

Berggrundskartor

SGU serie Af 177, 185 • Skala 1:50 000

Beskrivning till berggrundskartorna

Filipstad SO och NO



Ingmar Lundström

SGU
Sveriges Geologiska Undersökning

Uppsala 1995

SVERIGES GEOLOGISKA UNDERSÖKNING

BERGGRUNDSGEOLOGISKA OCH GEOFYSISKA KARTBLAD

SKALA 1:50 000

Serie Af · Nr 177, 185

Ingmar Lundström

Beskrivning till berggrundskartorna

Filipstad SO och NO

Description to the maps of solid rocks

Filipstad SO and NO

UPPSALA 1995

ISBN 91-7158-544-3

ISSN 0586-1543

För information om jordarter och grundvatten hänvisas till jordartskartor (SGU serie Ae) samt hydrogeologiska kartor (SGU serierna Ag och Ah).

Närmare upplysningar erhålls genom

SVERIGES GEOLOGISKA UNDERSÖKNING

Box 670

751 28 UPPSALA

Tel 018-17 90 00

Fax 018-17 92 10

Omslagsbild: Kalksilikatskiktad vulkanisk siltsten. Norr om Trolltjärnen (3g).

© Sveriges Geologiska Undersökning

Redigering och layout: Agneta Ek, SGU

Tryck: TK i Uppsala AB, 1995

INNEHÅLL

METODIK OCH BERGARTSINDELNING. Av A. Wikström	5
Inledning	5
Metodik	5
Lägesbestämningar	6
Generaliseringar	6
Bergarternas indelning	7
Indelning efter ursprung och bildningsmiljö	7
Djupbergarter	7
Gångbergarter	7
Ytbergarter	9
Vulkaniter	9
Mekaniskt avsatta (epiklastiska) sediment	10
Icke-klastiska sediment	12
Indelning efter omvandlingsgrad och sammansättning	12
Indelning efter ålder	15
Övriga termer	15
Strukturgeologiska kartan	18
Södra Sveriges regionala berggrundsgologi	18
Litteratur	21
BESKRIVNING TILL BERGGRUNDSGEOLOGISKA KARTORNA	
FILIPSTAD NO, SO. Av I. Lundström	22
Inledning	22
Metodik och nomenklatur	25
Litostratigrafisk översikt	27
Ytbergarternas litostratigrafi, översikt	30
Svekofenniska ytbergarter och ytnära intrusivbergarter	36
Sångens vulkaniska sandstensformation	36
Älgens vulkaniska siltstensformation	48
Bredsjöledet	49
Sikforsledet	56
Torrvarpens skifferformation	68
Hälgnsäledet	70
Grythyttanledet	78
Hälleforsledet	80
Älvestorpsområdet	80
Vasslandformationen	83
Uskenformationen	90
Storsjöformationen	94
Ytbergarter med okänd formationstillhörighet	100
Synvulkaniska till primorogena intrusivbergarter	103
Ytliga intrusioner	104
Djupare intrusioner	107
Kemiska och modala huvuddrag	109
Metabasiter och spiliter	114

Metabasiter	117
Spiliter	118
Kemiska huvuddrag	119
Metasomatiskt påverkade bergarter	121
Na-K-metasomatos	122
Mg-metasomatos	128
Metabasitrelaterad skarnbildning	135
Allmänna synpunkter	140
Yngre, "ser- och postorogena" intrusivbergarter	142
Pegmatit-aplitassocierade, "serorogena" graniter	143
Dioritiska till granitiska, "postorogena" intrusivbergarter	145
Strukturgeologi och tektonik	150
Den svekonorvegiska deformationen (D_3)	154
Den svekokarelska, orogena deformationen (D_2)	156
Äldre, preorogena strukturer (D_0) och deformationer (D_1)	160
Metamorfos	164
Svekonorvegisk dynamometamorfos	164
De "ser- och postorogena" intrusivens kontaktmetamorfos	165
Svekokarelsk, orogen, regional metamorfos	166
Primorogen kontaktmetamorfos	167
Synvulkanisk omvandling	167
Sprickzoner och förkastningar	167
Spricktektonik i den strukturgeologiska kartan	167
Spricktektoniska observationer	168
Diabas och sandsten	170
Diabas	170
Sandsten	173
Mineraliseringar och nyttosten	173
Mineraliseringar	176
Järnmineraliseringar	177
Sulfidmineraliseringar	178
Volfram- och molybdenmineraliseringar	179
Nyttosten	179
Summary	180
General remarks	180
Stratigraphy and supracrustal rocks	181
Intrusive rocks	185
Synvolcanic, metasomatic alterations	187
Structural geology and tectonics	187
Metamorphism	189
Anorogenic rocks	189
Economic geology	190
Litteratur	190
Appendix: Exkursionsguide	198
<i>Appendix: Excursion guide</i>	

METODIK OCH BERGARTSINDELNING

AV

ANDERS WIKSTRÖM

Inledning

Af-seriens berggrundskartor i skala 1:50 000 visar de olika bergarternas utbredning både i håll (berg i dagen) och under lösa jordlager. Kartan framställs med tanke på att ge en allmängeologisk bild av berggrunden. Kartbilden utgör däri-genom grundvalen för fortsatta, mer målinriktade arbeten.

Metodik

Det arbete som leder fram till en berggrundskarta kan uppdelas i olika moment. Huvudarbetet består i direkta studier av berget, där detta går i dagen.

De vid karteringen observerade berggrundsytorna kan redovisas på två olika sätt i kartbilden, dels som "häll", dels som "observerad yta av blottat berg". Det första fallet tillämpas, då en jordartskarta i Ae-serien med de "verkliga" hällkon-turerna finns tillgänglig. (De på Ae-kartorna redovisade hällytorna kan dock även till en del täckas av ett tunnare jordlager.) I dessa fall överensstämmer alltså hällkonturerna på Af- och Ae-kartorna. När ingen jordartskarta finns till-gänglig, redovisas endast den yta som den karterade berggrundsgeologen under-sökt.

Iakttagelser i fält nedtecknas på rekognosceringskartor och i dagböcker. I samband med fältarbetet sker också provtagning av olika bergarter och mineral. Av en del bergartsprover framställs s.k. tunnslip, vilka studeras i mikroskop för närmare bestämning av mineralinnehåll och texturer. Sammansättningen beräk-nas medelst punkträkning, som innebär att man bestämmer och räknar berg-artens mineral i ett visst bestämt rutnät. Kemiska analyser av vissa bergarts- och mineralprover görs även. För att underlätta behandlingen av bergartsanaly-serna räknar man ibland om dessa till vissa standardiserade mineral, s.k. norm-beräkning. Detta kan ske på olika sätt, t.ex. enligt ekvivalentnorm (E)- eller CIPW-norm-modellerna. Bergarternas sammansättning varierar i skiftande grad, varför redovisade analyser kan vara mer eller mindre representativa. Vid sam-manställningen av observationerna till en heltäckande karta bidrar resultaten från skilda arbetsmoment till den slutgiltiga bilden. Iakttagelser av strukturer och yt-former i håll och på flygbilder kan nämnas som exempel på några viktiga led i detta arbete. Även resultaten av olika geofysiska undersökningar är av stor bety-

delse. Detta gäller framför allt i större jordtäckta områden, där meningsfull information endast kan erhållas med sådana metoder. Genom geofysiska mätningar har man också ibland möjlighet att få ett bättre begrepp om berggrundens tredimensionella uppbyggnad.

För SGUs kartor i serie Af utförs numera rutinmässigt flygmagnetiska mätningar, vilka redovisas på en särskild karta över den magnetiska totalintensiteten. Andra geofysiska metoder, som gravimetri och seismik, används vanligtvis för speciella problem. I vissa fall bidrar uppgifter från borrhningar till den slutliga kartbilden. Detta gäller framför allt i områden med yngre, fossilförande berggrund. Berggrundskartan är därför en av geologen utförd sammanställning av observationer och tolkningar, baserad på de ovan nämnda metoderna.

Då arbetet med ett kartblad avslutats, arkiveras på SGU primärmaterialet i form av kartor, dagböcker, analysprotokoll, bergartsprover, slipprov m.m.

Lägesbestämningar

I beskrivningen till kartan brukar varje lägesbestämning åtföljas av en beteckning (siffra plus bokstav), vilken åsyftar den delruta (det ekonomiska kartblad enligt beteckningarna i marginalen på kartan) där lokalen är belägen. För analyserade prover ges även koordinaterna i rikets nät, varvid nord-sydkoordinaten anges först.

Generaliseringar

Kartan visar en förenklad bild av verkligheten. Detta har bl.a. tekniska orsaker, eftersom bergartskroppar med en yta mindre än 50x50 m (1x1 mm i skala 1:50 000) inte kan redovisas med konturläggning. Dessutom kommer självfallet berggrundskartan att visa en starkt förenklad bild i områden med dåligt blottad berggrund. Generaliseringarna är särskilt påtagliga i de delar av vårt land, där berggrunden är komplext uppbyggd. Det är här inte ovanligt att man kan finna ett flertal olika bergarter på en liten hällyta. För att i någon mån åskådliggöra denna typ av geologi använder man en serie symboler som överbeteckningar på en grundfärg för den dominerande bergarten. Hit hör exempelvis de tecken, som anger förekomsten av granit- och pegmatitgångar, migmatitomvandling och brottstycken av äldre berggrund i intrusivbergarter (se s. 18). Symbolerna visar att företeelsen ifråga är representerad i området. De enskilda tecknens betydelse är alltså inte enbart begränsad till den yta de täcker. Ett undantag från denna regel utgör symbolerna för geologiskt betydelsefulla företeelser i mindre dimensioner, t.ex. tunna konglomerathorisonter, tunna diabas-

gångar och kalkstensskikt liksom ibland tecknen för gruvor och stenbrott. Dessa har vanligen överdrivna dimensioner, men deras läge och orientering avspeglar i möjligaste mån de verkliga förhållandena. Tekniken med överbeteckningar kan dock endast antyda den variation som finns i verkligheten.

Bergarternas indelning

Ursprung, ålder, sammansättning och eventuell grad av omvandling inverkar på bergarternas utseende och egenskaper. För SGUs berggrundskartor i södra och mellersta Sverige gäller att ursprunget och åldern vanligen ger grundfärgen på kartan. Variationer i omvandlingsgrad och sammansättning inom de olika bergartsgrupperna redovisas med överbeteckningar.

Indelning efter ursprung och bildningsmiljö

DJUPBERGARTER (BILDADE PÅ ETT VISST DJUP I JORDSKORPAN)

Djupbergarterna utgör den i Sverige kvantitativt mest betydelsefulla gruppen bland de s.k. eruptiva (magmatiska) bergarterna. Indelningen följer huvudsakligen IUGS:s schema från 1973 (se litteraturförteckningen). Schemat förutsätter att bergartens mineralsammansättning är känd. För de sura och intermediära bergarterna (mer eller mindre rika på kiselsyra) avgörs benämningen av förhållandena mellan kvarts, plagioklas och alkalifältspat enligt fig. 1, vilken är en del av IUGS:s schema. De mörka mineralen, som i de flesta fall är underordnade, beaktas sålunda inte vid denna klassificering. Som framgår av teckenförklaringen till kartorna tas dock ibland hänsyn till halten av mörka mineral vid grupperingen av de olika kartenheterna. Det är nämligen i fält ofta svårt att avgöra förhållandet mellan fältspatkomponenterna.

GÅNGBERGARTER

Många olika typer av bergarter kan uppträda gångformigt utan att namnet härigenom förändras. Man kan t.ex. tala om "granitgångar", "amfibolitgångar" etc. De egentliga gångbergarterna utgör en ganska heterogen grupp med den gemensamma egenskapen att texturen (se s. 17) beror på den för gruppen specifika, relativt ytnära kristallisationsmiljön. Ett gångformigt uppträdande är däremot inte alltid en nödvändig förutsättning.

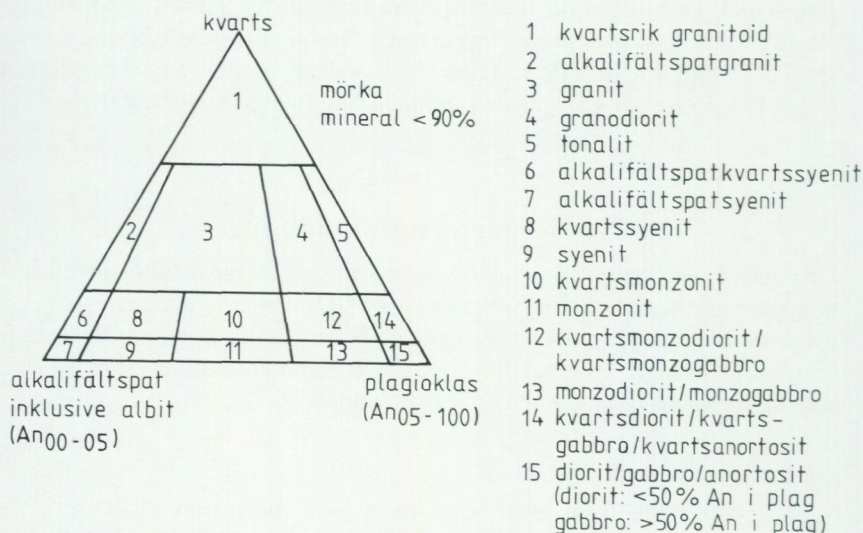


Fig. 1. Indelning av några djupbergarter enligt IUGS 1973.

Classification of some plutonic rocks, according to IUGS 1973.

