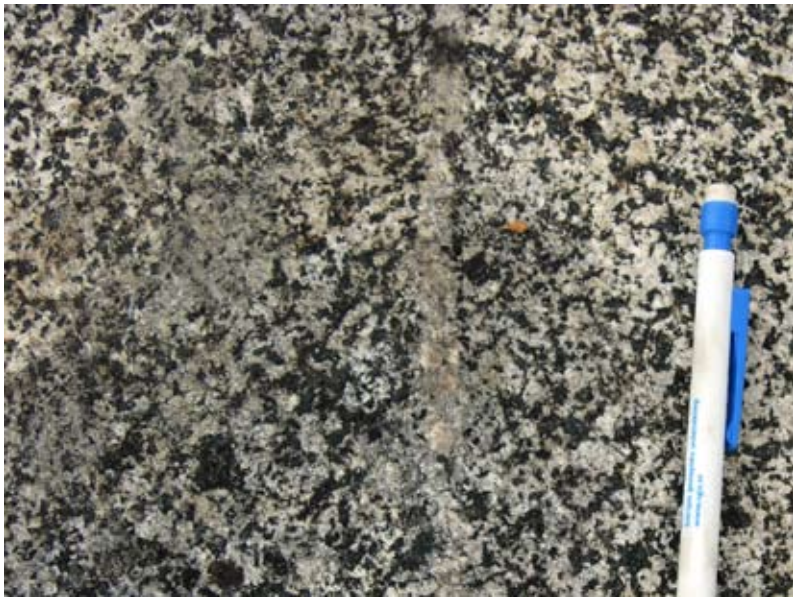


Fig. 38. Granodioritisk bergart av Haparandatyp, nästan massformig, med tunn, klippande pegmatitgång. Vid Paturijärvi (7420645/1819397). Koordinater i rikets nät (RT 90).

till de huvudsakliga granodioritiska till kvartsdioritiska enheterna. Bergarterna av Haparandatyp ger generellt intryck av att i större utsträckning vara folierade och deformerade, jämfört med de mer massformiga större och mindre kroppar av kvartsmonzonitiska till kvartsmonzodioritiska till monzodioritiska bergarter (vanligen komagmatiska, 1870–1880 milj. år gamla) som framför allt finns vid Romiovaara (27M 7g), Lännenvaara/Rengärdorna (27M 2d) och Jänkisjärvi (27M 0f)).

Haisujärvibergarterna

De stora och relativt sammanhängande områdena med otydligt bandade magnetiska bergarter som karakteriserar de centrala delarna av 27M Korpilombolo NV och SV är av heterogen natur, men domineras av granodioritiska till tonalitiska till kvartsdioritiska bergarter av den typ som tidigare beskrivits som tillhörande Haparandasviten (se ovan, fig. 38). Ett prov från denna bergartsgrupp är för närvarande under förberedelse för datering med U-Pb-metoden på zirkon.

Särskilt i de norra centrala delarna och stråkvis i väster och sydväst uppträder mycket heterogena, flerfasigt ådrade bergarter som på många ställen har en breccialiknande natur. Fragmenten är vanligen fint medelkorniga (ställvis grövre), här och där tydligt bandade (fig. 39 a) och ytbergartsliknande. Fragmenten eller inneslutningarna skiljs vanligen åt av ett ådernätverk med fältspatrik sammansättning. Typiskt är en riklig förekomst av grövre kristallaggregat av mörkt grönsvart amfibol. Ådernätverket är alltid till synes äldre än breccieringen och genomådringen av GP-associationens bergarter.

Ett område där dessa bergarter först observerades under karteringsarbetet var i närheten av sjön Haisujärvi, där både mer otvetydiga plutoniter av Haparandatyp liksom migmatitiska metasedimentära bergarter förekommer. Således har dessa heterogena bergarter kommit att gå under fältbeteckningen ”Haisujärvityp”. Det är sannolikt att det till dels rör sig om ytbergartsfragment som förekommer i mer eller mindre tydliga zoner i de plutoniska Haparandabergarterna. I vissa områden uppträder också mer samlade och tydliga basiska till intermediära metavulkaniter. Vid andra lokaler och delområden är fragmenteringen och breccieringen snarast att tolka som en synmagmatisk deformation av enklaver (komagmatiska) med mafisk sammansättning (fig. 39 b), i en grundmassa av medel- till grovkornig granodiorit till tonalit till kvartsdiorit. Detta kan tentativt tas i analogi med den allmänna förekomsten av vanligen mindre och markant utdragna mafiska inneslutningar som är typisk för plutoniterna av Haparandatyp inom stora områden.

Baserat på fältarbetet under 2007 har bergartssviten med de ymnigt förekommande bandade fragmenten, intimt förekommande tillsammans med granodioritiska till kvartsdioritiska, jämnt grovkorniga bergarter, tolkats som en komplex enhet bildad i en randzon av Haparandatypens intrusivbergarter. Synmagmatisk tektonisk aktivitet har förkastat ned och fragmenterat delar av en sekvens med ytbergarter som Haparandaplutoniterna delvis kan ha intruderat. Den synmagmatiska tektoniseringen syns bland annat i de likaledes breccialiknande strukturerna i tolkade komagmatiska inneslutningar. Efter detta har en senare plastisk, liksom en ännu yngre, spröd deformation påverkat bergarterna. Uppenbart är att den mest intensiva fasen av breccierings och åderbildning, med samtidig tillväxt av grov amfibol i ådernäten (fig. 39 c), var helt avklarad då de allmänt förekommande GP-magmorna intruderade. Två faser av åderbildning kan sannolikt spåras i bergarterna, och tentativt kan en fas hänföras till synmagmatisk uppsmältning och den andra till regionalmetamorf påverkan. I några fall uppträder vad som liknar lokala, mer homogena och nästan massformiga smältkroppar av sannolikt granodioritisk sammansättning i anslutning till omvandlade ytbergarter och plutoniter av Haparandatyp.

Från Laxforsberget i sydväst (27M 0–1 a) och vidare norrut uppträder en mestadels folierad, kalifältspatporfyrisk till omkristalliserad ögonförande granit (fig. 40). Den är i varierande grad folierad och omkristalliserad och i likhet med många andra äldre bergarter vanligen rikligt breccierad och genomdragen av yngre granitiska till aplitiska gångar och kroppar, sannolikt tillhörande GP-associationen (ca 1 800 milj. år gammal). Laxforsbergsgraniten tycks kunna följas västerut in i kartområdet 27L Lansjärv SO, samt söderut mot Kattisberget (26M Överkalix NV). Det verkar sannolikt att den är nära besläktad med de porfyriska (kalifältspat), övervägande monzonitiska till kvartsmonzodioritiska intrusivbergarter (ca 1 870–1 880 milj. år gamla), som karteras under tidigare säsonger (jämför Antal Lundin m.fl. 2007) och som har en vid utbredning som begränsade kroppar inom projektområdet.

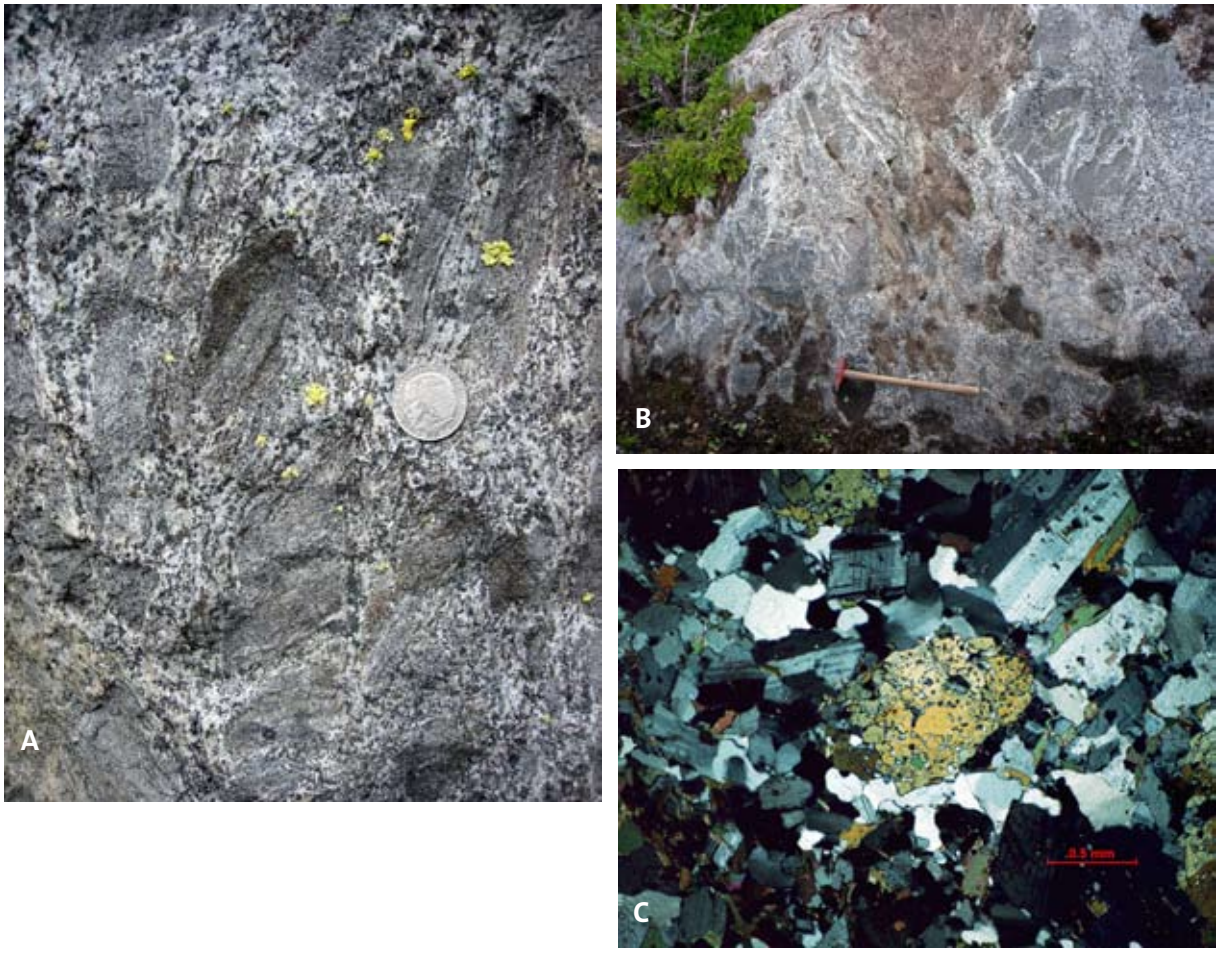


Fig. 39. Foton av bergarter i kartområdena 27M Korpilombolo och 27N Svanstein. Koordinater i rikets nät (RT 90). **A.** Inneslutningar eller fragment i felsiskt ådernät med amfibolaggregat. Mer eller mindre tydligt bandade och folierade. Öster om Haisujärvi (7426183/1819185). **B.** Basiska inneslutningar, troligen komagmatiska enklaver, breccierade av granodioritiskt till kvartsdioritiskt material av Haparandatyp. Sydsydost om Lomben (7412977/1815622). **C.** Mikrofoto (korsade polarisatorer) av felsisk ådra i ”Haisujärvibergart”, med poikilitiska amfibolindivider.

Fig. 40. Granit, kalifältspatporfyrisk, folierad. Laxforsberget (7405279/1804876). Koordinater i rikets nät (RT 90).

Graniter, syenitoider och gabbro i nordvästra delen av 27M Korpilombolo NV

I den nordvästra delen av kartområdet (27M NV) uppträder allmänt graniter med inslag av monzonit till syenit samt gabbro. I gemen har bergarterna, däribland också de volymsmässigt dominerande ljusa graniterna, höga susceptibilitetsvärden och skiljer sig därmed från exempelvis GP-associationens bergarter, både genom sin varierande sammansättning och sina magnetiska egenskaper.

Bergarterna orsakar en mycket distinkt anomali på den flygmätta magnetiska anomalikartan (fig. 47) och ansluter i nordväst och nordnordväst mot den så kallade Tärendögabbron. Delvis högmagnetisk gabbro ingår också bland de bergarter som observerats i häll, men endast i liten utsträckning. Ett exempel är en texturellt välbevarad och delvis mycket högmagnetisk, olivinförande gabbro söder om Kaartojärvi (27M 9 a). Vad som däremot observerats på en mångfald lokaler är mafiska, ställvis högmagnetiska inneslutningar, som med all sannolikhet är komagmatiska med de dominerande granitiska till kvartsmonzonitiska eller syenitiska bergarterna i området. Detta visas i några fall genom distinkta blandningsstrukturer ("mingling") mellan mafiska inneslutningar och de felsiska värdmaterialen, inklusive "cauliflower"-strukturer och kvartsocelli i de mafiska enklaverna (fig. 41). Det verkar sannolikt att anomaliorsaken står att finna i mer samlade, stora volymer av mafiska komponenter på djupet, vilka i det karterade snittet av berggrunden främst syns i form av de ymnigt förekommande enklaverna. Förekomsten av ett flertal mafiska gångar (fig. 42) är också utmärkande för området. Gångarna varierar i utseende mellan finkorniga och i varierande grad omvandlade, med tekto-

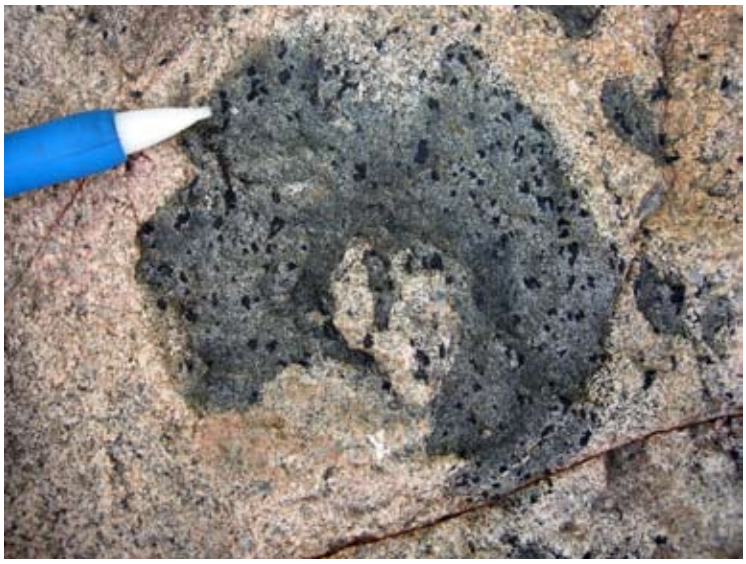


Fig. 41. Mafisk enklav i rödaktig, granitisk grundmassa. Notera kvartsocelli vid pennspetsen. Kalix älv nordväst om Karjakoski (7446653/1800913). Koordinater i rikets nät (RT 90).

Fig. 42. Mafisk gång, klorit- och epidotomvandlad, med delvis flikig och tektoniserad kontakt i granit. Östra Vattuvaara (7440184/1803789). Koordinater i rikets nät (RT 90).

niserade och eventuellt delsmälta (?) kontakter och medelkorniga, förhållandevis friska med raka opåverkade kontakter. Den första typen av gångar erinrar delvis mycket om material som också uppträder som isolerade inneslutningar (sannolika enklaver). Om gångarna och respektive värdmaterial är essentiellt komagmatiska skulle detta kunna förklara tvetydiga kontaktfenomen, där det granitiska sidoberget fingrar in i gången (se fig. 42, övre kontakten i bild) och den senare skjuter ut i graniten i form av hornliknande utskott.

En huvudfråga är om bergarterna i detta område tillhör en ca 1 800 miljoner år gammal ”GSG”-svit (granit-syenit-gabbro, Bergman m. fl. 2001), eller om det rör sig om en mer välbevarad del av den i området så väl representerade plutonismen från omkring 1 870–1 880 miljoner år sedan. För att närmare utreda detta har ett prov tagits vid Kalix älv, strax väster om gränsen till kartområdet 27L Lansjärv NO. Provet är för närvarande under förberedelse för U-Pb-datering på zirkon.

Yngre intrusivbergarter

Karteringsområdets berggrund innehåller stora volymer av mestadels heterogen granit till pegmatit, vilka i sin helhet bedöms tillhöra den omkring 1 800 miljoner år gamla granit-pegmatitassociationen (GP, Bergman m.fl. 2001), motsvarande vad som främst benämnts Linagranit i äldre arbeten (Ödman 1957, jfr Bergman m.fl. 2002). Det är dock en markant skillnad mellan de till GP-associationen hörande graniterna i den västra kanten av kartområdena (väster om Kalixälvzonen) och de vanligen mycket heterogena GP-bergarterna öster därom. De stora volymerna av mer pegmatitisk eller pegmatoid karaktär uppvisar snabbt varierande kornstorlek, saknar normalt tendenser till utvecklad zonering och innehåller gott om skriftgranitiska partier med likaledes varierande kornstorlek. Just den skriftgranitiska texturen i olika skalor verkar vara mycket typiskt för GP-bergarterna i de centrala och östra delarna av området. Den heterogena och osystematiska blandning av granit, pegmatit, skriftgranit och aplitiska enheter som karakteriserar den delen av kartområdet indikerar en mycket snabb kristallisation under närmast övermättade förhållanden, vilket står i kontrast till de generellt mer samlade och homogena granitområden som uppträder direkt väster om Kalixälvzonen.

Metamorfos

Som nämnts i föregående års redogörelse för karteringsarbetet (Antal Lundin m.fl. 2007) har termobarometriska bestämningar på granat-biotit från lokaler norr om undersökningsområdet givit tryck på ca 6,2 kilobar vid 690 °C (mafisk metavulkanit vid Huuki, nordost Pajala, Bergman m.fl. 2001) respektive 4,1 kilobar vid 515 °C (metasedimentär bergart vid Koijuvaara, västsydväst Pajala, Bergman m. fl. 2001), vilket antyder att höggradiga regionalmetamorfa förhållanden bör ha rått även längre söderut, inom det här aktuella området. Den allmänna förekomsten av sillimanit, cordierit och granat i migmatitiska sedimentgnejser i de centrala och östra delarna av karteringsområdet visar, att metamorfosgraden i den största delen av området åtminstone är övre amfibolitfacies. Förekomsten av plagioklaskoronor runt korroderad granat visar på en sannolik retrogradering från höggradiga förhållanden. Observationen av spinell i cordierit i granatrika, migmatitiska sedimentgnejser vid Haisuvaara (27M 5d, fig. 43 a, b) antyder också höggradiga förhållanden (se t.ex. Whittington m.fl. 1998). Detsamma indikeras möjligen också av biotitmyrmekiter (fig. 43 c) i en restitisk del av en besläktad bergart från samma område.

De metasedimentära bergarterna i området väster om Kalix älv ger intryck av att vara betydligt mera välbevarade än i huvudområdena öster om älven. Ingen migmatitbildning har observerats väster om älven. Däremot har andalusit påträffats som anhedrala porfyroblaster i glimmerrika metasedimentära bergarter nordost om Puolamarova, väster om Kalix älv (27M 6 a, fig. 37f). Mineralet är analyserat med röntgendiffraktion (fig. 44), vilket således verifierar förekomsten av ett metamorft språng mellan enheterna öster respektive väster om Kalixälvzonen. Frietsch (1972) nämner också att man har observerat andalusit (troligen endast identifierat med optiska metoder) i biotitrika lager i en ”gnejs av troligt sedimentursprung” ca 3 km väster om Narken, således precis på andra sidan kartområdesgränsen (mot 27L Lansjärv). Termobarometriska studier av metasedimentära bergarter i Narkenområdet (Carlsson 1993) indikerade regionalmetamorfa temperaturer på ca 300–500 °C vid tryck på mellan 0,5 och på 4,7 kilobar.

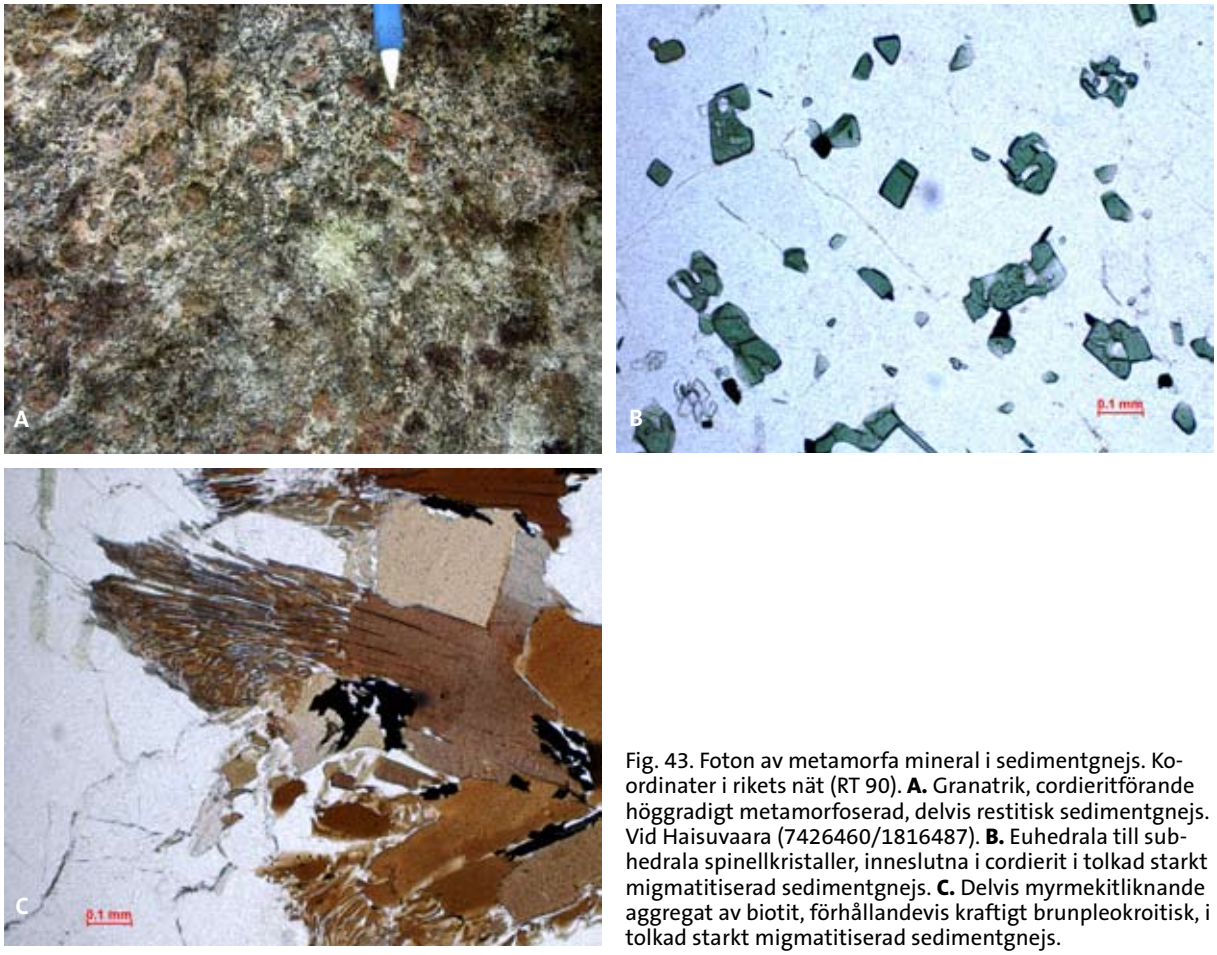


Fig. 43. Foton av metamorfa mineral i sedimentgnejs. Koordinater i rikets nät (RT 90). **A.** Granatrik, cordieritförande höggradigt metamorfoserad, delvis restitisk sedimentgnejs. Vid Haisuvaara (7426460/1816487). **B.** Euhedrala till subhedrala spinellkristaller, inneslutna i cordierit i tolkad starkt migmatitiserad sedimentgnejs. **C.** Delvis myrmekitliknande aggregat av biotit, förhållandevis kraftigt brunpleokroitisk, i tolkad starkt migmatitiserad sedimentgnejs.

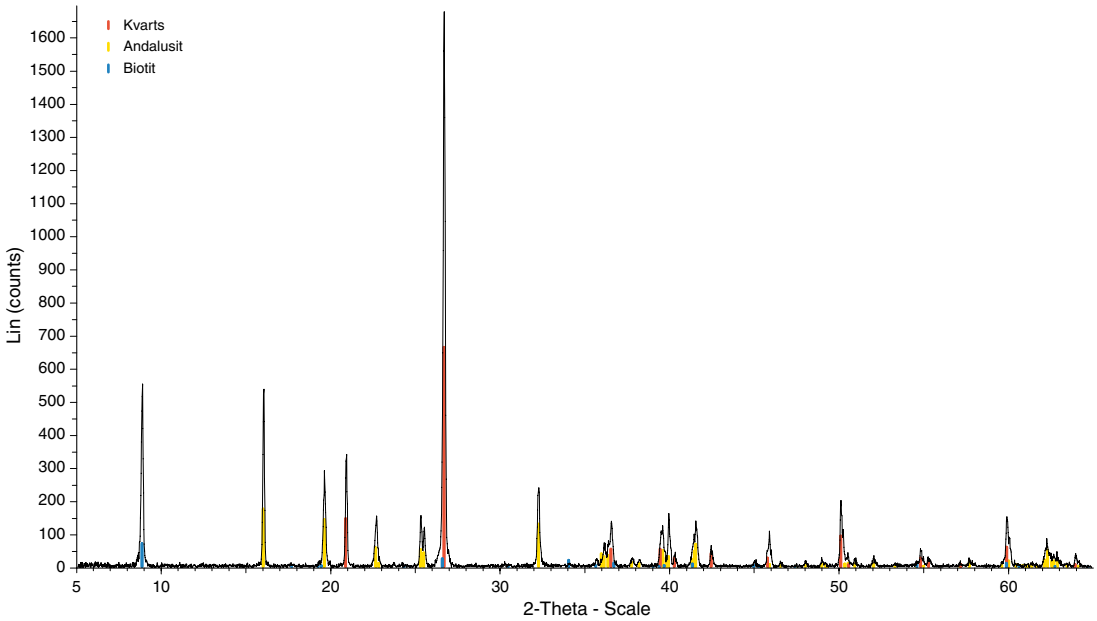


Fig. 44. Tolkat röntgendiffraktogram av rundad, mineralogiskt heterogen porfyroblast i metasedimentär bergart från en lokal Nordost om Puolamarova. Diffraktogrammet visar entydigt att huvudmineralet i blasten är andalusit (se fig. 37 F).

Strukturella drag och deformation

Karteringsområdet karakteriseras av ett flertal mycket markanta och storskaliga strukturella drag, vilka framgår både topografiskt (sammanfaller i stort med älvdalarna) och på den magnetiska anomalikartan. Ett stråk av storskaliga, subparallella, ungefär nord–sydliga deformationszoner skär igenom området (den s.k. Pajalazonen, Berthelsen & Marker 1986, Bergman m.fl. 2001, 2006). Relaterat till dessa zoner uppträder också flera små, plastiska till spröda deformationszoner, som åtminstone delvis verkar vara konjugerade till de nord–sydliga zonerna.

Observerade högtempererade deformationszoner uppvisar främst strykningar kring nord–sydliga, lokalt nordnordvästliga eller nordostliga. Spröda förkastningszoner uppträder bland annat med en generell nordväst–sydostlig orientering och kan i många fall korreleras med relativt smala, lågmagnetiska stråk i den magnetiska anomalikartan. Även de plastiska zonerna är som regel regenererade och har en spröd överprägling, ställvis mycket kraftig (se nedan).

Det högmagnetiska komplexa stråket i den västra centrala delen avgränsas skarpt västerut av Kalixälvzonen (se nedan). Stråket byggs till största delen upp av Haparandatypens granodioriter till kvartsdioriter, mindre inslag av basiska till intermediära metavulkaniter samt de komplexa och delvis svårtolkade bergarterna av Haisujärvityp (se ovan). En markant ”grov” bandstruktur i stråkets sydligare delar verkar markera zoner med stark deformation (relaterade till Kalixälvzonen) och stora volymer av interfolierade GP-bergarter i de lågmagnetiska partierna. I de norra delarna, vilka ger ett mer sammanhållet och magnetiskt isotropt intryck dominerar också sannolikt mer massformiga plutoniska enheter, jämfört med de sydliga stråkens inslag av heterogena och delvis omvandlade ytbergartskomponenter.

Kalixälvzonen

Karteringsområdets västra del genomskärs i ungefär nord–sydlig riktning av ett kraftfullt magnetiskt och topografiskt lineament som är uppbyggt av flera subparallella stråk. Detta system av lineament sammanfaller i stort sett med Kalixälvens dalgång och representerar ett relativt väl sammanhållet, brett stråk med deformationszoner. Dessa inbegriper både äldre, högtempererade zoner och en omfattande, yngre spröd tektonisering. I områdets nordvästligaste del viker Kalixälven av åt väster till nordväst, till synes följande en nordvästligt orienterad spröd zon, medan det nord–sydliga stråket främst kan ses fortsätta i form av smalare, men väldefinierade parallella zoner, t.ex. den som sammanfaller med Äihämäjokis södra lopp.

En omfattande sprickläkning och sidobergsomvandling med epidot ± klorit ± amfibol som karaktärsmineral har ägt rum i närmast regional skala längs med och omkring den norra delen av Kalixälvzonen (fig. 45a). Således uppträder kvartssprickfyllnader och kvartsbrecciering och en med dem associerad epidot-kloritomvandling i de flesta bergarterna, i någon skala. De mest kraftfullt breccierade och omvandlade bergarterna uppträder i Narkenområdet, främst i närheten av järnoxidmineraliseringarna (fig. 45 b, se nedan).

I Narkenområdet kan åtminstone två skilda generationer av kvartsläkta spricksystem och breccior urskiljas. Ett första system är utbildat i bland annat de epidot- och kloritomvandlade metasedimentära bergarter som är den huvudsakliga värdbergarten för järnoxidmineraliseringen vid Vattuvaara (fig. 45 c). Denna sprickbildning är äldre än den huvudsakliga breccieringen av bergarterna (vilka slutligen har läkts av en järnoxiddominerad grundmassa) och ser ut vara äldre eller samtida med epidot- och kloritomvandlingen. Den andra generationen av kvartsbrecciering verkar klippa merparten av de äldre omvandlingarna och innehåller i sig inga malm- eller omvandlingsmineral. Denna senare fas av kvarts är på många ställen utbildad som delvis öppna och drusiga sprickfyllnader (fig. 45 d).

Naturresurser

Sulfidmineralisering med makroskopisk magnetkis i gabbro har påträffats vid Teurajärvi (27M 5 c). Svensson (1977) rapporterar att de huvudsakliga malmineralen i Teurajärvigabbron är magnetkis, magnetit, pyrit och pentlandit. Undersökning av polerade tunnslip visar också på förekomst av kopparkis.

Basiska till intermediära metavulkaniter, samt till sitt ursprung svårklassificerbara amfiboliter, inom de högmagnetiska stråken i de centrala och västra centrala delarna av karteringsområdet innehåller lokalt spar-

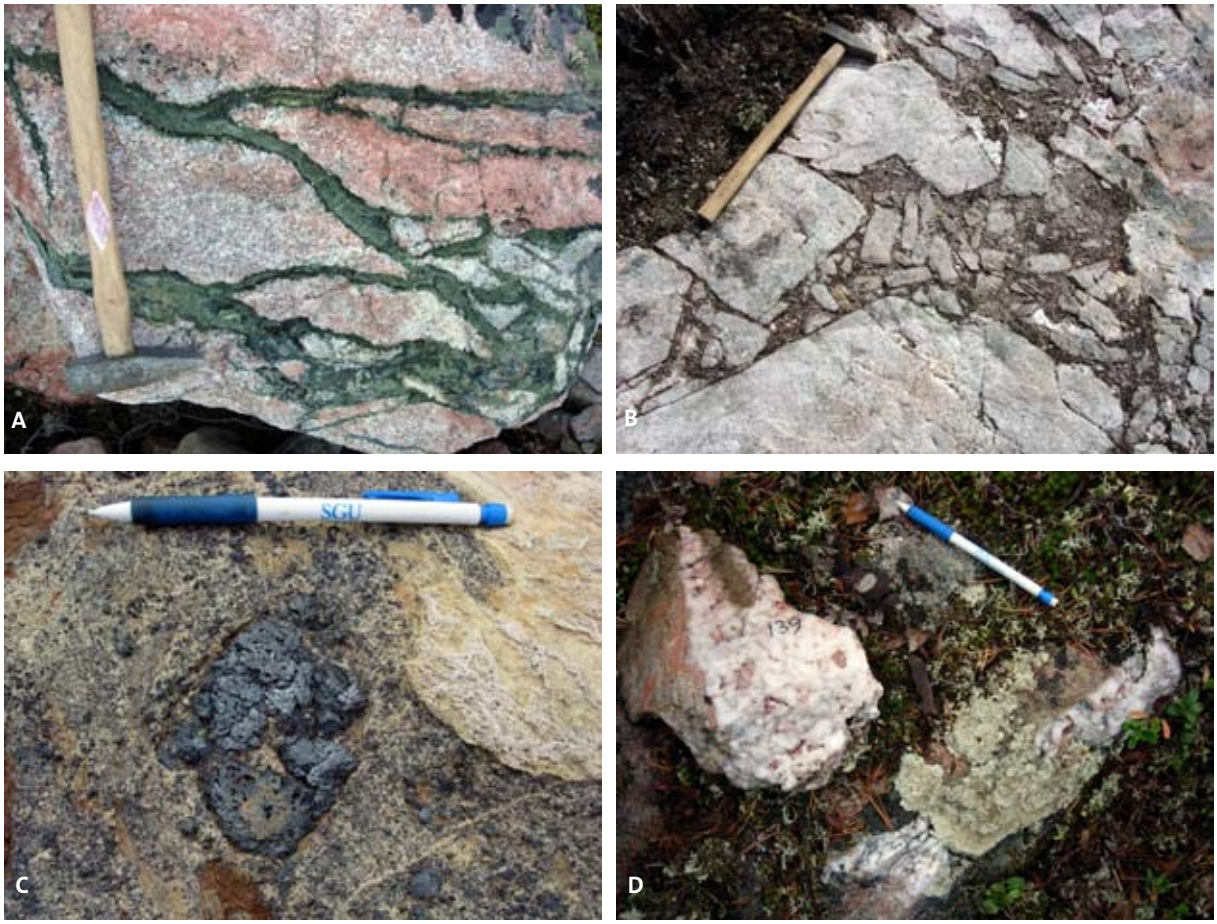


Fig. 45. Foton av bergarter och mineraliseringar i Narkenområdet. Koordinater i rikets nät (RT 90). **A.** Klorit-amfibol-epidotnätverk i breccierad granit. Block söder om Narken (7440750/1802930). **B.** Breccierad granit, vittrad hällyta. Kaunistieva, sydväst om Narken (7440665/1802690). **C.** Martitiserat fragment av tidigare bildad järnoxidassociation, ursprungligen magnetitdominerat (delvis euhedrala oktaedriska former), tillsammans med epidot-kloritomvandlade fragment av metasedimentära bergarter i grundmassa av järnoxider, epidot, klorit m.m. Observera nätverksliknande, tunna kvartsfyllda sprickor i fragmentet i övre högra hörnet, vilka är äldre än breccieringen. Vattuvaaramineraliseringen, söder om Narken (7441540/1803740). **D.** Grova, drusiga sprickfyllnader och brecciering av ställvis drusig mjölkkvarts. Sydväst om järnoxidmineraliseringen på Kartovaara (7447690/1803050).

samt med synliga sulfider; främst pyrit men också kopparkis. Geokemisk analys av en sådan amfibolitisk bergart med synlig sulfiddissemination visade förutom förhöjd kopparhalt också en förhöjning av guldhalten (>60 ppb).

I de sparsamt blottade, högmagnetiska basiska bergarterna av sannolikt metavulkaniskt ursprung, i området kring Särkirova (27M 9 f), har också i något fall utfällningar av sekundära kopparmineral (troligen malakit) observerats som mycket tunna sprickfyllnader, dock utan att någon primär kopparsulfid kunnat identifieras. Tidigare geokemiska undersökningar av bäcksediment har också resulterat i flera anomalier inom karteringsområdet (Svensson 1977). Ett par kopparförhöjda anomalier verkar vara relaterade till basiska till intermediära metavulkaniter och med dem associerade intrusivbergarter av Haparandatyp.

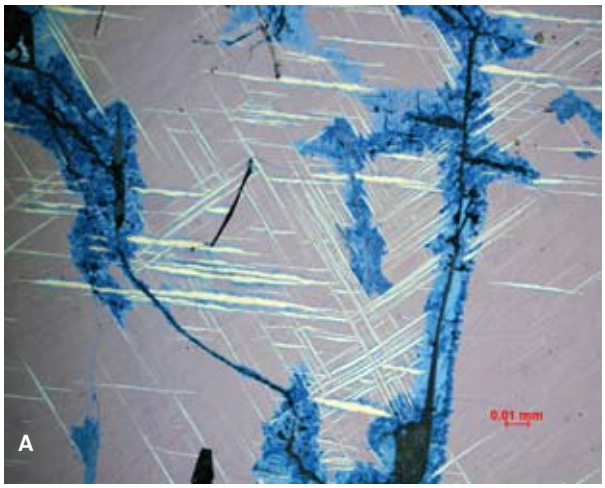
Nordost om Korpilombolo, i vägskärningen vid Haapamaa (27M 7 d), uppträder en koppar-guldmineralisering i kvartskörtlar i anslutning till bland annat metasedimentära bergarter. Prover som analyserats i anslutning till Norrlands mineraljakt (fyndet gav pris) har visat 3 respektive 16 ppm guld. Mineraliseringen, som avslöjar sig genom ganska riklig förekomst av malakit och azurit, innehåller främst körtlar av bornit och kopparkis (fig. 46 a) med delvis associerad magnetit.

Pegmatit i form av kroppar och gångar förekommer allmänt associerade med granit-pegmatitassociationens bergarter, men denna typ av pegmatiter är i få fall så utvecklade eller välzonerade att de är av något större intresse ur ekonomisk synvinkel. Beryll har identifierats i block av muskovitförande granitpegmatit

nordost om Puolamarova (27M 6a), vilket är den första observationen av detta mineral inom de aktuella kartområdena. Grövre kristaller av apatit har påträffats i en troligen kontaminerad granitpegmatit som klipper en dioritoid vid Teurajoenvittiko (27M 6d).

Narkenmineraliseringarna

De i varierande grad sulfidförande järnoxidmineraliseringarna av brecciatyp i Narkenområdet uppmärksammades ursprungligen genom två fynd som sändes in till den allra första organiserade mineraljakten, år 1967 (Frietsch 1972). Mineraliseringarna är indikationer på en intressant malmtyp, men sannolikt främst av vetenskapligt intresse, även om det för närvarande ligger undersökningstillstånd över förekomsten vid Vattuvaara. Denna mineralisering består av en spektakulär breccia där en grundmassa av järnoxider, epidot, klorit, och bland annat accessoriska mängder av sulfider och apatit har läkt fragment av bandade, finkorniga bergarter, troligen mest av metasedimentär natur (fig. 46b). Intressant nog så uppträder även äldre, mer grovkristallina (och ställvis euhedralt utvecklade) järnoxider som fragment, vilket antyder två faser av järnoxidbildning i systemet (se fig. 45c). Järnoxiderna domineras helt av hematit, som bildats genom oxidation av ursprungligt bildad magnetit, så kallad martitisering. I mikroskala kan denna ersättningsprocess spåras i form av omvandlingsfronter och korroderade rester av ursprunglig magnetit (fig. 46c). Sulfider förekommer mycket sparsamt vid Vattuvaaramineraliseringen, till skillnad från de vid Myllyniemi (27M 8a) och Kartovaara (27M 9a), där sulfider (främst pyrit) lokalt är ganska rikligt förekommande. De två senare förekomsterna innehåller också betydligt större andelar magnetit. I kanten av det nyligen avrymda området på Vattuvaaramineraliseringen har dock enstaka, små fläckar med blåaktiga, sekundära kopparmineral observerats i vad som sannolikt är den omvandlade sidobergarten till järnoxidmineraliseringen. En liten förhöjning



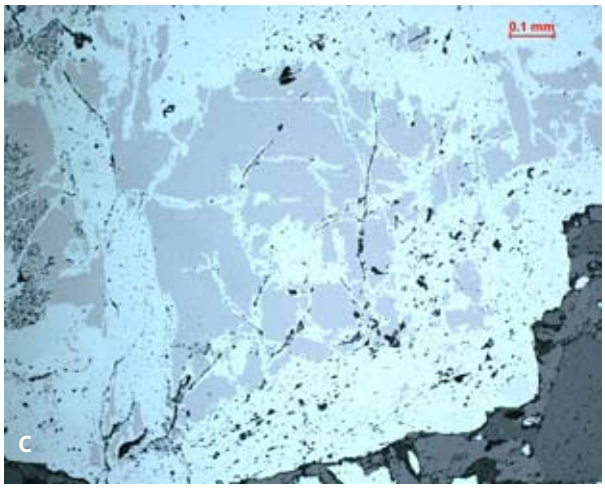


Fig. 46. Foton av mineraliseringar och prov från dessa i kartområdena 27M Korpilombolo och 27N Svanstein. Koordinater i rikets nät (RT 90). **A.** Kristallografiskt orienterade lameller av kopparkis i bornit, med associerad kopparglans samt covellin knuten till spröd tektonisering. Fotomikrografi (påfallande planpolariserat ljus). Haapamaa, nordväst om Korpilovaara. **B.** Grov ”järnmalmsbreccia” vid Vattuvaara. Bandade, folierade fragment av starkt epidot- och kloritomvandlade, sannolikt ursprungligen metamorfa ytbergarter läkta av en grundmassa dominerad av järnoxider, epidot och klorit. Vattuvaaramineraliseringen, söder om Narken (7441540/1803740). **C.** Martitisering; tydliga rester av mörkare, korroderad magnetit ”äts upp” av den ljusare, mer blågrå hematiten. Fotomikrografi (påfallande planpolariserat ljus). Vattuvaaramineraliseringen, söder om Narken (7441540/1803740).

av kopparhalten finns också i själva järnoxidassociationen vid Vattuvaara, och signifikanta kopparhalter är tidigare detekterade i mineraliseringarna i Myllyniemistråket (J.-A. Perdahl, pers. komm.)

Den av förekomsterna (Vattuvaaramineraliseringen) som undersökts med spektrometer visade sig vara anomalt radioaktiv, vilket verifieras av de genom geokemisk analys uppmätta halterna av uran och torium, där särskilt den sistnämnda visar en signifikant halt (71 ppm). En sannolik källa för de förhöjda halterna är allanitkomponenter i den omfattande epidotiseringen. Petrografisk mikroskopi visar allmänt förekommande, sannolika övergångar mellan epidot och allanit samt zonerade kristaller och aggregat av desamma, vilket också observerats av Frietsch (1972). Detta kan möjligen också korreleras med förhöjda halter av cerium m.fl. sällsynta jordartsmetaller i järnmalmsassociationerna vid både Vattuvaara och Kartovaara.

En likartad epidot-kloritomvandling som är kopplad till spröd tektonisering med associerad sparsam förekomst av sulfider (främst pyrit) har observerats i andra bergarter på flera lokaler i området vid Kalixälvzonen, vilket tyder på processer i åtminstone semiregional skala.

Geofysiska uppföljningar i fält

Ett antal magnetiska markprofiler och VLF-profiler har mätts för att försöka förklara de långsträckta, bandade magnetiska anomalier som sträcker sig mot nordnordost inom kartområdet 27M Korpilombolo (0–2 i). Där förekommer ett antal bergarter som är karterade tidigare inom projektet och som har en magnetiseringsnivå som lokalt förklarar anomalistorleken. Bland dem ingår amfiboliter, sedimentgnejser, granitoider och pegmatiter. Vilken orsak som är den dominerade för anomalierna verkar vara svårt att få fram via mätning på häll eller från geofysiska profiler. Det finns både magnetiska anomalier som uppträder som goda elektriska ledare och de som verkar vara dåliga. Det finns även topografiska strukturer, höjdryggar och dalgångar, med samma riktning som de magnetiska anomalierna.

Flera av markprofilerna över de till synes enkla gånglika, flygmätta magnetiska anomalierna visade sig bestå av ett antal tunna, högmagnetiska anomalier. Andra markmätta profiler visar på mer distinkta anomalier orsakade av en mer homogen magnetisering i enstaka stråk.

Dokumentationen av magnetiska strukturer med representativa lägen för de nord–sydliga tektoniska zonerna (t.ex. 27M 2 b, 7–8 g, fig. 47) ger detaljerad information om både den magnetiska och elektriska responsen från zonerna i form av negativa magnetiska anomalier och elektriska ledare. Endast profilen vid kartområdet 27M 2 b täcks av årets flygmätning. En VLF-profil över de nordvästligt riktade magnetiska minimumen (27M 7 h) visar också på en god elektrisk ledare. Denna nordvästliga riktning framkommer även fragmentariskt ur SGUs nya VLF-mätningar i de östra delarna av kartområdet (fig. 29).

Ett magnetiskt objekt (vid 27M 5 i) har undersökts med en magnetisk profil och uppföljningar på häll. Det förefaller som om en magnetitrik migmatitisk bergart lokalt är orsaken till anomalin.

En kraftig, nord–sydlig magnetisk anomali har följts upp med tyngdkraftsmätningar samt med magnetiska och elektromagnetiska profiler (27M 9f). Ytbergarter är den troliga anledningen till den magnetiska strukturen som endast går att anpassa till de uppmätta värdena, om man använder sig av de remanenta magnetiseringar som är uppmätta i prover. Proverna är förmodligen tagna från block, eftersom någon häll inte kunde hittas. Den geologiska uppföljningen har nu vidimerat att bergarten är en basisk till intermediär metavulkanit. Prover från högmagnetiska delar av bergarten är inlämnade för mätning.

Kompletterande tyngdkraftsmätningar i kartområdet (8–9 a, fig. 47 och 48) ger en tyngdkraftsförhöjning som bekräftar att de basiska bergarterna har en större utbredning än vad som framkommer från hällobservationer i det låglänta området. I hällarna dominerar granit och metasedimentära bergarter. Den sydliga kanten av tyngdkraftsanomalin är relativt skarp och kan användas för att avgränsa de basiska bergarternas utbredning. Den östra kanten är flackare och inte lika distinkt. Den långa magnetiska markprofilen (ca 5 km) från kartområdet 27L Lansjärv visar komplexiteten i magnetbilden men även en tydlig magnetisk mönsterändring vid kontakten mot de basiska bergarterna.

Den framträdande äggformade magnetiska anomalin i kartområdet (27M 8 b–c, fig. 47) har kompletterats med några nya tyngdkraftsmätpunkter i västra kontakten (fig. 48) och framträder som ett svagt tyngdkraftsminimum, där de omgivande mer magnetiska bergarterna är något tyngre. Området visar sig i höjddata med något mindre relief än omgivningen. Hällar saknas på anomalin.

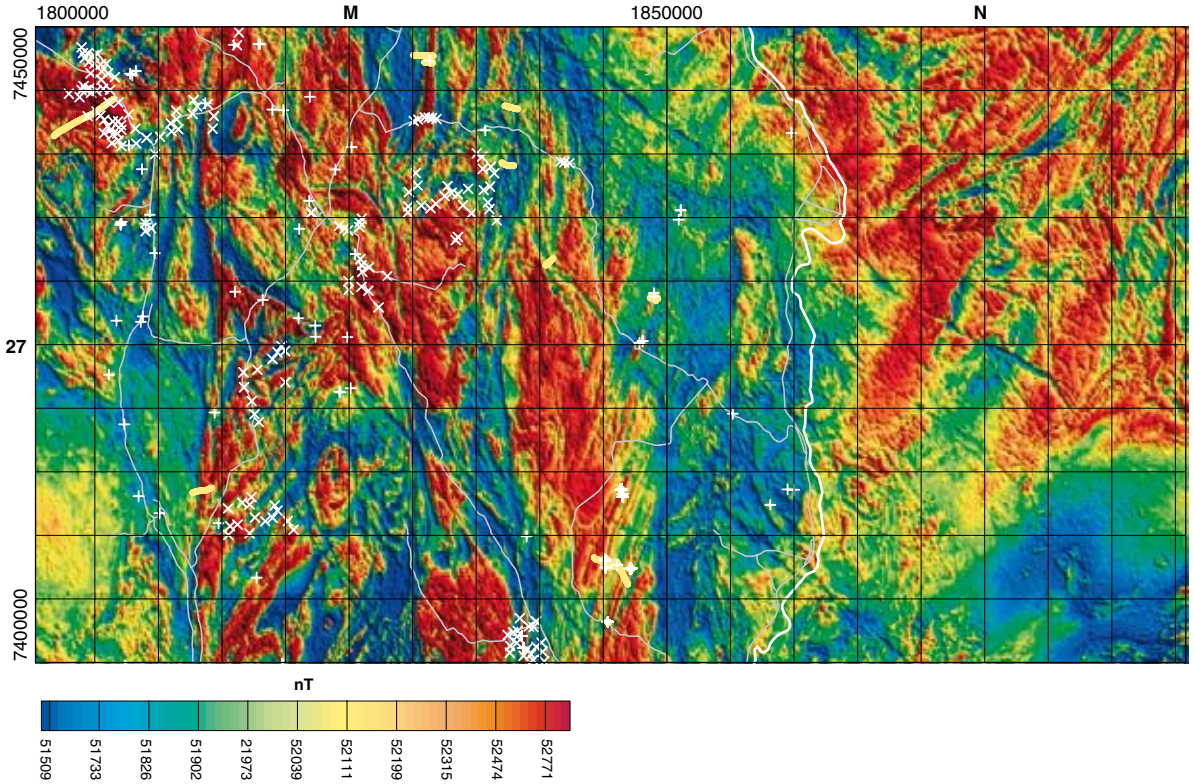


Fig. 47. Magnetiska totalfältsdata för kartområdena 27M Korpilombolo och 27N Svanstein och från finska sidan. Gula symboler för magnetiska och elektromagnetiska profiler. Vita kryss för årets (2007) tyngdkraftspunkter, vita plustecken för nya petrofysiska prover. Geografiska data, riksgräns och allmänna vägar från Lantmäteriet.

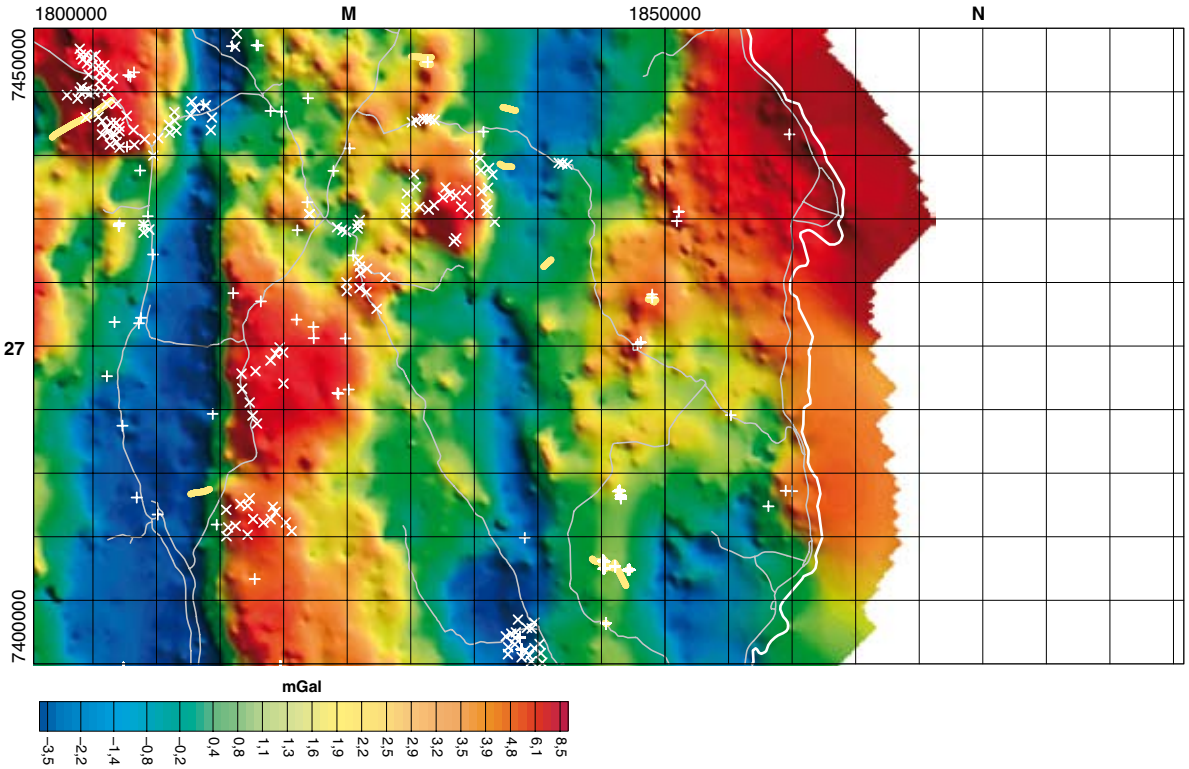


Fig. 48 Residualbild av tyngdkraftsfältet som framhäver framhäver densitetsvariationer för de ytligast liggande kilometrarna. Gula symboler för magnetiska och elektromagnetiska profiler. Vita kryss för årets (2007) tyngdkraftspunkter, vita plustecken för nya petrofysiska prover. Geografiska data, riksgräns och allmänna vägar från Lantmäteriet.

Kartområdena 26M Överkalix och 26N Karungi

Christer Åkerman och Leif Kero

Tidigare arbeten i området liksom övergripande geologi och resultat från fältsäsongerna 2005 och 2006 har sammanfattats i Björk m.fl. (2006) samt Antal Lundin m.fl. (2007).

Fältarbetet 2007

Under fältsäsongen 2007 karterades de södra och nordostliga delarna av 26M Överkalix samt den nordvästliga delen av 26N Karungi, sammanlagt ca 1 230 km². Det återstår att kartera 136 km² i den centrala, östligaste delen av kartområdet, mellan Hedenäset och Övertorneå. Det geologiska fältarbetet utfördes av Christer Åkerman med bistånd av Lisbeth Hildebrand (fyra veckor) samt extrageologerna Erik Eneroth, Jan Ehrenborg och Vladislav Stejskal (september). Geofysiska uppföljningsarbeten utfördes periodvis av Carl-Axel Triumf. Sammanlagt insamlades drygt 200 handstuffer som referensprover, varav 85 valdes ut för preparering av slip och 18 för kemiska analyser. Fyra större prover togs för åldersbestämningar.

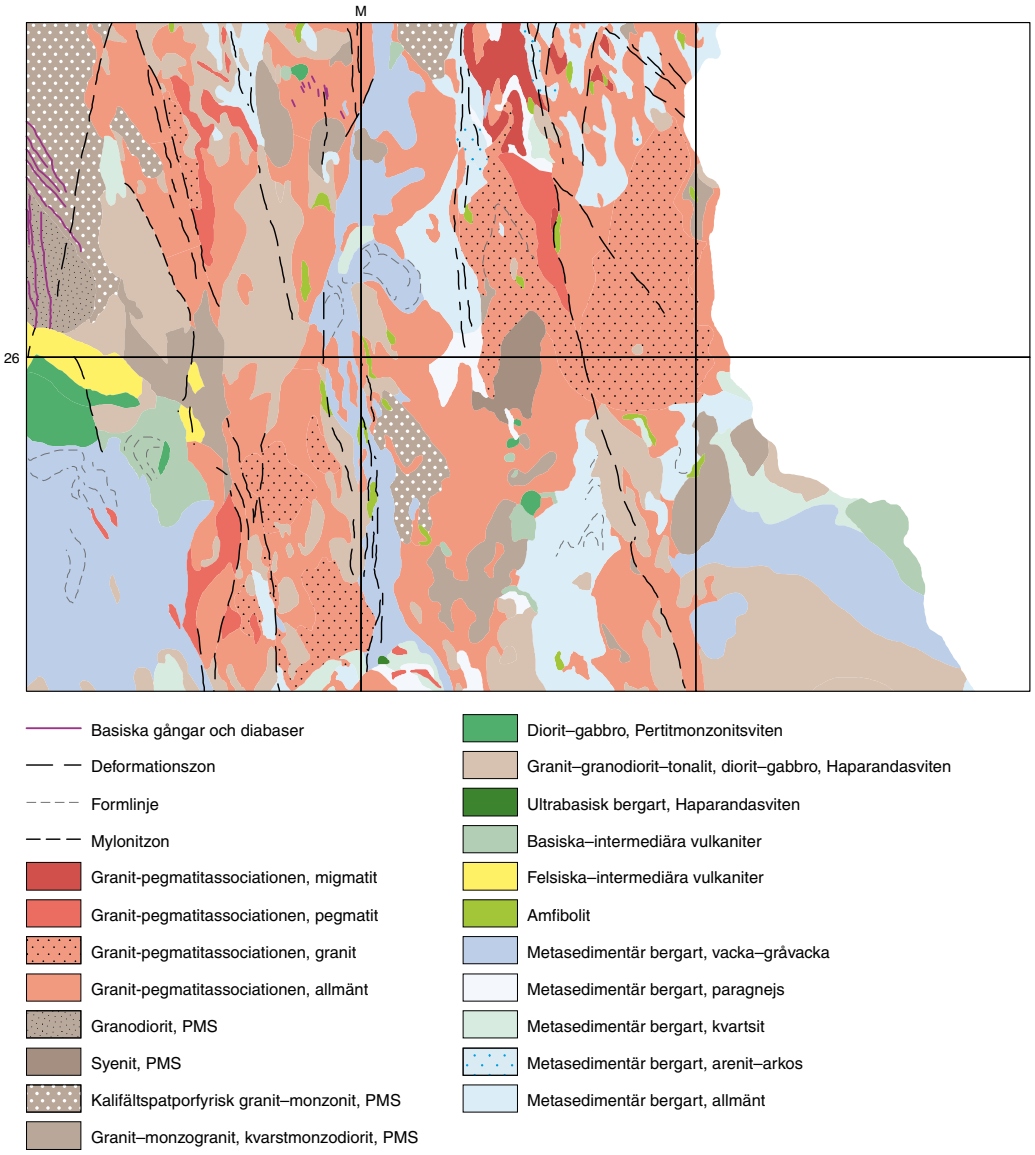


Fig. 49. Preliminär berggrundskarta över kartområdena 26M Överkalix och 26N Karungi.

Berggrunden i området

En preliminär berggrundsgeologisk karta som i huvudsak bygger på utförda fältarbeten åren 2005–2007 presenteras i figur 49. I figur 50 korreleras de inom kartområdena 26M och N utförda dateringarna av några huvudtyper av intrusivbergarter (samt fältobservationer av andra huvudbergarter) med de viktigaste bergartsgrupper och geologiska händelser som redogörs för av Bergman m.fl. (2001). Sammanställningen visar att åldrarna för tolkade huvudgrupper av svekokarelska intrusivbergarter i det här aktuella karteringsområdet överensstämmer väl med åldrar för motsvarande huvudgrupper i norra Norrbotten. Av berggrundskartan framgår att granit-pegmatitassociationens bergarter är huvudbergarter inom hela kartområdet utom i delområdet 26N Karungi SV, där Haparandasvitens granodioriter och tonaliter bildar en större förekomst som dominerar tillsammans med metasedimentära bergarter. Inom kartområdena i övrigt är Haparandasvitens bergarter uppstyckade i mindre kroppar av de intruderande och överallt närvarande bergarterna i granit-pegmatitassociationen. Pertitmonzonitsvitens bergarter bildar många stora och små kroppar, särskilt i de södra och centrala delarna av kartområdena. Till denna svit av bergarter har också räknats några intrusioner av grovt kalifältspatporfyriska graniter till monzoniter.

Av de metasedimentära bergarterna bildar gråvackor tre större, sammanhängande områden som antas tillhöra de yngsta, svekofenniska ytbergarterna. Kvartsiter bildar flera distinkta mindre områden, varav det största i kartområdet 26N Karungi antas tillhöra den karelska grönstensgruppen. De migmatitiserade metaareniter som är genomsyrade av granit-pegmatitassociationens bergarter (norra delen av 26M NO och 26N NV) har tentativt hänförts till Kovogruppens bergarter och utgör således de äldsta bergarterna inom kartområdet. Till de yngsta bergarterna hör de diabaser som påträffats i anslutning till och med samma riktning som de stora deformationszoner som korsar hela kartområdet i ungefär nord–sydlig riktning (t.ex. i södra delen av 26M NV). Även diabaserna har dock påverkats av deformation och intruderats av kvartsrika pegmatitgångar.

GEOLOGISKA HÄNDELSER, N:a NORRBOTTEN		ÅLDERSDATERINGAR OCH OBSERVATIONER PÅ 26M–N, 2005–2007			
	ÅLDER, Ga	**Bergart**	**Ålder, Ga**	**Identitet**	**Metod**
Plastiska skjuvzoner, Pajala skjuvzon	ca 1,8	Mylonit, Slättberget		CHA060048C	Fältobs.
		Mylonit, Posberget		SHD060037A	Fältobs.
Svekokarelska intrusivbergarter	1,89–1,78				
Gabbro, metagabbro, diabas	< ca 1,8	Diabas, Slättberget		CHA060048D	Fältobs.
		Diabas, Småtallberget		CAT070005	Fältobs.
Granit-syenitoid-gabbroidassociationen	1,81–1,78	Ej identifierade			
Granit-pegmatitassociationen, Linagraniter	1,81–1,78	Granit, massformig, Luppioberget	1,78	CHA070302A	Nordsim
Granitoid, metagranitoid	1,86–1,84				
Pertitmonzonitsviten:	1,88	Granit, K-fsptporf., Kattisberget	1,88–1,87	CHA060183A	TIMS
Granit, syenitoid	till	Monzonit, K-fsptporf., Svartberget	1,88*	CHA060180A	TIMS
dioritoid, gabbroid, peridotit, serpentinit	1,86	Granit, aplitisk, Träsk-Alkus	1,87	CHA060181A	Nordsim
Haparandasviten:	1,89	Tonalit-kvartsdiorit, Koutojärvi	1,88	CHA070301A	Nordsim
Metagranit, metagranodiorit, metatonalit,	till	Tonalit-kvartsdiorit, Slättberget	1,89–1,88	CHA060187A	TIMS
Metasyenitoid, metadioritoid, metagabbroid	1,86				
Svekofenniska ytbergarter	1,96–1,85	Gråvackor, glimmerskiffrar. 26M SV-SO, 26N SV			Fältobs
		Felsiska-mafiska metavulkaniter. 26M SV			Fältobs
Karelska bergarter	2,4–1,96				
Grönstensgruppen (Jatulium-Ludikovium)		Kvartsit, arenitiska metasediment. 26M SO, 26N SV			Fältobs
		Mafiska metavulkaniter. 26M SO–NO			Fältobs
		Metabasalt-metaandesit. 26M SO, 26N SV			Fältobs
Kovogruppen (Sariolium)		Arenitiska metasediment, migmatit, amfibolit. 26M NO, 26N NV			Fältobs
Ultramafiska – mafiska intrusioner	ca 2,44	Ej identifierade			
Arkeiska bergarter	> ca 2,68	Ej identifierade			

1,88*: Preliminärt resultat. Ytterligare prov ska dateras.

Fig. 50. Sammanställning av geologiska händelser och åldersbestämningar i norra Norrbotten och i kartområdena 26M Överkalix och 26N Karungi.

Ytbergarter

Ytbergarterna inom kartområdet utgörs framför allt av omvandlade klastiska sedimentbergarter, främst gråvackor, areniter (arkoser, kvartsiter) och argilliter, delvis utbildade som skiffrar och gnejser. Vulkaniska ytbergarter ingår generellt sparsamt som relativt tunna amfiboliter bildade av tuffitiska inlagringar, men i de södra delarna av kartområdet finns även några större och mindre områden med basiska till intermediära lavor. I den centrala, västligaste delen av 26M Överkalix finns även felsiska till intermediära vulkaniter.

Områdets äldsta metasedimentära bergarter tillhör Kovogruppen och har vid tidigare regionala undersökningar ansetts finnas i det nordöstra hörnet av 26M Överkalix och i den angränsande delen av 26N Karungi, fram till Torneälven och gränsen mot Finland. Karteringen inom ramen för detta projekt visar, att områdets sedimentära bergarter är mycket uppsplittrade i mindre stråk av granit-pegmatitassociationens bergarter. Särskilt i området mellan de två stora deformationszonerna förekommer metasedimentära bergarter som fragment i migmatiter (fig. 51 b–c). Stråken och fragmenten utgörs av metaarenit, -arkos och paragnejs (fig. 51 d), ställvis med inslag av amfiboliter (fig. 52 a) som lokalt är åtskilliga meter tjocka. På vissa lokaler med paragnejser och migmatiter (26M 8–9 h) uppträder lokalt rikligt med sillimanit, och särskilt i leukosomen kan spektakulärt stora och talrika kristaller av cordierit och magnetit påträffas (fig. 53 a–b).

Den så kallade Grönstensgruppens ytbergarter anses vara betydligt yngre, och deras utbredning ökar i omfattning söder om Kovobergarterna. Mafiska metavulkaniter (amfiboliter, fig. 52 b) och metaareniter är vanligare i riktning från 26M Överkalix NO till 26M SO, och i de sydöstra delarna av kartbladsområdena 26M Överkalix SO och 26N Karungi SV är inslaget av metabasalt till metaandesit och kvartsit påtagligt.

Fig. 51. Foton av metasedimentära bergarter och migmatit i kartområdena 26M Överkalix och 26N Karungi. Koordinater i rikets nät (RT 90). **A.** Åderad metagråvacka (7397278/1841587). **B.** Boudinerat band av kalksilikat i migmatitisk bergart (7357667/1835848). **C.** Veckad paragnejs och pegmatitgranit, som delvis är medveckad, delvis klipper vecken (7398077/1840395). **D.** Z-veckning i migmatitisk paragnejs (7393698/1839344).

Fig. 52. Foton av amfibolitiska bergarter i kartområdena 26M Överkalix och 26N Karungi. Koordinater i rikets nät (RT 90). **A.** Amfibolitisk lagergång. Konform med sidobergets Linagranit men genomslagen av pegmatit (7386004/1833122). **B.** Veckning och lineation i amfibolit som ådrats av pegmatitgranit (7355383/1815776).

Fig. 53. Foton av mineral i kartområdena 26M Överkalix och 26N Karungi. Koordinater i rikets nät (RT 90). **A.** Magnetitkristaller (cm-stora) i pegmatit (7397844/1843340). **B.** Flera cm stora cordieritkristaller i leukosom av migmatit (7390163/1836409).

Metabasalterna är delvis mandelförande (fig. 54a), särskilt i öster. Mandlar bestående av fältspat, kalcit och magnetkis har observerats. På flera ställen har en breccialiknande struktur iakttagits i basaltiska till andesitiska lavor (fig. 54 b). På några ställen har porfyrisk trakyt iakttagits (fig. 54 c). Kvartsiten som förekommer utmed Torneälven förmodas motsvara Kivalokvartsiten i Finland och bör därför tillhöra Jouttiaapaformationen eller Kalixgrönstenarna, till skillnad från övriga kvartsiter och metaareniter längre västerut vilka tillförs Sockbergetgruppen.

Tre större sammanhängande områden av gråvackor (fig. 51 a) och underordnat glimmerskiffrar (26M SV, 26N SV och i ett nord–sydligt stråk i den centrala delen av kartområdet), antas vara yngre bildningar som tillhör de svekofenniska ytbergarterna. Till dem räknas också de felsiska till mafiska metavulkaniter från Kiruna–Arvidsjaurkomplexet som påträffas väster och söder om Överkalix samhälle.

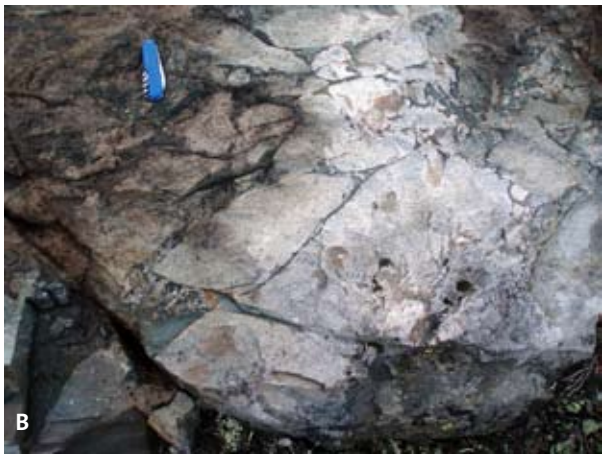


Fig. 54. Foton av basiska till intermediära vulkaniter och subvulkaniska gångar i kartområdena 26M Överkalix och 26N Karungi. Koordinater i rikets nät (RT 90). **A.** Hålrum efter urvittrade mandlar i basaltisk lava (7364009/1863359). **B.** Breccierad basaltisk till andesitisk lava (7396024/1819289). **C.** Porfyrisk trakyt (7350774/1833157). **D.** Diabasgång som genomslås av pegmatit (7359249/1818340).

Intrusivbergarter

De äldsta kända intrusivbergarterna i kartområdet anses tillhöra Haparandasviten, i vilken tonalit och granodiorit dominerar. De bergarterna förekommer i hela det undersökta området som större och mindre fragment i granit-pegmatitassociationens bergarter. Större och mer sammanhängande partier av Haparandasvitens bergarter hittas i de sydostligaste och nordvästligaste delarna av kartområdet. På två ställen har åldersbestämningar (U-Pb-metoden på zirkon) gjorts av tonalit till kvartsdiorit, dels på prov vid Slättberget (26M 6b), dels vid Koutojärvi (26M 0j). Dateringarna gav åldrar på ca 1 885 respektive 1 881 miljoner år. I området 26N Karungi SV täcker en sammanhängande intrusion av tonalit och granodiorit samt sannolikt

Fig. 55. Foton av intrusivbergarter i kartområdena 26M Överkalix och 26N Karungi. Koordinater i rikets nät (RT 90).
A. Massformig Linagranit (7387048/1844865).
B. Massformig tonalit till kvartsdiorit (7352850/1847997).
C. Amfibol-biotitfläckig monzogranit (7361159/1829306).
D. Grovt kalifältspatporfyrisk monzonit till syenitisk monzonit (7363023/1827560).

en hel del gabbro en yta på ca 125 km^2. Gabbron har bara påträffats i häll strax söder om kartområdesgränsen men av den magnetiska anomalikartan och tyngdkraftskartan framgår, att den relativt stora gabbrokroppen är omgiven av Hapandasvitens bergarter och har en utbredning som sträcker sig in i kartområdet 26N Karungi. Enligt flera fältobservationer förekommer övergångar till granitiska och monzonitiska bergarter i kroppar av tonalit och granodiorit. Övergångar till kvartsdioritisk sammansättning är dock vanligare, och små kroppar av diorit till gabbro ur Haparandasviten förekommer regelbundet i hela området. Även små linser (50–150 m i diameter) av hornbländitiska bergarter har påträffats och bör ingå i sviten.

Tonaliten och granodioriten varierar kraftigt i utseende, från grovt medelkorniga och massformiga med endast minerallineation (fig. 55 b) till kraftigt deformerade, med stark foliation, brecciering eller gnejsighet och på många ställen kontaminerade av kvarts och kalifältspat där granit och pegmatit genomsyrar bergarterna. De förstnämnda bergarternas magnetiska susceptibilitet ligger i allmänhet i området 500–1 500 × 10^{-5} SI-enheter, men såväl lägre som högre värden förekommer. På några ställen uppträder tonalitiska bergarter som gångar.

Pertitmonzonitsvitens bergarter omfattar graniter, syenitoider, dioritoider, gabbroider och ultrabasiter. Små kroppar av granit till monzonit är ganska vanligt förekommande och har påträffats i alla delar av karteringsområdet. Större områden av kvartsmonzonitiska bergarter finns i kartområdena 26M Överkalix SO (fig. 55 c) och SV, i det senare fallet nära en förekomst av gabbro till diorit som bedömts tillhöra samma svit. Till denna svit hänförs också en på berggrundskartan markerad granodiorit som är blottad på Småtallberget och Anttjärnberget (26M 6–7 a), där den är homogen, medelkornig, svagt folierad och har en magnetisk susceptibilitet på 150–550 × 10^{-5} SI-enheter. Övergångar mellan monzonitiska och syenitiska sammansättningar har noterats på flera ställen i området 26M SO, och på berggrundskartan har en kropp av syenit markerats. Ytterligare en typ av pertitmonzonitsvitens bergarter har fått egen beteckning på berggrundskartan. Det är en grovt kalifältspatporfyrisk granit till kvartsmonzonit-monzonit (fig. 55 d) som bildar flera större intrusioner i kartområdet 26M Överkalix. Två av dem har daterats (fig. 50) till en ålder av ca 1 880 miljoner år, dels en folierad kvartsmonzonit på Svartberget (26M 4 f), dels en granit på Kattisberget (26M 9 a). Den välblottade graniten på och runt Kattisberget saknar pegmatiter, är ljust grå till röd, mestadels grovkornig, massformig, biotitfläckig och har relativt gott om decimeterlånga inneslutningar av fin- till medelkornig metabasit och tonalit. Dess magnetiska susceptibilitet är 700–2 000 × 10^{-5} SI-enheter. Vid Träsk-Alkus (26M 4 f) har en finkornig till fint medelkornig, leukokratisk aplitisk granit åldersbestämts till 1 870 miljoner år. Bergarten har i denna kartering, med tanke på åldern och dess alkaliska karaktär, fått ingå i pertitmonzonitsviten.

