

**En övergripande beskrivning av
malmbildande processer med
detaljstudier av en bandad
järnmalm från södra Dalarna,
Bergslagen**

Jan-Olof Öst

Examensarbeten i Geologi vid
Lunds universitet - Berggrundsgeologi, nr. 182



Lunds univ. Geobiblioteket



15000

601138221

Geologiska institutionen
Centrum för GeoBiosfärsvetenskap
Lunds universitet
2005

En övergripande beskrivning av malmbildande processer med detaljstudier av en bandad järnmalm från södra Dalarna, Bergslagen

Jan-Olof Öst

Öst, J-O, 2005. En övergripande beskrivning av malmbildande processer med detaljstudier av en bandad järnmalm från södra Dalarna, Bergslagen. *Examensarbete i geologi vid Geologiska institutionen, Berggrundsgeologiska avdelningen, Lunds Universitet.*

Svensk sammanfattning

Bergslagen i centrala Sverige är känt för sina talrika mineraliseringar av olika typ. Denna studie fokuserar på en liten bandad järnmalm, från södra Dalarna, och dess associerade bergarter.

Studiens fältarbete har genomförts i staden Ludvikas närhet, där den bandade järnmalmen har en längd av cirka 17 km och sträcker sig från ett område cirka en kilometer söder om sjön Väsman i NNO riktning. Leptiter (metavulkaniter, ibland omlagrade) och associerade sedimentära bergarter dominerar här berggrunden. Den bandade järnmalmen ingår som en del av dessa sedimentära bergarter tillsammans med dolomitisk kalksten, kvartsit och metaargillit.

Den bandade järnmalmens avsättningsmiljö har varit i en lokal sedimentbassäng där växellagring skett av järnoxid, kiseloxid och karbonatlager. Troligen har även växellagring med leptiter skett som en följd av lokala utbrott. Den bandade järnmalmen klassificeras som en Algoma-typ bandad järnmalm och skiljer sig från övriga förekomster i Sverige genom att ha en nära relation till karbonatsedimentationen i området.

Det undersökta området visar tydliga tecken på att ha utsatts för kraftig metasomatisk påverkan av hydrotermala lösningar. Detta har lett till den uppdelning av Na- och K-rika leptiter som finns idag. Dessutom har tillförsel av fluor, fosfor, svavel och magnesium skett till malmen och dess omgivande bergarter. Detta avspeglar sig i att mineral som flusspat, apatit, sulfidmineraliseringar av svavelkis och kopparkis samt att magnesiumrika mineral som klorit och cordierit nybildats och nu återfinns kaotiskt i den bandade järnmalmen och dess omgivande bergarter.

Jan-Olof Öst, Geologiska institutionen, Berggrundsgeologiska avdelningen, Lunds universitet, Sölvegatan 12, 22362 Lund.

A comprehensive description of ore-producing processes with a detailed study of a banded iron ore formation in the southern part of Dalarna, the Bergslagen region, Sweden

Jan-Olof Öst

Abstract

The Bergslagen region in south central Sweden is known for its diversity and quantity of ores. This study focuses on a tiny BIF (Banded Iron Formation) and its surrounding rocks in the southern part of Dalarna.

The fieldwork was carried out in an area close to the town of Ludvika. The BIF occurs from an area approximately one kilometre south of the lake Väsman trending for about 17 km in a NNE direction. In this area, supracrustal volcanic rocks and associated metasediments dominate. The BIF forms part of these metasediments, which also include dolomitic limestone, quartzite and meta-argillites.

The BIF was deposited in a local basin, where layers of iron oxides, silica oxides and carbonates accumulated. It seems logical that layers of volcanic material were added interrupting the BIF sedimentation during local eruptions. The present occurrence of BIF is classified to be of the Algoma type. Its deposition differs from other known localities in Sweden especially in its close relation to carbonate sedimentation.

The BIF and associated rocks show signs of strong hydrothermal overprinting. This is indicated *i.a.* by the splitting of originally alkali-intermediate volcanic rocks into Na- and K-enriched ones. Furthermore, elements like fluorine, phosphorus, sulphur and magnesium have been added to the ore and its country rocks. This is suggested by the occurrence of minerals like fluorite, apatite, pyrite and bornite as well as minerals rich in magnesium such as chlorite and cordierite. Today these minerals occur interspersed in the BIF and its country rocks.

Jan-Olof Öst, Department of Geology, Lithosphere and Biosphere Science, Lund University, Sölvegatan 12, 22362 Lund.

Innehållsförteckning

Introduktion _____	s. 5
Syfte _____	s. 5
Mål _____	s. 5
Metoder _____	s. 5
- <i>Fältmetodik</i>	
- <i>Mikroskopering</i>	
- <i>SEM</i>	
Introduktion till begreppet malm _____	s. 6
Malmtypernas klassificering _____	s. 7
Beskrivning av grundläggande malmbildande processer _____	s. 7
- <i>Magmatiskt ursprung</i>	
- <i>Hydrotermalt magmatiskt ursprung</i>	
- <i>Skarnmalmer</i>	
- <i>Sedimentärt bildade malmer</i>	
Fördjupad beskrivning över bildandet av bandad järnmalm _____	s. 9
Bandad järnmalm i världen _____	s. 11
En översikt över Sveriges provinser och malmområden _____	s. 11
Övergripande beskrivning av berggrunden i södra Dalarna, Bergslagen _____	s. 12
- <i>Underlag</i>	
- <i>Äldre granitoider</i>	
- <i>Suprakrustala vulkaniter (leptiter)</i>	
- <i>Metasomatos</i>	
- <i>Magnesiummetasomatos</i>	
- <i>Sedimentbergarter</i>	
- <i>Yngre granitoider</i>	
- <i>Yngre bergarter</i>	
Bergsslagens malmtillgångar _____	s. 14
- <i>Skarnmalmer</i>	
- <i>Järnmalmer</i>	
- <i>Sulfidmalmer</i>	
Resultat _____	s. 15
- <i>Fältundersökning och kartförklaring</i>	
- <i>Malmområden utanför den bandade järnmalmen</i>	
- <i>Det bandade järnmalmstråket</i>	
- <i>Malmområden inom det bandade järnmalmstråket</i>	
- <i>Omgivande bergarter</i>	
- <i>Övriga bergarter</i>	
Diskussion _____	s. 23
- <i>Geologisk karta</i>	
- <i>Bergarter</i>	
- <i>Den bandade järnmalmen</i>	
- <i>Omvandlingar</i>	
Slutsatser _____	s. 26
Tack _____	s. 26
Referenser _____	s. 26

Introduktion

Dalarna är ett i geologiskt avseende omväxlande landskap. Här förekommer gamla bergarter, till vilka hör äldre granitoider och leptiter. Här finns även yngre porfyryter och yngre graniter såväl som stora fält av sandsten och basalt. Hit når även en del av Kaledonidernas bergarter och här finns slutligen även yngre, fossilförande avlagringar. I stor utsträckning täcks berggrunden av lösa formationer, morän och rullstensåsar, grusfält och sanddyner.

Rikedomen på mineral i anslutning till de talrika malmförekomsterna i södra Dalarna väckte tidigt forskares och naturvänners intresse. Linné gjorde sin berömda Dalaresa år 1734 och meddelar i sin redovisning från denna åtskilliga iakttagelser av mineralogiskt och geologiskt intresse (Uggla, 1953). Cronstedt, som var bergmästare i Öster- och Västerbergslagen, har i sin "Mineral-historia öfwer en del av Wästmanland och Dalarna" (1752) lämnat talrika uppgifter om mineralfyndigheter och berggrundsförhållanden, vilket gjorde Dalarna och Bergslagens geologi kända.

Malm och malmbrytning har varit viktig för Sveriges industri och ekonomi under århundraden. Malmbrytning i Bergslagen har förekommit under de senaste cirka 1000 åren. De för allmänheten mest kända gruvorna är nog Falu koppargruva och Sala silvergruva. Båda omges idag av något som kan sägas vara en blandning av mystik och romantik över vad människan genom uppoffring och beslutsamhet kunde uppnå redan för flera hundra år sedan. Bergslagen har varit ett centralområde för gruvbrytningen i Sverige och därför också centrum för metallbearbetning och förädling, med talrika lämningar i landskapet efter denna svunna epok i svensk industri. Gruvbrytningen i området har även lett fram till teknikutveckling, kanske främst genom Christopher Polhem. År 1693 fick han i uppdrag att förbättra tekniken för att ta upp malm ur gruvor. Med vattenkraftens hjälp konstruerade Polhem ett uppfodringsverk som kallades Blankstöttspelet efter det gruvhål i Falu koppargruva, där det installerades 1694.

Det finns mycket kulturhistoria att hämta och fördjupa sig i inom Bergslagen, en uppgift som nog är så intressant men dock ligger utom ramen för detta arbete.

Syfte

Arbetets syfte är att ge en djupare förståelse för en i södra Dalarna förekommande bandad järnmalm, dess relation till omgivande bergarter samt att ge förslag på en geologisk modell för dess bildning.

Mål

Arbetets mål är att:

1. Ge en översiktlig introduktion till begreppet malm och malmbildande processer.
2. Ge en grundläggande förståelse för hur dessa processer har bildat Sveriges malmområden.
3. Ge en mer detaljerad beskrivning av bildandet av bandade järnmalmer.
4. Ge en detaljerad bild av ett malmområde inom Ludvika bergslag i södra Dalarna.

Metoder

Fältmetodik

Karteringsområdet är beläget i staden Ludvikas närhet och är ca 17 km långt. Området sträcker sig från sjön Väsmans sydöstra strand och norrut förbi Iviken, Ikorbotten, Håksberg, Källbotten och Gräsberg samt ett stycke vidare i nord-nordostlig riktning, se Fig. 5. Området är kuperat dock utan större höjdskillnader. Blottningsgraden i området är låg, uppskattningsvis runt 5 % och berggrunden är i stort täckt av kvartära avlagringar samt är skogsbevuxet. I de gamla brytningsområdena är blottningsgraden naturligtvis högre på grund av förekomsten av gamla dagbrott, skärpningar och andra spår efter gruvindustrin. I samband med dessa har flera varphögar kunnat undersökas vilket gett information om förekommande bergarter. Det skall påpekas att den provtagning som skett i möjligaste mån varit i fast klyft i de gamla gruvhålen. Där detta inte varit möjligt, till exempel på grund av att gruvhålen använts som dumpningsplatser för fordon och sopor, har varphögarna utnyttjats. För sidobergarter längre från själva gruvstråket har blottningar vid vägskärningar och täktverksamhet nyttjats på grund av den låga blottningsgraden.

Som grund för karteringsarbetet användes de geologiska kartbladen Ludvika, serie Af nr 128 (Strömberg 1986) och Smedjebacken,

serie Aa nr 177 och 181 (Hjelmqvist 1937). Som topografiskt underlag utnyttjades de topografiska kartorna i skala 1:50000 i serie Ludvika 12F, den så kallade "gröna kartan". I gruvområdets närhet kunde kompass inte användas utan där genomfördes kartering med hjälp av förutbestämda positioner som till exempel vattendrag och vägsål. Alla struktur-mätningar är mätta med kompass och angivna enligt högerhandsregeln.

Utökade fältundersökningar har genomförts och dessas observationer har främst skett utanför det ovan beskrivna koncentrerade området och lett till en ökad förståelse för områdets geologi samt däri förekommande malmer.

Mikroskopering

Av 90 stuffer utvaldes 39 för tillverkning av tunnslip. De representerade malmen som sådan, malmens direkta sidobergarter samt övriga i området förekommande bergarter. De malmrika proverna polerades och studerades med påfallande ljus för att kunna bestämma malmfaserna. Provtagningspunkterna framgår av appendix B.

SEM och EDS

En del tunnslip undersöktes med svepelektronmikroskop (SEM), och energidispersiv röntgenanalys (EDS) för att bekräfta resultatet från den optiska mikroskoperingen och för att identifiera mineral som inte tillfredställande kunnat identifieras på annat sätt. Analyser genomfördes även för att fastställa sammansättningen hos de skarnmineral som förekom i proverna, och för kontroll av Na- och K-halten i metavulkaniterna. SEM-utrustningen som användes var en JEOL JSM-6400 med tillhörande LINK EXCEL EDS system utrustad med germanium-detektor. Analyserna gjordes vid accelerationsspänning 18 kV. Upp-tagnings-tiden var 100 sekunder och död-tiden varierade mellan 20 och 25 %. Vid kalibrering av instrumentet nyttjades en kobolt-standard. Arbetsavståndet 39 mm användes. Vid detaljstudier minskades dock ibland detta avstånd, dock kunde EDS-analyser ej genomföras vid annat arbetsavstånd än 39 mm.

Introduktion till begreppet malm

Begreppet malm härrör från det ekonomiska intresset för en mineralisering, som till sitt

omfång och koncentration är lönsam att bryta, för att sedan utvinna en eller flera metaller ur de brutna bergmassorna. Det som framför allt styr begreppet malm är det aktuella dagspriset på den eller de metaller man utvinner. Priset på metall styrs naturligtvis av marknadens efterfrågan och tillgången på metallen i fråga. Med industrimineral betecknar man främst sådana mineral som är värda att bryta för sina egenskapers skull, egenskaper som är av intresse främst för industrin. Därmed också underförstått att de inte är metaller. Exempel på industrimineral är kvarts och grafit. Då detta arbete inriktar sig på malm hänvisas vidare information om industrimineral i Sverige till Lundegårdh (1971). Det skall påpekas att i detta arbete, samt flertalet andra arbeten angivna i referenslistan, har nomenklaturen inte följts. Istället används begreppet malm även för mineraliseringar som idag ej anses brytvärda, men som i historisk tid brutits eller ansetts brytvärda. Det är på grund av omvärldens konkurrens och sänkta världsmarknadspriser som det i Sverige endast finns elva gruvor i drift (SGU 2002), varav två järnmalmsgruvor. För 100 år sedan kunde landets gruvor räknas i hundratal. I orostider har gruvdriften historiskt sett fått ett uppsving på grund av avspärningar och världsmarknadens ökade omsättning i krigsproduktion.

I Sverige har flertalet viktiga malmförekomster klassats som riksintresse enligt 2 kapitlet 7 § 2 stycket naturresurslagen. Lagen ingår numera i miljöbalken. Detta innebär att dessa områden klassificerats som viktiga ur industrins perspektiv för fortsatt eller återupptagen gruvdrift (Miljöbalken, 1998).

De dominerande malmbildande processerna är hydrotermala. Tre huvudkrav måste vara uppfyllda: tillgång till vatten, metallursprung och värme. Ibland uppfylls samtliga tre huvudkraven från samma källa (till exempel en felsisk magmakammare med stor volatilitetsfas), ibland har de olika ursprung. Värme finns där magmatiska eller metamorfa processer pågår. Här är aktiva plattgränser lämpliga ställen för malmbildning. I denna miljö förekommer storskalig tektonisk verksamhet som både nybildar magma, vilken bildar vulkaniska och intrusiva bergmassor, ger tryck- och temperaturförändringar som leder till metamorfos. Naturligtvis uppträder även sprick-system och förkastningar. När dessa plattgränser är subakvatiska finns dessutom god

tillgång till vatten. Exempel på sådana miljöer är öbåge-system och subakvatiska spridningszoner. Omgivande bergarter utgör metallkällan. Ibland separeras malmmineralen direkt från magman genom magmatiska processer.

När man prospekterar efter malm måste man därför ha förståelse för vilka bergarter och berggrundsprovinser som är representativa för fossila geologiska områden där malmbildande processer kan ha förekommit. I Sverige förekommer malmer främst i områden med vulkaniska bergarter med inblandning av marina sediment. Dessa bergarter och bildningsmiljöer återspeglar de två största malmprovinserna i Sverige: Skelleftefältet och Bergslagen.

Malmtypernas klassificering

I främst äldre litteratur, som till exempel Magnusson i ett flertal publikationer (1970 med flera), används ett äldre klassificeringssystem, medan ett mer modernt system nyttjas i detta arbete. En detaljerad klassifikation förutsätter en djupare förståelse om de olika malmernas genes – bildningssätt. En numera klassisk och kända den första moderna indelningen gjordes av Lindgren (1919). Hans klassificering av intrusiva malmer, främst hydrotermala, byggde på teorier om bildningsdjup och temperatur.

Malmerna klassificeras genom en indelning i syngenetiska eller epigenetiska malmer. Syngenetiska malmer är bildade samtidigt som sidoberget. Ett exempel på en syngenetisk malm är bandad järnmalm, på engelska Banded Iron Formation (BIF), som enkelt uttryckt består av rytmiska lager av järnoxider primärskiktade med lager av sedimentärt eller vulkaniskt ursprung. Bandade järnmalmer, deras utbredning i Sverige och bildningsteorier kommer att behandlas senare i detta arbete.