Några ofta förekommande bergartsnamn i denna grupp är:

Aplit	Fin- och jämnkornig (sockerkornig) bergart med granitisk sammansättning och obetydlig halt av mörka mineral.
Aplitgranit	En grövre (medelkornig) variant av aplit associerad med vanlig aplit och pegmatit.
Diabas	Gångbergart med huvudmineralen plagioklas och pyroxen, vanligen sammanväxta till en s.k. ofitisk textur (se s.17). Vissa diabaser för även olivin.
Gångporfyr	Samlingsnamn för kiselsyrarika gångbergarter med en porfyrisk textur (se s. 17), där strökorng omges av en tät till finkornig mellanmassa.
Hyperit, hyperitdiabas	Används för svarta, prekambiska diabaser (se ovan) i sydvästra och södra Sverige. Färgen betingas av en ymnig pigmentering med mycket små malmkorn.

Pegmatit Grovkornig bergart med en speciell textur och med de enskilda kornen vanligen större än 1 cm i diameter. När namnet används ospecificerat brukar en granitisk sammansättning underförstås. Bergarten är i vissa fall anrikad på sällsynta jordartsmetaller, litium, bor, fluor etc.

YTBERGARTER (BILDADE PÅ JORDENS YTA)

Vulkaniter

De vulkaniska bergarterna (vulkaniterna) tillhör gruppen eruptivbergarter (magmatiska bergarter). Klassificeringen bjuder på många svårigheter. Där bergarterna kan studeras i oomvandlat skick (mestadels i yngre vulkanområden), är de ofta finkorniga eller glasiga och mineralproportionerna är därför svåra att beräkna. Detta gör att sådana faktorer som typ av ströckorn och färgindex (= halt av mörka mineral) kan påverka namngivningen. När mineralfördelningen är känd, följs dock IUGS:s indelning från 1980. Detta schema är i princip uppbyggt på samma sätt som för djupbergarterna (IUGS 1973). Ett urval av några allmänt förekommande vulkaniter och deras sammansättningar ges i fig. 2. För en mer detaljerad diskussion om hithörande frågor hänvisas till ovannämnda IUGS-arbeten.

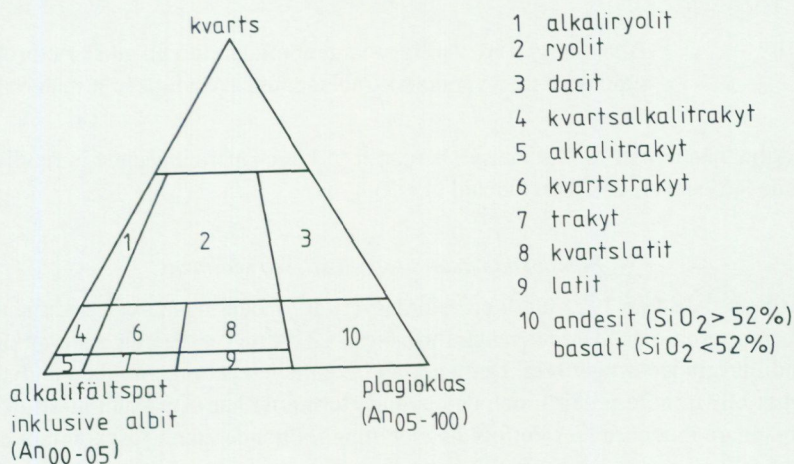


Fig. 2. Indelning av några vulkaniter enligt IUGS 1980.

Classification of some volcanic rocks, according to IUGS 1980.

Några vanliga namn med anknytning till vulkaniska processer är:

Agglomerat	Bergart bildad genom konsolidering av bl.a. vulkaniska bomber (explosivt utslungade större lavaklumpar), ofta inbäddade i fin-kornigt material.
Ignimbrit	Bergart bildad vid en speciell typ av vulkanutbrott (askflöden eller "ash flows"). Den vulkaniska askan har avsatts vid så hög temperatur att den ofta helt eller delvis sammansvetsats till en fast bergart.
Lava	Den smälta som strömmar ut ur vulkaner. Termen används även för den stelnade bergarten.
Porfyr	Allmän term för kiselsyrarika (sura) vulkaniska bergarter med porfyrisk textur (se s. 17). Kan vara lava, tuff eller ignimbrit.
Porfyrityt	Som porfyr, men kiselsyrhalten är här lägre. Bergarten är inter-mediär eller basisk.
Tuff	Bergart bildad genom konsolidering av explosivt utslungad aska.
Tuffit	Blandbergart av vanligen vattenomlagrade vulkaniska utbrotts-produkter med varierande inblandning av sedimentärt material.

Allmänna termer för vulkaniska bergarter förklaras mera ingående i grundläggande läroböcker, t.ex. MacDonald (1972).

Mekaniskt avsatta (epiklastiska) sediment

Pettijohns bok från 1975 utgör ett referensverk för indelningen av de sedimentära bergarterna. För Sveriges metamorfa (se s. 12) berggrund gäller dock att omvandlingsgraden ofta är hög. Detta gör att bergartsbeteckningarna med nödvändighet blir mindre precisa, och de använda termerna har ofta kommit att få en allmännare innebörd än i Pettijohns indelning. Följande namn förekommer allmänt:

Arenit	Samlingsnamn för sandstenar och siltstenar (se nedan).
Argillit	Samlingsnamn för bergarter med lerigt ursprung. <i>Pelit</i> används ibland i samma betydelse.

Arkos	Sandsten med ungefär lika proportioner av fältspat och kvarts. Dominerande fältspat är oftast mikroklin.
Fyllit	Metamorf bergart med lerigt ursprung. Glimmermineralen syns vanligen inte för blotta ögat, och skiffrighetsytorna glänser ofta som silke.
Glimmer-skiffer	Metamorf bergart med lerigt ursprung, något grövre än fyllit. Glimmermineralen är synliga för blotta ögat och klyvytorna något mer oregelbundna. Termen används även i mera begränsad omfattning för glimmerrika bergarter bildade genom tektonisk nermalning.
Gråvacka	Grå bergart med övervägande sandigt ursprung, en viss lerinblandning och, ibland, bergartsfragment. I omvandlat tillstånd utgörs gråvackan vanligen av en bergart, som domineras av plagioklas, kvarts och biotit.
Konglomerat	Grovkornig bergart bestående av rundade fragment (bollar; större än 2 mm i diameter) i en finkornigare mellanmassa.
Kvartsit	Metamorf bergart med sandigt ursprung och med mer än 80 vol.-% kvarts. Termen <i>fältspatkvartsit</i> används för bergarter med en kvartshalt mellan 50 och 80 vol.-% och med ringa glimmerhalt. Termen kvartsit (malmkvartsit) har även tillämpats på metasomatiska (se s. 18) produkter förknippade med malmbildning.
Lerskiffer	Lerbergart med mer än 75 vol.-% lerigt material och en karakteristisk klyvbarhet parallellt med lagringen.
Sandsten	Bergart där kornen vid avsättningen huvudsakligen haft sand- eller grovmstorlek (0.2–2.0 resp. 0.06–0.2 mm).
Siltsten	Bergart där kornen vid avsättningen dominerats av kornstorlekar i intervallet grovmjåla – finmo (0.006–0.06 mm).
Skiffer	Allmänt samlingsnamn för bergarter med perfekt klyvbarhet (skiffrighet). I urberget används termen dock huvudsakligen för bergarter bildade av ett ursprungligen lerigt sediment med

låg omvandlingsgrad. När det gäller fjällbergarter har namnet en vidare, huvudsakligen strukturell betydelse.

Svartskeer Kolhaltig skiffer. Kolet utgörs i urberget vanligen av grafit.

Icke-klastiska sediment

Kalksten Sedimentbergart bildad på organisk eller kemisk väg (gäller väsentligen de prekambrika förekomsterna) och huvudsakligen bestående av mineralet kalcit, CaCO_3 .

Dolomit Bergart bildad på samma sätt som kalksten men med huvudmineralet dolomit, $\text{CaMg}(\text{CO}_3)_2$.

Indelning efter omvandlingsgrad och sammansättning

För en stor del av vårt land gäller att både äldre djupbergarter och ytbergarter har omvandlats mer eller mindre intensivt. När omvandlingen gått långt kan bergartens ursprung ibland vara svårt eller omöjligt att fastställa.

Kartan anger i princip ursprungsbergartens namn. Detta är av vikt, eftersom bl.a. de stratigrafisk-tektoniska sambanden mellan lågmetamorfa och högmetamorfa berggrundsavsnitt på så sätt kan åskådliggöras i kartbilden. Prefixet "meta" används när man vill markera att det rör sig om en metamorf (omvandlad) bergart, i de fall detta inte framgår på annat sätt. Att helt frånga de mindre specificerade omvandlingsnamnen har dock visat sig ogörligt. Då namnen används med något olika betydelse av skilda författare kan det här vara på sin plats att man till viss del klargör deras innebörd i kartbladsbeskrivningarna. Det måste dock poängteras att problemställningarna är av sådan art att en viss individuell variation är ofrånkomlig.

Följande omvandlingsbergarter är vanliga:

Amfibolit Regionalmetamorf (se s. 18) bergart med hornblände och plagioklas som dominerande mineral.

Breccia Bergart med kantiga fragment omgivna av finkornigare material. Breccior kan bildas genom en mängd olika processer, t.ex. sedimentära, vulkaniska eller tektoniska. Dessa namn används som adjektiv när processen är känd.

- Gnejs** Samlingsnamn för omvandlade och deformerade, ofta fältspatrika bergarter. Till skillnad från t.ex. glimmerskiffer spaltar gnejsen upp något grövre, mer oregelbundet.
- Grönsten** Termen har använts i två något skilda betydelser, dels som ett tämligen ospecificerat samlingsnamn för omvandlade basiska bergarter, dels mer specifikt för bergarter med mineral sådana som albit, klorit, aktinolit och epidot. Sistnämnda innebär dock huvudsakligen på förekomster inom fjällkedjan.
- Hornfels** En finkornig bergart bildad genom s.k. kontaktmetamorfos (se metamorfos, s. 18).
- Hälleflinta** Mycket finkornig, kompakt bergart bildad genom omvandling av sura lavar eller askor och med kornstorlek under 0.03–0.05 mm (jfr leptit). Under denna gräns ser bergarten "tät" ut.
- Leptit** Finkornig ytbergart av sur till intermediär vulkanisk sammansättning och med kornstorlek med en undre gräns 0.03–0.05 mm och en övre 0.5–1 mm. Denna definition tillämpas av de flesta geologer i Sverige. Olika restriktioner för namnet har dock införts. Några har ansett att det endast bör beteckna bergarter på en viss stratigrafisk nivå: "leptitformationen" inom Bergslagen. Även när det gäller betoningen av det eventuella vulkaniska ursprunget har meningarna varit delade. För SGUs Af-kartor kan rent allmänt sägas att termen leptit i Bergslagen och angränsande områden används för bergarter som har en sammansättning och kornstorlek enligt ovan och dessutom på mer eller mindre starka grunder kan förmodas ha ett vulkaniskt ursprung. Beteckningen leptit omfattar därigenom även bergarter med något oklar genetisk ställning. Att termen lever vidare har delvis historiska orsaker men beror också på det faktum att några tillfredsställande alternativ inte finns. Bergarterna ifråga är för finkorniga för att kunna kallas gnejser och vanligen för lite skiffriga för att utan vidare kunna benämnas skiffrar. En tendens mot en ökad användning av vulkanitnomenklatur i leptitområden kan dock spåras.
- Leptitgnejs** avser en förgrovad leptit, i vilket den undre gränsen brukar dras vid kornstorlekar 0.5–1 mm. Ursprunget av leptitgnejserna är vanligen ännu mer osäkert än i fråga om de finkorniga lepti-

terna. Både till utseende och sammansättning kan dessa bergarter ibland likna förgnejsade granitiska djupbergarter. När förgrovningen gått så långt, markeras detta vanligen i kartbilden genom röda likhetstecken för "granitgnejsomvandling" (kan förekomma också på andra bergartsbeteckningar).

Metabasit	Ospecificerad, omvandlad basisk bergart.
Migmatit	Samlingsnamn för blandbergarter som kan indelas i två huvudbeståndsdelar. Den ena utgörs av gnejser av mer eller mindre blandad karaktär, medan den andra (mobilisatet) kan bestå av granit, pegmatit eller granodiorit. Mobilisatet har oftast uppstått genom partiell uppsmältning av moderbergarten (gnejsen) eller också genom tillskott av material från andra källor. Begreppet används i regionalmetamorf miljö. Intrusivbreccior räknas sålunda inte hit.
Mobilisat	Se "migmatit".
Mylonit	En bergart bildad i rörelsezonerna genom kraftig nermalning av berggrunden. Mylonit är för det mesta hopläkt och flintliknande.
Skarn	Gammal bergsmansterm för anhopningar av olika silikatmineral i och kring malmer, ofta i kalkstensmiljö. Vanliga skarnmineral är amfibol, pyroxen och granat.
Ultrabasit	Samlingsnamn för kiselsyrafattiga silikatbergarter, där ofta endast ett mineral dominerar, t.ex. hornblände, olivin eller serpentin.
Urkalksten	Gemensam beteckning för de omvandlade (kristallina) karbonatstenarna inom den svekokarelska (s. 19) bergskedjezonen. Begreppet marmor används vanligen synonymt. Detta ges sålunda i många fall inte någon speciell teknisk innebörd.
Ådergnejs	En vanlig form av migmatitstruktur, där det mobiliserade materialet likt blodådror i en kropp genomflätar moderbergarten mer eller mindre parallellt med skiffrigheten i denna.

