Sammanfattning av pågående verksamhet 2017

Berggrundsgeologisk undersökning, Ludvika, Bergslagen etapp1

Dick Claeson, Ildikó Antal Lundin, Martiya Sadeghi, Stefan Persson & Cecilia Jönsson

juni 2018



SGU-rapport 2018:12



Omslagsbild: Nyupptäckt Cu-Ni-PGE sulfidmineralisering vid Brunnsjöberget. *Newly discovered magmatic Cu-Ni-PGE deposit at Brunnsjöberget.* Fotograf: Dick Claeson.

Författare: Dick Claeson, Ildikó Antal Lundin, Martiya Sadeghi, Stefan Persson & Cecilia Jönsson Ansvarig enhetschef: Ildikó Antal Lundin Granskad av: Ildikó Antal Lundin

Sveriges geologiska undersökning Box 670, 751 28 Uppsala tel: 018-17 90 00 fax: 018-17 92 10 e-post: sgu@sgu.se

www.sgu.se

INNEHÅLL

Abstract	. 4
Sammanfattning	. 4
Inledning	. 5
Geofysisk översikt	. 5
Allmänt	. 6
Bergarter	10
Sedimentära bergarter	10
Vulkaniska bergarter	17
Gångar av amfibolit, basalt och diabas	27
Djupbergarter	31
Strukturer och metamorfos	40
Naturresurser	46
Järnoxidmineraliseringar	46
Sulfidmineraliseringar	50
Referenser	66

ABSTRACT

The project *Bergslagen, etapp 1* is part of SGUs systematic geological surveying of areas of interest for exploration, including the sub-project *Ludvika*. Most areas surveyed during 2017 are represented by the polygons in Figure 1, but targeted efforts have also been made outside of these. Location determinations have been made in the coordinate system Sweref99 TM.

The purpose of the project is to update the local bedrock and geophysical databases, which may constitute documentation for planning and resource management for exploration companies, municipalities, county administrative boards and others in Bergslagen. The data from the project will include updates to digital maps, outcrop observations, lithogeochemistry, age determinations, mineral deposits, petrophysical properties and geophysical field measurements. The project started in the beginning of 2017.

During summer and autumn 2017, geological and geophysical field investigations were carried out in the subproject at a regional scale, and minor detailed studies began, as well as preparations for future detailed studies and mapping along traverses during 2018.

The following description presents mainly new information from the 2017 field season and some preliminary analysis results. The highlights are new discoveries of PGE and base metal sulphide occurrences.

SAMMANFATTNING

Representativa fältobservationer inom delprojektområdet *Ludvika* av projektet *Bergslagen, etapp1* dokumenteras och analyseras, där ett mindre urval även beskrivs med hjälp av mikroskopering.

Ett urval av nya geofysiska markmätningar och petrofysiska mätningar redovisas för bergarter och mineraliseringar inom delprojektområdet *Ludvika*. Det bristfälliga underlaget av petrofysiska mätningar av prover från olika typer av mineraliseringar har vi systematiskt försökt utöka med nya stuffer, vilka nu är uppmätta i SGUs petrofysiska laboratorium.

I rapporten beskrivs nya sulfidmineraliseringar inom delprojektområdet *Ludvika*, vilka bland annat innehåller platinagruppens element, basmetallerna järn, koppar, zink och bly, samt ädelmetaller. Ett mindre urval litogeokemiska analysdata presenteras. Huvuddelen av den insamlade informationen finns i SGUs olika databaser.

INLEDNING

Projektet *Bergslagen, etapp1* ingår i SGUs systematiska geologiska undersökningar av prospekteringsintressanta områden, där delprojektet *Ludvika* ingår (se www.sgu.se/om-sgu/nyheter/2017/juli/nytt-karteringsprojekt-i-bergslagen). Huvuddelen av de undersökta områdena inom *Ludvika* under 2017 representeras av polygonerna i figur 1, men även riktade insatser har gjorts utanför dessa. Lägesbestämningar har gjorts i koordinatsystemet Sweref 99 TM.

Syftet med projektet är att uppdatera de lokala berggrundsgeologiska och geofysiska databaserna, vilka kan utgöra planerings- och resurshushållningsunderlag för prospekteringsföretag, kommuner, länsstyrelse m.fl. i Bergslagen. Databaserna från projektet kommer att omfatta kartor, hällobservationer, litogeokemi, åldersbestämningar, mineralfyndigheter, petrofysiska egenskaper och geofysiska markmätningar. Projektarbetet startade i början på året 2017.

Sommaren och hösten 2017 utfördes geologiska och geofysiska fältundersökningar inom delprojektområdet av regional karaktär och det påbörjades detaljstudier, samt förberedelser för kommande linjekarteringar under 2018.

Nedanstående beskrivning redovisar huvudsakligen nytillkommen information från fältsäsongen 2017 och en del preliminära analysresultat.

GEOFYSISK ÖVERSIKT

Flyggeofysiska mätningar över projektområdet utfördes av SGU under 1975 och då mättes det magnetiska-, elektromagnetiska fältet (VLF) samt den naturliga gammastrålningen. VLFmätningarna gjordes med en sändare och den erhållna informationen var riktningsberoende. Flygriktningen var öst-västlig, linjeavståndet var 200 meter, flyghöjden ca 30 meter. Mätnoggrannheten var på 10 nT och lägesbestämningen gjordes visuellt. 1980 mätte LKAB delar av undersökningsområdet i öst med de sedvanliga metoderna men då även det elektromagnetiska fältet med slingrammetoden.

Under 2016 genomfördes geofysiska flygmätningar av SGU över bland annat undersökningsområdet. Magnetiska totalfältsdata, elektromagnetiska (VLF) samt gammastrålningsdata samlades in. VLF-fältet är uppmätt med två sändare vilket innebär att resistivitetskarta och så kallad peakerkarta kan framställas. Mätningarna är utförda med 200 meters linjeavstånd, 16 meters punktavstånd och från ca 60 meters höjd. Flygriktningen var 130° och lägesbestämningen i höjd och sidled gjordes med differentiell GPS. Den magnetiska mätningens noggrannhet är idag 0,1 nT.

Kompletterande tyngdkraftsmätningar samt mätningar på objekt utfördes under sommaren 2017 och punkttätheten varierar inom projektområdet mellan 500 meter och 2 000 meter.

Förutom de ovannämnda flygmätta geofysiska och tyngdkraftsunderlagen finns det ytterligare geofysiska mätningar gjorda av prospekteringsbolag, dels från 1980-talet men också från 2000-talet, främst magnetiska och elektromagnetiska data. Läget av dessa mätområden framgår av figur 1. Sedan tidigare finns ca 161 petrofysiska prover tagna och analyserade från området.



Figur 1. Höjddata över undersökningsområdet markerat med svart polygon. De lila polygonerna visar geofysiska mätområden från prospekteringskampanjer.

Geofysisk anomaliuppföljning har gjorts över nästan hela undersökningsområdet förutom delar av det allra östligaste området. Ytterligare 162 bergartsprov har samlats in för petrofysisk analys och den här gången provtogs även mineraliserade bergartsled och malmer, vilket tidigare sällan utförts vid SGUs reguljära berggrundskartering. Magnetiska markprofiler har uppmätts över ett flertal järnoxidmineraliseringar, i syfte att studera anomaliernas storlek och bredd orsakade av mineraliseringar.

Allmänt

Den magnetiska anomalikartan uppvisar komplicerade mönster inom undersökningsområdet. Anomalimönstret härrör från bergarternas varierande magnetiseringsnivåer som indirekt avspeglar varierande litologier och deformationsmönster (fig. 2). Generellt kan man säga att de intrusiva bergarterna med undantag av vissa gabbroider, ger upphov till ett mer homogent anomalimönster på grund av deras lägre och jämnare susceptibilitetsvärden. Ytbergarterna har generellt starkt varierande susceptibilitetsvärden och som värdbergart för t.ex. järnoxidmineraliseringar med angränsande skarnbergarter med höga eller mycket höga susceptibiliteter, ger de upphov till ett bandat anomalimönster som indikerar veckstrukturer. De i särklass kraftigaste anomalierna i området är orsakade av järnoxidmineraliseringarna. I nordligaste delen av kartområdet västsydväst om Säter, framträder ett oregelbundet anomalimönster med lägre anomalistyrka (fig. 2, 29). Det är lågmagnetiska felsiska vulkaniter men även intermediära basiska vulkaniter som



Figur 2. Magnetisk anomalikarta över undersökningsområdet.

återfinns här. Dessa är värdbergarter för en rad sulfidmineraliseringar (Zn, Pb, Cu) men inte för järnoxidmineraliseringar som längre söderut i undersökningsområdet.

Graniter, granodioriter och felsiska vulkaniter har låga densiteter och där de har en större utbredning ger de upphov till tyngdkraftsunderskott som t.ex. i mitten av kartområdet norr om Smedjebacken eller längst ut i öster (fig. 3). Inom undersökningsområdet (markerat som svart polygon i fig. 3) är tyngdkraftsfältets residual måttlig eller kraftigt förhöjt. Detta kan dels bero på att det förekommer större mängd intermediära till mafiska vulkaniter bland de felsiska vulkaniterna, dels förekomsten av de talrika mineraliseringarna i området med omgivande skarn. Dock är mineraliseringarna vad vi känner till väldigt smala i utbredning, vilket gör att det inte nödvändigtvis är de som ger så stort utslag i tyngdkraftsbilden, då avståndet mellan mätpunkterna är ca 700–2500 meter. De största tyngdkraftsöverskotten som finns i öster, ca 10 mGal, är orsakade av förekomsten av gabbroida bergarter med hög densitet. Tyngdkraftsanomalierna i undersökningsområdet följer också veckstrukturerna inom området. I figur 3 har även densitetsvärdena från de petrofysikprover som samlades in under sommaren 2017 plottats i proportionerlig storlek. Det behöver påpekas att prover med de högsta densiteterna är mineraliserade prov och kan vara något missvisande i förhållande till anomalierna i



Figur 3. Tyngdkraftsfältets residual. Små grå punkter visar läget för mätlokaler medan symboler visar densitet hos uppmätta stuffer.

tyngdkraftsfältet. För att med bättre säkerhet kunna uttala sig om anomaliorsaker återstår kvalitativt och kvantitativt tolkningsarbete utifrån den information som har samlats in.

Gammastrålningskartorna visar generellt låga halter av kalium, uran och torium i undersökningsområdet. Söder om Rishyttesjön förekommer en ung granitintrusion som har anomala uranhalter (10,2–18,2 ppm) och toriumhalter (49,4–64 ppm). Urankartan visas med mätningar på berghällar (fig. 4). Kaliumhalterna mätta på felsiska metavulkaniter varierar kraftigt från väldigt låga halter, mindre än 1 %, upp till 7 % kalium. En del av de extremt låga och de höga värdena är troligtvis kopplade till hydrotermala omvandlingar i närheten av mineraliseringar.



Figur 4. Gammastrålningskarta för uran över undersökningsområdet. Symbolerna visar uranhalter uppmätta på berghällar.

BERGARTER

Sedimentära bergarter

Väster om Dammsjön, norr om Sörvik, finns ett polymikt konglomerat med både kantiga och rundade former hos bergartsfragment, euhedrala strökorn i en mycket finkornig till finkornig grundmassa, samt stora hålrum (fig. 5). Den ca 3 meter långa hällen i diket domineras av en sur vulkanit, möiligen dacitoid, vilken innehåller sulfidmineral. I häll ses ett konglomerat, minst $\frac{1}{2}$ meter brett men dess bortre begränsning är dolt av morän. Det mesta i konglomeratet är kraftigt rostfärgat. Även i konglomeratet ses sulfidmineral. Klasterna i konglomeratet är av alla möjliga sammansättningar, sura till basiska och de flesta av vulkaniskt ursprung, ett fåtal sedimentära ses också (fig. 5–6). Det finns även euhedrala strökorn och kristaller i konglomeratet, mest fältspater. Allt detta indikerar att det är ett extremt korttransporterat och osorterat konglomerat, eventuellt ett agglomerat eller en arkos. Mindre mängd basaltoid vulkanit ses i hällen i övrigt, vilken har brunröda, nästan glasklara granater, några mm stora. Konglomeratets/agglomeratets/arkosens orientering i förhållande till lagringen hos vulkaniterna är inte lätt att utröna vid denna häll då det är en liten blottning. Den är avsatt på en diskordans, det vill säga i viss vinkel mot vulkaniternas lagring. Det är högst sannolikt att konglomeratet är avsevärt yngre än avsättningen av vulkaniterna och att en del av de folierade fragmenten härrör från dessa. Uppskattad metamorf grad på vulkaniterna är amfibolitfacies och konglomeratet är låggradigt metamorft. Konglomeratet har alltså bildats efter den metamorfa överpräglingen som ses i vulkaniten, vilket även stämmer med dess välbevarade primärstrukturer. Med tanke på det osorterade uppträdandet ligger det nära till hands att det är någon form av debris flow, slamström och den totala avsaknaden av laminära strukturer tolkas som att det inte är ett enkelt vattenavsatt sediment. Om det är en lahar det vill säga en vulkanogen slamström eller en mycket senare, orelaterad slamström som råkar innehålla mest vulkaniska bergarter och euhedrala strökorn av fältspater har ej konstaterats. Åldern på det polymikta konglomeratet är okänd; ett bottenkonglomerat i Dalasandsten, agglomerat, vulkanisk lahar tillhörande Övre eller undre Dalaserien, eller Digerbergsbildningar är möjliga tolkningar (jfr Hjelmqvist 1966). Det går heller inte att utesluta att konglomeratet är betydligt yngre eventuellt tillhörande mesozoiska sediment. I mikroskop ses ett flertal olika bergartsfragment av magmatiska och sedimentära bergarter, vilka är cementerade, troligen med limonit (fig. 6). Limoniten tolkas ha tillväxt koncentriskt och ses som tunna lamina, som lager på lager runt fragmenten eller i utrymmet mellan dessa, på ett flertal platser i tunnslipet (fig. 6A-B). Limonitcementeringen tolkas ha uppstått då järnrika lösningar cirkulerat i konglomeratets hålrum. Det är inte frågan om en tunn krusta på ovandelen utan limonitcementeringen är genomgripande (fig. 5–6). Petrofysiska data som uppmätts på en stuff av konglomeratet visar på en densitet av 2 554 kg/m³, magnetisk susceptibilitet 292×10^{-5} SI, naturlig remanent magnetisering 58,0 mA/m och resistivitet 26 470 ohmm. Den låga densiteten beror på en större mängd hålrum. Limonitcementeringen har troligen gett upphov till den relativt goda ledningsförmågan hos konglomeratet.







Figur 5. Polymikt konglomerat väster om Dammsjön, norr om Sörvik (6673406/508380). A. Kraftigt rostfärgad. B. Notera den ljusa, spruckna, limonitcementerade klasten i nederkant, centrum av bilden. C. Stora hålrum i konglomeratet förekommer. D och E. Sågade stuffer av konglomeratet, notera de både kantiga och rundade formerna hos klaster, samt euhedrala strökorn i mellanmassan. Samtliga fotografier: Dick Claeson.