Epigenetiska malmer är yngre än sina värdbergarter och kan liknas vid en pegmatitgång som skär genom sin värdbergart. Hydrotermalt avsatta malmer som till exempel vid Bölets manganguva, Västergötland (Magnusson 1973a), är epigenetiska. Det är dock inte alltid lätt att särskilja syngenetiska och epigenetiska malmer, då mellanformer och extremt svårtolkade fall förekommer.

Beskrivning av grundläggande malmbildande processer

Enligt huvudindelningen ovan måste malmernas genes beaktas och därvid urskiljs malmer bildade genom magmatiska, metamorfa eller sedimentära processer. Nedan återfinns exempel på malmbildande processer samt deras produkter inom dessa tre grupper. Med dessa grupper kan man täcka in de malmförekomster som hittills är identifierade på vår planet.

Magmatiskt ursprung

Malmerna med magmatiskt ursprung utgör en stor del av världens kända malmförekomster. I gruppen ingår malmer bildade på stora djup i både kontinental och ocean jordskorpa, suprakrustalt (men ofta subakvatiskt) deponerade malmer, malmer med gångstruktur, malmer utbildade i anslutning till vulkanism i öbågar etc.

Direktmagmatiska malmer bildas i helt eller delvis smält magma genom avblandning, kristallisation och anrikning på grund av gravitation. Malmerna bildade på detta sätt är oftast sulfider eller oxider och förekommer främst i mafiska gång- och djupbergarter. Malmer av detta slag hänger ofta samman med gabbrointrusioner och malmerna förekommer då i den gamla magmakammaren. Dessa malmer brukar betecknas som ortomagmatiska och innehåller ofta åtråvärda metaller såsom platina, krom och titan. Mindre förekomster av detta slag återfinns i Sverige, till exempel vid Taberg. Apatitjärnmalmer är en annan typ som numera tolkas som direktmagmatiskt bildade malmer. De förekommer i Bergslagen, bland annat den kända Grängesbergsmalmen beskriven av Magnusson (1973a). Världens sannolikt största samlade järnmalmsförekomst finns i berget Kiirunavaara i Lappland. Fram till idag har cirka 1200 miljoner ton malm brutits i Kiirunavaara, vilket motsvarar ungefär hälften av den ursprungliga malmkroppen. Malmen består av tät, hård, högprocentig magnetit (svartmalm) som är rik på fosfor, bundet i apatit. Den var känd redan 1696, men en brytning kunde sättas i gång först efter riksdagens beslut 1898 att anlägga Riksgränsbanan Gällivare-Narvik (Jansson 2004).

Vid bildande av de flesta malmerna av primärt magmatiskt ursprung utgör vatten en aktiv komponent. Suprakrustalt, men sub-

akvatiskt avsatta depositioner, torde vara de vanligaste. Aktiva plattgränser är utmärkta bildningsmiljöer för malmdepositioner. Malmer av Cypern-typ bildas i oceana spridningszoner där i sprickor nedträngande havsvatten ger upphov till en hydrotermal lösning. Konvektion leder till att den hydrotermala lösningen, när den är upphettad och därmed också troligen mättad på lösta metaller, stiger uppåt. När lösningen träffar på kallare vatten, eller vatten med annat pH-värde, tappar den sin förmåga att hålla de upplösta metallerna (Jones och Atkins 1999). Oftast sker då en snabb utfällning av sulfidmalmer direkt på havsbotten och så kallade "Black Smokers", skorstensliknande strukturer, bildas på havsbotten. Varefter malmbildningen fortsätter, kan det med tiden utvecklas stora förekomster av sulfidmalmer på havsbotten (Oudin och Constantinou, 1984).

Malmer av så kallade Kuroko-typ är bildade på liknande sätt, men bildas i kontinentnära vulkanbågar dominerade av felsiska magmatiska bergarter. Även i detta fall kan havsvatten tränga ner till magmans närhet, men troligen kan en stor del av de hydrotermala lösningarna även komma från vatten som avblandats direkt från den felsiska magman. Brecciastrukturer påträffas ofta i malmer av Kuroko-typ och detta kan peka på ett våldsammare händelseförlopp än vid bildningen av malmer av Cypern-typ. Det våldsamma förloppet är väl korrelerat med det förlopp som felsiska vulkaner ofta ger. Jämfört med malm av Cypern-typ blir Kuroko-typen generellt mer utspridd i omgivande bergarter och inte så koncentrerad. Malmerna återfinns idag såväl i aktiva öbågesystem som i Japans närhet (där också typlokalen är hämtad, Urabe och Sato 1978), och i fossila öbågesystem såsom Bergslagen och Skelleftefältet i Sverige (Lundqvist 2000). Förutsättningarna för bildandet av malmer av Kuroko-typ är beskrivna av Eldridge *et al.* (1983). Vanligen förekommer sulfidmineral som pyrit, kopparkis, zinkblände och blyglans.

Porfyrmalmer bildas djupare ner i jordskorpan och utan tillgång till annat vatten än vad som är tillgängligt som volatiliefas i magman. Malmerna bildas i porfyriska till medelkorniga intrusioner främst av graniter och dioriter. Förekomster, som troligen bildats närmare markytan men fortfarande subvulkaniskt, förekommer också. Sulfidmineraliseringen är i regel utspridd i värdbergarten

samt i sprick- och brecciezoner. Vanliga utvinnbara metaller är koppar, molybden, wolfram och tenn. Troligen bildas mineraliseringen, då den felsiska intrusionen kristalliserar och vatten frigörs ur magman. Då den hydrotermala lösningens tryck överstiger ett tröskelvärde, spricker värdbergarten och sprickplan och breccieringar uppstår. En typisk hydrotermalomvandling sker också när den hydrotermala lösningen frigörs från intrusionens magmakammare. Bildandet av porfyrmalmer finns beskrivet bland annat av White *et al.* (1981). I Sverige är mineraliseringar av denna typ relativt ovanliga men förekommer på enstaka ställen i Norrbotten och Västerbotten.

Greisen-malmer är till sin tillkomst en blandning mellan ovan beskrivna porfyrmalmer och nedanstående övriga hydrotermala malmtyper. De förekommer i anslutning till, och ovanför, de övre delarna av vissa granitintrusioner. Uppsprickning och brecciering av värdbergarterna är vanligt förekommande. Diagnostiska mineral är kvarts, muskovit, wolframit, kassiterit tillsammans med topas, turmalin och flusspat. Utvinnbara metaller är oftast tenn och wolfram (Iyer *et al.* 1987). I Sverige är greisen-malmer sparsamt förekommande men återfinns i norra Bergslagen.

Hydrotermalt magmatiskt ursprung

Hydrotermala malmer av magmatiskt ursprung varierar mycket, men är i huvudsak bildade i samband med intrusioner och vulkanism. Nämnbara i sammanhanget är relativt rika, men till volymen små, förekomster av hydrotermalt fyllda gångar och sprickor, ofta med en huvudsaklig fyllning av kvarts eller karbonater, som innehåller brytvärda mängder av till exempel guld, silver, vismut eller uran. Det är på detta sätt som större klumpar av gediget guld bildas, i vasksammanhang kallade för nuggets.

Metamorft bildade malmer tillkommer genom urlakning och koncentration av metamorfa lösningar. De metamorfa lösningarna förekommer naturligtvis där metamorfa processer påverkar redan bildad berggrund, ofta på stora djup, där rätt tryck och temperatur för metamorfos råder. Ofta är de metamorft bildade malmerna små till volymen, trots att de är bildade genom urlakning av inte obetydliga volymer metamorft påverkade bergmassor. I Sverige förekommer mindre mineraliseringar av denna typ i Kaledoniderna.

Gångmineral kan uppkomma genom metamorfa processer och förekommer i rörelse-zoner utan associerade intrusiva bergarter. De uppkommer genom att lösningar drivna av tryck- och temperaturgradienterna urlakar metaller ur omgivande bergarter som sedan deponeras när lösningens förmåga att hålla lösta element avtar. Slutprodukten är oftast mineraliserade gångar med en grundmassa av kvarts.

Skarnmalmer

Skarnmalmer bör inte inräknas i de metamorfa malmerna utan är snarare en egen "underklass", då malmen visserligen är metamorfoserad men ej primärt skapad av metamorfosen. Skarnet uppvisar metamorf påverkan, medan malmen endast i mindre utsträckning gör det.

I Sverige förekommer två klasser: malmer i reaktionsskarn samt malmer i kontaktskarn. I den första klassen ingår större delen av Bergslagens skarnjärnmalmer (Magnusson 1970), och malmen torde vara en rest av subakvatiska, synvulkaniska, hydrotermala processer. Skarnomvandlingen av förorenande karbonatmineral har troligen skett i samband med områdets regionala metamorfos. Malmer i kontaktskarn är ett resultat av termal metamorfos och påföljande metasomatism. Skarn av denna typ indelas i två underklasser, exoskarn som hittas i värdbergarten, samt endoskarn som hittas i intrusionen. Skarn och dess malmer uppvisar ofta en invecklad geologisk utveckling med oxid- eller sulfidmalmer präglade på tidigare skarnomvandling (Einaudi och Burt, 1982).

Sedimentärt bildade malmer

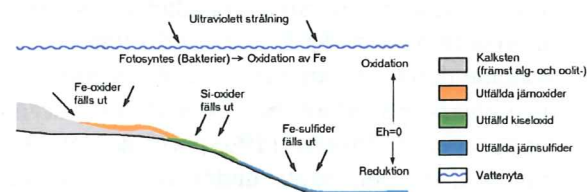
Bandad järnmalm är en viktig sedimentärt bildad malmtyp som återfinns på alla jordens kontinenter. Bandade järnmalmer är vanligt förekommande i Bergslagen, till exempel i Stripa-Stråssa gruvor samt Håksbergs- och Gräsbergfälten (Geijer och Magnusson 1944).

Sedimentära järnförekomster som bildats under fanerozoisk tid är kända som "ironstones" och är relativt ovanliga. De uppvisar inte lagringsstrukturer och har bildats då järnrikt grundvatten intruderat i karbonat-sediment. Förekomsten är ej lika utbredd som de bandade järnmalmen, men återfinns i Appalacherna i USA (Clinton-formationen) och i Alsace-Lorraine i Frankrike (SGU 2002).

Sedimentärt anrikade malmförekomster förekommer i stor utsträckning och beror på att framförallt tyngre malmmineral såsom guld anrikas i sedimentfällor genom transport av vatten eller vind. Kända vaskförekomster har förekommit i Amerika och utnyttjades under guldruschens dagar. Naturligtvis inkorporeras sådana här förekomster även när sedimenten så småningom bildar sedimentära bergarter.

Fördjupad beskrivning över bildandet av bandad järnmalm

Bandade järnmalmer är en viktig sedimentärt bildad malmtyp. Som namnet antyder uppvisar de här malmerna en bandning. Bandningens storlek sträcker sig från mikroskopisk skala upp till 10 cm. Vanligen är dock de enskilda lagren en eller några centimeter mäktiga. Lager av järnoxid, vanligen hematit, växellagrar med lager av "chert", det vill säga kemiskt utfälld kiseloxid. Dessa sediment överstiger ibland flera hundra meter i mäktighet. I merparten av världens bandade järnmalmer är kiseloxiden omvandlad till finkristallin kvarts på grund av metamorfos. Järnoxiden i bandade järnmalmer är utfälld som hematit men genom reduktion ofta helt eller delvis omvandlad till magnetit. En återoxidering till hematit är också möjlig (Mel'nik 1982).



Figur 1. Möjlig modell för depositionen av BIF på kontinentalshelfen. Tillförseln av kontinental erosionsprodukter leder till hög kiselhalt i vattnet, vilket faller ut som kiseloxid genom avdunstning. Från djuphavet uppströmmade järnrika hydrotermala lösningar reagerar med i vattnet löst syre varvid järnoxider faller ut. Periodiciteten av kisel- eller järndominerat vatten (och utfällning) förklaras med skillnader i hydrotermal aktivitet eller variationer i stormmönster eller rörelseförändringar hos havsströmmar, efter Mel'nik (1982) och Morris (1993).

Bandad järnmalm uppkommer genom en rytmisk utfällning av järnoxider och kiseloxider på havsbotten, troligen i shelfmiljö (Mel'nik 1982), se Fig. 1. De förekommer i marint avsatta ytbergartssekvenser, ofta associerade

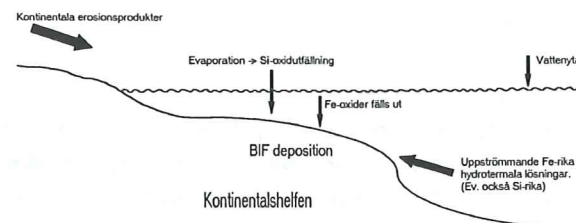
med metasediment, karbonater och meta-vulkaniter. Om utfällningen är styrd av rent kemiska processer eller om den är biologiskt styrd är omdebatterat. Det är måhända ingen slump att merparten av världens bandade järnmalm är bildade för ca 2,6 till 1,8 Ga sedan. Det var troligen i detta tidsintervall som syreproducerande bakterier började uppträda i världshaven. Eftersom bildningen av de bandade järnmalmerna kräver i havsvattnet löst syre för att järn skall kunna oxideras är det sannolikt att dessa fenomen är relaterade. I vissa bandade järnmalm som enbart visar låg eller ingen metamorfos, har avtryck i chertlagren tolkats som fossil efter syreproducerande bakterier (Mel'nik 1982).

Det förekommer två huvudtyper av bandad järnmalm. De av Algoma-typ är flera tiotals meter mäktiga och några få kilometer i lateral utbredning. De är nära förbundna med vulkaniska bergarter och tycks ha bildats där varma källor orsakade av vulkaniska processer släppt ut järnrika hydrotermala lösningar i sedimentbassänger. Denna typ av bandad järnmalm har till exempel brutits i Algoma-området i Ontario, USA samt Thabazimbi i Sydafrika. Den andra typen är Superior-typen, som i regel omfattar större förekomster. De är namngivna efter Lake Superior-området i Michigan och Minnesota (Mel'nik 1982).

Jacobsen och Pimentel-Klose (1988) visade att järnmineralen i bandad järnmalm är utarmade på lätta REE och har förhöjt ϵ_{Nd} . De tolkade detta som att källan varit hydrotermala lösningars påverkan på MORB vid oceanbottenryggar. Morris (1993) visade att järnmineraliseringen skett under tider med hög hydrotermal aktivitet. Varvigheten, menar Morris, har troligen styrts av uppvällning av järnrikt vatten från djupare delar av oceanen. Rytningen är troligen orsakad av årliga stormsekvenser. De kiselrika lagren har sedan sedimenterat när förhållandena återgått till att vara kiseldominerade.

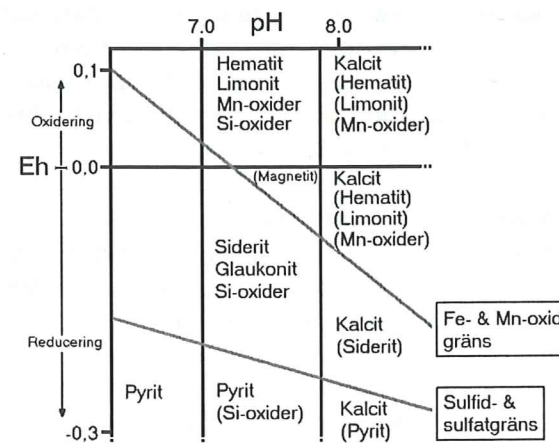
Hamade *et al.* (2003) visade vid studiet av en bandad järnmalm från Hamersley, Australien, att de bevarade Ge/Si förhållandet i kiselagren i bandad järnmalm indikerar att kiselkällan utgörs av erosionsprodukter av intilliggande landmassor. Detta står i kontrast till den tidigare hypotesen att ursprunget till mineralen i bandad järnmalm enbart varit hydrotermala processer (se text Mel'nik 1982). Detta innebär i sin tur att järn och kisel i bandad järnmalm troligen har olika ursprung,

då järnet antas härröra från hydrotermala processer. Detta visar att bildningsförhållandet för bandad järnmalm varit en komplex blandning mellan dominerande kisel- och järnlösningar, styrd av erosion och variationer i hydrotermal tillförsel av järn och dessutom påverkade av flux i syrehalt, se Fig. 2.



Figur 2. Figuren visar modellen som Hamade *et al.* (2003) uppställde i sitt arbete beträffande ursprunget till mineralen i de bandade järnmalmerna.

