Rapporter och meddelanden 110

Regional berggrunds-geologisk undersökning

Sammanfattning av pågående undersökningar 2001

Hans Delin (red.)

SGU
Sveriges Geologiska Undersökning
Geological Survey of Sweden

Rapporter och meddelanden 110

Regional berggrunds-geologisk undersökning

Sammanfattning av pågående undersökningar 2001

Regional bedrock mapping
Summary of ongoing activities 2001
with an introduction in English

Hans Delin (red.)

Sveriges Geologiska Undersökning
2002

ISBN 0349-2176
ISSN 91-7158-672-5

Omslagsbild: Chefen för projekt Svealand på röd, tidigsvekokarelsk granit.
Lovön i Tämnaren, Norduppland. Foto Hans Delin.

© Sveriges Geologiska Undersökning

Layout: Agneta Ek, SGU
Tryck: Elanders Tofters, Östervåla 2002

INLEDNING

I denna skrift presenteras sammanfattningar av de fältarbeten och övriga undersökningar som utfördes under fältsäsongen 2001 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 avnämarna och komma till nytta.

Rapporteringen startade med 1994 års fältarbeten och detta är den åttonde 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 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 15 december 2001.

Den insamlade berggrundsgeologiska informationen lagras successivt i en hälldatabas med hjälp av det internt utvecklade programmet BGDATA. De färdiga berggrundskartorna är tillgängliga både i tryckt form och som kartdatabaser. Produktionsläget för dessa framgår av figur 1 och 2 respektive figur 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 2001 within the Geological Survey of Sweden´s (SGU) programme for regional bedrock mapping. It aims to present the status of bedrock map production at SGU as at 15th December 2001 and to provide access to new geological information from ongoing projects prior to final release when the material is published.

The status of production of bedrock maps at different scales can be seen in figures 1 and 2. The location of the ongoing mapping projects reported in this volume can be seen in figure 1. Outcrop information from the mapping projects is, or is in the process of being, stored in databases by use of the internally developed programme BGDATA. Digital bedrock geological maps which are available are illustrated in figures 3 and 4.

This report series started with the field works of 1994 and the present one is the eighth 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.

Hans Delin
Senior State Geologist

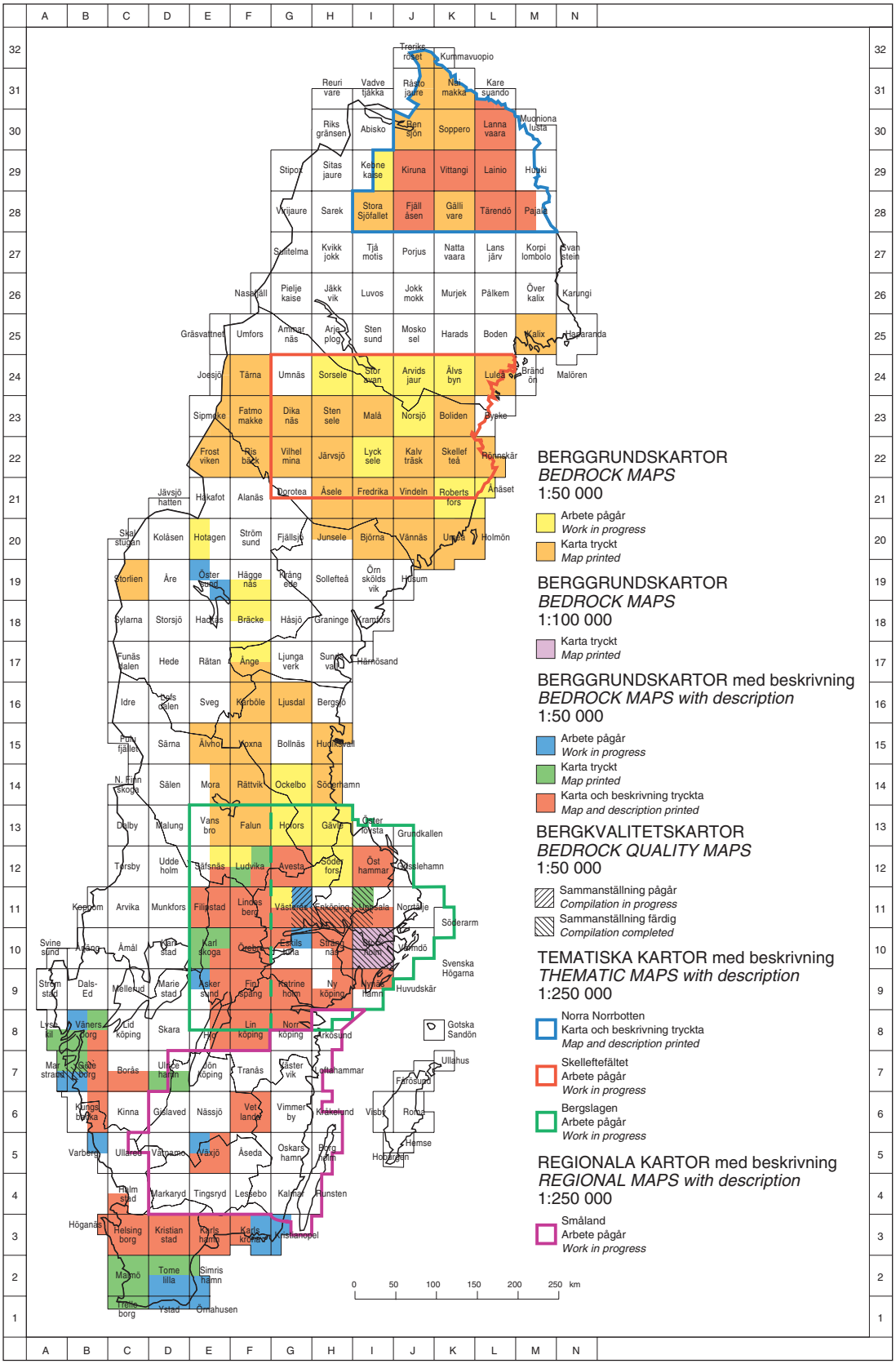


Fig. 1. Produktionsläget för berggrundskartor i skala 1:50 000, regionala berggrundskartor i skala 1:250 000 samt tematiska sammanställningar i skala 1:250 000 (2002-03-31).

Status concerning production of bedrock maps at the scale 1:50 000, regional bedrock maps at the scale 1:250 000 and thematic compilations at the scale 1:250 000 (2002-03-31).

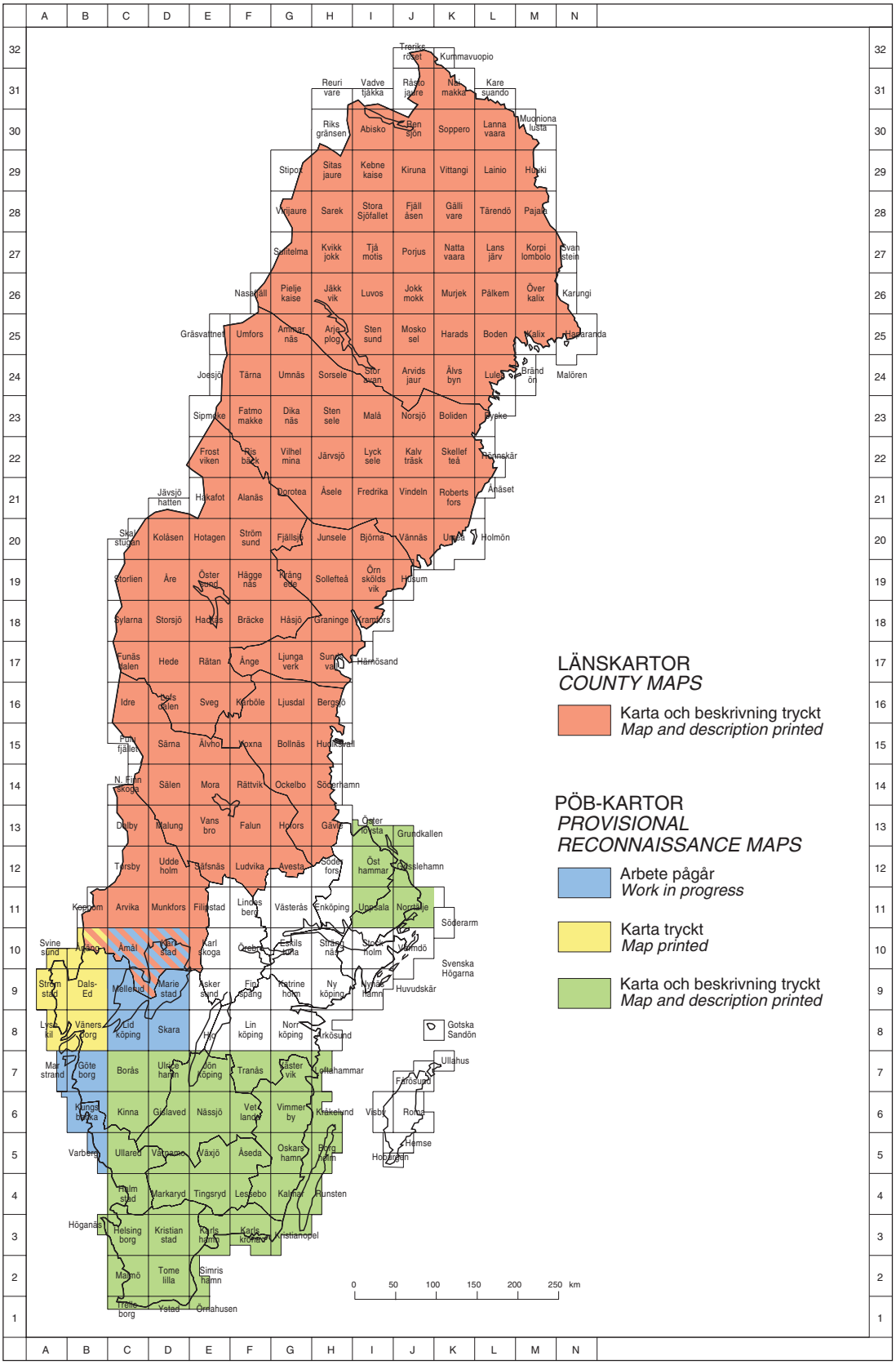


Fig. 2. Produktionsläget för länskartor i skala 1:200 000 respektive 1:400 000 och provisoriska översiktliga berggrundskartor (PÖB) i skala 1:250 000 (2002-03-31).

Status concerning production of county maps at the scale 1:200 000 and 1:400 000 respectively and provisional reconnaissance maps at the scale 1:250 000 (2002-03-31).

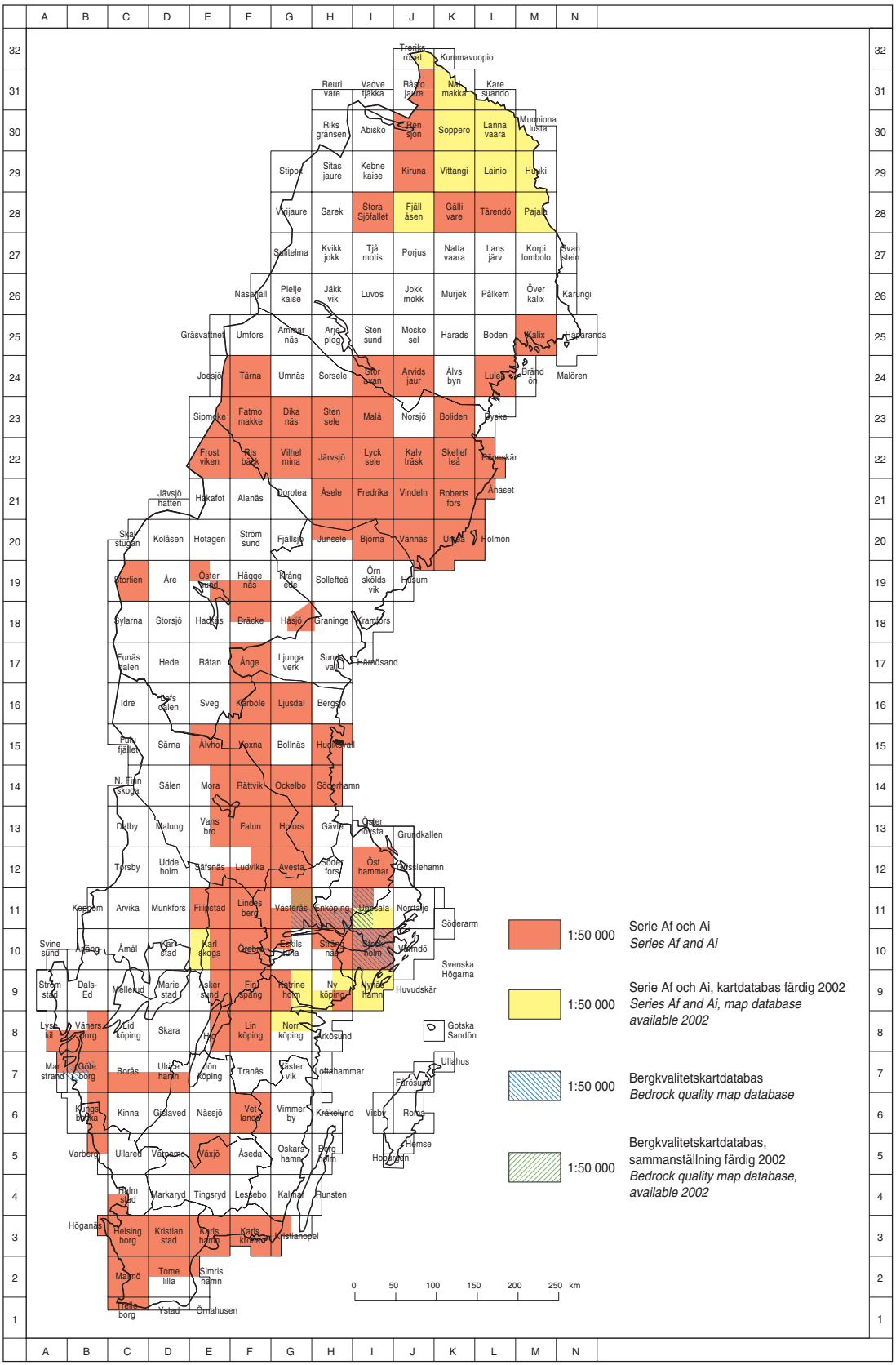


Fig. 3. Produktionsläget för digitala berggrundskartor. Den angivna skalan i teckenförklaringen anger den skala i vilken kartan är digitaliserad (2002-03-31).

Status concerning production of digital bedrock geological maps. The map scale shown in the legend refers to the scale in which the map is digitized (2002-03-31).

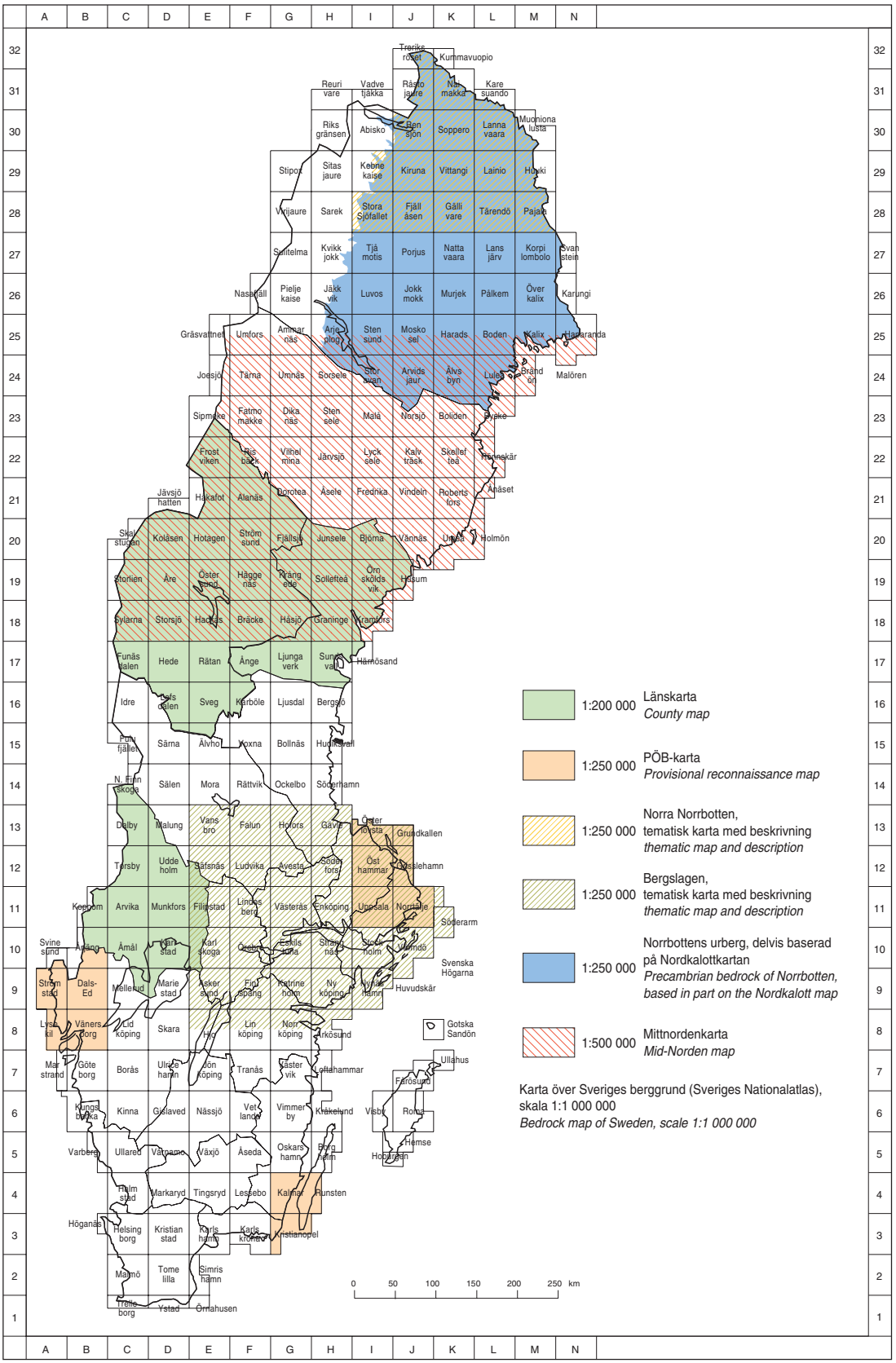


Fig. 4. Produktionsläget för digitala regionala berggrundskartor. Den angivna skalan i teckenförklaringen anger den skala i vilken kartan är digitaliserad (2002-03-31).

Status concerning production of digital regional bedrock geological maps. The map scale shown in the legend refers to the scale in which the map is digitized (2002-03-31).

INNEHÅLLSFÖRTECKNING

Berggrundskartor 1:50 000
Projekt Svealand. Kartbladen 11G Västerås NV, 12E Ludvika NV, 12H Söderfors och 13H Gävle NO 10
Stefan Bergman, Hans Delin, Lars Karis, Lutz Kübler, Magnus Ripa och Johan Söderman, Uppsala

Kartbladen 23J Norsjö 39
Ulf Bergström, Göteborg och Ildikó Antal Lundin, Uppsala

Projekt Byske, Älvsbyn, Stensund (BÄST) 39
Ildikó Antal Lundin, Mehrdad Bastani, Uppsala, Anders Hallberg, Malå, Niklas Juhojuntti, Benno Kathol och Torbjörn Thelander, Uppsala

Tätortsprojekt. Kommunkartor 1:50 000
Projekt Norra Göteborgsregionen–Trestad 52
Inger Lundqvist, Tomas Eliasson, Göteborg, Mattias Göransson och Mehrdad Bastani, Uppsala

Projekt Västra Mälardalen 56
Lars Persson, Ildikó Antal Lundin och Lisbeth Hildebrand, Uppsala

Regionala kartor 1:250 000
Projekt Småland 65
Ulf Bergström, Göteborg, Niklas Johujontti, Leif Kero,Uppsala, Lena Lundqvist, Göteborg, Michael Stephens, Sam Sukotjo, Uppsala, Nils Gunnar Wik och Hugo Wikman, Lund

Sveriges geologiska undersökning
Box 670, 751 28 Uppsala
Tel: 018-17 90 00
Fax: 018-17 92 10
E-post: sgu@sgu.se

Sveriges geologiska undersökning
Geovetarcentrum
Guldhedsgatan 5A, 413 81 Göteborg
Tel: 031-708 26 50
Fax: 031-708 26 75
E-post: gbg@sgu.se

Sveriges geologiska undersökning
Kiliansgatan 10, 223 50 Lund
Tel: 046-31 17 70
Fax: 046-31 17 99
E-post: lund@sgu.se

Sveriges geologiska undersökning
Skolgatan 4, 930 70 Malå
Tel: 0953-346 00
Fax: 0953-216 86
E-post: mala@sgu.se

BERGGRUNDSKARTOR 1:50 000

Projekt Svealand

Stefan Bergman, Hans Delin, Lars Karis, Lutz Kübler, Magnus Ripa och Johan Söderman

INLEDNING

Svealandsprojektet omfattar kartområdena 11G Västerås NV, 12E Säfsnäs NO, 12F Ludvika NV, 12H Söderfors NV, NO, SO och SV och 13H Gävle NV, NO, SO och SV (fig. 1). Syftet med projektet är att skapa ett berggrundsgeologiskt underlag för bl.a. prospektering efter mineralresurser i vissa delar av Bergslagen och närliggande områden. Resultaten av undersökningarna kommer att redovisas i form av berggrundsgeologiska och geofysiska databaser samt tryckta berggrundskartor i skala 1:50 000. Arbetet genomförs som så kallad baskartering, varvid i genomsnitt ca 4–5 km^2 undersöks per dag och geolog. Under år 2000 påbörjades berggrundskartering och geofysiskt fältarbete inom områdena 11G Västerås NV och 12H Söderfors SO/SV. Preliminära resultat från dessa undersökningar rapporteras i Bergman m.fl. (2001). Nedan redovisas de under år 2001 genomförda arbetena i kartområdena 11G Västerås NV, 12F Ludvika NV, 12H Söderfors och 13H Gävle NO.

Området domineras av bergarter som bildades under den så kallade svekokarelska orogenesen (bergskedjebildningen) för ca 1960 till 1750 milj. år sedan. Äldst i det aktuella området är så kallade

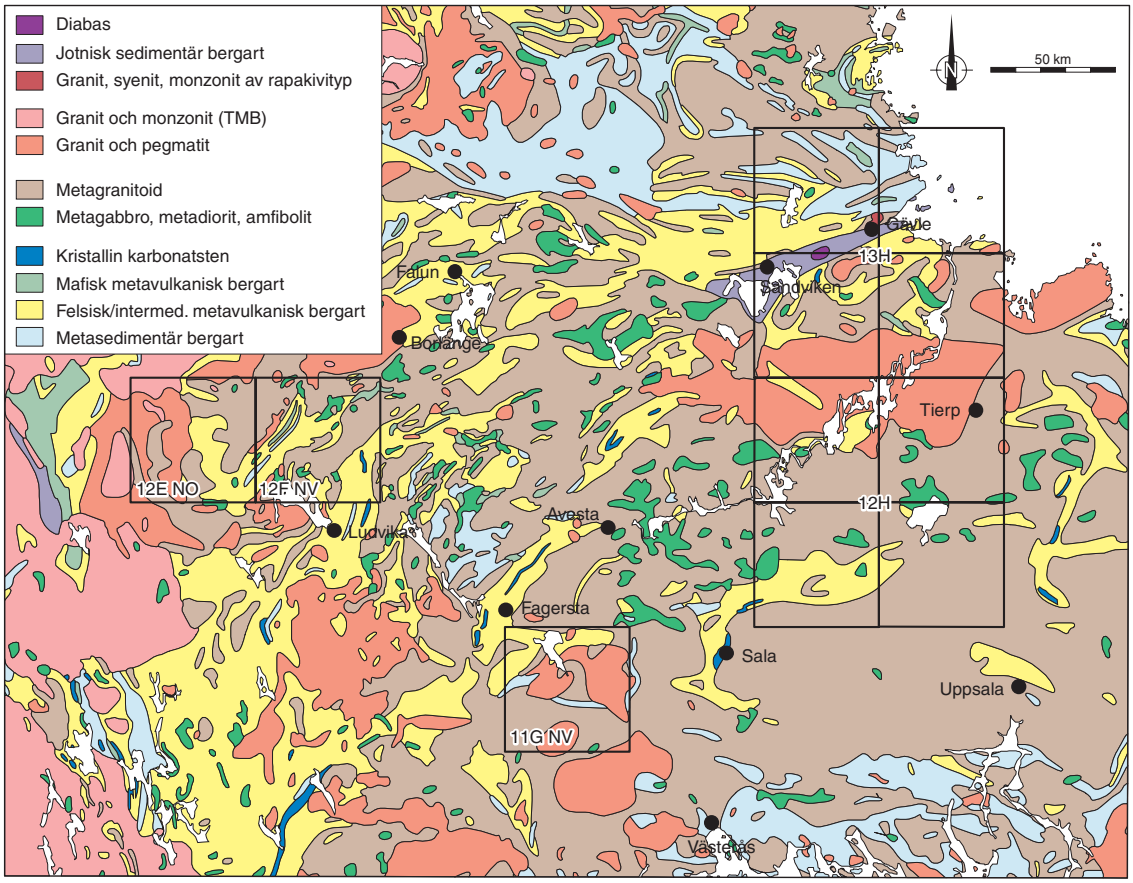


Fig. 1. Berggrundskarta över delar av södra, centrala Sverige, modifierad från Lundqvist m.fl. (1994). De kartområden som ingår i Svealandsprojektet är markerade med rutor.

svekofenniska ytbergarter (bergarter avsatta på jordytan), som utgörs av vulkaniska och sedimentära avlagringar bildade för ca 1900 milj. år sedan. Ytbergarterna intruderades av djup- och gångbergarter (intrusivbergarter bildade i jordskorpan) för ca 1900 till 1850 miljoner år sedan. Djupbergarterna kallas tidigorogent svekokarelska. Ovannämnda bergarter omvandlades genom att de fördes ner till stora djup i jordskorpan och där utsattes för höga temperaturer och/eller tryck under kulminationen av orogenesen. Lokalt var omvandlingen så stark att bergarterna smälte. Dessa smältor (magmor) gav upphov till en ny generation djup- och gångbergarter, som kallas senorogent eller syn- till senorogent svekokarelska. Efter den svekokarelska orogenesen avsattes dels jotniska sedimentära bergarter (1600–1200 milj. år), dels kambriska till ordoviciska dito (545–443 milj. år) på den äldre berggrunden. Denna intruderades dessutom av flera generationer av diabasgångar.

KARTOMRÅDET 11G VÄSTERÅS NV

Berggrunden i området 11G Västerås NV undersöktes och beskrevs av Bergman m.fl. (2001). Under fältsäsongen 2001 undersöktes de områden som motsvaras av de ekonomiska kartbladen 7a–c. Dessutom karterades en del ”luckor” inom övriga områden och väghällar längs riksväg 66 mellan Fagersta och Ramnäs. Ett 60-tal observationer gjordes. Vidare reviderades de områden som undersöktes sommaren 2000, och kompletterande provtagning utfördes i hela området. Bl.a. togs ett prov av en svårbestämd granit för åldersdatering.

Den geologiska undersökningen kan härmed anses vara avklarad och arbetet med att sammanställa insamlat material pågår. Samtliga data kommer att levereras till SGUs databaser och produktionsprogram under 2002.

Preliminärt ser berggrundskartan ut som i figur 2. En kemisk klassificering av djupbergarterna visas i figur 3.

Det geofysiska arbetet inom området 11G Västerås NV koncentrerades till problemen med att skilja vissa tidigorogena graniter från senorogena i de södra delarna av kartområdet. En viss bearbetning av insamlade data har också gjorts.

KARTOMRÅDET 12E LUDVIKA NV

Kartområdet 12F Ludvika NV ligger i Dalarnas län och omfattar delar av Ludvika, Gagnefs, Borlänge, Säters och Smedjebackens kommuner. Området utgör en speciell del inom projekt Svealand, på grund av att det redan tidigare har samlats in ganska mycket modern geologisk information härifrån. Huvudsakligen kommer materialet från SGUs undersökningar, under A. Strömbergs ledning, som genomfördes under 1980-talet. Dessutom finns en hel del material insamlat av LKABs f.d. prospekteringsavdelning i Håksberg, framförallt i de områden som domineras av malmförande ytbergarter. Området som motsvaras av ekonomiska kartrutan 5e karterades av M. Ripa 1986 för Geologiska institutionen vid Lunds universitet. Äldre geologiskt material från området finns presenterat av Magnusson & Lundqvist (1933), Lundqvist & Hjelmqvist (1937), Hjelmqvist & Lundqvist (1953) och Hjelmqvist (1966). I omgivningarna finns modernt geologiskt material för 12E Säfsnäs SO (Ripa 1998), 12F Ludvika SV (Strömberg 1988), 12F Ludvika SO (Strömberg 1983), 12F Ludvika NO (Strömberg 1996), 13F Falun SO (Kresten 1987a), 13F Falun SV (Kresten 1987b) och 13E Vansbro SO (Kresten 1987c). Som karteringsunderlag har ekonomiska kartblad i skala 1:10 000 använts, medan topografiska kartblad i skala 1:50 000 använts för översiktlig orientering. För lägesbestämning av observationslokaler användes GPS.

Tillgången på ett rikhaltigt och i stort sett heltäckande underlag av relativt modernt datum gjorde, att de geologiska undersökningarna kunde läggas upp som en revision. Den genomfördes så att endast ett fåtal observationer per bergartsyta, enligt det äldre kartmaterialet, och ekonomruta gjordes. Om underlaget på dessa platser verkade stämma, gjordes inga vidare undersökningar. Om underlaget avvek, följdes avvikelsen upp. Undersökningshastigheten kunde härigenom hållas på ca 10 km^2 under-

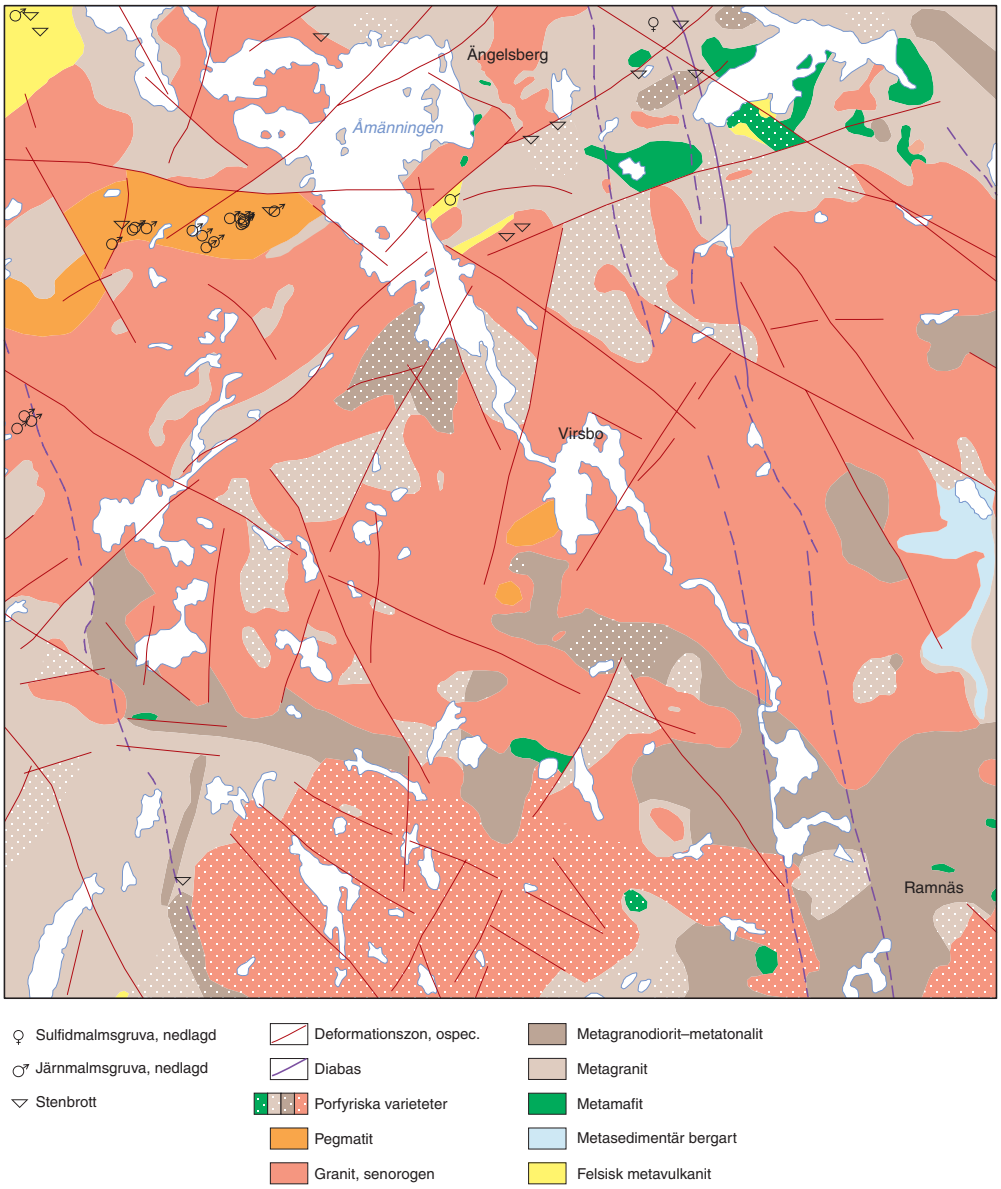


Fig. 2. Schematisk och preliminär berggrundskarta för kartområdet 11G Västerås NV. Streckad linjesymbol för diabas avser att bergarten endast är geofysiskt indikerad.

sökt yta per dag och geolog. Drygt 500 observationer gjordes. I den geologiska undersökningen deltog även Erik Eneroth och Anders Lundgren. Christer Åkerman undersökte de fyndigheter inom området som inte redan lagrats i SGUs fyndighetsdatabas.

Bergarter

Bergarterna i området är de typiska för Bergslagen (fig. 4). Volymmässigt dominerar djupbergarter en aning över ytbergarter. Av de förra är det en svag övervikt för de av tidigorogen typ, och bland de senare dominerar metavulkaniter stort över klastiska metasedimentära bergarter och kristallina karbonatstenar. Yngre diabasgångar av tre generationer förekommer också.

Bergarterna är relativt välbevarade i områdets sydöstra delar, men är allt mer metamorfa och deformerade mot nordväst.

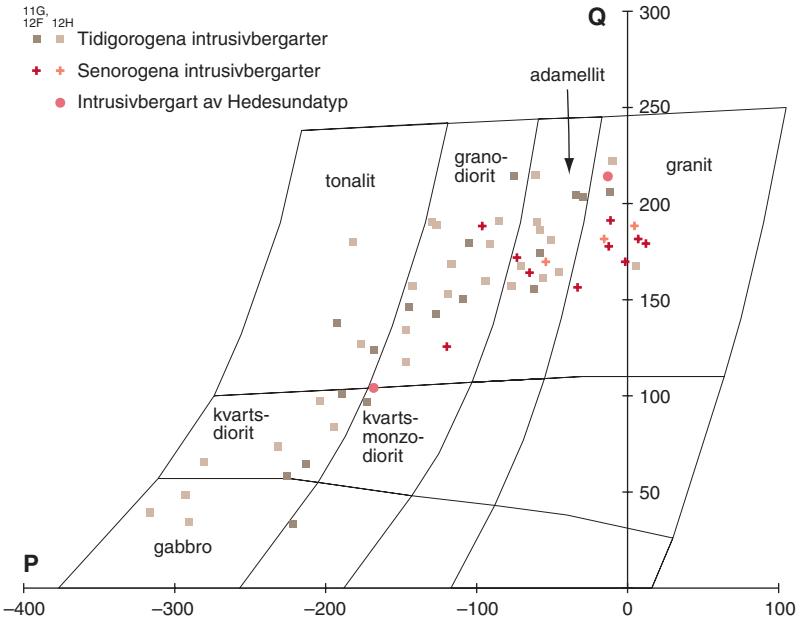


Fig. 3. Klassificering av tidigorogena intrusivbergarter från kartområdena 11G Västerås NV, 12F Ludvika NV och 12H Söderfors SV/SO i ett Q-P-diagram (Debon & Le Fort 1983).

Ytbergarter

Ytbergarterna är de äldsta inom kartområdet. De domineras helt av metavulkaniter, medan kristallina karbonatstenar och metasedimentära bergarter finns i mindre utsträckning.

Metavulkaniterna är övervägande ryolitiska till sammansättningen. Enstaka inslag av mer glimmerrika och sannolikt dacitiska led förekommer, medan endast två observationer av metabasit har gjorts. Bergarterna består både av porfyriska och av jämnkorniga, fint skiktade, siltstensaktiga bildningar. Även fragmentförande metavulkaniter förekommer. De siltstensbetonade vulkaniterna samexisterar lokalt med kristallina karbonatstenar och kan då vara skarnomvandlade och mineraliserade. Lokalt kan metavulkaniterna visa tecken på hydrotermal omvandling. Exempel på det finns t.ex. strax öster om och intill Stollbergsstråket (5e) där stora områden genomgått bl.a. gedritomvandling.

Som nämnts samexisterar metavulkanit med kristallin karbonatsten (marmor). Den senare förekommer som inlagringar i vulkanit. Det finns också metasedimentära bildningar av klastiskt ursprung, nämligen metagråvacka och grovkornig kvartsit. Metagråvackan har lokalt porfyroblaster av andalusit. Kvartsiten är skiktvis polymikt fragmentförande med dm-stora, rundade till relativt kantiga fragment och övergår till konglomerat eller breccia med ett kvartsitiskt matrix. Fragmenten består av finkornig kvartsit, kvartsporfyrisk metaryolit, felsisk metavulkanit (av siltstenstyp) och hydrotermal kvarts. Kontakten mot den omgivande metavulkaniska siltstenen är inte blottad, men förekomsten av vulkaniska fragment visar att kvartsiten överlagrar åtminstone delar av den vulkaniska sekvensen. Det rör sig alltså troligen inte om kvartsit av Larsbotyp.

Tidigorogena intrusivbergarter

De tidigorogena intrusivbergarterna domineras av metagranit, men även metatonalit, metagranodiorit och metamafit förekommer. Normalt är de felsiska leden medelkorniga och jämn- till ojämnkorniga. Det finns även fältspatporfyriska varieteter. Bergarterna har lokalt magmablandningsstrukturer (”mingling”). De kan ha en finkornig randfacies mot ytbergarterna och lokalt är det svårt att exakt avgöra var gränsen mot de senare går, på grund av en gradvis övergång. Amfibolitgångar förekommer lokalt.

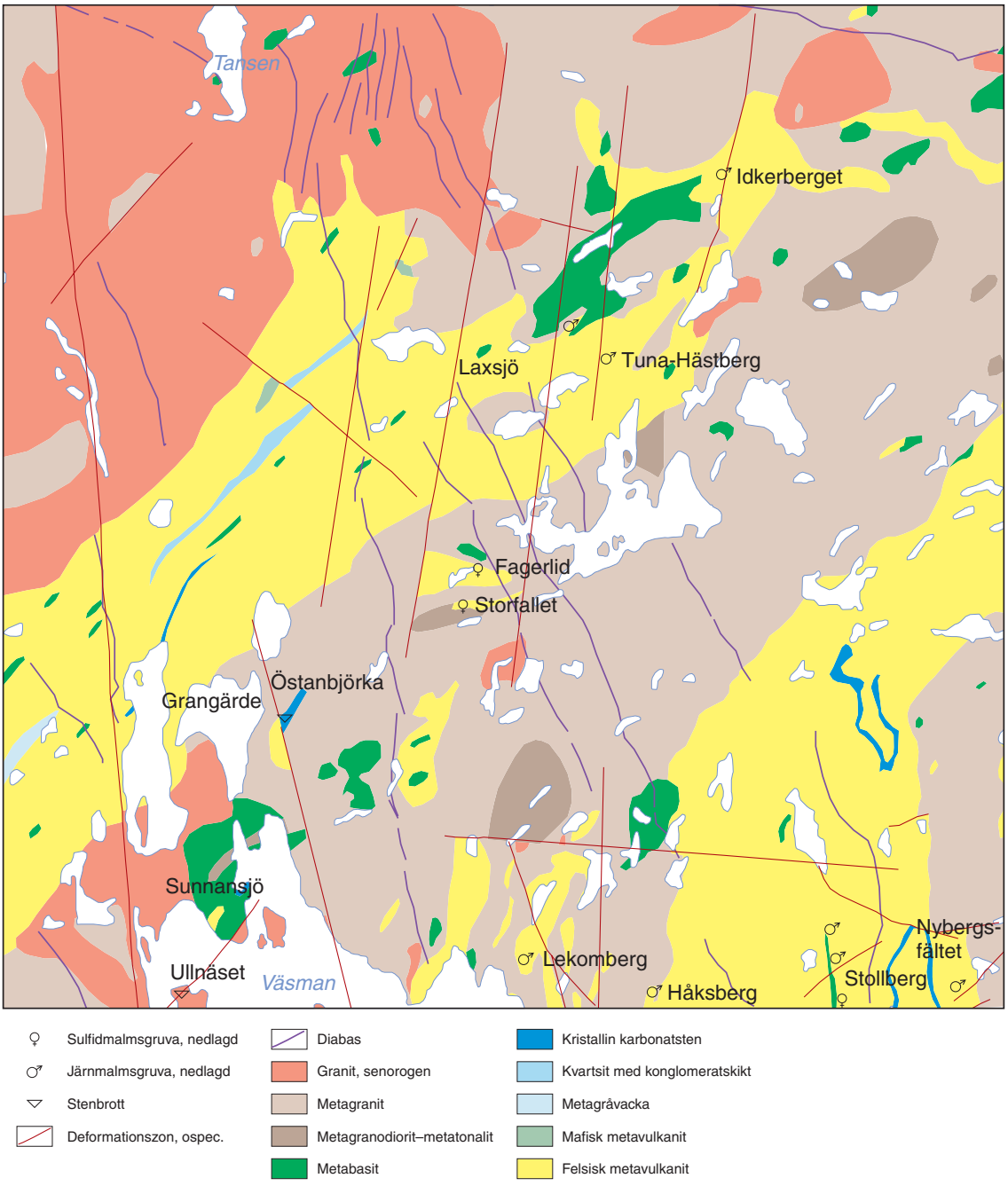


Fig. 4. Schematisk och preliminär berggrundskarta för kartområdet 12F Ludvika NV. Endast de malm- och industrimineralfyndigheter som nämns i texten samt Idkerberget är markerade.