Figur 6. Mikroskopfotografier av limonitcementerad polymikt konglomerat väster om Dammsjön, norr om Sörvik (6673406/508380). Koncentriska och finlaminerade tillväxtzoner av limonit, A. planpolariserat ljus och B. korsade nicoler. Genomgripande limonitcementering, notera de kantiga fragmenten och kristallerna, C. planpolariserat ljus och D. korsade nicoler. Genomgripande limonitcementering, notera de rundade fragmenten och den metamorfa överprägling som fragmenten visar men som konglomeratet saknar, E. planpolariserat ljus och F. korsade nicoler. Samtliga fotografier: Dick Claeson.

Olika förekomster av metamorf kalksten finns inom det nu undersökta området och då tillsammans med vulkaniska avsättningar. Det rör sig om skarnomvandling och tunna skikt eller större linser av marmor. Marmor finns vid Dammsjön norr om Sörvik och innehåller kalksilikater

så kallat skarn. Ränder av skarn visar tydligt i häll på en S-veckning av marmoravsättningen, då grönaktiga band av skarn enkelt ses som flera dm stora S-veck (se kapitel *Strukturer och metamorfos*). Marmorn är associerad med en andesitoid till basaltoid vulkanit vilken för sulfidmineral t.ex. magnetkis. Både marmorn och sulfidmineraliseringar har brutits här och några mindre gruvhål kan ses utmed sjöns sydvästra strand.

Vid och runt Källarbosjön finns marmor på ett flertal platser och i terrängen ses många kalkälskande växter t.ex. blåsippor, men de flesta blottade berghällarna består mest av sura och basiska vulkaniter, samt gångar av yngre basaltoid där somliga är plagioklasporfyriska. Mellan Skvallertjärnen och Källarbosjön ses ett meterbrett lager av marmor i en vulkanisk avsättning. Åt nordväst dominerar basaltoid till andesitoid i hällarna och åt sydost dominerar kvartsströkornförande sur vulkanit, troligen ryolitoid till dacitoid. Marmorn innehåller klaster av basiska och sura vulkaniter, möjligen dominerar de basiska klasterna (fig. 7A). Marmorn är ljust grå och ser ut att vara något förorenade av kalksilikater. Vid Källarbosjöns nordöstra strand är två stycken gruvhål $12 \times 4 \times 4,5$ meter och $8 \times 4 \times 2$ meter brutna ur marmor. Båda gruvhålen har riktningen 65/62, liksom lagren av marmor. Marmorn omges här av en basaltoid vulkanit. Utmed körvägen väster om Källarbosjön finns ett minst 4 meter brett lager av relativt oren marmor med inlagringar av skarn, men även fragment och klaster av vulkaniska bergarter (fig. 7B). Främst granat och amfibol utgör skarnmineralen. Skarnrik marmor provtogs för petrofysik och visar en densitet på 2 735 kg/m³, magnetisk susceptibilitet om 44×10^{-5} SI, naturlig remanent magnetisering av 155 mA/m och resistivitet 4 870 ohmm.

Flaxans marmorbrott ligger på östra sidan av halvön med samma namn mellan Skenshyttan och Ulvshyttan vid Lilla Ulvsjön. Det är ett vattenfyllt gruvhål, ca 70×25 meter stort, med mindre mängder av varp. Enligt Sveriges Hembygdsförbunds hemsida anges att "kalk har brutits här i långa tider, men den sinade i slutet på 1940-talet och brytningen upphörde. Man bröt till 60 meters djup och stötte där på gråberg som låg i vägen. Kalken fortsatte på djupet men att bryta den skulle ej bli lönsamt ... Flaxankalken fick beröm av murarna. Den var av ypperlig kvalitet for murbrukskalk därför att den innehöll lera och var seg och bra, men som industrikalk var den mindre lämplig." Marmorn är ljust grå med stor variation i kornstorlek. Både sura och basiska vulkaniter förekommer, där de sura dominerar i varpen. Rödbrun granat förekommer i samtliga bergarter, men troligen är de flera dm stora kristallerna att härröra till förekomst i kalkstenen (fig. 7C). Några av de gigantiska granaterna har flera välutvecklade kristallytor, men de absolut största kristallerna verkar vara trasiga eller inte ha utvecklat euhedral tillväxt. Skarnmineral för övrigt är ljusgrön olivin och amfibol, troligen aktinolit. På brottets södra vägg ses rostiga partier och i varpen ses sulfidmineraliserade skrotstenar med stor mängd av magnetkis, kopparkis, zinkblände och magnetit. En sulfidmineraliserad stuff provtogs för petrofysiska mätningar och resultatet visar en densitet på 3 774 kg/m³, magnetisk susceptibilitet om 4 323×10^{-5} SI, naturlig remanent magnetisering av 1 748 000 mA/m och resistivitet 34 ohmm.

Större förekomster av marmor som lager uppträder inom ett område vid Lilla Ulvsjön. Denna typ av marmor har en mörkt grå vittringsyta med kalciumrika silikatmineral. I brottytor är marmorn ljust grå eller vit, samt har 1–3 mm stora kristaller av karbonatmineral. Tunna lager av skarnomvandlad kalksten uppträder något oregelbundet. En sådan förekomst med kalkskarn i metaryolit har observerats väster om Trollsjön (fig. 7D–E).



Väster om sjön Långalen och söder därom vid Mörttjärnen observerades en glimmerrik metavacka, i vilken man kan se en kornstorleksvariation i olika lager (fig. 8A). Öster om Långalen samt vid Lilla och Stora Glotensjöarna återfinns sandsten och en sandrik metavacka. Speciellt vid en häll sydost om Långalens mellersta del, är grundmassans kornstorlek i princip sand och korsskiktning observerades i den uppspruckna hällen (fig. 8B). Några bra exempel på sedimentbergarters relation till övriga bergarter finns vid Gäsberget och söder om Björkljustern. I bergtäkten Gäsberget söder om Åsmansbo förekommer något underordnat sedimentära bergarter som skivor eller lager åtskilda av porfyrisk ryolit (fig. 8C). Täkten domineras dock av amfibolit som utgör den östra delen av täkten. Det är möjligt att ryoliten är en subvulkanit och kontakten kan vara tektonisk till metasandstenen, alternativt så har ryolitiska gångar intruderat de sedimentära lagren eller så har växellagring skett med sediment och lava. Söder om Björkljustern finns en veckad metavacka i kontakt med ryolit, kontakten utgörs av en blekare zon med breccia (fig. 8D). Nordost om Stora Aldertjärnen förekommer en veckad metagråvacka med skivor eller gångar av en amfibolitisk bergart, möjligen rör det sig om lagergångar. Veckad metavacka återfinns även väster om Stora Norn och tidigare tolkningar att metasediment förekommer som inneslutningar i graniten norr härom stämmer.

I områden som tidigare arbeten tolkat som metavulkanit (leptit) sydost om Sjön Gäsen, förekommer en metamorf bergart som kan tolkas vara mer av ett sedimentärt ursprung än ett vulkaniskt. Kvartsrika lager som nu tolkas vara kvartssandsten förekommer i denna bergart, tillsammans med tydligare metamorft omvandlade lager vilka innehåller större mängder sillimanit och en del cordierit (se kapitel *Struktur och metamorfos*). Även i ett område med gamla järnmalmsgruvor, på västra sidan av Laxtjärnsberget norr om Smedjebacken, finns en kontakt där breccia ses mellan tolkad metasedimentär bergart och ryolit. Det är i samband med ett något större veck, där en breccierad zon som är endast någon decimeter bred och som i huvudsak har ryolitiska klaster följer runt vecket. Veckets inre del utgörs av en metasedimentär bergart vilken innehåller järnoxidmineraliseringar.

Ett större område med sedimentära bergarter finns vid Älgtjärn och söder om Rönnberget. De sedimentära bergarterna består av metagråvackor med ursprungligen växelvisa leriga och sandiga skikt. Där uppträder även grå glimmerskiffer, vilka är omvandlade lerrika sediment med låga halter av sandigt material. Söder om Rönnberget uppträder sedimentära bergarter, mest metagråvacka som ofta har en hög halt av kalcium och uppträder därför i sina vanligaste metamorfa former som plagioklasrika skiffrar och gnejser. I denna sedimentära avsättning kan man se växellagring mellan metagråvacka och mafiska vulkaniter (fig. 8E). Sedimenten har i allmänhet avsatts som en serie av växellagrande sandiga och leriga skikt. Partierna med högre halter av glimmerrika metasedimentära bergarter finns välblottade vid stranden ca 2 km nordväst om Norn (fig. 8F). Metasedimenten är kraftigt deformerade där, med ställvis antydan till veckbildning och krenulerade lager. Lager av ryolitoid-dacitoid ligger konformt med foliationen och har varit mer kompetenta än de glimmerrika metasedimenten under deformationen.



Figur 8. A. Glimmerrik metamorf vacka i nedlagt stenbrott vid Mörttjärnen (6673787/525674). Foto: Stefan Persson. **B.** Sandsten öster om Långalen (6680872/529056). Foto: Stefan Persson. **C.** Bergtäkt vid Gäsberget, ljusgrå sandsten till höger och grå ryolit i mitten av bilden (6672886/526865). Foto: Stefan Persson. **D.** Kontakt mellan ryolit till vänster och sedimentär bergart med kvartskörtlar till höger i bild, söder om sjön Björkljustern. Kontakten är blek till färgen och breccia förekommer (6684092/531334). Foto: Stefan Persson. **E.** Sedimentär metagråvacka med tydlig lagring av glimmerrika och sandiga lager, samt inslag av vulkaniska bergarter (6691319/533888). Foto: Martiya Sadeghi. **F.** Glimmerrika metasedimentära bergarter med inlagringar av sura vulkaniter (6676907/541478). Foto: Dick Claeson.

Vulkaniska bergarter

Större ytor inom de undersökta områdena upptas av sura vulkaniska bergarter, vanligen ryolit och dacit. Dessa bergarter är metamorft omvandlade men ofta ses den primära lagringen med olika innehåll av strökorn. Även växellagring med olika sammansättningar som lager av t.ex. andesit eller basalt ibland de sura vulkaniterna är vanligt förekommande och foliationen i bergarterna sammanfaller ofta med denna lagring. Ryolit till dacit är vanligen ljust grå, men även röda varianter förekommer och då främst med ryolitisk sammansättning (fig. 10A). En litogeokemisk analys av ryolit till dacit vid Acktjärnen söder om Vikmanshyttan visar SiO₂ 72,4 %, Al₂O₃ 13,9 %, Fe₂O₃ 3,08 %, CaO 2,12 %, MgO 0,57 %, Na₂O 3,62 %, K₂O 2,69, TiO₂ 0,34 %, MnO 0,02 % och P₂O₅ 0,08. De petrofysiska mätningarna på stuff gav en densitet på 2 670 kg/m³, magnetisk susceptibilitet om 1 120 × 10⁻⁵ SI och naturlig remanent magnetisering av 14 mA/m. Litogeokemiskt är ljust grå ryolit till dacit likartad den äldre generationen granit till granodiorit (fig. 9). Det är troligt att dessa bergarter är likåldriga och komagmatiska.

I Ulvshyttan och söder om Ulvsjön uppträder ryolit med mycket stark lineation och skiffrighet som stupar mot söder (fig. 10B). Den här typen av ryolit uppträder vid Ristjärnen upp till Norshyttan söder om Lilla Noran och i området runt Norbo (fig. 10C). Metavulkanit med porfyrisk textur finns bland annat runt Skenshyttan och mot sydväst, samt i trakten av Källarbosjön uppträder relativt rikligt med porfyrisk ryolit och med inslag av marmor och mafisk andesit. Ett annat område med porfyrisk ryolit är i närheten av Östra Silvberget och söder om Rönnberget (fig. 10D). Den röda eller rödgrå porfyriska ryoliten har strökorn av kvarts och vanligen också av plagioklas, i en finkornig mellanmassa.



Figur 9. Multielementdiagram av ryolit till dacit vid Acktjärnen och granit till granodiorit från en lokal öster om Dalkarlen. Normaliseringsvärden för N-MORB från Sun & McDonough (1989).



Figur 10. A. Ljust grå ryolit till dacit vid Acktjärnen (6682032/544054). Foto: Dick Claeson. **B.** Ryolit med stark skiffrighet och lineation vid Ulvsjön (6686918/520722). Foto: Martiya Sadeghi. **C.** Bandad, veckad, folierad ryolit till dacit, norr om Lilla Noran och söder om Långsjön (6685885/524498). Foto: Martiya Sadeghi. **D.** Strökornsförande, småporfyrisk ryolit vid Rönnberget (6690828/533453). Foto: Martiya Sadeghi.

Subvulkanisk eller koherent ryolit förekommer på ett flertal observerade lokaler. I ett större område sydost om Björkljustern, förekommer en fältspat- och kvartporfyrisk ryolit. Ryoliten har massformigt arrangerade strökorn med en tämligen jämn fördelning, i en folierad och finkornig grundmassa (fig. 11A). Öster om Skakelberget finns en ryolit med ca 20–30 % strökorn av fältspat och kvarts med storlekar från 1 till 5 mm (fig. 11B). Även på ömse sidor om en metasedimentär bergart söder om Matses förekommer koherent eller subvulkanisk ryolit. Vulkanoklastisk ryolit tolkas nu förekomma vid flera lokaler t.ex. vid Soltjärnberget, Storgruvan söder om Mällsjön, söder om Ljustjärnen, på Skakelberget, sydost om sjön Gäsen, väster om Dammsjön vid Bommarsbo och på Persbodberget (fig. 11C).

Koherent eller subvulkanisk dacit har observerats vid ett flertal lokaler. På Buberget öster om Busjön förekommer en plagioklasporfyrisk dacit med finkornig grundmassa, strökornen är grönaktiga (fig. 11D–E). Väster om Långalen vid Bruntbo, och väster om hällar med metavacka, så förekommer dacit med strökorn av plagioklas och fältspat (fig. 11F). En foliation existerar i dessa bergarter som eventuellt kan vara relaterad till flödesdynamik. Även kraftigare deformerade varianter av dacit, vilka möjligtvis har ett subvulkaniskt ursprung, förekommer vid sjön Gläcken, söder om Gläcken, samt norr om Furbosjön. Även vulkanoklastisk dacit förekommer vid Skakelberget och på Persbodberget.



Figur 11. A. Subvulkanisk eller koherent ryolit, sågad yta, sydost om sjön Björkljustern (6683958/532708). **B.** Subvulkanisk eller koherent ryolit, öster om Skakelberget (6674056/532163). **C.** Tolkad vulkanoklastisk ryolit vid Persbodberget, sågad yta (6678332/534311). **D.** Koherent dacit med tämligen jämn strökornsfördelning, Buberget (6678555/527143). **E.** Sågad yta av samma bergart som i 11D. **F.** Porfyrisk, folierad dacit som finns väster om sjön Långalen, sågad yta (6680872/529056). Samtliga fotografier: Stefan Persson.