De kemiska förhållanden som är nödvändiga för utfällningen av de aktuella mineralen framgår av Fig. 3. Där ses tydligt att de i den bandade järnmalmen förekommande hematit och magnetit fälls ut främst vid en pH nivå mellan 7,0 och 7,8 med ett eH värde högre än 0. Begreppet eH betecknar en lösnings redoxpotential, det vill säga oxidationspotentialen.



Figur 3. Diagram över Eh- och pH-förhållanden som skall råda vid utfällningen av respektive produkt. Mineral inom parentes är sekundärutfällda vid det rådande förhållandet. Efter beskrivande text av Mel'nik (1982).

Bandad järnmalm i världen

Sedimentära järnmalmer utgör världens största och viktigaste järnförekomster. Enligt Pei *et al.* (2000) utgörs världens sju största förekomster av järnmalm av metamorfa, sedimentära bildningar. Dessa sju är i fallande storleks-ordning: Kursk magnetic anomaly – Ryssland, Krivoi Rog – Ukraina, Hamersley – Australien, Quadrilatero – Brasilien, Carajas – Brasilien, Labrador – Kanada och Lake Superior – USA. Järnhalten i dessa förekomster varierar mellan 25 och 65 %.

Geokronologiska studier av järnförekomster av sedimentärt ursprung visar att minst 10^{11} ton järn sedimenterade mellan 2,6 och 1,8 Ga över stora delar av jorden och fortfarande finns bevarade (SGU 2002). Vanligen består de av tunna rytmiskt lagrade järnrika och kiselrika lager som gett dem namnen kvartsrandmalmer, kvartsbandade järnmalmer eller bandade järnjaspiliter. I äldre litteratur förekommer fler varianter på dessa namn och det är först med engelskans införande som vetenskapligt språk som "banded iron formation" eller dess förkortning BIF blivit allmänt accepterat som övergripande beteckning för dessa formationer. I Nordamerika har de varit beskrivna som takonit, i Australien som jaspilit, "banded ironstone" i Sydafrika samt itabrit i Brasilien.

Takonit var ursprungligen namnet på järnmalm som bröts i Lake Superior-området. Järnmalmen är syngenetisk och stratiformt lagrad och består av bandad järnförande jaspis innehållande magnetit, hematit och siderit (Mel'nik 1982). Järnhalten i en takonit skall överstiga 25 %, och det spelar ingen roll om järnet återfinns som band eller disseminationer.

Jaspilit är en kvartsbandad järnmalm med omväxlande lager järnmalm och jaspis. Den sistnämnda är ofta rödfärgad på grund av innehållet av strödda hematitkorn, men kan även vara gul, brun, svart eller grön (Mel'nik 1982).

Itabrit användes för att beskriva en metamorft omvandlat laminerad järnformation där den ursprungliga kiseloxid- eller jaspisbanden har rekristalliserat till urskiljbara korn av kvarts. Järnet skall dock återfinnas i sin primära bandning och bestå antingen av hematit eller magnetit (Mel'nik 1982).

I Hamersley, Pilbara, Västra Australien, återfinns en bandad järnmalm av Superior-typ som omfattar en yta av 10000 km^2 med en mäktighet som överstiger 1000 m. Där bryts

såväl den primära bandade järnmalmen som dess erosionsprodukter (Mel'nik 1982).

Labrodorsänkan, Kanada, ibland kallas den Labrador-Québecsänkan, är en 1200 km lång stratigrafisk enhet av vulkaniska och sedimentära bergarter avsatta i små men sammanbundna bassänger. Den bandade järnmalmen går att följa genom hela sänkans längd (Mel'nik 1982).

Carajas-formationen i Brasilien består av bandade järnformationer inlagrade mellan två huvudsekvenser av vulkaniter. Förekomsten i Quadrilatero, också den i Brasilien, uppvisar samma egenskaper som den föregående (Mel'nik 1982).

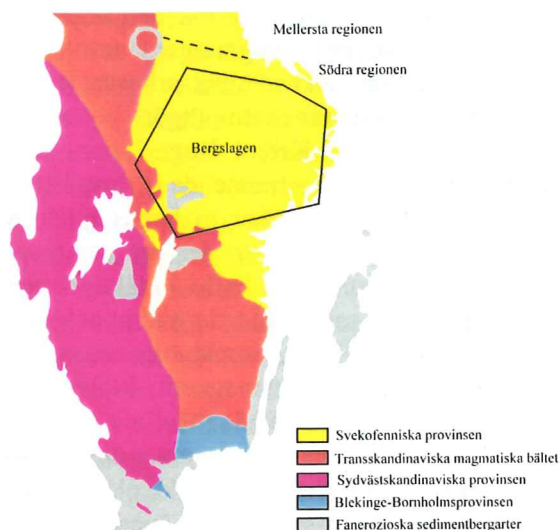
Förekomsten i Krivoi Rog, Ukraina, är en tektonisk synform med komplex geologi. Ena sidan är starkt veckad och störd av tektoniska rörelser och den andra är avskuren av en förkastning. Underlaget till malmen utgörs av granitoider, gnejser, migmatiter, amfiboliter och diskonformt täckande metaarkoser, fylliter och talkiga skiffrar som utgör botten av sedimentbassängen Krivoi Rog. I den följer konformt järnmalmen bestående av jaspiliter. I veckens omböjningar ökar malmens tjocklek. Mellanlagring av skiffrar ger att sedimentbassängen ursprungligen haft en mäktighet om 6 km, men den sammanlagda malmtjockleken överstiger inte 1,2 km. Förekommande malmmineral är hematit och magnetit. Malmhalten varierar mellan 25 och 50 % (Mel'nik 1982).

I Kursk, Ryssland, förekommer en klassisk proterozoisk fyndighet i den ryska plattformen. Fyndigheten är diskonformt överlagrad av bergarter hörande till krita, jura och karbon. Den gigantiska fyndigheten är 850 km lång och 40-100 km bred och mäktigheten varierar mellan 30-350 m. Malmen återfinns i skiffrar och gnejser tillsammans med kalkstenar och intrusiva magmatiska massiv. Malmen är veckad och förkastad och har ett järninnehåll på 25 till 50 % (Mel'nik 1982).

En översikt över Sveriges provinser och malmområden

Sverige kan ur ett geologiskt perspektiv indelas i ett antal provinser (Lundqvist 2000). Den nordligaste delen av Sverige består delvis av arkeisk berggrund. Söder om denna sträcker sig nästa provins från Norrbotten till huvuddelen av södra Mellansverige och kallas för den svekofenniska (svekokarelska) provinsen.

Det transskandinaviska magmatiska bältet befinner sig utanför den svekofenniska provinsens sydvästgräns mot den sydvästskandinaviska provinsen. I sydost återfinns sen den lilla Blekinge-Bornholmsprovinsen. Idag tolkas den sistnämnda snarast som en del av det transskandinaviska magmatiska bältet (Kornfält, 2000). Slutligen återfinns i väster fjällkedjans kaledonska berggrund. Dessutom finns områden av sedimentär, ej metamorfoserad berggrund från fanerozoisk tid bevarad i bl.a. Västergötlands plåtberg, Öland och Gotland, se Fig. 4. De främsta malmtillgångarna återfinns i den svekokarelska provinsen och brukar indelas i tre stora malmområden: Bergslagen, Skelleftefältet och Norrbottensmalmen. Mindre malmförekomster återfinns även i fjällkedjan.



Figur 4. Indelning över mellersta och södra Sveriges indelning i provinser samt Bergslagens geografiska utbredning. Efter Lundqvist (2000).

Övergripande beskrivning av berggrunden i södra Dalarna, Bergslagen

Bergslagen är ett malmområde som återfinns i den svekokarelska provinsens svekofenniska delprovins (Lundqvist 2000). Den är välkänd för sin mängd och diversitet av mineraliseringar. Främst förekommer sulfidmalmer och järnoxidmalmer av olika typ och bildningssätt. Stråket av framförallt vulkaniskt avsatta bergarter med associerade malmer innefattar huvuddelen av Bergslagens rikedom. Bergslagens sträcker sig från Utö i sydöst, Zinkgruvan i syd, Långban i väster upp till

Falun i norr och Dannemora och Herräng i nordost, se Fig. 4 och appendix C. För beskrivningar över de andra malmområdena hänvisas till Magnusson (1952, 1973a och 1973b).

Underlaget

Underlaget till de svekofenniska ytbergarterna är inte blottat inom området. Nedanstående uppdelning visar på överlappande åldrar mellan grupperna. De inbördes åldersrelationerna är inte tillräckligt utredda, till exempel mellan de svekofenniska suprakrustala bergarterna och de äldre granitoiderna. De äldre svekofenniska granitoiderna kallas i viss litteratur (se t.ex. Lundqvist 2000) för tidig-orogena och de yngre för sen- eller post-orogena. I detta arbete används dock Magnussons (t.ex. 1973a) lite äldre nomenklatur.

Äldre granitoider

Äldre svekofenniska granitoider påträffas i den södra regionen och utgör stor del av den svekofenniska skorpan. De återfinns även i den norra regionen. Till sammansättningen är de främst av I-typ, kalkalkalina och differentierade från tonalit och granodiorit till granit. De uppvisar en bildningsålder på 1,9-1,86 Ga. Eftersom de är likåldriga med den svekofenniska orogesen är de i varierande grad deformerade och omvandlade (Gaal och Gorbatschev 1987).

I den svekofenniska orogesenens början splittrades den äldre arkeiska kontinenten för 1,95 Ga sedan. Det bildades två stycken vulkaniska öbågekomplex – södra respektive norra regionen. Dessa närmade sig varandra och den äldre kontinenten. Den norra regionen kolliderade för ungefär 1,91 Ga sedan med den östra kontinenten. I väster skedde kollisionen något senare (Nironen 1997). Den Bottniska havsbassängen fylldes med stora mängder sediment innan den stängdes först i öst för ungefär 1,89 Ga sedan. I samband med detta uppnåddes den högsta metamorfa graden i området, en metamorfos präglad av hög temperatur och lågt tryck. Partiell uppsmältning i området gav smältor av granitoid sammansättning (Nironen 1997). I väst stängdes bassängen för ungefär 1,87 Ga sedan. I samband med stängningen skedde subduktion. Efter ytterligare tid inträffade en extensionskollaps som eventuellt kan ha varit orsak till migmatisering och uppsmältning av sediment-

ära bergarter och troligen även orsak till bildningen av 1,84-1,82 Ga gamla graniter i centrala Sverige (Nironen 1997).

Den svekokarelska metamorfosen och tillhörande veckningssekvens har daterats till 1846 Ma genom U-Pb datering av en monazit i migmatitisk granit från Köpingstrakten (Romer och Öhlander 1995). I Nyköping har en ålder på 1805 Ma erhållits med samma metod (Väisänen *et al.* 2004).

Suprakrustala vulkaniter (leptiter)

Bergslagens geologi domineras av omkring 1,9-1,86 Ga gamla suprakrustala bergarter (Gaal och Gorbatshev 1987). Av dessa är metavulkaniter, metasediment och karbonater dominerande. I öst och sydöst ökar inslaget av bergarter med rent sedimentursprung såsom argilliter och gråvackor. De är idag ofta migmatitiserade (Lundqvist 2000). Metavulkaniterna har framförallt felsisk, vanligen ryolitisk, sammansättning. Mera intermediära sammansättningar rapporteras vara ovanliga (Geijer och Magnusson 1944). Dessa felsiska metavulkaniter kallas i äldre litteratur för leptiter och hälleflintor, där leptiterna föreslagits vara metamorft påverkade tuffiter. Hälleflintorna har tolkats som primära bergarter (Magnusson 1973a). Basaltiska lavar förekommer sporadiskt, medan karbonater förekommer i relativt riklig mängd. Ofta uppvisar de omfattande skarnbildning där Ca-Al-Fe-Mg-silikat uppstått på grund av metamorfa och metasomatiska omvandlingar. Bergslagens vulkaniter avsattes troligen på grunt vatten i en så kallad "back-arc basin", dominerad av ryolitiska pyroklastiska kalderaformationer och subvulkaniska intrusiv (Lundqvist 2000). Samtliga svekofenniska ytbergarter borde alltså ha påverkats av den svekofenniska orogenesens regionalmetamorfos, 1,89-1,86 Ga (Nironen 1997). Denna orsakades förmodligen av två mikroplattor som kolliderade med en äldre, möjligen arkeisk, kontinent. En del bergarter uppvisar även tecken på kontaktmetamorfomvandlingar, förmodligen på grund av sin närhet till intrusiv. Den svekofenniska regionalmetamorfosen har lett till en omfattande omvandling av ytbergarterna, jämför uttrycken leptit och hälleflinta ovan. Där metamorfosen påverkat metavulkaniterna starkast, är de nästintill omvandlade till gnejser. Dessa har i äldre nomenklatur kallats för leptitgnejs (Geijer och Magnusson 1944).

Metasomatos

I Bergslagens suprakrustala bergarter hittas den större delen av regionens malmtillgångar. Oftast är de sammanhängande med de Na- och K-anrikade metavulkaniterna. Sannolikt har denna Na- och K-uppdelning tillkommit genom metasomatos. Detta skedde troligen genom hydrotermala processer innan de vulkaniska avlagringarna var fullständigt konsoliderade. Magnusson (1973a) redovisar att de Na-rika leptiterna främst hittas inom de lägre sekvenserna i Bergslagens stratigrafi. De K-rika leptiterna påträffas följaktligen högre upp i den stratigrafiska sekvensen. Detta antas bero på att bildningstemperaturen för Na-anrikningen är högre än för K-anrikningen. Troligen är dock uppdelningen beroende på fler faktorer än detta och uppdelningen är ej strikt stratigrafiskt begränsad (Lagerblad och Gorbatshev 1985).

Magnesiametasomatos

Omvandlingsmineral rika på magnesium, som t ex klorit och cordierit är talrika och hänger möjligen samman med sulfidmineraliseringarna (Magnusson 1953). Denna omvandling kallas därför mangesiametasomatos och är troligen en överprägling på redan omvandlade bergarter vid den svekokarelska regionalmetamorfosen (Frietsch 1982).

Sedimentbergarter

De felsiska vulkaniterna överlagras av sedimentbergarter, som ofta markerar toppen av vanligt förekommande synklinaler. Klassiska exempel är Grythytte- och Guldsmedshyttesyklinaler. Främst förekommer skifferar och glimmerskifferar men även gråvackor och kvartsiter. År 1923 presenterade Sundius sina fynd från Grythyttefältet och en numer klassisk stratigrafi för Bergslagens sedimentbergarter upprättades. Lundqvist (2000) presenterar dock en modernare och utökad tolkning av stratigrafin såsom:

1. Torrvarpenformationen – yngst, består av grå skiffer (Hälleforsledet), svart skiffer (Grythytteledet) och gråvackor med inlagrade konglomerat och tuffiter (Hälgsnäsledet).
2. Älgenformationen, består av vulkaniska siltstenar (Sikforsledet) och vulkaniska silt- och sandstenar (Bredsjöledet).
3. Sångenformationen – äldst, består av vulkaniska sandstenar.

Larsbogruppen är en annan klassisk bergartsgrupp av sedimentärt ursprung och består av glimmerskifferar, gråvackor, kvartsiter och konglomerat. Tidigare arbeten (se tex. Magnusson 1973a) ger att denna grupp också skulle vara postleptitisk, men Lundqvist (2000) redovisar att Larbogruppen möjligen är preleptitisk och bygger sitt resonemang på en förekomst av kvartsit underlagande leptit vid Norberg.

De äldre granitoiderna och ytbergarterna genomsätts i Bergslagen av gångar av vad som idag är amfibolit, men som tidigare troligen varit diabas. De går under benämningen Herrängsgångarna efter ett område i nordöstra Uppland, där de är talrika. Gångsystemen är nära sammanknutna med de äldre granitoiderna och uppvisar på flertalet ställen magmablandningsstrukturer. Så kallade sammansatta gångar förekommer där mafiska gångar åtföljs av felsiska gångar av granitporfyr (Lopez-Montaña 1986).

Yngre granitoider

Yngre svekofenniska granitoider med en ålder på 1,81-1,75 Ga bildades i efterdyningarna av den svekofenniska orogenesisen och uppvisar därför få eller inga tecken på metamorfos och migmatitisering (Lundqvist 2000). De yngre svekofenniska granitoiderna uppvisar normalt granitisk sammansättning; underordnat förekommer granodioriter. Graniterna har varierande sammansättning mellan I- och S-typ men graniter av den senare typen med muskovit dominerar. Enligt Claesson och Lundqvist (1995) bildades de yngre svekofenniska graniterna ur en volantilerik magma vid tämligen låg temperatur. De är starkt associerade med pegmatitbildningar som ibland är talrika. Sydost om Ludvika återfinns Malingsbo-graniten som är en pegmatitrik, fintill medelkornig rödlätt granit. De med de yngre granitoiderna associerade pegmatiterna är ofta enkla till sin mineralsammansättning och kvarts, fältspat och glimmer dominerar. Underordnat kan beryll, monazit, topas och turmalin förekomma (Lundqvist 2000).