Syn- till senorogena intrusivbergarter

Syn- till senorogena intrusivbergarter förekommer dels som större kroppar, dels som gångar. De större intrusionerna består av graniter av Fellingsbro-, Enkullen- och Stockholmstyp, dvs. grovporfyrisk, småporfyrisk respektive jämnkornig granit. Strökornen utgörs av kalifältspat. Deformerad, porfyrisk granit kan vara svår att skilja från äldre dito. Gångar finns av granit, pegmatit och aplit. Pegmatiten är lokalt magnetitförande.

Diabas

Tre generationer av diabasgångar, indelade enligt deras huvudsakliga strykningsriktning, förekommer inom området. Enligt gruvbeskrivningar i Geijer & Magnusson (1944) kan det även finnas en fjärde diabasgeneration. De tre riktningar som har observerats i fält är VNV, NNV respektive NO till NNO. Den sistnämnda generationen har generellt upp till cm-stora plagioklasströkorn medan de båda andra är jämnkorniga. Troligen är den porfyriska varieteten av typen Tunadiabas, vilken lokalt samexisterar med felsiska gångar, så kallad Gustafsporfyr, i andra delar av Dalarna. De felsiska Gustafsgångarna har daterats till 1474 milj. år (I. Lundström muntl. medd. 2001).

Metamorfos

De metamorfa förhållandena i områdets sydöstra del bestämdes semikvantitativt till 510–560°C och ca 3 kbar med hjälp av föreliggande parageneser (Ripa 1994). Samexisterande mineral är bl.a. cordierit, staurolit och gedrit, lokalt med granat. Bland aluminiumsilikaten är andalusit till synes den stabila formen. I de norra och nordvästra delarna är bergarterna mer deformerade och gnejsiga till karaktären, men sannolikt överstiger inte omvandlingen metamorf medelhög grad.

Strukturer

Den dominerande penetrativa strukturen är en nordostligt strykande foliation. Lokalt går det att se att denna planstruktur är en axialplansfoliation. Axialplanet eller snarare axialytan stupar flackt till medelbrant åt sydost. Lokalt går det också att se att denna struktur veckar en tidigare tektonisk dito, och att det således rör sig om (åtminstone) en S2-foliation. F2-vecken är ganska täta och bildar en dom- och bassängstruktur med veckaxlar vars stupning undulerar kring horisontalläget. Lokalt, t.ex. omkring och norr om Stollberg (5–6e), har strukturerna en mer nordlig strykning, vilket troligen representerar en F1-veckning.

Lokalt överpräglas ovannämnda strukturer av distinkta plastiska skjuvzoner och av förkastningar. De förra domineras av NNO-liga till NNV-liga strykningsriktningar.

Naturresurser

Med naturresurser avses i det här sammanhanget de olika produkter som kan utvinnas ur berggrunden, t.ex. krossberg, byggnadssten, industrimineral och metaller.

Krossberg och byggnadssten

Jämnkorniga partier av felsiska intrusivbergarter, både tidigorogena och syn- till senorogena, och porfyrisk metavulkanit är potentiellt lämpliga för produktion av krossberg.

Frekvensen av oläkta sprickor har inte noterats, så användbarheten som byggnadssten för områdets bergarter är okänd.

Industrimineralförekomster

Kalcitisk kristallin karbonatsten (kalcitmarmor) har brutits på ett flertal platser inom kartområdet. Lokalt är dock innehållet av skarnmineral störande. Ett större nedlagt brott finns sydost om Östanbjörka (6b).

Kvarts har också brutits. Ett stort nedlagt brott ligger på Ullnäset i Väsman (5a).

Metalliska mineralförekomster

Området ligger i hjärtat av Bergslagen och karakteriseras bl.a. av ett stort antal gamla gruvhål. All gruvdrift är för närvarande nedlagd, men ganska många inmutningar har gjorts i området, bl.a. av Ludvika Mining AB och Boliden AB.

Den tidigare gruvdriften dominerades av järnmalmsbrytning sett till antalet förekomster, men även sulfidmalm bröts. Järnmalm av samtliga de typer som nämns av Geijer & Magnusson (1944) finns representerade i området. Exempel är kvartsbandad järnmalm i Håksberg (5d), manganrik skarnjärnmalm i Stollberg (5e), manganfattig dito i Nybergsfältet (5e), kalkjärnmalm i Tuna-Hästberg (8d), apatitjärnmalm i Lekomberg (5c) och impregnationsmalm i området mellan Laxsjö och Tuna-Hästberg (8c–d). Sulfidmalm bröts bl. a. i Stollberg (Zn, Pb, Ag; 5e), Storfallsgruvan (Zn; 7c) och Fagerlidsgruvan (Cu; 7c).

De liggande inmutningarna gäller basmetaller (Cu, Zn, Pb) och guld. I en del fall ligger de på gamla kända förekomster.

Teoretiskt sett skulle man kunna utvinna fosfor och sällsynta jordartsmetaller ur apatit i de apatitrika järnmalmsfyndigheterna.

Geofysik

Tillgängliga data och årets arbete

För kartbladsområdet finns flygmätta data från år 1975. De omfattar magnetfälts-, gammastrålnings- och VLF-data med punkttätheten 200x40 m. Flygriktningen var öst–västlig och flyghöjden 30 m. Tyngdkraftsmätningar utfördes under 1980-talet på sammanlagt 335 punkter, vilket ger en punkttäthet på drygt 0,5/km^2.

Petrofysikdata från tiden före 1990 finns för ett 70-tal bergartsprover, vilkas lägen är ojämnt spridda över området. Bland annat föreligger 54 prover från projektet ”Bergslagstraversen”, vilket under åren 1981–82 huvudsakligen koncentrerade sig på de metavulkaniska enheterna, samt 29 prover från syntesprojektet ”Bergslagen” (Stephens m.fl. 2001). Under det senare utfördes också mätningar av berggrundens radioaktiva strålningsegenskaper på 21 observationspunkter. Dessa kompletterades under årets arbeten med 31 nya punkter. På varje observationspunkt utfördes normalt minst två mätningar, men i de fall då berget visade sig vara mycket heterogent gjordes fem eller fler.

Årets fältarbeten omfattar ca fem veckor och fokuserades på a) komplettering av den petrofysiska provtagningen för att göra denna ytmässigt mer representativ, b) karakterisering av de olika bergartstypernas strålningsegenskaper genom målinriktad mätning med spektrometer och c) identifiering av de diabaser som framträder tydligt i potentialfältsdata. De malmförande zonerna har inte berörts.

Allmänt

De tydligast framträdande geofysiska signaturerna i karteringsområdets (fig. 5) ges av två järnmalmstråk. Man bör inkludera metavulkaniterna i vilka malmerna ligger, eftersom dessa med sin tydliga lågmagnetiska karaktär i sig utgör ett typiskt inslag. I kartbilden framträder de som breda, lågmagnetiska aureoler kring de högmagnetiska, malmförande zonerna. Metavulkanitområdena på den geologiska kartan (fig. 4) motsvarar negativa anomalivärden på mindre än –140 nT. Det sammanfaller med ett första maximum i ett för hela bergslagsområdet framtaget spektrum (Ripa m.fl. 2002, fig. 4). För övrigt visar anomalispektrum för magnetfältet ett enkelt maximum med medianvärdet kring +13 nT (medelvärde 97 nT) och eventuellt en antydan till ett annat maximum vid ca 400 nT.

Den generella fältstrukturtrend som kan utläsas av magnetiska konnexioner sammanfaller med de geologiska strukturella dragen.

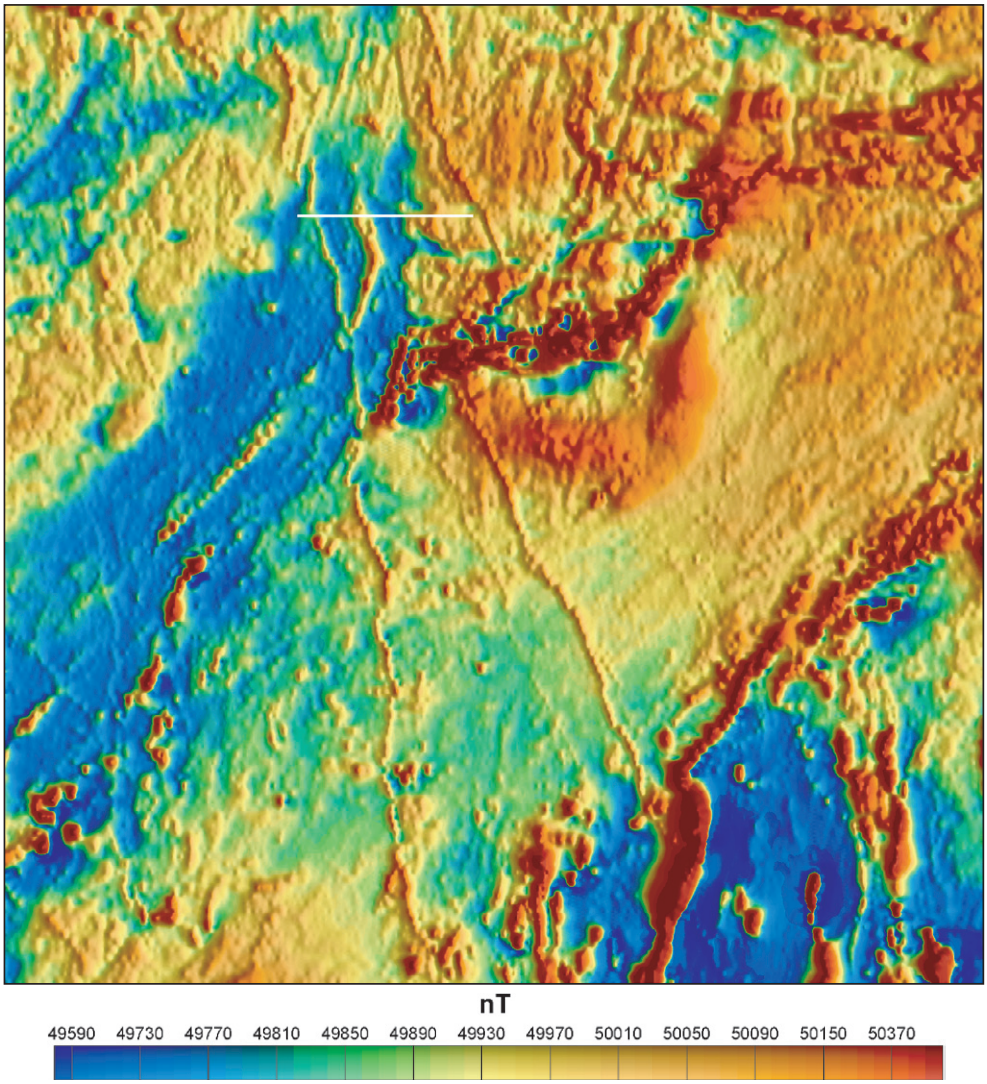


Fig. 5. Magnetisk totalfältskarta över kartområdet 12F Ludvika NV. De blå områdena motsvarar i stora drag de felsiska metavulkaniternas utbredning. Det täta mönstret av parallella, linjära magnetfältsdrag i de norra delarna orsakas av de s.k. Tunadiabaserna. För övriga signalement hänvisas till texten.

Diabaser

Som nämndes tidigare har den geologiska karteringen kunnat urskilja tre generationer av diabas, vilka också är tydligt definierade av geofysiska magnetdata. Den nordvästligt strykande diabasen har provtagits i häll på tre ställen med två till tre kilometers mellanrum (9e och i kartområdet 13F Falun SO). Den har en mycket hög egenmagnetisering med Q-värden på 4–13 (fig. 6). Densiteten varierar mellan 2904 och 2944 kg/m^3 (fig. 7). ”Nordvästdiabasen” hör till den äldsta av de i området identifierade generationerna. I de på nordsidan angränsande kartområdena 13F SO och SV syns åldersrelationen mellan diabaserna tydligt i befintliga flygmagnetiska data.

Den yngsta diabasgenerationen, med NNV-lig strykning, går i snäv vinkel mot den strukturella trenden (se ”Strukturer”), men skär också de så kallade Tunadiabaserna som syns som ett NNO-ligt strykande, ganska tätt linjemönster i området 12F 9c (fig. 5).

Orienterade bergartsprover har insamlats från alla tre diabastyperna för att fastställa den naturliga remanensens orientering.

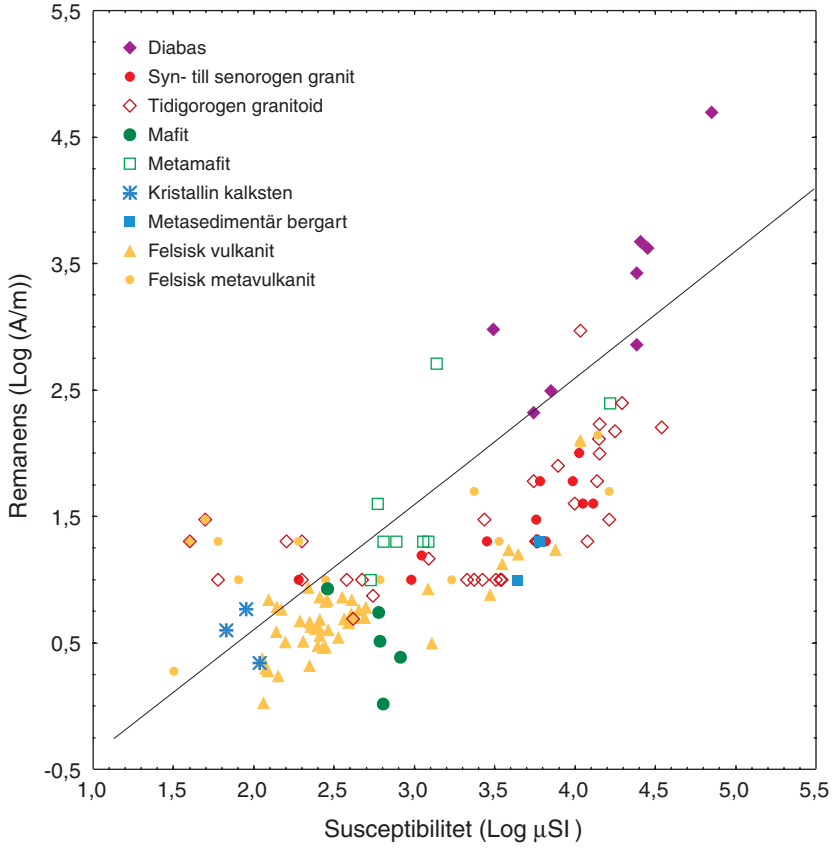


Fig. 6. Förhållandet mellan naturlig magnetisk remanens (SI-enheter) och magnetisk susceptibilitet (μSI-enheter) i de bergarter som har provtagits i kartområdet 12F Ludvika NV. Den heldragna linjen motsvarar Königsbergerfaktorn = 1. Bergarter, vars värden ligger ovanför denna linje, påverkar jordmagnetfältet mera genom sin remanenta magnetism än genom sin magnetiserbarhet (susceptibilitet). Observera att vulkaniterna dels har beteckningen felsisk metavulkanit, dels felsisk vulkanit. Den senare är ursprungsbeteckningen från projektet ”Bergslagstraversen” och visas här som representant för metavulkaniter i sydöst.

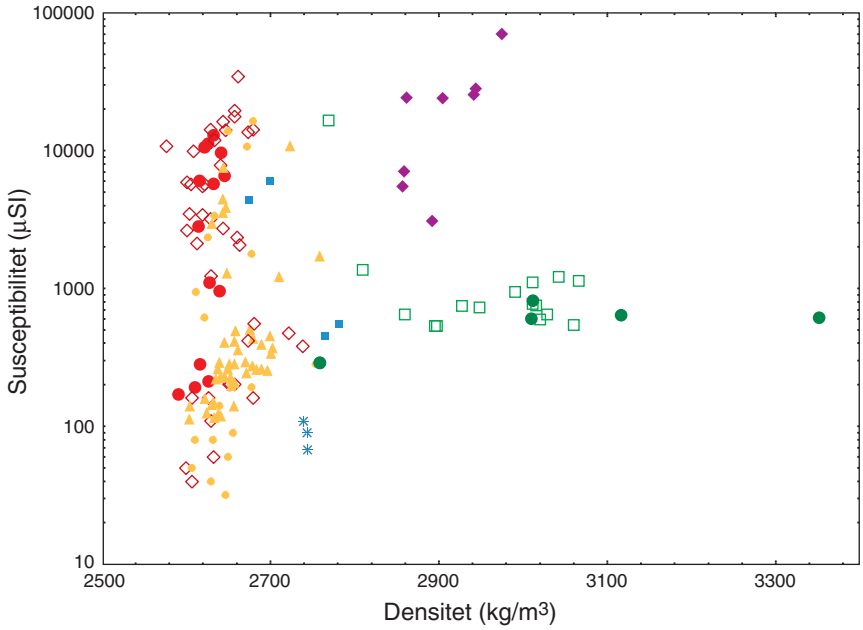


Fig. 7. Halvlogaritmisk representation av förhållandet mellan magnetisk susceptibilitet (μSI-enheter) och densitet (SI-enheter) för bergarter som har provtagits i kartområdet 12F Ludvika NV. Samma uppdelning av vulkaniterna och samma symboler som i figur 6.

Graniter

Det syn-till senorogena granitmassivet i nordvästra hörnet av området (fig. 4) framträder skarpt avgränsat mot de felsiska metavulkaniterna genom sina anomala toriumstrålningsvärden, trots att de senare i enstaka fall kan visa ”granitiska” strålningsvärden (fig. 8). Därutöver utgör granitområdet ett välmarkerat tyngdkraftsunderskott (fig. 9).

De syn-till senorogena graniterna inom området är i allmänhet toriumanomala (>20 ppm), men håller sällan anomala halter (>10 ppm) av uran (fig. 10). I detta fall liknar de nyss nämnda graniterna i nordväst de medel- till grovkorniga, mer eller mindre småporfyriska graniter (Enkullentyp) som anstår i mindre omfattning i trakten kring Sunnansjö. Eftersom graniterna är de bergarter som uppvisar de högsta strålningsvärdena, betyder det att kartområdets bergarter, med enstaka undantag, har ett radiumindex som är <1.

Ett möjligt sätt att skilja syn-till senorogena från tidigorogena graniter är just att de förstnämnda har höga toriumhalter. Det förekommer dock fall där tidigorogena graniter (geologisk tolkning) i det nu undersökta området har toriumvärden motsvarande de i syn-till senorogena graniter.

Graniternas små skillnader i kaliumhalt illustreras i figur 11, som också visar den stora variationen i kaliumhalt i de felsiska metavulkaniterna.

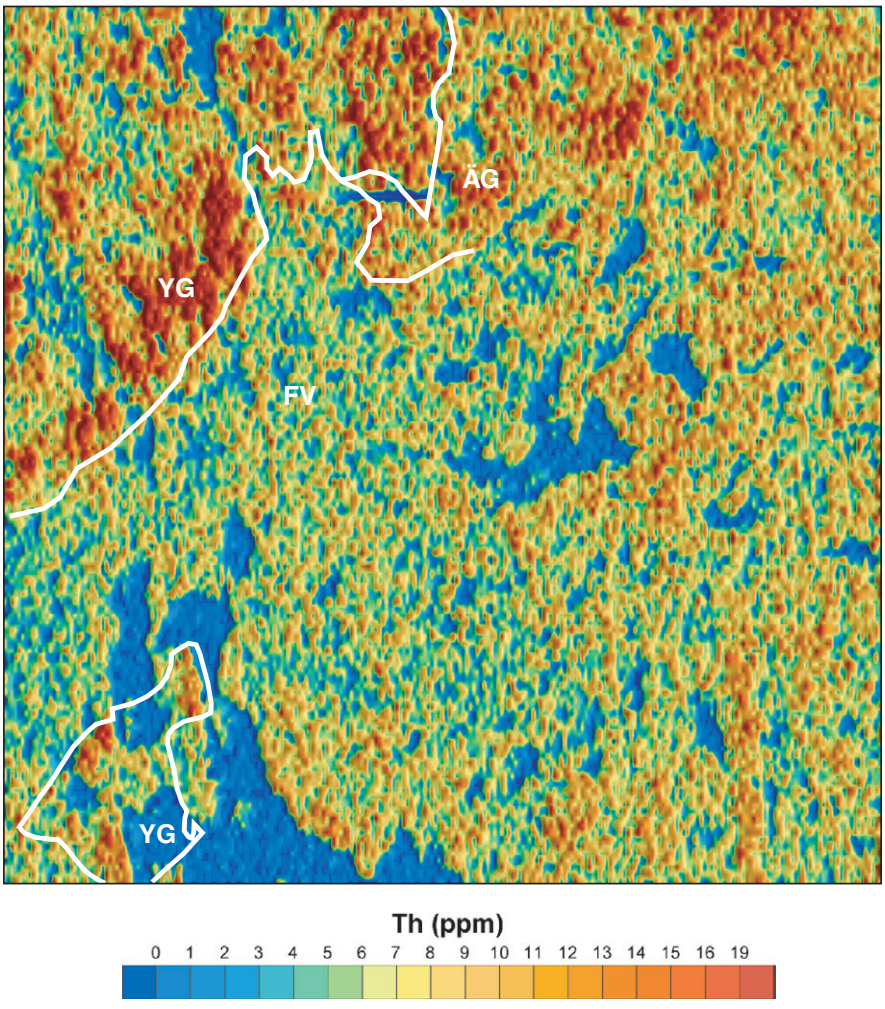


Fig. 8. Karta över fördelningen av toriumhalterna i området. Mätningarna har skett med hjälp av flygburen gammaspektrometri (se text för detaljer). Den preliminära gränsen mellan den nordvästra, yngre (syn- till senorogena) graniten (YG) och de felsiska metavulkaniterna (FV) samt gränsen för det sydvästra området med dito graniter (YG) har markerats med vit, streckad linje. ÄG = äldre (tidigorogen) granit.

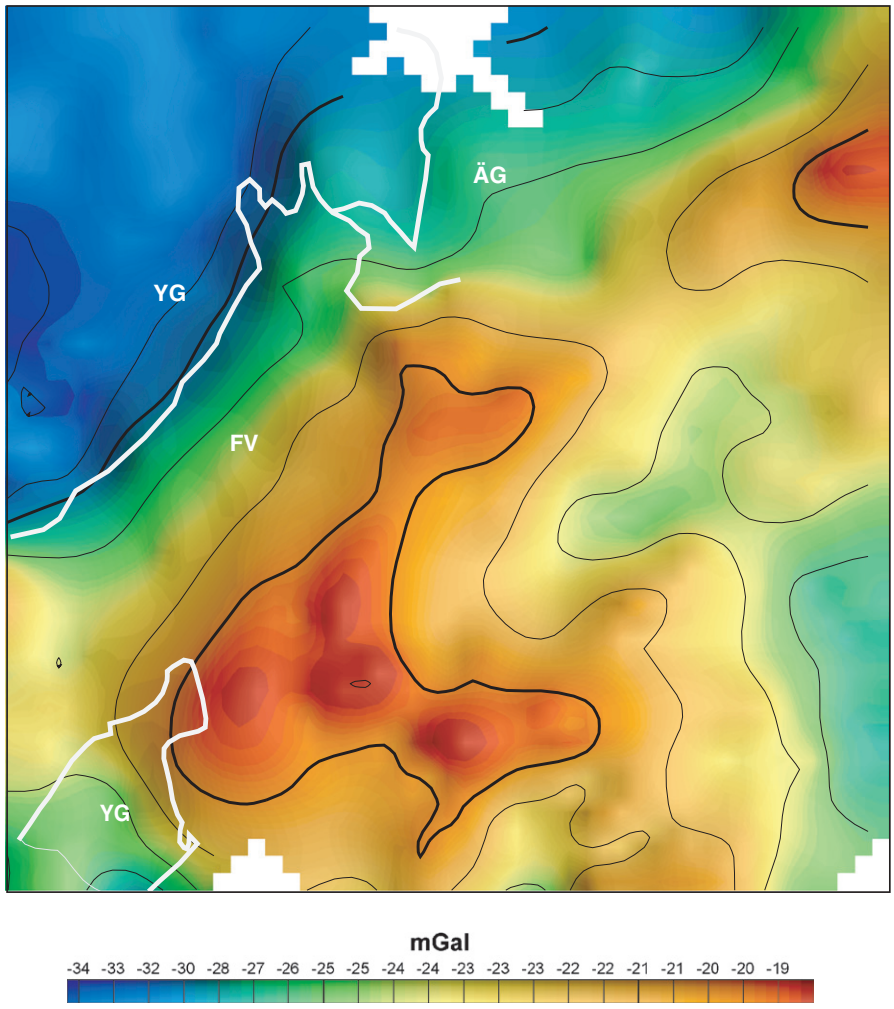


Fig. 9. Karta över tyngdkraftsfältet. Den preliminära gränsen mellan den nordvästra, yngre (syn- till senorogena) graniten (YG) och de felsiska metavulkaniterna (FV) samt gränsen för det sydvästra området med d:o graniter (YG) har markerats med vit, streckad linje. ÄG = äldre (tidigorogen) granit.

Metavulkaniter kring malmstråken

De felsiska metavulkaniternas densitet har ett medelvärde kring 2660 kg/m^3, vilket är högre än de syn-till senorogena graniternas (2624 kg/m^3) och de tidigorogena granitoidernas (2639 kg/m^3). Inga värden föreligger för malmstråkens övriga bergarter, men man kan anta att också metamafiska bergarter, kristallina karbonatstenar, skarnomvandlingar (se ”Ytbergarter”) och även malmmineral bidrar till den mot granitområdet tydligt kontrasterande, positiva tyngdkraftsanomali, som är konform (ca N60O) med den strukturella trenden i området. Samtliga dessa bergarter stupar enligt den geologiska karteringen ca 30–70 grader åt sydost in under tidigorogena intrusivbergarter med lägre densitet, vilket påverkar anomalibilden (fig. 9).

Visserligen tycks de magnetiska egenskaperna hos de felsiska metavulkaniterna i kartområdet generellt ge låga värden, men det finns en tydlig skillnad mellan de två vulkanitområdena i de centrala respektive sydöstra delarna (fig. 7). De centralt belägna vulkaniterna är mycket heterogent magnetiska, vilket kan vara kopplat till en viss strukturbunden magnetisk bandning i området (fig. 5). Denna bandning är inte lika tydlig i sydöst där metavulkaniterna norr om Stollberg karakteriseras av låga Q-värden med liten variation.

Figur 11 visar kaliumhaltens variation i det felsiska metavulkanitområdet i centrum av området.

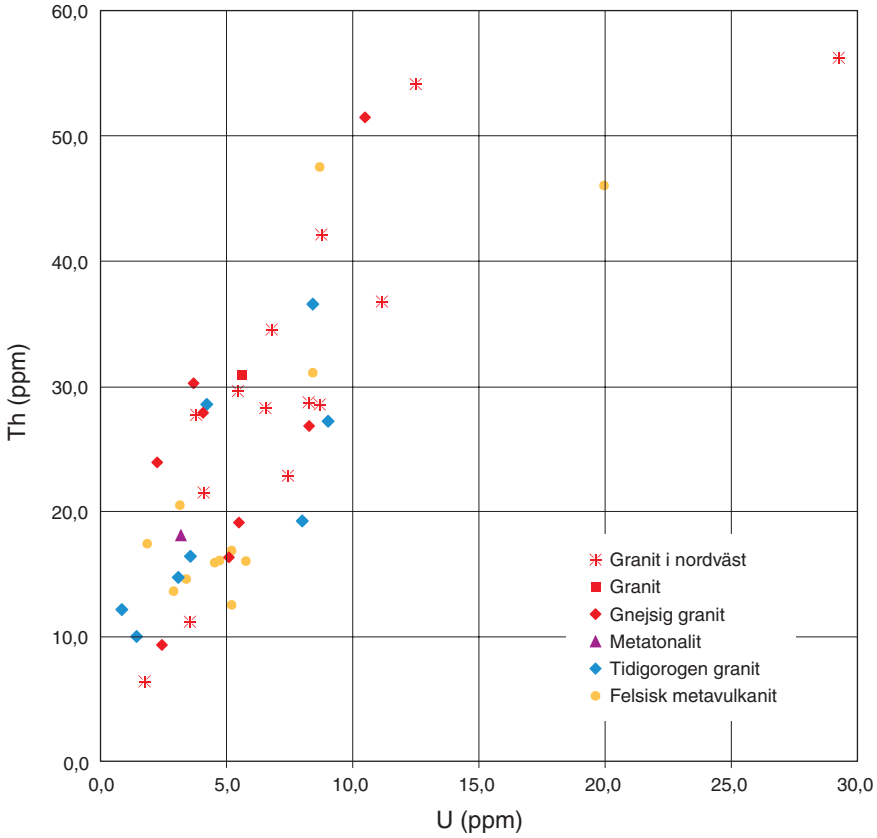


Fig. 10. Förhållandet mellan torium och uran i granitoider och felsisk metavulkanit.

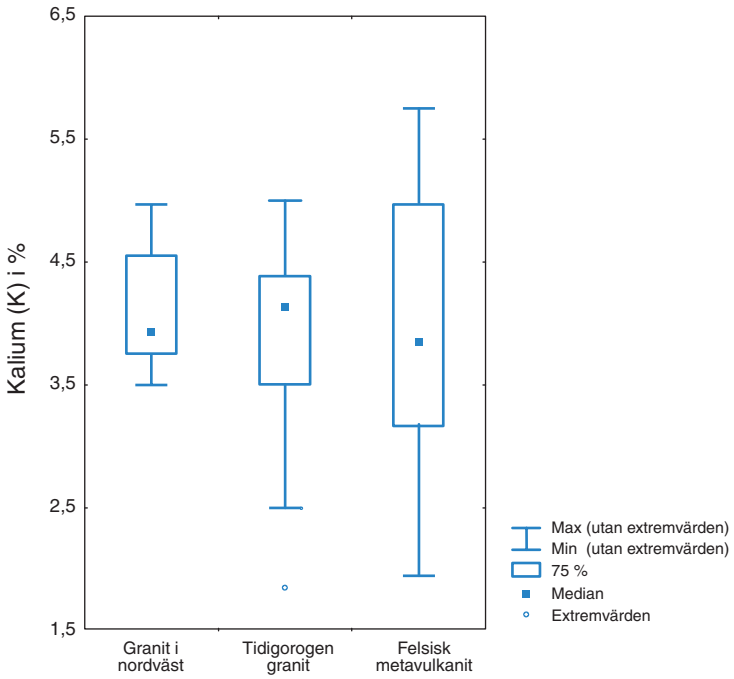


Fig. 11. Kaliumhaltens variation i de tre granitoida huvudgrupperna. Data från in situ-mätningar på häll utförda med gammaspektrometer.

En antydan om att samma stora variation förekommer i sydost fås av två mätningar som gav värden på 3 respektive 5,1 % kalium.

Spröda deformationszoner

Spröda och halvspröda deformationszoner har tolkats från magnetfältsdata och digitala höjddata samt i viss omfattning också från VLF-data. Vid bearbetningen framkom att VLF-data (envägs) inte ger andra eller fler indikationer än vad som kunde uttolkas från övriga data. Ändå är det viktigt att göra denna analys, eftersom man då får bättre möjligheter att karakterisera zonernas kemiska och mekaniska egenskaper.

Kartmaterialet visar att det finns en dominerande, nordostlig orientering av strukturer enligt de två förstnämnda datatyperna. Vid närmare analys framgår också att det finns klara skillnader i tolkningsresultaten mellan höjd- och magnetfältsdata (fig. 12). Visserligen finns riktningen N45°O±15° med i båda, men bland digitala höjddata framträder ytterligare ett maximum med en nord-sydlig orientering (fig. 12b). Dessa lineament har enbart ett fåtal motsvarigheter i övriga data (fig. 12d). Det gäller speciellt den topografiskt kraftigt markerade förkastningen som går att följa över hela västra delen av området, från norr till söder på västra sidan av sjön Väsman och sjöar norr om denna. En annat imponerande topografiskt element som tillhör denna grupp är den brant, som sträcker sig från den så kallade Tansväggen på östra sidan av sjön Tansen och norrut.

I ovannämnda grupp av spröda zoner har bergarterna sannolikt inte utsatts för några mineralkemiska förändringar som märkbart påverkat järnets oxidationsgrad. Detta är annars vanligtvis orsaken till att vissa lineament ger negativa magnetiska anomalier. Frånvaron av oxidation kan bero på att zonerna är geologiskt mycket unga och/eller att de är rena sprickformationer utan nämnvärd spröd deformation av själva berget intill sprickorna.

I figurerna 12a och c visas också resultatet av en korrelationsberäkning mellan riktning och den längd på lineamenten som kunnat observeras i dataseten. I både höjd- och magnetfältsdata framträder de längsta lineamenten i en nära nog ost–västlig riktning. I vissa fall kan de följas över avstånd som vida överskrider kartområdets utsträckning.

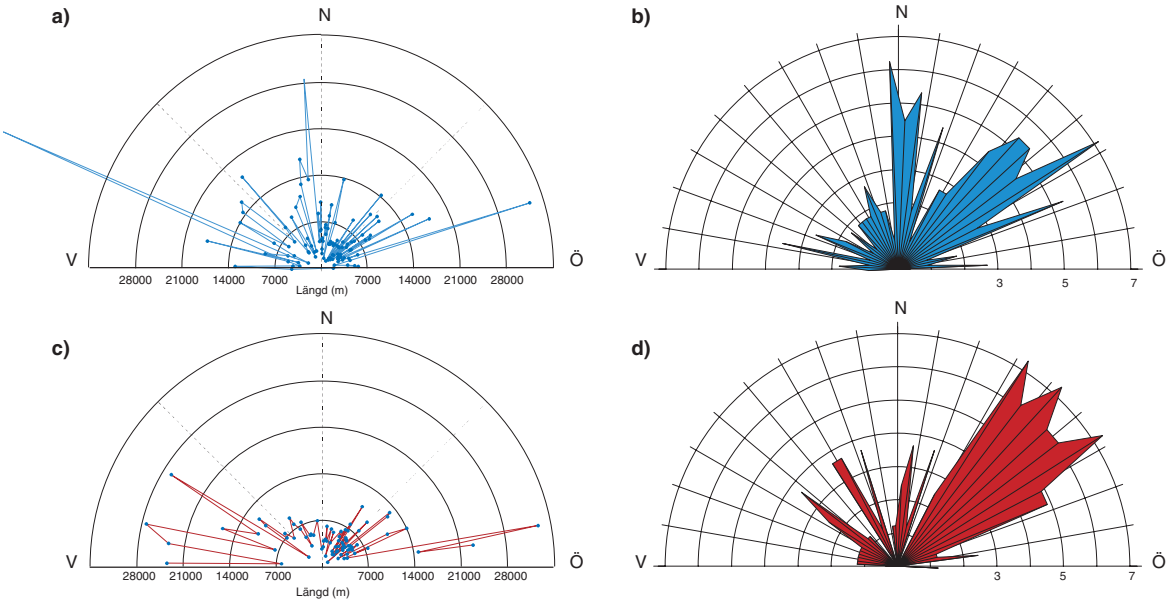


Fig. 12. Analys av lineament tolkade från höjddata (a och b) och från magnetfältsdata (c och d). I a och c visas hur lineamentens längd varierar med riktningen. Längden är den sträcka som ett lineament med säkerhet kan följas i ovannämnda data. I b och d visas lineamentfrekvensen med viss orientering i ett rosdiagram.

I nordvästra hörnet av området finns en uthållig (längre än 25 km), segmenterad lineation som stryker N30°O. Den utgörs på den magnetiska fältkartan av ett långsträckt magnetiskt ”dike” som visar tecken på att en kraftig sinistral förskjutning har skett tillsammans med vertikal förskjutning. Ungefär sex km väster om denna linje finns en annan, parallell linje. Både magnetfälts- och tyngdkraftsdata antyder att området mellan dessa zoner har rört sig som ett block. Särskilt markerad är gränsen mot de felsiska metavulkaniterna.

Diabaserna har möjligen i viss utsträckning använt existerande spricksystem vid framträngandet då de visar ”offsets” som är typiskt för spröd deformation. Dessa, och då speciellt det dominerande nordostliga sprödzonssystemet, verkar dock ha reaktiverats efter intrusionsfasen, eftersom också det yngsta systemet har förkastats på några ställen.

KARTOMRÅDET 12H SÖDERFORS

Området ligger i Uppsala och Västmanlands län och omfattar delar av Tierps, Uppsala, Heby, Sandvikens och Gävle kommuner. Som karteringsunderlag användes ekonomiska kartan i skala 1:20 000 och 1:10 000 samt fastighetskartan i skala 1:12 500. Hällar från tidigare utförda jordartskarteringar (12H SO: Grånäs 1989, 12H SV: SGU, opublicerat, 12H NV: Grånäs 1985, 12H NO: Ericsson & Lidén 1988) överfördes till fältkartorna. För lägesbestämning av observationslokaler användes GPS.

Äldre geologiska kartor med beskrivningar som berör området finns i Erdmann (1865), Hummel (1865), Gumaelius (1868), Stolpe (1869), Pettersson (1871), Sandegren & Asklund (1946, 1948) och Lundegårdh & Lundqvist (1956). Den sydöstra delen av området berörs av Lundegårdh (1957). Över de angränsade områdena Östhammar och Avesta finns moderna geologiska kartor med beskrivningar (Stålhös 1991, Persson 1997).

Geofysisk information för området föreligger i form av flygmätta data från 1998 av det magnetiska totalfältet, gammastrålning (totalstrålning, kalium, uran och torium) och elektromagnetiska egenskaper (VLF med två sändare). Flyghöjden var 60 m, linjeavståndet 200 m och flygriktningen nord–sydlig. Positionsbestämningen gjordes med dGPS. I området finns det tyngdkraftsmätningar från 1490 punkter av vilka 172 mättes under år 2001.

Under år 2001 gjordes ca 2800 hällobservationer inom kartbladsområdet och de fördelar sig över en karterad yta på ca 1000 km^2. En preliminär skiss över berggrunden i de karterade områdena visas i figur 13. En preliminär tolkning av deformationszoner från den magnetiska totalfältskartan (fig. 14) som gjordes som stöd inför fältarbetet visas också i figur 13. I årets geofysiska fältinsats har ingått strålningsmätning, petrofysisk provtagning och profilmätning av det magnetiska totalfältet och med VLF. Strålningsmätning av totalstrålning, kalium, uran och torium utfördes på 116 lokaler (316 mätningar). Sammanlagt finns det nu strålningsmätningar från 169 lokaler. Laboratoriemätningar av densitet, magnetisk susceptibilitet och remanens har utförts på 71 petrofysikprover. Från tidigare undersökningar finns petrofysiska data från 82 provtagningspunkter. Förra året mättes 69 petrofysikprover i projektet, vilket gör att det nu finns sammanlagt 222 petrofysikmätningar. Provpunkternas lägen finns redovisade i figur 15. Under året har det gjorts mätningar av det magnetiska totalfältet och med VLF i 18 profiler.

I fältarbetet deltog även Martin Ahl och Lena Albrecht, samt extrageologerna Magnus Ekdahl, Anna Engström och Cecilia Lund.

Bergarter

Berggrunden i området domineras av tidigorogena intrusivbergarter. I intrusivbergarterna finns stråk med svekofenniska metavulkaniska bergarter och kristallin karbonatsten (ytbergarter). I mindre omfattning förekommer sensvekokarelsk granit och pegmatit, granit av Hedesundatyp samt i enstaka fall postsvekokarelsk diabas.

