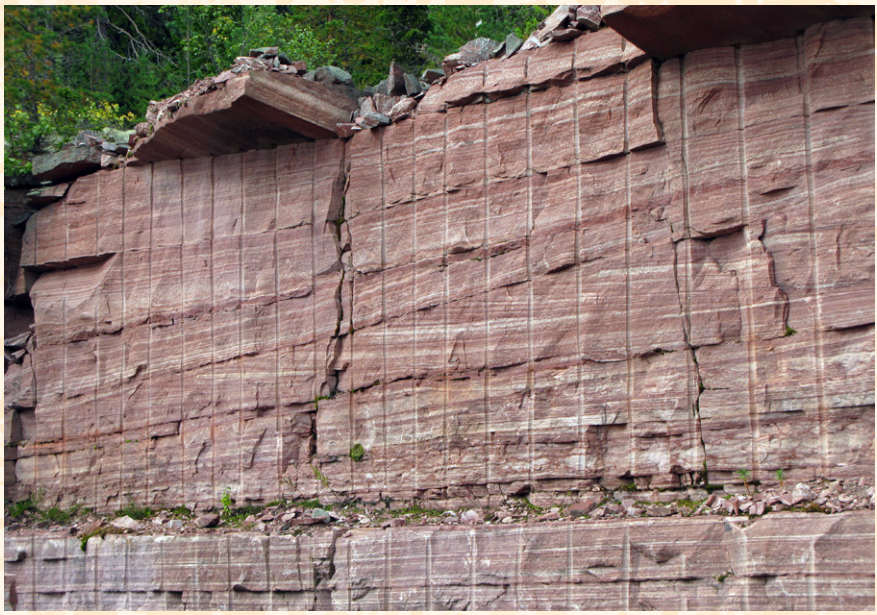
K 382

Beskrivning till berggrundskartan
Västra delen av Dalarnas län

Magnus Ripa, Claes Mellqvist, Martin Ahl,
Daniel Andersson, Mehrdad Bastani,
Hans Delin, Lutz Kübler, Per Nysten,
Lena Persson & Torbjörn Thelander



SGU
Sveriges geologiska undersökning

K 382

Beskrivning till berggrundskartan

Västra delen av Dalarnas län

Magnus Ripa, Claes Mellqvist, Martin Ahl,
Daniel Andersson, Mehrdad Bastani,
Hans Delin, Lutz Kübler, Per Nysten,
Lena Persson & Torbjörn Thelander

DESCRIPTION TO THE BEDROCK MAP
WESTERN PART OF THE COUNTY OF DALARNA

Sveriges geologiska undersökning
2012

ISSN 1652-8336
ISBN 978-91-7403-123-2

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

Omslagsbild: Storskalig korsskiktning i Dalasandsten i stenbrottet vid Mångsbodarna (6777200/1381274).
Large scale cross-bedding in Dala sandstone in the quarry at Mångsbodarna.

© Sveriges geologiska undersökning, 2012
Layout: Agneta Ek, Jeanette Bergman Weihed, SGU

INNEHÅLL

Inledning **5**

Metodik **7**

Berggrunden **9**
Geologisk utveckling 9
Svekofenniska ytbergarter och granitoid-dioritoid-gabbroidsvitens (GDG) plutoniter 11
Granit-pegmatitsviten (GP) 11
Ytbergarter och subvulkaniter associerade med ca 1 800 miljoner år gamla GSDG-plutoniter 12
Vulkaniter och subvulkaniter 14
Sedimentära bildningar 17
Granit–syenitoid–dioritoid–gabbroidsvitens (GSDG) plutoniter, ca 1 800 miljoner år gamla 17
Ytbergarter och subvulkaniter associerade med ca 1 700 miljoner år gamla GSDG-plutoniter 20
Vulkaniter och subvulkaniter 20
Digerbergsbildningar 31
Granit-syenitoid-dioritoid-gabbroidsvitens (GSDG) plutoniter, ca 1 700 miljoner år gamla 33
Jotniska bergarter 41
Sandsten och konglomerat 41
Öjebasalt 47
Diabas 50
Tunadiabas 51
Åsby- och Särnadiabas 52
Blekinge–Dalarnadiabas 53
Neoproterozoiska till ordoviciska sedimentära bergarter 59
Kaledoniderna 59
Undre skollberggrunden (Os–Rødekkekomplexet i Norge) 61
Mellersta skollberggrunden (Kvitvoldekkekomplexet i Norge) 64
Permiska intrusivbergarter 66
Strukturer 70
Primära strukturer 70
Svekokarelska strukturer 71
Synmagmatiska (GSDG), ca 1 700 miljoner år gamla strukturer 71

Svekonorvegiska strukturer 71
Kaledoniska strukturer 73
Metamorfos och andra omvandlingar 74

Geokemi **75**

Geofysik **77**

Naturresurser **82**
Mineraliseringar 82
Nyttosten 84

Referenser **86**

Bilaga 1. Den kemiska sammansättningen hos områdets bergarter **92**

INLEDNING

Följande beskrivning rapporterar om två projekt vars avsikt varit att ta fram digital berggrundsgeologisk information för västra delen av Dalarnas län. Området är ca 14 600 km^2 stort och omfattar hela eller delar av kartområdena 12D Uddeholm, 12E Säfsnäs, 13D Malung, 13E Vansbro, 14C Norra Finnskoga, 14D Sälen, 14E Mora, 15C Fulufjället, 15D Särna, 16C Idre, 16D Lofsdalen och 17C Funäsdalen (fig. 1). Området 15C Fulufjället undersöktes i ett separat projekt under ledning av Claes Mellqvist, övriga områden undersöktes under ledning av Magnus Ripa. Kartbladsindelningen samt alla koordinater i denna beskrivning är angivna enligt referenssystemet RT90 2,5gon V.

Undersökningarna bedrevs enligt Sveriges geologiska undersöknings regionala modell (kvalitetsdokument GUBStC), vilken innebär att ca 25 km^2 karteras per geolog och dag, och ca 60 km^2 mäts per geofysiker och dag. För varierande och komplicerad berggrund,



Fig. 1 Projektområdet.
The project area.

vilket delvis finns i projektområdena, innebär modellen att den framtagna kartbilden blir schematisk och att vissa bergartsrelationer förblir oklara.

Fältverksamheten i projekt 15C Fulufjället utfördes under åren 2004 till 2005. Resultaten beskrevs av Andersson m.fl. (2005). Claes Mellqvist och Torbjörn Thelander utförde berggrundsundersökningen och Lutz Kübler den geofysiska undersökningen. Gunnel Ransed och Hanna Lokrantz flygbildstolkade. Daniel Andersson arbetade som extrageolog och stod för den sedimentära faciesbeskrivningen av Fulufjället samt ritade loggarna. Den digitala renritningen av dessa utfördes av Ingemar Källberg.

Det andra och betydligt större projektet inleddes 2006 då delar av områdena 14E Mora, 16C Idre, 16D Lofsdalen och 17C Funäsdalen undersöktes. Resultaten beskrevs av Ripa m.fl. (2007). Under sommaren 2007 bedrevs fältarbeten i områdena 12E Säfsnäs, 13E Vansbro, 14E Mora, 15D Särna, 16C Idre, 16D Lofsdalen och 17C Funäsdalen. Resultaten beskrevs av Ripa m.fl. (2008). Under fältsäsongen 2008 undersöktes återstående områden. Majid Beiki, Robert Berggren, Alireza Malehmir och Faramarz Nilfouroushan arbetade som extrageofysiker. Eva Jirner Lindström, Henrik Mikko, Jan-Olov Svedlund och Björn Wiberg flygbildstolkade hällar för delar av fältarbetsområdena. Anders Gustafsson mätte geofysiska parameterprover. Julio Gonzalez och Sven Lundqvist skötte provhanteringen för tillverkning av tunnslip och för kemisk analys.

Tidigare berggrundsgeologiska beskrivningar av området är i första hand Hjelmqvists (1966) arbete om dåvarande Kopparbergs län, vari hänvisningar till ännu äldre arbeten finns. En sammanställning av kartor över Dalarnas berggrund gjordes i samband med Bergslagens mineraljakt (Källberg m.fl. 1991). En översiktlig geologisk sammanställning över Bergslagen, som inkluderar kartområdena 12E Säfsnäs och 13E Vansbro, gjordes av Stephens m.fl. (2007). Moderna arbeten i intilliggande områden har gjorts av Lundegårdh (1995), Ripa (1998) och Ripa & Kübler (2005). Kartområdena 13E Vansbro NO och SO undersöktes av Kresten m.fl. (1991a, b) och 15E Älvho SV och SO av Sjöblom & Aaro (1987a, b). Berggrunden i Jämtlands län beskrevs av Gorbatschev m.fl. (1997) och Karis & Strömberg (1998). Regionala berggrundskartor över angränsade delar av Norge publicerades av Nilsen & Wolff (1989) och Wolff m.fl. (1995). Blymineraliseringarna i fjällrandens sedimentära berggrund dokumenterades av Tegengren (1962) och Christofferson m.fl. (1979). Stephens m.fl. (1979) inventerade stratabundna sulfidförekomster (bland annat av Vassbotyp) längs hela fjällkedjan. Lundqvist (1951, 1997) undersökte tinguaitens blockspridning. Aldahan (1989) redogjorde för Dalasandstenens diagenes. Nyström (1999, 2004) behandlade Dalavulkaniternas geologiska miljö och bildning, och med dem associerade intrusiva bergarter beskrevs av Ahl m.fl. (1999, 2004). En detaljerad dokumentation av Älvdalens porfyrberggrund gjordes nyligen av Lundqvist m.fl. (2006). Lundqvist & Persson (1996, 1999) gjorde radiometriska åldersbestämningar av Dalavulkaniter och med dem associerade djupbergarter. Söderlund m.fl. (2005) daterade olika diabasgenerationer i bland annat västra Dalarna.

METODIK

En geologisk undersökning görs i fyra moment: förberedelser, fältarbete, bearbetning och sammanställning. Samtidigt och integrerat med den geologiska görs en geofysisk undersökning (se nedan). Förberedelserna omfattar i huvudsak inventering av äldre geologisk och geofysisk information om det aktuella området, införskaffande av fältkartor och överföring av hällars (blottat berg) lägen till dessa. Hällarnas lägen fås från tidigare geologiska undersökningar (framför allt SGUs jordartskartering) och genom flygbildstolkning.

Under fältarbetet undersöks ett urval av hällarna i området, liksom i princip alla gruvor, skärpningar och stenbrott. De undersökta objektens lägen bestäms med gps. Vid varje objekt beskrivs och bestäms den eller de ingående bergarterna och deras inbördes förhållanden. Bergarternas magnetiska susceptibilitet (se nedan) mäts liksom orienteringen av eventuella strukturer. Representativa och svårbedömda bergarter provtas. I samband med fältarbetet lagras informationen om bergarterna i SGUs hälldatabas. En preliminär renritning och sammanställning av fältkartan görs analogt eller digitalt.

Vid bearbetningen bereds och skickas insamlade prover för kemisk analys, tunnslipstillverkning och, i enstaka fall, åldersbestämning. Analyserna utvärderas och tunnslipen mikroskoperas för bestämning av bergarternas mineralogiska sammansättning och vissa texturer. Tillsammans med fältobservationerna och ett geofysiskt underlag sammanställs sedan samtliga data till en digital berggrundskarta.

Det är viktigt att komma ihåg att den geologiska bild som den sammanställda berggrundskartan ger av området bara är en modell av verkligheten. Detta beror bland annat på att en mycket liten del av berggrunden är blottad.

Vid fältarbetet i det aktuella området har det, även om en del åldersbestämningar föreligger, inte varit möjligt att i varje enskilt fall skilja på vulkaniter och GSDG-plutoniter av olika generationer (de geologiska begreppen förklaras i avsnittet om geologi nedan). Gränserna mellan dessa är därför preliminära. Resultaten från befintliga dateringar har markerats på kartan.

En preliminär sammanställning av områdets berggrund gjordes löpande i skala 1:50 000 för respektive kartområde. Vid digitaliseringen slogs de senare ihop i skala 1:250 000. Redan vid den preliminära sammanställningen gjordes en del generaliseringar och förenklingar. Till exempel kan områden som övervägande består av ojämnkornig och medel- till grovkornig granit innehålla smärre inslag av jämnkornig och fin- till medelkornig dito, områden med övervägande porfyrisk bergart innehålla partier med jämn- eller ojämnkornig sådan och så vidare. För den grundläggande information som ligger bakom den slutliga sammanställningen hänvisas i första hand till SGUs hälldatabas (sgudb/halldb) och i andra hand till sammanställningarna i skala 1:50 000 som arkiveras på SGU.

Längs många nya skogsbilvägar i området finns betydligt fler hällar än vad som kunnat studeras under denna undersökning. På en del ställen finns i och längs dikena mer än

hundra meter långa, praktiskt taget kontinuerliga blottningar, vilka säkert skulle förtjäna ett noggrannare studium.

Som nämndes ovan används i viss utsträckning geofysiska data för att sammanställa den berggrundsgeologiska bild som presenteras i kartan. Alltsedan 1960-talet utför Sveriges geologiska undersökning flygburna geofysiska mätningar. Vid utgången av år 2008 omfattas i stort sett hela landet av flygmätta geofysiska data.

De geofysiska flygmätningarna omfattar jordens magnetfält och elektromagnetiska fält samt markens naturligt radioaktiva strålning. Observerade anomala avvikelser detaljstuderas i vissa fall genom markmätningar. Det elektromagnetiska fältet är artificiellt och alstras av starka radiosändare i det lågfrekventa vågområdet (ca 10–40 kHz). Signalerna från två sändare registreras och kombineras till att ge en riktningsoberoende elektromagnetisk kartbild.

Inom projektområdet utfördes geofysiska flygmätningar år 1980 (kartområdet 14E Mora), 1981–1982 (12D Uddeholm och 13E Vansbro), 1987–1989 (12E Säfsnäs) samt 2004–2005 (13D Malung, 14C N. Finnskoga, 14D Sälen, 15D Särna, 16C Idre och 16D Lofsdalen).

Flygmätningarna utförs vanligtvis med ett linjeavstånd av 200 m, med mätpunktsavståndet varierande från 16 till 20 m och med en flyghöjd på 30 m (60 m efter år 1994). För de mätningar som utfördes i projektområdet 2004–2005 ökades linjeavståndet till 800 m vilket begränsar möjligheterna till en mera detaljerad tolkning av bland annat de nedan beskrivna diabasernas åldersrelationer.

Tyngdkraftsmätningar på marken sker rutinmässigt vid SGU sedan början av 1960-talet och omfattar vid utgången av år 2008 nästan 180 000 punktobservationer för hela landet. Inom projektområdet har tyngdkraften mätts på 4 400 geografiskt relativt jämnt spridda platser.

För tolkningen av flygmätta geofysiska data behövs uppgifter om bergarternas magnetiska susceptibilitet, remanenta magnetisering och densitet. I projektområdet fanns vid projektstarten petrofysiska data från ca 60 lokaler. De var koncentrerade till kartområdena 12E Säfsnäs och 13E Vansbro, medan det för övriga delar saknades data. Därför insamlades ytterligare ca 350 prover.

Berggrundens radioaktiva strålning mäts med hjälp av en gammaspektrometer direkt på häll. I stort sett all naturlig radioaktiv strålning härrör från sönderfall av isotoper av kalium, uran och torium. Förutom storleken på totalstrålningen får man uppgifter om de tre elementens koncentration i bergarterna.

Bergarternas magnetiska egenskaper bestäms dels av deras egenmagnetisering eller remanenta magnetisering, dels av magnetiserbarheten eller den magnetiska susceptibiliteten. Den första magnetiseringstypen beror på förekomsten av ferri- och ferromagnetiska mineral varav magnetit och magnetkis är de viktigaste, den andra beror mer eller mindre på alla närvarande mineral. De egenmagnetiserade mineralen har också den kraftigaste magnetiserbarheten, medan de flesta silikater, karbonater, sulfider och oxider

är paramagnetiska. En karta över bergarternas magnetiska susceptibilitetet återspeglar jordmagnetfältets variation, eftersom den skapar inducerade fält med samma riktning. Den remanenta magnetiseringen kan emellertid vara riktad i en annan riktning än jordmagnetfältet och därmed också mer eller mindre försvaga effekten.

När det i nedanstående beskrivningar av bergarterna anges att en bergart tydligt framträder på någon geofysisk karta, betyder det att dess specifika petrofysiska egenskaper på ett eller annat sätt interfererar med de naturliga fysikaliska fälten (jordens magnetfält och tyngdkraftsfältet) eller med ett artificiellt fält (det elektromagnetiska fältet). Andra fysikaliska egenskaper, som berggrundens radioaktiva strålning eller värmestrålning, ger direkt mätbara geofysiska data.

BERGGRUNDEN

Som Hjelmqvist (1966) noterade kan man på grundval av de berggrundsgeologiska förhållandena indela Dalarna i olika regioner eller ”motiv”. Således finns i det nu aktuella området längs Värmlandsgränsen ”Värmlandsmotivet” med övervägande GSDG-plutoniter och nordnordvästliga sprickdalar, det centrala ”Dalamotivet” med dels Dalavulkaniter och Dalagraniter, dels överlagrande Dalasandstenar och basalt, samt längst i nordväst ”Fjällmotivet” med Kaledoniderna. Underordnat finns i Fredriksbergstrakten små inneslutningar av ”Bergslagsmotivet” med svekofenniska metavulkaniter, marmor och skarn. De olika motiven motsvarar i stort sett delar av områdets geologiska utveckling.

I modern terminologi motsvaras ”Bergslagsmotivet” tillsammans med de ca 1 800 miljoner år gamla bergarterna, dvs. områdets sydöstra del, av bergarterna i den svekokarelska bergskedjebildningen (orogenesen). ”Värmlandsmotivet” motsvaras av bergarterna i den sydvästra delen som deformerades och omvandlades under den svekonorvegiska bergskedjebildningen. Bergarterna i den kaledoniska bergskedjebildningen motsvarar ”Fjällmotivet”.

Geologisk utveckling

De svekofenniska ytbergarterna är de äldsta geologiska bildningarna i området, ca 1 900 miljoner år gamla (Lundström m.fl. 1998). I Bergslagen består de övervägande av felsiska vulkaniter och däri inlagrade kalkstenar och klastiska sedimentära bergarter. Vulkaniterna antas ha bildats vid uppsprickning (”rifting”) av kanten på en kontinentplatta i samband med subduktion (Allen m.fl. 1996) under den svekokarelska orogenesen. Ytbergarterna intruderades av komagmatiska djupbergarter ur GDG-sviten (se Stephens m.fl. 2007 och nedan) och omvandlades i varierande grad dels för ca 1 890–1 870 miljoner år sedan (Magnusson 1973, Andersson m.fl. 2006), dels för ca 1 820–1 800 miljoner år sedan (Lundqvist 1979, Andersson m.fl. 2006). Strax efter, men relaterat till, den senare metamorfa händelsen intruderades Bergslagens äldsta bergarter av granit-pegmatitsvitens

(GP) bergarter, vilka antas ha bildats genom uppsmältning av huvudsakligen äldre sedimentära bergarter (se bl.a. Lundqvist 1979).

Längs det nuvarande Bergslagsområdets västra kant bildades för dels ca 1 800, dels ca 1 700 miljoner år sedan (Lundqvist & Persson 1996, 1999) intermediära till sura vulkaniter och associerade sedimentära bergarter samt graniter, syenitoider och intrusiva basiska bergarter. De magmatiska bergarterna är av GSDG-typ (även kallade TMB-typ, se bland andra Gorbatschev 2004), och den rådande tolkningen är att den äldre, ca 1 800 miljoner år gamla generationen bildades i en kompressiv fas och den yngre, ca 1 700 miljoner år gamla i en extensiv fas av en subduktionsprocess (Ahl m.fl. 1999, 2004, Nyström 2004). De ca 1 800 miljoner år gamla bergarterna bildades i slutskedet av den svekokarelska orogenesen.

En stor del av projektområdet består av jotniska sandstenar. Bland sandstenarna finns lager av dels konglomerat och mer finkorniga sedimentära bergarter, dels, på en relativt begränsad stratigrafisk nivå, Öjebasalt. De jotniska bergarterna överlagrar diskordant både vulkaniter och GSDG-graniter som är ca 1 700 miljoner år gamla. Öjebasalten kan indirekt, genom korrelation med Tunagångar och Gustafsporfyr (Hjelmqvist & Lundqvist 1953), dateras till ca 1 474 miljoner år (Lundström m.fl. 2002).

Ovan nämnda bergarter genomslogs av tre generationer diabaser vid ca 1 460, 1 260 respektive 970 miljoner år (Söderlund m.fl. 2005).

För mellan ca 1 100 och 900 miljoner år sedan drabbades bergarterna i området intill nuvarande Värmlandsgränsen i varierande grad av svekonorvegisk deformation (t.ex. Wahlgren & Stephens 2004).

Under neoproterozoikum och kambrium (ca 1 000–490 miljoner år) avsattes kvartsrika till mer fältspatförande sandstenar och i viss utsträckning konglomerat och mer finkorniga klastiska sediment på delar av ovannämnda bergarter. I nuvarande Siljanstrakten avsattes kalkstenar under ordovicium (ca 490–440 miljoner år).

I silurisk tid (ca 440–415 miljoner år), under den kaledoniska orogenesen, kolliderade vår kontinent med den nordamerikanska, och delar av de sedimentära bergarter som bildats i ett hav (Iapetushavet) mellan kontinenterna kom att skjutas upp dels på de äldre bergarterna, dels på varandra (Lindström m.fl. 2000). De uppskjutna bergartssjoken kallas skollor (eller allokton).

För ca 365 miljoner år sedan (devon, Lindström m.fl. 2000) slog en meteorit ned i Siljansområdet, men inga spår av den händelsen finns säkert dokumenterade i projektområdet.

Vid ca 281 miljoner år (Bylund & Patchett 1977) trängde det in särnait och gångar av tinguait i berget i nuvarande Särnatrakten, en händelse som tektoniskt sett antas vara relaterad till Osloriften (Lindström m.fl. 2000).

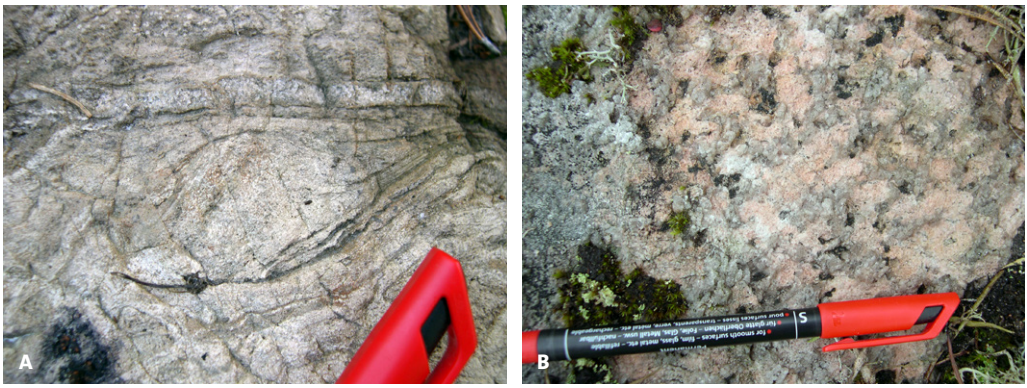


Fig. 2. **A.** Veckad och ådrad svekofennisk felsisk metavulkanit (6671922/1414804). **B.** Omkristalliserad granit av GP-typ (6683083/1420510).

A. *Folded and veined Svecofennian felsic metavolcanic rock.* ***B.*** *Recrystallised GP-type granite.*

Svekofenniska ytbergarter och granitoid-dioritoid-gabbroidsvitens (GDG) plutoniter

I närheten av Fredriksberg (12E Säfsnäs SV) förekommer underordnat svekofenniska bergarter som är ca 1900 miljoner år gamla (Lundström m.fl. 1998). Dessa är de äldsta bergarterna i regionen. Sannolikt utgör förekomsterna stora xenoliter i GSDG-plutoniterna. De består av dels troligen cordieritporfyroblastisk, veckad och ådrad ryolitisk till dacitisk metavulkanit (fig. 2 a), dels grå, finkornig, jämnkornig och biotithaltig amfibolit och dels något magnesiumhaltig och lokalt skarnig och mineraliserad kalcitmarmor. Det har vid denna undersökning inte gått att avgöra amfibolitens relation till den felsiska metavulkaniten; den kan antingen vara en ytbergart eller en intrusion.

Vid Långsjön (12E 8 e) finns det på kartan markerat ett område som fortsätter åt öster med metagranit tillhörande GDG-sviten. Inga blottningar finns dock i det aktuella området.

Granit-pegmatitsviten (GP)

Svekokarelsk senorogen magmatism bildade inom projektområdets sydöstra delar (12E Säfsnäs NV och SV) både djup- och gångbergarter som tillhör GP-sviten. Plutoniterna är av två typer: dels röd, fin- till grovkornig, ojämnkornig, lokalt omkristalliserad, lokalt pegmatitisk och övervägande massformig granit (fig. 2 b), dels finkornig till fint medelkornig, biotitslirig och folierad till gnejsig migmatitgranit. Lokalt finns en kalifältspatdominerad bergart med seriat kalifältspat som varierar från medel- till grovkornig (centimeterstora korn). Gångbergarterna är apliter och pegmatiter, som eventuellt även uppträder som smärre kroppar.



Fig. 3. Granit till kvartsmonzonit av GSDG-typ med xenolit av gnejsig, svekokarelsk granit av GP-typ (6688544/1423308).

Granite to quartz monzonite of GSDG type with xenolith of gneissic granite of GP type.

Plutoniterna samexisterar i de sydligaste kartområdena med plutoniter av GSDG-typ. Åldersrelationen mellan dem tycks variera regionalt. I området 12E Säfsnäs SV genomslås GSDG-plutoniterna av apliter och pegmatiter av GP-typ, medan det i området 12E Säfsnäs NV finns en observation av gnejsig GP-granit som xenolit i GSDG-granit till -kvartsmonzonit (fig. 3).

Det finns flera lokaler där bestämningen av graniter såsom varande av GSDG- eller GP-typ är osäker. I till exempel nordöstra delen av området 12E Säfsnäs NV finns en svårbedömd bergart som på kartan markerats som GP-granit, eftersom den tolkades som sådan i området strax öster härom (Ripa & Kübler 2005).

Ytbergarter och subvulkaniter associerade med ca 1800 miljoner år gamla GSDG-plutoniter

Som nämndes i redogörelsen för områdets geologiska utveckling ovan, förekommer två generationer, ca 1800 respektive 1700 miljoner år gamla, av magmatiska bergarter av GSDG-typ. Båda generationerna omfattar vulkaniter (Dalavulkaniter) och intrusivbergarter. Tillgängliga kemiska data visar att dacitiska till mer basiska led av vulkaniterna (se avsnittet om geokemi nedan) är så pass alkalina att namnen bör ha prefixet ”traky-”,

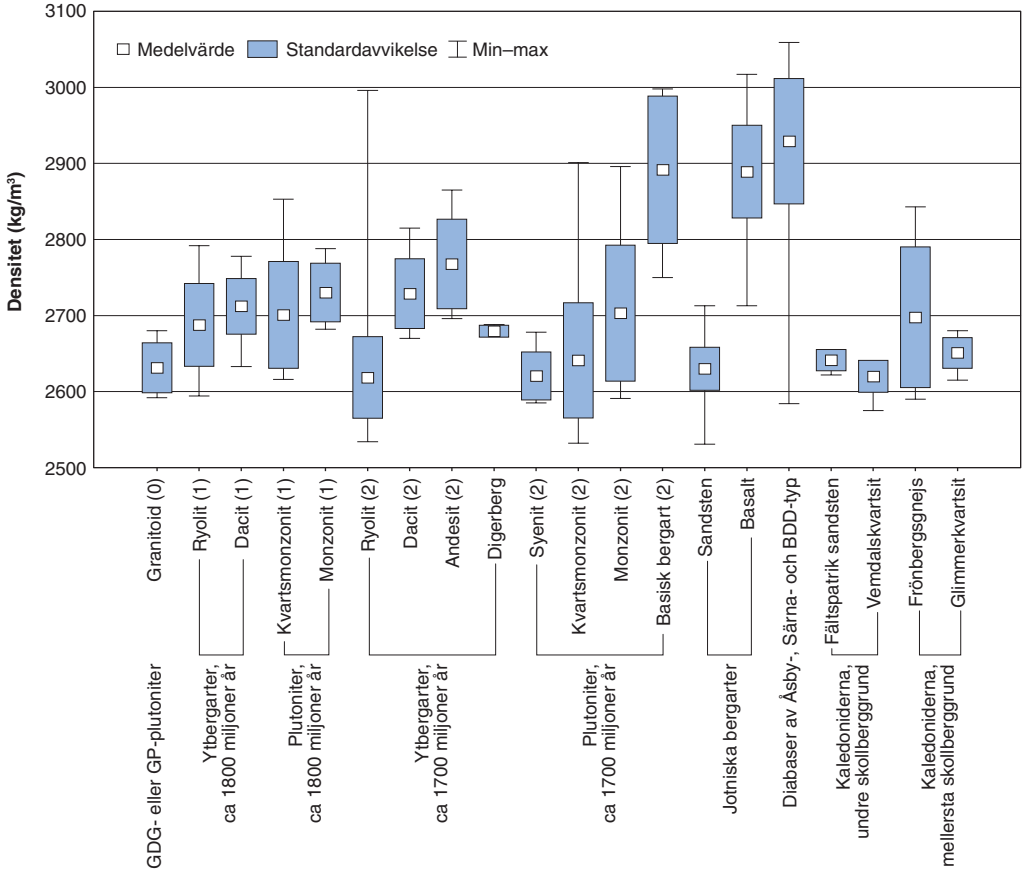


Fig. 4. Densitetsvariationer för de dominerande bergarterna i projektområdet. Den stratigrafiska uppställningen i diagrammet följer den som presenteras i texten.

The variation of the density of the dominating rock types, illustrated by boxes (standard deviation) around small squares (mean value).

men i följande text behålls namnen från deras fältklassning. Fältklassningen baserades i huvudsak på strökornens sammansättning. Som ryolit tolkades en vulkanit med kvartsströkorn, som ryolit till dacit en med kalifältspat-, pertit- och plagioklasströkorn, som dacit en med plagioklasströkorn och viss mängd mafiska strökorn och som mer mafisk en med plagioklasströkorn och mafiska strökorn. Tillsammans med vulkaniterna finns på några platser klastiska sedimentära bildningar.

De två vulkanitgenerationerna har delvis olika geofysisk karaktär, såtillvida att den äldre visar större variation i petrofysiska egenskaper, både mellan och inom de olika bergarterna, medan den yngre generationen generellt präglas av homogenitet. För båda generationerna gäller dock att övergången från ryolitiska till dacitiska och andesitiska led också yttrar sig i successiva ändringar av de petrofysiska egenskaperna (se till exempel fig. 4).

De äldre vulkaniterna, som företrädesvis finns i projektområdets sydligaste del, har, oberoende av typ, genomgående en hög till mycket hög magnetiserbarhet fast med stora variationer på korta avstånd, vilket ger en orolig magnetfältsbild jämfört med den hos de yngre vulkaniterna längre norrut (fig. 5). Den magnetiska susceptibiliteten ligger oftast över 100×10^{-5} SI-enheter, vilket innebär att ferrimagnetiska mineral som magnetit eller magnetkis är närvarande. Den skillnad i magnetiska egenskaper som finns bland de ryolitiska vulkaniterna är till stor del generationsberoende, och de äldre har överlag högre magnetiserbarhet.

Vulkaniter och subvulkaniter

Enligt tillgängliga dateringar (Lundqvist & Persson 1996, 1999) torde de flesta vulkaniter och subvulkaniter som associerar med plutoniter av GSDG-typ i Nås-Tyforsområdet (12E Säfsnäs och sydligaste delen av 13E Vansbro) tillhöra den ca 1 800 miljoner år gamla generationen. Ett geografiskt undantag är Venjansporfyriten (Hjelmqvist 1966) vars huvudsakliga utbredning är vid och söder om Venjanssjön i de norra delarna av 13E Vansbro NV och södra delarna av 14E Mora SV, och som enligt dateringarna har samma ålder. Sex typer, vilkas inbördes fältförhållanden för det mesta är oklara, har kunnat urskiljas bland de äldre Dalavulkaniterna.

Den första vulkanittypen är en röd till grå och mycket finkornig till finkornig ryolit till dacit. Lokalt ser bergarten trakytisk ut. Den har 15–50 % strökorn av plagioklas och kalifältspat, lokalt även en mafisk fas, antingen biotit eller hornblände. Kalifältspatströkornen är upp till en centimeter stora. En sparsam förekomst av blå kvartskorn (<1 mm stora) har lokalt noterats. Ställvis är bergarten pimpstens- och xenolitförande och har där tolkats som en tuff. Svagt utbildad flödesbandning har noterats i en grå, strökornsrik dacit till ryolit från Mjölingsholen (13E 0 c). Strökornen är till stor del fragmenterade och bergarten tolkas som en vulkanisk sandsten till breccia. Spektrometermätningar på 12 lokaler visar att kaliumhalten varierar mellan 2,8 och 4,5 %, uranhalten mellan 3,5 och 6,4 ppm och toriumhalten mellan 11,5 och 17,7 ppm. Den magnetiska susceptibiliteten varierar mellan 6 och $2\,600 \times 10^{-5}$ SI-enheter. En jämförelse mellan berggrundskartan och magnetiska anomalikartan (fig. 5) visar att bergarten har en varierande magnetiseringsnivå. Till exempel ger en susceptibilitetsmätning på en ryolit i det högmagnetiska området nordväst om Rånkberget (12E 8 c) det högsta värdet, ca $2\,600 \times 10^{-5}$ SI-enheter, medan de lägsta värdena uppmättes öster om Vakerberget ca 2,5 km nordost därom.

Den andra typen av vulkanit är också en ryolit till dacit. Den har varierande proportioner av kvarts- och fältspatströkorn, dessutom finns biotit som strökorn. Kvartsströkornen är lokalt korroderade och fältspatströkornen består av både kalifältspat och plagioklas. Halten strökorn varierar från nästan 0 till 40 %. Bergarten är röd till grå och mycket finkornig till finkornig. Lokalt är den magnetithaltig och xenolit- eller mandelstensförande. Mandelstenarna består av klorit. Bergartens bildningssätt är svårbestämt.

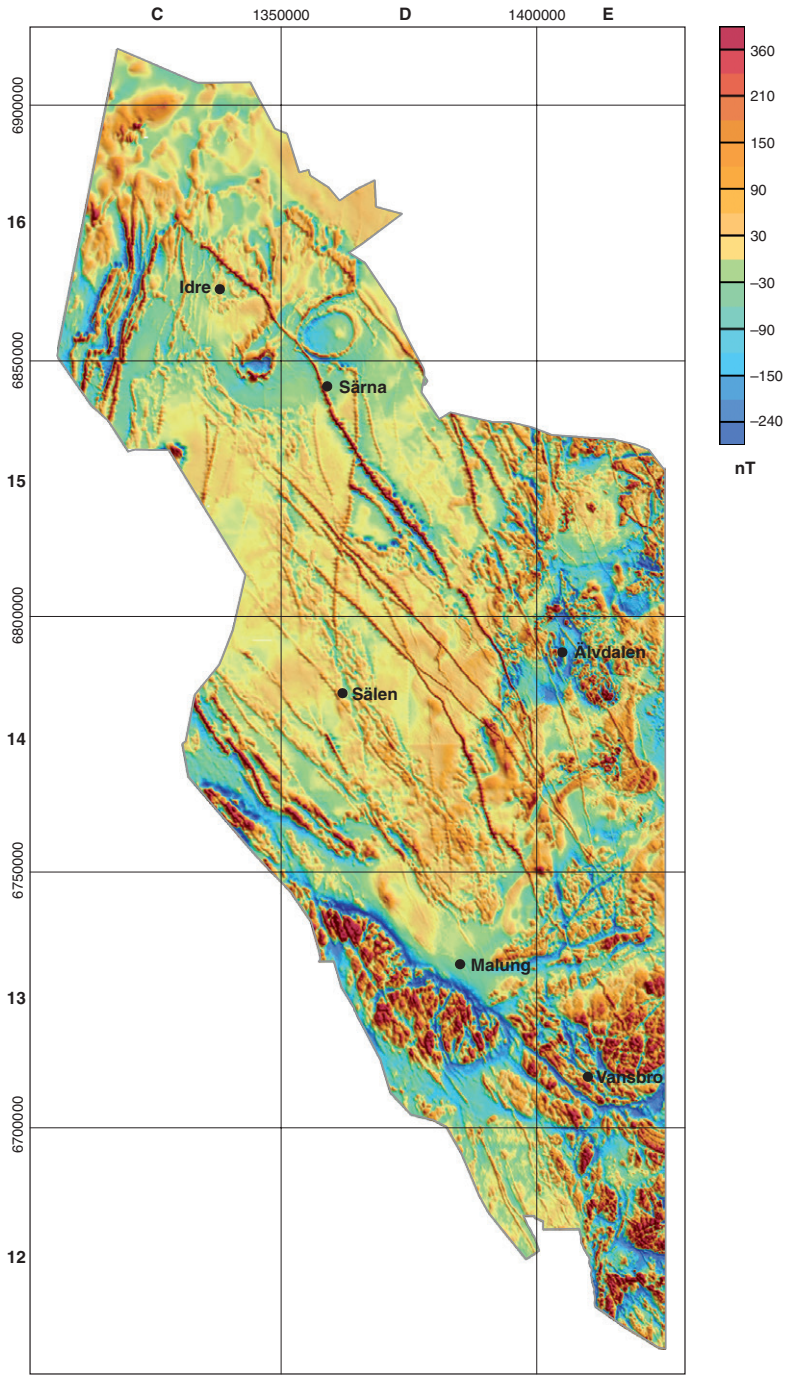


Fig. 5. Magnetisk anomalikarta över projektområdet. Kartan visar totalfältets avvikelser från DGRF 1965 i de övre 1 000 metrarna av jordskorpan.

Magnetic anomaly map filtered in order to show the response down to 1000 m.

På något ställe ser den ut att ha fragmenterats hyaloklastiskt, vilket tillsammans med de korroderade kvartskornen tyder på att den är koherent. Enligt spektrometermätningar är kaliumhalten mellan 3,3 och 4,1 %, uranhalten mellan 3,8 och 4,6 ppm och toriumhalten mellan 16,5 och 16,6 ppm. I ett område strax väster om sjöarna Finnjällsen och Örsen (12E 8–9 c) finns en ljust röd till vit, lokalt kvartsporfyrisk, pyritdisseminerad och hydrotermalt omvandlad bergart, vars protolit troligen är den nyss nämnda bergarten.

Den tredje typen av vulkanit är en röd till grå, mycket finkornig till finkornig och fältspatporfyrisk dacit. Strökornshalten varierar från 0 till 50 %. Lokalt är den till synes flödesbandad och bildar där ett koherent facies, lokalt är den klastisk i form av vulkaniska silt- till sandstenar och breccior med pimpstensfragment. Fragmenten är mycket finkorniga och har lägre strökornshalt än värdbergarten. Lokalt är bergarten uppenbarligen subvulkanisk och övergår gradvis i finkornig kvartsmonzonit till monzonit. På något ställe är den magnetitförande, delvis i tunna ådror. Bergarten bryts som krossberg vid Högberget (12E 8 c). Spektrometermätningar av den fältspatporfyriska daciten visar halter av kalium som ligger mellan 2,5 och 4,2 % (medelvärde 3,7 %).

Den fjärde typen av vulkanit är en något mer mafisk dacit, med 5–70 % strökorn av både fältspat och en mafisk fas (hornblände och biotit eller enbart biotit). Den är grå till röd och finkornig, och tolkas som en subvulkanit. Lokalt innehåller den magnetitådror. Bergarten övergår lokalt till grå, finkornig granit genom att matrix gradvis blir grövre och att kalifältspatströkorn uppträder. Denna mer mafiska dacit har också ganska höga strålningsnivåer (kaliumhalt 3,2–5,0 %, uranhalt 5,2–7,1 ppm och toriumhalt 12,6–19,6 ppm).

Till den fjärde vulkanittypen räknas även Venjansporfyrit (Hjelmqvist 1966), som är en grå till rödgrå, mycket finkornig till medelkornig, porfyrisk, lokalt rikligt enklavförande, lokalt magnetitförande och massformig andesit till dacit. Strökornen (40–60 %, 0,5–5 mm stora) utgörs av fältspat, biotit och hornblände. Porfyriten ger ett subvulkaniskt intryck. De centimeter- till decimeterstora enklaverna är rundade och består av mycket finkornig, fältspat- och hornbländeporfyrisk (10–15 %, 2–5 mm stora) andesit till dacit och kan ha en reaktionsbård eller kylkontakt mot värdbergarten. Längs sprick- och svaghetszoner är den oxiderad och rödfärgad. Zonerna sammanfaller med negativa magnetiska anomalier (fig. 5). Den magnetiska susceptibiliteten har ganska stor variation, 3–1 800 × 10^{-5} SI-enheter (medelvärde 710 × 10^{-5} SI-enheter). Spektrometermätningar visar att kaliumhalten är 2,6–4,8 % (medelvärde 3,4 %), uranhalten 2,2–6,0 ppm (medelvärde 4,6 ppm) och toriumhalten 9,4–68,6 ppm (medelvärde 18,0 ppm). På ett ställe är aktivitetsindex 2,0 (kaliumhalt = 3,7 %, uranhalt = 4,8 ppm, toriumhalt = 68,6 ppm).

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

Den sjätte och helt underordnade typen av vulkanit är en laminerad silt- till sandsten med ryolitisk till dacitisk sammansättning.

Sedimentära bildningar

Rumsligt associerade med de äldre Dalavulkaniterna i Nås-Tyforsområdet (12E Säfsnäs) finns sedimentära bergarter som liknar Digerbergsbildningarna i Älvdalenområdet (14E Mora NV, se nedan). Eftersom de samexisterar, om än med oklara fältförhållanden, med vulkaniter som sannolikt är ca 1 800 miljoner år gamla, torde de representera en ungefär 100 miljoner år äldre sedimentation än (men jämförbar med) Digerbergsbildningarna. De har en ganska begränsad utbredning och består av konglomerat, sandsten och glimmerskiffer. Konglomeratet har ett arkosiskt sandstensmatrix, runda till deformerade klaster av ryolit och dacit av ovannämnda typer och är tektoniskt folierat. Eftersom klasterna verkar utgöras av omgivande vulkaniter bör konglomeratet vara syn- till postvulkaniskt. Sandstenen är i allmänhet grå, lagrad till laminerad och korsskiktad. Den är lokalt rödfärgad i anslutning till spröda deformationszoner. Glimmerskiffern är porfyroblastisk med 10–15 mm stora korn av ett inte bestämt mineral och har decimeter- till meterstora linser av hälleflintliknande, ryolitiskt material.

De sedimentära bergarterna har låga magnetiska susceptibiliteter (3–52 × 10^{-5} SI-enheter) och framträder som lågmagnetiska zoner på den magnetiska anomalikartan (fig. 5). Medelvärdet av tre spektrometermätningar visar en kaliumhalt på 3,7 %, en uranhalt på 4,9 ppm och en toriumhalt på 13,9 ppm.

Det går inte att på varje hällyta skilja mellan sedimentära bildningar av Digerbergstyp och sådana av jotnisk typ, och vissa avvikelser mellan föreliggande karta och Hjelmqvists (1966) har uppstått på grund av detta.

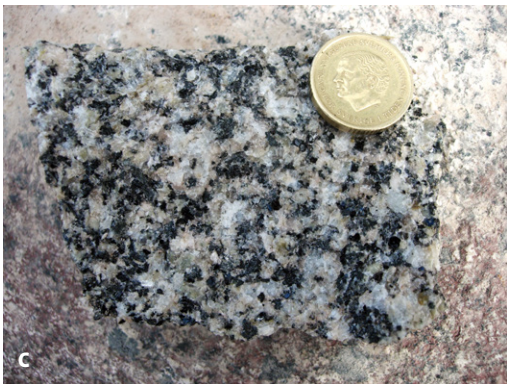
Granit–syenitoid–dioritoid–gabbroidsvitens (GSDG) plutoniter, ca 1800 miljoner år gamla

Liksom sina motsvarande vulkaniter bildades plutoniterna av GSDG-typ inom projektområdet och dess omgivningar i huvudsak under två perioder för ca 1 796–1 783 respektive 1 710–1 665 miljoner år sedan (Lundqvist & Persson 1999 och referenser däri). Drygt 10 dateringar är gjorda och de tycks visa att graniter av Järnatyp i allmänhet tillhör den äldre gruppen medan graniter av Siljantyp tillhör den yngre.