Bland granit-pegmatitassociationens bergarter är pegmatitgranit den vanligaste, men medelkornig granit och mycket grovkornig pegmatit upptar var för sig stora områden (framför allt i 26M SV och NO). I sistnämnda område utbreder sig en röd, medelkornig, massformig till något folierad Linagranit (fig. 55 a) från Luppioberget (26M 5 j) till Orjasvaara (26M 7 i). Ett prov från Luppioberget har daterats till en ålder av 1 783 miljoner år. Pegmatit har, i topografiskt gynnsamma lägen, en väldigt stor utbredning i förhållande till sin volym, på grund av att bergarten bildar subhorisontella, upp till 10 m tjocka gångar. Pegmatit slår igenom alla andra bergarter inklusive medelkornig Linagranit, aplitiska graniter och även de diabaser (fig. 54 d) som är lokaliserade till de nord–sydligt orienterade, plastiska skjuvzonerna.

Smala basiska gångar och diabaser har observerats i hela kartområdet 26M Överkalix, kanske mest frekvent i den nordvästra delen (7–9 d–e). Ett par större gångar finns i den nordvästra delen av området. De är i regel deformerade och sönderbrutna, mestadels något porfyriska av hornblände eller plagioklas. Observerade diabaser i häll uppnår maximalt fem meters bredd, men enligt geofysiska mätningar och beräkningar bör de kunna vara minst dubbelt så breda. Ett exempel på det senare är de som slår igenom granodiorit och kalifältspatporfyriska graniter till monzoniter i kartområdets västligaste del.

Strukturella drag och deformation

Fyra storskaliga deformationszoner och flera grenar till dem skär igenom karteringsområdet (fig. 49), subparallellt med och ingående i den längre norrut benämnda Pajalazonen. De har ungefär nord–sydlig riktning och framträder väl på den magnetiska anomalikartan. Den västligaste och den ostligaste sammanfaller dessutom med tyngdkraftsminimum och har stort djupgående. De två östra lineamenten med förgreningar omsluter Kovogruppens uppsplittrade metasedimentära och migmatitiska bergarter (26M NO), medan de två mellersta zonerna avgränsar det centrala stråk av gråvackor, kvartsiter och andra metasedimentära bergarter som sträcker sig tvärs över hela kartområdet De två västra deformationszonerna omsluter huvudsakligen intrusivbergarter och avgränsar dessa från gråvackor och övriga bergarter på båda sidor. Den västligaste deformationszonen har inom karteringsområdet riktningen nordnordväst och sammanfaller med Kalix älvdal, inom vilken upp till 20 meter breda mylonitzoner (fig. 56 a) med samma riktning påträffats. Mylonitiska bergarter förekommer på många platser också längre österut (fig. 56 d).

Deformationen i de ungefär nord–sydligt strykande zonerna har i regel överpräglat äldre strukturer. Stupningarna är vanligen branta till medelbranta mot väster, men flacka stupningar finns i några områden i östra delen av 26M Överkalix. Isoklinalveckning är vanligt förekommande i metasedimentära bergarter och migmatit, vanligen med branta veckaxelplan i nord–sydlig riktning, men ställvis är vecken kraftigt sönderslitna (fig. 56 c). Flacka till medelflacka veckaxlar och lineationer som stupar mot söder är vanligt i den östra delen av karteringsområdet (fig. 56 b).

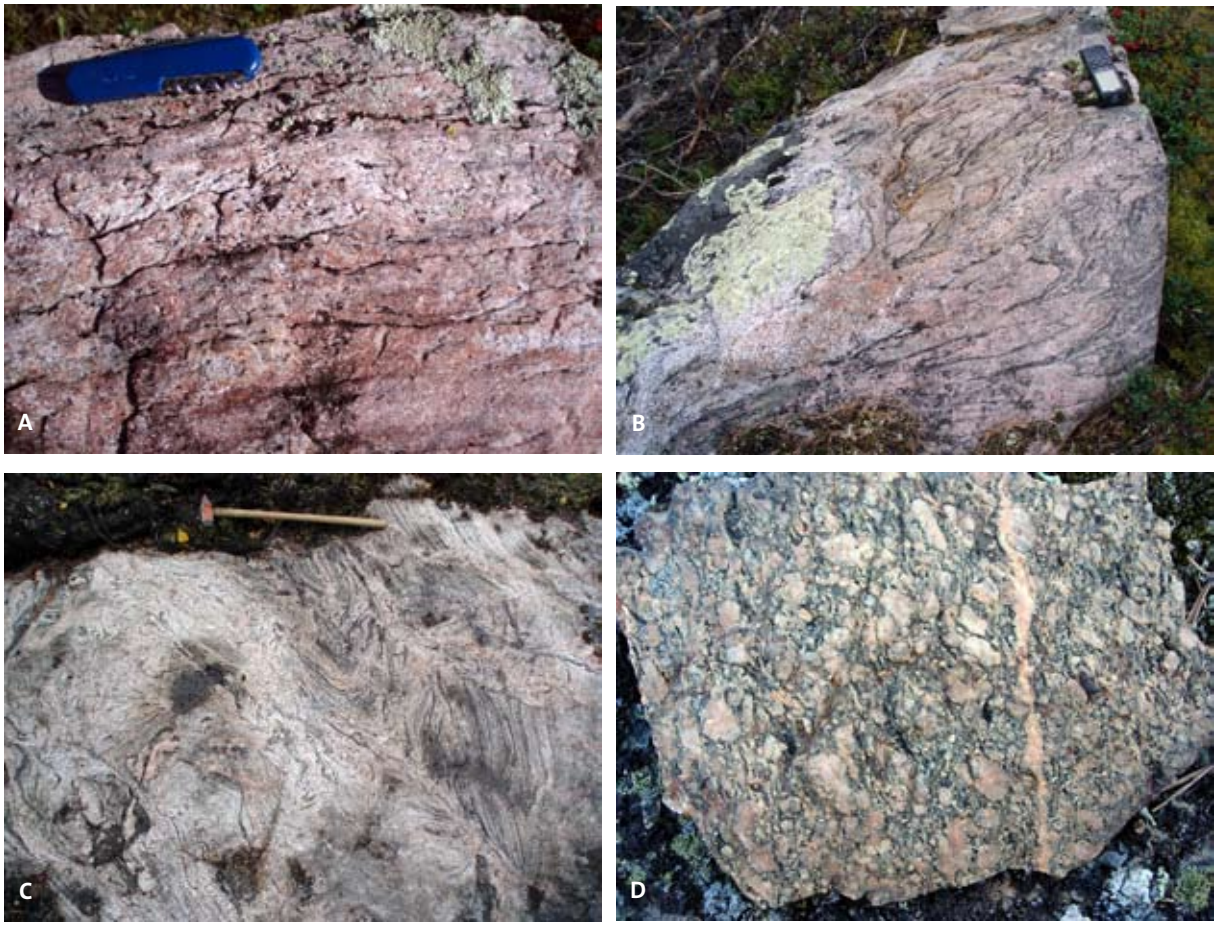


Fig. 56. Foton av strukturer och deformation i kartområdena 26M Överkalix och 26N Karungi. Koordinater i rikets nät (RT 90). **A**. Mylonitzon i pegmatitgranit och migmatit (7388836/1832713). **B.** Sträckningslineation i metaarenitisk bergart (7396074/1843620). **C.** Migmatit med sönderslitna veck av paragnejs (7394116/1841331). **D.** Protomylonitisk, porfyroklastisk granit (7355225/1819007).

Naturresurser

Under fältsäsongen 2007 påträffades flera stora block av ortopyroxen- och olivinförande gabbro (26M 7 g) med dissemination av magnetkis och kopparkis samt något pentlandit. En analys visar halter på drygt 0,14 % nickel, 0,22 % koppar och 1,12 % svavel.

Bergtäkter i drift finns på flera platser inom karteringsområdet. Bergtäkterna i Flakaberget (26M 6 c) och Kivilaki (26M 7 j) bryts på rödaktiga, yngre graniter. De är heterogena, varierar mellan massformiga och folierade till ortognejser och har pegmatitiska inslag. Sprickor och körtlar av pyrit, magnetkis och kopparmineral förekommer på båda ställena, i Kivilaki tillsammans med aggregat av magnetit, vilket gör att den magnetiska susceptibiliteten ställvis är mycket hög. Bergtäkten i Lammivaara (26M 9j) bryts i huvudsak på en ljust röd pegmatitgranit, men även där skiftar bergartstyperna snabbt.

Geofysiska uppföljningar i fält

Profiluppföljningar i kartområdet (26M 7 a) visar att de nord–sydliga magnetiska anomalierna (fig. 57) förmodligen orsakas av diabasgångar som är 5–10 m breda. Magnetiskt orienterade prover har tagits från den nord–sydliga, gångliknande anomalin. De är dock relativt lågmagnetiska. Tunnslipsundersökningar av prover från bergarten har också preliminärt klassat dem som diabas.

De gångliknande magnetiska anomalierna med nordnordvästlig riktning (26M 7a) har undersökts i markprofiler och med provtagning av lokala, högmagnetiska block. Anomalierna antyder att gångarna är

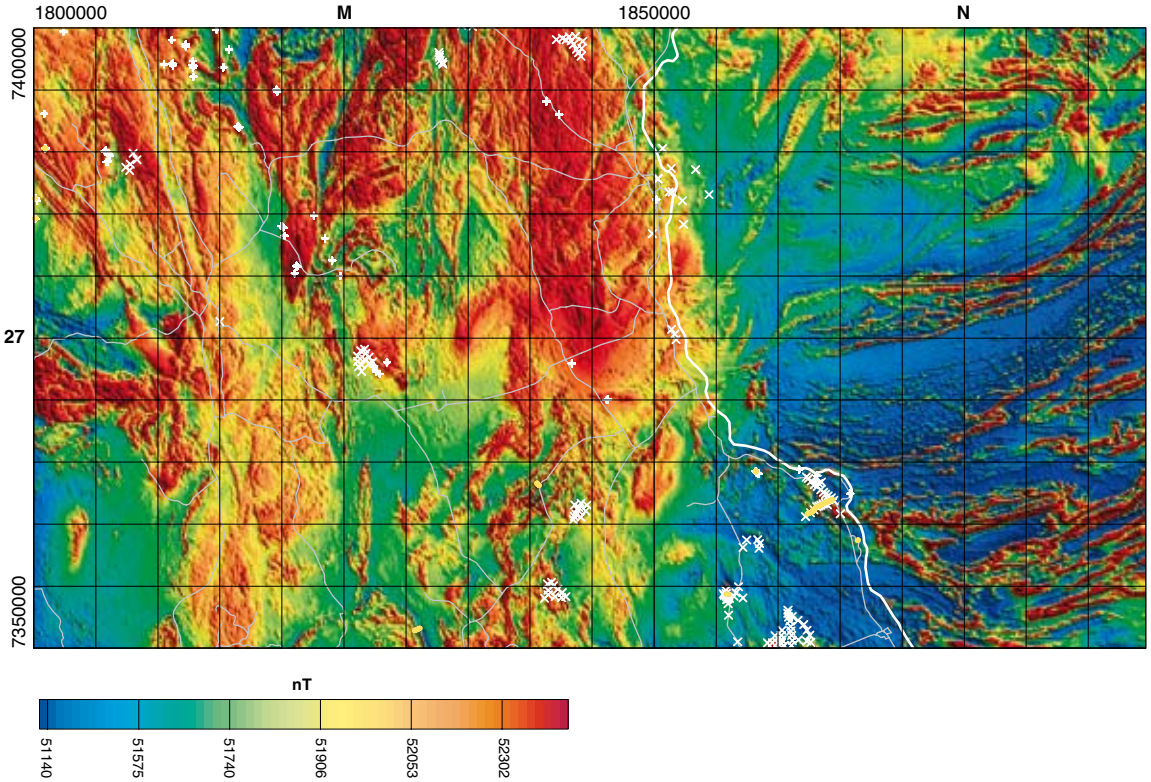


Fig. 57. Magnetiska totalfältsdata för kartområdena 26M Överkalix och 26N Karungi samt finska data. Gula symboler för magnetiska och VLF-profiler. Vita kryss för årets (2007) tyngdkraftspunkter, vita plustecken för nya petrofysiska prover. Geografiska data, riksgräns och allmänna vägar från Lantmäteriet.

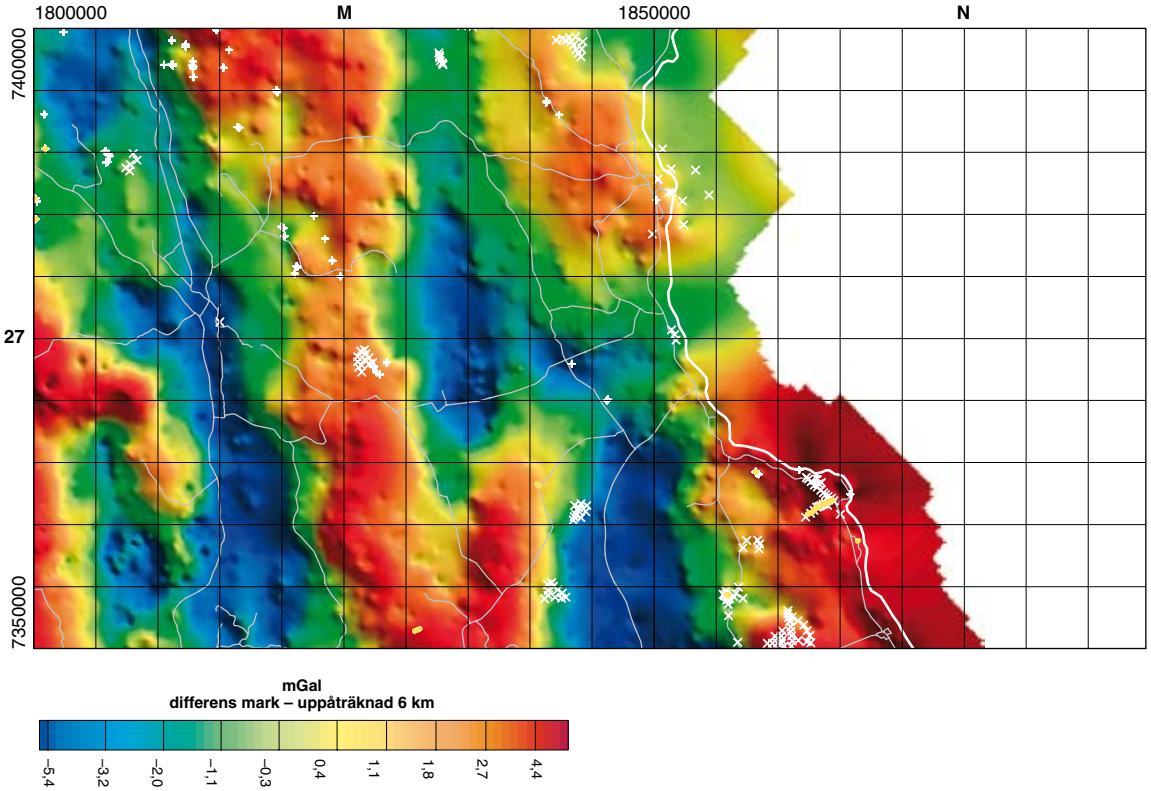


Fig. 58. Residualbild av tyngdkraftsfältet som framhäver densitetsvariationer för de ytligast liggande kilometrarna. Gula symboler visar läget för magnetiska och elektromagnetiska profiler. Vita kryss för årets (2007) tyngdkraftspunkter, vita plustecken för nya petrofysiska prover. Geografiska data, riksgräns och allmänna vägar från Lantmäteriet.

20–40 m breda. Vid denna undersökning klassas blockproverna som amfibolitiska lagergångar. I anomaliernas förlängning mot nordväst har petrofysikprover tagits på bergarter som i tidigare undersökningar klassats som metabasiter och diabas.

Magnetiska data visar att den geofysiska anomalin som har tolkats som diabas på berggrundskartan 25M Kalix NO (Wikström 1995) fortsätter in i kartområdet 26M Överkalix SO. Trots en markmätt magnetisk samt en elektromagnetisk profil (0g) har denna tolkning inte kunnat verifieras fullt ut geofysiskt. Blottningar saknas längs hela anomalin.

Generellt gäller att endast de basiska bergarterna har en magnetisering som räcker till för att orsaka de flygmätta magnetiska anomalier som finns i det område (södra delarna av 26M och N) som domineras av metasedimentära bergarter. Motsvararande förhållande är påvisat i kartområdet 25 M Kalix NO av Wikström (1995). I den geologiska kartbilden finns grönstenar i samma lägen som de magnetiska anomalierna, i många fall utan hällinformation.

Det finns dock undantag från detta, vilket visas av en magnetisk profil och en VLF-profil (26M 2 i). Den magnetiska orsaken i detta fall är också en god ledare enligt markprofilmätningarna, vilket innebär att metasedimentära bergarter med t.ex. grafit och sulfider kan förekomma. Även höga susceptibilitetsvärden har mätts ($<2\,400 \times 10^{-5}$ SI-enheter) på paragnejs som ställvis är sulfidförande. Generellt är dock de högsta susceptibilitetsvärderna kopplade till de basiska bergarterna. Blottningsgraden är dålig i de områden där de kraftigaste magnetiska anomalierna finns.

En magnetisk profil har mätts över en gabbrokropp (26N 1 d, fig. 57). Ett prov visade sig ha en extremt hög remanent magnetisering, vilket orsakade en hög amplitud i den magnetiska profilen. Detta innebär att anomalin, som även framkommer i flygmätta data, kan visa bergartens utbredning i detalj mot nordväst. Anomalin fortsätter mot sydost på den finska sidan av gränsen och är där klassad som gabbro ("grönsten"). I den södra delen av kartområdet 26N Karungi visar sig de nord–sydliga magnetiska minimumen hänga samman med topografiska sänkor, men en förekomst av nord–sydliga tunna diabaser (jfr 26N 0 a) kan ej uteslutas. Endast en nord–sydlig diabasgång har hittats vid karteringen.

De nya tyngdkraftsmätningarna (fig. 58) vid den lokala magnetiska anomalin (26N 0 b) visar på en svag tyngdkraftsförhöjning i storleksordningen 1 mGal. Tyngdkraftspunkterna ligger i den västra kanten av anomalin vilket gör resultaten svårtolkade. Området har tidigare varit av intresse för prospektörer med avseende på koppar. Mätningar av nya tyngdkraftspunkter samt markmätningar i en lång magnetisk samt elektromagnetisk profil (26N 2 c) visas i figur 58. Området där är dåligt blottat och tolkningen av data från mätningarna bör visa utbredningen av de basiska bergarterna.

Ett annat distinkt område med en tydlig magnetisk struktur och mycket låg blottningsgrad finns i kartområdet 26M Överkalix (6–7 e, fig. 57). Sommarens provtagning har påvisat diorit, kvartsmonzonit, monzonit och amfibolit. Tyngdkraftsmätningar på delar av den magnetiska kroppen ger endast en svag tyngdkraftsförhöjning, medan bergartsproverna från området har en hög densitet. Detta indikerar en relativt tunn struktur, med mindre än en kilometers djupgående. Proverna med högst magnetiserbarhet är amfiboliter. Beräkning av magnetfältet och tyngdkraftsfältet med amfibolitens susceptibiliteter och densiteter ger endast en några hundra meter tjock skiva. Det saknas dock tyngdkraftsmätpunkter där magnetfältet når maximala värden.

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.

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.

Björk, L., Jonsson, E., Kero, L. & Åkerman, C., 2006: Mellersta Norrbotten. *I* H. Delin (red.): Berggrundsgeologisk undersökning. Sammanfattning av pågående verksamhet 2005. *Sveriges geologiska undersökning Rapporter och meddelanden 123*, 28–41.

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*.

Carlsson, R., 1993: Estimates of metamorphic conditions at Vattuvaara, northern Sweden. *Examensarbete Uppsala universitet, Institutionen för Geovetenskaper*, 38 s.

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.

Frietsch, R., 1972: A late-metasomatic iron mineralization in the Narken area and its occurrence as glacial boulders at Kihlanki, both in northern Sweden. *Sveriges geologiska undersökning C 672*, 44 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.

Högdahl, K., Andersson, U.B. & Eklund O. (red.), 2004: The Transscandinavian Igneous Belt (TIB) in Sweden: a review of its character and evolution. *Geological Survey of Finland, Special Paper 37*, 125 s.

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*.

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 Tärendö 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.

Padget, P., 1977: Beskrivning till berggrundskartbladen Pajala NV, NO, SV, SO. *Sveriges geologiska undersökning Af 21–24*, 73 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 1:1 000 000. *Geological Surveys of Finland, Norway and Sweden*.

Svensson, N.-B. 1977: En mineralråvauinventering i Pajala kommun från regionalpolitiska och ekonomisk-

geologiska utgångspunkter. *Norrlandsfonden informerar 11*, 32 s.
Radiation Protection Authorities in Denmark, Finland, Iceland, Norway and Sweden, 2000: *Naturally Occurring Radioactivity in the Nordic Countries – Recommendations. ISBN 91-89230-00-0*, 81 s.
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.
Westfal, T.,1988: Hammanen - Nilivaara dikesgrävning. *SGAB GDA:PRAP88059*.
Whittington, A., Harris, N. & Baker, J., 1998: Low-pressure crustal anatexis: the significance of spinel and cordierite from metapelitic assemblages at Nanga Parbat, northern Pakistan. *Geological Society Special Publication 138*, 183-198.
Wikström, A., 1995: Berggrundskartan 25 M Kalix NV. *Sveriges geologiska undersökning Ai 79*.
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.
Öhlander, B., Hamilton, P.J., Fallick, A.E. & Wilson, M.R., 1987: Crustal reactivation in northern Sweden: the Vettasjärvi Granite. *Precambrian Research 35*, 277–293.

E-post: ildiko.antal@sgu.se
leif.bjork@sgu.se
fredrik.hellstrom@sgu.se
martiya.sadeghi@sgu.se
maria.carlsater@sgu.se
erik.jonsson@sgu.se
christer.akerman@sgu.se
dick.claeson@sgu.se
leif.kero@sgu.se

TÄTORTSPROJEKT. KARTOR 1:50 000 OCH 1:250 000

Skåne–Halland, bergkvalitet

Lena Persson, Mattias Göransson och Magnus Ekdahl

Projektet startade i januari 2007 och beräknas vara avslutat i december 2008. Projektets syfte är att producera bergkvalitetsinformation för delar av Skåne och Halland. Det har föregåtts av en behovsinventering där kontakter har tagits med berörda aktörer i området (länsstyrelsen, kommuner, konsulter m.fl.). Krossat bergmaterial är en bristvara i de befolkningstäta områdena i Skåne och Halland. I Skåne är berggrunden dessutom på många platser av sådan kvalitet (yngre sedimentär berggrund), att den inte går att använda som ballastmaterial.

Projektområdet (fig. 1) omfattar fem delområden i Skåne (Söderåsen, Kristianstad N., Kristianstad S., Romeleåsen och Simrishamn) samt ett i Hallands län (Halmstad) som ska karteras med avseende på bergkvalitet. I de skånska områdena i Skåne består berggrunden dels av så kallade horstar (förkastade höjdområden) med prekambriska gnejser och granitoider, dels områden med kambrisk sandsten (kvartsitisk sandsten). Området i Halland omfattar endast prekambriska bergarter.

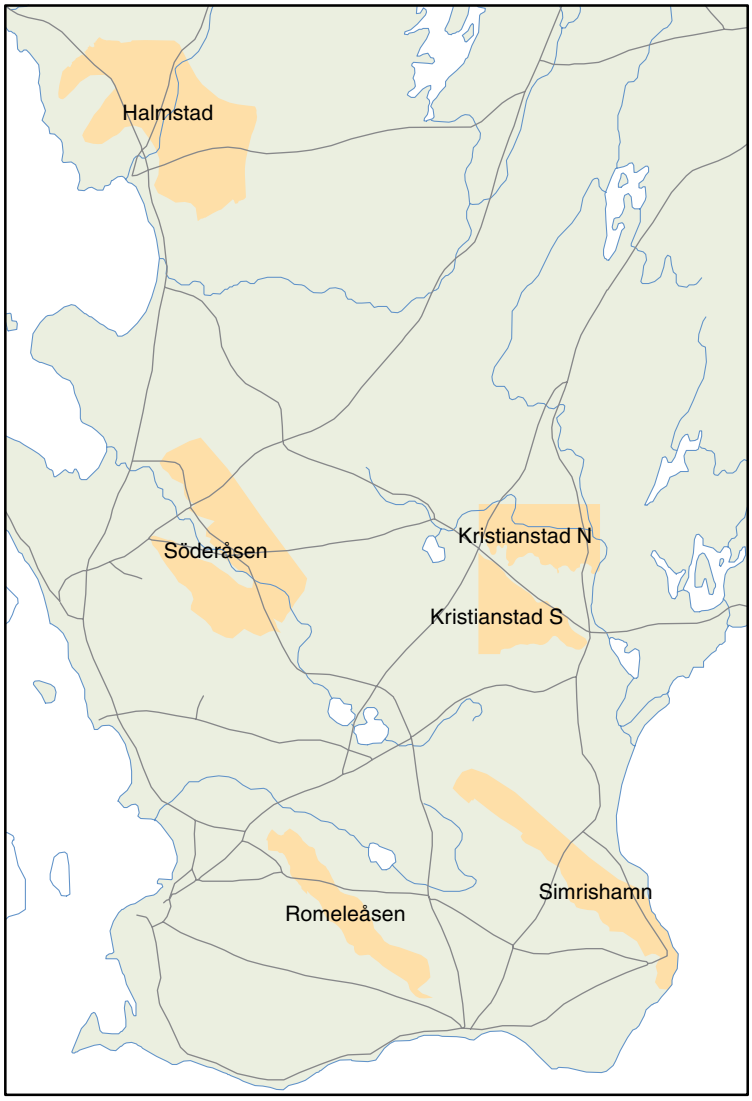


Fig. 1. Projektområdet med delområden.

Modern berggrundsinformation (SGU serie Af) finns för hela projektområdet.

Under sommaren 2007 har fältarbete utförts i Halmstad och på Söderåsen. Undersökningarna bestod av provtagning för bergkvalitetsanalyser, gammastrålningsmätningar på berghällar samt geofysisk profilmätning. I denna fältarbetsrapport redovisar vi till största delen resultat från projektområdet Söderåsen (fig.1).

GEOLOGISK ÖVERSIKT

Söderåsen innefattas främst av berggrundskartorna 3C Helsingborg SO (Wikman m.fl. 1993) och 3C Helsingborg NO (Wikman & Sivhed 1992) samt delar av 3B Höganäs NO/3C Helsingborg NV (Norling & Wikman1990) och SV (Sivhed & Wikman 1986), samtliga i skala 1:50 000. Kartområdet (fig.1) uppvisar en stor variation av bergarter och bildningsåldrar. Den stora spännvidden av bergarter orsakas av områdets placering inom den fennoskandiska urbergssköldens södra gränsområde, den så kallade fennoskandiska gränszonen.

Området ligger inom den del av gränszonen som benämns Tornquistzonen, ett brett tektonisk bälte som skär över Skåne i nordvästlig riktning. Zonen utgör en gräns mellan prekambrisk, kristallin berggrund i norr och paleozoiska sedimentbergarter i söder. Upprepade rörelser inom zonen, främst i vertikal led, har bidragit till bildandet av uppskjutande blockenheter (horstar) och mellanliggande gravsänkor. Horstarna utgör i dag de skånska åsarna.

Berggrunden består främst av gnejser av okänt ursprung och av gnejsiga granitoider (fig. 2), och ingår i den del av sydvästsvenska gnejsregionen som benämns ”Östra segmentet”. Regionen utgör Östra segmentets sydligaste del och begränsas i öster av Protoginzonen. Gnejserna är vanligen kraftigt omarbetade (metamor-

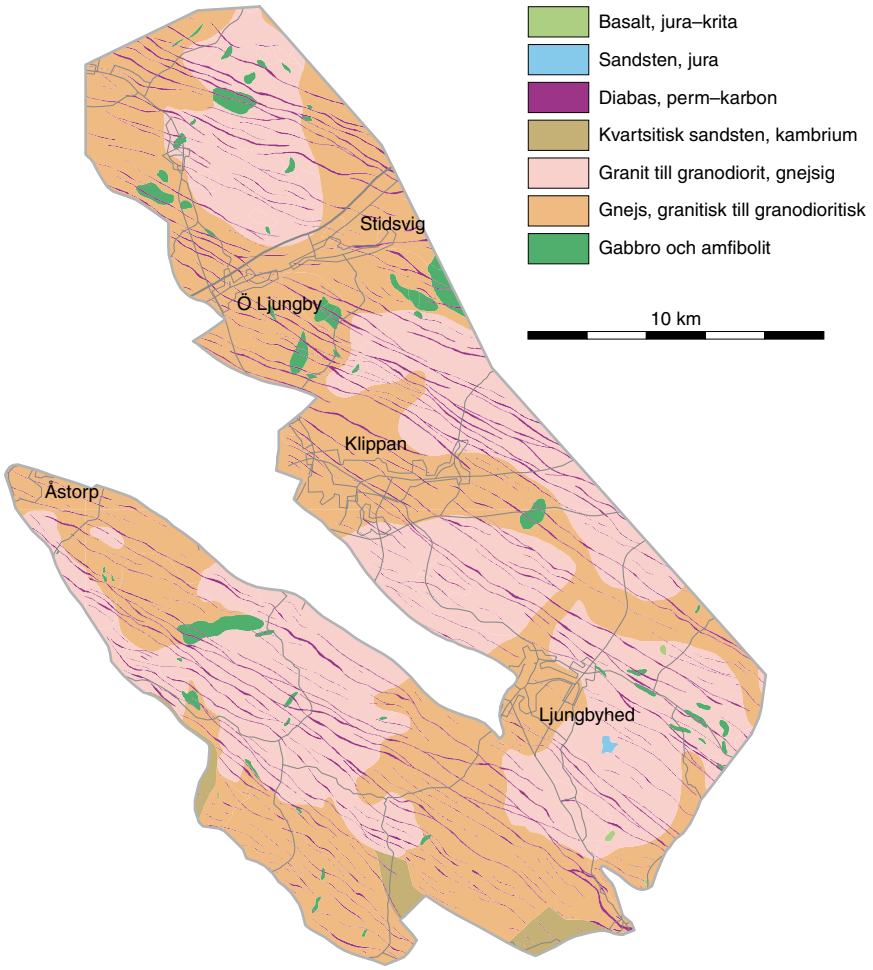


Fig. 2. Berggrundskarta över delområdet Söderåsen (modifierad från Wikman & Sivhed 1993).

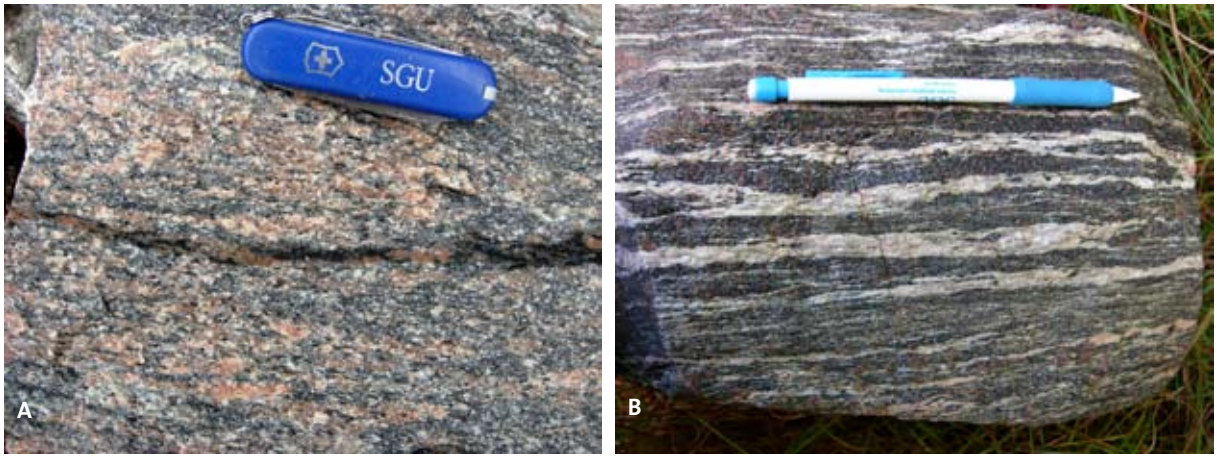


Fig. 3. Foton av bergarter i delområdet Söderåsen. Koordinater i rikets nät (RT 90). **A.** Gnejsgranit, gråröd till rödgrå, L>S-tektonik (6238967/1328752). **B.** Granatamfibolit med gnejsig och ådrad struktur (6220700/1331350).

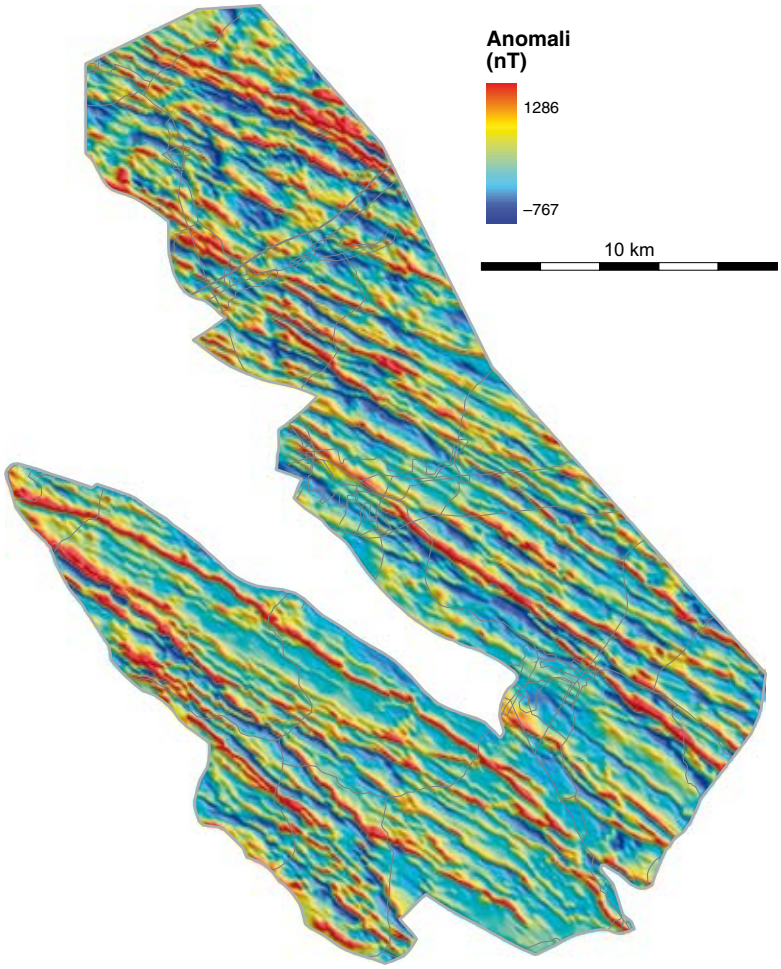


Fig. 4. Magnetisk anomalikarta över delområdet Söderåsen.

foserade och deformerade), vilket försvårar tolkningen av de ursprungliga bergarterna. Gnejserna uppvisar en mer eller mindre migmatitisk omvandling, som ställvis är kraftig. Gnejsgranitoiderna är, till skillnad från gnejserna, svagt migmatitiserade och mer homogena med få och diffusa ådror. Både gnejser och gnejsgranitoider indelas deskriptivt i två undergrupper (Wikman & Sivhed 1992) (Wikman m.fl. 1993), en röd till gråröd med granitisk sammansättning och en rödgrå till grå med mer granodioritisk sammansättning (fig. 3 a).

Övergången mellan gnejs och granitoider samt variationer inom respektive undergrupp är diffus och heterogen. Vanligt förekommande inom områdets gnejser är sliror, linser och lager av amfibolit (fig. 3 b) men även större bergartskroppar förekommer. Amfiboliterna uppvisar i likhet med gnejserna migmatitomvandling av varierande grad. Metamorf granat förekommer i riklig mängd på många ställen.

Utmärkande för området är de nordvästligt orienterade (permo-karboniska) diabasgångar, som stupar brant mot sydväst. Gångarna slår igenom den prekambriska berggrunden och den paleozoiska sedimentberggrunden, men överlagras ställvis av senare avsatta mesozoiska sediment. Gångarna framträder som distinkta, långsträckta positiva anomalier på den magnetiska anomalikartan (fig. 4).

De yngsta bergarterna i området utgörs av basaltkupper (vulkanrör), bildade under tidsperioderna jura och krita (delar av). Basalterna har vanligen en tydligt pelarförklyftad struktur. Blottningsgraden är starkt begränsad och endast ett fåtal hällar finns inom projektområdet.

Paleozoiska sedimentära bergarter uppträder endast i området söder om Söderåsen. Sediment som avsatts under mesozoisk tid påträffas inom tre områden, söder om Söderåsen, i Ängelholmssänkan och öster om Söderåsen. Jura- och triasbergarter kan även påträffas i den prekambriska berggrunden väster om Söderåsen. Sprickzoner eller krosszoner som är orienterade i nordvästlig riktning uppträder vanligen i anslutning till kontakter mellan den prekambriska berggrunden och de yngre, sedimentära bergarterna.

BERGKVALITET

Under årets fältarbete togs totalt 26 bergprover för teknisk analys inom projektområdet Söderåsen (fig. 5). Huvudsakligen togs prover från vägskärningar, bergtäkter och äldre stenbrott. Proverna är utvalda för att representera de lokalt förekommande bergarterna och den spridning som finns avseende de tekniska egen-

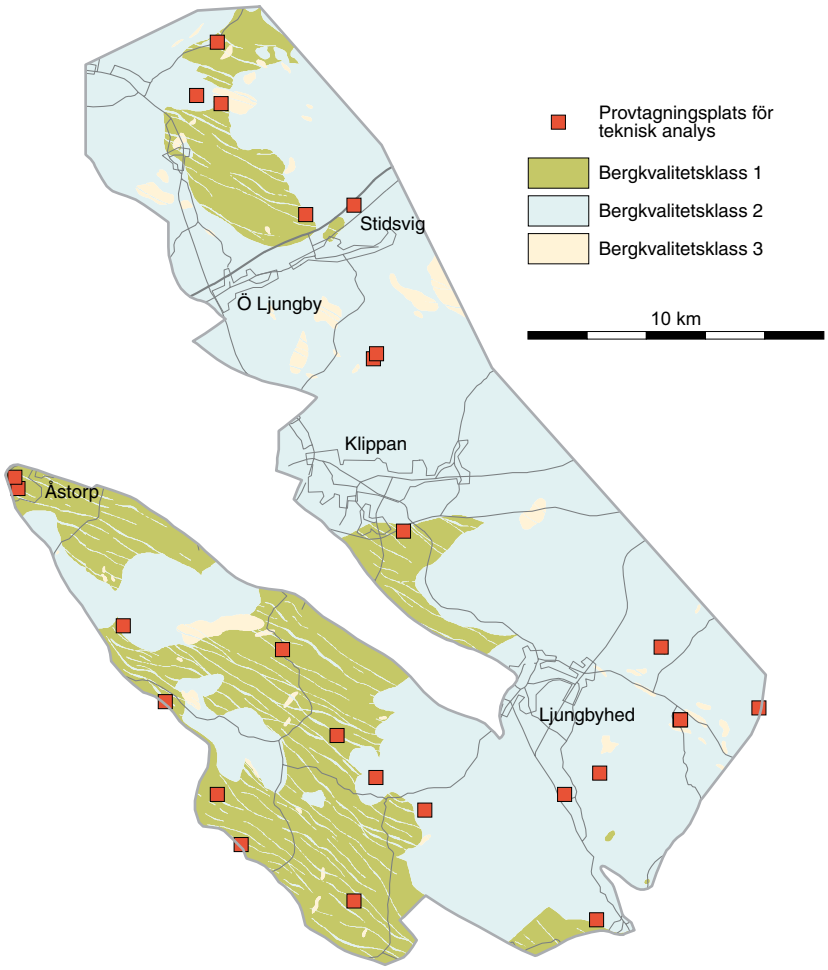


Fig. 5. Preliminär bergkvalitetskarta över delområdet Söderåsen.

skaperna. Dessa varierar beroende på kornstorlek, kornfogning, ingående mineral m.m. Fältarbetet och den efterföljande bearbetningen lägger grunden för den klassificering av berggrunden som ballastmaterial för olika användningsområden (väg, järnväg och betong) som redovisas på bergkvalitetskartan och i den tillhörande beskrivningen.

De tekniska analyser som utförts är följande:

- *Korndensitet* (ρ, Svensk Standard 2001), som kravsätts vid användandet av ballast som vattenbyggnadssten.
- *Kulkvarnsvärde* (A_N, Svensk Standard 2004), vilket är ett mått på bergets nötningsmotstånd och kravsätts av Vägverket på ballast bland annat i bundna väglager.
- *Micro-Devalvärde* (M_{DE}, Svensk Standard 1997a), vilket också är ett mått på bergets nötningsmotstånd. Ballast i obundna lager i vägkonstruktioner är kravsatta med M_{DE}-metoden.
- *Los Angelesvärde* (LA, Svensk Standard 1997b) är ett mått på bergets sprödhet. Bundna och obundna väglager och järnvägsmakadamballast är kravsatta med Los Angelesmetoden.

Utöver de tekniska analyserna undersöks även tunnslip av bergarterna med polarisationsmikroskop. Detta görs för att kunna kvantifiera mineralhalterna och den potentiella risken för alkalisilkareaktivitet vid användandet av bergmaterialet som betongballast.

Erfarenhetsmässigt är den vanligen höggradigt omvandlade (övre amfibolit- till högtrycksgranulitfacies) berggrunden i sydvästra Sverige relativt spröd. Sprödheten beror till stor del på en statisk omkristallisering av berggrunden i samband med långvarig upphettning under metamorfosen. Även på Söderåsen är både gnejsen och granitoiderna statiskt omkristalliserade, även om ett medelvärde för samtliga provers Los Angelesvärden ger ca 25 %, vilket är mycket bra jämfört med de betydligt högre värdena för kommunområdena Kungsbacka–Varberg (29 %), Härryda–Bollebygd (31 %) och Borås (33 %). Områdets lägsta (bästa) kulkvarnsvärden (8–11 %) erhålls från bergprover av kvartsitiska sandstenar, finkorniga till fint medelkorniga gnejser och graniter till granodioriter samt jurassisk basalt. Ett medelvärde för alla bergarters kulkvarnsvärde inom projektområdet ger 11,5 % vilket får anses vara mycket bra.

GEOFYSISKA UNDERSÖKNINGAR

Det geofysiska fältarbetet har bestått av gammastrålningsmätningar på hällar samt profilmätningar. Vi har inom projektet testat resistivitetsmätningar med ABEM Lund Imaging System, ett multielektrodsystem där ett stort antal elektroder (64) placeras ut längs profillinjen och registrering sedan sker automatiskt för olika elektrodkonfigurationer. Syftet med resistivitetsmätningarna var, att undersöka om det var möjligt att lokalisera kontakten mellan kvartsitisk sandsten och gnejs samt att undersöka metodens användbarhet för att karaktärisera sprickzoner i berggrunden.

Den magnetiska anomalikartan över delområdet Söderåsen (fig. 4) kännetecknas främst av de långsträckta, positiva anomalierna från ett stort antal diabaser med nordvästlig riktning. Den magnetiska susceptibiliteten är generellt hög för alla undersökta bergarter i området, förutom den kvartsitiska sandstenen. Medelvärdet för diabasernas susceptibilitet är $4\,500 \times 10^{-5}$ SI-enheter (varierar mellan 2 500 och $6\,500 \times 10^{-5}$ SI-enheter), medan medelvärdet för granitoiderna (inklusive gnejserna) är något lägre, $1\,500 \times 10^{-5}$ SI-enheter (varierar mellan 20 och $5\,500 \times 10^{-5}$ SI-enheter). Den kvartsitiska sandstenen har mycket låg susceptibilitet ($0–10 \times 10^{-5}$ SI-enheter).

Markens gammastrålning över Söderåsen visas i figur 6. Bergrunden där har generellt en låg gammastrålning. Några mindre områden med förhöjda värden har följts upp med markmätningar på hällar. Dessa anomalier orsakas av graniter med förhöjda toriumhalter samt i något fall av pegmatiter. Vid en lokal har aktivitetsindex >2 uppmätts.

Över Söderåsenområdet finns enbart elektromagnetiska VLF-data uppmätta från en sändare, varför VLF-kartan (fig. 7) visar totalfältet som är beroende av sändarens riktning. Ett flertal anomalier med nordvästlig riktning är orsakade av sprickzoner eller förkastningar.

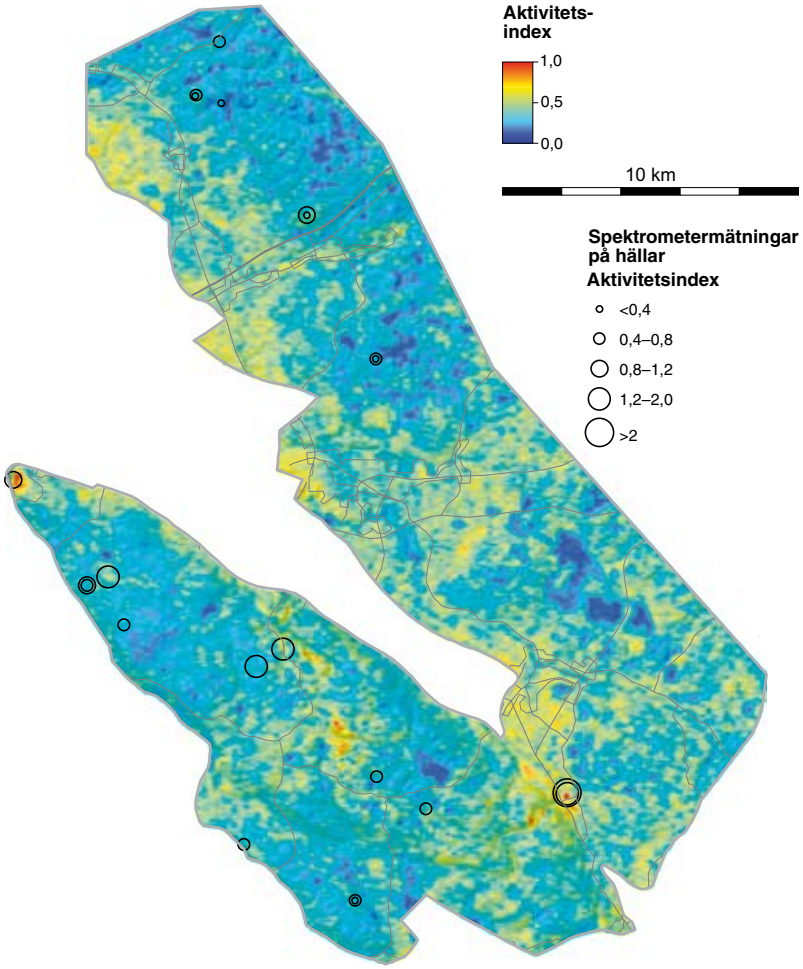


Fig. 6. Karta över markens gammastrålning (aktivitetsindex) över delområdet Söderåsen. Markmätningar på hällar visas som cirklar i proportionell storlek. Aktivitetsindex (Ai) beräknas enligt Ai = CK/3000 + CRa/300 + CTh/200, där CK, CRa och CTh är koncentrationen av kalium-40, radium-226 respektive torium-232, alla i enheten Bq/kg.

Resistivitetsmätningar

Två resistivitetsprofiler har mätts inom projektområdet. En på Söderåsen (profil 1) samt en inom delområdet Simrishamn (profil 2). Resultaten från profil 1 visas i figur 8. Profilen är 400 m lång och mätt i nordostlig riktning, vinkelrätt mot en anomali som är indikerad från flygmätta data (fig. 7). De första 150 metrarna av profilen visar ett ytligt lager (ca 10 m mäktigt) med låg resistivitet (200–500 Ωm) som motsvarar jordtäcket (morän). Berggrunden kännetecknas av hög resistivitet (>3 000 Ωm) och vid ca 200 m försvinner det lågresistiva ytskiktet, vilket även sammanfaller med ett hällområde längs profilen. Vid 250–350 m uppvisar modellen låg resistivitet även på större djup (ned till 50 m), vilket troligtvis är orsakat av uppsprucket och vittrat berg. Detta område sammanfaller med VLF-anomalin.

Profil 2 mättes i sydöstra delen av Skåne, i projektområdet Simrishamn (fig. 1). Syftet med resistivitetsmätningen var att kartlägga kontakten mellan gnejs (i norr) och kvartsistisk sandsten (i söder). Det finns inga hällar i området och sandstenen är endast påvisad i borrhål. Profilen är 600 m lång och går från söder mot norr, resultaten från mätningen visas i figur 9. Första delen av profilen (0–250 m) visar ett område med tre horisontella lager. Överst (0–5 m) finns ett tunt skikt med hög resistivitet (t.ex. torr, grov morän), under det (ca 5–10 m) ett lågresistivt lager (troligtvis morän under grundvattenytan) som på ca 10 m djup följs av ett homogent högresistivt (ca 2 000–5 000 Ωm) lager, som troligtvis motsvarar den kvartsitiska sandstenen. Vid 260 m finns en skarp kontakt eller övergång till ett mer lågresistivt område. Övergången kan tolkas som kontakten mellan kvartsit och gnejs. Den låga resistiviteten i de centrala delarna av profilen kan förklaras av att gnejsen är vittrad och uppsprucken, speciellt i kontakten mot kvartsiten. Den kvartsitiska sandstenen däremot, är en tät, ovittrad och relativt sprickfattig bergart som förklarar den homogena och höga resistiviteten. De tekniska analyserna visar även att sandstenen har mycket låga kulkvarnsvärden.

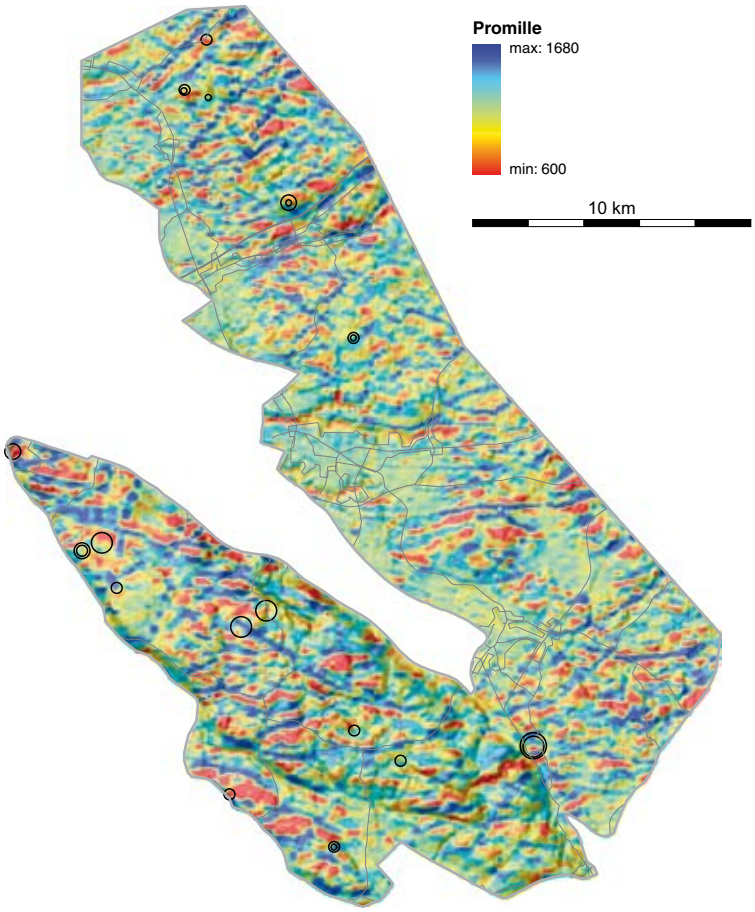


Fig. 7. VLF-karta över delområdet Söderåsen.

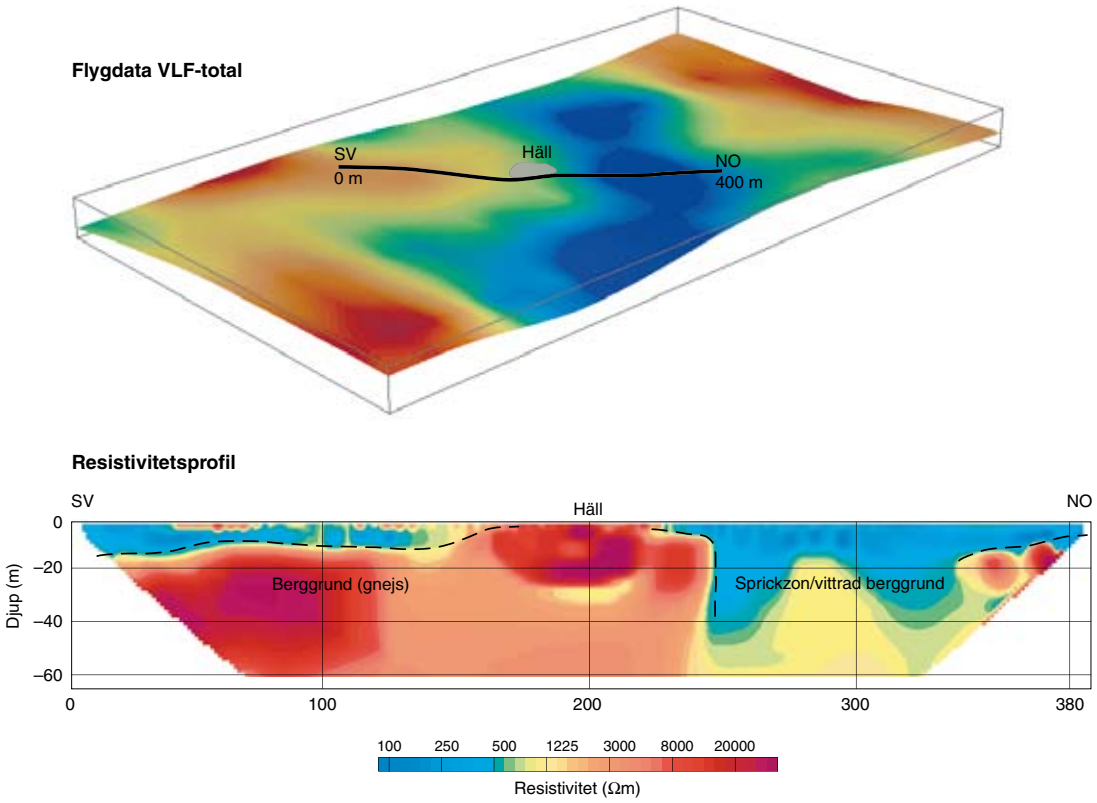


Fig 8. Resistivitetsmodell över profil 1, Söderåsen. Profilens läge är markerat i figur 7.

Halmstad

Geofysiska undersökningar har tidigare utförts i området, inom ramen för projekt "Södra Halland, berg" (Lundqvist & Carlsäter Ekdahl 2007). Gammastrålningsmätningar på berghällar har uppmätts på totalt 140 lokaler inom projektområdet. Under sommaren 2007 har kompletterande mätningar på provtagningslokaler utförts på 22 hällar. Profilmätningar med VLF har utförts i syfte att karaktärisera sprickzoner i berggrunden.

Gammastrålningen är generellt mycket låg inom hela projektområdet Halmstad. Inga lokaler med förhöjda halter har uppmätts.

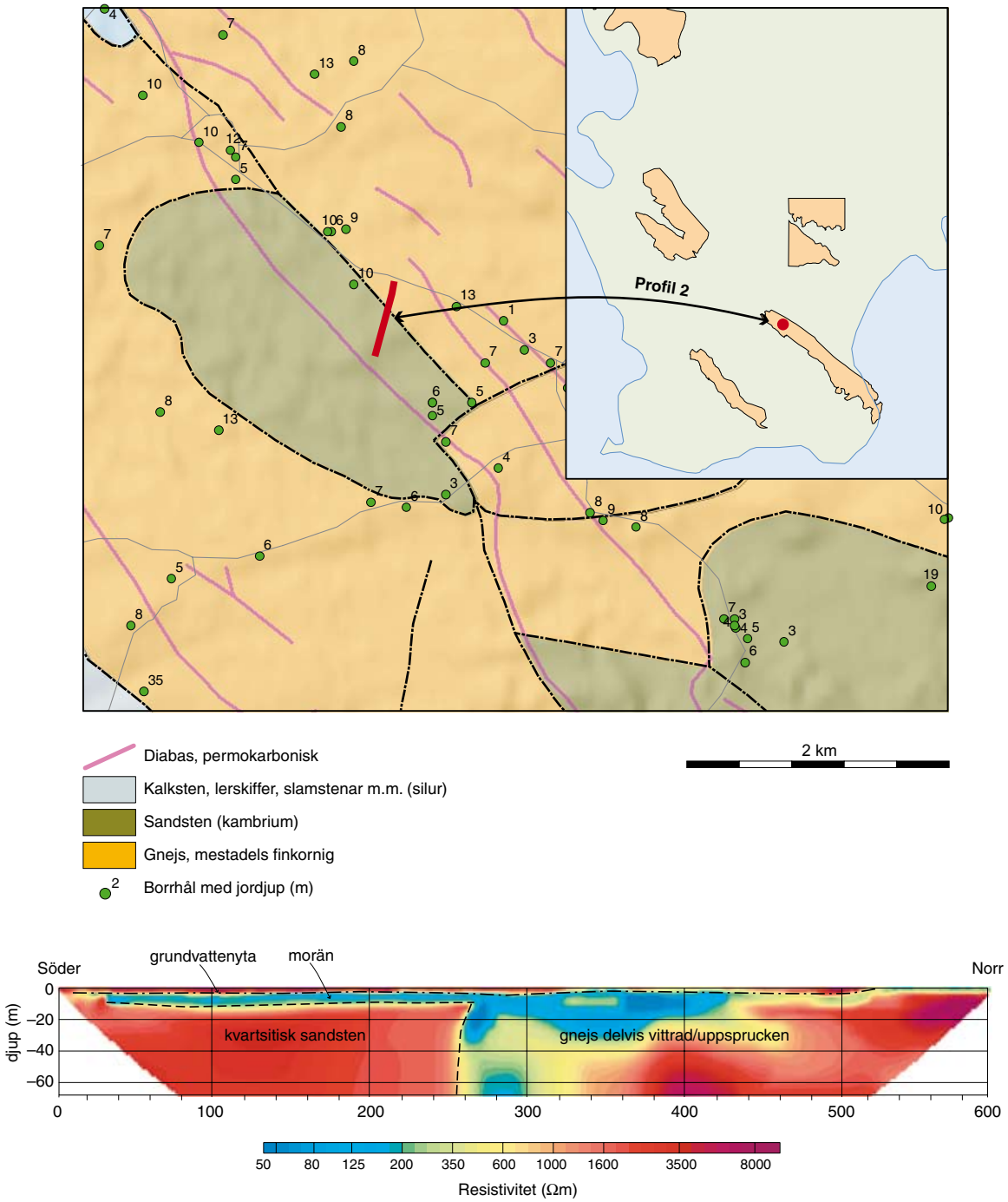


Fig. 9. Resistivitetsmodell över profil 2. Överst är profilens läge markerat på del av berggrundskartan 2D Tomellilla NO.

REFERENSER

Lundqvist, I & Carlsäter Ekdahl, M., 2007: Södra Halland. I H. Delin (red.): Berggrundsgeologisk undersökning – sammanfattning av pågående verksamhet 2006. *Sveriges geologiska undersökning Rapporter och meddelanden 126*, 67–73.

Norling, E. & Wikman, H., 1990: Beskrivning till berggrundskartan Höganäs NO/Helsingborg NV. *Sveriges geologiska undersökning Af 129*, 123 s.

Sivhed, U. & Wikman, H., 1986: Beskrivning till berggrundskartan Helsingborg SV. Sveriges geologiska undersökning Af 149, 108 s.

Svensk Standard, 1997a: SS-EN 1097-1: Ballast - Mekaniska och fysikaliska egenskaper – Del 1: Bestämning av nötningsmotstånd (micro-Deval). *Standardiseringen i Sverige*, 11 s.

Svensk Standard, 1997b: SS-EN 1097-2: Ballast - Mekaniska och fysikaliska egenskaper – Del 2: Bestämning av motstånd mot sönderdelning. *Standardiseringen i Sverige*, 29 s.

Svensk Standard, 2001: SS-EN 1097-6: Ballast - Mekaniska och fysikaliska egenskaper – Del 6: Bestämning av korndensitet och vattenabsorption. *Standardiseringen i Sverige*, 30 s.

Svensk Standard, 2004: SS-EN 1097-9: Ballast - Mekaniska och fysikaliska egenskaper – Del 9: Bestämning av motstånd mot nötning av dubbdäck (Nordiska kulkvarnsmetoden). *Standardiseringen i Sverige*, 12 s.

Wikman, H. & Sivhed, U., 1992: Beskrivning till berggrundskartan Helsingborg NO. *Sveriges geologiska undersökning Af 148,* 83 s.

Wikman, H., Bergström, J. & Sivhed, U., 1993: Beskrivning till berggrundskarta Helsingborg SO. *Sveriges geologiska undersökning Af 180*, 114 s.

E-post: lena.persson@sgu.se mattias.goransson@sgu.se

Jönköping, berg och bergkvalitet

Thomas Eliasson, Ulf Bergström och Johan Jönberger

Projekt ”Jönköping, berg och bergkvalitet” startade våren 2006 och planeras att avslutas 2009. Syftet med projektet är att för delar av Jönköpingsregionen ta fram information om berggrundsgeologi och bergkvalitet. Projektet ingår i SGUs geologiska kartläggning i befolkningstäta områden. Projektområdet är ca 1 257 km² stort och omfattar stora delar av Jönköpings kommun samt mindre delar av Aneby, Nässjö, Vaggeryds och Habo kommuner (fig. 1 a, b). Kartläggningen av berggrunden sker för en presentationsskala i 1:50 000 (lokal kartering) och omfattar totalt ca 1 019 km². Kartområdet 7D Ulricehamn SO är sedan tidigare kartlagt i skala 1:50 000 (Larson & Berglund 1995). Den insamlade informationen kommer att sammanställas till berggrundsgeologiska databaser och en plottad berggrundskarta med en kortfattad marginalbeskrivning.

En bergkvalitetsundersökning genomförs i hela projektområdet, med den berggrundsgeologiska informationen som grund. På ett antal platser provtas berget för tekniska analyser (kulkvarns-, micro-Deval- och Los Angelestest) och petrografisk analys. Strålnings- och sprickmätningar genomförs också i samband med den bergtekniska provtagningen. Resultaten sammanställs till en tematisk karta i skala 1:50 000 tillsammans med en kortfattad beskrivning. Det huvudsakliga ändamålet med bergkvalitetskartan är att underlätta en utvärdering av det bästa användningsområdet för bergmaterial från olika bergarter, som t.ex. ballast för väg, järnväg och betong.

Kartering har genomförts under fältsäsongerna 2006 och 2007 med ett utfall som i stort följer planen presenterad i figur 1a. Arbetet har utförts av Ulf Bergström och Thomas Eliasson (geologi), med Karin Appelquist (2006, 2007), Linus Brander (2006, 2007), Maria Göthfors (2007), Daniel Larsson (2006, 2007) och Åsa Pettersson (2007) som extrageologer. Hossein Shomali har varit geofysiker.

Fältarbetet 2007 genomfördes huvudsakligen i de södra delarna av projektområdet (fig. 1 a, b). År 2008 kommer fältarbetet att avslutas med kartering i de nordöstra delarna och bergkvalitetsundersökningar i söder och nordost.

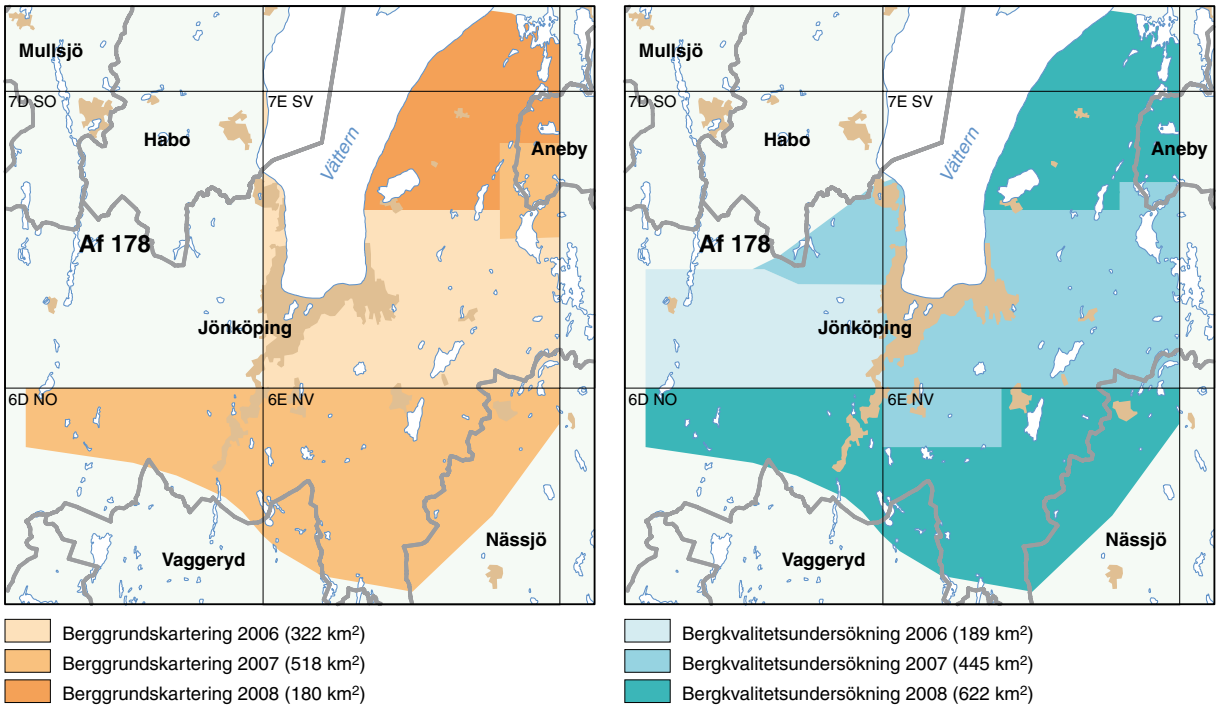


Fig. 1. Projektområdet med planering för fältundersökningarna. **A.** Undersökningsområdet, berg, 1019 km². **B.** Undersökningsområdet, bergkvalitet, 1 256 km².

Bakgrund

För hela projektområdet finns modern, regional berggrundsinformation med tillhörande beskrivningar. Undersökningarna har sammanställts av Persson & Wikman (1986), Samuelsson m.fl. (1988) och Wik m.fl. (2006). Dessutom finns data från geofysiska flygmätningar (magnetiska, elektromagnetiska och radiometriska) samt från tyngdkraftsmätningar. Information om hällar finns över i stort sett hela projektområdet i SGUs databaser och jordartskartor (t.ex. Svantesson 1984). Hällinformation över den del av projektområdet

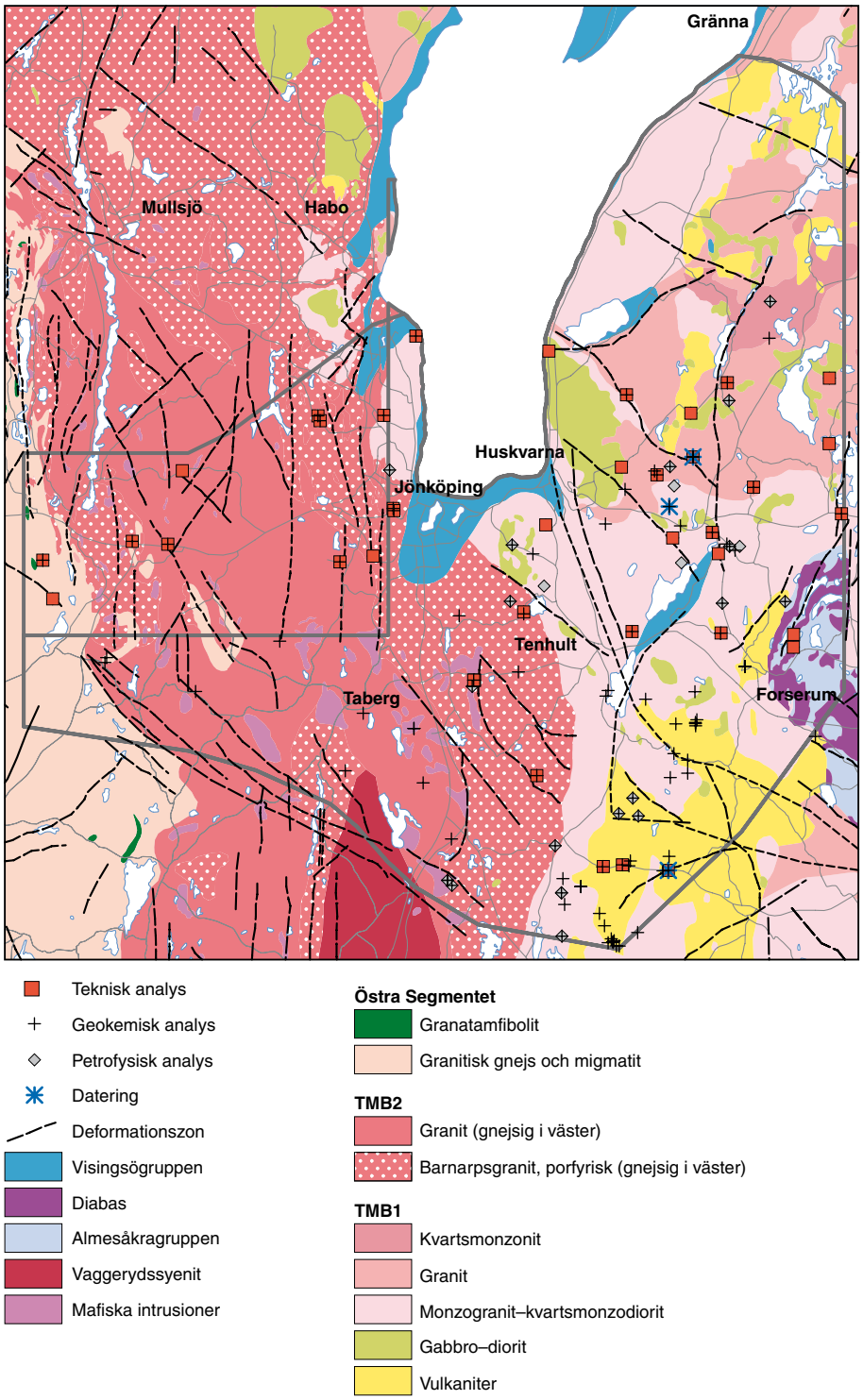


Fig. 2. Schematisk berggrundskarta över Jönköpingsområdet, modifierad från den regionala kartan över Jönköpings län (Wik m.fl. 2006). Projektområdet är markerat med svart ram.

som ligger inom kartområdet 7E Jönköping NV tas för närvarande fram inom ett pågående jordartskarteringsprojekt. Mer information om äldre geologiska undersökningar i området finns i Wik m.fl. (2006).

Flygburna geofysiska mätningar över kartområdena 7D Ulricehamn SO och 7E Jönköping SV gjordes 1980. Då mättes magnetfältets totalintensitet, markytans naturliga gammastrålning och VLF-fältet från en sändare. Flygmätningarna gjordes i ost–västlig riktning, på 30 m höjd över markytan och längs flygstråk med ett inbördes avstånd av ca 200 m. Flygmätningar över kartområdena 7E Jönköping NV, 6D Gislaved NO och 6E Nässjö NV gjordes 2001. De omfattar magnetfältets totalintensitet, markytans naturliga gammastrålning samt VLF-fältet från två sändare. Mätningen över 7E NV gjordes i ost–västlig riktning medan 6D NO och 6E NV mättes i nord–sydlig. Över samtliga tre kartområden gjordes flygmätningarna på 60 m höjd över markytan och längs flygstråk med ett inbördes avstånd av ca 200 m.

Regional geologi

Berggrunden i Jönköpingsområdet består till största delen av bergarter tillhörande det Transskandinaviska magmatiska bältet (TMB), framför allt olika djupbergarter som varierar i sammansättning från gabbro till granit. I de östra delarna av projektområdet har olika typer av vulkaniska bergarter, allmänt kallade Smålandsporfyrer, relativt stor utbredning (fig. 2). De östra delarna av TMB-berggrunden har en ålder av ca 1 800 miljoner år (TMB1), medan de västra delarna är ca 100 miljoner år yngre (TMB2).

Den i princip nord–sydliga Protoginzonen skär igenom berggrunden i projektområdet, och dess östra begränsning sammanfaller i stort med gränsen mellan TMB1 och TMB2. Zonen karakteriseras av stark plastisk deformation, inklusive nord–sydliga förkastningar, och en yngre magmatism, t.ex. ca 1 550 miljoner år gamla mafiska intrusioner (de s.k. hyperiterna) samt Vaggerydssyeniten och Tabergsintrusionen, som båda är ca 1 200 miljoner år gamla. De nord–sydliga deformationszonerna som är associerade med Protoginzonen framträder endast svagt på den magnetiska totalfältskartan över Jönköpingsområdet, medan nordvästligt och nordnordostligt orienterade zoner däremot framträder tydligt.

I projektområdets sydöstra del påträffas yngre sedimentära bergarter tillhörande Almesåkragruppen och i den intrusiva diabaser (Rodhe 1987). I Vätternsänkan överlagras urberget av sedimentära bergarter tillhörande den neoproterozoiska (ca 850–700 milj. år) Visingsögruppen. I Vätternsänkans fortsättning mot söder, vid Spexeryd, finns en manganmineralisering i förkastningssprickor och brecciezoner. Där skedde brytning senast under andra världskriget. Sedan början av 1800-talet har där brutits sammanlagt 134 000 ton manganmalm med 30–40 % Mn (Magnusson 1973). Den andra mer betydande malmförekomsten i projektområdet är den vanadinförande titanomagnetitmalmen i Smålands Taberg, som bröts senast under första världskriget.