Lager av mafiska eruptivbergarter tolkas ställvis ha bildats som lavor eller asktuffer. Den mafiska vulkanismen tycks höra samman med den vulkanism som avsatt de felsiska vulkaniterna. Generellt inom undersökningsområdet ses på flertalet platser stora mängder av enbart mafiska vulkaniter eller där de växellagrar med ryolit till dacit. De mafiska metavulkaniterna är fint medelkorniga eller finkorniga, rika på mörka mineral, särskilt amfibol, varför både vittringsyta och brottyta är gröngrå eller grönsvart. Ibland uppvisar de omvandlingar med epidot. Sydväst om

Stora Fisklösen uppträder felsisk ryolit med växellagrande mafiska vulkaniter (fig. 12A). Där är samtliga bergarter skarnomvandlade och det har skapats större mängder epidot samt en magnetitmineralisering, vilken uppträder som band med ca 50 cm bredd (fig. 12B). Öster om Brunnstjärnen uppträder ett 100 × 200 meter stort hällområde med kraftigt skjuvade och linjerade felsiska vulkaniter med tunna band, vilka har hög susceptibilitet. Växellagring med fragmentförande andesitoida lager förekommer (fig. 12C). Några tunna, porfyriska diabasgångar ses parallellt med lagringen (fig. 12D). Söder om Brunnstjärnen är berggrunden tidigare tolkad som ryolit, men här uppträder en porfyrisk andesitoid med plagioklasströkorn (fig. 12E). Andesitoiden innehåller amfibolrika mafiska enklaver. En skarp kontakt med en mer finkornig mafit ses i området (fig. 12F). Ställvis noteras en lineation som är riktad mot sydost inom detta område. Ett flertal hällar norr om Rusgården visar tydligt att en bimodal vulkanism förekom i området (fig. 12G). Berggrunden består av växellagrande felsiska och mafiska vulkaniter samt skarnomvandlade vulkaniter med epidot (fig. 12H). I de här hällarna uppträder två typer av diabasgångar, både porfyriska och enbart finkorniga. Lagring och lineation hos vulkaniterna i området norr om Rusgården stupar mot sydost.



Figur 12. A. Växellagring mellan mafiska och felsiska vulkaniter, sydväst om sjön Stora Fisklösen (6683547/521614). **B.** Skarn- och epidotomvandling med magnetitmineralisering, sydväst om sjön Stora Fisklösen (6683547/521614). **C.** Växellagring mellan felsiska och fragmentförande andesitoida vulkaniter, öster om Brunnstjärnen (6687254/535700). **D.** Tunna diabasgångar med hög susceptibilitet i lagringen hos felsisk vulkanit, öster om Brunnstjärnen (6687254/535700).



Figur 12. E. Porfyrisk andesitoid med plagioklasströkorn i kontakt med finkornigare mafit, söder om Brunnstjärnen (6685568/534593). **F.** Andesitoid som innehåller mafiska enklaver, söder om Brunnstjärnen (6685568/534593). **G.** Omvandlade, veckade, mafiska och felsiska vulkaniter som har blivit intruderade av minst två generationer av diabas och mafiska gångar med låg och hög susceptibilitet, norr om Rusgården (6687503/529861). **H.** Närbild av bergarterna i figur 11G. Samtliga fotografier: Martiya Sadeghi.

Väster om Långsjön och nordost om Hummelberget finns en breccierad inneslutning av plagioklasporfyrisk andesit i en granit till granodiorit (fig. 13A). Andesiten har en varierande strökornshalt med en storlek på upp till 3 mm på strökornen, men det rör sig inte om någon större utbredning. Även i ett område som tidigare bedömts mest bestå av sur vulkanit förekommer andesitoida bergarter på Skakelberget (fig. 13B).



Figur 13. A. Plagioklasporfyrisk andesit, väster om Långsjön (6677141/527183). **B.** Sågad yta av andesit, Skakelberget (6673962/531568). Fotografier: Stefan Persson.

Det förekommer även större ytor med intermediära och basiska vulkaniska avsättningar inom det nu undersökta området. De basiska till intermediära bergarterna är generellt underrepresenterade i kartorna från tidigare karteringar, vilket även gäller för djupbergarter och gångar. Basaltisk andesit till basalt förekommer inom större delarna av undersökningsområdet. Dessa bedöms vara mer eller mindre likåldriga med de sura vulkaniterna. Vid sjön Gryckens nordvästra spets (6678893/543794), söder om Vikmanshyttan, finns basaltisk andesit i kontakt med ryolitoid. En litogeokemisk analys visar SiO₂ 54,5 %, Al₂O₃ 14,2 %, Fe₂O₃ 14,2 %, CaO 7,04 %, MgO 3,42 %, Na₂O 2,52 %, K₂O 1,17, TiO₂ 1,54 %, MnO 0,23 %, P₂O₅ 0,55 %, Cr 5 ppm och Ni 1,1 ppm. De petrofysiska mätningarna på stuff resulterade i en densitet på 2 945 kg/m³, magnetisk susceptibilitet om 6 220×10^{-5} SI och naturlig remanent magnetisering av 73 mA/m.

Basaltisk andesit till basalt väster om sjön Gessan innehåller ofta sulfidmineral disseminerat (fig. 14A). Den litogeokemiska analysen visar på en sammansättning nära gränsen mellan basaltisk andesit och basalt med SiO₂ 52,6 %, Al₂O₃ 16,75 %, Fe₂O₃ 12,0 %, CaO 8,04 %, MgO 4,63 %, Na₂O 3,03 %, K₂O 1,37, TiO₂ 1,1 %, MnO 0,12 %, P₂O₅ 0,27, Cr 20 ppm och Ni 5,4 ppm. De petrofysiska mätningarna på stuff gav en densitet på 2 943 kg/m³, magnetisk susceptibilitet om $6 530 \times 10^{-5}$ SI och naturlig remanent magnetisering av 73 mA/m.

I krossbergstäkten vid Vikmanshyttan-Kartjärnskullen, ca 200×100 meter med pallhöjd ca 20-25 meter, finns det en basaltisk andesit till basalt med lager av basaltoid. Båda dessa vulkaniter innehåller kopparkis och sulfidmineral, högst andel ses i den basaltoida (fig. 14B). Ställvis ser det ut som att bergarterna kan vara subvulkaniska med xenoliter eller eventuella enklaver av gabbroiska delar, alternativt har de följt med i ett ytflöde (fig. 14E). I mikroskop ses även enstaka mm-stora strökorn av plagioklas (fig. 14C–D). Den litogeokemiska analysen visar på en sammansättning på gränsen mellan basaltisk andesit och basalt med SiO₂ 52,2 %, Al₂O₃ 15,75 %, Fe₂O₃ 11,4 %, CaO 7,82 %, MgO 4,33 %, Na₂O 2,35 %, K₂O 1,47, TiO₂ 1,02 %, MnO 0,2 %, P₂O₅ 0,32 %, Cr 20 ppm och Ni 5,9 ppm. De petrofysiska mätningarna på stuff resulterade i en densitet på 2 910 kg/m³, magnetisk susceptibilitet om 5 666 × 10⁻⁵ SI och naturlig remanent magnetisering av 637 mA/m. Det förekommer även en ultramafit i täkten som möjligen är intrusiv och av hornbländitisk karaktär (se kapitel *Djupbergarter*).





Figur 14. A. Basaltisk andesit vilken innehåller sulfidmineral disseminerat. Plagioklasströkornen är omvandlade till gröntonad, troligen epidot-saussurit (6683310/541874). B. Basaltisk andesit till basalt med lager av basaltoid med kopparkis och sulfidmineral (6682435/546436). Mycket finkornig basaltisk andesit till basalt med enstaka strökorn av plagioklas, C. planpolariserat ljus och D. korsade nicolor (6682435/546436). E. Basaltisk andesit till basalt som möjligen kan tolkas vara subvulkanisk med xenoliter eller enklaver av gabbroiska delar eller ytflöden (6682435/546436). Samtliga fotografier: Dick Claeson.

De litogeokemiskt analyserade proven av basaltisk andesit till basalt uppvisar en homogen signatur med en kraftig negativ anomali för Nb, svagt negativa för Zr och Ti, samt en positiv anomali för Pb, både Nb och Pb anomalierna är indikationer på att magmorna kan ha haft sitt ursprung i en subduktionsrelaterad miljö (fig. 15). Bergarterna basaltisk andesit till basalt visar en fraktioneringsstyrd anrikning av de lätta REE med en flat kurva för de tunga REE, vilket tolkas att ursprungsmagmorna inte haft någon residual av granater i det område som de genererades ur (fig. 16). Analyserna av de tre proverna av basaltisk andesit till basalt visar att det är fraktionerade magmor med låga halter av kompatibla element t.ex. Ni och Cr och att de inte är relaterade till alkalirika traky-sammansättningar.



Figur 15. Multielementdiagram av basaltisk andesit till basalt. Normaliseringsvärden för N-MORB från Sun & McDonough (1989).



Figur 16. Diagram över sällsynta jordartsmetaller (REE) av basaltisk andesit till basalt. Normaliseringsvärden för kondrit från Boynton (1984).

Vid den nordöstra delen av Dalhagsberget finns en mycket kraftigt omvandlad vulkanisk berggrund. Bergarterna uppvisar genomgripande omvandling i amfibolitfacies med bildande av amfibol, epidot, sericit och rekristalliserad kvarts i basalt (fig. 17A–B). Basalten ligger som lager i dominerande sura vulkaniska lager. Sulfidmineral ses disseminerat i den hydrotermalt omvandlade basalten (fig. 17C).





Figur 17. Basalt med genomgripande omvandling indikerande amfibolitfacies, A. planpolariserat ljus och B. korsade nicolor (6681364/547336).
C. Sulfidmineral disseminerat i hydrotermalt omvandlad basalt (6681364/547336). Samtliga fotografier: Dick Claeson.

En litogeokemisk analys visar en basalt med SiO₂ 45,1 %, Al₂O₃ 15,2 %, Fe₂O₃ 14,6 %, CaO 9,88 %, MgO 7,27 %, Na₂O 1,42 %, K₂O 1,31 %, TiO₂ 1,53 %, MnO 0,23 %, P₂O₅ 0,13 %, Cr 160 ppm och Ni 24 ppm. Petrofysiska mätningar på stuff av basalten visar en densitet på 3 038 kg/m³, magnetisk susceptibilitet om 184×10^{-5} SI och naturlig remanent magnetisering av 15 mA/m.

Sulfidmineraliseringen vid Gumsgruvan omges av basalt till andesitoid. Bergarten har ofta större mängd aktinolit som nålar och många gånger ses zinkblände och kopparkis disseminerat. Basaltoid provtagen i häll vid 6686725/526636 och den litogeokemiska analysen visar en basalt med SiO₂ 48,4 %, Al₂O₃ 16,9 %, Fe₂O₃ 17,2 %, CaO 4,12 %, MgO 4,30 %, Na₂O 3,72 %, K₂O 1,27 %, TiO₂ 0,79 %, MnO 0,42 %, P₂O₅ 0,22 %, Cr 30 ppm och Ni 35 ppm. Den basaltiska värdbergarten till Gumsgruvan visar en densitet på 2 912 kg/m³, magnetisk susceptibilitet om 21 367×10^{-5} SI och naturlig remanent magnetisering av 3 785 mA/m.

De litogeokemiskt analyserade proven av basalt uppvisar en homogen signatur, oavsett ålder då provet från Lambo fäbod är av en yngre gång (se kapitel *Gångar av amfibolit, basalt och diabas*) och oavsett en kraftig omvandling som vid Dalhagsberget (fig. 18–19). Tråg för Nb och en positiv anomali för Pb är båda indikationer på att magmorna kan ha haft sitt ursprung i en subduktionsrelaterad miljö eller från en mantel som påverkats av äldre subduktionsprocesser (fig. 18). Bergarten basalt visar en fraktioneringsstyrd anrikning av de lätta REE med en flat kurva för de tunga REE, vilket tolkas att ursprungsmagmorna inte haft någon residual av granater i det område där de genererades (fig. 19). Analyserna av de tre proverna av basalt visar att det är

fraktionerade magmor med varierande halter av kompatibla element som Ni och Cr. De två äldre basalterna är inte relaterade till alkalirika traky-sammansättningar, medan den yngre gången vid Lambo fäbod har relativt höga K, Ti och Zr halter jämfört med de två äldre basalterna.



Figur 18. Multielementdiagram av basalt. Normaliseringsvärden för N-MORB från Sun & McDonough (1989).



Figur 19. Diagram över sällsynta jordartsmetaller (REE) av basalt. Normaliseringsvärden för kondrit från Boynton (1984).



Figur 20. Finkorniga amfibolitgångar med nordvästliga riktningar norr om Skaraborg (6686788/520772). Foto: Martiya Sadeghi.

Gångar av amfibolit, basalt och diabas

I vissa områden uppträder svärmar av basiska gångar i de äldre bergarterna. Basisk magma har trängt in i sprickor, svaghetszoner och utmed foliationen i gnejsgranit och tidigare deformerade ytbergarter. Gångarna är 0,1–1 meter breda och tillhör troligen flera generationer, samt har genomgått amfibolitfacies metamorfos. Ofta kan man observera strukturer i de amfibolitiska gångarna av metabasit relaterade till deformation. Amfiboliter uppträder i flera former, syngenetiska som lager eller lagerkonforma gångar finns i suprakrustala vulkaniter. Amfibolit-gångar uppträder ställvis med nord till nordvästliga riktningar (fig. 20). Amfiboliterna är normalt mörkt gråbruna till mörkfärgat gröna.

Det finns flera yngre generationer av gångar med basaltisk sammansättning i det undersökta området. En generation är de ställvis plagioklas- och olivinporfyriska gångarna som troligen hör samman med de ca 1 470 till 1 460 Ma gamla Tunagångarna och Gustafsporfyr (t.ex. Söderlund m.fl. 2005). De flesta av dessa uppvisar kylda kontakter till omgivande berggrund och ibland även en kontaktrelaterad differentiation av strökornen som troligen beror på magmatiskt flöde och sammansättningsvariation (fig. 21A–E). En yngre generation är de så kallade Blekinge-Dalarna diabasgångarna (BDD), vilka bildades för ca 980 till 945 Ma sedan (t.ex. Söderlund m.fl. 2005). Dessa är mycket välbevarade och ingen dynamisk metamorf överprägling kan ses (fig. 22). De basiska gångarna av dessa två yngre generationer har ofta välbevarade avkylningskontakter med täta avsnitt mot den omgivande berggrunden (fig. 21–22). I en del blottningar ses multipla pulser av basisk magma som gångar, där senare pulser klipper tidigare smala gångar, men där båda är i stort sett av samma ålder och uppvisar avkylningsfenomen. Nordnordvästliga, linjära, högmagnetiska anomalier antyder förekomst av flertal diabasgångar i området. Sannolikt hör dessa till Blekinge-Dalarna diabaserna. Tunadiabas och Gustafsporfyr framträder inte på magnetanomalikartan.

Vid Lambo fäbod, ca 600 meter norr om Gumsgruvan, finns en basaltisk gång i sur vulkanit som är 11–12 meter bred. Basalten har intruderat konformt med den foliation och lagring som ses i dacitoiden. Gången har kylda kontakter vilka är någon cm breda, i övrigt är den mycket finkornig

till finkornig (fig. 21A). Basalten är massformig till svagt folierad och foliationen har troligen samband med det magmatiska flödet. I dessa foliationsplan ses enstaka ca 40×6 cm stora linser av en helt epidotomvandlad bergart. Det går inte att avgöra om dessa linser hör till basaltoiden eller om de är xenoliter. Ovanstående kontaktrelationer indikerar att det är en betydligt yngre gång och som har riktning 70/70. En litogeokemisk analys visar en basalt med SiO₂ 51,3 %, Al₂O₃ 15,95 %, Fe₂O₃ 11,5 %, CaO 7,53 %, MgO 4,80 %, Na₂O 2,85 %, K₂O 2,03 %, TiO₂ 1,58 %, MnO 0,17 %, P₂O₅ 0,34 %, Cr 30 ppm och Ni 42 ppm. Petrofysiska mätningar på stuff av den basaltiska gången visar en densitet på 2 866 kg/m³, magnetisk susceptibilitet om 1 700 × 10⁻⁵ SI och naturlig remanent magnetisering av 369 mA/m.