Yngre bergarter

Över hela den södra regionen uppträder spridda förekomster av diabaser med olika åldrar. De till storleken största är Breven- och Hälleforsgångarna med en ålder av 1560-1510 Ma (Lopez-Montaña 1986), daterade genom Rb-Sr metoden. Stora Tunadiabaserna i södra Dalarna har en ålder av 1371 Ma och är

associerade med Gustafsporfyrrer av granitisk- och granofyrisk sammansättning (Piper 1992).

Genom Norge, Värmland, Bergslagen, Södermanland, Östergötland och Blekinge återfinns en NNV gång-svärm av diabaser som benämns Blekinge-Daladiabaser. De är tholeitiska till sin sammansättning och innehåller både klino- och ortopyroxen. En datering i Södermanland ger en ålder av 995 Ma enligt Rb-Sr metoden (Patchett och Bylund 1977).

Bergslagens malmtillgångar

Huvuddelen av Bergslagens malmer bildades genom exhalativa processer direkt anknutna till den vulkanism vars slutprodukter nu är de metavulkaniter området mestadels består av. Enligt moderna tolkningar (se till exempel Allen *et al.* 1996) är Bergslagens vulkanogena sulfidmalmer både submarina hydrotermala utfällningar av Kuroko-typ och andra typer av hydrotermala bildningar under den dåvarande oceanbotten.

Skarnmalmer

Den svekokarelska orogenesisens regionalmetamorfos har förstås inte bara omvandlat malmernas värdbergarter utan även malmerna själva. Mycket av skarnmalmen är just reaktionsskarn (Magnusson 1973a) bildade under regionalmetamorfosen. Skarnet har uppkommit då silikater har reagerat med närliggande karbonater. En stor del av Bergslagens skarnjärnmalmer är sådana reaktionsprodukter. Andra skarntyper, ofta mer rika på volfram och molybden är metasomatiska bildningar, där intrusiva graniter levererat hydrotermala lösningar rika på de malm-bildande komponenterna och kisel som intruderat i karbonaterbergarter och bildat karaktäristisk grovkristallin skarn. Flertalet förekomster i Bergslagen har närhet till granit-intrusiv, ett bra exempel är Yxsjöbergs gruvor som daterats med en titanit från skarnet till 1789 Ma, vilket styrker att skarnbildningen skett i samband med intrusionerna av de yngre graniterna (Lundqvist 2000).

Järnmalmer

Järnmalmen i Bergslagen uppdelas ofta i följande tre huvudtyper (Magnusson 1953):

1. Kvartsbandade järnmalmer (BIF), huvudsakliga malmmineral hematit eller magnetit.
2. Skarnjärnmalmer, dominerade av magnetit.
3. Apatitjärnmalmer, malmmineral främst magnetit och hematit.

Skarnjärnmalmerna brukar indelas i manganfattiga respektive manganrika. Gränsen brukar läggas vid 1 % och mangan ingår i diverse skarnmineral såsom rodonit, amfibol, pyroxen och granat med spessartinsammansättning. De manganrika järnmalmerna är ofta associerade med tidigare karbonatbergarter. Malmer av denna typ förekommer i Bergslagen, bland annat i Dannemoragruvan och Gåsbornfältet.

Sulfidmalmer

Förutom järnmalmerna innehåller metavulkaniterna och deras associerade bergarter talrika mineraliseringar av sulfider, främst koppar, zink, bly och järn. Mineraliseringarna förekommer främst i de felsiska vulkaniterna men även i kristallina karbonatstenar. Sulfiderna bildar dels glesa mineraliseringar, dels massiva malmkroppar. I anslutning till sulfidförekomsterna är omgivande kalkstenar ofta dolomitiserade och sidobergets vulkaniter omvandlade till glimmerskiffrar och "malmkvartsiter" genom att den ursprungliga fältspaten brutits ner (Magnusson 1953). Mineraliseringarna är bildade i samband med hydrotermal urlakning av underliggande berg. I äldre litteratur (se till exempel Magnusson 1973a) antas sulfidmineraliseringarna höra samman med de yngre graniternas intrusion. Nyare arbeten anför dock att de troligen är bildade i samband med leptiternas avsättande (Allen *et al.* 1996). Deponeringen har skett vid ändrade kemiska eller fysiska betingelser i akvatisk eller subakvatiskt miljö (Lundqvist 2000).

Resultat

Fältundersökningar och kartförklaring

Som tidigare nämnts har ett ingående fältarbete med kartering genomförts i ett område i trakten kring Ludvika. Med stöd av Strömbergs (1986) och Hjelmqvists (1937) berggrundskartor har sedan fältundersökningarna lett fram till framställandet av en geologisk områdeskarta, se Fig. 5.

Inom området finns en sediment-synklinal med skiffrar och kvartsit. Denna

synklinal kallas för Stollbergssynklinalen efter det dominerande malmområde där den återfinns. I kartans västra del dominerar äldre graniter och granodioriter med ett stråk av leptiter som stryker i NNV riktning. Här återfinns även ett större massiv av basit. Sydöstra delen av ön Sollen i sjön Väsman samt mellersta delen av Väsmans nordöstra strand består av yngre graniter. De äldre graniternas östra gräns utgörs i området av en kraftig förkastningszon som söderifrån kommer från området öster om granitmassivet vid Björnberget, fortsätter under Väsman och sen följer den västra gränsen för stråket av de bandade järnmalmerna. Det mellersta området domineras av suprakrustala vulkaniter, med Stollbergssynklinalen och dess associerade metasedimentära bergarter som överlagrande enhet. Associerade med vulkaniterna är förekomsten av långsträckta dolomitkroppar och metabasiter. Talrika gruvområden återfinns här och presenteras vidare nedan. Många diabasgångar återfinns också i området som skär övriga bergarter i NNV riktning. Den östra delen består av äldre granitoider öster om leptitområdet. Även ett par förekomster av yngre granititer finns i sydöst.

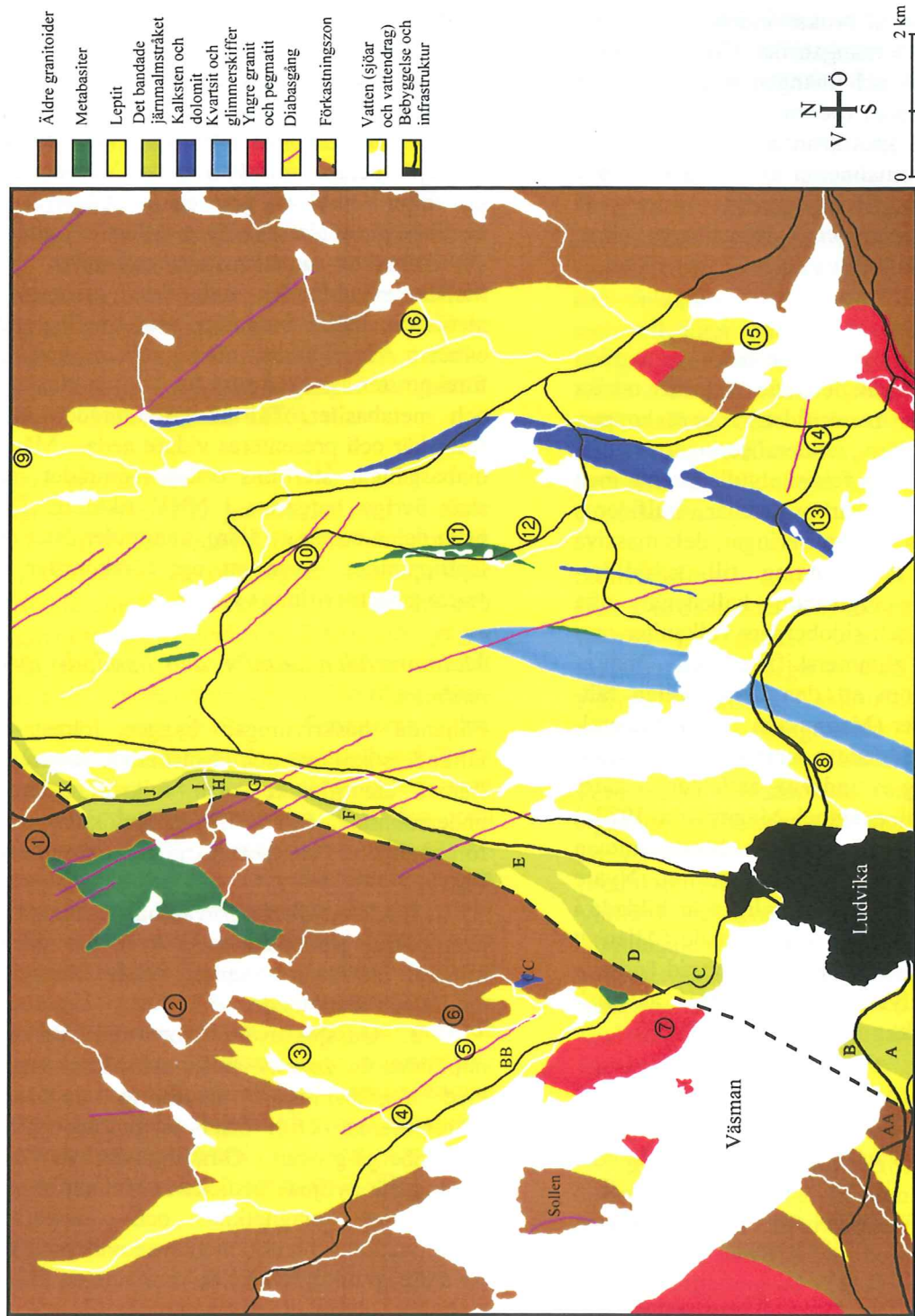
Malmområden utanför den bandade järnmalmen.

Följande beskrivningar bygger främst på fältundersökningar och identifierade mineral är främst identifierade utan mikroskoperingsundersökning och SEM-undersökning. De förekommande sifferbeteckningarna återfinns i Fig. 5.

1. Malmsjöbergsgruvan har brutits på en magnetitrik grönskarnsmalm även om sulfidmineral intruderat. Skarnet består främst av epidot och hornblände.

2. Gussjögruvan. Norr om Väsman uppträder en zon av sulfidmalmsförekomster med avgränsning i väster av de äldre granitoiderna och i öster av området kring Lekombergsgruvan. Gussjögruvan är dess nordligaste nyttjade utstickare. Malmen utgörs främst av magnetkis- och kopparkisimpregnationer i leptit, men även underordnat i de äldre granitoiderna. Malmmineralen åtföljs av kvarts, glimmer och skarnmineral.

3. Brunnsviksgruvan. Malmen har dels bestått av en skarnjärnmalmer, dels av sulfider. Skarnet består av granat och pyroxen. Sulfiderna verkar ha impregnerat skarnjärn-



Figur 5. Karta över det undersökta området. Den bygger på fältundersökningen samt stöd från Strömberg (1986), Magnusson (1973a) och Hjelmqvist (1937). 1 Malsjöbergsgruvan, 2 Gussjögruvan, 3 Brunnsviksgruvan, 4 Lekombergsgruvan, 5 Bovinsgruvan, 6 Kolningsbergsgruvan, 7 Bastbergfältet, 8 Hillängsgruvan, 9 Siksjöbergsgruvan, 10 Svartbergfältet, 11 Dammsbergsgruvan, 12 Stollbergsgruvan, 13 Skarviksbergsgruvan, 14 Flogbergsgruvan & Eldbergsgruvan, 15 Lindgruvan, 16 Nybergfältet, A Våghalsfältet, B Finnäsgruvan, C Iviksgruvan, D Ikkorbottengruvan, E Håksbergsgruvan, F Källbottengruvan, G Rotbottengruvan, H Gräsbergsgruvan, I Valsarvsgruvan, J Södra Torrstensgruvan och K Norra Torrstensgruvan. AA visar Björnberget, BB visar Sörviks samhälle och CC Limbergets kalkbrott.

malmerna och omgivande kalkstenar. Sulfidmineral som blyglans, zinkblände och svavelkis har identifierats. Magnusson (1973a) redovisar att den malmnära leptiten i stor utsträckning omvandlats till almandinförande kvartsit.

4. Lekombergsgruvan. Malmen verkar ha varit en kompakt grundmassa av magnetit med sliror och stråk av skarnmineral. Även kvarts och apatit förekommer i inte oväsentlig mängd. Till utseende och uppbyggnad påminner de i huvudsak om de apatitrika magnetitmalmerna som brutits i Grängesberg och Blötberget. Förekommande skarnmineral verkar vara hornblände, biotit, klorit och epidot. Apatit förekommer rikligt. Omgivningen består av de äldre svekofenniska granitoiderna.

Brytningen i gruvan lades ner under andra världskriget då pegmatiter upptäcktes i stor mängd i malmen på 374 meters nivå (Magnusson 1973a).

5 & 6. Bovinsgruvan och Kolningsbergsgruvan. Dessa två gruvor sammanför Magnusson (1973a) såsom båda hörande till Sörviksfältets gruvor. Båda gruvorna har brutits på järnmalm, men av olika typ. Bovinsgruvan har brutits på en kvartsrik blandning mellan hematit och magnetit. Mineral som hornblände, apatit och biotit förekommer relativt rikligt i malmen. Omgivande bergart är leptit. Kolningsbergsgruvan är bruten på en skarnmalm och är associerad med den dolomitiska Sörvikskalkstenen, som dock har en sådan begränsad utbredning att den inte är markerad på kartan i Fig. 5. Malm och skarn förekommer som oregelbundna klumpar i den dolomitiska kalkstenen. I vissa områden verkar kalkstenen helt ersatt av skarnmineral som pyroxen, granat och hornblände.

Magnusson (1973a) redovisar att skarnmineralen i delarna av malmen med stor dolomitisk andel består av diopsid, tremolit, serpentin, flogopit, talk och klorit.

7. Bastbergfältet består av tre stycken små skärpningar där små sulfidmineraliseringar i den yngre graniten nyttjats. Förekommande malmmineral är kopparkis, magnetkis och svavelkis.

8. Hillängsgruvan ligger i stråket av manganrika järnmalmer på väster sida om Stollbergssynklinalens glimmerskiffrar och gråvackor. Förekommande malmmineral är magnetit och knebelit. Rhodonit och karbonat-

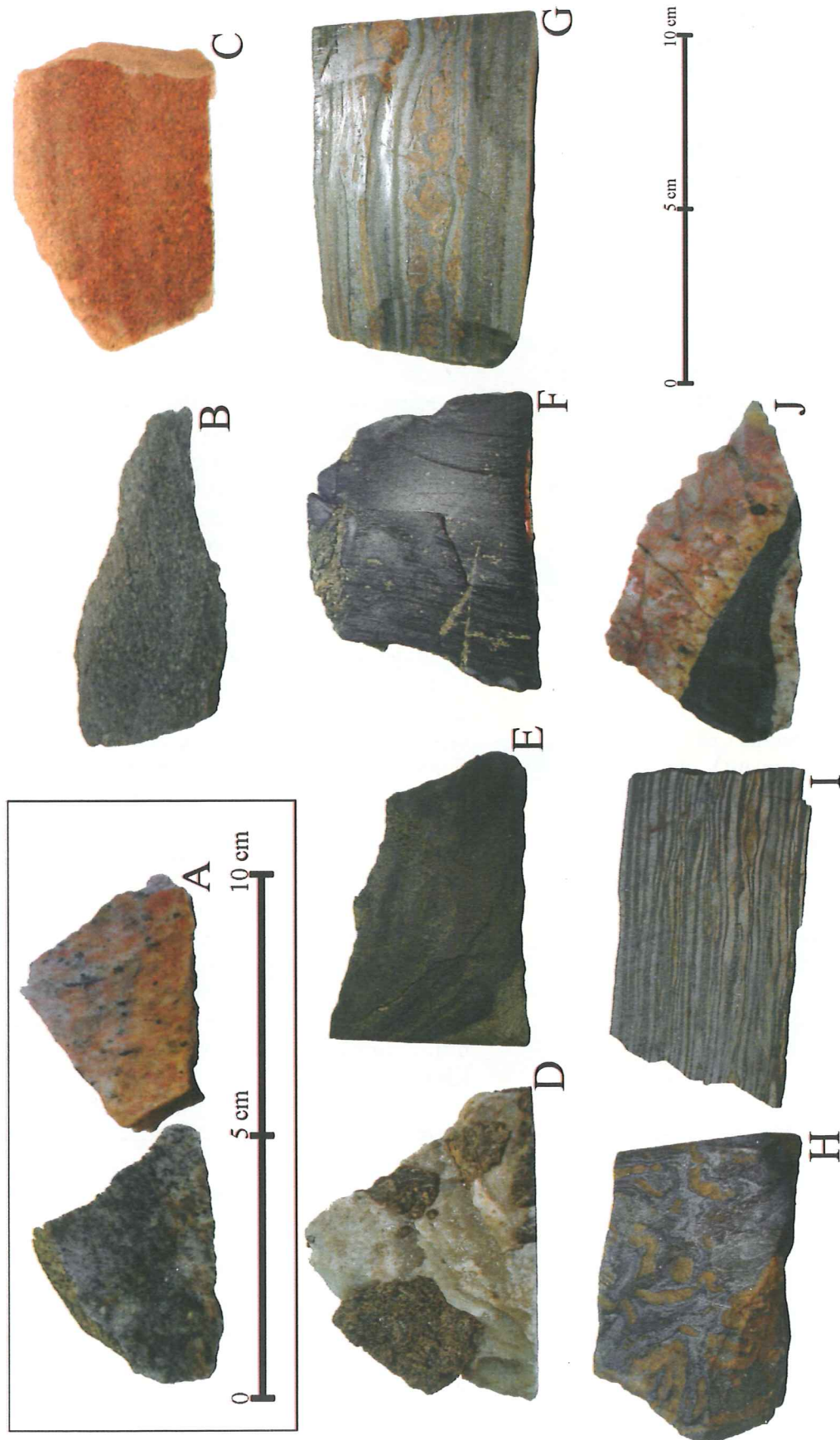
er förekommer underordnat men zinkblände och blyglans förekommer som impregnationer av ej underordnad betydelse. Skarnmineralen förefaller vara granat, pyroxen, hornblände och biotit.