Den västra delen av projektområdet tillhör den så kallade Svekonorvegiska provinsen, i vilken berggrunden generellt är kraftigt metamorfoserad och deformerad och bergarterna i varierande grad omvandlade till gnejser av olika slag. Kartområdet 7E Jönköping SV är generellt mycket rikt på hällar. Inom kartområdena 6D Gislaved NO och 6E Nässjö NV är blottningsgraden i allmänhet lägre.

BERGARTER

TMB1-bergarter

Djupbergarterna i TMB1-berggrunden i de östra delarna av det undersökta området omfattar ett stort antal varianter. Bergarter med gemensamma egenskaper såsom färg, kornstorlek, textur och sammansättning har förts samman i ett antal olika enheter.

Monzogranit till kvartsmonzodiorit

Denna enhet består av olika grå till rödgrå, medelkorniga, jämnkorniga till småporfyriska granitoider till dioritoider (fig. 4a). Ett karaktärsdrag hos dem är förekomsten av rundade mafiska enklaver. På många platser kan en magmatisk foliation identifieras. Foliationen definieras vanligen av långsträckta aggregat av mafiska mineral, mafiska enklaver och mikroklinfenokrister.

Fig. 3. Foton av bergarter inom projektområdet. Koordinater i rikets nät (RT90). **A.** Grå, medelkornig, enklavförande kvartsmonzodiorit tillhörande TMB1. Kalvåsen, 4 km sydost Tenhult (6397360/1415537). **B.** Basalt, hornbländeporfyrisk, omvandlad. Slätteryd (6390156/1413335). **C.** Basalt till andesit, plagioklasporfyrisk. Ljungsberg (6390223/1412637). **D.** Lagrad andesitisk vulkanoklastit. Ca 7 km väster om Malmbäck (6385750/1411680). **E.** Gnejsig Barnarpsgranit, nordväst om Tubbebo (6394260/1388870). **F.** Granatamfibolit från Orranacken (6398238/1984594) i de västra delarna. **G.** Gabbropegmatit. Högarödje (6386569/1403246). **H.** Gabbroisk anortosit vid Skinnarebo. Ca 10 km sydväst om Jönköping (6400850/1395680). (Figuren fortsätter på s. 92.)

Fig. 3, forts.

Enhetens bergarter är plagioklasdominerade med granodioritisk till kvartsmonzodioritsk sammansättning (fig. 4a). Hornblände och biotit förekommer i ungefär lika proportioner, tillsammans ca 15–20 volymprocent. Plagioklasen är vanligen mer eller mindre omvandlad till sericit eller saussurit (ställvis båda), och epidot kan i vissa fall förekomma ganska allmänt.

En gråröd, medelkornig, småporfyrisk granit, från Bäckadal 6 km öster om Huskvarna, tillhörande denna enhet har daterats under 2007. En U-Pb-analys av zirkoner med TIMS-metoden gav en ålder av 1 781±20 miljoner år.

Susceptibiliteten är normalt ganska hög, ca 500–2 000 × 10^{-5} SI-enheter, men ett flertal plutoner har en lägre magnetisk signatur. Densiteten är normalt ca 2 700 g/cm^3.

Kvartsmonzodiorit (kvartsmonzonit, monzodiorit, kvartsdiorit)

Tillsammans med föregående enhets bergarter uppträder mörkare grå, jämnkorniga till ojämnkorniga, fint medel- till medelkorniga kvartsmonzodioriter. De innehåller på många platser rikligt med mafiska enklaver (fig. 3 a). Kornstorlek och textur varierar starkt i vissa områden, vilket ger bergarten ett intryck av att inte ha varit helt i magmatisk jämnvikt. Enhetens bergarter förekommer på många platser i kontaktområden mellan gabbrobergarter och omgivande monzogranit till kvartsmonzodiorit.

Kvartsmonzodioriterna domineras av plagioklas, medan kvarts- och mikroklinhalterna vanligen är lägre än 10 % (volym-). Hornblände dominerar bland de mafiska mineralen. Denna enhets bergarter visas tillsammans med föregående enhet i figur 4 a.

Bergarterna är på många ställen kraftigt magnetiska, med en susceptibilitet på över 1 500 × 10^{-5} SI-enheter, och en densitet som ligger mellan 2 700 och 2 800 g/cm^3.

Gabbro till diorit

I kartområdet förekommer ett antal gabbrointrusioner, varav den största är belägen nordost om Huskvarna vid Vätterns sydöstra strand (fig. 2). I kontaktzonerna mot omgivande granitiska bergarter uppvisar gabbrointrusionerna många strukturer som är typiska för magmablandning, såsom vindlande gångar av granitiska

bergarter i gabbrointrusionen och rundade enklaver av gabbro i graniterna. Enhetens bergarter är i allmänhet mörkt grå med en grön anstrykning, fint medel- till medelkorniga. Magmatisk lagring har iakttagits i t.ex. en mindre gabbrointrusion i Lekerydsområdet. I många fall ger gabbroiderna ett intryck av att vara det äldsta bergartsledet, men i några fall, t.ex gabbromassivet söder om Jönköping, är gabbro- till dioritbergarterna intrusiva i omgivande grå monzogranit till kvartsmonzodiorit.

Mineralogiskt domineras bergarterna i denna enhet helt av plagioklas och hornblände. Pyroxen förekommer ställvis och är då kraftigt omvandlad. Kvarts är relativt vanligt och i många fall kan bergarten betecknas som kvartsgabbro eller kvartsdiorit (fig. 4a). Dessa varianter är särskilt vanliga i den stora intrusionen nordost om Huskvarna. I några fall, t.ex vid Lekeryd och i östra delarna av Huskvarna, har det påträffats penetrativt omvandlade, biotitiserade respektive albitiserade gabbroider.

Gabbro- till dioritbergarterna har varierande magnetiska egenskaper, men flera kroppar har mycket hög susceptibilitet och framträder tydligt på de magnetiska kartorna.

Granit

Denna enhet utgörs företrädesvis av röd till gråröd, medelkorning, relativt kvartsrik granit (ibland benämnd s.k. röd Växjögranit). TMB-graniten uppträder i stora kroppar i de norra delarna av projektområdet, men också som mindre plutoner i ovan beskrivna enheter i de södra delarna. Textur och kornstorlek varierar i betydande grad, och bland mer grovt medelkorniga typer har bergarten ett närmast porfyriskt utseende. En vanligt förekommande och för enheten typisk textur har ca 3–5 mm stora, rundade blå kvartskorn. Flödesbandning förekommer sparsamt i denna enhet och frekvensen av mafiska enklaver är låg.

Graniterna i denna enhet är normalt kvartsrika (ca 30 volymprocent, fig. 4a), och biotit är det helt dominerande mafiska mineralet (ca 6–7 volymprocent).

Densiteten för bergarterna i denna enhet ligger normalt mellan 2 600 och 2 650 g/cm^3, och den magnetiska susceptibiliteten är ca 100–500 × 10^{-5} SI-enheter.

Röd till grå, finkornig till fint medelkornig granit

Denna enhet består av olika finkorniga graniter, vanligen associerade med röd granit av Växjötyp. Färgen varierar dock från grå till röd. I de flesta fall förekommer den finkorniga graniten som tämligen små kroppar eller som gångar. Sammansättningen hos den första typen är densamma som för de grövre graniterna, och de plottas tillsammans i figur 4 a. De petrofysiska egenskaperna är också jämförbara med dem hos de grövre graniterna.

Kvartsmonzonit (kvartssyenit)

På många platser, associerade till enheten med röd, medelkornig granit ovan, förekommer mindre kroppar av ljust gråröda, grovt medelkorniga bergarter med kvartsmonzonitisk sammansättning. Ett större zonerat massiv, Källerydplutonen, förekommer i kartområdet 7E Jönköping SV (3 e), och uppvisar där både grå, grovkorniga typer och röda, mer finkorniga typer som drar mot kvartssyenit (fig. 4 a). Relativt grov amfibol och biotit utgör ca 10 % (volym-) av bergarten.

En grå till rödgrå, grovkornig kvartsmonzonit tillhörande denna enhet har daterats under 2007, och en U-Pb-analys av zirkoner med TIMS-metoden gav en ålder av 1 797±7 miljoner år. Den daterade grå kvartsmonzoniten övergår på provtagningslokalen gradvis till en röd, medelkornig, kvartsrik granit.

Vulkaniter

Små vulkanitområden är utspridda över hela TMB1-området, men större förekomster finns t.ex. vid Ramsjön 15 km nordöst om Jönköping och nordväst om Malmbäck i projektområdets sydöstra del (fig. 2). Även i projektområdets nordöstra del (ännu ej karterad) finns stora områden med vulkaniska bergarter.

Vulkaniterna delas upp i tre huvudtyper: 1) ryoliter, vanligen röda till rödgrå, i många fall kvarts- och fältspatporfyriska, 2) daciter, grå, ställvis plagioklasporfyriska och 3) basalt till andesit, mörkt gröngrå, plagioklas- och hornbländeporfyriska (fig. 3 b, c). De är likåldriga och förekommer tillsammans, delvis i lagrade enheter. På många platser är de vulkaniska bergarterna tämligen omkristalliserade (kontaktmetamorfos), vil-

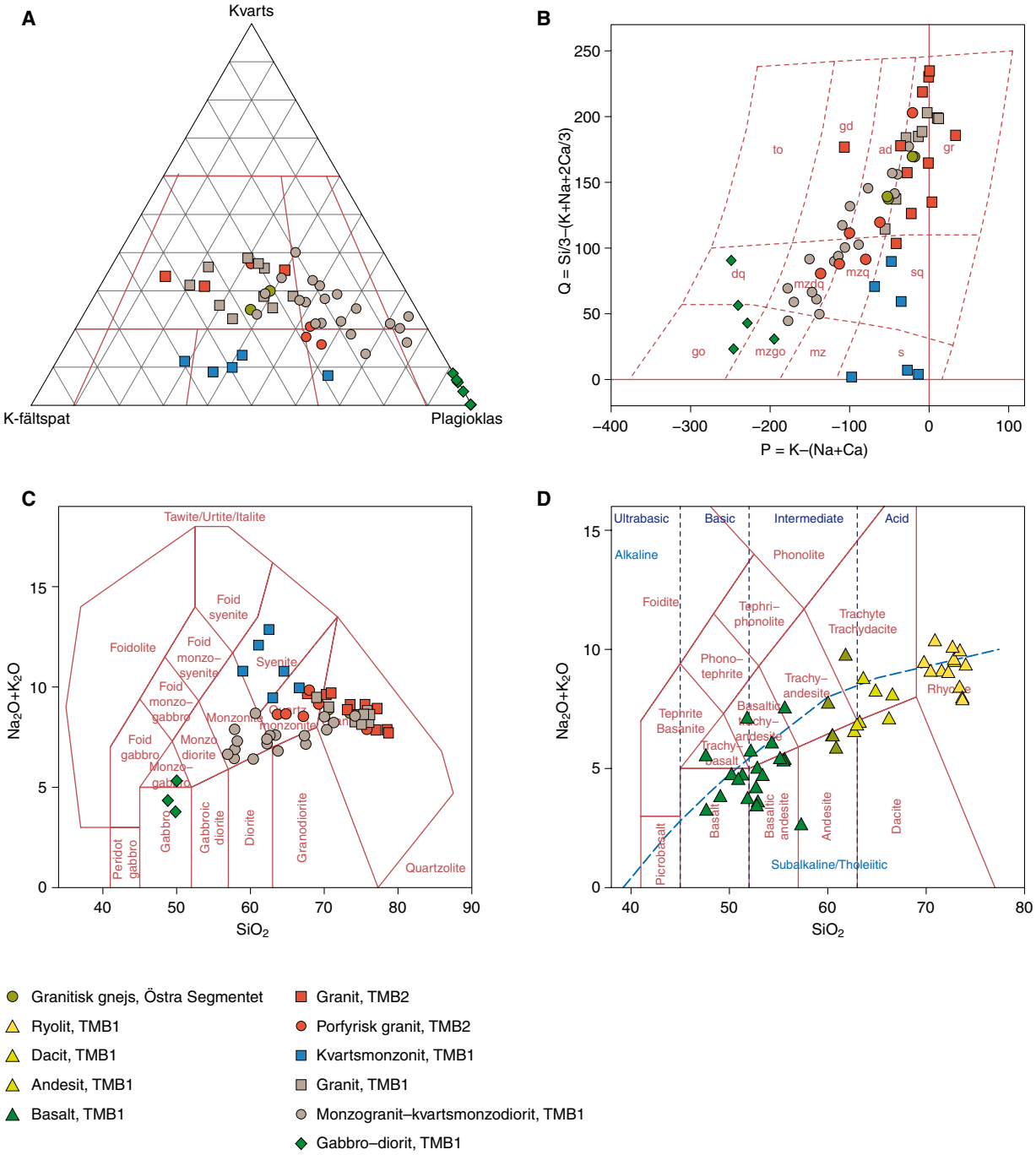


Fig. 4. Geokemisk och modal sammansättning av bergarter i projektområdet. **A.** Modal sammansättning av djupbergarter. Bergartsklassificering enligt Streckeisen (1976). **B.** Geokemisk klassificering av djupbergarter enligt P-Q-diagram (Debon & Lefort 1983). **C.** Geokemisk klassificering djupbergarter enligt TAS (Middlemost 1985). **D.** Geokemisk klassificering av vulkaniska bergarter i TMB1 enligt TAS efter Le Bas m.fl. (1986).

ket resulterat i att kornstorleken förgrovats till fint medelkornig och att vulkaniterna fått ett granitliknande utseende. Den foliation och metamorfos som finns i vulkaniterna härrör från påverkan av de omgivande stora volymerna av TMB1-intrusioner. Mer välbevarade vulkaniska texturer och strukturer så som ignimbritstrimmor ("fiamme"), blåsrum (amydaler) och lagring har noterats i Malmbäcksområdets vulkaniter (fig. 3 d).

De mafiska vulkaniterna i Malmbäcksområdet har normalt högre magnetisk susceptibilitet (ca $3\,000 \times 10^{-5}$ SI-enheter) än de ryolitiska leden (150×10^{-5} SI-enheter).

Gångar och små kroppar av graniter tillhörande TMB1 genomslår de vulkaniska bergarterna och innehåller ställvis också brottstycken av angränsande vulkaniska bergarter. En U-Pb-datering av zirkoner från en fältspatporfyrisk ryolit (fig. 8 a, b) i Malmbäcksområdet gav åldern 1 796±7 miljoner år med SIMS-teknik (NORSSIMS/NRM). Detta visar att djup- och ytbergarterna i TMB1-berggrunden i stort sett är likåldriga, trots bergarternas fältrelationer. Deras geokemiska karaktärer är också mycket lika (fig. 4 c, d), vilket pekar på att de har ett besläktat magmatiskt (komagmatiskt) ursprung.

TMB2-bergarter

De västra delarna av projektområdet består av bergarter som tillhör TMB2 och som uppvisar en gradvis ökande metamorf överprägling åt väster. Kontakten mellan TMB1 och TMB2 har generellt nord–sydlig riktning i de södra delarna av projektområdet och vrider mot en nordvästlig riktning genom Rogbergasjön, strax sydost om Jönköping och de västra delarna av Jönköpings stad (fig. 2). På många platser utmärks kontakten av skjuvdeformation, framför allt i TMB1-bergarterna.

Porfyrisk monzogranit (granodiorit, kvartsmonzonit)

I en central korridor i projektområdet uppträder en större förekomst av en relativt homogent utbildad porfyrisk granit, vanligen benämnd Barnarpsgranit. I sina östra delar uppvisar den välbevarad magmatisk textur med rundade mikroklinfenokrister (i allmänhet 1–2 cm stora) som ställvis är plagioklasmantlade. Grova, blåaktiga kvartskorn är också vanliga. Mafiska enklaver är inte så vanligt förekommande som i motsvarande TMB1-bergarter, men de visar ändå en del karakteristiska drag, såsom dm-stora rundade former och plagioklasströkorn. Gabbrobergarter assoccierade till TMB2-granitoider är sällsynta och har med säkerhet bara identifierats på ett antal platser sydväst om Taberg, där magmablandningsbergarter noterats.

Mot väster ökar gnejsigheten i Barnarpsgraniten, men den ursprungliga porfyriska texturen kan ändå normalt urskiljas. Epidot förekommer allmänt, både som ådror och i mellanmassan, i de mer gnejsiga graniterna.

Sammansättningen i Barnarpsgraniten kan variera från en relativt felsisk monzogranit med kvartshalter över 25 % (volym-) till en bergart med kvartshalter på ca 15 % (volym-), i gränsområdet mellan kvartsmonzonit och granodiorit (fig. 4 a). Biotit är det dominerande mafiska mineralet och muskovit förekommer relativt rikligt.

De välbevarade granittyperna längst i öster har normalt en susceptibilitet på ca $1\,000 \times 10^{-5}$ SI-enheter, men den sjunker snabbt till $5–10 \times 10^{-5}$ SI-enheter där gnejsigheten och omkristallisationen börjar framträda mot väster. Densiteten är ca 2 670 g/cm^3.

Granit, röd till rödgrå, jämnkornig

Röd till rödgrå, jämnkornig granit förekommer som mindre intrusioner och gångar i Barnarpsgranit, men bildar också en stor sammanhängande förekomst i de västligaste delarna av projektområdet. Mot väster suddas de primära, medel- till grovt medelkorniga, jämnkorniga dragen ut, och en mer finkornig, omkristalliserad och gnejsig granit uppträder. Ställvis kan den grovkorniga primära texturen ”titta igenom” även i gnejserna (fig. 3 e). Denna typ av granit innehåller låga till måttligt låga halter av mörka mineral, totalt ca 3–7 % (volym-).

Liksom Barnarpsgraniten kan denna granitenhet ha höga susceptibilitetsvärden i öster (i de texturellt mer välbevarade delarna) och lägre mot väster, i de mer gnejsiga varianterna.

Mafiska intrusioner

Inom TMB2-berggrunden i de västra delarna av projektområdet uppträder både många och ställvis relativt stora mafiska intrusioner. Längre österut, i mer välbevarad terräng, kan dessa intrusioner på många lokaler identifieras som så kallad hyperit, som är en svart till mörkt grå gabbro med svartpigmenterad plagioklas och hypersten. Mot väster är de generellt i ökande grad omvandlade till amfiboliter (fig. 3 f). I ett flertal fall uppträder grovkornig gabbropegmatit (fig. 3 g) som oregelbundna domäner i intrusionerna. Gabbropegmatiterna är till synes ej relaterade till någon slags lagring eller någon specifik fas av intrusionen.

Sammansättningen hos hyperiterna skiljer sig en del från de gabbroider som är associerade till TMB-granitoiderna. Dels är förekomsten av opakfaser ofta högre (ca 5 volymprocent) och dels är pyroxen mer vanligt. Olivin har noterats i något tunnslip. Bergarterna i denna enhet är allmänt ganska magnetiska, med susceptibiliteter på upp till 50 000 × 10^{-5} SI-enheter och en densitet som är större än 3 000 g/cm^3.

Anortitiska led förekommer i ett antal relativt välbevarade mafiska intrusioner. En U-Pb-datering av baddeleyit från en gabbroisk anortosit (fig. 3 h) har daterats till en ålder av 1 455 miljoner år (Brander & Söderlund 2007).

Almesåkragruppen

Sedimentära bergarter tillhörande den så kallade Almesåkragruppen förekommer i det sydöstra hörnet av projektområdet. De västra delarna i Forserumstrakten består främst av olika sandstenar (mest ljust grå). Inlagrade leriga till siltiga bergarter uppträder lite högre upp i stratigrafin, liksom konglomeratiska inlagringar (Rodhe 1987). Almesåkragruppens bergarter intruderas av omfattande gångar och lagergångar av diabas. Diabasen tillhör de så kallade Blekinge–Dalarnadiabaserna (BDD), vars ålder är ca 970 miljoner år (Söderlund m.fl. 2005).

Almesåkragruppens bergarter har mycket låg susceptibilitet, och de magnetiska strukturer som syns på den magnetiska kartan speglar istället underlaget. Diabasgångarna har en susceptibilitet på ca 1000 × 10^{-5} SI-enheter.

Visingsögruppen

Visingsögruppen uppvisar några få blottningar längs Vätterns stränder inom projektområdet. Vid t.ex. Trånghalla, 6 km nordväst om Jönköping, kan man se den gulgrå bottensandstenen ovanpå deformerade TMB-bergarter, i något som kan antas vara en primär avsättningskontakt. Längs Vätterns östra sida uppträder Visingsöbergarter som kommer att undersökas under 2008.

Geofysik

På kartan som visar den flygmätta uranhalten i projektområdet med omnejd (fig. 5) syns en viss förhöjning i de nordöstra och sydöstra delarna samt vid Tenhult (nordligaste delen av 6E NV) längre åt nordnordväst. I de västra delarna av området är halterna påfallande låga. Spektrometermätningar på berghällar har utförts på 44 lokaler under fältsäsongen 2006 samt på 40 lokaler 2007. I figur 5 visas även lägena och uranhalterna från dessa mätningar. På endast en lokal (en granit vid Tenhult) uppmättes uranhalter över 16 ppm, vilket motsvarar radiumindex 1.

BERGKVALITETSUNDERSÖKNINGAR

Arbetet med bergkvalitetsundersökningar under 2007 genomfördes väsentligen i kartområdet 7E Jönköping SV, inom de områden där berggrundskarteringen genomfördes 2006. Totalt har 28 bergartsprover från 26 olika lokaler insamlats under fältsäsongen.

Bergmaterialtester omfattande kulkvarnsanalys, Los Angelesanalys och micro-Devalanalys har genomförts på SGUs laboratorium i Uppsala under hösten 2007. Polerade tunnslip har framställts av bergarter från varje provplats, och petrografisk analys, ASR- (alkalisilikareaktivitet) och modalanalys har utförts. För att uppskatta mängden sulfider undersöks de opaka mineralen (malmmineral) med reflektionsmikroskopi.

LA- och kulkvarnsvärdena från de 28 bergproverna från 2007 och 12 prover från 2006 är plottade i figur 6. LA-värdet är ett mått på bergartens sprödhet. Spridningen av LA-värdena är något större än spridningen av kulkvarnsvärdena. TMB1-bergarterna i den östra delen av projektområdet har vanligen en bevarad magmatisk textur med sammanvuxna korngränser (fig. 7 a), vilket ger låg sprödhet (låga LA-värden). Högsta LA-värdena har de gnejsiga graniterna från västra delarna av undersökningsområdet, vilket avspeglar en ökad omkristallisation i de mer metamorfoserade bergarterna i väster. I dessa graniter är kornfogar och

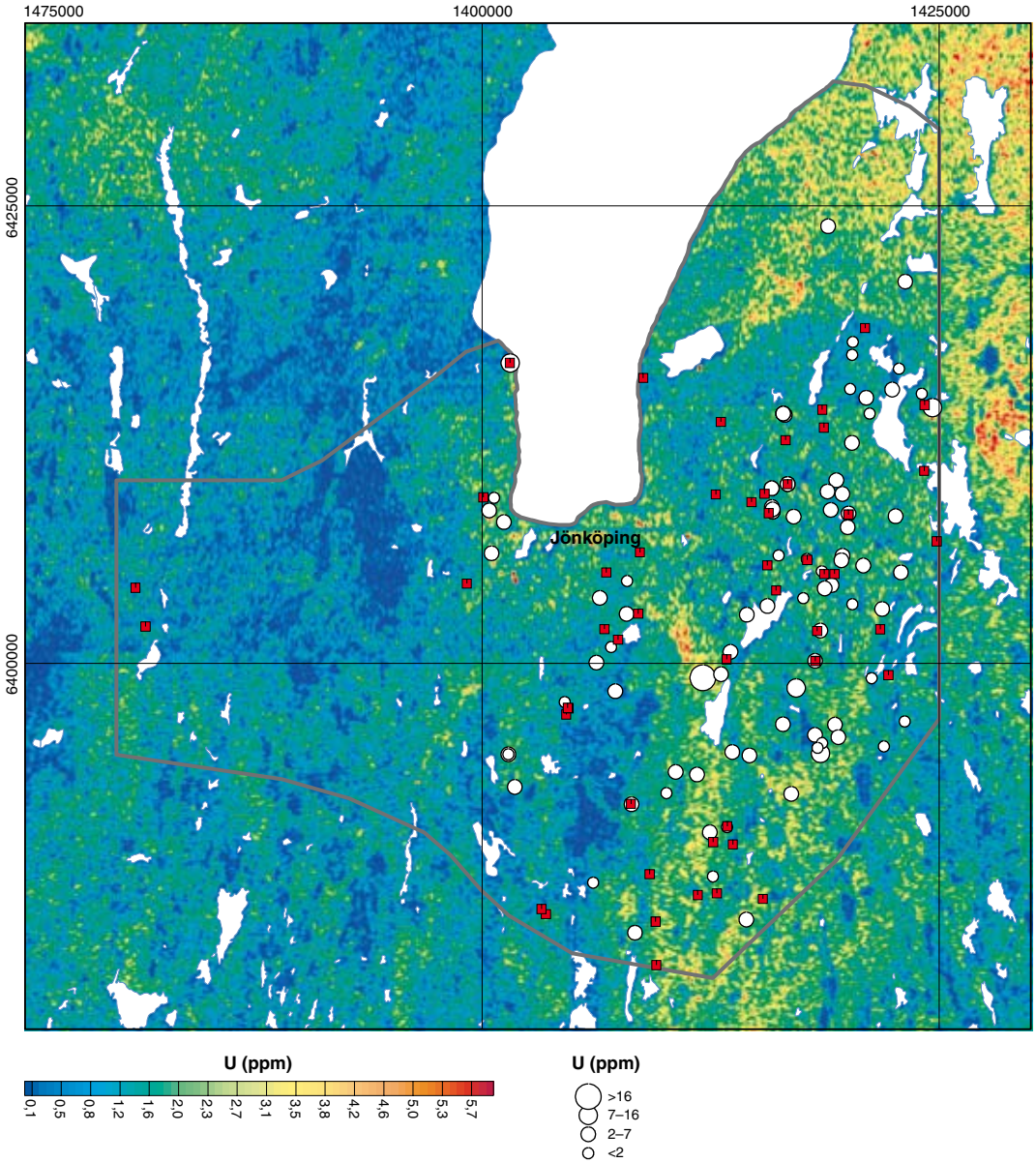


Fig. 5. Karta över markens ekvivalenta uranhalt i Jönköpingsområdet med lägen för spektrometermätningar. Röda punkter för parameterprover.

kristallytor plana och har en låg grad av sammanväxning mellan angränsande mineralkorn (fig. 7 b). Lägst (bäst) kulkvarnsvärde (5,6 %) har en finkornig, fältspatporfyrisk ryolit (fig. 8 a, b) från Malmbäcksområdet i projektområdets sydöstra del.

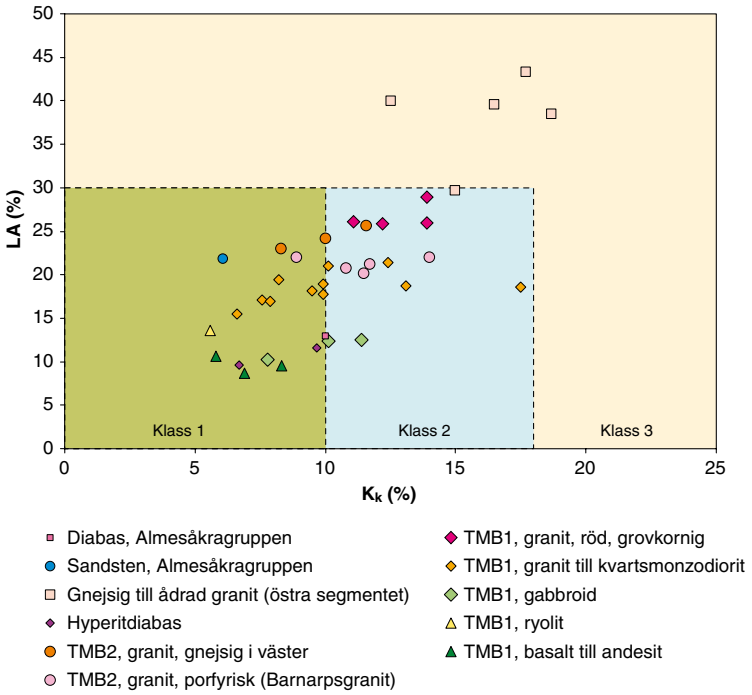


Fig. 6. Diagram som visar kulkvarnsvärde (Kk) och Los Angelesvärde (LA) för de olika bergartsproverna i projektområdet. Klassificeringen (1–3) avser vägmakadam och är endast baserad på de ovanstående två parametrarna.

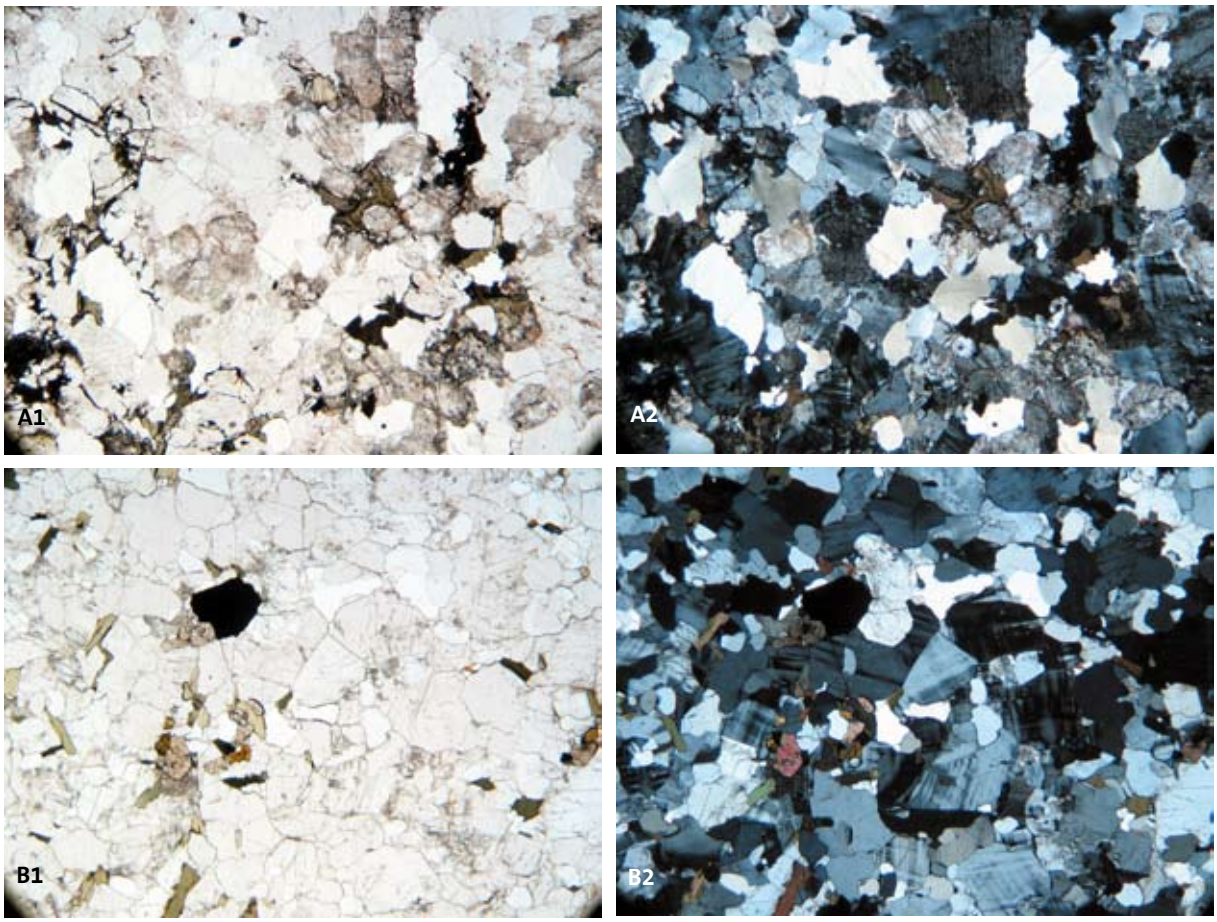


Fig. 7. Tunnslipsfoton av två bergarter från Jönköpingsområdet (planpolariserat ljus t.v., A1 resp. B1; korsade polarisatorer t.h., A2 resp. B2). Bildbredd ca 5 mm. Koordinater i rikets nät (RT 90). A. Röd granit med ojämna, sammanvuxna korngränser. Lekeryd, 15 km öster om Jönköping. (6404490/1418110). B. Gnejsig och tunt ådrad granit med granoblastisk textur. Tykås, 22 km väster om Jönköping (6404122/138046).

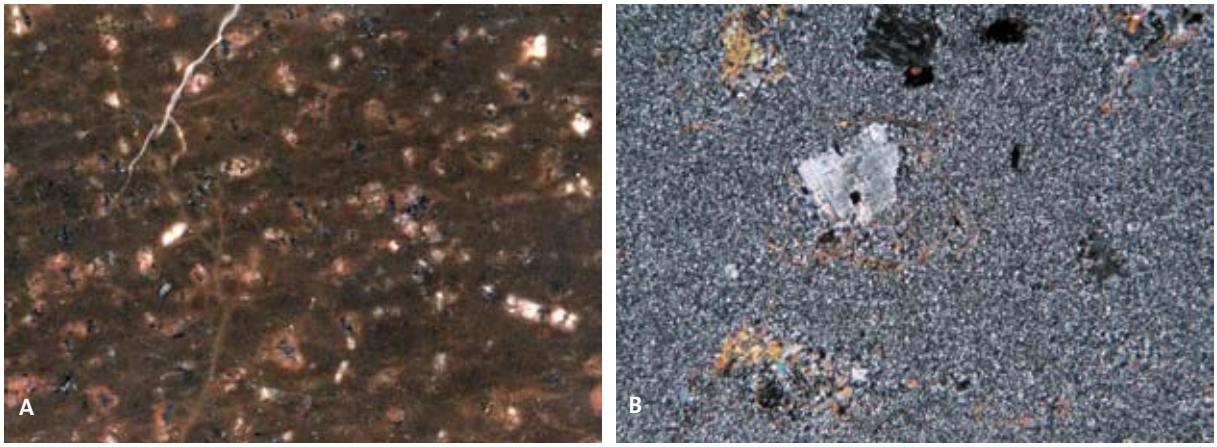


Fig. 8. Foton av kalifältspatporfyrisk ryolit från området med vulkaniska bergarter i den sydöstra delen av projektområdet. Gränsen, 12 km sydsydväst Forserum (6387118/1415354).
A. Scannad fuktad provbit, bildbredd 7,5 cm.
B. Mikrofoto av ryoliten från A. Bildbredd ca 5 mm. Korsade polarisatorer.

REFERENSER

Brander, L. & Söderlund, U., 2007: Mesoproterozoic (1.47–1.44 Ga) orogenic magmatism in Fennoscandia; Baddeleyite U–Pb dating of a suite of massif-type anorthosite in S. Sweden. *International Journal of Earth Sciences Published online 2007* (DOI 10.1007/s00531-007-0281-0).

Debon, F. & Le Fort, P., 1983: A chemical-mineralogical classification of common plutonic rocks and associations. *Transactions Royal Society of Edinburgh Earth Sciences, 73*, 135–149.

Larson, S.Å. & Berglund, J., 1995: Berggrundskartan 7D Ulricehamn SO, skala 1:50 000. *Sveriges geologiska undersökning Af 178*.

Le Bas, M.J., Le Maitre, R.W., Streckeisen, A. & Zanettin, B., 1986: A chemical classification of volcanic rocks based on the total alkali-silica diagram. *Journal of Petrology 27*, 745–750.

Magnusson, N.H., 1973: Malm i Sverige1, mellersta och södra Sverige. *Almqvist & Wiksell*. 320 s.

Middlemost, E.A.K., 1985: Magmas and Magmatic Rocks. *Longman, London*. 266 s.

Persson, L. & Wikman, H., 1986: Beskrivning till provisoriska översiktliga berggrundskartan Jönköping. *Sveriges geologiska undersökning Ba 39*, 25 s.

Rodhe, A., 1987: Depositional environments and lithostratigraphy of the middle proterozoic Almesåkra group, southern Sweden. *Sveriges geologiska undersökning Ca 69*, 80 s.

Samuelsson, L., Larson, S.Å., Åhäll, K.-I., Lundqvist, I., Brouzell, J. & Berglund, J., 1988: Beskrivning till provisoriska översiktliga berggrundskartan Borås. *Sveriges geologiska undersökning Ba 41*, 32 s.

Streckeisen, A., 1976: To each plutonic rock its proper name. *Earth Science Reviews 12*, 1–33.

Svantesson, S.-I., 1984: Beskrivning till jordartskartan 7E Jönköping SV. *Sveriges geologiska undersökning Ae 59*, 171 s

Söderlund, U., Isachsen, C., Bylund, G., Heaman, L.M., Patchett, P.J., Vervoort, J & Andersson, U.B., 2005: U-Pb baddeleyite ages and Hf, Nd isotope chemistry constraining repeated mafic magmatism in the Fennoscandian shield. *Contributions to Mineralogy and Petrology 150,* 174–194.

Wik, N.-G., Andersson, J., Bergström, U., Claeson, D., Juhojuntti, N., Kero, L., Lundqvist, L., Möller, C., Sukotjo S. & Wikman, H., 2006: Beskrivning till regional berggrundskarta över Jönköpings län. *Sveriges geologiska undersökning K 16*, 60 s.

E-post: thomas.eliasson@sgu.se ulf.bergstrom@sgu.se johan.jonberger@sgu.se

Västra Götaland, berg, lokal och regional

Lena Lundqvist, Robert Berggren, Ulf Bergström, Magnus Ekdahl, Fredrik Hellström, Inger Lundqvist, Charlotte Möller och Andrius Rimša

Projektet startade under 2006 och är planlagt att slutredovisas i december 2009. Det omfattar kartläggning både i lokal och regional skala (1:50 000 resp. 1:250 000) i de områden som redovisas i figur 1. Områden aktuella för lokal kartering är delar av Vårgårda kommun (7C Borås NV), Onsalahalvön i Kungsbacka kommun, delar av Mölndals kommun (6B Kungsbacka NV och SV), västra delarna av kartområdena 6C Kinna NV och SV samt den nordvästra delen av kartområdet 5C Ullared NV. Regional kartering görs i resterande delar av 7C Borås NV och NO, 7D Ulricehamn NV, 6C Kinna NV, NO, SV och SO samt 8E Hjo SV. Kartläggningen bedrivs som områdesvisa delprojekt och kommer här att redovisas så.

Resultatet av undersökningarna blir databaser och tryckta kartor uppdelade som motsvarande topografiska kartor. Kartområdena 7C NV samt 6C NO och NV innehåller även information från tidigare karterade områden.

Under 2007 har det på grund av brist på personal endast utförts en begränsad mängd geofysiskt insamlings- och tolkningsarbete.

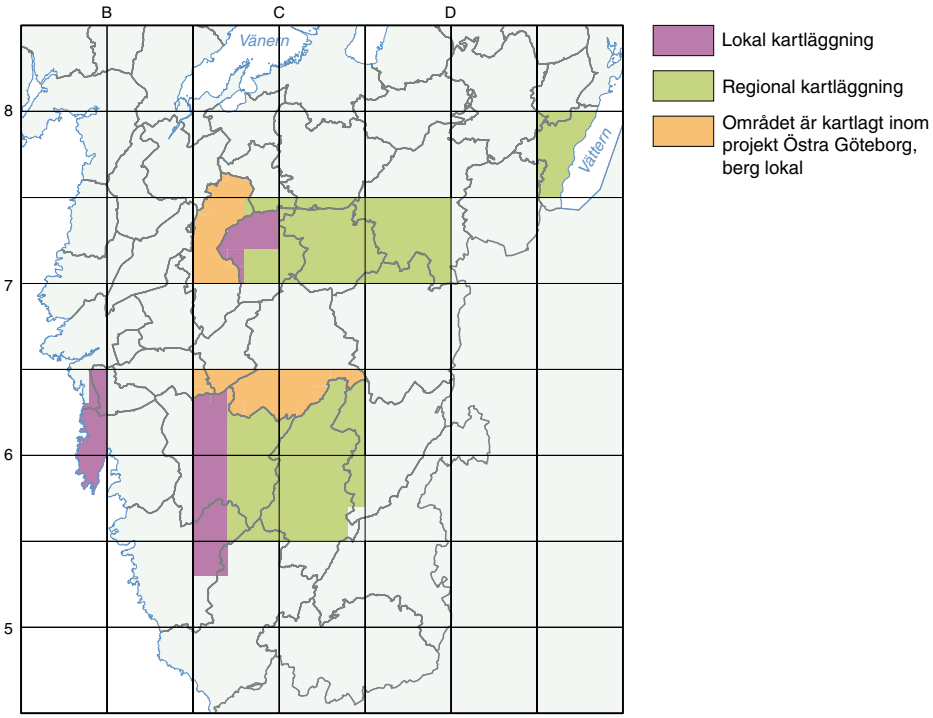


Fig. 1 Projektområdet Västra Götaland.

GEOLOGISK ÖVERSIKT

Sydvästsveriges berggrund utgör de östra delarna av den Svekonorvegiska provinsen. Den utgör ett ca 500 km brett och ca 1 200–900 miljoner år gammalt, orogent bälte i den nuvarande sydvästra delen av Baltiska skölden och är uppbyggd av gnejssegment som avgränsas av grovt nord–sydligt strykande, regionala deformationszoner. Berthelsen (1980) delade in den svenska delen av den Svekonorvegiska provinsen i tre separata segment med olika karaktäristika, det Östra segmentet, det Centrala segmentet samt Östfold–Marstrandbältet. Den senare delen blev benämnd det Västra segmentet av Åhäll m.fl. (1990).

Berggrunden i regionen kännetecknas generellt av kraftig deformation och metamorfos, vilken i många fall skett under höga temperaturer som orsakat uppsmältning av berggrunden, samt av storskaliga blockförskjutningar som förflyttat regionala berggrundsenheter ut ur sina ursprungliga sammanhang. Storskaliga

tektoniska förskjutningar och bitvis kraftigt överpräglande metamorfos och deformation gör att kartläggningen av ursprungliga bergartsled, kontaktrelationer och åldersförhållanden försvåras betydligt.

I området söder om Vänern framträder en grovt sett nord–sydligt strykande och flackt västligt stupande deformationszon som benämns Mylonitzonen (MZ). Denna zon framträder även tydligt på de magnetiska anomalikartorna (fig. 2) och utgör en viktig litotektonisk terränggräns. Öster om Mylonitzonen, i det underliggande Östra segmentet, förekommer ca 1 710–1 660 miljoner år gamla, höggradigt omvandlade ortognejser. Gnejserna har samma ålder och delvis samma sammansättning som låggradigt omvandlade bergarter tillhörande det Transskandinaviska magmatiska bältet (TMB), öster om den Svekonorvegiska provinsen. Berggrunden i det överliggande västliga blocket är väsentligt yngre och utgörs huvudsakligen av ca 1 590 miljoner år gamla, metamorfa ytbergartssekvenser och ca 1 610–1 550 miljoner år gamla kalkalkalina metagranitoider och ådergnejser. De sydligaste delarna av Mylonitzonen, i Halland, utgör även en distinkt metamorf terränggräns som separerar högmetamorfa gnejser (övre amfibolitfacies till högtrycksgranulitfacies) i Östra segmentet från metagranitoider (grönskiffer- till amfibolitfacies) i det västra blocket. Mot norr är den

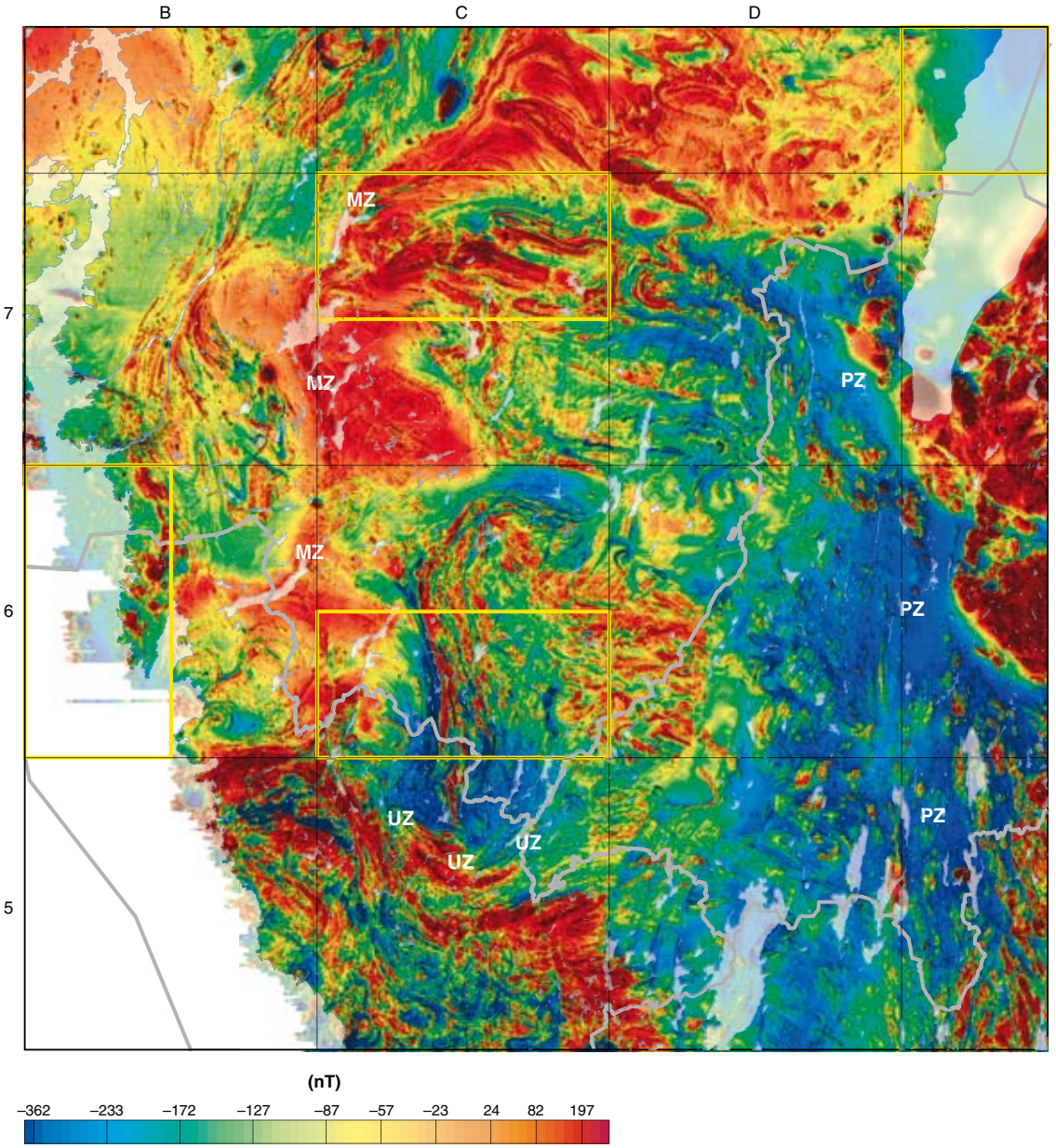


Fig. 2. Magnetisk anomalikarta där områden för 2007 års fältarbete är markerade med gul ram. De markerade tektoniska zonerna är Mylonitzonen (MZ), Protoginzonen (PZ) och Ullaredszonen (UZ).

metamorfa graden hos den östra sidans gnejser lägre, samtidigt som den är högre hos bergarter på den västra sidan. En mer likartad metamorf överprägling hos metagranitoider på ömse sidor om Mylonitzonens mellersta del gör att zonens sträckning är betydligt svårare att kartlägga där (Lundqvist m.fl. 2007).

Söder om Vänern utgör Mylonitzonen även en tydlig strukturell terränggräns. Öster om zonen framträder ett markant, regionalt ost-västligt veckmönster som speglar en storskalig veckning med flacka ost–västliga veckaxlar. Väster om MZ dominerar nord–sydliga strukturer (fig. 2).

Höggradig metamorf omkristallisation och migmatisering i den södra delen av det Östra segmentet har daterats till omkring 1 440–1 420 miljoner år ("Hallandia") och ca 980–960 miljoner år (svekonorvegiska orogenesen, U-Pb i zirkon, t.ex. Johansson m.fl. 2001, Söderlund m.fl. 2002, Andersson m.fl. 2002, Möller m.fl. 2007). Metamorfa åldrar (U-Pb) från zirkon och titanit väster om MZ har gett betydligt högre åldrar för den svekonorvegiska metamorfosen, ca 1 050–1 030 miljoner år (t.ex. Hansen m.fl. 1989, Åhäll m.fl. 1998, Austin Hegardt m.fl. 2007). Spår av den ca 1 450 miljoner år gamla metamorfosen som påverkat bergarter öster om MZ har än så länge inte påträffats längre västerut. Sammantaget utgör MZ en distinkt litologisk, strukturell och metamorf terränggräns som förenar berggrundsenheter med olika presvekonorvegisk och svekonorvegisk utveckling.

GEOFYSISKA UNDERSÖKNINGAR

Robert Berggren

Projekt Västra Götaland har god täckning av geofysiska flygmätningar som utfördes åren 1973–2003 med ett linjeavstånd på 200 m. Avståndet mellan mätpunkterna varierar från 16 till 30 m och flyghöjden var 30 m fram till 1995, efter det 60 m. Flygmätningarna har legat till grund för planeringen av fältarbetet, framför allt de magnetiska men även elektromagnetiska mätningar med hjälp av VLF-sändare, radiometriska mätningar samt den databas av gravimetriska markmätningar som finns för området. Det geofysiska fältarbetet har under 2007 utförts på Onsalahalvön (6B Kungsbacka NV och SV)) med tillhörande skärgård, och Vårgårdaområdet (7C Borås NV och NO). Fältarbetet i kartområdet 8E Hjo SV vid Vätterns strand och området kring Kinna (6C) har blivit omplanerat till kommande säsong. Fältarbetet har omfattat provtagning för petrofysisk analys av magnetisk remanens, densitet och susceptibilitet. På platserna för provtagningen har även susceptibilitets-, scintillometer- och spektrometermätningar utförts på häll.

Det magnetiskt mest framträdande området är Vårgårda (7C NV och NO), där de bandade magnetiska strukturerna visar på en storskalig veckning med dominerande västnordvästligt strykande axialplan. I fält återfinns granitiska bergarter med samma strykning, rika på grovkristallin magnetit (fig. 3) och vanligen

Fig. 3. Grovkristallin magnetit i de gnejsiga granitiska bergarterna i Vårgårdaområdet (6443179/1324244). Koordinater i rikets nät (RT 90). Foto Robert Berggren.

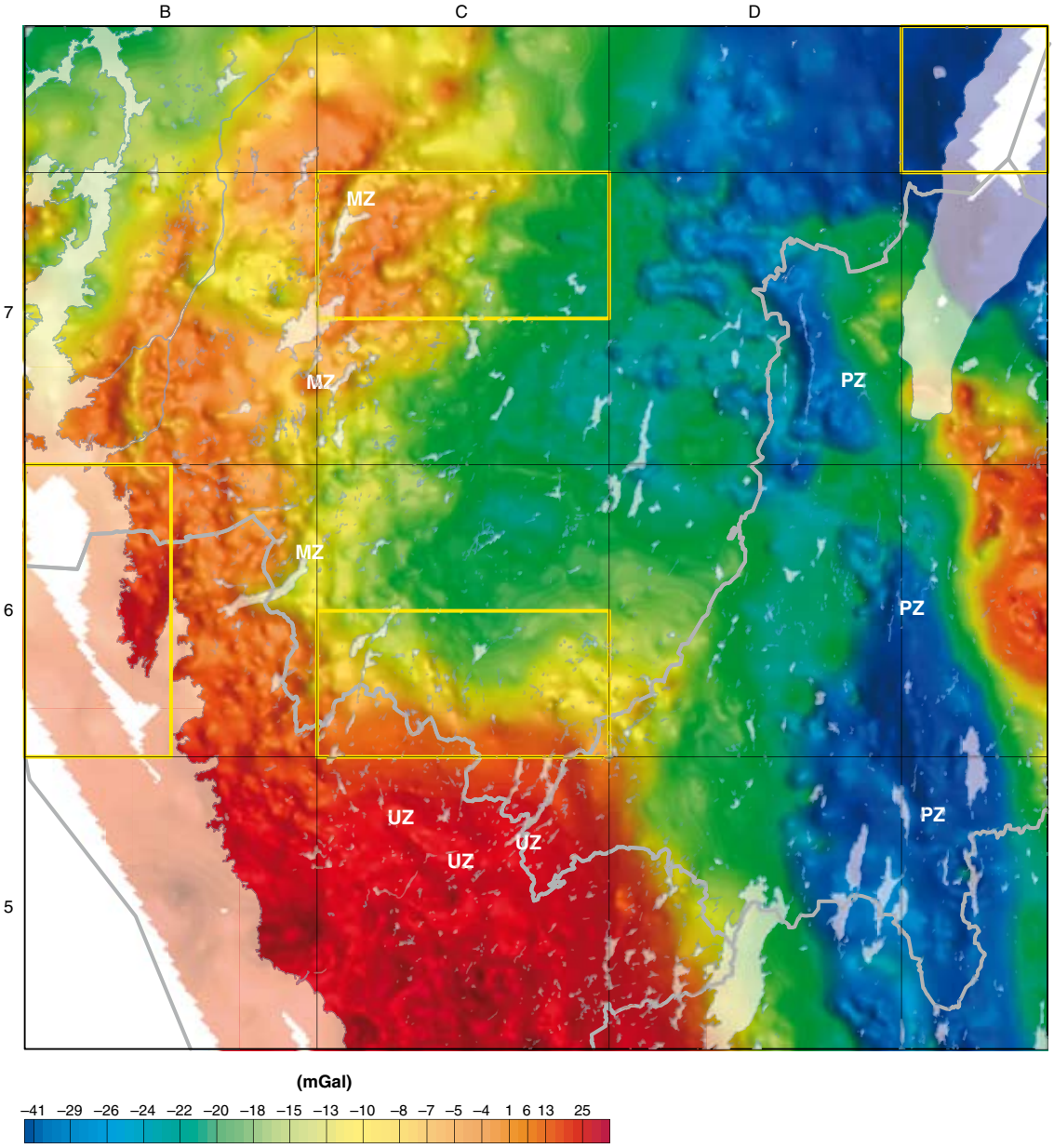


Fig. 4. Bougueranomalikarta med 2007 års fältarbetsområden markerade i gult. De markerade tektoniska zonerna är Mylonitzonen (MZ), Protoginzonen (PZ) och Ullaredzonen (UZ).

med en susceptibilitet i storleksordningen 2 000–3 000 × 10^{-5} SI-enheter. Norr om Vårgårda finns också den västliga förlängningen och avslutningen av en långsträckt lågmagnetisk anomali som kan följas från Protoginzonen.

Onsalaområdet (6B Kungsbacka NV och SV) består av metamorfa bergarter, främst ortognejs med granodioritisk till kvartsdioritisk sammansättning. Granodioritisk sammansättning finns representerad i susceptibilitetsintervallen ca 50, 500–700 och 1 500–2 500 × 10^{-5} SI-enheter.

Kinnaområdet (6C) domineras, till skillnad från Vårgårdaområdet, av magnetiska strukturer med nord–sydliga till nordnordvästliga strykningsriktningar. Inget geofysiskt fältarbete har ännu utförts i detta område, men det gångna årets geologiska fältarbete i den sydvästligaste delen av området samt tidigare fältarbete i området norr om Kinna har dokumenterat de nord–sydliga anomalierna som komplexa veckstrukturer.

Den magnetiska anomalikartan (fig. 2) visar tydligt tre av de mest betydelsefulla strukturerna i området, Protoginzonen, Mylonitzonen och Ullaredszonen.

Protoginzonen (PZ), vilken avgränsar det Östra segmentet i öster, framgår på den magnetiska anomalikartan som ett nord–sydligt utsträckt, lågmagnetiskt område som böjer av mot nordväst.. Vätternsänkan i kartområdets nordöstra hörn är även den förknippad med en lågmagnetisk anomali som har en nord–sydlig utbredning i området kring Hjo.

Gränsen för Mylonitzonen (MZ) utgörs av nord–sydligt orienterade, högmagnetiska anomalier (fig. 3) som viker av i nordostlig riktning i den norra delen av området och skär över 2007 års karteringsområden Alingsås och Vårgårda (7C NV och NO). Bougueranomalikartan (fig. 4) visar tydligt skillnaden i tyngdkraftfältet mellan de högmetamorfa gnejser som utgör det Östra segmentet och de yngre ortognejser som karaktäriserar det Västra segmentet.

Ullaredzonen (UZ) i kartområdet 5C Ullared syns som magnetiska anomalier med huvudsakligen nordvästlig strykning och nordostlig stupning. Anomalierna böjer av mot väster mot Mylonitzonen, och de magnetiska lineamenten tyder på plastisk deformation.

Den magnetiska anomalikartan (fig. 3) uppvisar en stor magnetisk variation, och de fyra delområdena har olika karaktär. Den centrala delen av undersökningsområdet (6–7, C–D) har ytterligare en avvikande struktur med långsträckta anomalier som stryker i nordnordostlig riktning. Dessa strukturer övertvärar flera av de andra magnetiska lineamenten och tycks därför representera en yngre generation. Strukturerna har en lågmagnetisk signatur i totalfältet vilket får dem att framstå som avmagnetiserade zoner, troligen orsakade av spröd deformation. Riktningen på strukturerna i anslutning till denna nordostliga trend, och de nordsydliga i anslutning till Protoginzonen, har präglat landskapets topografi och sjöarnas geometri.

Bougueranomalikartan (fig. 4) visar, liksom den magnetiska anomalikartan, den nord–sydligt strykande Protoginzonen som en negativ anomali. Den kraftigaste förändringen i tyngdkraftfältet sker dock från nordost till sydväst. Vätternsänkans starkt negativa anomali i nordost övergår till en starkt positiv anomali i sydväst, och dess karaktär tyder på stora volymer av tunga bergarter på ett större djup i jordskorpan. Den provtagning som hittills gjorts ger inte någon förklaring till den positiva tyngdkraftanomalin i områdets sydvästra del, i höjd med och söder om Ullaredzonen.

KARTOMRÅDET VÅRGÅRDA KOMMUN, 7C BORÅS NV OCH NO

Lena Lundqvist

Endast en del av Vårgårda kommun omfattas av projektets lokala kartläggning, övriga delar av kommunen är antingen karterade i lokal skala sen tidigare (Ahlin 1980) eller omfattas av projektets regionala kartläggning. Hela det nykarterade området inom kartområdena 7C Borås NV och NO kommer i denna rapport att behandlas som ett område. Hur kommunen och kartbladen 7C NV och NO är uppdelad i olika karteringsformer framgår i figur 5.

Under 2007 har geologisk information i lokal skala samlats in i delar av Vårgårda kommun av Lena Lundqvist med hjälp av Linus Brander som arbetat som extrageolog. Geofysiskt fältarbete har genomförts av Hossein Shomali med hjälp av Robert Berggren. Under 2007 har tonvikten i det geofysiska arbetet legat på insamling, och endast mycket lite tolkningsarbete har gjorts.

Regional kartläggning av kartområde 7C Borås NO och resterande delar av kartområdet 7C NV utfördes också under fältsäsongen 2007. Verksam geolog var Lena Lundqvist. Geofysiskt insamlingsarbete inom samma området utfördes av Hossein Shomali och Robert Berggren. För sammanställningen av geologin inom kartområdet 7C Borås NO har även använts icke komplett material från en lokal kartläggning av området, genomförd ca 1987–1992 under ledning av Sven Åke Larson och Johan Berglund, då verksamma vid SGU.

Områdets geologi

Berggrunden inom Vårgårda kommun tillhör i sin helhet det Östra segmentet av den Svekonorvegiska provinsen och är generellt inhomogen, med band och inlagringar av olika bergartsled i varandra. En preliminär berggrundskarta baserad på enbart fältundersökningar och gammalt material redovisas i figur 6. Bergarts-

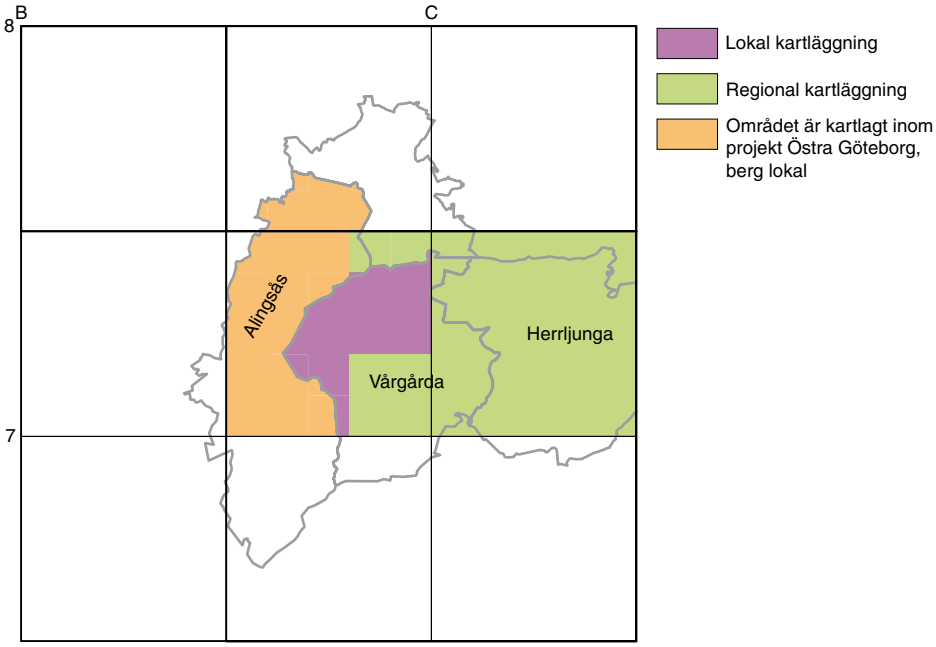


Fig. 5. Karteringsområdet Vårgårda kommun, 7C Borås NV och NO.

leden är i huvudsak desamma som i den östra delen av Alingsås kommun (Lundqvist m.fl. 2007). De består mestadels av starkt deformerade, bandade och veckade ortognejser med dominerande sammansättningar av röd granit (-monzogranit), grå granit till granodiorit (-kvartsmonzonit) och mörkare grå granodiorit till tonalit (-kvartsdiorit, fig. 7 a, b). Den geokemiska karaktäriseringen av områdets bergarter är inte klar. Gnejserna i Alingsås har en protolitålder av ca 1 670 miljoner år (SGU opubl., Lundqvist m.fl. 2007). Vidare har en åldersbestämning av en gnejs i trakten av S Härene (norra delen av 7C NO) gett en protolitålder på 1 691±12 miljoner år (U-Pb-zirkondatering, Connelly m.fl. 1996).

Centralt i karteringsområdet uppträder en yngre intrusion som kallats Vårgårdaintrusionen (fig. 7 c, d). Berglund m.fl. (1997) identifierar den geokemiskt huvudsakligen som en kvartsmonzonit, men både granitiska och syenitiska delar förekommer. Den är huvudsakligen lokaliserad till kartområdet 7C Borås NO och närmare beskriven av Berglund m.fl. (1997). Texturen är porfyrisk och deformationsgraden vanligen låg. Dock förekommer mer deformerade partier, framför allt i kontaktområdet. Den magnetiska susceptibiliteten är hög. Berglund m.fl. (1997) menar att kvartsmonzoniten intruderat längs med den regionala deformationen. En annan möjlig tolkning är att den regionala deformationen är yngre än intrusionen, och att intrusionens inre delar har bevarats på grund av dess kompetens. En generation pegmatit finns associerad med Vårgårdaintrusionen. Dess ålder är bestämd med U-Pb-analys av zirkon till 1 224±8 miljoner år (Berglund m.fl. 1997).

Det förekommer inslag av leukokratisk, i allmänhet massformig granit (fig. 7 e) och pegmatitgranit i området. De tolkas preliminärt som bildade genom uppsmältning av röda granitiska gnejser, men de kan eventuellt också ha bildats som leukokratiska led med genetisk koppling till Vårgårdaintrusionen. De leukokratiska graniternas ålder är ännu okänd.

Även rikligt med basiska inslag förekommer i området, vanligtvis som tunna (<5 dm) eller tjocka band (>5 dm), men även som linser (boudiner) av varierande storlek eller mindre kroppar. De är mestadels kraftigt omvandlade, och de mörka mineralen i bergarten består övervägande av biotit. Preliminärt tolkas de som gamla gångar och inneslutningar i granitoider som omvandlats tillsammans med övriga ortognejser.

Några basiska kroppar med en bättre bevarad primär mineralogi eller med en omvandling i granatamfibolitfacies har observerats. Berglund m.fl. (1997) tolkar en del av dem, med tillhörande anortositiska led (7 f–g), som genetiskt kopplade till Vårgårdaintrusionen.

Inom karteringsområdet förekommer också måttligt deformerade granitoider vilka endast uppvisar en gnejsighet men saknar migmatitisk åderbildning (fig. 7 h). På många ställen har de en ögonförande textur och ställvis både en planstruktur och en linjärstruktur. I dagsläget är det inte klarlagt om dessa granitoider är likåldriga med ortognejserna i området, eller om de uppträder i något specifikt stratigrafiskt eller tektoniskt läge.

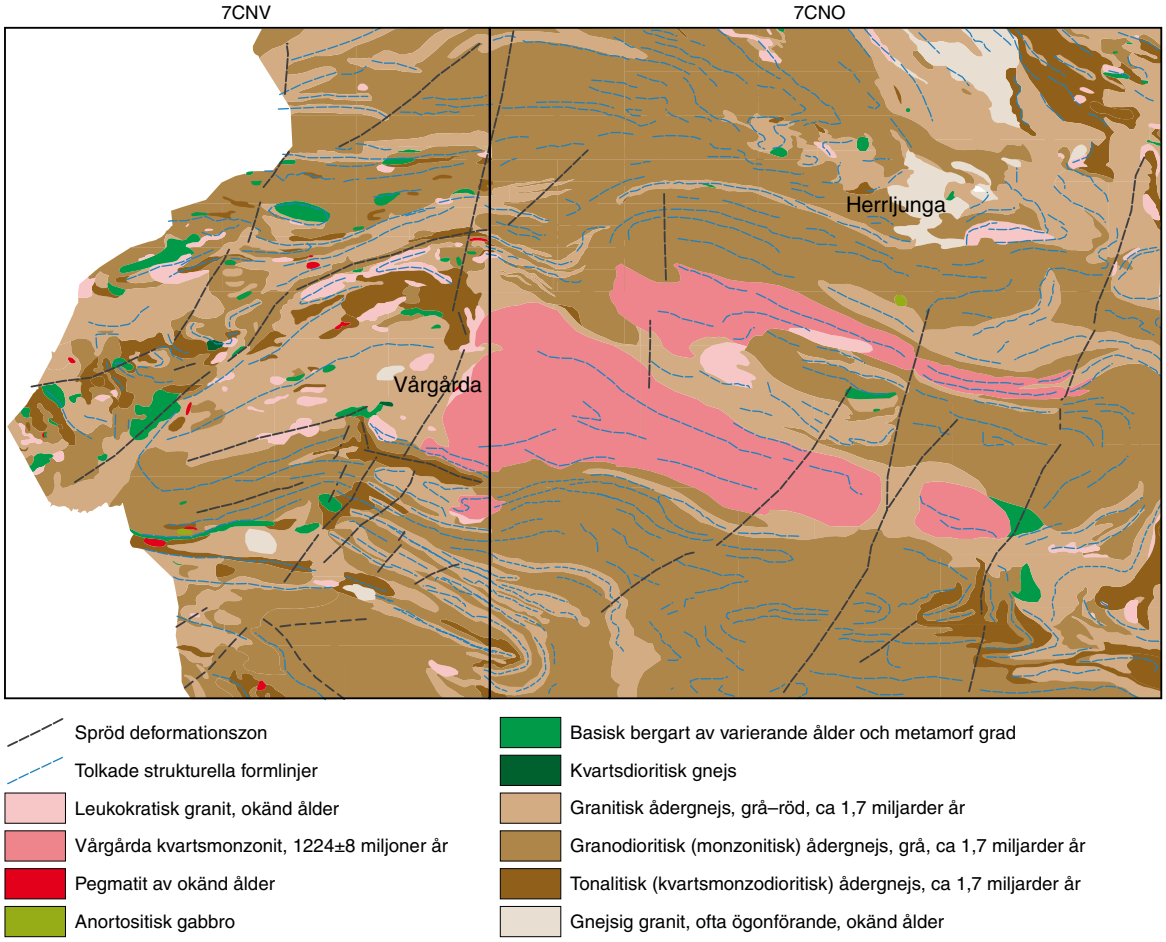


Fig. 6. Preliminär berggrundskarta över området på 7C Borås NV och NO, karterad under fältsäsongen 2007. Kartläggningen av 7C NV genomfördes i lokal och 7C NO i regional skala. För sammanställningen av 7C NO har även använts material insamlat under ledning av Sven Åke Larson och Johan Berglund under perioden 1987–1992.

Pegmatiter förekommer både som neosom, som större sammanhängande kroppar och som sent bildade, klippande gångar, troligen av flera generationer.

Strukturgeologin i området är komplex och tillåter olika tolkningar. Den magnetiska anomalibilden (fig. 2) visar på en intensiv veckning, och i fält är flera veckfaser identifierade. Berglund m.fl. (1997) ger en utförlig beskrivning av dessa strukturer och en tolkning av den strukturella utvecklingen i området. De identifierar fem huvudsakliga tektoniska händelser. Deformationsfaserna D1 och D2 syns endast som separata foliationer. D3 uppträder som en tät omveckning av de äldre foliationsplanen, längs ost–västliga axialplan som är diskordanta till de äldre axialytorna. Åldern på D3 är tolkad som äldre än 1 457±7 miljoner år, baserat på åldersbestämning av komplexa zirkonkristaller i en klippande aplitgång i trakten av Ulricehamn.

Fasen D4 identifieras som en storskalig veckning med branta axialplan i synformer och antiformer, också i ost–västlig riktning. Lokalt finns deformationszoner med stark deformation i veckbenen. Zonerna är brantstående och uppvisar en finskalig bandning. De är troligen bildade vid hög temperatur. Denna deformationsfas har påverkat kvartsmonzoniten i Vårgårda, vilket sätter den maximala åldern för D4 till ca 1 200 miljoner år.

Den sista identifierade deformationsfasen D5 är påtaglig i trakten runt Vårgårda. Den syns som öppna veck med flacka axialplan, vanligen med en amplitud på några meter men även något tätare veck med samma axialplan är identifierade (fig. 8 a). I en del områden förekommer även flackt liggande, mot nordväst stu-

Fig 7. Foton av bergarter i Vårgårdaområdet. Koordinater i rikets nät (RT 90). **A.** Bandad migmatitgnejs, dominerande granodioritisk till monzonitisk sammansättning. Notera veckomböjningarna i den gnejsiga bandningen. Bergarten skärs av yngre pegmatit (6440990/1340136). Foto Lena Lundqvist. **B.** Bandad migmatitgnejs med boudinerade basiska band (6447740/1329882). Foto Lena Lundqvist. **C.** Vårgårdaintrusionen. Välbevarad kvartsmonzonit med klippande pegmatiter. (6435741/1324719). Foto Linus Brander. **D.** En rödare del av Vårgårdagranit? (6439438/1326155). Foto Lena Lundqvist. **E.** Röd leukokratisk granit, preliminär metamorf ålder 964±5 miljoner år (6467790/1322508). Foto Linus Brander. **F.** Stänglig gabbro med en granat-amfibolmineralogi (6441385/1312963). Foto Lena Lundqvist. **G.** Gabbroanortosit, troligen associerad med Vårgårdakvartsmonzonit (6440243/1340135). Foto Lena Lundqvist. **H.** Ögonförande gnejsig granit (6427782/1315912). Foto Lena Lundqvist.

Fig 7, forts.

Fig. 8. Foton av bergartsstrukturer i Vårgårdaområdet. Koordinater i rikets nät (RT 90). **A.** Flack veckstruktur i gnejserna motsvarande D5 (6436710/1310740). Foto Lena Lundqvist. **B.** Starkt deformerat parti längs en av de mer framträdande deformationszonerna i området (6432016/1314421). Foto Lena Lundqvist.

pande zoner med stark deforation (fig. 8 b). Dessa zoner syns på den magnetiska anomalikartan (fig 3), men är av okänd ålder.

Endast en episod av metamorfos (omvandling) är identifierad i området. Berglund m.fl. (1997) redovisar en metamorf titanitålder på 932±10 miljoner år från S. Härene. En preliminär åldersbestämning inom ramen för detta projekt av nybildad zirkon i en röd, leukokratisk granitisk gnejs eller gnejsig granit i Vårgårda har visat på en metamorf ålder på 964±5 miljoner år. Det finns i dagsläget alltså inga indikationer på en regional uppsmältning och migmatitbildning vid någon annan tid. Detta innebär att den "hallandiska" migmatitiseringen för ca 1 450 miljoner år sedan, som kan spåras på många ställen i de södra delarna av Östra segmentet, ännu inte har identifierats i detta område.

KARTOMRÅDET ONSALA

Inger Lundqvist, Fredrik Hellström och Andrius Rimša

Delområdet Onsala omfattar Onsalahalvön och den östra delen av kartområdet 6B Kungsbacka NV (del av Mölndals kommun), totalt ca 230 km^2 (fig. 9). Kartering har pågått under somrarna 2006 och 2007 och ska slutföras under 2008. År 2007 deltog Inger Lundqvist, Fredrik Hellström och extrageolog Andrius Rimša. Geofysiker var Hossein Shomali, som slutade sitt arbete vid SGU under sommaren samt extrageofysiker Robert Berggren. Ytan som återstår att kartera är ca 75 km^2 (den nordöstra delen).