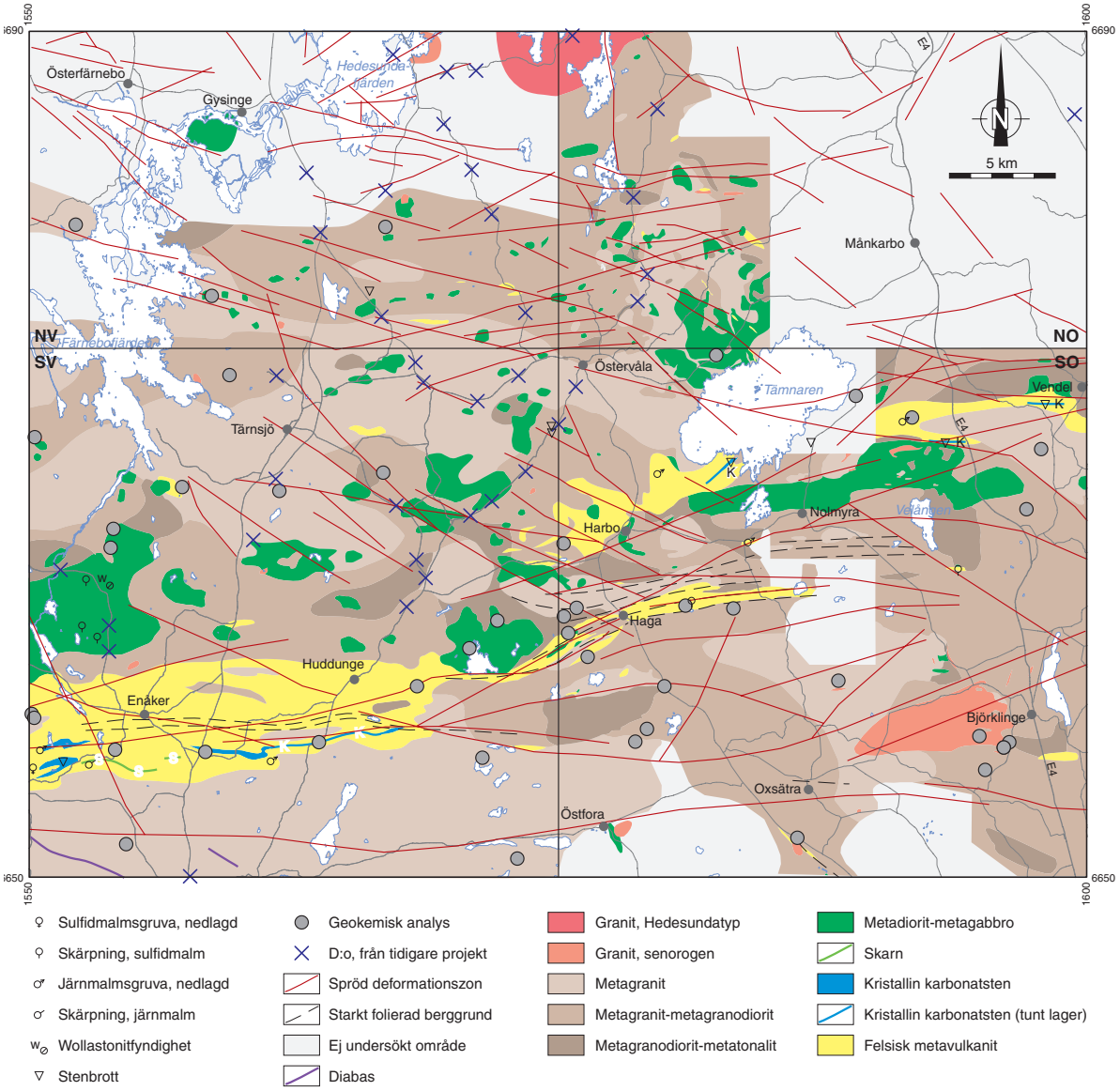


Fig. 13. Förenklad karta över delar av området 12H Söderfors med en preliminär skiss över berggrunden i de hittills karterade delarna. Lägen för geokemiska bergartsanalyser är markerade.

Ytbergarter

Ett antal nya hällar med felsisk metavulkanit har påträffats mellan Harbo och Vendel, vilket har lett till, att ett mer eller mindre sammanhängande vulkanitstråk kunnat tolkas föreligga i detta område (fig. 13). Kvarts- och/eller fältspatporfyrisk metavulkanit är den dominerande typen (fig. 16a). Öster om Tämnaren finns även fragmentförande felsisk metavulkanit (fig. 16b). Fragmenten är upp till 10 cm stora och består av olika vulkanittyper, bl.a. omvandlad pimpsten. Förekomster av kristallin karbonatsten i detta stråk behandlas i stycket ”Industrimineralförekomster” nedan.

I det stora område med felsisk metavulkanit som nämns i Bergman m.fl. (2001) har gränsdragningen mellan bergarterna kompletterats och förfinats med hjälp av ett antal nya observationer (fig. 13). Detta gäller särskilt trakten kring Huddunge och stråkets fortsättning österut. Även några nya observationer av marmorbrott och små gruvhål har gjorts, vilket bidrar till en bättre lokalisering av det långa, smala stråket med kristallin karbonatsten och associerade järnmalmer. Dessutom har felsisk metavulkanit påträffats som spridda, små förekomster och xenoliter i djupbergarter i större delen av det karterade området, norr om det stora metavulkanitstråket.

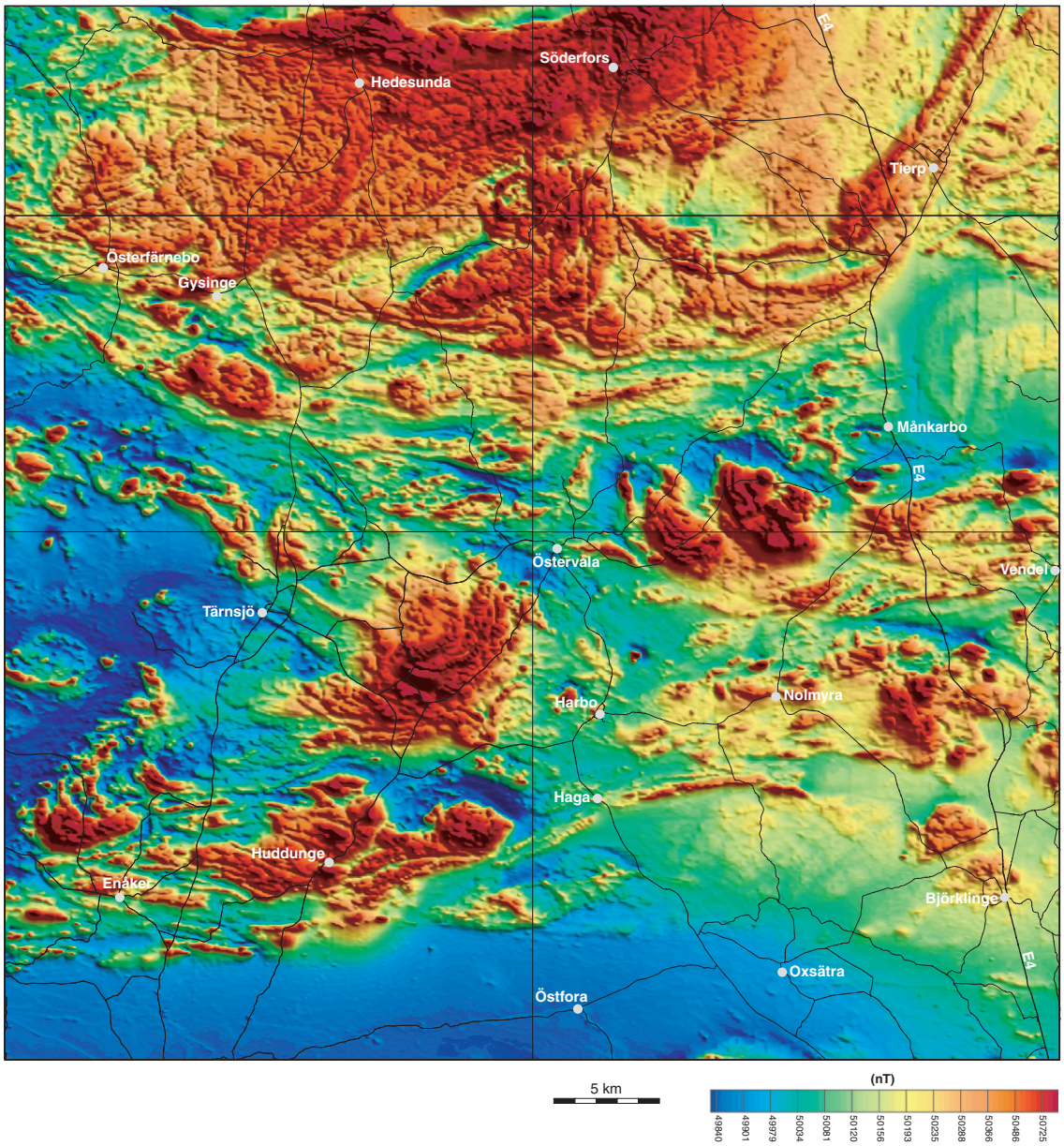


Fig. 14. Magnetisk totalfältskarta över området 12H Söderfors.

Mafisk metavulkanit har inte med säkerhet kunnat identifieras i karteringsområdet, men i den stora mafiska intrusionen nordväst om Enåker finns inneslutningar av finkornig, starkt deformerad amfibolit i massformig metagabbro. Denna amfibolittyp kan möjligen ha ett vulkaniskt ursprung, då den är vanligast förekommande i stråket kring Banmossens wollastonitfyndighet, där även felsisk metavulkanit finns. Strax väster om kartområdet finns felsisk och mafisk metavulkanit i kontakt med varandra (Persson 1997) i en ungefärlig, tänkt förlängning av Banmossenstråket.

Metavulkaniterna i kartområdet är vanligen ganska starkt deformerade, och under årets fältarbete har flera mylonitzoner observerats i Enåker–Huddungestråket (se kap. ”Strukturer”).

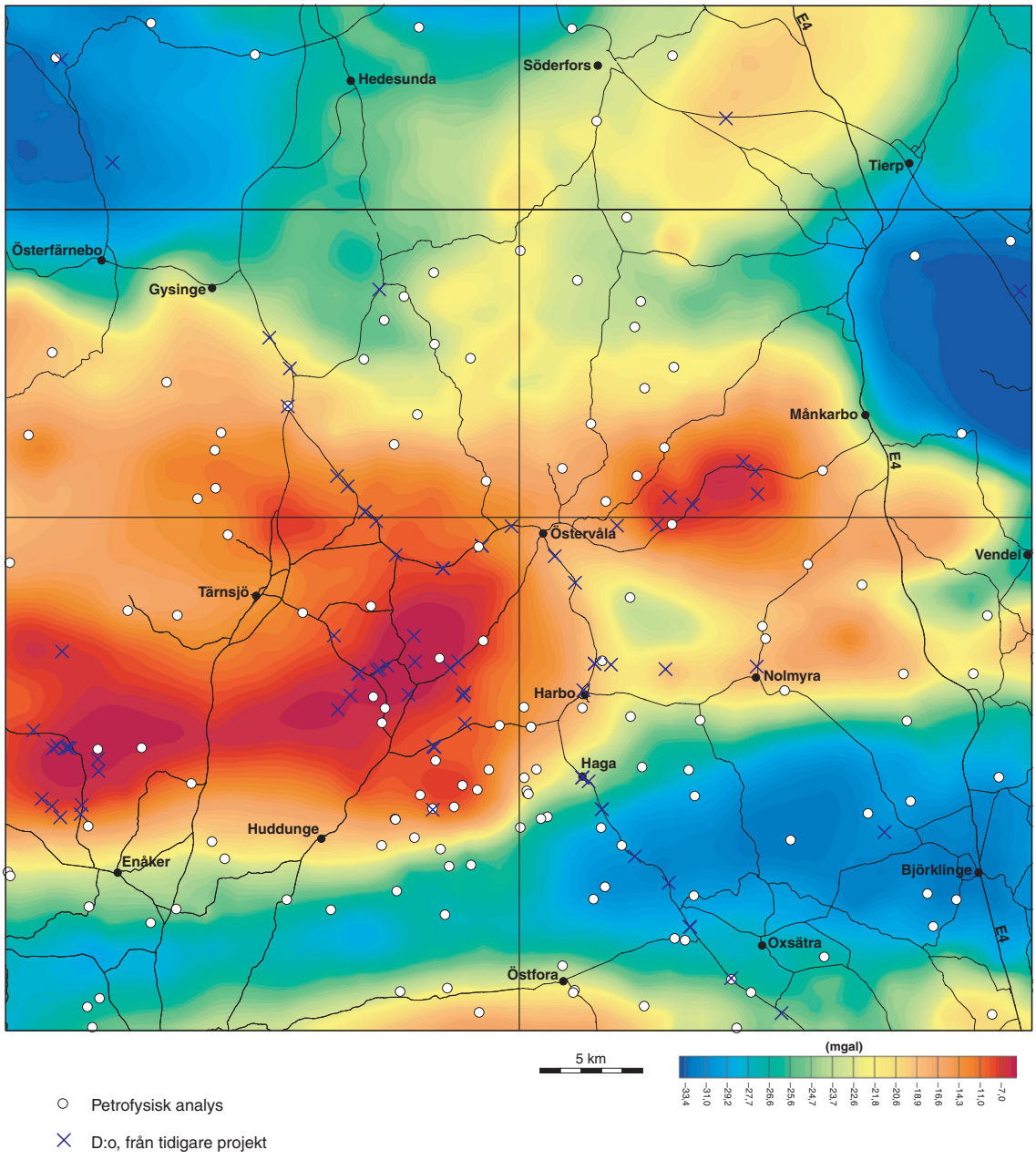


Fig. 15. Tyngdkraftskarta över området 12H Söderfors, med markering av lägen för petrofysiska analyser.

Tidigorogena intrusivbergarter

De tidigorogena intrusivbergarterna innefattar mer eller mindre deformerad och omvandlad gabbro, diorit, kvartsdiorit, tonalit, granodiorit och granit. De två sistnämnda bergarterna är vanligast och utgör huvuddelen av områdets berggrund.

Ett stort antal kroppar av metagabbro till metadiorit, upp till flera km i diameter, finns i en zon som sträcker sig i ONO-lig riktning genom hela kartområdet. Bergarterna varierar i kornstorlek från finkorniga till medelkorniga och är på många ställen intruderade av gångar av granitoider. Lokalt förekommer modal bandning och ultramafiska partier, t.ex. nordväst om Tämnaren.

De större mafiska intrusionerna är komplext uppbyggda, och framför allt i den som finns nordväst om Enåker kan man se minst tre generationer av mafiska bergarter (fig. 16c). De består av, från äldre

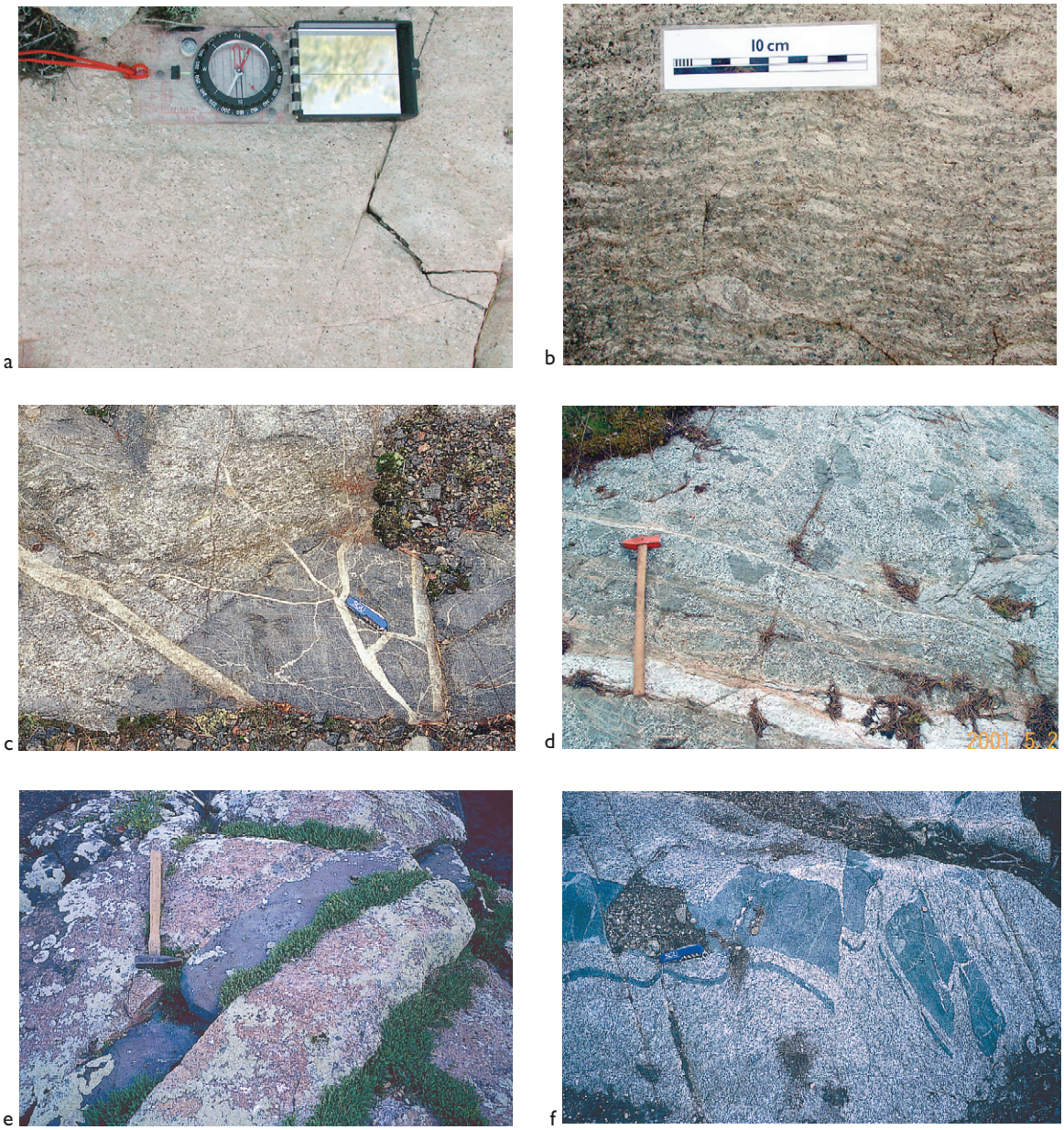


Fig. 16. Fotografier av bergarter från området 12H Söderfors. Koordinater i rikets nät.
a) Kvarts-fältspatporfyrisk felsisk metavulkanit (6665655/1575350).
b) Felsisk metavulkanit med ljust vittrande fragment. Vissa fragment bestod troligen ursprungligen av pimpsten (6671610/1592185).
c) Xenoliter? av finkornig amfibolit i tidigorogen metagabbro. Genomslag av smala, felsiska gångar (6663790/1556620).
d) Tidigorogen metatonalit, späckad med mafiska enklaver. Bildad genom ”magma mingling” (6676115/1568260).
e) Mafisk gång i tidigorogen röd metagranit (6672425/1583615).
f) Sönderbruten och förkastad mafisk gång i tidigorogen metagranodiorit. Bergtäkt nordväst om Östervåla (6677635/1566200).

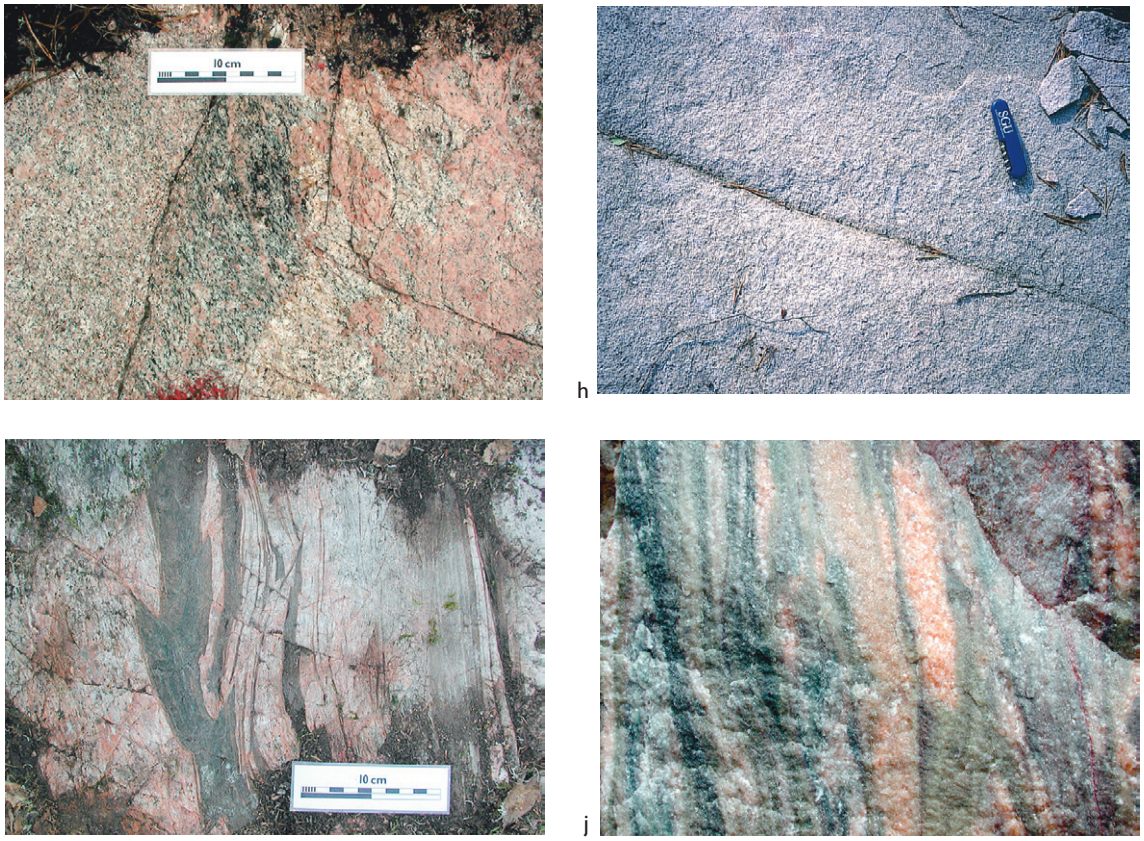


Fig. 16. Fotografier av bergarter från området 12H Söderfors. Koordinater i rikets nät.
g) Senorogen granit och pegmatit med xenolit av folierad tidigorogen metagranit (6656815/1595725).
h) Senorogen granit. Ljust rödgrå, finkornig och odeformerad (6697460/1552440).
i) Mylonitiserad granit och amfibolit från en plastisk skjuvzon öster om Östervåla (6672955/1580965).
j) Kristallin karbonatsten från Harbonäs marmorbrott (6669665/1583310).

till yngre; a) xenolitliknande partier av finkornig, mörkt grå, tydligt folierad amfibolit, som ”simmar” i b) medel- till finkornig, gröngrå (delvis starkt grön hällyta), massformig till svagt folierad metagabbro till metadiorit och c) gångar av mycket finkornig till tät, mörkt gröngrå, svagt folierad amfibolit, som klipper föregående bergarter. Dessutom finns talrika förekomster av felsiska, ljust grå ådror, vanligen i form av ”flätade” ådernät, på något ställe som en gångliknande bildning, yngre än omgivande mafiter.

Zonen med mafiska intrusioner syns tydligt på tyngdkraftskartan (fig. 15), vilket indikerar en mer sammanhängande mafisk kropp i djupare liggande delar av berggrunden, än vad kartbilden visar.

Ett antal områden med grå metagranodiorit till metatonalit är i huvudsak koncentrerade till samma stråk som de mafiska intrusionerna. Mafiska enklaver är mycket vanliga i dessa bergarter (fig. 16d).

Metagraniterna varierar i utseende från röda till grå och från ojämnkorniga till porfyriska. En grovporfyrisk variant finns i området norr om Oxsätra.

De normala åldersförhållandena mellan de tidigorogena intrusivbergarterna är att de mer felsiska har intruderat de mer mafiska, men undantag finns. I närheten av Björklinge har en ljusgrå, starkt folierad metagranodiorit intruderats av en mörkgrå, betydligt mindre deformerad metatonalit. Denna relation indikerar dels att det finns olika generationer av äldre granitoider, dels att en tektonisk foliation bildades innan den yngre generationen intruderade.

Mafiska gångar är vanliga i den äldre berggrunden. Mäktigheten uppgår normalt till ett par decimeter (fig. 16e, f).

Senorogena intrusivbergarter

De senorogena intrusivbergarterna utgörs av två olika granittyper, en som är pegmatitassocierad (Stockholmstyp) och en annan som är associerad med intermediära och mafiska bergarter (Hedesundatyp). Den förstnämnda typen uppträder allmänt som gångar och små kroppar i den äldre berggrunden och i en mer än 10 km^2 stor, nyupptäckt förekomst väster om Björklinge (fig.13). Graniten är fint medelkornig och varierar från grå till röd. Vanligen är en svag foliation utbildad, men massformiga partier förekommer. Foliationen är konform med den i sidoberget, men svagare, vilket tyder på att graniten intruderat sent under ett deformationsskede. Xenoliter av folierade metagranitoider förekommer rikligt (fig. 16g).

I nordvästligaste delen av kartområdet (utanför fig. 13) har hällar med en ljust rödgrå, finkornig och odeformerad granit (fig. 16h) påträffats. I närheten finns fler hällar med en mer heterogen migmatitgranit som har intruderat i felsisk metavulkanit. Enligt Persson (1997) finns ett stort, sammanhängande område med granit av den förstnämnda typen i kartområdet 12G NO, och dess utbredning antas fortsätta in i området 12H NV. Den hittills insamlade informationen därifrån indikerar dock snarare en förekomst av flera mindre intrusioner.

Ett fåtal hällar av medel- till grovkornig granit av Hedesundatyp har karterats i områdets nordligaste del (delvis norr om kartområdet i fig. 13). Varianter med granodioritisk till kvartsmonzonitisk sammansättning har observerats. En granittyp är starkt röd, helt odeformerad och småporfyrisk med rektangulära strökorn av kalifältspat. Denna är på några ställen associerad med en grå till mörkt grå kvartsmonzodiorit. I några små, spridda hällar finns gråröd, grovporfyrisk granit till granodiorit, som är tydligt folierad, i ett fall nästan gnejsig. Det är något osäkert om även dessa granitoider ingår i Hedesundaintrusionen.

Geofysik

Öster om Månkarbo finns det ett område som avgränsas strålningsmässigt genom förhöjda värden av uran och torium. Området syns tydligt i den ternära strålningsbilden (fig. 17) från flygmätningen. Markmätningar på häll i området ger ett medelvärde för uran på 13,7 ppm och för torium på 65 ppm. Medelvärdet för kalium är 4,8 %. Även i magnet- (fig. 14) och tyngdkraftsdata (fig. 15) avgränsas området tydligt. Området har låg magnetiserbarhet och ett tyngdkraftsunderskott.

Mellan Hedesunda och Söderfors finns berggrund med likartade egenskaper. Här är medelvärdena för kalium 4,8 %, uran 10,2 ppm och torium 53,8 ppm för strålningsmätningar gjorda på häll.

Väster om Björklinge finns berggrund med låg magnetiserbarhet, ett tyngdkraftsunderskott och med något förhöjda värden av uran och torium. Medelvärdena för markmätningarna är för kalium 3,9 %, uran 7,2 ppm och torium 21 ppm.

I alla tre områdena är berggrunden av granitisk sammansättning.

Metamorfos

Metamorfosgraden i större delen av kartområdet torde ligga i undre amfibolitfacies, men är svårbedömd i brist på lämpliga indikatormineral. Norr om Östervåla är de tidigorogena metagranitoiderna mer genomgripande omkristalliserade än mot söder, och delvis starkt ådrade, vilket tyder på att metamorfosgraden ökar mot norr. Vid rekognoscerande kartering i den norra delen av området 12H NV har starkt migmatitomvandlade bergarter påträffats på flera, spridda lokaler. Dessutom finns migmatitomvandlad felsisk metavulkanit, som rester i äldre granitoider, i en mindre bergtäkt sydväst om Östervåla.

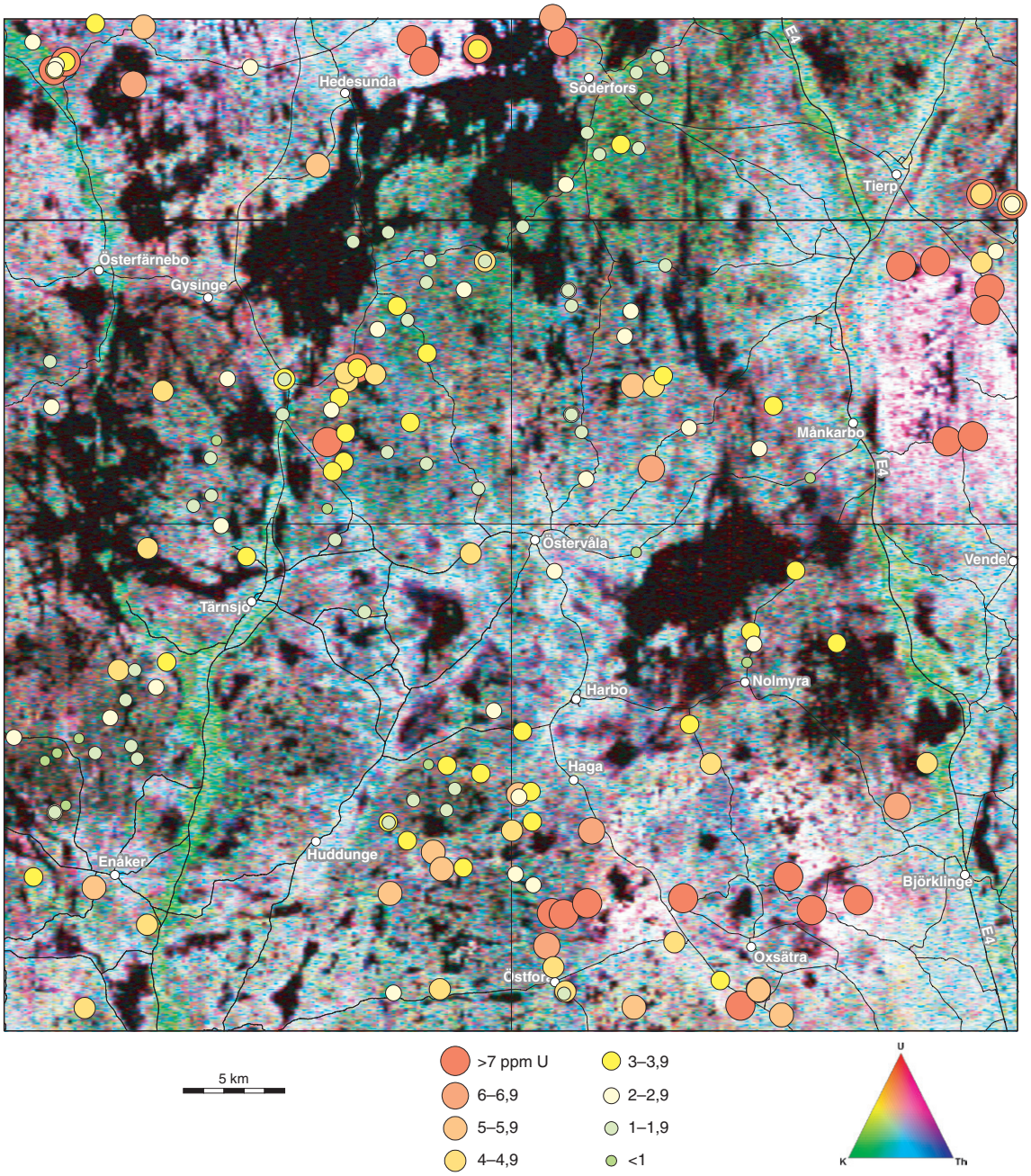


Fig. 17. Ternär strålningskarta över området 12H Söderfors med lägen för spektrometermätningar. Symbolernas storlek motsvarar medelvärden av uranhalter.

Strukturer

De tidigorogena intrusiva bergarterna har i många områden sina primära magmatiska texturer bevarade. Detta gäller särskilt i den sydligaste delen av området, där bergarterna är massformiga till svagt folierade eller stängliga. Deformationsgraden ökar generellt mot norr, och är särskilt intensiv i områden med plastiska skjuvzoner. Den dominerande strukturriktningen är ostnordostlig till ost–västlig, men stora avvikelser finns. Särskilt i områdets ostligaste del är riktningar kring nord–syd vanliga.

Den plastiska skjuvzonen vid Haga (Bergman m.fl. 2001) kan följas mot väster till Huddunge. Den har även följts mot öster och verkar upphöra i närheten av sjön Velången. Nya observationer har bekräftat de tidigare indikationerna på att rörelsen längs skjuvzonen är ”norra sidan upp”.

En ca 20 km lång, öst–västlig plastisk skjuvzon mellan Enåker och trakten sydost om Huddunge är blottad i ett antal fina mylonithällar. Zonen ligger huvudsakligen i felsisk metavulkanit.

Ett par mindre, plastiska skjuvzoner (ca 10–100 m breda) har påträffats i andra områden. Vid Oxsätra finns en brant, nordligt stupande, öst–västlig zon i metagranit, troligen med samma kinematik som Hagazonen. Öster om Östervåla finns en brantstående, nordvästlig zon med ett flertal meterbreda ultramyloniter som separerar domäner med starkt veckad granit-amfibolitmylonit (fig. 16i). En preliminär observation av ”s-c fabric” antyder att rörelsen varit vänstervriden (sinistral) och ”sydvästra sidan upp”.

Spröda deformationszoner som tolkats från magnetiska data visas i figur 13. Några av dem har bekräftats i hällar med kvartsbreccia, kataklasit m.m. Huvudriktningarna är ONO, öst–väst och VNV.

Naturresurser

Krossberg

En folierad metagranodiorit som slås igenom av mafiska gångar bryts i en bergtäkt ca 10 km nordväst om Östervåla, nära Gysingevägen.

Två mindre bergtäkter intill varandra, ca 4 km sydväst om Östervåla, är för närvarande inte i drift. Berggrunden i brotten består mest av olika typer av metagranitoider, men den norra täkten har troligen öppnats i en felsisk metavulkanit, som är ganska starkt migmatitomvandlad.

Industrimineralförekomster

En större förekomst av kristallin karbonatsten vid Gråmyren, nära Tämnarens östra strand, påträffades efter ett mineraljaktsfynd under 1980-talet. Den vackert ljusröda stenen används för ingjutning i väggelement. Även karbonatstenen vid Harbonäs har vackra färgskiftningar (fig. 16j). Enligt uppgift togs blocksten ut från denna fyndighet fram till slutet av 1950-talet för sågning i Harbo. Skivor av denna sten finns i flera svenska byggnader. Kalkugnsruiner i närheten tyder på att man bränt kalk i äldre tider. Två mindre förekomster av kristallin karbonatsten, som även de har brutits i äldre tider, finns VSV om Vendel och NNO om sjön Velången.

Metalliska mineralförekomster

Vid Gransätra, nordost om Harbo, finns en nedlagd, mindre järngruva. Enligt uppgift bröts malmen på 1700-talet och transporterades till Ullfors. I sidoberget finns granat-amfibol-pyroxen-epidotskarn med disseminerad magnetit samt kristallin karbonatsten. Lokalt finns sulfidförande partier. Skarnet genomsätts av nordostligt strykande, cm-breda kvarts-karbonatådror.

Vid Bolanda, ca 4 km NNV om sjön Velången, finns ett par skärpningar. Sidoberget till den största (ca 15 m i diameter) består av mörkgrå, finkornig, delvis epidotskarnig metavulkanit samt finkornig amfibolit. I varpen finns mycket finkornig magnetit och hematit som impregnation i metavulkanit. I en mindre skärpning i närheten finns en fint bandad, mycket finkornig magnetitmalm. I omgivande hällar dominerar fragmentförande, kvarts-fältspatporfyrisk, felsisk metavulkanit.

Någon kilometer sydost om sjön Velången har en tidigare okänd mindre skärpning påträffats. I varpen finns disseminerad pyrit och magnetkis i glimmerrika zoner. Sidoberget består av medelkornig granit och en intrusiv breccia med kantiga metagabbrofragment i en grundmassa av finkornig granit. I en häll i närheten finns ljusgrå, något kvartsporfyrisk, felsisk metavulkanit med muskovit i vissa zoner.

I mafitområdet nordväst om Enåker finns namn på kartan som skvallrar om tidigare kända mineraliseringar. Vid Gruvberget, Malmberget, Järnhällorna m.fl. finns ett antal mindre gruvhål och skärpningar från äldre tid, och av varpen att döma tycks de flesta försöken ha gjorts på sulfider.

KARTOMRÅDET 13H GÄVLE NO

Inledning och historik

I projektområdets nordöstra del finner man ett kilformat område där den ytnära berggrunden utgörs av sedimentära bergarter, sandsten, lersten, siltsten och kalksten. Dessa är omvandlade i ringa omfattning, i huvudsak diagenetiskt och/eller genom vertikalrörelser. Området sammanfaller med Gävlebukten och dess förlängning i väster mot Sandviken-Hofors.

Områdets geologi har i stora drag varit känd under mer än hundra år, i praktiskt liv åtskilligt längre. Block av sandsten har använts i byggnadsverksamhet under flera hundra år, och säkerligen har kalkstensblock bränts till kalk och fogmassa under minst lika lång tid. Vår detaljkunskap om bergets uppbyggnad är dock av senare datum. Vid ett besök 4–5 juni 1886 i Bönans fiskeläge uppmärksammade von Schmalensee (1886) förekomsten av ”sönderrifvet lager av undre röd ortocerkalk”. Söder om Bönan vid Djuphamn fann han ”en mängd block af den grå sandstenen (bituminös) med ../ett antal fossil/.. och delar af trilobiter hänvisande på /blocken tillhör/ paradoxidesafdelningens nivå”. Vidare rapporterades ett antal blockfynd av sandsten och kalksten från Eggegrund, Lövgrund och Limön.

Ett stort antal fynd av fossilförande bergarter gjordes under senare delen av 1800-talet och 1900-talets första decennium av C. Wiman. Påträffade fossil beskrevs i en serie arbeten från 1893 till 1907 (t.ex. Wiman 1905). Flera av dessa fossilfynd har antagits komma från Gävleområdets fanerozoiska berggrund.

Fig. 18. Vy mot norr över framgrävd kalkstensyta i Bönan. Borrutrustning/borrplats synlig vid sjöbodens hörn. Den begränsande förkastningsbranten syns i bakgrunden (6736840/1582350).

Under 1930-talet karterades kartbladet Gävle (Sandegren m.fl. 1939). I beskrivningen till kartbladet rapporterar Westergård detaljerat om lagerföljden av sandsten, siltsten och kalksten, grundat bl.a. på en borrning vid Holmudden och flera grävningar av djupa provgropar. Westergård anger att fast klyft av sedimentära bergarter, såväl underlagrande sandsten som siltsten och kalksten, påvisats endast i borrningen på Holmudden. Andra resultat av samma kartering kommenteras i den följande beskrivande texten.

I samband med muddringsarbete i början av 1960-talet i den norra farleden till Gävle grävdes stora mängder av brunröda kalkstensblock upp. Några av blocken kunde undersökas av dåvarande professorn i historisk geologi vid Uppsala universitet, P. Thorslund, Kjell Lindqvist och Lars Karis. Blocken uppvisade i flera fall färska brottytor, vilket antyder att de brutits loss från fasta klyft i farleden.

Aktuell undersökning

Planerna för en undersökning av Gävleområdet var fastlagda, när SGU genom Birgitta Ericsson vid LMV fick upplysningar om att en nära 100 m^2 stor häll av brunröd kalksten skrapats fram i samband med en byggnation i Bönans samhälle (fig. 18). Området besiktigades i januari 2001. Det stod genast klart att man här hade ett sällsynt tillfälle att utföra en stratigrafisk borrning. Medel till en sådan kunde tillföras från undersökningsprojektet och från programmet Geologisk dokumentation.

Borrningen kunde utföras i månadsskiftet mars/april 2001, och den drevs till nära 80 m djup. Borrningen har getts namnet Bönan-1.

Under sommaren utfördes en insamling av fältdata från undersökningsområdet. Som en del av undersökningsmaterialet ingick den magnetiska totalfältskartan (fig. 19). Endast ett fåtal platser påträffades där den sedimentära berggrunden var tillgänglig. Förutom den framgrävda hällen i Bönan undersöktes förekomster av sandsten och diabas, dels sandsten i Gavleån nära Slottet (fig. 20a), dels i några skärningar i norra Brynäs industriområde med såväl sandsten som diabas. En osäker (ev. ej fast klyft) skärning i Gävlesandsten påträffades på Lövgrund (fig. 20b–c), där enligt personer boende på orten, sandsten för byggnadsändamål hämtades så sent som under förra århundradet. En skärpning finns på Lövgrund/Östra Skärets högsta del. I övrigt är informationen om berggrundens sammansättning tolkad utifrån blockförekomster och blockspridning. Exempelvis grundas den presenterade fördelningen mellan sandsten och kalksten i Gävlebukten på kontrasten mellan blocksammansättningen på Lövgrund respektive Gråsjälsbådan. På den förra finner man av de två enbart Gävlesandsten och på den senare övervägande röd ordovicisk kalksten.

En videodokumenterad undervattensklint i röd kalksten vid Storbådan, ca 600 m norr om Limöns östliga udde, har rapporterats av Peter Hansson vid Hilleviks marina fältstation, och material har välvilligt ställts till undersökningens förfogande.