9. Siksjöbergsgruvan är bruten på en skarnrik magnetitmalm. Skarnet består främst av hornblände och epidot. Omgivande bergart är i övrigt leptit.

10, 11 & 12. Svartbergfältet, Dammbergsgruvan och Stollbergsgruvan ligger alla på östra sidan av Stollbergssynklinalen. De ligger i ett gruvstråk som nyttjats sedan medeltid och kallas för Väster Silvberg och sträcker sig fyra km och består av såväl manganrika järnmalmer som sulfidmalmer. Med sulfiderna har mineral som granat och cordierit tillkommit i omgivande bergarter. I Svartbergfältet har en manganhaltig järnmalm brutits med inslag av silver, bly och zink. Även svavelkis, kopparkis, magnetkis och arsenikkis förekommer av underordnad betydelse. Malmerna verkar förbundna med en skarnrik kalksten, som dock inte markerats på kartan i Fig. 5 på grund av dess begränsade utbredning. Där förekommande skarnmineral är bland annat granat och rhodonit. Även skarn som pyroxen och biotit förekommer, dock mindre frekvent. Flusspat är vanligt förekommande. Dammbergsgruvan har huvudsakligen brutits på grund av sulfidinnehållet. I Stollbergsgruvan, i södra delen på området, har en manganrik järnmalm brutits.

13. Skarviksbergsgruvan är belägen i södra delen av en i NNO riktning utsträckt dolomitkropp. Malmen bestod av magnetitrik järnmalm omgiven av skarn och dolomit. Även kalkjärnmalm förekommer sporadiskt. En viss diffus bandning kan skönjas men dess ursprung har ej kunnat identifieras.

14, 15 & 16. Flogbergsgruvan (Eldbergsgruvan), Lindgruvan och Nybergfältet tillhör alla egentligen samma malmstråk och är brutna på ett flertal malmrika områden. Malmen bestod av magnetitrik järnmalm omgiven av skarn och dolomit. Även kalkjärnmalm förekommer sporadiskt. Skarnet består i norra delen av stråket av hornblände och epidot. I södra delen verkar snarare granat och pyroxen dominera. I leptiternas närhet förekommer ställvis rikliga biotit och kloritskifferomvandlingar.



Figur 6. Stufbilder, samtliga stuffer är sågade för att få en bra fotografieringsyta. Stuff D även preparerad med syra för att bättre framhäva inklusionerna. A. Äldre granitoider, granodiorit grå och granit röd (prov 01 & 02). B. Grå leptit (prov 19). C. Röd leptit (prov 32). D. Dolomit med apatitinklusioner (prov 29). E. Skarmalm (prov 54). F. Bandad järnmalm med sulfidimpregnation (prov 50). G. Bandad järnmalm med stor andel skarmineral, dominerade av rödbruna granater (prov 52). H. Bandad järnmalm starkt tektoniserad med stora smutsbruna kvartskörtlar (prov 79). I. Bandad järnmalm med väl bevarad primär struktur (prov 90). J. Bandad järnmalm med pegmatit (prov 74).

Det bandade järnmalmstråket

I anslutning till det malmstråk med bandad järnmalm har ett noggrannare karteringsarbete genomförts. De bandade järnmalmerna kan följas från Dal- och Slogsvedsgruvorna vid Väsmans sydöstra strand, via Iviken vid Väsmans nordöstra strand och vidare över Ikorrbotten, Håksberg, Källbotten, Gräsberg och Tyskgruvan, se Fig. 5. Den sistnämnda gruvan markerar den norra avgränsningen för malmstråket i fråga.

Enligt fältobservationer är malmstråket uppdelat i flera parallella malmlager. Deras mäktighet varierar från cirka tjugo meter till under en meters bredd, där de till volymen största malmerna återfinns som utdragna kroppar. I malmkropparnas utkanter är omgivande bergarter till viss del förskiffrade. Malmens primära, bandade struktur har på några observationsställen delvis eller helt försvunnit. Skarnmineral förekommer relativt rikligt i malmen, främst dominerade av en brunröd granat. Omgivande bergarter är främst leptit och kloritskiffrar. Även skiffrar rika på ljusa glimrar uppträder och verkar hänga samman med pegmatitbildningar.

Vid sjön Väsmans södra strand är den bandade järnmalmen främst bruten på två parallella malmhorisonter som uppvisar stor variation i bredd och utbredning, områdets maximala malmbredd överstiger inte tio meter. I den södra till mellersta delen av området uppträder sulfidmalmer i och i anslutning till den bandade järnmalmen. Sulfidmineraliseringarna uppträder ej konformt med den bandade järnmalmens primära lagerstruktur utan verkar befinna sig på sprickplan och svaghetszoner. I den norra delen av malmstråket är varken skiffrigheten eller kloritskifferbildningen lika uttalad som i södra delen. En tendens till bättre bevarade primärstrukturer har observerats. Vålbildade bergkristaller och bergbeck förekommer relativt rikligt.

Strukturmätningar har genomförts främst på den bandade järnmalmens kontakter med omgivande bergarter och dess förskiffringsplan. Dessa mätningar har gett att malmen nu uppvisar en strykning i nord-nordostlig riktning och en stupning på cirka 40-60° västlig riktning. Förskiffringsplanen i omgivande bergarter har en liknande riktning men en stupning som i förekommande mätningar varierar mellan 30 till 50° väst. Den förkastningszon som markerar västra gränsen

för de bandade järnmalmerna har inte kunnat hittas i fält. Därför finns inga mätningar utförda beträffande denna. Informationen om dess exakta läge har hämtats från den flygmagnetiska kartan som är presenterad av Strömberg (1986). Magnusson (1973a) framför tanken att förkastningszonen är en över-skjutningszon men framlägger inga resultat som stöder denna teori.

Provtagningen genomfördes med inriktning på att försöka täcka de strukturella samt mineralogiska variationer som malmen uppvisar. Följande områden avgränsades därför; Finnäsfältet sydost om Väsmans, Iviken vid Väsmans nordostliga strand, Ikorrbotten, Håksberg, Källbotten, Gräsberg och Tyskgruvan norr härom, se Fig.5 och appendix B. Dessa skall behandlas var för sig vid mikroskoperingsundersökningen och SEM-analysen.

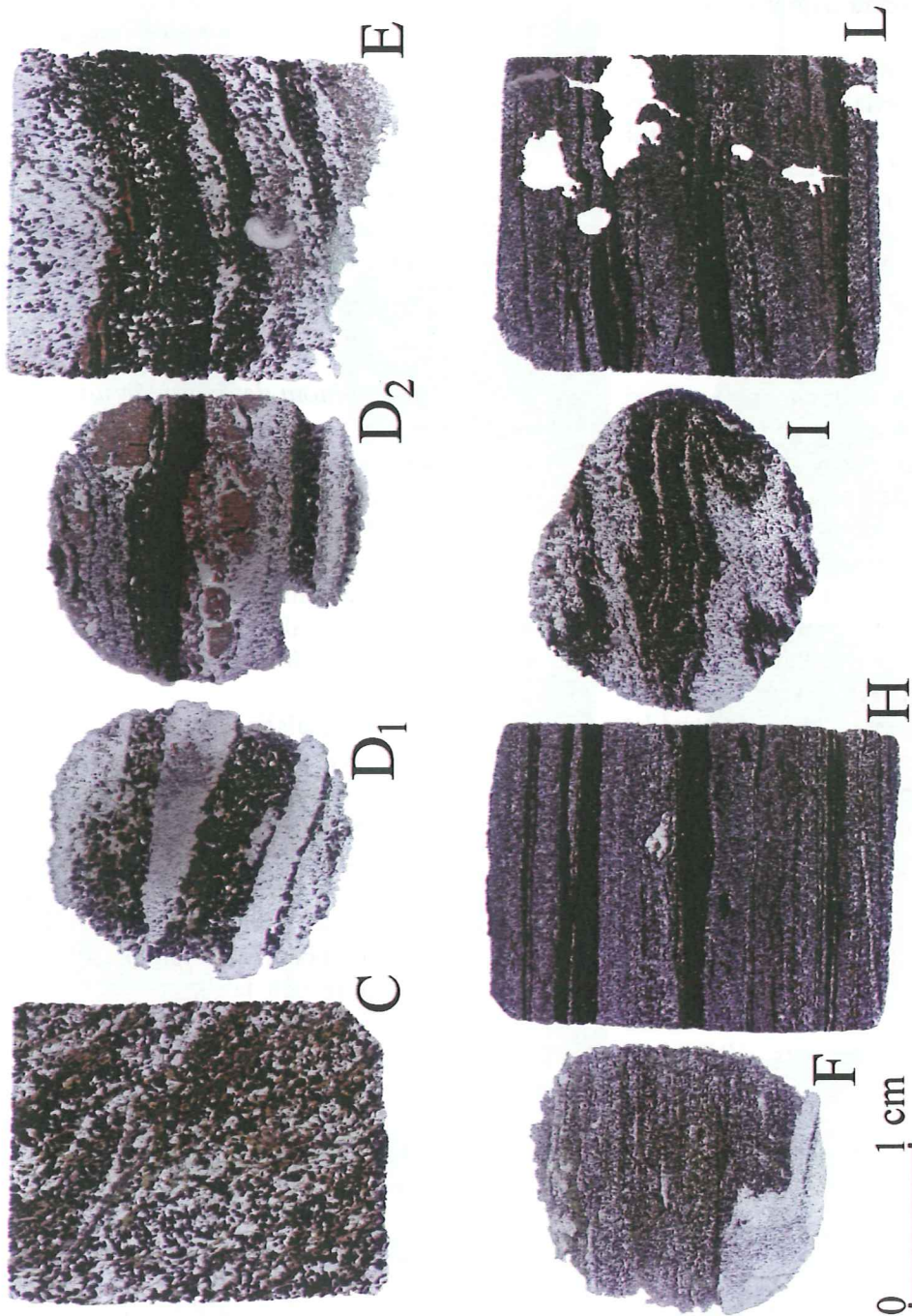
Malmområden inom det bandade järnmalmstråket

Dessa beskrivningar bygger dels på fältundersökningar och dels på mikroskoperings- och SEM-undersökningar. Se även Fig. 6, 7 och 8 för bilder på stuffer, tunnslip och mikrofoton på mineral och strukturer. Gruvområdenas lokalisering redovisas i Fig. 5 och lokalerna för de tagna proverna visas i appendix B.

A & B. Vågghalsgruvan och Finnäsfältet i söder är dominerat av hematit med vissa inslag av magnetit, i vissa delar av området i stort sett ren magnetit. Kvartsen är jämnt utspridd men uppvisar ibland utdragna band. Magnetitens kornstorlek varierar från två mm och finare. Kvartsen är oftast smutsfärgad gråblå till färgen. Glimmerförskiffring dominerad av ljus glimmer är riklig och talrika pegmatitgångar förekommer. I malmens direkta närhet finns mineral som klorit, epidot, flusspat, fältspater, biotit och muskovit. Omgivande bergart är mer eller mindre kloritskifferomvandlad leptit.

C. I Ivikenfältet verkar magnetit vara det mest dominerande malmmineralet, men ströförekomster av hematit finns. Järnmalmen uppvisar inga lagringsstrukturer och kvartsen förekommer som talrika mineralkorn i malmmassan. Påträffade skarnmineral är granat och epidot. Sulfidmineral som kopparkis och molybdenglans uppträder i underordnad mängd. Flusspat förekommer rikligt.

D. I Ikorrbottenfältets malmer är magnetit dominerande. Sulfidmineral som



Figur 7. Tunnslipbilder som påvisar skillnader i malmstråkets bevarade eller utplånade primära bandning. De ljusa banden består mestadels av kvart med underordnade skarnmineral. De mörka banden består av hematit och magnetit. Bokstavsbezeichnungarna korrelerar till uppdelningen av gruvstråket enligt figur 5 och appendix B. Således motsvarar C område Iviken (prov 06). D Ikkorbotten, lägg märke till de tydliga skarnmineralen, främst granat i tunnslip D₂ (prov 50 och 52). E Håksberg (prov 56). F Källbotten (prov 58). H Gräsberg, den rödlätta ton som ses i bilden består av rost (prov 67). I Valsarvsgruvan (prov 78) och L Tyskgruvan, de vitmarkerade delarna är håll i tunnslipet och den rödlätta ton som verkar ingå i bandningen är rost (prov 89).

pyrit, molybdenglans och bornit förekommer i inte obetydlig mängd. Flusspat förekommer rikligt. Sidoberget är kraftigt biotit-klorit-skifferomvandlat.

E. Håksbergfältet uppvisar en ökad koncentration av skarnmaterial mot hängväggen och en ökad koncentration av hematit mot liggvägen. Dominerande malmmineral är magnetit. Kraftig biotit- och klorit-skifferomvandling förekommer av den omgivande leptiten. Muskovitskiffer förekommer främst där pegmatit slår igenom malmhorisonterna. I en klorit-glimmerskiffer vid Håksbergs mellanschakt har kraftiga omvandlingar skett och talk, lermineral, rutil och cordierit har påträffats.

F. Källbottenfältet har brutits på fyra malmhorisonter. Malmen är rik på skarnmineral, främst granat, men även epidot, pyroxen och hornblände. Skarnet är konformt med malmens primära bandning och förekommer som utsträckta band i malmen. Den primära bandningen är väl bevarad om än tektoniserad och småveckad. Magnetit är det dominerande malmmineralet. Titanit, flusspat, scheelit och kopparglans förekommer i små mängder.

G, H, J & K. Gräsbergfältet uppvisar inte någon nämnvärd förskiffring. Järnmalmens primära struktur är i stort välbevarad men med inslag av skarnmineral. Dessa är främst granat och epidot. Magnusson (1973a) redovisar att järnhalten här varit störst i malmstråket med ett genomsnitt av 55 % och en fosforhalt på 0,035 %.

L. Tyskgruvan markerar den norra änden av malmstråket. Den ligger ca 1 km NO om Norra Torrstensgruvan och hamnar därför utanför den karta som upprättats. Den här brutna malmen har bestått av en två meter bred horisont som stupar ca 40° mot väster. Malmen har vid brytning följts till 140 meters djup och gruvan var i drift under andra världskriget. Den primära bandningen är mycket väl bevarad. Skarnmineral förekommer endast mycket sparsamt.

SEM-undersökningen har även visat att diopsid är vanligt förekommande som skarnmineral i malmstråket tillsammans med Ca-Fe-rika granater, Fe-rik epidot (pistacit), pyroxener, tremolit, klorit, flusspat och apatit.

Som kuriosita kan nämnas att det år 1966 i Håksberg-, Ikorrbotten- och Källbottenfälten bröts ca 560000 ton berg med en järnhalt av 32,6 % och en fosforhalt på 0,075 %. Allt det

brutna materialet anrikades (Magnusson 1973a).