Äldre arbeten över området utgörs av kartor med beskrivningar i SGUs serie Aa i skala 1:50 000: Aa 192 (Sandgren & Lundegårdh 1952) och Aa 195 (Lundegårdh & Sandgren 1953). I serie Ab i skala 1:200 000 finns Ab 9 (Blomberg 1883a). Den berggrundskartering i skala 1:50 000 som nu görs innebär en revidering och digitalisering av de äldre, nu mer än 50 år gamla berggrundskartorna.

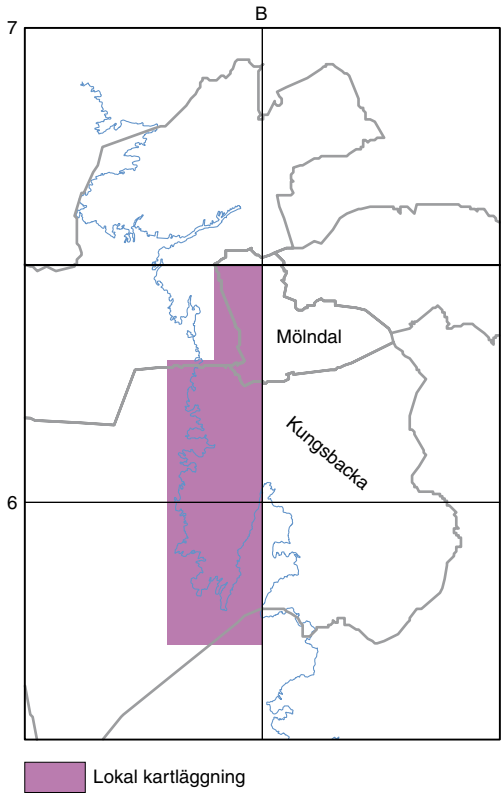


Fig. 9. Delområdet Onsalahalvön.

Områdets geologi

Onsalahalvön sträcker sig söderut från Göteborg och begränsas i öster av Kungsbackafjorden och i väster av Kattegatt. Blottningsgraden i området är med få undantag god, särskilt i de västra delarna där den bitvis närmar sig 100 %. I den östra delen utmed fjordsidan är hällarna dock relativt få. Kungsbackafjorden utgör en förlängning mot söder av den så kallade Göta älvzonen, en storskalig i stort sett nord–sydlig deformationszon (tektonisk rörelsezon). Kartområdet utgör en del av det Västra segmentet och gränsar i öster mot Göta älvzonen och dess förlängning söderut, via Mölndalsområdet ned i Kungsbackafjorden.

Inom de delar som hittills karterats dominerar gnejsiga graniter till tonaliter med tillhörande metamorfa mafiska bergarter samt den yngre, så kallade Askimsgraniten med likåldrig metagabbro och metadiorit. Bergarterna genomslås av "unga" diabaser med västnordvästlig riktning.

Gnejsiga, grå granodioriter till kvartsdioriter och underordnat mer röda graniter förekommer i de västra och mellersta delarna av Onsalahalvön. De olika bergarterna övergår vanligen gradvis i varandra. De äldsta djupbergarterna är vanligen grå till rödgrå, lokalt gråröda. Kornstorleken varierar från fint medel- till grovt medelkornig, men de ursprungliga mineralkornen är ställvis omkristalliserade till finkorniga mineralaggregat, dvs. bergarten har en relikt medelkornig textur. Bergarten är på en del platser närmast massformig,

men visar vanligtvis en tydlig, lokalt kraftig stänglighet med utdragna mineralkorn och mineralaggregat i en lineation som stupar medelbrant mot västnordväst. I vissa stråk är bergarterna kraftigt gnejsiga, bandade och ådrade och är då svåra att särskilja från migmatitiska ytbergartsgnejser (vanligen kallade Stora Le–Marstrandgruppen). Gradvisa övergångar från mer välbevarade djupbergarter till migmatitiska ådergnejser antyder dock att ådergnejserna ursprungligen är djupbergarter som omvandlats i deformationszoner. I den västra delen av Onsalahalvön förekommer de migmatitiska ortognejserna i zoner med västnordvästlig riktning. I den östra delen av kartområdet finns ett mindre, nordostligt till nordnordostligt stråk med ådergnejser, där riktningen förmodligen är relaterad till den större nord–sydliga tektoniska zonen i Kungsbackafjorden.

I den sydvästra delen av Onsalahalvön finns en stänglig granodiorit med ojämnkornig, svagt ögonförande textur. De ögonförande varianterna liknar den porfyriska Asikmsgraniten. En åldersbestämning av en ojämnkornig till svagt porfyrisk aggregatstänglig granodiorit från den sydvästligaste delen av halvön (fig. 10a) har gett en ålder på ca 1 560 miljoner år och visar att den tillhör de äldre djupbergarterna (Hellström m.fl. 2007). I den sydvästra delen finns också stora partier med mer tydligt ögonförande graniter till granodioriter. Preliminära resultat från en nyligen genomförd åldersbestämning av en ögonförande, gnejsig granit gav en ålder på ca 1 580 miljoner år (U-Pb-zirkondatering, SGU opubl.), och även den tillhör således de äldre djupbergarterna.

De 1 580–1 560 miljoner år gamla granitoida djupbergarterna innehåller enstaka brottstycken av ytbergartsgnejs tillhörande Stora Le–Marstrandsgruppen och genomslås sporadiskt av pegmatitgångar.

I området finns rikligt med upp till flera km stora kroppar av metamorfa mafiska bergarter (metamafiter). Sammansättningen varierar mellan kvartsdiorit och gabbro.

Metamafiten är också vanligen gnejsig, ställvis massformig och i kantzonerna till omgivande gnejsiga graniter till granodioriter ställvis ådrad. Den genomslås av pegmatitgångar i olika riktningar. Där metamafiten och den gnejsiga granitoiden förekommer tillsammans har det på vissa platser bildats hybridbergarter.

Fig. 10. Foton av bergarter på Onsalahalvön. Koordinater i rikets nät (RT 90). **A.** Ögonförande, gnejsig granodiorit (6367066/1267805). Foto Fredrik Hellström. **B.** Porfyrisk Askimsgranit (636642/1271956). Foto Andrius Rimša. **C.** Blandning ("mingling") och hybridisering mellan Askimsgranit och metagabbro (6365640/1270750). Foto Andrius Rimša.

Blandningsstrukturer (s.k. "mingling") visar att metamafiten är samtida med de omgivande, 1 580–1 560 miljoner år gamla granitoida djupbergarterna.

Ungefär 5 km väster om fastlandet finns ett ca 10 km långt nord–sydligt stråk med spridda öar eller mindre grupper av öar. På dessa yttersta öar finns mycket fina blottningar av närmast massformiga gabbrobergarter med till synes välbevarad magmatisk mineralogi och textur. Det är inte klarlagt om det rör sig om ett större gabbromassiv, eller om blottningarna i form av öar representerar mindre kroppar. Kornstorleken hos de basiska bergarterna varierar från fin- till medelkornig, lokalt grovkornig i gabbropegmatitiska körtlar. Det tycks vara flera generationer av magma, där finkorniga diabaslika varianter, delvis utbildade som gångar, uppvisar vackra blandningsstrukturer med en plagioklasrik, ljust grå granitoid bergart. En medelkornig och yngre magmapuls har breccierat den ljust grå granitoiden. En nyligen genomförd datering av en magmatiskt välbevarad, plagioklasrik gabbropegmatit från en av öarna gav en ålder av ca 1 580 miljoner år (U-Pb-zirkondatering, SGU opubl.).

Askimsgraniten förekommer tillsammans med likåldrig metagabbro och metadiorit i ett nord–sydligt stråk längs med den östra sidan av Onsalahalvön och vidare norrut. En ungefär likåldrig, röd, gnejsig granit (så kallad RA-granit) återfinns öster om Askimsgraniten, i den norra del av kartområdet som ännu ej är kartlagd. Det finns också en intrusion av Askimsgranit och med den associerade basiska bergarter i den nordvästra delen av Onsalahalvön. Graniten är röd till gråröd, fin- till medelkornig och vanligen porfyrisk (fig. 10 b) med rektangulära och rundade kalifältspatansamlingar, men det finns också partier som är jämnkorniga. Den är mestadels massformig, ställvis folierad eller gnejsig. En åldersbestämning (U-Pb-datering på zirkon) av bergarten har gett en ålder på ca 1 340 miljoner år (Austin Hegardt m.fl. 2007). Metagabbron och metadioriten är också de massformiga eller ställvis gnejsiga. Färgen varierar från mörkt grå till svart och kornstorleken från finkornig till grovt medelkornig. På de platser graniten och de mörka bergarterna förekommer tillsammans är de blandade och hybridiserade (fig.10 c).

En ljust röd till röd granit intruderar i de gnejsiga graniterna till tonaliterna. Den återfinns framför allt på västsidan av halvön. Bergarten är ställvis gnejsig, finkornig till grovt medelkornig och ger ett något heterogent intryck. Förmodligen är det en anatektisk smälta som trängt in i berggrunden. Åldern är inte känd, men den måste vara yngre än de gnejsiga granitoiderna, eftersom den slår igenom dem. Förhållandet till Askimsgraniten är inte känt.

Ett antal västnordvästligt strykande, brantstående diabaser tvärar över berggrunden på Onsalahalvön (Johansson 1997, Hellström m.fl. 2004). Diabasen är grå till svart, finkornig till grovt medelkornig med en primär mineralogi och en magmatisk intergranulär, ställvis synlig ofitisk textur. Bredden på gångarna varierar mellan en knapp meter och ca 20 m. En nyligen genomförd åldersbestämning av en olivinförande diabas har gett en ålder på ca 950 miljoner år (U-Pb-data från baddeleyit, SGU opubl.).

KARTOMRÅDET 8E HJO SV

Ulf Bergström

Regional kartering har utförts i kartområdet 8E Hjo SV, som är beläget vid Vätterns västra strand och till hälften består av vatten. Centralorten Hjo ligger nära mitten av kartområdet, med goda vägförbindelser åt alla håll. Området består i huvudsak av Hökensås, ett ca 10 km brett, nord–sydligt höjdområde, med Vättern i öster och Västergötlands slättområde i väster. Blottningsgraden i området är låg. Verksam geolog har varit Ulf Bergström. Inget geofysiskt arbete är för närvarande genomfört i området.

En preliminär berggrundskarta redovisas i figur 11. Berggrunden domineras av en granit, tillhörande det Transskandinaviska magmatiska bältet (TMB), som är ljust rödgrå till nästan helt röd, grovt medel- till grovkornig och ojämnkornig (fig. 12 a). Bergarten kan följas söderut enligt den regionala kartan över Jönköpings län, och den ingår sannolikt i det bälte av yngre TMB-granitoider som uppträder vid Jönköping och som karaktäriseras av den så kallade Barnarpsgraniten, en strökornsrik porfyrisk granit, daterad till en ålder av ca 1 690 miljoner år (Gorbatchev & Bogdanova 2006). I den grövre graniten förekommer några mindre kroppar med grå, mer jämnkornig granodiorit. På några lokaler finns spår av mafiska enklaver som sannolikt är likåldriga gabbroida led. Enklaver uppträder sparsamt likt motsvarande graniter i Jönköpingsområdet. Detta

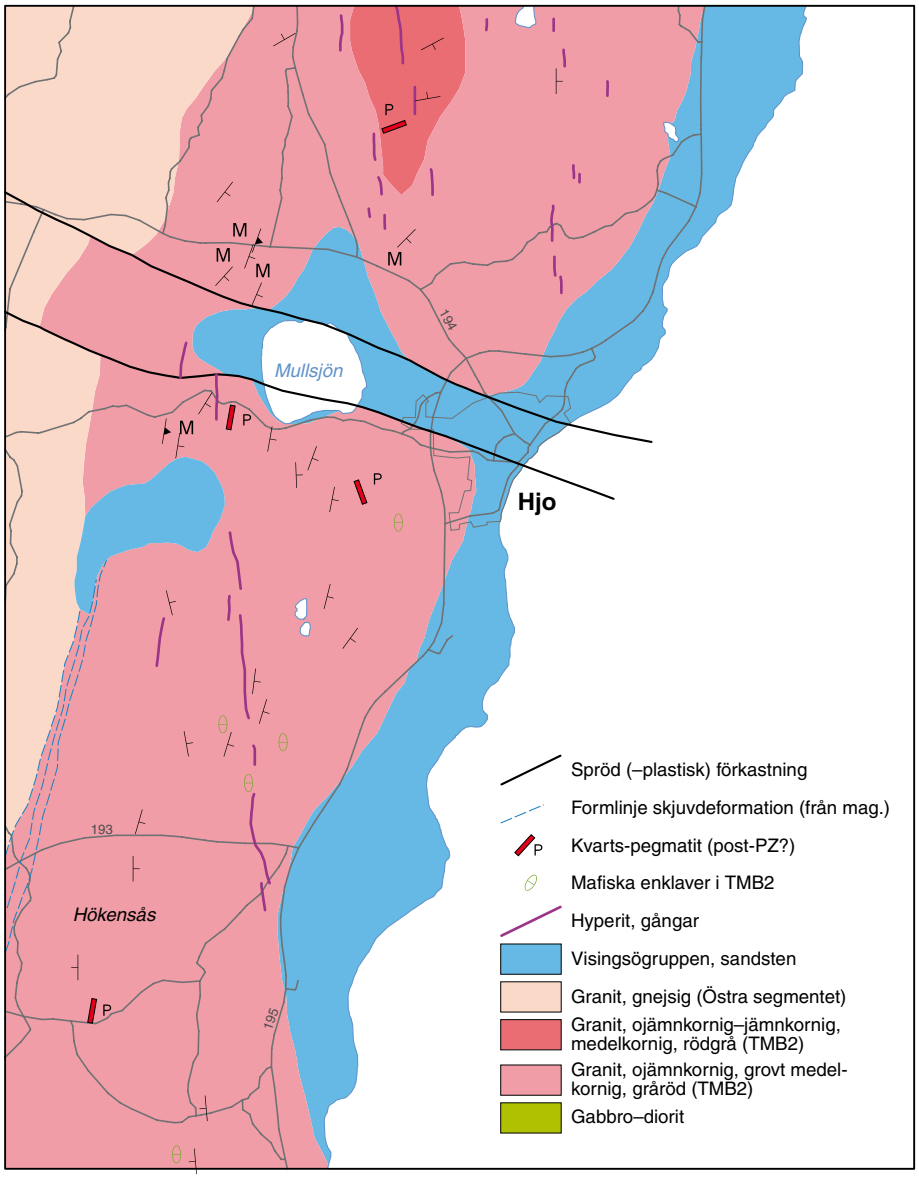


Fig. 11. Preliminär berggrundskarta över området 8E Hjo SV.

skiljer sig från de rikligt uppträdande enklaverna i äldre TMB-bergarter i samma område. En äldre observation av gabbro till diorit (Blomberg 1906) har inte verifierats i denna kartering.

Hökensåsområdet tillhör det segment som tidigare benämnts Protoginzonen (PZ, Wik m.fl. 2002, 2006 och referenser däri). I de västra delarna av Hökensås är graniten gråare och visar både en mer distinkt ögonbildning och starkare gnejsighet (fig. 12 b). Om detta bara beror på ökad deformation eller även på en primär variation i sammansättningen är oklart. I Wik m.fl. (2002) delades bergarten upp i en västlig del som kallades Törebodagranit, medan den östra gick under beteckningen Karlsborgssyenit (namnet antyder att det är en rödare bergart). Båda beteckningarna förekommer även på äldre kartor (Blomberg 1906a).

De västligaste lokalerna på Hökensås visar grå, mylonitiska stråk som är orienterade parallellt med den regionala foliationen, normalt 2–5 meter breda med kraftig kornstorleksförminskning (fig. 12 c). De mylonitiska bergarterna har i äldre beskrivningar ofta omnämnts som gnejser och använts som exempel på hur berggrunden väster om Hökensås ser ut. I karteringsområdet finns ingen blottning av dessa västliga bergartsled, men genom extrapolering från omgivande områden antas att den delen består av delvis ådrade,

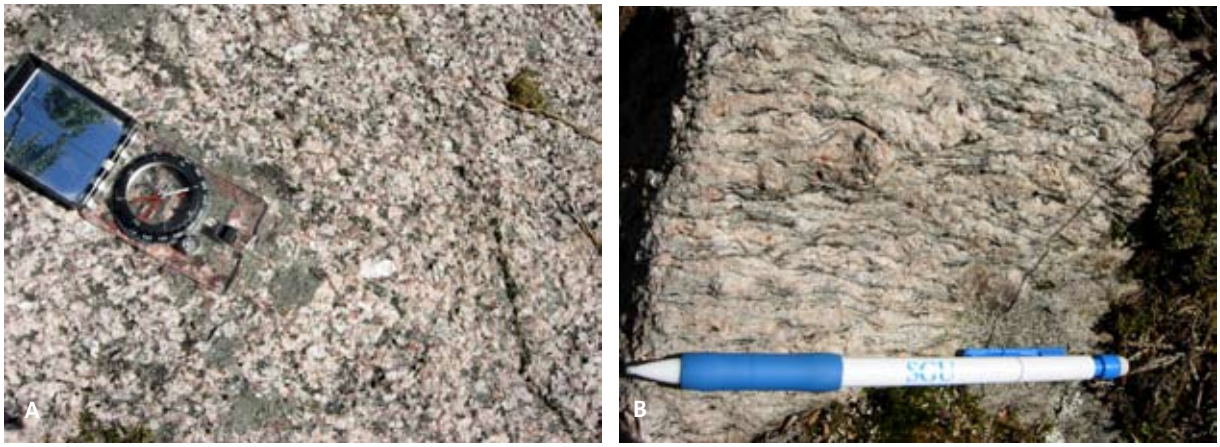


Fig. 12. Foton av bergarter i kartområdet 8E Hjo SV. Koordinater i rikets nät (RT 90). Foto Ulf Bergström **A.** Gråröd, ojämnkornig, grovt medel- till grovkornig massformig granit, troligtvis tillhörande TMB2 (6460584/1408225). **B.** Kraftigt deformerad granit som ovan, i kontakten mot Östra segmentet. Västra delarna av Hökensås (6454356/1401585). **C.** Mylonitisk zon i granit som ovan. Zonerna förekommer vanligen i de deformerade västra delarna av Hökensås. De karterades i äldre undersökningar ofta som finkornig gnejs och tolkades som rester av gnejserna i Östra segmentet. (6465846/1403529).

granitiska gnejser ur det Östra segmentet. Möjligen har de samma ursprung som granitiska bergarter på Hökensås, men med en högre grad av deformation och metamorfos. Hökensås västra begränsning har tolkats som en större deformationszon (Wik m.fl. 2002) som separerar dessa två terränger.

På några lokaler förekommer kvartsrika pegmatiter som gångar och körtlar, vilka följer foliationen i graniterna. Ställvis förekommer också aplit av okänd ålder.

Från Blomberg (1906a) rapporteras små diabasgångar av hyperittyp men, till skillnad från i områdena norr respektive söder om det aktuella karteingsområdet, inga större hyperitmassiv. Tidigare dateringar av hyperit längs Protoginzonen har belagt två generationer av gångar, en äldre, ca 1 560 miljoner år (SGU opubl., Wahlgren m.fl. 1996) och en yngre som är ca 1 200 miljoner år (Johansson & Johansson 1990). Vilken generation som hyperitbergarterna i kartområdet 8E Hjo SV tillhör är okänt.

Visingsögruppens bergarter i området består av en ljust gråvit till gulbrun sandsten (Blomgren 1906). De har inte observerats i häll, men har i några fall påträffats i borrningar (Wik m.fl. 2002). Dessutom uppträder rika blocksamlingar med Visingsöbergarter på några ställen (t.ex. vid Mullsjön, se fig. 10). På grundval av dessa observationer har en ungefärlig tolkning av Visingsöbergarternas utbredning gjorts.

KARTOMRÅDET KINNA–ULLARED

Charlotte Möller

Ett av projektets fyra delområden är Kinna–Ullared. Det omfattar större delen av 6C Kinna samt det nordvästligaste hörnet av 5C NV Ullared (8–9 a–b) och ingår i kommunerna Mark, Svenljunga, Tranemo, Varberg, Falkenberg och Gislaved (fig. 13). För de allra nordligaste delarna av 6C Kinna (7 c–g, 8 a–i, 9 a–j) finns berggrundsgeologiska kartor över Borås, Bollebygds och Härryda kommuner tillgängliga sedan 2006

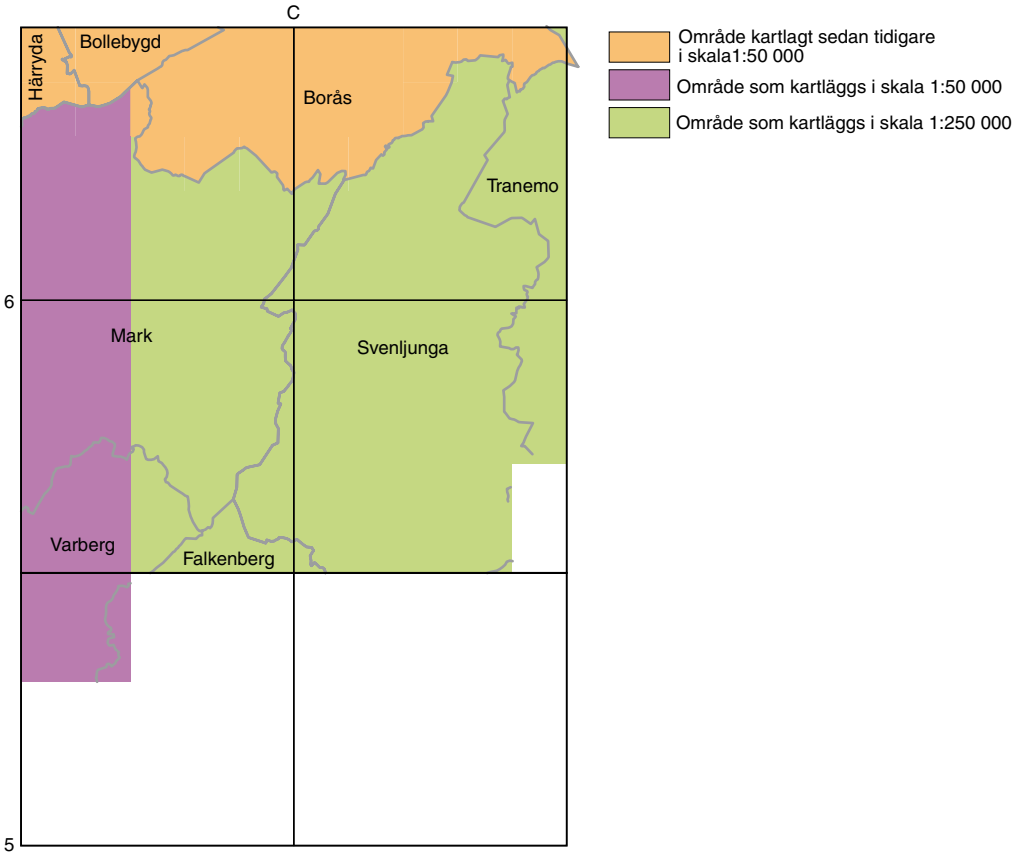


Fig. 13. Kartområdet Kinna-Ullared med fördelningen av regional och lokal kartering markerad.

(Lundqvist m.fl. 2007). Berggrunden kartläggs huvudsakligen i regional skala (1:250 000), men den västligaste delen (0–7 a–b) görs i lokal skala (1:50 000). De delar av 5C Ullared NV (samt del av 5C SV) som inte ingår i projektet är planlagda att karteras senare. För stora delar av området finns äldre berggrundsgeologisk information endast i form av kartor (skala 1:200 000) och beskrivningar från 1800-talet (Blomberg 1880, 1883 b, Svedmark 1893 a, b) samt SGUs provisoriska översiktliga berggrundskarta (PÖB) i skala 1:250 000 (Samuelsson m.fl. 1988).

Under 2006 och 2007 har de östra delarna av 6C Kinna SV samt de västra av 6C SO karterats i regional skala, medan kartrutorna 0–2 a och 0–3 b har kartlagts i lokal skala. Verksamma geologer har varit Magnus Ekdahl, Inger Lundqvist, Charlotte Möller och Andrius Rimša

Områdets geologi

Berggrunden i Kinna–Ullaredområdet består av olika slags ortognejser och basiska metamorfa bergarter, samtliga i stor utsträckning migmatitiserade. Berggrundens storskaliga uppbyggnad präglas av två tektoniska zoner, Ullaredszonen (UZ) och Mylonitzonen (MZ, fig. 3), som möts i den sydvästligaste delen av kartområdet. Inom dessa båda zoner är berggrunden heterogent uppbyggd, med täta växlingar mellan olika bergarter tvärs emot strykningen. Längs med den senare kan man följa enskilda bergarter eller enheter som lager eller avklämda linser. Mylonitzonen är en stor och flackt västligt stupande tektonisk gräns mellan två skilda berggrundssegment, Östra segmentet och Centrala segmentet. Båda omarbetades under den svekonorvegiska bergskedjebildningen, en kontinentkollision av Himalyatyp. De viktigaste metamorfa episoderna i de båda segmenten har daterats till ca 970 respektive 1030 miljoner år (Möller m.fl. 2007 och referenser däri). Den stora deformationszonen som skiljer dem åt (Mylonitzonen) visar både ostligt riktade, kompressionella och västligt riktade, extensionella deformationsstrukturer. De har åldersbestämts till intervallet för 970–900 miljoner år sedan (Andersson m.fl. 2002 och referenser däri).

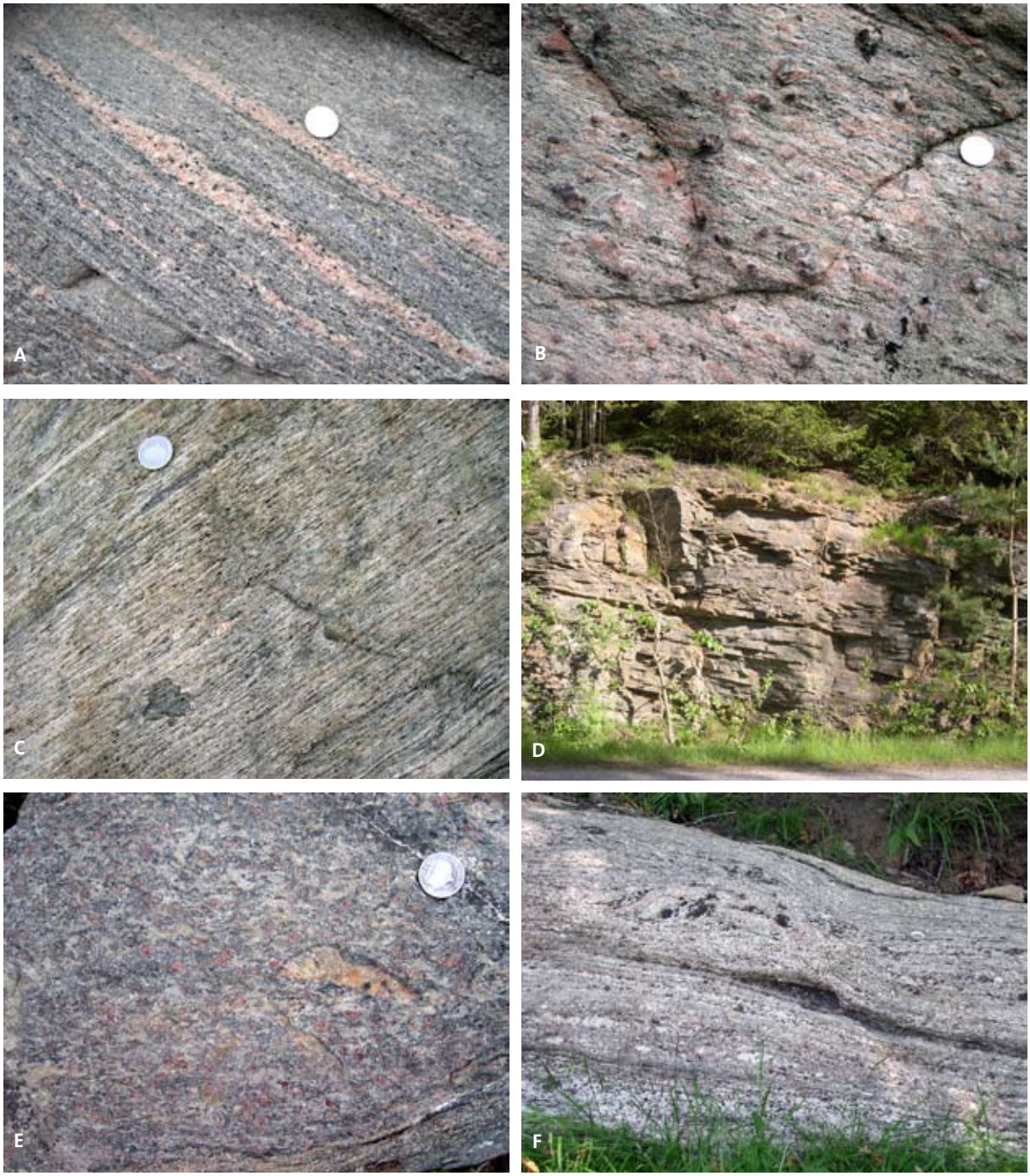


Fig 14. Foton av bergarter från kartområdet Kinna-Ullared, Östra segmentet. I samtliga foton utom D. visar en enkrona (25 mm) bildens skala. Koordinater i rikets nät (RT 9). Foto Charlotte Möller. **A.** Grå migmatitgnejs med ljust röd granitisk leukosom, karaktäristisk för Östra segmentet (6371490/1331938). **B.** Kraftigt deformerad och omkristalliserad Torpagranit från Ullaredszonen. Rester (porfyroklaster) av grå, rundade ortoklaskristaller (6359569/1306454). **C.** Kraftigt deformerad, grå ortognejs från Ullaredszonen, karaktäristisk värdbergart till eklogiterna (6354700/1306020). **D.** Skifferliknande mylonitisk gnejs i Ullaredszonen. Skärningen är 2–3 m hög (6351906/1309632). **E.** Retroeklogit vid Stora Stråksjö, rik på grågrön klinopyroxen och röd granat. Svart amfibol i reaktionszoner mellan högtrycksmineralen (6351770/1309430). **F.** Migmatitisk gnejs av Skenetyp. Graden av partiell uppsmältning är så hög att det knappast går att definiera gränser mellan leukosom och mesosom (6353440/1308296). **G.** Mafisk granulit av Skenetyp (sannolikt retroeklogit) med grågröna, grovkorniga och långsträckta klinopyroxendomäner, finkornig granat samt svart amfibol och vit plagioklas (6368046/1309891). **H.** "Sockerkornig", sensvekonorvegisk granit (6354663/1305949).

Fig 14, forts.

Huvuddelen av kartområdet Kinna–Ullared tillhör det Östra segmentet och domineras av granitiska migmatitgnejser (fig. 14 a). De bildades ursprungligen som granitiska intrusioner för 1 730–1 660 miljoner år sedan och har därefter omarbetats vid två separata perioder med bergskedjebildning, för ca 1 425 respektive 970 miljoner år sedan (Söderlund m.fl. 2002, Möller m.fl. 2007 och referenser däri). Bland de granitiska gnejserna förekommer även gnejser av mer intermediär sammansättning (granodiorit, tonalit och kvartsmonzodiorit), ljusröd leukokratisk gnejs samt basiska kroppar av varierande storlek, vanligen som lager, linser eller små rundade kroppar. Torpa- och Tjärnesjögraniterna bildar en särskild enhet som är heterogent deformerad och utgörs av gnejsgraniter, gnejser (fig.14 b) och mylonitiska gnejser. De har sitt ursprung i en svit med grovt porfyrisk, kalifältspatrik granit och kvartsmonzonit med åldern 1 400–1 370 miljoner år (Åhäll m.fl. 1995, Andersson m.fl. 1999, Ekdahl 2001). För de flesta basiska bergarter är ursprungsåldern inte känd, och det finns sannolikt flera generationer, möjligen även så unga som 970 miljoner år. Metamorfosgraden är hög: ortognejserna och de basiska bergarterna är antingen kraftigt migmatitiserade eller präglas av mineral som granat och klinopyroxen vilka är karaktäristiska för metamorfos i högtrycksgranulitfacies. Under den svekonorvegiska bergskedjebildningen var den metamorfa temperaturen och trycket i Östra segmentets berggrund (söder om Vänern) ca 680–750° C och 9–12 kbar, vilket motsvarar ett djup på 35–45 km (Johansson m.fl. 1991).

Den allra västligaste delen av Kinna–Ullaredområdet (6C 2–7 a) är uppbyggd av enheter som tillhör det Centrala segmentet och som kan följas från kartområdet 6B Kungsbacka (Lundqvist 1994, Lundqvist & Vestergren 1997). Denna del domineras av grå gnejser med ursprungsåldrar på mellan 1 620 och 1 560 miljoner år (jfr Åhäll m.fl. 1998 och referenser däri). Där finns även ett stråk av bandade metavulkaniska bergarter, Horredformationen (6C 3 a, Åhäll m.fl. 1998, Brewer m.fl. 1998) samt stråk av ljust röd, toriumrik granitisk gnejs (6C 3 a) med en ursprungsålder av 1 300 miljoner år (SGU opubl.). Metamorfosgraden är generellt lägre till mellersta amfibolitfacies, och de basiska bergarterna består av mineral som hornblände, plagioklas, titanit och epidot (jfr Page m.fl. 1996). Intill Mylonitzonen är emellertid även det Centrala segmentets gnejser migmatitiserade (Andersson m.fl. 2002).

Ullaredszonen är en ca 10 km bred, nordligt till ostligt stupande deformationszon som är strukturellt konform med de regionala och gnejsiga strukturerna i Östra Segmentet (Möller m.fl. 1997). Zonen framträder på den magnetiska anomalikartan (fig. 3) och kan följas från samhället Ätran (5C 7f) i östligaste delen av Falkenbergs kommun, västerut längs väg 153 mot Ullared (5C 7c) och vidare norrut mot orterna Källsjö (5C 9 b–c) och Karl Gustav (6C 0 a), där den sammanlöper med Mylonitzonen. Ullaredszonen karaktäriseras av stark (fig. 14 c) till högtemperaturmylonitisk deformation som i vissa stråk har givit berggrunden skifferliknande egenskaper (fig. 14d). Unikt för Ullaredszonen är förekomster av retroeklogit (fig. 14 e), basiska bergarter som förekommer som lager- och linsformade kroppar (Möller 1998, 1999). De är grovkorniga, domineras av granat och klinopyroxen och innehåller på många ställen kyanit med eller utan kvarts. De har bildats genom metamorfos vid ett djup av 50 km eller mer och därefter skjutits uppåt i jordskorpan. Eklogiterna är det enskilt främsta beviset för att en kontinentkollision av samma typ som i Himalaya har ägt rum,

och åldersbestämningar visar att de bildades för 972±14 miljoner år sedan (Johansson m.fl 2001). Under det senaste årets kartering har nya förekomster av retroeklogit identifierats i Ullaredszonen..

Retroeklogiter har endast identifierats strukturellt ovanför Torpa-Tjärnesjöenheten. De förekommer bland annat som kyanitförande varianter, tillsammans med svagt migmatitiska och heterogent deformerade till mylonitiska ortognejser; en enhet kallad Ammås-enheten. Ammåsenheten överlagras av kraftigt migmatitiska gnejser (fig. 14 f) i Skeneenheten som innehåller rikligt med linser av grovkorniga granat- och klinopyroxenrika metabasiter (fig. 14 g), som sannolikt också är rester av eklogiter. Skeneenheten överlagras i sin tur av en ortognejsenhet som delvis är svagt deformerad, delvis migmatitisk och nästan saknar basiska bergarter. Denna tektonostratigrafiska sekvens och de deformationsstrukturer som präglar Ullaredszonen överpräglas av yngre strukturer i närheten av Mylonitzonen. Det mest uppenbara är att nord–sydliga förskjutningar har skett längs distinkta lineament, markerade av sjöarna Oklången (6C 0–1 b) och Fävren (6C 0–1 a). Bergartsleden har förskjutits med belopp i horisontalplanet på ca 6 km (jfr fig. 3). Nära Mylonitzonen är Ullaredszonens strukturer öppet till tätt omveckade längs nord–sydliga och flackt orienterade axlar och vanligen överstjälpta mot öster.

De yngsta bergarterna är upp till ett par tiotal meter breda gångar och oregelbundna kroppar av svekonorvegisk granit och pegmatit. De är karaktäristiskt odeformerade (fig. 14 h) och består av ljust röd kalifältspat, grå kvarts och vit plagioklas samt mindre mängder magnetit, biotit och muskovit.

REFERENSER

Ahlin, S., 1980: Beskrivning till berggrundskartan Borås SV, skala 1:50 000. *Sveriges geologiska undersökning Af 130*, 114 s.

Andersson, J., Möller, C. & Johansson, L., 2002: Zircon geochronology of migmatite gneisses along the Mylonite Zone (S Sweden): a major Sveconorwegian terrane boundary in the Baltic shield. *Precambrian Research 114*, 121–147.

Andersson, J., Söderlund, U., Cornell, D., Johansson, L. & Möller, C., 1999: Sveconorwegian (-Grenvillian) deformation, metamorphism and leucosome formation in SW Sweden, SW Baltic shield: constraints from a Mesoproterozoic granite intrusion. *Precambrian Research 98*, 151–171.

Austin Hegardt, E., Cornell, D., Hellström, F.A. & Lundqvist, I., 2007: Emplacement ages of the mid-Proterozoic Kungsbacka Bimodal Suite, SW Sweden. *GFF 129*, 227–234.

Berthelsen, A., 1980: Towards a palinspastic tectonic analysis of the Baltic shield. I*nternational Geological Congress Colloque C6*, 5–21.

Berglund, J., Connelly, J. & Larson, S.Å., 1997: Structural relations, U-Pb geochronology and geochemical character of the Vårgårda Quartz-monzonite, Eastern Segment of the Southwest Scandinavian Domain, SW Sweden. I J. Berglund: Mid-Proterozoic evolution in south-western Sweden. *Earth Science Centre, GöteborgUniversity. A15*.

Blomberg, A., 1880: Beskrifning till kartbladet Nissafors. *Sveriges geologiska undersökning Ab 6*, 31 s.

Blomberg, A., 1883a: Beskrifning till bladet Särö. *Sveriges geologiska undersökning Ab 9*, 16 s.

Blomberg, A., 1883b: Beskrifning till kartbladet Kungsbacka. *Sveriges geologiska undersökning Ab 10*, 48 s.

Blomberg, A. 1906a: Beskrifning till kartbladet Hjo. *Sveriges geologiska undersökning Aa 132*, 32s.

Blomberg, A. 1906b: Beskrifning till kartbladet Gällö. *Sveriges geologiska undersökning Aa 131*, 38 s.

Brewer, T.S., Daly, S.J. & Åhäll, K.-I. 1998: Contrasting magmatic arcs in the Palaeoproterozoic of southwestern Baltic Shield. *Precambrian Research 92*, 297–315.

Connelly, J.N., Berglund, J. & Larson, S.Å, 1996: Thermotectonic evolution of the Eastern Segment of southwestern Sweden: tectonic constraints from U-Pb geochronology. *I* T. Brewer (red.): Precambrian Crustal Evolution in the North Atlantic Region. *Geological Society Special paper Publication 113*, 297–113.

Ekdahl, M., 2001: En studie av Källsjögranitens deformationsmönster och kinematiska indikatorer inom Ullaredszonen. *Examensarbete i geologi vid Lunds universitet 132*, 38 s.

Gorbatchev, R. & Bogdanova, S., 2006: Aspects of the Proterozoic boundary between SE and SW Sweden.

Results from SGU research project 03-1118/2000 ”Proterozoic structures in Småland as a reference for coming SGU work”. *Sveriges geologiska undersökning extern FoU-rapport*.

Hellström, F.A., Johansson, Å. & Larson, S.Å., 2004: Age and emplacement of late-Sveconorwegian monzogabbroic dykes, SW Sweden. *Precambrian Research 128*, 39–55.

Hellström, F., Lundqvist, I. & Lundqvist, L., 2007 : U-Pb zircon ion-probe age of a gneissic granodiorite from the Onsala peninsula, south-west Sweden. *I* F. Hellström & J. Andersson (red.): Results from radiometric datings and other isotope analyses 1. *Sveriges geologiska undersökning Rapport 2007:28*, 15–16.

Johansson, F., 1997: Petrology and geochemistry of Neoproterozoic WNW trending dolerite dykes in the Göteborg Region, SW Sweden. *Earth Sciences Centre, Göteborg University (magisteruppsats) B60*, 84 s.

Johansson, L. & Johansson, Å. 1990: Isotope geochemistry and age relationships of mafic intrusions along the Protogine Zone, southern Sweden. *Precambrian Research 48*, 375–414.

Johansson, L., Lindh, A. & Möller, C., 1991: Late Sveconorwegian (Grenville) high-pressure granulite facies metamorphism in southwest Sweden. *Journal of Metamorphic Geology 9*, 283–292.

Johansson, L., Möller, C. & Söderlund, U., 2001: Geochronology of eclogite facies metamorphism in the Sveconorwegian province of SW Sweden. *Precambrian Research 106*, 261–275.

Hansen, B.T., Persson, P.-O., Söllner, F. & Lindh, A., 1989: The influence of recent lead loss on the interpretation of disturbed U-Pb systematics in zircons from metamorphic rocks in southwest Sweden. *Lithos 23*, 123–136.

Lundegårdh, P. H. & Sandgren, R., 1953: Beskrivning till kartbladet Särö. *Sveriges geologiska undersökning Aa 195*, 106 s

Lundqvist, I. & Vestergren, M., 1997: Beskrivning till berggrundskartan Kungsbacka SO, skala 1:50 000. *Sveriges geologiska undersökning Af 187*, 88 s.

Lundqvist, L., Andersson, J., Antal Lundin, I. & Bergström, U., 2007: Berggrundskarta över delar av Härryda, Bollebygd och Borås kommuner [databas]. *Sveriges geologiska undersökning, sgudb/belo*.

Lundqvist, L., Antal Lundin, I., Hellström, F., Lundqvist, I., Möller, C., Shomali, S., 2007: Projekt Västra Götaland. *I* H. Delin (red.): Berggrundsgeologisk undersökning-sammanfattning av pågående verksamhet 2006. *Sveriges geologiska undersökning Rapporter och Meddelanden 126*, 79–83.

Möller, C., 1998: Decompressed eclogites in the Sveconorwegian (-Grenvillian) orogen of SW Sweden: petrology and tectonic implications. *Journal of Metamorphic Geology 16*, 641–656.

Möller, C., 1999: Sapphirine in SW Sweden: a record of Sveconorwegian (-Grenvillian) late-orogenic tectonic exhumation. *Journal of Metamorphic Geology 17*, 127–141.

Möller, C., Andersson, J., Söderlund, U. & Johansson, L., 1997: A Sveconorwegian deformation zone (system?) within the Eastern Segment, Sveconorwegian orogen of SW Sweden – a first report. *GFF 119*, 73-78.

Möller, C., Andersson, J., Lundqvist, I. & Hellström, F., 2007: Linking deformation, migmatite formation and zircon U-Pb geochronology in polymetamorphic orthogneisses, Sveconorwegian Province, Sweden. *Journal of Metamorphic Geology 25*, 727–750.

Page, L.M., Möller, C. & Johansson, L., 1996: 40Ar/39Ar geochronology across the Mylonite Zone and the Southwestern Granulite province in the Sveconorwegian Orogen of S Sweden. *Precambrian Research 79*, 239–259.

Samuelsson, L., Larson, S.Å., Åhäll, K.-I., Lundquist, I., Brouzell, J. & Berglund, J., 1988: Beskrivning till provisoriska översiktliga berggrundskartan Borås. *Sveriges geologiska undersökning Ba 41*, 32 s.

Sandgren, R. & Lundegårdh, P.H., 1952: Beskrivning till kartbladet Onsala. *Sveriges geologiska undersökning Aa 192*, 99 s.

Svedmark, E., 1893a: Berggrunden inom Hallands län. *Sveriges geologiska undersökning C 131*, 16 s.

Svedmark, E., 1893b: Beskrifning till kartbladet Varberg. *Sveriges geologiska undersökning Ab 13*, 82 s.

Söderlund, U., Möller, C., Andersson, J., Johansson, L. & Whitehouse, M., 2002: Zircon geochronology in polymetamorphic gneisses in the Sveconorwegian orogen, SW Sweden: ion microprobe evidence for 1.46-1.42 and 0.98-0.96 Ga reworking. *Precambrian Research 113*, 193–225.

Wahlgren, C.-H., Heaman, L.M., Kamo, S. & Ingvald, E. 1996: U-Pb baddeleyite dating of dolerite dykes

in the eastern part of the Sveconorwegian orogen, south-central Sweden. *Precambrian Research 79*, 227–237.

Wik, N.-G., Andersson, J., Bergström, U., Claeson, D., Juhojuntti, N., Kero, L., Lundqvist, L., Möller, C., Sukotjo, S. & Wikman, H., 2006: Beskrivning till berggrundskarta över Jönköpings län. *Sveriges geologiska undersökning K 61*, 60 s.

Wik, N.-G., Lundqvist, I., Selinus, O., Sivhed, U., Sundberg, A. & Wikström, A. 2002: Malmer, industriella mineral och bergarter i Västra Götalands län, inklusive kommunerna Habo och Mullsjö. *Sveriges geologiska undersökning Rapporter och meddelanden 108*, 231 s.

Åhäll, K.-I., 1995: Crustal units and role of the Mylonite Zone system in the Varberg-Horred region, SW Sweden. *GFF 117*, 185–198.

Åhäll, K.-I., Cornell, D.H. & Armstrong, R., 1998: Ion probe zircon dating of metasedimentary units across the Skagerrak: new constraints for early Mesoproterozoic growth of the Baltic Shield. *Precambrian Research 87*, 117–134.

Åhäll, K.-I. Daly, J.S., & Schöberg, H., 1990: Geochronological constraints on Mid-Proterozoic magmatism in the Östfold-Marsstrand belt: implications for crustal evolution, SW Sweden. *I* C.F. Gower, T. Rivers & B. Ryan (red.): Mid Proterozoic Laurentia-Baltica. *Geological association of Canada Special paper 38*, 97–115.

E-post: lena.lundqvist@sgu.se robert.berggren@sgu.se ulf.bergstrom@sgu.se fredrik.hellstrom@sgu.se
inger.lundqvist@sgu.se charlotte.moller@sgu.se

Sundsvall, berg och bergkvalitet

Claes Mellqvist, Torbjörn Bergman, Rune Johansson, Per Nystén och Katarina Persson Nilsson

Arbetet med projekt ”Sundsvall, berg och bergkvalitet” inleddes år 2005 och kommer att avslutas år 2008. Projektets målsättning är att skapa lokala berggrunds- och bergkvalitetsdatabaser över delar av Sundsvalls, Timrå och Härnösands kommuner (fig. 1) och är en del av SGUs systematiska geologiska kartering inom befolkningstäta områden. Databaserna är avsedda att utgöra underlag för planering och resurshushållning för prospekteringsföretag och entreprenörer samt för kommuner, länsstyrelsen m.fl. i Västernorrlands län. Under årets fältarbete har följande personer deltagit: Kristina Ahlström, Torbjörn Bergman, Magnus Döse, Magnus Ekdahl, Julio Gonzalez, Rune Johansson, Alireza Malehmir, Claes Mellqvist, Per Nystén och Andrius Rimša.

Hela projektområdet omfattar ca 1 620 km^2. Under sommaren 2007 besöktes 1 675 lokaler på en yta av ca 380 km^2. En preliminär sammanställning över berggrunden i området, efter 2005 till 2007 års kartering, visas i figur 2. Förutom berggrundsgeologiska observationer utfördes provtagning för geokemisk analys och tunnslipsanalys samt provtagning för analyser av bergkvalitet.

Det geofysiska fältarbetet omfattade anomaliuppföljning av framför allt magnetiska anomalier och gammastrålningsanomalier. Sammanlagt besöktes 102 lokaler. Vid 94 lokaler utfördes gammastrålningsmätningar med spektrometer, och från 82 lokaler togs 88 bergartsprover för mätning av deras magnetiska egenskaper och densitet. I fält uppmättes den magnetiska susceptibiliteten vid samtliga besökta lokaler, vilket med mycket få undantag också gäller de lokaler som besöktes i samband med det berggrundsgeologiska

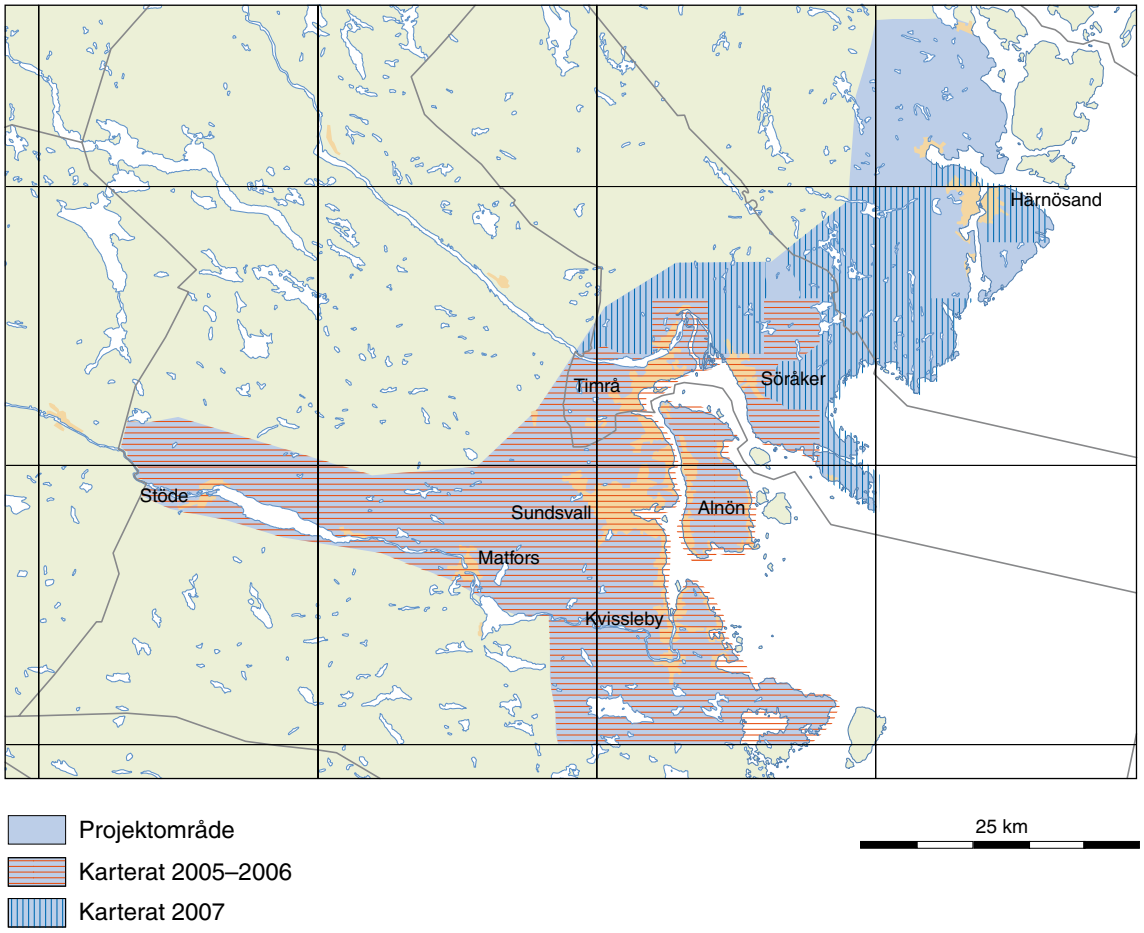


Fig. 1. Projektområdet.

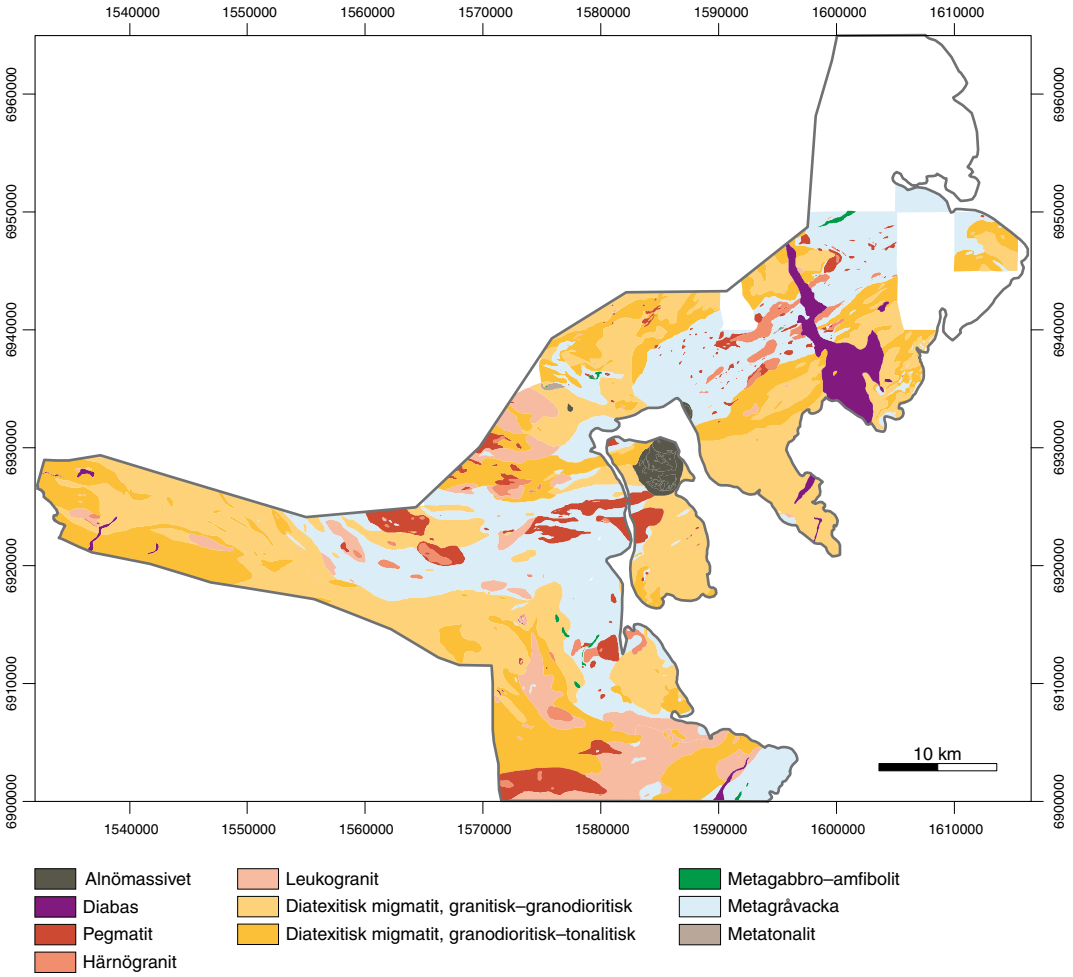


Fig. 2. Preliminär skiss över berggrunden som karterats år 2005–2007.

fältarbetet. Markmätning med magnetometer utfördes längs 9 profiler (sammanlagt ca 15 km), varav 8 avser undersökning av den mäktiga diabas (fig. 2) som förekommer sydväst och väst om Härnösand och som skär undersökningsområdet i nordnordvästlig riktning.

PRELIMINÄR ANALYS AV GEOFYSISKA DATA

Nedan presenteras några preliminära resultat från mätningar av magnetisk susceptibilitet på hällar samt från profilmätningarna. Vad beträffar tolkning av spektrometermätningarna får denna anstå till 2008. Dock kan konstateras att inga anmärkningsvärda förhöjningar av uran- eller toriumhalter har påträffats som skulle kunna utgöra hinder för uttag av bergmaterial för olika användningsområden eller för bebyggelse.

Susceptibilitetsmätningar på hällar har utförts både i samband med det geofysiska och det berggrundsgeologiska fältarbetet, varvid huvuddelen av mätningarna utfördes av geologer och extrageologer (jfr fig. 3). De aktuella bergarternas magnetiserbarhet är genomgående mycket låg. Dock framträder små, distinkta skillnader mellan vissa bergarter, både i histogrammen och om mätningarna presenteras i kartform (fig. 4). Eftersom magnetiserbarheten generellt är mycket låg, kommer underordnade men något mer magnetiska bergarter (t.ex. små diabasgångar och tunna, magnetiska horisonter i metasedimentära bergarter) att dominera stora delar av den magnetiska anomalikartan. Undantag utgörs av diabasförekomsten sydväst om Härnösand samt Alnöintrusionen, vilka båda representerar betydande volymer.

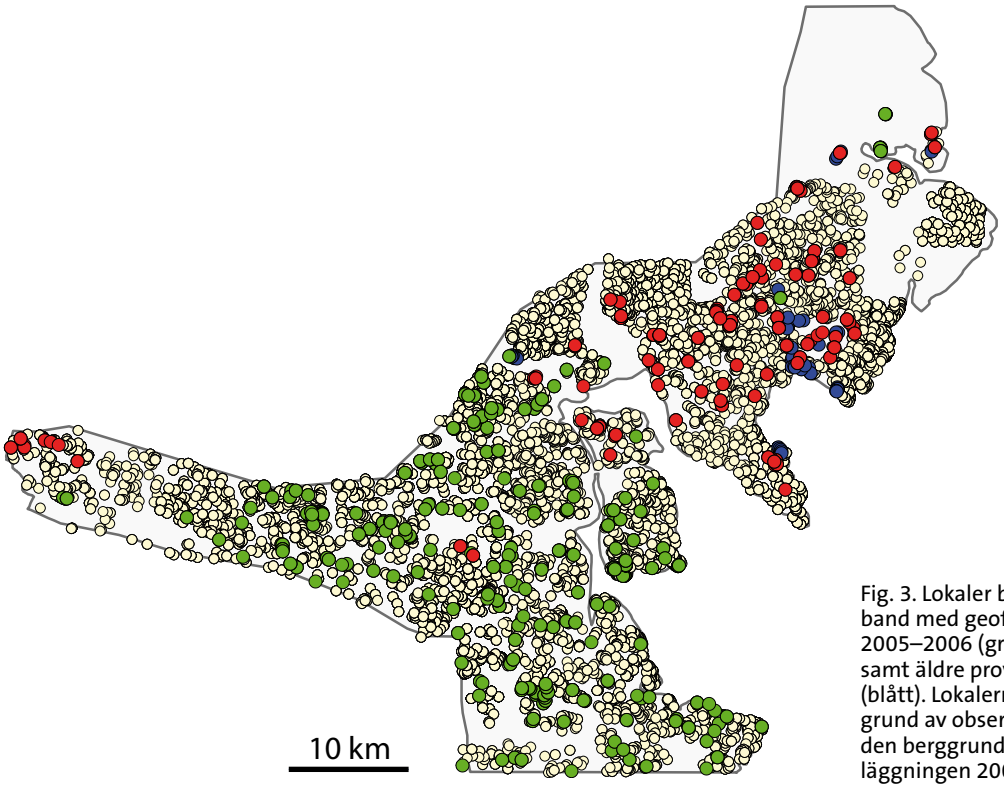


Fig. 3. Lokaler besökta i samband med geofysiska fältarbeten 2005–2006 (grönt), 2007 (rött) samt äldre prover tagna före 2005 (blått). Lokalerna visas mot bakgrund av observationspunkter från den berggrundsgeologiska kartläggningen 2005–2007.

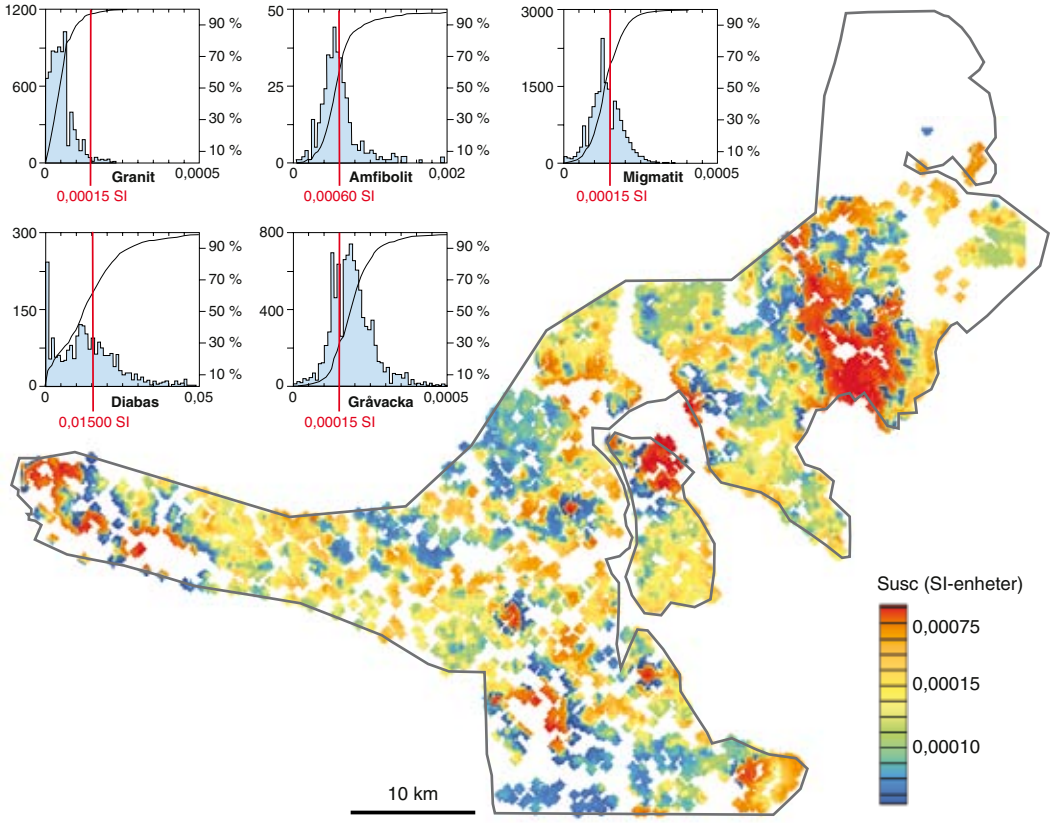


Fig. 4. Hällsusceptibilitetsmätningar interpolerade med pixelstorlek 200x200 m och blankningsavstånd 500 m. Histogrammen visar magnetisk susceptibilitet (magnetiserbarhet) baserat på mätningar på hällar för några bergarter inom undersökningsområdet. Diabasproverna kommer från den mäktiga diabasen sydväst om Härnösand.

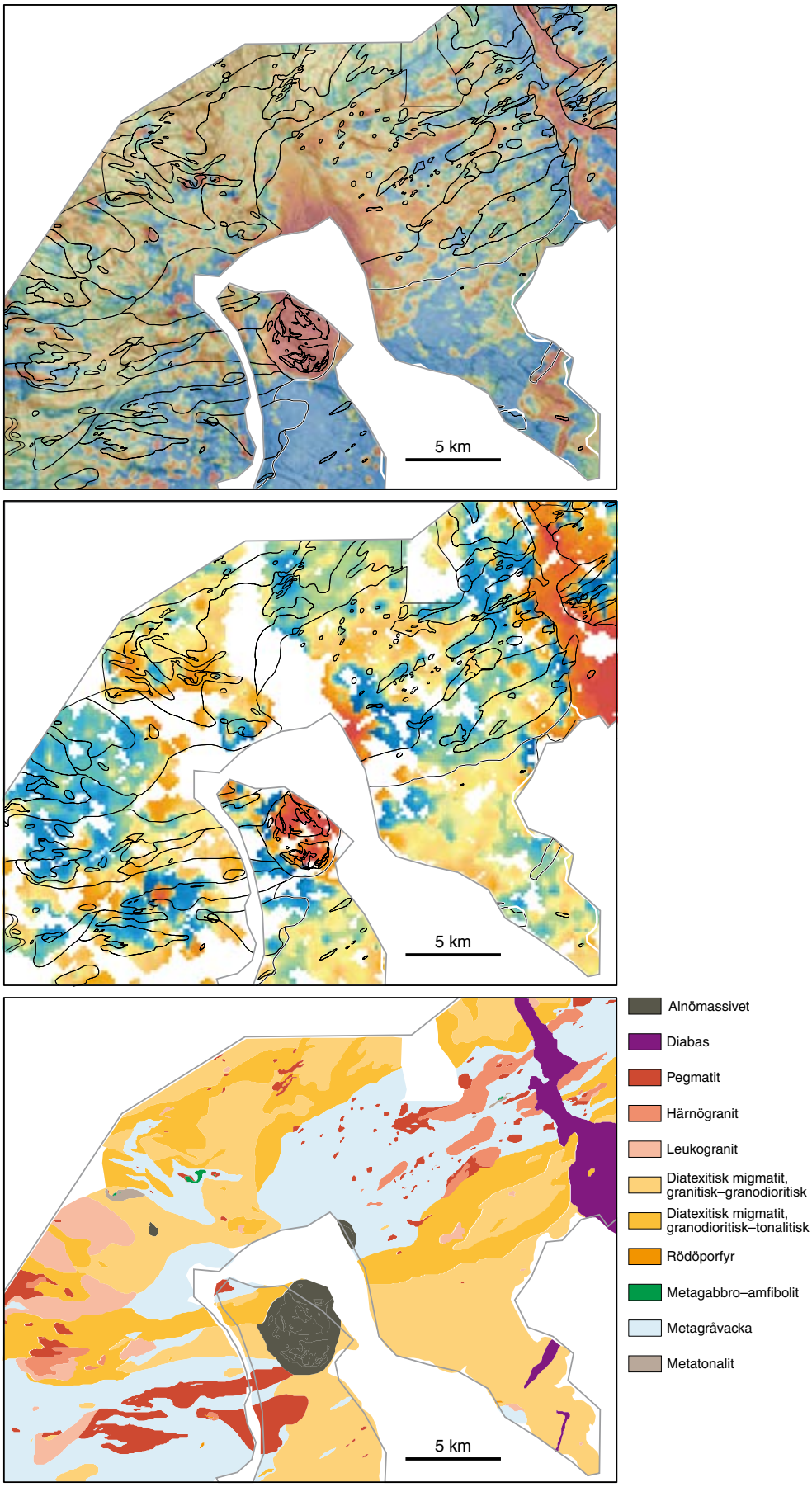


Fig. 5. Del av karteringsområdet: magnetiska anomalikartan (överst), interpolering av susceptibilitetsmätningar på hällar (mitten) samt den preliminära berggrundskartan.

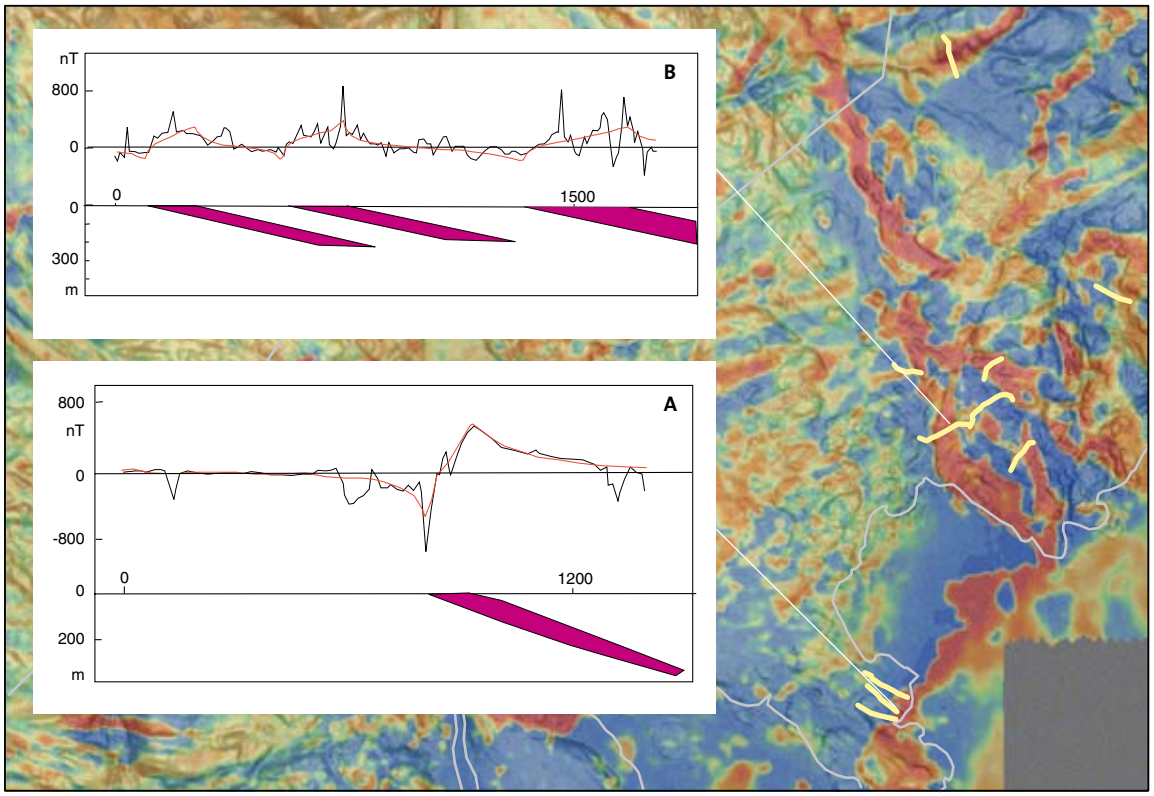


Fig 6. Geofysiska markprofilmätningar med magnetometer samt preliminär tolkning av två profiler.

Figur 5 visar en jämförelse mellan den flygmätta magnetiska anomalikartan, interpolerade susceptibilitetsmätningar på hällar och den preliminära berggrundsgeologiska kartan. I flera fall är skillnaden i magnetiserbarhet så liten att bergartsgränserna inte framträder på den magnetiska anomalikartan, trots att hällsusceptibilitetsmätningarna visar dessa gränser. Eftersom övergången mellan bergarterna inte alltid är enkel att definiera i fält kan susceptibilitetsmätningarna användas som stöd vid karteringen och för att i efterhand definiera "problemområden" som kan påkalla revideringar.

I figur 6 visas läget för, samt preliminära tolkningar av två magnetiska profilmätningar över diabasen sydväst om Härnösand (jfr fig. 2). Profil A visar att diabasen i detta område uppträder som en ca 100 m mäktig, skivformad kropp med ca 45 graders stupning mot sydost. Vid profil B uppträder diabasen sannolikt som en mer eller mindre horisontell, svagt undulerande kropp med en mäktighet på upp till 100–200 m. Diabasens susceptibilitet varierar och är högst (ca $5\,000 \times 10^{-5}$ SI-enheter) i grovkorniga partier och lägre (ca $1\,500 \times 10^{-5}$ SI-enheter) i medelkorniga delar. Mätningarna kommer senare att samtolkas med övriga markprofiler samt med flygmätta magnetiska data och tyngdkraftsdata.

BERGGRUNDSGEOLOGI

Allmänt

Projektområdet ligger inom den så kallade Bottniska bassängen, vilken till stor del utgörs av svekofenniska, turbiditiska metagråvackor som intruderats av tidigorogena djupbergarter (Lundqvist m.fl. 1990). Under den svekokarelska orogenesen utsattes dessa bergarter för veckning och metamorfos under lågtrycks- och högtemperaturförhållanden. Metamorfosen resulterade i såväl metatexitiska migmatiter och diatexitiska migmatiter som leukokratiska graniter. Härnögraniten och dess pegmatiter har tidigare förts samman med de senorogena granitoiderna (Lundqvist m.fl. 1990, Lundqvist m.fl. 1998), men nya resultat har indikerat att det inte finns någon anledning att bibehålla en sådan indelning (se Högdahl m.fl. 2006, Högdahl m.fl.

2007, SGU opubl.). Även anorogena granitoider har påverkat projektområdet. Till dem hör rapakivigraniten på Rödön strax öster om projektområdet. Den återfinns bland annat som gångar på Alnön samt som mindre intrusioner vid södra Stadsberget och norr om Skönsberg, i södra respektive norra delarna av Sundsvall. Till de yngre bergarterna i området hör postjotniska diabaser och Alnöintrusionens alkalina och karbonatitiska bergarter, vilka intruderade mellan neoproterozoisk och kambrisk tid (Lindström m.fl. 2000). Nedan följer en kort beskrivning av de bergarter som karterats under fältsäsongen 2007. Detta medför att bland annat Rödöintrusionen samt Alnöintrusionen med associerade gångar har utelämnats i denna text. För beskrivning av dessa bergarter hänvisas till Persson Nilsson m.fl. (2007) och däri ingående referenser.

Ytbergarter

I likhet med de områden som karterats tidigare år domineras berggrunden i årets område av metagråvackor. Metagråvackans karaktär förändras, från att vara starkt metamorft bandad i söder till relativt välbevarad i norr. I de nordligaste delarna kan en primär lagring observeras och strukturer som graderad skiktning förkommer rikligt. Metagråvackans utseende varierar, från flera tiotals meter tjocka, mer tydligt massiva lager med relativt dåligt sorterad silt till mellansand (fältbedömning), till tydligt avgränsade dm- till halvmetertjocka lager. Materialet i de senare består av välsorterat ler- till siltrikt material som växlar med antingen graderade, från fint grus i botten till mellan- till finsand i toppen (fig. 7 a), eller tydligt välsorterade lager med mellan- till finsandfraktion. Utifrån den kartering som bedrivits under senaste fältsäsongen kan man konstatera att den bäst bevarade metagråvackan påträffas i området väster och nordväst om Härnösand. Bergarten där är förvisso påverkad av en axialplansförskiffring som är mest utpräglad i lager med de finare fraktionerna och mest koncentrerad längs veckskänklar. De flesta sedimentära strukturer är bäst bevarade i ett antal veckomböjningar som påträffats i området. I samband med byggandet av Ådalsbanan har en mängd nya bergblottningar tagits fram och de ger ett utomordentligt bra underlag för att studera förhållandet mellan primära och sekundära strukturer.