Flera tidigare rapporterade förekomster av kalksten (Sandegren m.fl. 1939), har vid revision visat sig vara lossbrutet material. Den tidigare kända och mest bekanta är kalkstenen på Limöns nordöstra

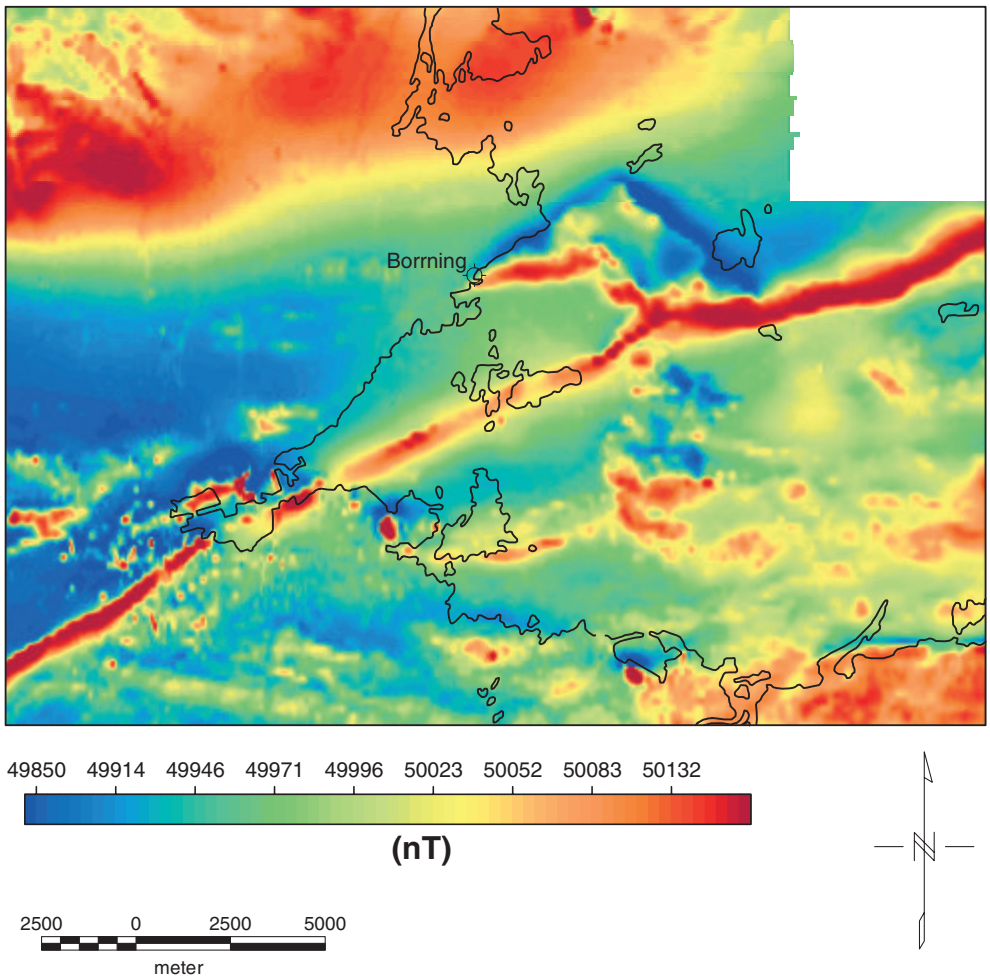


Fig. 19. Magnetisk totalfältskarta över östra delen av kartbladsområdet 13H NV och hela 13H NO utom havsområdet i nordost.

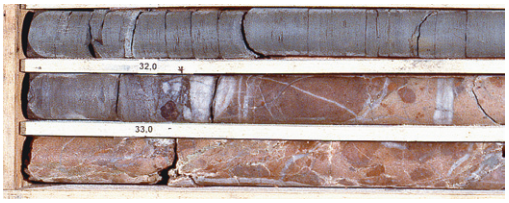
a

b

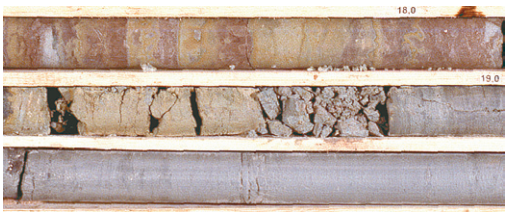
c

d

e



f



g

Fig. 20. Fotografier av sedimentära bergarter från området 13H Gävle. Koordinater i rikets nät.
a) Brantstående Gävlesandsten i Gavleåns lopp vid Slottet (6729095/1573084).
b) Olika former av vågmärken i Gävlesandsten skapade av strömmande vatten. Block på Lövgrund (6737750/1588770).
c) Grovklastiskt konglomerat till breccia med petroleumimpregnation. Block på Lövgrund (6737850/1588850).
d) Brantstående ordovicisk kalksten i den istransporterade ”flotten” på östra Limön. Vy mot öster (6734450/1584870).
e) Diskordantskiktad Gävlesandsten. Block på Oxharsrabben (6734850/1583460).
f) Gränsen Gävlesandsten/kambrisk sandsten i borrningen Bönan-1.
g) Gränsen ordovicisk sandsten/ordovicisk kalksten i borrningen Bönan-1.

del (fig. 20d). Den består av en ”flotte” av kalksten som förts upp på glaciallera. Kalkstenen har släppt från sitt underlag vid kontakten mot siltstenen och flotten vilar med sina äldsta partier in mot ön och de yngre under havsytan mot norr. Den på kartbladet Aa 178 markerade kalkstensförekomsten på Granskär har nu inte kunnat påvisas, endast ett rikt blockmaterial av kalkstenens understa delar påträffades. Även Westergård (i Sandegren m.fl. 1939, s. 55) tvivlade på att kalksten anstod i fast klyft.

Borrningen Bönan-1

Kärnborrningen i Bönan utfördes från en frampreparerad häll av underordovicisk kalksten (fig. 18). Hällen skyddades under bygg- och borrningstiden av en fördämning. I hällen påträffades två mindre dislokationer parallella med den stora förkastningen i nordväst. Den vertikala förflyttningen nedåt av de sydöstra blocken understiger 0,5 m. Lagren stryker 146° och stupar 5° mot SV. Kalkstenshällen kunde följas längs en sträcka av ca 40 m, från havsytans nivå i nordväst till 3,7 m djup i sydöst. Borrningens geografiska referens är 1582354/6736848 (GPS), koordinater i rikets nät.

En översiktlig stratigrafisk indelning av borrningen framgår av vidstående profil (fig. 21). I profilen redovisas såväl kronostratigrafisk som lito- och topostratigrafisk indelning av den dokumenterade berggrunden. Den stratigrafiska uppbyggnaden beskrivs från äldre till yngre lager.

Brunröd sandsten. Den äldsta formation som borrades i Bönan är en brunröd sandsten med underordnade inslag av ljusa, vittrade fältspatkorn. Sandstenen benämns Gävlesandsten. Huvudkomponenten i bergarten är kvartskorn, men på vissa nivåer är inslaget av fältspater betydande, ca 15 %. I den genomborrade delen av formationen ser man tydliga tecken på oroliga förhållanden, både vad gäller avsättningen av sedimentet och påverkan efter bergartsbildningen. Breccior och konglomerat förekommer genomgående i kärnan. Man finner såväl transgressions- som regressionskonglomerat. Formationens översta del består av ett regressionskonglomerat med en mäktighet av 1,35 m. De ingående bollarna har allt från skarpkantade till rundade former och är formmässigt jämnt fördelade. Endast bollarnas storleksfördelning visar konglomeratets karaktär. Det är dock väsentligt att ta hänsyn till den avsevärda tidsrymd som ligger mellan bildningen av detta konglomerat och överlagrande siltsten. Under denna tid kan åtskilliga hundra meter av sandstenens mäktighet

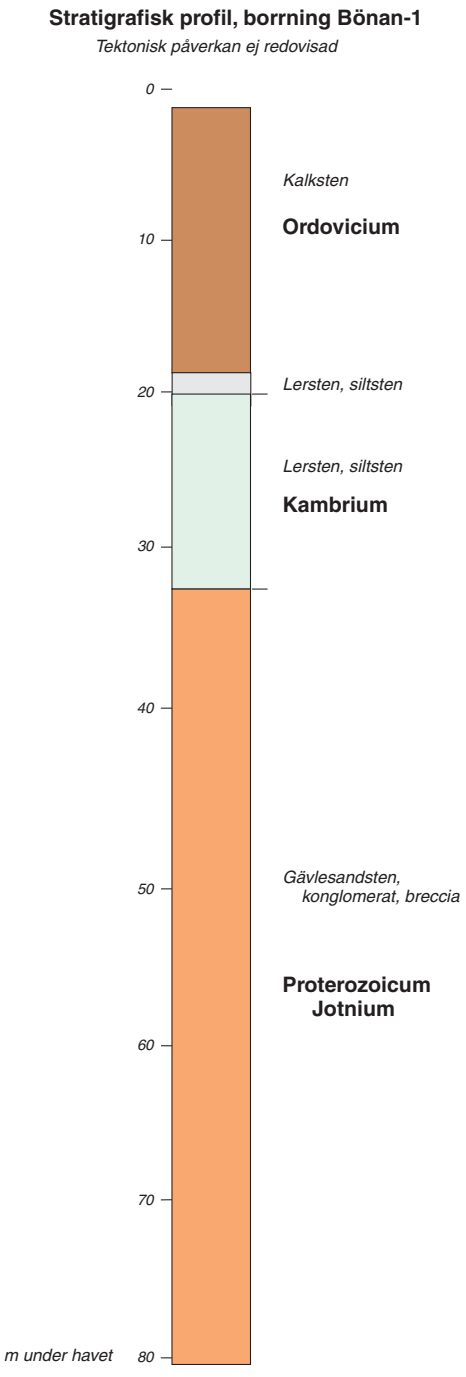


Fig. 21. Stratigrafisk profil. Resultat från borrningen Bönan-1.

eroderats bort, och det konglomerat som nu ansluter kan ursprungligen ha varit intraformationellt.

På några nivåer finner man partier med kraftig kaolinvittring och inslag av granitiskt material. Det mäktigaste av dem sträcker sig mellan 41,5 och 46 m. Inslag av bergolja finns på 40,08 m.

Endast i några begränsade partier finner man en sandsten med relativt ostörd lagring, vid 36,0–37,5, 46,0–46,9 och från 64 m och djupare i lagerföljden. Det är anmärkningsvärt att de mer ostörda partierna är grovkornigare, grovsandiga, i jämförelse med den finsandiga mellanmassan i konglomeraten.

I blockmaterial som påträffas på många ställen i trakten förekommer den konglomeratiska formen av Gävlesandsten, vanligen i stråk nära den nordost–sydvästliga begränsningslinjen för den sedimentära berggrunden. Mot sydöst är en bankad, grusig till sandig form betydligt vanligare. Sådan sandsten finner man i höjdområdet på Lövgrund och i skärningar i Brynäs industriområde. Sandstenen är kraftigt diskordant skiktad med tydliga tecken på kanalerosion (”scouring”, fig. 20e). Sammanställningen av en omfattande grupp av sedimentstrukturer pekar på att sedimenten i sådana områden avsattes i strömmande vatten, över eller i nära anslutning till havsytan i delta/sandurliknande miljö med flodarmar som pendlade sidledes i takt med att kanalerna fylldes med material.

Två distinkt skilda avsättningsmiljöer finns således i Gävlesandstenen, en konglomeratisk till brecciartad som man finner företrädelsevis nära den nordvästra begränsningen av området med sedimentbergarter och en mer jämnkornig som dominerar ett stycke ut från denna.

Fördelningen tolkas så att vertikala rörelser, i anslutning till ovan nämnda begränsning, från tid till annan orsakat uppbrytning och utrutschning av redan förstenat sandsediment. Avsättning av det uppbrutna materialets grövre fraktioner skedde närmast rörelsezonen, under det att de finkornigare blandades med övrigt tillfört material ett stycke ut.

Grå siltsten/lersten/sandsten. Den brunröda sandstenen följs uppåt av en formation som domineras av en ringa konsoliderad siltsten med markanta inslag av lerlager och sandstensbäddar (fig. 20f). Sandsten förekommer bl.a. vid 29,3–29,5 m. I formationens understa del ser man att de inledande avsättningsfaserna skett under lång tid med mellanliggande erosionsfaser. Tre konglomerathorisonter är urskiljbara, vid 31,94–32,00, 31,92 och 31,75–31,80 m. I den understa är inslaget av välrundade sandstensstycken tydligt. Där förekommer också fosforitnoduler. Formationen är 12,60 m mäktig.

Bergartens sammansättning överensstämmer med den som beskrivits av von Schmalensee (1886) och Westergård (i Sandegren m.fl. 1939), och i vilken båda funnit *Ellipsocephalus* sp. Denna trilobit har ännu inte påträffats i kärnan. Med utgångspunkt i den litologiska överensstämmelsen bedöms formationen tillhöra den yngre delen av äldre kambrium, sannolikt trilobitzonen med *Holmia kjerulfi*-gruppen, vilket ger lagren en ålder av ca 525 miljoner år.

Grå siltsten. Ovanpå den grå sandstenen finner man en grå till gröngrå siltsten med ringa primär förskiffring. Siltstenen är 0,67 m mäktig och i dess understa del finns en ansamling av sten och grus, dels av en kristallin bergart, dels av vittrad kalksten. Underlaget till den grå siltstenen är mycket likartat, en lerhaltig siltsten med väl avskilda lerlager på vissa nivåer. Det är endast nivån med sten- och gruskorn som antyder att det där finns en markant stratigrafisk lucka. En del av en kindtagg, sannolikt av *Ceratopyge forficula* och en huvudsköld av en annan trilobit tillhörande gruppen *Shumardidae* visar, att detta avsnitt tillhör ordoviciums understa del, serien Tremadoc.

Brunröd ordovicisk kalksten. Borrningens ordoviciska del som är utbildad som kalksten omfattar 18,65 m (fig. 20g). I dess övre del, 14,60 m, är kalkstenen normalbankad (ca 15–20 cm) med ett markant inslag av ler, som torde uppgå till nära 20 volymsprocent. I kalkstenens basala, ca 4 m mäktiga del finner man talrika tecken på diskontinuitetsytor (”hard-ground”-ytor) med impregnationer av limonit, goetit, och hematit samt i de understa 0,2 metrarna inslag av glaukonitkorn.

Kalkstenen indelas i två topostratigrafiska formationer, den övre Lannakalkstenen (14,60 m) och under denna Latorpskalksten (4,05 m). En karaktäristisk ändring av fossilinnehållet i kalkstenen ser ut att sammanfalla med en diskontinuitetsyta. Mäktighetsuppgifterna är preliminära tills en noggrannare genomgång av fossilfaunan kunnat utföras.

I Latorpskalkstenens övre delar är inslagen av tydliga sedimentationsavbrott färre. Dessa delar är mycket rika på fossila skal av trilobiter och armfotingar (brachiopoder). Inslaget av fossil minskar markant i den överlagrande Lannakalkstenen, sannolikt ett resultat av dels en mindre långsam sedi-

mentavsättning, i genomsnitt 1 mm/1000 år jämfört med ca 0,5 mm/1000 år, dels en lägre biogen aktivitet.

Tektonik

I föreliggande material är det främst data från området Bönan–Holmudden–Limön, borrningar och fältobservationer, som utgjort underlag för tolkningen av jordskorperörelser under den geologiska historien. Den detaljerade kunskapen om ytberggrunden från Bönans fiskehamn och vidare förbi lotsplatsen över Holmudden till norra farleden visar att ett flertal tektoniska händelser påverkat området. I fiskehamnen, liksom i norra farleden och på Granudden finner man kalksten som översta formation. Mellan dessa ligger, enligt två vattenborrningar och uppgifter från ortsbefolkningen, en ribba av områdets äldsta berggrund från höjden vid Bönans kapell ut mot lotsplatsen. Sydöst om ribban finner man på Holmudden den grå leriga siltstenen som ytnära formation. Den överlagrar röd sandsten (och kristallin berggrund). Med antagandet att Gävlesandstenen i sina första faser avsattes på en utjämnad urbergsyta kan man sluta sig till att rörelser i de nordostligt strykande svaghetszonerna ägde rum vid flera tillfällen under bildningstiden. Av allt att döma sänktes det sydöstra blocket konsekvent under denna tid. Efter Gävlesandstenens tillkomst följde en lång period av nedbrytning och det är först 800–900 miljoner år senare som följande bevarade formation bildades, följd av ytterligare ett avbrott på ca 25 miljoner år i den nuvarande lagerföljden. Det är för närvarande inte möjligt att avgöra när de rörelser i motsatt riktning, alltså höjningar av mindre partier som urbergsryggen vid lotsplatsen och Holmudden ägde rum. De är dock med stor sannolikhet knutna till de förkastningsrörelser som sänkte det sydöstra området, så att den ordoviciska kalkstenen, den yngsta enheten i lagerföljden, kunde bevaras (se profilen i fig. 22). Det har antagits att dessa rörelser ägde rum under sen paleozoisk tid, alltså för ca 275 miljoner år sedan. Det är troligt att flera tektoniska händelser först sänkte blocket, sedan höjde smala ribbor i svaghetszonen i kompensationsrörelser.

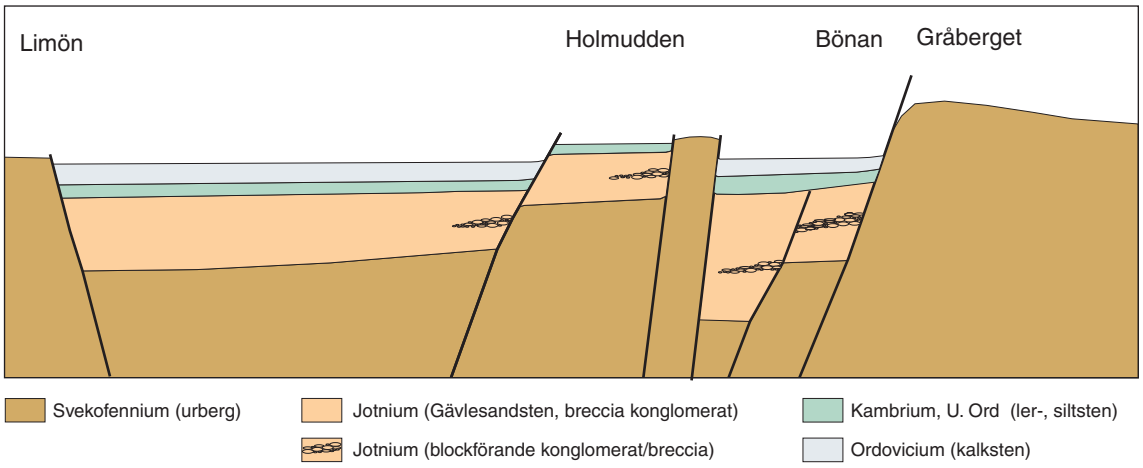


Fig. 22. Förenklad profil i sydost–nordväst genom Holmudden, Bönan och Gråberget.

LITTERATUR

Bergman, S., Delin, H., Kübler, L., Ripa, M. & Söderman, J., 2001: Projekt Svealand. *I* H. Delin (red.): *Regional berggrundsgeologisk undersökning – sammanfattning av pågående undersökningar 2000. Sveriges geologiska undersökning Rapporter och meddelanden 105,* 16–28.

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

Erdmann, E., 1865: Några ord till upplysning om bladet Lindsbro. *Sveriges geologiska undersökning Aa 14*, 67 s.

Ericsson, B. & Lidén, E., 1988: Jordartskartan 12H Söderfors NO. *Sveriges geologiska undersökning Ae 87*.

Geijer, P. & Magnusson, N.H., 1944: De mellansvenska järnmalmernas geologi. *Sveriges geologiska undersökning Ca 35*, 654 s.

Grånäs, K., 1985: Jordartskartan 12H Söderfors NV. *Sveriges geologiska undersökning Ae 74*.

Grånäs, K., 1989: Jordartskartan 12H Söderfors SO. *Sveriges geologiska undersökning Ae 104*.

Gumaelius, O., 1868: Bladet Sala. *Sveriges geologiska undersökning Aa 26*, 127 s.

Hjelmqvist, S., 1966: Beskrivning till berggrundskarta över Kopparbergs län. *Sveriges geologiska undersökning Ca 40*, 217 s.

Hjelmqvist, S. & Lundqvist, G., 1953: Beskrivning till kartbladet Säter. *Sveriges geologiska undersökning Aa 194*, 97 s.

Hummel, D., 1865: Några ord till upplysning om bladet Skattmansö. *Sveriges geologiska undersökning Aa 15*, 60 s.

Kresten, P., 1987a: Berggrundskartan 13F Falun SO. *Sveriges geologiska undersökning Ai 18*.

Kresten, P., 1987b: Berggrundskartan 13F Falun SV. *Sveriges geologiska undersökning Ai 17.*

Kresten, P., 1987c: Berggrundskartan 13E Vansbro SO. *Sveriges geologiska undersökning Ai 14.*

Lundegårdh, P.H., 1957: Petrology of the Uppsala region, eastern Sweden. *Sveriges geologiska undersökning C 544*, 74 s.

Lundegårdh, P.H. & Lundqvist, G., 1956: Beskrivning till kartbladet Uppsala. *Sveriges geologiska undersökning Aa 199*, 117 s.

Lundqvist, G. & Hjelmqvist, S., 1937: Beskrivning till kartbladet Smedjebacken. *Sveriges geologiska undersökning Aa 181*, 129 s.

Lundqvist, T., Bygghammar, B., Stephens, M.B., Beckholmen, M. & Norling, E., 1994: Sveriges berggrund i skala 1:250 000. *I* C. Fredén (red.): *Berg och jord. Sveriges Nationalatlas.*

Magnusson, N.H. & Lundqvist, G., 1933: Beskrivning till kartbladet Grängesberg. *Sveriges geologiska undersökning Aa 177,* 133 s.

Persson, L., 1997: Beskrivning till berggrundskartorna Avesta SO och NO. *Sveriges geologiska undersökning Af 189, 187*, 69 s.

Pettersson, A.L.T., 1871: Några ord till upplysning om bladet Salsta. *Sveriges geologiska undersökning Aa 43*, 54 s.

Ripa, M., 1994: The mineral chemistry of hydrothermally altered and metamorphosed wall-rocks at the Stollberg Fe-Pb-Zn-Mn(-Ag) deposit, Bergslagen, Sweden. *Mineralium Deposita 29*, 180–188.

Ripa, M., 1998: Beskrivning till berggrundskartan Säfsnäs SO. *Sveriges geologiska undersökning Af 190*, 77 s.

Ripa, M., Kübler, L., Persson, L. & Göransson, M., 2002: Beskrivning till berggrundskartan och bergkvalitetskartan 11G Västerås NO. *Sveriges geologiska undersökning Af 217*, 70 s.

Sandegren, R. & Asklund, B., 1946: Beskrivning till kartbladet Möklinta. *Sveriges geologiska undersökning Aa 186*, 101 s.

Sandegren, R. & Asklund, B., 1948: Beskrivning till kartbladet Söderfors. *Sveriges geologiska undersökning Aa 190*, 91 s.

Sandegren, R., Asklund, B. & Westergård, A.H., 1939: Beskrivning till kartbladet Gävle. *Sveriges geologiska undersökning Aa 178,* 143 s.

von Schmalensee, G., 1886: Dagboksanteckningar. SGUs Arkiv.

Stephens, M.B., Ahl, M., Bergman, T., Lundström, I., Persson, L. Ripa, M. & Wahlgren, C.-H., 2001: Syntes av berggrundsgeologisk och geofysisk information, Bergslagen och omgivande områden. *I* H. Delin (red.): *Regional berggrundsgeologisk undersökning – sammanfattning av pågående undersökningar 2000. Sveriges geologiska undersökning Rapporter och meddelanden 105*, 63–74.

Stolpe, M., 1869: Några ord till upplysning om bladet Upsala. *Sveriges geologiska undersökning Aa 31*, 70 s.

Strömberg, A.G.B., 1983: Berggrundskartan Ludvika SO. *Sveriges geologiska undersökning Af 128*, 99 s.

Strömberg, A.G.B., 1988: Berggrundskartan 12F Ludvika SV. *Sveriges geologiska undersökning Af 158*.
Strömberg, A.G.B., 1996: Berggrundskartan 12F Ludvika NO. *Sveriges geologiska undersökning Af 174*.
Stålhös, G., 1991: Beskrivning till berggrundskartorna Östhammar NV, NO, SV, SO. *Sveriges geologiska undersökning Af 161, 166, 169, 172*, 249 s.
Wiman, C., 1905: Studien über das Nordbaltische Silurgebiet. I. Olenellussandstein, Obolussandstein und Ceratopygeschiefer. *Bulletin of the Geological Institution of the University of Uppsala, Vol VI, part 1*.

E-post: stefan.bergman@sgu.se hans.delin@sgu.se lars.karis@sgu.se lutz.kübler@sgu.se magnus.ripa@sgu.se johan.soderman@sgu.se

Kartbladen 23J Norsjö

Ulf Bergström och Ildikó Antal Lundin

Fältarbetena avslutades sommaren 2000 med en slutexkursion. Arbetet med kartbladen 23J inriktades under 2001 på bearbetning, tolkning och sammanställning av de olika databaserna. Ett digitalt kartmanus planeras vara klart för leverans under våren 2002.

Projekt Byske, Älvsbyn, Stensund, baskartering berg (BÄST)

Ildikó Antal Lundin, Mehrdad Bastani, Anders Hallberg, Niklas Juhojuntti, Benno Kathol och Torbjörn Thelander

ALLMÄN INLEDNING

Projektet ”Byske, Älvsbyn, Stensund, baskartering berg (BÄST)” omfattar kartområdena 23L Byske NV, NO och SV, 24K Älvsbyn NV, NO, SO och SV och 25I Stensund NV, NO, SO och SV (fig. 1). Syftet med projektet är att skapa ett berggrundsgeologiskt underlag för en långsiktigt hållbar resurshantering inom delar av Västerbottens och Norrbottens län samt att skapa planerings- och beslutsunderlag för företag, kommuner, länsstyrelser och allmänheten. Resultaten av undersökningarna kommer att redovisas i form av berggrundsgeologiska och geofysiska databaser samt tryckta berggrundskartor i skala 1:50 000. Arbetet genomförs enligt SGUs normer för ”baskartering berg”, vilket innebär att 4–5 km^2 i genomsnitt undersöks per geolog och dag. Karteringen startade sommaren 2001, och de områden som karterades denna inledande säsong framgår av figur 1, liksom tidsplaneringen för övriga kartområden inom projektet.

Fältarbetena sommaren 2001 genomfördes under tiden juni till mitten av augusti. I arbetena deltog Ildikó Antal Lundin, Mehrdad Bastani, Niklas Juhojuntti, Benno Kathol och Torbjörn Thelander (SGU-personal) samt Lars Bergkvist, Charlåtta Brandt, Jan Ehrenborg, Nina Rantakokko och Vladislav Stejskal (extrapersonal). Fältundersökningen av kartområdena 24K SO och SV (planerat för 2001) slutfördes, och karteringen av de norra kartområdena började i slutet av fältsäsongen. Den kartlagda ytan (se fig. 1) är ca 1600 km^2, och 1488 hällobservationer har gjorts. Till detta kan läggas 191 hällobservationer som gjordes under revideringen av området för Skelleftefältsprojektet under sommaren 1998. Gammastrålningsdata finns från ca 130 lokaler och 30 geofysiska profiler har mätts (magnetiska och elektromagnetiska mätningar), båda inkl. 1998 års mätningar.

De undersökta områdena ligger huvudsakligen i Piteå kommun i södra Norrbotten. Högsta kustlinjen löper genom kartbladsområdet vilket medför en varierande blottningsgrad. De centrala delarna av kartområdet 24K Älvsbyn är nästan helt täckta av kvartära avlagringar och har mycket få hällar eller inga alls. Den berggrundsgeologiska kartbilden i dessa områden bygger till stor del på tolkningen av de geofysiska flygmätningarna. Blottningsgraden är högre i kartområdets norra och framför allt östra delar, som till stor del ligger under högsta kustlinjen.

Berggrunden i kartområdet 24K Älvsbyn domineras av svekofenniska metasedimentära bergarter och tidigsvekokarelska djupbergarter tillhörande Jörn GI- och pertitmonzonitsviterna. I kartområdets västra och nordvästra delar samt i det nordöstra hörnet förekommer vulkaniter tillhörande Arvidsjaurgruppen. Metamorfosgraden varierar från låg (grönskifferfacies) med välbevarade vulkaniter och gråvackor i nordväst och väster till hög (övre amfibolitfacies) med migmatitomvandlad berggrund i öster.

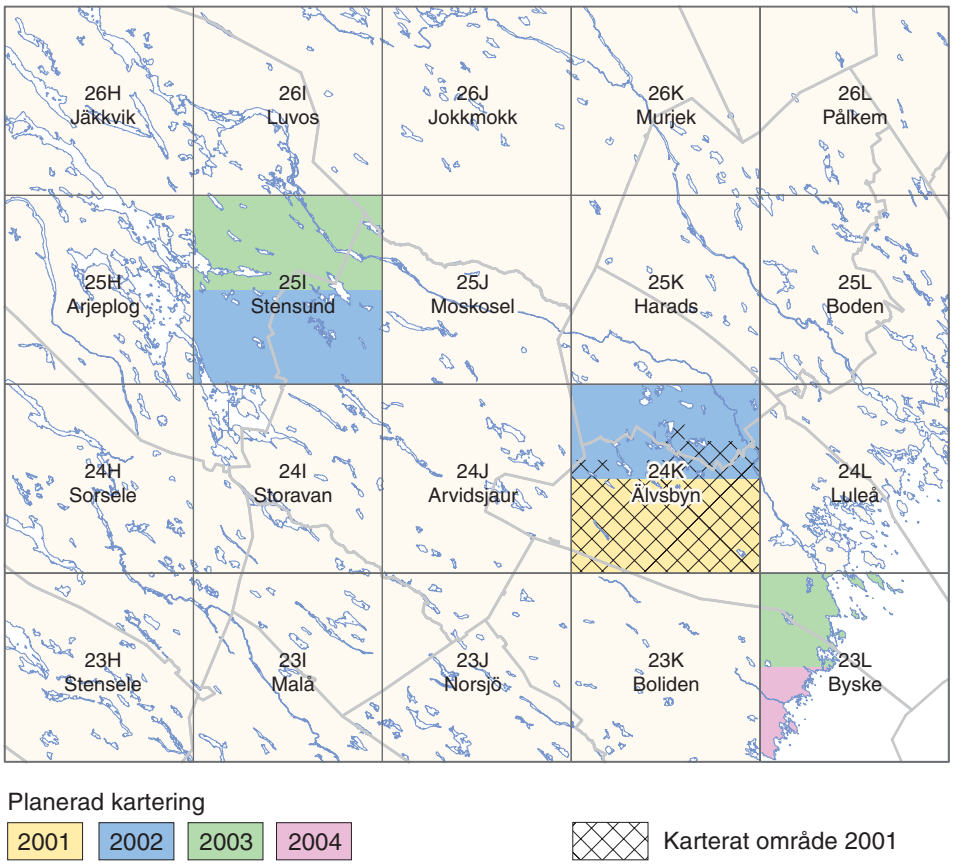


Fig. 1. Pågående och planerad verksamhet inom projekt ”Byske, Älvsbyn, Stensund, baskartering berg (BÄST)”.

GEOLOGI

Kartbladen 24K Älvsbyn SO och NO

Torbjörn Thelander

Inledning

Fältarbetet bedrevs under sammanlagt 30 manveckor. Arbetet utfördes av T. Thelander, J.-E. Ehrenborg och V. Stejskal (de två sistnämnda som projektanställda geologer).

Som underlag för karteringen användes moderna ekonomiska kartor i skala 1:20 000. Hällunderlaget utgjordes av flygbildstolkade hällkonturer från SGUs jordartsenhet samt hällkonturer från tidigare karteringar i området. Vid karteringens inledning fanns berggrundsinformation tillgänglig i form av en opublicerad SGU-karta (NBdig) över Norrbottens urberg sammanställt under slutet av 1980-talet samt resultat från SGUs fältrevidering 1998.

Resultaten från fältsäsongen 2001 finns sammanfattade i den preliminära berggrundskartan i figur 2. Stora delar av kartområdets södra del består av svekofenniska metagråvackor tillhörande den bottniska gruppen. Samtidigt med de turbiditrelaterade sedimenten avsattes såväl mafiska som intermediära vulkaniter. Områdets djupbergarter utgörs av granitoida ortognejser och gabbrointrusioner ur Jörn G1-sviten samt en något yngre granit tillhörande pertitmonzonitsviten. Även den senare sviten är troligen associerad med gabbrointrusioner. En genomgripande migmatitisering har påverkat såväl ytbergarterna som de tidigsvekokarelska intrusionerna kraftigt, varvid stora områden med migmatitgranit bildades.

Svekofenniska ytbergarter

De svekofenniska sedimentära bergarterna domineras av arenitiska och siltiga turbiditer som i väsentlig omfattning omvandlats till paragnejser. Turbiditursprunget framgår av spridda, bevarade primära stukturer som graderad skiktning, belastningsstrukturer samt av sedimentsekvensens allmänna utseende. Förekomster av sulfid- och grafitförande svartskifferhorisonter, huvudsakligen geofysiskt indikerade genom förhöjd magnetiserbarhet och elektrisk ledningsförmåga, är särskilt vanliga i kartområdets sydvästra del. Tunna vulkanoklastit- och amfibolitlager i de metasedimentära bergarterna visar på förekomsten av vulkanisk aktivitet samtidigt med sedimentationen.

Större sammanhängande områden av vulkaniska bergarter finns främst, men inte enbart, inom den nordöstra delen av karteringsområdet. Bergarterna i de undersökta vulkanitstråken är oftast finkorniga eller fint medelkorniga och har en andesitisk eller basaltisk sammansättning.

Tidigsvekokarelska intrusivbergarter

Sammansättningen hos de tidigsvekokarelska kalkalkalina intrusionerna är dominerande granodioritisk till tonalitisk, och de bedöms vara av Jörn GI-typ med en ålder kring 1890 miljoner år. Inslag av finkornig diorit förekommer ställvis. Sin största utbredning har de i kartområdets östra, centrala del, men isolerade mindre kroppar förekommer även långt in i områden som domineras av paragnejs. Den regionala deformationen i området har påverkat de kalkalkalina intrusionerna som nu vanligen är utbildade som ortognejser. De är också till stor del rikligt genomsatta av aplit- och pegmatitslirig granit med ett sannolikt migmatitursprung. Denna inblandning medför inte sällan svårigheter vid gränsdragningen mellan de tidigsvekokarelska intrusionerna och de yngre migmatitgraniterna. Riktlinjen i den här aktuella karteringen har varit, att där åtminstone ca 25 % av hällytan består av äldre, svekokarelska intrusivbergarter markeras området som sådant, och först när den migmatitassocierade graniten bedömts täcka mer än 75 % av hällytan har hällen markerats som migmatitgranit på kartan.

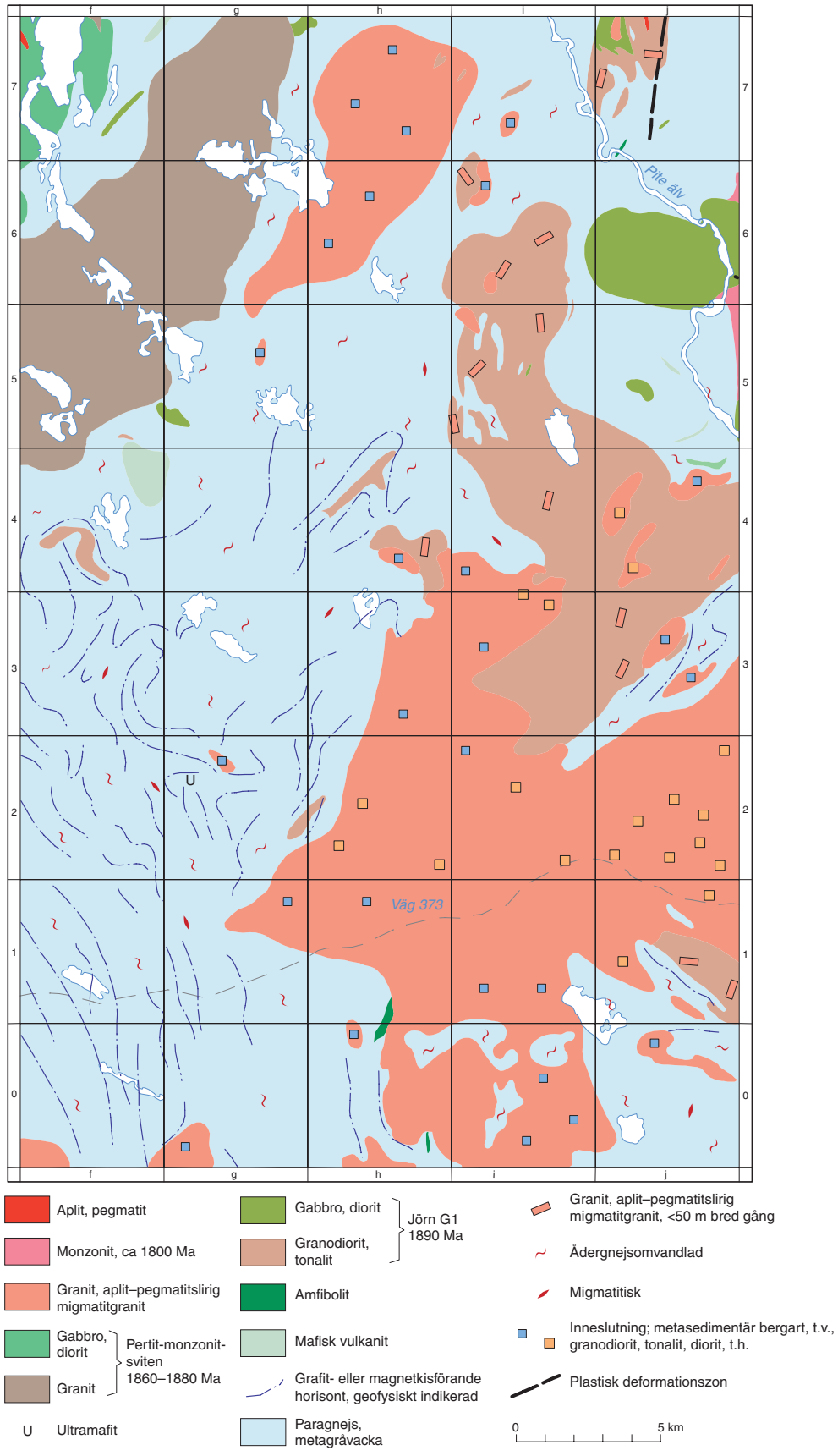


Fig. 2. Förenklad berggrundskarta över kartområdet 24K Älvsbyn 0–7 f–j.

Ett antal spridda förekomster av gabbro har påträffats inom kartområdet. De är i allmänhet endast blottade i enstaka hällar. För den stora kropp som markerats inom delruta 6j har utbredningen bestämts med vägledning av en måttlig förhöjning av det totala magnetfältet. Gabbron är massformig och ibland associerad med finkornig diorit. Även en ultramafisk kropp med en troligen obetydlig utbredning har observerats vid Hällbäcken (2g). Litostratgrafiskt antas de mafiska kropparna tillhöra Jörn GI-sviten.

En ljusgrå, massformig, skenbart odeformerad granit dominerar berggrunden i kartområdets nordvästra del. Graniten är i allmänhet något ojämnkornig, medel- till grovkornig och till synes fri från inneslutningar av andra bergarter. Graniten antas tillhöra den så kallade pertitmonzonitsviten som har en ålder av ca 1860–1880 miljoner år.

Den mafiska intrusionen inom delrutorna 6–7 f (Storsundsgabbron) har i tidigare karteringar särskiljts från Jörn GI-sviten och relaterats till pertitmonzonitsviten (Kathol m. fl. 1999), trots att den visar geokemiska likheter med de basiska leden inom Jörn GI-sviten (Kathol & Triumf 2000). Någon information som kan bekräfta eller dementera den tolkningen har inte framkommit under den inledande fältsäsongen. Gabbron är massformig och medelkornig, i undantagsfall har en grovkristallin variant påträffats. Den är också ställvis associerad med finkornig diorit. Intrusionen, vars utbredning fortsätter långt in i kartområdet 24K NV, karakteriseras geofysiskt bl.a. av en ellipsformad, markant förhöjning av det magnetiska totalfältet.

Syn- till sensvekokarelska intrusivbergarter

Heterogena, ojämnkorniga graniter, vanligen pegmatit- eller aplitgenomsatta, intar stora delar av kartområdet. Graniterna är massformiga och migmatitanknutna, och har inneslutningar av såväl paragnejs som av ortognejser med granodioritisk till tonalitisk sammansättning. Inneslutningarnas andel av blottad hällyta varierar inom vida gränser, vilket medför att gränsdragningen mellan de migmatitanknuta graniterna och speciellt de tidigsvekokarelska intrusionerna kan vara vansklig.

Den monzonit som markerats längst i öster (5–6 j) har inte observerats i häll inom kartområdet, utan är en trolig fortsättning av den monzonit som förekommer inom det angränsande kartområdet 24L Luleå NV (Wikström & Söderman 2000).

Mineraliseringar och nyttosten

Malm, industrimineral och nyttosten utvinns för närvarande inte inom kartområdet. Prospektering efter sulfidmineral har förekommit bl.a. vid Stavträsk (7f, Carlson 1984, Lundmark 1985a,b). Ultramafiter och gabbror inom kartområdet har undersökts med avseende på nickel. Obetydliga stenbrott i pegmatit och i ev. kisförande skiffer har påträffats (7h).