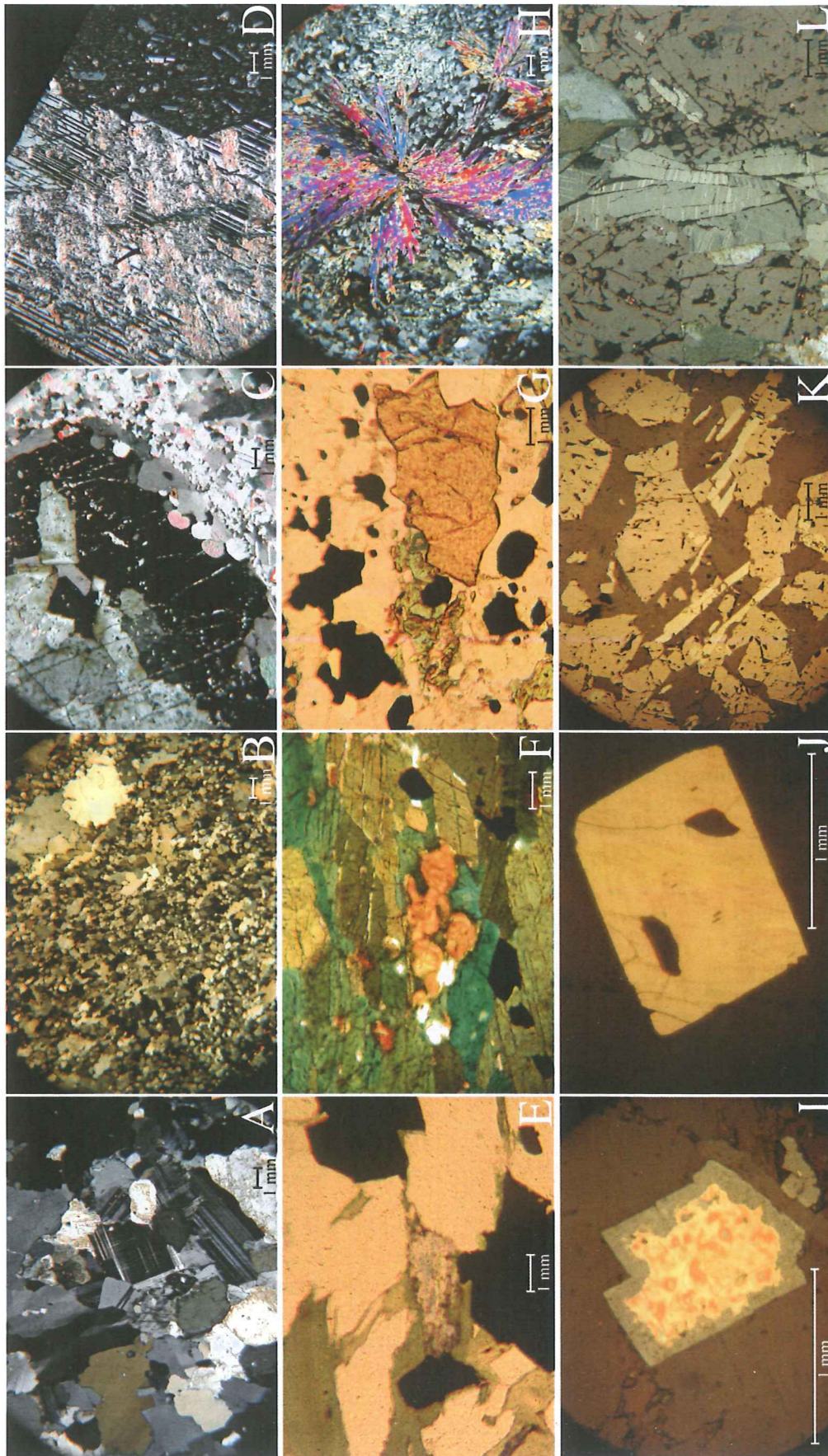
Omgivande bergarter

Undersökningarna har visat att leptiter och hälleflintor förekommer främst i två olika färgnyanser, antingen röda eller grå. Detta verkar hänga samman med sammansättningen på fältspaterna. Röd leptit domineras av mikroklin, och den grå av Na-rik plagioklas. I fältundersökningarna har porfyrstruktur och skillnader i kornstorlekssammansättning också observerats. Då blottningsgraden är låg har dessa ej markerats speciellt på den presenterade kartan utan allt har markerats som leptit. Inte några horisonter eller gränser har kunnat dras mellan de Na- respektive K-rika leptiterna då deras inbördes förhållande är kaotiskt och de flesta leptiter verkar uppvisa mer alkaliintermediär sammansättning. Mikroskoperingsundersökningar ger vid handen att leptiterna till huvuddel består av kvarts, fältspater, sulfidmineral (främst svavelkis) och i mindre mängd epidot samt biotit. Ljus glimmer förekommer i samband med pegmatitgångar. Det är större korn av fältspat som ställvis ger leptiten ett porfyriskt utseende. Kloritomvandlingar är vanliga hos leptiten, främst förefaller det vara så i kontakten till det bandade järnmalmstråket.

De äldre graniterna öster om skjuvzonen uppvisar två distinkta färgvarianter, röd och grå. Det är troligt att de är likåldriga men de skiljer sig åt beträffande sitt mineralinnehåll där röd avspeglar en granitiskt sammansättning och grå en mer granodioritisk. Det skall dock påpekas att de undersökta proverna är få och det skall inte tas för givet att färgvariationen helt kan ligga till grund för bergartsklassifikationen. Enklaver av den gråa granitoiden har identifierats i den rödare och tvärt om. Så kallade "mingling-mixing" strukturer har också påträffats i fält. Se Fig. 6, 7 och 8 för stufbilder, bilder på tunnslipen samt mikrofoton.

Övriga bergarter

De metamorfoserade sedimentbergarterna, som förekommer som översta sekvens av Stollbergssynklinalen, består av kvartsiter, glimmerskiffrar och metaargilliter. Mikroskoperingsundersökningarna gav inte särskilt mycket information på grund av att de undersökta proverna bestod av kvartsit.



Figur 8. Mikrofoton från tunnslipen. A Äldre svekofennisk granit, mestadels kvarts och fältspat, framst kvarts och fältspater. Notera skillnaden i kornstorlek från A (prov 24). C Karbonat med apatit till vänster (prov 29). D Diabas med delvis omvandlad plagioklasfenokrist (prov 37). E Flusspat (mineralet i mitten) tillsammans med kvarts, magnetit och skarn (prov 06). F Allanit (brunt mineral) tillsammans med hornblände och malmineral (prov 64). G Diopsid (grönt mineral), granat (brunt mineral) tillsammans med kvarts, hematit och magnetit (prov 75). H Aktinolit och tremolit (blå-rött mineral) i leptit (prov 20). I Svavelkis med ytterkant av magnetit, från den yngre svekofenniska graniten (prov 22). J Svavelkis i den bandade järmmalmen (prov 74). K Stråk av hematit (ljusast) i magnetit (grått) och kvarts (mörkast). L Hematit med inre reflexer (ljusgrått mineral), magnetit (mörkgrått mineral) och diopsid (gröna mineral).

Magnusson (1973a) rapporterar dock att aluminiumrika silikatmineral som cordierit ofta påträffas i metaargilliterna.

Talrika diabasgångar skär igenom området i NV riktning. Magnusson (1973a) kallar dem något kryptiskt för diabasporfyrit men förklarar inte detta uttryck närmare. Det förefaller dock troligt att han använt denna benämning på grund av de talrika och stundtals stora (uppemot fem centimeter) delvis omvandlade plagioklasfenokristerna som utmärker dessa diabasgångar.

I kartområdet förekommer ett flertal mindre samt någon större kropp av dolomitisk kalksten. Dessa kalkstenar har i stor utsträckning utnyttjats för brytning till slaggbildande processer vid masugnarna och för jordförbättring. Flerstädes förekommer skarnbildningar av de ursprungliga kalkstenarna och några brott har gjorts för brytning av kalkjärnmalm. Prov nr. 29 från Limbergets kalkbrott visade att stor mängd apatit förekommer i dolomiten.

Diskussion

Geologisk karta

Den geologiska karta som presenterats i detta arbete skiljer sig på ett antal punkter i förhållande till de äldre kartorna (Hjelmqvist 1937, Magnusson 1973a, Strömberg 1986). Detta beror främst på att finindelning av leptiterna ej markerats på kartan. Orsaken till detta är den låga blottningsgraden samt de kaotiska relationer som de olika delarna av leptitformationen uppvisar. Antingen har tidigare författare haft mer blottlagda ytor eller varit betydligt djärvare i sina tolkningar än vad som nu anses möjligt. I förhållande till SGUs senaste karta (Strömberg 1986) så har förkastningszonen som sträcker från söder om Väsman och fortsätter norr därom definitivt tolkats utgöra gränsen mellan de äldre granitoiderna och de suprakrustala bergarterna. Detta på grund av att äldre granitoider inte påträffats öster om förkastningszonen, vars läge bestämts av Strömberg (1986). Fler diabasgångar har även identifierats. På grund av den låga blottningsgraden är osäkerheten stor vid kontakterna och utbredningen mellan de olika bergarterna, men har ritats med stöd av äldre kartor, Strömberg (1986) och Hjelmqvist (1937), och de fältobservationer som genomförts.

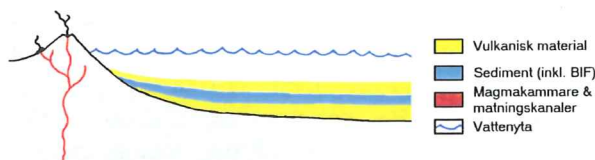
Den stratigrafiska uppdelning över Håksbergsfältet som presenterades av Hjelmqvist (1937) med Na-rika leptiter väster om malmstråket och följaktligen K-rika leptiter öster om densamma har inte kunnat påvisas. Istället förekommer ett kaotiskt mönster av hållar med K-rika respektive Na-rika leptiter.

Bergarter

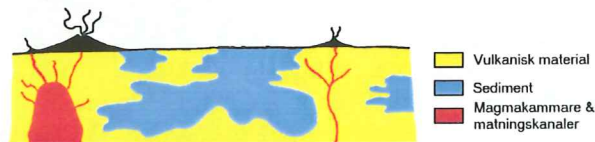
De vulkaniska utbrottsprodukterna i Bergslagen verkar till stor del vara avlagrade från pyroklastiska flöden och asknedfall. De utgörs av "non-welded" ask- och pimpstensavlagringar som ofta omlagrats i vatten. De har utsatts för olika former av omvandlingar och påverkan under och efter sin avlagring. Det är dessa omvandlingar som gett upphov till både de K- och Na-rika leptiterna som alla troligen ursprungligt varit av mer alkaliintermediär sammansättning. SEM-undersökningarna visar att det också idag återfinns leptiter av alkaliintermediär sammansättning vilket ger att den suprakrustala lagerserien ej påverkats enhetligt. Fördelningen av hälleflintor och porfyrisk leptit verkar även den vara kaotisk.

Järnmalsbildningarna torde vara nära knutna med vulkanismen både i tiden och till ursprunget, främst i skarnjärnmalmernas bildande genom hydrotermala och metasomatiska processer. De sedimentära bandade järnmalmerna är likåldriga med leptiterna och det är troligt att kiselursprunget i dem kommer från erosionsprodukter av den kontinentala landmassan. Järnursprunget kommer, enligt den av Hamade *et al.* (2003) uppställda modellen, från vulkanisk aktivitet i subakvatiskt läge.

Inlagrade kalkstenssekvenser förekommer i leptitkomplexet. De har antingen uppkommit genom kemisk, biokemisk eller biogen utfällning. Magnusson (1973a) påvisar förekomsten av stromatoliter i de inlagrade kalkstenarna. I undersökningsområdet är detta dock inte rapporterat. Stromatoliterna visar att biogen aktivitet förekommit vid denna tid. Hur stor del av kalksedimentationen som varit styrd av de olika processerna torde dock vara omöjligt att särskilja. Figur 9 och 10 gör ett försök att illustrera den komplexa sedimentationen och dess restprodukter.



Figur 9. Tänkbar modell för vulkanområde med sedimentationsbassäng, där sediment växellagras med vulkaniskt material.



Figur 10. Efter längre tids vulkanisk aktivitet kan man tänka sig att en genomskärning av jordskorpan ger denna bild, som visar hur marina sediment inlagras i vulkaniskt material.

Magnusson (1973a) framför åsikten att de metasedimentära bergarterna med kvartsitisk och argillitisk sammansättning närmast borde korreleras med Ställdalens skiffrar och gråvackor och vill därför knyta dem samman med Grythyttfältets sedimentstratigrafi. Med lite nyare terminologi skulle de metasedimentära bergarterna höra till Torrvarpenformationen. Inga resultat i detta arbete har lett till att detta skulle kunna fastställas.

Det förefaller som hela den suprakrustala lagerserien är isoklinalt sammanveckad längs nordligt till nordostligt strykande veckaxlar. Magnusson (1973a) rapporterar liknande strykningar och stupningar för det östra veckbenet som resultaten från detta arbete visar från det västra. De tidigare mer eller mindre horisontellt avlagrade lagren veckades och tvingades djupare ner i jordskorpan. Högre temperatur och tryck medförde en metamorfos som omkristalliserat och omfördelat mineralbeståndet i bergarterna. I samband med detta uppstod även förskiffringsplan som i det undersökta området stupar cirka 40° mot väster. Det är möjligt att detta går korrelera dessa förskiffringsplan med bildandet av förkastningszonen som avgränsar kartområdets mellersta leptiter från de äldre svekofenniska granitoiderna i väster. Då kontakten mellan de olika bergarterna i denna förkastningszon ej identifierats i fält har heller inga strukturmätningar på denna kunnat göras.

Enligt Lundqvist (2000) så uppvisar den svekofenniska delprovinsens äldsta bergarter, det vill säga äldre granitoider och ytbergarter metamorfos av lågtryckstyp, mestadels i amfibolitfacies. Mer begränsade områden med grönskifferfacies återfinns i Bergslagen. I det

undersökta området har inga bevis hittats för att en högre metamorfos grad uppnåtts. Det förefaller troligt att den metamorfa och tektoniska påverkan dock inte varit enhetlig över området. Malmområdets variation beträffande den bandade järnmalmens primärstruktur verkar stödja denna hypotes. Malmen verkar visserligen senare tektonisk påverkad men inget tyder på att en större metamorfos samtidigt skett.

Den bandade järnmalmen

Den bandade järnmalmen kan klassificeras som en Algoma-typ malm på grund av dess avgränsade utbredning och mäktighet. Tillsammans med karbonatsedimentationen och den synbara bristen på direkt angränsande sulfidsediment är andra karaktäristiska drag för Algoma-typen. Malmens järnhalt varierar mellan cirka 25 och 65 %.

Malmstråket är uppdelat i flera parallella malmlager, där de till volymen största malmen återfinns som utdragna kroppar, se Fig. 11 och 12. Troligen är de åtskilda från varandra på grund av växellagring i avsättning mellan leptiter och den bandade järnmalmen. Malmens uppdelning skulle kanske också bero på tektoniska deformationer under eller efter den storskaliga regionala veckningen. Men under fältundersökningen har inga större veckbildningar eller ledlager som skulle ha påvisat detta ej påträffats. Dock ansåg Sundholm (1898) att malmen bildade två konforma synklinalrännor stupande mot norr. Hos Geijer och Magnusson (1944) förmodas istället z-veckning med brant veckaxel. Jacks (1966) förkastar dock Geijer och Magnussons förklaring vid sin studie av Gräsbergfältets geologi. Där anser han sig stratigrafiskt kunna urskilja olika leptiter från varandra och därmed upprätta ledlager som återkommer i varje malmhorisont. Dessa ledlager har en veckaxel som visar flack stupning. Jacks fastslår därmed Sundholms hypotes. Detta står i kontrast till de resultat som presenteras i denna studie och detta beror på att de, av Jacks (1966), upprättade ledlager inte kunnat identifieras. Därmed har också tolkningen blivit annorlunda. Att z-veckning med branta veckaxlar förekommit är uppenbart då man studerar Fig. 11 och 12 där malmhorisonterna visas i horisontalplanet.

Den primära bandningsstrukturen har helt eller delvis försvunnit inom malmområdet. Bandningens bevarande eller ej beror troligen

på skillnader i den tektoniska påverkan som skett vid den svekokarelska veckningen eller senare tektonisk deformation. Fältundersökningen visar att malmens deformation varit störst i södra delen av malmstråket och minst i den norra. Malmstråket uppvisar nu en stupning om 40° mot väster och detta korrelerar väl med omgivande leptiters förskiffringsplan. Malmen och dess stupning tolkas som Stollbergssynklinalens västra veckben.

Skarnmineral förekommer ställvis relativt rikligt i malmen och tolkas därför som rester av lokal primär karbonatsedimentation. Om denna uppkommit som kemiskt utfällning eller som en följd av biogena processer har de genomförda undersökningarna inte kunnat påvisa.