Den traditionella indelningen av Dalagraniter i Siljans- och Järnatyper (bl.a. Ahl m.fl. 1999, 2004) kan inte visas på moderna SGU-kartor såvitt de inte skiljer sig åt mineralogiskt, men indelningen framgår dock i de flesta fall i hälldatabasen. Generellt sammanfaller i det aktuella området Siljanstypen med röd granit och Järnatypen med mörkare, hornbländeförande granit eller granit till kvartsmonzonit.







6. **A.** Enklavförande kvartsmonzonit av GSDG-typ. Enklaverna är monzonitiska till monzodioritiska (6718798/1374824). **B.** Granit till kvartsmonzonit av GSDG-typ. Det finns ett slags dubbeltextur av centimeterstora ”droppar” av finkornig plagioklas och en mafisk fas som omges av medel- till grovkornig kvarts och fältspater (6697488/1398986). **C.** Granit av Järna-typ (6726398/1424731).

A. *Enclave-bearing quartz monzonite of GSDG type. The enclaves are monzonitic to monzodioritic in composition.* ***B.*** *Granite to quartz monzonite of GSDG type. Centimetre-sized “droplets” of fine-grained plagioclase and a mafic mineral are surrounded by medium- to coarse-grained quartz and feldspars.* ***C.*** *Järna-type granite.*

Plutoniterna av GSDG-typ i projektområdets sydligaste del (12E Säfsnäs och 13E Vansbro SV) omfattar granit till kvartsmonzonit, kvartsmonzonit till monzonit och monzonit till monzodiorit. Underordnat finns också tonalit och basisk bergart. Där finns dock även plutoniter av GP-typ, och vid några lokaler är det osäkert vilken typ bergarten egentligen är. Relationerna mellan dem tycks variera regionalt. Längst i söder genomslås GSDG-plutoniterna av apliter och pegmatiter, vilka tolkas tillhöra GP-sviten, medan det längre norrut finns en observation av gnejsig GP-granit som xenolit i GSDG-granit till kvartsmonzonit (fig. 3). Som nämnts ovan graderar plutoniterna lokalt över i subvulkaniska facies av vulkaniter.

Graniten till kvartsmonzoniten motsvarar i stort sett det som regionalt kallas Siljans- och Järnagranit (bl.a. Ahl m.fl. 1999, 2004), dvs. röd, felsisk granit respektive mer röd och svart granit eller kvartsmonzonit med högre halt av mörka mineral (hornblände och biotit eller enbart biotit, underordnat finns även idiomorf titanit; fig. 3, 6 a–c, 7 a). Lokalt drar sammansättningen mot alkalifältspatgranit, granodiorit och syenit (fig. 7 b). Graniten till kvartsmonzoniten är övervägande medelkornig, men varierar från finkornig till grovkornig. Texturen är jämnkornig, ojämnkornig eller porfyrisk. Strökornen består mest av kalifältspat, lokalt med rapakivitextur, men även kvarts och plagioklas



Fig. 7. **A.** Granit av Siljanstyp (6729921/1420874). **B.** Syenit till kvartssyenit av GSDG-typ med fältspatströkorn (6785030/1395256). **C.** Greisenomvandling i röd, medelkornig och ojämnkornig till porfyrisk Dalagranit (6750542/1424937).

***A.** Siljan-type granite. **B.** Feldspar-phyric syenite to quarts syenite of GSDG type. **C.** Greisen-style alteration in red, medium-grained and unequigranular to porphyritic granite of Dala type.*

bildar grövre korn ställvis. Strökornens storlek motsvarar små- till grovporfyrisk textur. Lokalt har bergarterna 1–10 cm stora enklaver av finkornigt, granitiskt till tonalitiskt material eller mer basiska sammansättningar som domineras av amfibol och plagioklas. Intill xenoliter är bergarterna delvis sulfidförande, och på några platser finns greisenomvandling lokalt kring tunna, kvartsläkta sprickor (fig. 7 c). Granitiska till monzonitiska gångar och ådror genomkorsar dels mer mafiska, intrusiva GSDG-led (se nedan), dels ovannämnda vulkaniter.

Kvartsmonzoniten till monzoniten är gråröd och övervägande medelkornig men med variation från fin- till grovkornig (fig. 6 a). Texturen är jämnkornig till porfyrisk (kalifältspat).

Monzoniten till monzodioriten är rödgrå till grå, medel- till grovkornig och ojämnkornig till porfyrisk, med strökorn av hornblände eller pyroxen (fig. 8 a). Bergarten klipps av gångar av mer felsiska GSDG-bergarter.

Den basiska bergarten är grå, finkornig och porfyrisk med plagioklasströkorn (0–5 %, 0–5 mm stora), lokalt är den sulfid- och biotithaltig. Den både blandar sig med och genomslås av granit av GSDG-typ (fig. 8 b), och magmablandning har gett upphov till hybrider dem emellan.





Fig. 8. **A.** Monzonit till monzodiorit av GSDG-typ (6670035/1411905). **B.** Basisk bergart av GSDG-typ som blandar sig med kvartsmonzonit vid Bussukbergets skärpningar (6720715/1392065).

A. *Monzonite to monzodiorite of GSDG type.*
B. *Basic rock of GSDG type mingling with quartz monzonite at Bussukberget.*

Tonalit av GSDG-typ har observerats endast på ett ställe och den är grå, fint medelkornig och jämnkornig.

Ytbergarter och subvulkaniter associerade med ca 1700 miljoner år gamla GSDG-plutoniter

Den äldre, ca 1 800 miljoner år gamla generationen av GSDG-plutoniter och associerade ytbergarter anses vara bildad under slutfasen av den svekokarelska orogenesen, medan den yngre, ca 1 700 miljoner år gamla bildades under en annan tektonisk regim (Koistinen m.fl. 2001). Karaktären hos både djup- och ytbergarter är dock praktiskt taget identisk i båda generationerna, och de går inte att särskilja i fält.

Vulkaniter och subvulkaniter

Utanför Nås-Tyforsområdet (12–13E) tyder befintliga dateringar (Lundqvist & Persson 1996, 1999) på att de flesta Dalavulkaniter tillhör den yngre generationen, och störst utbredning har de i Älvdalen–Trängsletområdet (14E Mora NV, SV och 15D Särna NO, SO), Särnaområdet (16D Lofsdalen SV), Drevdagenområdet (16C Idre SV) och i Rörbäcksnäsområdet (14C N. Finnskoga NO, SO, 14D Sälen SV och 13D Malung NV). Smärre förekomster utanför dessa områden beskrivs i avsnitten nedan om Älvdalen–Trängsletområdet och Rörbäcksnäsområdet.

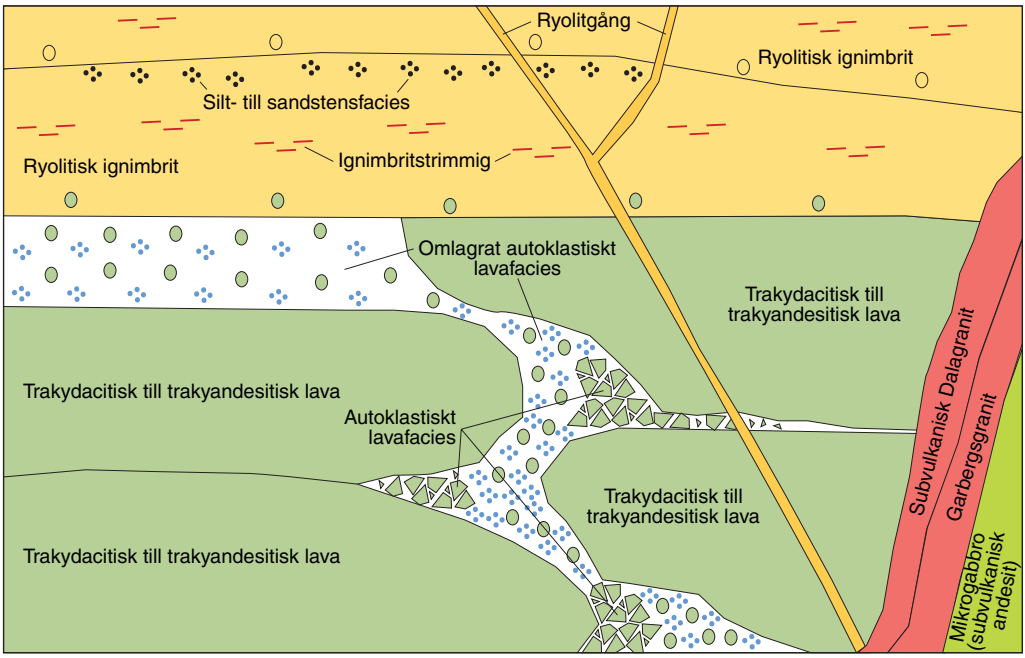
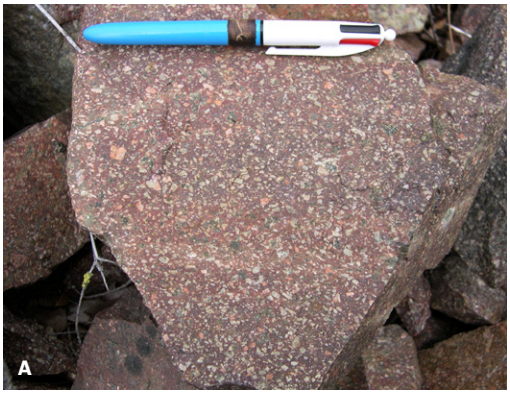


Fig. 9. Schematisk profil över den ca 1700 miljoner år gamla vulkanosedimentära stratigrafin och subvulkaniska intrusioner i Älvdalenområdet (14E NV).

Schematic cross-section showing the c. 1700 Ma volcano-sedimentary stratigraphy and associated subvolcanic GSDG-intrusions in the Älvdalen area.

Den södra delen av Älvdalen–Trängsletområdet, från Älvdalen i nordväst via Blyberg åt sydsydost till Leksberget strax sydväst om Mora, kan i projektområdet uppfattas som kärnområde för den yngre fasen av vulkanism och GSDG-plutonism eftersom man där kan urskilja en stratigrafi (fig. 9).

Enligt den nu gjorda karteringen utgörs de stratigrafiskt undre delarna av ytbergarterna i kärnområdet av dacitiska och andesitiska vulkaniter (fig. 10 a) och sedimentära bergarter. Underordnat finns även basalt. Vulkaniternas bildningssätt är svårbedömt men verkar bestå av både koherenta facies, såsom lavor och kryptodomer, och klastiska facies, till exempel tuffer. De sedimentära bergarterna (Digerbergsbildningar enligt bland andra Hjelmqvist 1966) ser ut att vara växellagrade med vulkaniterna (se nedan) och domineras av konglomerat medan sandstenar är underordnade (fig. 10 b, f). Bollarna i konglomeraten domineras av vulkaniter som är helt lika de omgivande sura till intermediära bildningarna. Om fragmenten är lika gamla som dessa vulkaniter eller tillhör den äldre generationen Dalavulkaniter är oklart (se nedan). På denna vulkanosedimentära packe avsattes ryolitiska till dacitiska tuffer, troligen som ignimbriter (fig. 10 c–e). Lagringen i de sedimentära och vulkaniska bergarterna är i förekommande fall vanligen flack, och stupningen undulerar kring ca 10–20°. Ytbergarterna intruderades av subvulkaniska dio-


A


D


B


E


F


C

Fig. 10. **A.** Strökornsrik trakydacit (6785930/1423292). **B.** Polymikt Digerbergskonglomerat (6796298/1409340). **C.** Pimpstensfragment i trakydacitiskt till ryolitiskt vulkaniskt massflöde (6694796/1403318). **D.** Ryolitisk ignimbrit (6799546/1400764). **E.** Vulkanisk breccia med trakydacitiskt sandstensmatrix och dito klaster (6700007/1414402). **F.** Folierat konglomerat av Digerbergstyp med bollar av Dalavulkaniter (6694457/1418505).

***A.** Crystal-rich trachydacite. **B.** Polymict Digerberg conglomerate. **C.** Pumice clasts in a trachydacitic to rhyolitic volcanic massflow. **D.** Rhyolitic ignimbrite. **E.** Volcanic breccia with a trachydacitic sandstone matrix and clasts of similar material. **F.** Foliated conglomerate of Digerberg type with clasts of volcanic rocks.*

riter till gabbror (andesiter enligt Hjelmqvist 1966) och ryoliter samt av graniter, vilka också delvis har subvulkanisk karaktär (se mer om dessa nedan).

Kontakten mellan dacit eller andesit och sedimentära bildningar av Digerbergstyp är inte blottad på många ställen, men en finns på berget Vardskärs (14E 3 d) sydöstra sida. Bergsidan visar en nästan horisontell stratigrafi som nerifrån (vid ca 435 m ö.h.) inleds med grå, klastförande andesit (till dacit). Klasterna är centimeter- till decimeterstora och består av röd, fältspatporfyrisk dacit. Lokalt genomådras eller breccieras andesiten av sura gångar som troligen emanerat ur en intilliggande granit. På ca 455 m ö.h. finns röd, glest fältspatporfyrisk dacit med diffust avgränsade, mafiska inneslutningar. Ytterligare ungefär 10 m högre upp finns sandsten och konglomerat som är växellagrade. Vid 475 m ö.h. finns en kontakt mellan Digerbergskonglomerat och ovanliggande grå, fältspatporfyriska (ca 10 %, <1 mm stora strökorn) och klastförande andesit. Klasterna är 1–10 cm stora och består dels av en andesit som är snarlik matrix, dels av röd, fältspatporfyrisk dacit. Kontakten är parallell med lagringen och till synes sedimentär. En viss fragmentering av underlaget ser hyaloklastisk ut och antyder att andesiten var en lava. Tolkningen av sekvensen är att den bildades av minst tre lavaflöden av omväxlande dacit och andesit i en kontinental sedimentationsbassäng, där de likåldriga klastiska sedimenten var konglomerat och sandsten. Klasterna i varje lavaflöde ser ut att nedåt domineras av den direkt underliggande bergarten, medan de uppåt i förekommande fall även består av mer exotiska bergarter.

Kontakt mellan Digerbergskonglomerat och överliggande vulkaniska massflöden kan ses till exempel på berget Vitturns (14E 9 b) södra sida, ca 5 km nordost om Älvdalen. Vulkaniten har eroderat konglomeratet, och både klaster och bitar av matrix från det senare finns något ovanför kontakten. Vulkaniten är i sig svårtolkad, men ser ut att kunna korreleras med de ryolitiska till dacitiska, delvis ignimbritiska bergarter som finns i trakten.

De bergarter som tolkas som dacit respektive dacit till andesit är i allmänhet de som Hjelmqvist (1966) kallade röd porfyrit (fig. 10 a). Vid karteringen har ett antal olika typer noterats: a) mörkt grå till röd till gråröd, mycket finkornig till finkornig, plagioklasporfyrisk (10–20 %, 1–10 mm stora, lokalt zonerade strökorn), ställvis magnetitförande, massformig till glest folierad, troligen koherent dacit, b) röd, mycket finkornig, glest hornbländeporfyrisk (strökorn <1 mm) till afyrisk, massformig dacit, c) gråröd, fältspat- och hornbländeporfyrisk (strökorn 1–4 mm), dacitisk vulkanisk sandsten till breccia eller konglomerat och d) brun eller gråröd, mycket finkornig till finkornig, porfyrisk (dominerande plagioklas-

strökorn och varierande halt av en mafisk fas, totalt 20–60 %, 0,05–10 mm stora), lokalt enklavförande (rundade, 0,5 cm stora av finkornig, jämnkornig mafisk bergart), massformig till flödesbandad, lokalt kataklastisk, ställvis omvandlad (mafisk fas har omvandlats till klorit, magnetit och kvarts-epidot-flusspat), troligen koherent dacit (till andesit).

Sannolikt existerar gradvisa övergångar mellan typerna a) och d). Tunnslip av dem visar strökorn av plagioklas och kalifältspat samt bekräftar att en mafisk fas ersatts av klorit och magnetit. I något prov finns även megakrister av kvarts som tolkas som xenokrister. Sekundära mineral är, förutom ovannämnda magnetit och klorit, muskovit, epidot, saussurit (efter plagioklas) och sericit (efter plagioklas). Enstaka, avlånga och idiomorfa korn av fältspat och apatit tyder på att fälttolkningen som koherent facies kan vara riktig. Typ c) har rundade fragment som övervägande är centimeterstora, men decimeter- till halvmeterstora finns också. De består av dels mycket finkornig, jämnkornig ryolit till dacit, dels finkornig, plagioklas- och pyroxenporfyrisk (20–40 %, 1–5 mm stora strökorn) andesit.

Det som Hjelmqvist (1966) kallade grå porfyrit har vid den här karteringen i allmänhet kallats andesit och andesit till dacit. Två typer har noterats: a) röd till gråröd, mycket finkornig till medelkornig, fältspat- och hornbländeporfyrisk (strökorn 1–5 mm, lokalt orienterade), lokalt omvandlad dacit till andesit som ställvis innhåller kvartsxenokrister, ocelli och centimeter- till decimeterstora, sura till basiska inneslutningar och b) mörkt grå eller gråröd, finkornig, plagioklas- och hornblände- eller pyroxenporfyrisk (strökorn <5 mm), massformig, koherent andesit som innehåller runda till kantiga, centimeterstora enklaver av en finkornig, jämnkornig mafisk bergart och lokalt kvarts-epidot-flusspatådror.

Ett fåtal observationer av basalt har gjorts. Den är mörkt grå, mycket finkornig, jämnkornig till porfyrisk, lokalt mandelförande och massformig till flödesbandad (fig. 11 a). Lokalt finns en sfärulitisk textur. Strökornen är 0,5–1 mm stora och består av plagioklas (saussuritiserad andesin), apatit, en opak fas och troligen delvis omvandlad pyroxen. Centimeterstora mandlar innehåller kvarts, epidot, prehnit och amfibol och verkar vara vanligare i bergartens förmodade stratigrafiskt övre delar. Kring mandlarna verkar devitrifieringen att ha gått längre än i andra delar av bergarten.

Ovannämnda ytbergarter överlagras alltså av ryolitiska till dacitiska tuffer som på många ställen är tydligt ignimbritstrimmiga, vilket tyder på en subaerisk bildningsmiljö. Strimmigheten är på några ställen heterogent utbildad genom att vissa stråk eller fläckar är strimmiga medan andra delar av bergarten är massformiga. Strukturen kan tolkas som att de strimmiga partierna utgör klaster av underliggande vulkanit, vilka dragits med i nästföljande vulkaniska massflöde.

De områden som Hjelmqvist (1966) markerade på kartan som ignimbrit eller slirig porfyr tillsammans med de som kallades strökornsrik porfyr och Bredvadsporfyr, dvs. stora delar av Älvdalen–Trängsletområdet väster om Österdalälven och de flesta områden norr och nordväst därom, har i den nu aktuella undersökningen uppfattats som ignimbritiska askflöden. Det som Hjelmqvist (1966) kallade strökornsrika porfyrer motsvarar lägre, ej ignimbritstrimmiga (*unwelded*) och lokalt litiska fragmentförande delar av flödena,

medan ”slirig porfyr” är de centrala, strimmiga (*welded*) delarna av flödena. På några ställen har även fint skiktade, siltstenslika och lokalt pisolitförande vulkaniska sediment observerats, vilka kan utgöra den oeroderade, askrika toppen av ett flöde.

Två typer av stråkvis strimmiga delar av ignimbritflöden har observerats: ryolit som är mycket finkornig (till finkornig), porfyrisk (<5–20 %, 0,5–5 mm stora strökorn av två olika fältspater, biotit och lokalt hornblände), lokalt med antirapakivitextur, mandelstensförande, pimpstensförande och stråk- till fläckvis flödesbandad till massformig (fig. 10 d) samt dacit som är mycket finkornig och plagioklas- och biotitporfyrisk (<5 %, 0,5–10 mm stora strökorn; fig. 10 c, e). I ryolitiska led består mandelstenarna av kvarts och troligtvis klorit eller kvarts och troligtvis oxid, andra är centimeter- till decimeterstora litofyser med koncentriskt avsatt kvarts eller kvarts och järnoxid. Pimpstensfragmenten är upp till decimeterlånga och centimeterbreda och har betydligt lägre halt av strökorn än värdbergarten.

I tunnslip visar bergarterna en mikropoikilitisk textur med aggregat med en kornstorlek på ca 0,02–0,5 mm. I vissa jämnkorniga led kan detta ge bergarten ett för blotta ögat sandstensliknande utseende. Strökornen är 0,1–3 mm och består av plagioklas, biotit och kalifältspat. Fältspaterna är zonerade. För övrigt finns kvarts, opakmineral, apatit, flusspat och zirkon samt sekundär muskovit, klorit (efter biotit), epidot, titanit, prehnit och saussurit (efter plagioklas). Pimpstensfragmenten är 0,5–1 cm stora och delvis platta genom kompaktion. Bergarterna är mer devitrifierade längs tidiga, kvartsläkta sprickor och i zoner relaterade till och parallella med kompaktionen. Ett intressant fenomen är förekomsten av starkt korroderade kvartskorn. De kan tyda på upplösning av kvarts efter avsättningen genom reaktion med grundmassan eftersom de inte har överlevt ett explosivt utbrott utan att splittras vilket, tillsammans med strimmigheten, visar på hög temperatur.



Fig. 11. **A.** Mandelstensförande GSDG-basalt. Hålrummen är fyllda med kvarts, epidot, klorit och prehnit (6792565/1412778). **B.** Magmatiskt (GSDG) konglomerat av andesitiska Dalavulkaniter (6782425/1410670).

A. *Amygdaloidal GSDG-type basalt. The amygdules consist of quartz, epidote, chlorite and prehnite.* ***B.*** *Intrusive (GSDG) conglomerate with clasts of andesitic volcanic rocks.*

De delar av ignimbritflödena som inte är strimmiga utgörs av vulkaniska sandstenar till breccior med varierande halt, storlek och typ av klaster. En del sandstenslika varieteter har en underordnad, mycket finkornig fraktion i grundmassan. Sammansättningen tycks även där variera från ryolitisk till dacitisk. Lokalt har de porfyrisk textur med strökorn (20–60 %, <1–5 mm stora) av fältspat, kvarts och biotit. Mandelstenar som består av klorit, kvarts och eventuellt fältspat samt centimeterstora pisoliter finns också, de senare i finkornigare, mer välsorterade skikt. Klasterna består av både porfyrisk och siltstenslik ryolit till dacit. En del av dem ser ut att ha deformerats plastiskt tillsammans med värdbergarten.

På Leksberget (den östra av topparna; 14E 1 e) finns svårtolkade vulkaniska bergarter. Den undre enheten är en ryolitisk till dacitisk, vulkanisk sandsten till breccia med enstaka pimpstensfragment och xenoliter av flödesbandad ryolit. Denna överlagras av en enhet som ser ut att vara ungefär samma sak men med betydligt högre andel xenoliter av flödesbandad ryolit. Xenoliterna är plastiskt deformerade tillsammans med värdbergarten och ser lokalt ut att ha blandat sig med den. Båda enheterna tolkas som vulkaniska massflöden som i varierande grad slitit med sig ännu inte stelnade, flödesbandade partier ur underliggande ignimbriter. Lundqvist m.fl. (2004) ansåg dock att berget består av ryolitisk ignimbrit som breccierats praktiskt taget syndepositionellt av intrusiv tuff.

Ljust gråbrun, tydligt kvarts-, biotit- och mikroklinförande ryolit finns öster om Busjön (13E 2 a), där kvartsfenokrister med hög relief syns tydligt på vittrad yta. Rödbrun, ignimbritstrimmig och strökornsrik ryolit, rik på delvis utvalsade, blå till blågrå, 1–2 mm stora kvartsströkorn finns vid Syrfallet (13E 3 a) och gränsar där till finkornig Dalagranit av Siljantyp. Ryoliten framträder i figur 5 som en positiv magnetfältsanomali. Mätningar på två lokaler visar att den magnetiska susceptibiliteten är ganska hög, mellan 57 och $3\,100 \times 10^{-5}$ SI-enheter (medelvärde $1\,500 \times 10^{-5}$ SI-enheter).

En rödbrun till mörkt brun ryolit, med en mycket finkornig till finkornig grundmassa och en strökornsrik, småporfyrisk textur med <3 mm stora strökorn av kalifältspat, plagioklas och kvarts finns öster om Kättbosjön (13E 8–9 e–f). Spektrometermätningar visar att kaliumhalten ligger mellan 4,2 och 5,0 %, uranhalten mellan 7,6 och 7,8 ppm och toriumhalten mellan 23,8 och 26,1 ppm. Ryoliten har låg magnetisk susceptibilitet ($24–55 \times 10^{-5}$ SI-enheter).

Ignimbriternas utseende, strökornshalt och färg är ytterst varierande, vilket bland annat illustreras av Lundqvist & Svedlund (2008). De kulörer som bergarterna beskrivits med i det här projektet är röd, gråröd, brunröd, rödbrun, brun, gråbrun, rödgrå, gröngrå, grå och gråviolett.

De yngre Dalavulkaniterna intruderades av sannolikt komagmatiska, subvulkaniska andesiter, ryoliter och graniter (fig. 9). Bland annat den bergart som Hjelmqvist (1966) kallade andesit är till stora delar en subvulkanisk intrusiv bergart med intermediär till basisk sammansättning. Nyström (1999, 2004) kallar bergarten för mikrogabbro. Man kan inte överallt i fält skilja denna intrusiva bergart från de ovannämnda andesitiska

lavorna. Den intrusiva andesiten är mörkt grå eller gråröd, finkornig, jämn- till ojämnkornig till porfyrisk (hornblände- eller pyroxen- och fältspatströkorn, 1–5 mm stora), lokalt litofysförande och massformig (fig. 11 b). Ställvis har den xenoliter av den ovan beskrivna andesiten till daciten, vilken i sin tur har xenoliter av sedimentära bergarter och ocelliliknande aggregat. Lokalt innehåller den mer siltstenslika xenoliter.

Tunnslip av den intrusiva andesiten visar en kornstorlek i grundmassan på mer än 0,05 mm och 20–30 % strökorn av plagioklas, biotit och en annan mafisk fas som är 0,1–3 mm stora. Den andra mafiska fasen är troligen klinopyroxen som ersatts av klorit, epidot och ett opakt mineral. Enstaka kvartskorn är troligen xenokrister. Övriga mineral är sericit (efter plagioklas), saussurit (efter plagioklas), muskovit (efter sericit), prehnit, zirkon (zonerad) och apatit. Lokalt finns ett slags in situ-brecciering där ådror av något grövre, men likartat material genomkorsar matrix.

De andesitiska bergarterna ger på grund av den generellt höga magnetiska susceptibiliteten (medelvärde $3\,600 \times 10^{-5}$ SI-enheter) upphov till kraftiga, positiva magnetiska anomalier, bland annat i Blybergsområdet (14E 6–7 c; fig. 5). Områdena korsas av flera lågmagnetiska stråk som tolkas som sprickzoner. De framträder även genom att densitetsskillnaden mot omgivningen orsakar tydliga tyngdkraftsgradienter.

Ryolitiska till dacitiska gångar eller ådror genomkorsar alla ovannämnda, ca 1 700 miljoner år gamla bergarter. De är gröngrå, grå eller röda, mycket finkorniga (hälleflintlika) och jämnkorniga eller kvarts- eller muskovitporfyriska (strökorn 0,02–1 mm). Det finns även strökorn av en oidentifierad fas. Förutom nämnda mineral finns apatit, zirkon och en opak fas. Mikroskopiskt kan man lokalt se en flytstruktur i bergarten.

Subvulkanisk ryolit uppträder på några ställen. Ryoliten har lokalt för grov mellanmassa för att vara en ytbergart. Sannolikt är förekomsterna finkorniga randfacies till nedan beskrivna graniter. Ryoliterna är röda, mycket finkorniga till finkorniga, porfyriska (5–20 %, <5 mm stora strökorn av kalifältspat, plagioklas och kvarts) och har lokalt rapakivitextur.

Stråk av en porfyrisk och subvulkanisk bergart uppträder i området 13E 7–8 f. Grundmassan är röd och tät till finkornig, och i växlande grad finns idiomorf kvarts och mindre än 2 cm stora fältspatströkorn. De senare är i huvudsak rektangulära, men rundade fältspatkorn har också observerats.

Finkorniga, ställvis kvartsporfyriskt utbildade typer av granit uppträder som randfacies till Siljantypgranit vid Åskaken och N. Hällsjön (13E 3 c) samt vid Milborgsberget (13E 0 b).

Subvulkaniska graniter i Älvdalen–Trängsletområdet för övrigt beskrivs nedan under avsnittet om GSDG-plutoniter.

I den norra delen av Älvdalen–Trängsletområdet, från Älvdalen åt väster och nordväst, representeras de ca 1 700 miljoner år gamla vulkaniterna av Bredvadsporfyr. Det finns gott om fina hällområden med porfyr, bland annat längs Österdalälvens torrlagda fåra nedanför Trängsletdammen och vid stränderna av Trängsletsjön (15D Särna SO). Ett prov

från Trängsletområdet har daterats (U-Pb i zirkon) till en ålder av 1 695 ± 7 miljoner år (Lundqvist & Persson 1999). Typlokalen ligger i ett mindre stenbrott vid gården Bredvad (Hjelmqvist 1966). Platsen ligger numera under vatten i den uppdämda Åsendammen.

Bergarten är en starkt röd ryolit med ganska glest fördelade fältspatströkorn. Vid några få lokaler har en strökornsrikare variant observerats. Strökornen är vanligen små (ca 0,5–3 mm, ställvis <5 mm) och utgörs till ungefär lika delar av röd kalifältspat och ljust grå eller gulgrön, sericitomvandlad plagioklas (albit, se Lundqvist m.fl. 2006). Nästan millimeterstora, mörka kvartsströkorn finns sparsamt. På vissa ställen förekommer även strökorn av biotit och klorit. Lokalt har små (<1 cm) miarolitiska hålrum samt sprickrelaterade drusiga partier med violett flusspat påträffats. Vid väg 70, söder om Brunnsberg (14D 9 j) finns en lokal med en mörkt rödbrun till nästan svart variant av ryoliten som är snarlik Blybergsporfyren.

Bredvadsporfyren är generellt sett homogen och saknar strukturer, men vid Dåråberg och Brunnsberg (14D 8–9 j), Gillertjärnåsen (15D 6 h) och Andersbodarna (15D 0 j) förekommer ignimbritisk strimmighet, och bergarten tolkades som en del av ovannämnda ryolitiska till dacitiska ignimbritflöden av Ripa m.fl. (2007).

Vulkaniten är starkt påverkad av spröd deformation. Detta visar sig i form av frostsprängda, kubiska in situ-block (1–2 dm^3) över stora arealer. Även en tydlig pelarförklyftning syns på några ställen i skärningar.

Bredvadsporfyrens densitet ligger generellt under 2 600 kg/m^3 och kan vara så låg som 2 570 kg/m^3. De låga värdena kan förklaras dels med att bergarten inte överallt är helt devitrifierad, dels med en relativt hög kalifältspathalt (spektrometermätt K-halt har medelvärdet 4,5 %, vilket motsvarar ca 33 % kalifältspat) och dels med en viss porositet i bergarten som eventuellt beror på mikrosprickor. En jämförelse med ryolit som finns i Drevdagenområdet (se nedan) visar att den senare har högre densitet än (2 630–2 650 kg/m^3) men samma kaliumhalt som Bredvadsporfyren.

Vid Blästtjärnen och Bunkris (15D SO) finns några hällar med en bergart som i det här projektet tolkas som sur vulkanisk breccia. Fragmenten i breccian, de flesta skarpkantiga, består enbart av Bredvadsporfyr, mellanmassan är mörkt röd och finkornig. Området vid Blästtjärnen tolkades av Hjelmqvist (1966) som en uteliggare av Dalasandstenens bottenkonglomerat. Lokalen vid Bunkris var inte känd vid tiden för Hjelmqvists kartering. Några små förekomster av subvulkanisk ryolit till dacit har också observerats i området väster om Älvdalen (14D Sälen NO).

I både Särna- och Drevdagenområdena har framför allt två typer av porfyrisk vulkanit observerats, varav den ena är mörkt rödgrå till gråviolett och innehåller rikligt med upp till 10 mm stora fältspatströkorn och glest med små kvartsströkorn. Den andra typen är gråröd till röd och har små (1–3 mm) strökorn av både kvarts och fältspat. Båda vulkanittyperna har en mycket finkornig mellanmassa och i vissa lokaler bedöms strökornen utgöra 50 % av bergarten. Inga kontakter eller andra indikationer på åldersskillnad har observerats mellan de två typerna. Antydningar till ignimbritstrimmighet finns i flera

lokaler, och man kan anta att bergarterna huvudsakligen utgör delar av ovannämnda ryolitiska till dacitiska ignimbritflöden.

Vid riksväg 70, ca 20 km väster om Idre (16C 1e), finns en avrymning med ett litet stenbrott som visar en vulkanit med avvikande utseende. Bergarten är späckad med stora (1–3 cm), röda strökorn av fältspat, vilket på vittrad yta ger ett granitliknande utseende. Den innehåller även fragment av en vulkanit med millimeterstora kvarts- och fältspatströkorn och en viss flödesbandning. I ett parti är mellanmassan grön och flussspatförande, troligen orsakat av hydrotermal omvandling i samband med bildning av kvartsfyllda sprickor.

De observerade vulkaniterna är generellt sett homogena och saknar strukturer. I ett nord–sydligt stråk vid Drevdagen (16C 0e) förekommer dock brantstående zoner eller partier med vulkanisk breccia, laminering, pisoliter och mandelstenar av epidot och kvarts. På några ställen i den sydligaste delen av Särnaområdet, runt om intrusionen av särnait (bl.a. i norra delen av Ekorråsen, 15C 9i), har grönaktig porfyrisk vulkanit observerats. Den har troligen påverkats av närliggande tinguaitgångar (se nedan), och sprickytor i vulkaniten är delvis starkt grönfärgade.

Nordost om Tisjön, i den centrala delen av Rörbäcksnäsområdet (14C Finnskoga SO) består vulkaniterna dels av troligen subvulkanisk dacit, dels av surare vulkanisk sandsten till breccia och dels av en ryolit. Vulkaniterna är omväxlande massformiga och folierade.

Daciten är röd, finkornig och porfyrisk till nästan jämnkornig. Strökornen (1–20 mm, 0–20 %) domineras av fältspat, medan hornblände är underordnat. Den är daterad till 1694 miljoner år (Lundqvist & Persson 1999).

Den ryolitiska till dacitiska vulkaniska sandstenen till breccian växlar mellan att verkligen se ut som en lokalt grusig sandsten med vågmärken och som en mer svårbestämd porfyrisk vulkanit i allmänhet. Den är röd till grå och byggs upp av sandstora (fin- till grovsand och grus) klaster av rundad kvarts och röd, kantig fältspat i ett mer eller mindre underordnat, finkornigare matrix. Klasterna syns tydligast i omvandlingszoner kring några kvartsläkta sprickor. Lokalt innehåller bergarten centimeterstora, litiska klaster som kan vara pimpstensfragment. Den vulkaniska sandstenen till breccian torde motsvara de ryolitiska till dacitiska ignimbritflödena i Älvdalenområdet och ovannämnda Bredvadsporfyr.

Ryoliten har ett mer svårbestämt bildningssätt; möjligen är den ett subvulkaniskt facies av nyssnämnda sandsten till breccia. Den är röd, finkornig och porfyrisk med strökorn (1–2 mm, 0–15 %) som domineras av kvarts på de flesta ställen medan fältspat och ett mafiskt mineral är underordnade.

I övriga delar av Rörbäcksnäsområdet finns strax söder om Rörbäcksnäs (14C 5–6h–i), vid Ingvallhögen (14C 6g) och sydväst om Mickelberget (14D 0d) bergarter som troligen motsvarar Älvdalenområdets ignimbritflöden. I förstnämnda område finns en gråröd till grå, delvis fragmentförande ryolit till dacit utan kvartsströkorn. En del större fragment utgörs av en mörkt gråviolett, fältspatporfyrisk, exotisk (ej lokalderiverad) bergart.

Ryoliten till daciten är blottad i en mindre krossbergtäkt vid Norra Lötsjön (14C 5 h), där den är starkt deformerad, både plastiskt och sprött. Vid Ingvallhögen finns en begränsad förekomst av starkt röd, fältspatporfyrisk ryolit som verkar vara identisk med Bredvadsporfyr. Vid Mickelberget finns en mörkt rödbrun, mycket finkornig, kvarts- och fältspatporfyrisk ryolitisk vulkanit.

Lokalt tycks den vulkaniska sandstenen till breccian gradvis övergå i en mörkt röd till gråröd, porfyrisk ryolit, som har ungefär lika stora andelar av kvarts- och fältspatströkorn. De senare kan vara rikligt förekommande. Ryoliten är vanligen småsprickig, men saknar plastisk deformation. Möjligen motsvarar den ovannämnda, eventuellt subvulkaniska ryolit och även den bergart som i området väster om Limedsforsen (14D Sälen SV) kallades Hedenporfyr av Hjelmqvist (1966).

Vid berget Borrväggen vid norska gränsen (14C 5–6 g), finns en serie vulkanithällar med gråröd till rödgrå, mycket starkt plastiskt deformerad ryolit, delvis ren mylonit. I partier med mindre stark deformation syns rikligt med små kvarts- och fältspatströkorn. Något längre söderut, vid vägen mellan Rörbäcksnäs och Norge (14C 5 g), finns en vägskärning med delvis samma bergart som ovan, delvis en mörkare. En kemisk analys av den senare typen visade på en andesitisk sammansättning, vilket i det här projektet annars inte har påträffats utanför Älvdalenområdet. Densiteten är 2 810 kg/m^3 för både den starkt deformerade och den odeformerade typen.

Även väster om Västerdalälven, i området mellan Malungsfors och V. Tandö (13D Malung NV), finns starkt deformerade, strökornsförande och ryolitiska till dacitiska vulkaniter vari fältspatströkornen helt dominerar, i undantagsfall har <1 mm stora kvartskorn observerats. Bergarterna visar mycket kraftiga variationer i deformationsgrad med grå till brunaktiga, täta till finkorniga, helt odeformerade vulkaniter i nära anslutning (inom 100 m) till mylonitiska led med helt till delvis nedbrutna fältspater och grågrön sericit som dominerande mineral. Strax sydväst om Lima kraftstation finns flera hällar och rikligt med lokala block som visar på en utbredning av en mylonitisk bergart med ett svårtolkat ursprung. Den består av ljust grön sericit eller muskovit som bildar ojämna förskiffringsytor växlande med centimeter- till decimetertjocka drusiga ådror av omkristalliserad kvarts och adular i hålrum.

Längs gränsen mot Värmlands län i projektområdets sydvästligaste delar (13D SV och SO samt 12D NO) finns spridda, smärre förekomster av Dalavulkaniter vars ålder antas vara ca 1 700 miljoner år.

Tre typer av vulkaniter finns i de spridda förekomsterna: dels ryolit till dacit, dels ryolit och dels dacit. Ryoliten till daciten är rödgrå till gråröd, mycket finkornig till finkornig, porfyrisk och folierad till massformig. Strökornen består av plagioklas, kalifältspat, kvarts och hornblände i olika proportioner, är 1–10 mm stora och utgör mellan nästan 0 och 60 % av bergarten. De finkorniga varieteterna är antagligen subvulkaniska.

Ryoliten är röd, gråröd eller brunröd, finkornig, porfyrisk och massformig till lokalt sprött skjuvad. Strökornen består av kvarts och fältspater i varierande proportioner, är



Fig. 12. Foto taget ungefär mot söder av en närmast vertikal yta i stenbrott av boudinerad amfibolitgång genom subvulkanisk Dalaryolit. Bergarterna överpräglas av spröd svekonorvegisk deformation (6716755/1375133).

Photograph of north-facing, vertical quarry wall showing a boudinaged amphibolite dyke cutting through a Dala-type subvolcanic rhyolite. The rocks are overprinted by brittle Sveconorwegian deformation.

1–3 mm stora och utgör i allmänhet ca 5–10 % av bergarten, men lokalt så mycket som 50–60 %. Den är troligen övervägande subvulkanisk och graderar lokalt över mot Sillerögranit (se nedan). Den uppträder delvis som gångar i omgivande monzoniter och genomslås i sin tur av amfibolitgångar som troligen är synmagmatiska (fig. 12). Ryoliten bryts sporadiskt som krossberg i ett stort stenbrott intill riksväg 45, ca 20 km sydväst om Malung (13D 3 f).

Daciten är röd, finkornig, porfyrisk och massformig till folierad. Strökornen domineras helt av plagioklas, men lokalt finns även biotitströkorn. De varierar i storlek från 1 till 10 mm och utgör mellan 10 och 20 % av bergarten. Även daciten tolkas som subvulkanit. I kartområdet 13D Malung (1–2 e) är daciten rikligt genomslagen av gångar av finkornig till fint medelkornig granit.

Digerbergsbildningar

I Älvdalenområdet (14E Mora NV, SV) förekommer sedimentära bildningar tillsammans med vulkaniter associerade med den yngre GSDG-generationen (fig. 9). De kallas

Digerbergsbildningar och är kontinentala till sin karaktär. Detta påstående baseras på att de är röda, grovkorniga (sandiga till grusiga) och rika på litiska fragment, och på att sandstenar och matrix i konglomeraten är arkosiska, med korn som är måttligt rundade till kantiga och som har god till dålig kornstorlekssortering. Konglomeraten är polymikta, matrix- till klaststödda, lokalt magnetitförande och mörkt röda. Klasterna kan ha en vittringsbård. Lokalt är bergarten kvarts- och epidotomvandlad, vanligen sprickvis men även penetrativt. Klasterna är centimeter- till decimeterstora men lokalt upp till halvmeterstora. Deras form i ytsnitt är oval till rundad trehörning. Åtta olika bergarter har noterats i bollmaterialet: a) chokladbrun, mycket finkornig, glest fältspat- och hornbländeporfyrisk (strökorn <4 mm stora) andesit till dacit, b) mörk, mycket finkornig, afyrisk till glest fältspatporfyrisk (strökorn <5 mm stora), lokalt kvartsådrad ryolit till dacit, c) ofitisk, medelkornig mafisk bergart, d) rödgrå, finkornig, fältspatporfyrisk (strökorn 0,5–1 cm stora), magnetitförande, massformig andesit (till synes hybridbergart med heterogent matrix), e) röd, mycket finkornig, kvarts-, fältspat- och biotitporfyrisk (strökorn 1–4 mm stora), magnetitförande ryolit, f) röd, finkornig granit, g) siltsten och h) röd, korsskiktad sandsten.

I de ca 1 700 miljoner år gamla Digerbergsbildningarna ”sensu stricto” kan förekomsten av dacit- och andesitklaster förklaras genom vittring av de ca 1 800 miljoner år gamla vulkaniska bildningarna. Frågan är varifrån motsvarande klaster i de ca 1 800 miljoner år gamla Digerbergsliknande bildningarna kommer. De skulle kunna komma från en ännu äldre, i området inte identifierad fas av vulkanism. Alternativt skulle en möjlig process bakom Digerbergsbildningarna kunna vara att, åtminstone klastrika delar av dem, bildades genom omlagring av autoklastiska facies av omedelbart omgivande dacitiska och andesitiska lavor (fig. 9). Enligt Macdonald (1972) och McPhie m.fl. (1993) består subaeriska lavor med sådana sammansättningar till stora, eller till och med övervägande, delar av autoklastiska facies. Med en viss omlagring, avrundning av klasterna och inblandning av finare material (även exotiskt) skulle resultatet kunna bli ett konglomerat av Digerbergstyp.

Sandstenarna är mörkt gråröda eller brunröda, lokalt grusiga till steniga, lokalt konglomeratiska och med 2–3 cm tjocka skikt, lokalt normalgraderade.

Metasedimentära bergarter i form av kvartsit och underordnad siltsten ingår i stråket med kraftigt deformerad berggrund mellan Dalasandsten i öster och GSDG-plutoniter i nordväst om Malungsfors (13D Malung NV). De tolkas som Digerbergsbildningar. Den areella utbredningen av dessa har reducerats vid denna kartering jämfört med Hjelmqvists tolkning (1966).

På grund av Digerbergsbildningarnas låga och jämna magnetiska susceptibilitet (0 till $<50 \times 10^{-5}$ SI-enheter) blir magnetfältsresponsen utslätad och homogen, ett typiskt drag i projektområdets alla sedimentära enheter (fig. 5). Kontrasten mot omgivningen uppstår genom att angränsande vulkaniters och graniters magnetiska egenskaper har större variation (förutom vissa ryoliter i den yngre generationen; fig. 13).