I metagråvackorna förekommer skarnlinser som är mer eller mindre orienterade eller utdragna parallellt med skiktningen och foliationen. Ett stort antal observationer i relativt välbevarad metagråvacka antyder, att förekomsten är knuten till massiva lager med relativt dåligt sorterat material. Linserna har tolkats som omvandlade karbonatkonkretioner av diagenetisk eller epigenetisk natur (Lundqvist m.fl. 1990).

En eller flera metamorfa gränser, alternativt en gradient, går från de nordvästra delarna av centrala Härnösand och ner mot sydost. Från de bäst bevarade metagråvackorna som beskrivs ovan, via ådriga dito som har en tydligt segregerad mineralogi med kvarts och fältspatrika band växlande med i huvudsak biotit, till diatexitisk migmatit (se nedan) på Härnön är avståndet inte mer än ett par kilometer.

Tidigorogena intrusivbergarter

Endast enstaka förekomster av metatonalit och metagabbro har påträffats inom hela projektområdet. Ett litet område med metatonalit och hornbländit, strax norr om Bye (i knutpunkten mellan rutorna 17H 7–8 i–j), har lokaliserats under sommaren. Fältbestämningen av denna bergartstyp har utgjort en av svårigheterna vid fältarbetet. Geografiskt sett sammanfaller denna förekomst med större utgåenden av en relativt mörk och biotitrik variant av Härnögranit. En okulär besiktning ger sällan någon tydlig skillnad mellan de två bergartstyperna. Däremot finns det en koppling mellan det som tolkas som tidigorogen tonalit och hornbländit, en relation som ej är känd i Härnögraniten och som i detta fall får utgöra skillnaden. Åldern på en granodiorit från Oringen (18I 1 b) på (1 867±5 milj. år, Welin m.fl. 1993) och de åldersbestämningar som gjorts av påväxter på zirkonkristaller i Härnögraniten samt i olika typer av migmatit på (ca 1 870–1 860 milj. år, Högdahl m.fl. 2006, 2007, SGU opubl.) visar att det inte heller finns någon tydlig åldersmässig skillnad mellan de olika bergarterna. Detta resonemang förutsätter dock att zirkonpåväxterna bildats i samband med bildandet av Härnögraniten och migmatiterna.

Fig. 7. Foton av bergarter från norra delen av projektområdet (karterat 2007). Koordinater i rikets nät (RT90). **A.** Gråvacka med grovsand till fingrus som graderar mot fin- till mellansand och ligger ovanpå ett lager med lerfraktion. Sandigt material med lerfragment som tolkas som s.k. "rip-up clasts", vilket betyder att de plockats från den underliggande leran i samband med avsättning under sedimentationsförhållanden med relativt hög energi (6950992/1608141). **B.** Diatexitisk, granodioritisk migmatit med megakrister av fältspat samt inneslutning av gråvacka (6930871/1595354). **C.** Diatexitisk, granodioritisk migmatit med megakrister av fältspat samt inneslutning av gråvacka i kontakt med leukokratisk granit (6944099/1593093). **D.** Kraftigt grusvittrad diabas i en liten täkt (6936939/1602652). **E.** Pegmatitisk variant av diabas (6940199/1597619).

Migmatiter

Migmatiter och leukokratiska graniter utgör en stor del av berggrunden i det karterade området (fig. 2). Migmatiterna har till större delen sitt ursprung i metagråvackor, men mer saliska delar har i den senaste länskarteringen tolkats som migmatitiserade metagranitoider eller blandsmältor, med både sedimentära och magmatiska komponenter (Lundqvist m.fl. 1990).

Migmatiterna i det karterade området är till större delen diatexitiska migmatiter. Bergarterna har där undergått diatexis, dvs. ett långt gående stadium av anatexis (smältning) där även de mörka mineralen är involverade i smältan, men där smältan ännu ej har förflyttat sig från sin ”ursprungsplats” (Wimmenauer & Bryhni 2002).

De diatexitiska migmatiterna har delats in i två huvudgrupper: granitiska migmatiter och granodioritiska till ställvis tonalitiska migmatiter.

De granitiska migmatiterna är vanligtvis grå, medelkorniga, massformiga till starkt gnejsiga eller stängliga. Inneslutningar av metaarenit och metaargillit är vanligt förekommande. Leukokratisk, ojämnkornig neosom förekommer i varierande mängd, och i vissa områden dominerar det leukokratiska materialet. Sådana områden har skiljts ut på berggrundskartan som ”leukokratiska graniter” (se nedan).

De granodioritiska till ställvis tonalitiska migmatiterna är generellt sett betydligt biotitrikare än de granitiska migmatiterna. De är massformiga till starkt folierade, vilket troligen speglar deras rumsliga förhållanden till veckning och skjuvning under deformationen. Fältspatmegakrister förekommer allmänt, vilket ger ett något porfyriskt utseende (fig. 7 b). Inneslutningar av metasedimentära bergarter är vanliga. En diatexitisk migmatit vid Nedansjö gav en metamorf ålder på 1 861±2 miljoner år (Högdahl m.fl. 2006, 2007). Nya dateringar har också gett liknande resultat, t.ex. 1 868±4 miljoner år från en migmatit på Härnön (Högdahl m.fl. 2007). Från samma prov finns dessutom en liten grupp analyser som indikerar någon händelse för 1 849±4 miljoner år sedan. Vad denna ålder betyder är dock oklart.

Leukokratiska graniter

De områden som är markerade som ”leukokratiska graniter” på kartan (fig. 2) representerar en i regel ljust grå till ljust gråröd metagranit. I vissa områden förekommer upp till 2–3 cm stora, mörka biotitfläckar (pseudomorfer), av till synes helt eller delvis omvandlad cordierit, i graniten. Även granat är vanligt förekommande, i synnerhet i projektområdets södra del. Graniten uppvisar alltifrån svag till stark foliation. Den är medelkornig och ställvis något småporfyrisk med enstaka, ca 1 cm stora mikroklinögon. I den senaste sommarens fältarbetsområden har denna typ av granit uppträtt tydligt underordnad i jämförelse med de stora granitområden som påträffats i södra delen av projektområdet. I de norra delarna bildar leukokratiska graniten endast enstaka små områden, där den uppfattas mer som “in situ”-bildade smältor i migmatit snarare än granitkroppar, vilket i sin tur gör det svårt att avgränsa den mot migmatiten (fig. 7 c). I många fall kan det vara svårt att avgöra vilken bergart som dominerar, leukogranit eller migmatit.

Härnögranit med associerad pegmatitgranit

Termen Härnögranit infördes ursprungligen för att beteckna muskovitförande graniter i centrala Norrland (Magnusson 1949), men kom under den senaste länskarteringen (Lundqvist m.fl. 1990) även att innefatta de biotitdominerade graniter som är tidsmässigt nära och geografiskt associerade med de muskovitdominerade. En monazitdatering inom projektområdet i Bottniska bassängens södra del har gett en ålder på 1 822±5 miljoner år (Tallstugan, Claesson & Lundqvist 1995). Preliminära resultat från jonsonddateringar av zirkoner från samma lokal indikerar en ålder på ca 1 860 miljoner år. Ytterligare två prover togs under 2007, det ena av en granitgång på Alnöns södra udde vid Spikarna där gången tydligt klipper migmatit. Det andra provet är av en biotitrik variant av Härnögranit (se ovan). Preliminära data från mätningar av zirkonpåväxter visar att dessa bildades för 1 870–1 860 miljoner år sedan. Vad detta betyder för tolkningen är ännu ej helt utrett.

I de norra delarna av projektområdet finns rikligt med Härnöpegmatit i form av relativt små kroppar med pegmatitgranit samt tydligt klippande gångar som skär metagråvacka. Den dominerande typen av pegmatit består av vit plagioklas, gråvit (rosa) mikroklin, grå kvarts, lokalt rikligt med svart turmalin, små (<5 mm)

granater (almandin-spessartin samt grön apatit). Biotitförande gångar tycks saknas helt. Vid Hårstaberget (17I 9 a) finns en höjd som till stor del består av pegmatit.

Diabas

I projektområdets nordöstra del finns ett stort område med diabas. Denna syns väl på den regionala kartan över området (Lundqvist m.fl. 1990) samt på den flygmätta magnetiska anomalikartan som en relativt kraftig anomali. Diabasen är i huvudsak medel- till grovkornig och massformig, pegmatitiska partier förekommer sparsamt (fig. 7 e). På vissa ställen är den också kraftigt grusvittrad (fig. 7 d). Enligt fältobservationerna och en preliminär tolkning av geofysiska profilmätningar ligger diabasen som en relativt flack skiva. Associerad med diabasen finns en medelkornig granit som är blottad vid Häggdångers kyrka (17I 7 a) och ligger där under diabastäcket. Denna granit har enligt Lundqvist m.fl. (1990) bildats genom en uppsmältning av sidoberget i samband med diabasintrusionen. I den övre kontakten mellan diabasen och ovanliggande migmatit ligger en skiva av aplitgranit som enligt tolkningen bildats på ett likartat sätt som den grövre graniten.

Deformation, strukturer och metamorfos

En strukturanalys över det område som karterats under åren 2005–2006 är redovisad i Persson Nilsson m.fl. (2007). En genomgång av årets mätningar har tills nu endast gjorts för ett enstaka område vid Murberget (18 I 0 b), nordväst om centrala Härnösand. Arbetet med att få en relativt god förståelse av berggrundens strukturella uppbyggnad har gynnats av de (som redan nämnts ovan) "nya" hällar som kommit fram i samband med Banverkets arbete med Ådalsbanan. Huvuddelen av de lagringsstrukturer som mätts stryker 20 respektive 200 grader (fig. 8 a) och är brantstående. Det finns också ett fåtal mätningar på veckomböjningar som antyder veckaxlar som varierar från branta till relativt flacka, i huvudsak med stupning mot sydväst. De

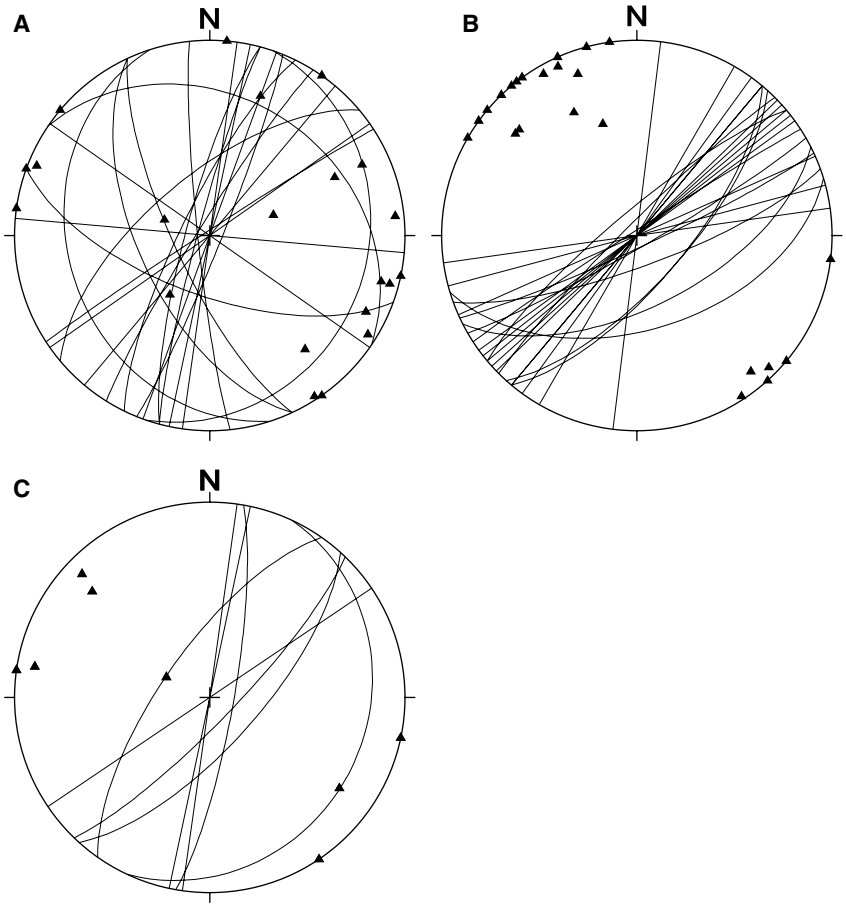


Fig. 8. Stereogram visande plan och poler till plan för olika strukturer från området kring Murberget (18I 0b). **A.** Lagring i gråvacka. **B.** Förskiffring. **C.** Riktning på gångar eller lager av amfibolit.

Fig. 9. Liten skärpning i Härnögranit från uttag av ett tiotal grindstolpar (6940517/1594048). Koordinater i rikets nät (RT90).

förskiffringsstrukturer som mätts stryker i grova drag 50 och 230 grader med en brant stupning (fig. 8 b). Några amfibolitgångar eller lager har riktningar som sammanfaller med både lagringen och förskiffringen (fig. 8 c). Antalet lagringsstrukturer som är parallella med förskiffringen är underrepresenterade, eftersom lagringen i många fall är svår att observera och mäta i kraftigt förskiffrade sedimentära bergarter. Den assymetri som indikeras genom vinkeln mellan den dominerande lagringsriktningen och den dominerande förskiffringens strykning tolkas som att området visar parasitveck (s.k. s-veck) till en större veckstruktur.

Mineraliseringar, industrimineral och bergtäkter

I norra delen av det nykarterade området finns en mäktig amfibolitgång. Bergarten bygger upp höjden Svartberget (17I 9 a) och den är huvudsakligen grönsvart, finkornig till fint medelkornig, folierad till lagrad och består av övervägande hornblände (och plagioklas). Lokalt finns även epidot och grågrön diopsid (troligen). I amfiboliten finns även ca 1 m mäktiga kvartsitinlagringar. Sulfidmineraliserade horisonter har observerats, och de har varit föremål för små gruvförsök (Lockegruvorna). Amfiboliten där för magnetkis, svavelkis och något kopparkis. I samma stråk, längre mot sydväst (Grofäll 17H 9 j) finns skärpningar innehållande svavelkis, magnetit och grafit (Lundqvist m.fl. 1990).

Vid Lunde gruva finns skärpningar som i huvudsak visar magnetkis samt underordnat svavelkis och kopparkis. Nickel och koppar har varit föremål för brytning där. Mineraliseringarna ligger i skarniga sedimentbergarter samt kvartsit, i huvudsak omgivna av amfibolit (Lundqvist m.fl. 1990).

I de bergtäkter som undersökts under sommaren bryts i huvudsak metagråvacka. Dessutom finns ett fåtal små täkter och skärpningar i närheten av Norrkrånge och Sörkrånge (17H 8 i), där en Härnögranit brutits för tillverkning av grindstolpar, husgrunder m.m. (fig. 9).

Bergkvalitet

Sammanlagt har 62 prover tagits för teknisk analys. Samtliga har analyserats för att ta fram kulkvarnsvärde (AN) samt Los Angelesvärde (LA). Vissa har även analyserats med micro-Devalmetoden. I figur 10 visas resultaten från alla bergartsprover. Allmänt sett sprider de flesta bergartstyper över flera klassgränser (klass 1: AN<10, LA<30, klass 2: AN<18, LA<30 och klass 3: AN>18, LA>30) men följer ändå vissa trender. Bland t.ex. de metasedimentära bergarterna visar bättre bevarad metagråvacka lägre värden än åderförgnejsad dito, som är tydligt bandad och ådrad. En mer utförlig tolkning av resultaten återstår dock att göra.

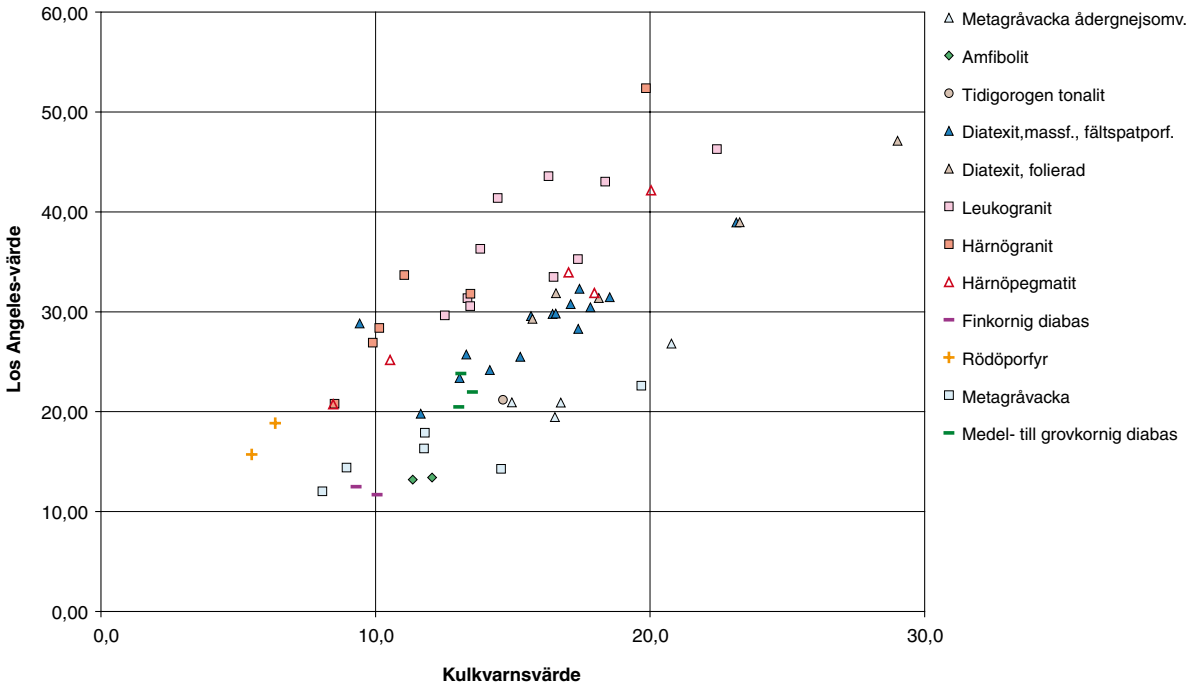


Fig. 10. Resultat från teknisk analys av bergartsprover från hela projektområdet.

REFERENSER

Claesson, S. & Lundqvist T., 1995: Origins and ages of Proterozoic granitoids in the Bothnian Basin, central Sweden; isotopic and geochemical constraints. *Lithos 36*, 115–40.

Högdahl, K., Sjöström, H. & Andersson, U.B., 2006: Tectonics units and correlation problematics in the central Svecofennian domain. *Slutrapport externt FoU-projekt 60-1158/2002, Sveriges geologiska undersökning*, 35 s.

Högdahl, K., Sjöström, H., Andersson, U.B.& Ahl, M., 2007: Continental marginal magmatism and migmatisation in the west-central Fennoscandian Shield. *Lithos, doi:10.1016/j.lithos.2007.07.019*.

Lindström, M., Lundqvist, J. & Lundqvist, T., 2000: *Sveriges geologi från urtid till nutid*, andra upplagan. Studentlitteratur, Lund, 491 s.

Lundqvist, T., Vaasjoki, M. & Persson, P.-O., 1998: U-Pb ages of plutonic and volcanic rocks in the Svecofennian Bothnian Basin, Central Sweden, and their implications for the Palaeoproterozoic evolution of the Basin. *GFF 120*, 357–363.

Lundqvist, T., Gee, D.G., Kumpulainen, R., Karis, R. & Kresten, P., 1990: Beskrivning till berggrundskartan över Västernorrlands län. Med tillhörande kartor i skala 1:200 000 och specialkarta över Alnökomplexets berggrund i skala 1:10 000 tryckt 1987. *Sveriges geologiska undersökning Ba 31*, 429 s.

Magnusson, N.H., 1949: Berggrunden. *I* N.H. Magnusson, E. Granlund, och G. Lundqvist: Sveriges geologi, andra upplagan. *Svenska Bokförlaget Norstedts, Stockholm*, 211 s.

Persson Nilsson, K., Johansson, R., Mellqvist, C., Bergman, T., Döse, M och Lundqvist, S., 2007: Sundsvall, berg och bergkvalitet. *I* H. Delin (red.): Berggrundsgeologisk undersökning – sammanfattning av pågående verksamhet 2006. *Sveriges geologiska undersökning Rapporter och meddelanden 126*, 90–104.

Welin, E., Christiansson, C. & Kähr, A.-M., 1993: Isotopic investigations of metasedimentary and igneous rocks in the Paleoproterozoic Bothnian Basin, central Sweden. *Geologiska Föreningens i Stockholm Förhandlingar 115*, 285–296.

Wimmenauer, W. & Bryhni, I., 2002: Towards a unified nomenclature of metamorphic petrology: 6. Migmatites and related rocks. A proposal on the behalf of the IUGS Subcommisson on the Systematics of metamorphic Rocks. *Web version of 31.07.2002*.

E-post: katarina.nilsson@sgu.se (projektledare) torbjorn.bergman@sgu.se rune.johansson@sgu.se
claes.mellqvist@sgu.se (vik. projektledare) per.nysten@sgu.se

REGIONALA KARTOR 1:250 000

Gotland

Mikael Erlström, Lena Persson, Ulf Sivhed och Linda Wickström

Under 2006 började arbetet med att ta fram regional berggrundsinformation för Gotlands län. Projektets syfte är att producera geologisk information över Gotlands berggrund som ett planerings- och resurshushållningsunderlag för bland annat länsstyrelsen och kommunen. Projektets huvudmål är att ta fram regional digital berggrundsinformation i skala 1:250 000 samt tillhörande beskrivning. Undersökningsområdet omfattas av de topografiska kartbladen 56A–D (Hoburgen, Hemse, Klintehamn, Ljugarn) och 66A–E (Visby, Gothem, Tingstäde, Slite, Fårösund). Totalt utgör området ca 3 000 km^2. Projektet pågår under tiden 2006–2008.

Under 2006 inventerades befintligt underlagsmaterial, som är relativt omfattande. De inledande fältarbetena genomfördes under hösten 2006 i de norra delarna av Gotland (kartområdena 66C–E). Under 2007 har fältarbetena fortsatt successivt söderut med insamling av data för kartområdena 66A–B och 56B–D. Under 2007 har ca 2 100 km^2 undersökts, vilket innebär merparten av fältarbetet. Under våren 2008 slutförs fältarbetet med insamling i den sydligaste delen av ön, vilken omfattas av kartområdet 56A (fig. 1). Bearbetning och sammanställning av insamlade data pågår och kommer att utgöra merparten av arbetet under 2008. Arbetet med leveranser till SGUs databaser beräknas vara färdigt i december 2008.

De geologiska fältarbetena har utförts av Mikael Erlström, Ulf Sivhed, Linda Wickström och extrageolog Karin Rasmussen. De geofysiska fältarbetena har utförts av Lena Persson.

BERGGRUNDEN

Den siluriska berggrunden på Gotland omfattar ett tidsavsnitt på ca 10 miljoner år (428–418 milj. år). Lagerföljden har en sammanlagd mäktighet på 500–750 m och stupar svagt åt sydsydost (<1°). Ursprungssedimenten avsattes på en grund kontinentalhylla ("shelf") som täckte stora delar av det centrala Östersjöbäckenet under silurisk tid. Uppemot 10 cykler med avsättning har dokumenterats (Calner m.fl. 2004). Under silur skedde även erosion av äldre sediment, då Gotland tidvis låg ovanför erosionsbasen (Eriksson 2004). Inom varje sedimentationscykel är bergarterna generellt grövre och mer karbonatrika i nordost jämfört med i sydväst, där inslaget av märgel och märgelsten är påtagligt. Detta beror på successivt djupare marina avsättningsförhållanden i sydvästlig riktning. Berggrunden är indelad i 13 topostratigrafiska enheter vars gränser baseras antingen på litostratigrafiska eller biostratigrafiska data. I enskilda fall sammanfaller dessa, men oftast är det svårt att fastställa gränserna enbart grundat på fältobservationer. Indelningen baseras på arbeten av Hede (1960), Eriksson & Calner (2005) och Jeppsson m.fl. (2006).

Den siluriska berggrunden utgör den övre delen av en 250–800 m mäktig sekvens med äldre paleozoiska, sedimentära bergarter som överlagrar det kristallina urberget. Underst finns en kambrisk lagerföljd med sandsten, siltsten och skiffer som överlagras av ordoviciska karbonatdominerade bergarter, inkluderande så kallade "mounds", ur vilka OPAB utvunnit olja under slutet av 1900-talet (Sivhed m.fl. 2004). Endast ett fåtal borrhål når ner till urberget, som tolkats vara av svekokarelsk ålder och ha granitisk sammansättning (Flodén 1980). Urbergsytan utgörs av det så kallade subkambriska peneplanet, som ställvis bryts av lokala höjdområden. Dessa höjder tycks till viss del även ha styrt sedimentationsmönstret i den överliggande sedimentära berggrunden, speciellt förekomsten av ordoviciska "mounds" (Sivhed m.fl. 2004).

Den siluriska ytberggrunden på Gotland kan grovt delas in i områden med huvudsakligen kalkstenslitologier samt i områden med mestadels märgel och märgelsten, där även växellagring mellan kalksten och märgel är vanligt förekommande. Kalkstensområdena framträder tydligt på såväl höjdreliefkartan (fig. 2) som på resistivitetskartan (fig. 3). De lägre liggande märgelområdena framträder delvis relativt, väl på resistivitetskartan (fig. 3).

Hällar finns företrädesvis i områden som domineras av relativt sett hårdare och homogenare kalkstensberggrund. De lösare och mer lättvittrade litologierna, t.ex. märgel, påträffas huvudsakligen utmed kust-

Fig. 1. Undersökningsområdet med genomförda och återstående fältarbeten.

skärningar och i diken. Uppskattningsvis utgörs 90 % av den blottade berggrunden av kalksten, medan den endast representerar knappt hälften av Gotlands totala berggrundsyta. Detta gör det svårt att göra en representativ fältinsamling rörande de mer lättvittrade litologiernas uppbyggnad.

Dominerande bergarter inom kalkstensområdena är lagrade kalkareniter och kalcilutiter med flacka överytor. Stora sammanhängande hällområden på norra Gotland består till stora delar av denna litologi. Inslag av grova kalciruditer förekommer speciellt i de allra nordostligaste delarna av Gotland, så kallad Ryssnäskalksten. Inslag av stromatoporoidéförande kalksten och stromatoporoidédominerad, revartad kalksten förekommer insprängda i Högklint-, Tofta-, Slite-, Klinteberg-, Hemse- och Sundreenheterna. Inslag av dessa oregelbundet lagrade kalkstenstyper ger landskapet en mer heterogen och sönderbruten topografi. Mäktigheterna hos kalkstenskropparna inom t.ex. Slitegruppen och Klintebergsformationen är endast i storleksordningen

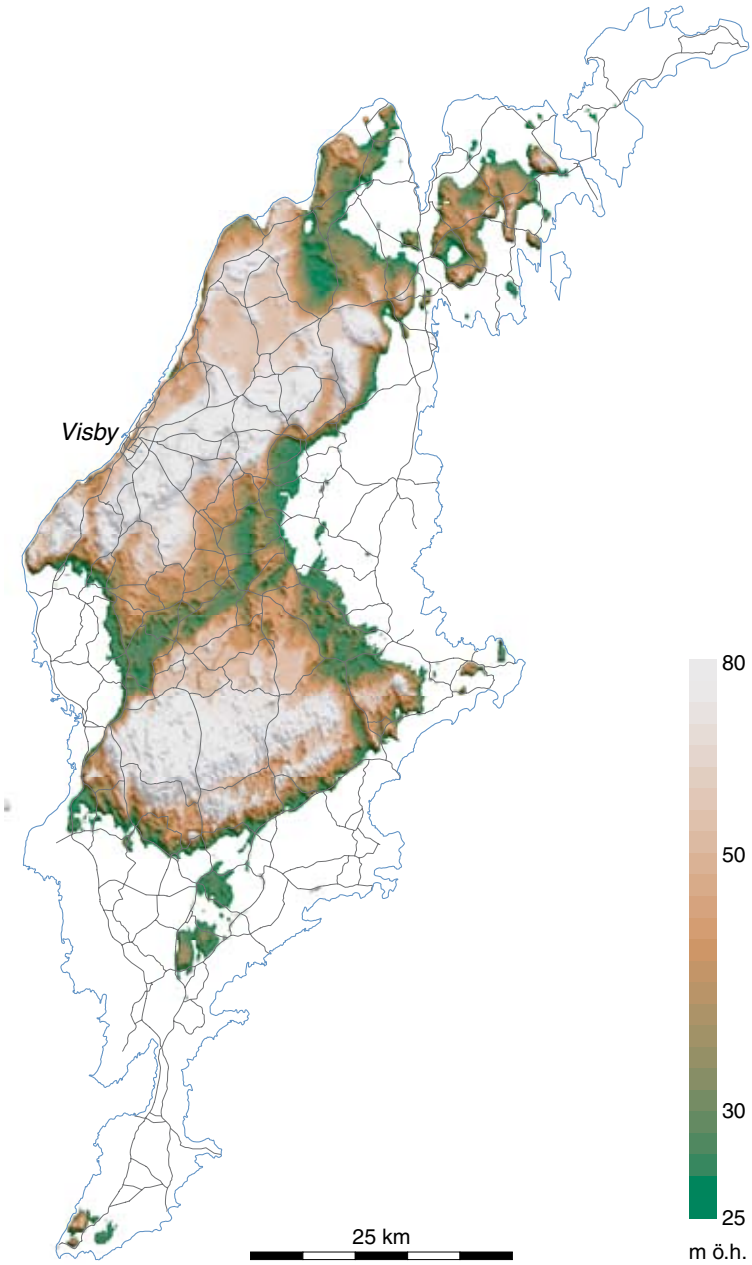


Fig. 2. Höjdreliefkarta som visar utbredningen av områden på Gotland som är högre än 25 m ö.h. och som i stort sammanfaller med förekomsten av karststrukturer på Gotland.

10–50 m. Med hjälp av resultaten från geofysiska profilmätningar med RMT-metoden (radiomagnetotellurik) och kontrolldata från ett kärnborrhål genom Klintebergskalkstenen vid Ala på mellersta Gotland, har mäktigheterna på kalkstenen kunnat bestämmas. Samstämmigheten med flygmätta resistivitetssdata är mycket god.

Områden som domineras av märgel förekommer vanligen i lågt liggande terräng, där jorddjupen är större och blottningsgraden låg. Observationer i dessa områden har framför allt gjorts i tillfälliga grävningar och diken samt i borrhål. De största sammanhängande märgelområdena finns inom Slite- och Hemselagren.

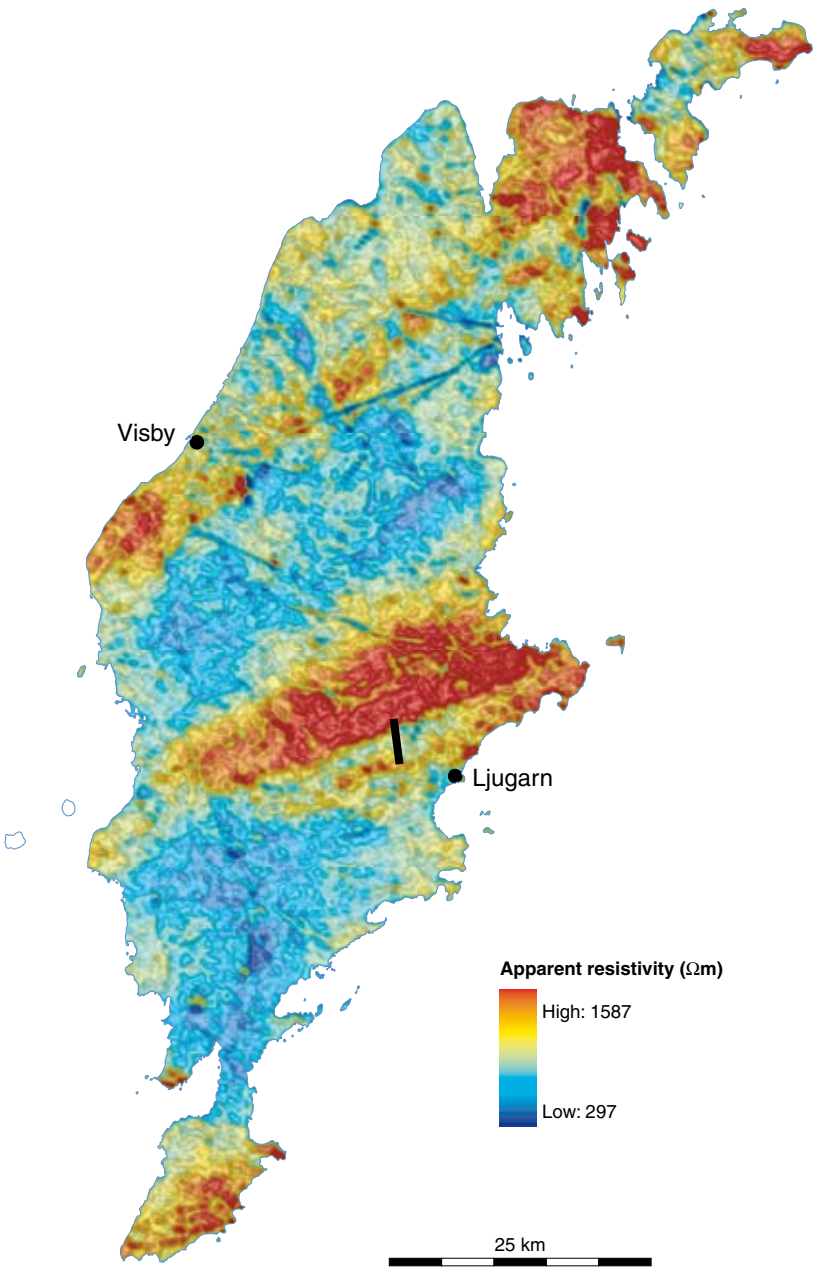


Fig. 3. Skenbar resistivitet beräknad från flygmätta elektromagnetiska data (VLF) över Gotland. Läget för den uppmätta markprofilen nordväst om Ljugarn är markerad i figuren.

KARSTVITTRING

Karst är vanligtvis något som man förknippar med sydligare breddgrader. I Sverige har småskalig karstbildning påvisats i områden som domineras av kalkstensberggrund, t.ex. Öland, Gotland, delar av Skåne och i fjällkedjan (Engh 1980). I dessa områden förekommer karst mestadels som urlakning och vidgning av sprickor, som under gynnsamma betingelser kan leda till bildningen av underjordiska gångar (slukhål och mindre grottsystem). Ett exempel på detta är Lummelundagrottorna (Engh 1980) som är Sveriges tredje största grotta.

Med karst avses bildningar som uppkommit genom kemisk upplösning (korrosion) av kalkstensberggrunden. Denna process är ett kemiskt vittringsfenomen som innebär att den svaga kolsyran i markvattnet angriper mineralet kalcit ($CaCO_3$), som utgör huvudbeståndsdel i kalkstenen. I naturen kan denna kemiska process vidga sprickor till gångar och kanaler i kalkstensberggrunden.

På Gotland är karstifierade sprickor vanligt förekommande i kalkstenar som har hög karbonathalt och som är relativt homogena i sin uppbyggnad, dvs. utan inlagringar av lerigare kalksten. Dessa så kallade sprickkarren (fig. 4 a) är den vanligaste karsttypen på Gotland. Sprickorna kan vara upp till 20 cm breda i de ytnära delarna. Omfattningen av kartsvittringen på djupet i dessa sprickkarren är osäker, eftersom de på djupet vanligtvis är fyllda med barr, löv, grenar, mossa m.m. Som mest är den öppna, ytnära delen ca 60–100 cm djup.

Slukhål är en annan, relativt vanligt förekommande karststruktur på Gotland (fig. 4 b–e). Med slukhål menas en punkt eller plats där ytvatten försvinner ner i marken, t.ex. kan en bäck sluta abrubt i anslutning till ett slukhål. Stora mängder ytvatten kan dräneras ner i berggrundens karstvittrade spricksystem och grot-

Fig. 4. Foton av olika karststrukturer på Gotland. Koordinater i rikets nät (RT 90). **A.** "Sprickkarren" i hällområdet med Slitekalksten vid Langs Hage i Visby (1649040/6388740). **B.** Slukhål i Hemsekalksten vid Sigsarve (1688350/6362080). **C.** Detalj av slukhål i fig. 4b. **D.** Skärning i brottvägg till nedlagt stenbrott i Hemsekalksten vid Bjärges som visar ett mindre slukhål i genomskärning (1667730/6361140). **E.** En ca 5 meter hög kalkstensklint i Högklintslager med en genomgående, 2–3 dm bred, öppen karstvittrad och slukhålsliknande spricka. Gamla cementfabriken i södra Visby (1647780/6391780). **F.** Paleokarst i Klintebergslager. En tydlig "paleorauk" framträder inne i en nutida rauk vid Gothemshammar, i gränsen mellan Halla- och Klintebergslager (1679430/6389820).

Fig. 4, forts.

tor via slukhål. Öppna källor i lägre liggande terräng har i många fall en koppling till högre liggande slukhål. Många av dessa källor har ett artesiskt flöde. Hälldata visar att karst förekommer i huvudsak inom homogena kalkstensplatåer >25 m ö.h. (fig. 2). Förekomsten av karst har mycket stor betydelse för bedömning av grundvattnets sårbarhet. Det har även visat sig att förekomsten av karst har betydelse för radonrisken.

Förutom karststrukturer som bildats efter senaste istiden (Littorinatid) eller möjligtvis under interglacial tid finns det mycket gammal karst på Gotland, så kallad paleokarst. Dessa strukturer har bildats under silurisk tid i samband med tillfälliga regressioner (sänkning av havsnivån), då kalkstensberggrunden blivit exponerad och utsatt för kemisk korrosion. Dessa karststrukturer är kända från olika nivåer i Ludlow–Wenlocklagren på Gotland (Cherns 1982, Eriksson 2004, Calner m.fl. 2004, fig. 4f). Paleokarstnivåerna tycks ställvis vara knutna till en förhöjning av magnesium- och kloridhalterna i dessa kalkstenslager till följd av indunstning och inflöde av meteoriskt grundvatten.

TÄKTVERKSAMHET

Kalkstensbrytningen på Gotland har en lång historia bakåt i tiden, och i det gotländska landskapet finns tydliga spår efter den kalkstensbrytning som pågått under århundraden. Uppgifter om bearbetad kalksten sträcker sig tillbaka till 400- och 500-talen. Uppemot 500 nedlagda stenbrott finns kvar som spår efter framställning av framför allt bränd kalk och byggnadssten (fig. 5). Framställning av bränd kalk och cement utgör idag merparten av den pågående täktverksamheten (fig. 5). Brytningen är i huvudsak koncentrerad till norra Gotland i Cementas, Storugns och Svenska Minerals täkter (fig. 5). Totalt bryts årligen ca 6 miljoner ton kalksten på Gotland för produktion av bränd och släckt kalk, cement samt i mindre omfattning byggnadssten och krosstensprodukter.

Bränd kalk framställs genom upphettning av krossad kalksten till ca 1000° C. Kalkstenen omvandlas då till kalciumoxid, dvs. bränd kalk (CaO). Bränd kalk används i tillverkningsprocessen för järn och stål, vid cellulosatillverkning samt för rening av bruks- och avloppsvatten. Rening av rökgaser från kraftverk är ett

annat användningsområde. Släckt kalk ($Ca(OH)_2$, kalciumhydroxid) bildas när vatten tillförs den brända kalken. Släckt kalk används bland annat för att rena dricks- och avloppsvatten, inom metallurgin samt av byggmaterialindustrin. Tekniken att bränna kalksten till kalk infördes troligtvis av kristna missionärer på 1000- och 1100-talen. Bränd kalk användes och används fortfarande även för murbrukstillverkning. Murbruk är känt från den äldsta delen av St. Clemenskyrkan (1000-talet) och även från Visby ringmur (1200-talet). Idag finns ett stort antal övergivna kalkugnar kvar i landskapet (fig. 5).

Vid cementtillverkning ska karbonathalten inte vara för hög, och därför blandas kvartshaltig märgelsten och kalksten till en lämplig sammansättning. Cementen framställs genom att kalksten och märgel mals och bränns i stora roterande ugnar där temperaturen är ca 1400 °C. Under bränningen omvandlas materialet till keramiska mineral (puzzolaner) av kisel och kalk. Vid tillsats av vatten (gjutning) bildas kalciumsilikathydrat som härdar och bildar bindemedel i cementen, där även ballast, flygaska och gips ingår. Cementtillverkning i industriell skala startade 1884 i Visby cementfabrik. I början av 1919-talet uppfördes cementfabriker i Slite och några år senare i Valleviken. I dag finns endast cementfabriken i Slite kvar.

Kalkstenen användes tidigt för tillverkning av byggnadselement och i skulpturer. Redan under 400- och 500-talen bearbetades kalksten på Gotland till bildstenar. Att byggnadssten tidigt var en stor produkt vittnar inte minst Visby ringmur om samt den stora mängd kyrkor och andra byggnader som är uppförda i mer eller mindre bearbetad kalksten. Kalksten för byggnadsändamål har brutits på en mängd platser på Gotland, för lokal byggnadsverksamhet och för export. Två huvudtyper av kalksten har brutits, dels en mer massiv, tjockbankad kalksten, dels en mer tunnbankad dito med tydliga lagringsplan. I nutid bryts kalksten i Hallbjäns, Gannarve, Norrvange och Siglajvs. Stenen används för tillverkning av bland annat fönsterbänkar, golvsten, fasadsten och bänkskivor.

Burgsviksandstenen har använts som byggnadssten, inte bara på Gotland utan även i stora delar av Östersjöområdet. Under 1500- och 1600-talen var brytningsverksamheten omfattande. Sandstenen användes bland annat i Fredriksborgs slott i Hilleröd och Kronborgs slott i Helsingör (Danmark), i byggnader längs polska och tyska Östersjökusten, samt i Gamla Stan i Stockholm. Under 1890 till 1910 var brytningen mycket aktiv, eftersom stenen användes både som fasadsten och till utsmyckning i en rad svenska städer och även i St. Petersburg (Ryssland). Den viktigaste användningen har emellertid varit tillverkning av slipstenar och brynen samt lokalt som takflis.

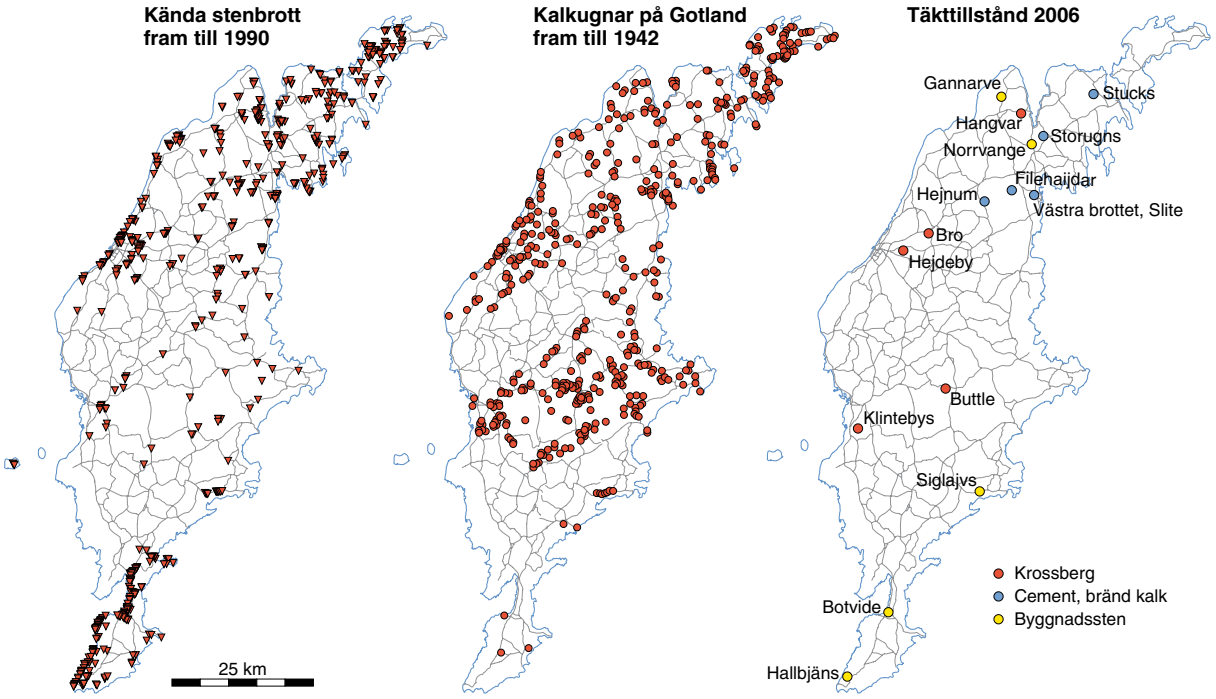


Fig. 5. Översiktskartor som visar förekomsten av gamla stenbrott, kalkugnar och nuvarande täkttillstånd på Gotland.

TEKTONIK

Den kambriska perioden i det område som idag utgör centrala södra Östersjön karaktäriserades av en långsam nersjunkning efter en fas med svag vendisk tension och uppsprickning (riftbildning) av den Baltiska plattan. Uppsprickningen under vendisk tid hade i huvudsak en nordnordostlig riktning lokaliserad till området söder och sydost om Gotland. Kambrium var inte enbart en period med långsam nersjunkning, vilket är verifierat av att det i området kring Fårösund-Fårö förekommer stora laterala skillnader i de kambriska lagrens mäktighet och uppbyggnad. I OPAB-borrhålet Verkegard-1 på Fårö finns uppgifter om en omfattande brecciering, vilket tillsammans med gravimetriska och flygmätta magnetiska data indikerar en tektonisk zon med en rikting som i stort sammanfaller med Fårösund. Kompletterande tyngdkraftsmätningar har utförts under 2007.

I samband med den kaledoniska orogenesen förändrades sedimentationsmönstret successivt. Mäktigheterna på de ordoviciska lagren i området varierar till följd av tektoniska rörelser som orsakade t.ex. bildningen av lokala höjdområden och sänkor. Under silur ökade sedimentationshastigheten kraftigt till följd av en insjunkning av jordskorpan framför den kaledoniska deformationsfronten. Under yngsta silur ökade inslaget av klastiskt material, vilket bildade Burgsviksandsten på Gotland och motsvarande Övedsandsten i Skåne. Dessa markerar slutfasen av den kaledoniska orogenesen och den äldre paleozoiska sedimentationen i området. Under devon–perm kom stora delar av den Baltiska plattan att utsättas för en omfattande erosion av upphöjda områden, varvid stora områden med kambrosilurisk berggrund avlägsnades.

Den siluriska ytberggrunden på Gotland är förhållandevis lite påverkad av större tektoniska störningar. Mindre lineament i form av förkastningar och sprickzoner förekommer dock frekvent. Huvudriktningen för dessa är 270–310°.

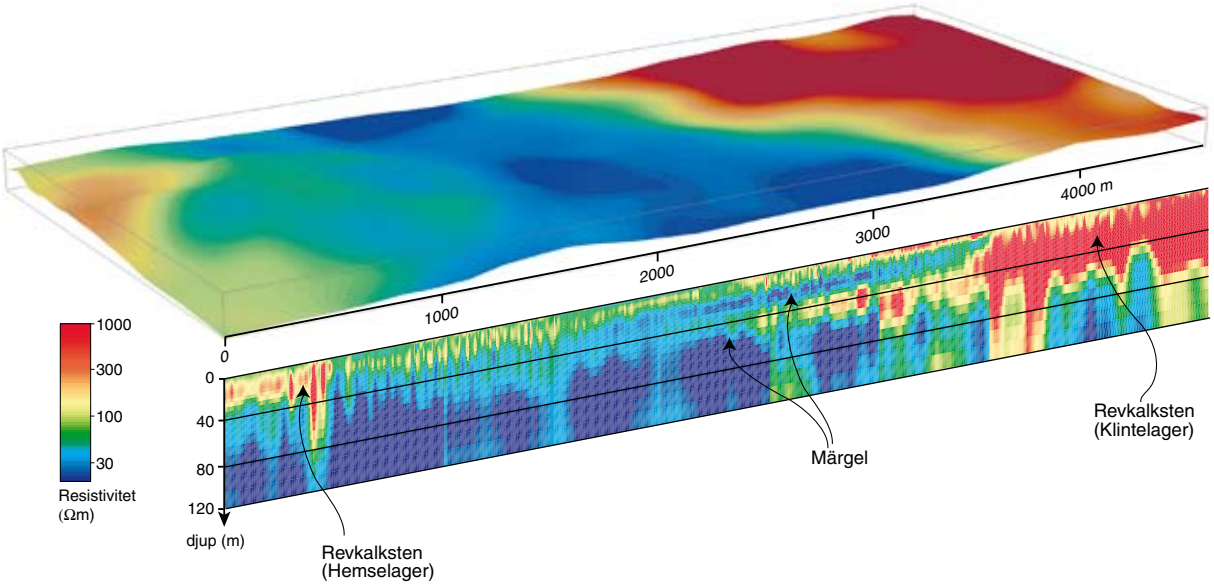


Fig. 6. Resistivitetsmodell från RMT-mätningen. Profilen är 4,3 km lång och går från söder mot norr. Profilens läge är markerad i figur 3. Ett utsnitt av resistivitetskartan, baserad på flygdata, över samma område som profilen ligger överst i figuren.

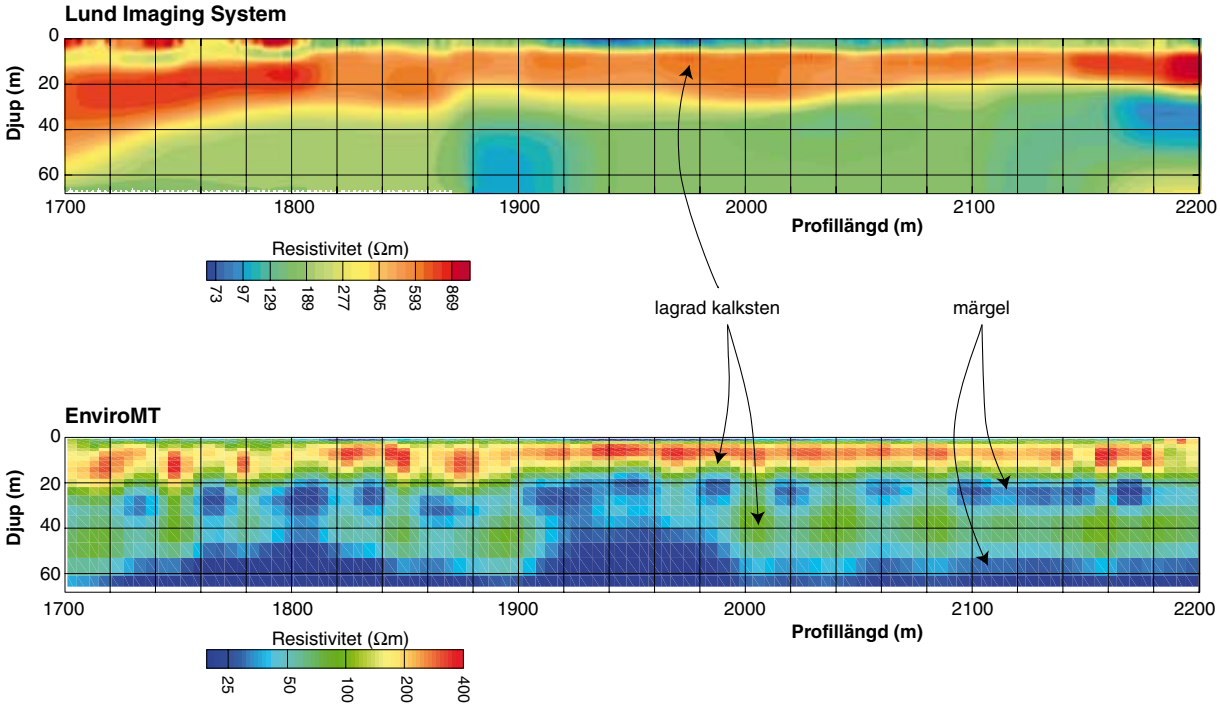


Fig. 7. Resisivitetsmodell över en del av profilen (1700–2200m). Överst visas resistivitetsmätning med Lund Imaging system och underst RMT-mätning med EnviroMT.

GEOFYSISKA MARKMÄTNINGAR

Det geofysiska fältarbetet har bestått av markmätningar för att följa upp intressanta anomalier från flygmätta elektromagnetiska (resistivitet) data (fig. 3). Två metoder har använts, RMT (radiomagnetotellurik) och resistivitetsmätning med multielektrodsystem. En drygt fyra km lång profil har uppmätts i nord–sydlig riktning över kontakten mellan revkalksten i norr och märgel i söder (fig. 6).

Vid mätning med elektriska och elektromagnetiska metoder erhålls vanligtvis modeller över markens resistivitet. Termen resistivitet beskriver ett materials oförmåga att leda elektrisk ström och uppmäts i enheten Ohmmeter (Ωm). Tidigare geofysiska undersökningar på Gotland (Linde & Pedersen 2004) visar att kalksten uppvisar en relativt hög resistivitet (>1000 Ωm), medan lerhaltig märgel har betydligt lägre resistivitet (<300 Ωm).

Eftersom vattenmättad lera generellt uppvisar en mycket låg resistivitet (<30 Ωm), kan man förvänta sig att resistiviteten i märgel minskar med ökande lerhalt. Även vattenhalten och förekomst av eventuellt salthaltigt vatten påverkar den elektriska ledningsförmågan.

Radiomagnetotellurik är en elektromagnetisk metod som utnyttjar radiosändare i frekvensområdet 15–250 kHz. Det instrument vi använt (EnviroMT) är utvecklat vid Uppsala universitet (Bastani 2001). Vid mätningen registreras tre komponenter av det magnetiska fältet och två horisontella komponenter av det elektriska fältet. Markens skenbara resistivitet kan därefter bestämmas ur kvoten av det horisontella elektriska (E_x) och det magnetiska (H_y) fältet enligt:

$\rho_a = 2\pi\nu\mu_0 H_y / E_x^2$ där ν = frekvens (Hz) och $\mu_0 = 4\pi \cdot 10^{-7}$ (Ωsm^{-1}).

Djupkänningen är beroende av frekvensen på så sätt att lägre frekvenser tränger djupare ned i marken. Vid RMT-mätningen användes ett mätpunktsavstånd på 10 m.

Vid elektrisk resistivitetsmätning utsänds en ström i marken via två strömelektroder och potentialskillnaden registreras med två potentialelektroder. Markens skenbara resistivitet kan sedan beräknas enligt:

$$\rho_a = K \cdot \frac{U}{I}$$

där U är uppmätt potentialskillnad, I motsvaras av den utsända strömmen och K är en geometrisk faktor som är beroende av elektrodernas inbördes läge. Genom att öka avståndet mellan strömelektroderna erhålls en större djupkänning. Vid mätningen användes ABEM Lund Imaging System (Dahlin 1996), ett multielektrodsystem där ett stort antal elektroder (64 st.) placeras ut längs profillinjen och registrering sedan sker automatiskt för olika elektrodkonfigurationer. Ett elektrodavstånd på 5 m användes för samtliga profiler.

Vid tolkningen av data har tvådimensionella inversionsprogram använts. För RMT-data inversionsprogrammet Rebocc (Siripunvaraporn & Egbert 2000) och för resistivitetsdata programmet Res2Dinv (Loke 2004). Vid inversion skapas en modell med celler av okänd resistivitet. Programmet försöker sedan anpassa resistiviteten i varje cell så att responsen från modellen överensstämmer med uppmätta data. Resultatet presenteras sedan som djupsektioner över resistiviteten längs den uppmätta profilen.

Resultaten från den 4,3 km långa RMT-profilen visas i figur 6. Som jämförelse har ett utsnitt av flygmätta data över samma område lagts in över profilen. Observera att djupskalan är kraftigt förstorad i jämförelse med längdskalan. Områden med hög resistivitet (>1000 Ωm, röd färg) motsvaras av den revartade kalkstenen som förekommer främst i den norra delen (Klintebergslager), men även i den södra delen av profilen (Hemselager). Djupgåendet av kalkstenen kan bestämmas relativt väl ur resistivitetsmodellen. Mäktigheten varierar omkring 60 m i den norra delen, medan kalkstenen i den södra delen har betydligt mindre mäktighet (ca 30 m). Modellen visar även att kalkstenen har en märkbart större mäktighet i kontakten (dvs. vid 400 m och 3500 m). Områden med låg resistivitet (<30 Ωm, blå färg) motsvaras av lerhaltig märgel och märgelsten. I de centrala delarna av profilen visar modellen tydligt två lager med märgel, ett ytligt på ca 20 m djup och ett annat på ca 50 m djup.

RMT-metoden är speciellt bra på att detektera elektriska ledare, såsom lerhaltig märgel i det här fallet. Det innebär att djupgåendet av den högresistiva kalkstenen är relativt väl bestämt och även överytan på de två lågresistiva lagren med märgel. Djupgåendet av det undre lagret med märgel kan inte bestämmas ur modellen. Djupkänningen hos metoden är beroende av frekvens och markens resistivitet, där låg resistivitet medför en mindre djupkänning. Det innebär att djupkänningen inom de högresistiva kalkstensområdena är betydligt större (>100 m) i jämförelse med märgelområdena (ca 60 m).

Figuren visar även att överensstämmelsen mellan flygmätta, geofysiska resistivitetsdata och den markmätta RMT-profilen är mycket god. De båda högresistiva kalkstensområdena kan även identifieras från flygmäta data. RMT-data tillför dock betydligt mer detaljerad information och ger en bild av hur resistiviteten varierar med djupet.

Resistivitetsmätning med multielektrodsystem (ABEM Lund Imaging System) utfördes längs ett 500 m långt (1 700–2 200 m) avsnitt av profilen (fig. 7). Som jämförelse har även samma utsnitt från RMT-modellen lagts in. I den övre modellen (från resistivitetsdata) framträder den resistiva strukturen (lagrad kalksten) mycket tydligt. Profilen startar i ett torrt hällområde (1 700–1 800 m) och går sedan över i ett område med vattenfyllda diken (1 900–2 000 m). Detta återspeglas i den ytligaste delen (ca 0–5 m) i den övre modellen. I jämförelse med RMT-mätningen är inte resistivitetsmätning lika effektiv när det gäller att identifiera de lågresistiva lagren med märgel. Eftersom profilen går över hällrika områden, har det i många fall varit svårt att skicka ut en tillräckligt stark ström i marken. Datakvaliteten är därför dålig över vissa delar av profilen och det påverkar främst upplösningen på större djup. RMT-modellen visar där en bättre upplösning och visar tydligt två separata lågresistiva skikt, ett vid ca 20 m och det andra vid ca 50 m.

REFERENSER

Bastani, M., 2001: EnviroMT – a New Controlled Source/Radio Magnetotelluric System. *Acta Universitatis Upsaliensis. Uppsala Dissertations from the faculty of Science and Technology 32. ISBN 91-554-5051-2.*

Calner, M., Jeppsson, L. & Munnecke, A., 2004: The Silurian of Gotland – Part I: Review of the stratigraphical framework, event stratigraphy, and stable carbon and oxygen isotope development. *I* A. Munnecke, T. Servais & C. Schulbert (red.): Early Palaeozic Palaeogeograhy and Palaeoclimate (IGCP 503). Abstracts and Field Guides. *Erlanger geologische Abhandlungen, Sonderband 5*, 113–131.

Cherns, L., 1982: Paleokarst, tidal erosion surfaces and stromatolites in the Silurian Eke Formation of Gotland. *Sedimentology 29*, 819–833.

Dahlin, T., 1996: 2D resistivity surveying for environmental and engineering applications. *First Break 14*, 275–283.

Engh, L., 1980: Lummelundagrottan med tillhörande karstområde. *Svenska grottor 3, Sveriges speleologförbund*, 290 s.

Eriksson, M.J., 2004: Formation and significance of a middle Silurian ravinement surface on Gotland, Sweden. *Sedimentary Geology 170*, 163–175.

Eriksson, M.E. & Calner, M. (red.), 2005: The Dynamic Silurian Earth. Subcommission on Silurian Stratigraphy Field Meeting 2005. Field guide and abstracts. S*veriges geologiska undersökning Rapporter och meddelanden 121*, 99 s.

Floden, T., 1980: Seismic stratigraphy and bedrock geology of the central Baltic. *Stockholm Contributions in Geology 35*, 240 s.

Hede, J.E., 1960: The Silurian of Gotland. I G. Regnell & J.E. Hede (red.): The Lower Palaeozoic Scania. The Silurian of Gotland. *International Geological Congress XXI. Session Norden. Sweden Guide-book d. Stockholm*, 89 s.

Jeppsson, L., Eriksson, M.E. & Calner, M., 2006: A latest Llandovery to latest Ludlow high-resolution biostratigraphy based on the Silurian of Gotland – a summary. *GFF 128*, 109–114.

Linde, N. & Pedersen L.B., 2004: Evidence of electrical anisotropy in limestone formations using the RMT technique. *Geophysics 69*, 909–916.

Loke, M.H., 2004: Rapid 2-D resistivity & IP inversion using the least-squares method. Manual for *Res2dinv, version 3.54*, s. 53 (available at www.geoelectrical.com).

Siripunvaraporn, W. & Egbert, G., 2000: An efficient data-subspace inversion method for 2-D magnetotelluric data. *Geophysics 65*, 791–803.

Sivhed, U., Erlström, M., Bojesen-Koefoed J.A. & Löfgren, A., 2004: Upper Ordovician carbonate mounds on Gotland, central Baltic Sea. Distribution, composition and reservoir characteristics. *Journal of Petroleum Geology 27*, 115–140.

E-post: mikael.erlstrom@sgu.se lena.persson@sgu.se

Västra Dalarna

Magnus Ripa, Martin Ahl, Mehrdad Bastani, Hans Delin, Lutz Kübler, Per Nysten, Lena Persson och Torbjörn Thelander

Projektet avser att ta fram digital berggrundsgeologisk information för västra delen av Dalarnas län. Området är ca 13 550 km^2 stort och omfattar hela eller delar av kartområdena 12D Uddeholm, 12E Säfsnäs, 13D Malung, 13E Vansbro, 14C Norra Finnskoga, 14D Sälen, 14E Mora, 15D Särna, 16C Idre, 16D Lofsdalen och 17C Funäsdalen (fig. 1).

Undersökningen ska bedrivas enligt SGUs regionala modell (kvalitetsdokument GUBStC), vilken innebär att ca 25 km^2 karteras per geolog och dag och ca 60 km^2 mäts per geofysiker och dag. I områden med varierande och komplicerad berggrund innebär modellen, att den framtagna kartbilden blir schematisk och att vissa bergartsrelationer förblir oklara.

Fältverksamheten i projektet inleddes 2006 och resultaten av den beskrevs av Ripa m.fl. (2007). Sommaren 2007 bedrevs geologiska fältarbeten i områdena 12E Säfsnäs, 13E Vansbro, 14E Mora, 15D Särna

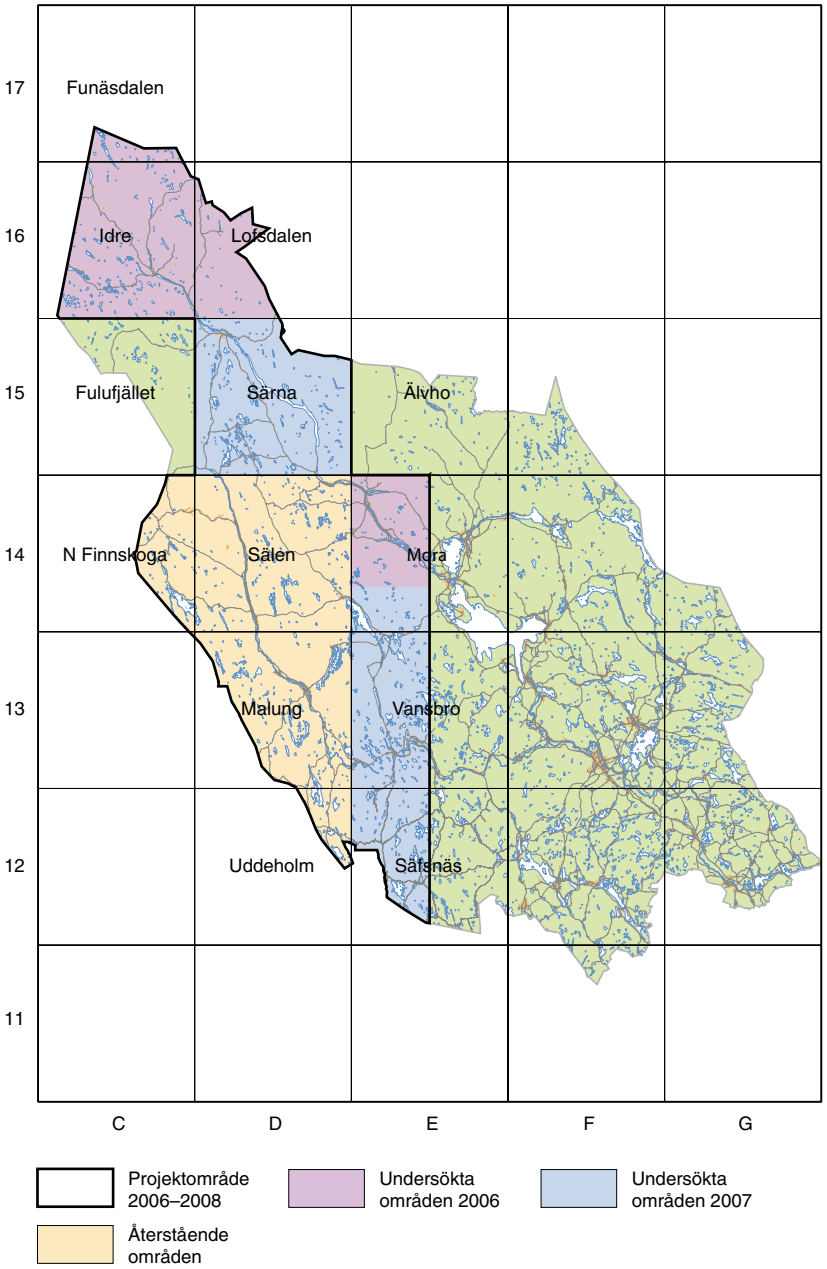


Fig. 1. Projektområdet.

och 16C Idre samt geofysiska fältarbeten i områdena 12E Säfsnäs, 13E Vansbro, 14E Mora, 15D Särna, 16C Idre, 16D Lofsdalen och 17C Funäsdalen. Robert Berggren, Alireza Malehmir och Faramarz Nilfouroushan var extrageofysiker. Henrik Mikko och Jan-Olov Svedlund flygbildstolkade hällar för delar av 2007 års fältarbetsområden. Anders Gustafsson mätte de geofysiska parameterproverna och Julio Gonzalez skötte provhanteringen för tillverkning av tunnslip och för kemisk analys.

KARTOMRÅDENA 12E SÄFSNÄS NV OCH SV

Magnus Ripa och Mehrdad Bastani

Allmänt

Kartområdena 12E Säfsnäs NV och SV ligger i Dalarnas län och omfattar delar av Vansbro och Ludvika kommuner. Äldre arbeten i områdena har huvudsakligen gjorts av Hjelmqvist (1966). En översiktlig geologisk sammanställning som inkluderar områdena gjordes av Stephens m.fl. (2007). Moderna arbeten i intilliggande områden är Lundegårdh (1995), Ripa (1998) och Ripa & Kübler (2005). Området 13E Vansbro SV undersöktes 2007 av Per Nysten (se nedan).

Årets geologiska arbeten omfattade sju personveckor, 216 observationer gjordes och informationen från dem lagrades i SGUs hälldatabas. Årets geofysiska markmätningar omfattade fyra personveckor, och 73 lokaler besöktes av en geofysiker eller extrageofysiker. På varje lokal och bergart mättes strålningen i två eller tre punkter (fig. 4), och ett prov togs för bestämning av bergartens densitet och magnetiska egenskaper.

Bergarter

Bergarterna i områdena 12E Säfsnäs NV och SV (fig. 2) liknar dem i områdena 14E Mora NV och SV (se nedan), dvs. de består till stora delar av vulkaniter, intrusivbergarter och sedimentära bergarter som tillhör eller är associerade med det transskandinaviska magmatiska bältet (TMB) samt jotniska sandstenar och yngre diabasgångar. Enligt dateringar (Lundqvist & Persson 1996, 1999) är vulkaniterna ca 1 800 miljoner år gamla, vilket innebär att de tillhör den så kallade TMB1-generationen. Vidare finns intrusivbergarter av senorogen ålder samt svekofenniska ytbergarter. Tektonisk foliation och stänglighet förekommer lokalt.

Bland områdets TMB-vulkaniter har sex typer kunnat urskiljas. Den första av dessa är en röd till grå och mycket finkornig till finkornig ryolit till dacit (fig. 3 c). Lokalt ser bergarten trakytisk ut. Den har 15–50 % strökorn av plagioklas och kalifältspat, lokalt även en mafisk fas, antingen biotit eller hornblände. Kalifältspatströkornen är upp till cm-stora. Lokalt är bergarten pimpstens- och xenolitförande (fig. 3 b), och har där tolkats som en tuff. Spektrometermätningar på 12 lokaler visar att kaliumhalten varierar mellan 2,8 och 4,5 %, uranhalten mellan 3,5 och 6,4 ppm och toriumhalten mellan 11,5 och 17,7 ppm. Den magnetiska susceptibiliteten varierar mellan 6 och $2\,600 \times 10^{-5}$ SI-enheter. En jämförelse mellan berggrundskartan (fig. 2) och magnetfältsresidualkartan (fig. 5) visar också att bergarten har en varierande magnetiseringsnivå. Till exempel ger en susceptibilitetsmätning på en ryolit i det högmagnetiska området nordväst om Rånkberget det högsta värdet, ca $2\,600 \times 10^{-5}$ SI-enheter.

Den andra typen av vulkanit är också en ryolit till dacit. Den har varierande proportioner av kvarts- och fältspatströkorn, dessutom finns biotit som strökorn. Kvartsströkornen är lokalt korroderade och fältspatströkornen består av både kalifältspat och plagioklas. Halten strökorn varierar från nästan 0 till 40 %. Bergarten är röd till grå och mycket finkornig till finkornig. Lokalt är den magnetithaltig och xenolit- eller amygdulförande. Amygdulerna är kloritfyllda. Karaktären hos bergarten är svårbestämd, på något ställe ser den ut att ha fragmenterats hyaloklastiskt, vilket tillsammans med de korroderade kvartskornen tyder på att den är koherent. Hos den senare är kaliumhalten mellan 3,3 och 4,1 %, uranhalten mellan 3,8 och 4,6 ppm och toriumhalten mellan 16,5 och 16,6 ppm (medelvärden för två mätningar). I ett område strax väster om sjöarna Finnjällsen och Örsen (8–9 c) finns en ljust röd till vit, lokalt kvartsporfyrisk, pyritdisseminerad och hydrotermalt omvandlad bergart, vars protolit troligen är den nyss nämnda bergarten.

Den tredje typen av vulkanit är en röd till grå, mycket finkornig till finkornig och fältspatporfyrisk dacit.

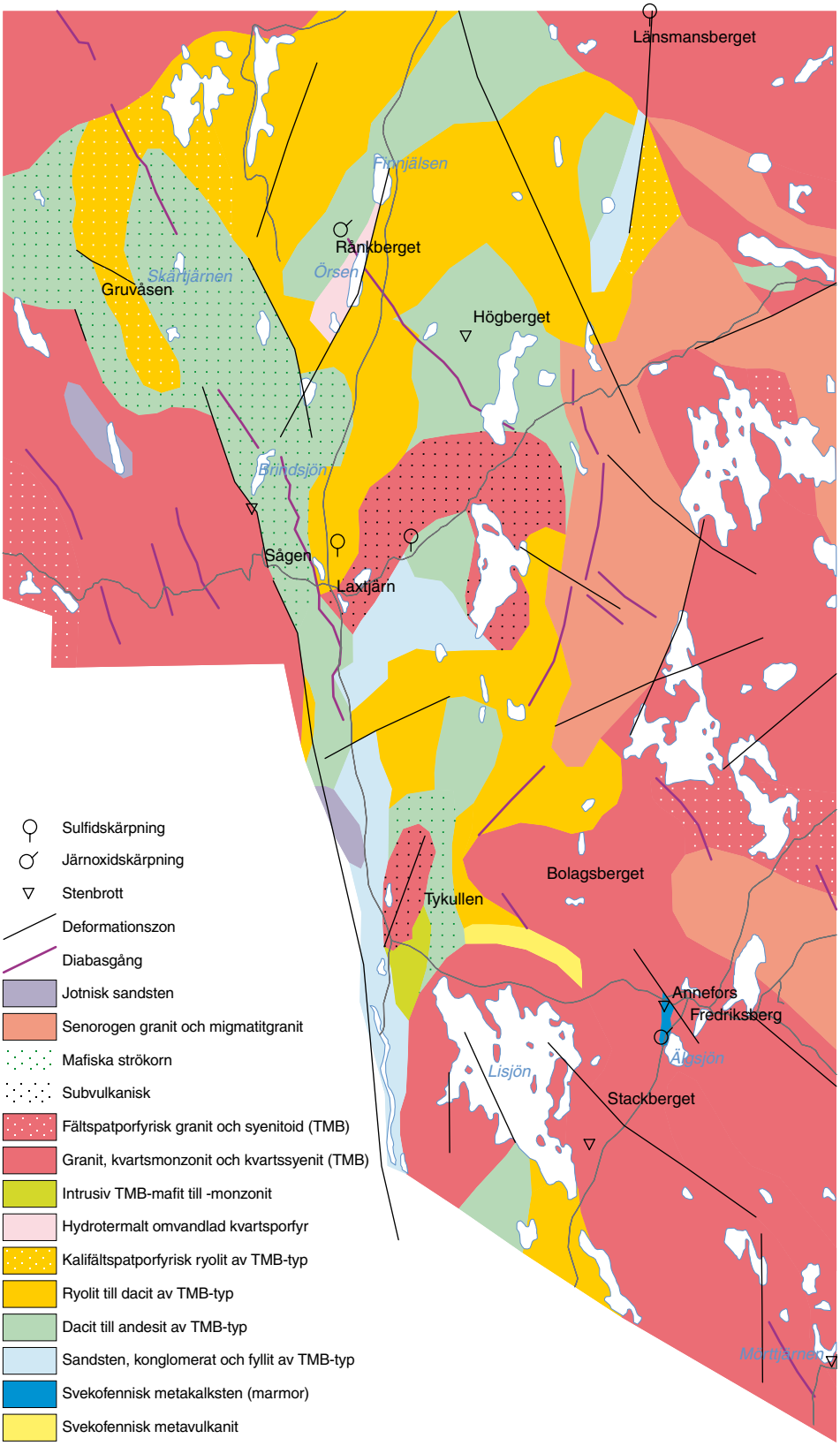


Fig. 2. Preliminär sammanställning av berggrundsgeologin i kartområdena 12E Säfsnäs NV och SV.