De ljusa glimmerskiffrarna som uppträder i malmens direkta närhet verkar hänga samman med pegmatitbildningar i samband med de yngre graniterna, då denna typ av glimmerskifferomvandling enbart finns i direkt närhet till pegmatitgångarna.

Beskrivningen av de förekommande bandade järnmalmerna i Stripa och Stråssa gruvområden (Geijer och Magnusson 1944) ger att den bandade järnmalmen där inte har några antydningar av skarnmineral. Detta kan tolkas som att ingen karbonatsedimentation skett i samband med dessa bandade järnmalmers bildande. Detta ger antydningar till att karbonatsedimentation varit relativt speciellt i avsättningen i den sedimentbassäng som utgjort grunden för dagens bandade järnmalm i Ludvikaområdet.



Figur 11. Figuren visar det komplexa utseende som malmen i stråket uppvisar strax norr om sjön Vasmans strand. Efter Magnusson (1973a).



Figur 12. Visar på motsvarande sätt som Fig. 11 hur malmstråket ser ut i området kring Gräsbergs-fältet. Efter Magnusson (1973a).

Omvandlingar

Många av de bergarter som undersökts uppvisar tecken på att vara påverkade av metasomatos genom hydrotermala lösningar. Omvandlingsmineral och nybildade mineral är vanliga. Det är dock svårt att få en uppfattning om när de har tillkommit och vilka faktorer som spelat in.

Det är tydligt att främst leptitgruppens bergarter uppvisar tecken på omvandlingar som skett efter deras bildande. Uppdelningen av Na- respektive K-rika leptiter hör troligen samman med en metasomatisk omvandling av tidigare leptiter med alkaliintermediär sammansättning. Någon stratigrafisk uppdelning kan inte säkerställas som tidigare föreslagits, se till exempel Hjelmqvist (1937), då den fördelning hos leptiterna i området uppvisar motsäger detta.

Områdets förekomster av dolomitisk kalksten uppvisar ställvis rikligt med apatit som uppträder som körtlar i kalken. Denna torde knappast vara primär utan har tillkommit genom att hydrotermala lösningar deponerat fluor och fosfor. Den bandade järnmalmen uppvisar rikligt med flusspat och apatit som befinner sig kaotiskt utspridd i järnmalmens struktur. De tolkas ej vara primärt avsatta mineral i samband med den bandade järnmalmens bildande utan tolkas även de som ett resultat av hydrotermala lösningars avsättning. Från Ikorrbotten och söderut förekommer i den bandade järnmalmen ställvis rikligt med sulfidmineral som ej följer malmens bandade struktur och förekommer kaotiskt spridd i värdbergarten och mer koncentrerade i sprickplan. De tolkas därför som tillkomna i ett senare skede än järnmalmens primäravsatta mineral. Detta är typiskt för porfyrmalmer enligt White *et al.* (1981). Det förefaller som om denna tillförsel skett efter den veckning som området utsatts för då malmen troligen påverkats tektoniskt.

Magnesium har också i stor mängd tillförts området och avspeglas i nybildandet av mineral som cordierit och klorit som förekommer rikligt.

De kemiska och fysikaliska betingelserna för de hydrotermala lösningarna borde också tas i beaktande, men lämplig källlitteratur har inte hittats. Det är inte utrett om det handlar om olika tillfällen och källor för de hydrotermala lösningarna eller om en successiv förändring i avsättningen, och den hydrotermala aktiviteten, har skett. För att

metasomatos skall kunna ske krävs en källa för fluiden och en källa för värmen. Det finns inom det undersökta området två tillfällen då detta samtidigt är uppfyllt: vulkanismen förknippade dels med de äldre granitoderna och leptiterna och i samband med de yngre graniterna. Vilken eller vilka metasomatiska processer som härrör till vilken vulkanism har undersökningarna i detta arbete ej gett några svar på.

Slutsatser

Den bandade järnmalmen

Den undersökta bandade järnmalmen skiljer på några punkter åt från övriga förekomster i Sverige.

1. Den bandade järnmalmen kan klassificeras som en Algoma-typ malm.
2. Den skiljer sig från övriga förekomster i Sverige med en nära relation till karbonatbildningen i området.
3. Vid avsättningen har en växellagring skett mellan Fe-rika skikt, Si-rika skikt och karbonatlager i en lokal bassäng.
4. Troligen har även mellanlagring av leptiter skett på grund av lokala utbrott.

Omvandlingar

De suprakrustala bergarterna inom området har utsatts för kraftig metasomatisk påverkan av hydrotermala lösningar:

1. Uppdelning av Na- och K-rika leptiter.
2. Tillförsel och nybildning av fluor- och fosforrika mineral.
3. Tillförsel och nybildning av sulfid-mineral.
4. Tillförsel och nybildning av magnesiumrika mineral som cordierit och klorit.

I närheten till pegmatiter, associerade med de yngre graniterna, har leptiterna lokalt omvandlats till glimmerskiffrar dominerade av ljus glimmer.

Tack

Jag vill tacka all personal vid Geologiska institutionen, Lunds universitet som på något sätt varit inblandade i både detta arbete samt under min grundutbildning. Särskilt tack riktas

dock till min handledare, professor Anders Lindh, som varit stödjande och behjälplig under arbetets gång, samt Juliusz Sandecki för grundläggande malmkunskap och handledarskap vid grundläggande malmmikroskopering. Tack utgår även till Rikard Anehus för tillverkning av tunnslip samt Takeshi Miazayazu för hjälp vid SEM-undersökningen. Ett stort tack till mina föräldrar, min fästmo Maria samt alla andra som varit behjälpliga under arbetets gång med stöd och uppmuntran.

Referenser

- Allen, R. L., Lundström, I., Ripa, M., Simeonov, A. & Christofferson H., 1996. Facies analysis of a 1,9Ga, continental margin, back-arc, felsic caldera province with diverse Zn-Pb-Ag-(Cu-Au)sulfide and Fe oxide deposits, Bergslagen region, Sweden. *Economic Geology* 91, 979-1008.
- Claesson, S. & Lundqvist, T., 1995. Origins and ages of Proterozoic granitoids in the Bothnian Basin, central Sweden; isotopic and geochemical constraints. *Lithos* 36, 115-140.
- Cronstedt, A. F., 1752. Mineral-historia öfver en del av Wästmanland och Dalarna.
- Einaudi, M. T. & Burt, D. M., 1982. Introduction-terminology, classification and composition of skarn deposits, *Economic Geology* 77, 745-754.
- Eldridge, C. S., Barton, P. B. & Ohmoto, H., 1983. Mineral textures and their bearing on formation of the Kuroko orebodies. In The Kuroko and Related Volcanogenic Massive Sulphide Deposits, Ohmoto, H. and Skinner, B. J. (eds), *Economic Geology Monograph* 5, 241-281.
- Frietsch, R., 1982. Alkali metasomatism in the ore-bearing metavolcanics of central Sweden. *Sverige Geologiska Undersökningar Serie C* 791.
- Gaal, G. & Gorbatshev, G., 1987. An outline of the Precambrian evolution of the Baltic Shield. *Precambrian Research* 35, 15-52.
- Geijer, P. & Magnusson, N. H., 1944. De mellansvenska järnmalmernas geologi. *P. A. Norstedt & Söner*, Stockholm.
- Hamade, T., Konhauser, K. O., Raiswell, R., Goldsmith S. & Morris, R. C., 2003. Using Ge/Si ratios to decouple iron and silica fluxes in Precambrian banded iron formations. *Geology* 31, 35-38.

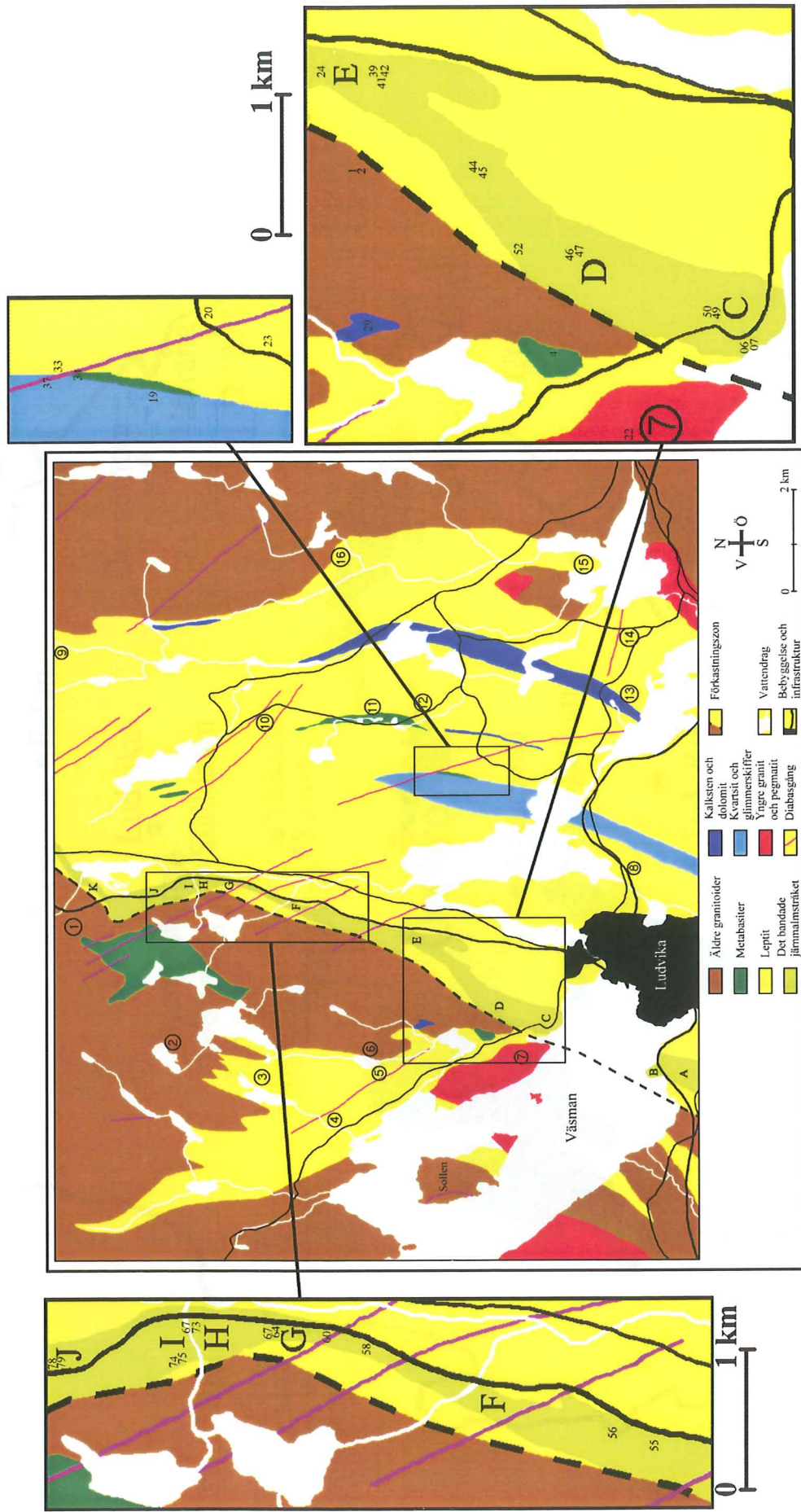
- Hjelmqvist, S., 1937. Berggrundskarta till bladet Grängesberg. *Sveriges Geologiska Undersökning Serie Aa 177 samt 181*.
- Ixer, R. A., Ashworth, J. R. & Pointer, C., 1987. Accessory mineralogy of the Ririwai biotite granite, Nigeria and its albitized and greisenized facies. In African Geology Reviews, Bowden, P. and Kinnaird, J. (eds). *Geological journal 22 (Thematic Issue)*, 403-427.
- Jacks, G., 1966. Leptitiska ledlager I kvartsrandmalm vid Gräsberg. *Geologiska Föreningen i Stockholms Förhandlingar 88*, 227-234.
- Jacobsen, S. B. & Pimentel-Klose, M.R., 1988. A Nd isotopic study of the Hamersley and Michipicoten banded iron formations: The source of the REE and Fe in Archean oceans. *Earth and Planetary Science Letters 87*, 29-44.
- Jansson, H-G., 2004. BESLUT Ärende 46-1297/2003. *Länsstyrelsen i Norrbottens län, Luleå*.
- Jones L., & Atkins, P., 1999. Chemistry – Molecules, Matter, and Change. 4th Edition. *W.H Freeman and Company, New York*.
- Kornfält, K. A., 2000. Beskrivning till berggrundskartan 3F Karlskrona NO. *Sveriges Geologiska Undersökningar serie Af 199*.
- Lindgren, W., 1919. Mineral Deposits. 2nd revised ed. *McGraw-Hill inc., New York*.
- Lopez-Montaña, R., 1986. Origin and composition of the Hällefors composite dyke, central Sweden. Doctoral thesis, Dept. Geology, Stockholm University. *Meddelanden från Stockholms Universitets Geologiska Institution, nr 267*.
- Lagerblad, B. & Gorbatshev, R., 1985. Hydrothermal alterations as a control of regional geochemistry and ore formation in the central Baltic Shield. *Geologische Rundschau 74*, 33-49.
- Lundegårdh, P.H., 1971. Nyttosten i Sverige. *Almqvist och Wiksell, Stockholm*.
- Lundqvist, T., 2000. De prekambrika bildningarna. Del av: Lindström, M., Lundqvist, J. och Lundqvist, T., 2000: Sveriges geologi från urtid till nutid. 2:a upplagan. *Studentlitteratur, Lund*.
- Magnusson, N. H., 1953. Malmgeologi. *Jernkontoret, Stockholm*.
- Magnusson, N. H., 1970. The origin of the iron ores in central Sweden and the history of their alterations, I-II. *Sveriges Geologiska Undersökningar serie C 643*.
- Magnusson, N. H., 1973a. Malm i Sverige del1. Mellersta och Södra Sverige. *Almqvist och Wiksell, Stockholm*.
- Magnusson, N. H., 1973b. Malm I Sverige del2. Norra Sverige. *Almqvist och Wiksell, Stockholm*.
- Mel'nik, Y. P., 1982. Precambrian banded iron formations – physicochemical conditions of formation. *Elsevier Scientific Publishing Company, Amsterdam–Oxford–New York*.
- Miljöbalken. 1998:808, uppdaterad 2004-07-01. *Naturvårdsverket i samarbete med Natliken Förlag AB, Stockholm*.
- Morris, R. C., 1993. Genetic modelling for banded iron formation of the Hamersley Group, Pilbara Craton, Western Australia. *Precambrian Research 60*, 243-286.
- Nironen, M., 1997. The Svekofennian Orogen: a tectonic model. *Precambrian research 86*, 21-44.
- Oudin, E & Constantinou, G., 1984. Black smoker chimney fragments in Cyprus sulphide deposits. *Nature 308*, 349 – 353.
- Patchett, J. & Bylund, G., 1977. Age of the Grenville Belt magnetisation: Rb-Sr and paleomagnetic evidence from Swedish dolerites. *Earth and Planetary Science Letters 35*, 92-104.
- Pei, R., Kanazawa Y. & Wang P., 2000. Review on Exceptional Large Ore Deposits. *Bulletin of the Geological Survey of Japan 51*, 505-516.
- Piper, J.D.A., 1992. Palaeomagnetism of the Almunge alkaline complex and Tuna dykes Sweden: mid-proterozoic palaeopoles from the Fennoscandian Shield. *Geologiska Föreningen i Stockholms Förhandlingar 114*, 291-297
- Romer, R. L. & Öhlander, B., 1995. Tectonic implications of an 1846 \pm 1 Ma old migmatitic granite in south-central Sweden. *GFF 117*, 69-74
- SGU., 2002. Mineralmarknaden - april 2002. Program Mineralpolitiska utredningar. *ISSN 0283-2038*.
- Strömberg, A., 1986. Berggrundskarta Ludvika SV, *Sveriges Geologiska Undersökningar serie Af nr 128*.
- Sundholm, H., 1898. Några anteckningar om grufvorna inom Ludvika socken. *Jernkontorets Annaler. Årg. 53*. Stockholm
- Sundius, N., 1923. Grythyttfältets geologi. *Sveriges Geologiska Undersökningar serie C 312*.