KARTBLADEN 24K ÄLVSBYN SV OCH NV

Benno Kathol

Informationen från sommarens (2001) fältundersökningar i kartbladsområdet 24K Älvsbyn SV och mindre delar av NV har lagrats i SGUs hälldatabas. Dessutom har 13 bergartsprover analyserats kemiskt för att komplettera det material från kartområdet som togs fram sommaren 1998 inom ramen för Skelleftefältsprojektet (se Antal m. fl. 1999). Sammanlagt föreligger 23 bergartskemiska analyser för kartområdet 24K Älvsbyn SV. Det insamlade materialet har dock inte kunnat bearbetas under hösten 2001, vilket innebär att en uppdaterad geologisk kartbild inte kan presenteras här.

Under fältarbetet har flera problemställningar uppmärksammats:

– Inom paragnejsområdena uppträder skivor av en bergart med granitisk textur och sammansättning. Dessa har tidigare tolkats som granitgångar. Skivorna ligger parallellt med lagringen i de omgivande gråvackorna och paragnejserna, i likhet med de tjocka, kvartsitiska bankar som också förekommer. Dessutom kan en viss gradering skönjas i skivorna (fig. 3a), och de kan således tolkas som proximala, omkristalliserade arkosiska lager, i en för övrigt distal turbiditisk miljö. De turbiditiska gråvackorna är i varierande grad omvandlade till paragnejser. Välbevarade finkorniga turbiditer med graderad skiktning och synsedimentär deformation samt enstaka tjocka sandiga lager kan studeras vid Banfors (1b), söder om Långträsk.

– Ett hällområde vid Klubbälven, öster om Granholm (0d), uppvisar migmatitiska gråvackor där både paleo- och neosomen är deformerade (fig. 3b). Detta kan innebära att bergarten har utsatts för två metamorfa faser som är skilda åt i tiden. Fält- och åldersrelationer rörande tidigsvekokarelsk (>1860 milj. år) deformation och metamorfos i Skelleftefältet och dess omgivning undersöks för närvarande inom ramen för ett internt FoU-projekt hos SGU.

– I randzonerna av gabbrokropparna, väster om Myrheden (0b, Näsbergsgabbron) och norr om Rengårdsheden, uppträder magmatiska breccior (fig. 3c) vars uppkomst är oklar. Brecciorna förekommer i kontaktzonen mellan gabbro, vulkanit och granodiorit tillhörande Jörn GI-sviten. De kan tolkas, antingen som intrusionsbreccior eller som resultat av ”back veining” Genom en mer ingående undersökning av brecciorna kan information om ovan nämnda bergarters inbördes åldersrelationer erhållas.

– Inbördes relationer mellan olika intrusivbergarter, troligen tillhörande Jörn GI-sviten, som förekommer i området söder om Långträsk (2b).

– Söder om Storkaxen genomslås Näsbergsgabbron av granitiska gångar (fig. 3d). Genom bergartskemiska analyser och jämförelse av spårelementspektra skall det fastställas, om dessa gångar är relaterade till de ignimbritiska ryoliterna på Storkaxen eller till Jörn GIII-graniten sydväst om det här området.

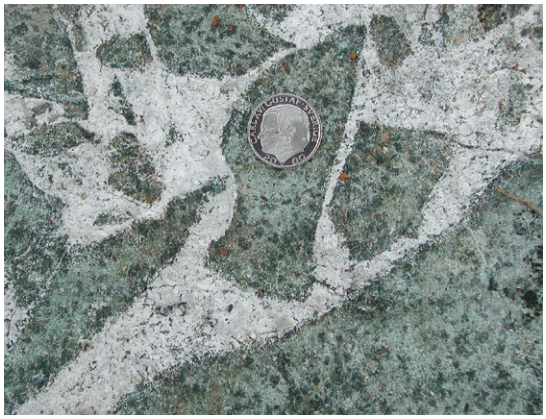
– Vulkaniterna mellan Storkaxen och Finkberget är välbevarade, för det mesta ignimbritiska ryoliter, som är växellagrade med andesitiska vulkanoklastiter. Matargångar till andesiterna har observerats nordost om Finkberget (fig. 3e). Speciellt ryoliterna uppvisar en del texturer (fig. 3f, g), som kan användas för att rekonstruera den vulkaniska miljön vid bergarternas bildning.

Fig. 3. Fotografier av bergarter från kartområdet 24K Älvsbyn SV. Koordinater i rikets nät.
a) Gradering i omkristalliserat arkosiskt lager eller kontaktstrukturer i granitisk gång? Norr om Slintabäcken (7254140/1711125).
b) Deformerad migmatit vid Klubbälven öster om Granholm (7252350/1719630). Bilden är tagen mot sydost.
c) Magmatisk breccia i gabbromassivet norr om Rengårdsheden (7262660/1704990).
d). Granitiska gångar i Näsbergsgabbro söder om Storkaxen (7255500/1701730). Bilden är tagen mot söder.
e) Andesitisk gång i ignimbritiska ryoliter av Arvidsjaurgruppen nordost om Finkberget (7258650/1700350). Bilden är tagen mot nordost.
f) Ignimbritstrimmig ryolit söder om Finkberget (7258320/1700390).
g) ”Glass shards” (?) i ignimbritisk ryolit söder om Finkberget (7258320/1700390).

a

b

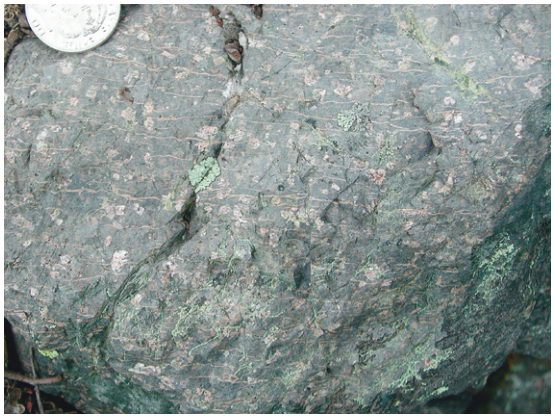
c



d

e

f



g

GEOFYSIK

Mehrdad Bastani och Niklas Juhojuntti

Inledning

Årets geofysiska fältarbetsinsats omfattar totalt tio arbetsveckor, fördelade på tre geofysiker. Fältarbetet utgör väsentligen en komplettering av de arbeten som utfördes under 1997 och 1998. Det har inriktats huvudsakligen på markprofilmätningar, för att undersöka orsaken till elektriska och magnetiska anomalier. Profilmätning av magnetfältet och VLF-mätning har utförts vid 8 lokaler. Vid två av dessa lokaler, samt vid ytterligare en, har markmätning utförts med ett instrument som lånats in från Uppsala universitet. Detta instrument, vilket saluförs under varunamnet EnviroMT (Bastani 2001), kan utföra så kallad Radio Magnetotellurics (RMT) respektive Controlled Source Tensor Magnetotellurics (CSTMT). Dessa två typer av elektromagnetiska markmätningar är mer omfattande än markburen VLF-mätning. RMT- och CSTMT-metoderna uppvisar stora likheter med magnetotellurik. En principiell skillnad är att RMT och CSTMT använder artificiella signaler, till skillnad från magnetotellurik som använder elektromagnetiska fält orsakade av naturliga elektriska strömmar.

Provtagning för bestämning av bergarternas fysikaliska egenskaper och spektrometermätningar på häll har också utförts, bland annat vid några svårtillgängliga lokaler som ej besöktes under revideringen år 1998 (Skelleftefältsprojektet). Totalt har 108 spektrometermätningar utförts, fördelade på 34 lokaler. Petrofysiska prover har insamlats vid 30 av dessa lokaler. Vid ytterligare 5 lokaler har insamling av petrofysiska prover utförts, men ingen spektrometermätning. Det totala antalet petrofysiska prover uppgår till 49, av vilka 7 är orienterade. Observera att endast de prover som tagits av geofysiker har räknats in i ovannämnda tal, men ett antal prover har även samlats in av projektets geologer. Slutligen skall nämnas att programmet för markgeofysik har utfört kompletterande tyngdkraftsmätning under året, bl.a. vid totalt 670 punkter inom ”BÄST-projektets” undersökningsområde. Av dessa ligger 350 i kartområdet 24K Älvsbyn.

I det följande ges en kortfattad genomgång av data från samtliga petrofysiska prover samt av resultatet från en av de elektromagnetiska markmätningarna. För en utförligare genomgång av det geofysiska materialet hänvisas läsaren till beskrivningen av 1998 års kartering för Skelleftefältsprojektet.

Petrofysik

Petrofysiska data från ovanstående prover visar generellt på en väldefinierad grupp med låg susceptibilitet samt en med mera spridda, höga susceptibilitetsvärden (fig. 5). Ungefär hälften av de basiska bergartsproven (vilket här refererar till bergartsprov klassificerade som gabbror, gabbroider samt ospec. mafiter) har markerat låg susceptibilitet (30–80 x 10^{-5} SI). Den resterande delen av de basiska bergartsproven har susceptibilitetsvärden som huvudsakligen ligger i intervallet 300–3000 x 10^{-5} SI. Största andelen av områdets sedimentära bergartsenheter uppvisar en relativt låg susceptibilitet (20–50 x 10^{-5} SI). Graniter och granodioriter återfinns överlag inom ett brett susceptibilitetsintervall (0–3000 x 10^{-5} SI). Dock finns en tendens till en uppdelning av dessa granitbergarter i en grupp med hög susceptibilitet och en med låg susceptibilitet. De felsiska vulkaniterna har relativt hög susceptibilitet (500–2000 x 10^{-5} SI).

Densitetsmässigt kan bergartsproverna grovt sett indelas i tre grupper (fig. 5). De ovan nämnda granitbergarterna (graniter och granodioriter) samt de felsiska vulkaniterna ligger huvudsakligen inom densitetsintervallet 2560–2720 kg/m^3. De egentliga graniterna ligger överlag i den lägre delen av detta intervall. Den andra densitetsgruppen innehåller de sedimentära bergarterna, med densitetsvärden på ungefär 2660–2870 kg/m^3. Den tredje gruppen innefattar de basiska bergarterna, med densitetsvärden som ligger mellan 2770 och 3050 kg/m^3.

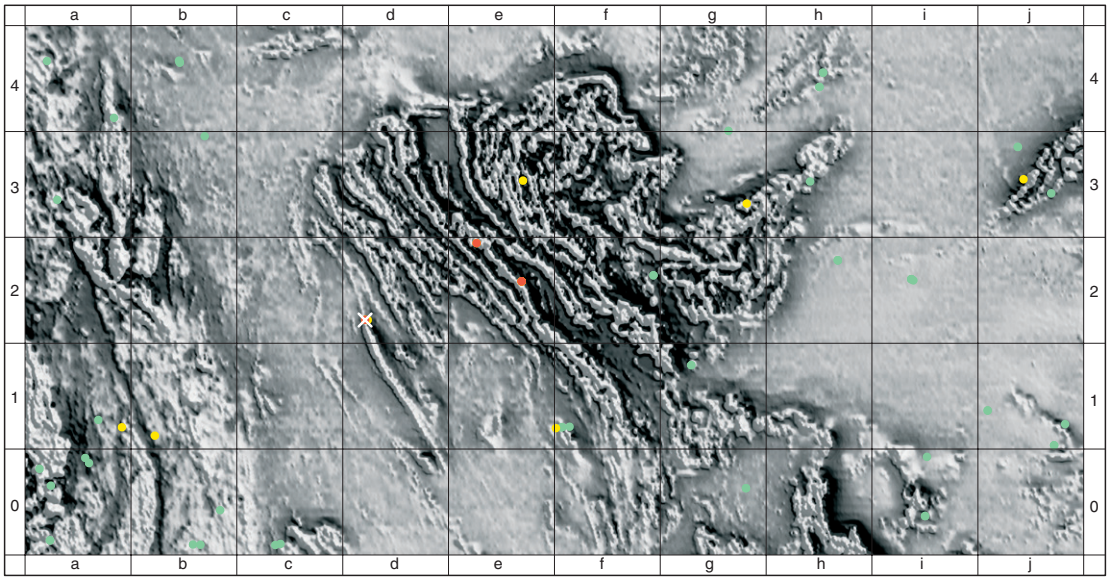


Fig. 4. Läget för geofysiska fältundersökningar i kartområdet 24K Älvsbyn under sommaren 2001. Gröna symboler representerar petrofysikprov och/eller spektrometermätningar, gula symboler representerar profilmätningar med magnetometer samt VLF-instrument, röda symboler representerar mer omfattande elektromagnetiska markmätningar av typ RMT eller CSTMT. Observera att läget för en av profilmätningarna med magnetometer och VLF-instrument ungefärligen sammanfaller med läget för en av de mer omfattande elektromagnetiska markmätningarna. Krysset markerar läget för den markprofilmätning som diskuteras i texten. I bakgrunden visas magnetiskt totalfält, ljus ton anger hög intensitet.

Markprofilmätning

Flygmätningen visar att det finns ett bandat anomalimönster i magnetfältet över den södra delen av kartområdet 24K Älvsbyn (flygburna elektromagnetiska mätningar finns ej tillgängliga för detta område). Under sommaren 2001 undersöktes detta anomalimönster med flera typer av markmätningar (fig. 4). Den elektriska ledningsförmågan undersöktes med RMT och CSTMT samt med VLF-mätningar. Dessutom utfördes markprofilmätningar av magnetfältet. Nedan diskuteras resultatet från en mätlokal, där vi utförde alla de typer av markprofilmätningar som nämns ovan. Först ges dock en kortfattad beskrivning av de olika typerna av elektromagnetiska mätningar som användes.

RMT-metoden använder sig av flera avlägsna sändare i frekvensbandet 10–250 kHz, medan det vid VLF-mätningen (med det markburna instrumentet) endast används en avlägsen sändare i frekvensbandet 10–30 kHz. Instrumentet som används vid RMT-mätning är dock betydligt tyngre än VLF-instrumentet. Dessutom används jordelektroder vid den förstnämnda metoden, för att registrera även den elektriska komponenten av det elektromagnetiska fältet. Därför krävs det två personer för att utföra RMT-mätning, som också är betydligt mer tidskrävande än VLF-mätningen. CSTMT-mätning utförs med samma instrument som RMT, och principiellt är det ingen skillnad mellan dessa båda mätmetoder. I praktiken skiljer sig dock CSTMT från RMT (och VLF-mätning) genom att CSTMT-mätningen utförs med en sändare installerad i mätområdet. Denna sändare alstrar signaler i frekvensbandet 1–20 kHz. Vanligen kombineras RMT- och CSTMT-metoderna, vilket innebär att instrumentet utför RMT- och CSTMT-mätning i en mätsekvens.

Eftersom RMT- och CSTMT-metoderna använder flera signalfrekvenser, blir den vertikala upplösningen för dessa mätmetoder betydligt bättre än för VLF-mätningen, som endast använder en sändare (i södra Sverige kan det vara möjligt att använda 20–30 sändare för RMT). Det maximala undersökningsdjupet bestäms av terrängens resistivitet samt signalens frekvens. I ett område med hög resistivitet kan undersökningsdjupet bli relativt stort. En låg signalfrekvens innebär också ett relativt stort undersökningsdjup. Den portabla sändaren som används för CSTMT-mätning kan alstra signa-

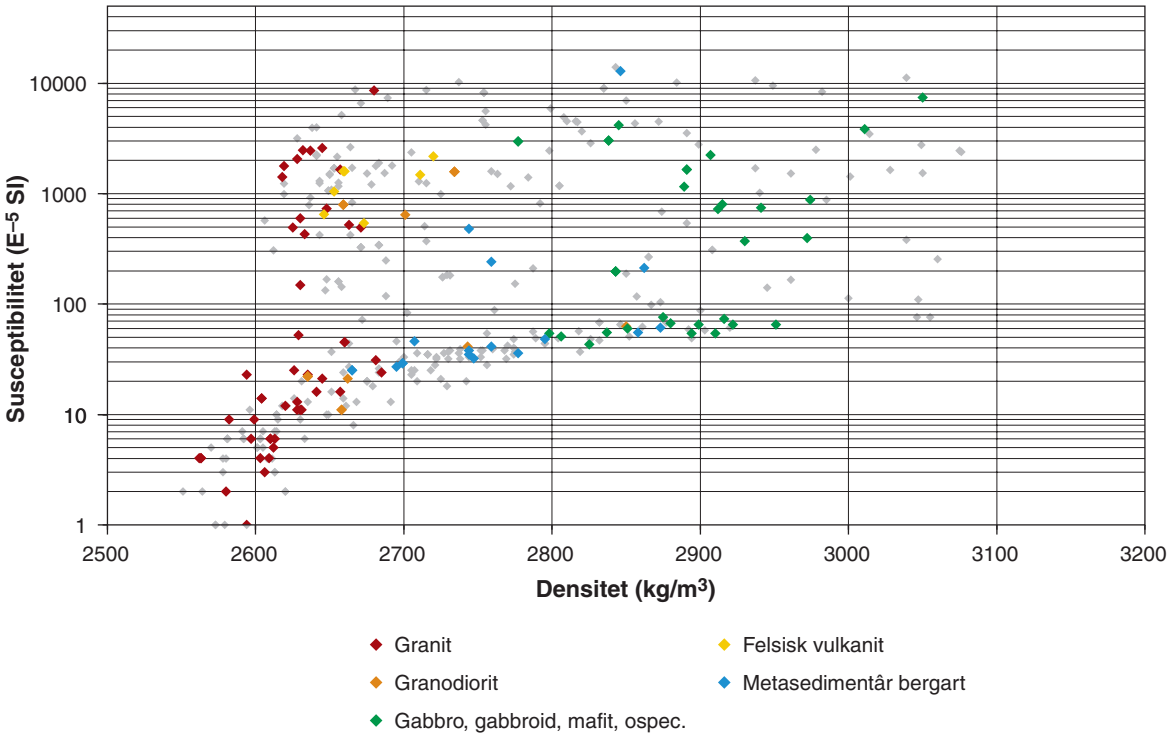


Fig. 5. Densitet mot susceptibilitet för samtliga prov tagna i kartområdet 24K Älvsbyn under 1997, 1998 samt 2001 års karteringsarbeten. Grå symboler anger prov som faller utanför de angivna bergartsklasserna.

ler med lägre frekvens än de som används för RMT- respektive VLF-mätning. CSTMT är därför den metod som potentiellt kan ge det största undersökningsdjupet.

Data från RMT och CSTMT har använts för att ta fram en tvådimensionell resistivitetssektion, med en total längd av 500 m och ett totalt djup av 100 m (fig. 6). Resistivitetssektionen indikerar att berggrunden längs profilen grovt sett kan indelas i tre segment (0–120 m, 120–420 m samt 420–500 m). I det centrala segmentet är resistiviteten relativt låg (ca 10 ohmmeter), medan de yttre segmenten uppvisar en högre resistivitet (ca 100–30 000 ohmmeter). Data från markprofilmätningen av magnetfältet visar att bakgrundsnivån för magnetfältets styrka är högre i det centrala segmentet än i de två yttre (skillnaden i totalfältet uppgår till ca 700 nT).

De fysikaliska förutsättningarna för elektromagnetiska mätningar av denna typ innebär, att resistivitetvariationer med korta våglängder är svåra att lösa upp på större djup. Dessutom tenderar metoden som använts för att beräkna resistiviteten att stabilisera resultatet genom att undertrycka snabba resistivitetvariationer. Det går dock att urskilja vissa detaljer i resistivitetssektionen. Det överlag konduktiva, centrala segmentet kan relativt sett delas in i partier med hög respektive låg resistivitet. För att göra en detaljerad jämförelse av de elektromagnetiska och de magnetiska mätningarna krävs information om riktningen av den remanenta magnetiseringen. Modellering, med antagande om inducerad magnetisering, visar att de magnetfältsmaxima som observeras vid 150 och 320 m (i profilen) ungefärligen kan korreleras med förhöjd konduktivitet. De magnetfältsmaxima som kan observeras vid 270 och 380 m (i profilen) synes däremot sammanfalla med partier där resistiviteten är relativt hög.

Enligt Kathol m.fl. (1999) orsakas förmodligen förhöjningar i magnetfältets styrka, vid vilka resistiviteten är låg, av en kombination av magnetkis och grafit. Förhöjningar i magnetfältets styrka, vid vilka resistiviteten är relativt hög, kan möjligen kopplas till förekomst av skarn (Kathol m. fl. 1999, Thelander & Kero 2001). En alternativ förklaring kan vara förekomst av amfibolit. Exempel från närliggande kartområden visar att dessa bergarter kan ha relativt hög magnetisering (Lundström & Antal 2000) samt hög resistivitet (Kero 1982).

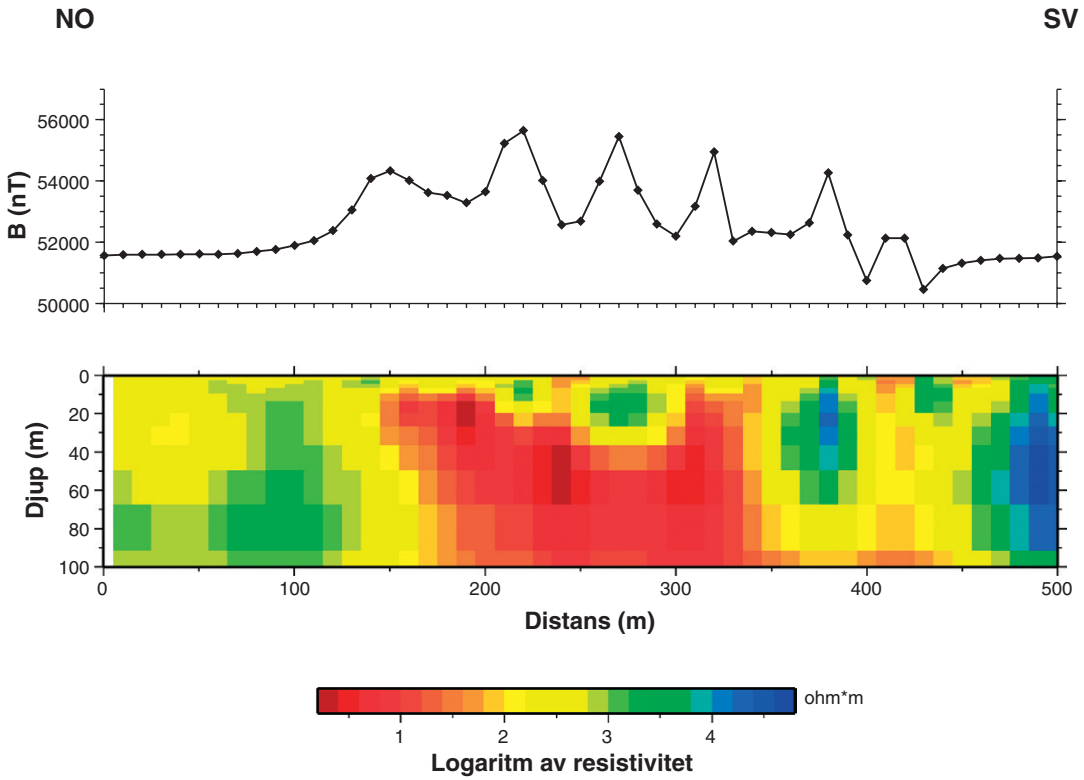


Fig. 6. Markundersökning av bandat anomalimönster i magnetfältet (se fig. 4 för läget av dessa mätningar). Överst visas data från markprofilmätning av magnetfält, nederst visas en resistivitetssektion baserad på RMT och CSTMT. Markmätningen av magnetfältet har en total profillängd av ca 1000 meter, men här visas endast den första halvan av denna mätprofil.

PROSPEKTERING OCH MINERALISERINGAR

Anders Hallberg

Trots sin närhet till det malmrika Skelleftefältet har någon gruvdrift inte förekommit inom kartområdet 24K Älvsbyn. Norr om kartområdet, vid Laver (Ödman 1943), bröts kopparmalm under åren 1934 till 1946, och aktiva och nyligen nedlagda gruvor finns i kartområdena sydväst och söder om 24K Älvsbyn (Lundström & Antal 2000, Allen m.fl. 1996).

En omfattande prospektering har dock förekommit i det område som täcks av kartbladet 24K Älvsbyn. Redan i början på 1920-talet, samtida med upptäckten av Skelleftefältets malmprovins, förekom tidningsuppgifter om stora fyndigheter med guldmalm vid Älvsbyn. Objekten besiktigades redan 1923 av SGU (Högbom 1923) som konstaterade att fyndigheterna Kanisberget (8h) och Brännberget (7h) bestod av en svag svavelkisimpregnation i biotitrika zoner i en röd, medelkorning granit respektive en arsenikkisimpregnation i pegmatit och gnejs. Högbom (1923) konstaterade dock att fyndigheterna var klart oekonomiska.

Under åren fram till sent 1970-tal finns mycket lite dokumenterat om prospektering inom kartområdet 24K Älvsbyn. Fyndigheterna vid Stavsträsk (7f), Finnträsk (7d) och Luspenåive (9a) var dock kända från borrningar under tidigt 1960-tal (Sandahl 1974). Av dessa består Stavsträsk av disseminerad kopparkis, bornit och magnetkis i gråvackeartade metasedimentära bergarter och i diorit, Finnträsk (även kallad Kutuliden) av arsenikkis, kopparkis, svavelkis och ställvis flusspat och turmalin i en delvis omvandlad röd granit. Luspenåive, som ligger inom samma vulkanitområde som Lavergruvan, består av kopparkis, zinkblände och blyglans som sprickmineralisering i felsisk vulkanit.

1978 initierade Nämnden för Statens Gruvegendomar (NSG) projektet ”Södra Norrbotten” med avsikten att prospektera efter sulfidmalm. Vid prospekteringen, som utfördes av SGU, återbesöktes kända objekt men det identifierades också några nya, disseminerade sulfidmalmsförekomster som med några få undantag tycks vara av samma typ som de tidigare fynden Kanisberget och Brännberget. Mineraliseringen i dessa utgörs av en svag sulfidimpregnering i olika typer av värdbergarter, i många fall tillsammans med biotitomvandling. Till denna typ hör mineraliseringarna i Pålsträsk (9j) och Fjuskullen (1h) samt ett flertal lokaler där sådan mineralisering endast påvisats i block. Liknande mineraliseringar förekommer också i Klöverforsområdet i kartområdet 23K Boliden, exempelvis fyndigheten Norrlångträsk (Lundström & Antal 2000).

Ett nytt prospekteringsprojekt efter molybden initierades 1979, och det berör delvis kartområdet 24K Älvsbyn. Projektets enda fynd inom detta undersökningsområde är koppar-molybden-volframuppslaget Sarvasåive (8–9a), som består av en gles och ”fattig” dissemination av kopparkis, flusspat, scheelit, molybdenglans och arsenikkis i granitiska bergarter (Sjöstrand 1982).

I början av 1980-talet, initierat av de stigande guldpriset, startades projektet ”Guld i Norrbotten” av SGU. Projektet bedrev guldprospektering på flera håll i Norrbottens län, däribland i Älvsbynområdet. Flera av de tidigare kända objekten med sulfidmineraliseringar undersöktes med avseende på guld, men ett antal nyfynd gjordes också. Sålunda påvisades det och borrades efter guld i de tidigare kända förekomsterna Pålsträsk, Kutuliden (Finnträsk) och Fjuskullen (Carlson m.fl. 1983). Vid Långträsk (1c) hittades en mycket fattig guldmineralisering i ett ”grusigt” konglomerat (Lundqvist m.fl. 1985). Två obetydliga sulfidmineraliseringar, vid Svartliden (1f) och Hällbäcken (2g), identifierades under arbetet (Lundmark 1984). Några brytvärda förekomster hittades inte.

En viss nickel-PGE-prospektering har bedrivits inom kartområdet under åren 1985–1990. Bland annat borrades det på objektet Önusträsket (9f). Denna prospektering resulterade inte i några fynd av nickel-PGE i fast klyft (Lundmark & Filén 1990). Under det senaste decenniet har ett flertal prospekteringsbolag letat efter guld och nickel-PGE inom undersökningsområdet. Prospekteringsarbetena tycks inte ha resulterat i några fynd av brytvärda malmer. Flusspat finns rapporterat från fyndigheterna Kutuliden (Finnträsk) och Sarvasåive. Det tycks, av rapporterna att döma, inte röra sig om några stora kvantiteter.

LITTERATUR

Allen, R.L., Weihed, P., Svenson, S.-Å., 1996: Setting of Zn-Cu-Au-Ag massive sulfide deposits in the evolution and facies architecture of a 1.9 Ga marine volcanic arc, Skellefte district, Sweden. *Economic Geology 91,* 1022–1053.

Antal, I., Bergström, U., Billström, K., Björk, L., Daniels, J., Eliasson, T., Kathol, B., Kero, L., Kumpulainen, R., Lundström, I., Mellqvist, C., Sträng, T., Stølen, L.-K., Triumf, C.-A., Weihed, P. & Wikström, A., 1999: Synteskartor över Skelleftefältet. *I* C.-H. Wahlgren (red.): *Regional berggrundsgeologisk undersökning – sammanfattning av pågående undersökningar 1998. Sveriges geologiska undersökning Rapporter och meddelanden nr 98,* 123–141.

Bastani, M., 2001: EnviroMT- a New Controlled Source/Radio Magnetotelluric System. *Acta Universitatis Upsaliensis, Uppsala Dissertations from the Faculty of Science and Technology 32*. Uppsala universitetsbibliotek, Sverige.

Carlson, L. 1984: Stavträsk. Borrning. *Sveriges Geologiska AB PRAP 84130.*

Carlson, L., Fjellström, M., Lundqvist, A. & Niva, B., 1983: Guld i Älvsbynområdet. Resultat av 1982 års prospektering med sammanställning och rekommendationer av prospekteringssituationen. *Sveriges geologiska AB PRAP 83025.*

Högbom, A., 1923: Guldinmutningarna vid Älvsbyn. *Sveriges geologiska undersökning C 322*, 1–11.

Kathol, B. & Triumf, C.-A., 2000: Kartbladen 24J Arvidsjaur. *I* H. Delin (red.): *Regional berggrundsgeologisk undersökning – sammanfattning av pågående undersökningar 1999. Sveriges geologiska undersökning Rapporter och meddelanden 102*, 63–73.

Kathol, B., Kero, L., Lundström, I. & Triumf, C.-A., 1999: Revideringen av kartbladen 24K Älvsbyn. *I* C.-H. Wahlgren (red.): *Regional berggrundsgeologisk undersökning – sammanfattning av pågående undersökningar*

1998. Sveriges geologiska undersökning Rapporter och meddelanden 98, 125–131.
Kero, L. 1982: Regionalgeofysiska interpretationer av kartbladet 21J. *Sveriges geologiska undersökning*. Opublicerad NSG-rapport (ID-nr 8207-8209).
Lundmark, C., 1984: Åbyälven. *Sveriges geologiska AB PRAP 84127*.
Lundmark, C., 1985a: Stavträsk. Områdets geologi och resultat från 1984 års diamantborrning. *Sveriges geologiska AB PRAP 85026.*
Lundmark, C., 1985b: Älvsbyn, sammanställning av geologisk karta för prospekteringsinsatser i Älvsbynområdet. *Sveriges geologiska AB PRAP 85045*.
Lundmark, L.G. & Filén, B., 1990: Önusträsket- Diamantborrning. Åbyälven. *Sveriges geologiska AB PRAP 90002.*
Lundqvist, A., Fjällström, M. & Carlson, L., 1985: Älvsbyn–Gällivareområdet. Provtagning av konglomerat 1984. *Sveriges geologiska AB PRAP 85009*.
Lundström, L. & Antal, I, 2000: Berggrundskartan 23K Boliden SV, skala 1:50000. *Sveriges geologiska undersökning Ai 112.*
Sandahl, K.A., 1974: Sulfidmalmsobjekt i södra Norrbotten. Sveriges geologiska undersökning BRAP 00586.
Sjöstrand, T., 1982: Sarvasåive. *Sveriges geologiska undersökning BRAP 82034.*
Thelander, T. & Kero, L., 2001: Kartbladen 21K Robertsfors och 21L Ånäset. *I* H. Delin (red.): *Regional berggrundsgeologisk undersökning – sammanfattning av pågående undersökningar 2000. Sveriges geologiska undersökning Rapporter och meddelanden 105,* 29–38.
Wikström, A. & Söderman, J., 2000: Berggrundskartan 24L Luleå NV. *Sveriges geologiska undersökning Ai 152.*
Ödman, O.H., 1943: Geology of the Copper Deposit at Laver, N. Sweden. *Sveriges geologiska undersökning C 452*, 1–35.

E-post: ildiko.antal@sgu.se mehrdad.bastani@sgu.se anders.hallberg@sgu.se
niklas.juhojuntti@sgu.se benno.kathol@sgu.se torbjörn.thelander@sgu.se

TÄTORTSPROJEKT. KOMMUNKARTOR 1:50 000

Projekt Norra Göteborgsregionen–Trestad

Inger Lundqvist, Lena Persson, Thomas Eliasson, Mattias Göransson och Mehrdad Bastani

INLEDNING

Inger Lundqvist

Tätortsprojektet ”Norra Göteborgsregionen–Trestad” (fig. 1) påbörjades år 2000 under ledning av Mats Engdahl och skall vara slutfört år 2003. I projektet ingår 10 kommuner: Ale, Kungälv, Lilla Edet, Orust, Stenungsund, Tjörn, Trollhättan, Uddevalla, Vänersborg och Öckerö. Följande geologiska arbeten ingår i projektet: kompletterande berggrundskartering till full yttäckning (modell Af), undersökning av bergkvaliteten i kommunerna Ale, Lilla Edet, Trollhättan och Vänersborg, komplettering av jordartsinformationen till full yttäckning (modell Ae), komplettering av grusinventeringarna i Ale, Lilla Edets, Trollhättans och Vänersborgs kommuner, grundvattenundersökningar i Uddevalla kommun (metodik An), regional markgeokemisk undersökning i hela området och i en smal korridor omfattande delar av kartbladen 6C Kinna NV, 7B Göteborg SO och NO, 7C Borås SV och SO samt maringeologiska arbeten inom kustområdena i Kungälvs, Lysekils, Tjörns och Orust kommuner, i fjordarna och i Göta älv.

Moderna berggrundskartor i skala 1:50 000 finns inom stora delar av projektområdet. 7A Marstrand NO/7B Göteborg NV (Af 146), 7B Göteborg NO (Af 136), 7B Göteborg SO (Af 117), 8A Lysekil SO/8B Vänersborg SV (Af 173), 8B Vänersborg NO (Af 156) och 8B Vänersborg SO (Af 160) finns som tryckta kartor medan 7A Marstrand SO/7B Göteborg SV och 8B Vänersborg NV enbart finns i digital form.

Området som skall nykarteras (fig. 1) omfattar det nordvästra hörnet av 7C Borås NV (delar av Ale och Trollhättans kommuner), de västra delarna av 8C Lidköping SV och NV (delar av Trollhättans och Vänersborgs kommuner), sydvästra hörnet av 9C Mellerud SV (del av Vänersborgs kommun) och södra delen av 9B Dals-Ed SO (del av Vänersborgs kommun). Området har tidigare undersökts och beskrivits av Karlsson (1870), Karlsson & Wahlqvist (1870), Sidenbladh (1870), Larsson (1974) och Lindström (1887). De fyra första ovan nämnda kartbladen är i skala 1:50 000 (SGU Aa), medan det sista är i skala 1:200 000 (SGU Ab). Detta innebär att området söder om Halle- och Hunneberg (sydvästra delen av 8C Lidköping SV) enbart finns karterat i skala 1:200 000.

Under sommaren år 2000 karterades den del av 7C Borås NV, som berörs av projektet. Under fältsäsongen år 2001 karterades de aktuella delarna av 9B Dals-Ed SO (förutom ca 10 km^2), 9C Mellerud SV, nordvästra delen av 8C Lidköping NV (området väster om Vänern) och ca 80 km^2 inom den sydvästra delen av 8C Lidköping SV. Återstoden skall karteras under år 2002.

BERGGRUNDSÖVERSIKT

Inger Lundqvist

Inom områdena 7C Borås NV och de delar av 8C Lidköping SV, som hittills har karterats, domineras berggrunden av gråröda, granitiska till grå, tonalitiska ådergnejser, som har magmatiskt ursprung. Gnejsigheten stryker huvudsakligen i nordostlig riktning och stupar medelbrant mot väster. Sporadiskt förekommer små konforma kroppar av metamafit. Ådergnejserna klipps av en diabas med VNV-lig riktning, dvs. samma riktning som de så kallade Göteborgsdiabaserna har. De senare har daterats och visat sig vara ca 935 miljoner år gamla (Hellström muntl. medd.).

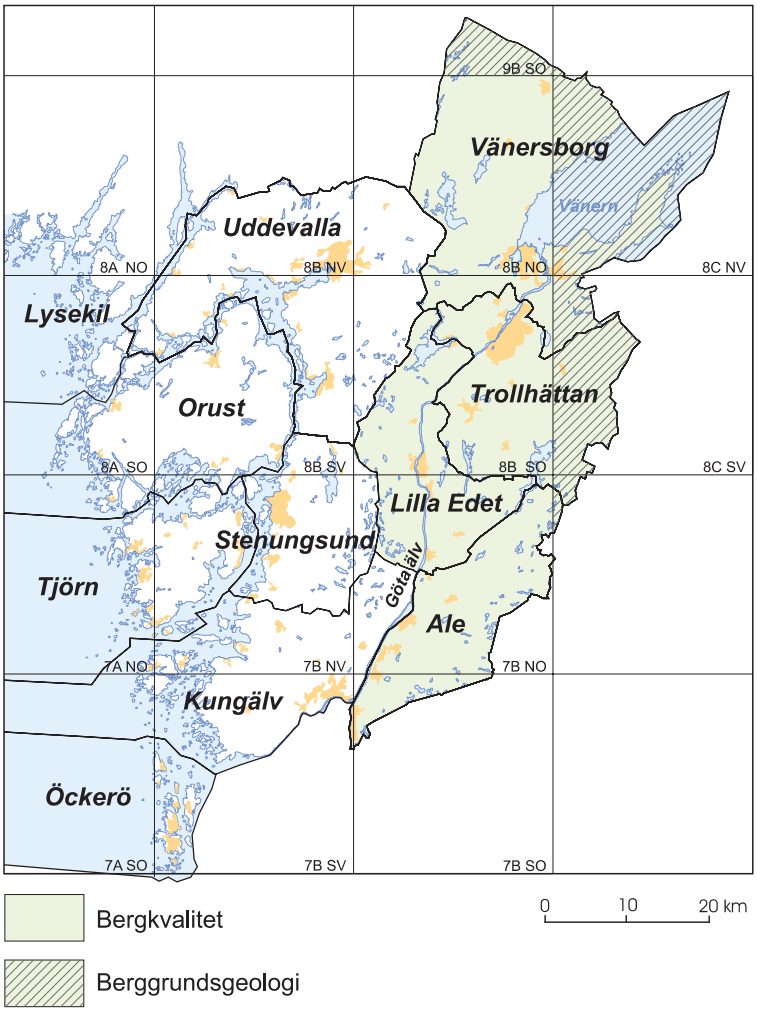


Fig. 1. Tätortsprojektet Norra Göteborgsregionen–Trestad.

Inom de delar av Dalsland, som berörs av projektet, är berggrunden mer varierande. Längst i öster (väster om Vänern) dominerar gråröda, granitiska till rödgrå, granodioritiska ådergnejser av magmatiskt ursprung. Ådrorna utgörs av två generationer, där den yngre skär den äldre. Ådergnejserna har nordostlig strykning och stupar medelbrant mot väster. Längre västerut finns en massformig till folierad, röd, ögonförande granit, den så kallde Ursandgraniten. Bergarten är daterad och har en ålder av ca 1320 miljoner år (Åhäll & Connelly 1998).

Väster om Ursandgraniten ligger ett delvis starkt tektoniserat stråk med NNO-lig riktning. Berggrunden i stråket består av gråröda till grå, delvis ögonförande gnejser. Terrängen här är relativt hällfattig, men det finns inget som tyder på, att bergarterna skulle ha något annat än magmatiskt ursprung (jfr Gorbatschev 1987). Ännu längre västerut förekommer en röd till gråröd, jämnkornig, på en del ställen ögonförande, massformig till svagt folierad granit, den så kallade Hästefjordengraniten. Graniten har daterats och visade sig vara ca 1330 miljoner år gammal (Åhäll & Connelly 1998). Båda dessa granitkroppar (Ursand- och Hästefjordengranit) är utsträckta i NNO-lig riktning. Hästefjordengraniten sträcker sig västerut fram till det område, där Kroppefjäll börjar höja sig över Dalboslätten. Här ersätts graniten av en röd till gråröd, ojämnkornig arkos med bollar av granit. Graniten är djupvittrad och materialet har delvis omlagrats och senare hårdnat till bergarten arkos. Gränsytan mellan graniten och arkosen är undulerande och skulle kunna motsvara en åldtida landyta. Arkosen (med bottenkonglomerat) är den understa (äldsta) bildningen av Dalslandsgruppens ytbergarter. De

Fig. 2. Intraformationellt konglomerat. Dalslandsgruppen.

ingående ytbergarterna stryker ungefär i nord–sydlig riktning och stupar medelbrant mot väster. Ovanpå arkosen följer mot väster en ljust grå till gulaktig kvartsit med konglomerathorisonter på några ställen (fig. 2). Bergartsbollarna i konglomeratet utgörs av kvartsit, olika granitoider och finkorniga, mörka bergarter. De är i regel upp till dm-stora men enstaka större bollar förekommer också. Därpå följer en grönsvart till svart, finkornig metavulkanit (spilit), som intruderat i de sedimentära bergarterna som en lagergång. Vidare uppåt i lagerföljden ligger en ljust grå kvartsit, som tycks övergå i mer arkosartade led norrut.