Strökornshalten varierar från 0 till 50 %. Lokalt är den till synes flödesbandad och bildar där ett koherent facies, lokalt är den klastisk i form av vulkaniska silt- till sandstenar och breccior med pimpstensfragment. Fragmenten är mycket finkorniga och har lägre strökornshalt än värdbergarten. Lokalt är bergarten uppenbarligen subvulkanisk och övergår gradvis i finkornig kvartsmonzonit till monzonit. På något ställe är den magnetitförande, delvis i tunna ådror. Bergarten bryts som makadam vid Högberget (8 c). Enligt personalen på plats har den under 10 i kulkvarnsvärde och marknadsförs som "Ortofyrit". Spektrometermätningar av den fältspatporfyriska daciten visar halter av kalium som ligger mellan 2,5 och 4,2 % (medelvärde 3,7 % från 18 mätningar).

Den fjärde typen vulkanit är en något mer mafisk dacit, med 5–70 % strökorn av både fältspat och en mafisk fas (hornblände och biotit eller enbart biotit). Den är grå till röd och finkornig, och tolkas som en subvulkanit. Lokalt innehåller den magnetitådror. Bergarten övergår lokalt i en grå, finkornig granit genom att matrix gradvis blir grövre samtidigt som kalifältspatströkorn börjar uppträda. Denna mer mafiska dacit har också ganska höga strålningsnivåer (kaliumhalt 3,2–5,0 %, 3,8–6 % K_2O, uranhalt 5,2–7,1 ppm och toriumhalt 12,6–19,6 ppm). Enligt Nyströms (2004) arbete om Dalavulkaniternas kemi har daciterna K_2O-halter som är mellan 2,08 och 6,45 % (medelvärde 4,23 %), uranhalter mellan 1,1 och 4,7 ppm och toriumhalter mellan 3,5 och 18,7 ppm. Spektrometermätningarna korrelerar alltså bra med dessa analyser.

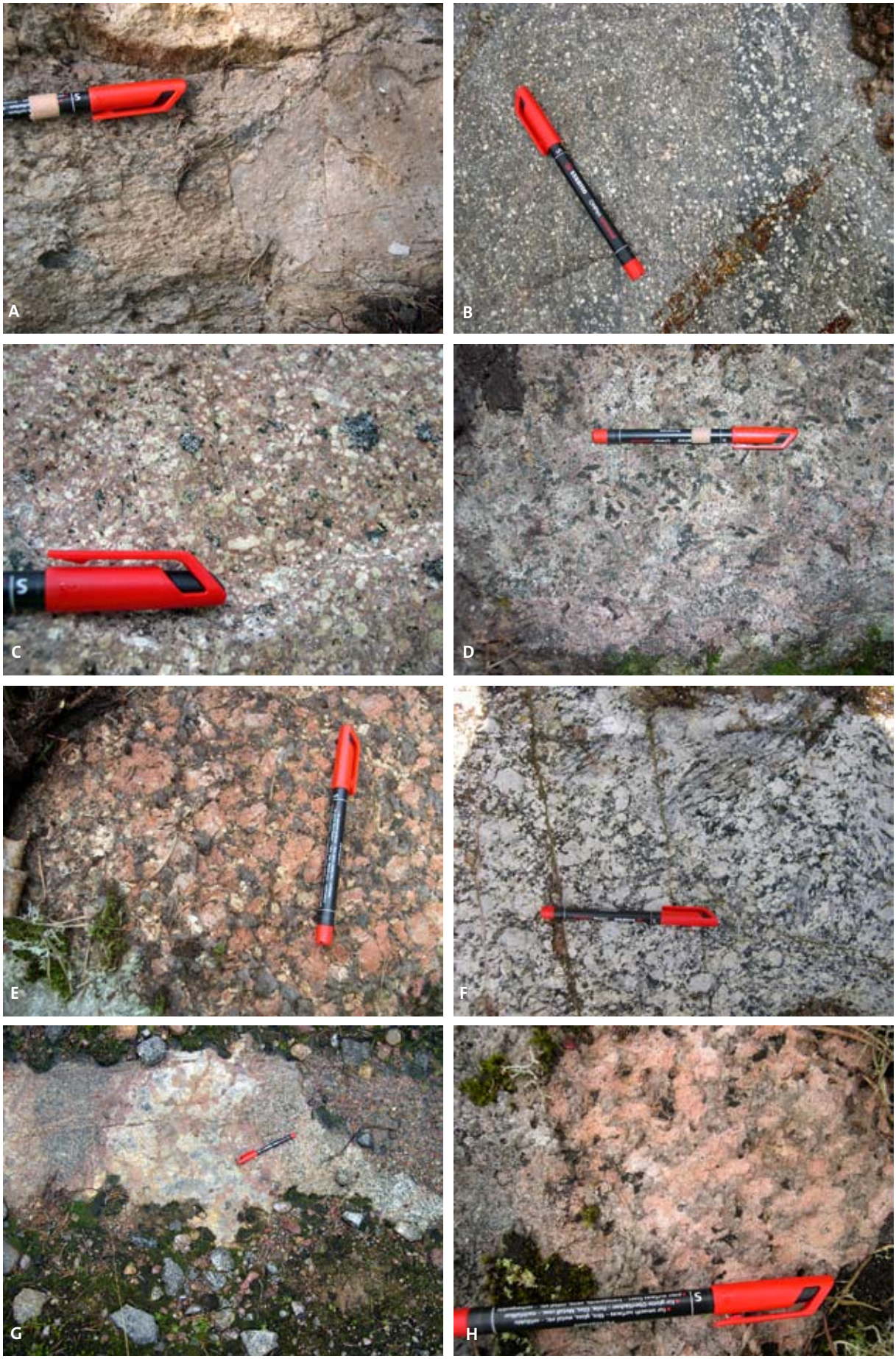
Den femte vulkanittypen har karterats som en subvulkanisk ryolit till granit eller kvartsmonzonit, och den övergår (liksom ovannämnda daciter) i nedan beskrivna djupbergarter. Den är rödgrå till röd, finkornig och jämnkornig till porfyrisk. Strökornen (0–30 %, 1–15 mm stora) består av kvarts, plagioklas och kalifältspat. Den blandar sig lokalt med en mafisk bergart. Den sjätte och helt underordnade typen av vulkanit är en laminerad silt- till sandsten med ryolitisk till dacitisk sammansättning.

Rumsligt associerade med TMB-vulkaniterna finns sedimentära bergarter som liknar de så kallade Digerbergsbildningarna i kartområdena 14E Mora NV och SV. Eftersom de här samexisterar, om än med oklara fältförhållanden, med vulkaniter som sannolikt är ca 1 800 miljoner år gamla, torde de representera en 100 miljoner år äldre sedimentation än (men jämförbar med) Digerbergsbildningarna. Sedimentbergarterna har i det nu aktuella området en ganska begränsad utbredning (fig. 2) och består av konglomerat, sandsten och fyllonit. Konglomeratet har ett arkosiskt sandstensmatrix, runda till deformerade klaster av ryolit och dacit av ovannämnda typer och är tektoniskt folierat (fig. 3 a). Eftersom klasterna till synes utgörs av omgivande vulkaniter bör konglomeratet vara syn- till postvulkaniskt. Sandstenen är i allmänhet grå, lagrad till laminerad och korsskiktad. Den är lokalt rödfärgad i anslutning till spröda deformationszoner. Fylloniten är porfyroblastisk med 10–15 mm stora korn av ett ännu inte bestämt mineral och har dm- till m-stora linser av hälleflintliknande, ryolitiskt material. De sedimentära bergarterna har låga magnetiska susceptibiliteter ($3–52 \times 10^{-5}$ SI-enheter) och framträder som lågmagnetiska zoner på den magnetiska residualfältskartan (fig. 5). Medelvärdet av tre spektrometermätningar visar en kaliumhalt på 3,7 %, en uranhalt på 4,9 ppm och en toriumhalt på 13,9 ppm.

Plutoniterna är av två slag, TMB-typ och senorogen typ. Det finns flera lokaler där det är osäkert vilken av dessa typer bergarten egentligen tillhör. Relationen mellan dem varierar regionalt. I området 12E Säfsnäs SV genomslås TMB-plutoniterna av apliter och pegmatiter (fig. 3 g), vilka tolkas som senorogena, medan det i området 12E Säfsnäs NV finns en observation av gnejsig, senorogen granit som xenolit i TMB-granit till kvartsmonzonit (fig. 3 f). Bergarternas geofysiska egenskaper enligt årets markmätningar sammanfattas i tabell 1.

Plutoniterna av TMB-typ omfattar granit till kvartsmonzonit, kvartsmonzonit till monzonit och monzonit till monzodiorit. Underordnat finns också tonalit och mafit. Som nämnts ovan graderar plutoniterna lokalt över i subvulkaniska facies av vulkaniter. Graniterna till kvartsmonzoniterna motsvarar i stort sett det som regionalt kallas Siljans- och Järnagranit (bl.a. Ahl m.fl. 1999, 2004), dvs. röd, felsisk granit respektive mer röd-svart granit eller kvartsmonzonit med högre halt av mörka mineral (hornblände och biotit eller

Fig. 3. Foton av bergarter i kartområdena 12E Säfsnäs NV och SV. Koordinater i rikets nät (RT 90). **A.** Folierat konglomerat med vulkanitbollar av TMB-typ (6694457/1418505). **B.** Pimpstensfragment i dacitiskt till ryolitiskt vulkaniskt massflöde (6694796/1403318). **C.** Finkornig ryolit med grova strökorn av plagioklas och hornblände (6692203/1402895). **D.** Monzonit till monzodiorit av TMB-typ (6670035/1411905). **E.** Seriat och delvis mycket grov kalifältspat i granit av senorogen typ (6690233/1420441). **F.** Xenoliter av deformerad, senorogen granitoid i granit till kvartsmonzonit av TMB-typ (6688544/1423308). **G.** Granit av Järnatyp, genomslagen av mycket grovkornig pegmatit (6678834/1424039). **H.** Omkristallisation i grovkornig, senorogen granit (6683083/1420510).


A
B
C
D
E
F
G
H

Tabell 1. Spektrometermätt gammastrålningshalt, magnetisk susceptibilitet och beräknat Ra- och aktivitetsindex för olika typer av plutoniter i kartområdena 12E Säfsnäs NV och SV. Tabellen visar medelvärden av 2 eller 3 spektrometermätningar och 8 susceptibilitetsmätningar per lokal. Strålningsvärden som anges med fet text är anomala. "Susc." är magnetisk susceptibilitet, "kvartsmonz." är kvartsmonzonit.

Bergart	K (%)	U (ppm)	Th (ppm)	Susc. (×10^{-5} SI-enheter)	Ra-index	Aktivitetsindex
TMB-granit	3,7	7,7	25,5	72	0,47	1,21
TMB-granit	4,1	8,8	39,3	22	0,54	1,59
TMB-granit	4,0	4,5	38,7	5	0,28	1,39
TMB-granit	**4,4**	**29,8**	**37,6**	**19**	**1,83**	**2,5**
TMB-granit	4,3	6,5	20,3	1291	0,40	1,1
TMB-granit	4,2	3,3	21,5	18	0,21	1,00
TMB-kvartsmonzonit	3,3	4,8	18,2	3063	0,29	1,00
TMB-kvartsmonzonit	2,9	4,6	17,3	670	0,28	0,91
TMB-granit till kvartsmonz.	2,6	3,1	7,8	2500	0,19	0,5
TMB-granit till kvartsmonz.	2,7	3,2	10,4	1886	0,19	0,62
TMB-granit till kvartsmonz.	2,5	2,3	6,6	2870	0,14	0,49
TMB-granit till kvartsmonz.	2,6	1,8	5,1	1251	0,11	0,45
TMB-granit till kvartsmonz.	4,1	7,9	25,9	80	0,48	1,28
TMB-granit till kvartsmonz.	4,0	13,5	37,3	212	0,83	1,73
TMB-granit till kvartsmonz.	**4,1**	**15,1**	**43,1**	**476**	**0,93**	**1,93**
TMB-granit till kvartsmonz.	2,7	8,2	34,4	10	0,50	1,32
TMB-granit till kvartsmonz.	4,1	6,0	24,1	23	0,37	1,17
TMB-granit till kvartsmonz.	4,0	8,6	21,7	511	0,53	1,22
Subvulkanisk TMB-granit till kvartsmonzonit	3,9	2,4	10,6	1166	0,15	0,72
Subvulkanisk TMB-granit till kvartsmonzonit	4,1	8,2	23,2	773	0,50	1,24
K-porfyrisk TMB-granit	4,0	8,5	33,4	120	0,52	1,45
K-porfyrisk TMB-granit	4,1	4,3	34,5	9	0,26	1,30
TMB-granit till granodiorit	2,9	3,0	10,3	2490	0,18	0,62
TMB-granit till granodiorit	3,0	2,1	8,6	2476	0,13	0,57

enbart biotit). Lokalt drar sammansättningen mot alkalifältspatgranit, granodiorit och syenit. Graniten till kvartsmonzoniten är övervägande medelkornig men varierar från fin- till grovkornig. Texturen är jämnkornig, ojämnkornig eller porfyrisk. Strökornen består mest av kalifältspat, lokalt med rapakivitextur, men även kvarts och plagioklas bildar grövre korn ställvis. Strökornens storlek motsvarar små- till grovporfyrisk textur. Lokalt har bergarterna 1–10 cm stora enklaver av mer finkornigt, granitiskt till tonalitiskt material. Intill xenoliter är bergarterna delvis sulfidförande och på några platser finns greisenomvandling, lokalt till synes kring tunna, kvartsläkta sprickor. Granitiska till monzonitiska gångar och ådror genomkorsar dels mer mafiska, intrusiva TMB-led (se nedan), dels ovannämnda vulkaniter. Kvartsmonzoniten till monzoniten är gråröd och övervägande medelkornig men med variation från fin- till grovkornig. Texturen är jämnkornig till porfyrisk (kalifältspat). Monzoniten till monzodioriten är rödgrå till grå, medel- till grovkornig och ojämnkornig till porfyrisk (fig. 3 d), med strökorn av hornblände eller pyroxen. Bergarten klipps av gångar av mer felsiska TMB-led. Mafiten är grå, finkornig och porfyrisk med plagioklasströkorn (0–5 %, 0–5 mm stora). Den både blandar sig med och genomslås av granit av TMB-typ. Lokalt är mafiten sulfid- och biotithaltig. Tonalit av TMB-typ har observerats endast på ett ställe och den är grå, fint medelkornig och jämnkornig.

Senorogen magmatism har inom kartområdena bildat både plutoniter och gångbergarter. Plutoniterna är av två typer, dels ljust röd till röd, fin- till grovkornig, ojämnkornig, lokalt omkristalliserad, lokalt pegmatitisk och övervägande massformig granit (fig. 3 h), dels finkornig till fint medelkornig, biotitslirig och folierad till gnejsig migmatitgranit. Lokalt finns en kalifältspatdominerad bergart med seriat kalifältspat som varierar från medel- till grovkornig (cm-stor, fig. 3 e). Gångbergarterna är apliter och pegmatiter, som eventuellt även uppträder som smärre kroppar.

Efter TMB-magmatismen avsattes *jotnisk sandsten* diskordant på ovannämnda bergarter (bl.a. Hjelmqvist 1966). I de nu undersökta områdena är den röd, lagrad och lokalt folierad. Den har låg strålningsnivå (kaliumhalt 1,8–1,9 %, uranhalt 0,8–1,2 ppm och toriumhalt 4,1–4,9 ppm) samt låg magnetisk susceptibilitet

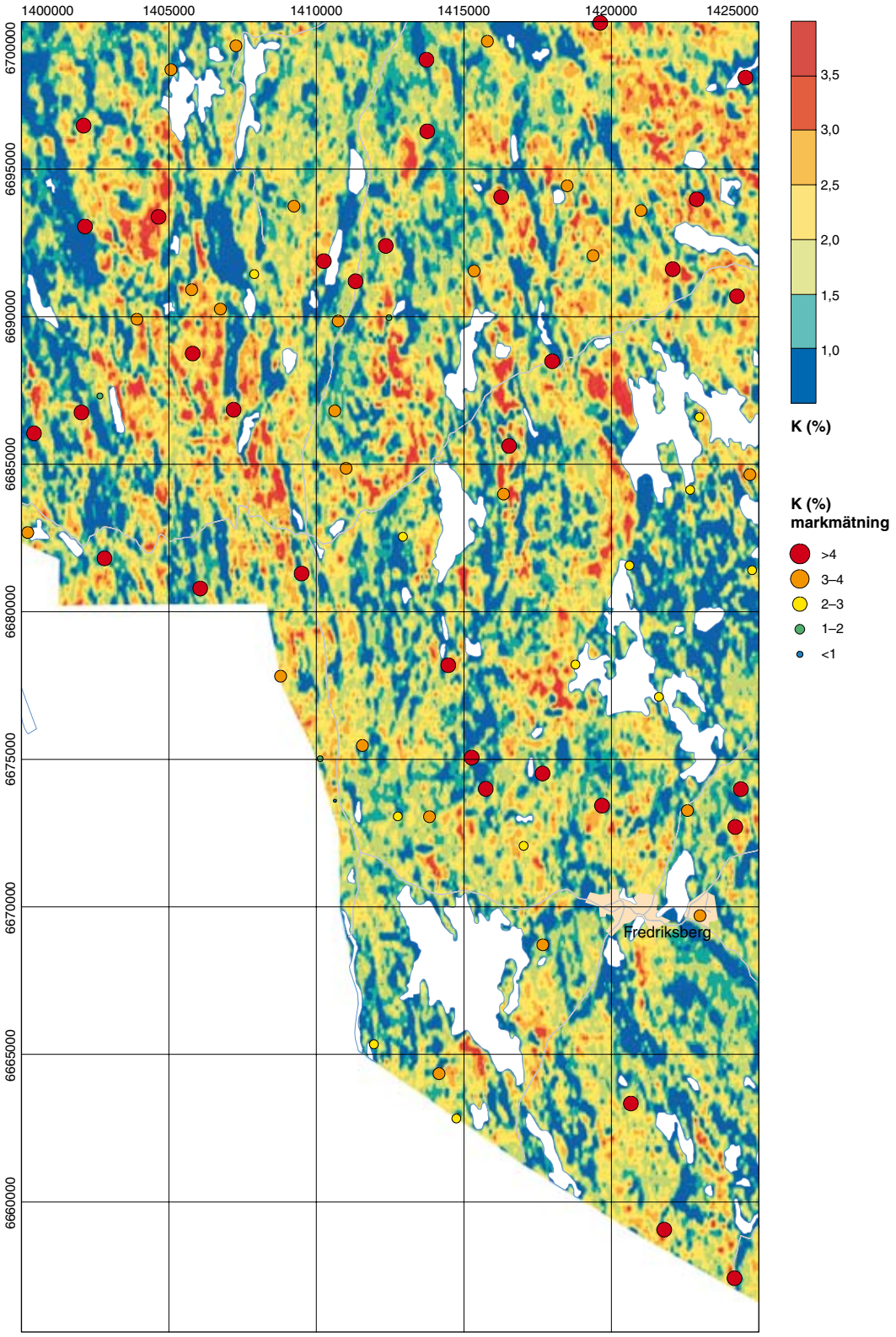


Fig. 4. Karta över markens kaliumhalt i kartområdena 12E Säfsnäs NV och SV. Runda symboler visar lägena för spektrometermätningar.

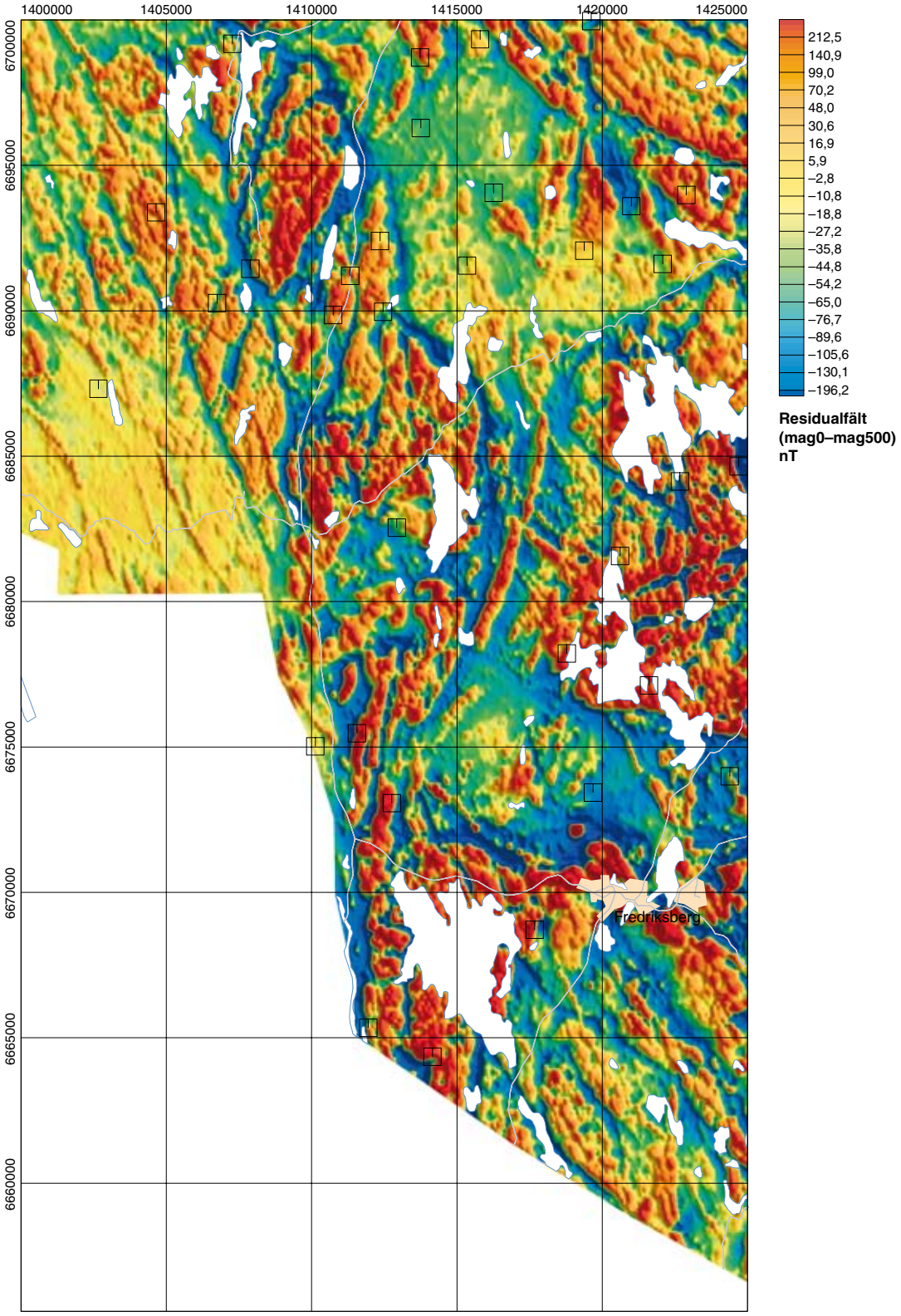


Fig. 5. Magnetisk residualfältskarta över kartområdena 12E Säfsnäs NV och SV. Kartan visar skillnaden mellan det magnetiska totalfältet och ett 500 m uppträknat fält. Svarta symboler visar läget för de prover som kommer att analyseras med avseende på magnetiska egenskaper och densitet.

(1–2 × 10^{-5} SI-enheter). Yngre än sandstenen är gångar av diabas som är grå, finkornig till fint medelkornig, jämnkornig och massformig. Den innehåller lokalt xenoliter av intilliggande bergarter. Diabasgångarna framträder på magnetfältskartan (fig. 5) som långsträckta, linjära positiva anomalier. Magnetiska susceptibilitetsmätningar på en diabashäll visar en variation mellan 1 500 och 2 600 × 10^{-5} SI-enheter.

I närheten av Fredriksberg (fig. 2) förekommer underordnat svekofenniska bergarter som är de äldsta bergarterna i regionen, ca 1 900 miljoner år gamla (bl.a. Stephens m.fl. 2007). De består av dels cordierit(?) porfyroblastisk, veckad och ådrad felsisk (ryolit till dacit) metavulkanit, dels grå, finkornig, jämnkornig och biotithaltig metabasit och dels något magnesiumhaltig kalcitmarmor. Den senare är lokalt skarnig och mineraliserad.

Strukturer

Primära strukturer som t.ex. lagring kan lokalt observeras i områdenas ytbergarter. Relativt få lagringar har kunnat mätas, men generellt får man ett intryck av att branta stupningar bland ytbergarterna av TMB-ålder är vanligare här än i områdena 14E Mora NV och SV. Tektoniska strukturer i TMB-bergarterna, såsom foliation och stänglighet, är praktiskt taget obefintliga i de senare områdena men relativt vanligt förekommande i de nu undersökta. Deformationszonerna som markerats på berggrundskartan (fig. 2) är i stor utsträckning baserade på tolkningar av geofysiska data.

Ekonomisk geologi

På Länsmansberget (9 d) finns en skärpning i röd, fin- och jämnkornig och pyritdisseminerad granit. Pyriten verkar vara associerad med kvartsläkta sprickor. Vid Rånkberget (8 c) finns enligt Hjelmqvist (1966) skärpningar i hematitimpregnerad, magnetit- och maghemitförande tuff och porfyritagglomerat. Vid årets undersökning hittades en oansenlig skärpning (4–5 m^3), vari varpen består av delvis klorit- och kvartsomvandlad, fältspatporfyrisk dacit som lokalt har cm-stora inneslutningar av en jämnkornig, kloritisk bergart. Mineraliseringen är svag med glest förekommande pyrit och magnetit. Som nämnts ovan, finns ett stråk av hydrotermalt omvandlad och pyritimpregnerad vulkanit, troligen kvartsporfyrisk ryolit, strax öster därom. Det sträcker sig åtminstone från sjön Örsens sydspets och drygt sex km ganska rakt norrut till trakten nordnordväst om sjön Finnjälsen (fig. 2).

Vid Gruvåsen, eller snarare strax söder om Skärtjärnen (8 a), finns enligt Hjelmqvist (1966) en skärpning i svavelkisimpregnerad och kopparkishaltig porfyrit. Den kunde inte hittas vid årets undersökning trots ganska mycket letande. Strax norr om Laxtjärn (6 c) finns en skärpning i en osäker häll. Varpen består av några kubikmeter med pyritförande (1–2 %), kvarts-fältspatporfyrisk vulkanit.

Drygt två km ostnordost om Laxtjärn (6 c) finns en liten skärpning i finkornig, pyritförande mafisk TMB-bergart. Vid Älgsjön strax söder om Fredriksberg (3 d) finns ett ca 50 × 30 m stort, vattenfyllt gruvhål. Varpen består av magnetit med pyritådror vilka sitter som klumpar och ådror i kalcit. Enligt Hjelmqvist (1966) finns här manganrik skarnjärnmalm med pyrit, zinkblände, blyglans och kopparkis. Bergarterna ansluter troligen till kalkförekomsten i Fredriksberg (se nedan). Öster om Tykullen och norr om Lisjön finns enligt Hjelmqvist (1966) en skärpning i omvandlad porfyrtuff med mineralisering av pyrit, kopparkis, blyglans, zinkblände och flusspat. Skärpningen kunde inte hittas vid årets undersökning. Längs vägen väster om Bolagsberget (4 d) finns enstaka greisenådror i både hällar och lokala block.

Vid Annefors i Fredriksberg (3 d) finns tre större stenbrott ur vilka man brutit något magnesiumhaltig kalcitmarmor. I det sydligare av dessa hål är marmorn skarnig och magnetithaltig. Enligt Linder (1982) omges den delvis skarniga karbonatstenen av dels basisk, dels kvartsrik och hälleflintaktig metavulkanit. Bergarten ansluter troligen söderut till mineraliseringen vid Älgsjön (se ovan). Vid Mörttjärnen (1e) finns ett kvartsbrott i kvartsådrad till -breccierad monzonit (Järnagranit enligt Hjelmqvist 1966). Lokalt ser det ut att även finnas hematit i kvartssprickorna. Enligt Hjelmqvist (1966) finns det ett kvartsbrott på Stackberget (3 d), men det kunde inte hittas vid årets undersökning.

På Högberget (8 c) finns som nämnts ovan ett aktivt stenbrott i fältspatporfyrisk dacit. Längs vägen mellan Brindsjön och Sågen (6 b) finns ett gammalt stenbrott, till synes i övergångszonen mellan dacit och granit. Söder om Stackberget (3 d) finns ett aktivt stenbrott i TMB-granit.

KARTOMRÅDENA 13E VANSBRO NV OCH SV

Martin Ahl, Mehrdad Bastani och Per Nysten

Allmänt

Kartområdena 13E Vansbro NV och SV berör i huvudsak kommunerna Malung, Mora, Hedesunda och Vansbro. Tidigare geologiska karteringar i området har utförts av bland andra Hjelmqvist (1966). Senare undersökningar är rapporterade för kartområdena 13E Vansbro NO och SO av Kresten m.fl. (1991 a, b) och 14E Mora SV och NV av Ripa m.fl. (2007).

Under fältsäsongen 2007 omfattade den geologiska undersökningen ca 12 personveckor. Inom kartområdena 13E Vansbro NV och SV karterades totalt 1 250 km^2. Hällunderlaget hämtades från SGUs jordartskartering samt från arkivmaterial (Hjelmqvist 1966) och överfördes till topografiska kartor. Det gjordes 486 hällobservationer som registrerades i SGUs hälldatabas (halldb). Det geofysiska fältarbetet omfattade 9 arbetsveckor och bestod av gammastrålningsmätning och parameterprovtagning. Sammanlagt har 134 gammastrålningsmätningar gjorts (se fig. 7), och 55 parameterprover (av 120) ska mätas med avseende på magnetiska egenskaper och densitet.

Bergarterna i det nu undersökta området (fig. 6) består av subjotniska magmatiska yt- och djupbergarter, jotniska konglomerat och sandstenar samt yngre diabasgångar (se t.ex. Hjelmqvist 1966). I det aktuella området och dess närmaste omgivningar är subjotniska vulkaniter och granitoider åldersbestämda till två distinkta perioder, ca 1 800 resp. 1 700 miljoner år (Lundqvist & Persson 1996, 1999, Ahl m.fl. 1999) och anses tillhöra det transskandinaviska magmatiska bältet (TMB). Nyström (1999, 2004) har beskrivit de vulkaniska bergarterna i Älvdalen, och beskrivningen torde också gälla för de norra delarna av kartområdet 13E Vansbro NV. Tre olika typer (möjligen generationer) av diabaser som genomslår övriga bergarter i området är beskrivna av Söderlund m.fl. (2005). Residualmagnetfältskartan (fig. 8) visar en ganska kraftig variation inom undersökningsområdet. Till exempel framstår diabasgångarna som högmagnetiska lineament med nordvästlig strykning, från de östra delarna av 13E Vansbro SV till de västra delarna av 13E Vansbro NV.

Djupbergarter och vulkaniter

Äldre metamafit (amfibolit) finns som inneslutningar i granit av Siljanstyp vid Hundflens norra sida och i granit av Järnatyp vid Öster-Holberget. I den förstnämnda har en skärpning på sulfider upptagits (se nedan).

Granit av Kristinehamnstyp finns enligt Hjelmqvist (1966) i det sydvästra hörnet av området 13E Vansbro SV. En ojämnkornig till mikroklinporfyrisk granit med talrika, cm-stora korn av blek blåkvarts har observerats vid Risåsberget (0a).

Så kallad Venjansporfyrit förekommer med stor utbredning i området 13E Vansbro NV och bedöms tillhöra den äldre sviten av vulkaniter i området (Hjemqvist 1966). Den dominerande sammansättningen är andesitisk till dacitisk. Porfyriten är homogent grå, ojämnkornig och massformig. Den är mycket fin- till medelkornig och strökornen utgörs av fältspat, biotit och hornblände (fig. 9 a). Längs sprick- och svaghetszoner är den oxiderad och rödfärgad. Zonerna sammanfaller med negativa magnetiska anomalier. Det gjordes 19 spektrometermätningar av porfyriten, och de visar att kaliumhalten är 2,6–4,8 % (medelvärde 3,4 %), uranhalten 2,2–6,0 ppm (medelvärde 4,6 ppm) och toriumhalten 9,4–68,6 ppm (medelvärde 18,0 ppm). På ett ställe är aktivitetsindex 2,0 (K=3,7 %, U=4,8 ppm, Th=68,6 ppm). Den magnetiska susceptibiliteten har ganska stor variation, 3–1 800 × 10^{-5} SI-enheter (medelvärde 710 × 10^{-5} SI-enheter).

En gröngrå, strökornsrik dacitisk till ryolitisk vulkanit med 1–2 mm stora strökorn av vit euhedral plagioklas, rosa mikroklin och hornblände finns i de södra till sydöstra delarna av 13E Vansbro SV. En sparsam förekomst av blåkvartskorn (<1 mm) har noterats. Bergarten beskrevs som porfyrit av Hjelmqvist (1966). En dm-bred gång av porfyr som skär porfyrisk vulkanit finns söder om Storåsen (0 e). Svagt utbildad flödesbandning har noterats i strökornsrik grå dacit till ryolit från Mjölingsholen (0 c). Strökornen är till stor del fragmenterade och bergarten tolkas som en vulkanisk sandsten till breccia. Spektrometermätningar på nio hällar av den strökornsrika vulkaniten visar en dacitisk trend med kaliumhalter mellan 3,1 och 4,5 %

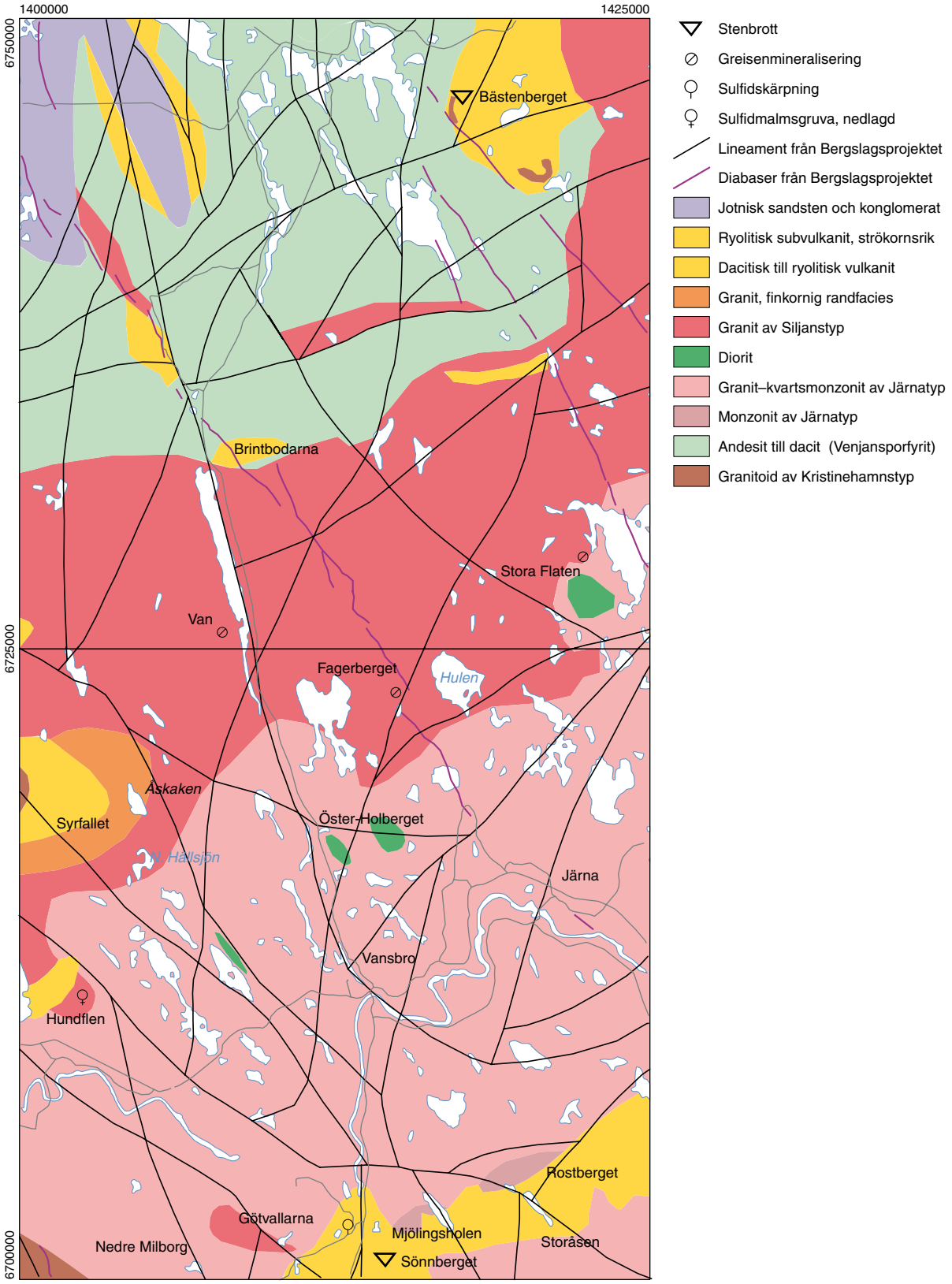


Fig. 6. Preliminär sammanställning av berggrundsgeologin i kartområdena 14E Vansbro NV och SV.

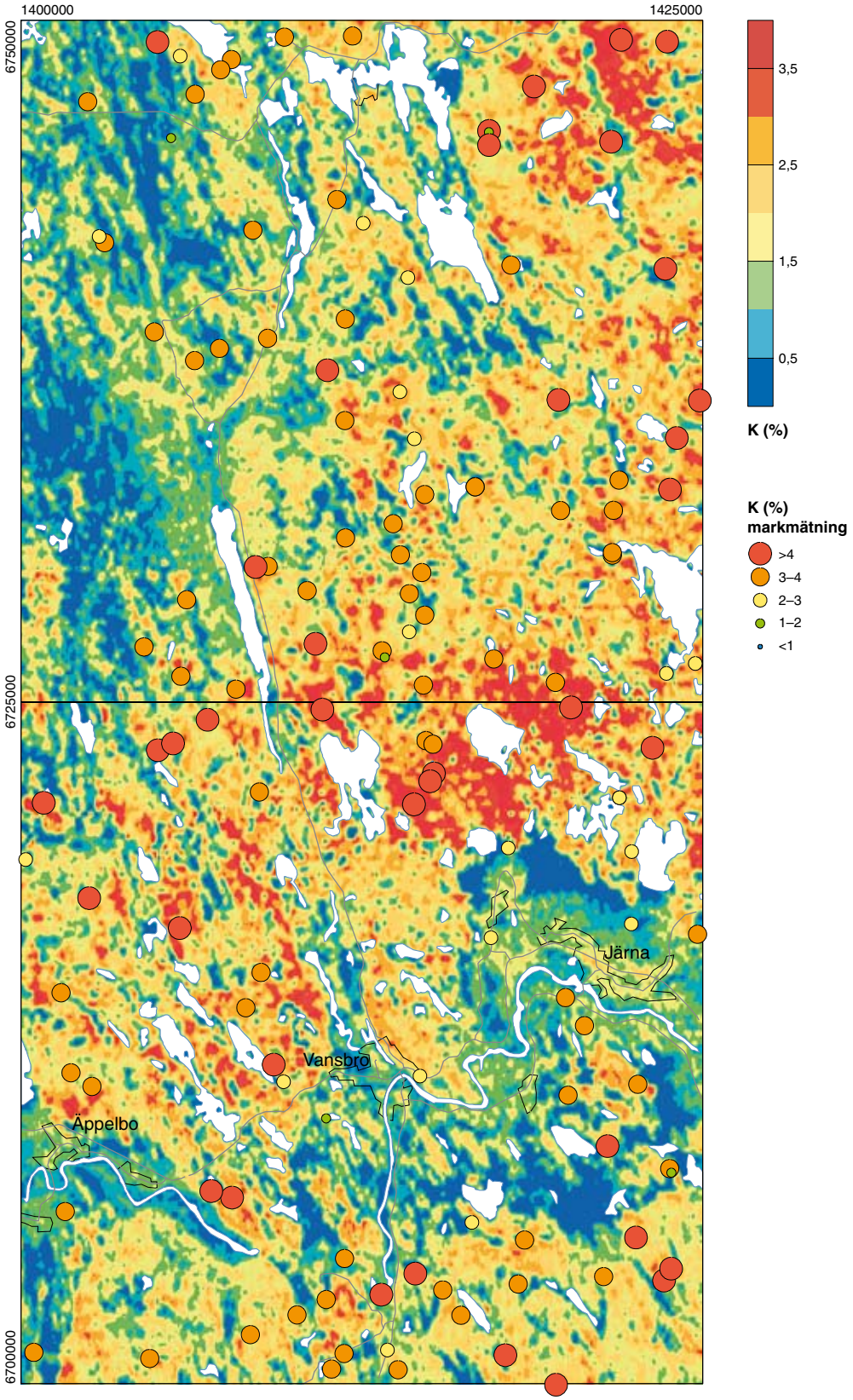


Fig. 7. Karta över markens kaliumhalt i kartområdena 14E Vansbro NV och SV. Runda symboler visar lägena för spektrometermätningar på hällar.

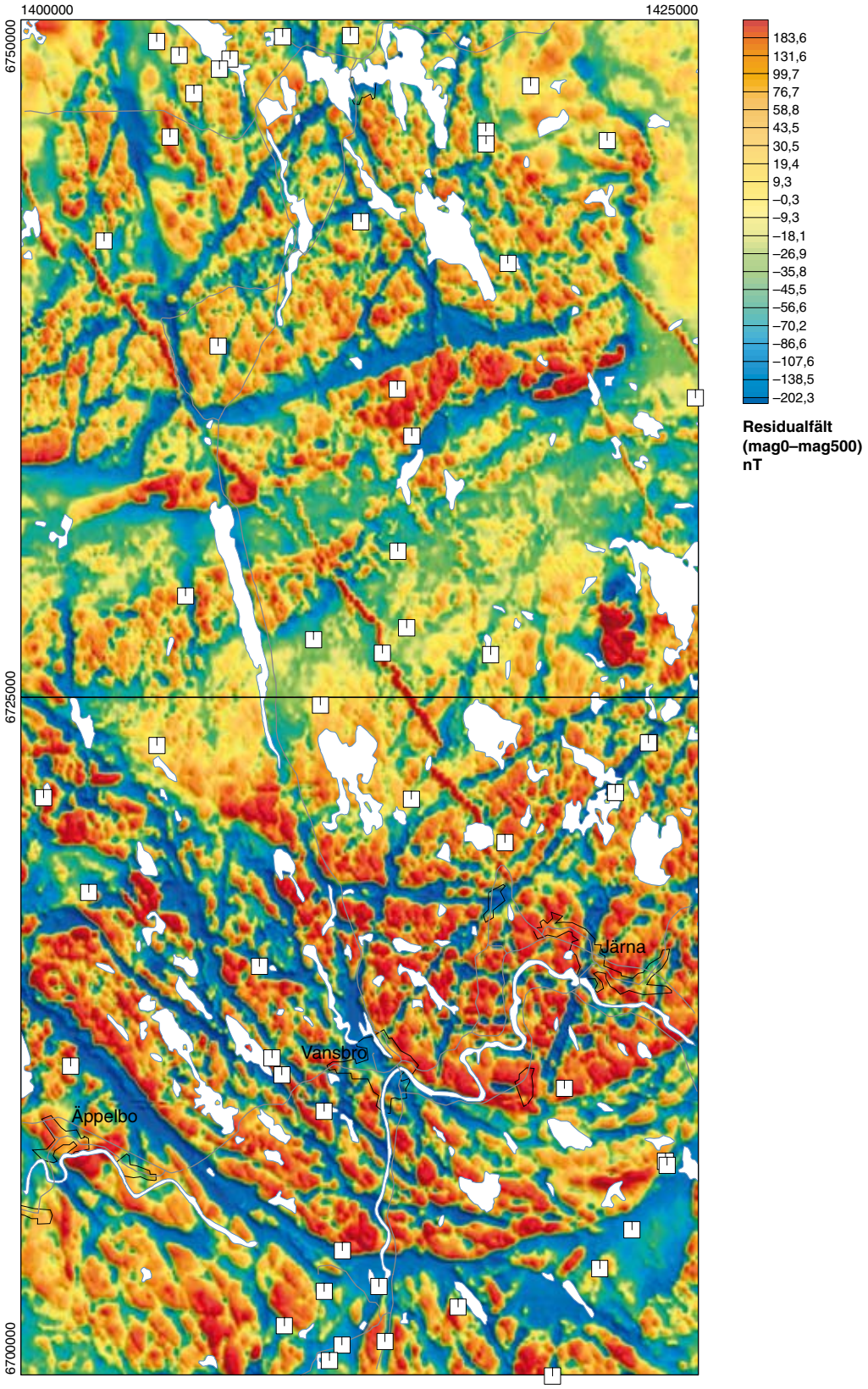


Fig. 8. Magnetisk residualfältskarta över kartområdena 14E Vansbro NV och SV. Kartan visar skillnaden mellan det magnetiska totalfältet och ett 500 m uppåträknat fält. Svarta symboler visar läget av de prover som kommer att analyseras med avseende på magnetiska egenskaper och densitet.

(medelvärde 3,8 %). Vulkaniten har generellt låg magnetisk susceptibilitet (mellan 4 och 1 031 × 10^{-5} SI-enheter, medelvärde 230 × 10^{-5} SI-enheter). Den framträder på magnetfältsanomalikartan som ett lågmagnetiskt område (fig. 8).

Ljust gråbrun, tydligt kvarts-, biotit- och mikroklinförande ryoliter finns öster om Busjön (2 a), där kvartsfenokrister med hög relief syns tydligt på vittrad yta. Rödbrun, ignimbritstrimmig och strökornsrik ryolit, rik på delvis utvalsade blå till blågrå, 1–2 mm stora kvartsfenokrister finns vid Syrfallet (3 a; fig. 9 g) och gränsar där till finkornig Dalagranit av Siljanstyp. Vulkaniten framträder i figur 8 som en positiv magnetfältsanomali. Mätningar på två lokaler visar att den magnetiska susceptibiliteten är ganska hög, mellan 57 och 3 100 × 10^{-5} SI-enheter (medelvärde 1 500 × 10^{-5} SI-enheter).

En rödbrun till mörkt brun ryolit, med en mycket finkornig till finkornig grundmassa och en strökornsrik, småporfyrisk textur med <3 mm stora strökorn av kalifältspat, plagioklas och kvarts, uppträder stratigrafiskt över ovannämnda andesit-dacitsekvens. En sammanhängande förekomst av ryoliten finns i det nordöstra hörnet av området 13E Vansbro NV (8–9 e–f, fig. 9 d). Spektrometermätningar på två hällar visar att kaliumhalten ligger mellan 4,2 och 5,0 %, uranhalten mellan 7,6 och 7,8 ppm och toriumhalten mellan 23,8 och 26,1 ppm. Ryoliten har låg magnetisk susceptibilitet (24–55 × 10^{-5} SI-enheter).

Stråk av en porfyrisk subvulkanisk bergart uppträder mellan felsiska vulkaniter och granit av Siljanstyp (se nedan) i de östra delarna av 13E Vansbro NV (7–8 f). Grundmassan är röd, tät till finkornig och i växlande grad finns idiomorf kvarts och <2 cm stora fältspatfenokrister. De senare är i huvudsak rektangulära, men rundade fältspatkorn har också observerats (fig. 9 e). Finkorniga, ställvis kvartsporfyriskt utbildade typer av granit uppträder som randfacies till Siljangranit vid Åskaken och N. Hällsjön (3 c) samt vid Milborgsberget (0 b).

Djupbergarterna inom området utgör en del av det transskandinaviska magmatiska bältet (TMB). Järnatypens bergarter varierar i sammansättning mellan kvartsmonzonit, kvartssyenit och granit (fig. 9 b) som är homogent grå till rödgrå och relativt grovkorniga. De mafiska mineralen utgörs i huvudsak av biotit och hornblände, underordnat även av idiomorf titanit. Bergarterna är associerade med smärre basiska intrusioner, och magmablandning har gett upphov till hybrider dem emellan. I graniten förekommer basiska enklaver som domineras av amfibol och plagioklas.. Två dateringar av bergarter av Järnatyp från lokaler söder om karteringsområdet ger en ålder på ca 1 780 miljoner år (Åberg och Bollmark 1985, Persson och Ripa 1993). Kartan över magnetfältet (fig. 8) visar att bergarter av Järnatyp har högre magnetisk susceptibilitet än omgivande bergarter. Magnetiska susceptibilitetsmätningar (enligt petrofysikdatabasen) visar att de ger värden mellan 12 och 4 000 × 10^{-5} SI-enheter (medelvärde ca 1 200 × 10^{-5} SI-enheter). De lägsta värdena har mätts i granitiska partier, det högsta i en diorit. Spektrometermätningar som gjorts på 36 granithällar av Järnatyp visar en varierande trend (fig. 7). Kaliumhalten varierar mellan 1,9 och 5,8 % (medelvärde 3,3 %), uranhalten mellan 1,0 och 7,1 ppm och toriumhalten mellan 3,7 och 42,7 ppm. Den lägsta halten kommer från en diorit och den högsta från en granit.

Siljansgraniten är vanligen röd, leukokratisk, medelkornig och svagt småporfyrisk. Huvudmineralen är i allmänhet alkalifältspat, kvarts, plagioklas och underordnad biotit. Plagioklasmantling av mikroklin förekommer. De accessoriska mineralen är magnetit, titanit och fluorit (fig. 9 f). En åldersbestämning av Siljansgranit vid Van gav en ålder av 1 700 miljoner år (Ahl m.fl. 1999). Den har lägre magnetisk susceptibilitet än Järnatypen, med en variation mellan 2 och 1 200 × 10^{-5} SI-enheter (medelvärde 360 × 10^{-5} SI-enheter), och framträder på magnetfältsanomalikartan som ett lågmagnetiskt område. Enligt både flyg- och markmätningar har områden vilka karterats som bergarter av Siljanstyp en tydlig förhöjning av kaliumhalten (fig. 7). Medelvärden av kalium-, uran- och. toriumhalter är 3,8 %, 6,2 ppm och 22,6 ppm respektive. På en lokal har en brun, fin- till medelkornig granit av Siljanstyp radiumindex 0,96 och aktivitetsindex 2,02, vilket överstiger gränsvärdet.

Kemiskt uppvisar bergarter av Järnatyp karakteristika av "I-typ", medan Siljanstypens är mer kemiskt utvecklade och har en signatur av "A-typ" (Ahl m.fl. 1997). Järnatypen dominerar inom de centrala delarna av 13E Vansbro SV, medan Siljanstypen utgör berggrunden i de södra delarna av 13E Vansbro NV. Kvartsrika mellanformer har betecknats som granit av Järnatyp på den preliminära kartan (fig. 6) och finns i den sydvästra delen av området 13E Vansbro SV.

Jotniska sedimentbergarter

Sedimentära bildningar såsom konglomerat (9 d, fig. 9 h) och korsskiktad grå sandsten (8 e) har observerats i den nordöstra delen av kartområdet 13E Vansbro NV, som för övrigt domineras av strökornsrik ryolit. Det polymikta konglomeratets klaster utgörs av olika typer av finkornig vulkanit, med eller utan strökorn. Bollarna är väl rundade och uppvisar vittringsbårder, men större (<5 dm) block av röd, korsskiktad sandsten finns också. Konglomeratets mellanmassa är grå och sandig till grusig. Dess stratigrafiska ställning är osäker, och vid denna kartering har det tolkats som ett lager tillhörande den jotniska Dalasandstenens bottenkonglomerat, då det innehåller röda sandstensklaster och ligger på en topografiskt hög nivå (fig. 9 h). Hjelmqvist (1966) tolkade konglomeratet som en Digerbergsbildning.

Det nordvästra hörnet av området 13E Vansbro NV upptas av Dalasandsten. Det finns bara ett fåtal hällar (8–9 b), men blocken i området domineras helt av sandsten (se t.ex. Hjelmqvist 1966). Den är röd, skikt- och fläckvis blekt samt lokalt ljust brun. Det har bara gjorts två spektrometermätningar på en sandstenhäll, och de visar ett medelvärde för kaliumhalten på 1,6 %, uranhalten 0,8 ppm och toriumhalten 3,4 ppm. De magnetiska susceptibilitetsvärdena (8 mätvärden) varierar mellan 0 och 10×10^{-5} SI-enheter.

Diabas

Två typer av diabas har observerats: dels nordnordvästligt strykande gångar av mörkt grå, fin- till medelkornig, ojämnkornig och massformig diabas (5c), som sannolikt tillhör de ca 965 miljoner år gamla Blekinge–Dalarnadiabaserna (BDD, Söderlund m.fl. 2005), dels en mörkt grå, fint medel- till grovkornig, massformig diabas med karakteristisk ofitisk textur och accessorisk magnetit (9 d). Den senare förmodas tillhöra de ca 1 265 miljoner år gamla Åsbydiabaserna (Söderlund m.fl. 2005).

En tydligt ofitisk diabasgång som skär Siljansgranit finns blottad i skidbacken på Hundflen (2 a). Gången är minst 10 m mäktig och dess ålder är okänd.

Diabaserna framträder ganska tydligt på magnetfältsanomalikartan som långsträckta, positiva anomalier. Magnetiska susceptibilitetsmätningar på två lokaler visar på en variation mellan 100 och $3\,100 \times 10^{-5}$ SI-enheter (medelvärde $1\,200 \times 10^{-5}$ SI-enheter).

Strukturer och metamorfos

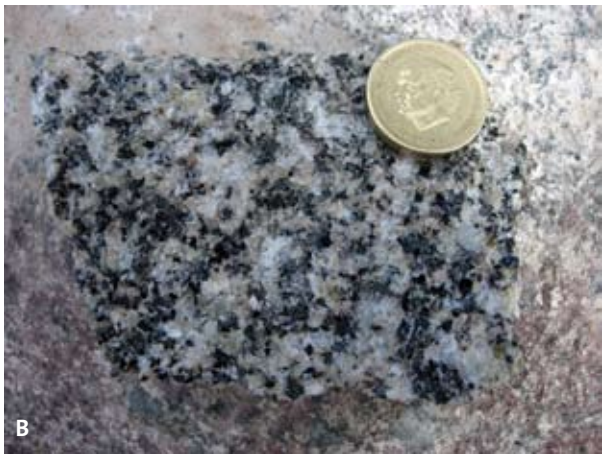
Spröda tektoniska zoner förekommer frekvent inom kartområdena och bildar i många fall mer eller mindre drusiga, cm- till dm-breda kvarts-epidotläkta breccior. I stor skala kan de korreleras med långsträckta magnetiska minima (fig. 8), lineament med hög elektrisk ledningsförmåga och med nordvästligt strykande topografiska lineament som på många ställen bildar sjösystem, t.ex. Halsjön (2 b). I södra delen av området 13E Vansbro SV finns en mäktig, brant stupande, nordnordvästligt till nord–sydligt orienterad kvartsbreccia, som syns i form av många kubikmeterstora kvartsrika block och som ådernätverk av kvarts i hällar. Matrix består av grönaktig, finkornig muskovit och ursprungsbergarten är svårbedömd.

En spröd till plastisk, 10 m bred deformationszon i Järnagranit sammanfaller med Västerdalälvens norra strand i västnordvästlig riktning och med 55 graders stupning mot söder vid Nedre Milborg (0 c). I den centrala delen av zonen syns intensivt rödfärgade, utvalsade och delvis krossade mikroklinkorn omgivna av klorit-biotit. Zonen syns även på magnetfältsanomalikartan (fig. 8).

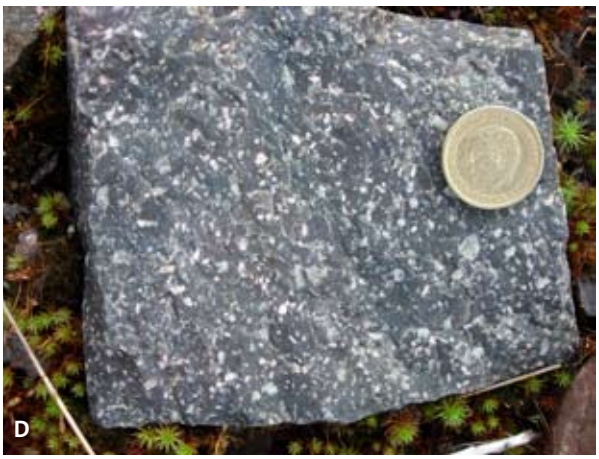
Blekt, hydrotermalt omvandlad och pyritimpregnerad, kvartsporfyrisk vulkanit finns i den sydöstra delen av 13E Vansbro SV (0 c–e). Relikta, 1–2 mm stora kvartsfenokrister uppträder i en ljust gråvit, finkornig, sericitrik matrix och bildar lokalt en folierad sericitskiffer. Sydost om Rostberget har ett provdike (skärpning) upptagits i denna bergart. En liknande omvandling finns i Säfsnäsområdet (se ovan) där bergarten även för aluminiumfosfat och rutil. I området 13E Vansbro NV (5 c) finns starkt hydrotermalt omvandlade bergarter i ett stråk som har nordnordvästlig riktning, parallell med det stora tektoniska lineamentet vid Vansjön.

Berggrundens metamorfosgrad i det karterade området är generellt sett låg och bergarterna ser i allmänhet oomvandlade ut i fält. Nyström (1983) har dock vid en specialstudie i norra delen av karteringsområdet bedömt att metamorfosgraden avtar från grönskifferfacies i botten av vulkanitsekvensen till prehnit-pumpellyitfacies i de översta delarna.

A


B

C


D

E

F

G

H

Ekonomisk geologi

Två smärre mineraliseringar finns inom det södra området, på Hundflens norra sida (2 a) samt vid Götvallarna (0 c). Den förstnämnda består av en amfibolitinneslutning i granit av Siljanstyp, där mafiten för järnsulfider på sprickplan och som dissemination. Epidot och klorit finns som lokala omvandlingar i amfiboliten. Gruvöppningen är ca 2 × 2 m med brant stupning. Vid Götvallarna har man gjort ett gruvförsök på grå, pyritimpregnerad och plagioklasporfyrisk dacit. Järnsulfiden finns även på sprickplan samt disseminerad i en strökornsfri, ljust brun vulkanisk siltsten. Gruvhålet är rektangulärt, 2 × 4 m stort och vattenfyllt.

Mineraliseringarna av polymetallisk greisentyp, med tenn, bly, koppar, silver och guld, finns på ett flertal ställen i karteringsområdet. Två prospekteringsuppslag i graniter av Siljanstyp, vid vilka det har provborrats och dikesgrävts under 1980-talet, finns i området 13E Vansbro NV, nämligen Van (5b, ORED10001-3 i SGUs fyndighetsdatabas mdepdb) och Stora Flaten (5e, ORED10004). En greisenmineralisering finns också väster om Hulen, på nordsidan av Fagerberget (4d). En liten provbrytning har där gjorts på en muskovit (-klorit)rik, något rostig, ca 1 m bred gång. På Hjelmqvists (1966) karta är ett tecken för sulfidmineralisering utsatt vid Brintbodarna (6b, ORED10005). I detta område observerades en utsprängd vattenreservoar i felsisk vulkanit, dock utan spår av sulfider. Dammen anlades för att förse ångloken på den närbelägna järnvägen med vatten.

Vid Sönnberget (0 c) finns ett stenbrott i en strökornsrik dacit till ryolit. Brottet visar en ca 100 × 30 m stor, lodrät bergvägg, och i bergarten finns 1–2 dm stora, mörkt gröna, finkorniga och kantiga fragment (vulkanisk breccia?). Bergarten är lokalt rikligt epidotomvandlad, dels i matrix, dels längs sprickplan. Kalcit-, respektive kvartsläkt breccia finns även. Ett nedlagt stenbrott för krossberg finns vid Bästenberget (9 d), där en mörkt rödbrun, strökornsrik ryolit har brutits.

KARTOMRÅDENA 14E MORA NV OCH SV

Magnus Ripa och Lena Persson

Allmänt

Kartområdena 14E Mora NV och SV ligger i Dalarnas län och berör kommunerna Älvdalen, Orsa och Mora. Äldre geologiska undersökningar i området gjordes av bland andra Hjelmqvist (1966). Senare undersökningar gjordes i områdena 14E Mora NO och SO (Kresten m.fl. 1991 a, b) och 15E Älvho SV och SO (Sjöblom & Aaro 1987 a, b). Kartområdet 13E Vansbro NV undersöktes 2007 av Martin Ahl (se ovan).

Huvuddelen av områdena 14E Mora NV och SV undersöktes 2006 (Ripa m.fl. 2007). Årets geologiska arbeten bestod av kartering av ca 200 km^2 (två arbetsveckor) och revision (en vecka). Den senare bekostades delvis av SGUs dokumentationsprogram och fokuserade på kontakter mellan dacit till andesit (porfyriter enl. Hjelmqvist 1966) och Digerbergsbildningar. Sammanlagt har 266 observationer gjorts och informationen lagts in i SGUs hälldatabas. Det geofysiska fältarbetet omfattade två veckor och bestod av gammastrålningsmätning på berghällar samt parameterprovtagning för laboratoriemätning av bergarternas magnetiska egenskaper och densitet. Flera magnetiska och elektromagnetiska (VLF) profiler mättes över anomalier i området.

Fig. 9. Foton av några bergarter i kartområdena 14E Vansbro NV och SV. Koordinater i rikets nät (RT 90). **A.** Strökornsrik dacit av Venjantyp, grå med röd oxidationszon (6735336/1412734). **B.** Granit av Järnatyp (6726398/1424731). **C.** Strökornsrik dacit till ryolit med 1–2 dm stora, mörkt gröna, finkorniga och delvis epidotomvandlade fragment. Bergtäkt, Sönnberget (6700543/1413803). **D.** Strökornsrik ryolit. Bergtäkt Bästenberget (6747187/1417586). **E.** Porfyr med stora fältspatfenokrister och idomorf kvarts (6736575/1420809). **F.** Granit av Siljanstyp (6729921/1420874). **G.** Ignimbritstrimmig, strökornsrik ryolit med blågrå, 1–2 mm stora och delvis utvalsade kvartsfenokrister. Syrfallet (6718184/1402368). **H.** Bottenkonglomerat till Dalasandstenen (6745936/1417165).

Geologi

Bergarterna i områdena 14E Mora NV och SV består av subjotniska magmatiska och sedimentära bildningar, jotniska konglomerat och sandstenar samt yngre diabasgångar (se t.ex. Hjelmqvist 1966). De subjotniska magmatiska bergarterna består av vulkaniter och graniter. I det aktuella områdena är de åldersbestämda till ca 1 700 miljoner år (Lundqvist & Persson 1996, 1999) och anses tillhöra det transskandinaviska magmatiska bältet (TMB). De vulkaniska bergarterna beskrevs av Nyström (1999, 2004) och de intrusiva av Ahl m.fl. (1999, 2004).

Enligt den nu gjorda karteringen (fig. 10) utgörs de äldsta, dominerande litologierna i områdena 14E Mora NV och SV av dacitiska och andesitiska vulkaniter och sedimentära bergarter. Underordnat finns även basalt. Vulkaniternas karaktär är svårbedömd, till synes består de av både koherenta facies, såsom lavor och kryptodomer, och klastiska facies, t.ex. tuffer. De sedimentära bergarterna (Digerbergsbildningar enligt bl.a. Hjelmqvist 1966) ser ut att vara växellagrade med vulkaniterna (se nedan) och domineras av konglomerat medan sandstenar är underordnade. Bollarna i konglomeraten domineras av vulkaniter som är helt lika de omgivande sura till intermediära bildningarna. Om fragmenten är lika gamla som dessa vulkaniter eller tillhör en äldre generation TMB-vulkaniter (ca 1 800 milj. år enligt Lundqvist & Persson 1996, 1999) är oklart. På den vulkanosedimentära packen avsattes ryolitiska till dacitiska ignimbriter (tuffer, fig. 11 a, b, c). Lagringen i både sedimentära och vulkaniska bergarter är i förekommande fall vanligen flack och stupningen undulerar kring ca 10–20°. Eftersom stupningsriktningen växlar kan den generellt i de aktuella områdena betraktas som praktiskt taget horisontell.Ytbergarterna intruderades av subvulkaniska dioriter till gabbror (andesiter enligt Hjelmqvist 1966) och ryoliter (fig. 11 e) samt av graniter, vilka också delvis har subvulkanisk karaktär (fig. 11 f). Diskordant på ovanstående bergarter avlagrades de jotniska sedimenten. De domineras av fältspathaltiga (till arkosiska) och litiska sandstenar med underordnade konglomeratiska lager. Sandstenarnas litiska fragment domineras av mikropoikilitiska vulkaniter av ovannämnda typer. Yngst i den geologiska utvecklingen är tre generationer av diabas. En mer detaljerad beskrivning av geologin och bergarterna gjordes av Ripa m.fl. (2007).

Kontakten mellan dacit eller andesit och sedimentära bildningar av Digerbergstyp är inte blottad på många ställen men en finns på berget Vardskärs sydöstra sida. Bergsidan visar en nära horisontell stratigrafi som nerifrån (vid ca 435 m.ö.h.) inleds med grå, klastförande andesit (till dacit). Klasterna är cm- till dm-stora och består av röd, fältspatporfyrisk dacit. Lokalt genomådras eller breccieras andesiten av sura gångar som troligen emanerat ur intilliggande granit (fig. 10). På ca 455 m ö.h. finns röd, glest fältspatporfyrisk dacit med diffusa, mafiska inneslutningar. Ytterligare ungefär 10 m högre upp finns sandsten och konglomerat som är växellagrade. Vid 475 m ö.h. finns kontakten mellan Digerbergskonglomerat och ovanliggande grå, fältspatporfyriska (ca 10 %, <1mm stora strökorn) och klastförande andesit. Klasterna är 1–10 cm stora och består dels av en andesit som är snarlik matrix, dels av röd fältspatporfyr(it). Kontakten är parallell med lagringen och till synes sedimentär. En viss fragmentering av underlaget ser hyaloklastisk ut och antyder att andesiten var en lava. Tolkningen av sekvensen är att den bildades av minst tre lavaflöden av omväxlande dacit och andesit i en kontinental sedimentationsbassäng där de likåldriga klastiska sedimenten var konglomerat och sandsten. Klasterna i varje lavaflöde ser ut att nedåt domineras av den direkt underliggande bergarten, medan de uppåt i förekommande fall även består av mer exotiska bergarter.

Det finns dock även exempel på att andesit uppträder subvulkaniskt och intrusivt i Digerbergskonglomerat, t.ex. norr om Hemulsjö (fig. 11d). Där rör det sig emellertid snarare om det som Nyström (1999, 2004) kallade mikrogabbro, dvs. en något yngre fas av magmatism.

Kontakt mellan Digerbergskonglomerat och överliggande vulkaniska massflöden kan ses t.ex. på berget Vitturns södra sida, ca 5 km nordost om Älvdalen. Vulkaniten har eroderat konglomeratet, och både klaster och bitar av matrix från det senare finns något ovanför kontakten (fig. 11 a). Vulkaniten är i sig svårtolkad, men ser ut att kunna korreleras med de ryolitiska till dacitiska, delvis ignimbritiska bergarter som finns i trakten.

På Leksberget (den östra av topparna) i kartområdet sydöstra hörn finns också svårtolkade vulkaniska bergarter. Den undre enheten är en ryolitisk till dacitisk, vulkanisk sandsten till breccia med enstaka pimpstensfragment och xenoliter av flödesbandad ryolit. Denna överlagras av en enhet som ser ut att vara ungefär samma sak men med betydligt högre andel xenoliter av flödesbandad ryolit. Xenoliterna är plastiskt

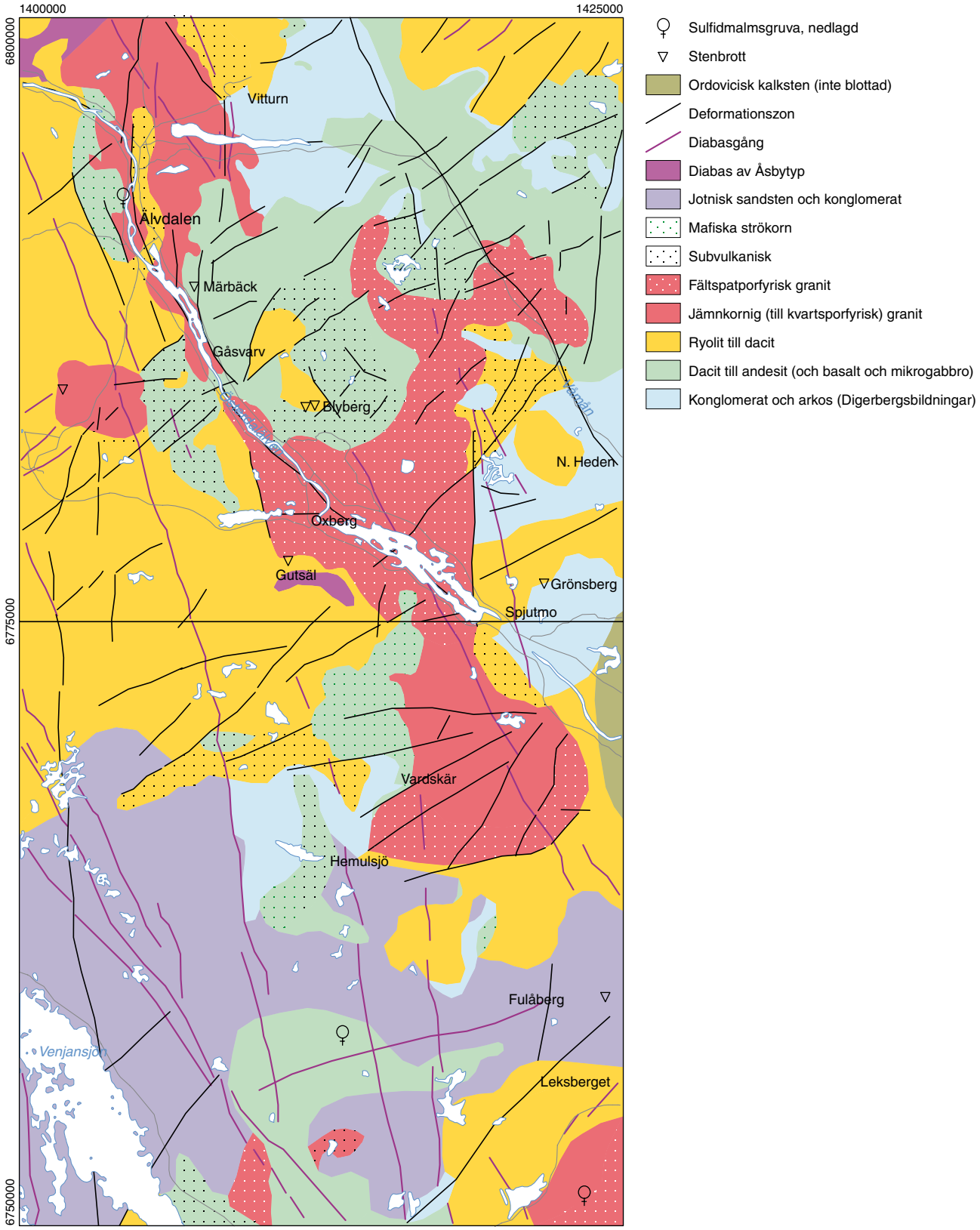


Fig. 10. Preliminär sammanställning av berggrundsgeologin i kartområdena 14E Mora NV och SV.

deformerade tillsammans med värdbergarten och ser lokalt ut att ha blandat sig med den (fig. 11 c). Båda enheterna tolkas som vulkaniska massflöden som i varierande grad slitit med sig ännu inte stelnade, flödesbandade partier ur underliggande ignimbriter. Lundqvist m.fl. (2004) ansåg dock att berget består av ryolitisk ignimbrit som breccierats praktiskt taget syndepositionellt av tuffisit.

Figur 12 visar gammastrålningen (aktivitetsindex) baserad på flygmätningarna över kartområdena. Resultaten från spektrometermätningarna på hällar visas som symboler i figurerna 12 och 13 som U-Th-diagram. Höga halter av uran och torium har uppmätts i graniter och vissa vulkaniter. De högsta halterna mättes på graniten i det sydöstra hörnet av 14E Mora SV och varierar mellan 15 och 25 ppm U samt 33 och 47 ppm Th. De lägsta halterna har diabas och andesit. Kartan i figur 12 visar att gammastrålningen är lägst vid Venjansjön i den sydvästra delen av området. Området där är flackt med få hällar och berggrunden består av jotnisk sandsten med relativt låg gammastrålning.