Indelning efter ålder

Observationer av relativa åldersförhållanden mellan olika bergarter ingår som ett led i fältarbetet. Sådana förhållanden kan markeras av brottstycken av äldre berggrund i intrusivbergarter, av överskärande, intrusiva gångar av en bergart i en annan, av åldersförhållandena i en sedimentär lagerföljd, eller av pålagringskontakter etc. Genom sådana observationer och med hjälp av olika radiometrisk åldersbestämningsmetoder har man kunnat rekonstruera ett händelseförlopp i berggrundens utveckling, som i vårt land kan följas mer än 2 000 miljoner år bakåt i tiden. Djupbergarternas relativa ålder brukar anges på grundval av deras relationer till bergskedjebildande (orogena) processer. Med denna utgångspunkt får de samlingsnamn som prim- ("tidig"), syn- ("samtidigt med"), ser- ("sent"), post- ("efter") och an- ("icke") orogena bildningar. Beteckningarna prim- och synorogen har dock, när det gäller den svekokarelska (se s. 19) orogenesen, kommit att användas för en och samma bergartsgrupp. Detta beror på olika geologers något varierande tolkningar av utvecklingen. Även namn som urgranit-sviten och gnejsgranit-sviten förekommer som samlingsbeteckningar för de äldsta djupbergarterna inom denna orogenes. De bör dock undvikas, eftersom de är oegentliga.

Övriga termer

Som komplement till den mineralogiska och genetiska klassificeringen förekommer ett antal beskrivande termer, där de viktigaste utgörs av begreppen struktur, textur, kornstorlek och färg. Dessutom förekommer en del namn med mer allmän innebörd, vilka kan behöva en förklaring.

Strukturtermer beskriver både primära och sekundära företeelser i berggrunden, vilka huvudsakligen kan studeras i hållskala eller över större ytor. Gränsdragningen mot mer småskaliga företeelser hemmahörande under texturbegreppet är dock något flytande.

Några vanliga termer är:

- | | |
|------------|---|
| Antiform | Veckad struktur som är konvex uppåt (ryggformad). Kan vara symmetrisk eller asymmetrisk (överstjälp). |
| Antiklinal | Samma struktur som antiform, men här har åldersrelationerna i lagerföljden kunnat bestämmas. De yngsta lagren ligger ytterst. |

Bandning	Används ibland för skiktade bergarter utan särskild genetisk betydelse (jfr lagring).
Lagring	Planstruktur betingad av primära sedimentationsprocesser. Härvid har skikt av olika sammansättning och/eller struktur avsatts på varandra. En del då bildade småstrukturer kan användas vid bestämning av åldersrelationerna i lagerföljden (s.k. lagerföljdsbestämning eller upp- och nedbestämning).
Lineament	En linje i terrängen orsakad av geologiska strukturer och synlig på flyg- och satellitbilder.
Skiffriighet	Planstruktur bildad genom riktat tryck. Betingas vanligen av att skivformade mineralkorn (mest glimmer) ligger parallellorienterade i ett plan.
Synform	Veckad struktur som är konkav uppåt (trågformad). Kan vara symmetrisk eller asymmetrisk.
Synklinal	Samma struktur som synform, men här har åldersrelationerna i lagerföljden kunnat bestämmas. De yngsta lagren ligger innerst.
Stänglighet	Allmän linjär struktur. Kallas även lineation. Den vanligaste formen av stänglighet är att långsmala mineralkorn eller mineralaggregat är parallellorienterade i en viss riktning (= stänglighetens riktning).
Veckaxel	En tänkt linje kring vilken en planstruktur (lagring eller skiffriighet) har veckats.

Texturtermer anger de enskilda mineralkornens förhållande till varandra. Följande termer är vanliga:

Ofitisk	Textur karakteriserad av listformade plagioklaskorn inneslutna i större pyroxenkristaller. Texturen förekommer oftast i diabaser.
Porfyrisk	Denna textur innebär att större mineralkorn är omgivna av fin-kornig eller tät mellanmassa. Termen används i samband med såväl vulkaniter som djup- och gångbergarter.

Porfyro- blastisk	Termen används för en omvandlad bergart, där något eller några mineral (t.ex. mikroklin, granat eller andalusit) har växt till större kornstorlek än mellanmassan.
Poikilitisk	Termen betyder att ett mineral har talrika inneslutningar av något eller några främmande mineral. Har det omslutande mineralet bildats sekundärt, talar man om poikiloblastisk textur.
Ögonförande	Populärbeteckningen för granitiska bergarter med större strö- korn, vanligen av kalifältspat. Något avseende brukar dock inte fästas vid formen, trots att termen ursprungligen har använts för deformerade (pressade), lins- eller ögonformade kristall- aggregat.

Kornstorlek. Följande klassindelning tillämpas:

<0.05 mm	tät
0.05–0.5 mm	mycket finkornig
0.5–1 mm	finkornig
1–3 mm	medelkornig
3–5 mm	grovt medelkornig
>5 mm	grovkornig

Färg. Någon standardisering när det gäller färgbenämningar av bergarter är svår att genomföra. Dels är färgbegreppet som sådant subjektivt, dels kan en bergart vara uppbyggd av flera olikfärgade mineral. Principen i uppbyggnaden av blandfärgsbenämningen ges av exemplet röd–grå-röd–rödgrå–grå.

Diverse allmänna termer

Basisk	Anger att en eruptivbergart har mellan 45 och 52% SiO_2 .
Intermediär	Anger att en eruptivbergart innehåller mellan 52 och 66% SiO_2 .
Intrusion	Sker när en magma tränger in i äldre berggrund (adj. intrusiv).

Metamorfos	Den mineralogiska och strukturella omvandling som fasta bergarter kan genomgå efter sin bildning (innefattar inte vittringsprocesser). <i>Regionalmetamorfos</i> innebär omvandling över ett större område. <i>Kontaktmetamorfos</i> kan ske genom lokal upphettning av berggrunden i gränzonen till en magmaintrusion.
Metasomatos	Termen anger att kemiskt aktiva lösningar eller gaser har passerat genom ett berggrundsavsnitt, som därigenom fått sin sammansättning förändrad.
Sur	Anger att en eruptivbergart innehåller mer än 66% SiO ₂ .
Ultrabasisisk	Anger att en eruptivbergart innehåller mindre än 45% SiO ₂ .

Struktureologiska kartan

På den struktureologiska kartan redovisas sprick- och förkastningsmönster, skiffrihets- och stänglighetsmätningar, gångar av diabas och ibland även andra bergarter. Vidare anges eventuella stortektoniska strukturer som syn- och anti-former etc. Sprickorna och förkastningarna har huvudsakligen iakttagits som s.k. lineament (morfologiska linjer) på flygfotografier, men även resultat av fältobservationer brukar ingå i det redovisade materialet. Linjerna har bl.a. dragits där det förekommer raka dalgångar eller raka myrstråk, sjökonturer och "trappsteg" i terrängen.

På grund av jordtäckning kan berggrunden oftast inte observeras under de morfologiska linjerna. Erfarenheter från t.ex. tunnelarbeten tyder dock på att berget under sådana linjer kan vara krossat och sprickigt. Krossning i mer ore-gelbundna zoner framträder dock inte så väl på flygfotografier. Sådana zoner har dock vanligen en mera begränsad utsträckning.

Förkastningsbeteckning används endast där man kunnat konstatera en förskjutning i höjd- och/eller sidled (morfologiskt eller geologiskt).

Södra Sveriges regionala berggrundsgeologi

Fig. 3 visar den del av jordens utveckling då några olika berggrundsenheter i Sverige bildades.

I mycket grova drag framgår huvudenheter i de södra delarna av vårt lands

berggrund ur fig. 4. (Svekokarelium är namnet på den bergskedjebildande process eller orogenes, vilken gett upphov till merparten av bergarterna i det avgränsande området på bilden.)

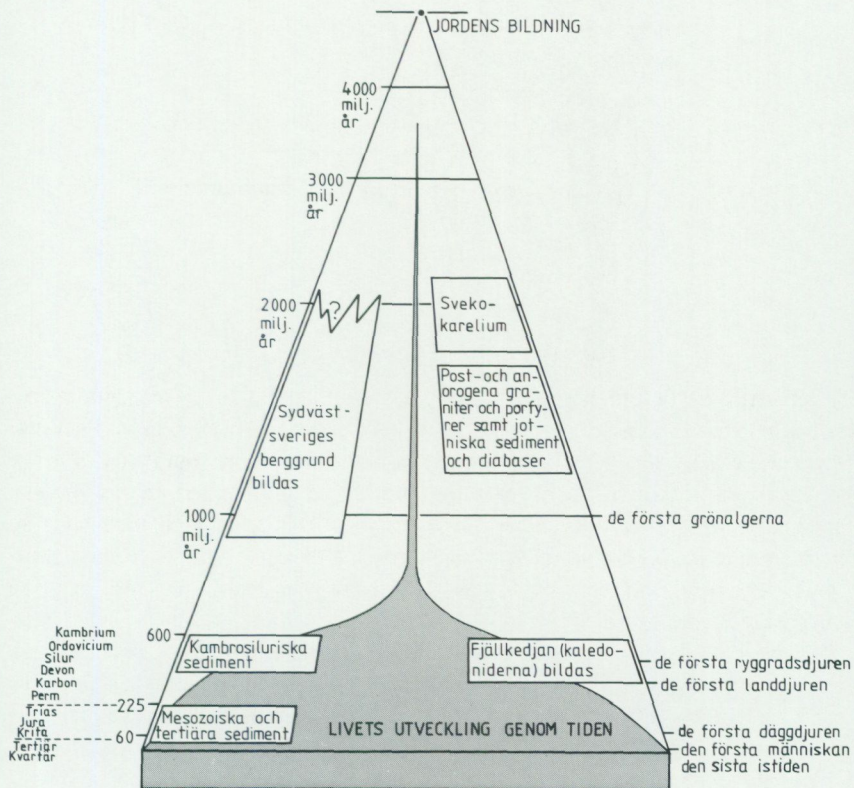


Fig. 3. Några enheter av södra Sveriges berggrund i förhållande till jordens utveckling.

Some bedrock units of southern Sweden.

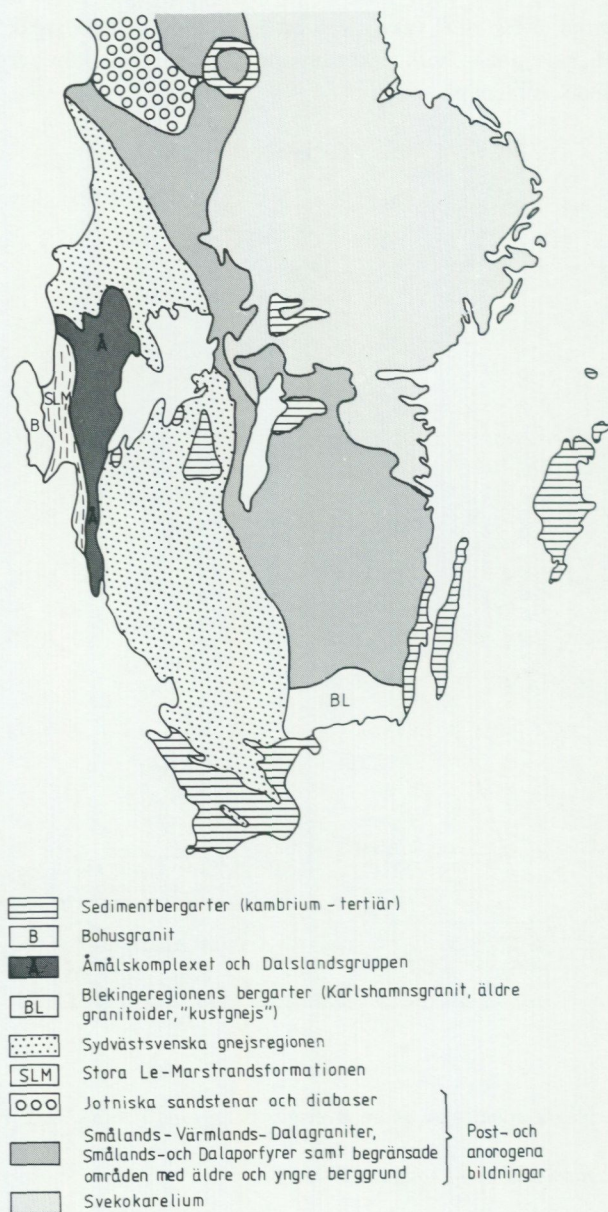


Fig. 4. Indelning i stora drag av södra Sveriges berggrund.

Outline of the bedrock of southern Sweden.

LITTERATUR

SGU = Sveriges geologiska undersökning

IUGS Subcommittee on the Systematics of Igneous Rocks. 1973: Classification and Nomenclature of Plutonic Rocks. Recommendations. – N. Jb. Miner. Mh. 1973, H4, 149–164.

— 1980: Classification and Nomenclature of Volcanic Rocks, Lamprophyres, Carbonatites and Melilitic Rocks. – Geologische Rundschau 69, 194–207.

LINDSTRÖM, M., LUNDQVIST, J. och LUNDQVIST, TH., 1992: Sveriges geologi från urtid till nutid. Studentlitteratur, Lund. Andra tryckningen.

LOBERG, B., 1987: Geologi. Material, processer och Sveriges berggrund. Fjärde uppl. – Norstedts.

LUNDEGÅRDH, P. H., 1980: Stenar i färg. Sjunde uppl. – AWE/Gebbers.

LUNDEGÅRDH, P. H., LUNDQVIST, Th. och LINDSTRÖM, M., 1978: Berg och Jord i Sverige. Femte uppl. – Almqvist och Wiksell läromedel.