Åldern på Dalslandsgruppens bergarter är inte helt klarlagd, men de är yngre än Hästefjordengraniten, då de delvis är avsatta på denna. Samtidigt är de äldre än de svekonorvegiska deformationer, som drabbade berggrunden för ca 1150 till 900 miljoner år sedan, eftersom dessa även har påverkat Dalslandsgruppens bergarter.

Berggrunden på östra sidan av Kroppefjäll är zonvis starkt tektoniserad med bl.a. överskjutningar. I vissa av dessa zoner är bergarterna så kraftigt deformerade, att de på en del ställen har blivit myloniter. Gnejsiga, granitiska skivor finns inskjutna i kvartsiten, och skivor av kvartsit finns inskjutna i den gnejsiga graniten. I västligaste delen av det område som skall nykarteras, finns gnejsiga, röda, granitiska till rödgrå, granodioritiska, delvis ögonförande magmatiska djupbergarter. Gnejsigheten stryker i nordostlig riktning och stupar medelbrant mot väster. Stråkvis är bergarterna mycket starkt deformerade.

BERGKVALITET

Thomas Eliasson

Under fältsäsongen 2001 har geologiskt fältarbete och provtagning för bergkvalitetsundersökningar utförts i kommunerna Ale och Lilla Edet. På provtagningslokalerna har även gammaspektrometriska mätningar utförts. Totalt har 55 kulkvarns- och densitetsanalyser samt 50 analyser av Los Angeles-tal (sprödhet) gjorts. Resultaten från de tekniska analyserna visar att, liksom inom Göteborgs kommun (Persson m.fl. 2000), granitoiderna i området vanligen är relativt spröda.

Under fältsäsongen har geofysiskt fältarbete, främst gammaspektrometri och insamling av parameterprover, bedrivits i kommunerna Ale, Lilla Edet och Trollhättan. Dessutom har RMT-mätningar (radiomagnetotellurik) längs sex profiler över deformationszoner genomförts. I två av profilerna har

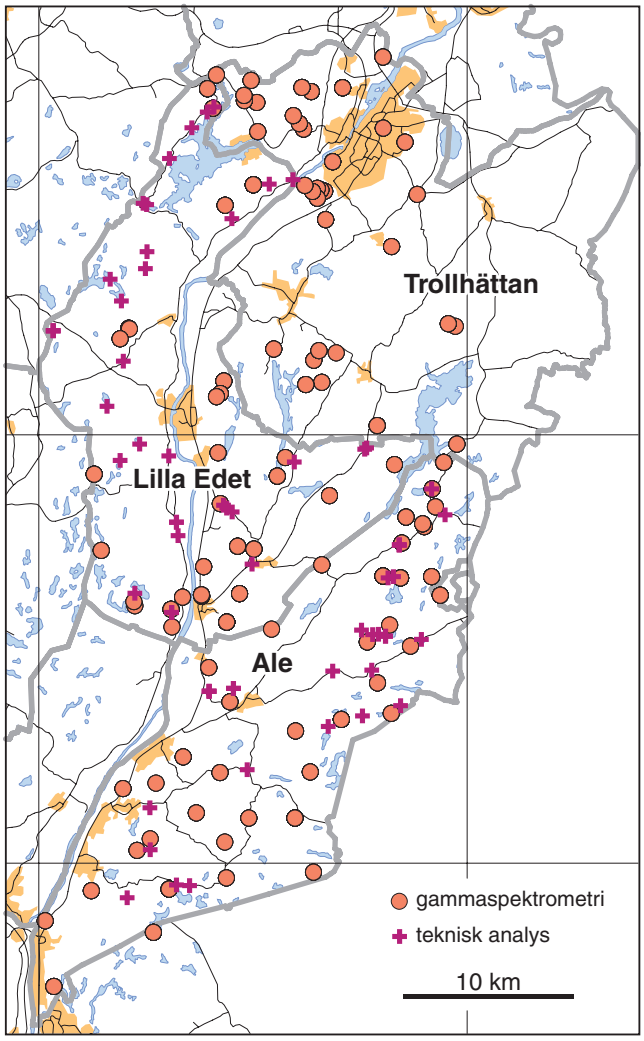


Fig. 3. Provtagningslokaler för tekniska analyser och lägen för gammaspektrometri i Ale, Lilla Edets och Trollhättans kommuner.

även magnetiska mätningar och VLF-mätningar gjorts. Ytterligare två magnetiska profiler och en VLF-profil över deformationszoner har uppmätts. Flyggeofysiska data har använts för tolkning av deformationszoner (mylonitzoner, krosszoner, vattenförande zoner etc.) inom hela projektområdet.

LITTERATUR

Gorbatschev, R., 1987: Berggrundskartan 8B Vänersborg NO. *Sveriges geologiska undersökning Af 156*.

Karlsson, V., 1870: Några ord till upplysning om bladet ”Degeberg”. *Sveriges geologiska undersökning Aa 38*, 19 s.

Karlsson, V. & Wahlqvist, A. H., 1870: Några ord till upplysning om bladet ”Rådanefors”. *Sveriges geologiska undersökning Aa 39*, 45 s.

Larsson, W., 1974: Beskrivning till kartbladet Levene. *Sveriges geologiska undersökning Aa 201*, 156 s.

Lindström, A., 1887: Beskrifning till kartbladet Venersborg. *Sveriges geologiska undersökning Ab 11*, 77 s.

Lundqvist, I., 1997: Beskrivning till berggrundskartan Vänersborg SO. *Sveriges geologiska undersökning Af 160,* 104 s.

Persson, L., Eliasson, T, Göransson, M., Kero, L., Lundqvist, S. & Sträng, M., 2000: Bergkvalitetskartan över Göteborgs kommun. *Sveriges geologiska undersökning Ba 59 Bk*.
Samuelsson, L., 1978: Beskrivning till berggrundskartan Göteborg SO. *Sveriges geologiska undersökning Af 117*, 85 s.
Samuelsson, L., 1985: Beskrivning till berggrundskartan Göteborg NO. *Sveriges geologiska undersökning Af 136*, 101 s.
Samuelsson, L. & Åhäll, K.-I., 1985: Berggrundskartan 7A Marstrand NO/Göteborg NV. *Sveriges geologiska undersökning Af 146*.
Samuelsson, L. & Åhäll, K.-I., 1990: Berggrundskartan 8A Lysekil SO/8B Vänersborg SV. *Sveriges geologiska undersökning Af 173*.
Sidenbladh, E., 1870: Några ord till upplysning om bladet ”Wenersborg”. *Sveriges geologiska undersökning Aa 40*, 111 s.
Åhäll, K.-I. & Connelly, J. N., 1998: Intermittant 1.53 - 1.13 Ga magmatism in western Baltica; age constraints and correlations within a postulated supercontinent. *Precambrian Research 92*, 1–20.

E-post: inger.lundqvist@sgu.se thomas.eliasson@sgu.se mattias.göransson@sgu.se
mehrdad.bastani@sgu.se lena.persson@sgu.se

Projekt Västra Mälardalen

Lars Persson, Ildikó Antal Lundin och Lisbeth Hildebrand

INLEDNING

Tätortsprojektet ”Västra Mälardalen” pågår under åren 2000–2003. För att täcka hela Mälardalsregionen inklusive Stockholm och Uppsala kommer ett nytt projekt, omfattande de östra delarna av Mälardalen, att starta år 2004. Följande geodiscipliner är involverade: berggrundsgeologi, bergkvalitet, maringeologi, geofysik (inklusive markmätning av radon), geokemi, hydrogeologi och jordartsgeologi. Den maringeologiska delen av projektet omfattar redan nu hela Mälaren.

Projektet omfattar kommunerna Västerås, Eskilstuna, Hallstahammar, Kungsör och Köping. Arbetena inleddes år 2000 med berggrundskartläggning och grundvattenundersökningar. Under 2001 bedrevs arbeten rörande samtliga ämnesområden.

Information kan erhållas fortlöpande under ”www.sgu.se/verksamhet/geound_index.htm”.

BERGGRUNDSGEOLOGI

Under år 2000 startade kartläggningsarbetet, dock i relativt blygsam skala, inom Västerås och Eskilstuna kommuner. I de fall där moderna berggrundskartor föreligger nyttjas dessa direkt för en ny sammanställning av berggrundsinformationen. Västerås kommun är färdigkarterad och sammanställningsarbetena är i avslutningsfasen. Databaserna planeras vara levererade i mitten av 2002. Arbetena inom Eskilstuna kommun har varit omfattande under innevarande år och större delen av kommunen har undersökts, om än översiktligt i vissa områden (fig. 1). Den komplexa berggrunden som är starkt omvandlad, med bl.a. nybildning av granit (migmatitisering) som resultat, har gjort ett flexibelt karteringssätt nödvändigt. I samband med bergkvalitetsundersökningar inom Hallstahammars, Köpings och Kungsörs kommuner har även en viss revision av befintliga berggrundskartor utförts.

I fältarbetena har följande personer deltagit: Lena Albrecht, Ildikó Antal Lundin, Mehrdad Bastani, Mattias Göransson, Lisbeth Hildebrand, Emma Härdmark, Niklas Juhojuntti, Lutz Kübler, Sven Lundqvist, Lars Persson, Sam Sukotjo och Malin Sträng.

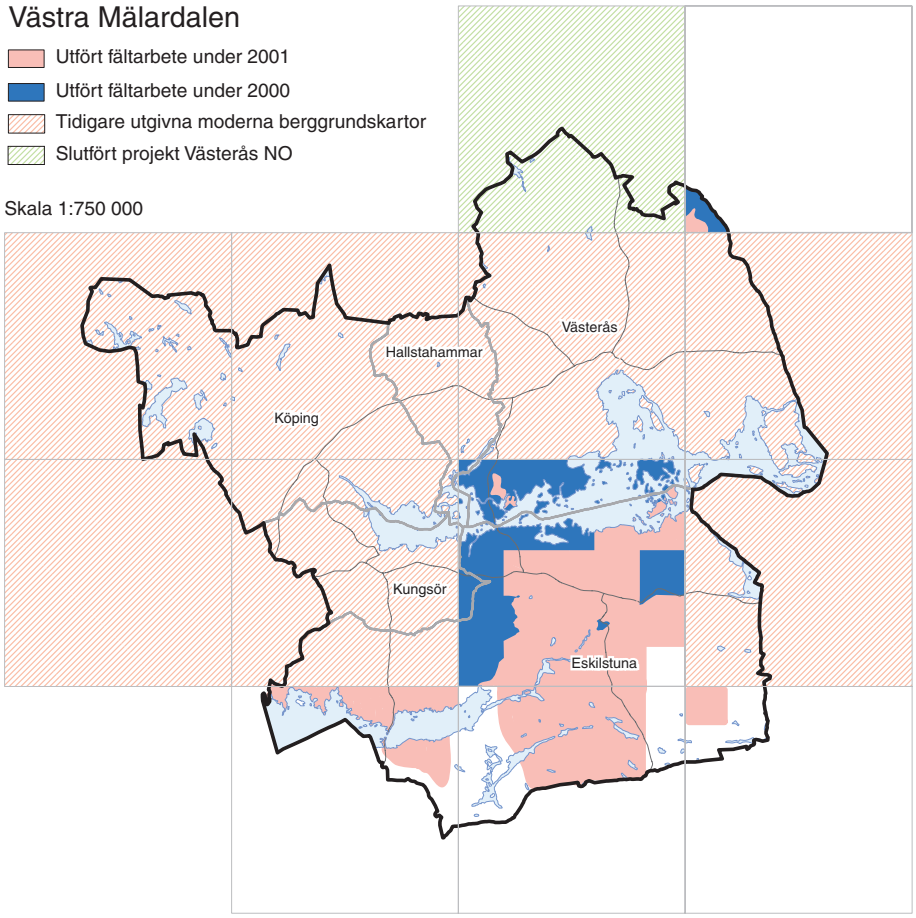


Fig. 1. Markerat område utgör tätortsprojektet Västra Mälardalen omfattande kommunerna Västerås, Eskilstuna, Kungsör, Hallstahammar och Köping. Under år 2000 och 2001 utförda fältarbeten är markerade med röd färg.

VÄSTERÅS KOMMUN

En stor del av kommunens yta var redan karterad och täckt av moderna berggrundskartor innan projektet startade, exempelvis Västerås SO (Arnbom 1999), Västerås NO (Ripa m.fl. 2002, Ripa & Kübler 1999, 2000), Enköping SV (Stålhös 1976) samt Västerås SV (Lundegårdh & Nisca 1978). Nykartering har skett främst i den södra delen av kommunen, inklusive öarna i Mälaren (10H Eskilstuna NO) samt i den nordostligaste delen av kommunen (11H Enköping NV). Kartläggningen har främst utförts av Malin Sträng. I det senare området dominerar tonaliter, medan gnejsiga graniter, på en del ställen strökornsförande, dominerar i det södra området. Här finns dock ett betydande inslag av yngre granit och pegmatit. Omvandlingen är starkare söderut och områden med migmatitgranit har urskiljts. Dessa är dock inte helt lätta att särskilja från yngre graniter och pegmatiter i området.

ESKILSTUNA KOMMUN

I Mälaren finns en markant, geologisk gränszon med ungefär ost–västlig riktning. Söder om denna gräns är bergarterna generellt sett mycket kraftigt migmatitiserade. Neosomen utgörs vanligen av en fin- till grovkornig, i en del fall medelkornig, röd, salisk och ojämnkornig granit, som på vissa ställen övergår i pegmatit. I denna ligger rester av vulkaniter, glimmerstrimmor och -sliror, finkorniga granitoider och gnejsiga graniter. Upplösningen av de ursprungliga bergarterna är mer

Fig. 2. Migmatitiserad gnejsig granit. Alberga. Bildytan motsvarar ca 0,5 m^2.

Fig. 3. Sedimentådergnejs med granat, cordierit och sillimanit. Vid Näshultasjön. Bildytan motsvarar ca 0,5 m^2.

eller mindre omfattande. Mer omfattande är den t.ex. omedelbart söder om Mälaren, öster om Kvicksund samt i Albergaområdet (fig. 2). Områden med tydliga gnejsgraniter förekommer bl.a. i Eskilstunaområdet. Överhuvud taget dominerar gnejsiga graniter i kartbilden. Dock förekommer områden med sedimentådergnejser i söder och sydväst, t.ex. söder om Hållsta och söder om Östra Hjälmaren (fig. 3). Dessa bergarter innehåller ställvis granat, cordierit och sillimanit. Tunna marmor- och vulkanitstråk förekommer också. Kroppar av migmatitgranit, yngre, homogen granit och pegmatit kan urskiljas. Diabasgångar, bl.a. tillhörande gångsystemet med Hälleforsdiabas, med mestadels ost–västlig riktning förekommer, men även gångar med mer nordlig riktning. Vackra kvartsbreccior förekommer i regionen (Lundegårdh & Lundqvist 1954, jfr Persson & Sträng 2000). Ett stort antal bergartsprover har tagits för tunnslipsanalys och kemisk analys, dessutom ett större prov för åldersdatering.

ÖVRIGA KOMMUNER

I samband med bergkvalitetsundersökningarna har en viss berggrundsgeologisk revision i Kungsörs, Hallstahammars och Köpings kommuner varit nödvändig. Det finns nämligen ingen tid avsatt för detta inom den rent berggrundsgeologiska delen av projektet. Berggrundskartorna som täcker dessa kommuner är ”moderna”, men en omtolkning av den geologiska informationen har visat sig nödvändig. Exempelvis områden med metavulkanit är mycket kraftigt överdrivna i storlek och kommer att vara avsevärt mindre efter revideringen (jfr Lundegårdh 1974).

BERGKVALITET

En omfattande provtagning har skett under året. Den är avslutad i Västerås, Hallstahammars och Kungsörs kommuner. Ytterligare prover behövs från Köpings kommun som är ytmässigt stor. Det har dock befunnits vara svårt att utföra provtagning i Hallstahammars och Kungsörs kommuner på grund av terrängformerna. Vägskärningar och lokaler med sprängt berg är sparsamt förekommande.

Bergkvalitetskartan över Västerås kommun kommer att levereras först av ovannämnda kommuner. Provtagning har också skett i Eskilstuna kommun. Relativt många prover har tagits men en viss komplettering måste ske för att täcka hela ytan. Bergteknisk analysverksamhet pågår för närvarande. En översiktlig bergkvalitetsundersökning, som omfattar delar av Eskilstuna kommun, har gjorts på uppdrag och levererades under år 2000 (Göransson 2000). De kraftiga omvandlingar av berggrunden som nämnts ovan kan ställvis bidra till förhöjd bergkvalitet.

GEOFYSISKA UNDERSÖKNINGAR

De geofysiska arbetena kom igång år 2001, dvs. ett år försenade på grund av bemanningssituationen på SGU. Fältarbetet omfattade sju veckor varav en satsades på elektromagnetiska RMT-mätningar. Eftersom en mindre nykartering görs inom Västerås kommun och ingen inom Hallstahammars, Köpings och Kungsörs kommuner, koncentrerades fältarbetet på punktinsatser i form av magnetiska och elektromagnetiska anomaliuppföljningar samt på uppföljning av gammastrålningsanomalier på hällar. Provtagningen har också varit begränsad av ovannämnda anledning. De befintliga berggrundskartorna gjordes utan geofysisk uppföljning, vilket betyder att det saknas relevant margeofysisk information. Detta leder till uppenbara svårigheter med tolkningsarbetet.

De ”unga” granitintrusionerna i norra och västra delarna av projektområdet har en tydlig geofysisk signatur på grund av sin höga magnetiserbarhet (susceptibilitet mellan 200–600, 800–1000 och 1500–2000 x 10^{-5} SI-enheter). De framträder distinkt på den magnetiska anomalikartan (fig. 4) till skillnad från de huvudsakligen äldre, gnejsiga granitoiderna som har en lågmagnetisk signatur. De yngre graniterna utmärker sig även genom att ha högre gammastrålningsvärden än de äldre (fig. 5).

Det bandade magnetiska anomalimönstret (fig. 4) i västra delen av projektområdet stryker i nordvästlig till västnordvästlig riktning och kan kopplas till ytbergarterna. Det är huvudsakligen metavulkaniter som har högre susceptibilitet, men även högmagnetiska metasedimentära bergarter har påträf-

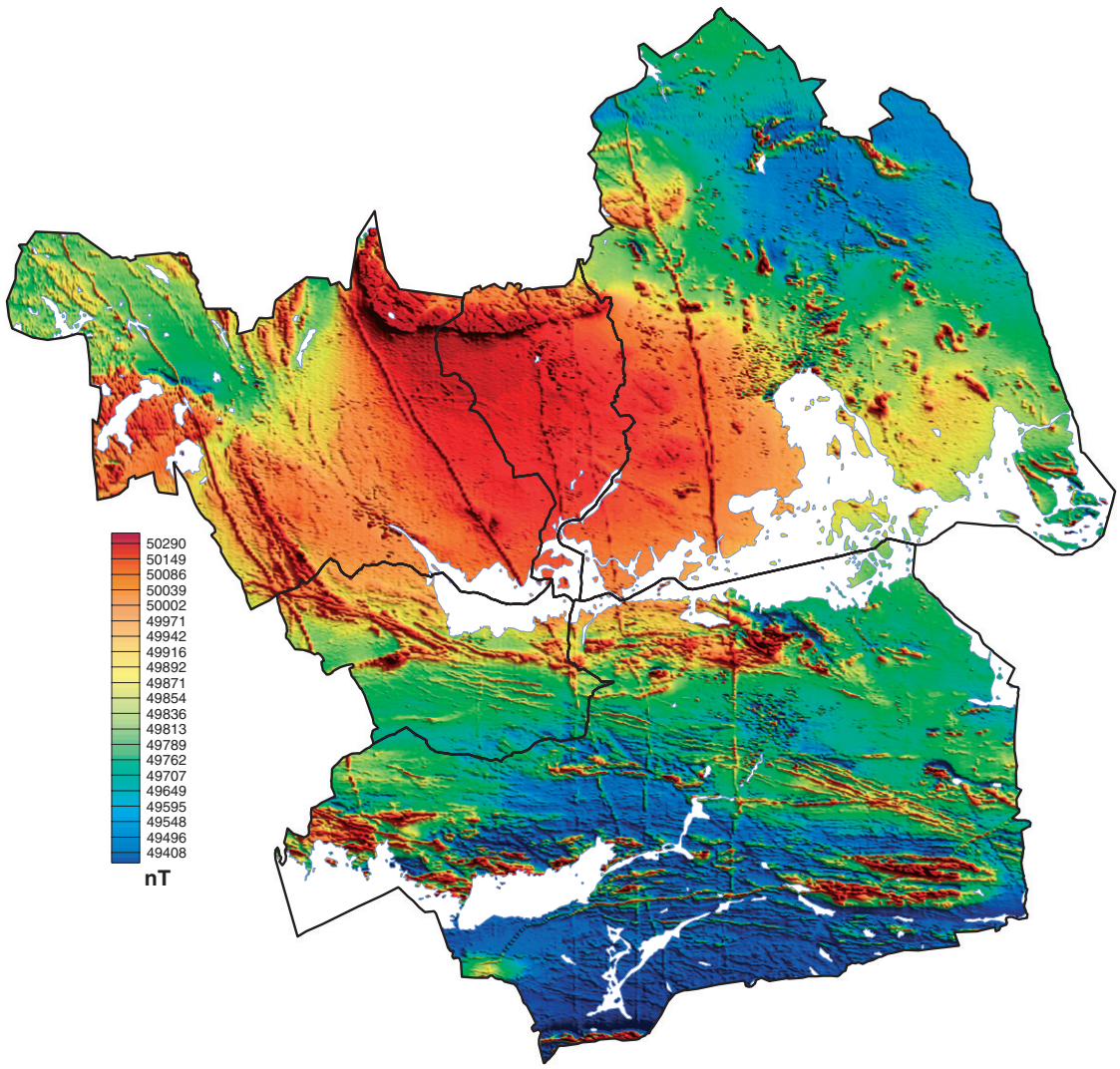


Fig. 4. Magnetisk anomalikarta över projektområdet.

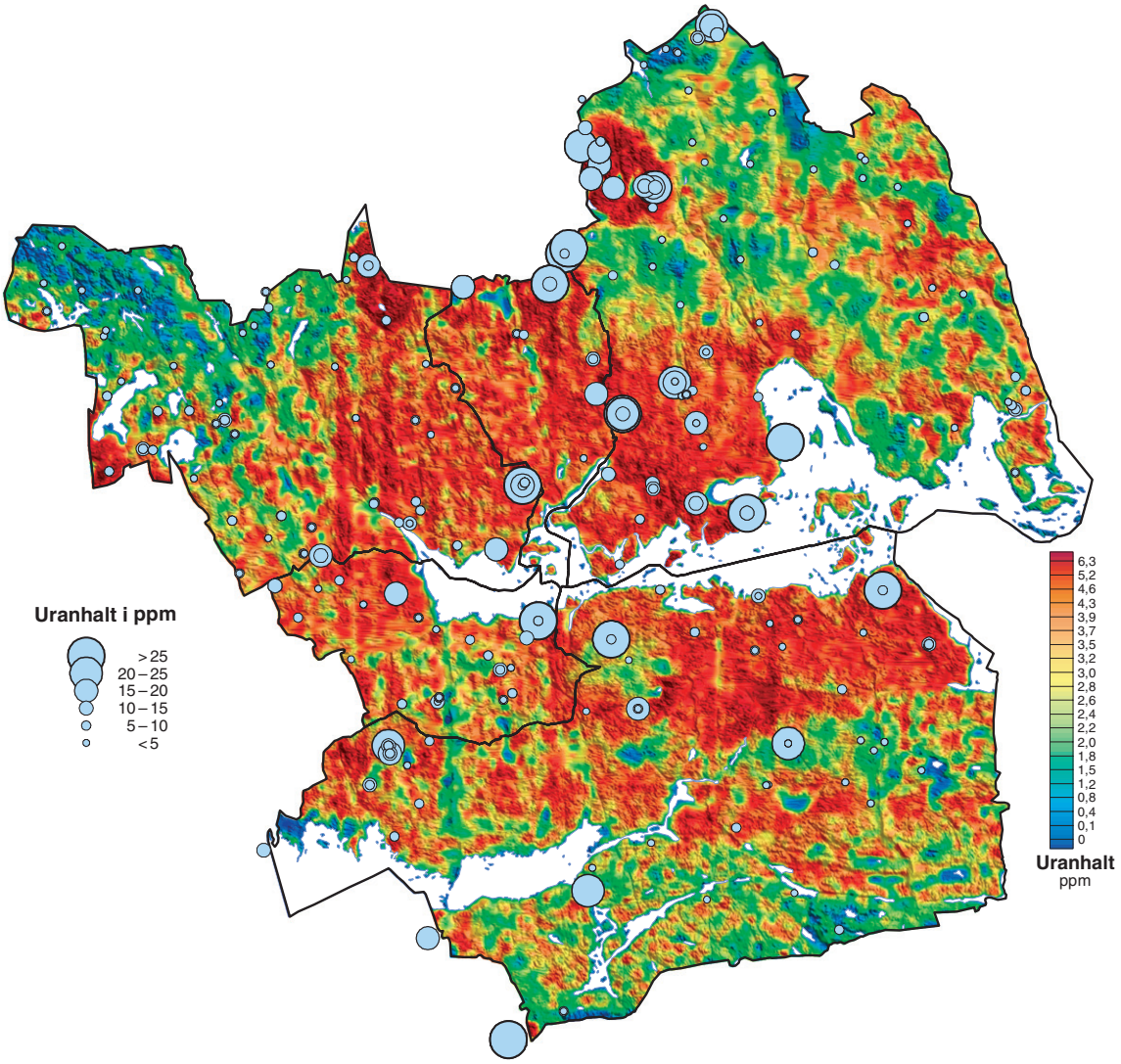


Fig. 5. Karta över markens uranhalt i projektområdet. De blå punkterna visar uranhalter uppmätta på hällar.

fats. Söder om Mälaren förekommer även högmagnetiska granodioriter. Alla strukturer skärs av en tät svärm av diabasgångar med ost–västliga, nordvästliga och nord–sydliga riktningar.

Projektområdet är bara delvis täckt med VLF-information. Köpings, Kungsörs och delar av Hallstahammars kommuner saknar helt VLF-mätningar. Tvåvägs VLF-information finns bara för kartområdena 10G NO och 11G SO. Avsaknaden av VLF-information innebär bl.a. att det är betydligt svårare att lokalisera vattenförande sprickzoner i berg.

Tyngdkraftskartan (fig. 6) domineras av ett regionalt tyngdkraftsminimum norr om Mälaren. Orsakerna till tyngdkraftsunderskottet har undersökts och dokumenterats av Zuber (1986) och Öhlander & Zuber (1988). Tyngdkraftsfältets regionala del ökar kraftigt mot söder. Den ost–västligt strykande tyngdkraftsgradienten sammanfaller med den metamorfa gradienten.

Enstaka markprofiler har mätts för att klargöra anomaliorsaker. I figur 8 visas en magnetisk och en VLF-markprofil över en diabas som går längs med en topografiskt kraftigt markerad sänka. Resultatet från VLF-mätningen visar på god markledningsförmåga strax väster om diabasgången, vilket tyder på vattenföring i deformationszonen. Profilens läge framgår av figur 7 som visar den magnetiska anomalikartan draperad över höjdreliefkartan. Markprofilen är markerad med en vit linje.

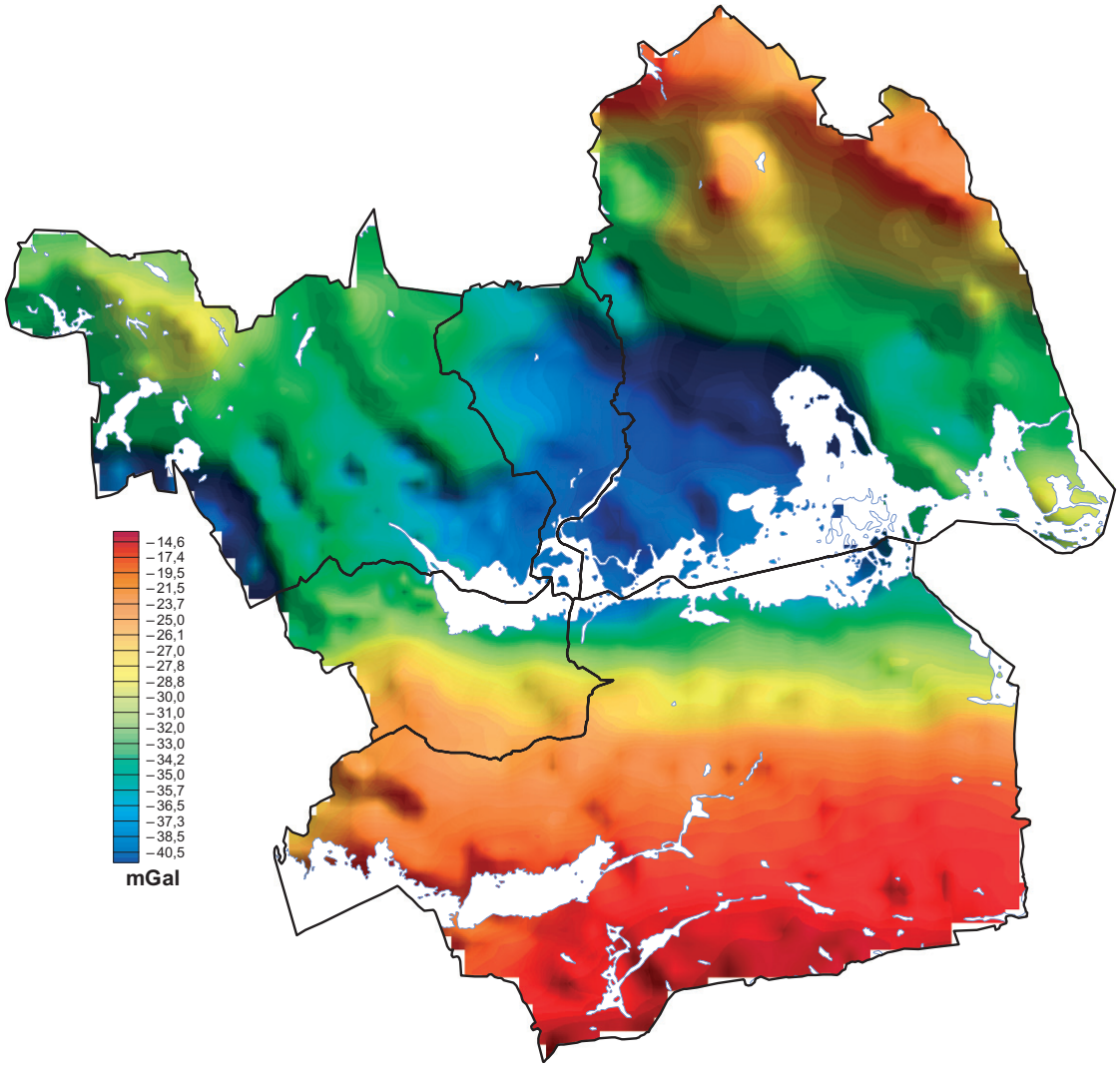


Fig. 6. Tyngdkraftsfältet uttryckt som Bougueranomali över projektområdet.

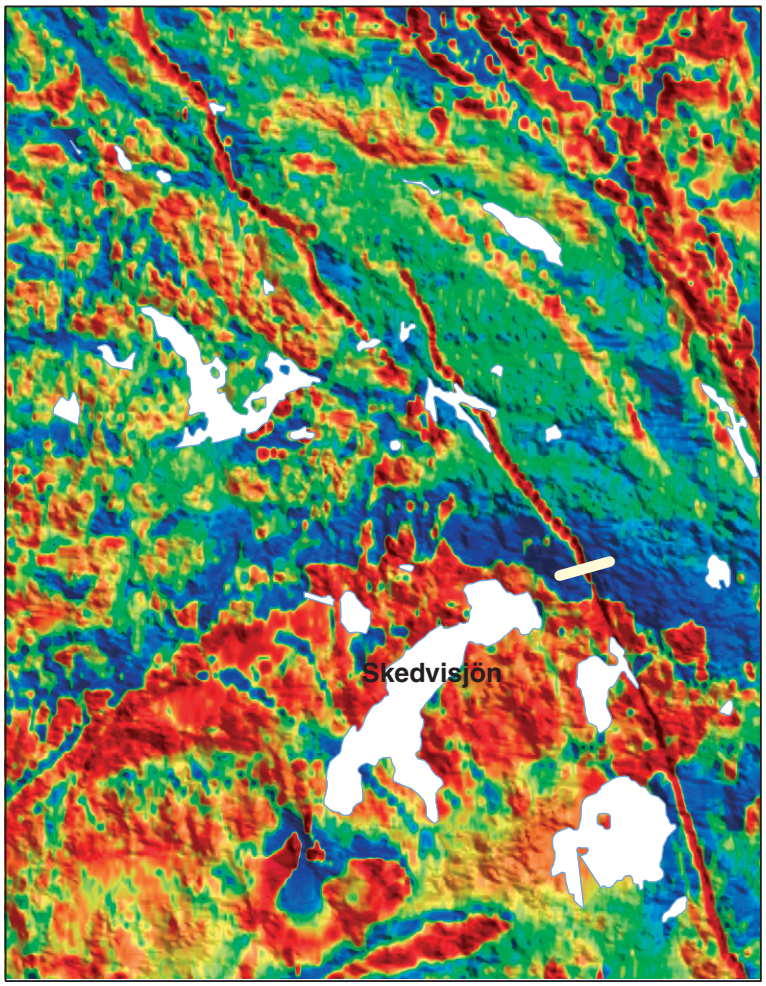


Fig. 7. Markprofilens läge på den magnetiska anomalikartan som har draperats över den skuggade höjdreliefkartan.

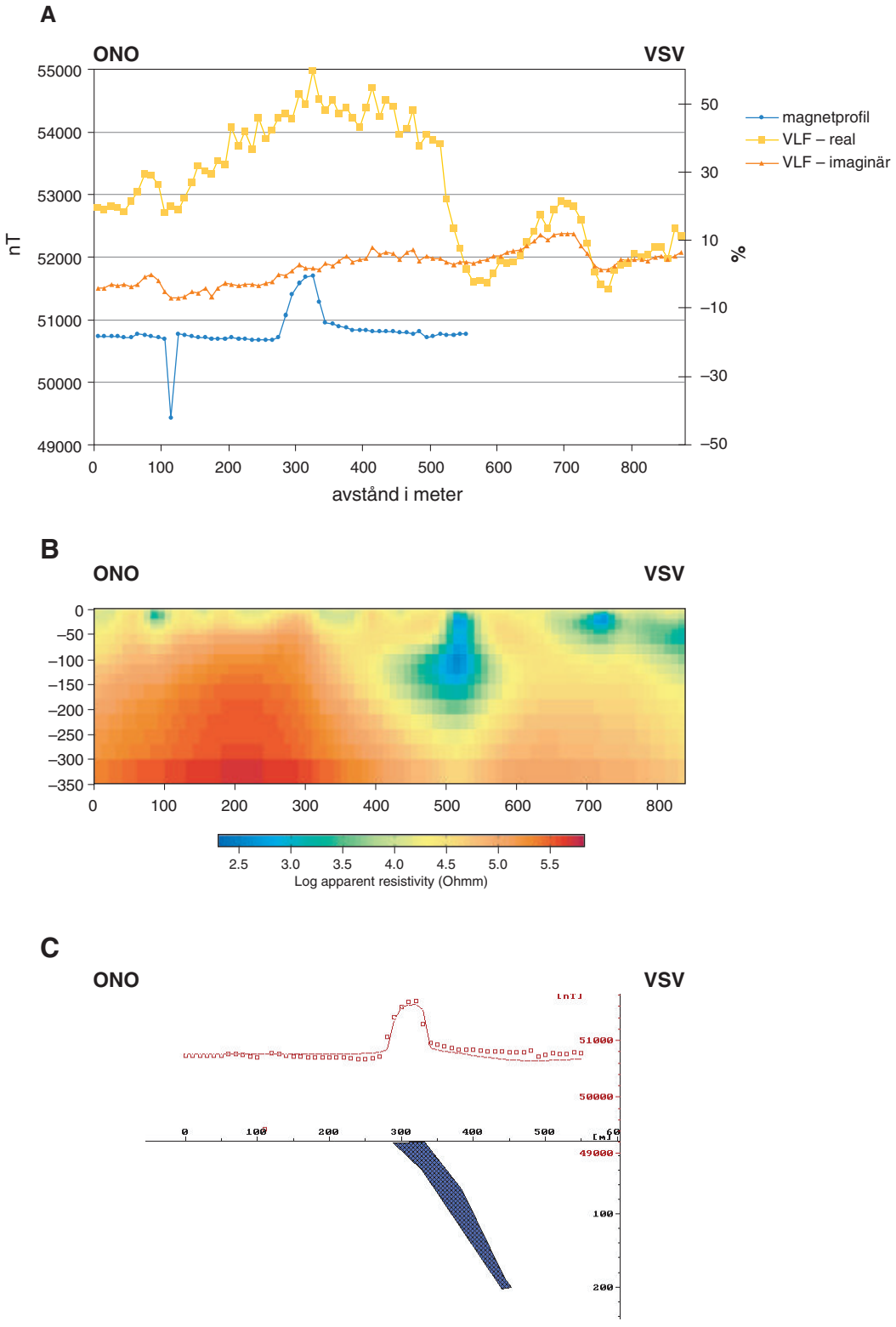


Fig. 8. A) Markprofil över diabasgång längs topografisk sänka, B) Resistivitetsmodell beräknad från VLF-profilen. Blå färg innebär låg resistivitet, C) Modellberäkning för diabasgången utifrån den uppmätta magnetiska anomalin.

LITTERATUR

Arnbom, J.O., 1999: Beskrivning till berggrundskartan 11G Västerås SO. *Sveriges geologiska undersökning Af 204*, 46 s.

Göransson, M., 2000: Krossbergsinventering i Eskilstuna kommun. Opubl. uppdragsrapport. *Sveriges geologiska undersökning 2000-04-06*.

Lundegårdh, P.H., 1974: Beskrivning till berggrundskartan Eskilstuna NV. *Sveriges geologiska undersökning Af 111*, 75 s.

Lundegårdh, P.H. & Lundqvist, G., 1954: Beskrivning till kartbladet Västerås. *Sveriges geologiska undersökning Aa 196*, 75 s.

Lundegårdh, P.H. & Nisca, D., 1978: Beskrivning till berggrundskartan och geofysiska kartorna Västerås SV. *Sveriges geologiska undersökning Af 122*, 60 s.

Persson, L. & Sträng, M., 2000: Projekt Västra Mälardalen. *I* H. Delin (red.): *Regional berggrundsgeologisk undersökning – sammanfattning av pågående undersökningar 2000. Sveriges geologiska undersökning Rapporter och meddelanden 105*, 60–62.

Ripa, M., Kübler, L., Persson, L. & Göransson, M., (2002): Beskrivning till berggrundskartan och berg-kvalitetskartan Västerås NO. *Sveriges geologiska undersökning Af 217*, 70 s.

Ripa, M. & Kübler, L., 1999: Kartbladet 11G Västerås NO. *I* C.-H. Wahlgren (red.): *Regional berggrundsgeologisk undersökning – sammanfattning av pågående undersökningar 1998. Sveriges geologiska undersökning Rapporter och meddelanden nr 98*, 21–27.

Ripa, M. & Kübler, L., 2000: Kartbladet 11G Västerås NO. *I* H. Delin (red.): *Regional berggrundsgeologisk undersökning – sammanfattning av pågående undersökningar 1999. Sveriges geologiska undersökning Rapporter och meddelanden nr 102*, 20–26.

Stålhös, G., 1976: Beskrivning till berggrundskartan Enköping SV. *Sveriges geologiska undersökning Af 118*, 45 s.

Zuber, J., 1986: Geological interpretation of gravity and aeromagnetic surveys over the Fellingsbro-Blixterboda granite. *Geologiska Föreningens i Stockholm Förhandlingar 107*, 203–213.

Öhlander, B. & Zuber, J., 1988: Genesis of the Fellingsbro-type granite: evidence from gravity measurements and geochemistry. *Geologiska Föreningens i Stockholm Förhandlingar 110*, 39–54.

E-post: ildiko.antal@sgu.se lisbeth.hildebrand@sgu.se lars.persson@sgu.se

REGIONALA KARTOR 1:250 000

Projekt Småland, regionalt berg

Ulf Bergström, Niklas Juhojuntti, Leif Kero, Lena Lundqvist, Michael Stephens, Sam Sukotjo, Nils Gunnar Wik och Hugo Wikman

INLEDNING

Projekt ”Småland, regionalt berg” omfattar sammanställning av äldre material samt insamling av ny berggrundsgeologisk och geofysisk information. En översiktlig, regional databas med presentationsskalan 1:250 000 skapas. Projektet berör Kalmar, Kronobergs och Jönköpings län samt de södra delarna av Östergötlands län (fig. 1). Arbetena påbörjas och avslutas i följande länsordning; Kalmar, Jönköping och Kronoberg. Projektet beräknas vara helt avslutat år 2006.