- Uggla, A. H. (Red), 1953. Carl von. Linnés Dalaresa, Iter Dalecarlicum, jämte Utlandsresan, Iter ad exteros, och Bergslagsresan, Iter ad fodinas. Med utförlig kommentar. *Svenska Linné-sällskapet och Nordiska museet*, Stockholm
- Urabe, T & Sato, T., 1978. Kuroko deposits of the Kosaka Mine, northeast Honshu, Japan Products of submarine hot springs on Miocene sea floor. *Economic Geology* 73, 161-179.
- Väisänen, M., Andersson, U. B., Huhma, H. & Mouri, H., 2004. Age of late Svecofennian regional metamorphism in southern Finland and south-central Sweden. *GFF* 126, 40-41
- White, W. H., Bookstrom, A. A., Kamilli, R. J., Ganster, M. W., Smith, R. P., Panta, D. E. & Steininger, R. C. 1981. Character and origin of Climax-type molybdenum deposits. *Economic Geology, 75th Anniversary Volume*, 270-316.

Appendix A

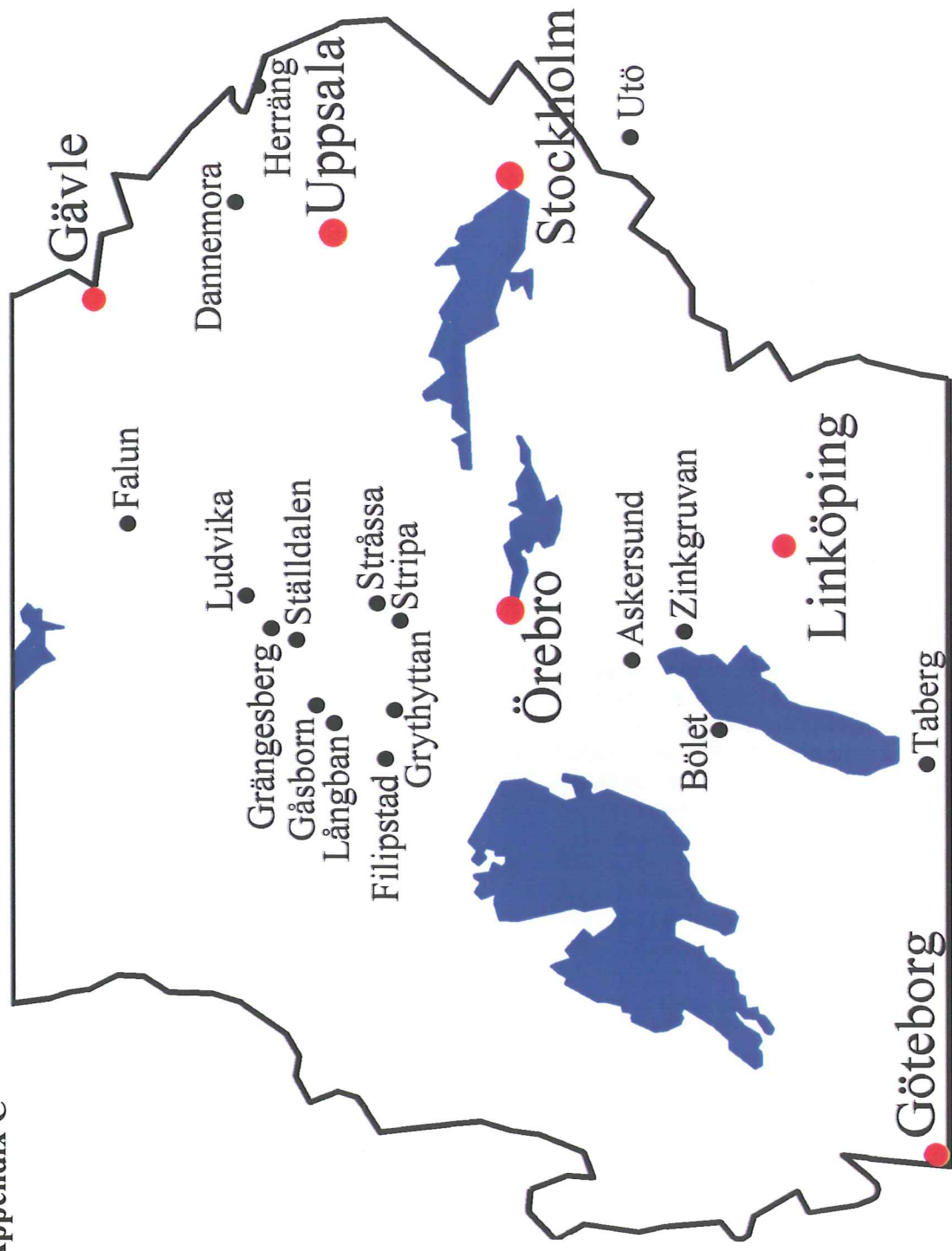
Slipnr	Lokal	Koordinater (50m noggrannhet)	Bergart	Malmområde
1	Stenbrott Häksberg-Sörvik	x: 667465 y: 146540	Äldre granit	
2	Stenbrott Häksberg-Sörvik	x: 667465 y: 146540	Äldre granodiorit	
4	S B Burens	x: 667310 y: 146460	Metabasit	
6	Iviken	x: 667180 y: 146450	BIF	Iviken - C
7	Iviken	x: 667180 y: 146450	BIF	Iviken - C
11	Humbobberget	x: 666620 y: 147875	Skarmalm	Tyskgruvan - L
15	Tyskgruvan	x: 668285 y: 146890	BIF	Tyskgruvan - L
17	Tyskgruvan	x: 668285 y: 146890	BIF	Tyskgruvan - L
19	N Hillbo (Stollbergssynklinalen)	x: 667330 y: 146960	Metaaagillit	
20	Dagkarlsbo-Gubbo Stollbergssdammen	x: 667290 y: 146995	Lepit	
22	Laggarudden	x: 667310 y: 146355	Yngre granit	
23	Svängen L Dagkarlsbo	x: 667250 y: 146985	Lepit	
24	Vägen Häksberg-Sörvik	x: 667500 y: 146595	Lepit	
29	Limbergets kalkbrott	x: 667425 y: 146465	Dolomit (urkalksten)	
33	Eiledning Stollberg	x: 667410 y: 146975	Lepit (porfyrisk)	
34	Eiledning Stollberg	x: 667410 y: 146975	metabasit	
37	Eiledning Stollberg	x: 667410 y: 146975	Diabas (plag-fenokristaler)	
39	Häksbergs mellanschakt	x: 667430 y: 146600	BIF	Häksberg - E
41	Häksbergs mellanschakt	x: 667430 y: 146600	BIF	Häksberg - E
42	Häksbergs mellanschakt	x: 667430 y: 146600	Omvandlad leplit	
44	Hammarfallet	x: 667340 y: 146545	Lepit	
45	Hammarfallet	x: 667340 y: 146545	BIF	
46	Ickorbotten	x: 667285 y: 146515	BIF	
47	Ickorbotten	x: 667285 y: 146515	BIF	
49	Grandet (Grandgruvan)	x: 667225 y: 146500	BIF	
50	Grandet (Långgruvan)	x: 667225 y: 146500	BIF	
52	Burens	x: 667315 y: 146490	BIF	
55	Häksberg N	x: 667580 y: 146675	BIF	Häksberg - E
56	Källbotten S	x: 667615 y: 146685	BIF	Källbotten - F
58	Källbotten N	x: 667765 y: 146745	BIF	Källbotten - F
60	Gräsberg S	x: 667795 y: 146750	BIF	Robotten - G
64	Gräsberg	x: 667830 y: 146755	BIF	Robotten - G
66	Gräsberg	x: 667830 y: 146755	BIF	Robotten - G
67	Gräsberg	x: 667875 y: 146775	BIF	Gräsberg - H
73	Gräsberg	x: 667875 y: 146775	BIF	Gräsberg - H
74	Gräsberg	x: 667890 y: 146750	BIF	Valsarvet - I
75	Gräsberg	x: 667890 y: 146750	BIF	Valsarvet - I
78	Gräsberg N	x: 667960 y: 146760	BIF	S Torsten - J
79	Gräsberg N	x: 667960 y: 146760	BIF	S Torsten - J
89	Tyskgruvan S	x: 668240 y: 146885	BIF	Tyskgruvan - L

Appendix B



Appendix B. Kartan från Fig. 5. Med markerade provområden och utsatta provpunkter. Saknas gör prov 11 (öster om kartan) och prov 15, 17 och 89 (norr om kartan).

Appendix C



Appendix C. Konturkarta över norra Götaland och delar av Svealand med ortsnamn som hänvisats till i texten. Större städer markerade med rött.

**Tidigare skrifter i serien
"Examensarbeten i Geologi vid Lunds
Universitet":**

128. Jönsson, Charlotte, 2000: Geologisk och hydro-geologisk modellering av området mellan Bjuv och Söderåsen, nordvästra Skåne.
129. Kleman, Johan, 2001: Utvärdering av den underkambriska litostratigrafin på Österlen, södra Sverige.
130. Sundler, Malin, 2001: En jämförande studie mellan uppmätt och MACRO simulerad pesticidutlakning på ett odlingsfält i Skåne.
131. Grönholm, Anna, 2001: Högtrycksmetabasiter i den södra delen av Mylonitzonen: fältgeologi, petrografi och metamorf utveckling.
132. Ekdahl, Magnus, 2001: En studie av Källsjögranitens deformationsmönster och kinematiska indikatorer inom Ullaredszonen.
133. Axheimer, Niklas, 2001: Middle Cambrian trilobites and biostratigraphy of the Almbacken drill core, Scania, Sweden.
134. Lindén, Mattias, 2001: Proglacial deformation of glaciofluvial sediments during the Pomeranian deglaciation in the Neubrandenburg area, NE Germany.
135. Warnhag, Jon, 2001: A geochemical study of the zoned Pan African Mon Repos intrusion, Central Namibia.
136. Lundmark, Mattias, 2001: Zirkonstudie av Norra Hortens bergarter, SV Sverige.
137. Gunnarson, Rebecka, 2001: Sedimentologisk undersökning av en moränskärning i en djup-vittrad sprickdal på Romeleåsen, Skåne.
138. Karlsson, Christine, 2001: Diagenetic and petro-physical properties of deeply versus moderately buried Cambrian sandstones of the Caledonian foreland, southern Sweden.
139. Eriksson, Mårten, 2001: Bedömning av förorenings-spridning kring en nedlagd bensinstation i Karlaby, sydöstra Skåne.
140. Ljung, Karl, 2001: A paleoecological study of the Pleistocene Holocene transition in the Kap Farvel area, South Greenland.
141. Åkesson, Cecilia, 2001: Undersökning av grundvattenförhållanden i området kring Östra Vemmerlöv, Simrishamns kommun, sydöstra Skåne.
142. Bermin, Jonas, 2001: Modelling Mössbauer spectra of biotite.
143. Mansurbeg, Howri, 2001: Modelling of reservoir quality in quartz-rich sandstones of the Lower Cretaceous Bentheim sandstones, Lower Saxony Basin, NW Germany.
144. Hermansson, Tobias, 2001: Sierggavåggeskollans strukturgeologiska utveckling; nyckeln till Sareks berggrundsgeologi.
145. Veres, Daniel-Stefan, 2001: A comparative study between loss on ignition and total carbon analysis on Late Glacial sediments from Atteköps mosse, southwestern Sweden, and their tentative correlation with the GRIP event stratigraphy.
146. Ahlberg, Tomas, 2001: Hydrogeologisk undersökning samt sårbarhetskartering av området kring tre bergborrade grundvattenanläggningar i Simrishamns kommun.
147. Boman, Daniel, 2001: Tektonostratigrafi och deformationsrelaterad metamorfos i norra Kebnekaisefjällen, Skandinaviska Kaledoniderna.
148. Olsson, Stefan, 2002: The geology of the Portobello Peninsula; proposal of a saturated to oversaturated lineage within the Dunedin Volcano, New Zealand.
149. Molnos, Imre, 2002: Petrografi och diagenes i den underkambriska lagerföljden i Skrylle, Skåne.
150. Malmberg, Pär, 2002: Correlation between diagenesis and sedimentary facies of the Bentheim Sandstone, the Schoonebeek field, The Netherlands.
151. Jonsson, Henrik, 2002: Permeability variation in a tidal Jurassic deposit, Höganäs basin, Fennoscandian Border Zone
152. Lundgren, Anders, 2002: Seveskollorna i nord-östra Kebnekaise, Kaledoniderna: metabasiter, graniter och ögongnejser.
153. Sultan, Lina, 2002: Reconstruction of fan-shaped outwash in front of the Myrdalsjökull ice cap, Iceland: Architecture and style of sedimentation.
154. Rimša, Andrius, 2002: Petrological study of the metamafic rocks across the Småland-Blekinge Deformation Zone
155. Lund, Magnus, 2002: Anti-slope scarp investigation at Handcar Peak, British Columbia, Canada.
156. Sjöstrand, Lisa, 2003: Early to early Middle Ordovician conodont biostratigraphy of the Tamsalu drill core, central Estonia.
157. Nilsson, Jonas, 2003: Carcharhiniforma hajar från Limhamns kalkbrott.
158. Larsson, Linda M., 2003: Late Triassic and

- Early Jurassic palynology of the Höganäs Basin and the Ängelholm Trough, NW Scania, Sweden.
159. Sköld, Pia, 2003: Holocen skogshistoria i Stenshuvuds nationalpark, Skånes östra kust, Sverige.
 160. Fuchs, M., 2003: Påverkan av sterilisering på gruvсанд – en mineralogisk och textuell undersökning.
 161. Ljungberg, Julia, 2003. Sierrgavággeskollan i gränlandet mellan Sarek och Padjelanta; miljöindikatorer för fjällkedjeberggrundens bildning.
 162. Håkansson, Lena, 2003: An architectural element analysis of a large-scale thrust complex, Kanin Peninsula, NW Russia: interaction between the Barents and Kara Sea ice sheets.
 163. Davidson, Anja, 2003: Ignimbritenheterna i Barranco de Tiritaña, övre Mogánformationen, Gran Canaria.
 164. Näsström, Helena, 2003: Klotdioriten vid Slättemossa, centrala Småland – mineral kemi och genes.
 165. Nilsson, Andreas, 2003: Early Ludlow (Silurian) graptolites from Skåne, southern Sweden.
 166. Dou, Marion, 2003: Les ferromagnésiens du granite rapakivique de Nordingrå – centre-est de la Suède – composition chimique et stade final de cristallisation.
 167. Jönsson, Emma, 2003: En pollenanalytisk studie av råhumusprofiler från Säröhalvön i norra Halland.
 168. Alwmark, Carl, 2003: Magmatisk och metamorf petrologi av en mafisk intrusion i Mylonitzonen.
 169. Pettersson, Ann, 2003: Jämförande litologisk och geokemisk studie av Sevens amfibolitkomplex i Sylarna och Kebnekaise.
 170. Axelsson, Katarina, 2004: Bedömning av potentiell föroreningsspridning från ett avfallsupplag utanför Löddeköpinge, Skåne.
 171. Ekestubbe, Jonas, 2004: $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ geokronologi och implikationer för tolkningen av den Kaledoniska utvecklingen i Kebnekaise.
 172. Lindgren, Paula, 2004. Tre sensvekofenniska graniter: kontakt- och åldersrelationer samt förekomst av metasedimentära enklaver.
 173. Janson, Charlotta, 2004. A petrographical and geochemical study of granitoids from the south-eastern part of the Linderödsåsen Horst, Skåne.
 174. Jonsson, Sara, 2004: Structural control of fine-grained granite dykes at the Äspö Hard Rock Laboratory, north of Oskarshamn, Sweden.
 175. Ljungberg, Carina, 2004: Belemnites stabila isotopsammansättning: paleomiljöns och diagenesens betydelse.
 176. Oster, Jessica, 2004: A stratigraphic study of a coastal section through a Late Weichselian kettle hole basin at Ålabodarna, western Skåne, Sweden.
 177. Einarsson, Elisabeth, 2004: Morphological and functional differences between rhamphorhynchoid and pterodactyloid pterosaurs with emphasis on flight.
 178. Anell, Ingrid, 2004: Subsidence in rift zones; Analyzing results from repeated precision leveling of the Vogar Profile on the Reykjanes Peninsula, Southwest Iceland.
 179. Wall, Torbjörn, 2004: Magnetic grain-size analyses of Holocene sediments in the North Atlantic and Norwegian Sea – palaeoceanographic applications.
 180. Mellgren, Johanna, S., 2005: A model of reconstruction for the oral apparatus of the Ordovician conodont genus *Protospanderodus* Lindström, 1971.
 181. Jansson, Cecilia, 2005: Krossbergskvalitet och petrografi i den kambriska Hardebergasandstenen i Skåne.
 182. Jan-Olof Öst, 2005: En övergripande beskrivning av malmbildande processer med detaljstudier av en bandad järnmalm från södra Dalarna, Bergslagen.



LUNDS UNIVERSITET

Geologiska institutionen
 Centrum för GeoBiosfärvetenskap
 Sölvegatan 12, 223 62 Lund