LUNDQVIST, TH., 1979: The Precambrian of Sweden. – SGU C 768.

MACDONALD, G., 1972: Volcanoes. – Prentice-Hall, New Jersey.

PETTUJOHN, F. J., 1975: Sedimentary rocks. Tredje uppl. – Harper.

RITTMAN, A., 1952: Nomenclature of volcanic rocks. – Bulletin Volcanologique H 12, 75–102.

BESKRIVNING TILL BERGGRUNDSGEOLOGISKA KARTORNA FILIPSTAD NO, SO

AV INGMAR LUNDSTRÖM

Inledning

Berggrunden inom berggrundskartorna Filipstad NO och SO har sedan lång tid intresserat såväl bergsmän som geologer. Hundratals, mestadels obetydliga gruvhål vittnar om gruvdrift från medeltid till nutid (Buhre 1992) och åtminstone ett femtiotal vetenskapliga avhandlingar och uppsatser har direkt inspirerats av områdets geovetenskapliga betydelse.

Den gemensamma orsaken är den unika och ovanligt komplicerade serie av geologiska processer som utformat traktens berggrund. Området utmärks geologiskt också av en relativt låg regional omvandling (metamorfos) och deformation. Stora delar av berggrunden är därför osedvanligt välbevarad och medger detaljerade inblickar i dess äldsta bildningshistoria. Geologer har därför länge uppfattat denna trakt som ett nyckelområde, vilket erbjuder en sällsynt rikhaltig dokumentation av Bergslagens berggrundsgeologiska utvecklingshistoria.

Av samma skäl har denna beskrivning blivit ganska omfattande. En översikt av de geologiska huvuddragen erhålls därför enklast genom de sammanfattningar som föregår varje avsnitt och i den avslutande engelska sammanfattningen. En översiktlig framställning av den geologiska utvecklingen åtföljer också berggrundskartorna och en mera populärt hållen sammanfattning återfinns i Buhre (1992). Den som är intresserad av bakgrundsdokumentation och överväganden hänvisas dock till denna beskrivnings huvudtexter.

Den litteratur som behandlar eller berör områdets berggrundsgeologi har således med åren blivit synnerligen rikhaltig. Begränsat utrymme medger bara att ett snävt urval refereras i detta arbete. De refererade arbetena ger emellertid anvisning till övrig, relevant litteratur. Dessa framställningar av områdets geologi avspeglar naturligtvis geovetenskapens utveckling genom tiden. De kan lämpligen hänföras till tre olika tidsperioder, kännetecknade av successivt alltmer utvecklade geovetenskapliga synsätt.

Den äldsta perioden var som livligast under decennierna före och runt sekelskiftet 1800/1900. Under denna period utkom SGUs första kartblad från området (Gumaelius 1875, Blomberg 1879 och Blomberg 1903), liksom även

en del regionala sammanfattningar av H. Santesson (1883), B. Santesson (1889) och Törnebohm (1881). De äldsta SGU-kartorna redovisade berggrunden endast i de blottade partierna, men senare infördes heltäckande berggrundskartor i skalor varierande mellan 1:100 000 och 1:300 000. Förutom de ovan nämnda arbetena, bör en i SGUs arkiv återfunnen, tryckt, men opublicerad, heltäckande berggrundskarta i skala 1:100 000 över området ("Geognostisk karta öfver malmförande trakter inom norra delen af Örebro län), omnämnas. Den utarbetades av okänd upphovsman 1872-79, d.v.s. vid samma tid som de äldsta, ovan nämnda arbetena. Enligt ett kortfattat referat i GFF 1883 (band 6, s. 672-673, troligen författat av A. E. Törnebohm), hade den uppenbarligen befunnits på något sätt otillfredsställande, varför den ersattes av H. Santessons ovan nämnda karta. Likväl visar denna karta en mängd väsentliga bergartsled, vilka återupptäckts först under de senaste årens karteringar. De geologiska framställningarna från denna tid begränsades av att primärobervationerna inskränkte sig till glesa hällobservationer ur vilka man endast kunde dra mycket allmänna slutsatser om bergarternas fältrelationer. Eftersom läran om hur bergarter bildas och deformeras (petrogenes och strukturgeologi) ännu var mycket outvecklad, kunde man heller inte dra särskilt långtgående slutsatser om bergarternas bildnings- och omvandlingshistoria.

Den nästföljande perioden, vilken inföll ungefär mellan 1923 och 1945, kan sägas ha inletts med ett arbete från just dessa trakter, nämligen Nils Sundius imponerande monografi om Grythyttfältets geologi. Den kom att bli banbrytande och vägledande för mycket av tidens uppfattningar om Bergslagens geologi och är i väsentliga stycken aktuell än i dag. Denna tid kännetecknades av allt noggrannare fältgeologiska och petrografiska observationer och slutsatser. Viktiga hjälpmedel som petrografisk mikroskopi och kemisk analys hade börjat integreras med de rena fältstudierna och framstegen inom petrogenes, strukturgeologi och metamorfoslära hade ökat förståelsen för de nya observationerna. Resultatet blev att man lyckades dra förvånansvärt hållbara petrogenetiska slutsatser under detta tidsavsnitt. Uppfattningen om Bergslagens geologi kom härigenom att stå på en väsentligt säkrare och mera detaljerad, genetisk grundval. Detta synsätt kom att präglade såväl de geologiska kartblad (Magnusson & Granlund 1928, Magnusson & Lundqvist 1932) som de malmfältsmonografier (Magnusson 1940, Hjelmqvist 1942) som nu utgavs från området.

Även om efterkrigstiden, speciellt under 1960-talet, medförde spektakulära framsteg inom internationell geovetenskap, skulle det dröja ända in på 1980-talet innan moderna arbeten om det här aktuella områdets geologi började ut-

komma. De för området viktigaste åsiktsförskjutningarna rörde synen på bergarternas kemiska och mineralogiska sammansättning och på deras avlagringsförhållanden. Medan man under den föregående perioden betraktade de vulkaniska bergarternas nuvarande kemiska sammansättningar som helt bestämda av modernmagman, framkastade Koark (1962) att dylika bergarter i Faluområdet kan ha fått sina sammansättningar drastiskt förändrade genom de malmbildande processerna. Frietsch (1982a och b) och Lagerblad & Gorbatshev (1985) prövade utvecklade varianter av detta synsätt på hela Bergslagen. Liknande tankegångar hade ungefär samtidigt föreslagits av Oen m.fl. (1982) för det här aktuella området, där samma idé senare kom att ytterligare utvecklas av bl.a. Baker & de Groot (1983). Mycket av Bergslagsvulkaniternas förbryllande sammansättningar ansåg man sig nu kunna förklara genom att anta att de malmbildande processerna inneburit en hydrotermal metasomatos av stora delar av berggrunden under medverkan av havsvatten. Även beträffande bergarternas avlagringsförhållanden kom framför allt Oens m.fl. (1982) arbete att innebära ett nytt, och alltför livligt diskuterat synsätt. Medan Sundius och hans samtida gärna tänkte sig områdets ytbergarter som vidsträckta täcken med ganska homogen karaktär, innebar Oens m.fl. (1982) uppfattning att ytbergarterna skulle ha avlagrats i lateralt mycket begränsade bäcken och därför hade ganska begränsad uthållighet. Dessa idéer kom sedan att prägla de talrika arbeten om områdets geologi som professor Oens många studenter från Amsterdams universitet publicerade under 1980-talet. Dessa arbeten refereras nedan i sina geologiska sammanhang.

Den här framlagda beskrivningen ansluter i mycket till såväl Sundius (1923) som Oens m.fl. (1982) uppfattningar, men skiljer sig från båda främst i den strukturgeologiska uppfattningen. Relativt unga förkastningsrörelser torde nämligen i många fall kunna förklara de skillnader som råder mellan Sundius och Oens uppfattningar. Tidigare okända fältdata föranleder också omtolkning av Älvestorpskonglomeratets ställning eller i varje fall tvivel beträffande Sundius uppfattning därav. Vidare föranleder nya observationer och teorier att vissa brecciebildningar som av Sundius uppfattades som bildade på jordytan i stället här uppfattas som hydrotermalt bildade breccior. Den största skillnaden gentemot Oens framställning är att detta arbete mera betonar regionala deformations- och omvandlingsmönster.

Ovanstående framställning har främst behandlat den litteratur som direkt berör det här behandlade området. Mera övergripande, regionala sammanställningar över Bergslagen med omgivning finns i t.ex. Lundström & Papunen

(1986), Oen (1987), Baker m.fl. (1988) eller i Lundström (1987, 1988, 1990a)

Det här redovisade arbetet påbörjades ursprungligen av författaren 1978 på berggrundskartan Filipstad NO. 1979 upptogs karteringen på berggrundskartan Filipstad SO av förste statsgeologen Ulf Wiklander. Efter dennes frånfälle 1980 kom arbetet även på detta blad att ledas av författaren. Huvuddelen av de här redovisade arbetena bedrevs med varierande intensitet under åren 1983–1990.

Detta arbete har kunnat bedrivas under mycket stimulerande åsiktsutbyte med olika prospekteringsorganisationer, liksom med svenska och utländska, främst holländska, universitet. Författaren vill därför gärna tacka professor Oen och hans många studenter vid Amsterdams Universitet (senare vid Vrije Universiteit, Amsterdam), liksom Boliden Mineral, Nämnden för Statens Gruv-egendom (NSG) och Sveriges Geologiska Aktiebolag (SGAB) för informativt och utvecklande informations- och tankeutbyte. Jag vill också tacka Björn Lagerblad, tidigare vid Lunds Universitet, för givande diskussioner och för hans beredvillighet att ställa sina forskningsresultat, främst kemiska analyser, till förfogande. Krister Sundblad vid Stockholms Universitet har vänligen meddelat värdefulla åldersdata rörande graniten norr om Skålen och många andra, här onämnda personer har på olika sätt bidragit till detta arbete. Genom en av NUTEKs ramprogram "Prospekteringsinriktad malmforskning" (PIM) understödd specialstudie rörande Bergslagens fysiska vulkanologi och malmbildning har mycken kunskap om tillämpad vulkanologi och sedimentologi kommit detta arbete till del, främst genom vulkanologen Rodney Allens medverkan. Till alla dessa personer och organisationer vill författaren härmed rikta ett varmt tack.

Ett speciellt tack vill jag också rikta till Ture Wikström och hans medarbetare på Skifferverket i Grythyttan för deras gästfrihet, intresse och praktiska hjälpsamhet i samband med fältarbetet.

Metodik och nomenklatur

Huvuddragen av den använda metodiken och nomenklaturen beskrivs i avsnittet om metodik och bergartsindelning, ovan. Avsnittets nomenklatur har emellertid i åtskilliga fall varit otillräcklig för denna framställning. I görligaste mån har då den av Tekniska nomenklaturcentralens "Geologisk ordlista" angivna terminologin följts, i speciella fall kompletterad med motsvarande engelska

term enligt Bates & Jackson (1987), angiven i kursiv stil. I detta avsnitt redogörs för några omständigheter som är speciella för denna undersökning.

Indelningen av Bergslagens metavulkaniter i leptiter och hälleflintor uppfattas numera ofta som föråldrad, varför den mer och mer kommit att överges. Dessa begrepp har emellertid kommit till viss användning i detta arbete, eftersom de enligt sina ursprungsdefinitioner väl avspeglar den strukturella-metamorfa provinsgräns som löper genom områdets östra och centrala delar. De på s. 13 angivna kornstorleksgränserna avsåg nämligen ursprungligen (Geijer 1944) mellanmassans kornstorlek, vilken är mycket känslig för metamorf påverkan. Strökornen är däremot ganska opåverkade. Leptit- och hälleflintbegreppen används här mera som beteckningar på metavulkaniternas omvandlingsgrad (rekristallisationsgrad), vilka har markerats med olika gula färger på kartan. Med leptit avses vanligen regionalmetamorft rekristalliserade sura metavulkaniter, men har här även använts för de kontaktmetamorfa bergarter som anstår längs Sävsjön- och Rockesholmsmassivens kontakter. De är nämligen i praktiken oskiljbara från de regionalmetamorfa varianterna.

I kartområdets välbevarade delar kan emellertid de metavulkaniska bergarterna många gånger beskrivas med hjälp av vulkanologisk nomenklatur enligt t.ex. Mc Phie m.fl. (1993). Där dominerar sådana bergarter som i vulkanologiska sammanhang ofta kallas vulkanoklastiska, varmed helt enkelt menas att de domineras av vulkaniska partiklar. Beroende på kornstorlek benämns de sedan vulkaniska sandstenar, konglomerat etc., se Mc Phie m.fl. (1993, tabell 3). Dessa termer säger alltså ingenting om bergarternas bildningssätt, utan är rent deskriptiva.

De magmatiska bergarternas nomenklatur anges av fig. 1–2 och bygger på bergarternas modala sammansättningar (d.v.s. verkliga mineralsammansättningar). Dessa har vanligen skattats eller bestämts i tunnslip, vilka vid behov färgats för att plagioklas och kalifältspat lättare skall kunna skiljas åt. Speciellt de välbevarade metavulkaniterna, de s.k. hälleflintorna är emellertid så finkorniga att noggrannare bestämningar, t.ex. med punkträkning varit omöjliga. Deras modala sammansättning är därför väsentligen uppskattad. De består emellertid nästan enbart av kvarts och alkalifältspat, varför deras sammansättning under alla omständigheter är alkaliryolitisk. Genom att kalifältspaten färgats gul och plagioklasen varit ofärgad, har det sedan varit lätt att skilja kalirika, alkaliintermediära och natriumrika varianter åt. I de fall där kemiska analyser förelegat, har dessa skattningar kunnat bekräftas genom enkla omräkningar. De ser- och postorogena intrusivbergarterna är däremot så grovkorniga att

deras sammansättning inte låter sig överblicka i enstaka slip. Därför har inte heller deras sammansättningar kunna bestämmas med punkträkning. I texten avses med huvudmineral sådana som förekommer i mer än 25 vol.-%, med väsentligt mineral de som förekommer i 5–25 vol.-%. Underordnade mineral anses förekomma i mellan 1 och 5 vol.-% och accessoriska mineral i högst 1 vol.-%.