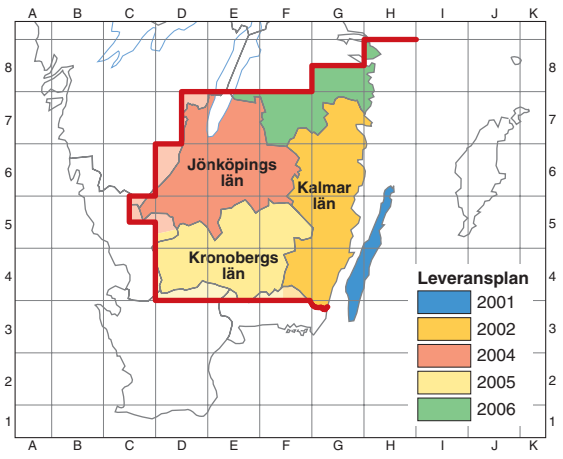


Fig. 1. Karteringsplan för projekt ”Småland, regionalt berg”.

Under 2001 har följande medarbetare deltagit i arbetet: Projektledare Nils-Gunnar Wik (NGW), Ulf Bergström (UB), Niklas Juhojuntti (NJ), Leif Kero (LK), Lena Lundqvist (LL), Michael Stephens (MS), Sam Sukotjo (SS), Hugo Wikman (HW) samt extrageologerna Jesper Petersson (JP) och Kajsa Winnes (KW). Geologiska karteringsarbeten bedrevs i de topografiska kartområdena; 5F Åseda NO (HW) och SO (SS), 5G Oskarshamn SV (HW) och SO (HW), 6G Vimmerby NO (JP), 7F Tranås SO (LL), 7G Västervik NV (UB, KW), NO (MS, LL) och SO (UB, KW) samt 7H Loftahammar NV (MS) och SV (UB, KW), se vidare figur 2. Geofysiska arbeten bedrevs i kartområdena 5F Åseda SO (LK) och NO (NJ), 5G Oskarshamn SO (NJ) och SV (NJ), 6G Vimmerby SO (LK) och NO (NJ), 7G Västervik NO (LK) och NV (NJ), 7F Tranås SO (LK) samt 7H Loftahammar NV (LK).

Under fältsäsongen 2000 bedrevs geologiska och geofysiska fältarbeten i områdena 5G Oskarshamn NV och NO samt 6G Vimmerby SV och SO. Dessutom bedrevs under detta år geofysiska fältarbeten i kartområdena 7G Västervik SO och SV. En sammanställning av berggrundskartan över karterade delar pågår, och en preliminär version i digitalt format av det hittills karterade området skall vara klar under våren 2002. Resterande kartområden i Kalmar län (Kalmar, Åseda, Lessebo) kommer att karteras under fältsäsongen 2002. Kartdatabasen för Kalmar län beräknas vara färdig vid slutet av år 2002.

Det geologiska bakgrundsmaterialet omfattar äldre geologiskt kartmaterial samt övrig dokumentation framtagen vid SGU. Viktiga arbeten är t.ex. geologiska kartor i skala 1:50 000 (Gavelin 1904, Svenonius 1914, Sundius 1926, 1928) samt en mer detaljerad beskrivning av de olika litologierna i Västerviksområdet presenterad av Gavelin (1910). Västerviksområdet, framför allt de metasedimentära bergarterna, har i detalj beskrivits av Gavelin (1984). En sammanställning över berggrunden i Kalmar län i skala 1:250 000 gjordes av Lundegårdh m.fl. (1985). Petrografiska och geokemiska undersökningar av graniterna och med dem associerade felsiska intrusivbergarter i Västerviksområdet presenterades av Kresten (1986). En delvis reviderad kartbild sammanställdes i samband med dokumentation av mineral och bergartsresurser i Kalmar län (Bruun m.fl. 1991) och Östergötland (Bruun m.fl.1995).

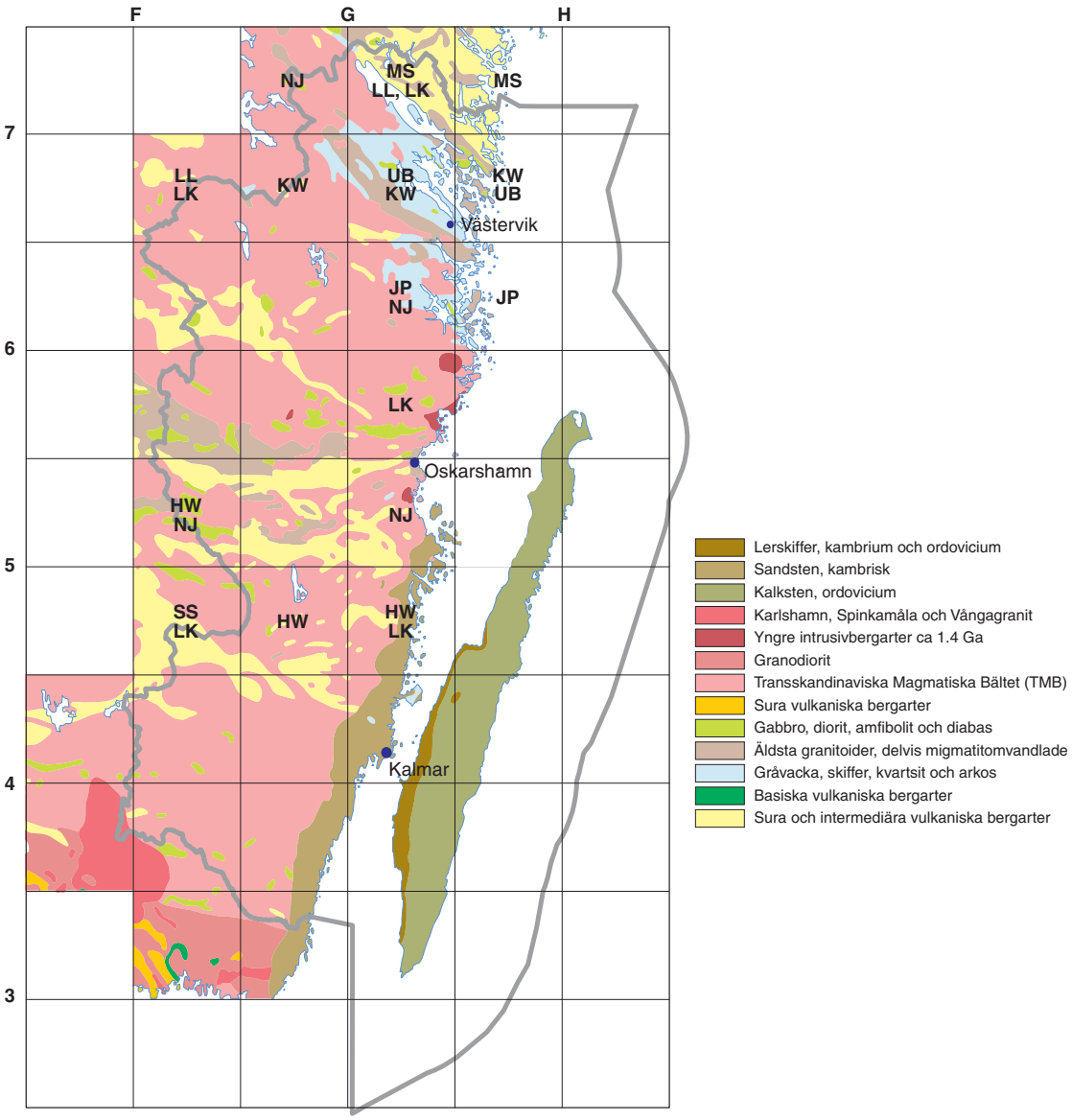


Fig. 2. Utdrag ur Sveriges nationalatlas som översiktligt visar projektområdets geologi samt fördelningen av områden mellan kartbladsgeologerna. Ulf Bergström (UB), Lena Lundqvist (LL), Jesper Petersson (JP), Michael Stephens (MS), Sam Sukotjo (SS), Hugo Wikman (HW), Kajsa Winnes (KW).

Även forskningsarbeten och rapporter från ett flertal universitet beaktas. Speciellt kan nämnas arbeten från Stockholms Universitet, undersökningar som genomförts av studenter vid fria universitetet i Amsterdam under ledning av F. Beunk samt en sammanställning av då genomförda strukturgeologiska arbetena (Beunk & Page 2001). Dessutom har stora mängder information i form av rapporter från SKBs arbeten i regionen funnits tillgänglig.

Inom projektet kompletteras och revideras befintlig information, och representativa bergarter med avseende på mineralogi och kemi provtas. Ett fåtal kritiska prover väljs för åldersbestämning. Observationspunkter för besök väljs med utgångspunkt från äldre kartmaterial, tillgängligt vägnät, blottningsgrad samt geologisk komplexitet, vilket medför att antalet besökta punkter i respektive topografiskt kartbladsområde varierar.

Det geofysiska underlagsmaterialet utgörs i första hand av flygmätning av magnetfält och gammastrålning. Även elektromagnetisk flygmätning (VLF-mätning) finns för hela undersökningsområdet, dock delvis av en äldre typ vid vilken endast en sändare använts. Modern, riktningsoberoende VLF-mätning finns för 5G Oskarshamn, östra delen av 7F Tranås, östra delen av 5F Åseda, 7G Västervik

NV samt 6G Vimmerby SO. Flyghöjden är normalt 60 m för den nyare typen av flygmätning. För den äldre flygmätningen samt för kartområdet 6G Vimmerby SO användes en flyghöjd av 30 m.

Under 2001 har programmet för markgeofysik genomfört kompletterande tyngdkraftsmätning i ca 900 punkter inom undersökningsområdet. Dessa mätningar har koncentrerats till områden där tidigare mätning visade anomalier i tyngdkraftsfältet. Dessutom har data från ca 1200 mätpunkter, i huvudsak lokaliserade i östra delen av kartområdet 6G Vimmerby, köpts in från SKB.

GEOLOGISK ÖVERSIKT

I det nordöstra hörnet av undersökningsområdet, i kartområdena 7G Västervik NO och 7H Loftahammar NV finns en viktig deformationszon, Loftahammar–Linköping-deformationszonen (LLDZ). Denna separerar grovt sett bergarter som tillhör Transskandinaviska magmatiska bältet (TMB) i sydväst från äldre magmatiska bergarter i nordost (fig. 2). Deformationszonen består av både plastisk och spröd deformation (Rieffe m.fl. 1993, Stephens & Wahlgren 1993, Stephens m.fl. 1997, Beunk & Page 2001). Zonen är flera kilometer bred och stryker ungefär i nordvästlig riktning (fig. 3). Längs zonen finns en markant tyngdkraftsgradient som visar på ett tyngdkraftsöverskott mot nordost. Det mest framträdande i LLDZ är ett relativt smalt, väldefinierat lineament vilket representerar en spröd deformationszon, Storsjön–Syrsan-förkastningen (SSF). Denna förkastning definieras både av ett brott i topografin längs nordöstra sidan av sjöarna Syrsan, Storsjön och Åkervristen och av ett magnetiskt minimum längs detta dalsystem (fig. 3).

Litologiska enheter äldre än 1850 miljoner år nordost om SSF skiljer sig markant från liknande enheter på den andra sidan. Nordost om SSF förekommer deformerade och starkt metamorfa, magmatiska bergarter. Berggrunden där är mycket inhomogen. Den magnetiska susceptibiliteten varierar kraftigt både inom och mellan de olika bergartstyperna, vilket syns som ett distinkt bandat mönster på den magnetiska anomalikartan (fig. 3). Sydväst om SSF består berggrundens äldsta delar av metasedimentära bergarter med låg susceptibilitet. Litologiska enheter med en ålder av 1850 miljoner år eller yngre finns på båda sidor om SSF. Dessa bergarter är metamorfa och innehåller ofta en tektonisk foliation, men saknar den gnejsstruktur som kan observeras i omgivande äldre berggrund.

Den förhärskande foliationsriktningen i de södra delarna av karteringsområdet är VNV-lig och inom vissa stråk, som t.ex. väster om Oskarshamn, är berggrunden kraftigt deformerad. I de nordvästra delarna av Småland är berggrunden däremot övervägande odeformerad men spröd deformation kan påvisas.

De karterade områdena består till övervägande del av TMB-bergarter vilka sträcker sig norrut från Blekinge i söder (fig. 2). Åldern på djupbergarterna inom TMB ligger mellan 1850 och 1650 miljoner år. De flesta kända åldrar i den nu aktuella delen av TMB ligger kring 1850–1800 miljoner år.

TMB domineras främst av olika typer av djupbergarter som granit- och gabbrobergarter. De sura leden varierar i sammansättning från alkaligranit till granit, monzogranit, monzonit och kvartsmonzodiorit, medan de basiska varierar från gabbro till diorit och monzodiorit. Ungefär likåldriga, i allmänhet sura ytbergarter av vulkaniskt ursprung uppträder tillsammans med djupbergarterna. Övergångar mellan djup- och ytbergarter förekommer. Gångbergarter av trolig TMB-ålder, utbildade antingen som gångporfyr och/eller omvandlad diabas, så kallad uralitdiabas, är också vanliga. Magnetiserbarheten är förhöjd över stora partier av TMB-området.

Yngre djupbergarter i form av isolerade intrusioner, med en ålder av ca 1450 miljoner år, förekommer främst inom ett par delar av kartområdet 6G Vimmerby SO/6H Kråkelund SV. Enstaka diabasgångar med ungefär nord–sydlig riktning har påträffats inom det aktuella området. De bedöms vara betydligt yngre än ”uralitdiabaserna” och hör sannolikt ihop med de så kallade Blekinge–Daladiabaserna vars ålder är ca 930 miljoner år.

De yngsta bergarterna utgörs av kambrisk sandsten och förekommer längs kusten, på Öland och på de mindre öarna utanför Oskarshamnstrakten och söder därom. Kambrium representeras på fastlandet och öarna utanför av underkambrisk sandsten. Den kambriska lagerföljden inleds av ett tunt konglomerat som uppåt övergår i en rödrandig sandsten.

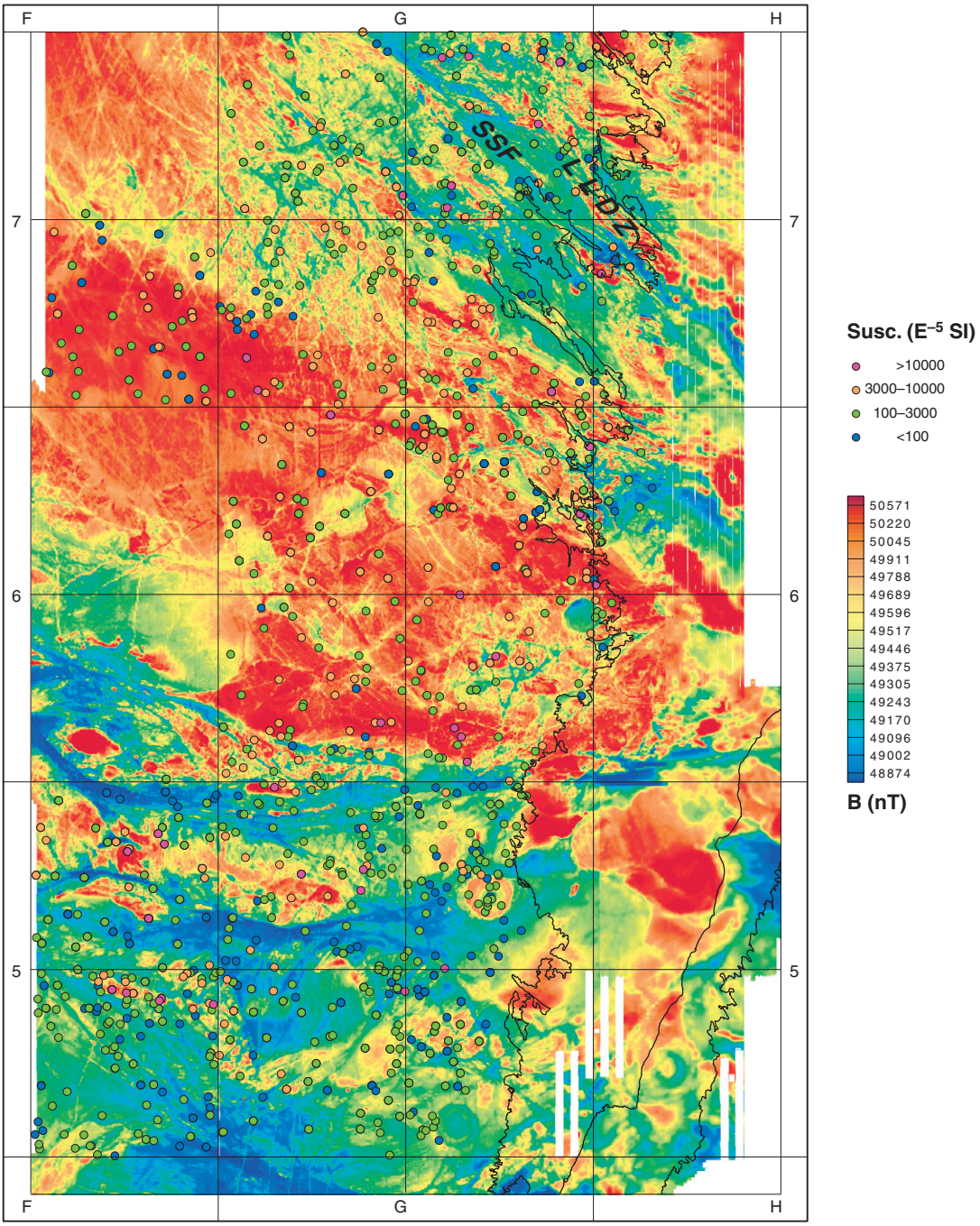


Fig. 3. Magnetiskt totalfält i undersökningsområdet med lägen och susceptibilitetsvärden för prover tagna under 2000 och 2001 års karteringsarbeten. Observera att vid ett flertal av de undersökta lokalerna har fler än ett bergartsprov tagits. I dessa fall anger symbolens färg det maximalt uppmätta susceptibilitetsvärdet. LLDZ = Loftahammar-Linköping-deformationszonen, SSF = Storsjön-Syrsan-förkastningen.

I södra delen av sjön Hummeln, nordväst om Oskarshamn (6G Vimmerby SV), finns en struktur som tolkats som en impakt (meteoritkrater) av kambrisk ålder (Lindström m.fl. 1999). På de flygmagnetiska kartorna över främst 5G Oskarshamn SO, men även 5G NO, finns ytterligare ringformade strukturer vars ursprung är osäkert.

Petrofysikprover som tagits under 2000 samt 2001 års undersökningar visar en trend av höga susceptibilitetsvärden och en paramagnetisk trend av låga. Av de båda trenderna dominerar den förstnämnda klart (fig. 4). De högsta naturliga gammastrålningsnivåerna återfinns generellt i den nord-

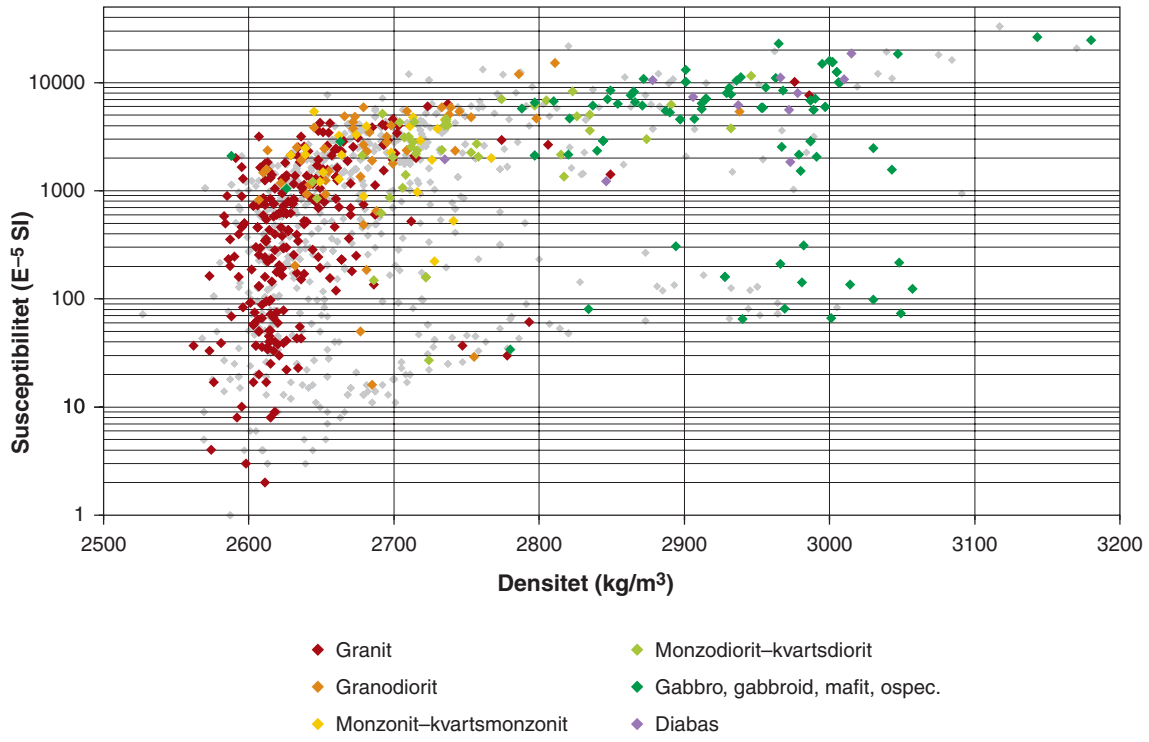


Fig. 4. Densitet mot susceptibilitet för prover tagna under 2000 och 2001 års karteringsarbeten. Grå symboler representerar prover som faller utanför någon av de angivna bergartsklasserna eller f.n. saknar säker klassificering.

östra delen av undersökningsområdet (fig. 5), i kusttrakterna från Misterhult i söder mot Valdemarsvik i norr. Exempelvis visar spektrometermätning på häll i trakten av Ankarsrum (6G 8h) uranhalter på 114 ppm i en kvartsit. Denna uranhalt motsvarar ett radiumindex som är 7 ggr högre än det maximalt tillåtna värdet för byggnadsmaterial.

BERGARTSBESKRIVNING

Metasedimentära bergarter

Området runt Västervik (7G SO), sydväst om SSF, domineras av metasedimentära bergarter. Dessa har beskrivits i detalj av Gavelin (1984). De utgörs huvudsakligen av kvartsit, gråvackor samt mer juvenila, fältspatrika sandstenar med underordnade pelitiska inlagringar. Bergarterna innehåller ställvis ådror och segregationer av ljusröd granit och är påverkade av amfibolitfaciesmetamorfos. Indexmineral som cordierit, andalusit och sillimanit förekommer. Primära strukturer som t.ex. korsskiktning och graderad skiktning är vanligt förekommande. Kvartsiterna förekommer främst i områdena norr om Västervik som ett större centralt synklinalområde. Klastiska sediment i Västerviksområdet har visat sig innehålla både arkeiska och paleoproterozoiska detritiska zirkoner. Deras $^{207}Pb/^{206}Pb$-åldrar varierar från 1972±39 till 1886±12 miljoner år (Claesson m.fl. 1993).

Metavulkaniska och subvulkaniska metaintrusiva bergarter

Nordost om SSF förekommer finkorniga amfiboliter tillsammans med finkorniga, intermediära till felsiska ortognejser (fig. 6a och b) som anses representera en äldre generation av basiska till intermediära metavulkaniter eller subvulkaniska metaintrusivbergarter. Dessa refereras till av Gavelin (1904) som ”dioritskiffer” och av Sundius (1928) som ”amfibolitserien”. Söder om Västervik, framför allt i

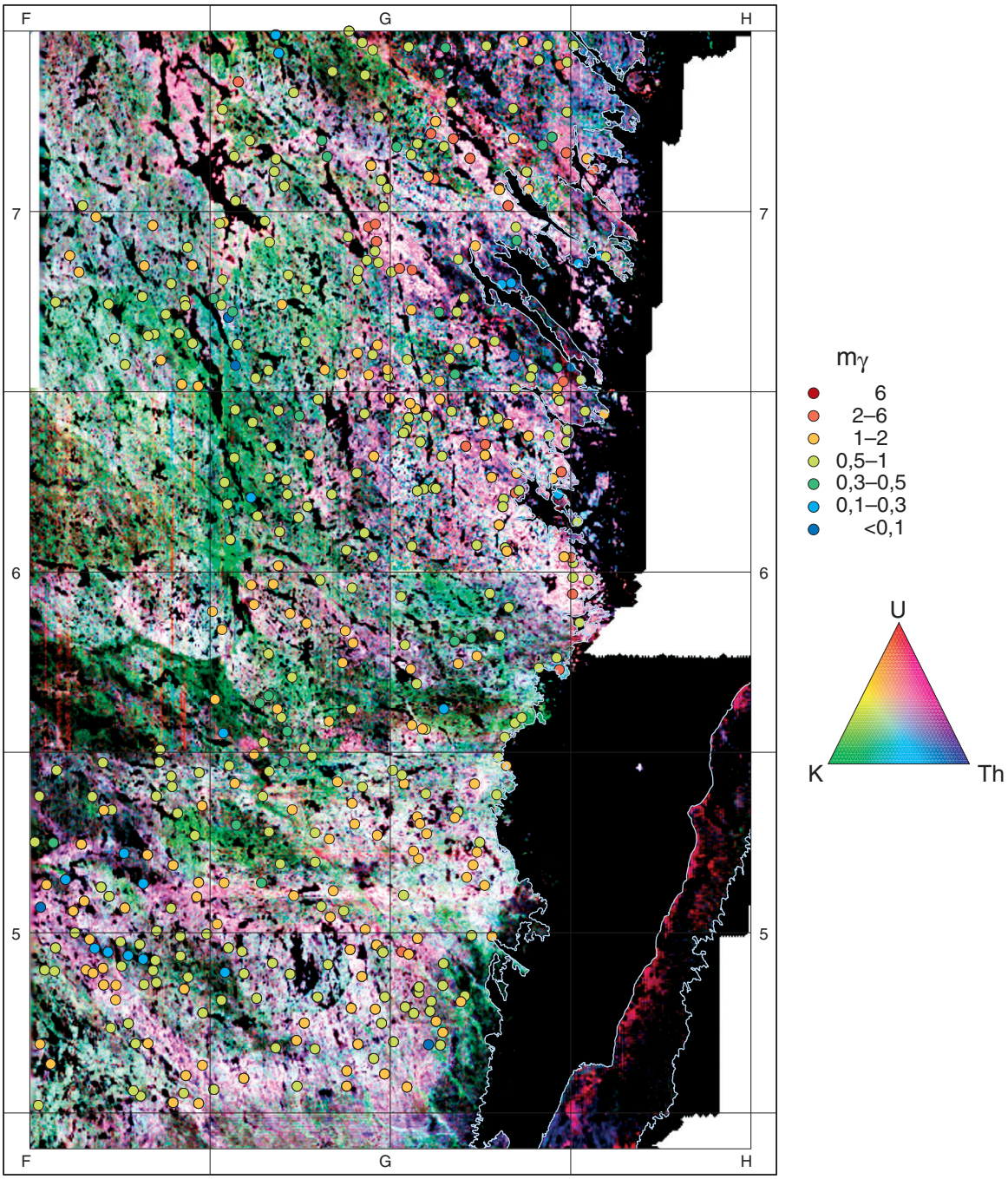


Fig. 5. Färgkompositbild visande beräknad fördelning av uran, kalium och torium, baserad på flygmätning. Ljus ton markerar hög intensitet av total gammastrålning. Symbolernas lägen visar fördelningen av spektrometermätningar på häll, symbolernas färg visar gammaindex beräknade från dessa mätningar.

kustområdena inom 6G Vimmerby NO och 7G Västervik SO, finns inlagringar av metabasalt i de metasedimentära bergarterna, delvis med bevarade primära strukturer och texturer som amygduler och kuddlavor.

Felsiska metavulkaniska bergarter relaterade till TMB uppträder som smala stråk mellan granitterrängerna. Stråkens riktning varierar, men i söder dominerar ost–västlig till VNV-lig. Lagren är i allmänhet brant uppresta och foliationen följer stråkens huvudriktning. De är sannolikt likåldriga eller obetydligt äldre än graniterna inom samma område (jfr Persson & Wikman 1986, Persson & Wikman 1997, Wikström 1993). De felsiska metavulkaniska bergarterna är vanligen porfyriska och

Fig. 6. Fotografier som visar litologi och metamorfos i den nordostligaste delen av projektområdet. Koordinater i rikets nät.
a) Bandad amfibolit och grå, finkornig, intermediär ortognejs med pegmatitådror, intruderad av fin- till medelkornig granit med sliror och ådror av pegmatit. Graniten har hög gammastrålning. Vertikalsnitt mot sydväst. Väghäll sydost om Östra Ed, 7H Loftahammar NV (6431790/1552480).
b) Grå, finkornig, intermediär ortognejs intruderad av ljust röd metagranit. Kontakterna är veckade. Metagraniten visar en stark mineralstänglighet som stupar medelbrant mot sydost. Notera den starka deformation i det nordöstra veckbenet (vid hammaren). Vertikalsnitt mot nordväst. Väghäll vid E22 söder om Kårtorp, 7G Västervik NO (6445138/1542845).
c) Folierad metagranit med mantlade kalifältspatögon och hög magnetisk susceptibilitet, intruderad av pegmatitgång (till höger). Horisontalsnitt. Häll vid Vittvik vid Valdemarsviken, 7H Loftahammar NV (6447776/1551225).
d) Diffus kontakt mellan en grå, kvartsförande monzonit eller monzodiorit och en röd, jämnkornig metagranit. Dessa intrusiva bergarter visar en gemensam deformation. Väghäll vid Berghult sydväst om Storsjön, 7G Västervik NO (6434042/1532453).

röda till rödbruna. Associerade rödgrå till grå metavulkaniter med dacitisk till andesitisk eller basaltisk sammansättning förekommer underordnat.

Metavulkaniska bergarter som är mer påverkade av deformation och delvis något ådrade (jfr Lundegårdh m.fl. 1985) förekommer i området väster om Oskarshamn. De är i allmänhet grå till rödgrå och inte så extremt finkorniga som de ovan beskrivna vulkaniterna. Huruvida de deformerade vulkaniterna är likåldriga med eller äldre än de välbevarade är inte utrett. I föreliggande beskrivning tolkas de som tillhöriga TMB. Antingen representerar de bergarter som bildats i ett tidigt skede i den magmatiska utvecklingen, eller också har ”omvandlingar” längs vissa störningszoner förändrat normala Smålandsporfyrer.

Metaintrusiv- och intrusivbergarter

Metaintrusivbergarter äldre än 1850 miljoner år

Nordost om SSF förekommer ådror, linser och mindre skikt av grå, plagioklasrik metagranitoid, ljusröd metagranit (fig. 6b), metagabbroid och metadiorit lokalt i de finkorniga amfiboliterna och ortognejserna. Stora karterbara enheter av samma intrusivbergarter är även viktiga litologiska enheter, särskilt inom karteringsområdet 7G Västervik NO. Dessa intrusivbergarter är äldre än 1850 miljo-

ner år och har omvandlats under övre amfibolitfaciesförhållanden. De uppvisar vanligen ådror och segregationer av pegmatitiskt och finkornigt granitiskt material. En utveckling av mörk melanosom i anslutning till leukosom kan observeras vid ett flertal lokaler. En grå, jämnkornig, granatförande metagranitoid nordväst om Hulta har valts ut för åldersbestämning.

Basiska intrusioner tillhörande ”Transskandinaviska magmatiska bältet”

Ett stort antal gabbrointrusioner tillhörande TMB förekommer inom karteringsområdet. De har flera egenskaper och relationer till omgivande bergarter och i flera fall kan en magmatisk lagring urskiljas. I Västerviksområdet uppträder gabbroiderna intrusivt i de metasedimentära bergarterna och uppvisar olika typer av ”back- och net-veining” längs kontakterna mot dessa. Det finns ett spatiellt samband med basiska gångar i samma område. De basiska gångarna uppvisar en tydlig förskiffring men klipper ändå den äldsta deformationen i de metasedimentära bergarterna. Olika magmablandningsfenomen mellan de sura intrusivbergarterna och de basiska gångarna är vanliga (fig. 7). Sannolikt utgörs gabbroiderna och de sura metaintrusivbergarterna av olika generationer av TMB. Vanligen syns blandningstexturerna som hybridbildning eller basiska enklaver i de sura metaintrusivbergarterna. I kontakten runt de stora gabbrointrusionerna, t.ex. i området 5F Åseda SO, är dessa fenomen särskilt tydliga.

En tydlig bimodal trend för susceptibiliteten finns hos de basiska plutoniterna. Den övervägande delen av dessa bergarter har en susceptibilitet av 1000–11000x10^{-5} SI-enheter, men ett antal prov har susceptibilitetsvärden på endast 60–120x10^{-5} SI-enheter. Densiteten för båda dessa grupper är ca 2790–3050 kg/m^3. Ett antal av proverna är riktningsorienterade med sol- eller magnetkompass (Henkel & Nisca 1978). De prover som togs från de stora basiska kropparna i de centrala delarna av kartområdet 5F Åseda NO, visar efter en preliminär analys en remanent magnetisering ungefär i det nuvarande fältets riktning (avvikelsen i deklinationen är mindre än 10°). Dessa prover visar Q-kvoter inom intervallet 0,2–1,1. Huvudsakligen ligger dock Q-kvoterna inom den lägre delen av detta intervall. Den relativt svaga remanenta magnetiseringen underlättar vid en magnetisk modellberäkning.

Fig. 7. Exempel på magmablandning mellan en basisk och en sur komponent inom TMB. Åspö, 6H Kråkelund SV (6368500/1551820), koordinater i rikets nät. Bildens längdsida motsvarar ca 1 m. Foto Hugo Wikman 1987.

Sura metaintrusiv- och intrusivbergarter tillhörande ”Transskandinaviska magmatiska bältet”

De sura intrusiva TMB-bergarterna inom projektområdet varierar till utseende och sammansättning. Inom karteringsområdena 5G Oskarshamn och 5F Åseda SO, NO utgörs de huvudsakligen av röda bergarter med granitisk sammansättning. Dels förekommer fint medel- till medelkorniga graniter av den typ som brukar kallas röd Växjögranit (jfr Wikman 1998, 2000), dels finns varianter som är

mycket rika på kalifältspat och som skiljts ut som alkalifältspatgranit. Stora områden upptas också av finkorniga röda graniter som kan vara svåra att skilja från finkorniga, jämnkorniga vulkaniter. Särskilt gäller detta i övergångsområden mellan vulkaniter och graniter. De ovannämnda finkorniga graniterna tolkas här som subvulkaniska intrusioner.

Mot norr ökar inslaget av grövre, porfyriska intrusivbergarter. Sammansättningen hos dessa varierar, men är oftast kvartsmonzonitisk till granitisk. Förekomster av fint medel- till medelkorniga bergarter med liknande sammansättning är också vanligare mot norr. Karaktäristiskt för dessa intrusivbergarter är att de innehållar basiska enklaver (jfr Wikström 1989 och Andersson 1997).

Nordost om SSF uppträder flera kroppar av en ljusröd till grå metagranit med mantlade fenokryster av kalifältspat (fig. 6c). Metagraniten är yngre än sidoberget, som utgörs av amfiboliter och finkorniga ortognejser, och är i sin tur lokalt intruderad av pegmatitådror. De deformerade fenokrysterna bildar en ögonstruktur som är småveckad. Den magnetiska susceptibiliteten varierar kraftigt och ligger i intervallet 200–6000 x 10^{-5} SI-enheter. En liknande intrusion som ligger direkt norr om undersökningsområdet har givit en U-Pb-ålder av 1845±8 miljoner år (Wikström & Persson 2002). En liknande metagranit med varierande grad av deformation intruderar också de metasedimentära bergarterna sydväst om SSF (Loftahammargranit enligt Gavelin 1904). Ett prov från en lokal nära Tindered (7G, 5i) gav vid datering åldern 1859±9 miljoner år. Loftahammargraniten intruderas i sin tur av de gabbroider och mafiska gångar som beskrivits ovan.

Röd till ljust röd, jämnkornig och leukokratisk metagranit med karaktäristisk blå kvarts är vanligt förekommande i stora delar av karteringsområdet, företrädesvis i de norra delarna. Metagraniterna är övervägande medel- till grovkorniga, men lokalt förekommer finkorniga varianter. Kontakterna mellan den jämnkorniga metagraniten och de ögonförande bergarterna är diffusa, men de synliga relationerna mellan bergarterna antyder att de är ungefär likåldriga. Metagraniten är lokalt hydrotermalt omvandlad till en ljust grå kvarts-plagioklasbergart (jfr Hoeve 1974).

Ett parti av röd till ljusröd, jämnkornig och medelkornig metagranit som är intimt associerad med den ögonförande Loftahammargraniten visar relativt låg magnetisk susceptibilitet samt hög gammastrålning (7G 3f, 4e–f, fig. 5). Samtliga spektrometermätpunkter inom den centrala delen av detta parti visar ett gammaindex (m_γ) större än 2, vilket innebär att berggrunden anses olämplig att använda som krossberg (m_γ är ett mått på den totala gammastrålningen, beräknad från spektrometermätningen). De beräknade torium- och uranhalterna uppgår till 48–76 ppm respektive 13–20 ppm. Vid de lokaler där spektrometermätning utfördes, visar provtagningen en susceptibilitet av 10–1500 x 10^{-5} SI-enheter. I allmänhet är susceptibiliteten dock 10–2300 x 10^{-5} SI-enheter inom den centrala delen av det lågmagnetiska, högstrålande området. En modellering av magnetfältet indikerar att den relativt lågmagnetiska metagraniten har ett djupgående av mindre än 2 km (fig. 8). Tyngdkraftsfältet har inte använts vid modelleringen, då det finns relativt få mätpunkter i detta område.

I norr, t.ex. i kartbladsområdena 7G Västervik NV och SV, förekommer en kvartsförande monzonit eller monzodiorit. Bergarten är grå till ljust röd, medel- till grovkornig och jämnkornig till porfyrisk med mantlade fenokryster av kalifältspat. Lokalt syns en tydlig foliation, dock inte så distinkt som i de röda, metaintrusiva bergarterna som är beskrivna ovan. Den diffusa kontakten till en röd, jämnkornig leukokratisk metagranit vid Berghult (fig. 6d) visar, att dessa bergarter är ungefär likåldriga och att de har påverkats av samma deformation. Den kvartsförande monzoniten till monzodioriten ger upphov till ett regelbundet mönster utan tendens till bandning på den magnetiska anomalikartan (fig. 3). Den visar också låga värden på eK, eU och eTh på den radiometriska kartan (fig. 4). Ett prov togs nära vägkorsningen sydost om Reverum (7G, 5h) för U-Pb-datering av zirkoner.

Från trakten av Oskarshamn och västerut förekommer granitoider som till stora delar är kraftigt folierade (fig. 9). På äldre kartor och i äldre litteratur betraktades dessa metagranitoider som äldre än Smålandsgraniterna (jfr Lundegårdh m.fl. 1985). Genom den översiktliga kartering som nu har utförts, har det kunnat konstateras att åtminstone en del av granitoiderna utgörs av ”Smålandsgraniter” som zonvis är mer eller mindre kraftigt folierade. På den flygmagnetiska kartan (fig. 3) framträder de som lågmagnetiska partier. Åldersbestämning av en av dessa bergarter har givit en ålder av 1803^{+23}_{-16} miljoner år. I norra kanten av kartområdet 5F Åseda NO och vidare in i Vetlandaområdet förekommer granodioritiska till tonalitiska granitoider vars åldersställning är osäker.

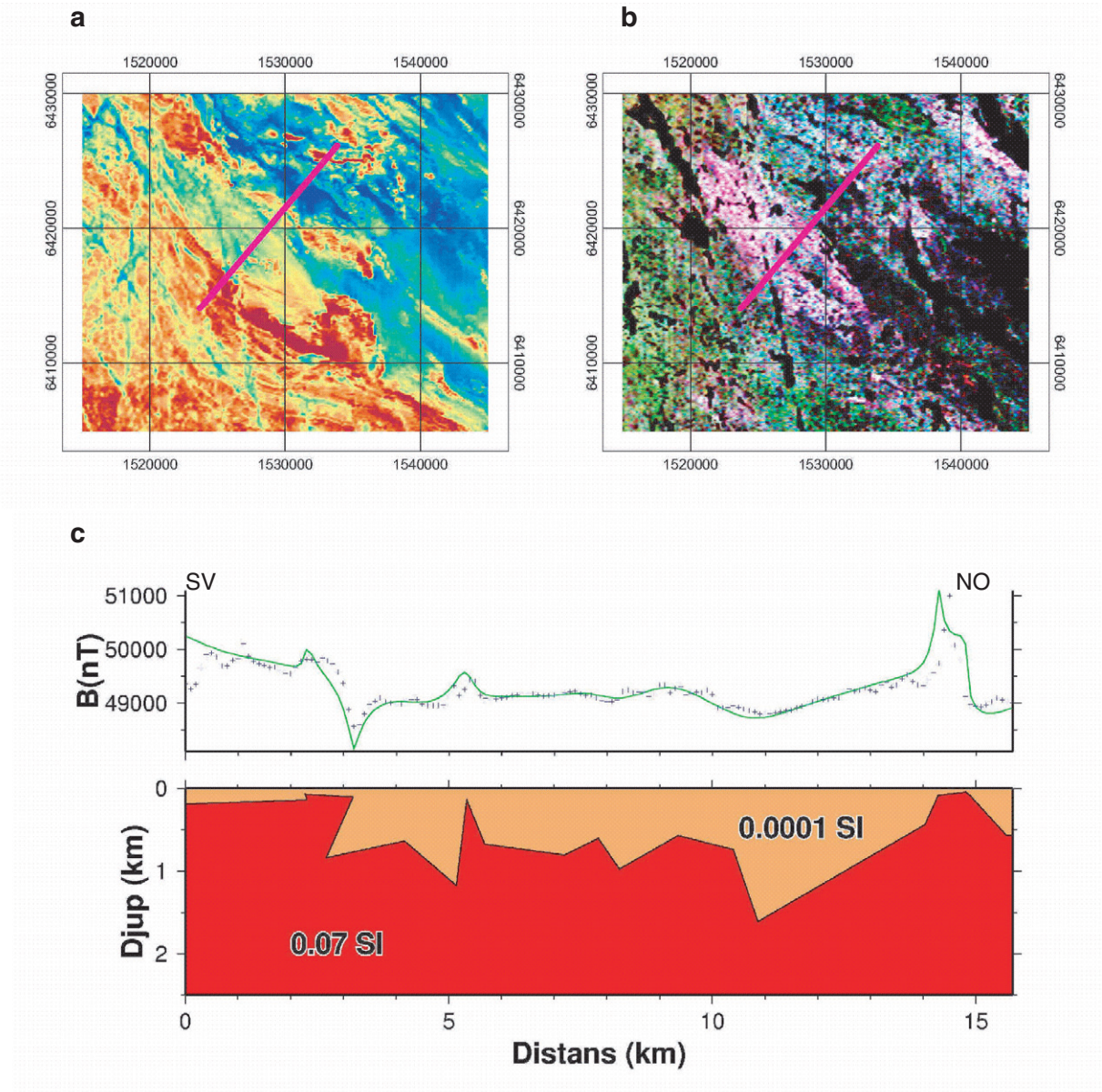


Fig. 8. Modellering av djupgående för granitoidkomplex i norra delen av kartområdena 7G Vimmerby SO och NO. Magnetiskt totalfält (a), färgkompositbild baserad på flygmätt gammastrålning (b) och magnetiskt totalfält samt modellberäkning (c).