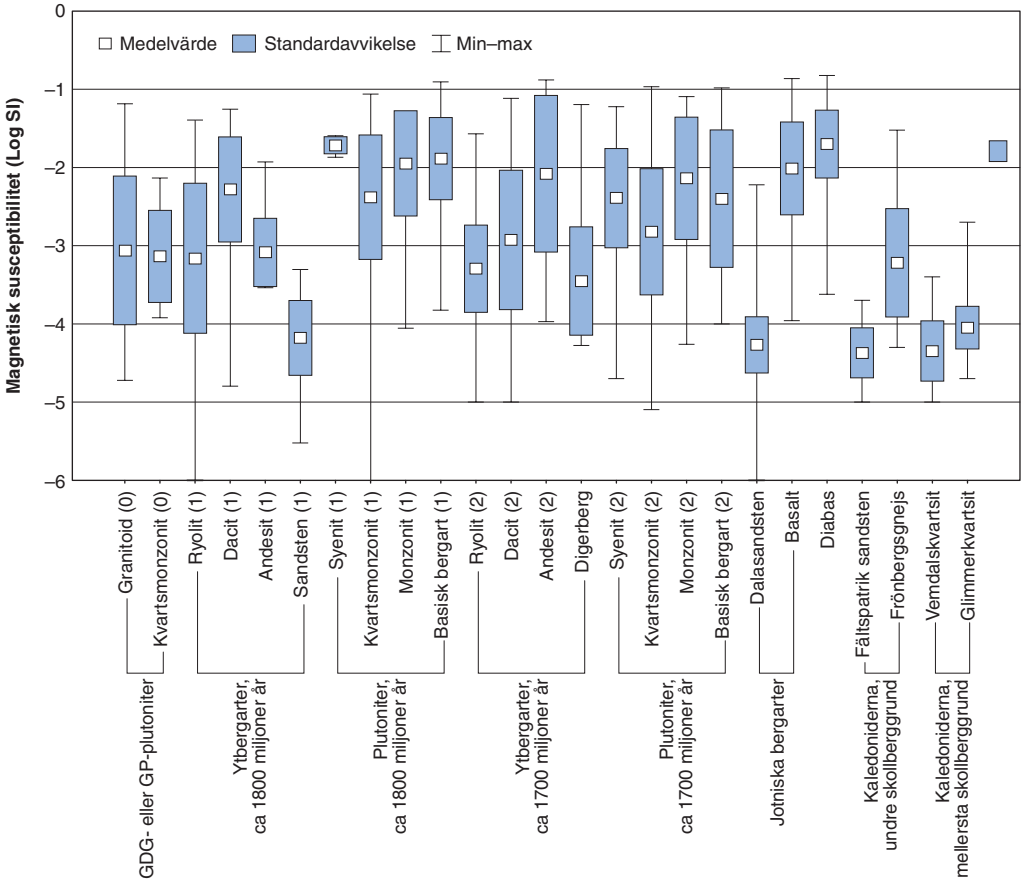


Fig. 13. Logaritmiskt box-diagram som visar spridningen av den magnetiska susceptibiliteten hos de dominerande bergarterna i projektområdet. Samma stratigrafiska uppställning som i figur 4 har använts. Diagrammet baseras på 26 400 mätpunkter på häll på 3 300 lokaler.

The variation of magnetic susceptibility for the dominating rock types illustrated by boxes (standard deviation) around small squares (mean value).

Granit-syenitoid-dioritoid-gabbroidsvitens (GSDG) plutoniter, ca 1700 miljoner år gamla

Gränsen mellan äldre och yngre plutoniter av GSDG-typ är preliminärt likställd dels med gränsen mellan granit av Siljanstyp och kvartsmonzonit till monzonit av Järnatyp som går i sydvästlig riktning från sjön Stor-Flaten (13E 5 e) mot Äppelbo (13E 1 a) och dels med en linje därifrån söderut mot Fjällrämmen–Milsjön (12D 6 j). Bergarterna söder och öster om dessa linjer tolkas som äldre.

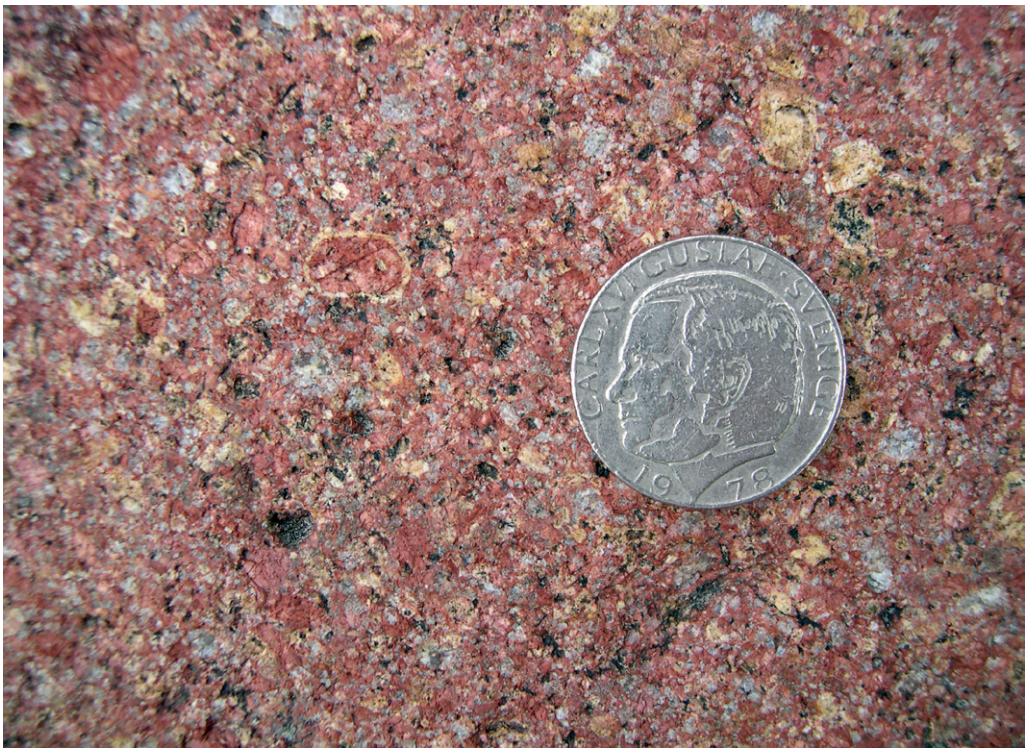


Fig. 14. Granit av Garbergstyp (6781644/1414380).
Garberg-type granite.

De yngre plutoniterna av GSDG-typ i övriga delar av projektområdet kan delas in i tre geografiska områden som delvis också har olika litologisk karaktär. Det första området omfattar de plutoniter som omger och finns bland Älvdalen–Trängsletområdets vulkaniter och som domineras av delvis subvulkanisk granit (till kvartsmonzonit, Garbergsgranit) och syenit till kvartssyenit. Det andra området omfattar de plutoniter som finns längs med gränsen mot Värmlands län och som består av granit, kvartsmonzonit, monzonit och basiska led. Bergarterna där är i varierande grad påverkade av svekonorvegisk deformation och metamorfos. Det tredje området omfattar de plutoniter av GSDG-typ som ingår i den kaledoniska skollberggrunden.

Subvulkaniska graniter har relativt stor utbredning i Älvdalenområdet (14E Mora). De graderar troligen över i dels subvulkaniska ryoliter, dels Siljans- och Järnagranit. De bildar två typer: a) röd, finkornig till fint medelkornig, jämnkornig till kvartsporfyrisk (strökorn 1–3 mm), massformig granit (Dalagranit i allmänhet enligt Hjelmqvist 1966) och b) röd eller gråröd, finkornig, porfyrisk till lokalt snarare ojämnkornig, miarolitisk, massformig granit med rapakivitextur (fig. 14). Strökornen är 1–10 mm stora och består av kvarts, kalifältspat och plagioklas. De miarolitiska hålrummen innehåller bergkristall

och flusspat. Lokalt varierar granit b) mellan biotitporfyrisk, enklavförande, oxidförande och folierad. Den ser på några ställen kvartssyenitisk eller kvartsmonzonitisk ut. Enklaverna är rundade, centimeterstora och består av jämnkornig, finkornig granodiorit. Den senare motsvarar i princip Garbergsgranit (Hjelmqvist 1966). Typ a) är lokalt randfacies till typ b). Båda klipps av aplitgångar.

Ett tunnslip av Garbergsgranit (eller kvartsmonzonit) visar en 0,5–8 mm grov och ojämnkornig grundmassa. Den har granofyrisk textur där kvartsen delvis bildar svampformade aggregat i fältspaten. Bergarten består av kvarts, plagioklas (albit), kalifältspat, titanit, flusspat, klorit (efter biotit), sericit (efter kalifältspat), epidot och saussurit (efter plagioklas), prehnit (efter saussurit), apatit och opakmineral.

Graniterna i Älvdalenområdet kännetecknas av relativt hög magnetisk susceptibilitet, mellan ca 100 och 1 000 × 10^{-5} SI-enheter. Lågmagnetiska anomalier med nord–sydlig till nordostlig riktning tolkas som sprickzoner. De sammanfaller med elektromagnetiska (VLF) anomalier, vilket indikerar att zonerna är vattenförande. Garbergsgranit längre norrut (15D Särna NO) har anomala halter av torium (>25 ppm), men det maximala värdet för gammastrålningens aktivitetsindex är endast 1,4 (fig. 15).

En röd Dalagranit från ett litet stenbrott vid Sovaldbergs fäbodar (14E 6 a) daterades i samband med det här projektet till 1 695 miljoner år. Den framträder som ett lågmagnetiskt område på den magnetiska anomalikartan (fig. 5) och har magnetisk susceptibilitet som ligger mellan ca 10 och 100 × 10^{-5} SI-enheter.

Siljansgraniten med huvudsaklig utbredning längre söderut (13E Vansbro NV) är vanligen röd, leukokratisk, medelkornig och svagt småporfyrisk. Huvudmineralen är i allmänhet alkalifältspat, kvarts, plagioklas och underordnad biotit. Plagioklasmantling av mikroklin förekommer (fig. 7 a). De accessoriska mineralen är magnetit, titanit och flusspat.

I området kring Trängseldammen och Österdalälven (15D Särna NO, SO) finns granit och syenit till kvartssyenit. Graniten förekommer endast i de nordöstra delarna och uppträder som en sammanhängande enhet längs Rotälven och norrut till Härjedalsgränsen. Den har sin största utbredning längre österut, i kartområdet 15E Älvho (Sjöblom & Aaro 1987 a, b). Enligt länskartan (Hjelmqvist 1966) är graniten av Garbergstyp, som är en flusspatförande och delvis rapakiviartad bergart. De hällar som observerats vid denna undersökning består av en röd, ganska jämnkornig granit med spridda större kvartskorn och enstaka plagioklasmantlade strökorn av kalifältspat (fig. 14). I några tunnslip är graniten ojämnkornig till porfyrisk med rektangulära strökorn av kalifältspat. Övriga mineral är kvarts, plagioklas, biotit, klorit, titanit, epidot, sericit (efter plagioklas) och opakmineral. Kvartsen har lokalt korrosionsbukter och plagioklaser kan ha en kärna av kalifältspat.

Garbergsgraniten tycks ha en relativt skarp övergång mot den syenit (se nedan) som ansluter väster och söder därom, eftersom ingen blandning av de båda bergarterna har observerats i häll. Enligt Hjelmqvist (1966) förekommer gångar av graniten i omgivande Bredvadsporfyr (se ovan).

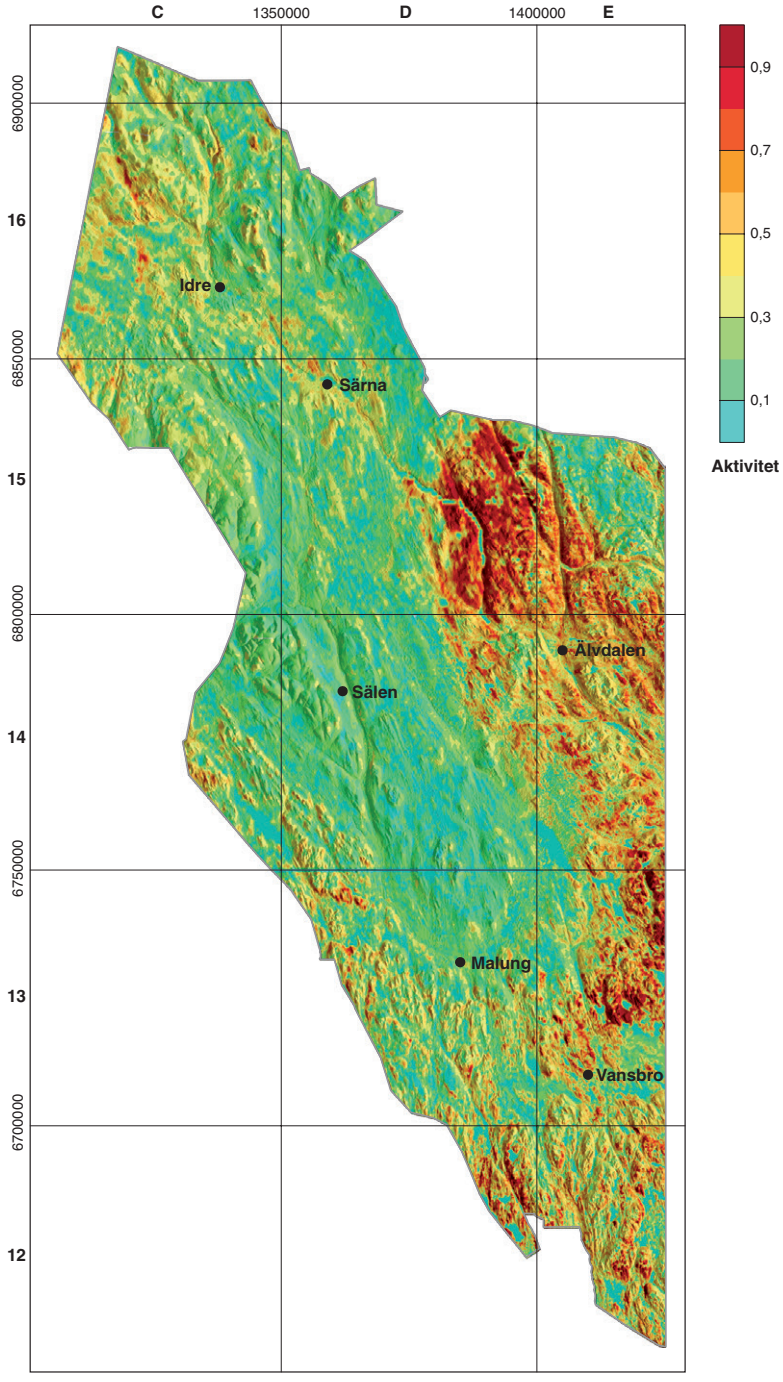


Fig. 15. Aktivitetsindexets variation i projektområdet. Indexet baseras på markens halter av de radioaktiva isotoperna av kalium, uran och torium enligt spektrometermätningar och räknas fram med hjälp av formeln $C_K/3000 + C_U/300 + C_{Th}/200$, där C_X är halten av respektive element uttryckt i Bequerel/kg.

The variation of the activity index.

Den syenitiska bergarten förekommer som större och mindre kroppar. Även några få smala gångar av syenit i Bredvadsporfyr har observerats. Hjelmqvist (1966) kallar bergarten för kvartssyenit i beskrivningen till länskartan, vilket grundas på två modalanalyser och en kemisk analys. I teckenförklaringen till samma länskarta kallas dock bergarten för syenit. Under karteringen observerades praktiskt taget ingen kvarts i bergarten, och den benämndes därför som syenit, men i tunnslip syns en del små kvartskorn. Bergarten kallas därför syenit till kvartssyenit. Den är starkt röd (delvis mörkt), medel- till grovkornig, ojämnkornig till porfyrisk och massformig (fig. 7 b). Mineralen utgörs till stor del av kalifältspat samt mindre mängder av plagioklas och ställvis klorit.

I tunnslip är syeniten till kvartssyeniten ojämnkornig till porfyrisk och ofta skriftgranitisk. Strökornen är kantiga och består av kalifältspat och plagioklas. Övriga faser är kvarts, klorit (efter biotit) epidot, sericit (efter plagioklas), kalcit, muskovit och opakmineral.

Rumsligt associerad med dacitisk vulkanit av Venjantyp finns söder om Venjanssjön (13D 7 j) en smärre kropp av gråröd, medelkornig, hornbländeförande syenit med rödlätt mikroklin och epidotomvandlad plagioklas. Nordväst om Evertsberg (14D 6 i) finns en mindre intrusion av en intensivt röd, porfyrisk syenit till kvartssyenit (syenitporfyr enligt Hjelmqvist 1966), som sannolikt är komagmatisk med de omgivande vulkaniterna.

Den spektrometermätta kaliumhalten (medelvärde 5,2 %, vilket motsvarar ca 37 % kalifältspat) är högre i syeniten till kvartssyeniten än den i omgivande Garbergsgranit och Bredvadsporfyr. Toriumhalten är däremot 25 % lägre än i dessa bergarter. Det innebär att bergarten lätt kan avgränsas mot omgivningen med hjälp av kvoten mellan torium och kalium (fig. 16).

Det som utmärker de yngre GSDG-plutoniterna i området längs gränsen mot Värmlands län, jämfört med motsvarande bergarter längre österut är, som nämndes inledningsvis, dels att de i betydligt högre grad är tektoniskt deformerade, även om helt massformiga bergarter förekommer även där, dels att de har mer varierande sammansättningar.

Gränsen åt öster för den mer genomgripande deformationen, vilken i princip tolkas att också vara den östra gränsen för mer genomgripande svekonorvegisk omvandling i det här området, går genom sjöarna Fjällrämmen–Milsjön och Kvien (12D Uddeholm NO), norrut längs Uvån upp till sjön Tyngen (13D Malung SO) och vidare i samma riktning fram mot den västliga gränsen för Dalasandstenens utbredning. Även öster om denna linje finns dock deformerade bergarter och starkt deformerade till mylonitiska zoner.

Plutoniterna domineras av kvartsmonzonit, tre sorters granit och granit till kvartsmonzonit. Monzonit och mer basiska led är underordnade. Samtliga bergarter är massformiga till folierade eller stängliga. De bildar övervägande större kroppar med relativt enhetlig sammansättning, men lokalt uppvisar de en slags zonering i femhundrameterskala. Ett exempel finns vid Middagsberget (13D 4 g–h) där kvartsmonzonit åt norr övergår i kalifältspatporfyrisk granit till kvartsmonzonit, som övergår i kalifältspatporfyrisk monzonit, som övergår i kalifältspatporfyrisk granit, som övergår i kvartsmonzonit till monzonit.

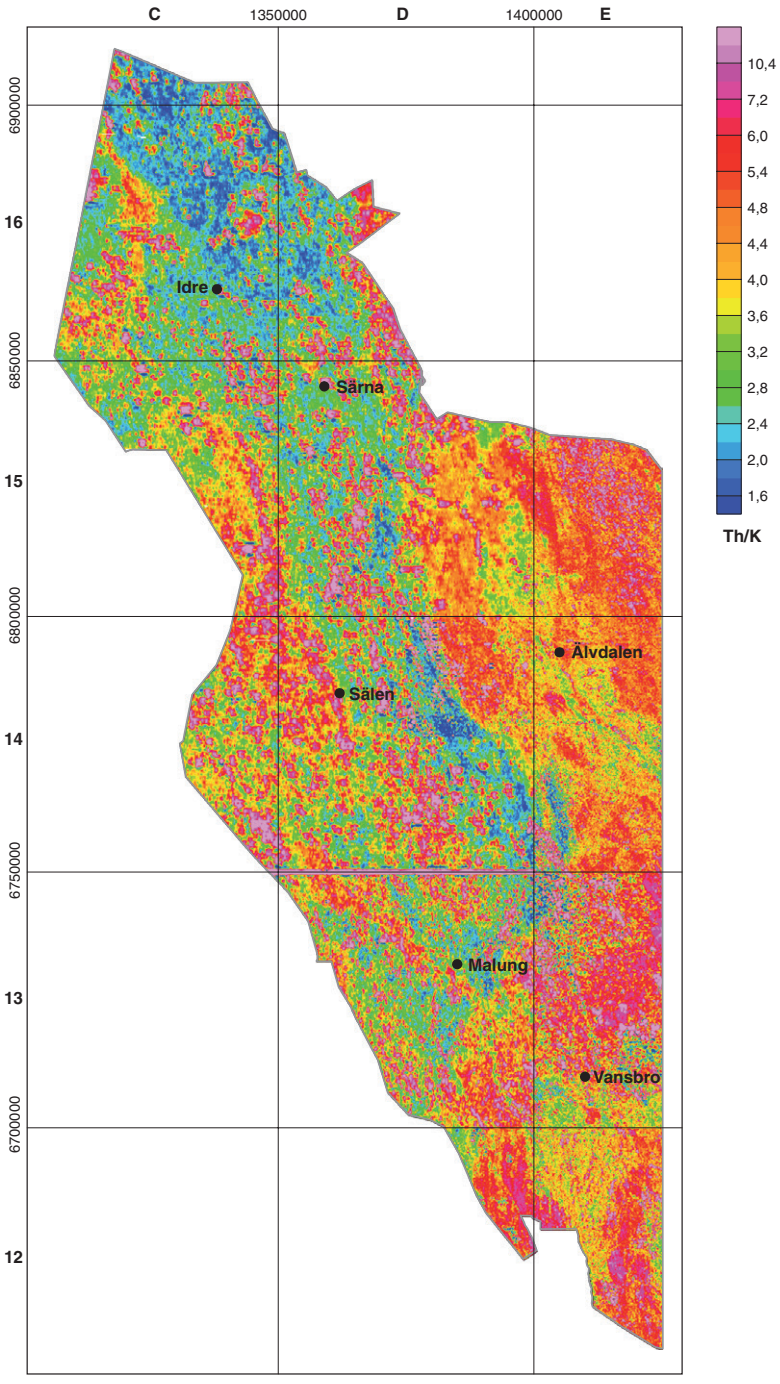


Fig. 16. Variationen av kvoten mellan torium- och kaliumhalterna. Flygmätta data.
Variation in thorium–potassium ratio.

Basiska led är helt underordnade i området, utom i form av små, isolerade kroppar och som enklaver i mer kvartsrika bergarter. De basiska leden består av hornblände, plagioklas och lokalt biotit och är dels grönsvarta, medel- eller finkorniga, jämnkorniga till småporfyriska med plagioklasströkorn och massformiga, dels bandade med lokala förgrovningar i ådror med flera centimeter stora hornbländekristaller i plagioklasmatrix. Vid Bussuksberget utanför Yttermalung (13D 4 i) finns en blandning av basisk bergart och granit till kvartsmonzonit (fig. 8 b). Blandningen sammanfaller med en ytterst svag pyritmineralisering (Hjelmqvist 1966) som föranlett provbrytning. Vid Oxvadberget (13D 7 c) breccieras en basisk bergart av ljus pegmatit som bildar ett nätverk i värdbergarten. Strax norr om denna lokal, vid Skalsberget (13D 8 c), finns diorit i skarp kontakt med röd, porfyrisk kvartsmonzonit.

Monzoniten är gråröd, rödgrå till grå och medel- till grovkornig eller fin- till medelkornig. Den är små- till grovporfyrisk med kalifältspatströkorn, men även ojämnkorniga eller jämnkorniga varieteter förekommer och lokalt finns rapakivitextur. Rundade, centimeterstora enklaver av en finkornig basisk bergart eller odefinierad syenitoid har noterats. Monzoniten övergår på något ställe i möjligen monzodioritisk sammansättning, liksom där den uppträder som enklaver i mer kvartsrika led (se nedan).

Kvartsmonzoniten är gråröd till rödgrå eller grå och i allmänhet medelkornig eller medel- till grovkornig, men lokalt även finkornig till fint medelkornig. Texturen är ojämnkornig eller småporfyrisk, men jämnkorniga varieteter finns också. Den har grå till blå kvarts och gulvit till vit eller lokalt grön, epidotomvandlad plagioklas. Kvartshalten varierar kraftigt; ställvis finns kvartsrika typer, men lokalt graderar den snarare över i ovan nämnda monzonit.

Rapakivitextur är vanligt förekommande i matrix. Strökornen är mest av kalifältspat, som kan vara zonerad, men även plagioklas- och kvartsströkorn förekommer. Bergarten är biotit- och hornbländeförande och lokalt har den mindre än 1 dm stora, rundade enklaver av finkornig basisk bergart, tonalit eller monzonit till monzodiorit. På en del platser är det osäkert om de verkligen är enklaver och har därför kodats som inneslutningar, på andra platser finns xenoliter av samma typ. På några ställen finns ett porfyriskt randfacies vilket kan utgöra en gräns mellan olika intrusionspulser. Bergarter av den här typen kallades Filipstadsgranit av Hjelmqvist (1966).

Graniten till kvartsmonzoniten varierar från rödgrå till gråröd till röd, är medel- till grovkornig, hornbländeförande och oftast ojämnkornig, men lokalt småporfyrisk med kalifältspatströkorn. Den företer lokalt ett slags dubbeltextur, i form av ca 0,5 cm stora ”droppar” av finkornig plagioklas och ett mafiskt mineral i en grundmassa av medel- till grovkornig kvarts och fältspat (fig. 6 b). Texturen torde bero på magmablandning.

Granit finns av tre typer. Den ena är gråröd eller röd, men lokalt även rödgrå och grå, medelkornig eller medel- till grovkornig och övervägande ojämnkornig. Den är lokalt nästan porfyrisk genom att kalifältspaten bildar grova korn, och på en hel del platser finns små- till grovporfyriska varieteter. Graniten är hornbländeförande och det finns

upp till decimeterstora, rundade enklaver av jämnkornig och finkornig basisk bergart eller av något fältspatporfyrisk tonalit. Lokalt är graniten kataklastisk och grå snarare än normalt röd. På vissa lokaler drar graniten något mot kvartsmonzonitisk mineralogi, och sannolikt finns i området ett kontinuerligt spektrum i sammansättning, från granit till ovannämnda monzoniter. Graniten är daterad till 1 702 miljoner år (Lundqvist & Persson 1999).

Den andra graniten är gråröd, röd eller grå, finkornig till fint medelkornig och mest småporfyrisk med strökorn av kvarts och fältspater. Det finns även jämnkorniga, ojämnkorniga och grovporfyriska varieteter. De senare kallades Ljustjärnsgranit av Ljunggren (1954) och Sillerögranit av Hjelmqvist (1966). Graniten har på några ställen ljust röda, jämnkorniga till pegmatitiska och flusspatförande partier. Lokalt finns spröd-plastiska skjuvzoner i bergarten (fig. 17). En finkornig och porfyrisk varietet vid Torrberget (13D 4 j) har subvulkanisk karaktär. Subvulkaniska graniter finns också söder om Nissången (13D 5 e), öster om Bredsjön (13D 5 c) och vid Granberget (13D 9 a).



Fig. 17. Foto taget mot sydsydost av en närmast vertikal yta av spröd-plastiskt svekonorvegiskt deformerad GSDG-granit (6768487/1337905).

Photograph of north-north-west-facing, vertical rock surface showing GSDG granite affected by brittle to ductile Sveconorwegian deformation.

Den tredje graniten är (kraftigt) röd till vinröd, medelkornig, oftast jämnkornig och fattig på mafiska mineral. Porfyriska varieteter har närmast gråröda mikroklinströkorn i en ljust röd grundmassa. Kvartshalten varierar kraftigt och syenitiska till kvartsmonzonitiska led förekommer. Även leukokratiska, ljust rosa typer har observerats. Flusspat och greisenliknande omvandlingszoner finns i några lokaler.

Direkt öster om Uvån (13D Malung SO) finns på några ställen en svårtolkad, möjligen granodioritisk varietet av GSDG-plutoniterna. Den kallades delvis för Kristinehamnsgranit av Hjelmqvist (1966) och har i det här projektet sammanförts med leukokratiska graniter längre norrut. Bergarten är på de senare platserna ljust brungul till vit och lokalt porfyrisk med rektangulära, ca 1 cm stora mikroklinströkorn. Violett flusspat uppträder tillsammans med gröngul sericit och brunröd hematit på tunna sprickor samt i miarolitiska hålrum. En gradering mot ovannämnda finkorniga, aplitiska och subvulkaniska typer förekommer.

I området finns också gångar av aplit och granit. Pegmatit uppträder snarare som ådror, lokalt delvis boudinerade, eller som oklart avgränsade kroppar. Delvis boudinerade gångar av amfibolit slår genom områdets tidigare nämnda vulkaniter (fig. 12).

I de kaledoniska skollorna finns inslag av plutoniter, av trolig GSDG-typ, som slitits loss från den underliggande berggrunden. De beskrivs i avsnittet om Kaledoniderna nedan.

Jotniska bergarter

De jotniska bergarterna domineras av sandstenar (Dalasandstenar) som i Dalarna har en utbredning på knappt 6 000 km^2 och en största mäktighet på ca 1 300 m (T. Lundqvist muntligt meddelande 2006). De överlagrar diskordant vulkaniter, sandstenar och graniter av den yngre GSDG-typen, dvs. de är yngre än ca 1 700 miljoner år. Mot underlaget är den jotniska formationen på flera ställen utbildad som konglomerat eller vittringsbreccia (fig. 18 a, b). I sandstenspacken finns lager av skiffer och Öjebasalt. Basalten har en huvudsaklig stratigrafisk nivå som delar sandstenarna i ungefär en lägre och två övre tredjedelar. Aldahan (1989) fastslog att Dalasandstenen påverkats av belastningsmetamorfos. Området kring Fulufjället (15C) representerar, i likhet med Transtrandsfjällen (Sälen), dess stratigrafiskt översta del. Sandstenens utbredning fortsätter västerut in i Norge, där den kallas Trysilsandsten.

Sandsten och konglomerat

Dalasandstenens bottenbildningar finns blottade på ett flertal platser i projektområdet. De tycks lateralt gradera från konglomerat till breccia. Vid Lemmans kraftstation (15D 9 a) finns ett konglomerat med rundade vulkanitbollar i ett sandigt matrix. Bollarna når längder om 10–12 cm och bollfrekvensen är hög. I området 14D Sälen NO finns en monomikt breccia med nästan enbart skarpkantiga klaster av porfyrisk ryolit. Den

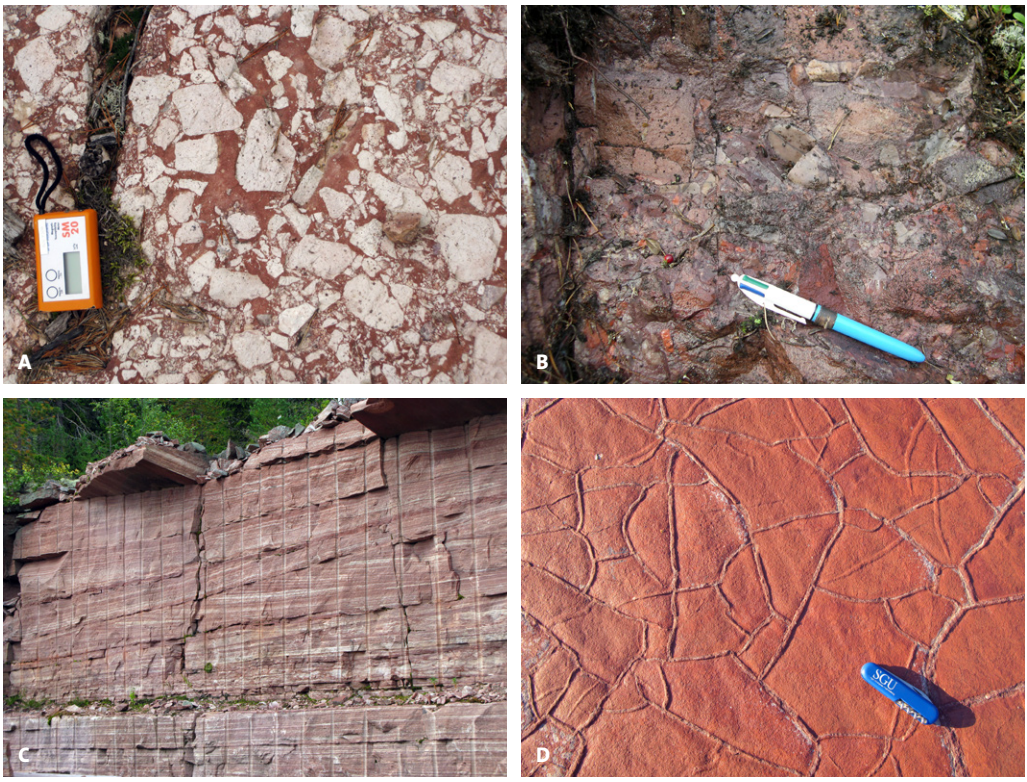


Fig. 18. **A.** Jotnisk sedimentär breccia som utgör del av Dalasandstenens bottenbildningar. Klaster av porfyrisk ryolit (6793129/1382768). **B.** Jotniskt bottenkonglomerat till breccia (6768739/1414498). **C.** Storskalig korsskiktning i Dalasandsten i stenbrottet vid Mångsbodarna (6777200/1381274). **D.** Torksprickor i Dalasandsten i stenbrottet vid Mångsbodarna (6777200/1381274).

A. *Jotnian sedimentary breccia forming part of the base of the Dala sandstone formation. Porphyritic rhyolite as clasts.* ***B.*** *Jotnian basal conglomerate to breccia.* ***C.*** *Large scale cross-bedding in Dala sandstone in the quarry at Mångsbodarna.* ***D.*** *Dessication cracks in Dala sandstone in the quarry at Mångsbodarna.*

starkt underordnade mellanmassan består av ett mörkt rött, sandigt material (fig. 18 a). Diskordant på Digerbergsbildningar vid Rostberget (14E 2 d) finns ett konglomerat till breccia med rundade till kantiga, upp till 5 cm stora fragment (fig. 18 b). Matrix är rött, sandigt till siltigt, arkosiskt och lokalt trågskiktat. Fragmenten består av mycket finkornig, jämnkornig ryolit till dacit och sandsten till arkos. Vid Ärsjöberget (14C 4 i) finns ett klast- till matrixstött konglomerat med rikligt med rundade klaster i ett folierat matrix av sericitkvartsit. Foliationen svänger runt bollarna av fältspatporfyrisk dacit. Den senare liknar den ”lokala” daciten. Intill vulkaniter vid Bullbäcken (14D 1 c) är kontakten i den sedimentära bergarten tektoniskt påverkad och lagren är brantställda. De består där av en polymikt breccia med kantiga, ett par centimeter stora fragment av vulkaniskt material.

Dalasandstenen är dominerande röd, men violetta och grå varianter förekommer också, fin- till mellansandig, fältspathaltig och lagrad med talrika sedimentära strukturer (fig. 18 c, d). De senare är till exempel strömskiktning, både trågformad och lågvinkligt kilformad, asymmetriska böljeslagsmärken och torksprickor. Lokalt finns en foliation. Sandstenen är skikt- och fläckvis blekt samt lokalt ljust brun. Den har siltiga lager och är ställvis leromvandlad. Enstaka lokaler med gråare, mer kvartsisk sandsten har observerats. I Idreområdet (16C Idre SO) är enstaka lager grusiga eller glest konglomeratiska, i vilka vit kvarts och jaspis är vanligt förekommande klaster. I kontaktzonerna till Öjebasalten är sandstenen blekt och förskiffrad på grund av stark termisk och mekanisk påverkan.

Tunnslip som framställts i det här projektet och i samband med Hjelmqvists (1966) kartering visar att den jotniska sandstenen växlar i sammansättning från kvartsarenit till litisk arenit och litisk arkos. Klasterna utgör 90–95 % av bergarten, är 0,1–1,5 mm stora, kantiga till rundade och dåligt till väl sorterade. De består huvudsakligen av kvarts, litiska korn, fältspat (både kalifältspat och plagioklas) och opakmineral. Korn av zirkon, biotit och titanit är troligen också klaster. De litiska kornen är mest av mikropoikilitisk Dalavulkanit även om fragment av finkorniga, troligen sedimentära bergarter förekommer. Mellan klasterna dominerar normalt ett finkornigare matrix över cement, men lokalt är det tvärtom. Matrix består av sericit, saussurit och klorit, cementet av kvarts, karbonat eller opakmineral. På sericiten växer muskovit och på saussuriten epidot. Bergarten har en skiktning i centimeterskala, lokalt med gradering. Sorteringsgraden växlar mellan skikten. Det förekommer mindre än 1 mm tunna siltstensskikt i sandstenen, men lokalt är bergarten snarare en siltsten med tunna sandstensskikt. Graden av kompaktion, såsom den framgår av suturerade korngränser mellan klasterna, varierar.

Stratigrafin strax under Öjebasaltens huvudsakliga nivå finns blottad på några lokaler, dels vid naturreservatet Idbäcksklitten (15D 2 b), dels i vägskärningar i åsens nordvästra del (15D 2 b, vägen till telemasterna). Förenklat är den enligt följande: Ljust grårosa till beige, jämnkornig och kvartsrik arenit bildar den lägsta enheten. Den kan följas i flera hällar längs med vägen till telemasterna och är även dominant vid Idbäcksklitten. Areniten överlagras av ljust brun till beige eller grågrön gråvacka till arkos. Gråvackan visar graderad skiktning, från fin sand till grusiga horisonter, med kantiga klaster av kalifältspat, vit och röd kvarts samt röd kalcedon. Uppåt i lagerföljden finns tydligt brunröda lager med muskovitrika skikt, grågröna dito med grusiga till steniga klaster av vit kvarts, röd kalcedon samt kalifältspat. Lagren övergår i ett konglomerat som innehåller både kalcedon och agat. Överst i sandstenssekvensen finns grågrön, muskovitrik gråvacka, vilken i sin tur överlagras av plagioklasporfyrisk basalt. Kontakten är inte blottad. Agaterna från konglomeratet torde härstamma från en ej blottad, äldre basalt längre ner i stratigrafin. Vid Nysälsberget (13D 8 g) finns i stort sett samma stratigrafiska sekvens blottad. Undantaget är att här finns också diabas med inlagrade vita och ”bakade” kvartsitlager.

Vid Hållhäden (15D 4 c) finns rikligt med lokala, mer än 1 m^3 stora block av breccierad och kalcitcementerad röd Dalasandsten längs ett topografiskt markerat lineament.

Blocken har varit föremål för kalkbränning, och primitiva ugnar ses i terrängen i anslutning till lineamentet. Intensivt rödfärgade, skarpt kantiga, centimeter- till decimeterstora klaster cementerade av vit, grov kalcit dominerar i blocken.

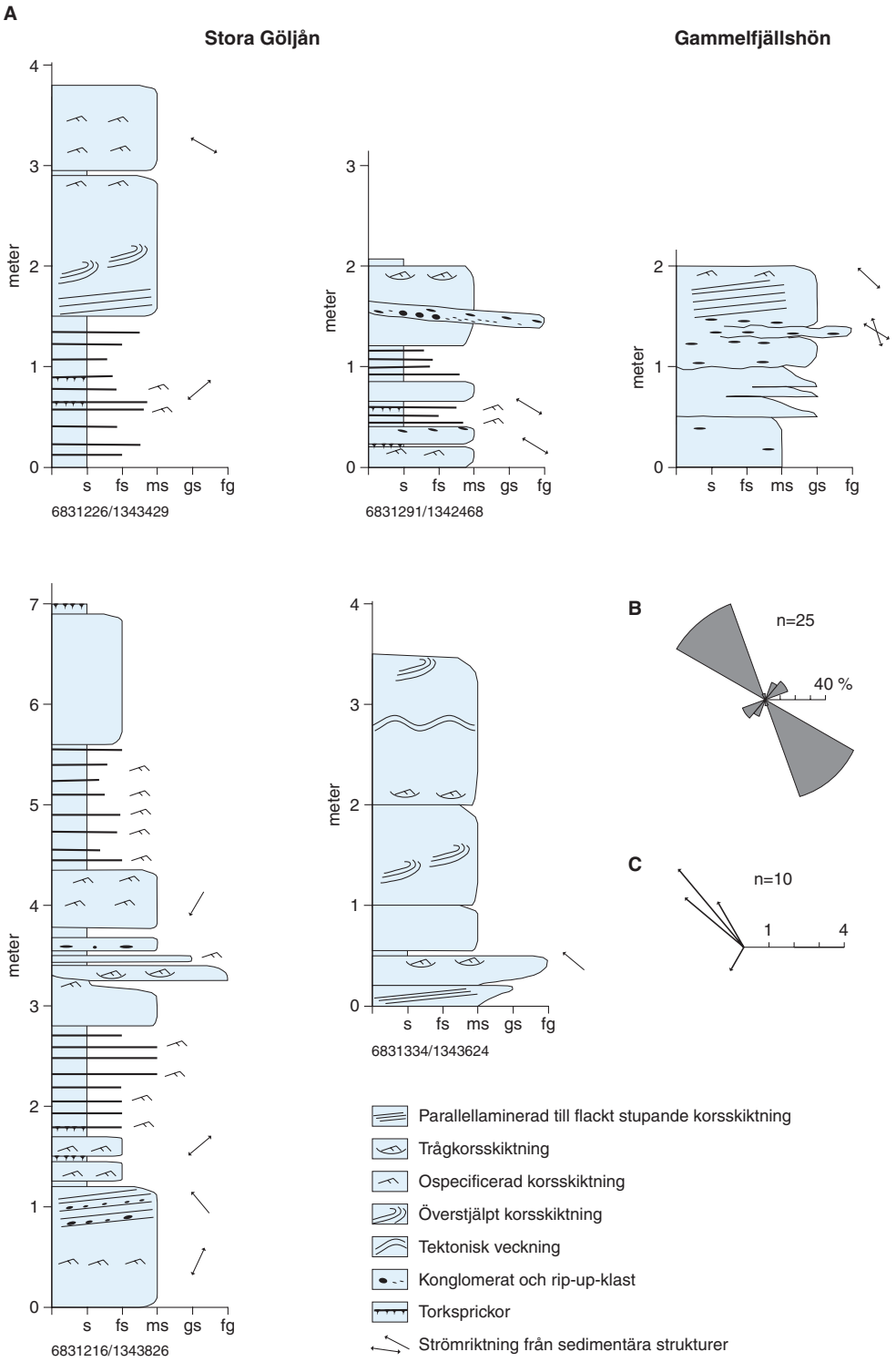
Dalasandstenen inom Fulufjällets nationalpark (15C) tillhör den s.k. övre avdelningen av formationen, dvs. den del som ligger ovanpå det stora täcket av Öjebasalt (se också Hjelmqvist 1966). I den del som studerats på Fulufjället kan man urskilja två olika facies, A och B. Facies A dominerar i den övre delen av stratigrafin, vilken är exponerad på fjällets högplatåer och bergstoppar, bl.a. Gammelfjällshön (15C 7 h) i nordost (fig. 19). Här är hällarna frostvittrade, kraftigt uppspruckna och något tippade från sina ursprungliga lägen. Bankningsytorna stupar i huvudsak flackt med varierande strykning. Facies A utgörs av rödgrå och medel- till tjockbankad kvartsarenit till subarkos. Den är medel- till grovkornig, medel- till välsorterad och har medelrundade till rundade klaster. Tabulärt korsskiktade, 1–3 m mäktiga enheter är vanliga men massiva eller otydligt parallellaminerade till flackt stupande, korsskiktade enheter förekommer också. Slumpningsstrukturer och överstjälpt korsskiktning i sandstenen indikerar att instabila sedimentationsförhållanden rådde före litifieringen av bergarten. Ler- och sandstensbollar, s.k. rip-up-klaster, eller urvittrade hålrum efter sådana, förekommer längs vissa horisonter. Bollarna är platta, runda till långsträckta och varierar i längd upp till 10 cm. De långsträckta bollarna är oftast orienterade i en viss riktning vilket indikerar den ursprungliga strömningsriktningen.

De för facies A karaktäristiska storskaligt korsskiktade och tjockbankade sandstenarna tyder på avsättning i ett sedimentationsbäcken med relativt hög energi och rik sedimenttillförsel. Avsaknaden av fluviala erosionskanaler och mellanlagrande finkornigare flodslättsenheter utesluter sedimentation i en fluvial miljö. Mer troligt är att sandstenarna är vindavsatta, något som också diskuterats av Pulvertaft (1985 a, b), eller bildade i ett vågdominerat delta.