Cirka 1 km nordväst om Gumsgruvan ses en minst 70 meter bred gång av basaltoid till diabas, med kyld kontakt några cm bred och tät. Trots gångens ansenliga bredd är mellanmassan mycket finkornig till finkornig (fig. 21C). De två första metrarna från kontakten räknat till den omgivande dacitoiden, utgörs av en olivinporfyrisk del (fig. 21B). Olivinkristallerna är helt omvandlade till serpentin och utgörs idag alltså av pseudomorfer. En stark variation i mängden olivin är påtaglig, från någon procent upp till 10 %. Storleken på pseudomorferna efter olivin varierar från 1 till 7 mm och på ytan är de delvis utvittrade, samt uppvisar en brun kulör. Flertalet olivinströkorn är mer eller mindre runda. I den första ½ metern från kontakten är olivin endast mm stora. Efter denna zon av olivinrika delar ändras strökornsinnehållet i den basaltoida bergarten och blir rik på svagt gröntonande plagioklas som strökorn, 2–20 mm stora, med en frekvens från 2 till 15 %. Låg magnetisk susceptibilitet noteras i kontaktzonens olivinrika delar. Petrofysiska mätningar på stuff från den basiska gångens del som är rik på plagioklasströkorn visar en densitet på 2 838 kg/m³, magnetisk susceptibilitet om 1 770 × 10⁻⁵ SI och naturlig remanent magnetisering av 203 mA/m.

Serpentin är det enda mineral som ses i tunnslip, förutom några enstaka sulfidmineral, i de pseudomorfer efter helt omvandlade olivinströkorn. Alternativt kan pseudomorferna tolkas som blåsrum skapade av gas i magman som helt fyllts med serpentin sekundärt. Varför gasen endast skulle skapa blåsrum i kontaktzonen är svårare att förstå, än att en olivinströkornsförande mer primitiv magma är det första som avsätts i samband med att en spricka i berggrunden öppnar sig. Gastrycket borde avta hastigt och blåsrum i denna omfattning inte skapas. Även det faktum att kontakten hos en gång kyls av snabbare än de mer centrala delarna, gör att i kontakten fryses lösta volatiler i den stelnande magman och hålrum bör istället vara koncentrerade mot centrum där koncentrationen av volatiler även hinner byggas upp via kristallisation i en bredare gång. Skulle det i detta fall röra sig om ett ytflöde kan man hävda att det är de övre lagren som man ser och att det är ett avgasningsfenomen där hålrum bildats. Dock har gångens kontakter som iakttagits i fält riktning 40 med en stupning på 78 grader, vilket är brantstående och med tanke på den låga metamorfosgraden är det svårt att föreställa sig att det är ett basaltlager som har ställts på ände. Enligt Söderlund m.fl. (2005) är den typiska bredden på en Tunagång mindre än 1 meter, så om denna gång är av samma generation som Tunagångarna är den anomalt bred.

Utmed körvägen väster om Källarbosjön, ses en massformig, plagioklas- och olivinporfyrisk gång av yngre basaltoid till diabas i kontakt med dacitoid vulkanit, vilken troligen tillhör Tunagångarna. Gångens västliga kontakt är inte blottad, men den östliga har riktning 50 och stupning 89 grader, och gången är minst 10 meter bred. I den ca 1 meter breda kontaktzonen varierar halten och storleken kraftigt på plagioklasströkornen, 1–25 mm stora med en frekvens från 0 till 20 %, vilket ger upphov till en lagring som är parallell med kontakten (fig. 21D). Ställvis är gången även olivinporfyrisk med kristaller 2–5 mm stora och en frekvens från 0 till 5 % (fig. 21E). Andra karakteristika drag är att mellanmassan är mycket finkornig till finkornig och bergarten uppvisar mycket låggradig metamorf överprägling.

Tunadiabas förekommer ställvis med hög frekvens, företrädesvis i delar av nordvästra delen av undersökningsområdet. Sydost om Aspnäs ses en häll som består av ryolit med en amfibolitgång och multipla diabasgångar (fig. 21F). Diabasgångarna består av flera, parallella gångar med enskild bredd av 30 cm och vilka har riktning 85/80, samt en hög susceptibilitet på upp till 12 500 $\times 10^{-5}$ SI. Granitiska gångar klipper ryoliten och även amfibolitgången, vilket betyder att amfiboliten är äldre än de yngre granitgångarna. Tunadiabasen är normalt finkornig och i allmänhet porfyrisk (fig. 21G). Gångarna har ofta nordostlig riktning och är en till flera meter breda. Intill Tunadiabas ses ibland gångar av brun Gustafsporfyr. Tunadiabas har inte observerats förekomma alls lika frekvent inom det södra centrala undersökningsområdet jämfört med vad som förekommer längre norrut, en möjlig förekomst finns väster om Stora Norn (fig. 21H).



Figur 21. Troliga Tunadiabasgångar inom undersökningsområdet. **A.** Någon cm bred kyld kontakt mellan basaltisk gång och folierad dacitoid (6687360/526675). Foto: Dick Claeson. **B.** Olivinporfyrisk del av kontakten till minst 70 m bred gång av basalt till diabas, gång i riktning 40/78 (6687594/526375). Foto: Dick Claeson. **C.** Centrala delar av gången i figur 21 B uppvisar hög frekvens av plagioklasströkorn, upp till 20 mm stora (6687594/526375). Foto: Dick Claeson. **D.** I kontaktzonen varierar halt och storlek på plagioklasströkornen vilket ger upphov till en lagring (6688852/531941). Foto: Dick Claeson.



Figur 21. E. Ställvis är gången olivinporfyrisk förutom plagioklasporfyrisk, olivin ses som vittrade, bruna kristaller bland plagioklas, klinopyroxen och Fe-Ti oxid kristaller (6688852/531941). Foto: Dick Claeson.
F. Amfibolitgång och flera parallella, 30 cm breda, diabasgångar med riktning 85/80 i en ryolit (6687525/536562). Foto: Martiya Sadeghi. G. Diabas med finkornig mellanmassa och porfyrisk textur med plagioklasströkorn (6685200/519603). Foto: Martiya Sadeghi. H. Tunadiabas väster om Stora Norn (6676772/535396). Foto: Stefan Persson.

En diabasgång som tillhör Blekinge-Dalarna diabaserna utgör en stor del av ett hällområde ca 300 meter sydväst om Dammsjön, norr om Sörvik. Diabasen är massformig, jämnkornig, finkornig till fint medelkornig (fig. 22A). Riktningen på BDD-diabasgången är ca 330/60 och kontakter mot den omgivande vulkaniska avsättningen är inte blottade. I ett ca 5 × 4 meter stort vattenfyllt gruvhål i vulkaniterna (se kapitel *Sulfidmineraliseringar*) ses en ca 30 cm bred apofys av BDD-diabas, vilken är mycket finkornig och har riktning 210/74 (fig. 22B). Samma gång av diabas är blottad ca 300 meter åt nordnordväst och där är kontakten med omgivande vulkaniska bergarter synlig. Det är en kyld kontakt där diabasen är tät de första 1 till 2 cm (fig. 22C). Gången ligger konformt med lagringen hos den sura, troligen dacitoida vulkaniten som även har lager av basaltoid. Bredden är ca 20–30 meter och riktningen 320/50 vid denna lokal.

Uppstickande hällar med BDD-diabas observerades vid några lokaler t.ex. norr om Långsjön och generellt överensstämmer förekomsterna bra med tidigare berggrundskarta i den södra centrala delen av undersökningsområdet. Den är massformig och upp till flera tiotals meter bred (fig. 22D).



Figur 22. A. Massformig, jämnkornig diabas som BDD gång i riktning 330/60 (6672937/508369). Foto: Dick Claeson. **B.** Ca 30 cm bred apofys av BDD gång i gruvhål (6672907/508339). Foto: Dick Claeson. **C.** Kyld kontakt mellan BDD-diabas och dacitoid vulkanit (6673209/508244). Foto: Dick Claeson. **D.** Massformig yngre diabas, norr om Långsjön (6677597/527578). Foto: Stefan Persson.

Djupbergarter

Granodiorit till granit genomsätts av gångar av aplit till pegmatit och har ofta mörka enklaver (fig. 23C). Klippande relation mellan yngre gångar och foliation/lineation i den äldre granodioriten till graniten visar att det skett en kraftig deformation och metamorfos av de äldre bergarterna innan de yngre intruderade. I några av de aplitiska gångarna blommar det upp pegmatitiska delar i apliten, oftast i de smalare, några cm breda gångarna, vilket indikerar att fluidinnehållet varierat under bildandet och varit högre då pegmatit bildades. I mikroskop ses en genomgripande omkristallisation av kvarts i granodiorit till granit som indikerar relativt hög metamorf överprägling (fig. 23A–B). Litogeokemiskt är den likartad den sura vulkaniten (fig. 9). Petrofysiska mätningar på stuff av ljust grå granodiorit till granit visar en densitet på 2 668 kg/m³, magnetisk susceptibilitet om 875 × 10⁻⁵ SI och naturlig remanent magnetisering av 11 mA/m.

Granodiorit, granit och tonalit påträffas i undersökningsområdet med olika form och kornstorlek. Granodiorit till tonalit brukar vara grå, medelkorniga och gnejsiga med ganska tydlig foliation t.ex. väster om Skenshyttan. Gnejsig granodiorit till granit är vanligen finkornig och röd t.ex. vid Norboberg (fig. 23D) eller ibland kan de vara grå och medelkorniga samt ha ett mindre antal fältspatströkorn t.ex. norr om Gläcken (fig. 23E). Man kan tänka sig att det finns olika generationer av dessa äldre granitoider. De lokaler där tonalit till granodiorit främst har urskiljts från granit genom användande av strålningsmätning och bergartsbedömning är; nordväst om sjön Björkan, där förekommer deformerad omkristalliserad tonalit till granodiorit, även norr om Fäbodtjärnen, söder om sjön Stora Gloten förekommer en porfyroklastisk, starkt deformerad tonalit till granodiorit med porfyroklaster av plagioklas. Även en mer subvulkanitliknande tonalit till granodiorit observerades väster om sjön Björkan (fig. 23F). Den ser ut att vara enklavförande, där enklaverna har intermediär till basisk sammansättning. Småporfyrisk, deformerad, metamorf granit observerades främst vid två närliggande lokaler några km sydost om sjön Långalen, (fig. 23G), samt väster om Dammsjön nordväst om Lövåsen. En leukokratisk, ljust vitgrå granit som uppvisar brecciering med kvartsfyllda sprickor observerades nära en deformationszon sydväst om Tommus fäbodar (fig. 23H).



Figur 23. Omkristalliserad, ljust grå granodiorit till granit, **A.** planpolariserat ljus och **B.** korsade nicolor (6686547/544053). Foto: Dick Claeson. **C.** Folierad granodiorit till granit med mörka enklaver genomsätts av en aplitgång (6686547/544053). Foto: Dick Claeson. **D.** Folierad, gnejsig granit väster om Skenshyttan, med yngre ådror och gångar av kvarts (6687752/524191).



Figur 23. E. Folierad, omkristalliserad, medelkornig och ögonförande granodiorit norr om sjön Gläcken (6684597/528347). Foto: Martiya Sadeghi. **F.** Porfyrisk, subvulkanisk (?) tonalit till granodiorit med enklav, nordväst om sjön Björkan (6684765/534954). Foto: Stefan Persson. **G.** Småporfyrisk granit, sydost om sjön Långalen (6680338/529573). Foto: Stefan Persson. **H.** Ljust vitgrå, breccierad granit, sydväst om Tommus fäbodar (6679490/535817). Foto: Stefan Persson.

Sammanhängande områden av granit och aplit som gångar omtolkas ställvis inom det nu undersökta området från att vara av en äldre generation till att tillhöra den yngre granit-pegmatit associationen. Det är uppenbart att dessa saknar deformation eller metamorf överprägling som är typisk för de äldre generationerna granit, samt att de båda bergarterna är likåldriga vid dessa lokaler (fig. 24A). Yngre granit uppträder i flera mindre intrusiv i norra delen av undersökningsområdet. Den är medelkornig till finkornig, röd eller grå och fältspaten i den yngre graniten är välbevarad. Pegmatit finns även i det norra området och sammanfaller till största delen med graniterna. Spår av en sen deformation förekommer lokalt i de yngre graniterna. Till exempel ses den yngre graniten väster om Ristjärnen och sedan längs Lilla Noran till Långsjön och Rudtjärnen (fig. 24B) och i området vid Fiskarbo och väster om Brunnstjärnen (fig. 24C).





Figur 24. A. Omtolkad från äldre granit till yngre generation av granit-pegmatit associationen. Massformig, mestadels gråröd, medelkornig granit med aplitgångar som är samtida. Kontakterna är vindlande och saknar tecken på kyld kontakt i någon av bergarterna (6680044/546429). Foto: Dick Claeson. B. Medelkornig, jämnkornig och ej omkristalliserad granit vid Rudtjärnen som har stora kvartskorn (6686008/526941). Foto: Martiya Sadeghi. C. Fint medelkornig, rödgrå yngre granit väster om Brunnstjärnen (6686900/534106). Foto: Martiya Sadeghi.

Gabbro till diorit av olika generationer finns inom undersökningsområdet, somliga är kraftigt omvandlade och deformerade medan andra saknar kraftig metamorf överprägling och deformation. Det rör sig högst troligen om ett flertal generationer av gabbro och diorit. Ofta iakttas gabbroida intrusioner som har smält upp sin omgivande sura bergart. I samband med detta produceras back-veining, där gabbroiden stelnar, krymper och spricker upp medan den uppsmälta sura magman fortfarande är mobil och fingrar in i sprickorna, allt beroende på skillnader i kristallisationstemperatur (fig. 25A). Vid tidigare karteringsinsatser har detta fenomen ofta tolkats som att de sura bergarterna är yngre, då de går in som "gångar" i gabbroiderna, men omtolkas i samband med detta arbete.

Den mineraliserade gabbron vid Brunnsjöberget (se kapitel *Naturresurser*) har delar som är ultramafiska kumulat. Kumulaten består till delar av poikilitisk klinopyroxen som flera cm stora oikokrister, vilka har olivin som kadakrister (fig. 25C–D). Även magmatisk amfibol och biotit ses i mikroskopet. En litogeokemisk analys visar SiO₂ 42,4 %, Al₂O₃ 5,91 %, Fe₂O₃ 13,3 %, CaO 4,27 %, MgO 28,4 %, Na₂O 0,75 %, K₂O 0,44, TiO₂ 0,34 %, MnO 0,2 %, P₂O₅ 0,09, Cr 2530 ppm, Ni 599 ppm. Petrofysiska mätningar på stuff av det ultramafiska kumulatet visar en densitet på 3 121 kg/m³, magnetisk susceptibilitet om 3 940 × 10⁻⁵ SI och naturlig remanent magnetisering av 3 724 mA/m.