De sura intrusivbergarterna inom projektområdet uppvisar generellt susceptibilitets- och densitetsvärden inom intervallen 0–5000 x 10^{-5} SI-enheter respektive 2560–2730 kg/m^3 (fig. 4). De intermediära leden har i allmänhet högre susceptibilitets- och densitetsvärden. Granodiorit, monzonit och kvartsmonzonit har huvudsakligen susceptibilitetsvärden på 700–6000 x 10^{-5} SI-enheter och densitetsvärden på 2600–2750 kg/m^3. Monzodiorit och kvartsdiorit har ytterligare något högre susceptibilitets- och densitetsvärden, 1000–6000 x 10^{-5} SI-enheter respektive 2680–2840 kg/m^3.

Sambandet mellan kalium- och toriumhalt (fig. 10) är tydligt för bergarter med lägre toriumhalter än ca 20 ppm. Graniterna har huvudsakligen toriumhalter på 10–30 ppm medan granodioriternas normalt är 8–23 ppm. Prover med monzodioritisk till kvartsdioritisk sammansättning har toriumhalter som ligger mellan 4 och 17 ppm.

Fig. 9. Grå, fint medelkornig, delvis småporfyrisk folierad granodiorit. Provtagen för åldersbestämning. Väghäll söder om Orrhälla, 5G Oskarshamn NV (6347186/1505290), koordinater i rikets nät. Skalindelning i cm. Foto Hugo Wikman 2001.

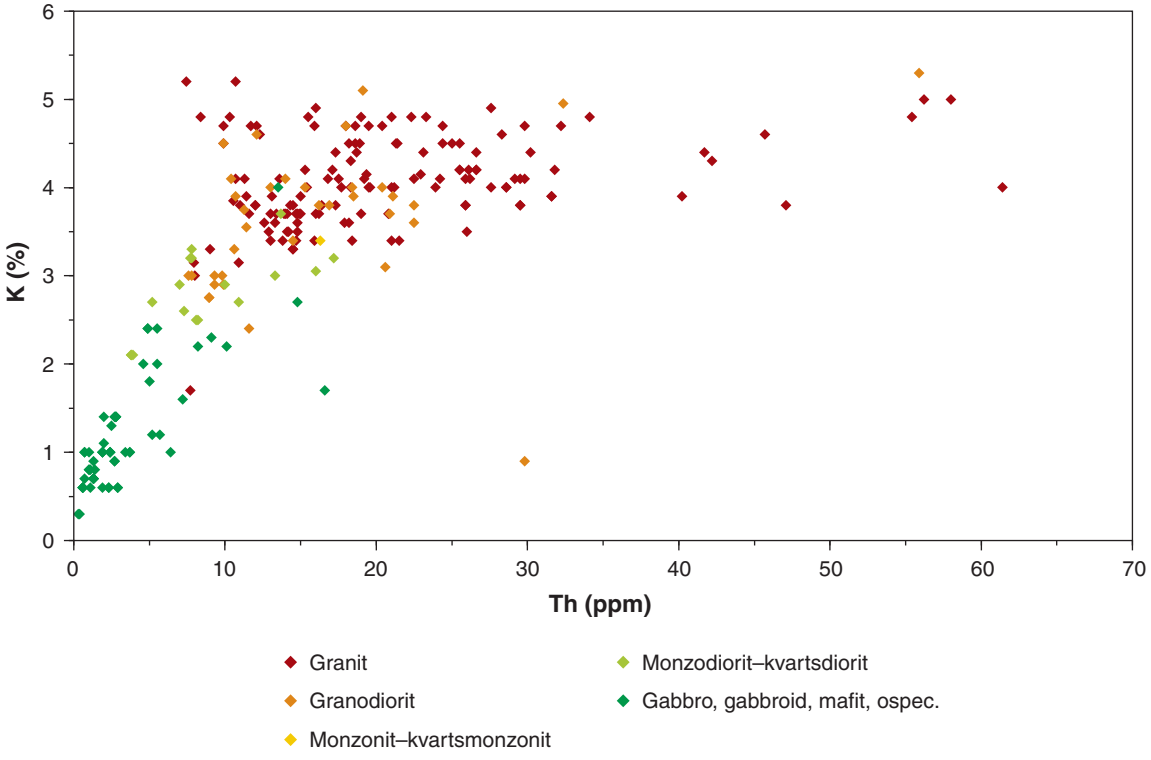


Fig. 10. Kaliumhalt mot toriumhalt, baserat på spektrometermätning på häll. Grå symboler anger spektrometermätningar på bergarter som faller utanför någon av de angivna bergartsklasserna eller spektrometermätningar på observationspunkter där berggrunden tills vidare saknar säker klassificering.

Äldre gångbergarter (gångporfyr och ”uralitdiabas”)

Gångporfyr och ”uralitdiabas” uppträder främst inom kartområdena 5G Oskarshamn SV och NV samt 5F Åseda NO. På många ställen förekommer de tillsammans, antingen som enskilda gångar eller som blandade gångar, där diabasen i allmänhet ligger som sliror eller enklaver i porfyren (jfr Wikström 1992). Den sistnämnda bergarten är vanligen rödgrå och har väl avgränsade fältspatkristaller, ca 0,5–2 cm stora (fig. 11). Porfyren har i allmänhet ryolitisk sammansättning. Bredden på gångarna varierar, men det finns exempel på mer än 50 m. I vissa fall kan det t.o.m. röra sig om mindre kroppar. Riktningen på de södra gångarna är i allmänhet VSV-lig, medan de nordligare gångarna i området 5F Åseda NO har en nord–sydlig riktning. Åldern på gångporfyrerna skiljer sig sannolikt inte särskilt mycket från de intruderade graniternas åldrar (Nilsson & Wikman 1997).

”Uralitdiabaserna” är i allmänhet mörka, finkorniga bergarter som är kraftigt folierade och omvandlade. Den vanligaste riktningen på gångarna är ungefär nordostlig. Det förekommer även basiska porfyriska gångar som har samma riktning och som är rikligt strökornsförande, med plagioklasströkorn på upp till 10 cm i storlek. Plagioklashalten är ställvis så hög att bergarten där kan betraktas som en anortosit.

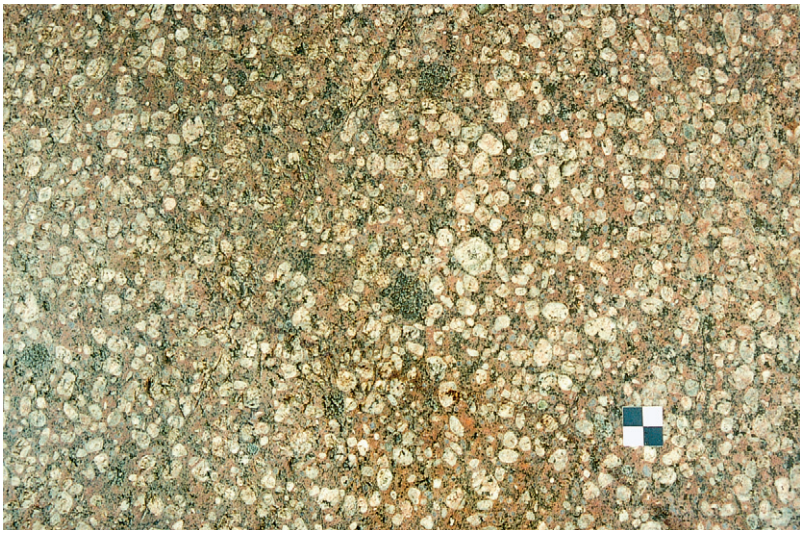


Fig. 11. Rödgrå gångporfyr. Häll vid järnvägen i Värlebo, 5G Oskarshamn NV (6325200/1524100), koordinater i rikets nät. Skalindelning i cm. Foto Hugo Wikman 2001.

Yngre granit

Granit med en ålder av ca 1450 miljoner år förekommer i tre områden. Det första är ett nästan cirkulärt område kring sjön Götemaren (6G Vimmerby SO) som innehåller så kallad Götemargranit (Kresten & Chyssler 1976). Det andra området finns strax söder om Simpevarps kärnkraftsanläggning (6G Vimmerby SO), och bergarten i området kallas Uthammargranit. Det tredje området utgörs av ön Blå Jungfrun. I alla tre områdena är bergarten en mestadels grovkornig röd granit. Götemargraniten är delvis finkornigare i ytterområdena, och norr om intrusionerna finns en porfyrisk variant med finkornig grundmassa. Den senare uppträder som en gång med flack stupning utåt från granitkroppen. Alla granittyperna kännetecknas av höga halter av kalifältspat och kvarts. Typiskt för framför allt Götemargraniten är förekomsten av flusspat, främst som sprickfyllnad men även i grundmassan. Framförallt Götemargraniten har tidigare varit föremål för en omfattande brytning av byggnadssten, och en viss verksamhet pågår fortfarande i området. Yngre, med graniten associerad aplit och pegmatit förekommer som flackt liggande till nästan horisontella gångar.

Götemargraniten har relativt låg susceptibilitet (ca 600×10^{-5} SI-enheter) samt höga halter av uran och torium (13 respektive 55 ppm). Den har ett gammaindex som överstiger det rekommenderade gränsvärdet för krossberg.

Yngre gångbergarter (diabas)

Finkorniga, mörkt grå till svarta, lokalt porfyriska gångar av diabas förekommer. Bredden på gångarna är i allmänhet inte mer än högst ett tiotal meter och riktningen nord–sydlig. Troligen är de samhöriga med de så kallade Blekinge-Dalarnadiabaserna, vilka har en ålder av ca 930 miljoner år.

I södra delen av undersökningsområdet förekommer långsträckta, nord–sydligt strykande magnetiska anomalier som indikerar en förekomst av gångbergarter med hög magnetisering. Tydligast framträder dessa anomalier i den östra delen av kartområdet 5F Åseda samt i den västra delen av kartområdet 5G Oskarshamn. Vissa av anomalierna kan följas över avstånd som är större än 30 km. En möjlig förklaring till anomalierna är gångar av diabas eller ”uralitdiabas”.

Inom hela undersökningsområdet har 11 prover tagits från diabaser och 14 från ”uralitdiabaser”. Susceptibiliteten för diabaserna varierar mellan 1000 och $20\,000 \times 10^{-5}$ SI-enheter, få prover har dock värden under 5000×10^{-5} SI-enheter. Densiteten är vanligen 2840–3020 kg/m^3 (notera att tyngdkraften är till liten hjälp för modellberäkning av gångbergarter på grund av deras begränsade volymer). För metadiabaserna är susceptibiliteten vanligen lägre än ca $4000 \times 10–5$ SI-enheter.

Endast ett fåtal prover av diabas eller ”uralitdiabas” sammanfaller med de långsträckta, nord-sydligt strykande anomalierna som diskuteras ovan. I kartområdena 5F Åseda SO och NO utfördes markprofilmätningar av magnetfältet vid ett antal lokaler i anslutning till anomalierna. Mätningarna visar på väldefinierade maxima i magnetfältet. Det är dock svårt att hitta häll vid dessa magnetfältsmaxima, också i områden med i övrigt god blottningsgrad. En profilmätning vid sjön Salen (8i) visade en förhöjning i magnetfältet över en sträcka av ca 100 m (maxvärdet för den magnetiska flödestätheten låg ca 2500 nT över bakgrundsnivån). Vid denna lokal observerades ”uralitdiabas” i fast klyft samt i blockansamlingar vid sjöstranden. Petrofysikprover från block visar en susceptiblitet av ca $18\,000 \times 10^{-5}$ SI-enheter, och hällmätningar visar en susceptiblitet på ca 15000×10^{-5} SI-enheter. En modellberäkning som har utförts för denna ”uralitdiabas”, indikerar en bredd av ca 50 m. Remanent magnetisering har ej inkluderats vid modelleringen, eftersom orienterade prover saknas (blockprovet har en Q-kvot av 0,35).

Paleozoiska sedimentbergarter

Kustremsan upptas av yngre sedimentära bergarter som bildades under tidsperioden kambrium. Några blottningar har inte påträffats på fastlandet, men på exempelvis Runnö utanför Påskallavik (5G, 7i–j) finns kambriska lager representerade av ljus, lös sandsten, som uppåt i lagerföljden är hårdare och kvartscementerade. Överst uppträder en gröngrå, tunnskiktad sandsten, den så kallade Kråkstenen, där den ursprungliga skiktningen blivit störd av grävande organismer (bioturbation, jfr Bruun i Lundegårdh m.fl. 1985).

Längs kustremsan förekommer även block som utgörs av rödrandiga sandstenar och konglomerat. Bottenkonglomerat har under den nu pågående karteringen observerats i grunda sprickor i Smålandsgranit i kartområdet 5G Oskarshamn SO.

STRUKTURGEOLOGI

I t.ex. kartområdet 7F Tranås SO, i den norra delen av projektområdet, är merparten av berggrunden odeformerad. Endast spröda deformationszoner som tolkats från det geofysiska underlagsmaterialet har identifierats. Detta skiljer sig markant från förhållandena i den nordostligaste delen av projektområdet och t.ex. Oskarshamnstrakten i de centrala och södra delarna av projektområdet.

Strukturella drag och deformationshistoria i den nordostligaste delen av projektområdet

Flera kritiska faser i områdets deformationshistoria har identifierats längst upp i det nordöstra hörnet (7G Västervik NO, 7H Loftahammar NV). Ett försök att koppla dessa observationer till det mer komplexa schema som upprättats av Beunk & Page (2001) görs nedan. Följande nyckelhändelser har urskiljts:

1. Bildning av en regional gnejsstruktur.
2. Bildning av större veckstrukturer inkluderande ”sheath folds”, en stark lineation och zoner med hög plastisk deformation.
3. Kontinuerliga rörelser längs zonerna med hög plastisk deformation under förhållanden med lägre temperatur. Övergång till spröd deformation.

Regional gnejsstruktur

Bergarter äldre än 1850 miljoner år uppvisar en planstruktur som bildats i samband med höggradig metamorfos (övre amfibolitfacies). Denna planstruktur är huvudsakligen en gnejsighet med band av omväxlande ljus pegmatitisk eller finkornigare granitisk leukosom och mörkare mesosom. I några litologier förekommer en mineralfoliation. Den regionala gnejsigheten är tydligast nordost om det område som påverkats av kraftig plastisk deformation i Loftahammar–Linköping-deformationszonen (LLDZ). Ovan nämnda strukturer och höggradig metamorfos saknas i bergarter som har åldern 1850 miljoner år eller yngre, vilket indikerar att strukturerna har bildats tidigare. Den regionala gnejsstrukturen motsvarar D1 enligt Beunk & Page (2001).

Veckning, lineation och zoner med stark plastisk deformation

I området nordost om LLDZ är berggrunden veckad i både megaskopiska och mesoskopiska strukturer. Mesoskopiska veck har deformerat den regionala gnejsstrukturen och den tidigt utbildade mineralfoliationen (fig. 12a). Generellt sett är inga axialplansstrukturer kopplade till dessa veck. Lokalt förekommer dock granitådring och en diffus ”spaced cleavage” längs axialplanen. Veckningen åtföljs av höggradig metamorfos (övre amfibolitfacies). Både de uppmätta variationerna i gnejsstrukturen och mönstret på den magnetiska anomalikartan (fig. 3) antyder en förekomst av megaskopiska veck. Fältmätningar visar på en veckaxel och en sträckningslineation som har ungefär samma orientering. Lineationens orientering varierar, från svagt till moderat stupande, i företrädesvis OSO-lig till sydostlig riktning. I den nordvästra delen av kartbladsområdet 7G Västervik NO stupar lineationen mot väster eller nordväst.

Baserat på fältobservationer och på den magnetiska anomalibilden tolkas följande megaskopiska veck förekomma nordost om LLDZ. Vecken är mer slutna och har större amplitud närmare LLDZ:

1. En öppen, sammansatt synform–antiform nordost om Valdermarsviken med axialplan som stryker genom Stora Ålö.
2. En komplex, huvudsakligen antiform struktur i området mellan Åsvikelandet (7H Loftahammar NV 6a) och Valdermarsviken (9a). Denna strukturella subdomän karaktäriseras av slutna ögonformade veck.
3. En sluten, stor synform med axialplan som passerar genom Stora Askö och fortsätter mot nordväst, åtminstone till området söder om Rammsjön.
4. En antiform med axialplan som följer sjön Vindommen mot nordväst till Skrickerum.

Strukturella mätningar runt ett av de ögonformade vecken visar, att det har både antiform och synform geometri och innehåller en metagranit med en tydlig linjärstruktur i sin centrala del. Det saknas fältbevis för att strukturen bildats genom omveckade veck. Ovannämnda observationer indikerar att

strukturen är ett ”sheath fold”. Liknande argument för förekomsten av ”sheath folds” i andra områden har lagts fram av Boutsma m.fl. (2001).

Upp till 6–7 km mot nordost från SSF är bergarterna påverkade av stark plastisk deformation. Detta breda bälte motsvarar den strukturella domän som kallas LLDZ. Bergarterna utgörs huvudsakligen av starkt bandade ortognejser (fig. 12b) och folierade, röda till ljusröda metagraniter. Zonen stryker i nordvästlig riktning diagonalt över kartområdet 7G Västervik NO. Vidare förekommer en vanligtvis ost–västligt till VNV-ligt strykande foliation i metagraniten. Foliationens strykning har en liten vinkel mot den tydliga bandningen i ortognejserna. Förhållandet mellan foliationen och bandningen motsvarar ett ”CS-fabric” i megaskala. Den översiktliga berggrundskartan som presenteras i Sundius (1926) visar på en sluten veckomböjning inom LLDZ. Den ihållande västliga stupningen hos lineationerna i detta område visar att vecket är en antiform. Deformationen i LLDZ startade under retrograda amfibolitfaciesförhållanden.

De interna strukturella förhållandena inom LLDZ visar på en viktig dextral komponent längs deformationszonen (fig. 12c). En flackt stupande sträckningslineation och mesoskopisk ”CS-fabric” i de porfyriska metagraniterna i Loftahammarområdet stöder denna tolkning (Beunk & Page 2001). Mot nordväst längs LLDZ uppvisar mylonitiska bergarter en mot NNV brant stupande sträckningslineation och en revers kinematik med nordvästra sidan upp. Sammanfattningsvis visar kinematiska data att LLDZ började sin långa deformationshistoria som en kraftig dextral-transpressiv, plastisk skjuvzon (se Beunk & Page 2001). Under den plastiska deformationen pressades bergarterna nordost om zonen, både sidledes mot sydost och uppåt till en högre strukturell nivå.

Kraftig plastisk deformation är inte uteslutande lokaliserat till LLDZ utan har också observerats:

1. Längs det nordvästligt strykande lineamentet i området nordost om Licknevarpefjärden (7H, 7b) och sydost om Stjärneberg (8a).
2. Längs delar av kontakten mellan den kvartsförande monzoniten till monzodioriten och den röda till ljusröda metagraniten i sydvästra delen av kartbladsområdet 7G Västervik NO.
3. Längs kontakten mellan den röda till ljusröda metagraniten och metasedimentära bergarter i det sydvästra hörnet av 7G Västervik NO.
4. Vid Verkebäck /7A Västervik SO) med fortsättning mot NV.

De varierande strukturella dragen som beskrivs ovan – veckning, bildning av den starka lineationen och stark plastisk deformation längs LLDZ och andra deformationszoner – bildades under likartade tektoniska förhållanden för 1850 miljoner år sedan och/eller senare. De motsvarar D2- och D3-veckstrukturer och D5-retrograd skjuvning och förkortning beskrivna i Beunk & Page (2001).

Spröd-plastisk och spröd deformation

Förekomsten av både myloniter bildade vid låg temperatur och förkastningsbreccior (fig. 12d) med hydrotermalt bildad kvarts (t.ex. i området runt Djursnäs, 7G, 5i) längs SSF bekräftar, att denna zon representerar en spröd-plastisk och spröd deformationszon. Tillsammans med den intensiva plastiska deformationen längs LLDZ visar dessa spröda egenskaper att LLDZ är en bred, plastisk deformationszon som senare reaktiverats längs smala zoner och i kallare tektoniska regimer. Reaktiveringen är tydligast längs SSF men troligen förekommer den också längs flera av de andra topografiska lineamenten eller magnetiska minima som finns längs LLDZ.

Undersökningsområdet innehåller flera andra stora lineament som identifierats med hjälp av topografisk information i kombination med magnetiska (fig. 3) och elektromagnetiska data. Dessa lineament stryker i nordväst, nord–syd till nordnordväst och i nordost. Betydelsen av dessa zoner återstår att undersöka. Förkastningar och lineament tillhör D_6 och post-D_6-strukturer enligt Beunk & Page (2001).

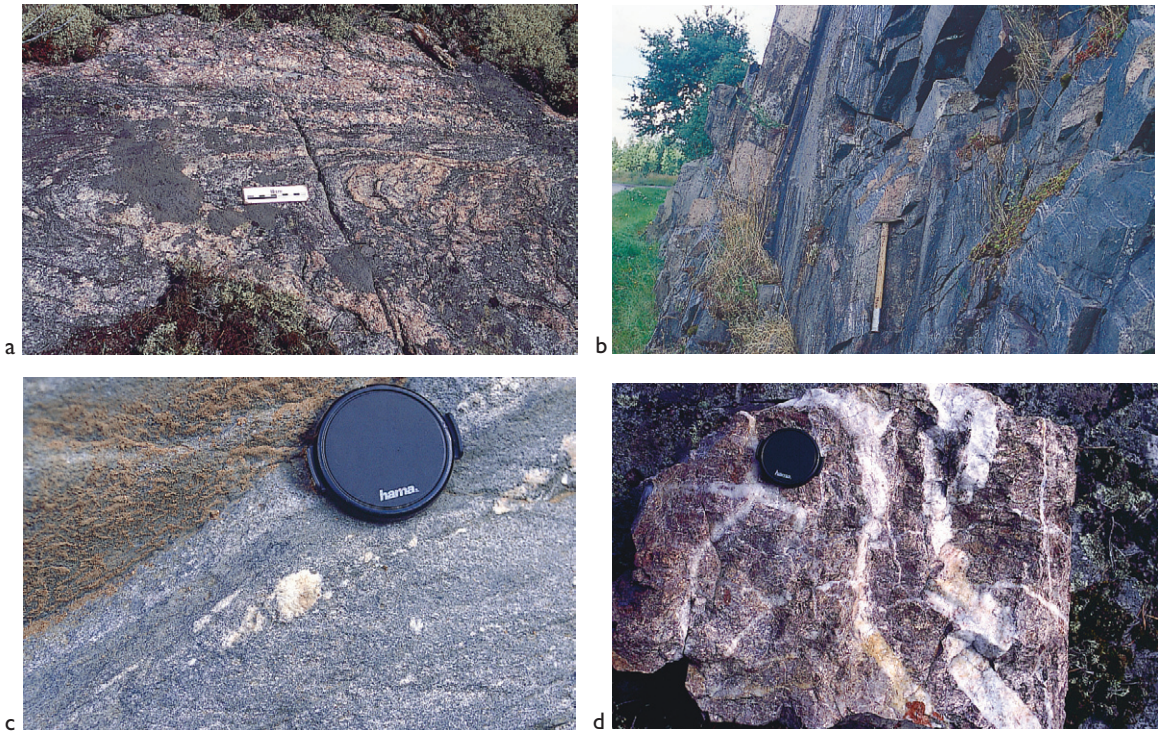


Fig. 12. Fotografier som visar deformation i den nordostligaste delen av projektområdet. Koordinater i rikets nät.
a) Veckad gnejsighet i metagranitoid. Veckaxeln har en orientering som är 145/20°. Hällen ligger strax nordost om LLDZ på sydvästra flanken av den synform, vars axialplan passerar söder om Rammsjön. Horisontalsnitt mot ostnordost. Häll nordost om Forsby, 7G Västervik NO (6438751/1544744).
b) Starkt bandad, finkornig ortognejs som visar ett exempel på högtemperaturmyloniter i LLDZ. Vertikalsnitt mot västnordväst. Väghäll vid Hulta, 7G Västervik NO (6433724/1545256).
c) Roterad porfyroklast av kalifältspat (δ-struktur) längs en relikt pegmatitådra i en grå, finkornig, intermediär ortognejs. Den starka bandningen har en orientering på 320/85°. Hällen ligger inom LLDZ och δ-strukturen visar på en dextral rörelsekomponent i den plastiska deformationszonen. Flackt liggande snitt mot nordost. Väghäll nordväst om Hulta, 7G Västervik NO (6435109/1543105).
d) Förkastningsbreccia med hydrotermalt bildad kvarts i ljus röd metagranit längs SSF. Djursnäs, 7G Västervik NO (6427969/1543502).

Strukturella drag och deformationshistoria i de centrala och södra delarna av projektområdet

I de centrala och södra delarna av karteringsområdet kan deformationen också delas in i typerna plastisk och spröd. Plastiska deformationszoner finner man bl.a. i de centrala delarna av kartområdet 5F Åseda SO väster om Oskarshamn, där en mer eller mindre påtaglig foliation i granitoiderna är typisk. Foliationens riktning varierar i allmänhet från ost–västlig till VNV-lig, och i Oskarshamnstrakten är den ONO-lig. Deformationen har ibland varit så kraftig att berggrunden mylonitiserats, och t.ex. på Äspö norr om Simpevarp (6H Kråkelund SV 3a) förekommer en ca 10 m bred mylonitzon som är parallell med den regionala foliationsriktningen. Förmodligen har zonerna aktiverats under flera perioder och även påverkats av spröd deformation.

Kontaktzoner mellan olika bergarter, främst vulkaniter och graniter, har också utsatts för plastisk deformation. Zonen väster om Ruda (5G Oskarshamn NV 6a–d) är ett exempel på en deformationszon som ligger mellan metavulkaniska bergarter i söder och granitberggrund i norr. Eftersom de metavulkaniska bergarterna oftast uppträder i stråk med ungefär ost–västlig riktning, har sannolikt svaghetszoner med denna riktning styrt intrusionsmekanismen och de tektoniska processerna under utvecklingen av TMB i Småland.

Liksom i den nordöstra delen av projektområdet uppträder spröda deformationszoner även i de

plastiska deformationszonerna. Ett utmärkt exempel härpå är den topografiskt smala, ost–västliga zonen norr om Fågelfors (5G Oskarshamn NV 8–9a). I anslutning till de ovan beskrivna gångporfyrerna och ”uralitdiabaserna” förekommer en plastisk deformation av berggrunden som yttrar sig som smala, delvis mylonitartade zoner (fig. 13). Spröda zoner skär i många fall de plastiska zonerna. Kvartsläkta myloniter är relativt vanligt förekommande i de spröda zonerna, bl.a. i den zon som sträcker sig från Fliseryd (5f) mot nordost.

Fig. 13. Smal mylonitzon (till vänster om skalan) i kraftigt folierad granit intill gångar av uralitdiabas. Häll ONO L. Örnetorpet, 5G Oskarshamn NO (6341540/1536550) koordinater i rikets nät. Skalindelning i cm. Foto Hugo Wikman 2000.

MALMER OCH MINERALISERINGAR

Berggrunden i nordostligaste delen av Kalmar län är mineraliserad på många ställen. Ett stort antal malmer, främst järn- och kopparmalmer har brutits åtminstone under de fyra senaste seklen. Dessutom finns landets största koboltmalm inom länets gränser, vid Gladhammar (6G 9h). Det finns även många kända uranmineraliseringar, främst i Västerviksområdet (7H 0a). Molybdenmalm har utvunnits bl.a. vid Björndalen (7G 6e) och Vrånghult (7G 6e). Några få, små nickelmineraliseringar är också kända, dels i Virserumsområdet (6F 0h), dels i trakten av Loftahammar (7H 3a). Slutligen kan nämnas att guld påvisats i flera kopparmineraliseringar i länets norra del, t.ex. vid Sjöändan (7G 6e) och Solstad (6G 6i).

INDUSTRIELLA MINERAL OCH BERGARTER

Inom Kalmar län har brytningen av blocksten tidvis haft en mycket stor omfattning. Inom ett ca 50 km långt område, begränsat av Blankaholm (6G 7i) i norr och Påskallavik (5G 7h) i söder, har en intensiv stenbrytning pågått tidvis. Huvudsakligen är det olika graniter som saluförts över världen, under produktionsnamn som t.ex. ”Virbo, Vånevik och Flivik”. Produktionen var i äldre tider till stor del inriktad på tillverkning av gat- och kantsten, medan modernare användningsområden är t.ex. fasadbeklädnad. Även Västervikskvartsiten har brutits. På Öland har kalkstensbrytning pågått i större eller mindre omfattning sedan medeltiden.

Slutligen kan nämnas att kvarts har brutits i begränsad omfattning. Mest omfattande torde brytningen ha varit vid Ingridstorp (6G 8c).

IMPAKTSTRUKTURER

Området runt sjön Hummeln har föreslagits representera en meteoritimpakt (t. ex. Fredriksson & Wickman 1963, Lindström m.fl. 1999). Sjön döljer en rund djuphåla som varit föremål för omfattande geologiska och geofysiska undersökningar (Lindström m. fl. 1999). Dessa visar bl.a. att botten av sjön utgörs av en sedimentär breccia samt att de kambriska sedimentära bergarterna är kraftigt störda medan de ordoviciska är intakta. Dessa observationer tillsammans med seismiska data och tyngdkraftsdata indikerar att djuphålan motsvarar en impaktkrater. Den maximala åldern på kratern, med utgångspunkt från observerad stratigrafi, är föreslagen att vara tidigt ordovicisk.

I södra delen av kartområdet 5G Oskarshamn SO, nordväst om Rockneby, finns en närmast cirkulär symmetrisk anomali i magnetfältet (fig. 3). Anomalin består av en cirkulär lågmagnetisk struktur omgiven av två koncentriska ringformade strukturer, en inre ring med hög magnetisering och en yttre med låg. Den yttre, lågmagnetiska ringen har en största diameter av ungefär 6 km. Avsaknaden av berg i dagen försvårar tolkningen av den ringformade anomalin. Två förklaringar till anomalin är tänkbara, den ena är att den ringformade strukturen bildats av ett meteoritnedslag, den andra att strukturen är ytsnittet av en komplex, ytnära ringformad intrusion.

Under året har resistivitetsonderingar utförts vid två lokaler, den ena inom ringstrukturen, den andra strax utanför. Sonderingen inom ringstrukturen visar ett maximalt värde av ca 13000 Ωm, vilket förmodas representera berggrundens resistivitet. Denna mätning utfördes med en maximal elektrodseparation på drygt 1 km (strömelektrodernas maximala avstånd från utläggets mittpunkt var 480 respektive 680 m). Sonderingens läge gör dock att det är något osäkert om resistivitetsvärdet representerar den äldre, kristallina berggrunden eller den yngre, sedimentära. Strax söder om ringstrukturen visar en sondering ca 6000 Ωm vid det maximala undersökningsdjupet. Den största elektrodseparationen var i detta fall ca 640 m (symmetriskt utlägg vid maximal elektrodseparation), varför det är något osäkert om resistivitetsvärdet representerar berggrunden eller de kvartära avlagringarna. Resultaten av undersökningen är under utvärdering.

Provtagning för petrofysiska mätningar har utförts vid ett antal lokaler strax utanför den västra randen av ringstrukturen. Proverna visar en susceptibilitet av $70–1300 \times 10^{-5}$ SI. Den remanenta magnetiseringen är vanligen relativt låg (Q-kvoten varierar generellt mellan 0,02 och 0,51), med undantag av ett prov med en mycket kraftig remanent magnetisering (Q-kvot ca 52). Det sistnämnda provet togs ca 2 km från randen av den yttre, lågmagnetiska ringen.

Kompletterande tyngdkraftsmätningar inom ringstukturen och i dess närområde har genomförts under 2001. Resultaten av mätningarna visar på ett markant tyngdkraftsunderskott i området.

Ytterligare information om magnetiska och elektriska egenskaper och om gammastrålningen inom ringstrukturen och i anslutning till denna finns i Wik m.fl. (2000).

LITTERATUR

Andersson, U.B., 1997: Petrogenesis of some Proterozoic granitoid suites and associated basic rocks in Sweden (geochemistry and isotope geology). *Sveriges geologiska undersökning Rapporter och meddelanden nr 91*, 216 s.

Beunk, F.F. & Page, L.M., 2001: Structural evolution of the accretional continental margin of the Paleoproterozoic Svecofennian orogen in southern Sweden. *Tectonophysics 339*, 67–92.

Boutsma, S.C., Lamme, V.J.E., van Noorden, N.J. & Velthuis, B.H.M., 2001: *Structural-petrological research in southeastern Sweden – the existence of mega-sheath folds*. Unpublished thesis, Free University of Amsterdam, 39 s.

Bruun, Å., Kornfält, K.-A., Sundberg, A., Wik, N.-G., Wikman, H. & Wikström, A., 1991: Malmer, industriella mineral och bergarter i Kalmar län. *Sveriges geologiska undersökning Rapporter och meddelanden nr 65*, 176 s.

Bruun, Å., Nilsson, C.-A., Sundberg, A., Wik, N.-G., & Wikström, A., 1995: Malmer, industriella mineral och bergarter i Östergötlands län. *Sveriges geologiska undersökning Rapporter och meddelanden nr 80*, 340 s.

Claesson, S., Huhma, H., Kinny, P. D. & Williams, I.S., 1993: Svecofennian detrital zircon ages - implications for the Precambrian evolution of the Baltic Shield. *Precambrian Research 64,* 109–130.

Fredriksson, K. & Wickman, F.E., 1963: Meteoriter. *Svensk Naturvetenskap 16*, 121–157.

Gavelin, A., 1904: Beskrifning till kartbladet Loftahammar. *Sveriges geologiska undersökning Aa 127*, 91 s.
Gavelin, A., 1910: Relationerna mellan graniterna, grönstenarna och kvartsit-leptit-serien. *Sveriges geologiska undersökning C 224*, 116 s.
Gavelin, S., 1984: The Västervik area in south-eastern Sweden. Studies in proterozoic sedimentation, high-grade metamorphism and granitization. *Sveriges geologiska undersökning Ba 32*, 171 s.
Henkel, H. & Nisca, D., 1978: A rock sample orientation system used by the Geological Survey of Sweden. *Sveriges geologiska undersökning C 740*, 15 s.
Hoeve, J., 1974: *Soda metasomatism and radioactive mineralization in the Västervik area, southeastern Sweden.* Thesis, Free University of Amsterdam, 122 s.
Kresten, P., 1986: The granites of the Västervik area, south-eastern Sweden. *Sveriges geologiska undersökning C 814*, 35 s.
Kresten, P. & Chyssler, J., 1976: The Götemar massif in southeastern Sweden: A reconnaissance survey. *Geologiska Föreningens i Stockholm Förhandlingar 98,* 155–161.
Lindström, M., Flodén, T., Grahn, Y., Hagenfeldt, S., Ormö, J., Sturkell, E.F.F. & Törnberg, R.,1999: The Lower Palaeozoic of the probable impact crater of Hummeln, Sweden. *GFF 121*, 243–252.
Lundegårdh, P.H., Wikström, A. & Bruun, Å., 1985: Beskrivning till provisoriska översiktliga berggrundskartan Oskarshamn. *Sveriges geologiska undersökning Ba 34*, 26 s.
Nilsson, M. & Wikman, H., 1997: U-Pb zircon ages of two Småland dyke porphyries at Påskallavik and Alsterbro, south-eastern Sweden. *I* T. Lundqvist (red.): *Radiometric dating results 3. Sveriges geologiska undersökning C 830,* 31–40.
Persson L. & Wikman, H., 1986: Beskrivning till provisoriska översiktliga berggrundskartan Jönköping. *Sveriges geologiska undersökning Ba 39*, 25 s.
Persson, P.-O. & Wikman, H., 1997: U-Pb zircon ages of two volcanic rocks from the Växjö region Småland, south central Sweden. *I* T. Lundqvist (red.): *Radiometric dating results 3. Sveriges geologiska undersökning C 830*, 50–56.
Rieffe, E.C., van Lil, R., Verweij, P.M. & Beunk, F.F., 1993: Preliminary data from the Loftahammar Shear Zone, southeastern Sweden. *I* M.B. Stephens & C.-H. Wahlgren (red.): *Ductile shear zones in the Swedish segment of the Baltic Shield. Abstracts and excursion guide. Sveriges geologiska undersökning Rapporter och meddelanden nr 76*, 16.
Stephens, M.B. & Wahlgren, C.-H., 1993: *I* M.B. Stephens & C.-H. Wahlgren (red.): *Ductile shear zones in the Swedish segment of the Baltic Shield. Abstracts and excursion guide. Sveriges geologiska undersökning Rapporter och meddelanden nr 76*, 18–19.
Stephens, M.B., Wahlgren, C.-H. & Weihed, P., 1997: Sweden. *I* E.M. Moores & R.W. Fairbridge: *Encyclopedia of European and Asian Regional Geology*. *Chapman & Hall, London*, 690–704.
Sundius, N., 1926: Berggrunden. *I* R. Sandegren & N. Sundius: *Beskrivning till kartbladet Skrikerum*. *Sveriges geologiska undersökning Aa 157*, 102 s.
Sundius, N., 1928: Berggrunden. *I* R. Sandegren & N. Sundius: *Beskrivning till kartbladet Valdemarsvik. Sveriges geologiska undersökning Aa 158*, 68 s.
Svenonius, F., 1914: Beskrifning till kartbladet Gamleby. *Sveriges geologiska undersökning Aa 147*, 117 s.
Wik, N.G., Daniels, J., Juhojuntti, N., Kero, L., Persson, L. & Wikman, H., 2001: Projekt Småland. *I* H. Delin (red.): *Regional berggrundsgeologisk undersökning – sammanfattning av pågående undersökningar 2000. Sveriges geologiska undersökning Rapporter och meddelanden 105*, 75–85.
Wikman, H., 1998: Beskrivning till berggrundskartorna Växjö SV och SO. *Sveriges geologiska undersökning, Af 188 och 200,* 90 s.
Wikman, H., 2000: Beskrivning till berggrundskartorna Växjö NO och NV. *Sveriges geologiska undersökning, Af 201 och 216*, 108 s.
Wikström, A. & Persson, P.-O., 2002: A c. 1845 Ma (”Askersund”) age of the Hälla augen gneiss in southeastern Östergötland, south-east Sweden. *I* S. Bergman (red.): *Radiometric dating results 5. Sveriges geologiska undersökning C 834*, x-y.
Wikström, A., 1989: General geological-tectonic study of the Simpevarp area with special attention to the Äspö island. *SKB, progress Report 25-89-06*, 12 s.
Wikström, A., 1992: Some composite dikes in Sweden. *Geologiska Föreningens i Stockholm Förhandlingar 114*, 385–394.
Wikström, A., 1993: U-Pb dating of the Stormandebo rhyolite in the Västervik area, southern Sweden. *I* T. Lundqvist (red.): *Radiometric dating results. Sveriges geologiska undersökning C 823*, 72–76.

E-post: ulf.bergström@sgu.se
niklas.juhojuntti@sgu.se
leif.kero@sgu.se
lena.lundqvist@sgu.se
michael.stephens@sgu.se
sam.sukotjo@sgu.se
nils-gunnar.wik@sgu.se
hugo.wikman@sgu.se

Geological Survey of Sweden
Box 670
SE-751 28 Uppsala
Phone: +46 18 17 90 00
Fax: +46 18 17 92 10
www.sgu.se

Uppsala 2002
ISSN 0349-2176
ISBN 91-7158-672-5
Print: Elanders Tofters, Östervåla