Litostratigrafisk översikt

Litostratigrafi, sammanfattning:

Ytbergartsstratigrafin avspeglar en övergång från ganska primära, delvis massflödesbetonade eller endast måttligt omlagrade, pyroklastiska bergarter till mera omlagrade, mer eller mindre tydligt vulkaniska sediment.

Ytbergarterna har i många fall omvandlats kraftigt genom synvulkanisk Na-, K- och Mg-metasomatos.

Ytbergarterna och med dem jämnåldriga intrusiv föreligger i ett föga deformerat grönskifferfaciesområde och ett kraftigare deformerat amfibolitfaciesområde, präglade av den svekokarelska orogenesen. Ytbergarterna i de olika metamorfosområdena behandlas under olika formationsnamn, men är kronostratigrafiskt väsentligen ekvivalenta.

Kartområdets geologiska historia och allmänna stratigrafiska utveckling beskrivs kortfattat i de beskrivningar som tryckts på berggrundskartorna. Mera detaljerade och regionala framställningar över Bergslagens berggrundsgeologi återfinns i t.ex. Oen m.fl. (1982) och Oen (1987), Lundström & Papunen (1986), Baker m.fl. (1988) eller Lundström (1983, 1985, 1987, 1988, 1990a). Lundström m.fl. (1991) ger en översiktlig redogörelse för Sveriges berggrundsgeologi. Den regionala, geologiska utvecklingens återverkningar i det här beskrivna området sammanfattas i tabell 1. Tabellen visar också hur vissa av de i följande avsnitt beskrivna företeelserna (ytbergartsstratigrafi, intrusions-, deformations- och metamorfoshistoria samt malmbildning) uppfattats i förhållande till varandra och till den allmänna geologiska utvecklingen. Eftersom

TABELL 1. Litostratigrafi och geologisk utveckling (åldrar i miljoner år).
Lithostratigraphy and geologic evolution (ages in millions of years, Ma)

Strukturgeologisk utveckling, jfr tabell 11 <i>Structural evolution, cf. Table 11</i>	Metamorf historia, se s. 164 <i>Metamorphic history</i>	Intrusivbergarter <i>Intrusive rocks</i>	Ytbergarternas litostratigrafi, jfr tabell 2 <i>Lithostratigraphy of supracrustal rocks, cf. Table 2</i>	Mineraliseringar, se s. 173 <i>Mineralizations</i>	
				Syngenetiska mineraliseringar <i>Syngenetic mineralizations</i>	Epigenetiska mineraliseringar <i>Epigenetic mineralizations</i>
Svekonorvegisk deformation, D ₃ (ca 1000) <i>Sveconorwegian deformation, D₃ (c. 1000)</i>	Svekonorvegisk metamorfos <i>Sveconorwegian metamorphism</i>	Diabasgångar (900) <i>Dolerite dikes (900)</i> Diabasgångar (1530) <i>Dolerite dikes (1530)</i>	Jotnisk sandsten <i>Jotnian sandstone</i>		
	Kontaktmetamorfos <i>Contact metamorphism</i>	Sen- och postorogena intrusiv (1786, 1756) <i>Late or postorogenic intrusions (1786, 1756)</i>			Molybden- och volfram- mineraliseringar <i>Molybdenum and tungsten mineralizations</i>
Svekokarelsk, orogen deformation, D ₂ (senare än 1850) <i>Svecokarelian, orogenic deformation, D₂ (after 1850)</i>	Svekokarelsk, orogen metamorfos <i>Svecokarelian, orogenic metamorphism</i>				

Tidig magma (?) tektonik, D₁ <i>Early magma (?) tectonics, D₁</i> Lokala, vulkaniska och sedimentära strukturer, D₀ <i>Local, volcanic and sedimentary structures, D₀</i>	Synvulkaniska omvandlingar <i>Synvolcanic alterations</i>	Synvulkaniska (1882) till tidigorogena (1890-1850) sura och basiska intrusivbergarter <i>Synvolcanic (1882) to early orogenic (1890-1850) acid and basic intrusions</i>	<u>Torrvarpenformationen</u> <i>The Torrvarpen formation</i> Hällefors-, Grythyttan- och Hälgnsälleden <i>The Hällefors, Grythyttan and Hälgnsås members</i> <u>Älgen- och</u> <u>Uskenformationerna</u> <i>The Älgen and Usken formations</i> Sikforsledet <i>The Sikfors member</i> Bredsjöledet <i>The Bredsjö member</i> <u>Sången- och</u> <u>Vasslandformationerna</u> <i>The Sången and Vassland formations</i>	Mn-rika skarnjärnmalm, Pb-, Zn- och Ag-malm <i>Skarn iron ores, rich in Mn and Pb, Zn and Ag ores</i> Mn-fattiga skarnjärnmalm <i>Skarn iron ores, poor in Mn</i> Kvartsjärnmalm <i>Quartz iron ores</i>	Skarnjärnmalm <i>Skarn iron ores</i> Sulfidmalm <i>Sulfide ores</i>
---	--	--	--	--	--

ytbergarternas litostratigrafiska förhållanden är ganska specifika för kartbladsområdet, beskrivs de i större detalj i det närmast följande avsnittet.

Ytbergarternas litostratigrafi, översikt

Områdets ytbergarter behandlas nedan i två parallella, men kronostratigrafiskt sannolikt ekvivalenta formationsgrupper, beroende på olika strukturgeologisk och metamorf karaktär. Genom områdets östra del löper nämligen en metamorf-strukturell provinsgräns. Den skiljer ett amfibolitfaciesområde med leptitiska metavulkaniter och glimmerskifferbetonade metasediment i öster från ett grönskifferfaciesområde med hälleflintartade metavulkaniter och skifferartade metasediment i väster. I båda grupperna kan en likartad utveckling spåras som börjar med massiva, ganska primära till resedimenterade (jfr Mc Phie m.fl. 1993), delvis subaerila pyroklastiska bergarter i botten. Via mera finkorniga, klart subakvatiska, eventuellt distala, tuffitiska led övergår litologierna sedan mot den stratigrafiska toppen i tydligt omlagrade, klart sedimentära bergarter. Denna utveckling återfinns även på berggrundskartorna Lindesberg NV och SV, vilka ligger helt inom amfibolitfaciesområdet. Dessa litologier har där indelats i Vassland- (underst), Usken- och Mårdshytteformationerna (överst) och dessa formationsnamn har bibehållits för amfibolitfaciesområdet även på de här beskrivna kartbladen. Den s.k. Storsjöformationen uppträder både på Lindesbergs- och Filipstadsbladen som ytliga intrusiv åtminstone ända upp i Uskenformationen. Se tab. 2 och fig. 5. I grönskifferfaciesområdet på Filipstadsbladen har de snarlika men bättre bevarade litologierna (från de äldsta till de yngsta) benämnts Sängen-, Älgen- och Torrvarpenformationerna (överst). Tack vare deras lägre omvandling har de i vissa fall kunnat underindelas i ett antal led (motsvarande begreppet *member* på engelska). Dessa välbevarade formationer och led motsvarar väsentligen den av Oen m.fl. (1982) tillämpade indelningen, vilken redovisas i tab. 2 för jämförelse. Den här tillämpade formations- och ledindelningen kan i många fall illustreras med typprofiler över gränsområdena, vilka beskrivs i resp. avsnitt och exkursionsguiden. Detta är naturligtvis svårare i de kraftigare metamorfa enheterna och i vissa fall är bergarternas formationstillhörighet så tveksam att de behandlas i ett särskilt avsnitt nedan. Den stratigrafiska nomenklaturen används här i informell mening, se *International Subcommission on Stratigraphic Classification* (1972).

Stora delar av ytbergartsformationerna har genomgått en synvulkanisk, hydrotermal Mg-metasomatos. Denna yttrar sig främst som en mer eller

mindre kraftig kloritomvandling. I de följande formationsbeskrivningarna har utpräglad Mg-omvandlade led undantagits och behandlas i stället i avsnittet om metasomatiskt omvandlade bergarter. Samma synvulkaniska metasomatos Na- eller K-omvandlade också praktiskt taget samtliga metavulkaniter. Det har därför inte varit meningsfullt att behandla dem som en särskild grupp, varför formationsbeskrivningarna avser bergarter som alla mer eller mindre drabbats av denna omvandling. Dess resultat sammanfattas emellertid i metasomatosavsnittet.

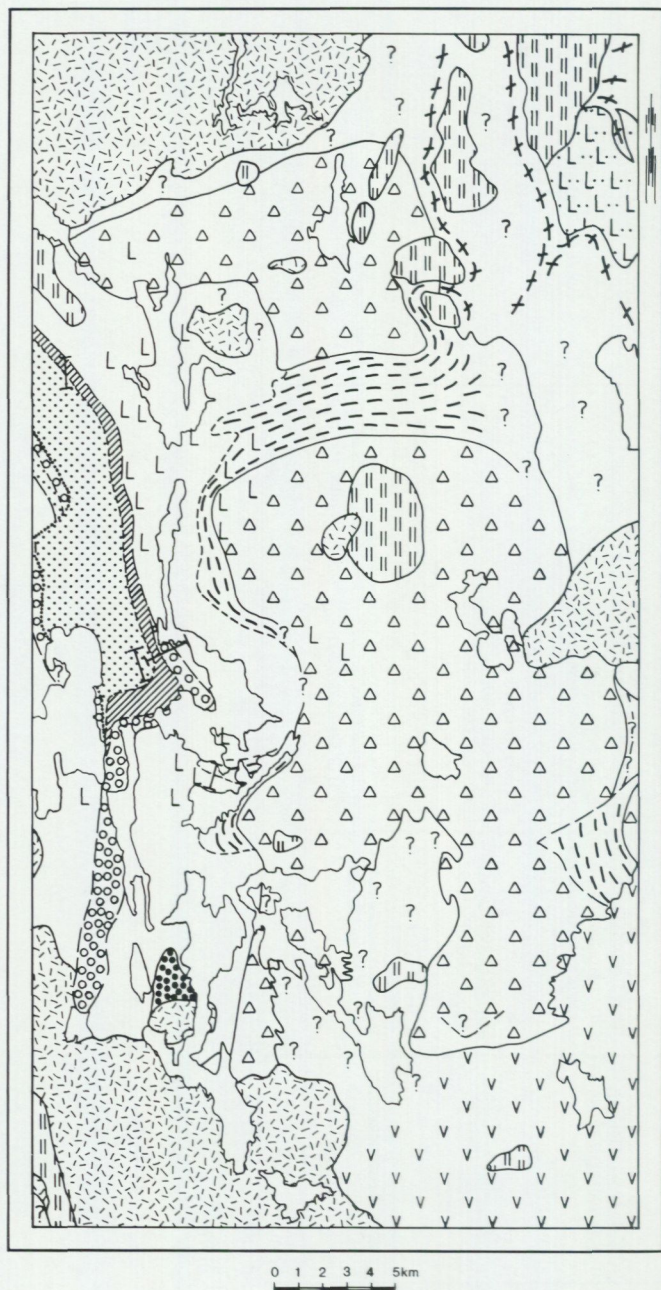
Grönskifferfaciesområdets bergarter är många gånger så välbevarade och odeformerade att Baker m.fl. (1988) ansåg att de ej omfattats av den regionala, svekokarelska, orogena omvandlingen. Som framgår av det strukturgeologiska avsnittet nedan, finns det emellertid skäl att tro att den svekokarelska deformationen drabbat även Torrvarpenformationens skiffrar. Det är därför svårt att tro att de bergarter som ligger emellan dem och det tydligt svekokarelskt deformerade området helt skulle ha undgått denna omvandling, även om spåren därav är otydliga.

TABELL 2. Litostratigrafisk översikt, ytbergarter (åldrar i miljoner år).

Lithostratigraphic overview of supracrustal rocks (ages in millions of years, Ma).