Tillsammans med basaltisk andesit och basaltoid i krossbergstäkten vid Vikmanshyttan-Kartjärnskullen finns det en omvandlad bergart som kan klassas som hornbländit (fig. 25B). En litogeokemisk analys visar SiO₂ 49,3 %, Al₂O₃ 6,33 %, Fe₂O₃ 10,6 %, CaO 13,0 %, MgO 16,6 %, Na₂O 0,65 %, K₂O 0,42, TiO₂ 0,31 %, MnO 0,19 %, P₂O₅ 0,05, Cr 1 110 ppm, Ni 171 ppm. I mikroskop iakttogs rester av större kristaller av klinopyroxen och små av olivin, men bergarten består mestadels av amfibol (fig. 25E–F). De olika huvudbergarterna i täkten har snarlik litogeokemisk signatur och bedöms höra till samma generation magma utifrån detta och deras fältrelationer (fig. 26). Petrofysiska mätningar på en stuff av hornbländiten visar en densitet på 3 093 kg/m³, magnetisk susceptibilitet om 75×10^{-5} SI och naturlig remanent magnetisering av 20 mA/m.



Figur 25. A. Gabbroid intrusion som smält upp en omgivande sur vulkanit och orsakat back-veining, även xenoliter av sur vulkanit förekommer i gabbron (6683304/541832). **B.** Ultramafiten är möjligen intrusiv och har en hornbländitisk karaktär (6682435/546436). Ultramafiskt kumulat med poikilitisk klinopyroxen som flera cm stor oikokrist, vilken har olivin som inneslutna kadakrister, **C.** planpolariserat ljus och **D.** korsade nicolor (6681552/551690).



Figur 25. Ultramafit till hornbländit som mestadels består av amfibol med rester av större kristaller av klinopyroxen och små av olivin, **E.** planpolariserat ljus och **F.** korsade nicolor (6682435/546436). Samtliga fotografier: Dick Claeson.



Figur 26. Multielementdiagram av bergarter från krosstäkt Kartjärnskullen. Normaliseringsvärden för N-MORB från Sun & McDonough (1989).

Ett flertal stora basiska intrusiv har betecknats som gabbro inom karteringsområdet. Gabbron är oftast medelkornig till grovkornig och homogen, men har ibland ett slirigt utseende orsakat av deformation och metamorfos, med variabel sammansättning från gabbro till diorit. Några större områden med gabbro finns vid Gåstjärnberget (fig. 27A), Finnberget (fig. 27B) och mellan Gumsberget och Mellanåsen (fig. 27C). Ett mindre område med gabbro uppträder i hällar sydväst om Lisselgårds-Dammsjön (fig. 27D). Generellt innehåller de basiska intrusiva bergarterna mörka mineral, rika på järn, magnesium och kalcium, vilket gör dessa bergarter svarta eller mörkgröna både på vittringsytor och i brottytor. De mörka mineralen utgörs ibland till stor del av amfibol. Gabbro visar varierande kornstorlek och innehåller ibland upp till 5 mm stora korn av fältspat. I

en häll ca 500 meter sydost om Brunnstjärnen, i närheten av kontakten mellan gabbromassivet och graniten, ses stora enklaver av mörka, ultramafiska till basiska bergarter, vilka simmar i en kvartsdioritisk till dioritisk bergart (fig. 27E–F). Utseendet på kontakterna mellan bergarterna indikerar att det troligen är frågan om någon form av magmablandningsfenomen.



Figur 27. Exempel på utseenden hos gabbro i de norra delarna av undersökningsområdet. A. Gåstjärnberget (6683330/523060), B. Finnberget (6682678/520870), C. Mellan Gumsberget och Mellanåsen (6686499/527204), D. Sydväst om Lisselgårds-Dammsjön (6688228/529628). E. Enklaver av basisk bergart i en kvartsdioritisk bergart sydost om Brunnstjärnen, troligen magmablandningsfenomen (6686471/535038).
F. Närbild av kontaktrelationerna i figur 27E. Samtliga fotografier: Martiya Sadeghi.

Gabbro och amfibolit förekommer rikligt inom den centrala delen av det undersökta området, även som underordnad bergart vid många undersökta lokaler. Det finns även ofta underordnade bergarter i de fall gabbro dominerar hällytorna. Den bergart som oftast återföljer gabbron är en metamorf granitoid (granit, granodiorit och tonalit), och det är ibland något svårtolkat hur det inbördes förhållandet mellan gabbro och granitoid egentligen är. I vissa fall ser det ut som gabbron är breccierad och att granitoid är sprickfyllnad, det kan röra sig om meterbreda zoner där gabbroiska och amfibolitiska, kantiga utdragna kroppar ligger i en matrix av granitoid, men det kan då också röra sig om back-veining. I vissa fall ser det ut som magmablandning, där kontakterna kan vara diffusa, runda och blomkålsliknande eller skarpa och raka (fig. 28).



Figur 28. Exempel på kontakter mellan gabbro och granitoid. **A.** Breccierad gabbro med tonalit till granodiorit som sprickfyllnad, back-veining (?) öster om Mörttjärnen (6673578/525830). **B.** Magmablandning mellan gabbro och tonalit till granodiorit norr om Mörttjärnen (6673925/525417). **C.** Breccierad gabbro med tonalit till granodiorit som sprickfyllnad, back-veining (?) vid Loesberget (6673804/528539). **D.** Magmablandning mellan gabbro och granit vid Brogberget (6673589/529720).



Figur 28. E. Magmablandning mellan gabbro och granodiorit till tonalit med enklaver av basisk bergart, nordväst om sjön Björkan (6684765/534954). **F.** Magmablandning mellan gabbro och tonalit till granodiorit, Svarttjärns fäbodar (6684833/534836). Samtliga fotografier: Stefan Persson.

Ultrabasiska kumulat förekommer söder om Dammsjön, sydväst om Lilla Gloten, där observerades ett flertal mindre hällar inom ett område som till ytan är ca 20 000 m². Bergarten har något förhöjda susceptibilitetsvärden. Vid Täktlandet finns en mindre förekomst av gabbro till hornbländit i ett område som i övrigt domineras av gabbro med låg susceptibilitet, och även här har den observerade bergarten gabbro till hornbländit generellt högre susceptibilitet. Litogeokemisk analys av respektive bergart visar för ultrabasiska kumulat SiO₂ 40,0 %, Al₂O₃ 6,06 %, Fe₂O₃ 12,4 %, CaO 5,44 %, MgO 27,6 %, Na₂O 0,53 %, K₂O 0,09, TiO₂ 0,24 %, MnO 0,19 %, P₂O₅ 0,02, Cr 2 670 ppm, Ni 738 ppm och LOI 7,03, samt för gabbro till hornbländit SiO₂ 46,2 %, Al₂O₃ 7,75 %, Fe₂O₃ 9,10 %, CaO 11,55 %, MgO 20,1 %, Na₂O 0,89 %, K₂O 0,24, TiO₂ 0,34 %, MnO 0,14 %, P2O5 0,05, Cr 2 000 ppm, Ni 345 ppm och LOI 2,97. Höga koncentrationer av Cr, Ni och en hög glödgningsförlust talar för att det ultrabasiska kumulatet utgörs till delar av serpentinomvandlad olivin och i övrigt av en hög andel klinopyroxen. Det bör nämnas att det var med hjälp av de flygmagnetiska kartorna och de geofysiska mätningarna med magnetometer, som dessa områden med gabbro till ultrabasiska kumulat överhuvudtaget hittades. I en del områden där den magnetiska anomalikartan visar på positiva anomalier så finns det en korrelation med amfibolit eller en basisk bergart, vilken har relativt högre magnetisk susceptibilitet jämfört med de omgivande bergarterna. Det observerades t.ex. öster om sjön Gläcken i en basisk bergart, söder om sjön Björkljustern som smala skivor av amfibolit eller gångar i ryolit, i en basisk bergart som intruderat i en metasedimentär bergart norr om Hummelberget, samt på Brilldammsberget där gabbro förekommer tillsammans med ryolit och järnoxidmineralisering som ådror.

STRUKTURER OCH METAMORFOS

Den magnetiska anomalikartan (fig. 29) antyder komplicerade veckmönster med nordsydliga veckaxlar i väst, norr om Ludvika och huvudsakligen nordostliga veckaxlar i övriga delar av undersökningsområdet. Den storskaliga veckstrukturen framgår även av tyngdkraftskartan (fig. 3).

Den mest iögonfallande deformationszonen i den magnetiska anomalikartan är ett nordvästligt, rakt, lågmagnetisk lineament som skär genom hela undersökningsområdet. Deformationszonen framgår även i strömtäthetskartan vilket antyder en spröd karaktär (fig. 30). I norra delen av undersökningsområdet (norr om veckstrukturerna) uppträder en deformationszon i nordvästlig riktning som är väl synlig även i strömtäthetskartan. Den har en storregional utbredning och kan följas ända ut till Gävlebukten. Flera mindre lineament i nordostlig riktning "böjer" in i den stora regionala deformationszonen och bildar solfjäderformade mönster. Ytterligare deformationszoner i huvudsakligen nordsydlig riktning framträder i strömtäthetskartan.



Figur 29. Magnetfältets vertikala derivata i undersökningsområdet.



Figur 30. Karta över strömtätheten i undersökningsområdet. Blå nyanser visar områden med god ledningsförmåga, mestadels deformationszoner och sprickor med spröd karaktär. Kraftledningar och järnväg ses som svarta linjer och ger upphov till de kraftigaste anomalierna (mörkblå).

Deformerad och omkristalliserad granit vilken ofta visar L>S tektonik har observerats vid flera olika lokaler inom de centrala delarna av det undersökta området, bland annat söder om sjön Bersen, öster om Tågåsberget, på västra Orsberget, söder om Mörttjärnen, på Blåkullberget, öster om sjön Björkan, väster om Stora Norn och söder om Broddgruvefältet (fig. 31A). Kvartsfylld breccia observerades vid tre lokaler utefter en tolkad deformationszon, vid en av lokalerna har man brutit kvarts. Ursprungsbergarter i brecciezonen är ställvis svåra att bestämma och silicifiering har även uppstått. I figur 31B visas kvartsfylld breccia söder om sjön Björkljustern, där ursprungsbergarten tolkas ha varit en ryolit.

Öster om Nyhyttan finns glimmerskiffer som troligen är av sedimentärt ursprung. Den har ett bandat utseende med glimmerrikare lager och sandigare lager däremellan. Bergarterna är småskaligt veckade, oftast mycket svagt och öppet. Ett mer slutet, större veck har en veckaxel i riktning 60/54 vid (6681050/546469). Vid Dammsjön norr om Sörvik ses marmor med grönaktiga band av skarn vilka tydligt visar på en veckning som flera dm stora S-veck (fig. 31C). Uppmätt veckaxel har riktning 180/45, foliation och lagring i riktning 0/40 ses i både marmor och hos den intilliggande andesitoida till basaltoida vulkaniten.





Figur 31. A. L>S tektonisk granit söder om Broddgruvefältet (6681994/538633). Foto: Stefan Persson. **B.** Kvartsfylld breccia söder om sjön Björkljustern (6682790/531850). Foto: Stefan Persson. **C.** S-veckad marmor med distinkta band av skarn (6673075/508517). Foto: Dick Claeson.

Amfibolitfacies och epidotamfibolitfacies är de vanligaste metamorfa facies som ses bland områdets vulkaniska bergarter och de äldre djupbergarterna oavsett sammansättning. Den yngre granit-pegmatit associationens bergarter är normalt inte metamorft överpräglade högre än grönskifferfacies och oftast lägre än så. De basiska gångar som bedömts tillhöra generationen som intruderade för ca 1,47 Ga sedan uppvisar låga metamorfa överpräglingar, till största delen lägre än grönskifferfacies. Blekinge-Dalarna diabaserna i det undersökta området uppvisar mycket låg metamorf överprägling eller ingen alls utom deuterisk.

Granat- och andalusitförande bergarter finns vid Djupgruvorna, strax väster om Cedercreutzgruvorna. Två vattenfyllda gruvhål ses i en kraftigt omvandlad, intermediär till basisk vulkanisk bergart. Berggrunden har breda stråk av granatglimmerskiffer, men granat förekommer i samtliga bergarter, från mm stora till flera cm stora, ofta euhedrala. Färgen varierar från rödbrun, brunröd till lilaaktig, vilket tyder på att det är en pyrop, det vill säga en granat med Mg-rik sammansättning (fig. 32A). Andalusit ses ibland som rosatonande, euhedrala kristaller upp till 20 mm långa, oftast är de dock inte euhedrala (fig. 32B). I den vulkaniska avsättningen ses sulfidmineraliserade delar med blyglans, kopparkis, magnetkis och zinkblände disseminerat och som sprickfyllnad. De allra största granaterna har sulfidmineral centralt inuti kristallen, t.ex. observerades blyglans och kopparkis. Petrofysiska mätningar av granatglimmerskiffer med granat som dominerande omvandlingsmineral visar en densitet på 3 081 kg/m³, magnetisk susceptibilitet om 138 × 10⁻⁵ SI och naturlig remanent magnetisering av 43 mA/m och provet där andalusit dominerar har en densitet på 3 151 kg/m³, magnetisk susceptibilitet om 110 × 10⁻⁵ SI och naturlig remanent magnetisering av 11 mA/m. Bergarterna vid Käppelbogruvan har upp till 10 mm stora rödbruna granater men som i tunnslip är vackert gröna, möjligen någon form av andradit (fig. 32C). Petrofysiska mätningar på stuff av sulfidmineraliseringen visar en densitet på 3 133 kg/m³, magnetisk susceptibilitet om 570×10^{-5} SI och naturlig remanent magnetisering av 26 800 mA/m.

I hällar söder om Utah ses andalusitförande glimmerskiffer med megakrister upp till 20 mm i delar av en vulkanisk avsättning (fig. 32D). Mittemellan Gumsgruvan och Skvasselbogruvan finns en fragmentförande vulkanisk avsättning med lager och delar som består av glimmerrika bergarter med granat och andalusit, upp till 10 respektive 20 mm stora (fig. 32E). Fragmenten består av olika bergarter, de flesta mycket finkorniga och troligen av vulkaniskt ursprung. Cordierit-kristaller finns enbart i ett fåtal av de glimmerrika lagren och är upp till 5–7 mm stora (fig. 32F). Dessa lager har troligen dominerats av lerhaltiga sediment. Hos de metasedimentära bergarterna återfinns större blaster av sillimanit på ett flertal lokaler inom det centrala undersökningsområdet, dels vid Glotensjöarna samt även söder om Matses och nordost om Stimmerbo, (fig. 32G).



Figur 32. A. Granatglimmerskiffer med cm-stora lilaaktig granat, troligen pyrop (6675036/515139). Foto: Dick Claeson. B. Granatglimmerskiffer med rosa andalusit som dominerar (6675036/515139). Foto: Dick Claeson.
C. Grön granat från Käppelbogruvan (6687495/526246). Foto: Dick Claeson. D. Andalusitförande glimmerskiffer i vulkanisk avsättning (6682480/547953). Foto: Dick Claeson.