Facies B består dels av sandsten lik den i facies A, dels av mer finskiktade enheter som slamstenar och fin- till medelkorniga sandstenar. Bergarterna är vanligast förekommande i den undre delen av stratigrafin men finns på en del ställen även inlagrade i de övre sektionerna, exempelvis i hällarna vid Tangsjöarna (15C 5–6 h). I kanjoner och bäckfåror i Fulufjällets östliga och sydliga områden, exempelvis Klordalen, Stora Göljån och Tangån, är sektioner blottade där den undre delen av stratigrafin kan studeras (fig. 19). De finkornigare sandstenarna och slamstenarna är rödbruna till violetta med ljusgröna

Fig. 19. **A.** Sedimentär stratigrafi vid Stora Göljån och Gammelfjällshön (s = silt, fs = finsand, ms = mellansand, gs = grovsand, fg = fingrus). **B–C.** Rosdiagram som visar riktningar på längsta axeln i långsträckta rip-up-klaster och vinkelräta riktningen till böljeslagsmärken (B) och strömriktningar från trågkorsskiktning och stupning på foreset-lager (C).

A. *Sedimentary stratigraphy at Stora Göljån and Gammelfjällshön (s = silt, fs = fine sand, ms = medium sand, gs = coarse sand, fg = fine gravel).* ***B–C.*** *Rose-diagrammes showing the directions of the longest axis in elongated rip-up clasts and the direction perpendicular to ripple marks (B) and current flow directions determined by trough crossed-bedding and dips of fore-set layers (C).*


A
Stora Göljån
Gammelfjällshön
meter
s fs ms gs fg
6831226/1343429
6831291/1342468
6831216/1343826
6831334/1343624
B
n=25
40 %
C
n=10
1
4
Parallellaminerad till flackt stupande korsskiktning
Trågkorsskiktning
Ospecificerad korsskiktning
Överstjälpt korsskiktning
Tektonisk veckning
Konglomerat och rip-up-klast
Torksprickor
Strömriktning från sedimentära strukturer

och beiga fläckar och band. Typiska strukturer för facies B är böljeslagsmärken, ofta draperade med ett tunt lerstensskikt, och torksprickor (fig. 20 a). Böljeslagsmärkena är både symmetriska och asymmetriska. I plan vy uppvisar dock alla ett mönster av raka, parallella åsar vilka lokalt förgrenar sig och återstrålar, vilket är typiskt för våg- eller vindgenererade böljeslagsmärken (fig. 20 b). Torksprickorna formar ett polygonmönster, i motsats till subakvatiskt bildade krympsprickor (t.ex. *synerisis cracks*), vilket betyder att sedimenten var subaeriskt exponerade under en viss tid av sin bildning.

Bergarterna som tillhör facies B avspeglar en avsättningsmiljö med relativt låg energi och ett inte alltför stort vattendjup med periodvis torrläggning av sedimentationsbäckenet. Kustnära laguner och periodiska ökensjöar är exempel på sedimentationsbäcken vari de troligen har bildats.

Sedimentära strukturer som indikerar strömriktningar och dominerande vindriktningar visar att sådana förhållanden var relativt konstanta under avsättningen av hela sekvensen. Den dominerande sedimenttransporten skedde från sydöst mot nordväst vilket framgår av uppmätta strömriktningar från trågkorsskiktning och stupningsriktningar på foreset-lager (fig. 19).

I området utanför Fulufjällets nationalpark finns blottningar med den s.k. undre avdelningen av Dalasandstenen, dvs. den del som ligger under Öjebasalten. Pålagringskontakter med Öjebasalt har observerats söder om Öresjön (15C 7 j) där Dalasandstenen är relativt dåligt sorterad. Uppåt i stratigrafin finns Öjebasalt med linser eller s.k. rip-up-klaster av lerigt till siltigt material blandat med porfyrisk Öjebasalt som efter omkring tre höjdmeter uppåt blir mer homogen och jämnt porfyrisk. Pålagringskontakten finns även blottad i östra kanten av Trollsjöåsen (15C 8–9 h) där Dalasandstenen vid

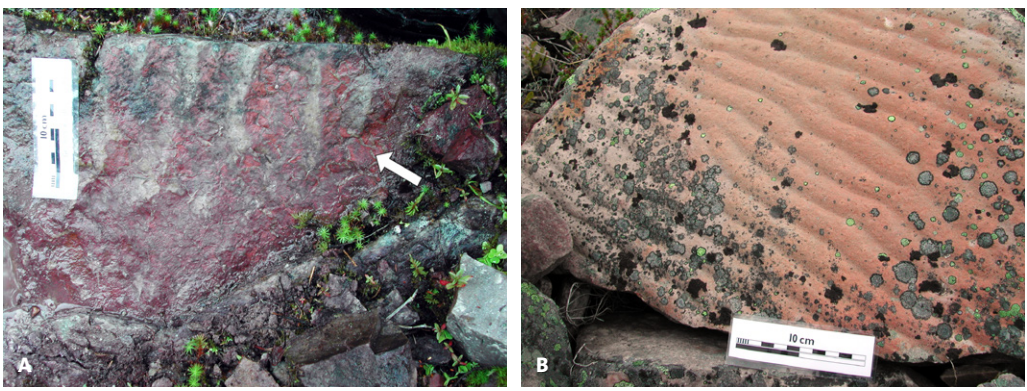


Fig. 20. **A.** Dalasandsten med böljeslagsmärken draperade med ett tunt lerskikt visande torksprickor (se pilen). Bilden tagen längs Stora Göljån (6831216/1343826). **B.** Block av Dalasandsten visande raka och förgrenade böljeslagsmärken.

A. *Dala sandstone with ripples draped by a thin layer of claystone showing dessication cracks (arrow). The photo is taken along the Stora Göljån river.* ***B.*** *Boulder of Dala sandstone showing straight and branched ripple marks.*

kontakten är termalt omvandlad och grönfärgad. Kontakten är här undulerande och basalten har fyllt ut de ojämnheter som troligen redan fanns i sandytan vid basaltflödets framfart. Termalt omvandlad Dalasandsten förekommer också i kontakt mot diabasgångar. Dessa kvartsiter torde vara svåra att skilja från fjällkedjans Vemdalskvartsit (se nedan). Dalasandstenen kan heller inte i varje häll med säkerhet skiljas från sandsten av Digerbergstyp.

Variationer i sandstenarnas fältspathalt framgår av spektrometermätta kalium- och toriumhalter. Inom Dalasandstenens utbredningsområde varierar kaliumhalten från ca 0,5 till nästan 5 %, dvs. från ca 3 till 33 % fältspatekvivalenter, och toriumhalten från 2 till 10 ppm (lokalt upp till 22 ppm; fig. 21). Resultaten av mätningarna antyder att det finns en ost–västlig variation längs en linje från Venjanssjön (14E Mora SV) till Rörbäcksnäs (14C N. Finnskoga NO), på så sätt att kaliumhalten i sandstenen avtar mot väster, för att nå de lägsta värdena i trakten kring Västerdalälven och för att sedan stiga igen mot gränsen till Norge. Kvoten mellan flygmätta kalium- och toriumhalter visar på en stratigrafisk skillnad genom att sandstenarna som ligger över Öjebasalten genomgående har högre Th/K-kvot än de som befinner sig under basalten (fig. 16).

Öjebasalt

Öjebasalten, tidigare benämnd Öjediabas (Hjelmqvist 1966), uppträder som en inlagring i Dalasandstenen och är en svagt synform bildning med stor utbredning i västra Dalarna. Basalten är uppbyggd av flera lavaflöden, vilket bland annat indikeras av inlagringar av sandsten på olika nivåer, och underordnat av tuff. Vid Idbäcksklittens östra kant (15D 2 b) finns ett ca 1 m mäktigt, skiktat, brunt, högmagnetiskt (magnetisk susceptibilitet $2\,000 \times 10^{-5}$ SI-enheter) tufflager, som överlagras av blåsrumsförande basalt och vidare uppåt av plagioklasporfyrisk basalt. Tuffen underlagras troligen av Dalasandsten men den eventuella kontakten är dold i rasmassor. Kontakt mot Dalasandstenen finns dock blottad i flera lokaler längs höjdryggen Sidans östra och nordöstra sluttning (15D 6–7 a). I detta område är det tydligt att två olika basaltlager är åtskiljda av en ca 10–20 m mäktig förekomst av Dalasandsten.

Öjebasalten har inte åldersbestämts, men enligt en U-Pb-datering av baddeleyit i en gång belägen i Bunkris (längs vägen mellan Särna och Älvdalen, 15D 2 f), som tolkas vara en matargång till basalten och som skär igenom den undre delen av Dalasandstenen, är den 1 462 miljoner år (Söderlund m.fl. 2005). Även en annan datering vid Glysjön (15D 5 d)ger en ålder på 1 461 miljoner år (Söderlund m.fl. 2005). Enligt Nyström (2004) är dock den geokemiska kopplingen mellan Öjebasalten och gången i Bunkris otydlig, men möjligheten finns att gången skulle kunna ha matat ett lavaflöde i ett högre, idag nederoderat stratigrafiskt läge.

Bergarten i matargången (”Bunkrisgången”) visar en ojämnkornig textur av listformad plagioklas, augit, biotit, apatit, sericit (efter plagioklas) och opakmineral.

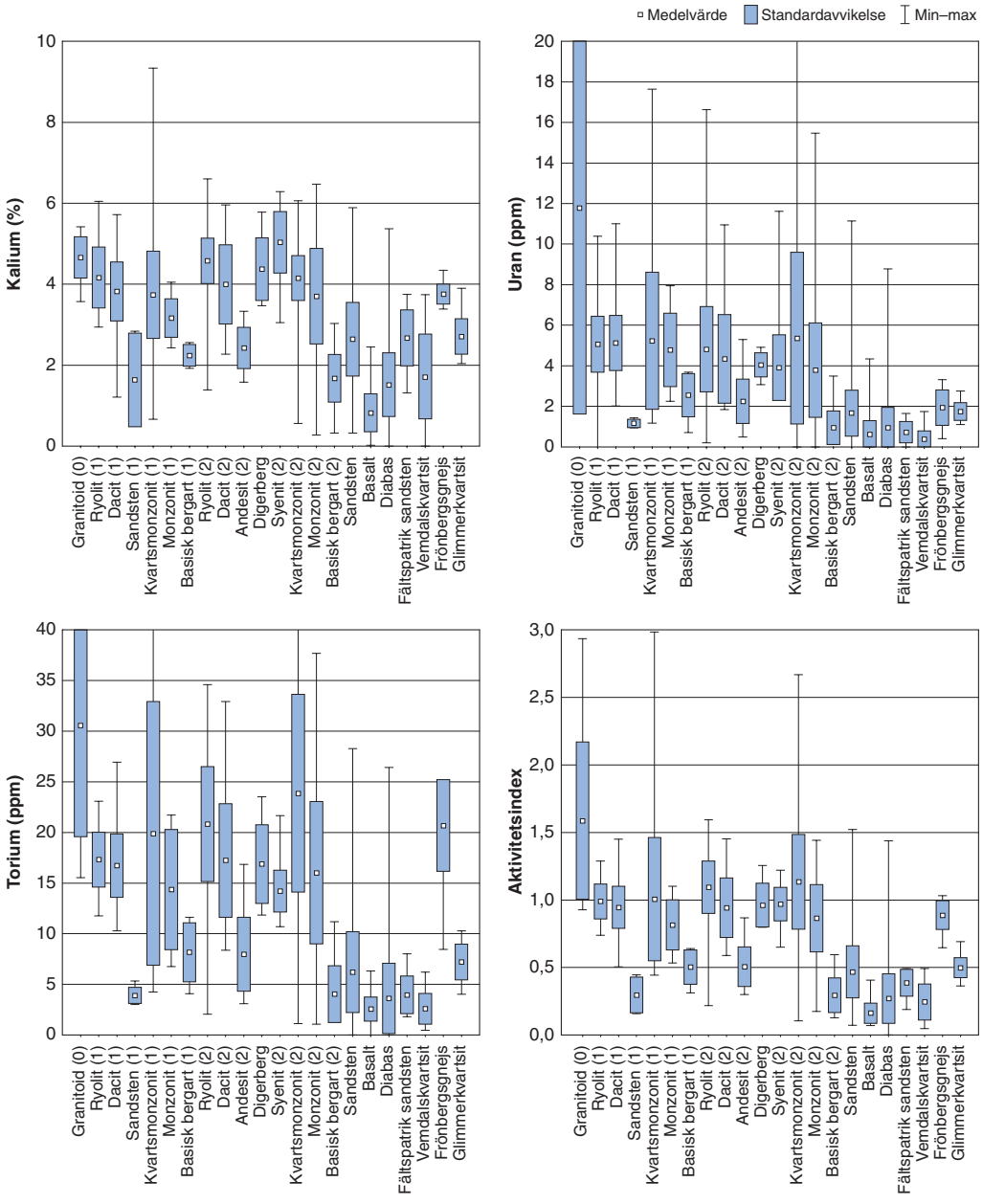


Fig. 21. Spridningen av spektrometermätta kalium-, uran- och toriumhalter i de dominerande bergarterna. Samma stratigrafiska uppställning som i figur 4 har använts. Totala antalet mätningar är 2100, fördelade på 850 lokaler.

The variation of the contents of potassium, uranium and thorium and the activity index for the dominating rock types, illustrated by boxes (standard deviation) around small squares (mean value).

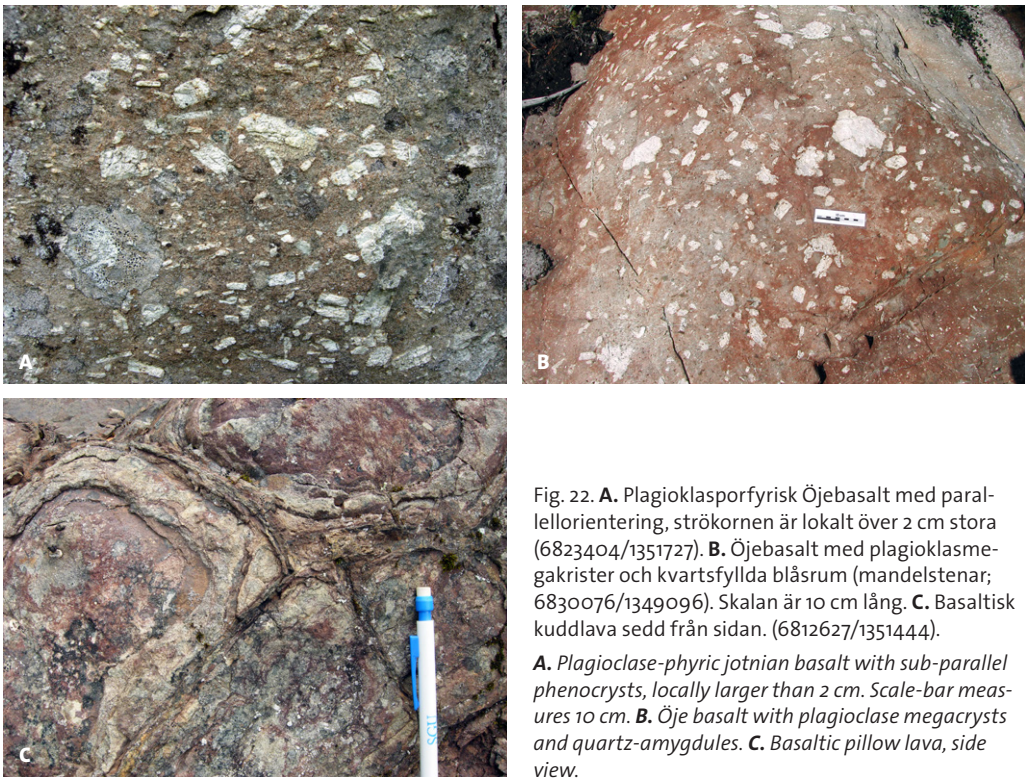


Fig. 22. **A.** Plagioklasporfyrisk Öjebasalt med parallellorientering, strökornen är lokalt över 2 cm stora (6823404/1351727). **B.** Öjebasalt med plagioklasmegakrister och kvartsfyllda blåsrum (mandelstenar; 6830076/1349096). Skalan är 10 cm lång. **C.** Basaltisk kuddlava sedd från sidan. (6812627/1351444).

A. *Plagioclase-phyric jotnian basalt with sub-parallel phenocrysts, locally larger than 2 cm. Scale-bar measures 10 cm.* ***B.*** *Öje basalt with plagioclase megacrysts and quartz-amygdules.* ***C.*** *Basaltic pillow lava, side view.*

Basalten är mörkt gröngrå till grå eller svart, underordnat rödbrun, mycket finkornig till finkornig, jämnkornig till porfyrisk, i allmänhet mandelstensförande och lokalt ”slaggig” och massformig till flödesbandad. En fin- och jämnkornig varietet övergår på några ställen i en mandelstensförande, slaggig och porfyriska varietet. Strökornen av vit till blekgrön plagioklas (fig. 22 a) är vanligen avlånga, kantiga, lokalt parallellorienterade och ställvis stora (<1 dm). I block har decimeterstora plagioklasströkorn med en rosa, anortitrik kärna omgiven av en mer ”normal” vit kant observerats.

I tunnslip ser man att basalten har oregelbundet orienterade, listformade plagioklaser (subofitisk textur) vilka lokalt bildar 2–20 mm stora strökorn. Övriga mineral är klorit (efter pyroxen och plagioklas), sericit (efter plagioklas) och opakmineral. Enstaka kvartsaggregat är antingen xenokrister eller mandelstenar.

Mandelstenarna består av klorit, pumpellyit, kvarts, kalcedon (jaspis, agat), epidot och kalcit samt kombinationer av dessa. De varierar i storlek från millimeter- till decimeterskala. Kloritförande mandelstenar är ofta mindre medan kalcit- och kvartsförande är större. Vid till exempel Gudmundskojan i Horrmundsåsens västra kant (15D 1b) finns i en mandelstensförande typ före detta hålrum med 2–3 mm stora mandelstenar av klorit-pumpellyit, 1–5 cm stora vita kalcitkörtlar och 1–10 cm stora, vit-rosa-orange, agatbandade körtlar.

I området kring Strupforsen (15C 5–6 j) är basalten fint medelkornig och plagioklasporfyrisk med mer än 1 dm stora kristaller (fig. 22 b). Här påträffas blåsrum fyllda med kvarts och klorit. Dessutom finns enstaka fragment av sand och slamsten tillhörande Dalasandstenen. Hällarna vid Strupforsen tolkas med anledning av förekomsten av sandstens- och slamstensfragment, vara belägna i de undre delarna av Öjebasalttäcket.

På flera håll uppträder pelarförklyftning i basalten, till exempel vid Barvallhållen (14D 4 c). Lokaler med vacker kuddlava finns nära Smågarna (14D 5 e; fig. 22 c), i Storhöljan (15D 2 a) och vid Fulans strand norr om Fulunäs (15D 0 a). Lokalt är basalten tydligt bankad, men det är oklart vad bankningen representerar.

Vid Bullberget (14D 1 e) slår en diabas igenom Öjebasalten. Hjelmqvist (1961) visar en profil från denna lokal med flera bergarter i branterna vid platån. Vid denna kartering gjordes ett fåtal observationer av basalt, diabas och en granofyrisk bergart. Teorier om huruvida bergarterna där bildats genom magmablandning, differentiering eller assimilering diskuterades av Törnebohm (1877), Hjelmqvist (1961) och Lindh m.fl. (2006).

Basaltens geografiska utbredning framgår genom dess karaktäristiska, kortvågiga magnetfältsmönster på den magnetiska anomalikartan (fig. 5). Mönstret förklaras dels med basaltens varierande mäktighet, dels med varierande halter av magnetiska mineral och därmed magnetisk susceptibilitet (fig. 13). Förekomst av överlagrande sandsten kan i viss mån dämpa den magnetiska anomalin, och med ökande mäktighet av överliggande sandstenslager åt väster in under Transtrandsfjällen och Fulufjället minskar effekten av dessa kortvågiga fenomen.

Den magnetiska susceptibiliteten kan variera från 50 till 7 000 × 10^{-5} SI-enheter. Generellt har den porfyriska Öjebasalten i öster hög magnetiserbarhet (1 000 till 7 000 × 10^{-5} SI-enheter) medan den som finns väster och norr om Fulufjället ofta har värden kring 60 × 10^{-5} SI-enheter, dvs. typiska värden för metamorfa mafiska bergarter. I motsvarande grad skiftar Königsbergervärdet (Q) från ca 0,2 till 0,7 men kan i enstaka fall också nå värden över 1. Remanensens orientering stupar konstant brant, vilket skiljer Öjebasalten från andra mafiska bergarter i området.

Någon avgränsning i nordväst mot den flackt liggande Särnadiabasen (se nedan), som har likartade petrofysiska egenskaper, är inte möjlig att göra. Ett problem vid tolkningen av Öjebasaltens utbredning är det stora antalet smala, tättsittande och vertikalt stående diabasgångar av Åsby-, Särna- och Blekinge–Dalarnatyp (se nedan) som genomsätter den eller finns i dess närmaste omgivning och som kan ge sken av att vara en sammanhängande enhet. Med den vid flygmätningarna använda mätpunktsdensiteten är det alltså inte möjligt att med säkerhet skilja basalt från diabas.

Diabas

I projektområdet finns tre generationer av diabas som genomslår ovannämnda bergarter, lokalt i stort antal. De bildar både vidsträckta, flackt liggande täcken och brantstående

gångar. Gångarna framträder tydligt på den magnetiska anomalikartan (fig. 5) och kan även följas in under fjällkedjans berggrund. De diabaser som syns som smala, uthålliga anomalier har i de flesta fall tolkats vara av Blekinge-Dalarnatyp (se nedan). Undantagen är de som har ungefär nordostliga strykningar, vilka antas vara av Tunatyp. De diabaser som bildar mäktigare, närmast horisontella kroppar antas vara av Åsby- eller Särnatyp och tillhör den s.k. centralskandinaviska diabasgruppen (CSDG) som är ca 1 270–1 200 miljoner år (Gorbatschev m.fl. 1979).

Enligt det här projektets fältbeskrivningar är en del diabaser ofitiska. Med det avses en textur med regellöst orienterade fältspatlister, som lokalt också har kallats ”plockepinntextur” eller ”myrstackstextur”. Mikroskopiskt visar sig sådana bergarter enligt strikt nomenklatur snarare ha intergranulär textur, dvs. med pyroxen som fyller ut mellan plagioklaslister.

En detaljgranskning av den magnetiska anomalikartan (fig. 5) och jämförelser med gjorda markmätningar visar att anomalierna i många fall bildas av två eller flera smala och parallella gångar. Stupningen varierar längs gångarnas utsträckning från brant nordostlig till brant sydvästlig, och mäktigheten varierar från ca 50 till 80 m. Minst 25 anomalistråk, som tolkas som gångar, kan identifieras med hjälp av magnetfältsdata i en profil tvärs över kartområdet 15D Särna. Om den minsta gångbredden är 50 m, innebär det en total extension av jordskorpan på åtminstone 1 250 m (dvs. 2 %) i samband med diabasernas intrusion.

Tre huvudriktningar hos gångarna kan urskiljas: nord–sydlig till nordnordostlig, ostnordostlig och nordvästlig. De flackt liggande förekomsterna består av Åsby- och Särnadiabas (se Hjelmqvist 1966), men enligt Andersson m.fl. (2005) uppträder Särnadiabas även som brantstående gångar med såväl nordvästlig som nordlig till nordnordostlig riktning. De sistnämnda riktningarna förekommer hos en gångsvärm väster om Drevdagen (16C 0 e).

Vid kraftstationen i Våmån intill Norra Heden (14E 6 e) finns en bergart som kallades porfyrit av Hjelmqvist (1966). Vid den här undersökningen beskrivs den som en gröngrå, finkornig, pyroxenporfyrisk (strökorn 4–5 mm) och massformig diabas. Om den är en egen typ eller tillhör någon av de nedan beskrivna är oklart.

Tunadiabas

Den troligtvis äldsta typen av diabaser i kartområdet 14E Mora bildar ostnordostligt strykande gångar (centimeter- till meterbreda) av jämnkornig, finkornig diabas. De antas vara av Tunatyp (Hjelmqvist & Lundqvist 1953), dvs. samma typ som uppträder vid Bunkris (15D Särna) och där möjligen bildar matargångar till ovannämnda Öjebasalt. De är daterade till ca 1460 miljoner år (Söderlund m.fl. 2005; se ovan). I sitt typområde, i Borlängetrakten, är Tunagångarna genom sin association med porfyrgångar indirekt daterade till ca 1 474 miljoner år (Lundström m.fl. 2002).

I den sydöstra delen av kartområdet 14D Sälen NO finns ett par smala diabasgångar med nordostlig riktning, vilka bedöms tillhöra Tunadiabaserna. Gångarna är inte blottade, utan indikeras endast av magnetiska anomalier.

Åsby- och Särnadiabas

Enligt Hjelmqvist (1966) och Törnebohm (1877) skiljer sig Åsbydiabas från Särnadiabas mineralogiskt främst genom att den senare har stora, poikilitiska pyroxener, vilka ger bergarten ett knottrigt utseende på vittrad yta (fig. 23 a). Enligt samma källor övergår de två typerna i varandra, även om Särnadiabas möjligen är något yngre än Åsbydiabas. Den senare daterades till 1 271 respektive 1 264 miljoner år (Söderlund m.fl. 2005).

Generellt är Åsbydiabasen mörkt grå, fin- till grovkornig, massformig och magnetitförande. Den har ”plockepinntextur” eller (sub)ofitisk textur. Lokalt är den klotvittrande och pegmatitisk.

Tunnslip av Åsbydiabas visar en kornstorlek på 0,5–3 mm och ojämnkornig till intergranulär textur. Ingående mineral är plagioklas (labradorit–bytownit), augit, opakmineral (magnetit; se ovan), olivin, apatit, biotit, sericit (efter plagioklas) och klorit (efter pyroxen och kanske olivin).

Åsbydiabasen har sin typlokal vid Åsens by i Älvdalen (14D 9 i). Den är där vanligen grönaktigt grå, relativt grovt ofitisk (även jämnkorniga varieteter förekommer) och har generellt sett en hög magnetisk susceptibilitet. Diabasen klotvittrar lätt och ett vackert exempel på det finns väster om Rämmasjön (14D 8 j, fig. 23 b). Den största förekomsten

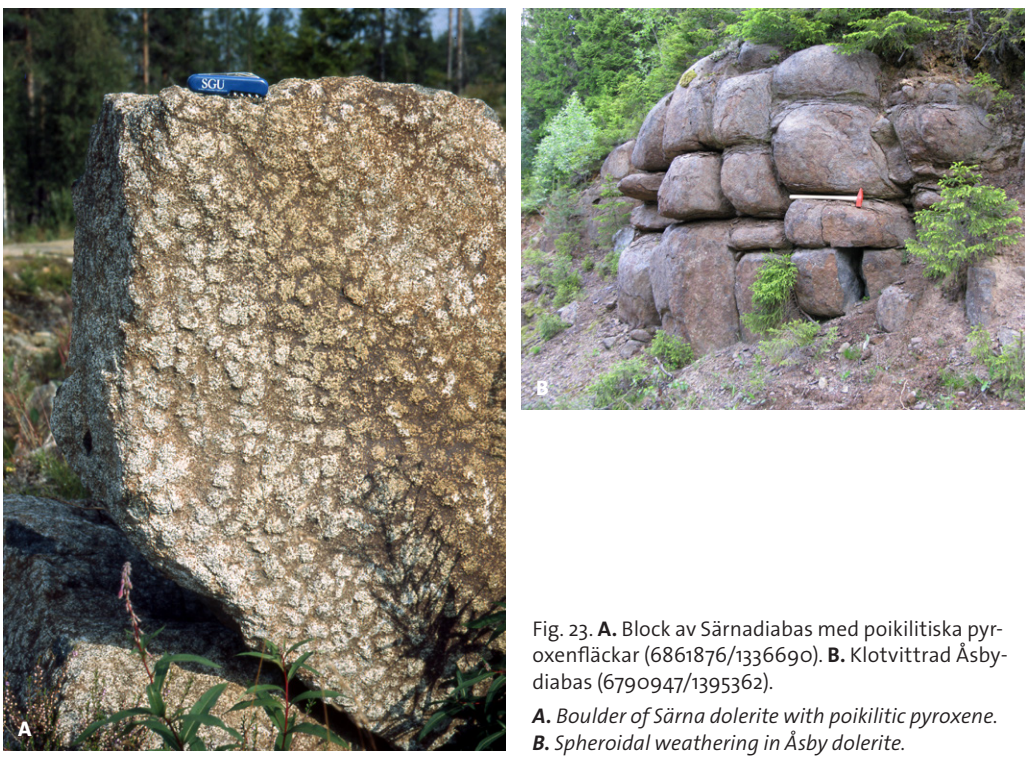


Fig. 23. **A.** Block av Särnadiabas med poikilitiska pyroxenfläckar (6861876/1336690). **B.** Klotvittrad Åsbydiabas (6790947/1395362).

A. *Boulder of Särna dolerite with poikilitic pyroxene.* ***B.*** *Spheroidal weathering in Åsby dolerite.*

av Åsbydiabas är en skivformig intrusion, som sträcker sig från typområdet mot söder genom hela området 14D Sälen NO och vidare mot sydväst. I den norra delen (14D 8–9 j) bildar diabasen ett mäktigt bergmassiv (Sälberg, Vålåsen m.fl.) och har en uppskattad största mäktighet på ca 200 m. Längre söderut är terrängen flackare, och den ursprungliga skivan är där uppdelad i separata förekomster genom erosion, till exempel vid Risberg (14D 5 h). Den är väl blottad vid Trängslet (15D 1 h), både i den torrlagda älvfåran nedanför dammen och inne i det militära förläggningsområdet. Där kan man i den östra branten av älvfåran se hur nordvästligt strykande, brantstående diabaser av Blekinge-Dalarnatyp slår igenom Åsbydiabasen.

Gångar av grå till grågrön, medelkornig och ofitisk diabas skär Öjebasalt vid Gravåns kanjon (13D 8–9 f) och beskrevs av Hjelmqvist (1966) som Åsbydiabas. Eventuellt är de emellertid av Blekinge-Dalarnatyp (se nedan).

Särnadiabas finns bland annat omkring Idresjön, där den bildar mäktiga bergmassiv med talrika förkastningsbranter, bland annat vid Vålåberget (16C 2 d), Knösarna (16C 2 d) och Gudmundsåsen (16C 2 e). Det finns där även jämnkorniga eller ofitiska partier utan några skarpa gränser mot den knöliga diabastypen. Typisk grovfläckig, gropvittrande och knottrig Särnadiabas med poikilitisk pyroxen bildar mäktiga, flacka täcken vid Sälklitten (13D 9 g). Bergarten omges av sandsten och syns tydligt som höjder i landskapet. I de västra delarna av kartområdet 15D Särna är det poikilitiska inslaget i pyroxenerna i flackt liggande Särnadiabas mindre märkbart eller saknas nära kontakten till den underliggande Dalasandstenen.

Omfattande radiometriska mätningar på samtliga typer av basiska bergarter i projektområdet visar att det finns tydliga skillnader i bergarternas halter av kalium och torium och deras inbördes förhållanden (fig. 24). Särnadiabasen utmärker sig genom konstant låga halter av kalium och torium, medan Åsbydiabas generellt har högre och varierande halter av dessa element. Figur 21 visar att halterna av kalium når över 1,5 % (motsvarar K_2O = 1,8 %) och torium 6–8 ppm.

De flackt liggande diabasförekomsterna i de östra delarna av kartområdet 15D Särna anses tillhöra typen Åsbydiabas. Deras östra begränsning markeras av en tydlig diskontinuitet i magnetfälts- och tyngdkraftsdata. Diabastäcket tycks stupa med mycket liten vinkel mot väster in i både Bredvadsporfyr och Dalasandsten. I figur 25 visas denna östra gräns med heldragen linje, medan den mer osäkra, västliga gränsen visas med punkter.

Blekinge–Dalarnadiabas

Den tredje och yngsta diabastypen bildar nordnordvästligt, nordligt och nordvästligt strykande och generellt sett brant stupande gångar. En åldersbestämning av ett prov taget i Tyrinäs inom kartområdet 15D Särna tolkas som en kristallisationsålder på 951 miljoner år (SGU, opublicerat material). Ett annat prov i närheten (Nornäs, 15D Särna, se nedan) gav en ålder på 947 miljoner år (Söderlund m.fl. 2005). En åldersbestämning av diabas

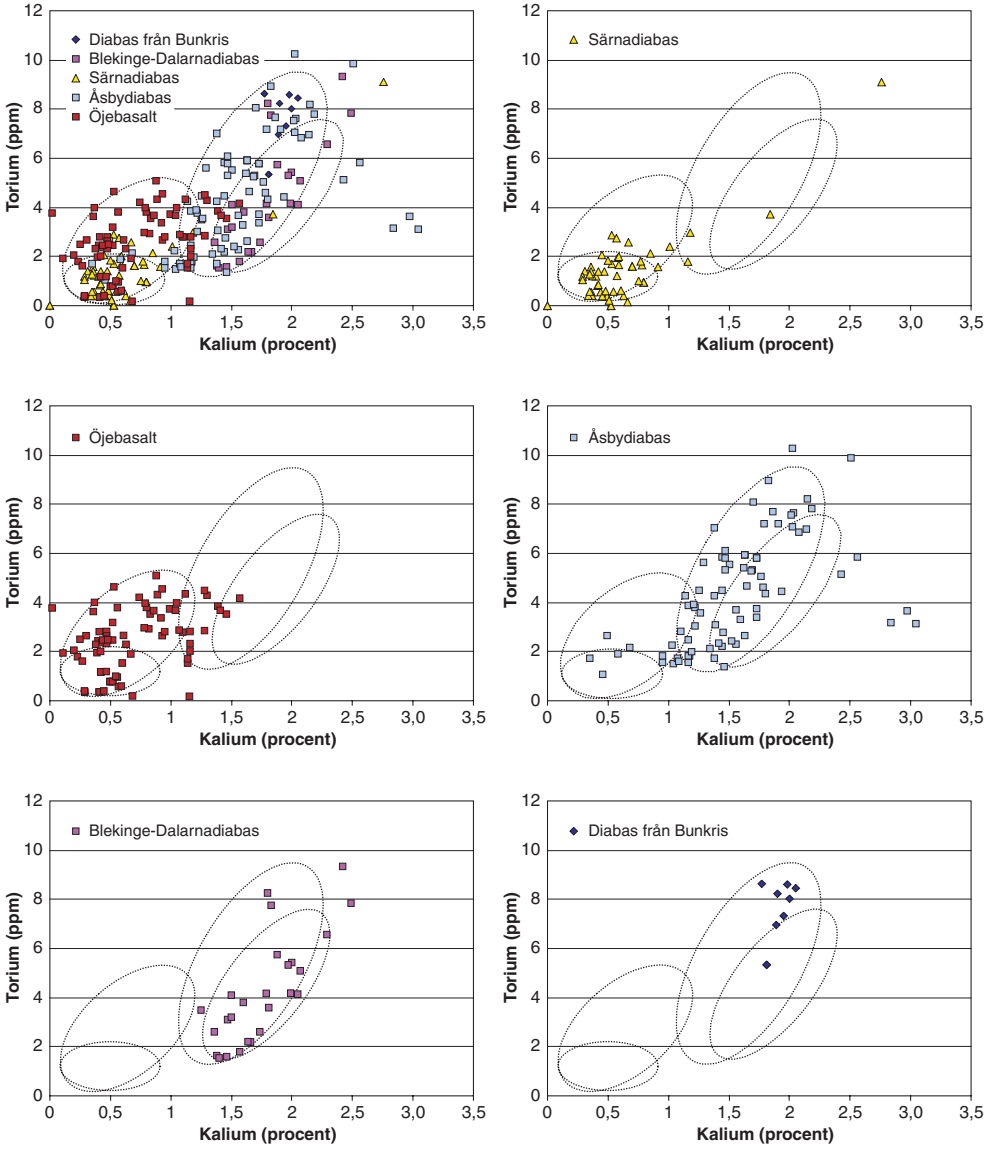


Fig. 24. Förhållandet mellan torium- och kaliumhalter för de olika diabaser som har identifierats i projektområdet. Data från mätningar med gammaspektrometer direkt på häll. Som jämförelse visas också värden för Öjebasalt.

The contents of thorium versus the contents of potassium in doleritic rocks of the project area. Including data for Öje basalt.

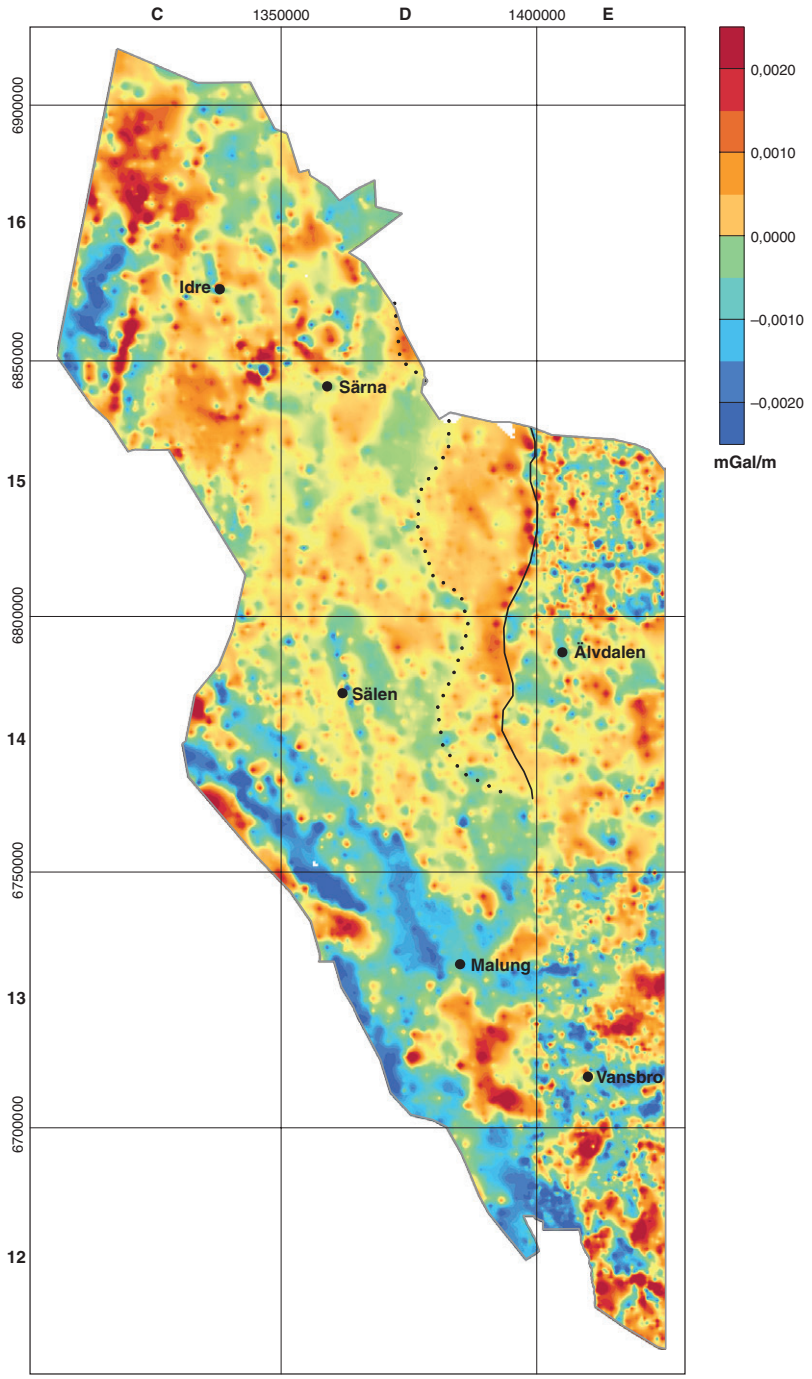


Fig. 25. Karta över tyngdkraftsfältets vertikalgradient. Interpolerade data från 4 400 punkter. Svart linje märker ut den s.k. Åsbydiabasens möjliga östra gräns medan den prickade linjen anger dess möjliga västra begränsning.

Map of the vertical gradient of the gravity field. The black, solid line marks the tentative eastern extension of the Åsby dolerite, whereas the black, dotted line marks the western extension.

på Brattfjället (15C 6g) gav en kristallisationsålder på 978 miljoner år (Söderlund m.fl. 2005). Att döma av magnetfältsdata slår dessa gångar också genom Öjebasalten öster, norr och väster om Fulufjället och genom det övre sandstenslagret på själva fjället.

Blekinge-Dalarnadiabasen är grå till svart, finkornig till fint medelkornig, jämnkornig till ojämnkornig, lokalt med plockepinntextur (”ofitisk”) och massformig. Den är lokalt xenolitförande, sulfidförande, stänglig och kan ha två mafiska mineral. På en del ställen finns en foliation i och parallellt med gångarnas kylkontakter. Bergarten är lättvittrande och bildar branta raviner i terrängen. Mäktigheten varierar från några decimeter till flera meter (fig. 26a). I diabasen på Brattfjället (del av Fulufjället, 15C 6g) har foliationen tolkats som primär och relaterad till flödesrörelser i magman.

En ovanlig, diabasliknande bergart är grå till gårosa, fint till grovt medelkornig och har i många fall ett markant inslag av röd fältspat (rödpigmenterad plagioklas eller mikroklin). Den kallades ”monzodiabas” av Hjelmqvist (1966). Karaktäristiskt är högglänsande, svarta och 3–8 mm långa pyroxennålar (möjligen ägirinaugit) samt spår av pyrit. Pyroxennålarna är dels jämnt spridda i bergarten, dels koncentrerade till vissa skikt. De noterades även av Hjelmqvist (1966). Diabasen har lokalt assimilerat porfyrisk ryolit, och inneslutna, delvis uppsmälta partier (mindre än 0,5 m långa) har observerats strax väster om Bunkris (15D Särna SO).



Fig. 26. **A.** Diabasgång av förmodad Blekinge-Dalarna-typ genom porfyrisk trakydacit (6771394/1346818). **B.** Kontakt mellan Dalasandsten t.v. och diabas t.h. Bilden är tagen mot söder vid Tangsjöarna (6830188/1336533).

A. *Dolerite dyke of Blekinge-Dalarna type cutting through porphyritic trachydacite.* ***B.*** *Contact zone between Dala sandstone (left) and dolerite dyke (right). Photo is taken looking to the south at Tangsjöarna.*

Gångar av Blekinge-Dalarnadiabas framträder på den magnetiska anomalikartan (fig. 5) som långsträckta, linjära, positiva anomalier. Magnetiska susceptibilitetsmätningar på häll visar en variation mellan 100 och 3 100 × 10^{-5} SI-enheter. Enligt spektrometermätningar följer Blekinge-Dalarnadiabaserna en något annorlunda kemisk trend än Åsbydiabasen, genom att kvoten mellan halterna av torium och kalium är lägre (fig. 24). Ovannämnda ”monzodiabas” är kaliumanomal (mer än 2 % kalium enligt spektrometermätningar) jämfört med genomsnittet för ovannämnda typ, vilket antyder en närvaro av kalifältspat. En vinröd till mörkt grå, finkornig, jämnkornig, massformig och högmagnetisk (magnetisk susceptibilitet 4 000–8 000 × 10^{-5} SI-enheter) ”monzodiabas” finns i anslutning till normal diabas sydväst om Nornäs (15D 2 c). Kaliumhalten i denna bergart är 2,1 %. Kontakten mellan dem är inte blottad, men hällar med diabas av båda typerna finns inom ett avstånd på 100 m.

Magnetfältsdata över Fulufjället (15C) avslöjar en svärm av diabasgångar med nordlig till nordnordostlig riktning som slår igenom samtliga enheter på fjället. De stupar enligt modellberäkningar vertikalt till ca 70 grader åt väster och har hittats i fast klyft i några hällar på fjället. Bergarten har relativt hög magnetisk susceptibilitet (2 000–3 000 × 10^{-5} SI-enheter) men varierande remanent magnetisering (NRM= 0,3–4,5 A/m). Remanensens riktning är inte entydig men tycks generellt ha en flack stupning. Gångarna kan bilda tydliga höjdryggar (fig. 27) i den mer lättvittrade Dalasandstenen. En tydlig kontakt mot sandsten är blottad några hundra meter väster om Tangsjöarna (15 5–6 h, fig. 26 b). På Brattfjället i västra delen av Fulufjället finns ett stort område med blottad diabas vilket på den magnetiska anomalikartan ger en tydlig positiv anomali omgiven av skarpa negativa drag, s.k. kontaktanomalier. Den sammanfaller med en svag anomali på ca 1–2 mGal i tyngdkraftsfältet. Diabasen tolkas som en lagergång i Dalasandstenen, och en modell byggd på geofysiska beräkningar beskriver en vid ytan liggande linsformig och 200 m mäktig enhet med en smal, vertikal matargång. Kontakten mot sidoberget är inte blottad men i en liten dalgång mot öster kan man se horisontella lager med Dalasandsten som ligger under täcket med diabas.