FILIPSTAD NO, SO		LINDESBERG NV, SV	
Sundius 1923	Oen m. fl. 1982	Detta arbete (<i>This publication</i>)	
		Grönskifferfacies <i>Greenschist facies</i>	Amfibolitfacies <i>Amphibolite facies</i>
Älvestorpskonglomeratet <i>Conglomerate</i>	Konglomerat <i>Conglomerates</i>		
<u>Skifferetagen</u> <u><i>The slate division</i></u>	<u>Övre Leptit-Hälleflinta-</u> <u>och Skiffergruppen</u> <u><i>Upper Leptite-Hälleflinta</i></u> <u><i>and Slate Group</i></u>	<u>Torrvarpenformationen</u> (skifferar) <i>The Torrvarpen formation</i> (slates)	Motsvarighet saknas <i>No counterpart</i>
Grå, "övre" skiffer <i>Grey upper slate</i>	<u>Grå Skifferformationen</u> <i>Grey Slate Formation</i>	Hälleforsledet (grå skiffer) <i>The Hällefors member</i> (grey slate)	<u>Mårdshyttformationen</u> (glimmerskifferar) <i>The Mårdshyttan formation</i> (schists)
Svart, "undre" skiffer <i>Dark lower slate</i>		Grythyttanledet (svart skiffer) <i>The Grythyttan member</i> (black slate)	
	<u>Svartskiffer-Tuffit-</u> <u>Slamstens-Gråvacke-</u> <u>formationen</u> <i>Black Slate-Tuffite-</i> <i>Siltstone-Greywacke</i> <i>Formation</i>		<u>Storsjöformationen</u> (lavor och ytliga intrusiv) <i>The Storsjö formation</i> (lavas and shallow intrusions)
Gråvacka och skifferartad hälleflinta <i>Graywacke and slate-</i> <i>hälleflinta rocks</i>		Hälgnsäslädet (svartskiffer, gråvacka, konglomerat, tuffit) <i>The Hälgnsäslä member</i> (black slate, greywacke, conglomerate, tuffite)	<u>Uskenformationen</u> (skiktade metavulkaniter, "leptiter") <i>The Usken formation</i> (layered metavolcanic rocks, "leptites")
			<u>Uskenformationen</u> (skiktade metavulkaniter, "leptiter") <i>The Usken formation</i> (layered metavolcanic rocks, "leptites")

<u>Övre hälleflintetagen</u> <u>The upper hälleflinta</u> <u>division</u>	<u>Övre Leptit-Hälleflinta-</u> <u>Formationen</u> <u>Upper Leptite-Hälleflinta</u> <u>Formation</u>	<u>Älgenformationen</u> <u>The Algen formation</u> Sikforsledet (vulkaniska siltstenar, >1882) <i>The Sikfors member</i> (volcanic siltstones, >1882)		
	<u>Mellersta Leptit-Gruppen</u> <u>Middle Leptite Group</u>	Bredsjöledet (vulkaniska silt- och sandstenar) <i>The Bredsjö member</i> (volcanic silt- and sandstones)		
<u>Undre hälleflintetagen</u> <u>The lower hälleflinta</u> <u>divison</u>	<u>Understa Leptit-Gruppen</u> <u>Lower Leptite Group</u>	<u>Sångenformationen</u> (vulkaniska sandstenar) <u>The Sången formation</u> (volcanic sandstones)	<u>Vasslandformationen</u> (massiva metavulkaniter, "leptiter") <u>The Vassland formation</u> (massive metavolcanic rocks, "leptites")	<u>Vasslandformationen</u> (massiva metavulkaniter, "leptiter") <u>The Vassland formation</u> (massive metavolcanic rocks, "leptites")





Lavar eller ytliga intrusioner
Lavas or shallow intrusions



Formationsgräns, konform
Formation boundary, conformable



Formationsgräns, diskordant
Formation boundary, discordant



Ledgräns, konform
Member boundary, conformable



Ledgräns, diskordant
Member boundary, discordant



Typprofiler
Boundary stratotypes

Ytbergartsformationer, grönskifferfaciesområdet:

Supracrustal rock formations in the greenschist facies area:

Torrvarpenformationen
The Torrvarpen formation



Hälleforsledet
The Hällefors member



Grythyttanledet
The Grythyttan member



Hälgsnäsledet
The Hälgsnäs member



Älvestorpsområdet
The Älvestorp area

Älgenformationen
The Älgen formation



Sikforsledet
The Sikfors member



Bredsjöledet
The Bredsjö member



Sångenformationen
The Sången formation

Ytbergartsformationer, amfibolitfaciesområdet:

Supracrustal rock formations in the amphibolite facies area:



Storsjöformationen
The Storsjö formation



Uskenformationen
The Usken formation



Vasslandformationen
The Vassland formation



Ytbergarter med okänd formationsstillhörighet
Supracrustal rocks without formation definition

Synvulkaniska till primorogena intrusivbergarter

Synvolcanic to primorogenic intrusive rocks



Ser och/eller postorogena intrusivbergarter

Late- and/or postorogenic intrusive rocks



Fig. 5. Kartområdets litostratigrafiska indelning.
Lithostratigraphic subdivision of the map area.

Svekofenniska ytbergarter och ytnära intrusivbergarter

Sångens vulkaniska sandstensformation

Sångensformationen, sammanfattning:

Sångensformationen är den stratigrafiskt understa ytbergartsenheten i grönskifferfaciesområdet.

Dess underlag är okänt och den har intruderats och kontakt-metamorfoserats av alla intrusivbergarter i området.

Den består av ganska primärt pyroklastiska, massflödesbetonade eller måttligt omlagrade, sandstensgrova vulkanoklastiter och underordnade mängder lavar och ytliga intrusiv.

Den har övervägande alkaliintermediära till Na-rika, alkali-ryolitiska sammansättningar.

Den för ofta klorit, sannolikt som en följd av synvulkanisk, hydrotermal Mg-metasomatos. Stora delar av Sångensformationen är Mg-omvandlade och behandlas i ett följande avsnitt.

Sångens vulkaniska sandstensformation (Sångensformationen) upptar kärnområdet i det breda, antiklinalartade parti som utfyller den centrala delen av kartbladen Filipstad SO och NO. Formationen utbreder sig (se fig. 5) i stort sett från Rågrecken (1i) via Sängen (4i) mot Hjulsjö (5i), varifrån den kan följas i en båge västerut mot Ekebergsområdet (6g) och vidare söderut över Siksandsområdet (4g) mot Lunds fjärden (2h) och Domviken (1g). Nordväst om St. Bredsjön (7h) förekommer mellan Nätsjön (8f) och Gränsjön (8h) mycket snarlika litologier, vilka sannolikt utgör en fortsättning av Sångensformationen.

Formationens undre gräns är okänd, eftersom något säkert underlag ej identifierats. Talrika äldre granitoider uppträder i formationens centrala delar, t.ex. väster om Hjulsjö (5i). De kan i kartbilden ge intryck av att uppträda som ett underlag, men är alla tydligt intrusiva i Sångensformationen.

Fast Sångensformationen's övre gräns (mot Älgenformationen) ibland kan dras något godtyckligt, låter den sig definieras ganska naturligt i många områden, främst de västra, mer lågmetamorfa delarna (fig. 5). Där kan den följas

som gränsen mellan strökornsrika kristalltuffer i öster och strökornsfattiga vulkaniter i väster från området söder om Glopptsjöarna (5–6g), över Långtjärnen – Ö. Myrsjön (5g) via en något diffus gränzon runt Siksand (4h) mot Kärvingebörn (2g) och Domviken (1g), se kartorna. Sängenformationens osäkra fortsättning öster om Nätsjön (8f) uppvisar en liknande naturlig gräns mot Älgenformationen på näset mellan Nätsjön (8f) och Norr-Älgen (7f). I öster och söder är gränsen mot den mer högmetamorfa Vasslandformationen diffusare eftersom den betingas av en successiv omkristallisation av Sängenformationens hälleflintor mot mer leptitiska led. Denna övergång kan vackert följas från norr mot söder i t.ex. området runt Rågrecken (1i). Sängenformationen motsvaras i stora drag av Sundius (1923) "Undre hälleflintetage" och av Oens m.fl. (1982) "*Lower Leptite group*".

Sängenformationen domineras av måttligt regionalmetomorfa, ryolitiska, finkorniga, sandstengrova vulkanoklastiter (d.v.s. mer eller mindre omlagrade vulkaniska bergarter, huvudsakligen tuffer). Tydlig lagring är sällsynt eller så grov och diffus att den är svår att upptäcka i håll. Sediment-, kalk- eller kalksilikatinlagringar är mycket sällsynta. Lavaliknande litologier förekommer sparsamt, men nära formationens västra gräns, öster om Sör-Älgen (4–6, f–g), förekommer flera lavaliknande kroppar.

Sängenformationens vulkanoklastiter består vanligen av 20–50 vol.-% mer eller mindre sönderbrutna och flisiga, vanligen högst två millimeter stora strökor av kvarts och fältspat i en mellanmassa av samma mineral (fig. 6). Matrixens kornstorlek överstiger sällan 0,05 mm. Om bergarten inte utsatts för hydrotermal metasomatos är glimmer- och klorithalterna högst några få volymprocent. På många håll är speciellt kvartsströkornen vackert korroderade (fig. 7). Fältspaten är uteslutande albit eller mikroklin, varav mikroklinen vanligen endast ingår i matrixen. Jämnkorniga typer är mycket sällsynta, vilket är den väsentligaste skillnaden gentemot den överlagrande Älgenformationen.

De vulkanoklastiska ledens mellanmassa har alltså en vulkaniskt betonad sammansättning. I de mest välbevarade varianterna har mellanmassan en ytterst finkornig textur med mycket taggiga korngränser som närmast ger intryck av att vara ett nätt och jämnt devitrifierat (d.v.s. avglasat, obetydligt kristalliserat) glas. Tillsammans med de splittriga kristallfragmenten som bildar strökornen indikerar detta rimligen en mycket omogen vulkanoklastit, sannolikt ett ganska primärt, pyroklastiskt massflöde. Hade den omlagrats nämnvärt borde strökornen varit mer rundade och de olika kornstorlekarna bättre sorterade.

Planstrukturer som kan ha bildats genom vulkaniska bergarters flytning

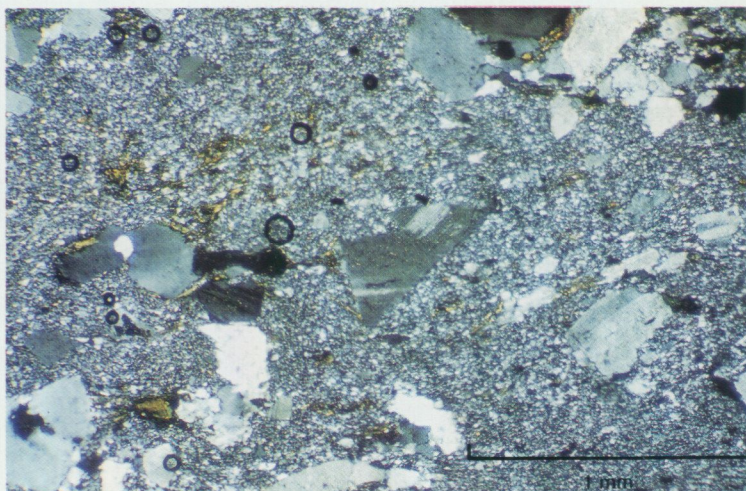


Fig. 6. Flisiga, sönderslagna strökorn av plagioklas och kvarts i finkornig matrix, norr om St. Sängesnäs (4i). 66214/14408.

Broken crystals of plagioclase and quartz in a fine-grained matrix.

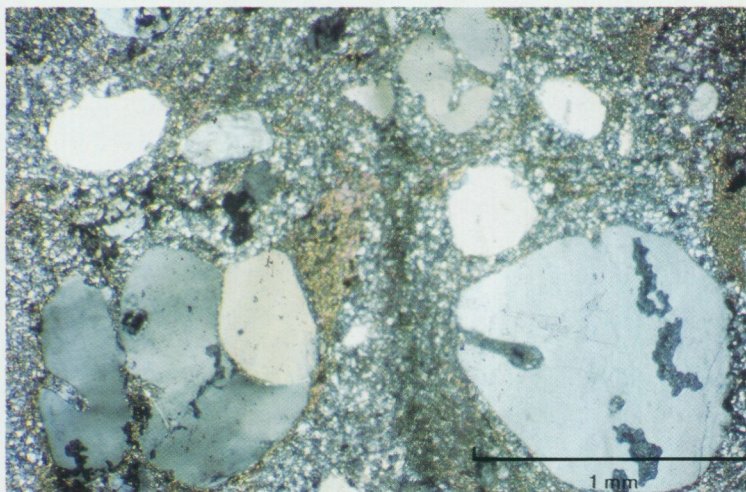


Fig. 7. Korroderade kvartsströkorn. Skräddartorp (4h). 66240/14383.

Corroded quartz phenocrysts.



Fig. 8. Möjliga, tillplattade pimpstensfragment. Block nordöst om Björkåsen (5i). Blocket är ca 3 dm brett. 66283/14444.

Possible welded pumice; the boulder is c. 3 dm in width.

eller kompaktering (hopsjunkning) förekommer i bl. a. ett stråk över Björna-berget (6i) och Björkåsen (5i). Där liknar de tillplattade pimpstensfragment (*welded pumice*, fig. 8), varför dessa bergarter skulle kunna vara ursprungliga askflödestuffer (röda, parallella streck i kartan).

Skulle de ovannämnda strukturerna verkligen utgöras av tillplattade pimpstensfragment, innebär detta att askflödet sannolikt avsatts på land. Dylika strukturer anses nämligen ha svårt att bildas under vatten. På enstaka platser förekommer också centimeterstora pisoliter (*accretionary lapilli*, ofyllda, röda ringar i kartan). Pisoliter anses endast kunna bildas i vulkaniska askmoln, d.v.s. vid vulkanutbrott i atmosfären, varför de måste visa att i alla fall själva vulkanutbrottet ägde rum på land. I det med Sängenformationen sannolikt samhöriga området mellan Gränsjön (8h) och Nätsjön (8f) förekommer förutom sådana pisoliter även tecken på att själva avlagringen dessutom ägt rum på land. R. Allen har nämligen genom detaljerade undersökningar vid Bergtjärnsåsen (8h) kunnat visa att lagren där saknar den graderade skiktning de borde fått om de varit vattenavlagrade samt att deras övre delar eroderats på ett sätt som klart

utvisar att de avlagrats på land. De fåtaliga inlagringar av kalksten, kalksilikatbergarter (skarn) och rena sedimentbergarter som faktiskt förekommer i Sängenformationen, visar likväl att den åtminstone delvis avsatts under vatten. Utan långt mer detaljerade undersökningar är det emellertid svårt att fastlägga om formationens bergarter väsentligen vatten- eller landavlagrats. Deras allmänt otydliga skiktning kan ge intryck av att de huvudsakligen avsatts på land, men primära, vulkaniska massflöden av denna typ avsatts mycket snabbt, varför de på mycket kort tid kan bilda mäktiga avlagringar såväl på land som under vatten. Skikten blir även vid avsättning under vatten många tiotals meter mäktiga, varför skiktens tunna, finkornigt graderade överdelar lätt kan underskattas i ett så dåligt blottat område som detta. Igenkännbara, vattenavsatta sedimentinlagringar bildas mycket långsammare än dylika massflödesavlagringar och är därför underordnade. Att karbonat-, skarn- och sedimentinlagringar är sällsynta i Sängenformationen innebär därför inte nödvändigtvis att vattenavlagring skulle varit relativt underordnad.