I anslutning till vulkaniska avsättningar finns kraftigt hydrotermalt omvandlade bergarter (fig. 33A–B). Flertalet av de hydrotermalt omvandlade bergarterna är mycket ljust färgade och en del nästan vita. Ibland noteras kraftigt silicifierade och sericitiserade bergarter i samband med den hydrotermala omvandlingen. Susceptitbilitet mätt på berghäll av hydrotermalt omvandlade bergarter är ofta mycket låg, lägre än 10×10^{-5} SI, och de extremt silicifierade och sericitomvandlade bergarterna kan till och med uppvisa negativ susceptibilitet (fig. 33B, på häll -3 till 3×10^{-5} SI). Ibland skrotstenen vid Cedercreutzgruvan 4 ses en kvartsrik sur vulkanit som är hydrotermalt omvandlad och innehåller relativt mycket flusspat (fig. 33C). Hydrotermal omvandling av vulkaniska bergarter observerades på Hästhagsberget (fig. 33D) och på sydöstra Skakelberget (fig. 33E), där bergarterna idag är ljust gråvita. Även den tolkade sen- till postorogena graniten söder om Stora Gloten är hydrotermalt omvandlad.





Figur 33. A. Hydrotermalt omvandlad dacitoid till ryolitoid vulkanit med 0,5–1 mm stora granater (6680141/542878) Foto: Dick Claeson. B. Nästan helt vit, hydrotermalt omvandlad sur vulkanit, troligen ryolit som protolit, extremt silicifierad (6675258/546380). Foto: Dick Claeson. C. Hydrotermalt omvandlad, kvartsrik vulkanit vilken innehåller flusspat (6675033/515266). Foto: Dick Claeson. D. Hydrotermalt omvandlad ryolit vid Hästhagsberget (6678213/525441). Foto: Stefan Persson. E. Hydrotermalt omvandlad ryolit på sydöstra Skakelberget (6673636/532022). Foto: Stefan Persson.

NATURRESURSER

Järnoxidmineraliseringar

Järnoxidmineraliseringarna orsakar de kraftigaste anomalierna i undersökningsområdet och bland de mest ihållande i styrka, är anomalin som löper i nordnordostlig riktning strax väster om Ludvika (fig. 29). Markprofiler visar att anomalierna ofta orsakas av smala stråk, i vissa fall bara ett par meter breda. De kraftigaste anomalierna som har uppmätts 2017 är vid Östanbergsfältet, Stjärngruvorna, Åsmansbo (>90 000 nT) och Nisshyttefältet (>130 000 nT). Petrofysikprov som togs av järnoxidmineraliseringarna visar förutom extremt höga susceptibilitetsvärden även mycket höga densiteter (3 450–4 300 kg/m³) och oftast har de en hög remanens (7–2 585 A/m).

Malmen vid Haggruvorna/Lindgruvan förekommer i en vulkanisk miljö, mestadels sura vulkaniter ses i omgivningen, medan magnetitrik basaltoid ses bland malmskrotstenen. Malmen innehåller förutom magnetit även sulfidmineral t.ex. kopparkis, pyrit, zinkblände, bornit och malakit identifierades (fig. 34A). Mindre mängder amfibolskarn uppträder i malmen. Magnetisk susceptibilitet över 1 SI vid handhållen mätning på malmstuff (instrument over-load). En litogeokemisk analys av malm från Haggruvorna/Lindgruvan visar SiO₂ 13,05 %, Fe₂O₃ 77,7 %, CaO 3,07 %, förhöjd Au 0,15 ppm, Bi 6,69 ppm, Se 17,6 ppm, Te 0,72 ppm, In 3,84 ppm, Ag 2 ppm, Cu 3 210 ppm, S 0,91 %, C 0,09 % och P₂O₅ 0,02 %. Petrofysiska mätningar på stuff av järnmalm från Haggruvorna/Lindgruvan visar en densitet på 4 033 kg/m³, magnetisk susceptibilitet om 469 500 $\times 10^{-5}$ SI och naturlig remanent magnetisering av 219 980 mA/m.

Knapptjärnsgruvan är ej utbruten enligt lokalbefolkning, då den vattenfylldes under en ledighet i början på 1900-talet. Malmen består av magnetit med mindre inslag av skarn (fig. 34B). I varpen ses sura och basiska vulkaniter, samt en större mängd marmor. Enligt källan ovan så var marmor en stor biprodukt ekonomiskt vid brytningen här. Susceptibilitet mättes till över 1 SI vid handhållen mätning på malmskrot (instrument over-load). En litogeokemisk analys av malm från Knapptjärnsgruvan visar SiO₂ 19,6 %, Fe₂O₃ 57,6 %, CaO 14,25 %, C 1,18 % och P₂O₅ 0,01 %. Petrofysiska mätningar på stuff av järnmalm från Knapptjärnsgruvan visar en densitet på 3 731 kg/m³, magnetisk susceptibilitet om 416 400 \times 10⁻⁵ SI och naturlig remanent magnetisering av 49 640 mA/m.

Söder om Myrtjärnen finns ett vattenfyllt, ca 8×5 meter stort gruvhål. I varpen ses till största delen mycket magnetitrika block, men även de som innehåller sulfidmineral, magnetkis och kopparkis (fig. 34C). Värdbergarten för malmen verkar från varpens innehåll att vara en hydrotermalt omvandlad, intermediär till basisk vulkanit. Susceptibiliteten var över 1 SI vid handhållen mätning på malmstuff (instrument over-load). Sulfid och magnetitrik varp provtogs och en litogeokemisk analys av malm från Myrtjärnen visar SiO₂ 29,9 %, Fe₂O₃ 42,4 %, CaO 15,35 %, förhöjd Th 6,98 ppm, U 3,68 ppm, Bi 1,77 ppm, Te 0,52 ppm, In 0,98 ppm, Cu 548 ppm, S 3,13 %, C 0,07 % och P₂O₅ 0,04 %. Petrofysiska mätningar på stuff av järnmalm från gruvhål söder om Myrtjärnen visar en densitet på 3 930 kg/m³, magnetisk susceptibilitet om 615 300 × 10⁻⁵ SI och naturlig remanent magnetisering av 54 930 mA/m.

Vid Rensbo finns en återfylld gruva där magnetitrik malm i skarn ses i block (fig. 34D). I mikroskop ses epidot, amfibol och granat tillsammans med stor mängd magnetit (fig.34E–F). Petrofysiska mätningar på stuff av skarnjärnmalmen vid Rensbo visar en densitet på 4 139 kg/m³, magnetisk susceptibilitet om 883 100 × 10⁻⁵ SI och naturlig remanent magnetisering av 27 200 mA/m.



Figur 34. A. Magnetitmalm med sulfidmineral från Haggruvorna/Lindgruvan (6675198/541589). **B.** Magnetitmalm med skarn från Knapptjärnsgruvan (6674555/544891). **C.** Magnetitmalm med inslag av epidot och sulfidmineral, från gruvhål söder om Myrtjärnen (6684922/541966). **D.** Magnetitmalm med skarn från Rensbo (6680366/558826). Epidot, amfibol och granat tillsammans med stor mängd magnetit i järnmineralisering vid Rensbo, **E.** planpolariserat ljus och **F.** korsade nicolor (6680366/558826). Samtliga fotografier: Dick Claeson.

De litogeokemiskt analyserade proven av järnoxidmalm från Haggruvorna/Lindgruvan, Knapptjärnsgruvan och Myrtjärnen uppvisar en relativt enhetlig signatur med tråg för Rb-Ba, Nb-K, och Sr-P, distinkta negativa anomalier för Zr och Ti, samt anrikning för Cs, Th och U (fig. 35). En tydlig positiv anomali för Pb ses endast i Haggruvorna/Lindgruvan och kan möjligen bero på ringa mängd blyglans i provet, men mineralet sågs inte med lupp i fält och analysen visar endast på 2 ppm Pb. Proven av järnoxidmalm visar låga halter och flacka kurvor i REE-diagrammet där Knapptjärnsgruvan har den mest fraktionerade (fig. 36). Två malmer har en svag positiv Eu anomali och Haggruvorna/Lindgruvan en svag negativ. Proverna har olika mängder av silikater där Haggruvorna/Lindgruvan har mycket lite och består mestadels av magnetit, vilket visar sig även i den absoluta mängden REE och generellt lägre halter i multielementdiagrammet. Alla prover har mycket låga halter av P₂O₅ vilket indikerar att endast ringa mängder av apatit, monazit eller xenotim är närvarande och det styrks av de låga halterna i både multielement- och REEdiagrammet. Myrtjärnen är den enda som håller större mängd sulfidmineral, Knapptjärnsgruvan den enda som håller karbonater och trots dessa olikheter är samtligas litogeokemiska uppträdande snarlikt. Det är högst troligt att dessa järnoxidmalmer inte är apatitjärnmalm av Kirunatyp, även om möjligheten finns att det är delar av dylika som saknar fosfatmineral vilka har provtagits. Den relativa anrikningen av Cs, Th och U som ses i multielementdiagrammet är i absoluta halter för analyserna ringa, jämfört med vanliga silikatbergarter och endast Myrtjärnen får anses anomal. Trots den ringa mängden sulfidmineral och låga svavelhalten är det järnoxidmalmen från Haggruvorna/Lindgruvan som är både Au och Cu anomal.



Figur 35. Multielementdiagram av järnoxidmalmprover. Normaliseringsvärden för N-MORB från Sun & McDonough (1989).



Figur 36. Diagram över REE av järnoxidmalmprover. Normaliseringsvärden för kondrit från Boynton (1984).

Vid några lokaler ses järnoxidmineralisering som ådror av kvarts och magnetit i en värdbergart, där även skarnomvandling förekommer, exempelvis på södra Brilldammsberget. Där har en basisk bergart intruderat en breccierad ryolit, där man kan iaktta hur de större klasterna av ryolit har suttit ihop med varandra innan deformationen. På bara någon meters sträcka så åtskiljs relativt opåverkade klaster av ryolit till att bli helt skarnomvandlade (fig. 37A–C). Även nära Storgruvan söder om Mällsjön, förekommer den mesta magnetiten tillsammans med kvarts som ådring i skarnomvandlad vulkanoklastisk ryolit, intruderad av en basisk bergart.

Vid Björngruvan söder om Björkljustern och Tyskgruvan i Torrstensbergsfältet förekommer magnetit dels som massiva kroppar av svartmalm, men även impregnerat i en silikatbergart med ett "pepprat" utseende. Sydväst om Bommarsbo och väster om den intilliggande Dammsjön syns magnetitmineraliseringen som band och lager tillsammans med kvarts i en heterogen bergartssammansättning vilken är skarnomvandlad. Det är möjligen en ursprunglig vulkanoklastisk sedimentär miljö som bergarterna bildats ur. Magnetitrika band vilka utgör järnoxidmineraliseringar observerades bland annat vid Nya Mällsjögruvan, Bråtbotten, Stjärngruvan vid Åsmansbo, och väster om Dammsjön vid Bommarsbo, där sidobergarten är ryolitisk (fig. 37D).



Figur 37. A. Breccierad ryolit med basisk bergart som sprickfyllnad på Brilldamsberget (6674962/524207). **B.** Skarnomvandlade ryolitiska klaster och ådring, med basisk bergart som sprickfyllnad på Brilldamsberget (6674962/524207). **C.** Ådring med kvarts och magnetit på Brilldamsberget (6674962/524207). **D.** Magnetitrika band växlar med ryolitiska lager, väster om Dammsjön vid Bommarsbo (6677750/525411). Samtliga fotografier: Stefan Persson.

Sulfidmineraliseringar

Sulfidmineraliseringarna inom undersökningsområdet finns ofta i anslutning till eller tillsammans med järnoxidmineraliseringar. I norra delen av undersökningsområdet, norr om den regionala nordostliga deformationszonen, förekommer en rad sulfidmineraliseringar (Zn, Pb, Cu); Gumsberget, Vallgruvorna, Lobergsgruvorna, Östra Silvberget för att nämna några. Till skillnad från de mineraliseringar som finns söder om den regionala nordostliga deformationszonen, uppträder inte dessa i association eller i närheten av järnoxidmineraliseringar. Dessa sulfidmineraliseringar är lågmagnetiska och har hög densitet.

Flertalet gruvhål ses vid Gumsgruvan, de flesta är vattenfyllda. Mineraliseringen omges av basalt till andesitoid. Mycket stora mängder skrotsten förekommer utmed slänten ned mot myren. Enligt Sveriges Hembygdsförbunds hemsida anges att "Den huvudsakliga brytningen skedde i de två schakten i mitten på gruvfältet, vilka är brutna till 44 meters djup. De kallas for Sol- respektive Venus-gruvan. Gruvan bröts senast under första världskriget då man släpade upp en lokomobil dit för användning vid gruvan. Transporten av den från Ulvshyttans järnvägsstation till Gumsberget via Skenshyttan och Grängshammar skedde med hjälp av hästar. Det blev en besvärlig transport då broar och vägar inte var dimensionerade för en sådan tung pjäs". Malmen är observerad i varp och är rik på zinkblände och kopparkis (fig. 38A–B). Varierande halter av magnetitkristaller ses i

sulfidmineraliseringen. En litogeokemisk analys av varp från Gumsgruvan visar SiO₂ 34,5 %, Fe₂O₃ 30,9 %, CaO 1,1 %, förhöjd Au 0,509 ppm, Ag 129 ppm, Pd 0,003 ppm, Bi 1 170 ppm, Se 29,9 ppm, Te 2,98 ppm, In 2,96 ppm, Co 110 ppm, Cu 3,28 %, Zn 1,08 %, S 12,9 %, C 0,08 %, P₂O₅ 0,12 %. Petrofysiska mätningar på stuff av sulfidmalm från Gumsgruvan visar en densitet på 3 144 kg/m³, magnetisk susceptibilitet om 4 992 × 10⁻⁵ SI och naturlig remanent magnetisering av 11 430 mA/m.

Silvergruvan, 750 meter väster om Gumsgruvan, består av ett ca 11×6 meter stort, vattenfyllt, väl instängslat gruvhål. Skrotstenen består främst av mycket genomgripande hydrotermalt omvandlad och glimmerrik skiffer, troligen av den dacitoida bergart som ses i häll ca 20 meter öster om gruvhålet. Norr om gruvhålet ses en trolig Tunadiabasgång med plagioklasporfyrisk textur med riktning cirka nordost–sydväst, vilken är ca 7 meter bred. Riklig förekomst av främst blyglans men även kopparkis och zinkblände observerades i varpen av glimmerskiffer (fig. 38C). En litogeokemisk analys av varp från Silvergruvan visar mer än 20 % Pb, SiO₂ 42,3 %, Fe₂O₃ 11,0 %, CaO 5,57 %, förhöjd Au 0,08 ppm, Ag 83 ppm, Bi 20 ppm, Sb 55 ppm, In 2,64 ppm, Cu 0,12 %, Zn 3,2 %, S 6,22 %, C 0,04 %, P₂O₅ 0,06 %, Th 13 ppm och U 5,2 ppm. Petrofysiska mätningar på stuff av sulfidmalm från Silvergruvan visar en densitet på 3 409 kg/m³, magnetisk susceptibilitet om 34×10^{-5} SI och naturlig remanent magnetisering av 22 mA/m. Den omgivande dacitoida värdbergarten visar en densitet på 2 653 kg/m³, magnetisk susceptibilitet om 12×10^{-5} SI och naturlig remanent magnetisering av 46 mA/m.