På Hjelmqvists (1966) länskarta visas både Öjebasalten och diabaser av s.k. Åsby- och Särnatyp som horisontellt liggande där basalten motsvarar utbredda lavaflöden och diabaserna är lagergångar. Under karteringen har enbart någon lokal observerats där kontakten mellan diabas och Dalasandsten är horisontell. En finns i Fulufjällets västra sluttning, vid gränsen mellan Sverige och Norge. Den vida båge av diabas som omger Fulufjällets västra, nordöstra och norra del och som förekommer fläckvis i kartområdet tolkas därför som en lagergång av Särnadiabas (se ovan). Vertikalt stående gångar av den senare typen har indikerats i ett område som sträcker sig söderut från berget Busterhållan (15C 9 h) och nästan ända ner till Mörkret (15C 8 h) där ett tiotal, nordvästligt strykande och ca 40–50 m breda diabasgångar förekommer. Gångarna i denna svärm uppträder med ca 200–500 m mellanrum. De diabaser som visas på berggrundskartan som ytor eller heldragna linjer motsvarar gångar observerade i häll eller som med Euler-metoden

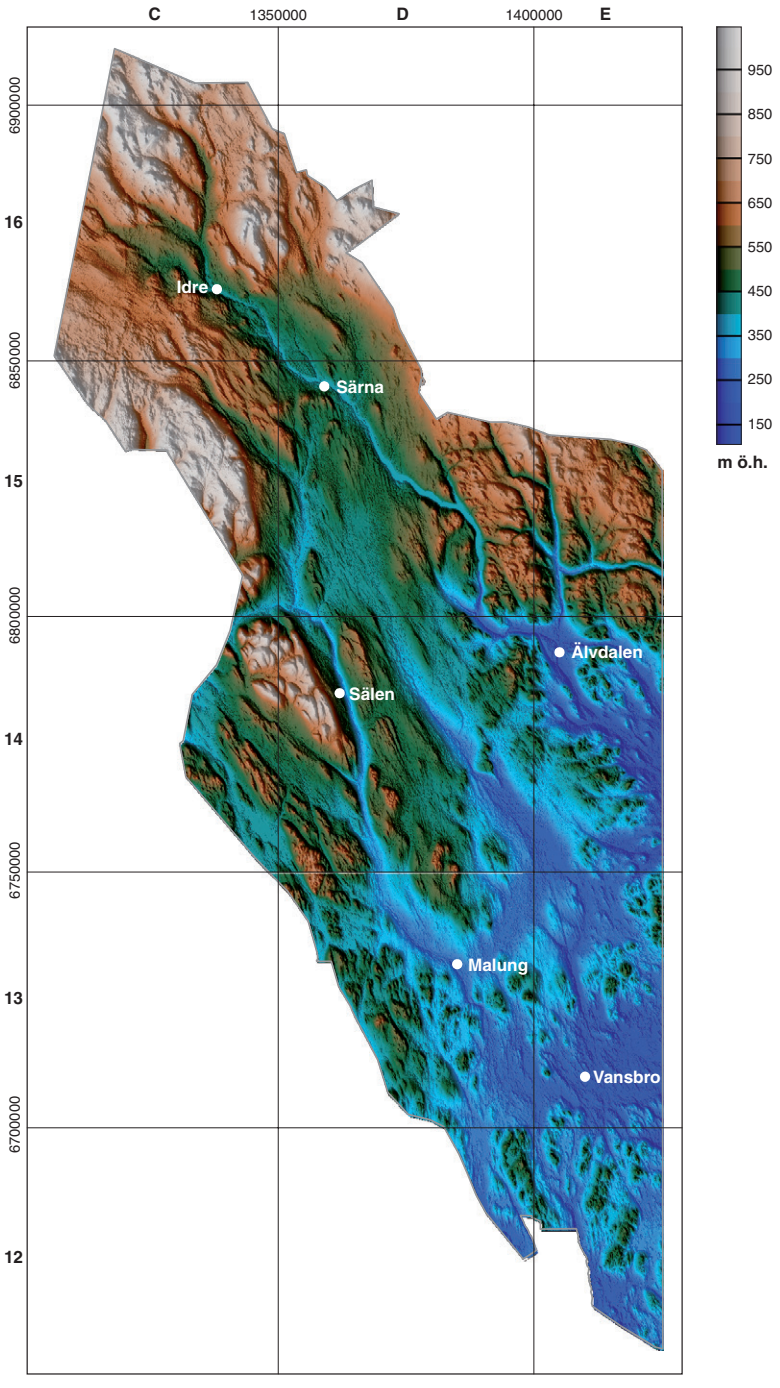


Fig. 27. Höjdreliefkarta över projektområdena. Genom terrängskuggning framhävs de relativa höjdskillnaderna inom området. Kartan baseras på Lantmäteriets digitala höjddatabank med 50 meters rutnät.

Map of the topographic relief. Data from the national landsurvey of Sweden.

beräknats ligga i markytan. De streckade linjer som på kartan benämns lager eller horisont täckt av yngre berggrund avser diabasgångar som ligger under ett tjockt täcke med Dalasandsten och därmed inte når markytenivån (gäller främst kartområdet 15C, se vidare avsnittet Strukturer nedan).

Neoproterozoiska till ordoviciska sedimentära bergarter

På den fennoskandiska sköldens berggrund ligger ett sedimentärt bergartstäcke. Den äldsta enheten är neoproterozoisk (ediakarisk) till kambrisk kvartsarenit till skiffer som bildades i en grundhavsmiljö med tillhörande kustnära sandbarriärer, stranddyner, deltabildningar och tidvattenpåverkade områden. Resultatet blev en växellagring mellan kvartsarenitiska och skifferdominanta enheter (jfr Gärdsjöformationen i mellersta Jämtland, Gee m.fl. 1974). Fossilfynd i de översta delarna av kvartsit-skifferenheten visar att dessa delar har underkambrisk ålder. Ytterligare uppåt följer kambrisk alunskiffer. Avsättningen var överlappande mot öster, dvs. mot öster avsattes allt yngre enheter direkt på det till ett peneplan nederoderade underlaget till fjällkedjan.

I kartområdet 16C Idre är lagerföljden väl dokumenterad genom ett stort antal kärnborrningar, från Foskros, via Vassbo-Guttusjön (se avsnittet Mineraliseringar och nyttosten nedan) till Flötningen vid norska gränsen. I Vassbotrakten består lagerföljden nedifrån och uppåt enligt Tegengren (1962) av arkosiskt konglomerat, lerskiffer, kalksandsten som övergår i kvartssandsten med blyglans, konglomerat och slutligen svartskiffer (alunskiffer) med kalkstensband. Vidare uppåt finns överskjuten skollberggrund (se nedan).

Vid Lomviken (16C 3 c), söder om Flötningen, finns en ganska stor bäckhäll (fig. 28 a) med kambrisk lerskiffer (Hjelmqvist 1966). Alunskiffer är blottad som ”in situ-grus” på några ställen, bland annat Knallarna (16C 4 e) och vid Skärvagen (16C 4 d). I övriga hällar utgörs bergarten av en ljust grå kvartssandsten (”malmsandsten”), som har observerats i små hällkanter väster och norr om Idre, vid Knallarna (16C 4 e), Tranuberget (16C 3 f), Höstet (16C 3 g) och Hemmeråsen (16C 3d).

Ordovicisk kalksten finns i Siljansringen (Hjelmqvist 1966, Lindström m.fl. 2000) och ett mindre område i den östligaste delen av kartområdet 14E Mora. Det finns dock inga blottningar i det senare området som kan vare sig bekräfta eller förkasta tolkningen.

Kaledoniderna

I projektområdets norra delar ligger den fennoskandiska sköldens och det sedimentära täckets berggrund strukturellt under bergarterna i den skandinaviska fjällkedjan (Kaledoniderna). Den berggrund som kom att ingå i fjällkedjan inom kartområdet består till övervägande delen av sedimentära bergarter som bildades långt väster om sitt nuvarande läge. De äldsta delarna avsattes i fluvial miljö (rinnande vatten) med laterala övergångar till lakustrin miljö (sjöar) i kontinentala sedimentationstråg (Kumpulainen & Nystuen

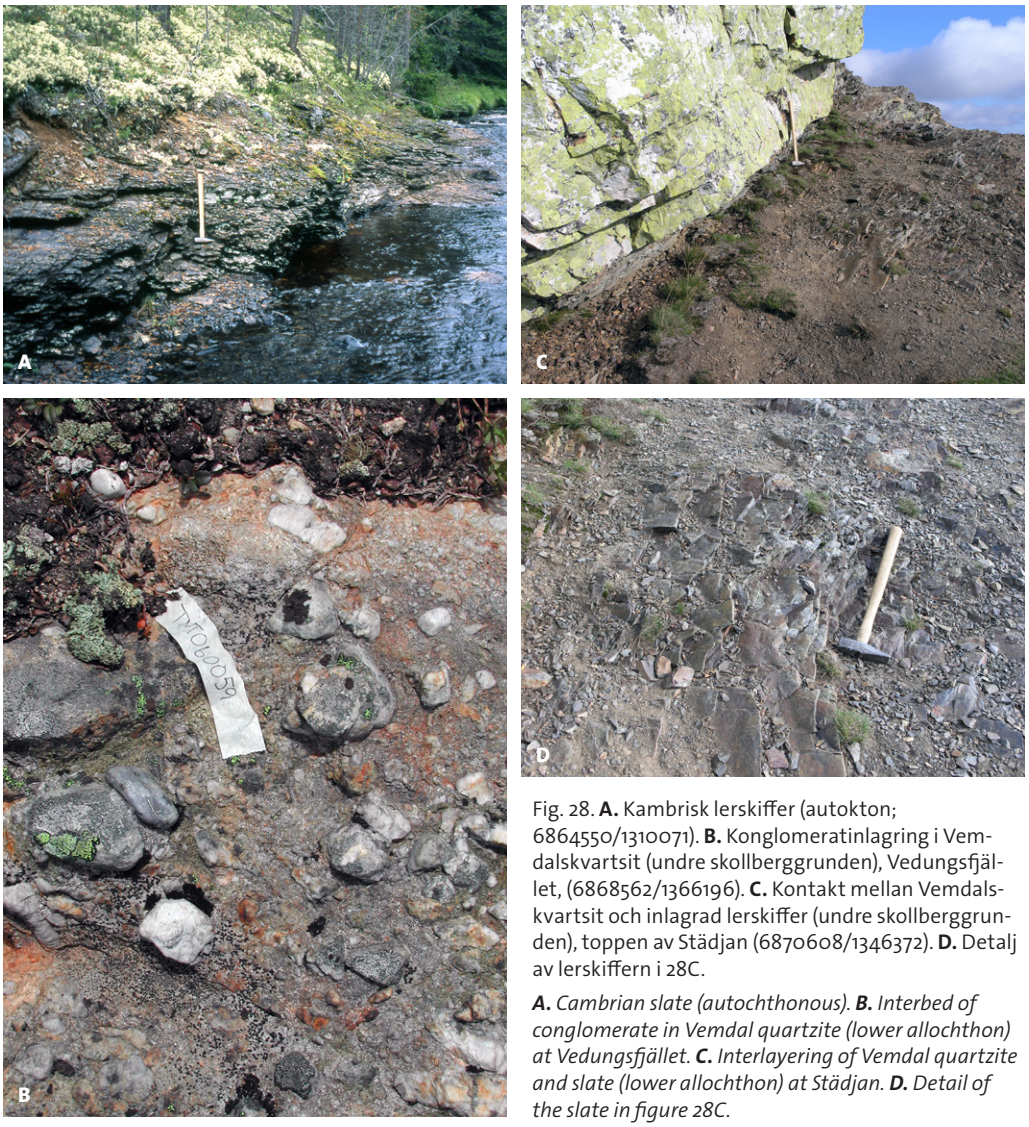


Fig. 28. **A.** Kambrisk lerskiffer (autokton; 6864550/1310071). **B.** Konglomeratinlagring i Vemdalskvartsit (undre skollberggrunden), Vedungsfjället, (6868562/1366196). **C.** Kontakt mellan Vemdalskvartsit och inlagrad lerskiffer (undre skollberggrunden), toppen av Städjan (6870608/1346372). **D.** Detalj av lerskiffern i 28C.

A. *Cambrian slate (autochthonous).* ***B.*** *Interbed of conglomerate in Vemdal quartzite (lower allochthon) at Vedungsfjället.* ***C.*** *Interlayering of Vemdal quartzite and slate (lower allochthon) at Städjan.* ***D.*** *Detail of the slate in figure 28C.*

1985). Sedimenten avsattes under neoproterozoisk tid (ca 900–600 miljoner år) på ett varierande underlag av proterozoiska graniter, porfyrer, gnejser och gabbroida bergarter. De bergarter som bildades ur sedimenten domineras av arkoser och fältspatrika sandstenar med inslag av konglomerat.

Den sandstendominerade enheten benämndes tidigare Sparagmitgruppen, men detta namn har sedan ersatts av andra, mer strikt definerade namn som Rendalsformationen (Norge), Långåsensandsten (Dalarna, Härjedalen), Tossåsengruppen (Härjedalen) och Risbäckgruppen (Jämtland) m.fl. I sin övre del är sandstensenheten ställvis associerad

med karbonatbergarter som benämns t.ex. Biriformationen i Norge och Hedekalksten i Härjedalen.

Västligt belägna delar av den sandstensdominerade lagerföljden intruderades av ett stort antal diabasgångar (Ottfjällsdiabas) i samband med bildandet av Iapetushavet. Gångarna daterades till 735 ± 260 miljoner år av Claesson (1976). Enheten överlagras av en stratigrafiskt god ledhorisont bestående av tillit (förstenad morän) och glaciomarina leror avsatta under en nedisning med global utbredning. Efter glaciationen skedde sedimentationen främst i grundhavsmiljö och bildade de ovannämnda neoproterozoiska till kambriska bergarterna.

Vid den kaledoniska orogenesen blev den ovan beskrivna lagerserien veckad, metamorfoserad och transporterad mot sydost i skollor. Skollberggrunden i den skandinaviska fjällkedjan indelas grovt i undre skollberggrund (undre allokton), mellersta skollberggrund (mellersta allokton), övre skollberggrund (övre allokton) och översta skollberggrund (översta allokton). Samtliga dessa skollor kan därutöver indelas i ett antal delskollor. I kartområdet förekommer bara den undre och mellersta skollberggrunden. Transportlängden för de undre skollenheterna överstiger åtminstone 200–300 km och är sannolikt betydligt större (Lindström m.fl. 2000).

Undre skollberggrunden (Os–Rødekkekomplexet i Norge)

Baserat på tidigare karteringar i angränsande delar av Härjedalen, Jämtland och Hedmarks Fylke i Norge indelas den undre skollberggrunden i Vemdalskvartsitskollan och den överliggande Hedeskollan (Röshoff 1978) som domineras av den pretillitiska Rendalsformationens (eller Långåsenformationens) fältspatrika sandstenar. I Norge sammanfattas dessa delskollor till Os–Rødekkekomplexet (Wolff m.fl. 1995).

Vemdalskvartsitskollan vilar på den autoktona kvartsarenit-skifferenheten, eller där denna inte finns bevarad, direkt på den äldre berggrunden. De dominerande bergarterna i Vemdalskvartsitskollan är kvartsarenit och fältspatförande sandsten av förmodad neoproterozoisk till tidig kambrisk ålder. Kornstorleken växlar från mellansand till grovsand med inslag av grusiga konglomerat med kvartsbollar (fig. 28 b). Växellagring med tunna, siltiga eller finsandiga lager förekommer sparsamt. Skiffrig finsandsten till siltsten når i undantagsfall tjocklekar på 20–30 m, bland annat vid Sömlingshågna (16D 6 d) och Städjan (16C 4 j, fig. 28 c, d), men där kan en tektonisk upprepning inte uteslutas. Svagt brungrå eller blågrå (fig. 29 a) kvartsit intar betydande delar av skollan. Vemdalskvartsitens fältspatsandstenar visar likheter med motsvarande bergarter i Rendalsformationen.

Några av de bästa lokalerna av Vemdalskvartsit finns norr om Idre, bland annat vid Städjan och Nipfjället (16C 5 i, j), där bergarten är typiskt ljust grå med en gulaktig, sekundär färgning längs talrika småsprickor (fig. 29 b). Vemdalskvartsiten är vanligen massiv och saknar mätbara strukturer, men lokalt påträffas fina lagringsstrukturer och

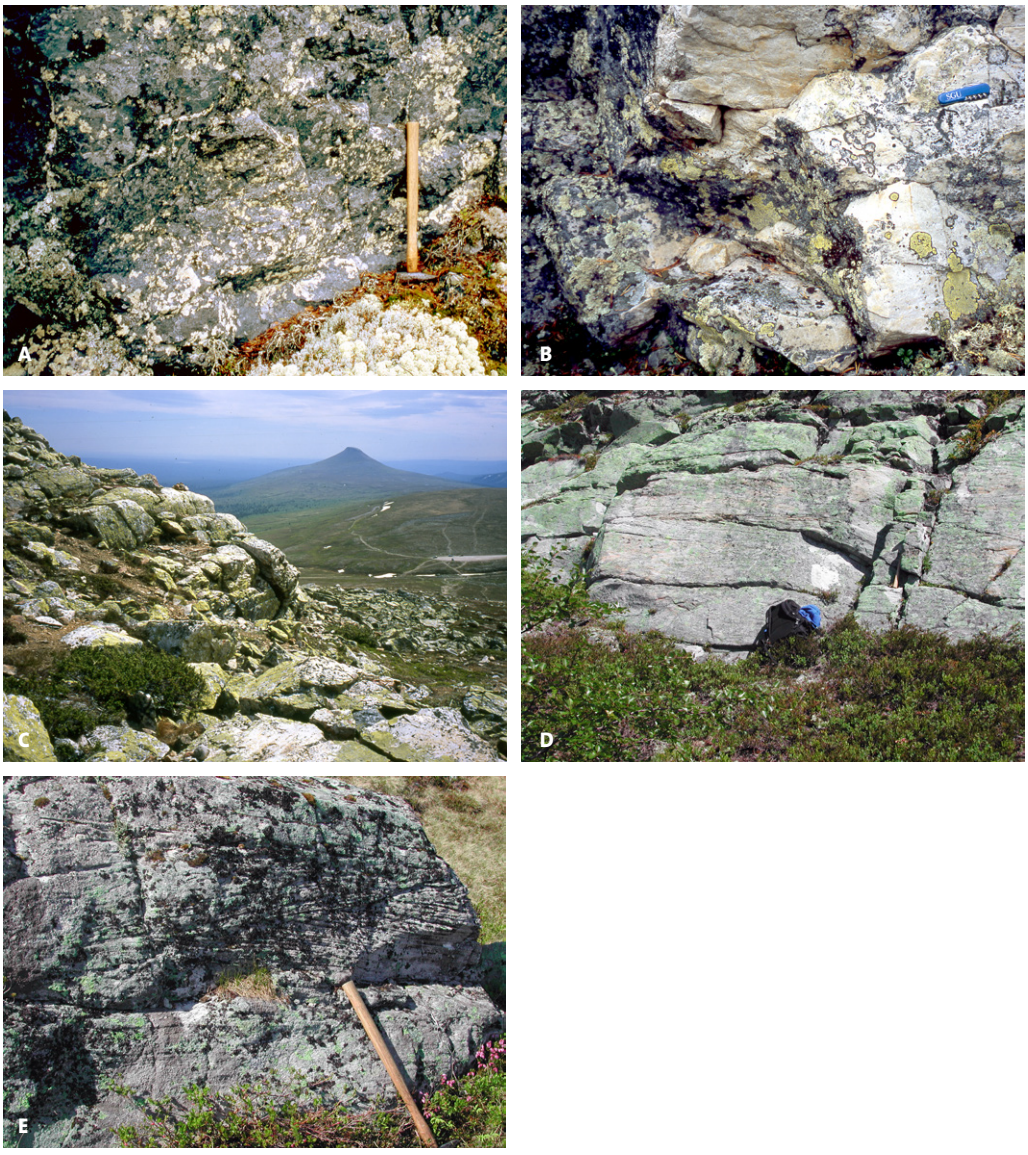


Fig. 29. **A.** Vemdalskvartsit (undre skollberggrunden), blågrå, ”glasig” typ, Tranuberget (6865254/1325281). **B.** Vemdalskvartsit (undre skollberggrunden), ljust gulgrå typ, Stenåsen (6884331/1345106). **C.** Bankad och frostsprängd Vemdalskvartsit (undre skollberggrunden), Nipfjället med Städjan i bakgrunden (6876079/1344864). **D.** Strömskiktad arkosisk sandsten (Rendalsformationen, undre skollberggrund), Högpikvålen (6908428/1318410). **E.** Karbonatcementerad, strömskiktad, fältspatrik sandsten. Lokala block på sydostsluttningen av Hävlingskläppen (6903397/1319885).

A. *Vemdal quartzite (lower allochthon), blue-grey, “glassy” type at Tranuberget.* ***B.*** *Vemdal quartzite (lower allochthon), light grey-yellow type at Stenåsen.* ***C.*** *Thick-bedded and frost cracked Vemdal quartzite (lower allochthon) at Nipfjället.* ***D.*** *Current-bedded, arkosic sandstone (the Rendal formation, lower allochthon) at Högpikvålen.* ***E.*** *Carbonate-cemented, current-bedded, feldspathic sandstone forming local boulders at Hävlingskläppen.*

korsskiktning, både på toppen av Nipfjället (16C 5 j) och på Storvätteshågna (16C 8 e; Dalarnas högsta punkt, 1 204 m ö.h.).

Topparna på fjällen är vanligen stora, frostsprängda hällområden med enstaka ”kärnor” av kvartsit, ställvis med en viss bankning (fig. 29 c). Kvartsiten är mest homogen, men här och där uppträder fältspatrika till arkosiska lager, till exempel vid skidområdet på Gränjesvålen (Idre fjäll, 16C 3 j). I dess sydöstra del finns ”grusiga” lager med graderad skiktning och stora fältspatklaster (upp till 1 cm).

I norra delen av Hällsjövålen (16C 8 g), som för övrigt består av Vemdalskvartsit, finns några hällar med karbonatrik sandsten. Bergarten är tydligt lagrad och korsskiktad och tolkas som en relativt tunn inlagring i den undre skollberggrunden. Den har en typisk brunvittrad (möjligen dolomitisk) yta, och det finns gott om kantiga, vita kvartskorn som ”står upp” på den vittrade hällytan. Karbonatrika bergarter förekommer mycket sparsamt i den här delen av fjällkedjan.

I det sydvästligaste hörnet av kartområdet 16C Idre SV finns en mindre del av en skolla med ljust grå, homogen kvartsit. Den bygger upp bland annat fjället Härjåhågna men har sin största utbredning i Norge. Hjelmqvist (1966) betraktade den som en del av Vemdalskvartsiten, medan Wolff m.fl. (1995) anser att den utgör en del av mellersta skollberggrunden (”Kvitvoldekkekomplexet”). Den nu aktuella karteringen har inte kunnat avgöra kvartsitens tektonostratigrafiska läge, men den tolkas tillhöra den undre skollberggrunden.

I områdets nordligaste delar finns stora områden med dåligt sorterade arkoser och fältspatförande kvartsareniter som här och var visar strömskiktning (fig. 29 d) eller parallellstratifiering. Sandstenarna innehåller ställvis spridda, rundade, 1–3 cm stora klaster. Gruskonglomeratiska lager förekommer också. Väster om Grövelsjön (16C 9 d) finns hällar som är späckade med ca 1 cm stora fältspatklaster, vilket på vittrad yta ger ett granitliknande utseende. På sydsluttningen av Mjölkstäva (17C 0 e), väster om Hävlingen, påträffas sannolikt lokala block av strömskiktad, grov, karbonatcementerad sandsten (fig. 29 e). Enheten motsvarar Rendalsformationen (del av Hedmarksgruppen, Nilsen & Wolff 1989) i Norge. Texturellt är bergarterna ganska opåverkade av den skolltektonik de utsatts för.

I nordvästsluttningen av Mjölkstäva (17C 0 e) finns en blottning på några meter av mörkt grå kvartsit och kraftigt tektoniserad röd siltsten, som klart visar att skollenheten innehåller en del imbrikationer (taktegelstruktur). Informationen är bristfällig, men det kan inte uteslutas att kvartsiten och skiffern tillhör Vemdalskvartsiten.

En inlagring av förskiffrad lersten i Vemdalskvartsit har observerats vid Nipfjällets övre turistparkering (16C 5 i) och vid södra änden av Nipfjället, på stigen mellan Nipstugan och Nipvallen (16C 4 i). På den förstnämnda lokalen är skiffern underlagrad av Vemdalskvartsit med ”grusiga” lager av vita, kantiga kvartskorn. Väster om Nipstugan finns småhällar med starkt skiffrig och krenulerad lersten, i ena hällen även ett större veck (meterskala) med en syftad brant axel. I branten ovanför finns en häll med ”vanlig”

Vemdalskvartsit, och under (söder om) skiffern ett hällområde med något grövre kvartsarenit som innehåller vita kvartsklaster (jfr ovan). De båda skifferlokalerna samt den som finns nära Städjans topp (16C 4 j, fig. 28 c, d) representerar troligen en och samma stratigrafiska enhet i kvartsitskollan.

Enligt geofysiskt mätta toriumdata är det emellertid också möjligt att det finns ytterligare en lerskifferhorisont kring 850 m ö.h. Förekomsten av en sådan antyds nämligen av en lokal, kraftig toriumanomali på samma nivå som blottningen mellan Nipstugan och Nipvallen (ca 850 m ö.h.) men norr om Nipfjället, på Slagebäckstötens norra sluttning.

Några kontakter mellan Hedeskollan och Vemdalskvartsitskollan har inte påträffats vid den nu aktuella karteringen. Vissa fältspatrika delar är svåra att skilja från varandra i båda enheterna, vilket även Hjelmqvist (1966) noterade. Den tektoniska gränsen på kartan, mellan Vemdalskvartsiten och Rendalsformationen i en övre delskolla (Hedeskollan), följer tolkningarna från tidigare arbeten (Röshoff 1978, Karis & Strömberg 1998).

Vid Grövelsjön (16C 8 d) finns några mindre förekomster med rödgrå, småporfyrisk så kallad trikolorgranit som är omgiven av fältspatkvartsit till arkos. Graniten är något småsprickig och ställvis kataklastisk, men plastisk deformation saknas helt i de observerade hällarna. Den tillhör troligen de ca 1 800–1 700 miljoner år gamla intrusivbergarterna av GSDG-typ (se ovan). I Norge, strax väster om undersökningsområdet, kallas en liknande bergart Trysilgranit och är daterad till ca 1 670 miljoner år (Wolff m.fl. 1995).

Fosksjökläpparna (16C 8 e) är ett mindre fjällmassiv som tycks bestå helt av granit, medan hällområdet på Blåkläppen (16C 8 d) delas av nämnda granit (östra delen) och en relativt grov fältspatkvartsit (västra delen). Kontakten mellan dem ligger i en smal, brant svacka mellan hällarna och är inte blottad. Antingen är kontakten en relativt brant överskjutning eller en postkaledonisk, spröd förkastning. Graniten i de observerade hällarna är rödgrå, små- till grovporfyrisk med starkt röda strökorn, småsprickig och något kloritomvandlad. På toppen av Fosksjökläpparna, finns ett litet parti med röd, jämnkornig granit i den porfyriska typen. Plastisk deformation saknas helt i de observerade hällarna.

Graniten är en av få bergarter i Dalarnas fjällberggrund som delvis har hög susceptibilitet, och de utbredda, positiva magnetiska anomalier som syns ”genom” skollberggrunden omkring Grövelsjön orsakas till viss del av den. Enligt Hjelmqvist (1966) är graniten pålagrad av arkos vid Jakobshöjden öster om Grövelsjön (16C 8 d) och den västra kanten av graniten tolkas i denna undersökning som en intern överskjutning. Liknande granitskollor förekommer i området strax väster om riksgränsen mot Norge (Nilsen & Wolff 1989).

Mellersta skollberggrunden (Kvitvoldekkekomplexet i Norge)

Den mellersta skollberggrunden har en relativt liten utbredning i norra Dalarna. Dit hör en glimmerkvartsit i områdets västligaste del och den kraftigt deformerade, ögonförande Frönbergsgnejsen (Hjelmqvist 1966).

Frönbergsgnejsen är en rödgrå, starkt stänglig och delvis mylonitisk bergart med troligen granodioritisk sammansättning. Den var ursprungligen grovporfyrisk och är nu tätt packad med fältspatmegakrister av varierande form och storlek (fig. 30 a). Möjligen är en del av strökornen porfyroblaster. Ställvis är de ”lådformade” och flera decimeter långa, och vid någon lokal indikerar roterade klaster överskjutning mot söder.

Frönbergsgnejs förekommer framför allt i sitt typområde Frönberget (16C 5 e) och söder om Grövelsjön (16C 8 d). Dessutom finns två isolerade förekomster på fjällhedarna norr om Foskros. På sluttningarna vid södra änden av Grövelsjön finns stora mängder med block av Frönbergsgnejs, vilket troligen beror på en i området nordnordvästlig istransport (J.-O. Svedlund, muntligt meddelande). Bergarten har troligen sitt ursprung bland GSDG-svitens intrusivbergarter. I Härjedalen, norr om det här beskrivna området, finns en liknande bergart som kallas Tännäs ögongnejs (Röshoff 1978, Karis & Strömberg 1998), och enligt Claesson (1980) är den ca 1 610 miljoner år gammal. Den har samma tektoniska läge och troligen samma ursprung som Frönbergsgnejsen.

Vid Tovåsen (16C 5 e) finns stora hällområden med ”Frönbergsgnejs” som är överskjuten på den undre skollberggrunden. Gnejsen är starkt mylonitisk och klipps av flera smala gångar med röd, finkornig granit som också är starkt deformerad. Under gnejsen ligger en sandsten (undre skollberggrunden), vars sammansättning varierar i följande ordning mot sydost (stratigrafiskt nedåt): kvartsarenit (delvis kataklastisk) närmast kontakten, ett rödare och ”sandigare” mellanparti med fin laminering samt en ljust grå, ”glasig” kvartsit. Den understa synliga delen i sekvensen (längst i sydost) utgörs av en mörkt rödbrun siltsten till lersten. De leriga lagren är förskiffrade och har torksprickor på vissa lagringsytor.



Fig. 30. **A.** Frönbergsgnejs (mellersta skollberggrunden), sydost om Björnliden (6884411/1322078). **B.** Glimmerkvartsit med horisontell planförskiffring (mellersta skollberggrunden), sydväst om Grövelsjön (6889756/1314722).

A. *Frönberg gneiss (middle allochthon), south-east of Björnliden.* ***B.*** *Mica quartzite showing horizontal foliation (middle allochthon), south-west of Grövelsjön.*

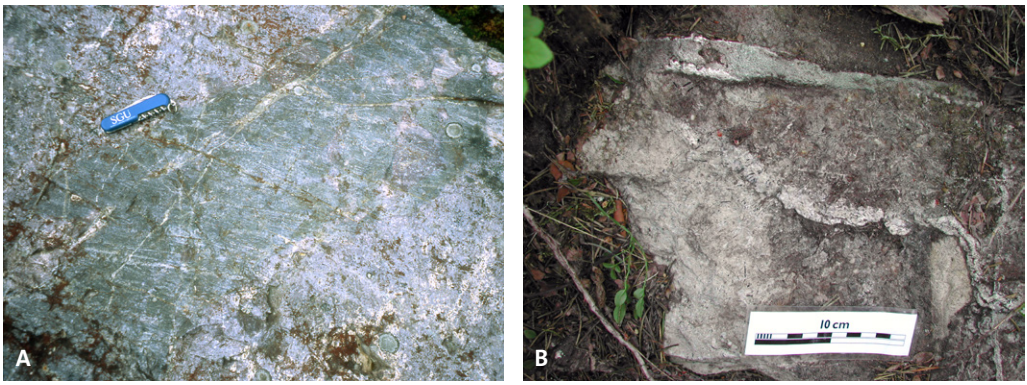


Fig. 31. **A.** Gång av tinguait (fonolit) som slår igenom porfyrisk Dalavulkanit (6852032/1347937). **B.** Särnait med klippande tinguaitgångar från Siksjöberget (6848519/1345932).

A. *Tinguaite (phonolite) dyke cutting through porphyritic Dala-type volcanic rock.* ***B.*** *Särnaite with cross-cutting dykes of tinguaite at Siksjöberget.*

Frönbergsgnejsens anomala toriumhalter (alltid högre än 20 ppm) får dess utbredningsområde just kring Frönberget att framstå på strålningskartan som en mot omgivande kvartsiter klart avgränsad enhet (fig. 15).

I den västra kanten av kartområdet 16C finns en skolla med fältspatförande ”glimmerkvartsit” som har sin största utbredning i Norge (Høybergsformasjonen, Wolff m.fl. 1995). Bergarten är en grå till gröngrå, finkornig arenit med spridda korn (1–3 mm) av röd fältspat och millimetertunna glimmerskikt. Den är starkt deformerad, främst i form av en förskiffring med perfekt klyvbarhet i centimeterskala (”helleskifer” i Norge, Nilsen & Wolff 1989), och vid de flesta lokaler uppträder smala (1–3 cm), konkordanta ådror med pegmatit. På flera ställen är bergarten så starkt deformerad att tunna zoner med mylonit har bildats. Förskiffringsplanen är vanligen subhorisontella (fig. 30 b), men på en del platser har en öppen veckning observerats.

Permiska intrusivbergarter

Områdets yngsta bergarter finns huvudsakligen västnordväst om Särna (15C 9 i–j och 16C 0 i–j). De utgörs av nefelinsyenit (särnait) i en mindre, rundad intrusion och med den associerade gångar av tinguait som först beskrevs av Magnusson (1923). Särnaiten är endast blottad i området kring Ekorråsen och Siksjöberget (15C 9 i–j) där den nyligen har varit föremål för prospektering efter bland annat apatit.

Dessa alkalina bergarter anses vara permiska, och särnaiten har daterats till en ålder av ca 281 miljoner år (Bylund & Patchett 1977).

Särnaiten är antingen starkt stänglig eller folierad vilket uttrycks genom en parallellinordning av nålformade kristaller av både grå alkalifältspat och svart ägirin. Övriga mineral i särnaiten är kankrinit samt, i små mängder, titanit och apatit (Hjelmqvist 1966).

Tinguaiten är en vanligen grågrön till grön gångbergart med fonolitisk sammansättning och har påträffats i ett fåtal hällar samt i ett stort antal block, spridda över stora områden i Dalarna (Lundqvist 1951, 1997). En ca 2 dm bred tinguaitgång, som slår igenom Dalavulkanit, har påträffats i en ”ny” väghäll i Idreområdet (16C 0 j), strax norr om särnaiten (fig. 31 a). Ett par förekomster vid Byggningsåsen respektive Brattåsen (16C 0 h resp. 0 j) som beskrivits av Hjelmqvist (1966) har inte återfunnits vid denna kartering. Vid Brattåsen, nära särnaitens norra kontakt, har dock starkt gröna sprickfyllnader observerats. I vissa blockförekomster av tinguait har bergarten ett spektakulärt utseende med stora strökorn av albit och nefelin samt mörka ägirinnålar i en grågrön mellanmassa (se Hjelmqvist 1966). En ingående petrografisk beskrivning av olika tinguaittyper funna som block samt den geografiska spridningen av dessa gjordes av Lundqvist (1951, 1997).

Ett fåtal gångar av tinguait i fast klyft är sedan tidigare kända från Särnatrakten (15D). Vid den nu gjorda karteringen påträffades ytterligare en gång av tinguait i en höjdrygg ca 1 km väster om Målsjöns nordspets (15D 8 a). På Siksjöberget (15C 9 j) har en kontakt mellan en gnejsig särnait och ett par tinguaitgångar observerats (fig. 31 b). Tinguaitgångarna har här en bredd som är mindre än 20 cm. Tinguaiten har även i fast klyft en mycket större geografisk spridning än särnaiten och har bl.a. påträffats som millimetertunna sprickfyllnader i Dalasandsten belägen en mil sydväst om Ekorråsen (15C 9 i) samt i Dalavulkanit (se ovan).

Särnaitintrusionen uppvisar ett geofysiskt signalement som särskiljer den tydligt från omgivningen. Att döma av särnaitens petrofysiska egenskaper förorsakar den en negativ magnetfältsanomali i form av ett mer eller mindre cirkelrunt område som omges av en mycket kraftig positiv anomaliring (fig. 5). Det kan inte uteslutas att dess tillkomst till viss del kan kopplas till den stora ringformade strukturen som ligger nordöst om intrusionen. Magnetfältets konstant låga intensitet innanför anomaliringen kan härledas ur särnaitens mycket svaga magnetiska susceptibilitet och i stort sett obefintliga remanenta magnetisering (tabell 1). Trots ett begränsat antal tyngkraftsmätpunkter i detta område kan man ändå se att det existerar ett visst massunderskott som sammanfaller med den negativa magnetfältsanomalin (fig. 32). Bergarterna i de få hällblottningar som förkommer inom området är antingen särnait eller kvarts-fältspatporfyrisk ryolit, den senare starkt omvandlad i kontaktzonen till särnaiten och bara observerad utanför magnetanomaliringen. Ingen av dessa bergarter kan förklara den kraftiga anomalin som på vissa ställen kan nå +3 000 nT. Däremot antyder magnetfältskartan att orsaken kan ligga hos de talrika diabasgångarna i området. Flera av dem tangerar eller följer ringens periferi. Diabasernas höga densitet på 2 900 till 3 000 kg/m^3 skulle dessutom förklara den positiva tyngdkraftsanomalin lokaliserad till periferin. Som nämndes ovan skulle också Dalavulkaniten kunna förorsaka det geofysiska signalementet åtminstone lokalt eftersom högmagnetisk Dalavulkanit hittats ca 4 km norr om den antagna kontakten till nefelinsyeniten. Bergarten är emellertid i förhållande till diabaserna en mycket lätt bergart (2 605–2 638 kg/m^3) som inte kan förklara massöverskottet.

Tabell 1. Petrofysiska egenskaper hos områdets bergarter. Aktivitetsindex = $C_K/3000 + C_U/300 + C_{Th}/200$, där C_X är halten av respektive element uttryckt i Bequerel/kg. Radiumindex = $C_U/200$. NRM är naturlig, remanent magnetisering.

Petrophysical properties of rocks in the project area.

Stratigrafisk nivå	Bergart	N	Densitet (kg/m³)	Susceptibilitet (x10⁻⁵ SI-enheter)	NRM (mA/m)	N	Kalium (%)	Uran (ppm)	Torium (ppm)	Aktivitets-index	Radium-index
Plutoniter av GDG- eller GP -typ	Granitoid	5	2631 ± 33	25 ± 20	2 ± 4	22	4,6 ± 0,7	5,5 ± 2,1	23,4 ± 9,4	1,2 ± 0,2	0,3 ± 0,1
	Monzonit	1	2752	670	60						
Ytbergarter associerade med GSDG-plutoniter (ca 1800 miljoner år)	Ryolit	14	2688 ± 54	690 ± 1100	80 ± 120	35	4,1 ± 0,7	5,1 ± 1,4	17,3 ± 2,8	1,0 ± 0,1	0,3 ± 0,1
	Dacit	20	2712 ± 36	1705 ± 1360	150 ± 200	59	4,1 ± 0,9	5,2 ± 1,6	17,7 ± 3,2	1,0 ± 0,2	0,3 ± 0,1
	Sandsten	1	2661	3	60	3	0,6 ± 0,1	1,2 ± 0,2	3,4 ± 0,4	0,2 ± 0,0	0,1 ± 0,0
Plutoniter i GSDG-sviten (ca 1800 miljoner år)	Kvartsmonzonit	14	2701 ± 70	2000 ± 1520	185 ± 290	103	3,8 ± 1,2	5,3 ± 3,6	20,9 ± 13,5	1,0 ± 0,5	0,3 ± 0,2
	Monzonit	5	2730 ± 38	2320 ± 1616	155 ± 130						
	Basisk bergart	3	2782 ± 38	3990 ± 3160	280 ± 255						
Ytbergarter associerade med GSDG-plutoniter (ca 1700 miljoner år)	Ryolit	80	2619 ± 54	180 ± 454	55 ± 100	175	4,6 ± 0,5	4,7 ± 2,4	20,7 ± 5,6	1,1 ± 0,2	0,3 ± 0,1
	Dacit	11	2729 ± 46	908 ± 1440	85 ± 95	10	4,6 ± 1,1	4,3 ± 2,2	17,8 ± 4,8	1,0 ± 0,2	0,3 ± 0,1
	Andesit	9	2768 ± 59	4040 ± 3610	1130 ± 1265	3	1,9 ± 0,2	0,9 ± 0,4	4,1 ± 0,5	0,3 ± 0,0	0,1 ± 0,0
	Digerberg	3	2679 ± 8	16 ± 5	17 ± 20	7	4,4 ± 0,8	4,0 ± 0,6	17,0 ± 4,5	1,0 ± 0,2	0,2 ± 0,0
Plutoniter i GSDG-sviten (ca 1700 miljoner år)	Syenit	8	2621 ± 32	860 ± 605	70 ± 70	6	5,1 ± 0,2	3,4 ± 0,4	14,4 ± 1,3	1,0 ± 0,0	0,2 ± 0,0
	Kvartsmonzonit	42	2641 ± 76	600 ± 850	75 ± 145	298	4,1 ± 0,5	5,2 ± 3,6	23,9 ± 9,6	1,1 ± 0,3	0,3 ± 0,2
	Monzonit	11	2703 ± 89	3050 ± 3495	420 ± 680	53	3,6 ± 1,1	3,3 ± 6,3	19,9 ± 29,4	0,9 ± 0,3	0,2 ± 0,4
	Basisk bergart	5	2892 ± 97	873 ± 670	120 ± 60	6	1,8 ± 0,2	0,4 ± 0,2	2,1 ± 0,8	0,2 ± 0,0	0,0 ± 0,0
Jotniska bergarter	Sandsten	72	2630 ± 28	6 ± 5	5 ± 9	112	2,6 ± 0,8	1,6 ± 1,4	6,2 ± 4,6	0,5 ± 0,0	0,1 ± 0,1
	Basalt	28	2889 ± 61	2710 ± 2180	850 ± 1355	79	0,9 ± 0,5	0,8 ± 0,8	2,8 ± 1,3	0,2 ± 0,1	0,0 ± 0,1
Diabaser	Särna-, Åsby-, Bunkris- och Blekinge-Dalarna-typ	57	2929 ± 82	3040 ± 1550	3015 ± 8320	113	1,5 ± 0,6	0,9 ± 0,7	3,4 ± 2,0	0,3 ± 0,1	0,1 ± 0,0
Kaledoniderna: undre skollberggrund	Fältspatrik sandsten	5	2641 ± 14	5 ± 3	4 ± 5	5	2,7 ± 0,5	0,8 ± 0,6	4,5 ± 2,6	0,4 ± 0,1	0,1 ± 0,0
	Vemdalskvartsit	13	2620 ± 21	1 ± 2	2 ± 4	4	1,8 ± 0,1	0,1 ± 0,2	1,2 ± 0,5	0,2 ± 0,0	0,0 ± 0,0
Kaledoniderna: mellersta skollberggrund	Frönbergsgnejs	6	2698 ± 92	260 ± 545	115 ± 220	11	3,7 ± 0,3	1,6 ± 0,9	21,4 ± 2,2	0,9 ± 0,1	0,1 ± 0,1
	Glimmerkvartsit	7	2651 ± 20	9 ± 5	6 ± 5	15	2,7 ± 0,5	1,6 ± 0,4	7,1 ± 1,9	0,5 ± 0,1	0,1 ± 0,0

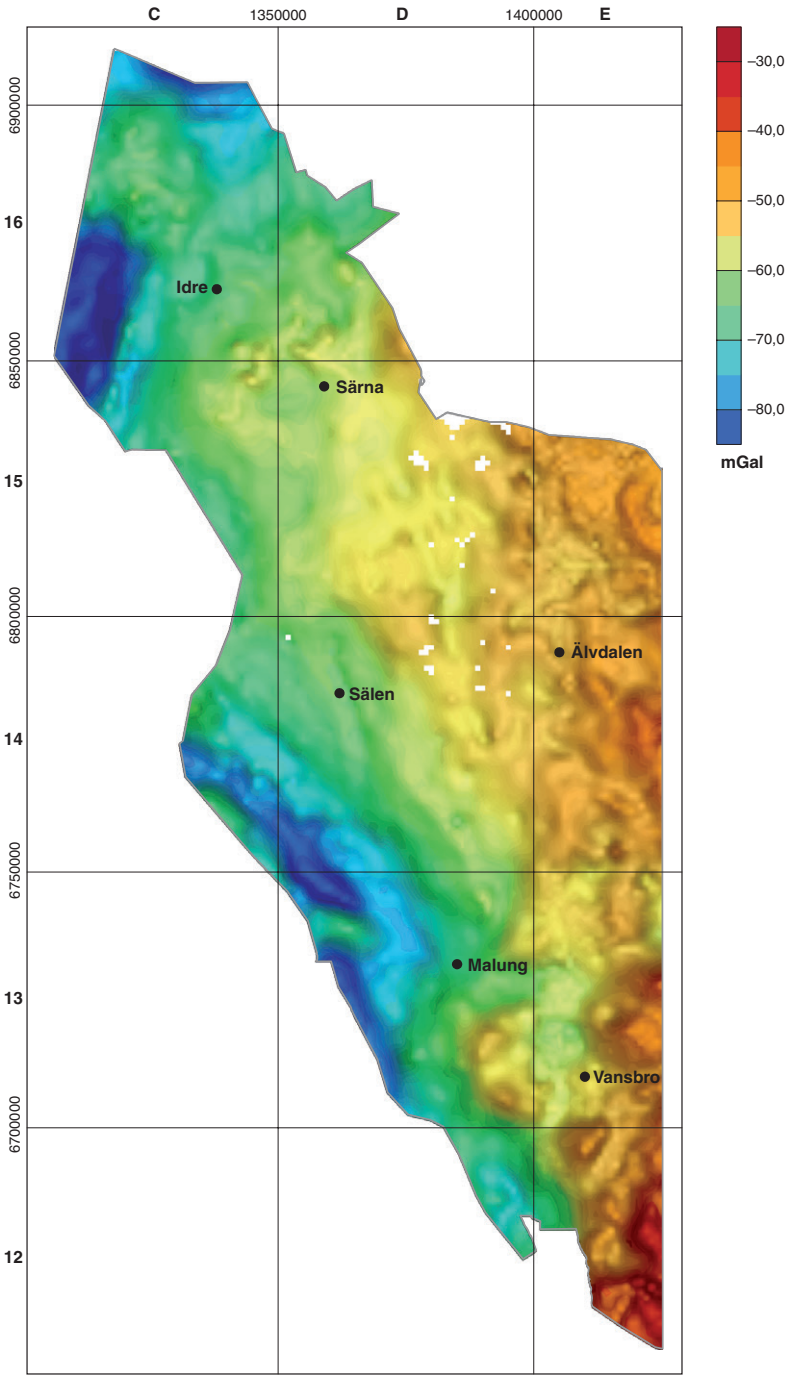


Fig. 32. Karta över tyngdkraftsfältet reducerat genom filtrering så att huvudsakligen responsen från de översta 1 000 m av jordskorpan visas.