I Sängenformationens östra utkanter, norr om Yxsjön (3j) är bergarterna ibland mer utpräglade lagrade, finkornigare och jämnkornigare än för övrigt. I Timansbergsområdet (2j) i formationens mellersta delar förekommer enstaka, delvis storstilade korsskiktningar (fig. 9). Inget av dessa lager uppvisar några anmärkningsvärda sammansättningsvariationer. Sådana korsskiktningar utvisar sannolikt omlagring på relativt grunt vatten (*hummocky cross stratification*, Mc Phie m.fl. 1993).

Sängenformationens grövsta vulkanoklastiter förekommer i dess kärnområde runt och nordväst om Sängen (3–4i). Där är centimetergrova, litiska fragment vanliga, liksom sannolika pimpstensbitar (fig. 10). Delvis är bergarten breccieartad och vid Abborrtjärn (4h) innehåller en grov vulkanoklastit bergartsfragment av en subvulkanisk intrusivbergart (fig. 11). Denna påminner om de porfyryer som uppträder som gångar strax norr om breccian. Sammantaget indikerar detta att ett vulkaniskt centralområde förelegat i dessa trakter under eller strax före Sängenformationens avsättning. Väster om Gränsjön (8h) förekommer också grova vulkanoklastiter, vilka många gånger är oregelbundet uppblandade med finkornigare typer. På Brandbergen (8g) förekommer också lavaliknande litologier, se nedan, vilka rimligen också beror på ett vulkaniskt centrum i närheten.

Lavor eller ytliga intrusioner förekommer sparsamt i Sängenformationen. Dessa bergarter kännetecknas av att de har mycket färre strökorn än vulkanoklastiterna, vanligen högst 10 vol.-%. De lavaliknande bergarternas strökorn är

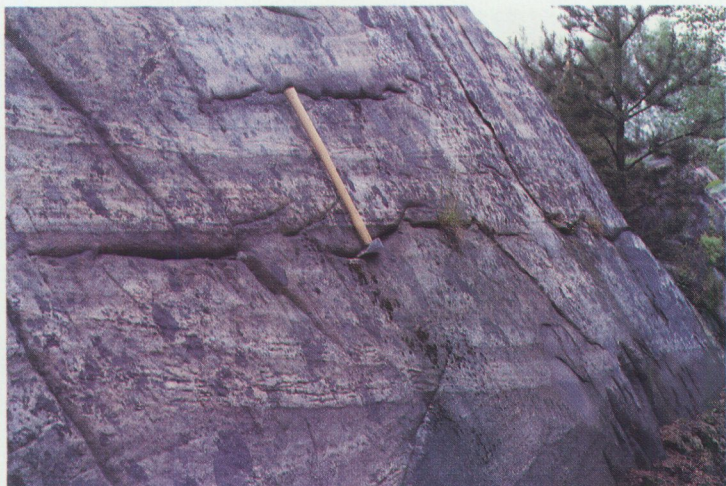


Fig. 9. Korssiktning. 200 m väster om Svulten (2j). 66110/14457.
Cross-bedding.



Fig. 10. Kristall-litisk lapillituff. Etiketten är ca 20 mm bred. Block 250 m sydöst om Abborrtjärn (4h). 66233/14382.
Crystal-lithic lapilli tuff; width of label c. 20 mm.

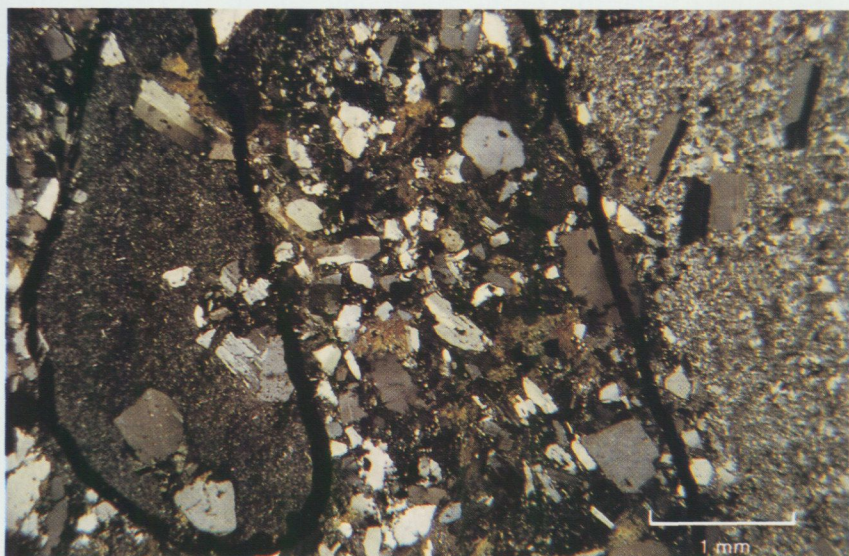


Fig. 11. Litiska fragment, troligen av subvulkanisk intrusivbergart, i vulkanoklastit. Abborrtjärnen (4h). 66231/14386.

Lithic clasts, probably from a subvolcanic intrusion in volcaniclastite.

också karaktäristiskt euhedralet och bildar lokalt glomerofyriska (d.v.s. klumpar av flera kristaller) kristallaggregat (fig. 12). Zonerade strökor förekommer sparsamt. Sfärlitiska strukturer uppträder emellanåt i matrixen som följaktligen ursprungligen måste ha bildats som glas. Speciellt praktfulla sfärliter finns på Spikhöjden (4h), där de utgörs av radialstrålig albit som bildar cm-stora cigarrformade strukturer (fig. 12, 13).

I huvudområdet är sammanhängande partier av de lavaliknande litologierna endast kända runt formationens gräns (4–6g) mot Älgenformationen i väster. De sammanhänger där möjligen med liknande bildningar i denna formation. I Sängenformationen osäkra fortsättningsområde nordväst om St. Bredsjön (7h) förekommer dessutom isolerade förekomster av liknande litologier runt Brandbergen (8g) och öster om Sävenforsdammen (8f), se fig. 5.

Vid Sävenforsdammen (8f), på Brandbergen (8g) och på Spikhöjden (4h) uppträder de lavaliknande litologierna isolerat och deras närmare fältrelationer är okända. De kan därför vara ytliga intrusivbergarter lika väl som lavar. På Stolpaberget (6g), Fjärhanberget (5–6g) och Limbergsåsen (5g) uppträder där-



Fig. 12. Euhedral, delvis glomerofyriska albitströkorn i finkornig matrix med begynnande sfärlitbildning. De mörka ränderna utgörs av magnetit. Spikhöjden (4h). 66243/14377.

Euhedral, partly glomerophyritic albite phenocrysts in a fine-grained matrix showing incipient spherulite growth. The dark rims consist of magnetite.



Fig. 13. Sfärliter (ljusa fläckar). Spikhöjden (4h). 66243/14377.

Spherulites (light patches).



Fig. 14. Jaspilituttfällningar (röda fläckar) på överytan av lava. Vägghäll öster om vägen, 400 m VNV om S. Masbo (6g). 66302/14329.

Jaspilite precipitates (red patches) on top of lava.

emot lavaliknande litologier som är tydligt stratiformt inlagrade mellan mer eller mindre fin- och jämnkorniga vulkanoklastiter och karbonatstenar. Horisonten på Fjärhanberget är längs sin övre, nordvästra kontakt rik på halvcentimeterstora, oregelbundet formade, möjligen sfärlitiska knölar och på karaktäristiska utfällningar av jaspilit (fig. 14). Knölarna förefaller ha bildats i samband med någon omvandlingsprocess efter lavans avsättning och jaspilitutfällningarna skulle kunna vara sena utfällningar på lavans oregelbundna överyta. Denna horisont innehåller också strukturer som liknar flödeslinjer i en lava (fig. 15). På Limberget förekommer också mer eller mindre brecciosa gräns-



Fig. 15. Möjliga flödeslinjer i lavaflöde. Fjärhanbergets sydvästsluttning (6g). 66302/14329.

Possible flow lines in lavaflow.

zoner som skulle kunna vara lavans bottenbreccia (fig. 16).

De ovan beskrivna delarna av Sångenformationen har väsentligen undgått Mg-anrikande hydrotermal metasomatos (se nedan under "Metasomatiskt påverkade bergarter") och är därför relativt klorit- och glimmerfattiga. Dessa välbevarade bergarter har alla alkaliryolitiska sammansättningar (se fig. 1), vare sig de är lavar eller vulkanoklastiter. Detta innebär att de väsentligen består av ca 30–50 vol.-% kvarts och av ca 50–70 vol.-% alkalifältpat (albit eller mikroklin). I lätt omvandlade varianter kan 5–10 vol.-% glimmer och klorit tillkomma, medan högre halter av dessa mineral indikerar kraftigare hydrotermal



Fig. 16. Bottenbreccia i lava. Limbergsåsens sydsluttning (5g). 66294/14330.
Breccia at lower part of lava.

metasomatos. Accessoriskt förekommer främst titanit och opakmineral, men även kalcit, zirkon och apatit. I Sångenformationen är alkalifältspaten antingen enbart albit, varvid bergarten har en Na-rik, kvartskeratofyrisk sammansättning, eller mikroklin och albit, varvid bergarten har en alkaliintermediär, alkaliyolitisk sammansättning. K-dominerade, albitfria led har inte påträffats i formationen. Kalifältspat förekommer så gott som enbart i bergarternas matrix, vilket antyder att denna ursprungligen varit rik på vulkaniskt glas, jfr ovan. Någon allmängiltig uppdelning i K- och Na-rika områden av den typ som ofta förutsatts i Bergslagen är svår att skönja. Na-extrema, kvartskeratofyriska sam-

mansättningar dominerar visserligen Sångenformationen på Filipstad SO, men på NO-bladet förekommer kvartskeratofyter och alkaliintermediära led regelöst blandade. Se fig. 59 samt under "Metasomatiskt påverkade bergarter".

Den kemiska sammansättningen framgår av tabell 3 (mellan sid. 50 och 51) och belyses av fig. 58a.

Sångenformationens absolut bäst bevarade bergarter finns i områdena öster om Sör-Älgen (5–6g) och söder om Gränsjön (8h). Hydrotermal metasomatos, kontaktmetamorfos eller regional metamorfos har i olika hög grad påverkat övriga delar av formationens bergarter.

De hydrotermalmetasomatiska omvandlingarna behandlas mer utförligt i avsnittet om "Metasomatiskt påverkade bergarter". I Sångenformationen består dessa omvandlingar huvudsakligen av glimmer- och kloritnybildning i bergarternas matrix eller längs sprickor, och de är speciellt vanliga norr om Hjulsjö (5i), runt Sundsjön (2h) och St. Hällsjön (4h), samt i området norr om Yxsjön (3j).

Den regionala svekokarelska metamorfosen (se avsnittet "Metamorfos") ökar i hela Sångenformationens område mot öster och söder. Detta märks främst genom att bergarternas matrixtexturer är olika i skilda områden. Sådana taggiga korngränser som antogs kunna vara devitrifikationstexturer förekommer sålunda bara längst i väster, men ersätts mot öster och söder av raka korngränser. Matrixens kornstorlek förgrovas successivt i riktning mot amfibolitfaciesområdet och i den lateralt sannolikt motsvarande Vasslandformationen har rekristallisationen varit så kraftig att dess bergarter kan kallas leptiter.

Kontaktmetamorfos förekommer runt många intrusivkroppar. I de regionalmetamorf bäst bevarade områdena mellan Sör-Älgen (5–6g) och Hjulsjö (5i) kan kontaktomvandling lokalt skönjas runt intrusioner av äldre granitoider och metabasiter. Där är Sångenformationens bergarter ibland tydligt rekristalliserade och muskovit och epidot kan ha nybildats. Redan vid ganska måttlig regionalmetamorfos suddas emellertid denna kontaktomvandling ut, varför den knappast märks i de mer regionalomvandlade områdena. Runt ser- och post-orogena intrusivbergarter kan emellertid tydlig kontaktmetamorfos iakttas även i måttligt regionalmetamorfa områden. Tunna randzoner av förgrovade metavulkaniter förekommer sålunda runt Rockesholmsmassivet vid Halvarsnoren (1g) och söder om Sävenforsmassivet nordväst om Gränsjön (8h). Det sistnämnda partiet är så omfattande att dess samhörighet med Sångenformationen blir något osäker, varför det behandlas närmare i avsnittet "Ytbergarter med okänd formationstillhörighet".

Älgens vulkaniska siltstensformation

Älgenformationen, sammanfattning:

Älgenformationen domineras av delvis vitroklastiska, vattenavsatta, vulkanoklastiska siltstenar.

Den markerar en väsentligt lugnare avsättningsmiljö än Sängenformationen.

Den underindelas i Bredsjö- och Sikforsleden, varav det förra är det undre ledet och innehåller upp till 50% sandstensgrova vulkanoklastiter av Sängenformationens typ.