Vid Skvasselbogruvan 1 ses ett flertal gruvhål, de flesta väl instängslade och vattenfyllda. En kraftigt deformerad sur vulkanit, troligen ryolitoid till dacitoid, innehåller disseminerat blyglans, kopparkis och zinkblände. Ett fåtal mindre skrotstenar innehåller mycket rikligt med dessa sulfidmineral och pyrit (fig. 38D). Dock är det stor variation, där somliga domineras av blyglans och andra av zinkblände. Kopparkis och pyrit är underordnade i den varp som observerats. I en mindre sten dominerar helt kopparkis och zinkblände. De mineraliserade stufferna med högsta halten sulfider uppvisar även högst susceptibilitet, medan vulkaniten har mycket låga värden. En litogeokemisk analys av olika varianter av den mineraliserade varpen från Skvasselbogruvan 1 visar SiO₂ 45,6 %, Fe₂O₃ 19,8 %, CaO 0,03 %, förhöjd Au 0,18 ppm, Ag 22 ppm, Bi 42 ppm, Sb 13 ppm, Se 6,2 ppm, Pb 4,8 %, Zn 3,76 %, Cu 0,1 %, S 10,9 %, C 0,05 %, P₂O₅ 0,02 %, Th 15,4 ppm och U 5,7 ppm. Petrofysiska mätningar på stuff av sulfidmalm från Skvasselbogruvan 1 visar en densitet på 3 318 kg/m³, magnetisk susceptibilitet om 1 450 × 10⁻⁵ SI och naturlig remanent magnetisering av 6 350 mA/m.

Strax intill gruvfältet Vallgruvorna ses en vulkanoklastisk avsättning med stor variation på storleken av klaster, från mm till dm stora (fig. 38E). De flesta är kantiga och någon längre transportsträcka är det troligen inte frågan om. Flertalet klaster har ryolitisk sammansättning och ett mindre antal är troligen av kvartsit eller kvartskorn. Huvuddelen av värdbergarterna inom hällområdet där stråket av gruvor finns, utgörs av en ryolitisk vulkanit. En litogeokemisk analys av provtagen varp visar Zn 16,1 %, Cu 0,85 %, Pb 2,29 %, Fe₂O₃31,8 %, S 22,6 %, C 0,08 %, P₂O₅ 0,04 %, Au 0,164 ppm, In 4,82 ppm, Cd 266 ppm, Ag 36 ppm, Sb 7,11 ppm, Se 8,4 ppm och Bi 33,9 ppm. Petrofysiska mätningar på en mineraliserad stuff med zinkblände, kopparkis, blyglans och magnetit visar en densitet på 3 944 kg/m³, magnetisk susceptibilitet om 6 690 × 10⁻⁵ SI och naturlig remanent magnetisering av 128 000 mA/m.

Vid Uvberget1, även kallad Irmagruvan, ses en större mängd varp om ca 200 m³ av magnetitrika och sulfidrika mineraliserade bergarter, där zinkblände dominerar helt men även kopparkis finns.

De uppträder tillsammans med mestadels basiska bergarter och skarn. Gruvhålet är ca 8×4 meter stort, vattenfyllt och vattnet har en grönaktig kulör. De magnetitrika stufferna innehåller alltid sulfidmineral (fig. 38F) medan några av de sulfidrika har små mängder magnetit (fig. 38G). Ljusröda till ljusbruna, upp till 2 mm stora granater ses i den basiska sulfidrika varianten. En litogeokemisk analys av provtagen varp som innehåller båda malmvarianterna i okänd proportion visar Zn 15,3 %, Cu 0,5 %, Pb 7,2 ppm, Fe₂O₃ 34,4 %, S 18,3 %, C 0,09 %, P₂O₅ 0,01 %, Au 0,01 ppm, In 6,56 ppm, Co 202 ppm, Cd 451 ppm, Ag 2,34 ppm, Se 17,3 ppm, Te 1,09 ppm och Bi 2,53 ppm. Resultaten visar på att det rör sig om en möjlig zinksulfidmalm med inslag av Fe och Cu. Spår av scheelit och låg halt W har tidigare rapporterats från Uvberget1 (Ripa m.fl. 2015). Petrofysiska mätningar på stuff från den magnetitrika malmvarianten visar en densitet på 3 984 kg/m³, magnetisk susceptibilitet om 5 500 × 10⁻⁵ SI och naturlig remanent magnetisering av 13 620 mA/m.

Creutzbergsgruvor består av ett flertal gruvhål varav de största är vattenfyllda och väl instängslade. Vid Cedercreutzgruvan 4 finns både sulfid- och järnoxidmineraliseringar. Ren magnetitmalm förekommer i varpen och ger instrument over-load (>1 SI) med handhållen susceptibilitetsmätare. Vanligen finns i magnetitmalm även kopparkis, magnetkis, blyglans och zinkblände. I den skrotsten som är sulfidrik utan magnetit, dominerar magnetkis, zinkblände och kopparkis (fig. 38H). Rikligt med granat i varpen och de är rödbruna samt upp till 8 mm stora. Högst halt granater ses i bergarter rika på biotit. Även marmor ses som stenar och block i varpen. En yngre massformig diabas till basaltoid, troligen gångbergart som funnits i gruvan, ses i varpen som block. Berggrunden domineras av kraftigt omvandlad sur vulkanit med inslag av intermediär och basisk vulkanit. Sulfidmineral och granat förekommer i samtliga bergarter. Sulfider som disseminerade, grundmassa och som sprickfyllnad, även i magnetitmalmen och då som sprickfyllnad. Blåtonande färg på magnetitmalm i häll indikerar manganrikt innehåll. På några skrotstenar av sur vulkanit ser man magnetitrika ådringar som står upp på ytan på grund av vittring. Dessa ådringar är ofta associerade med manganoxid, vilken troligen är mineralen hausmannit-pyrolusit och är kolsvarta. En litogeokemisk analys av olika provtagna varianter av sulfidförande bergarter i varp strax norr om Cedercreutzgruvan 4 visar Fe₂O₃ 29,8 %, MnO 2,34, Cu 0,99 %, Pb 2,74 %, Zn 4,90 %, S 9,05 %, C 0,27 %, P₂O₅ 0,12 %, Ag 92 ppm, Au 0,025 ppm, Bi 113 ppm, Sb 14,8 ppm, In 8,94 ppm, Th 12,3 ppm och U 6,0 ppm. Petrofysiska mätningar på en mineraliserad stuff med magnetit, kopparkis, magnetkis, blyglans och zinkblände visar en densitet på 4 142 kg/m³, magnetisk susceptibilitet om 57 460×10^{-5} SI och naturlig remanent magnetisering av 163 240 mA/m.

Vid Södra Slätgruvan, söder om Cedercreutzgruvorna, finns ett djupt, vattenfyllt gruvhål med lite varp runt omkring. I varpen ses flera stenar av magnetitmalm, vilka har blyglans och kopparkis disseminerat. Sulfidmineraliseringen domineras helt av blyglans och ses i häll, samt i varpen. Sur och intermediär till basisk vulkanit förekommer om vart annat i hällarna. Samtliga vulkaniska bergarter innehåller blyglans disseminerat. Båda vulkaniterna är kraftigt omvandlade ställvis och har varierande mängd av granat i grundmassan. Granaterna är rödbruna till brunröda och upp till 10 mm stora med en frekvens av 3 till 5 %, fläckvis kan det bli uppåt 20–25 % men kristallerna är då i allmänhet betydligt mindre i storlek. Fragmenten som ses i häll består främst av sura vulkaniska bergarter, en del några dm stora. Där dessa förekommer finns även vulkanoklastiska, sedimentära strukturer, t.ex. bandning med ljusa och mörka lager, vilka även för fragment. Inom

hällområdet ses stora mängder av kalkälskande växter t.ex. blåsippa, endast block och stenar av marmor hittades vid karteringen. En litogeokemisk analys av provtagen sulfidmineraliserad varp från Södra Slätgruvan visar Pb 9,52 %, Zn 1,43 %, S 2,2 %, C 0,02 %, P₂O₅ 0,01 %, Ag 39 ppm, Au 0,018 ppm, Sb 86,5 ppm, In 3,76 ppm, Th 8,8 ppm och U 4,92 ppm. Petrofysiska mätningar på stuff av magnetitmalm från Södra Slätgruvan visar en densitet på 4 038 kg/m³, magnetisk susceptibilitet om 264 400×10^{-5} SI och naturlig remanent magnetisering av 21 760 mA/m.



Figur 38. A. Malm från varp vid Gumsgruvan (6686733/526720). **B.** Sulfidmalm med kopparkis (Ccp), zinkblände (Sp) och pyrit (Py) från Gumsgruvan, påfallande ljus (6686733/526720). **C.** Malm från blyrik varp vid Silvergruvan (6686962/526002). **D.** Stuffer rika på blyglans, zinkblände och kopparkis från Skvasselbogruvan 1 (6687230/527509).



Figur 38. E. Vulkanoklastisk avsättning med kantiga klaster i en ryolitisk mellanmassa vid Vallgruvorna (6686564/527940). **F.** Magnetitrik mineraliserad stuff med sulfidmineral från Uvberget1/Irmagruvan (6681474/559645). **G.** Stuff rik på zinkblände med mindre mängder av kopparkis och magnetit från Uvberget1/Irmagruvan (6681474/559645). **H.** Sulfidmineraliserad stuff från Cedercreutzgruvan 4 med främst kopparkis, zinkblände, blyglans och magnetkis (6675033/515266). Samtliga fotografier: Dick Claeson.

De litogeokemiskt analyserade proven av olika typer av sulfidmalmer från Gumsgruvan (Cu-Zn), Silvergruvan (Pb-Zn), Skvasselbogruvan 1 (Pb-Zn), Vallgruvorna (Zn-Pb-Cu), Uvberget1/Irmagruvan (Zn-Cu), Cedercreutzgruvan 4 (Zn-Pb-Cu) och Södra Slätgruvan (Pb-Zn) uppvisar en homogen signatur med tråg för Sr-P, distinkta negativa anomalier för Nb, Ti, och något mindre kraftig för Zr, samt positiv anomali för Pb (fig. 39). Med tanke på de varierande sammansättningarna hos malmerna, att de har olika typer av värdbergarter och ändå uppvisar en så homogen signatur är anmärkningsvärd. Troligen beror det på att den malmbildande processen för denna grupp av sulfidmalmer är mycket snarlik, liten varians kan man se i multielementdiagrammet, men det ser mer ut som detaljer och inga övergripande skillnader. Proven av ovanstående sulfidmalmer visar generellt svag till måttlig anrikning av de lätta REE och de flesta har en flat kurva för de tunga REE, där provet från Vallgruvorna sticker ut med en kraftig positiv lutning för de tunga REE (fig. 40). De sulfidmalmer med en flack kurva för de tunga REE har troligen inte sett någon påverkan vid den malmbildande processen som involverat kristallisation av mineralet granat, innan malmerna kristalliserat. Däremot är det högst troligt att granat påverkat sammansättningen på malmen vid Vallgruvorna och kristalliserat innan sulfidmalmen bildades, för att förklara den kraftigt positiva lutningen, eftersom granat tar upp och håller kvar stora mängder tunga REE när de bildas. En positiv Eu anomali ses hos gruppen Zn-Pb-Cu och Södra Slätgruvan, medan de två andra i gruppen Pb-Zn har negativa, liksom Gumsgruvan. Samtliga prover har mycket låga halter av P₂O₅ vilket indikerar att endast marginella mängder av apatit, monazit eller xenotim är närvarande. Endast provet från Cedercreutzgruvan 4 innehåller en ringa mängd karbonat.



Figur 39. Multielementdiagram av prover från sulfidmalm. Normaliseringsvärden för N-MORB från Sun & McDonough (1989).



Figur 40. Diagram över REE av prover från sulfidmalm. Normaliseringsvärden för kondrit från Boynton (1984).



Figur 41. Ternära diagram av analyserade sulfidmalmer från Gumsgruvan, Silvergruvan, Skvasselbogruvan 1, Vallgruvorna, Uvberget1/Irmagruvan, Cedercreutzgruvan 4 och Södra Slätgruvan, symboler samma som i figur 39.

Analyserna av olika typer av sulfidmalmer enligt ovan plottades i ternära diagram för att dokumentera variationen inom grupperna Pb-Zn, Cu-Zn, Zn-Pb-Cu och Zn-Cu av några element som är av vikt för malmgenes och intressanta för prospektering (fig. 41).

Väster om Dammsjön, strax norr om Sörvik, finns järnsulfidmineraliseringar bestående av främst magnetkis och pyrit, men även kopparkis och zinkblände ses i varpen. Ett litogeokemiskt prov visar 310 ppm Co som troligen är allokerat i magnetkis, vilken ses ymnigt förekommande i provet från de historiska gruvhålen och skärpningarna (fig. 42A–B). Mineraliseringen är litogeokemiskt snarlik de andra analyserade proven från järnsulfidmineraliseringar (fig. 43–44). Något förhöjda halter av Co 310 ppm, Bi 3,67 ppm och Te 1,07 ppm, samt Fe₂O₃ 50,3 %, S 26,4 % och Cu 0,075 %. Petrofysiska mätningar på stuff visar en densitet på 3 560 kg/m³, magnetisk susceptibilitet om 5 500 \times 10⁻⁵ SI och naturlig remanent magnetisering av 19 230 mA/m.

Ytterligare en järnsulfidmineralisering analyserades 300 meter söder om den ovan, sydväst om Dammsjön (fig. 42C, 43–44). Denna innehåller främst magnetkis, zinkblände och kopparkis ses ställvis i mindre mängd. Även blåtonande molybdenglans ses som sparsamt förekommande





Figur 42. A. Sulfidmineralisering av främst magnetkis och pyrit (6673179/508330). **B.** Magnetkis (Po) och pyrit (Py) i sulfidmineralisering vid gruvhål väster om Dammsjön, påfallande ljus (6673179/508330). **C.** Sulfidmineralisering av främst magnetkis och pyrit, mindre mängd zinkblände, kopparkis och blyglans (6672907/508339). Samtliga fotografier: Dick Claeson.

sprickmineral. En litogeokemisk analys visar Fe₂O₃ 45,0 %, S 24,1 %, Mo 0,185 %, Cu 0,015 %, samt förhöjda halter av Co 215 ppm, Bi 11,5 ppm, Se 8,3 ppm, Te 1,07 ppm och Re 0,011 ppm. Petrofysiska mätningar på stuff visar en densitet på 3 716 kg/m³, magnetisk susceptibilitet om $7 040 \times 10^{-5}$ SI och naturlig remanent magnetisering av 736 480 mA/m.

De litogeokemiskt analyserade proven av olika järnsulfidmalmer uppvisar till stora delar en homogen signatur med tråg för Nb-K, Sr-P, distinkta negativa anomalier för Nb, Zr och Ti, samt en positiv anomali för Pb (fig. 43). Provet som innehåller molybdenglans från Sörvik avviker genom högre Cs, Rb, K och Sr. Det kan vara en indikation att i samband med bildandet av molybdenglans, vilket troligen hände efter att järnsulfidmalmen hade bildats, så utsattes bergarterna även för en hydrotermal lösning som var anrikad på dessa element. I övrigt är det även troligt att den malmbildande processen för denna grupp av järnsulfidmalmer är mycket snarlik. Analyserna av ovanstående järnsulfidmalmer visar ett enhetligt uppträdande hos REE, med en måttlig anrikning av de lätta REE, kraftig negativ Eu anomali och en flack kurva för de tunga REE (fig. 44). Det visar också att den variation som noterades i multielementdiagrammet i provet med molybdenglans inte kan bero på en händelse där REE omdistribueras i bergarten och REE anses normalt vara mer eller mindre immobilt i hydrotermala lösningar.