Filtered gravity map showing the response of the gravity field from the upper 1 000 m of the earth's crust.

Det är särskilt elektromagnetiska data som antyder att det fanns en gemensam tektonisk process som förberedde bildningen av särnaitstrukturen och den stora magnetanomaliringen inom kartområdet 16D Lofsdalen SV (se avsnittet Geofysik).

Strukturer

Strukturerna i området är dels primära, dels sekundära. De senare är tektoniska och kan i sin tur delas in efter den orogen (svekokarelska, svekonorvegiska eller kaledoniska) under vilken de bildades. I huvudsak drabbade de olika orogena händelserna geografiskt skilda delar av bergarterna i projektområdet, och det går därför för det mesta att skilja dem åt. Lokalt, till exempel i Nås–Tyforsområdet (12–13E), är det dock osäkert om vissa strukturer är svekokarelska eller svekonorvegiska. I samband med intrusionerna av plutoniter och subvulkaniter ur den ca 1 700 miljoner år gamla fasen av GSDG-magmatism bildades en del mineraliserade sprickor, vilka inte överallt kan skiljas från kvartsläkta sprickor med annat ursprung.

Deformationszoner som markerats på kartan är i stor utsträckning baserade på tolkningar av geofysiska och topografiska data.

Primära strukturer

Primära strukturer som till exempel lagring kan lokalt observeras i de ca 1 800 miljoner år gamla vulkaniterna i Nås–Tyforsområdet (12–13E). Lagringarna har relativt branta stupningar, vilket tyder på att bergarterna har utsatts för svekonorvegisk deformation. Lagringen i ca 1 700 miljoner år gamla, både sedimentära och vulkaniska bergarter i Älvdalen–Trängsletområdet är i förekommande fall flack och stupningen undulerar kring ca 10–20°. I vulkaniterna finns lokalt en ignimbritstrimmighet som i huvudsak torde vara parallell med primära lagringsplan.

Dalasandstenen ligger diskordant, men relativt flackt lagrad på vulkaniterna, och stupningen varierar vanligen mellan 5 och 20 grader, med varierande strykning. Välbevarade sedimentära strukturer, främst korsskiktning och vågmärken, finns som nämnts ovan på många platser. Primära strukturer såsom lagring och vågmärken finns i sandstenen i de norra delarna av Malungområdet. Vid Gravån och Råberget (13D 8–9 f) är lagringen brant upprest (60–70 grader) med alternerande stupningsriktning inom 100 m vilket tyder på veckning av bergarten.

Överhuvudtaget är de yngre bergarterna i projektområdets östra delar annars tämligen massformiga och har endast enstaka läkta sprickor (se nedan).

Svekokarelska strukturer

Svekokarelsk deformation finns dels i de svekofenniska bergarterna i Fredriksbergstrakten (12E 3 e, fig. 2 a) som är ådrade och gnejsiga, dels i migmatitgranit av GP-typ vid sjön Närsen (12E 6 e).

Synmagmatiska (GSDG), ca 1700 miljoner år gamla strukturer

Associerat med intrusionerna av de yngre, ca 1 700 miljoner år gamla GSDG-bergarterna finns i flera fall greisenomvandling (fig. 7 c). Den är för det mesta i huvudsak utbildad som en gråfärgning i centimeterskala av värdbergarten. På några platser kan man se att omvandlingen utgått från en central, ofta kvartsfylld spricka. I områden med yngre GSDG-plutonism (inklusive subvulkaniska facies) kan alltså vissa kvartsläkta sprickor vara intrusionsrelaterade. Att skilja sådana från sprickor som relaterar till svekonorvegisk deformation är troligen svårt.

Svekonorvegiska strukturer

I större delen av projektområdet utanför Nås–Tyforsområdet (12–13E) och fjällområdet (16–17 C–D) torde de flesta tektoniska strukturerna vara svekonorvegiska. Stråkvis graderar de från spröda till plastiska och i områden nära gränsen mot Värmlands län finns stora bergvolymer som drabbats av penetrativ, spröd till spröd-plastisk deformation. Gränsen åt öster för denna mer genomgripande deformation går, som nämnts ovan, genom sjöarna Fjällrämmen–Milsjön och Kvien (12D Uddeholm NO), norrut längs Uvån upp till sjön Tyngen (13D Malung SO) och vidare i samma riktning fram mot den västliga gränsen för Dalasandstenens utbredning. Även öster om denna linje finns dock deformerade bergarter och starkt deformerade till mylonitiska zoner.

Spröda strukturer, som distinkta, mineralläkta sprickor, finns i hela området. Vanligen är de antingen kvarts- eller epidotläkta, men sprickor som läkts med både kvarts och epidot förekommer också. Dessutom finns andra mineral som sprickfyllnader; det vanligaste är fältspat. På kartan har alla sprickor som inte läkts av kvarts eller epidot markerats som fältspatläkta.

Kvartsläkta sprickor förekommer företrädesvis i sura bergarter, epidotläkta i mer basiska, vilket antyder att materialet i sprickfyllnaderna i allmänhet är lokalt deriverat. I sprickor med båda mineralen uppträder de både var för sig, då ofta med epidot närmast värdbergarten och kvarts i mitten, eller blandade på ett sätt så att man lokalt kan tolka blandningen som prehnit.

I områden med starkare deformation kan man på flera ställen se veckade, mineralläkta sprickor, vilket visar att deformationen varit progressiv från spröd till mer plastisk.

Lokalt är de spröda strukturerna snarare brecciazoner med varierande mäktighet (från centimetrar till tiotals meter breda). I stor skala kan de korreleras med långsträckta magnetiska minima, lineament med högre elektrisk ledningsförmåga än omgivningen och med nordvästligt strykande topografiska lineament som på många ställen bildar sjösystem, till exempel Halsjön (13E 2 b). I södra delen av området 13E Vansbro SV finns en mäktig, brant stupande, nordnordvästligt till nord–sydligt orienterad kvartsbreccia, som syns i form av många kubikmeterstora, kvartsrika block och som ådernätverk av kvarts i hällar. Matrix består av grönaktig, finkornig muskovit. Ursprungsbergarten är svårbedömd.

I områden som domineras av spröd, svekonorvegisk deformation finns alltså zoner med starkare deformerat berg. En ca 10 m bred, spröd till plastisk deformationszon i Järnagranit sammanfaller med Västerdalälvens norra strand. Den stryker i västnordvästlig riktning och stupar 55 grader mot söder vid Nedre Milborg (13E 0 c). I den centrala delen av zonen syns intensivt rödfärgade, utvalsade och delvis krossade mikroklinkorn omgivna av klorit och biotit. Zonen syns på den magnetiska anomalikartan (fig. 5). I den sydvästra delen av området 14D Sälen SV, i kontakten mellan jämnkornig granit och ryolit, finns en mer än hundra meter bred, nordvästligt strykande, brant stupande och huvudsakligen starkt förskiffrad zon i de ryolitiska delarna. Vid Mosäterns fäbodar (14D 0 c) finns flera isslipade flathällar med en jaspisröd, vackert veckad och breccierad omvandlingsbergart, vars ursprung troligen är en blandning av kvartsitiskt och vulkaniskt material. Spektakulära förkastningsbranter, ställvis med kvartsbreccior, finns i Västerdalälvens dalgång i Sälenområdet (14D Sälen NV) och söder om Rörbäcksnäs (14C 5–6 h–i). Den senare har samma riktning som den plastiska, svekonorvegiska deformationen, medan lineamentet längs Västerdalälven har nordnordvästlig strykning. Längs båda dessa zoner har sannolikt vertikala blockförskjutningar ägt rum. En liknande förkastning har troligen skett vid Hamrarna (14D 7–9 d), en serie branter från norr till söder som visar Öjebasalten i kontakt med underliggande sandsten. I Trandstrandsfjällen finns ett antal distinkta spröda zoner i form av mycket smala och branta dalgångar som korsar fjällmassiven. Vid Vemforsen i Västerdalälven (13D 4 h) finns en kraftigt kvartsomvandlad och närmast mylonitisk zon.

I ett några kilometer brett område öster om ovannämnda gräns för penetrativ, svekonorvegisk deformation är gles, icke-penetrativ foliation (spaced cleavage) tämligen vanlig i bergarterna, och i Nås–Tyforsområdet (12–13E) förekommer både stänglighet och foliation. Gles, icke-penetrativ foliation i Dalasandsten kan till exempel studeras längs vägen till stenbrotten vid Kvarnberget (13D 5 h). Upp till 1 km öster om nyssnämnda gräns är bergarterna lokalt kvartsådrade eller kataklastiska eller åtminstone blekta.

I området med penetrativ deformation kan även massformiga partier förekomma (fig. 12, 17). I hällskala kan man till exempel se hur foliationen varierar i intensitet från distinkta, millimeterbreda zoner som omger mer massformiga linser till en gles, icke-penetrativ foliation. Den senare är bildad som axialplansfoliation till ovannämnda veckade, kvartsläkta sprickor. Foliationen undulerar kring en lineation som ungefär

definieras av stupningsriktningen, vilken i detta område är brant mot sydväst eller väst-sydväst. Sannolikt ser den strukturella bilden likadan ut i områdesskala.

Kaledoniska strukturer

Skollberggrunden i sig definieras av relativt flacka kaledoniska överskjutningszoner. Lagren i den undre skollbergrunden är tydligt veckade med omväxlande flacka och branta stupningar, men veck i hällskala som bättre skulle kunna definiera veckmönstret har inte noterats i området. Skjuvzoner och imbrikationer påträffas på flera håll inom den undre skollberggrunden, och förekomsten av kraftigt deformerade granitoider som överlagrar yngre sedimentära bergarter utgör ett särskilt påtagligt bevis för detta.

Bergarterna i den mellersta skollberggrunden är mycket starkt deformerade, delvis mylonitiserade. Frönbergsgnejsen är både starkt folierad till mylonitisk och stänglig, huvudsakligen med nordvästlig strykning och flack stänglighet. Glimmerkvartsiten har en stark förskiffring med perfekt spaltning i centimeterskala, gles ådring och tunna, konkordanta mylonitskikt. Förskiffringen ligger i stort sett horisontellt med mjukt undulerande förskiffringsplan.

Fulufjällets bergarter, som ligger strax öster om den kaledoniska bergskedjan, har tidigare betraktats som relativt opåverkade av de tektoniska rörelser som bildade bergskedjan, och endast några noteringar angående deformation av Dalasandstenen i form av veckstrukturer har rapporterats i litteraturen (Olivecrona 1920, Sandell 1943, 1944). Lars Karis m.fl. (muntligt meddelande 1999) observerade dock vid ett besök i Klordalen (Fulufjällets nordöstra sluttning) en flackt liggande deformationszon, något som inte tidigare rapporterats från dessa trakter. Under fältarbetet 2004 och 2005 gjordes uppföljningar i området och ett antal flackt liggande deformationszoner påträffades. Kraftigt förskiffrade lerhorisonter karaktäriserar dessa zoner och de indikerar en ostlig rörelse. När dessa rörelser skedde är inte klargjort. Möjliga kandidater är den svekonorvegiska orogenen för ca 1 000 miljoner år sedan eller den kaledoniska för ca 400 miljoner år sedan. Med tanke på att diabasgångarna på Fulufjället sannolikt är Blekinge-Dalarnadiabaser (se ovan), och därmed något yngre eller samtida med den svekonorvegiska deformationen, och att de enligt vår tolkning har påverkats av ovan nämnda skjuvrörelser indikerar detta att rörelsen skett under kaledonisk tid.

Detaljerade geofysiska markundersökningar över två grenar av en diabasgång nära Tangsjöarna mitt på Fulufjället (15C) visar att diabaserna kan ha en bredd på upp till 50 meter. Emellertid verkar de inte vara kontinuerliga enheter. Gångarna sammanfaller med sprickor eller förkastningar vilket markmätningar med elektromagnetiska metoder (VLF) och höjddata ger belägg för. Att magnetfältsanomalin försvagas eller försvinner helt kan antingen bero på en mycket omfattande djupvittring av diabasen, kraftiga variationer i diabasens magnetiska egenskaper, avbrott i diabasen eller på att senare horisontella skjuvrörelser har ”klippt av” diabaserna. De svaga anomalierna skulle därmed

motsvara de ursprungliga positionerna på gångarna medan de starkare representerar gångar som transporterats på grund av skjuvrörelserna).

Metamorfos och andra omvandlingar

Den proterozoiska berggrunden i västra och norra Dalarna har tidigare betraktats som ometamorf, men både Dalasandstenen, Öjebasalten och Dalavulkaniterna har påverkats av begravningsmetamorfos i subgrönskifferfacies (Nyström & Levi 1980, Aldahan 1989, Nyström 1999, 2004). Nyström (1983) bedömde att metamorfosgraden i botten av vulkanitsekvensen i Älvdalenområdet (14E) avtar från grönskifferfacies till prehnit-pumpellyitfacies i de översta delarna. Andra metamorfa händelser som kan ha påverkat bergarterna är de svekokarelska, svekonorvegiska och kaledoniska orogeneserna. Lokal kontaktmetamorfos på grund av senare magmatism kan också ha förekommit.

Några av bergarterna i Nås-Tyforsområdet (12–13E) har påverkats av svekokarelsk metamorfos. Exempel är de svekofenniska bergarterna, som troligen förekommer som megaxenoliter i äldre GSDG-plutoniter och är ådrade och veckade och har drabbats av metamorfos i åtminstone hög amfibolitfacies. En del av graniterna av GP-typ är migmatiter, vilket också speglar en svekokarelsk höggradig metamorfos, medan andra är omkristalliserade, vilket tyder på en senare påverkan.

Omvandling som, liksom traditionell greisenomvandling i associerade intrusivbergarter, sannolikt relaterar till intrusionen av yngre, ca 1 700 miljoner år gamla magmatiska bergarter av GSDG-typ finns väster om sjön Örsen (12E 8 c). Den visar sig i form av ett omfattande stråk av hydrotermalt omvandlad och pyritimpregnerad vulkanit, troligen kvartsporfyrisk ryolit. Lokalt innehåller bergarten aluminiumfosfat och rutil. Stråket har en utbredning åtminstone från sjön Örsens sydspets och drygt 6 km norrut, till trakten nordnordväst om sjön Finnjälsen (12E 8–9 c). Blekt, hydrotermalt omvandlad och pyritimpregnerad, kvartsporfyrisk vulkanit finns i den södra delen av Vansbro-området (13E 0 c–e). Relikta, 1–2 mm stora kvartsströkorn uppträder i en ljust gråvit, finkornig, sericitrik matrix, lokalt en folierad sericitskiffer. Sydost om Rostberget har ett provdike (skärpning) upptagits i denna bergart. Det är en liknande eller möjligen samma omvandling som den ovannämnda vid Örsen. Även vid Vansjön (13E 5 c) finns starkt hydrotermalt omvandlade bergarter i ett stråk som har nordnordvästlig riktning, parallellt med det stora tektoniska lineamentet vid sjön.

Hydrotermalt omvandlad Dalagranit finns vid Gustav Adolfkojan (13D 6 j) och vid Ö. Almberget (13D 8 d). Bergarten är där kvartsbreccierad, helt sericitiserad, lokalt mangansvärtad och flusspatförande, vilket kan tyda på greisenomvandling. I den anslutande graniten är plagioklasen epidotiserad och genomdras av öppna (drusiga) kvartsådror med violett flusspat.

Porfyroblastisk fyllonit av Digerbergstyp finns i Nås–Tyforsområdet (12–13E), vilket tyder på metamorfos. Om den är relaterad till GSDG-magmatism eller är svekonorvegisk är oklart.

Det finns flera lokaler med Dalasandsten som är starkt kontaktpåverkad av Öjebasalten och diabasgångarna (omkristallisation, missfärgning, högre magnetisk susceptibilitet m.m.). Metasomatisk omvandling har observerats vid enstaka lokaler, bland annat i en sandsten väster om Rörbäcksnäs (14C 6 h), där halva hällen består av en gröngrå kvartsit och den andra halvan av ”normal”, röd till grå bandad arenit.

Den metamorfa graden över ovannämnda gränszon för utbredningen av penetrativ, svekonorvegisk deformation växlar ungefär från övre grönskifferfacies (*spaced cleavage*, kvartsstänglar) i väster till lägre grönskifferfacies (*spaced cleavage*) öster därom. I plastiskt deformerade skjuvzoner torde amfibolitfacies ha uppnåtts.

Bredvadsporfyr som blekts vid kontakten mot diabas har observerats på ett par ställen i den östra delen av kartområdet 15D Särna. Kontaktomvandling som orsakats av diabasgångar och av Öjebasalten har observerats inom kartområdet 15C Fulufjället.

I fjällkedjans berggrund (kartområdena 16C, 16D, 17C) varierar den metamorfa graden starkt mellan de olika tektoniska enheterna. Metamorfosen har inte studerats närmare i karteringsområdet, men den undre skollberggrunden har generellt mycket låg omvandlingsgrad. Den mellersta skollberggrunden har utsatts för medelhög grad av omvandling vid relativt höga temperaturer. Detta indikeras av den begynnande ådergnejsbildning som har skett i glimmerkvartsiten.

GEOKEMI

Ett antal prover (85 st.) för kemisk analys togs av områdets bergarter för att dokumentera deras sammansättning. Resultaten är inlagda i SGUs litogeokemiska databas och visas i bilaga 1. Vulkaniter som är associerade med de yngre GSDG-plutoniterna är trots sin relativt stora utbredning underrepresenterade i denna sammanställning eftersom de i detalj undersöktes av Nyström (1999, 2004). Nyströms data (från ett SGU-finansierat FoU-projekt) koordinatsattes och lades in i SGUs litogeokemiska databas i samband med detta projekt.

I TAS-typdiagram (Le Bas m.fl. 1986, Middlemost 1994) faller områdets mer intermediära GSDG-bergarter och associerade vulkaniter i huvudsak i de subalkalina fälten om än inne i monzo- och trakyfälten (fig. 33 a, b). Samma bild av alkaliniteten får man om man visar provresultaten i diagram som utnyttjar mer immobila element (enligt t.ex. Winchester & Floyd 1977). Av figur 33 a framgår också att Öjebasalten är subalkalin även om några resultat hamnar på den alkalina sidan. Ett prov av tinguait plottar som foidsyenit (fig. 33 b). Ett prov av basalt med oklar tillhörighet verkar vara mer analogt med de av Dalavulkaniter än de av Öjebasalt (fig. 33 a) och bör tillhöra den förra kategorin, vilket även en del andra diagram antyder.

Tidigare undersökningar av kemin hos områdets bergarter är i huvudsak gjorda av Nyström (1999, 2004) när det gäller de yngre Dalavulkaniterna, och Ahl m.fl. (1999, 2004) när det gäller GSDG-plutoniter. De äldre Dalavulkaniternas motsvarigheter

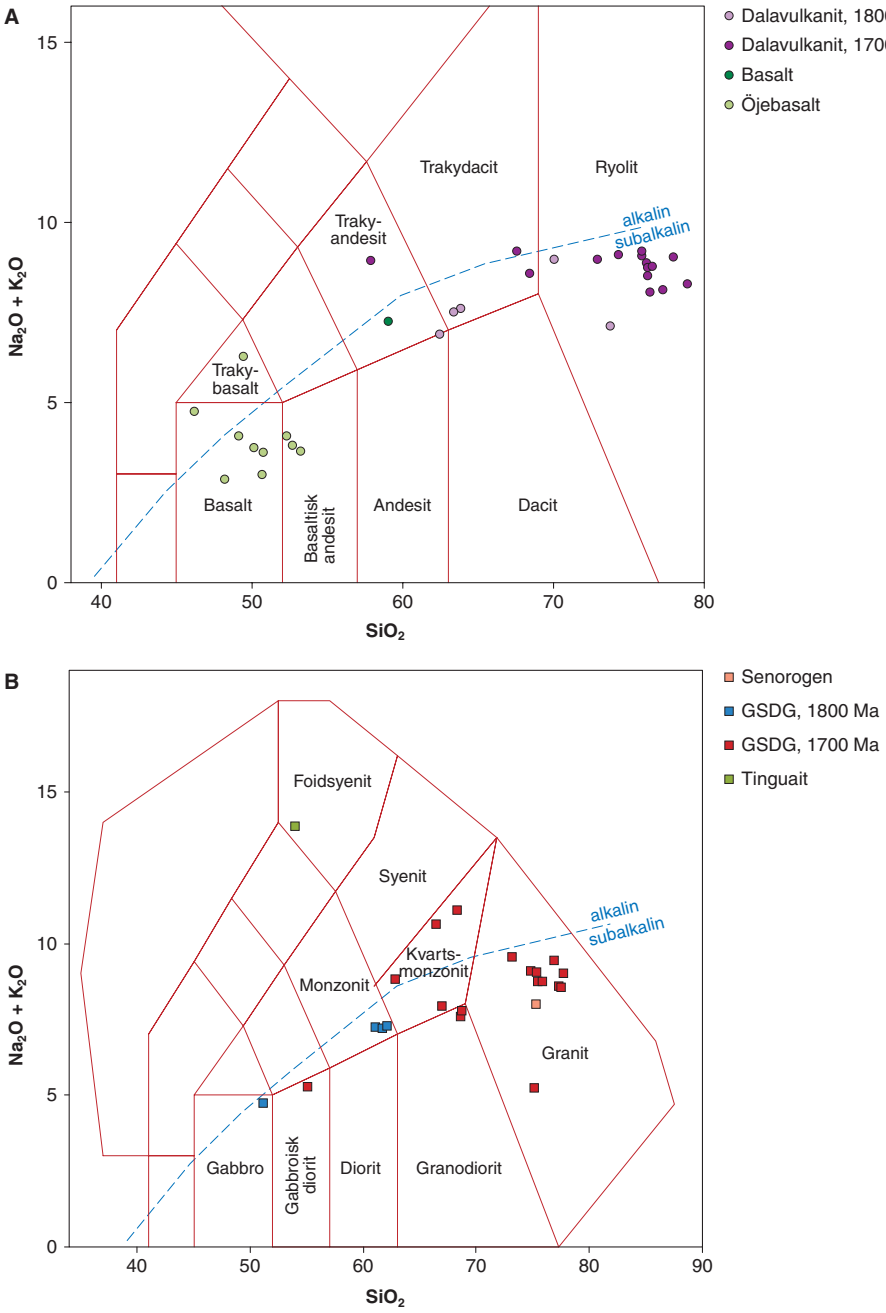


Fig. 33. **A.** Sammansättningen hos Dalavulkaniter och jotniska basalter plottade i totalhalter alkali mot kisel-diagram (TAS-diagram; Le Bas m.fl. 1986). **B.** Sammansättningen hos GSDG-plutoniter och tinguait (fonolit och nefelinsyenit) plottade i totalhalter alkali mot kisel-diagram (TAS-diagram; Middlemost 1994).

A. *Plot of the composition of Dala-type volcanic rocks and Jotnian basalt in total alkali-silca diagram.* ***B.*** *Plot of the composition of GSDG-type plutonic rocks and tinguaite (phonolite and nepheline syenite) in total alkali-silica diagram.*

i Västergötland beskrevs av Appelqvist m.fl. (2008). Samtliga arbeten kommer fram till att GSDG-magmatismen uppstått i samband med subduktionsprocesser längs en kontinentkant.

GEOFYSIK

De geofysiska egenskaperna hos bergarterna i projektområdet ger en tydlig bild av relationerna mellan de olika enheterna (tabell 1). De bergarter som dominerar i de nordligare delarna av projektområdet, mer eller mindre flackt liggande, yngre Dalavulkaniter, som dessutom i stora områden är odeformerade, och Dalasandstenar ger upphov till ett ganska homogent magnetfält med små och oftast långvågiga amplitudvariationer. De har dessutom oftast låg magnetisk susceptibilitet (fig. 13). Högmagnetiska diabaser som slår genom dessa formationer framträder därför tydligt.

Där vulkaniterna har mera dacitisk till andesitisk sammansättning ökar den magnetiska susceptibiliteten vilket bidrar till en allmän förhöjning av magnetfältet. Särskilt märkbart är detta i kartområdena 12E Säfsnäs och 13E Vansbro. De granitiska till monzonitiska bergarterna i området, som i Dalarna kallas granit av Siljans- respektive Järnatyp, har generellt förhöjda magnetiska egenskaper (Siljanstyp: 2–1 200 × 10^{-5} SI-enheter, Järnatyp: 12–4 000 × 10^{-5} SI-enheter). De bildar karaktäristiska, magnetiskt heterogena och blockliknande enheter som är skarpt avgränsade mot omgivningen antingen på grund av den stora susceptibilitetskontrasten (mot den jotniska enheten i väster) eller genom lågmagnetiska lineament. De senare ligger inte bara runt de plutoniska kropparna utan skär också igenom dem. Sådana lineament tolkas som sprödtektoniska och är möjligtvis bildade då magmakroppen stelnade.

Befintliga petrofysiska data understryker en del av de företeelser som visas av ovan diskuterade magnetfältsdata. Figur 34 visar en tydlig uppdelning i två trender, den övre av dem representerar bergarter som inte är påverkade eller endast svagt omvandlade av metamorfa processer. De mafiska bergarterna står för hög densitet och hög magnetisk susceptibilitet och finns i de områden med massöverskott som avtecknar sig på tyngdkraftskartan (fig. 32). De sammanfaller också med områden med positiva magnetfältsanomalier.

Graniterna av Siljanstyp, och i viss mån även de mera granitiska leden av Järnatypen, har förhöjd gammastrålningsaktivitet som oftast beror på anomala halter av torium (15 till 42,7 ppm), medan uranhalten motsvarar medelvärdet för graniter i allmänhet (ca 6 ppm). Därför når aktivitetsindexet, som anger strålningsnivåtrösklar i bygg- och anläggningssammanhang, över det kritiska värdet 2 på endast ett fåtal lokaler (tabell 1).

Enligt Nyströms (2004) arbete om Dalavulkaniternas kemi har daciterna K_2O-halter som är mellan 2,08 och 6,45 % (medelvärde 4,23 %), uranhalter mellan 1,1 och 4,7 ppm och toriumhalter mellan 3,5 och 18,7 ppm. Spektrometermätningar korrelerar bra med dessa analyser.

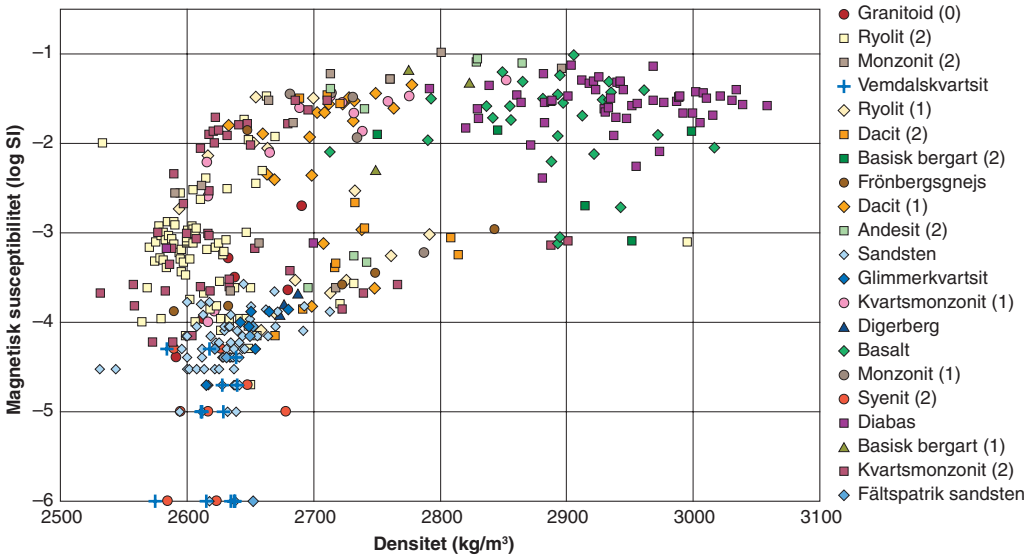


Fig. 34. Semilogaritmisk sammanställning av petrofysiska data. Magnetisk susceptibilitet mot densitet för de olika bergarterna. För bergarternas stratigrafiska position se figur 4. Nedre gränsvärdet för laboratoriemätt susceptibilitet är 1–2 x 10^{-5} SI-enheter.

Semilogarithmic diagram of magnetic susceptibility versus density of rocks.

Områden med större relativa massöverskott saknas i projektområdet, vilket stämmer överens med den generella magnetfältsbilden som huvudsakligen präglas av Dalasandstenens och Dalaporfyrernas utbredning. Båda dessa bergarter har låg till mycket låg densitet och svaga magnetiska egenskaper. I det absoluta tyngdkraftsfältet framträder som ett långsträckt distinkt massöverskott endast den basiska gångbergart som finns väster om Drevfjället (16C Idre SV) och stryker mot nordnordost över Drevdagen. Magnetfältsdata visar emellertid att det är frågan om flera, tätt intill varandra liggande och parallella diabasgångar.

Nyssnämnda diabasgångar har genom markmätningar visat sig vara elektriskt lågresistiva bergarter, vilket sannolikt beror på en förhöjd halt av magnetkis. Vid gränsen mot Värmlands län i sydväst sammanfaller flera parallella, långsträckta massunderskott med gränsen mot de svekonorvegiskt deformerade bergarterna. Zonen karaktäriseras också av låg elektrisk resistivitet (fig. 35). I de tidigare nämnda, nordnordvästliga sprickdalarna beror den låga resistiviteten dock snarare på att bergarterna utsatts för spröd deformation och sprickbildning som gett vatten möjlighet att infiltrera.

Genom filtrering av tyngdkraftsdata kan en mer strukturerad och detaljerad bild erhållas (fig. 25). De massöverskott som kan identifieras norr om fjällranden beror på de nordostligt till nordnordostligt strykande diabasgångar som slår igenom berggrunden söder om fjällranden och de som ligger under den. Den ovan nämnda diabasen, som förorsakar den kraftiga magnetfälts- och tyngdkraftsanomalier från Drevdagen åt nord-

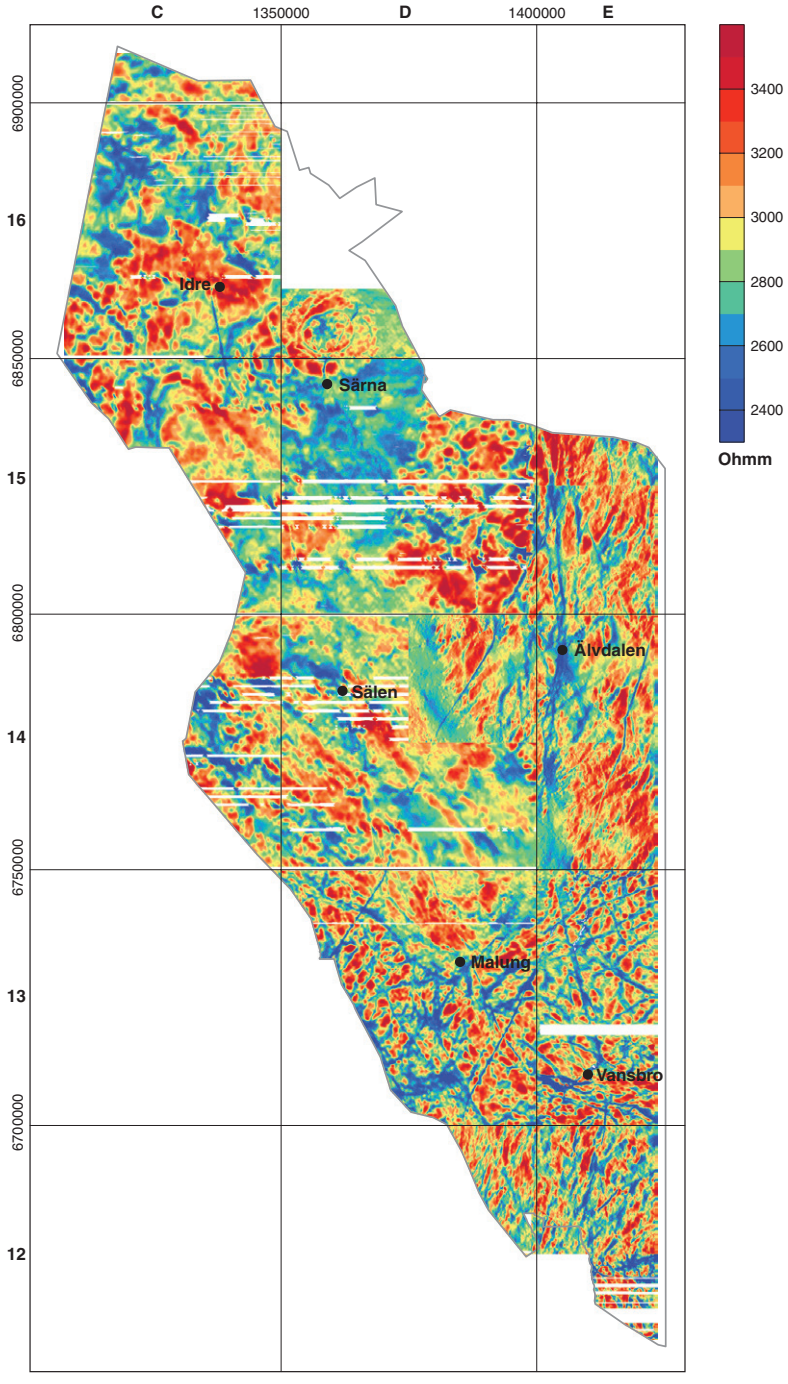


Fig. 35. Resistivitetskarta som visar variationerna i elektrisk ledningsförmåga i projektområdet och som konstruerats med hjälp av flygmätta VLF-data.

Resistivity map calculated by means of VLF data (airborne measurements).

nordost, försvinner in under fjällkedjans bergarter vid Vassbogruvan. Dess läge skiljer sig från den mäktiga gång som är markerad på länskartan (Hjelmqvist 1966) och som snarare är en mer västligt liggande, parallell gångsvärm som finns vid Guttusjögruvan. Där är den så mäktig att den ger ett detekterbart massöverskott. Söder om fjällranden maskeras gångsvärmen av ett område med ett relativt stort massunderskott på grund av de där omgivande ryoliterna (densitet ca 2 600 kg/m^3 eller lägre).

Med hjälp av de geofysiska flygmätningarna har vissa anomalier uppdagats, som antyder särpräglade geologiska strukturer. En av dessa är den i avsnittet Permiska intrusivbergarter beskrivna Särnaitintrusionen. Omkring 1,5 mil nordöst om denna, i kartområdet 16D Lofsdalen SV, syns på magnetfältskartan en ringformad, positiv anomali, som har tilldragit sig en del intresse, dels på grund av sin unikt cirkulära form, dels på grund av närheten till den ur prospekteringssynvinkel intressanta Särnaitintrusionen (fig. 5). Elektromagnetiska data avslöjar att de två magnetiska anomaliringarna sammanfaller med lågresistiva zoner som tolkats vara sprickzoner (fig. 36). De omges av flera koncentriskt löpande lågresistiva zoner i den omgivande Dalavulkaniten. Detta mönster tycks vara helt begränsat till vulkaniterna eftersom det inte kan identifieras i den utanför belägna Dalasandstenen. En lokal, positiv tyngdkraftsanomali, som i stort sett sammanfaller med det magnetiska och elektromagnetiska mönstret, antyder att en tyngre bergart befinner sig på djupet (fig. 25). En koppling av denna bergart till diabaserna på ytan är möjlig eftersom några av dessa är bundna till andra lokala tyngdkraftsanomalier med samma källa på djupet. Blottat berg är sällsynt i området och anomaliorsaken har inte kunnat hänföras till någon specifik bergart, men på basis av tillgängliga geofysiska data tolkas strukturen som en diabasintrusion i en ringformad spricka (Ripa m.fl. 2008). Denna är en del av ett koncentriskt spricksystem i vulkanitområdet som med all sannolikhet orsakades av en uppåtriktad tryckbelastning från en mafisk intrusivbergart.

Den ringformade anomalin tangeras i öster av en nord–sydligt strykande diabasgång. Den skiljer sig från övriga gångar genom att den dessutom markerar en förkastningslinje med vertikal rörelseriktning. Klippande kontakter längs linjen antyder att östra sidan har rört sig relativt sett uppåt, vilket bekräftas av modellering av magnetiska data. Anomalin som orsakas av diabasgången kan följas åt söder, genom Öjebasalt fram till Västerdalälven ett fåtal kilometer söder om Horrmundsjön. Där bryts den av en negativ magnetfältsanomali och en tyngdkraftssvacka som båda är parallella med Västerdalälvens fåra och sannolikt relaterade till spröd deformation (fig. 5, 25).

Man kan inte skilja mellan Dalasandsten och ryolitiska Dalavulkaniter med hjälp av data om magnetfältet eller tyngdkraftsfältet. Orsaken är dels frånvaron av utpräglade interna strukturer (fig. 5, 25), dels små skillnader i petrofysiska egenskaper (fig. 4, 13). Däremot framträder gränserna mellan dem när bergarternas gammastrålningsegenskaper och elektriska egenskaper beaktas (fig. 16, 35, 36). De ryolitiska bergarterna har generellt anomala strålningsegenskaper, liknande de i de yngre GSDG-plutoniterna, medan sandstenens gammastrålning helt och hållet bestäms av kaliumhalten. Detta

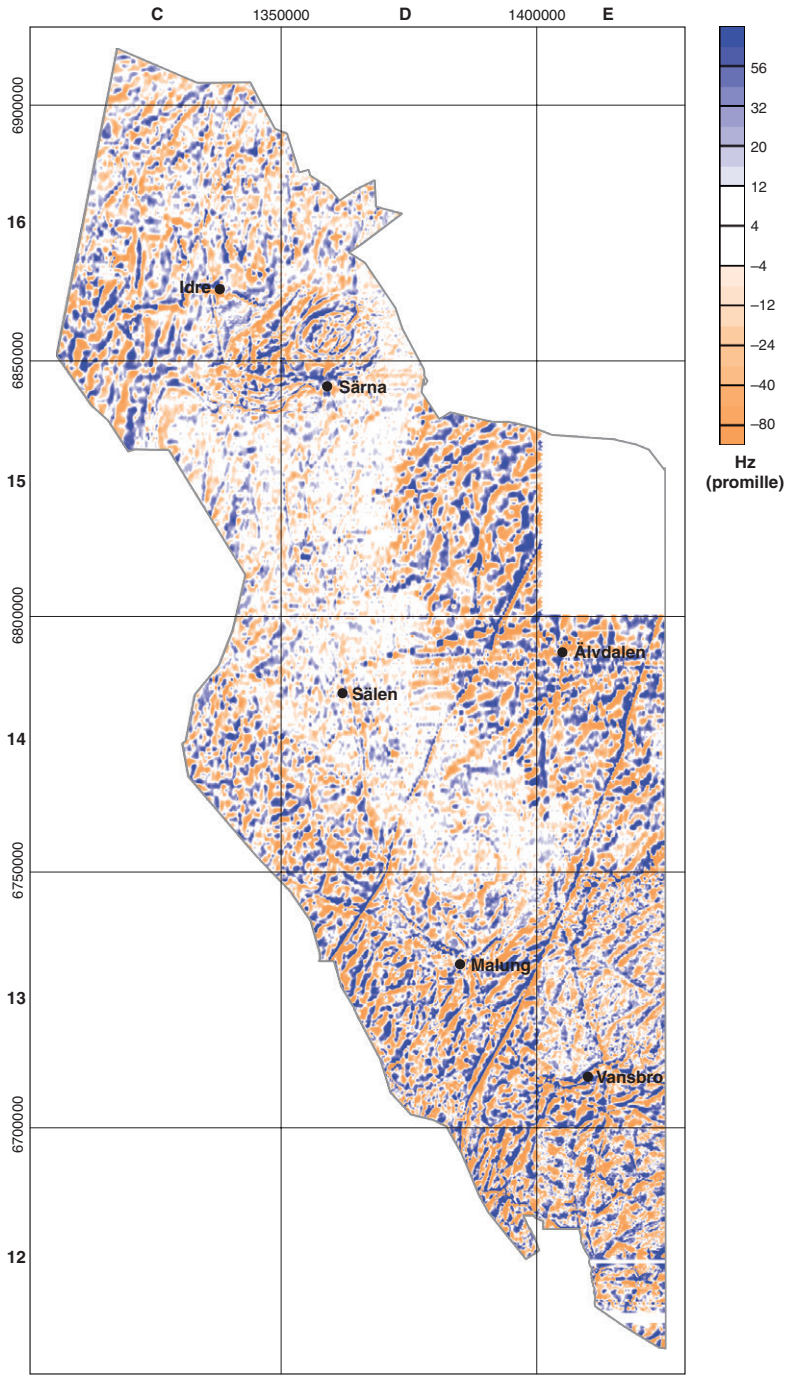


Fig. 36. Karta över berggrundens och jordlagrens elektromagnetiska egenskaper (vertikalkomponenten) enligt flygmätta VLF-data. Blå zoner motsvarar lågresistiva områden.

Map of the electromagnetic properties (vertical imaginary component from one emmitter station). Blue colour indicates low resistivity.

innebär att kvoten mellan torium och kalium genomgående är mycket högre i ryolit (speciellt Bredvadsporfyr) än i sandsten. Den skillnad i elektromagnetiska egenskaper som framgår av figur 36 beror på att sandstenarna är mer eller mindre horisontellt lagrade vilket gör att signalresponsen är nära noll trots en eventuellt högre vattenhalt på grund av högre porositet. I stället ser man sandstenarnas högre ledningsförmåga i den ur VLF-data framräknade bilden av skenbar elektrisk resistivitet (fig. 35).

NATURRESURSER

I det här sammanhanget avser naturresurser dels metallmineraliseringar, dels nyttosten som industrimineral, byggnadssten och krossberg.