KARTOMRÅDENA 15D SÄRNA NV OCH SV

Per Nysten och Torbjörn Thelander

De undersökta områdena tillhör Älvdalens kommun i Dalarnas län. Terrängen är ett småkuperat morän- och myrlandskap. Berggrundens blottningsgrad är relativt god i kartområdenas västra del. De höjdområden och branter som finns där består vanligen av Öjebasalt eller Särnadiabas. I öster är blottningsgraden generellt lägre. Karteringen har utförts med terrängkartan (1:50 000) som underlag. Bland tidigare geologiska publikationer som rör områdena är Hjelmqvists (1966) beskrivning över Dalarnas län (tidigare Kopparbergs län) viktigast. Den nu aktuella karteringen utgör en forsättning på SGUs regionala kartering av kartområdena 16D Lofsdalen SV och 16C Idre SO (Ripa m. fl. 2007). Även väster om de här aktuella kartområdena har en regional kartering nyligen genomförts (15C Fulufjället, Andersson m.fl. 2005, Mellqvist & Kübler 2006). Aldahan (1989) redogör för Dalasandstenens diagenes. Nyström (1999, 2004) behandlar Dalavulkaniternas geologiska miljö och bildning. Lundqvist (1951, 1997) har undersökt tinguaitens blockspridning.

Fältarbetena i kartområdet 15D Särna SV utfördes av Per Nysten och omfattade 4 fältveckor. Kartområdet 15D Särna NV karterades av Torbjörn Thelander under sammanlagt 4 fältveckor. Geofysiska arbeten i de två kartområdena har utförts av Lutz Kübler. Det gjordes 284 hällobservationer som har registrerats i SGUs hälldatabas, 13 bergartsprover har lämnats in för kemisk analys och 18 för tillverkning av tunnslip. Ett prov av tinguait har tagits för eventuell datering.

Bergarter

De äldsta bergarterna inom kartområdena 15D Särna SV och NV består av ca 1 700 miljoner år gamla (Lundqvist & Persson 1996, 1999), sura vulkaniska bergarter (Dalaporfyrer). Dessa pålagras diskordant av jotnisk sandsten (Dalasandsten) med en ålder som bedöms ligga mellan 1 460 och 1 270 miljoner år. I sandstenen finns inlagringar av Öjebasalt. Samtliga dessa bergarter slås igenom av ett stort antal diabasgångar som har varierande riktningar och åldrar mellan ca 1 461 och 947 miljoner år.

Äldsta vulkaniska bergarter

De ca 1 700 miljoner år gamla vulkaniska bergarterna i mellersta och norra Dalarna (Hjelmqvist 1966, Nyström 1999, 2004) anses vara en del av det transkandinaviska magmatiska bältet (TMB). De så kallade Dalavulkaniterna domineras av porfyriska ryoliter eller daciter och förekommer i en stor variation vad gäller färg och strökornens frekvens och sammansättning.

I de nu aktuella kartområdena finns Dalavulkanit inom två delområden (fig. 14). I det östra, norr och söder om Trängsletdammen (4–5 e), består vulkaniterna av rödbrun ryolit till dacit (s.k. Bredvadsporfyr) som är relativt strökornsfattig och matrixstödd. Fenokristerna är euhedrala (2–5 mm stora) och består av rödbrun kalifältspat och gulaktig till något omvandlad grönaktig plagioklas. Nästan mm-stora, mörka kvartsfenokrister finns sparsamt. Lokalt har små (<1 cm) miarolitiska hålrum samt sprickrelaterade drusiga partier

Fig. 11. Foton av bergarter i kartområdena 14E Mora NV och SV. Koordinater i rikets nät (RT 90). **A.** Vulkanitboll från underliggande Digerbergskonglomerat i vulkaniskt sandstensmatrix (del av ignimbritflöde, 6796298/1409340). **B.** Mafisk enklav i dacitiskt sandstensmatrix av Blybergstyp (6790255/1411405). **C.** Tuffisit?, Leksberget (6756113/1424226). **D.** Kontakt mellan intrusiv andesit och Digerbergskonglomerat (6767305/1412374). **E.** Jämnkornig till svagt fältspatporfyrisk ryolit till dacit som breccieras av mycket finkornig ryolit (6791545/1417057). **F.** Greisenomvandling i röd, medelkornig och ojämnkornig till porfyrisk Dalagranit (6750542/1424937).

påträffats (violett fluorit har noterats i dessa). Bergarten ger ett massivt intryck och saknar flödesbandning eller andra strukturer.

I det norra utbredningsområdet dominerar rödbrun dacit till ryolit med riklig förekomst av fenokrister i en finkornig matrix. I vissa lokaler bedöms fenokristerna utgöra 50 % av bergarten. Fenokrister av fältspat dominerar över dem av kvarts. Antydningar till ignimbritstrimmighet förekommer i flera lokaler.

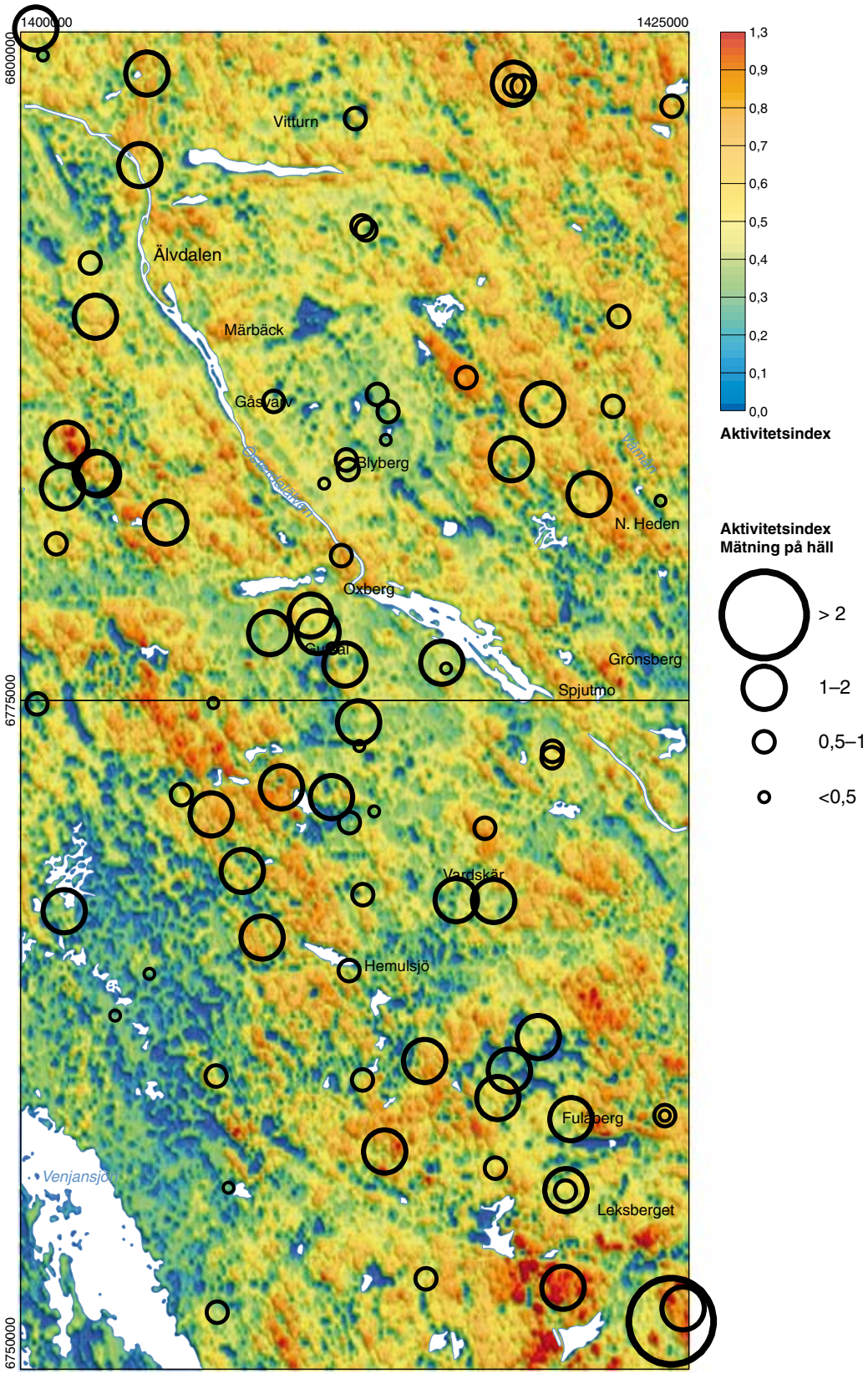


Fig. 12. Karta över markens gammastrålning i kartområdena 14E Mora NV och SV. Markmätningar på hällar visas som cirklar i proportionell storlek. Aktivitetsindex (Ai) beräknas enligt Ai = CK/3000 + CRa/300 + CTh/200, där CK, CRa och CTh är koncentrationen av kalium-40, radium-226 respektive torium-232, alla i enheten Bq/kg.

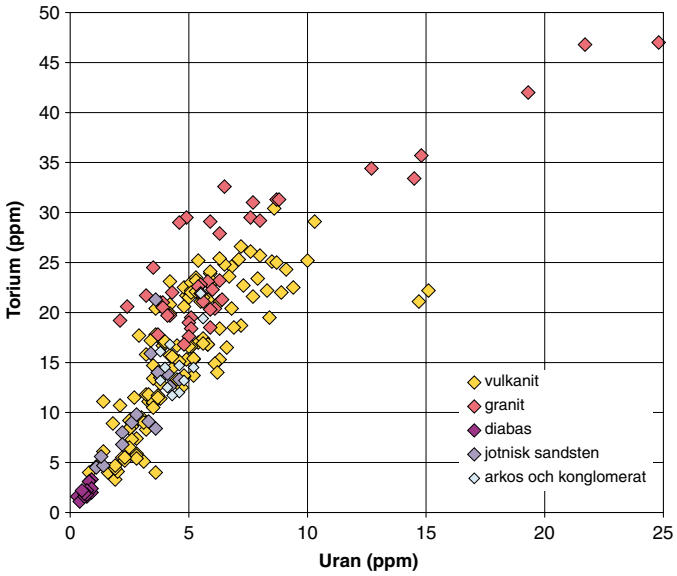


Fig 13. U-Th-diagram som visar gammastrålningsmätningar på hällar i kartområdena 14E Mora NV och SV.

Jotniska bergarter

Basalkonglomerat

Dalasandstenens bottenbildningar finns blottade vid Lemmans kraftstation (9 a). De består där av ett konglomerat med rundade porfyrbollar i en sandig matrix. Bollarna når längder om 10–12 cm och bollfrekvensen är hög.

I vulkanitområdet vid Trängsletdammen påträffas flera block med kantiga porfyrfragment i en sandig matrix, vilket antyder en närhet till Dalasandstenens bottenbildningar (fig. 15 a).

Dalasandsten

Dalasandstenen dominerar berggrunden inom kartområdena. Hjelmqvist (1966) har uppskattat Dalasandstenens mäktighet till maximalt ca 800 meter. Åldern bedöms, utifrån dateringar av diabasgångar (se nedan), vara mellan 1 460 och 1 270 miljoner år. Sandstenen är genomgående flackt liggande med en stupning mellan 0 och 10 grader. Detta medför att blottningsgraden ställvis är låg, men vackra trappstegsformade blottningar förekommer i framspolade delar (under landisens avsmältning) intill större vattendrag, t.ex. Fjätfallet (8 c–d).

Dalasandstenen finns i flera varianter, vilka dock inte har kunnat särskiljas på kartan. Den dominerande varianten är fältspatrik, mellansandig, jämnkornig och rödaktig genom hematitpigmentering. Den är vanligen väl sammanläkt och har ett något ”kvartsitiskt” utseende. Övergångsformer till ljus kvartsarenit förekommer. Tjockleken hos sandstenslagren varierar, men lagringen framträder nästan genomgående. Underordnade inlagringar av siltsten förekommer. Strömskiktning, både trågformad och lågvinkligt kilformad, asymmetriska böljeslagsmärken, torksprickor och ljusa reduktionsfläckar är vanligt förekommande (fig. 15 b, c). Här och var, särskilt i den sydvästra delen av kartområdet 15D SV uppträder en något ojämnkornig, brunröd, tydligt klastisk variant av Dalasandstenen, i vilken sandiga och siltiga skikt alternerar.

Stratigrafi vid N. Horrmundsåsen

En tydlig stratigrafisk sekvens kan följas vid flera lokaler, dels vid naturreservatet Idbäcksklitten (2 b), dels i vägskärningar i åsens nordvästra del (2 b, vägen till telemasterna). Stratigrafin har beskrivits av Collini (1968, skylttext vid naturreservatet) och den har till stor del bekräftats under denna kartering. Förenklat är stratigrafin enligt följande:

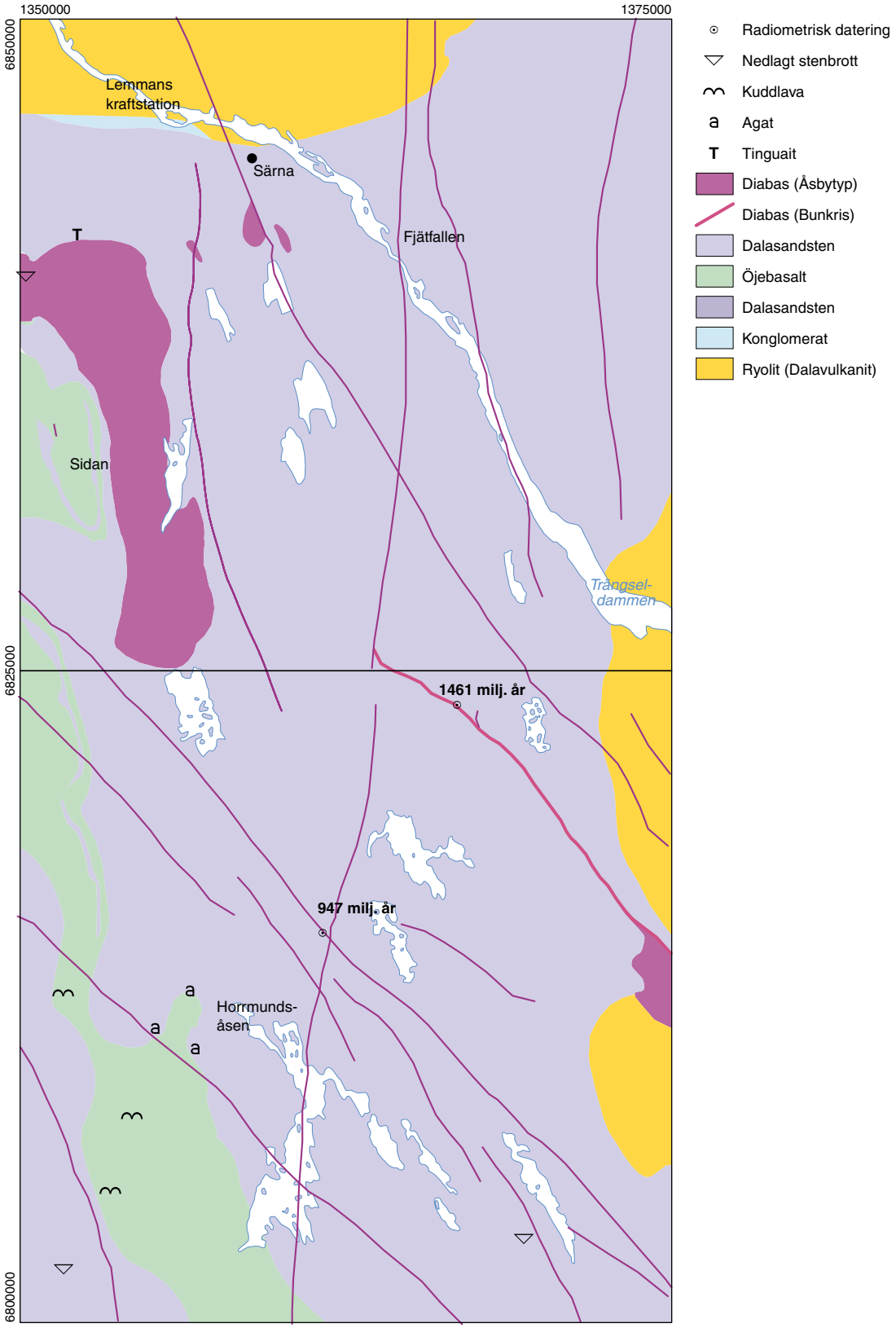


Fig. 14. Förenklad, preliminär berggrundskarta över kartområdena 15D Särna SV och NV.

Ljust grårosa till beige, jämnkornig, kvartsrik arenit bildar den lägsta enheten. Den kan följas i flera hällar längs med vägen till telemasterna och är även dominant vid Idbäcksklitten. Areniten överlagras av ljust brun till beige eller grågrön gråvacka till arkos. Gråvackan visar graderad skiktning, från fin sand till grusiga horisonter, med kantiga klaster av kalifältspat, vit och röd kvarts samt röd kalcedon. Uppåt i lagerföljden finns tydligt brunröda lager med muskovitrika skikt, grågröna dito med grusiga till steniga klaster av vit kvarts, röd kalcedon samt kalifältspat. Lagren övergår i ett konglomerat som innehåller både kalcedon och agat (fig. 15 d). Överst i sekvensen finns ånyo grågrön, muskovitrik gråvacka. Sandstenarna överlagras i sin tur av plagioklasporfyrisk basalt. Kontakten mellan basalt och sandsten är inte blottad. Agaterna från konglomeratet härstammar alltså troligen från en ej blottad, äldre basalt längre ner i stratigrafin.

Vid Hållhäden (4 c) finns rikligt med lokala, >1 m^3 stora block av breccierad och kalcitcementerad röd Dalasandsten längs ett topografiskt markerat lineament. Blocken har varit föremål för kalkbränning, och primitiva ugnar ses i terrängen i anslutning till lineamentet. Intensivt rödfärgade, skarpt kantiga cm- till dm-stora klaster cementerade av vit, grov kalcit dominerar i blocken.

Öjebasalt

I kartområdets västra del förekommer stora områden med Öjebasalt inlagrad i Dalasandstenen. Basalten bildar flackt liggande täcken, i en hel del fall bildar de höjdområden. Kontakten mot Dalasandstenen finns blottad i flera lokaler längs höjdryggen Sidans östra och nordöstra sluttning (6–7 a). I detta område är det tydligt att två olika basaltlager är åtskiljda av en ca 10–20 meter mäktig förekomst av Dalasandsten. I linje med Hjelmqvists (1966) kartbild, och på basis av topografin, har de två basalttäckena med åtskiljande tunna horisont av Dalasandsten bedömts fortsätta mot söder. Fortfarande saknas dock hällar som kan fastställa denna tolkning.

Basalten är vanligen finkornig, grönsvart, massformig, ställvis med tydlig kuddstruktur (kuddar 3–6 dm), vanligen utan tydliga fenokrister eller mandlar. Lokaler med vacker kuddlava finns i Storhöljan (2 a) samt vid Fulans strand (0 a) norr om Fulunäs (fig. 15 e, f). Den finkorniga typen övergår på några ställen i slaggiga, mandelförande och porfyriska typer.

I den mandelförande typen består de före detta hålrummen av 2–3 mm stora mandlar (amygduler) av klorit-pumpellyit, 1–5 cm stora vita kalcitkörtlar samt 1–10 cm stora, vit-rosa-orange, agatbandade körtlar. Dessa hittas bland annat sydost om Gudmundskojan i Horrmundsåsens västra kant (1 b). I kartområdet 15D 4 a förekommer samma basalttyp rikligt i block.

Ytterligare en variant av Öjebasalt utgörs av en grönsvart, porfyrisk bergart med 1–3 cm stora, rektangulära grönvita till vita plagioklaskorn, vilka genom kompaktion blivit parallellt orienterade. Lokalt kan sådan plagioklas vara formad som 5–10 cm långa plattor. I block har det observerats dm-stora plagioklasströkorn med en rosa, anortitrik kärna omgiven av en mer "normal" vit kant.

Vid Idbäcksklittens östra kant finns ett ca 1 m mäktigt, skiktat, brunt högmagnetiskt (susceptibilitet $2\,000 \times 10^{-5}$ SI-enheter) tufflager som överlagras av blåsrumsförande basalt och vidare uppåt av plagioklasporfyrisk basalt. Tuffen underlagras troligen av sandsten men den eventuella kontakten är dold i rasmassor.

Postjotniska diabaser

Dalavulkaniterna, Dalasandstenarna och Öjebasalten är alla genomslagna av diabasintrusioner som uppträder i stort antal, antingen som brantstående gångar eller flackt liggande täcken. Särskilt gångarna framträder tydligt på den magnetiska anomalikartan (fig. 16). På denna kan två huvudriktningar urskiljas, en dominerande nordvästlig och en något mindre framträdande nord–sydlig.

De flackt liggande diabaserna kallades av Hjelmqvist (1966) för Särnadiabas. I sin typiska utbildning har Särnadiabasen en knölig vittringsyta orsakad av poikilitisk pyroxen (fig. 15 g). Nära kontakten till den underliggande Dalasandstenen är det poikilitiska inslaget mindre märkbart eller saknas. Särnadiabasen har ansetts vara likåldrig med den så kallade Åsbydiabasen (typlokal i Älvdalen), vars ålder är 1 270–1 265 miljoner år (Söderlund m.fl. 2005).

De brantstående gångarna består av utseendemässigt något varierande bergarter. Ofitisk diabas påträffas rikligt som uppstickande hällryggar, och den kan följas i nordvästlig riktning över hela området som mindre än 50 m breda, brant stupande gångar. Gångarna syns tydligt som positiva magnetiska anomalier (suscepti-

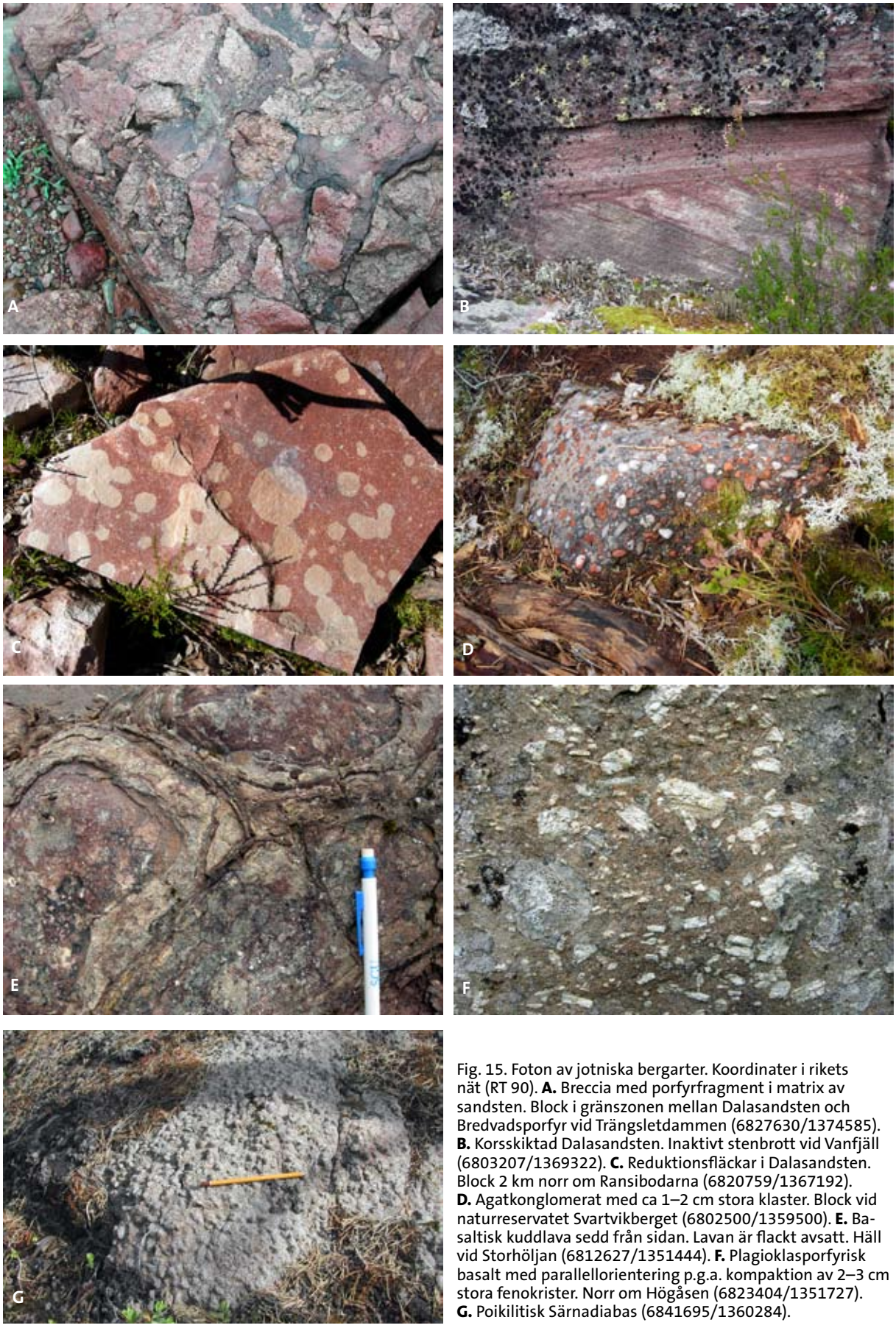


Fig. 15. Foton av jotniska bergarter. Koordinater i rikets nät (RT 90). **A.** Breccia med porfyrfragment i matrix av sandsten. Block i gränszonen mellan Dalasandsten och Bredvadsporfyr vid Trängsletdammen (6827630/1374585). **B.** Korsskiktad Dalasandsten. Inaktivt stenbrott vid Vanfjäll (6803207/1369322). **C.** Reduktionsfläckar i Dalasandsten. Block 2 km norr om Ransibodarna (6820759/1367192). **D.** Agatkonglomerat med ca 1–2 cm stora klaster. Block vid naturreservatet Svartvikberget (6802500/1359500). **E.** Basaltisk kuddlava sedd från sidan. Lavan är flackt avsatt. Häll vid Storhöljan (6812627/1351444). **F.** Plagioklasporfyrisk basalt med parallellorientering p.g.a. kompaktion av 2–3 cm stora fenokrister. Norr om Högåsen (6823404/1351727). **G.** Poikilitisk Särnadiabas (6841695/1360284).

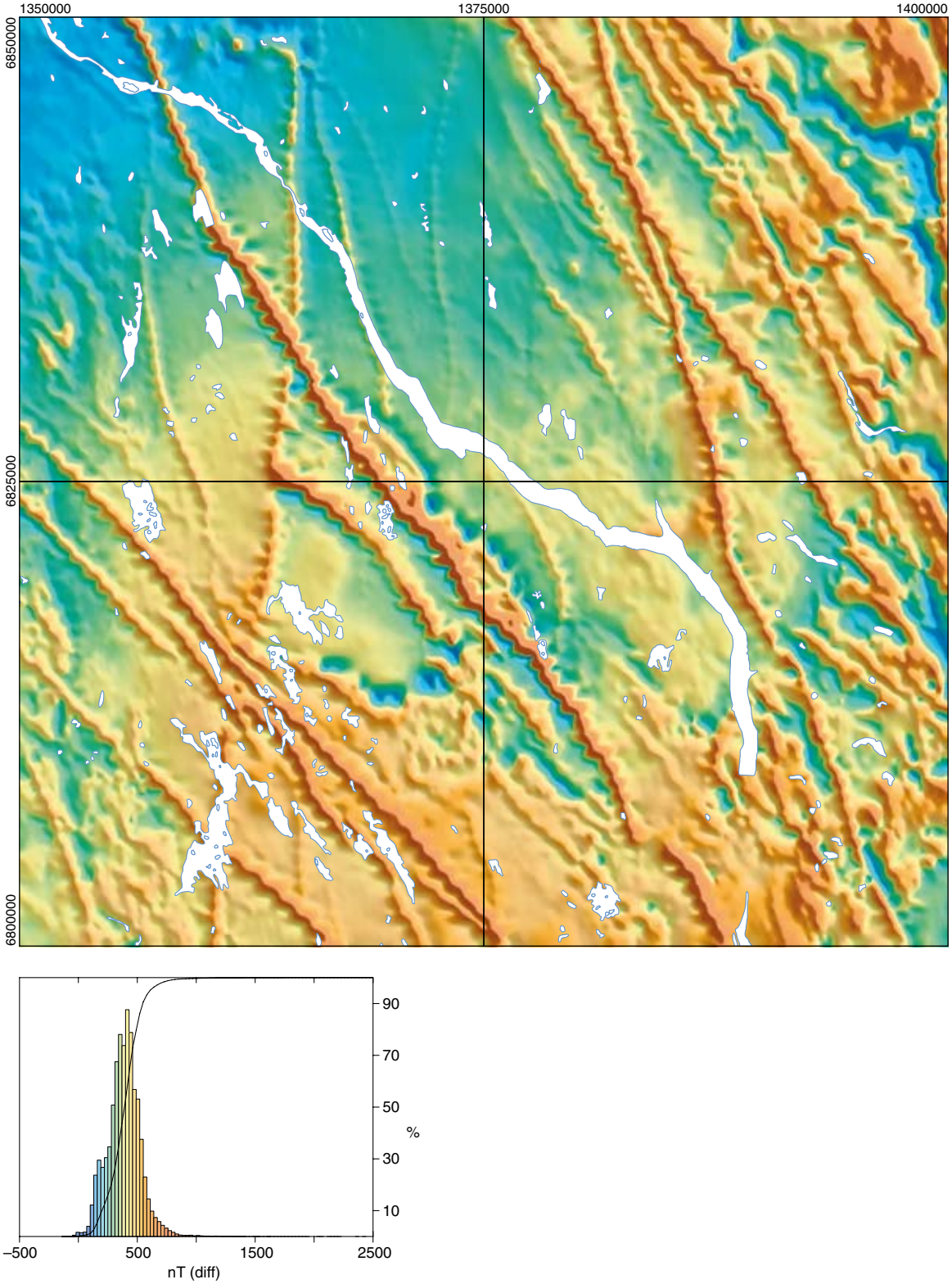


Fig. 16. Magnetisk anomalikarta över kartområdena 15D Särna SV och NV.

bilitet 1 500–2 500 × 10^{-5} SI-enheter). Bergarten är gråspräcklig och tydligt ofitisk vilket syns bäst på vittrade överytor.

En annan diabasvariant utgörs av fint till grovt medelkornig ”monzodiabas”. Den är grå till grårosa och har i många fall ett markant inslag av röd fältspat (rödpigmenterad plagioklas eller mikroklin). Bergarten är kaliumanomal (2 % K enligt gammastrålningsmätning) jämfört med ovannämnda typ, vilket antyder en närvaro av kalifältspat. Mycket karakteristiskt är förekomst av högglänsande svarta, 3–8 mm långa pyroxennålar (ägirinaugit?) samt spår av pyrit. Pyroxennålarna är dels jämnt spridda i bergarten, dels koncentrerade till vissa skikt. De har även noterats av Hjelmqvist (1966). Diabasen har lokalt assimilerat porfyrisk ryolit, och inneslutna, delvis uppsmälta partier (<0,5 m långa) har observerats strax väster om Bunkris.

En finkornig, jämnkornig, massformig, vinröd till mörkt grå, högmagnetisk (4 000–8 000 × 10^{-5} SI-enheter) ”monzodiabas” påträffas i anslutning till normal diabas sydväst om Nornäs (2 c). Kontakten mellan dessa är inte blottad, men hällar med diabas av båda typerna finns inom ett avstånd på 100 m.

Den tillgängliga informationen antyder att gångarna utgör flera generationer. I det angränsande kartområdet 15C Fulufjället anser Mellqvist & Kübler (i manuskript) att de nord–sydliga gångarna tillhör de så kallade Blekinge–Dalarnadiabaserna (BDD) som har en ålder av ca 980 miljoner år (Söderlund m.fl. 2005). Även gångar med nordvästlig riktning har förts till denna generation (Söderlund m.fl. 2005, SGU opubl.). Två dateringar av den så kallade Bunkrisgången som mot nordväst fortsätter in i kartområdet 15D SV gav en ålder av ca 1 461 miljoner år (Söderlund m.fl. 2005), vilket utifrån annan information betraktas som en anmärkningsvärt hög ålder. Inom de nu undersökta kartområdena har det inte varit möjligt att säkert särskilja eventuellt olika diabasgenerationer.

Permiska gångar

Ett fåtal gångar av tinguait i fast klyft är sedan tidigare kända från Särnatrakten. De har ansetts höra samman med en intrusion av nefelinsyenit (särnait) nordväst om Särna. Vid den nu aktuella regionala karteringen påträffades ytterligare en gång av tinguait i en höjdrygg ca 1 km väster om Målsjöns nordspets (8 a). Särnaiten har daterats till 281 miljoner år (Bylund & Patchett 1977), och denna ålder kan således även gälla tinguaitgångarna. Ett prov från nyfyndet har lämnats till datering.

Metamorfos

Jaspis är vanligt förekommande som sprickfyllnad och som brecciering i basalt. Bra lokaler som visar detta finns söder om Horrmunden, nära landsvägen till kraftverkstationen vid sjön (0 b). Jaspis tycks även finnas som utfyllnad mellan kuddar i basaltlava (alternativt är det assimilerad sandsten). Breccierad basalt innehåller ställvis kvarts och epidot på sprickor.

Naturresurser

Dalasandsten har brutits vid två lokaler, dels väster om Fulunäs (0 a), dels söder om Lövnäs (0b). Vid den senare lokalen är även 5 prospekteringsdiken upptagna sydost om brottet. I båda förekomsterna finns samma typ av röd, lagrad sandsten som man kan se i det aktiva brottet i Mångsbodarna i kartområdet 14D Sälen.

Ett mindre, nu nedlagt brott i Särnadiabas ligger nordväst om Åsvallen (7a).

KARTOMRÅDENA 15D SÄRNA NO OCH SO

Hans Delin och Lutz Kübler

Det undersökta området tillhör Älvdalens kommun i Dalarnas län och gränsar mot Härjedalen i norr. Den enda tätorten är Älvdalen vid väg 70, strax sydost om kartområdet. Terrängen är mestadels storkuperad med höjdskillnader på mer än 300 m, och berget Storvarden når en höjd av drygt 800 m över havet. Flera, mycket stora sprickdalar korsar kartområdet och syns tydligt på höjdreliefkartan (fig. 17). Genom områdets centrala delar rinner Österdalälven, till största delen uppdämd i det ca 60 km långa Trängsletmagasinet, och i nordost

dess biflöde Rotälven. Berggrundens blottningsgrad varierar men är generellt sett låg. Det finns t.ex. flera stora områden som helt saknar hällar.

Karteringen har utförts med terrängkartan (skala 1:50 000) som underlag. På fältkartorna har lägena för flygbildstolkade hällar och observationer från berggrundskartan över Kopparbergs län (Hjelmqvist 1966) markerats. Observationslokalerna är lägesbestämda med GPS. En stor del av karteringsområdet ligger inom Älvdalens skjutfält, vilket medförde begränsat tillträde under vissa perioder.

Geofysiska flygmätningar utfördes 2004 över hela kartområdet 15D Särna. Mätningarna omfattade magnetfält (Epok 1965), gammastrålning och elektromagnetiska fält (VLF). VLF-data registrerades från två sändare. Mätningarna skedde på 60 m flyghöjd och med en linjeseparation på 800 m. Mätpunktsavståndet längs linjerna var 17 m. Tyngdkraftsdata föreligger från 332 mätpunkter som är mycket ojämnt fördelade. I de västra kartområdena (15D NV och NO) är punkttätheten knappt 1 punkt per 5 km^2. I de östra (15D NO och SO) pågår fortfarande kompletterande tyngdkraftsmätningar som ska resultera i att den rådande punkttätheten på ca 1 punkt per 25 km^2 utökas till samma värde som i väster. Under årets fältarbete har ett fyrtiotal bergartsprover insamlats för mätning av deras petrofysiska egenskaper. Provtagning för petrofysisk analys har inte gjorts tidigare i området.

Viktigast av de äldre geologiska arbeten som berör området är berggrundskartorna med beskrivning över Dalarnas (dåvarande Kopparbergs län, Hjelmqvist 1966) respektive Jämtlands län (Gorbatschev m.fl. 1997). En regional kartering av det längre västerut belägna kartområdet 15C Fulufjället har nyligen genomförts under ledning av Claes Mellqvist (Andersson m.fl. 2005, Mellqvist & Kübler 2006). En sammanställning av kartor över Dalarnas berggrund gjordes i samband med Bergslagens mineraljakt (Källberg m.fl. 1991). Aldahan (1989) har redogjort för Dalasandstenens diagenes. Lundqvist & Persson (1996, 1999) har gjort radiometriska åldersbestämningar av Dalavulkaniter och med dem associerade djupbergarter. Dalavulkaniternas bildning och geologiska miljö har studerats av Nyström (1999, 2004), och en detaljerad dokumentation av Älvdalens porfyrberggrund har nyligen gjorts av Lundqvist m.fl. (2006). Söderlund m.fl. (2005) har daterat olika diabasgenerationer i bland annat västra Dalarna. Resultaten från förra årets undersökningar inom projekt Västra Dalarna redovisas i Ripa m.fl. (2007).

Resultat från fältarbetet

Det geologiska fältarbetet startade i början av augusti 2007 och omfattade ca 12 personveckor. Det gjordes ca 270 hällobservationer i området, och de fördelar sig över en karterad yta på ca 950 km^2 (fig. 1). Observationerna har lagrats i SGUs hälldatabas (halldb). Kvar att kartera är eventuellt ett smärre område i väglös terräng längst i norr, vid gränsen mot Härjedalen. Kemisk analys har utförts på 10 bergartsprover, och 10 tunnslip har tillverkats för mikroskopisk analys av bergarterna. En preliminär karta över berggrunden i området visas i figur 18.

Den största förändringen av berggrundskartan, jämfört med Hjelmqvist (1966), är gränsdragningen av diabasgångarna samt ett stort antal "nya" gångar som lokaliserats med hjälp av den magnetiska anomalikartan (fig. 16). Dock kvarstår problemet med att identifiera de olika generationerna av diabasgångar (se Ripa m.fl. 2007). Dessutom har ett antal mindre förändringar av bergartsgränser gjorts inom det intrusiva komplexet (granit och syenit). Ändringarna bygger främst på det geofysiska underlaget, men även på nya hällobservationer. Två förekomster av konglomerat tillhörande Dalasandstenen (Hjelmqvist 1966) har omtolkats till vulkanisk breccia, grundat dels på fragmentens form och innehåll, dels på breccians topografiska läge.

Det geofysiska fältarbetet, som utfördes i hela kartområdet 15D Särna, omfattade 5 personveckor. Arbetets huvudsakliga målsättning var att med geofysiska hjälpmedel identifiera relationen mellan ryolitiska, syenitiska och granitiska (Dalagranit) bergarter och att försöka klassificera de olika diabasgenerationerna. Mätningar med gammaspektrometer utfördes på 87 lokaler (i genomsnitt 3 mätningar per lokal). Två olika typer av spektrometer användes: för mätningar på mafiska bergarter (diabas och basalt) användes uteslutande modell Exploranium GR-320, medan Exploranium GR-130G användes på övriga bergarter. Skälet till detta var, att det förstnämnda instrumentet med sin större kristallvolym ger större mätnoggrannhet på lågstrålande bergarter. Mätningar med magnetometer, i en del fall även med VLF-instrument, utfördes längs profiler över ett antal utvalda anomala objekt såsom magnetfältsanomalier över diabaser. Representativa bergartsprover samlades in för mätning av deras petrofysiska egenskaper, med syftet att ge underlag för modellberäkningar

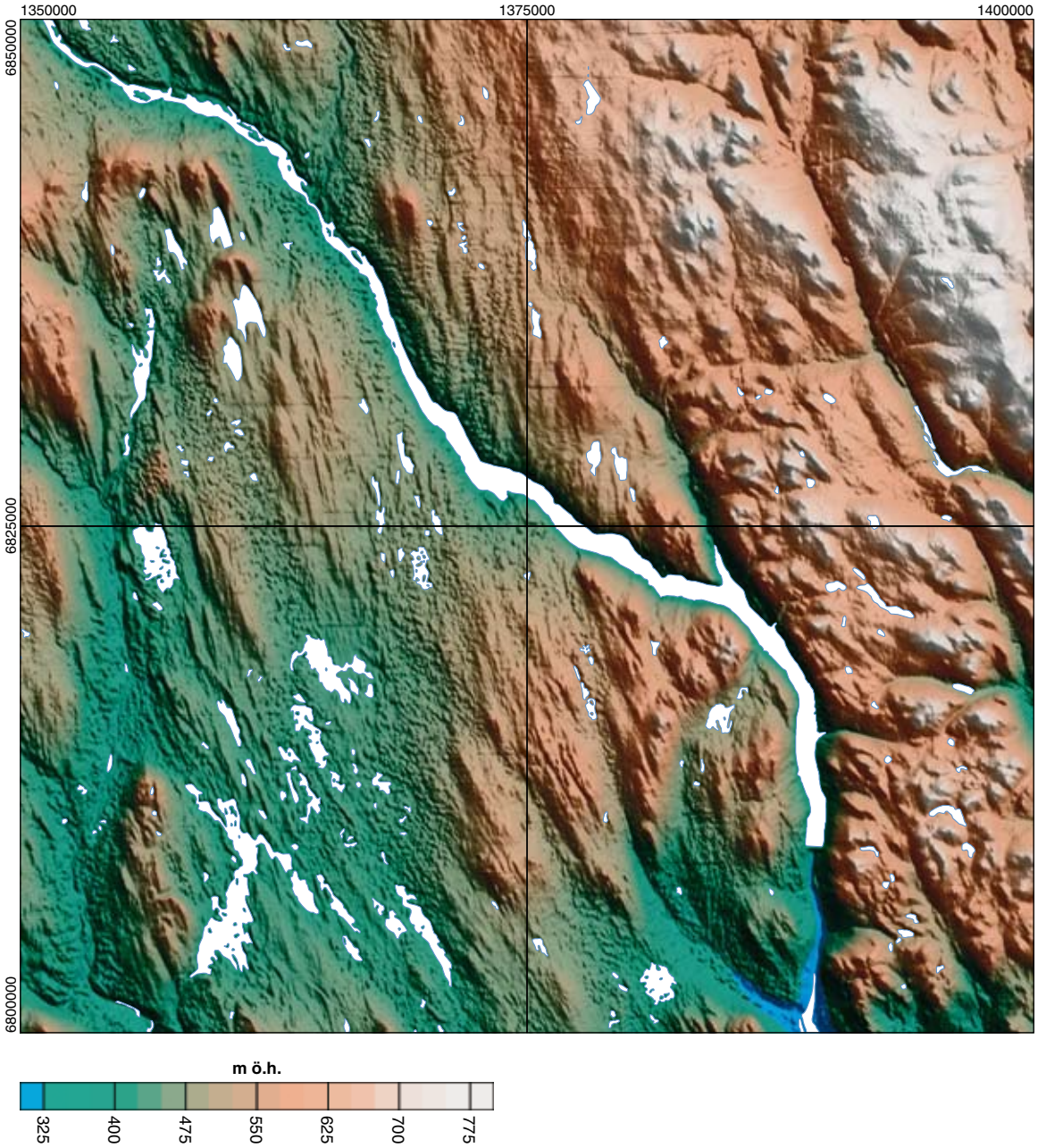


Fig. 17. Höjdreliefkarta över kartområdena 15D Särna. Kartområdet är indelat i två delprojektområden – det västra respektive östra kartbladet. Kartområdet är indelat i två delprojektområden – de västra respektive de östra kartbladen.

och för bergartsklassificering. Vid periodens slut hade arbetet slutförts i kartområdena 15D NO och SO samt i södra halvan av 15D SV.

Allmän geologi och geofysik

Berggrunden i det undersökta området består av proterozoiska bergarter (fig. 18). De viktigaste enheterna utgörs av ca 1 700 miljoner år gamla, felsiska magmatiska bergarter (Dalaporfyrer och Dalagraniter) tillhörande det transskandinaviska bältet (TMB) samt en jotnisk sandsten (Dalasandsten) som ligger diskordant på vulkaniterna. Sandstenen anses vara mellan ca 1 460 och 1 270 miljoner år gammal. Samtliga bergarter ovan är röda (delvis starkt) vilket präglar landskapets färg, både i moränen, i stora frostsprängda blockområden, på alla grusvägar (fig. 20) och i hällarna. De “röda” bergarterna slås igenom av ett stort antal yngre

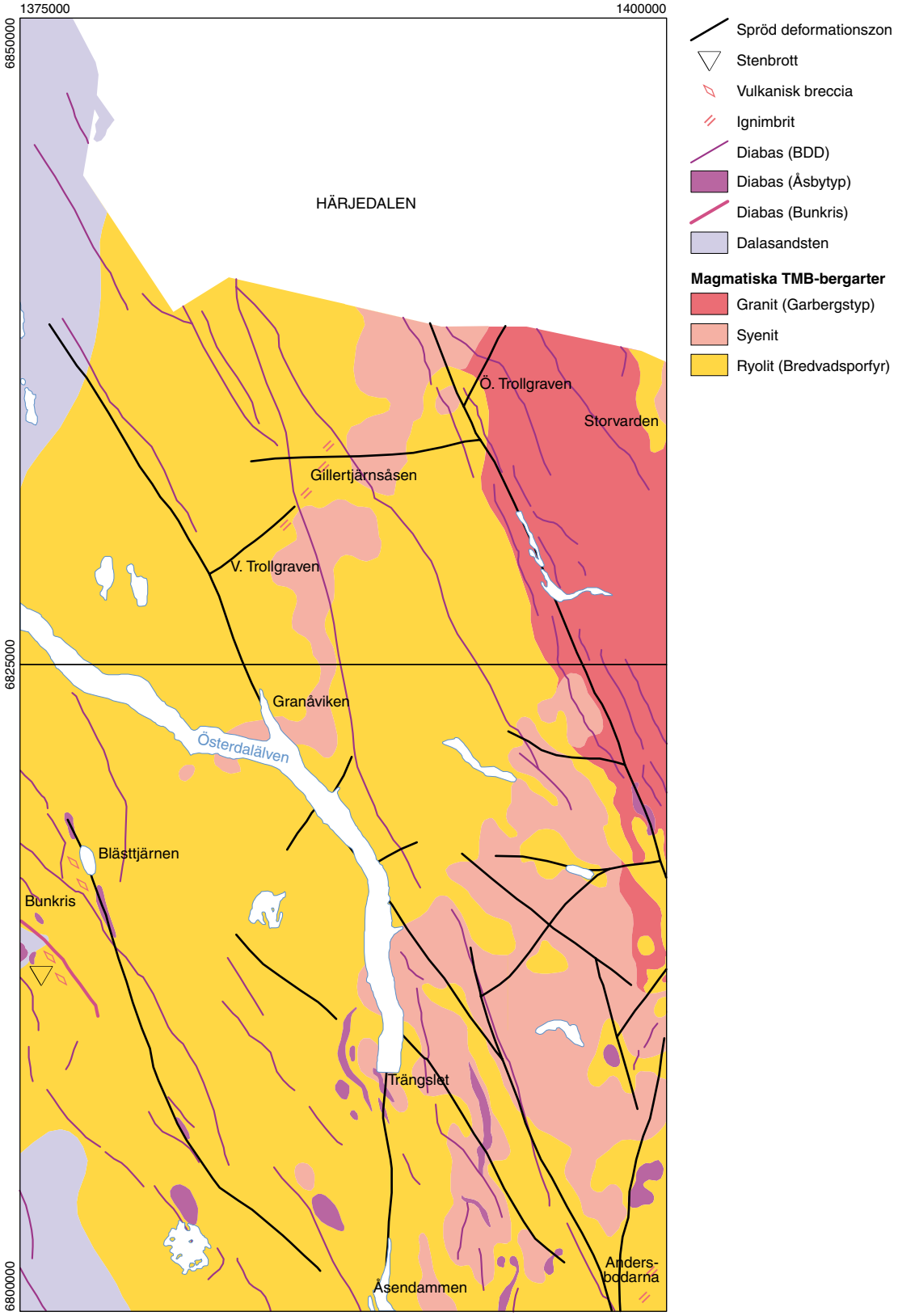


Fig. 18. Förenklad, preliminär berggrundskarta över kartområdena 15D Särna NO och SO.

diabasgångar med varierande riktning och ålder, ca 1 270–900 miljoner år gamla. Samtliga bergarter ovan är i stort sett ometamorfa, men Dalasandstenen och vulkaniterna har dock påverkats av belastningsmetamorfos (Aldahan 1989 resp. Nyström 1999, 2004). Berggrunden i området är, vad gäller plastisk deformation, endast svagt deformerad eller odeformerad. Däremot har en omfattande spröd deformation påverkat de flesta bergarterna (se stycket "Strukturer" nedan). Både den preliminära kartbilden (fig. 18) och länskartan (Hjelmqvist 1966) indikerar, att berggrunden utgör ett djupare snitt av jordskorpan i de östra delarna av kartområdet. Detta visas genom att ytbergarter dominerar i väster och djupbergarter i öster.

Ovan refererade, tidigare arbeten i regionen hade inte tillgång till flygmätta geofysiska data. Efter att de geofysiska flygmätningarna över hela nordvästra Dalarna hade utförts år 2004, blev det möjligt att se projektområdets strukturella uppbyggnad från ett regionalt perspektiv. De mest framträdande signalementen med hänsyn till det jordmagnetiska fältet är de anomalier som förorsakas av diabaserna (fig. 16). De kontrasterar kraftigt mot den generellt lågmagnetiska och i stort sett strukturlösa bakgrunden som utgörs dels av Dalaporfyrerna, dels av Dalasandstenen. Några av de vertikalt stående gångarna var kända från tidigare karteringar genom observerationer i häll. Magnetfältsdata avslöjar emellertid en hel svärm av gångar med nordvästlig riktning. Gångarna sträcker sig från sydligaste Dalarna och Västmanland till nordvästligaste Dalarna där de överlagras av fjällbergarterna. I vissa områden kan gångtätheten i svärmen vara 1 gång per 2 km, räknat vinkelrätt mot svärmens huvudriktning. Inom kartområdet 15D Särna dominerar gångar med nordvästlig riktning, men också en nord–sydlig till nordnordostlig trend finns representerad. Den mest betydande gången av den senare typen kan spåras från kartområdet 14D Sälen SV, över 15D Särna SV och NV till 17D Lofsdalen, en sträcka på ca 80 km. Den antas ha intruderat längs ett förkastningsplan mellan två block som huvudsakligen har rört sig i vertikal riktning. Att det är en vertikalt dominerad rörelse kan ses tydligt i tyngdkraftsdata i form av ett regionalt utbildat, relativt massöverskott öster om förkastningen.

Magmatiska bergarter (TMB)

Vulkaniska bergarter (Dalaporfyrer)

I mellersta och norra Dalarna finns stora förekomster med ca 1 700 miljoner år gamla vulkaniska bergarter (Hjelmqvist 1966, Lundqvist & Persson 1996, 1999, Nyström 1999, 2004) som tillhör det transskandinaviska magmatiska bältet (TMB). Den största delen utgörs av porfyriska ryoliter (till daciter), allmänt kallade Dalaporfyr eller Älvdalsporfyr. De anses till stora delar ha bildats ur vulkaniska askflöden, så kallade ignimbriter (Lundqvist m.fl. 2006, Ripa m.fl. 2007). I Älvdalenområdet förekommer ett antal varianter av porfyr, med olika färger och strökornsinnehåll, som har brutits och bearbetats till prydnadsföremål under lång tid (Lundqvist m. fl. 2006).

FFig. 19. Typiskt röd grusväg på Älvdalens skjutfält.

I det här aktuella karteringsområdet representeras vulkaniterna av så kallad Bredvadsporfyr (fig. 20 a, b), som dominerar stora delar av området, särskilt i den västra halvan. Det finns gott om fina hällområden med porfyr, bland annat längs Dalälvens torrlagda fåra nedanför Trängsletdammen och vid stränderna av Trängsletsjön. Ett prov från Trängsletområdet har daterats (U-Pb i zirkon) till en ålder av 1 695±7 miljoner år (Lundqvist & Persson 1999). Typlokalen ligger strax söder om kartområdet, i ett mindre stenbrott vid gården Bredvad (Hjelmqvist 1966). Platsen ligger numera under vatten i den uppdämda Åsendammen. Bergarten är en starkt röd ryolit med ganska glest fördelade fältspatströkorn. Vid några få lokaler har en strökornsrikare variant observerats. Strökornen är vanligen små (ca 0,5–3 mm, ställvis <5 mm) och utgörs till ungefär lika delar av röd kalifältspat och ljust grå eller gulgrön, sericitomvandlad plagioklas (albit, se Lundqvist m.fl. 2006). Kvartsströkorn har inte observerats vid någon lokal. På vissa ställen förekommer även mörka strökorn av biotit och klorit. Bredvadsporfyrens densitet ligger generellt under 2 600 kg/m^3 (fig. 21) och kan vara så låg som 2 570 kg/m^3. De låga värdena kan dels förklaras med den mycket jämna, och relativt höga kaliumhalten (medelvärde 4,5 % ±0,3, 104 mätningar) som motsvarar ca 33 % kalifältspatekvivalenter (ideal densitet 2 560 kg/m^3), dels med en viss porositet i bergarten som eventuellt beror på mikrosprickor. En jämförelse med den typ av ryolit som har sitt utbredningsområde längre norrut (16C Idre, Ripa m.fl. 2007) visar, att den senare har konstant högre densitet (2 630–2 650 kg/m^3) men samma höga kaliumhalt som Bredvadsporfyren. Figur 22 visar den distinkta skillnaden mellan de två typerna av porfyr, uttryckt i varje elements procentuella andel av den totala strålningsintensiteten. Bredvadsporfyrens toriumhalt är tydligt högre och kan anses vara anomal, dvs. >20 ppm. Detta har inverkan på aktivitetsindexet som håller sig kring värdet 1.

Fig. 20. Foton av Dalavulkaniter. Koordinater i rikets nät (RT 90). **A.** Ryolit (Bredvadsporfyr). Typbergart med små och relativt få fältspatströkorn. Trängslets utloppstunnel, 15D Särna SO (6804560/1389322). **B**. Detalj av föregående. **C.** Vulkanisk (ryolitisk) breccia i Bredvadsporfyr. Bunkris, vid telemasten, 15D Särna SO (6813802/1375941). **D.** Detalj av föregående.

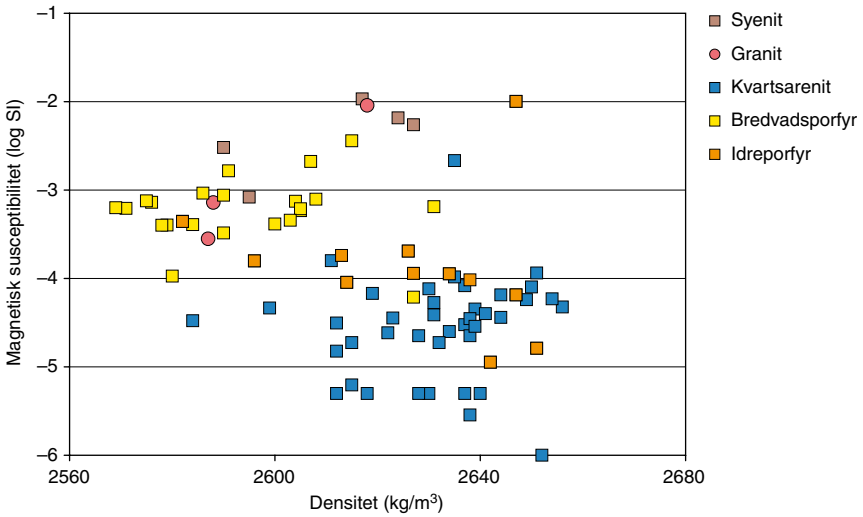


Fig 21. Diagrammet visar förhållandet mellan magnetisk susceptibilitet och densitet för huvudbergarterna i kartområdet 15D Särna. På grund av den stora skillnaden i både densitet och magnetiska egenskaper mellan mafiska och övriga bergarter har de förstnämnda inte tagits med.

Bredvadsporfyren är generellt sett homogen och saknar strukturer, men vid Gillertjärnåsen och Andersbodarna förekommer ignimbritisk strimmighet i två små områden. Berggrunden i kartområdet, och särskilt de vulkaniska bergarterna, är starkt påverkad av spröd deformation. Detta visar sig i form av frostsprängda, kubiska "in situ"-block (1–2 dm^3) över stora arealer. Även en tydlig pelarförklyftning syns på några ställen i skärningar (fig. 23). Bredvadsporfyren tolkas som en undre del av en serie ignimbritflöden enligt Ripa m.fl. (2007).

I den västra delen av kartområdet 15D Särna SO, vid Blästtjärnen och Bunkris, finns några hällar med felsisk vulkanisk breccia (fig. 20 c, d). Fragmenten i breccian, de flesta skarpkantiga, består enbart av Bredvadsporfyr, mellanmassan är mörkt röd och finkornig. Området vid Blästtjärnen tolkas av Hjelmqvist (1966) som en uteliggare av Dalasandstenens bottenkonglomerat. Fragmentens form och homogenitet samt bergartens topografiska läge gör att bergarten vid denna undersökning tolkas som en vulkanisk breccia i ett ignimbritflöde. Breccian ligger delvis geometriskt under Bredvadsporfyr, vilket inte är stratigrafiskt möjligt för Dalasandstenens bottenkonglomerat. Lokalen vid Bunkris var inte känd vid tiden för Hjelmqvists kartering.

Intrusiva bergarter

Kartområdets djupbergarter tillhör, liksom vulkaniterna ovan, de yngre delarna av det transskandinaviska magmatiska bältet (TMB) och är ca 1 700 miljoner år gamla (Lundqvist & Persson 1996, 1999). De utgörs

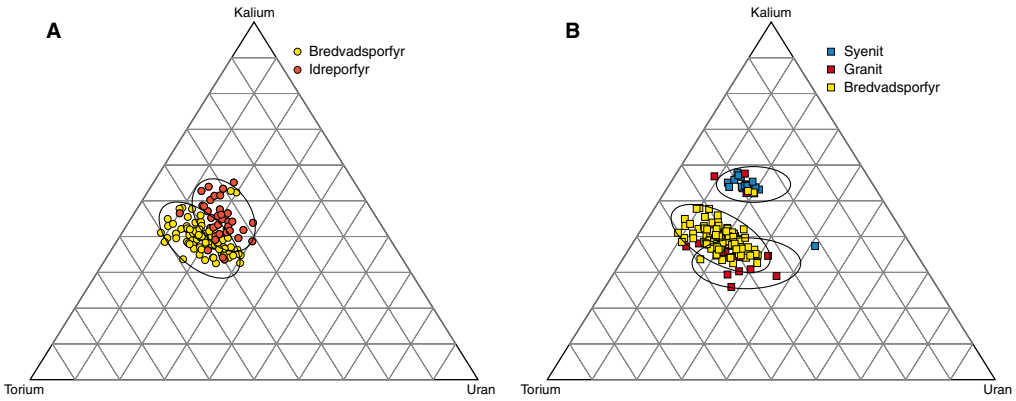


Fig. 22. Ternärt diagram som åskådliggör kaliumets, uranets och toriumets proportionella andel i den totala gammastrålningen i kartområdet 15D Särna. A) ryoliter, B) ryolit-granit-syenit.

Fig. 23. Ryolit. Typiskt pelarliknande sprickmönster i Bredvadsporfyr. Granån, Älvdalens skjutfält, 15D Särna NO (6828903/1382045). Koordinater i rikets nät (RT 90).

huvudsakligen av graniter, med syenit och kvartssyenit som underordnade inslag, och kallas vanligen Dalagraniter. Bergarterna har beskrivits av bland annat Hjelmqvist (1966), Lundqvist & Persson (1996, 1999) och Ahl m.fl. (1999, 2004). De tolkas som komagmatiska (bildade ur samma magma) med Dalaporfyrerna.

I detta kartområde förekommer Dalagraniten endast i de nordöstra delarna och uppträder som en sammanhängande enhet, längs Rotälven och norrut till Härjedalsgränsen. Den tycks ha en relativt skarp övergång mot den syenit (se nedan och fig. 18) som ansluter väster och söder därom, eftersom ingen blandning av de båda bergarterna har observerats i häll. Enligt Hjelmqvist (1966) förekommer gångar av graniten i Bredvadsporfyr. Intrusionen har sin största utbredning längre österut, in i kartområdet 15E Älvho (Sjöblom & Aaro 1987 a, b). Enligt länskartan (Hjelmqvist 1966) är graniten av Garbergstyp, som är en flusspatförande och delvis rapakiviartad bergart. De hällar som observerats vid denna undersökning består av en röd, ganska jämnkornig granit med spridda större kvartskorn (fig. 24 a) och enstaka plagioklasmantlade strökorn av kalifältspat. Det finns gott om lätt åtkomliga granithällar, bland annat längs Rotälven och ån Aspvasslan. Ett prov av Garbergsgranit från Oxberg, söder om Älvdalen (14E Mora NV), har daterats (U-Pb i zirkon) till en ålder av 1 710±11 miljoner år (Lundqvist & Persson 1999). En liknande granit förekommer i Norge, väster om norra Dalarna, och kallas där Trysilgranit (se Ripa m.fl. 2007).

I anslutning till ovan nämnda granit förekommer en syenitisk bergart som större och mindre kroppar (fig. 18). Även några få smala gångar av syenit i Bredvadsporfyr har observerats. Hjelmqvist (1966) kallar bergarten för kvartssyenit i beskrivningen till länskartan, vilket grundas på två modalanalyser och en kemisk analys. I teckenförklaringen till samma länskarta kallas dock bergarten för syenit. Under årets kartering har praktiskt taget ingen kvarts observerats i densamma, och den benämns därför som syenit i denna rapport.

Syeniten är starkt röd (delvis mörkt), medel- till grovkornig, ojämnkornig till porfyrisk och massformig (fig. 24 b, c). Den består till stor del av kalifältspat samt mindre mängder av plagioklas och ställvis klorit. Kaliumhalten (medeltal 5,2 %) är högre än i både graniten och ryoliten och motsvarar ca 37 % kalifältspatekvivalenterr. Toriumhalten är däremot ca 25 % lägre än i graniten och ryoliten. Representativa syenitlokaler finns bland annat i området kring Trängsletdammen (fig. 24 d) och i kartområdets nordligaste del, vid Östra Trollgraven (svårtillgängligt).

Det komagmatiska ursprunget för de felsiska intrusivbergarterna och Bredvadsporfyren kan i viss mån också illustreras med deras strålningsegenskaper. I en ternär presentation (fig. 22) kan man se en tydlig gruppering med viss överlappning. I diagrammet ingår inte ”Idreporfyrerna” (se Ripa m.fl. 2007), vars egenskaper delvis sammanfaller med syeniternas. Den signifikanta skillnaden mellan de tre bergarterna, med hänsyn till förhållandet mellan torium och kalium, möjliggör en geografisk separering (fig. 25). Kartan visar utbredningen av syeniten som ett område med låga Th/K-värden. Den geologiskt tolkade gränsen mellan Bredvadsporfyr och syenit har markerats med heldragen linje. I östra delen av kartan syns graniten på grund av sin (i förhållande till syeniten) 20 % lägre kaliumhalt och inte på grund av den anomala toriumhalten.

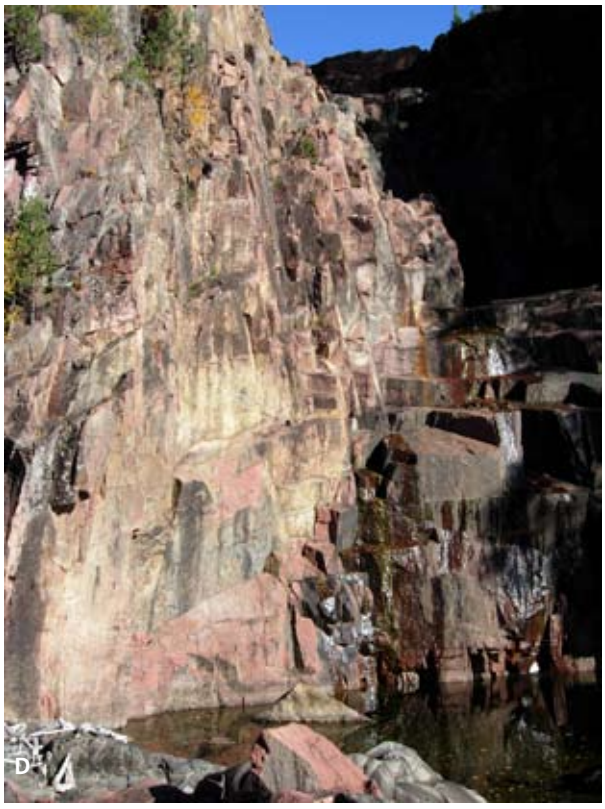


Fig. 24. Foton av Dalaplutoniter. Koordinater i rikets nät (RT 90). **A.** Granit, enstaka större korn av kvarts (3–4 mm) och fältspat. Sprängd väghäll vid Aspvasslan, östra delen av området, 15D Särna SO (6823524/1397405). **B.** Syenit med fältspatströkorn. Trängslets militärförläggning, 15D Särna SO (6809576/1388134). **C.** Detalj av föregående. **D.** Syenit i kontakt med Åsbydiabas (till höger och i förgrunden). Nedanför Trängslets kraftverksdamm, 15D Särna SO (6808904/1389101).

Jotniska ytbergarter

Större delen av västra och norra Dalarnas berggrund består av jotnisk, mestadels röd, arenit till kvartsarenit, allmänt kallad Dalasandsten. Den har undersökts tidigare av bland annat Hjelmqvist (1966) som uppskattar dess mäktighet till maximalt ca 800 m. Aldahan (1989) fastslog att sandstenen påverkats av belastningsmetamorfos. Nyligen har omfattande undersökningar av dess bildningsmiljö och sedimentära strukturer gjorts på Fulufjället, som representerar Dalasandstenens stratigrafiskt översta del (Andersson m.fl. 2005, Mellqvist & Kübler i manuskript). Sandstenens utbredning fortsätter västerut in i Norge, där den kallas Trysilsandsten. Sandstenen är inte daterad, men dess ålder anses ligga mellan 1 460 och 1 270 miljoner år. Denna uppskattning bygger på dateringar av diabasgångar.

Dalasandsten är den dominerande bergarten i kartområdena 15D Särna SV och NV (se denna rapport). I det här undersökta området (15D Särna SO och NO) förekommer sandstenen endast i några få hällar, dels i den nordvästligaste delen, dels längst nere i sydväst. Dessutom finns en isolerad sandstenslokal vid väg 70,

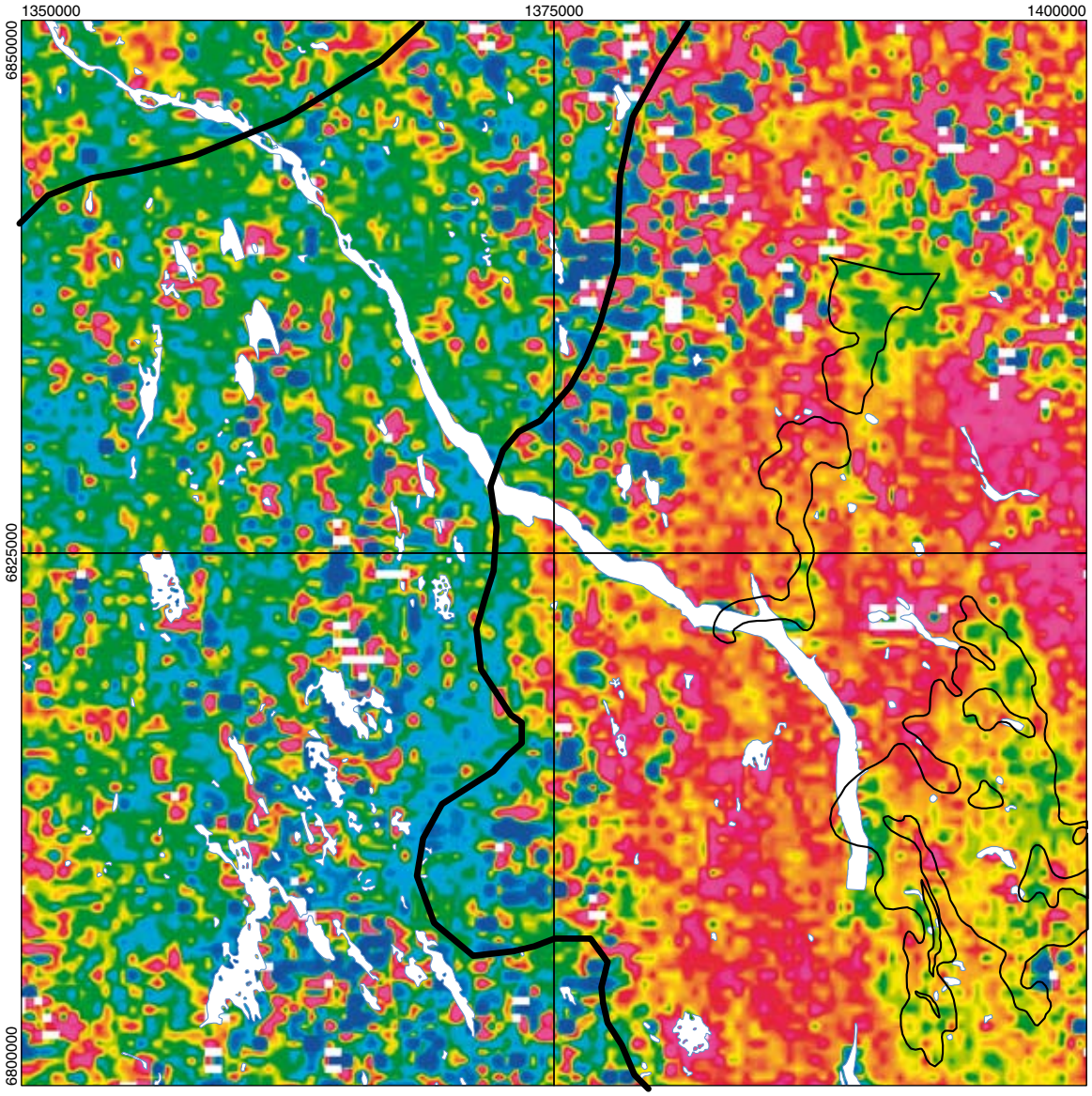


Fig. 25. Variationen av kvoten mellan halterna torium och kalium i kartområdet 15D Särna.

söder om Bunkris. Bergarten är mestadels röd till gråröd, finkornig, och har flackt liggande lagringsstrukturer, ställvis i form av färgbandning. I den nordligaste lokalen finns även rikligt med korsskiktningar.

Sandstenens geofysiska egenskaper skiljer sig på ett anmärkningsvärt sätt från omgivande bergarters, vilket medför att en tydlig gränsdragning på basis av elektromagnetiska egenskaper och gammastrålningsegenskaper är möjlig. De förstnämnda yttrar sig på så sätt att hela den yta som täcks av Dalasandsten inte uppvisar någon nämnvärd amplitudvariation (fig. 26), jämfört med den i angränsande vulkaniska bergarter. Den huvudsakliga förklaringen till detta är sandstenens flackt liggande strukturer, men också dess (jämfört med vulkaniterna) mycket lägre grad av sprickighet. Beträffande strålningsegenskaperna är det den stora skillnaden i torium-kaliumförhållandet mellan sandsten (låg kvot) och omgivning (hög kvot) som markerar kontakterna (fig. 25). Kaliumhalterna i Dalasandstenen varierar varierar från 0,5 till 4 % medan toriumhalten sällan överstiger 10 ppm.

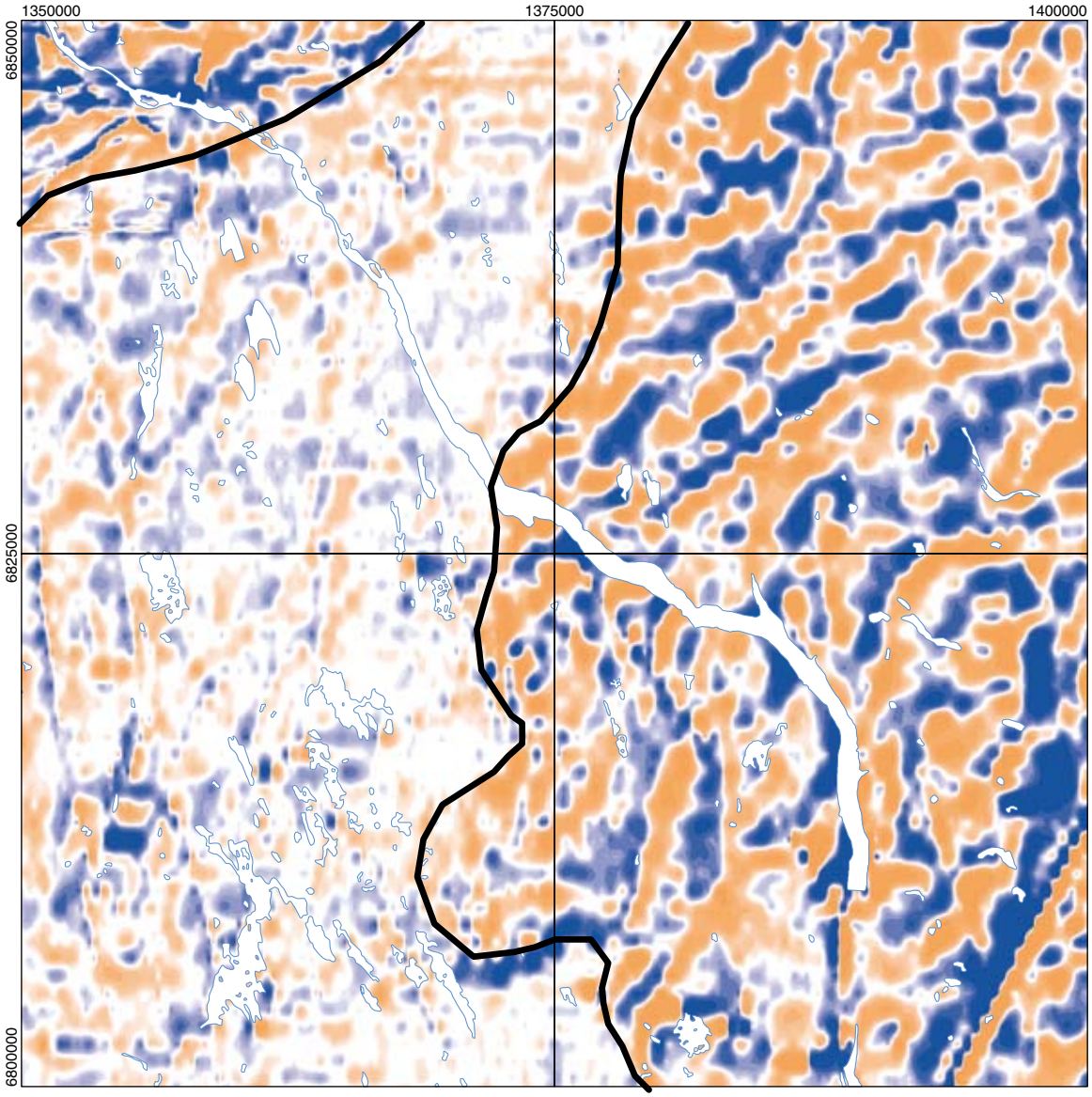


Fig. 26. VLF-karta över kartområdet 15D Särna som visar variationen hos VLF-signalens vertikalkomponent (signal från en sändare). Svart linje markerar gränsen mellan Dalasandsten i väster och magmatiska bergarter i öster och i nordväst.