Figur 43. Multielementdiagram av prover från järnsulfidmalm. Normaliseringsvärden för N-MORB från Sun & McDonough (1989).



Figur 44. Diagram över REE av prover från järnsulfidmalm. Normaliseringsvärden för kondrit från Boynton (1984).

I den södra delen av Brunnsjöberget finns ett ca 9×7 meter stort, djupt gruvhål som är vattenfyllt, upptaget i en Cu-Ni-PGE sulfidmineralisering. Den har tidigare angetts som en Cu och järnsulfidmineralisering och det var troligen innehållet av kopparkis som var av intresse när gruvan anlades. Varphögar runt om i terrängen uppskattas utgöra 50 till 75 m³. Berggrunden utgörs av en gabbroid och i denna ses sulfidmineral i varierande grad. Ställvis är gabbroiden



Figur 45. A. Grovkornig gabbro till gabbropegmatit med aggregaten av sulfidmineral större än 2 cm (6680512/551934). **B.** Fint medelkornig gabbro med aggregaten av sulfidmineral större än 2 cm (6680512/551934). Foton: Dick Claeson.

grovkornig till gabbropegmatitisk och där är också aggregaten av sulfidmineral större, ofta större än 2 cm (fig. 45A). Dock kan enstaka sådana massiva aggregat av sulfidmineral förekomma även i de fint medelkorniga leden men normalt är även sulfidmineralen medelkorniga (fig. 45B). Sulfidmineralen som syns med lupp utgörs av magnetkis, kopparkis, pyrit och bornit. Omvandlingsmineralet covellin ses som mm stora, metalliskt blå till ljusblå kristaller vid kopparkis. Mineraliseringen ger i fält intryck av att vara relaterad till det magmatiska skedet, där fluider varit aktiva och skapat förutsättningar för både sulfidmineralisering och gabbropegmatit. Båda bergarterna är massformiga och ser ut att vara hydrotermalt omvandlade i varierande grad. Oikokrister av amfibol och pyroxen mindre än 5 cm ses i gabbroiden och i gabbropegmatit ses enstaka aggregat av amfibol större än 10 cm.

I de tunnslip som studerats från den medelkorniga gabbron och från gabbropegmatiten framgår att klinopyroxen, olivin, amfibol, plagioklas och opakmineral i form av sulfidmineral dominerar (fig. 46). I delar av tunnslipen är omvandlingen av klinopyroxen till amfibol genomgripande, medan i andra är den underordnad (fig. 46C–D). Olivin är oftast endast omvandlad i sitt karakteristiska sprickmönster till serpentin eller klorit och som symplektit runt kristallerna i båda bergarterna (fig. 46E–F). Grön spinell ses inuti olivin och bör ha kristalliserat tidigt. Plagioklas uppträder som ett interstitiellt, sent kristalliserande mineral i utrymmet mellan de tidigare kristalliserade olivin och klinopyroxen kristallerna i båda bergarterna (fig. 46G). Plagioklas är till största delen svagt omvandlad med avseende på saussurit eller sericit, men ställvis i tunnslipen ses reaktioner mellan olivin och plagioklas, där den verkar konsumeras och istället bildas symplektit i båda bergarterna (fig. 46E–F). Mineralsammansättningen indikerar att det kan vara ett av klinopyroxen dominerat kumulat som mineraliseringen bildats i. De tydliga hydrerade omvandlingarna och symplektitiska reaktionerna indikerar att en hög aktivitet av H₂O-rika fluider varit verksam, troligen senmagmatisk och deuterisk till sin natur.















Figur 46. Klinopyroxen, olivin, amfibol, plagioklas och opakmineral dominerar i gabbron, A. planpolariserat ljus och B. korsade nicolor. C. I gabbron är omvandling av klinopyroxen till amfibol ställvis underordnad, korsade nicolor. D. I gabbropegmatiten är omvandling av klinopyroxen till amfibol ställvis genomgripande, korsade nicolor. E. Olivin omvandlad i sprickor i kristallen och som symplektit runt kristaller där plagioklas har reagerat och till delar konsumerats i gabbron, korsade nicolor. F. Samma typ av omvandling ses även i gabbropegmatiten, korsade nicolor. G. Interstitiell plagioklas mellan kristaller av klinopyroxen, korsade nicolor. Samtliga fotografier: Dick Claeson. Petrofysiska mätningar på stuffer av sulfidmineraliserad gabbro, pegmatitgabbro och sulfidmineraliserad pegmatitgabbro visar en densitet på 3 232, 3 024 respektive 3 229 kg/m³, magnetisk susceptibilitet om 3 219, 697 respektive 3 275×10^{-5} SI och naturlig remanent magnetisering av 6 132, 1 876 respektive 8 135 mA/m.

De litogeokemiska analyserna från Brunnsjöberget visar på ansenliga halter av platinagruppens element (PGE) i båda proven från sulfidmineraliseringen, medan det ultramafiska kumulatet (se kapitel *Djupbergarter*) nästan saknar sulfidmineral och PGE. Provmängderna var 2,20 kg av sulfidmineraliserad gabbro och 3,54 kg av sulfidmineraliserad gabbropegmatit. Ett urval av oxider och element från de mineraliserade proverna vid Brunnsjöberget visas i tabell 1. Proven har Pt:Pd ratio av 1:2,69–2,72, Co# 1,90–2,05 och Ni# 24,9–27,4.

I ett multielementdiagram ses tydligt att det inte är frågan om någon anrikning av inkompatibla element t.ex. Zr, P och Ti, som vid en normal gabbro som kristalliserar en pegmatoid sent, utan snarare att de två första elementen är utarmade i jämförelse med det ultramafiska kumulatet från samma intrusion (fig. 47). Även U, Th, Ba och Rb har lägre koncentrationer än det ultramafiska kumulatet. De positiva anomalierna för Pb och Sr, samt de negativa för Nb och P är mera accentuerade i de mineraliserade proven än i det ultramafiska kumulatet. De två mineraliserade proverna har relativt flacka kurvor och låga halter av REE, medan det ultramafiska kumulatet visar anrikning av de lätta REE med en flat kurva för de tunga REE (fig. 48). Jämfört med de andra nu undersökta sulfidmineraliseringarna inom undersökningsområdet avviker Brunnsjöberget avsevärt litogeokemiskt och därmed är även dess bildande av en helt annan karaktär (jfr fig. 39–40, 43–44). Mycket låga halter av As 0,05 och 0,3 ppm, samt låga halter av Sb, indikerar att det inte förekom någon mängd av kontaminering från krustalt sidoberg i samband med sulfidmineraliseringens uppkomst (jfr Holwell & McDonald 2010).

Halvmetallerna Te, Sb och As, samt metallen Bi fungerar som starka komplexbildare med Pt och Pd (t.ex. Helmy m.fl. 2007). Det medför att PGE uppträder inkompatibelt i en fraktionerande sulfidvätska i närvaro av dessa komplexbildare och fortsätter att koncentreras tills slutlig kristallisation sker av sulfidvätskan. Det kan vara anledningen till att från provet med fint medelkornig sulfidmineraliserad gabbro till sulfidmineraliserad pegmatitgabbron har det skett en anrikning av Te, Sb och Bi med cirka tre gånger, av Pt och Pd cirka fyra gånger och av As sex gånger (tabell 1). Som påpekats av t.ex. Hanley (2005) behöver inte det faktum att kloridrika fluider eller H₂O-rika lösningar varit verksamma i samband med bildandet av magmatiska Cu-Ni-PGE system innebära, att PGE transporterats som kloridkomplex efter senmagmatisk hydrotermal aktivitet eller metamorfos vid temperaturer lägre än 300 °C. Vilka Pt och Pd mineral som finns i denna sulfidmineralisering är ännu inte analyserat. Mineraliseringens ekonomiska potential är okänd.

De iakttagelser som gjorts ovan indikerar att; 1) en magmatisk uppbyggnad av H₂O-rika fluider i gabbron ägde rum och i samband med denna ökade innehållet av Pt och Pd i en sulfidvätska rik på Cu-Ni och komplexbildande Te, Sb, Bi och As (jfr Holwell & McDonald 2010).

2) Gabbropegmatit kristalliserade som slutlig del, samtidigt som den inkorporerade de mest anrikade delarna av Cu-Ni-PGE sulfidvätskan. 3) En relativt låggradig metamorf överprägling och avsaknad av deformation är noterad, medan genomgripande senmagmatiska, deuteriska reaktioner och omvandlingar, samt bildande av symplektit ses i de båda sulfidmineraliserade bergarterna.



Figur 47. Multielementdiagram av gabbroida bergarter från Brunnsjöberget. Normaliseringsvärden för N-MORB från Sun & McDonough (1989).



Figur 48. Diagram över REE av gabbroida bergarter från Brunnsjöberget. Normaliseringsvärden för kondrit från Boynton (1984).

Tabell 1. Urval av oxider och element från sulfidmineraliserade prover vid Brunnsjöberget.

											-
%	SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe₂O ₃	CaO	MgO	Na ₂ O	K₂O	TíO ₂	MnO	P ₂ O ₅	S
Sgab	45,6	7,18	9,55	17,85	15,6	0,25	0,04	0,27	0,15	0,005	1,01
Sgp	42,6	8,91	13,25	15,3	13,6	0,33	0,08	0,28	0,13	0,03	3,35
ppm	Cr	Ni	Со	Cu	Pt	Pd	Au	Bi	Sb	Se	Те
Sgab	1410	785	60	2080	0,131	0,353	0,058	0,19	0,025	3,5	0,31
San	020	1000	156	6000	0 5 2 1	1 1 1 5	0 082	0 56	0.07	11 2	1.06

Sgab = sulfidmineraliserad gabbro, Sgp = sulfidmineraliserad gabbropegmatit.



Figur 49. Ternära diagram av sulfidmineraliserade prover från Brunnsjöberget. A. Au-Pd-Pt och B. Bi-Se-Te.

Analyserna av sulfidmineraliserad gabbro och sulfidmineraliserad gabbropegmatit plottades i ternära diagram för att dokumentera fraktionering och variation av några element, vilka är av vikt för malmgenes och intressanta för prospektering av denna typ av sulfidmalm (fig. 49).

Det finns ett flertal skärpningar och gruvhål i gabbroid till dioritoid vid Brunnsjöberget och Nibbleberget, vilka för magnetkis, pyrit och kopparkis. En skärpning vid Brunnsjöberget är $3 \times 2 \times 1$ meter stor och har rikligt med sulfidmineral i delar av varpen (fig. 50A). Den mineraliserade gabbroiden har relativt välbevarad textur och magmatisk mineralogi till delar, med ortopyroxen, plagioklas och opakmineral (fig. 50C–D). De sulfidrika delarna har lägre susceptibilitet. På Nibbleberget finns ett ca 6×5 meter stort, väl instängslat, vattenfyllt gruvhål med blågrön kulör på vattnet. I varpen ses både basiska och troligen dioritoida bergarter som innehåller sulfidmineral. Bergarterna ser ut att vara intimt förknippade i tid och rum, med rundade kontakter i sulfidmineraliseringen (fig. 50B). En litogeokemisk analys av prov från Brunnsjöberget visar Fe₂O₃ 23,9 %, S 7,4 %, Cu 0,073 %, samt förhöjda halter av Co 184 ppm och Se 7,8 ppm. En litogeokemisk analys av prov från Nibbleberget visar Fe₂O₃ 28,7 %, S 12,1 %, Cu 0,235 %, samt förhöjda halter av Co 150 ppm och Se 10,4 ppm.



Figur 50. A. Gabbroid från Brunnsjöberget med mineralisering av magnetkis, pyrit och kopparkis (6680948/552124). **B.** Sulfidmineraliserad gabbroid till dioritoid från Nibbleberget med rundade kontakter mellan basiska och dioritoida led (6680230/554719). Mineraliserad gabbroid från Brunnsjöberget med ortopyroxen, plagioklas, pyrit och magnetkis, **C.** planpolariserat ljus och **D.** korsade nicolor (6680948/552124). Samtliga fotografier: Dick Claeson.

Båda dessa mineraliseringar visar snarlika mönster i multielementdiagrammet som Cu-Ni-PGE sulfidmineraliseringen vid Brunnsjöberget (fig. 51). Deras REE-mönster visar på en kraftigare anrikning av de lätta REE i jämförelse med Cu-Ni-PGE sulfidmineraliseringen men även dessa har en relativt flack kurva för de tunga (fig. 52). Petrofysiska mätningar på stuffer av Fe-Cu sulfidförande gabbroid från Brunnsjöberget och Nibbleberget visar en densitet på 3 123 resp. 3 172 kg/m³, magnetisk susceptibilitet om 4 852 respektive 5 448 × 10⁻⁵ SI och naturlig remanent magnetisering av 18 299 respektive 114 935 mA/m.



Figur 51. Multielementdiagram av Fe-Cu mineraliserade gabbroida bergarter från Brunnsjöberget och Nibbleberget. Normaliseringsvärden för N-MORB från Sun & McDonough (1989).



Figur 52. Diagram över REE av Fe-Cu mineraliserade gabbroida bergarter från Brunnsjöberget och Nibbleberget. Normaliseringsvärden för kondrit från Boynton (1984).

Referenser

Boynton, W.V., 1984: Cosmochemistry of the Rare Earth Elements: Meteorite studies. *I* P. Henderson (red.): *Rare earth element geochemistry*. Elsevier Science B.V., sid 63–114.

Hanley, J.J., 2005: The Aqueous Geochemistry of the Platinum Group Elements (PGE) in Surficial, Low-T Hydrothermal and High-T Magmatic-Hydrothermal Environments. *I* J.E. Mungall (red.): *Exploration for platinum-group elements deposits*. Mineralogical Association of Canada, Short Course Ser. 35, sid 35–56.

Helmy, H.M., Ballhaus, C., Berndt, J., Bockrath, C. & Wohlgemuth-Ueberwasser, C., 2007: Formation of Pt, Pd and Ni tellurides: experiments in sulfide–telluride systems. *Contributions to Mineralogy and Petrology 153*, sid 577–591.

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

Holwell, D.A. & McDonald, I., 2010: A review of the behaviour of Platinum Group Elements within natural magmatic sulfide ore systems. *Platinum Metals Review* 54, sid 26–36.

Ripa, M. (red.), Sundberg, A., Wik, N.-G., Bergman, T., Claeson, D., Hallberg, A., Hellström, F., Kübler, L. & Nysten, P., 2015: Malmer, industriella mineral och bergarter i Dalarnas län. *Rapporter och meddelanden 139*, Sveriges geologiska undersökning, sid 545.

Sveriges Hembygdsförbund. < http://www.bygdeband.se/wp-content/uploads/uploaded/ 284/377241_gruvor_i_silvberg._sid.5.pdf > Åtkommen den 31 januari 2018.

Sun, S.S. & McDonough, W.F., 1989: Chemical and isotopic systematic of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes. *I* A.D. Saunders & M.J. Norry (red.): *Magmatism in ocean basins*. Geological Society of London, Special Publication 42, sid 313–345.

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*, sid 174–194.