Mineraliseringar

På Länsmansberget (12E 9 d) finns en skärpning i röd, fin- och jämnkornig och pyrit-disseminerad granit. Pyriten verkar vara associerad med kvartsläkta sprickor.

Vid Rånkberget (12E 8 c) finns enligt Hjelmqvist (1966) skärpningar i hematit-impregnerad, magnetit- och maghemitförande tuff och porfyritagglomerat. Vid den här undersökningen hittades en oansenlig skärpning (4–5 m^3), vari varpen består av delvis klorit- och kvartsomvandlad, fältspatporfyrisk dacit som lokalt har centimeterstora inneslutningar av en jämnkornig, kloritisk bergart. Mineraliseringen är svag med glest förekommande pyrit och magnetit.

Som nämnts ovan, finns ett stråk av hydrotermalt omvandlad och pyritimpregnerad vulkanit, troligen kvartsporfyrisk ryolit, strax öster om Rånkberget. Det sträcker sig åtminstone från sjön Örsens sydspets (12E 8 c) och drygt 6 km ganska rakt norrut till trakten nordnordväst om sjön Finnjälsen (12E 8–9 c).

Vid Gruvåsen, eller snarare strax söder om Skärtjärnen (12E 8 a), finns enligt Hjelmqvist (1966) en skärpning i svavelkisimpregnerad, hematitförande och kopparkishaltig porfyrit. På platsen finns ett ca 3 × 4 m stort, vattenfyllt och inhägnat gruvhål och ganska mycket varp. Den senare domineras av pyritrik, mörk och omvandlad vulkanit. Bitarna är dock också magnetiska, och till synes finns både magnetit och magnetkis. Dessutom förekommer möjligen kopparkis. Den mafiska fasen i vulkaniten runt omkring är hornblände (eller biotit). I varpen finns också en mörkare och ännu mer mafisk vulkanit.

Strax norr om Laxtjärn (12E 6 c) finns en skärpning där varpen består av några kubikmeter med pyritförande (1–2 %), kvarts-fältspatporfyrisk vulkanit.

Drygt 2 km ostnordost om Laxtjärn (12E 6 c) finns en liten skärpning i en finkornig, pyritförande mafisk GSDG-bergart.

Vid Älgsjön strax söder om Fredriksberg (12E 3 d) finns ett ca 50 × 30 m stort, vattenfyllt gruvhål. Varpen består av magnetit med pyritådror vilka sitter som klumpar och ådror i kalcit. Enligt Hjelmqvist (1966) finns här manganrik skarnjärnmalm med pyrit,

zinkblände, blyglans och kopparkis. Bergarterna ansluter troligen till kalkförekomsten i Fredriksberg (se nedan).

Öster om Tykullen och norr om Lisjön finns enligt Hjelmqvist (1966) en skärpning (12E 4 c) i omvandlad porfyrtuff med mineralisering av pyrit, kopparkis, blyglans, zinkblände och flusspat. Skärpningen kunde dock inte hittas vid den här undersökningen.

Längs vägen väster om Bolagsberget (12E 4 d) finns enstaka greisenådror i både hällar och lokala block.

Vid Bussukberget strax intill Yttermalung (13D 4 i) finns åtminstone två smärre skärpningar (efter pyrit enligt Hjelmqvist 1966) men det är tveksamt om det verkligen finns några sulfider där. Berget består av en blandning av basisk bergart och kvartsmonzonit (fig. 8 b).

Enligt Hjelmqvist (1966) ska det finnas en sulfidskärpning på Mörkmorberget norr om Sjöhusen (13D 4 h), men den kunde inte hittas vid den här undersökningen.

Skaberget är den enda mineraliseringen i områdena 13D Malung NV och NO. Enligt SGUs fyndighetsdatabas (mdep, ored04150) är den en skärpning på bly och zink i greisenomvandlad Värmlandsgranit. Vid denna kartering observerades en pyritförande amfibolit med ca 2 m bredd som skär granit i ett grunt gruvhål med tillhörande varp. Inga tecken på basmetallsulfider i greisen kunde fastställas här.

På Hundflens norra sida (13E 2 a) finns en amfibolitinneslutning i granit av Siljanstyp. Den förra bergarten har järnsulfider, dels på sprickplan och dels i form av en gles impregnation. Epidot och klorit finns också som lokala omvandlingar i amfiboliten. Gruvöppningen är ca 2 × 2 m.

Vid Götvallarna (13E 0 c) har man gjort ett gruvförsök på grå, pyritimpregnerad och plagioklasporfyrisk dacit. Järnsulfiden finns även på sprickplan och i en strökornsfri, ljust brun vulkanisk siltsten. Gruvhålet är rektangulärt, 2 × 4 m stort och vattenfyllt. Mineraliseringar av polymetallisk greisentyp, med tenn, bly, koppar, silver och guld, finns på ett flertal ställen.

Två uppslag i graniter av Siljanstyp, vid vilka det har provborrats och dikesgrävts under 1980-talet, är Van (13E 5 b) och Stora Flaten (13E 5 e). En greisenmineralisering finns också väster om Hulen, på nordsidan av Fagerberget (13E 4 d). En liten provbrytning har där gjorts på en muskovit- och kloritrik, något rostig, ca 1 m bred gång. På Hjelmqvists (1966) karta är ett tecken för sulfidmineralisering utsatt vid Brintbodarna (13E 6 b). I detta område observerades en utsprängd vattenreservoar i felsisk vulkanit, dock utan spår av sulfider. Dammen anlades för att förse ångloken på den närbelägna järnvägen med vatten.

I Älvdalen finns en nedlagd gruva, Storharnsgruvan (14E 8 a). Där finns två hål som är skrot- eller vattenfyllda. Varpen består av finkornig, jämnkornig och omvandlad granit och av fältspatporfyrisk, omvandlad dacit. Omvandlingen gör dock identifieringen av de ursprungliga bergarterna vansklig. Malmmineralen utgörs av blyglans (enligt Hjelmqvist 1966 även zinkblände). Gångarterna är epidot, kvarts, flusspat och kalcit.

Vid Oradtjärnen (14E 1 c) finns prospekteringsdiken med losslagna stycken av kvartsbreccierad kvartsporfyr. Mineraliseringen (kallad Svinberget av Sjöblom & Niva 1985) består av blyglans, kopparkis, kvarts, pyrit och möjligen magnetkis.

Längs vandringsleden strax väster om N. Hållen (14E 0 e) finns en svag kopparkismineralisering av greisentyp i röd (omvandlat grå), ojämnkornig och medelkornig granit. Man har brutit ur ett nu inhägnat hål som är ca 6 × 3 m stort och 4–5 m djupt. Fyndigheten benämns Jugen i en del prospekteringsrapporter (Ohlsson 1980, Schafer 1983). Längs samma vandringsled, vid S. Hållen (14E 0 e), finns dikeshällar med röd, medelkornig, ojämnkornig till kalifältspatporfyrisk granit med alkalint (fältspatrikt) utseende. Genom graniten går en 2–3 dm bred, grå zon kring en delvis kvartsläkt spricka, vilket kan vara greisenomvandling.

De autoktona bergarterna i fjällranden är delvis mineraliserade med sulfider. I den sydligaste delen av fjällen finns sulfiderna främst i den västra delen av kartområdet 16C Idre. De viktigaste förekomsterna är gruvorna i Vassbo (16C 4 f) och Guttusjön (16C 5 e), där framför allt blymalm har brutits mellan 1960 (Guttusjön först 1978) och 1982. Malmen utgörs av en impregnation med blyglans och zinkblände i ett nästan horisontellt lager av underkambrisk kvartssandsten (Tegengren 1962, Christofferson m.fl. 1979). Båda gruvorna bröts under jord och omgivningarna är nu återställda. Vid Guttusjön syns dock sandstenen i form av terasser med skrotsten från brytningen. Sandstenen är ljust grå, finkornig och mycket homogen. Ytterligare ett antal mineraliseringar av samma typ finns mellan Foskros (16C 6 h) och riksgränsen mot Norge, bland annat Knallarna, Fågelleksbrännan, Sågliden, Foskros och Tranuberget. Den enda som återfunnits under denna kartering är Knallarna (16C 4 e), där sandstenen är blottad i några prospekteringsdiken.

Nyttosten

Vid Mörttjärnen (12E 1 e) finns ett kvartsbrott i kvartsådrad till kvartsbreccierad monzonit (Järnagranit enligt Hjelmqvist 1966). Lokalt ser det ut att även finnas hematit i kvartssprickorna.

Vid Annefors i Fredriksberg (12E 3 d) finns tre större stenbrott ur vilka man brutit en något magnesiumhaltig kalcitmarmor. I det sydligare av dessa hål är marmorn skarnig och magnetithaltig. Enligt Linder (1982) omges den delvis skarniga karbonatstenen av dels basisk, dels kvartsrik och hälleflintaktig metavulkanit. Bergarten ansluter troligen söderut till mineraliseringen vid Älgsjön (se ovan).

Enligt Hjelmqvist (1966) finns det ett kvartsbrott på Stackberget (12E 3 d), men det kunde inte hittas vid den här undersökningen.

Vid Lindränket (12E 3 d) finns ett aktivt stenbrott i GSDG-granit.

I Märbäck (14E 7 b), mellan Gåsvarv och Älvdalen, finns ett mer eller mindre aktivt stenbrott där dacit till andesit bryts.

På Högberget (12E 8 c) finns, som nämnts ovan, ett aktivt stenbrott i fältspatporfyrisk dacit. Enligt personalen på plats har den under 10 i kulkvarnsvärde och marknadsförs som ”ortofyrit”.

Vid Grönsberg (14E 5 e), 2 km nordost om Spjutmo kraftstation, finns ett aktivt grustag och stenbrott där man bryter porfyr och sandsten av Digerbergstyp.

Längs riksväg 45, ca 20 km sydväst om Malung, finns en stor krossbergstäkt som är aktiv till och från i huvudsakligen yngre Dalaryolit (13D 3 f, fig. 12).

Vid Sönnberget (13E 0 c) finns ett stenbrott i en strökornsrik dacit till ryolit. Brottet visar en ca 100 × 30 m stor, lodrät bergvägg, och i bergarten finns 1–2 dm stora, mörkt gröna, finkorniga och kantiga fragment. Bergarten är lokalt rikligt epidotomvandlad, dels i matrix, dels längs sprickplan. Kalcit- respektive kvartsläkt breccia finns även.

Ett nedlagt stenbrott för krossberg finns vid Bästenberget (13E 9 d), där en mörkt rödbrun, strökornsrik ryolit har brutits.

Vid Norra Lötsjön (14C 5 h) finns en mindre täkt i starkt deformerad ryolit till dacit. Bergarten är enligt uppgift av dålig kvalitet, sannolikt på grund av en ställvis hög glimmerhalt.

Bredvadsporfyr har brutits ur en liten täkt vid Brunnsberg (14D 9 j), intill Österdalälven. Det är inte känt för vilket ändamål den bröts.

I Blyberg (14E 6 c) finns två nedlagda stenbrott, Gamla och Nya brotten, som har upptagits i ”porfyr”, dvs. ryolitisk till dacitisk ignimbrit. Brotten är numera skyddade.

Vid Bunkris (15D 2 f) finns en nyöppnad bergtäkt i Bredvadsporfyr (se Lundqvist m.fl. 2006) som använts till vägbygget mellan Särna och Idre (väg 70) åren 2006–2008. Dessutom har två äldre, små stenbrott i samma bergart som ovan påträffats, det är dock oklart till vilket ändamål bergarten användes.

Nära Gutsäl (14E 5 c), längs vägen 2 km söder om Oxberg, finns ett nedlagt stenbrott i ryolit, vilken antingen är randfacies till Garbergsgranit eller en del av ett ignimbritflöde.

Vid Sovaldbergs fäbodar (14E 6 a) har man brutit röd, finkornig till fint medelkornig och jämnkornig granit.

Kvarnsten har brutits under historisk tid i flera brott vid Kvarnberget strax söder om Malung (13D 5 h), vid Kvarngruvorna väster om Byråsen (13D 6 g) och vid Kvarnberget sydväst om Gärdås (13D 6 f). Bergarten består i samtliga fall av en kraftigt förskiffrad sandsten till konglomerat med utvalsade klaster i centimeter- till decimeterskala i ett sandigt matrix. Bergarten är troligen av jotnisk ålder och bottenlager till den mäktiga Dalasandstenen.

Jotnisk sandsten bryts och krossas i en täkt vid Vallbackarna (13D 6 i), och ytterligare en inaktiv sandstenstäkt finns vid Malungsfors (numera träningsbana för travsport, 13D 7 f).

Vid Mångsbodarna (14D 5 g) sker en storskalig utvinning av Dalasandsten för användning som fasadsten, golvbeläggning m.m. (fig. 18 c, d). En snarlik sandsten i ungefär samma stratigrafiska nivå har brutits vid Billingsåsen (14D 9 d). Sandstenen har tidigare brutits i liten skala för lokalt bruk vid Ingvallhögen (14C 7 g), Lilla Moberget 14C 7 i)

och Fiskarheden (14D 5 d). De båda sistnämnda har inte besökts vid denna undersökning (se Hjelmqvist 1966). Skärbrottet (14D 9 j) är ett äldre nedlagt sandstensbrott, ca 200 × 50 m stort.

Dalasandsten har brutits väster om Fulunäs (15D 0 a) och söder om Lövnäs (15D 0 b). Vid den senare lokalen är även fem prospekteringsdiken upptagna sydost om brottet. I båda förekomsterna finns samma typ av röd, lagrad sandsten som man kan se i det aktiva brottet i Mångsbodarna (14D 5 g).

Strax väster om Sälens by (14D 7 c) bryts en mörkt röd till gråviolett, ganska massiv Dalasandsten för lokalt bruk i Sälenfjällens skidanläggningar och stugbyar. Bergarten har ett kulkvarnsvärde på 12,5–17,6 och ett Los Angelestal på ca 20 (muntligt meddelande från platschefen).

Vid landsvägen 4 km rakt öster om Fulåberg (14E 1 e) finns ett grustag och stenbrott i drift där jotnisk sandsten bryts. Enligt Hjelmqvist (1966) har Dalasandsten brutits vid Drosbacken (16C 1 e), väster om Idre, men lokalen har inte hittats vid denna kartering.

Vid Sjöändan (14D 6 e) finns ett ca 100 × 100 m stort stenbrott, upptaget i Öjebasalt. Bergarten uppträder i olika former, dels som pelarbasalt, dels som slaggig, heterogen basalt med kvarts- och kalcitkörtlar. En tredje typ är starkt ådrad av kvarts.

Ett mindre, nu nedlagt brott i Särnadiabas ligger nordväst om Åsvallen (15D 7 a). En nedlagd täkt i Särnadiabas finns vid väg 70 på norra sidan av Idresjön (16C 2 i). Diabasen har troligen använts som krossberg.

REFERENSER

Ahl, M., Andersson, U.B., Lundqvist, T. & Sundblad, K. (red.), 1997: Rapakivi granites and related rocks in central Sweden. *Sveriges geologiska undersökning Ca 87*, 99 s.

Ahl, M., Sundblad, K. & Schöberg, H., 1999: Geology, geochemistry, age and tectonic evolution of the Dala granitoids, central Sweden. *Precambrian Research 95*, 147–166.

Ahl, M., Andersson, U.B., Lundqvist, T. & Sundblad, K., 2004: The Dala granitoids. *I* K. Högdahl, U.B. Andersson & O. Eklund (red.): The Transscandinavian Igneous Belt (TIB) in Sweden: a review of its character and evolution. *Geological Survey of Finland, special paper 37*, 70–74.

Aldahan, A.A., 1989: Mineral diagenesis and petrology of the Dala sandstone, central Sweden. *Bulletin of the Geological Institutions of the University of Uppsala 12*, 1–48.

Allen, R.L., Lundström, I., Ripa, M., Simeonov, A. & Christofferson, H., 1996: Facies analysis of a 1.9 Ga, continental margin, back-arc, felsic caldera province with diverse Zn-Pb-Ag-(Cu-Au) sulfide and Fe oxide deposits, Bergslagen region, Sweden. *Economic Geology 91,* 979–1008.

Andersson, D., Kübler, L. & Mellqvist, C., 2005: Fulufjället. *I* H. Delin (red.): Berggrundsgeologisk undersökning – sammanfattning av pågående verksamhet 2004. *Sveriges geologiska undersökning Rapporter & meddelanden 120*, 164–178.

Andersson, U.B., Högdahl, K., Sjöström, H. & Bergman, S., 2006: Multistage growth and reworking of the Palaeoproterozoic crust in the Bergslagen area, southern Sweden: evidence from U-Pb geochronology. *Geological Magazine 143*, 679–697.

Appelqvist, K., Cornell, D. & Brander, L., 2008: Age, tectonic setting and petrogenesis of the Habo Volcanic Suite: Evidence for an active continental margin setting for the Transscandinavian Igneous Belt. *GFF 130*, 123–138.

Bylund, G. & Patchett, P.J., 1977: Paleomagnetic and Rb-Sr isotopic evidence for the age of the Särna alkaline complex, western central Sweden. *Lithos 10*, 73–79.

Christofferson, H.C., Wallin, B., Selkman, S. & Rickard, D.T., 1979: Mineralization controls in the sandstone lead-zinc deposits at Vassbo, Sweden. *Economic Geology 74*, 1239–1249.

Claesson, S., 1976: The age of the Ottfjället dolerites of the Särv Nappe, Swedish Caledonides. *Geologiska Föreningens i Stockholm Förhandlingar 98*, 370–374.

Claesson, S., 1980: A Rb-Sr isotope study of granitoids and related mylonites in the Tännäs Augen Gneiss Nappe, southern Swedish Caledonides. *Geologiska Föreningens i Stockholm Förhandlingar 102*, 403–420.

Gee, D.G., Karis, L., Kumpulainen, K. & Thelander, T., 1974: A summary of Caledonian front stratigraphy, northern Jämtland/southern Västerbotten, central Swedish Caledonides. *Geologiska Föreningens i Stockholm Förhandlingar 96*, 389–397.

Gorbatschev, R., 2004: The transscandinavian igneous belt – introduction and background. *I* K. Högdahl, U.B. Andersson & O. Eklund (red.): The Transscandinavian Igneous Belt (TIB) in Sweden: a review of its character and evolution. *Geological Survey of Finland, special paper 37*, 9–15.

Gorbatschev, R., Solyom, Z. & Johansson, I., 1979: The Central Scandinavian Dolerite Group in Jämtland, central Sweden. *Geologiska Föreningens i Stockholm Förhandlingar 101*, 177–190.

Gorbatschev, R., Kornfält, K.-A. & Lundegårdh, P.H., 1997: Beskrivning till berggrundskartan över Jämtlands län. Del 1: Urberget. *Sveriges geologiska undersökning Ca 53:1,* 250 s.

Hjelmqvist, S., 1961: The relation between diabase, granite and porphyry at Bullberget, Dalarna, Central Sweden. A proof of magmatic granite formation. *Bulletin of the Geological Institutions of the University of Uppsala 40*, 69–80.

Hjelmqvist, S., 1966: Beskrivning till berggrundskartan 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.

Karis, L. & Strömberg, A.G.B., 1998: Beskrivning till berggrundskartan över Jämtlands län. Del 2: Fjälldelen. *Sveriges geologiska undersökning Ca 53:2*, 363 s.

Koistinen, T., Stephens, M.B., Bogatchev, V., Nordgulen, Ö., Wennerström, M. & Korhonen, J., 2001: Geological map of the Fennoscandian Shield, scale 1:2 000 000.

Geological Surveys of Finland, Norway and Sweden and the North-West Department of Natural Resources of Russia.
Kresten, P., Aaro, S. & Karis, L., 1991a: Berggrundskartan 14E Mora NO, skala 1:50 000. *Sveriges geologiska undersökning Ai 50*.
Kresten, P., Aaro, S. & Karis, L., 1991b: Berggrundskartan 14E Mora SO, skala 1:50 000. *Sveriges geologiska undersökning Ai 51*.
Kumpulainen, R. & Nystuen, J.P., 1985: Late Proterozoic basin evolution and sedimentation in the westernmost part of Baltoscandia. *I* D.G. Gee & B.A. Sturt (red.): *The Caledonian Orogen – Scandinavia and Related Areas*. Wileys. London, 213–232.
Källberg, I., Sundberg, A. & Wigström, B., 1991: Berggrundskarta över Kopparbergs län. *Sveriges geologiska undersökning*.
Le Bas, M.J., Le Maitre, R.W., Streckeisen, A. & Zanettin, B., 1986: A chemical classification of volcanic rocks based on the total alkali–silica diagram. *Journal of Petrology 27*, 745–750.
Linder, T., 1982: *Älgsjöhöjden*. LKAB-PAB-rapport.
Lindh, A., Kjöllerström, A. & Solyom, Z., 2006: Strong, localised country-rock contamination and partial homogenisation of a mafic magma: An example from west Sweden. *Lithos 86*, 212–228.
Lindström, M., Lundqvist, J. & Lundqvist, T., 2000: *Sveriges geologi från urtid till nutid*. Studentlitteratur, Lund, 491 s.
Ljunggren, P., 1954: *The region of Hålla in Dalecarlia Sweden*. Bergendahls boktryckeri, Göteborg.
Lundegårdh, P.H., 1995: Beskrivning till berggrundskartan över Värmlands län. Östra och mellersta Värmlands berggrund. *Sveriges geologiska undersökning Ba 45:1*, 180 s.
Lundqvist, J., 1951: Särnatinguaiterna och deras blockspridning. *Geologiska Föreningens i Stockholm Förhandlingar 73*, 17–50.
Lundqvist, J., 1997: The tinguaite boulder fan in northern Dalarna, Sweden and the Permo-Carboniferous rifting of Scandinavia. *GFF 119*, 123–126.
Lundqvist, T., 1979: The Precambrian of Sweden. *Sveriges geologiska undersökning C 768*, 87 s.
Lundqvist, T. & Persson, P.-O., 1996: U-Pb ages of porphyries and related rocks in northern Dalarna, south-central Sweden. *GFF 118*, A17–18.
Lundqvist, T. & Persson, P.-O., 1999: Geochronology of porphyries and related rocks in northern and western Dalarna, south-central Sweden. *GFF 121*, 307–322.
Lundqvist, T., Snäll, S. & Svedlund, J.-O., 2004: Berggrundsgeologiska nyheter i Siljansområdet. *Sveriges geologiska undersökning Rapport 2004:11,* 49 s.
Lundqvist, T. & Svedlund, J.-O., 2008: Provsamlingen i Älvdalens Nya Porfyrverk – geologiska beskrivningar. *Sveriges geologiska undersökning Rapport 2008:1,* 90 s.
Lundqvist. T., Svedlund, J.-O., Snäll, S. & Jonsson, E., 2006: Älvdalens porfyrberggrund – nya observationer. *Sveriges geologiska undersökning Rapport 2006:23,* 56 s.

Lundström, I., Allen, R.L., Persson, P.-O. & Ripa, M., 1998: Stratigraphies and depositional ages of Svecofennian, Palaeoproterozoic metavolcanic rocks in E. Svealand and Bergslagen, south central Sweden. *GFF 120*, 315–320.

Lundström, I., Persson, P.-O. & Ahl, M., 2002: Ages of post-tectonic dyke porphyries and breccias in Bergslagen, south-central Sweden. *I* S. Bergman (red.): Radiometric dating results 5. *Sveriges geologiska undersökning C 834*, 43–49.

Macdonald, G.A., 1972: *Volcanoes*. Prentice Hall, New Jersey, 510 s.

Magnusson, N.H., 1923: The alkaline rocks of Siksjöberget and Ekorråsen in Särna. *Geologiska Föreningens i Stockholm Förhandlingar 45*, 295-334.

Magnusson, N.H., 1973: *Malm i Sverige 1. Mellersta och södra Sverige*. Almqvist & Wiksell, Stockholm, 320 s.

McPhie, J., Doyle, M. & Allen, R., 1993: *Volcanic textures. A guide to the interpretation of textures in volcanic rocks*. CODES, University of Tasmania, 198 s.

Middlemost, E.A.K., 1994: Naming materials in the magma/igneous rock system. *Earth Science Review 37*, 215–224.

Nilsen, O. & Wolff, F.C., 1989: Geologisk kart over Norge, berggrunnskart Röros & Sveg, M 1:250 000. *Norges geologiske undersökelse*.

Nyström, J.-O. & Levi, B., 1980: Pumpellyite-bearing Precambrian rocks and post-Svecokarelian regional metamorphism in central Sweden. *Geologiska Föreningens i Stockholm Förhandlingar 102*, 37–39.

Nyström, J.O., 1983: Pumpellyite-bearing rocks in central Sweden and extent of host rock alteration as a control of pumpellyite composition. *Contributions to Mineralogy and Petrology 83*, 159–168.

Nyström, J.O., 1999: *Dalavulkaniternas bildning och tektoniska miljö*. Slutrapport till SGU-FoU-projekt 03-889/96, 41 s.

Nyström, J.O., 2004: *Geochemistry, origin and tectonic setting of the Jotnian basalts in central Sweden*. Opublicerad FoU-slutrapport, SGU.

Nyström, J.O., 2004: Dala volcanism, sedimentation and structural setting. *I* K. Högdahl, U.B. Andersson & O. Eklund (red.): The Transscandinavian Igneous Belt (TIB) in Sweden: a review of its character and evolution. *Geological Survey of Finland, special paper 37*, 58–70.

Ohlsson, L.-G., 1980: Preliminär översiktlig rapport om arbeten inom Dala-Järnagraniten. *Rapport Grb 189, LKAB prospektering AB*.

Olivecrona, H., 1920: Om Västerdalarnas sandstensformation och dess tektonik. *Geologiska Föreningens i Stockholm Förhandlingar 42*, 323–362.

Patchett, P.J., 1978: Rb/Sr ages of Precambrian dolerites and syenites in southern and central Sweden. *Sveriges geologiska undersökning C 747*, 63 s.

Persson, P.-O. & Ripa, M., 1993: U-Pb zircon dating of a Järna-type granite in western Bergslagen, south-central Sweden. *I* T. Lundqvist (red.): Radiometric dating results. *Sveriges geologiska undersökning C 823,* 41–44.

Pulvertaft, T.C.R., 1985a: Paleocurrent directions in the lower Dala sandstone, west central Sweden. *Geologiska Föreningens i Stockholm Förhandlingar 107*, 59–62.

Pulvertaft, T.C.R., 1985b: Aeolian dune and wet interdune sedimentation in the Middle proterozoic Dala sandstone, Sweden. *Sedimentary Geology 44*, 93–111.

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

Ripa, M. & Kübler, L., 2005: Berggrundskartan 12E Säfsnäs NO, skala 1:50 000. *Sveriges geologiska undersökning K 29*.

Ripa, M., Delin, H., Persson, L. & Thelander, T., 2007: Västra Dalarna. *I* H. Delin (red.): Berggrundsgeologisk undersökning. Sammanfattning av pågående verksamhet 2006. *Sveriges geologiska undersökning Rapporter och meddelanden 126*, 138–160.

Ripa, M., Ahl, M., Bastani, M., Delin, H., Kübler, L., Persson, L. & Thelander, T., 2008: Västra Dalarna. *I* H. Delin (red.): Berggrundsgeologisk undersökning. Sammanfattning av pågående verksamhet 2007. *Sveriges geologiska undersökning Rapport 2008:24*, 143–191.

Röshoff, K., 1978: Structures of the Tännäs augen gneiss Nappe and its relation to under- and overlying units in the central Scandinavian Caledonides. *Sveriges geologiska undersökning C 739*, 35 s.

Sandell, A., 1943: Om Transtrandsfjällen. Sv*ensk geografisk årsbok 19*, 74–95.

Sandell, A., 1944: Morphological studies within the south-eastern marginal region of the Dala-sandstone plateau. *Svensk geografisk årsbok 20,* 174–207.

Schafer, T., 1983: *Greisen project (1-3815) report*. LKAB prospektering AB.

Sjöblom, B. & Aaro, S., 1987a: Berggrundskartan 15E Älvho SV, skala 1:50 000. *Sveriges geologiska undersökning Ai 21*.

Sjöblom, B. & Aaro, S., 1987b: Berggrundskartan 15E Älvho SO, skala 1:50 000. *Sveriges geologiska undersökning Ai 22*.

Sjöblom, B. & Niva, B., 1985: Svinberget, geofysisk markmätning och dikesgrävning. *Sveriges geologiska undersökning PRAP 85540*, 27 s.

Stephens, M.B., Thelander, T. & Zachrisson, E., 1979: Compilation and bibliography of stratabound sulphide deposits in The Swedish Caledonides. *Sveriges geologiska undersökning BRAP 81566*, 36 s.

Stephens, M.B., Ahl, M., Bergman, T., Lundström, I., Persson, L., Ripa, M. & Wahlgren, C.-H., 2007: Regionala geologiska och geofysiska kartor över Bergslagen med omgivning: Berggrundskarta. *Sveriges geologiska undersökning Ba 58:1.*

Söderlund, U., Isachsen, C.E., Bylund, G., Heaman, L.M., Patchett, P.J., Vervoort, J.D. & Andersson, U.B., 2005: U-Pb baddeleyite ages and Hf, Nd isotope chemistry constraining repeated mafic magmatism in the Fennoscandian Shield from 1.6 to 0.9 Ga. *Contributions to Mineralogy and Petrology 150*, 174–194.

Tegengren, F.R., 1962: Vassbo blymalm i Idre och dess geologiska inramning. *Sveriges geologiska undersökning C 586*, 61 s.

Törnebohm, A.E., 1877: Om Sveriges vigtigare diabas- och gabbro-arter. *Kongliga Svenska vetenskapsakademiens handlingar, Ny följd 14, (13),* 55 s.

Wahlgren, C.-H. & Stephens, M.B., 2004: Tectonometamorphic reworking of TIB rocks during the Sveconorwegian orogeny, south-central Sweden. *I* K. Högdahl, U.B. Andersson & O. Eklund (red.): The Transscandinavian Igneous Belt (TIB) in Sweden: a review of its character and evolution. *Geological Survey of Finland, special paper 37*, 56–58.

Wallin, B., 1982: Sedimentology of the Lower Cambrian sequence at Vassbo, Sweden. *Stockholm Contribution in Geology 39*, I–III.

Winchester, J.A. & Floyd, P.A., 1977: Geochemical discrimination of different magma series and their differentiation products using immobile elements. *Chemical Geology 20*, 325–343.

Wolff, F.C., Nystuen, J.P. & Heim, M., 1995: Geologisk kart over Norge, berggrunnskart Orsa, M 1:250 000. *Norges geologiske undersökelse*.

Åberg, G. & Bollmark, B., 1985: Retention of U and Pb in zircons from shocked granite in the Siljan impact structure, Sweden. *Earth and Planetary Science Letters 74*, 347–349.

Bilaga 1. Den kemiska sammansättningen hos områdets bergarter

Huvudelement anges som oxider i viktsprocent, spårelement i ppm, guld i ppb.

IDNR	CMR070349A	MAL070212A	CMR070221A	CMR070221B	CMR070324A	TNT070028A
Bergart	**Granit**	**Latit/andesit**	**Dacit**	**Dacit**	**Dacit**	**Dacit**
Ålder	GP	GSDG	GSDG	GSDG	GSDG	GSDG
N-koord	6688486	6738178	6756697	6756697	6692112	6827868
O-koord	1417996	1419643	1418218	1418218	1409095	1373924
SiO_2	74,63	62,4	75,69	78,47	62,75	74,83
TiO_2	0,23	0,63	0,15	0,31	0,67	0,24
Al_2O_3	12,67	16,07	12,37	11,6	16,24	12,9
Fe_2O_3	2,26	5,35	2,23	2,15	4,78	1,3
FeO						
MgO	0,32	2,07	0,1	0,29	1,84	0,14
CaO	0,99	4,17	0,47	0,21	4,24	0,13
MnO	0,04	0,09	0,07	0,05	0,09	0,07
Na_2O	2,94	3,36	4,19	0,13	3,36	2,34
K_2O	5,02	4,03	3,77	4,36	4,11	6,6
P_2O_5	0,048	0,2	0,003	0,032	0,184	0,02
LOI	0,7	1,3	0,7	2,2	1,4	1,3
Oxidsum	99,87	99,69	99,76	99,8	99,66	99,9
Ag	<0,1	<0,1	0,2	<0,1	<0,1	0,2
As	0,8	1,8	1,1	2,3	0,8	0,6
Au	<0,5	2,1	1,9	1,2	<0,5	2,3
Ba	480	780	651	578	1132	135
Be	4	3	4	2	2	2
Bi	<0,1	0,4	0,8	0,2	0,2	<0,1
Cd	<0,1	<0,1	0,3	0,1	<0,1	0,1
Co	2,6	11,8	1,2	1,8	10,1	0,7
Cs	2,1	6,5	2,1	5,4	2,6	4,6
Cu	1,1	18,9	4,1	5,9	13,2	0,9
Ga	16,5	19,4	12,7	23,6	18,3	15,6
Hf	5,5	6,9	10,3	6,4	7,4	7,3
Hg	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01
Mo	1,2	1,2	0,6	0,3	0,7	0,3
Nb	20,8	15,9	26,3	9,9	14,6	25,8
Ni	2,5	7,6	2,1	1,9	8,2	1,3
Pb	20,7	10,6	96,6	47,7	12,1	27,1
Rb	210,2	157,1	114,4	239,6	130,2	297,7
Sb	<0,1	0,5	0,2	<0,1	0,3	0,2
Sc	6	13	5	5	13	3
Se	0,7	<0,5	0,5	<0,5	<0,5	<0,5
Sn	5	3	4	32	3	3
Sr	73	474,6	190,4	62	461,8	41,5
Ta	2,2	1,2	2,1	0,8	0,9	1,8
Tl	0,1	0,4	<0,1	0,3	0,2	0,1
Th	43,1	16,1	28,9	9,9	14,6	23,8
U	10,5	6	9,4	4,9	6	4,4
V	11	80	<8	20	76	<8
W	1,9	1,9	2,3	2,5	1	2,4
Y	63,2	29,2	54,9	19,4	33,1	29,4
Zn	25	63	343	134	66	56
Zr	151,1	240	304,1	210,3	264,3	213,2
La	53,8	47,2	76,6	23,3	43	42,4
Ce	111	99,4	159,8	44,6	91,6	88
Pr	13,24	12,07	19,52	5,6	11,56	10,28
Nd	45,9	45,2	72,3	20	45,8	36
Sm	9,21	7,64	12,72	3,61	8,02	6
Eu	0,59	1,53	0,47	0,57	1,64	0,32
Gd	8,92	6,21	10,83	3,19	6,94	4,99
Tb	1,61	0,98	1,73	0,59	1,02	0,85
Dy	10,58	5,33	10,27	3,62	6,04	4,84
Ho	2,21	1,01	1,93	0,68	1,16	0,98
Er	7,13	3,04	6,21	2,07	3,61	3,03
Tm	1,18	0,46	0,97	0,32	0,55	0,5
Yb	7,45	2,96	6,23	2,01	3,53	3,35
Lu	1,12	0,48	0,93	0,3	0,53	0,54

IDNR	CMR070270A	HLD080729B	HLD080948B	CMR070323A	HLD060010A	HLD060014A
Bergart	**Dacit?**	**Dacit?**	**Dacit?**	**Sericitkvartsit**	**Ryolit–dacit**	**Ryolit**
Ålder	GSDG	GSDG	GSDG	GSDG	GSDG	GSDG
N-koord	6696476	6777434	6776345	6691918	6853082	6853051
O-koord	1402108	1332562	1333398	1410255	1341798	1342499
SiO_2	68,92	55,41	66,10	70,21	76,17	78,46
TiO_2	0,39	0,68	0,42	0,47	0,23	0,15
Al_2O_3	15,32	17,95	16,27	14,59	12,43	11,31
Fe_2O_3	2,5			2,79	1,53	1,18
FeO		5,36	2,88			
MgO	0,68	4,64	0,79	0,35	0,16	0,02
CaO	1,57	2,48	2,07	0,83	0,15	0,01
MnO	0,05	0,19	0,08	0,03	0,05	0,03
Na_2O	3,69	3,42	4,64	2,79	2,65	3,64
K_2O	5,1	5,12	4,32	5,82	6,08	4,6
P_2O_5	0,072	0,38	0,15	0,126	0,01	0,02
LOI	1,4	2,5	1,1	1,7	0,5	0,6
Oxidsum	99,7			99,72	99,99	100,04
Ag	<0,1			0,3	<0,1	<0,1
As	1,2			1,8	1,9	1,1
Au	<0,5			0,9	2,6	1,8
Ba	1089	1960	1010	1745	113,9	31,9
Be	2	3,86	3,15	2	4	2
Bi	0,3			0,5	0,2	0,2
Cd	0,1			0,3	0,1	0,1
Co	3,1	14,1	<6	1,3	<0,5	0,5
Cs	3,4			2,4	4,2	0,9
Cu	2,9			2,1	3,3	2,8
Ga	16,5	15,2	14,5	17,1	19	18,9
Hf	7,5	4,38	5,84	8,5	7,2	7,7
Hg	<0,01			<0,01	0,01	<0,01
Mo	0,5	<2	<2	0,4	0,4	0,4
Nb	17,2	20,5	19,4	17,4	21,3	25,4
Ni	2,2	<10	<10	0,7	2,1	1,9
Pb	13,2			53,9	12,2	17,7
Rb	179,3	147	126	172,6	231,5	234,8
Sb	0,2			0,2	0,1	0,1
Sc	6	13,8	6,8	8	3	3
Se	<0,5			<0,5	<0,5	<0,5
Sn	3			6	3	3
Sr	252,9	374	542	164,2	46	15
Ta	1,3	0,662	1,01	1,2	1,4	1,6
Tl	<0,1			<0,1	0,1	0,1
Th	18,6	2,57	2,9	19,6	14,9	14,2
U	4,8	3,04	3,97	7,4	4,8	2,7
V	20	107	36,4	21	6	5
W	0,9	2,13	1,95	1,4	2,9	1
Y	26,6	23	26,6	37	48,2	33,8
Zn	51			48	37	35
Zr	264,9	222	278	285	253,9	206,9
La	44,8	52,2	56,1	36,2	35,1	7,7
Ce	87,1	109	112	73,8	70,2	40,5
Pr	10,79	12	11,8	9,21	10,82	1,97
Nd	39,6	44,8	42	34,3	40,2	7
Sm	6,38	7,29	6,72	6,47	8,3	1,7
Eu	1,21	1,11	0,952	1,27	0,61	0,14
Gd	5,37	4,5	4,12	6,1	8,47	2,38
Tb	0,84	0,605	0,591	1,04	1,51	0,63
Dy	4,91	3,89	4,26	6,47	8,59	4,63
Ho	0,95	0,733	0,84	1,32	1,55	1,03
Er	2,99	2,27	2,73	4,13	5,16	3,54
Tm	0,48	0,312	0,409	0,7	0,76	0,61
Yb	3,12	2,07	2,75	4,29	4,56	4,16
Lu	0,46	0,349	0,462	0,66	0,7	0,73

Bilaga 1, forts.

IDNR	HLD070445A	HLD070555A	HLD070639A	MAL070164A	PNY070097C	PNY070149A
Bergart	**Ryolit**	**Ryolit**	**Ryolit**	**Ryolit**	**Ryolit**	**Ryolit**
Ålder	GSDG	GSDG	GSDG	GSDG	GSDG	GSDG
N-koord	6804560	6831874	6823260	6747187	6711639	6704167
O-koord	1389322	1386083	1392960	1417586	1401637	1423840
SiO_2	75,3	75,63	75,48	73,63	67,63	71,99
TiO_2	0,23	0,23	0,24	0,24	0,46	0,35
Al_2O_3	12,68	12,57	12,69	13,4	15,43	14,59
Fe_2O_3	1,3	1,4	1,41	1,71	3,39	2,18
FeO						
MgO	0,14	0,12	0,14	0,21	0,94	0,57
CaO	0,37	0,39	0,26	0,77	2,3	0,86
MnO	0,05	0,04	0,02	0,05	0,06	0,04
Na_2O	3,58	3,45	2,96	2,89	3,76	2,24
K_2O	5,54	5,35	5,68	6,11	4,72	4,68
P_2O_5	0,014	0,011	0,02	0,028	0,114	0,083
LOI	0,7	0,7	1	0,8	0,9	2,2
Oxidsum	99,92	99,92	99,91	99,85	99,74	99,79
Ag	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	0,1
As	1,1	<0,5	0,6	0,6	1,8	2,7
Au	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5
Ba	94	96	122	145	1043	892
Be	3	4	2	3	3	3
Bi	0,4	0,5	0,4	0,2	0,2	3,4
Cd	0,2	<0,1	<0,1	0,1	0,1	0,3
Co	0,8	0,9	0,9	1,5	6,3	2,4
Cs	1,8	3,1	3,2	4,1	3	4,5
Cu	2,6	1,7	1	2,8	8,8	4,1
Ga	15,7	15,6	15,2	14,4	19	16,5
Hf	7,5	7,8	7,1	6,8	7,6	5,7
Hg	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01
Mo	1,1	0,8	0,6	0,3	1,3	2,4
Nb	25,2	26,6	25,1	24	18,6	16,9
Ni	1,3	2,4	1,3	2,3	4,7	2
Pb	30,6	9	9,8	11,1	18,1	42,9
Rb	238,6	218,9	243,2	285,2	167,3	184,8
Sb	0,1	<0,1	0,2	0,2	0,3	0,2
Sc	3	4	4	3	8	6
Se	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5	0,7
Sn	3	4	3	2	3	3
Sr	49,5	45,3	47,6	126,5	388,5	169,9
Ta	1,7	1,8	1,6	1,5	1,2	1,2
Tl	<0,1	<0,1	<0,1	0,1	0,2	0,3
Th	24,3	26,6	25,2	26,9	19,1	18,7
U	5,6	8,9	5,9	9	5,8	6,7
V	<8	<8	<8	<8	33	13
W	1	2,2	2,5	1,6	1,7	2,7
Y	27,6	35,9	36,7	29,3	33,4	30,2
Zn	41	18	21	24	57	41
Zr	200,8	208	198,5	194,3	266,5	198,5
La	42,4	51,5	59,7	55,7	55,1	46,7
Ce	90,6	101,4	112,7	114	104	90,1
Pr	10,4	12,39	14,14	13,34	13,38	11,09
Nd	35,5	42,8	50,2	45,3	49,4	40,4
Sm	5,79	7,38	8,31	7,07	8,2	6,56
Eu	0,33	0,38	0,43	0,48	1,42	1,07
Gd	4,62	5,95	6,55	5,46	6,59	5,44
Tb	0,79	1,01	1,03	0,86	1,04	0,91
Dy	4,7	5,98	5,96	4,79	6,1	4,95
Ho	0,99	1,23	1,21	0,96	1,18	1,03
Er	3,12	3,74	3,62	2,87	3,48	3,16
Tm	0,55	0,64	0,62	0,48	0,6	0,56
Yb	3,51	4,03	3,85	3,17	3,48	3,33
Lu	0,54	0,64	0,6	0,5	0,56	0,52

IDNR	PNY070183A	PNY070306A	TNT0600018B	TNT060052A	HLD080749B	PNY080674A
Bergart	**Ryolit**	**Ryolit**	**Ryolit**	**Ryolit**	**Ryolit**	**Mafit**
Ålder	GSDG	GSDG	GSDG	GSDG	GSDG	GSDG
N-koord	6700543	6816497	6850556	6850139	6783709	6731308
O-koord	1413803	1374633	1355636	1365632	1391594	1376152
SiO_2	60,95	75,41	72	76,59	76,80	46,85
TiO_2	0,65	0,23	0,28	0,23	0,15	1,16
Al_2O_3	16,08	12,83	14,05	12,02	11,07	18,08
Fe_2O_3	5,45	1,41	1,83	1,73		
FeO					1,39	10,46
MgO	2,39	0,12	0,42	0,19	0,08	4,58
CaO	5,05	0,36	1,13	0,17	0,06	7,88
MnO	0,1	0,04	0,05	0,02	0,02	0,18
Na_2O	3,94	3,13	3,94	3,23	3,40	3,95
K_2O	2,78	5,26	4,89	4,8	5,48	1,98
P_2O_5	0,194	0,023	0,06	0,07	<0,02	0,43
LOI	2,2	1,1	1,3	0,8	0,4	1,2
Oxidsum	99,77	99,94	99,97	99,87		
Ag	0,2	<0,1	0,2	0,1		
As	1,2	0,9	1,4	1,9		
Au	<0,5	<0,5	2,7	2,2		
Ba	903	121	375,5	282,6	101	1060
Be	2	3	4	2	3,18	1,48
Bi	<0,1	0,2	0,1	0,1		
Cd	0,2	<0,1	0,2	0,1		
Co	15,4	0,8	4,2	1,9	<6	9,63
Cs	1	3	3,3	2,2		
Cu	10,1	2,9	6,7	3,3		
Ga	17,9	14,8	15,5	12,6	11,8	20,1
Hf	4,7	7,2	6,3	3,7	4,44	3,25
Hg	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01		
Mo	0,5	0,4	0,3	0,3	<2	<2
Nb	10,9	25,1	18	17	31,2	6,04
Ni	11,1	1,4	1,7	2	<10	<10
Pb	18,9	11,6	15,3	10,8		
Rb	78,5	223,1	179,3	174,3	140	43,4
Sb	0,2	0,2	0,2	0,3		
Sc	13	4	4	3	3,64	24,6
Se	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5		
Sn	2	3	3	2		
Sr	563,3	36	169,1	108,9	20,8	969
Ta	0,8	1,7	1,3	1,2	1,97	0,214
Tl	<0,1	0,1	0,2	0,1		
Th	13,5	27,1	18,8	19,4	3,89	0,493
U	5,5	5,3	5,6	4,1	3,98	0,204
V	92	<8	24	18	9,67	230
W	4,2	2,3	1,1	1,4	2,93	<0,4
Y	24	33,3	28,1	15,7	32,1	25,7
Zn	83	17	48	25		
Zr	168,2	199,6	218	114,1	129	209
La	35,2	55,1	45,5	28,7	28,7	33,5
Ce	68,8	107,2	97,9	60,8	64	82,2
Pr	8,71	13,24	11,48	6,62	6,08	10,3
Nd	32,9	45,3	40,5	21,4	19,3	44,3
Sm	5,66	7,5	5,8	2,6	3,67	9,07
Eu	1,3	0,37	0,78	0,41	0,168	1,98
Gd	4,95	5,87	4,69	2,4	3,04	6,23
Tb	0,79	1	0,86	0,41	0,548	0,809
Dy	4,35	5,68	4,58	2,35	4,18	5
Ho	0,86	1,15	0,93	0,49	0,953	0,916
Er	2,58	3,67	3,13	1,67	3,26	2,36
Tm	0,44	0,65	0,47	0,28	0,567	0,327
Yb	2,58	3,88	3,07	2,05	3,96	1,78
Lu	0,39	0,6	0,53	0,34	0,663	0,397

Bilaga 1, forts.