Postjotniska gångbergarter (diabas)

De ovan beskrivna bergarterna genomslås av ett stort antal diabasintrusioner, mest som brantstående gångar, vilka framträder tydligt på den magnetiska anomalikartan (fig. 16). En detaljgranskning av anomalikartan och jämförelser med markmätningarna visar, att anomalierna i många fall består av två eller flera smala, parallella gångar. Stupningen varierar längs gångarnas utsträckning från brant nordostlig till brant sydvästlig, och mäktigheten varierar från ca 50 till 80 m. Minst 25 anomalistråk, som tolkas som gångar, kan identifieras i magnetfältsdata i en profil tvärs över kartområdet 15D Särna. Om den minsta gångbredden är 50 m, innebär det en total extension av jordskorpan på minst 1 250 m (dvs. 2 %) i samband med diabasernas intrusion. Gångarna stryker generellt i nordvästlig riktning, med lokala avvikelser. En större gång med nordnordvästlig riktning korsar området. Dessutom förekommer tunna, flackt liggande diabasintrusioner som syns diffust eller inte alls på den magnetiska anomalikartan. Deras utbredning är därför svårbedömd och har extrapolerats på kartan med hänsyn tagen bland annat till topografin.

De flackt liggande diabasförekomsterna i området anses tillhöra typen Åsbydiabas (Hjelmqvist 1966).

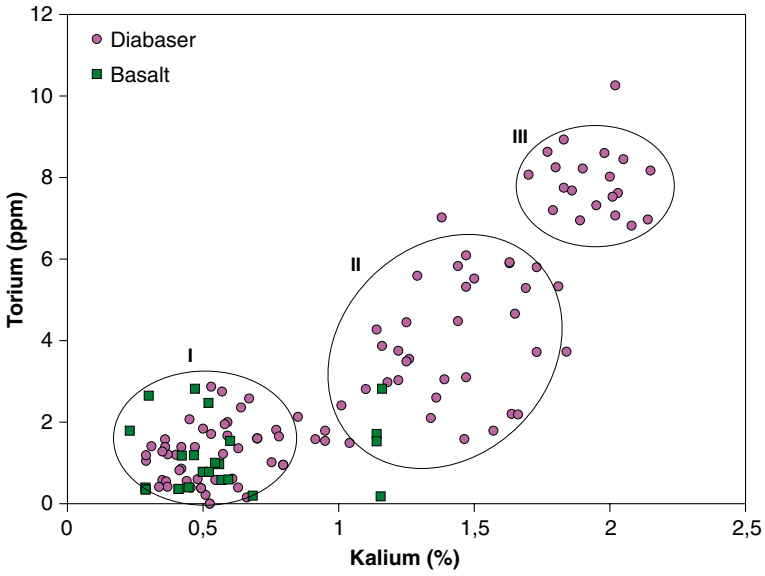


Fig. 27. Diabasernas gammastrålningsegenskaper. Diagrammet visar förhållandet mellan halterna torium och kalium uppmätta på häll och en tentativ uppdelning i tre grupper (I, II och III) Grupp I: Diabas av Särnatyp samt Öjebasalt. Grupp II: Diabas av BDD-typ (de flesta mätningar som gjorts). Grupp III: Huvudsakligen flackt liggande diabaser. Se texten för närmare förklaringar.

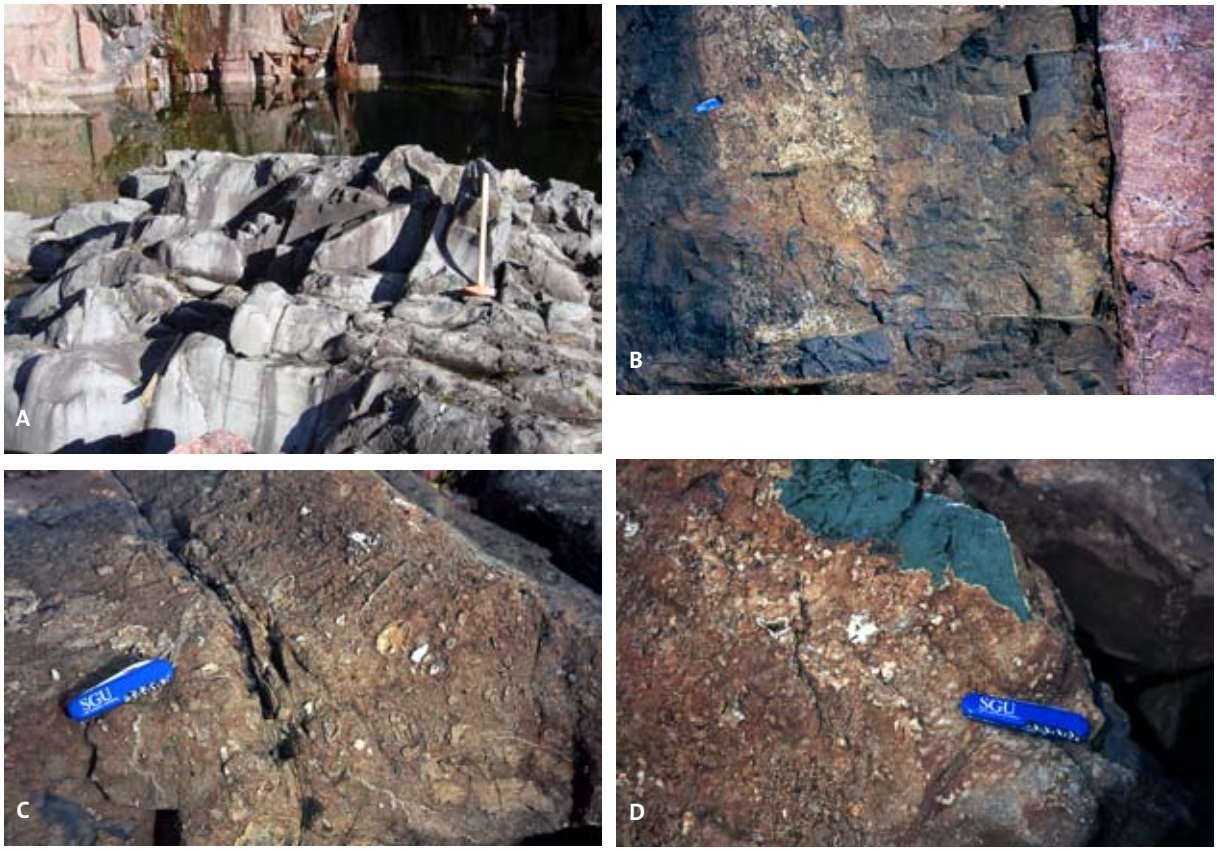


Fig. 28. Foton av postjotniska gångbergarter. Koordinater i rikets nät (RT 90). **A.** Åsbydiabas. Vattenslipat hällområde i den torrlagda älvfåran. Trängsletdammen, 15D Särna SO (6808904/1389101). **B.** Diabas, 1–2 m bred, zonerad gång i kontakt med Bredvadsporfyr. Den centrala zonen är "slirig" och innehåller mandlar och fragment. Strandhällar vid Granåviken, Trängsletmagasinet, 15D Särna SO (6823380/1384355). **C.** Detalj av den centrala zonen i föregående bild. Vissa av mandlarna är drusiga med små kvartskristaller. **D.** Samma zon som i C, med färsk brottyta. Den gröna färgen skiljer bergarten från övriga diabasförekomster i området.

Dess typlokal ligger vid Åsens by, strax söder om det här aktuella kartområdet, och diabasen där har daterats (U-Pb i baddeleyit) till en ålder av ca 1 260 miljoner år (Söderlund m.fl. 2005). Under den nu aktuella karteringen har flackt liggande diabas ovanpå Bredvadsporfyr observerats vid ett par lokaler. På andra ställen bildar diabasen "hättor" på toppen av höjder eller utgör botten i bäckar och åar. Åsbydiabasen är vanligen relativt grovt ofitisk och har generellt sett en hög susceptibilitet. Den är väl blottad vid Trängslet, både i den torrlagda älvfåran nedanför dammen (fig. 28 a) och inne i det militära förläggningsområdet.

Åsbydiabasen har tidigare även ansetts uppträda som brantstående, nordvästligt strykande gångar längre söderut i Dalarna, men det finns inga dateringar som stöder detta. Däremot visar nyligen utförda undersökningar i regionen, att åtminstone vissa nordvästligt strykande gångar tillhör de så kallade Blekinge–Dalarnadiabaserna (BDD), som har en ålder av ca 950–980 miljoner år (Söderlund m.fl. 2005, SGU opubl.). På Brattfjället (kartområde 15C Fulufjället) finns en mäktig lagergång av diabas (Mellqvist & Kübler, i manuskript) som också tillhör BDD-gruppen enligt en datering av Söderlund m.fl. (2005). Även gångar med nordlig till nordnordostlig strykning bedöms tillhöra BDD-gruppen. I det här rapporterade kartområdet finns ingen säker blottning av BDD.

Söderlund m.fl. (2005) har även gjort två dateringar av en äldre, nordvästligt strykande diabasgång i kartområdet 15D Särna, vid Bunkris och Glysjön. I båda fallen blev åldern ca 1 460 miljoner år, och gången tolkas som en matargång till Öjebasalten. Dateringslokalen vid Bunkris är en skärning vid väg 70, och bergarten där är ofitisk och liknar Åsbytypen. Flygmätta magnetiska data visar att denna gång ligger relativt flackt vid Bunkris men stupar något åt nordost vid Glysjön. Med hänsyn till radiometriska värden finns det betydande skillnader mellan Bunkris–Glysjöndiabasen och Öjebasalten. Basaltens låga torium- och kaliumhalter samt kvoterna mellan dem (fig. 27) är i stort sett identiska med dem i den så kallade Särnadiabasen (se Ripa m.fl. 2007) som förekommer längre norrut i Dalarna. Motsvarande värden uppmätta vid Bunkris och Glysjön tillhör gruppen med de högsta torium- och kaliumvärdena (1,7 %<K<2,1 %, 6,8 ppm<Th<10 ppm). Denna skillnad är oförenlig med hypotesen att Bunkrisgången är en matargång till Öjebasalten. De flesta nordvästligt orienterade gångarnas (BDD) radiometriska värden återfinns i den grupp som ligger mellan de nyss beskrivna, Särnadiabas–Öjebasalt respektive Bunkris–Glysjön (fig. 27). De flackt liggande diabaserna (Åsbytyp) har vanligen, i likhet med Bunkrisdiabasen, höga halter av kalium och torium. Denna generalisering försvagas av att bergarten i själva typlokalen för Åsbydiabasen (se ovan) kan hänföras till den mellanliggande gruppen (ca 1 % K och 4 ppm Th).

Vid Granåviken (4 g) finns strandhällar med en mindre (1–2 m bred), nordnordvästligt strykande diabasgång med avvikande utseende (fig. 28 b). Gången, som slår igenom Bredvadsporfyr, är zonerad med en central kärna av mycket finkornig, starkt grön och något "slirig" diabas som innehåller fragment och mandlar (fig. 28 c, d). Vissa av mandlarna är drusiga med kvartskristaller. De nämnda fenomenen tycks bero på en gradvis assimilering av den omgivande vulkaniten, som är blekt i delar av kontaktzonerna.

I det här aktuella karteringsområdet har för närvarande ingen konsekvent differentiering kunnat göras av olika diabasgenerationer. Grundat på de få befintliga dateringarna och på magnetiska anomalier betraktas alla nordvästligt strykande gångar utom "Bunkrisgången" som BDD-gångar. Övriga diabasobservationer i kartområdet räknas som Åsbydiabas.

Strukturer

De magmatiska bergarterna i kartområdet är generellt sett massformiga och mycket homogena. Bredvadsporfyr med ignimbritisk strimmighet har observerats i i två områden, vid Trolltjärnen–Gillertjärnåsen och vid Andersbodarna, i det förra har strimmigheten medelbrant stupning mot öster.

Dalasandstenen ligger relativt flackt lagrad på vulkaniterna, och stupningen varierar vanligen mellan 5 och 20 grader, med varierande strykning. Välbevarade sedimentära strukturer finns i de flesta observerade hällarna, främst korsskiktning och vågmärken.

Berggrunden i området har utsatts för en omfattande spröd deformation, vilket syns i terrängen som talrika sprickdalar och förkastningsbranter av varierande storlek (fig. 18). De mest spektakulära av dessa finns i Trängsletområdet, Rotälvens dalgång samt västra och östra Trollgravarna.

Metamorfos

Den proterozoiska berggrunden i västra och norra Dalarna har tidigare betraktats som ometamorf, men både sandstenen och vulkaniterna har påverkats av belastningsmetamorfos (Aldahan 1989 resp. Nyström 1999, 2004). Bredvadsporfyr som blekts vid kontakten mot diabas har observerats på ett par ställen i detta kartområde. Kontaktomvandling som orsakats av diabasgångar och av Öjebasalten har rapporterats av Mellqvist & Kübler (15C Fulufjället, i manuskript).

Naturresurser

Undersökningsområdet är fattigt på mineraliseringar. Strax öster om kartområdet ligger Rotendalsgruvan som är en skärpning på sulfider (bly-zink-koppar) i en ignimbritisk vulkanit (Hjelmqvist 1966, Sjöblom & Aaro 1987 a).

Vid Bunkris (2f) finns en nyöppnad bergtäkt i Bredvadsporfyr (se Lundqvist m.fl. 2006) som använts till vägbygget mellan Särna och Idre (väg 70) åren 2006–2007. Dessutom har två äldre, små stenbrott i samma bergart som ovan påträffats, det är dock oklart till vilket ändamål bergarten användes.

KARTOMRÅDENA 16C IDRE SAMT 16D LOFSDALEN NV OCH SV

Hans Delin och Lutz Kübler

Det undersökta området är en del av Älvdalens kommun i Dalarnas län och gränsar mot Norge i väster och Härjedalen i norr och öster. Den enda tätorten är Idre vid väg 70, som bland annat går genom västra Dalarna till Röros i Norge. Terrängen är starkt varierande med ett småkuperat morän- och myrlandskap i den sydvästra delen och skogbeväxta, höga berg med förkastningsbranter samt isolerade kalfjäll (bl.a. Städjan och Nipfjället) i trakten omkring Idre. Längst i norr och i öster finns vidsträckta fjällhedar med större, sammanhängande fjällmassiv, t.ex. Långfjället–Storvätteshågna och Vedungsfjället. Genom Idretrakten rinner Österdalälven med sina två källflöden Storån och Sörälven. Berggrundens blottningsgrad varierar men är generellt sett låg. Det finns flera stora områden som helt saknar hällar, bland annat vid Flötningen-Drevdagen nära riksgränsen mot Norge.

Karteringen har utförts med terrängkartan (skala 1:50 000) som underlag. På fältkartorna har lägena för flygbildstolkade hällar och observationer från berggrundskartan över Kopparbergs län (Hjelmqvist 1966) markerats. Observationslokalerna är lägesbestämda med GPS.

Geofysiska flygmätningar utfördes 2005 över hela kartområdena 16C Idre och 16D Lofsdalen. Mätningarna omfattade magnetfält (Epok 1965), gammastrålning och elektromagnetiska fält (VLF). VLF-data registrerades från två sändare. Mätningarna skedde på 60 m flyghöjd och med en linjeseparation på 800 m. Inom begränsade områden i kartområdena 16C Idre SO och 16D Lofsdalen SV minskades flyglinjeavståndet till mellan 200 och 400 m. Mätpunktsavståndet längs linjerna var 17 m. Tyngdkraftsdata föreligger från 612 punkter som är mycket ojämnt fördelade. Den genomsnittliga punkttätheten är 1 punkt per 4,5 km^2. Provtagning för petrofysisk analys har inte förekommit tidigare i området. Under årets fältarbete har ett sextiotal prover insamlats för mätning av bergarternas petrofysiska egenskaper, och vid 85 lokaler utfördes radiometriska mätningar för att bestämma bergarternas halter av kalium, uran och torium.

Resultat från fältarbetet

Årets undersökningar omfattar dels en kompletterande berggrundskartering (endast delar av kartområdet 16C Idre), dels geofysiska mätningar och tolkningar (hela kartområdena 16C, 16D SV och NV). För bergartsbeskrivning, övrig geologisk information samt resultat från förra årets arbete hänvisas till Ripa m.fl. (2007).

Det geologiska fältarbetet startade i slutet av maj 2007 och omfattade ca 5 personveckor. Det gjordes drygt 80 nya hällobservationer i området, huvudsakligen från undre skollberggrunden i fjällområdet norr om Idre (fig. 30). Observationerna har lagrats i SGUs hälldatabas (halldb).

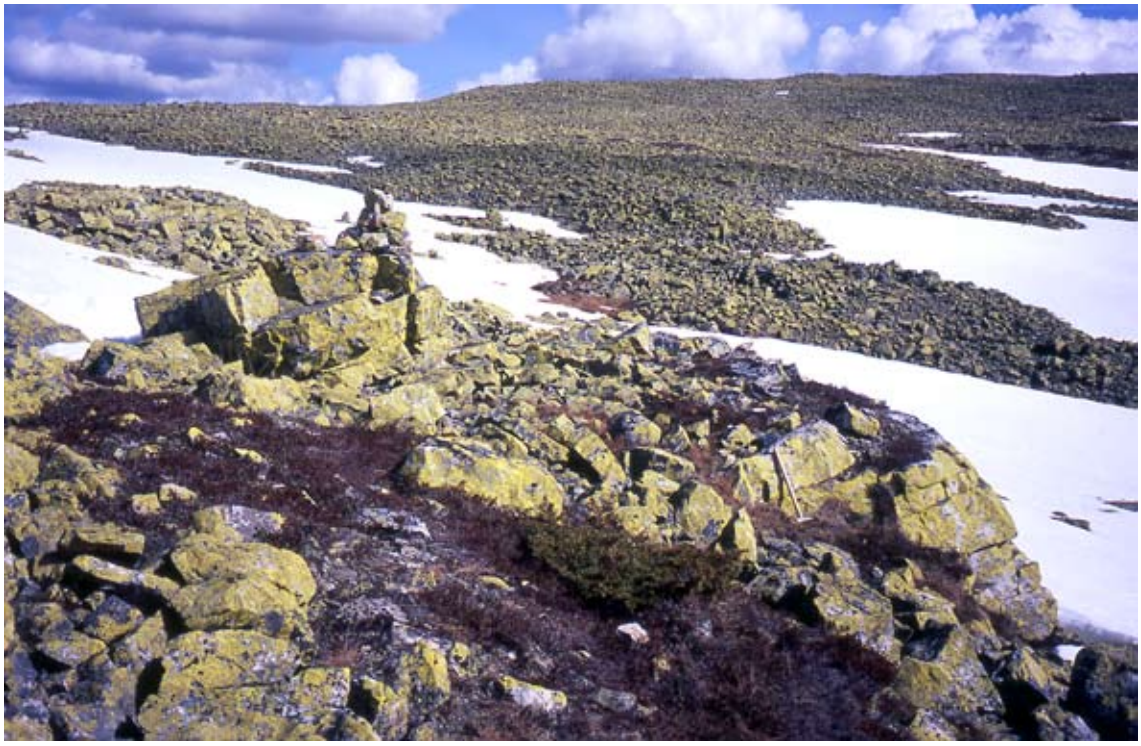


Fig. 29. Frostsprängda hällar av Vemdalskvartsit. Typiskt utseende för fjällplatåer i Idreområdet (undre skollberggrunden). Nipfjället, 16C Idre NO (6876880/1344060).

Årets kartering bekräftar i stort sett den preliminära kartbild som sammanställdes 2006 (fig. 30). Några smärre justeringar av bergartsgränserna har gjorts, och en del nya detaljer har tillkommit (se nedan).

Vemdalskvartsiten i Idreområdet är vanligen massiv och saknar mätbara strukturer, men vid årets undersökningar påträffades fina lagringsstrukturer och korsskiktning, både på toppen av Nipfjället (fig. 32 a, b) och på Storvätteshågna (Dalarnas högsta punkt, 1 204 m ö.h.).

I norra delen av Hällsjövålen, som för övrigt består av Vemdalskvartsit, finns några hällar med karbonatrik sandsten (fig. 32 c, d). Bergarten är tydligt lagrad och korsskiktad och tolkas som en relativt tunn inlagring i den undre skollberggrunden. Den har en typisk brunvittrad (dolomitisk?) yta, och det finns gott om kantiga, vita kvartskorn som "står upp" på den vittrade hällytan. Karbonatrika bergarter förekommer mycket sparsamt i den här delen av fjällkedjan. En bergart som liknar den ovan beskrivna rapporterades från förra årets undersökningar (Ripa m.fl. 2007).

I området kring Grövelsjön finns några spridda hällar med granit som tillhör TMB-gruppen (se Ripa m.fl. 2007). Granitförekomsterna tolkas som lossryckta delar av fjällkedjans proterozoiska underlag, vilka skjutits in som interna skollor i den undre skollberggrunden. Årets kompletteringar omfattar Blåkläppen och Fosksjökläpparna. De senare är ett mindre fjällmassiv som tycks bestå helt av granit, medan hällområdet på Blåkläppen delas av nämnda granit (östra delen) och en relativt grov fältspatkvartsit (västra delen). Kontakten mellan dem ligger i en smal, brant svacka mellan hällarna och är inte blottad. Antingen är kontakten en relativt brant överskjutning eller en postkaledonisk spröd förkastning. Graniten i de observerade hällarna är rödgrå, små- till grovporfyrisk med starkt röda strökorn, småsprickig och något kloritomvandlad. På toppen av Fosksjökläpparna finns ett litet parti med röd, jämnkornig granit i den porfyriska typen. Plastisk deformation saknas helt i de observerade hällarna (jfr "Frönbergsgnejs", Ripa m.fl. 2007).

Vid Tovåsen finns stora hällområden med "Frönbergsgnejs" (mellersta skollberggrunden) som är överskjuten på den undre skollberggrunden. Gnejsen är starkt mylonitisk och klipps av flera smala gångar med röd, finkornig granit som också är starkt deformerad. Under gnejsen ligger en sandsten (undre skollberggrunden), vars sammansättning varierar i följande ordning mot sydost (stratigrafiskt nedåt): kvartsarenit (delvis kataklastisk) närmast kontakten, ett rödare och "sandigare" mellanparti med fin laminering samt en ljust grå,

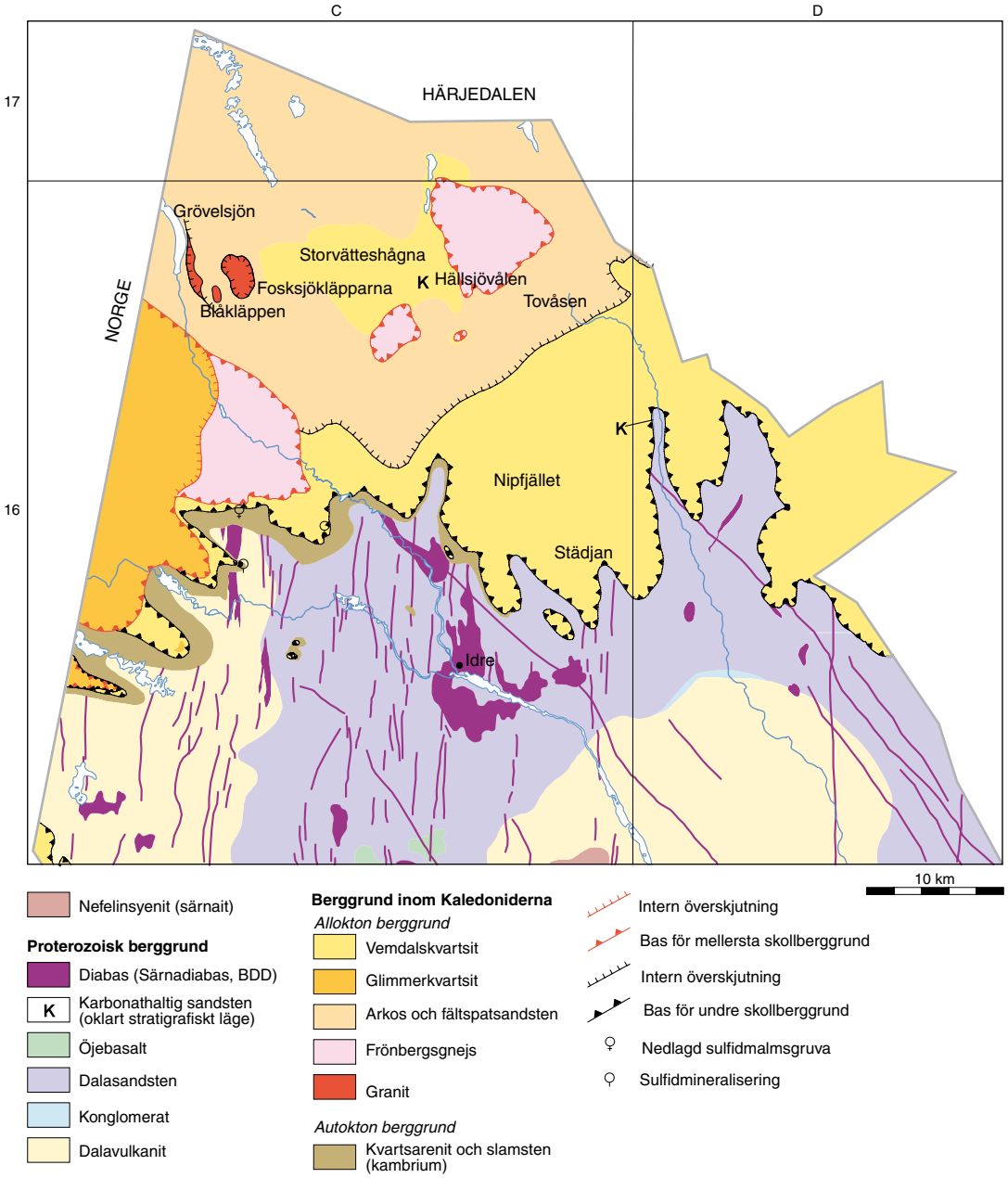


Fig. 30. Förenklad, preliminär berggrundskarta över kartområdena 16C Idre, 16D Lofsdalen NV och SV samt 17c Funäsdalen sv och so.

"glasig" kvartsit. Den understa, synliga delen i sekvensen (längst i sydost) utgörs av en mörkt rödbrun siltsten till lersten. De leriga lagren är förskiffrade och har torksprickor på vissa lagringsytor.

En inlagring av förskiffrad lersten i Vemdalskvartsit, liknande den som nämns i Ripa m.fl. (2007, fig. 12 a, b) har observerats vid Nipfjällets övre turistparkering och vid södra änden av Nipfjället, på stigen mellan Nipstugan och Nipvallen. På den förstnämnda lokalen är skiffern underlagrad av Vemdalskvartsit med "grusiga" lager av vita, kantiga kvartskorn. Väster om Nipstugan finns småhällar med starkt skiffrig och krenulerad lersten, i ena hällen även ett större veck (m-skala) med en uppskattad brant axel. I branten ovanför finns en häll med "vanlig" Vemdalskvartsit, och under (söder om) skiffern ett hällområde med något grövre kvartsarenit som innehåller vita kvartsklaster (jfr ovan). De båda skifferlokalerna samt den som finns nära Städjans topp (Ripa m.fl. 2007) representerar troligen en och samma enhet i kvartsitskollan. Detta stöds av den bild som skifferns gammastrålningsegenskaper ger. Bergarten är kaliumrik (3 till 5 %) men

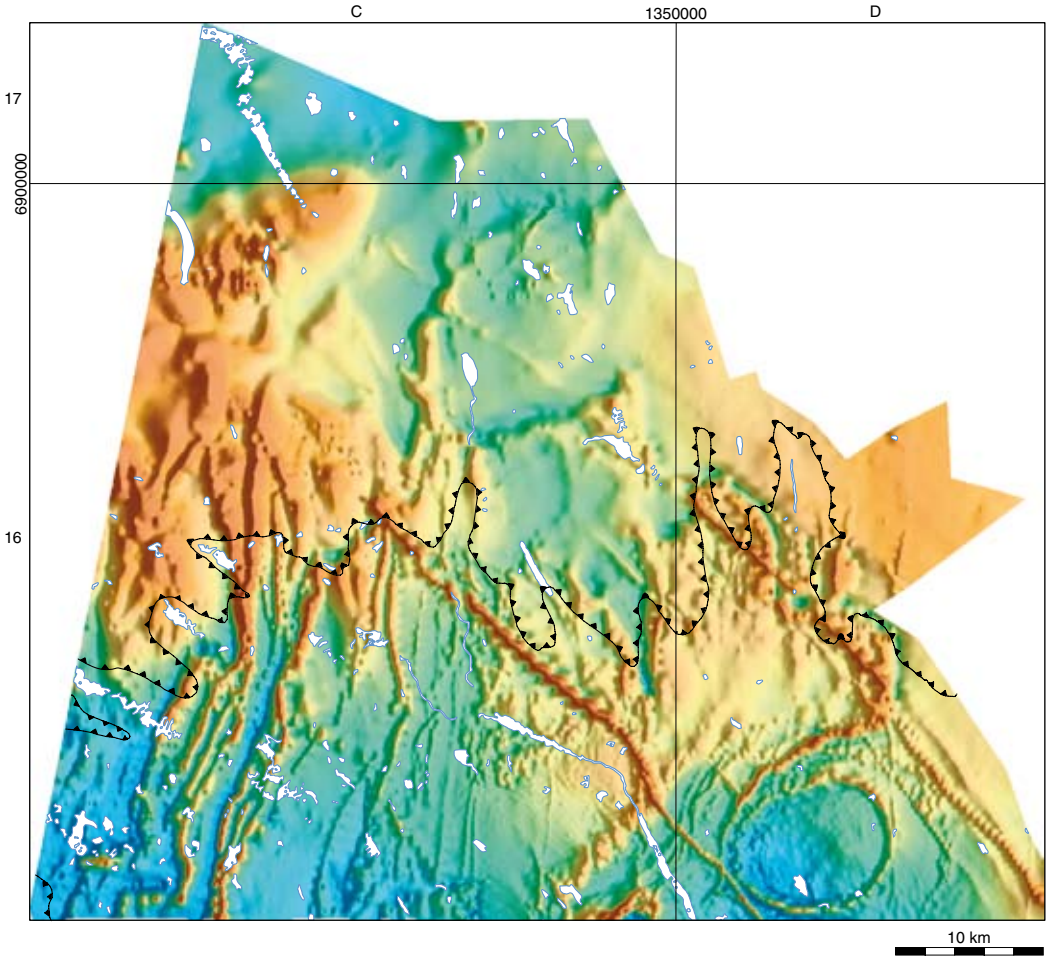


Fig. 31. Magnetisk anomalikarta över kartområdena 16C Idre, 16D Lofsdalen NV och SV samt 17C Funäsdalen SV och SO. Magnetiska data är reducerade till epok 1965. Kartan visar avvikelser från DGRF 1965. Basen för den undre skollberggrunden (fjällranden) är markerad med blå, taggig linje.

framför allt toriumanomal (fig. 33), dvs. halten av torium är vanligen över 20 ppm. De högsta toriumhalterna följer en horisont som ligger på en höjd av ca 1 000–1 020 m runt både Städjan och Nipfjället. Det är emellertid också möjligt att det finns ytterligare en lerskifferhorisont kring 850-metersnivån. På samma nivå som blottningen mellan Nipstugan och Nipvallen (ca 850 m) återfinns en kraftig lokal toriumanomali, norr om Nipfjället på Slagebäckstötens norra sluttning.

Det geofysiska fältarbetet under 2007 omfattade både det här beskrivna området och det ovan beskrivna kartområdet 15D Särna. För geofysisk metodbeskrivning och resultat hänvisas därför till avsnittet “Kartområdena 15D Särna NO och SO” i denna rapport.

Allmän geofysik

Med hänsyn till det storregionala geofysiska signalementet är det aktuella området en kontinuerlig fortsättning från de mellersta delarna av Dalarna. Magnetfältsbilden domineras av dels den nord–sydligt strykande gångsvärm av diabas som kan följas mot söder över Fulufjället, där den har intruderat genom det översta sandstenslagret, dels utlöparna av den nordvästligt riktade gångsvärmen av Blekinge–Dalarnadiabas (BDD). Samtliga ovannämnda gångar kan följas på magnetfältskartan (fig. 32), in under fjällbergarterna i det nordvästra hörnet av länet (fig. 31). Vid tiden för manusstopp har det insamlade diabasmaterialet ännu inte analyserats i detalj. Särnadiabasens egenskaper beskrivs i föregående kapitel “Kartområdena 15D Särna NO och SO.

Fig. 32. Foton av undre skollberggrunden i fjällkedjan. Koordinater i rikets nät (RT 90). **A.** Vemdalskvartsit med lagringsstruktur. Nipfjället, nära toppröset, 16C Idre NO (6877838/1345263). **B.** Vemdalskvartsit med korsskiktning. Samma lokal som ovan. **C.** Karbonatrik sandsten, en av få kända förekomster i Idrefjällen. Hällsjövålen, 16C Idre NO (6893006/1330354). **D.** Detalj av föregående.

Mer sammanhängande områden med relativt förhöjd magnetfältsstyrka sammanfaller med "Frönbergsgnejsens" utbredning. Denna bergart, med sin i förhållande till omgivningen ca 10 till 100 gånger starkare magnetiserbarhet, kan förklara den långvågiga, positiva anomalin som dessutom sammanfaller med ett lika utbrett tyngdkraftsöverskott. Det sistnämnda kan hänföras till "Frönbergsgnejsens" förhållandevis höga densitet (2 648–2 843 kg/m^3). Vid Grövelsjön finns ett granitområde tillhörande TMB-sviten som också uppvisar en förhöjd magnetiserbarhet (Ripa m.fl. 2007). De omgivande kvartsareniterna i undre skollberggrunden har i allmänhet lägre densitet (2 580–2 680 kg/m^3), men det finns tydliga skillnader mellan de olika identifierade typerna. Vemdalskvartsiten ligger närmast en renodlad kvartsitisk bergart, både vad gäller densitet (2 619 kg/m^3 ± 22) och kaliumhalt. (2 % ± 1,4). Som kaliumhalten visar, kan stora variationer förekomma också inom denna enhet, från "ren kvartsit" till mer fältspatförande dito. Att döma av resultaten från den ganska sparsamma provtagningen av glimmerkvartsiten i väster, tycks kaliumhalten vara positivt korrelerad till den bergartens densitet. Denna, något avvikande trend kan tillskrivas glimmermineralen (medeldensitet för muskovit 2 820 kg/m^3). Densiteten varierar från 2615 kg/m^3 till 2 680 kg/m^3 och kaliumhalten från ca 2,3 till 2,9 %. Generellt sett är strålningsaktiviteten i kvartsareniterna låg (aktivitetsindex 0,2–0,5).

Söder om gränsen mellan den äldre berggrunden och fjällbergarterna finns ett långsträckt område med anomal gammastrålning (fig. 33), och dess utsträckning ligger i linje med den strålningsanomali som förorsakas av Frönbergsgnejsen. Den förstnämnda anomalin förorsakas emellertid av höga toriumhalter och relativt höga halter av kalium i de felsiska vulkaniter som beskrivs i Ripa m.fl. (2007).

I kapitlet "Kartområdena 15D Särna NO och SO" har vulkaniternas och Dalasandstenens egenskaper beskrivits närmare. I kartområdet 15D Särna visar de elektriska resisitivitetsegenskaperna en mycket tydlig gräns mellan Bredvadsporfyren och Dalasandstenen (fig. 26). Denna skillnad syns inte i området mellan Idre och Flötningen där Dalasandsten och porfyrisk Dalavulkanit (ej Bredvadstyp) möts. En hög skenbar resistivitet präglar båda de senare bergarterna (fig. 34). Däremot finns en tydlig gränszon med lägre resistivitet som är parallell med kontakten mellan den underliggande äldre berggrunden och fjällbergarterna.

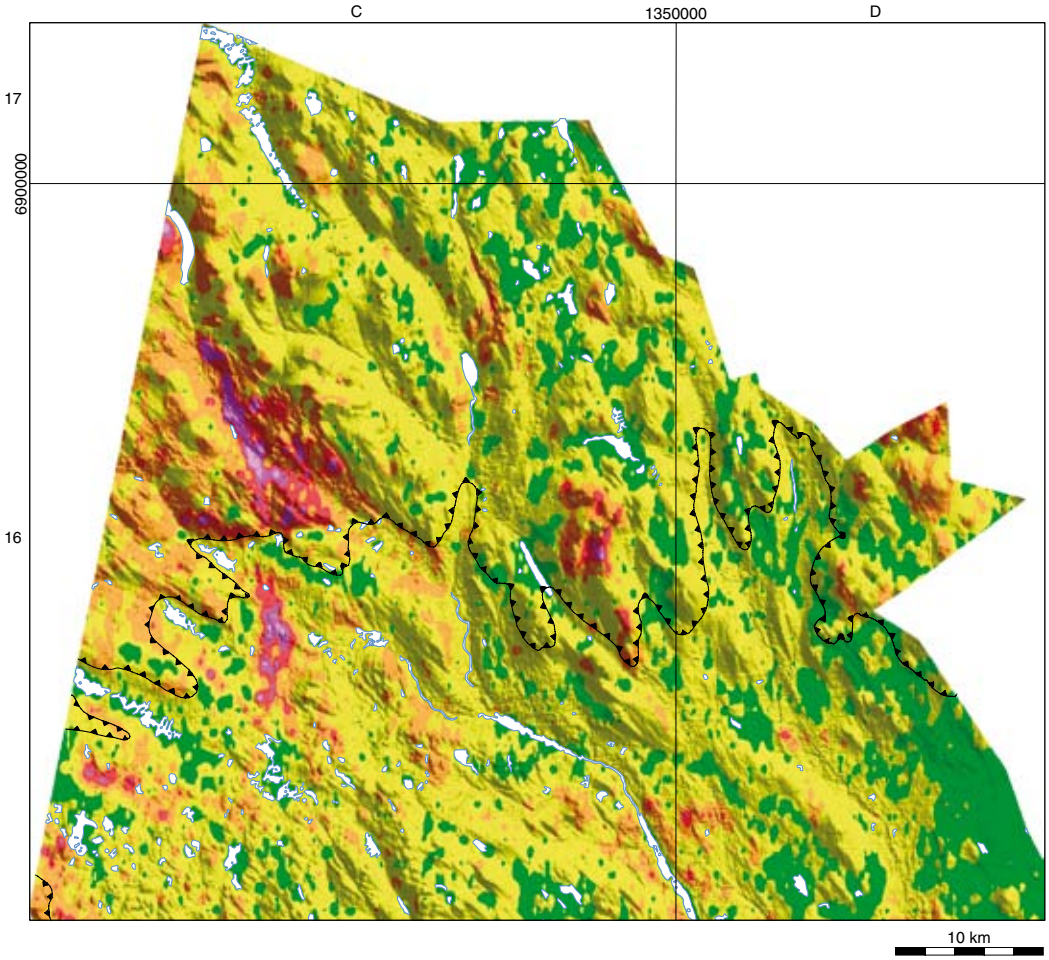


Fig.33 Flygmätt radiometrisk karta över kartområdena 16C Idre, 16D Lofsdalen NV och SV samt 17C Funäsdalen SV och SO. Kartan visar koncentrationen i ppm av elementet torium i marken. Basen för den undre skollberggrunden (fjällranden) är markerad med svart, taggig linje. De i texten beskrivna lokalerna Nipfjället och Städjan ligger strax till höger om kartans mittpunkt.

Ringformad magnetisk anomali i kartområdet 16D Lofsdalen

I kartområdet 16D Lofsdalen SV har de geofysiska flygmätningarna uppdagat en ringformad, magnetiskt positiv anomali (fig. 31), ca 15 km nordost om Särnaitintrusionen (Mellqvist & Kübler, i manuskript). Denna anomali har undersökts närmare med hjälp av magnetometer och VLF-instrument (Wadi) längs ett antal markprofiler. Undersökningarna visar att överytan till den magnetiska kroppen ligger på varierande djup, men framför allt att den på vissa ställen är upp till drygt 300 meter bred och där sannolikt består av flera parallella skivor. Ringanomalin har en minsta diameter på 8,5 km och en största på 10,5 km. Den är inramad av flera "linjära" anomalier, varav två nordvästligt strykande är särskilt markerade och tolkas som diabasgångar. Därutöver finns anomalier som böjer av runt strukturen samt en med nord-sydlig strykning som tangerar den. Den sistnämnda anomalin är intressant dels på grund av sin längd, i magnetfältsdata kan den följas från kartområdet 14D Sälen SV till 16D Lofsdalen NO, dels för att den antyder en vertikal förkastningsrörelse. Endast 3 hällar har hittats inom ringstrukturen, med ryolit (i öster) till dacit (i väster). Orsaken till den ringformade anomalin har inte kunnat fastställas inom ramen för detta projekt, men många indicier pekar på att det rör sig om en diabasgång. Elektromagnetiska data (VLF-EM) avslöjar ett system av mer eller mindre koncentriskt anordnade, lågresistiva zoner varav en del sammanfaller med de magnetiska anomalierna, bland annat själva ringstrukturen (bekräftat genom fältmätningar, fig. 35). Det är anmärkningsvärt att de två närliggande "nordvästdiabaserna" inte ger någon elektromagnetisk signal. Systemet med

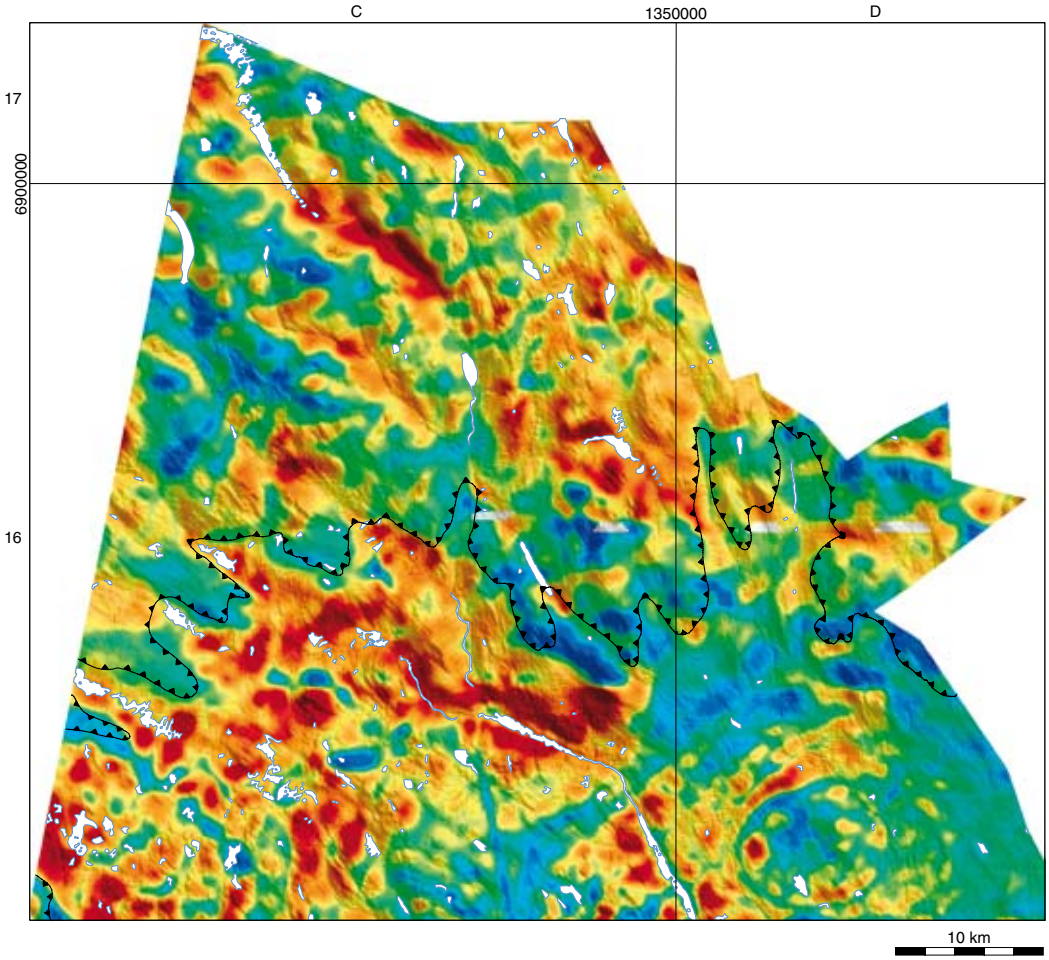


Fig. 34. Skenbar resistivitet i marken, beräknad från VLF-data (elektromagnetiska), i kartområdena 16C Idre, 16D Lofsdalen NV och SV samt 17C Funäsdalen SV och SO. Basen för den undre skollberggrunden (fjällranden) är markerad med svart, taggig linje.

lågresistiva zoner, vilka tolkas som mer eller mindre sprödtektoniskt deformerade, omfattar också området kring Särnaitintrusionen i kartområdena 15C Fulufjället NO och 16C Idre SO. Centrerade under dessa två ringstrukturer finns små, men väldefinierade tyngdkraftsöverskott som antyder, att några av källorna till diabasgångarna har nått till högre nivåer just där. En möjlig orsak till den här beskrivna strukturen är att jordskorpan, vid framträngandet av den mafiska magman i området, har blivit utsatt för en eller två punktformiga belastningar som förorsakade konformade sprickmönster (s.k. "cone sheets"). Mycket karaktäristiska sådana strukturer finns att jämföra med, bland annat i kartområdet 29 M Huuki i Norrbotten.

REFERENSER

Ahl, M., Andersson, U.B., Lundqvist, T. & Sundblad, K. (red.), 1997: Rapakivi granites and related rocks in central Sweden. *Sveriges geologiska undersökning Ca 87*, 99 s.

Ahl, M., Sundblad, K. & Schöberg, H., 1999: Geology, geochemistry, age and tectonic evolution of the Dala granitoids, central Sweden. *Precambrian Research 95*, 147-166.

Ahl, M., Andersson, U.B., Lundqvist, T. & Sundblad, K., 2004: The Dala granitoids. *I* K. Högdahl, U.B. Andersson & O. Eklund (red.): The Transscandinavian Igneous Belt (TIB) in Sweden: a review of its character and evolution. *Geological Survey of Finland, special paper 37*, 70–74.

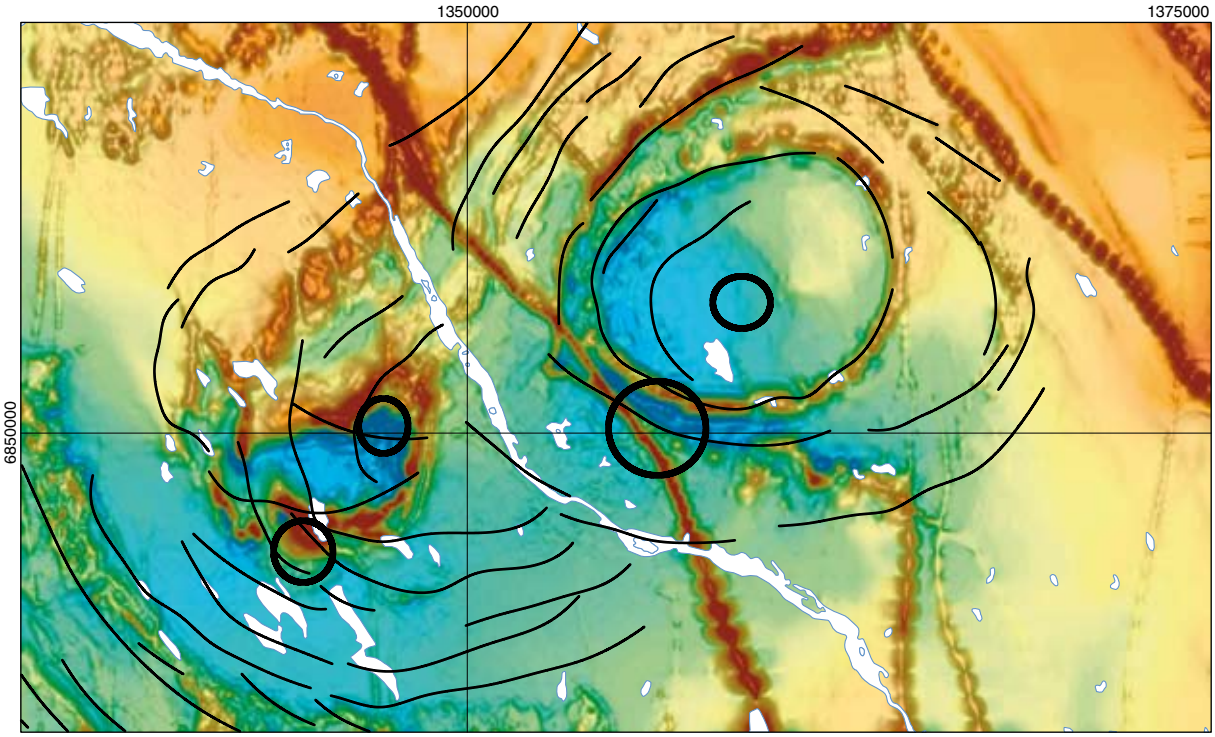


Fig. 35. Detalj av den magnetiska anomalikartan i figur 32 över ett område i skärningspunkten mellan kartområdena 15C Fulufjället, 15D Särna, 16C Idre och 16D Lofsdalen. Området har till stora delar flygmätts med 200 m linjeavstånd (övriga kartområden 800 m). Vertikal skuggning av magnetfältsbilden. Svarta linjer är tolkade, elektriskt lågresistiva zoner. Till grund för tolkningen ligger elektromagnetiska VLF-data. Svarta cirklar är centrum för lokala tyngdkraftsmaximum.

Aldahan, A.A., 1989: Mineral diagenesis and petrology of the Dala sandstone, central Sweden. *Bulletin of the Geological Institutions of the University of Uppsala 12*, 1-48.

Andersson, D., Kübler, L. & Mellqvist, C., 2005: Fulufjället. *I* H. Delin (red.): Berggrundsgeologisk undersökning - sammanfattning av pågående verksamhet 2004. *Sveriges geologiska undersökning Rapporter & meddelanden 120*, 164-178.

Gorbatschev, R., Kornfält, K.-A. & Lundegårdh, P.H., 1997: Beskrivning till berggrundskartan över Jämtlands län. Del 1: Urberget. *Sveriges geologiska undersökning Ca 53:1*, 250 s.

Hjelmqvist, S., 1966: Beskrivning till berggrundskartan över Kopparbergs län. *Sveriges geologiska undersökning Ca 40*, 217 s.

Kresten, P., Aaro, S. & Karis, L., 1991a: Berggrundskartan 14E Mora NO, skala 1:50 000. *Sveriges geologiska undersökning Ai 50*.

Kresten, P., Aaro, S. & Karis, L., 1991b: Berggrundskartan 14E Mora SO, skala 1:50 000. *Sveriges geologiska undersökning Ai 51*.

Källberg, I., Sundberg, A. & Wigström, B., 1991: Berggrundskarta över Kopparbergs län. *Sveriges geologiska undersökning*.

Linder, T., 1982: Älgsjöhöjden. *LKAB-PAB-rapport*.

Lundegårdh, P.H., 1995: Beskrivning till berggrundskartan över Värmlands län. Östra och mellersta Värmlands berggrund. *Sveriges geologiska undersökning Ba 45:1*, 180 s.

Lundqvist, J., 1951: Särnatinguaiterna och deras blockspridning. *Geologiska föreningens i Stockholm förhandlingar 73*, 17–50.

Lundqvist, J., 1997: The tinguaite boulder fan in northern Dalarna, Sweden and the Permo-Carboniferous rifting of Scandinavia. *GFF 119*, 123-126.

Lundqvist, T. & Persson, P.-O., 1996: U-Pb ages of porphyries and related rocks in northern Dalarna, south-central Sweden. *GFF 118*, A17–18.

Lundqvist, T. & Persson, P.-O., 1999: Geochronology of porphyries and related rocks in northern and western Dalarna, south-central Sweden. *GFF 121*, 307–322.

Lundqvist, T., Snäll, S. & Svedlund, J.-O., 2004: Berggrundsgeologiska nyheter i Siljansområdet. *Sveriges geologiska undersökning Rapport 2004:11*, 49 s.

Lundqvist. T., Svedlund, J.-O., Snäll, S. & Jonsson, E., 2006: Älvdalens porfyrberggrund – nya observationer. *Sveriges geologiska undersökning Rapport 2006:23*, 56 s.

Mellqvist, C. & Kübler, L., 2006: Berggrundskartan 15C Fulufjället [databas]. *Sveriges geologiska undersökning, sgudb/bela*.

Nyström, J.O., 1983: Pumpellyite-bearing rocks in central Sweden and extent of host rock alteration as a control of pumpellyite composition. *Contributions to Mineralogy and Petrology 83*, 159–168.

Nyström, J.O., 1999: Dalavulkaniternas bildning och tektoniska miljö. *Slutrapport till SGU-FoU-projekt 03-889/96*, 41 s.

Nyström, J.O., 2004: Dala volcanism, sedimentation and structural setting. *I* K. Högdahl, U.B. Andersson & O. Eklund (red.): The Transscandinavian Igneous Belt (TIB) in Sweden: a review of its character and evolution. *Geological Survey of Finland, special paper 37*, 58–70.

Persson, P.-O. & Ripa, M., 1993: U-Pb zircon dating of a Järna-type granite in western Bergslagen, south-central Sweden. *I* T. Lundqvist (red.): Radiometric dating results. *Sveriges geologiska undersökning C 823*, 41–44.

Ripa, M., 1998: Beskrivning till berggrundskartan Säfsnäs SO. *Sveriges geologiska undersökning Af 190*, 77 s.

Ripa, M. & Kübler, L., 2005: Berggrundskartan 12E Säfsnäs NO, skala 1:50 000. *Sveriges geologiska undersökning K 29*.

Ripa, M., Delin, H., Persson, L. & Thelander, T., 2007: Västra Dalarna. *I* H. Delin (red.): Berggrundsgeologisk undersökning. Sammanfattning av pågående verksamhet 2006. *Sveriges geologiska undersökning Rapporter och meddelanden 126*, 138–160.

Sjöblom, B. & Aaro, S., 1987a: Berggrundskartan 15E Älvho SV, skala 1:50 000. *Sveriges geologiska undersökning Ai 21*.

Sjöblom, B. & Aaro, S., 1987b: Berggrundskartan 15E Älvho SO, skala 1:50 000. *Sveriges geologiska undersökning Ai 22*.

Stephens, M.B., Ahl, M., Bergman, T., Lundström, I., Persson, L., Ripa, M. & Wahlgren, C.-H., 2007: Regionala geologiska och geofysiska kartor över Bergslagen med omgivning: Berggrundskarta. *Sveriges geologiska undersökning Ba 58:1*.

Söderlund, U., Isachsen, C.E., Bylund, G., Heaman, L.M., Patchett, P.J., Vervoort, J.D. & Andersson, U.B., 2005: U-Pb baddeleyite ages and Hf, Nd isotope chemistry constraining repeated mafic magmatism in the Fennoscandian Shield from 1.6 to 0.9 Ga. *Contributions to Mineralogy and Petrology 150*, 174–194.

Åberg, G. & Bollmark, B., 1985: Retention of U and Pb in zircons from shocked granite in the Siljan impact structure, Sweden. *Earth and Planetary Science Letters 74*, 347–349.

E-post: magnus.ripa@sgu.se martin.ahl@sgu.se mehrdad.bastani@sgu.se hans.delin@sgu.se
lutz.kubler@sgu.se lena.persson@sgu.se torbjorn.thelander@sgu.se

Kartor

Antal Lundin, I., Göransson, M., Persson, L. & Reginiusson, H., 2007: Bergkvalitetskarta över Eskilstuna kommun med beskrivning, skala 1:50 000. Sveriges geologiska undersökning K 71.

Eliasson, T., Göransson, M. & Shomali, H., 2007: Bergkvalitetskarta över Uddevalla och Stenungsunds kommuner med beskrivning, skala 1:50 000. Sveriges geologiska undersökning K 70.

Göransson, M., Bergström, U. & Shomali, H., 2007: Bergkvalitetskarta över Mölndals kommun med beskrivning, skala 1:50 000. Sveriges geologiska undersökning K 67.

Göransson, M., Bergström, U. & Shomali, H., 2007: Bergkvalitetskarta över Alingsås kommun med beskrivning, skala 1:50 000. Sveriges geologiska undersökning K 68.

Kornfält, K.-A., 2007: Berggrundskartan 3F Karlskrona NO, skala 1:50 000. Sveriges geologiska undersökning Af 199.

Kornfält, K.-A., 2007: Berggrundskartan 3F Karlskrona SO, skala 1:50 000. Sveriges geologiska undersökning Af 205.

Kornfält, K.-A., 2007: Beskrivning till berggrundskartan 3G Kristianopel NV, skala 1:50 000. Sveriges geologiska undersökning Af 211.

Persson, L., Göransson, M. & Kübler, L., 2007: Bergkvalitetskarta över Köpings kommun med beskrivning, skala 1:50 000. Sveriges geologiska undersökning K 73.

Persson, L., Göransson, M., Kübler, L. & Sträng, M., 2007: Bergkvalitetskarta över Kungsörs kommun med beskrivning, skala 1:50 000. Sveriges geologiska undersökning K 74.

Persson, L., Antal Lundin, I., Göransson, M. & Sträng, M., 2007: Bergkvalitetskarta över Hallstahammars kommun med beskrivning, skala 1:50 000. Sveriges geologiska undersökning K 72.

Persson, L., Antal Lundin, I., Göransson, M. & Hildebrand, L., 2007: Bergkvalitetskarta över Västerås kommun med beskrivning, skala 1:50 000. Sveriges geologiska undersökning K 75.

Ripa, M. & Persson, L., 2007: Berggrundskartan 11H Enköping NV, skala 1:50 000. Sveriges geologiska undersökning K 84.

Ripa, M. & Persson, L., 2007: Berggrundskartan 11H Enköping NO, skala 1:50 000. Sveriges geologiska undersökning K 85.

Stephens, M.B., Ahl, M., Bergman, T., Lundström, I., Persson, L., Ripa, M. & Wahlgren, C.-H., 2007: Regionala geologiska och geofysiska kartor över Bergslagen med omgivning: Berggrundskarta. Sveriges geologiska undersökning Ba 58:1.

Stephens, M.B., Ahl, M., Bergman, T., Lundström, I., Persson, L., Ripa, M. & Wahlgren, C.-H., 2007: Regionala geologiska och geofysiska kartor över Bergslagen med omgivning: Karta över metamorfosgrad, strukturer och isotopåldrar. Sveriges geologiska undersökning Ba 58:2.

Stephens, M.B., Ahl, M., Bergman, T., Lundström, I., Persson, L., Ripa, M. & Wahlgren, C.-H., 2007: Regionala geologiska och geofysiska kartor över Bergslagen med omgivning: Mineralresurskarta. Sveriges geologiska undersökning Ba 58:3.

Sträng, M., Bastani, M. & Persson, L., 2007: Bergkvalitetskarta över del av Sala och Heby kommuner med beskrivning, skala 1:50 000. Sveriges geologiska undersökning K 81.

Wik, N.-G., Andersson, J., Bergström, U., Claeson, D., Juhojuntti, N., Kero, L., Lundqvist, L., Möller, C., Sukotjo, S. & Wikman, H., 2007: Berggrundskarta över Jönköpings län, skala 1:250 000. Sveriges geologiska undersökning, K 61.

Övriga publikationer

Externa och interna arbeten som medarbetare från berggrundsenheten är delaktiga i.

Ahl, M. & Sundblad, K., 2007: Ramnebo and Kamptjärn; the earliest expressions of post-Svecofennian granitoids and associated hydrothermal activity in the Fennoscandian Shield. I J. Miller & A. Kirster (red.) Sixth International Hutton Symposium. Abstract volume and Program guide. Stellenbosch University, 27–28.

Arnbom, J-O., Bergman, T., Bildström, L., Filén, B., Sundberg, A. & Ulwebäck, G., 2007: Norrlands Mineraljakt 2007. Sveriges geologiska undersökning Rapport 2008:4, 64 s.

Austin Hegardt, E., Cornell, D.H., Hellström, F.A. & Lundqvist, I., 2007: Emplacement ages of the mid-Proterozoic Kungsbacka Bimodal Suite, SW Sweden. GFF 129, 227–234.

Bergman, S., Martinsson, O., Eilu, P. & Iljina, M., 2007: Geological and tectonic evolution of the northern part of the Fennoscandian Shield. I V.J. Ojala, P. Weihed, P. Eilu & M. Iljina (red.): Metallogeny and tectonic evolution of the Northern Fennoscandian Shield: Field trip guidebook. Geological Survey of Finland Guide 54, 6–15.

Bergman, S., Högdahl, K., Nironen, M., Ogenhall, E., Sjöström, H., Lundqvist, L. & Lahtinen, R., 2007: Timing of Palaeoproterozoic intra-orogenic sedimentation in the central Fennoscandian Shield; evidence from detrital zircon in metasandstone. Precambrian Research 161, 231–249.

Bergman, T. & Sohlenius, G., 2007: Petrographic analysis of gravel and boulders in till from the Laxemar area. Oskarshamn site investigation. Svensk Kärnbränslehantering AB P-07-30, 31 s.

Carlsten, S., Hultgren, P., Mattsson, H., Stanfors, R. & Wahlgren, C.-H., 2007: Oskarshamn site investigation. Geological single-hole interpretation of KLX06, HLX13, HLX17 and HLX28. Svensk Kärnbränslehantering AB P-06-129, 36 s.

Carlsten, S., Stråhle, A., Hultgren, P., Mattsson, H., Stanfors, R. & Wahlgren, C.-H., 2007: Oskarshamn site investigation. Geological single-hole interpretation of KLX10, HLX20 and HLX36. Svensk Kärnbränslehantering AB P-06-174, 38 s.

Carlsten, S., Wahlgren, C.-H., Hultgren, P., Mattsson, H. & Stanfors, R., 2007: Oskarshamn site investigation. Geological single-hole interpretation of KLX07A, KLX07B, HLX34 and HLX35. Svensk Kärnbränslehantering AB P-06-175, 38 s.

Carlsten, S., Stråhle, A., Hultgren, P., Mattsson, H., Stanfors, R. & Wahlgren, C.-H., 2007: Oskarshamn site investigation. Geological single-hole interpretation of KLX08. Svensk Kärnbränslehantering AB P-06-176, 31 s.

Carlsten, S., Mattsson, K.-J., Curtis, P., Hultgren, P., Stanfors, R., Thunehed, H. & Wahlgren, C.-H., 2007: Oskarshamn site investigation. Geological single-hole interpretation of KLX22A-B, KLX23A-B, KLX24A, KLX25A and KLX26A-B. SKB P-07-66, 49 s.

Carlsten, S., Stråhle, A., Hultgren, P., Thunehed, H., Stanfors, R. & Wahlgren, C.-H., 2007: Oskarshamn site investigation. Geological single-hole interpretation of KLX09 and HLX37. Svensk Kärnbränslehantering AB P-07-67, 36 s.

Carlsten, S., Stråhle, A., Hultgren, P., Mattsson, H. & Wahlgren, C.-H., 2007: Oskarshamn site investigation. Geological single-hole interpretation of KLX12A, KLX09G, KLX10B and KLX10C. Svensk Kärnbränslehantering AB P-07-68, 40 s.

Carlsten, S., Stråhle, A., Hultgren, P., Keisu, M. & Wahlgren, C.-H., 2007: Oskarshamn site investigation. Geological single-hole interpretation of KLX11A. SKB P-07-69, 31 s.

Carlsten, S., Stråhle, A., Hultgren, P., Mattsson, H. & Wahlgren, C.-H., 2007: Oskarshamn site investigation. Geological single-hole interpretation of KLX18A and KLX20A. Svensk Kärnbränslehantering AB P-07-70, 34 s.

Carlsten, S., Döse, C., Samuelsson, E., Gustafsson, J., Petersson, J., Stephens, M. & Thunehed, H., 2007: Forsmark site investigation. Geological single-hole interpretation of KFM02B. Svensk Kärnbränslehantering AB P-07-107, 28 s.

Carlsten, S., Samuelsson, E., Gustafsson, J., Stephens, M. & Thunehed, H., 2007: Forsmark site investigation. Geological single-hole interpretation of KFM08D. Svensk Kärnbränslehantering AB P-07-108, 32 s.

Carlsten, S., Döse, C., Samuelsson, E., Gustafsson, J., Petersson, J., Stephens, M. & Thunehed, H., 2007: Forsmark site investigation. Geological single-hole interpretation of KFM11A, HFM33, HFM34 and HFM35. Svensk Kärnbränslehantering AB P-07-109, 42 s.

Carlsten, S., Samuelsson, E., Gustafsson, J., Petersson, J., Stephens, M. & Thunehed, H., 2007: Forsmark site investigation. Geological single-hole interpretation of KFM12A, HFM36 and HFM37. Svensk Kärnbränslehantering AB P-07-110, 40 s.

Carlsten, S., Stråhle, A., Hultgren, P., Mattsson, H., Stanfors, R. & Wahlgren, C.-H., 2007: Oskarshamn site investigation. Geological single-hole interpretation of KLX13A, HLX39 and HLX41. Svensk Kärnbränslehantering AB P-07-156, 36 s.

Carlsten, S., Mattsson, K.-J., Stråhle, A., Hultgren, P., Mattsson, H. & Wahlgren, C.-H., 2007: Oskarshamn site investigation. Geological single-hole interpretation of KLX19A and HLX38. Svensk Kärnbränslehantering AB P-07-161, 34 s.

Claeson, D.T., Meurer, W.P., Hogmalm, K.J. & Larson, S.-Å., 2007: Using LA-ICPMS Mapping and Sector Zonation to Understand Growth and Trace-Element Partitioning in Sector-Zoned Clinopyroxene Oikocrysts from the Norra Ulvö Gabbro, Sweden. Journal of Petrology 48, 711–728.

Dahlqvist, P., Harper, D.A.T. & Wickström, L.M., 2007: Late Ordovician shelly faunas from Jämtland, central Sweden. I J.O.R. Ebbestad, L.M. Wickström & A.E.S. Högström (red.):WOGOGOB 2007: Field Guide and Abstracts. Sveriges geologiska undersökning Rapporter och meddelanden 128, 82.

Delin, H. (red.), 2007: Berggrundsgeologisk undersökning. Sammanfattning av pågående verksamhet 2006. Sveriges geologiska undersökning Rapporter och meddelanden 126, 163 s.

Ebbestad, J.O.R., Wickström, L.M. & Högström, A.E.S. (red.): WOGOGOB 2007. Field Guide and Abstracts. Sveriges geologiska undersökning Rapporter och meddelanden 128, 110 s.

Èerný, P., Ercit, T.S., Smeds, S.-A., Groat, L.A. & Chapman, R., 2007: Zirconium and hafnium in minerals of the columbite and wodginite groups from granitic pegmatites. Canadian Mineralogist 45, 185–202.

Forssberg, O., Cronquist, T., Vestgård, J., Bergkvist, L., Hermanson, J., Öhman, J., Pettersson, A., Koyi, S. & Bergman, T., 2007: Detailed outcrop mapping in trenches. Oskarshamn site investigation. Svensk Kärnbränslehantering AB P-07-29, 51 s.

Greiling, R.O., Grimmer, J.C., de Wall, H. & Björk, L., 2007: Mesoproterozoic dyke swarms in foreland and nappes of the central Scandinavian Caledonides: structure, magnetic fabric, and geochemistry. Geological Magazine 144, 525-546.

Hellström, F. & Andersson, J. (red.), 2007: Results from radiometric datings and other isotope analyses 1. Sveriges geologiska undersökning Rapport 2007:28, 34 s.

Hermansson, T., Stephens, M.B., Corfu, F., Andersson, J. & Page, L., 2007: Penetrative ductile deformation and amphibolite-facies metamorphism prior to 1851 Ma in the western part of the Svecofennian orogen, Fennoscanndian Shield. Precambrian Research 153, 29–45.

Högdahl, K., Jonsson, E. & Selbekk, R.S. 2007: Geological relations and U-Pb geochronology of Hyttsjö granites in the Långban-Nordmark area, western Bergslagen, Sweden. GFF 129, 43–54.

Janson, T., Ljunggren, B., Bergman, T., 2007: Modal analyses on rock mechanical specimens. Specimens from borehole KLX03, KLX04, KQ0064G, KQ0065G, KF0066A and KF0069A. Oskarshamn site investigation. Svensk Kärnbränslehantering AB P-07-03, 29 s.

Martinsson, O. & Bergman, S., 2007: Day 4: Regional geology of Norrbotten, Sweden, skarn iron ores and the Kiirunavaara apatite Fe-deposit.. I V.J. Ojala, P. Weihed, P. Eilu & M. Iljina (red.): Metallogeny and tectonic evolution of the Northern Fennoscandian Shield: Field trip guidebook. Geological Survey of Finland Guide 54, 71–76.

Möller, C., Andersson, J. & Johansson, L. 2007: Using U-Pb zircon geochronology to pinpoint eclogite metamorphism, partial melting and regional scale deformation, Sveconorwegian Province, SW Sweden. Abstract. International Eclogite Field Symposium, 82–83.

Möller, C., Andersson, J., Lundqvist, I. & Hellström, F., 2007: Linking deformation, migmatite formation and zircon U-Pb geochronology in polymetamorphic gneisses, Sveconorwegian Province, Sweden. Journal of Metamorphic Geology 25, 727–750.

Olofsson, I., Simeonov, A., Stephens, M., Follin, S., Nilsson, A.-C., Röshoff, K., Lindberg, U., Lanaro, F., Fredriksson, A. & Persson, L., 2007: Site descriptive modelling, Forsmark stage 2.2. A fracture domain concept as a basis for the statistical modelling of fractures and minor deformation zones, and interdisciplinary coordination. Svensk Kärnbränslehantering AB R-07-15, 261 s.

Page, L., Hermansson, T., Söderlund, P. & Stephens, M.B., 2007: 40Ar/39Ar and (U-Th)/He geochronology: Phase 2. Svensk Kärnbränslehantering AB P-06-211, 105 s.

Page, L.M., Söderlund, P. & Wahlgren, C.-H., 2007: 40Ar/39Ar and (U-Th)/He geochronology of samples from the cored boreholes KSH03A, KSH03B, KLX01, KLX02 and the access tunnel to the Äspö Hard Rock Laboratory. Svensk Kärnbränslehantering AB P-07-160, 48 s.

Rhén, I., Thunehed, H., Triumf, C.-A., Follin, S., Hartley, L., Hermanson, J. & Wahlgren, C.-H., 2007: Development of a hydrogeological model description of intrusive rock at different investigation scales: an example from south-eastern Sweden. Hydrogeology Journal 15, 47–69.

Ripa, M., Lax, K., Maxe, L. & Persson, L., 2007: Multidisciplinär geovetenskaplig studie av små till medelstora gruvdeponier. Sveriges geologiska undersökning Rapport 2007:6, 52 s.

Smeds, S.-A., 2007: Jättejordbävning vid Ismunden - men blev någon skadad? Sundsjökrönikan 48, 7-10. (Sundsjökrönikan, organ för Sundsjö församling, Sundsjö Hembygdsförening, Rissnaortens Hembygdsförening).

Stephens, M.B. & Skagius, K. (red.), 2007: Site descriptive modelling, Forsmark stage 2.2. Geology – Background complementary studies. Svensk Kärnbränslehantering AB R-07-56, 190 s.

Stephens, M.B., Fox, A., La Pointe, P., Simeonov, A., Isaksson, H., Hermanson, J. & Öhman, J., 2007: Site descriptive modelling, Forsmark stage 2.2. Geology. Svensk Kärnbränslehantering AB R-07-45, 598 s.

Svedlund, J-.O., Hellström, F., Snäll, S. & Jonsson, E., 2007: Djupvittrat berg i Ingatorpsområdet i nordöstra Småland. Sveriges geologiska undersökning Rapport 2007:39, 26 s.

Vejbæk, O.V., Bidstrup, P., Erlström, M., Rasmussen, E.S. & Sivhed, U., 2007: Chalk depth structure maps, Central to Eastern North Sea, Denmark. Geological Survey of Denmark and Greenland Bulletin 13, 9–12.

Wahlgren, C.-H., Bergman, T., Ahl, M., Ekström, M., Page, L. & Söderlund, U., 2007: Oskarshamn site investigation. Modal and geochemical analyses of drill core samples 2007 and 40Ar/39Ar dating of a dolerite. Classification of rock types in KLX15A, KLX16A, KLX19A, KLX20A and KLX21B. Svensk Kärnbränslehantering AB P-07-191, 31 s.

Wickström, L.M., 2007: Collections at the Geological Survey of Sweden. Palaeontological Association 51st Annual Meeting. Palaeontological Association Newsletter Number 66, 100.