IDNR	PNY080779A	PNY080856A	PNY070040A	HLD070465A	HLD070515A	CMR080663A
Bergart	**Mafit**	**Mafit**	**Diorit**	**Syenit**	**Syenit**	**Monzonit**
Ålder	GSDG	GSDG	GSDG	GSDG	GSDG	GSDG
N-koord	6739827	6744936	6718087	6803980	6822124	6722879
O-koord	1361322	1365242	1413948	1393068	1385397	1386330
SiO_2	50,27	47,28	50,17	65,33	67,25	61,18
TiO_2	0,66	4,39	1,05	0,61	0,47	0,80
Al_2O_3	16,85	14,57	17,36	16,29	16,13	16,14
Fe_2O_3			9,9	3,12	2,42	
FeO	7,87	11,13				5,00
MgO	6,82	4,48	5,27	0,73	0,44	1,55
CaO	9,68	6,81	9,29	1,63	0,62	3,69
MnO	0,15	0,14	0,15	0,09	0,11	0,10
Na_2O	3,32	3,28	2,85	4,1	3,95	4,14
K_2O	1,69	1,84	1,81	6,35	6,98	4,43
P_2O_5	0,19	1,48	0,226	0,148	0,062	0,27
LOI	0,8	1,6	1,6	1,3	1,4	0,5
Oxidsum			99,71	99,72	99,84	
Ag			<0,1	<0,1	<0,1	
As			1,2	1,4	<0,5	
Au			<0,5	<0,5	<0,5	
Ba	833	772	407	1404	500	1440
Be	1,51	2,42	<1	2	3	2,36
Bi			0,1	0,5	<0,1	
Cd			<0,1	<0,1	0,2	
Co	23,6	29,8	29,8	3,3	1,8	<6
Cs			4,7	3,9	3,4	
Cu			31,5	3,2	2,3	
Ga	15,1	18,8	17,7	18,5	17,2	17,6
Hf	2,58	3,21	3,8	14	14	6,66
Hg			<0,01	<0,01	<0,01	
Mo	<2	2,61	0,7	0,5	0,3	<2
Nb	4,06	8,23	9,9	15	18,4	11,2
Ni	63,1	44,9	14,1	1,3	1,3	<10
Pb			5,7	12,9	46,6	
Rb	48,3	28,2	55,9	163,8	198,1	97,3
Sb			<0,1	0,2	0,1	
Sc	31,1	16,5	32	9	8	11,1
Se			<0,5	<0,5	<0,5	
Sn			2	2	2	
Sr	539	624	604,1	235,1	151,8	498
Ta	0,235	1,13	0,8	1	1	0,694
Tl			<0,1	<0,1	<0,1	
Th	0,729	0,561	5,4	15,2	20,8	2,44
U	0,685	0,808	1,9	4,6	4	2,98
V	172	128	242	25	14	63,2
W	<0,4	1,61	19,5	1,3	1,1	<0,4
Y	19,7	44,5	23,6	29	30,4	27,8
Zn			33	52	93	
Zr	145	166	99,2	541,9	487,6	387
La	23,6	39,8	23,9	56,4	107,5	48,7
Ce	52,1	95,9	54,7	111,6	213,9	91,9
Pr	4,98	12,6	7,6	13,34	24,15	9,66
Nd	19	56,7	31,6	49,3	86,5	36,2
Sm	3,75	12	6,07	7,63	10,77	6,49
Eu	0,854	3,6	1,52	1,91	1,04	1,15
Gd	2,96	10,2	5,36	6,28	8,11	4,56
Tb	0,425	1,38	0,83	0,94	1,01	0,678
Dy	2,96	8,04	4,6	5,24	5,49	4,57
Ho	0,6	1,43	0,89	1,07	1,08	0,919
Er	1,63	3,44	2,48	3,16	3,08	2,59
Tm	0,247	0,419	0,38	0,52	0,48	0,399
Yb	1,61	2,53	2,33	3,29	3,48	2,55
Lu	0,286	0,354	0,34	0,51	0,57	0,353

IDNR	CMR080678A	PNY080807A	MAL070065A	CMR070345A	PNY080863A	CMR060098A
Bergart	**Kvartsmonzonit**	**Kvartsmonzonit**	**Kvartsmonzonit**	**Granit–granodiorit**	**Leukogranit**	**Granit**
Ålder	GSDG	GSDG	GSDG	GSDG	GSDG	GSDG
N-koord	6755442	6737826	6726398	6684861	6749964	6784547
O-koord	1345838	1368967	1424731	1424241	1359289	1401707
SiO_2	70,81	53,27	59,78	61,23	75,30	76,72
TiO_2	0,32	0,84	0,7	0,71	0,19	0,11
Al_2O_3	12,60	16,89	17,23	16,47	11,58	12,12
Fe_2O_3			5,81	5,68		1,32
FeO	2,03	8,93			1,33	
MgO	0,46	4,00	2,36	2,3	0,08	0,05
CaO	1,13	7,29	4,57	4,75	0,17	0,14
MnO	0,06	0,18	0,1	0,09	0,03	0,03
Na_2O	3,64	3,90	3,52	3,68	4,00	3,08
K_2O	5,59	1,22	3,56	3,52	5,25	5,39
P_2O_5	0,09	0,18	0,243	0,236	<0,02	<0,001
LOI	0,5	1	1,8	1	0,3	0,9
Oxidsum			99,68	99,69		99,89
Ag			<0,1	<0,1		<0,1
As			1,2	1		0,6
Au			<0,5	<0,5		<0,5
Ba	549	479	992	1146	124	98
Be	2,85	2,5	2	1	1,7	6
Bi			0,1	<0,1		0,6
Cd			<0,1	<0,1		0,2
Co	<6	24,4	12,4	14,5	6,16	0,7
Cs			6,4	2,4		5,5
Cu			18,4	25,1		2
Ga	13,4	16,3	19,3	19,4	14,3	19,7
Hf	4,27	2,42	6,9	6,8	5,76	8
Hg			<0,01	<0,01		<0,01
Mo	<2	<2	1,2	0,6	<2	0,7
Nb	22,4	17,9	14,1	10,8	29,6	34,6
Ni	<10	<10	9,3	8,8	<10	1,7
Pb			10,2	5,7		28,3
Rb	120	40,7	143,3	107,3	104	433,3
Sb			0,1	<0,1		0,1
Sc	5,15	27,5	13	15	4,92	2
Se			<0,5	<0,5		<0,5
Sn			2	2		11
Sr	144	601	587,7	554	25,7	9,8
Ta	1,43	0,539	0,9	0,6	1,41	3,5
Tl			0,3	0,4		0,2
Th	3,27	1,21	12,4	6,2	2,42	36,5
U	3,38	1,56	3,2	2,3	4,82	5,9
V	18,9	217	95	103	12,3	<8
W	<0,4	1,3	1,4	0,6	1,86	3,1
Y	37,7	34,6	23,7	24,8	29,9	53,4
Zn			67	62		90
Zr	186	88,2	243,2	247	202	163,3
La	48,9	34	39	36,4	21,4	24,7
Ce	109	81,3	80,9	74,4	51,4	64,3
Pr	12,3	9,78	10,07	9,29	5,36	5,07
Nd	43	36,6	39,8	36,1	18,3	15,3
Sm	7,12	7,5	6,6	6,53	3,93	2,86
Eu	0,752	1,16	1,66	1,58	0,168	0,15
Gd	5,48	6,04	5,42	5,64	3,34	3,21
Tb	0,883	0,91	0,81	0,84	0,652	0,9
Dy	5,99	6,2	4,2	4,73	4,71	7,41
Ho	1,28	1,25	0,8	0,88	0,976	1,75
Er	3,88	3,54	2,31	2,61	3,27	6,33
Tm	0,625	0,527	0,37	0,4	0,543	1,11
Yb	4,09	3,37	2,39	2,47	3,48	7,34
Lu	0,543	0,535	0,37	0,36	0,572	1,13

Bilaga 1, forts.

IDNR	HLD070438A	HLD070559A	MAL070043A	MAL070202A	PNY070010A	CMR080489A
Bergart	**Granit**	**Granit**	**Granit**	**Granit**	**Granit**	**Granit**
Ålder	GSDG	GSDG	GSDG	GSDG	GSDG	GSDG
N-koord	6820230	6823524	6727238	6729413	6719134	6685342
O-koord	1398488	1397405	1402601	1400250	1422410	1396705
SiO_2	75,11	76,61	67,54	74,12	60,52	76,37
TiO_2	0,22	0,19	0,48	0,17	0,67	0,08
Al_2O_3	12,57	11,88	14,64	12,85	17,57	11,72
Fe_2O_3	1,57	1,34	3,72	1,66	5,43	
FeO						0,86
MgO	0,29	0,2	1,25	0,23	2,01	0,06
CaO	0,54	0,26	2,8	0,6	4,54	0,34
MnO	0,06	0,05	0,06	0,05	0,09	0,01
Na_2O	3,74	3,48	3,24	3,56	3,77	3,94
K_2O	4,93	5,03	4,43	5,03	3,29	4,91
P_2O_5	0,037	0,05	0,156	0,034	0,21	<0,02
LOI	0,8	0,8	1,4	1,5	1,6	0,3
Oxidsum	99,89	99,92	99,74	99,85	99,73	
Ag	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	
As	<0,5	<0,5	0,6	0,7	<0,5	
Au	<0,5	<0,5	<0,5	0,6	<0,5	
Ba	258	204	685	304	1054	17,6
Be	4	4	3	5	3	8,01
Bi	<0,1	0,2	0,1	0,5	<0,1	
Cd	0,2	0,3	<0,1	<0,1	<0,1	
Co	1,6	1,5	7,6	1,8	11,8	<6
Cs	1,8	1,9	5,2	4,7	4	
Cu	3,7	2,6	7,3	6	13,6	
Ga	15	15,8	15,8	16,5	21,5	15,6
Hf	6,6	6,1	5,7	6,2	5,9	3,14
Hg	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	
Mo	1	0,6	0,6	2,6	0,4	<2
Nb	24,1	23,8	19,5	27	15,5	34,8
Ni	2	2,2	4,4	2,3	5,7	<10
Pb	23	45,1	13,1	28,6	10,1	
Rb	237,6	251	166,1	272,2	128,6	219
Sb	<0,1	<0,1	<0,1	0,1	<0,1	
Sc	4	3	9	3	17	4,66
Se	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5	
Sn	3	2	3	6	2	
Sr	78,4	40,3	350,7	80,6	665,3	8,41
Ta	1,7	1,6	1,6	2,6	0,8	2,37
Tl	<0,1	<0,1	0,1	0,1	0,1	
Th	28,7	22,1	20,3	36,1	10,3	9,22
U	5,4	6,4	5	9,5	2,6	16,4
V	8	13	54	<8	89	4,74
W	1	1,6	0,9	2,8	0,7	0,717
Y	35,1	28,1	36,6	37,9	26,8	16,2
Zn	36	50	34	29	66	
Zr	167,5	149,7	182,1	158,6	217,4	80,2
La	46,5	47,7	51,6	48,8	39,4	34
Ce	89,9	84,9	108,6	104	79,8	59,2
Pr	10,28	9,57	13,54	12,11	10,7	4,34
Nd	35,1	30,3	50,7	43,3	42,9	9,89
Sm	5,95	4,71	8,75	7,29	7,87	1,24
Eu	0,51	0,42	1,21	0,53	1,71	0,076
Gd	4,85	3,97	7,05	5,9	6,46	0,725
Tb	0,87	0,66	1,13	0,98	0,96	0,173
Dy	5,08	3,78	6,47	5,86	5,31	1,35
Ho	1,08	0,87	1,2	1,2	0,96	0,357
Er	3,66	2,84	3,61	3,71	2,73	1,44
Tm	0,66	0,52	0,57	0,66	0,43	0,325
Yb	4,45	3,6	3,61	4,3	2,5	2,87
Lu	0,71	0,59	0,55	0,69	0,38	0,463

IDNR	**CMR080589A**	**CMR080673A**	**PNY070089A**	**CMR070250A**	**MAL070037A**	**PNY070024A**
Bergart	**Granit?**	**Granit?**	**Granit**	**Alkaligranit**	**Granit, omv.**	**Greisen i granit**
Ålder	GSDG	GSDG	GSDG	GSDG	GSDG	GSDG
N-koord	6707312	6717742	6717319	6750542	6726188	6723545
O-koord	1388764	1386413	1401082	1424937	1410201	1415281
SiO_2	64,60	66,32	74,82	73,08	88,93	73,25
TiO_2	0,54	0,44	0,14	0,11	0,07	0,33
Al_2O_3	15,14	13,76	13	13,07	6,4	14,61
Fe_2O_3			1,66	1,76	0,81	2,73
FeO	4,12	3,71				
MgO	1,63	1,69	0,09	0,07	0,23	0,62
CaO	2,45	3,15	0,5	0,65	0,02	0,67
MnO	0,06	0,07	0,04	0,07	<0,01	0,02
Na_2O	2,99	2,90	3,81	3,15	0,02	0,09
K_2O	4,66	4,42	5,18	5,75	2,07	4,8
P_2O_5	0,23	0,15	0,025	0,015	<0,001	0,038
LOI	1,4	1,1	0,6	1,8	1,5	2,6
Oxidsum			99,89	99,54	100,07	99,8
Ag			<0,1	1,5	<0,1	1,3
As			0,8	<0,5	0,8	19,8
Au			1,5	1,7	<0,5	5,8
Ba	782	748	114	132	62	497
Be	2,81	2,88	5	3	2	5
Bi			0,2	3,9	<0,1	91,4
Cd			<0,1	21,1	<0,1	0,5
Co	10,3	7,27	0,8	0,8	1,1	0,7
Cs			4,2	10,5	4,4	21,6
Cu			2,8	5	0,9	63,5
Ga	15,3	15,3	18,4	18,6	11,5	22,4
Hf	3,67	3,49	7,9	7,8	1,4	3,7
Hg			<0,01	<0,01	<0,01	<0,01
Mo	<2	<6	0,3	1,8	0,4	1,1
Nb	26,8	18	31,3	27,3	7,5	14,3
Ni	<10	<10	4,8	1,6	2,1	1,8
Pb			19,7	251,9	2,2	21,1
Rb	142	107	243,9	447,6	142,9	560,9
Sb			0,2	0,2	<0,1	<0,1
Sc	12,5	12,3	3	3	1	7
Se			<0,5	<0,5	<0,5	<0,5
Sn			5	8	1	181
Sr	264	341	27	19,1	3,7	16,2
Ta	1,38	1,08	2,1	3,1	0,6	0,9
Tl			<0,1	0,8	<0,1	0,6
Th	3,25	4,75	29,3	43	8,4	13,3
U	3,73	3,99	9,7	14,2	2,3	2
V	65,8	65,5	<8	<8	14	22
W	<0,4	<0,4	2	9,4	1	85
Y	26,3	26,9	40,6	53,4	7,4	12,6
Zn			48	2335	6	69
Zr	184	143	219,1	177,3	35,6	115
La	37,2	38,8	65,6	52,2	8,6	50
Ce	78,9	88,5	135,1	113,2	17,1	83,9
Pr	8,59	9,18	16,1	13,69	2,04	10,12
Nd	30,4	31,9	57	49,1	6,9	31,7
Sm	5,66	5,8	9,41	9,16	1,23	4,56
Eu	0,965	0,884	0,37	0,37	0,12	0,53
Gd	4,3	4,46	7,54	8,16	0,99	2,88
Tb	0,723	0,614	1,25	1,42	0,18	0,39
Dy	4,61	4,13	7,23	8,81	1,07	2,2
Ho	0,93	0,824	1,42	1,81	0,23	0,35
Er	2,66	2,52	4,55	6,16	0,75	1,07
Tm	0,395	0,402	0,78	1,03	0,12	0,18
Yb	2,46	2,81	4,82	7,01	0,97	1,25
Lu	0,312	0,372	0,75	1,07	0,15	0,2

Bilaga 1, forts.

IDNR	CMR070199A	MAL080056A	MAL080134A	HLD080930B	TNT070106B	TNT070069A
Bergart	**Basalt**	**Basalt**	**Basalt**	**Basalt**	**Basalt**	**Basalt**
Ålder	GSDG	Jotnisk	Jotnisk	Jotnisk	Jotnisk	Jotnisk
N-koord	6763501	6774505	6774471	6787832	6835047	6831547
O-koord	1418204	1353695	1373006	1367976	1352792	1352908
SiO_2	56,92	50,06	48,13	50,49	47,05	43,62
TiO_2	0,51	2,67	1,59	1,52	1,81	1,58
Al_2O_3	20,34	12,11	16,85	15,51	17,71	18
Fe_2O_3	10,09				12,54	14,93
FeO		14,15	11,54	11,55		
MgO	1,17	4,28	5,27	4,10	5,89	6,1
CaO	0,12	7,82	8,55	7,74	3,46	4,94
MnO	0,08	0,22	0,18	0,17	0,4	0,48
Na_2O	0,18	2,24	2,86	2,80	5,45	3,74
K_2O	6,79	1,64	0,72	0,63	0,51	0,73
P_2O_5	0,108	0,49	0,24	0,29	0,344	0,317
LOI	3,4	1,6	1,6	2,3	4,6	5,2
Oxidsum	99,74				99,76	99,67
Ag	<0,1				<0,1	<0,1
As	4,2				<0,5	0,5
Au	<0,5				<0,5	1,5
Ba	736	682	281	656	409	757
Be	3	2,01	0,979	1,03	1	1
Bi	0,6				<0,1	<0,1
Cd	<0,1				<0,1	<0,1
Co	10,9	37,9	50	34,2	37,2	42,2
Cs	32,5				4,8	5,8
Cu	1,1				29,3	25,9
Ga	25	16,3	17	17,3	18,4	21,2
Hf	4,1	5,23	1,84	2,97	3,9	3,7
Hg	<0,01				<0,01	<0,01
Mo	<0,1	<2	<2	<2	0,1	0,2
Nb	11,8	19,7	9,03	12,2	6,4	5,6
Ni	24,9	18,1	75,6	23	31,7	33,8
Pb	15,5				3	3,9
Rb	318,2	24,6	10	11,2	12,5	19,3
Sb	0,7				<0,1	<0,1
Sc	20	42,8	28,9	28	32	28
Se	<0,5				<0,5	<0,5
Sn	4				<1	1
Sr	66,8	239	322	488	396,9	397,6
Ta	1	0,506	0,208	0,281	0,3	0,2
Tl	0,4				<0,1	<0,1
Th	19	1,04	0,236	1,26	1,5	1,5
U	4,5	0,843	0,333	0,33	0,4	0,3
V	115	287	201	202	218	224
W	3,4	<0,4	<0,4	<0,4	<0,5	<0,5
Y	28,2	49,1	27,1	28,6	27,9	30,2
Zn	64				119	129
Zr	128,9	240	109	135	135,6	127,1
La	47,2	29,3	14,1	20,7	16,9	15,7
Ce	90,5	64,4	32,1	48,7	37,7	35,7
Pr	11,84	7,87	4,01	5,31	5,29	5,05
Nd	42,9	32,8	15,5	22,3	23,5	22,1
Sm	7,64	7,76	4,01	4,79	5,23	4,82
Eu	1,24	2,24	1,51	1,59	1,77	1,63
Gd	6,3	7,9	4,2	5,04	5,23	5,25
Tb	0,98	1,3	0,78	0,767	0,92	0,9
Dy	5,5	8,46	4,43	5,13	5,45	5,44
Ho	1,02	1,69	0,992	1,06	1,1	1,04
Er	3,15	4,89	2,77	3,05	3,27	2,98
Tm	0,47	0,712	0,452	0,431	0,49	0,43
Yb	3,06	4,36	2,44	2,76	3,15	2,78
Lu	0,44	0,701	0,408	0,425	0,51	0,4

IDNR	HLD060328A	PNY070356A	PNY070363A	PNY080611A	PNY080710A	HLD060003A
Bergart	**Basalt**	**Basalt**	**Basalt**	**Basalt**	**Basalt**	**Kvartsarenit**
Ålder	Jotnisk	Jotnisk	Jotnisk	Jotnisk	Jotnisk	Jotnisk
N-koord	6850222	6808330	6811028	6748908	6745854	6858422
O-koord	1329774	1354699	1355480	1389565	1378675	1338621
SiO_2	47,62	49,51	51,89	45,56	47,49	76,38
TiO_2	1,68	1,65	1,35	2,07	1,77	0,3
Al_2O_3	17,03	15,05	17,61	15,31	14,91	11,46
Fe_2O_3	11,34	14,03	11,04			1,91
FeO				14,02	12,61	
MgO	4,83	5,28	3,85	5,49	7,16	0,58
CaO	9,97	8,77	8,58	8,81	5,79	1
MnO	0,17	0,18	0,15	0,20	0,20	0,06
Na_2O	3,44	1,99	2,71	2,47	3,01	1,47
K_2O	0,48	0,92	1,03	0,22	0,35	4,99
P_2O_5	0,27	0,311	0,258	0,38	0,26	0,21
LOI	3,1	2	1,3	2,6	3,7	1,4
Oxidsum	99,96	99,71	99,79			99,78
Ag	<0,1	<0,1	<0,1			<0,1
As	1	<0,5	<0,5			5
Au	0,5	<0,5	<0,5			<0,5
Ba	187,1	371	553	116	363	720,9
Be	1	1	1	1,6	0,805	1
Bi	<0,1	<0,1	<0,1			0,1
Cd	<0,1	0,2	0,1			0,1
Co	48,8	44,5	33,9	44,5	43,8	3,6
Cs	1,1	1,2	1,2			5,2
Cu	51,4	42,3	29,9			5,6
Ga	18,6	19,3	19,7	19,5	19,1	11,9
Hf	2,7	3,1	3,1	3,43	2,77	8,3
Hg	<0,01	<0,01	<0,01			<0,01
Mo	0,4	0,4	0,4	<2	<2	0,3
Nb	4,1	5	4,6	7,01	4,71	9,6
Ni	53,9	45	16,2	53,9	65,3	2,5
Pb	5,4	7,4	9,1			16,1
Rb	8,8	12,8	17,7	4,43	7,48	169,4
Sb	0,1	<0,1	<0,1			1,1
Sc	30	32	26	33	27,8	5
Se	<0,5	<0,5	<0,5			<0,5
Sn	1	<1	<1			1
Sr	696,7	389,1	500,5	291	221	130,4
Ta	0,2	0,2	0,2	0,384	0,262	0,8
Tl	<0,1	<0,1	<0,1			0,1
Th	1,7	2,1	0,9	0,91	0,636	12,6
U	0,3	0,4	0,3	0,647	0,435	3,5
V	220	214	183	218	188	27
W	0,1	<0,5	1	0,823	<0,4	1,6
Y	26,5	27,1	23,3	33	30,7	55
Zn	72	104	77			16
Zr	110,3	117,4	109,9	179	129	308,9
La	11,3	17,4	16,6	24,4	14,9	56,8
Ce	27,7	35,7	34,4	55,8	37,8	91,8
Pr	3,88	5,04	4,74	6,25	4,05	16,18
Nd	16,9	20,4	20,7	26,2	17,9	61,4
Sm	4,1	4,74	4,48	6,09	4,66	10,7
Eu	1,33	1,61	1,61	2,01	1,46	2,21
Gd	4,63	4,95	4,59	6,22	4,96	10,19
Tb	0,84	0,86	0,76	0,974	0,812	1,75
Dy	4,72	4,98	4,45	6,52	5,36	9,2
Ho	0,9	1,04	0,88	1,34	1,08	1,7
Er	3,04	2,87	2,63	3,76	3,13	5,32
Tm	0,39	0,45	0,42	0,558	0,441	0,74
Yb	2,48	2,71	2,39	3,42	2,82	4,55
Lu	0,4	0,43	0,37	0,666	0,5	0,7

Bilaga 1, forts.

IDNR	HLD060035A	MAL080087A	MAL080176A	HLD060025A	HLD080855B	HLD070440A
Bergart	**Kvartsarenit**	**Diabas**	**Diabas**	**Diabas**	**Diabas**	**Diabas**
Ålder	Jotnisk	Särnatyp	Särnatyp	Särnatyp	Åsbytyp	Åsbytyp
N-koord	6871079	6771482	6759778	6863788	6796158	6819140
O-koord	1328988	1362541	1390244	1335734	1395031	1399066
SiO_2	93,23	49,20	43,85	48,78	47,92	45,26
TiO_2	0,04	1,20	2,94	0,9	2,09	2,63
Al_2O_3	2,98	13,74	15,53	16,25	15,38	17,06
Fe_2O_3	0,33			9,67		14,35
FeO		9,47	13,38		12,53	
MgO	0,08	7,79	6,05	8,37	5,54	6,08
CaO	0,02	10,65	8,69	12,01	7,57	8,96
MnO	<0,01	0,19	0,20	0,15	0,18	0,18
Na_2O	0,05	2,51	2,90	2,18	2,79	3,26
K_2O	1,92	0,68	1,20	0,46	1,52	0,98
P_2O_5	<0,01	0,12	0,74	0,11	0,34	0,675
LOI	1,2	1,9	1,8	0,9	1	0,2
Oxidsum	99,9			99,88		99,66
Ag	<0,1			0,1		<0,1
As	1,2			1,2		<0,5
Au	0,5			<0,5		<0,5
Ba	357,1	217	681	120,2	421	688
Be	1	<0,6	1,19	<1	0,882	<1
Bi	0,1			<0,1		<0,1
Cd	<0,1			0,1		<0,1
Co	0,5	37,6	51,3	39	49,3	48,5
Cs	0,9			0,7		1,7
Cu	3,7			79,2		51,6
Ga	2,6	12,5	14,7	15,2	16,9	17,8
Hf	1,8	1,81	2,84	1,4	3,53	3,1
Hg	0,01			<0,01		<0,01
Mo	0,5	<2	<2	0,2	<2	0,4
Nb	1,8	8,17	20,8	2,6	10,3	7,2
Ni	2,5	64,9	80,5	65,2	76,5	73,5
Pb	2,9			10,6		2,2
Rb	50,6	16,8	21	7,9	46,3	16,8
Sb	0,1			<0,1		<0,1
Sc	<1	54,9	25,2	40	25	25
Se	<0,5			<0,5		<0,5
Sn	<1			1		1
Sr	20,5	331	549	281,1	285	643
Ta	0,2	0,222	0,679	0,1	0,41	0,4
Tl	0,1			<0,1		<0,1
Th	2,6	0,556	0,577	0,7	1,45	1
U	0,7	0,197	0,26	0,3	0,896	0,3
V	6	317	253	226	211	232
W	0,5	<0,4	<0,4	0,1	<0,4	<0,5
Y	9,3	20,5	29,6	14	34,9	24,3
Zn	6			38		79
Zr	66,4	65,6	129	43,9	158	105
La	12,9	8,43	18,4	5,9	24,7	14,9
Ce	23,3	24,9	47,5	12,7	58	36,7
Pr	2,96	2,28	5,58	1,8	6,27	5,29
Nd	11	10,6	25,2	7,7	26,4	24,3
Sm	2	2,67	5,72	2,2	5,68	5,32
Eu	0,44	0,963	2,02	0,78	1,6	2,05
Gd	1,73	3,11	5,3	2,49	5,69	5,37
Tb	0,3	0,53	0,813	0,44	0,908	0,82
Dy	1,72	3,49	5,09	2,49	6,3	4,58
Ho	0,31	0,743	1,02	0,49	1,28	0,91
Er	1,08	2,02	2,79	1,41	3,67	2,49
Tm	0,13	0,287	0,392	0,21	0,527	0,35
Yb	1	1,92	2,5	1,28	3,6	2,3
Lu	0,16	0,3	0,395	0,2	0,533	0,33

IDNR	HLD070499A	PNY070093A	TNT0600016B	TNT060080A	TNT060110A	TNT070005A
Bergart	**Diabas**	**Diabas**	**Diabas**	**Diabas**	**Diabas**	**Diabas**
Ålder	Åsbytyp	Åsbytyp	Åsby-Särnatyp	Åsby-Särnatyp	Åsby-Särnatyp	Åsby-Särnatyp
N-koord	6814770	6710909	6862769	6876257	6851145	6846902
O-koord	1375470	1402587	1361620	1357675	1355361	1357332
SiO_2	48,61	48,73	44,95	47,12	47,24	50,36
TiO_2	4,11	2,83	3,68	0,8	2,25	3,68
Al_2O_3	12,19	16,65	12,03	18,01	15,09	13,8
Fe_2O_3	16,7	11,75	18,53	9,12	13,91	13,63
FeO						
MgO	4,06	5,06	5,74	10,19	5,56	4,04
CaO	7,89	6,94	10,1	11,3	7,16	6,84
MnO	0,24	0,14	0,23	0,13	0,17	0,16
Na_2O	2,74	3,52	2,35	1,91	3,72	3,22
K_2O	1,68	1,45	0,83	0,49	1,7	1,67
P_2O_5	0,449	0,649	0,27	0,07	0,35	0,877
LOI	1,1	2	1,1	0,8	2,6	1,4
Oxidsum	99,76	99,72	99,82	100,02	99,77	99,7
Ag	<0,1	<0,1	0,3	0,1	0,2	<0,1
As	<0,5	<0,5	1,1	1,1	10,5	1,1
Au	<0,5	<0,5	1,7	<0,5	<0,5	2
Ba	525	494	295,1	136,6	555,1	536
Be	<1	1	1	<1	1	<1
Bi	<0,1	<0,1	0,1	<0,1	0,1	<0,1
Cd	0,1	0,1	0,3	0,1	0,4	<0,1
Co	43,8	45,5	58,4	51,8	50,4	35,5
Cs	3,1	3,6	1,8	1,8	3,5	4,3
Cu	16,7	31,9	68,8	67,1	73,8	22,1
Ga	19,5	21,6	19,8	15,1	18,6	21
Hf	6	5,4	2,8	1,2	4,1	4,6
Hg	<0,01	<0,01	<0,01	0,01	0,02	0,01
Mo	0,4	0,4	0,3	0,1	0,4	0,6
Nb	9,9	11,3	5,1	2,4	7,5	9,6
Ni	2,6	46,9	14,3	181,5	68,1	13,5
Pb	8,7	4,8	6,5	3,4	19,3	3,3
Rb	47,1	37,8	24,8	11,6	79,8	44,4
Sb	<0,1	<0,1	0,1	0,1	0,7	<0,1
Sc	47	20	55	28	25	24
Se	0,7	0,5	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5
Sn	2	1	1	1	1	<1
Sr	264,3	723,4	214	325,7	318,6	488,1
Ta	0,6	0,6	0,3	0,2	0,4	0,5
Tl	<0,1	0,2	0,1	0,1	0,5	0,3
Th	4,5	1,7	2,5	0,5	4,1	1,2
U	1,2	0,6	0,8	0,2	1	0,7
V	281	217	536	205	209	216
W	<0,5	<0,5	0,2	0,1	0,4	<0,5
Y	46,3	27,7	32,8	12,4	34,6	36,1
Zn	123	33	99	40	104	70
Zr	199,2	203,9	114,7	41,5	158,5	153,9
La	27,6	25,2	14,2	4,7	20,4	15,6
Ce	61,4	55,7	36	10,6	47	37,6
Pr	8,41	8,35	4,82	1,53	6,41	5,73
Nd	36,7	37,2	21,5	7,2	27,1	28,3
Sm	8,11	7,63	4,4	1,6	5,4	6,7
Eu	2,25	2,39	1,58	0,73	1,65	2,44
Gd	8,6	7,37	5,58	2,07	5,88	7,15
Tb	1,42	1,13	1,01	0,41	1,06	1,19
Dy	8,33	6,04	5,96	2,13	5,98	6,69
Ho	1,77	1,1	1,15	0,41	1,17	1,3
Er	4,85	2,9	3,55	1,44	3,57	3,73
Tm	0,75	0,45	0,48	0,18	0,48	0,54
Yb	4,74	2,39	3,05	1,15	3,1	3,16
Lu	0,73	0,36	0,49	0,18	0,53	0,51

Bilaga 1, forts.

IDNR	TNT070045A	TNT070100A	HLD070518B	PNY070304A	PNY070404A	PNY070418A
Bergart	**Diabas**	**Diabas**	**Diabas**	**Diabas**	**Diabas**	**Diabas**
Ålder	Åsby-Särnatyp	Åsby-Särnatyp	BDD	BDD	BDD	BDD
N-koord	6840137	6841695	6823380	6821641	6814721	6812242
O-koord	1350212	1360284	1384355	1374339	1361966	1374450
SiO_2	49,08	47,87	45,88	47,9	55,22	50,58
TiO_2	1,19	1,07	4,91	2,05	2,4	3,63
Al_2O_3	15,87	16,41	14,3	16,17	13,15	12,63
Fe_2O_3	10,73	10,86	12,51	13,97	12,45	14,85
FeO						
MgO	6,67	8,35	4,73	5,54	2,53	3,49
CaO	11,75	10,86	6,87	8,2	5,42	7,25
MnO	0,17	0,17	0,18	0,17	0,2	0,26
Na_2O	2,32	2,07	2,17	2,83	3,29	2,78
K_2O	0,57	0,68	1,88	1,29	3,03	2,04
P_2O_5	0,136	0,114	1,761	0,309	0,534	0,609
LOI	1,2	1,2	4,6	1,3	1,5	1,6
Oxidsum	99,74	99,71	99,8	99,75	99,74	99,72
Ag	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1
As	0,6	0,7	<0,5	<0,5	0,7	1,8
Au	2,2	1,2	<0,5	<0,5	0,6	<0,5
Ba	192	214	537	399	657	576
Be	<1	<1	2	<1	2	2
Bi	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	0,2
Cd	<0,1	<0,1	<0,1	0,1	0,2	0,2
Co	43,4	51,9	35	53,9	29	32,1
Cs	1,3	3,6	7,4	4	1,9	2,4
Cu	83,6	81,7	17,9	47,3	12,5	10,4
Ga	17,7	16,2	22,6	19,2	21,3	20,9
Hf	2,2	1,8	7,5	3,7	8	6,7
Hg	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01
Mo	0,2	0,2	0,6	0,3	0,7	0,4
Nb	4	3,3	19,3	6,3	15	11,6
Ni	31,9	91,8	43,5	65,7	2,9	0,9
Pb	4,7	1,9	3,4	8	17,3	23,5
Rb	14,2	28,9	94,8	36,9	102,3	58,4
Sb	<0,1	<0,1	0,2	<0,1	0,1	<0,1
Sc	42	36	19	25	30	39
Se	<0,5	<0,5	0,6	0,6	<0,5	0,7
Sn	<1	<1	1	1	2	2
Sr	325,8	321,5	502,4	330,4	283	245,3
Ta	0,2	0,2	1,1	0,4	0,9	0,7
Tl	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1
Th	1,1	0,6	2,1	2,9	10,1	6,2
U	0,3	0,2	0,9	0,9	2,9	1,7
V	311	266	149	226	136	156
W	<0,5	<0,5	<0,5	0,8	0,8	<0,5
Y	19,9	17,2	39,6	30,1	57,5	56,2
Zn	36	29	180	97	86	152
Zr	66,1	56,8	279,6	137	285,5	246,6
La	7,9	5,8	40	20,1	45,5	38,6
Ce	18,8	13,7	93,6	43	97	78,8
Pr	2,68	2,01	13,7	6,08	13,05	11,19
Nd	12,9	9,8	64,8	26,8	54,3	45,4
Sm	3,09	2,44	13,01	5,43	10,69	10,28
Eu	1,05	0,94	3,92	1,6	2,6	2,71
Gd	3,44	2,91	12,2	5,69	10,96	10,41
Tb	0,6	0,48	1,62	0,99	1,85	1,8
Dy	3,67	3,1	8,4	5,66	10,92	10,76
Ho	0,73	0,58	1,48	1,14	2,19	2,04
Er	2,11	1,84	3,47	3,35	6,3	5,85
Tm	0,29	0,27	0,5	0,54	1,01	0,96
Yb	1,96	1,69	2,67	3,07	6,09	5,61
Lu	0,28	0,24	0,36	0,48	0,92	0,87

IDNR	**CMR080485A**	**MAL080015A**	**MAL080078A**	**PNY080792A**	**HLD060040A**
Bergart	**Diabas**	**Diabas**	**Diabas**	**Diabas**	**Kvartsit, u. skollb.**
Ålder	BDD	BDD	BDD	BDD	Vendium-kambrium
N-koord	6681053	6759517	6754959	6735364	6867770
O-koord	1399608	1357568	1364030	1366049	1344958
SiO_2	48,99	47,06	47,49	47,28	91,14
TiO_2	3,49	2,10	2,07	3,89	0,06
Al_2O_3	15,36	15,15	15,51	15,89	4,39
Fe_2O_3					0,46
FeO	11,71	12,41	12,99	11,85	
MgO	4,20	5,57	5,79	5,12	0,31
CaO	5,88	7,71	7,28	6,93	0,01
MnO	0,12	0,18	0,18	0,14	<0,01
Na_2O	3,88	2,74	2,75	3,72	0,45
K_2O	1,88	1,81	1,69	1,52	2,24
P_2O_5	0,55	0,36	0,32	1,25	0,02
LOI	1,6	1,9	1,9	-0,4	0,8
Oxidsum					99,91
Ag					<0,1
As					1,3
Au					<0,5
Ba	447	453	446	628	240,4
Be	1,22	1,49	1,4	1,22	<1
Bi					<0,1
Cd					<0,1
Co	44,1	52,2	49,1	38,7	1
Cs					0,5
Cu					5,8
Ga	22,4	16,7	15,2	21,1	4,5
Hf	6,17	2,72	2,79	5,04	2,1
Hg					<0,01
Mo	<2	<2	<2	<2	0,3
Nb	24,6	14,5	5,76	14,1	2
Ni	58,5	96,8	85,5	34,9	2,1
Pb					3,8
Rb	65,3	46,2	44	21,2	65,1
Sb					0,1
Sc	11,4	24,7	22	15,8	1
Se					<0,5
Sn					<1
Sr	494	280	294	659	16,3
Ta	1,33	0,372	0,371	0,844	0,3
Tl					0,1
Th	0,665	0,56	0,646	0,507	2,5
U	0,921	0,807	0,742	0,409	0,4
V	136	210	217	199	<5
W	<0,4	<0,4	<0,4	0,48	0,5
Y	26,6	35,3	34,8	31,7	4,5
Zn					10
Zr	318	160	151	248	84,8
La	29,8	23,4	22,3	32,8	5
Ce	75,4	58,3	56,6	81,4	12
Pr	9,42	6,45	5,67	10,1	1,51
Nd	40	25,9	23,5	45,5	5,6
Sm	8,78	5,61	5,25	9,47	0,9
Eu	2,61	1,61	1,52	2,93	0,16
Gd	7,01	5,94	5,34	8,19	0,67
Tb	0,999	0,984	0,841	1,06	0,15
Dy	5,75	5,82	5,64	6,42	0,79
Ho	0,975	1,26	1,17	1,11	0,15
Er	2,32	3,52	3,42	2,78	0,54
Tm	0,304	0,521	0,488	0,342	0,07
Yb	1,5	3,29	3,03	1,85	0,51
Lu	0,144	0,469	0,445	0,291	0,1

Bilaga 1, forts.

IDNR	HLD060052A	HLD060063A	HLD060223A	TNT070138A
Bergart	**Arkos, u. skollb.**	**Kvartsarenit, autok.**	**Kvartsarenit, m. skollb.**	**Tinguait**
Ålder	Vendium-kambrium	Kambrium	Paleozoikum	Perm
N-koord	6894076	6875932	6886208	6841979
O-koord	1348042	1321276	1318887	1352043
SiO_2	83,01	95,35	79,85	50,62
TiO_2	0,25	0,48	0,32	0,44
Al_2O_3	8,36	1,31	10,01	19,21
Fe_2O_3	1,75	0,38	1,97	5,31
FeO				
MgO	0,55	0,01	0,33	0,93
CaO	0,01	0,79	0,46	3,71
MnO	0,01	0,04	0,02	0,16
Na_2O	0,48	0,02	3,46	10,23
K_2O	4,3	0,47	2,75	2,89
P_2O_5	0,02	0,04	0,03	0,301
LOI	1,1	0,9	0,8	5,7
Oxidsum	99,86	99,82	100,01	99,5
Ag	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1
As	<0,5	3,5	1	1,2
Au	<0,5	1,9	<0,5	1,5
Ba	473,5	591,3	401,2	1399
Be	1	<1	1	9
Bi	<0,1	0,1	0,1	<0,1
Cd	<0,1	<0,1	<0,1	0,1
Co	3,5	1,8	3	5,2
Cs	2,8	0,9	1,2	14,3
Cu	5	10,1	6,1	7,9
Ga	8,6	2	8,4	20,1
Hf	3,8	9,9	3,3	3,1
Hg	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01
Mo	0,3	0,3	0,2	0,2
Nb	9,3	7,1	6,9	27
Ni	2,5	2,5	3	0,7
Pb	3,7	9,6	4,6	14,7
Rb	134,4	20,3	68	57
Sb	0,1	0,2	0,2	<0,1
Sc	2	2	5	1
Se	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5
Sn	1	<1	1	<1
Sr	39,6	15,4	51,7	556,9
Ta	0,6	0,5	0,5	1,4
Tl	0,1	0,1	0,1	0,4
Th	4,7	6,3	5,4	1,1
U	0,8	1,3	1,6	0,5
V	15	15	27	59
W	0,6	0,8	0,3	<0,5
Y	14	13,7	18,2	8,4
Zn	10	14	11	64
Zr	132,3	405,5	126,9	108,9
La	15,7	13,9	18,7	6,5
Ce	39,5	35,1	42,2	12,6
Pr	4,06	3,9	5,03	1,74
Nd	15,5	14,8	18,9	6,8
Sm	2,5	3,1	3,3	1,42
Eu	0,62	0,52	0,73	0,47
Gd	2,26	2,54	3,23	1,44
Tb	0,43	0,45	0,54	0,21
Dy	2,52	2,58	3,11	1,45
Ho	0,4	0,46	0,57	0,26
Er	1,55	1,44	1,9	0,86
Tm	0,21	0,21	0,27	0,1
Yb	1,38	1,42	1,76	0,9
Lu	0,21	0,26	0,29	0,1

Sveriges geologiska undersökning
Box 670
751 28 Uppsala
Tel: 018-17 90 00
Fax: 018-17 93 70
www.sgu.se

Uppsala 2012
ISSN 1652-8336
ISBN 978-91-7403-123-2
Tryck: Davidsons Tryckeri AB, Växjö