Både dess övre och undre kontakter är delvis konkordanta, men den övre gränsen är tydligt strukturellt diskordant på många håll.

Den har alkaliintermediär, Na- eller K-rik alkaliryolitsammansättning.

Den är ofta kloritrik, sannolikt till följd av hydrotermal Mg-metasomatos. Dessa varianter behandlas i ett senare avsnitt.

Älgenformationen kan följas från området söder om Nätsjön (8f), längs Älgensjöarnas (4–7g) båda stränder och vidare till kontakten mot Rockesholmsgraniten i söder. Den fortsätter också väster om Torrvarpenformationens skiffrar och konglomerat, längs kartans västgräns, se fig. 5. Formationen fortsätter även österut från Sikforsområdet (6g), över Bredsjötrakten (6h) och vidare mot en osäker avgränsning gentemot mer högmetamorfa, men sannolika motsvarigheter i nordöst. Bergarter av Älgenformationstyp förekommer också runt Järnboås (2j) i ett av förkastningar avgränsat område.

Älgenformationen pålagrar Sängenformationen, vars övre stratigrafiska gräns (s. 36) följaktligen sammanfaller med Älgenformationens undre. Dess övre, stratigrafiska gräns mot Torrvarpenformationen sammanfaller med gränsen mellan metavulkaniter (gula i kartan) och metasediment (ljusblå i kartan). Denna gräns innebär en drastisk litologisk förändring genom att inslaget av omlagrade, mer eller mindre tydligt sedimentära bergarter ökar mycket kraf-

tigt. Gränsen utgörs av en konform pålagringskontakt på Hälgsnäsudden, men är störd av senare rörelser såväl norr därom som i området mellan S. Torrvarpen (3f) och Limmingssjön (1f). Älgenformationens gräns mot Torrvarpenformationens västsida är likaså rubbad av senare skjuvzoner, se avsnitten om "Strukturgeologi och tektonik" och "Spickzoner och förkastningar".

Älgenformationen består väsentligen av samma bergarter som Sängenformationen, d.v.s. måttligt metamorfa, växellagrande vulkanoklastiter, karbonatstenar, skarn och lavar (eller ytliga intrusioner). Jämfört med Sängenformationen är Älgenformationen emellertid klart rikare på finkorniga, väl sorterade siltstensbetonade vulkanoklastiter, medan osorterade, sandstensgrova vulkanoklastiter av Sängenformationens modell är underordnade. Karbonat- och skarnlager är också mycket vanligare i Älgenformationen. Älgenformationens bergarter är alltså generellt bättre sorterade än Sängenformationens, vilket tillsammans med de rikliga kalk-skarninlagringarna utvisar att denna formation är avlagrad i vatten under väsentligt lugnare förhållanden än Sängenformationen.

Gränsen mellan Sängen- och Älgenformationerna har dragits ungefär där det väl sorterade siltstensmaterialet över större områden bedömts vara vanligare än de mer osorterade sandstensartade vulkanoklastiterna, t.ex. väster om Ö. Myrsjön (5g). Diffusa övergångslitologier har sammanfattats som en speciell underavdelning av Älgenformationen och kallats Bredsjöledet. Som Sikforsledet benämns de överlagrande, praktiskt taget sandstensfria litologierna runt och väster om Älgen sjöarna (5--7g).

Såväl van der Velden m.fl. (1982) som van Meerten (1988) har beskrivit dessa litologier översiktligt, och bl.a. försökt skilja på flödes- och falltuffer. Deras översiktliga artiklar redovisar tyvärr inte primärobervationerna eller bakgrunden för deras olika tolkningar, men båda arbetena framhåller att bergarterna bildats som olika askavlagringar och att åtminstone de yngsta enheterna är avsatta i en s.k. rift. Kuipers (1987) detaljstuderade ett antal profiler över olika litologier i området och uppfattade bergarterna som omlagrade vulkaniter. Även Kuipers uppfattade dem som bildade i en rift, dock av något annorlunda modell.

BREDSJÖLEDET

Bredsjöledet har sin största utbredning i ett öst-västligt stråk över Bredsjö (6h), vilket sannolikt fortsätter mot nordöst, till trakten av Fulberget (7i). Där övergår det lateralt i den mer högmetamorfa Uskenformationen. Smärre partier av

likartade litologier förekommer också i ett nord-sydligt stråk över Ö. och V. Myrsjön (5g) och runt Halvtron (3g). Det förkastningsbegränsade området runt Järnboås (2j) innehåller också likartade litologier, vilka möjligen fortsätter åt norr, på Sängenformationens östsida, längs den östra kartgränsen.

Ledets undre stratigrafiska gräns mot Sängenformationen beskrevs i föregående avsnitt. Den övre gränsen är mestadels ganska väl definierad som överytan av osorterade, sandstensartade, kristalltuffbetonade vulkanoklastiter, t.ex. längs vägen mot Ekeberg (5h), 1 km sydöst om Sikfors (6g). Denna gräns löper parallellt med gränsen mot Sängenformationen i området öster om Sör-Älgen (5-6g) och är där sannolikt en enkel, konform pålagringskontakt. I områdena öster om Sikfors (6g) och runt Halvtron (3g) är gränsen mycket mera svårbestämd och skulle antingen kunna vara en tidig diskordans eller vara störd av senare, tektoniska rörelser. Några avgörande strukturobservationer har dock inte gjorts. Trots att Bredsjöledet således endast förekommer lokalt längs gränsen mellan Sängen- och Älgenformationerna, förmedlar dess litologier en kontinuerlig övergång mellan de båda formationerna.

Bredsjöledets vulkanoklastiter består alltså till knappt hälften av dåligt sorterade, massiva, kristalltuffbetonade, vulkaniska sandstenar. De förekommer i skikt vars mäktighet varierar från någon decimeter till flera hundra meter (fig. 17). Bergarten består av ungefär lika mängder kvarts och mikroklin eller albit. Strökornen består enbart av högst millimetergrov kvarts och albit, medan mikroklin även i dessa bergarter är begränsad till matrixen. Glimmer och klorit ingår med högst några volymprocent, förutsatt att bergarten inte utsatts för hydrotermal metasomatos. Strökornen kan uppgå till 30-50 vol.-% i utpräglat kristallanrikade lager och är vanligen tydligt sönderslagna och flisiga (fig. 18). Jämfört med Sängenformationens motsvarigheter är dock strökornen i Bredsjöledet vanligen mer kantrundade, beroende på omlagring. Bergartens vulkaniska ursprung visar sig emellertid emellanåt genom att kvartsen kan vara korroderad. Matrixens kornstorlek överstiger sällan 0,05 mm, och uppvisar vanligen samma taggiga, devitrifikationsartade korngränser som beskrevs i Sängenformationen. Dessa nästan primära texturer uppvisar i enstaka fall diffusa planstrukturer, speciellt runt strökornen (fig. 19). Drygt hälften av Bredsjöledets vulkanoklastiter består däremot av mycket väl sorterade, närmast jämnkorniga vulkaniska siltstenar, vilka växellagrar med de ovan beskrivna vulkaniska sandstenarna. De motsvarar ganska väl de sandstensartade ledens matrix och består alltså av kvarts och alkalifältpater. Följaktligen har de en alltigenom vulkanogen sammansättning och måste rimligen ursprungligen ha avsatts som

TABELL 3. Sängenformationen
The Sängen formation

[illegible]



Fig. 17. Skiktad vulkanoklastit.
800 m sydöst om Skytjärnen (7i).
66387/14410.

Bedded volcaniclastic rock.

- a) Kristallrika, graderade skikt.
a) *Crystal-rich, graded beds.*



- b) Strömskiktade, delvis bergartsfragmentförande lager.
b) *Current bedded, partly rock fragment bearing beds.*

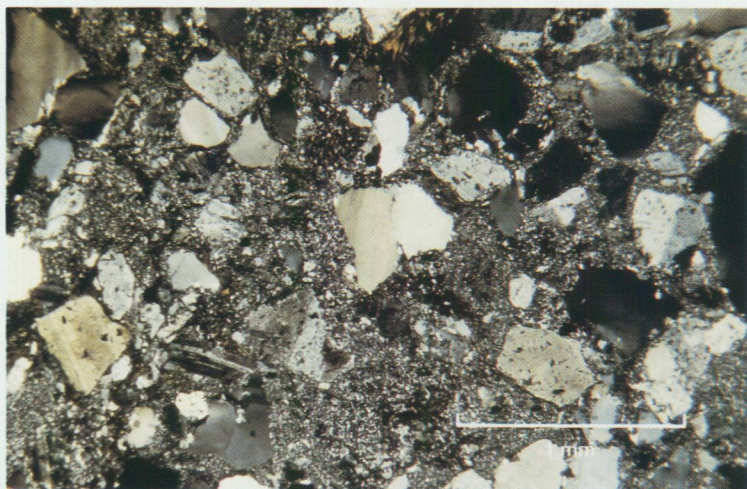


Fig. 18. Vulkanisk sandsten, rik på splittriga kristallfragment. Väster om vägen 1 km sydväst om L. Gloppsjön (6g). 66309/14329.

Volcaniclastic rock, rich in angular crystal fragments.

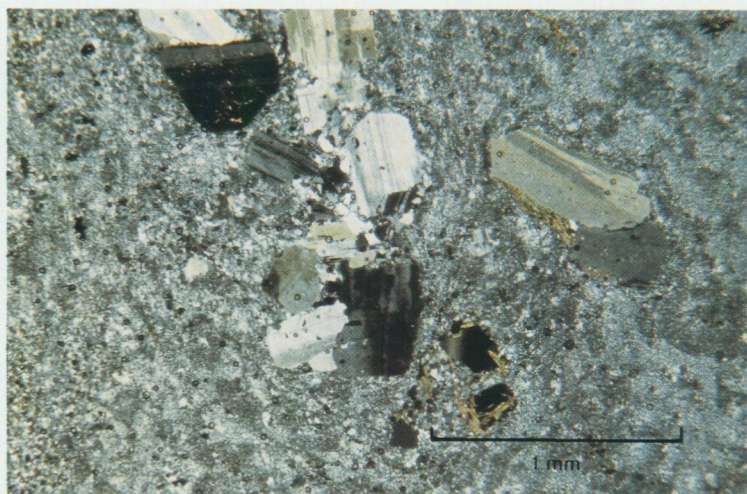


Fig. 19. Nästan glasig matrix med diffusa planstrukturer mellan strökornen. Väster om vägen 200 m VNV om Kejsartjärnen (7h). 66365/14380.

Almost glassy matrix showing diffuse planar structures between phenocrysts.



Fig. 20. Finskiktad, strömskiktad, vulkanoklastisk bergart sydväst om Långtjärnen (5g). 66275/14331.

Volcaniclastic rock, finely bedded with current bedding.

ytterst finkorniga partiklar av vulkaniskt glas. De är emellanåt vackert finskiktade (fig. 20) och tunna kalk- och skarnlager är inte ovanliga.

Bredsjöledets vulkanoklastiters goda skiktuppdelning, kantrundade klaster och kalk- och skarnlager visar att det väsentligen avsatts i vatten. De grövre, sandstensartade leden innehåller ibland fragment av pimpsten som är föga tillplattade (*unwelded pumice*). I block längs vägen norrut från Kejsartjärnen, två kilometer nordväst om Bredsjö (7h), förekommer dylika pimpstensfragment anrikade mot den ena (sannolikt övre) gränsen av lager som mot den andra gränsen anrikats på kristallfragment. Även dylik gradering är typisk för vattenavsatta, vulkaniska avlagringar.



a)



b)

Fig. 21. Litofysförande, delvis matrixomvandlad lava. Öster om vägen, strax sydöst om St. Glopssjöns utlopp (6g). 66331/14341.

Lava with silicified lithophysae in a partly altered matrix.



Fig. 22. Veckad flödesbandning i lava. 250 m sydväst om L. Gloppsjöns sydvästspets (6g). 66317/14331.

Folded flow banding in lava.

Lavor eller lavaliknande litologier förekommer i Bredsjöledet i trakten runt Gloppsjöarna (6g), d.v.s. nära vissa av Sångenformationens motsvarigheter med vilka de möjligen sammanhänger. Gränsdragningen mot Sångenformationen är i detta område osäker. Gloppsjöområdets lavalitologier uppvisar emellertid euhedrala, glesa, delvis glomerofyriska plagioklasströskorn och sfärlit-textur som liknar dem som beskrevs i Sångenformationen. Strax öster om vägen alldeles sydöst om St. Gloppsjöns (6g) utlopp förekommer en ovanlig, sfärisk struktur (fig. 21) som av R. Allen (muntl. medd. 1991) tolkats som förkislade litofyser i en lava. Matrixen mellan dessa klotstrukturer är delvis intensivt glimmeromvandlad, sannolikt beroende på att omvandlingen lättare angripit den glasrika matrixen än de devitrifierade och förkislade litofyserna. I samma område förekommer planstrukturer innehållande tydlig stelningstextur och glomerofyriska plagioklaser, sannolikt primär flödesbandning. Sydväst om L. Gloppsjön är likartade planstrukturer mjukt och oregelbundet veckade (fig. 22). Dessa veck saknar sådan förskiffring (*cleavage*) som utbildas genom regionala, tektoniska processer. Sannolikt utgör de därför primära flödesveck i lavan.

De delar av Bredsjöledet som undgått hydrotermal metasomatos (se nedan) har genomgående alkaliryolitisk sammansättning och består av ungefär lika delar kvarts och alkalifältspat samt underordnade mängder av främst klorit och biotit. Titanit, opakmineral och kalcit är inte ovanliga, men muskovit är sällsynt. Inte heller Bredsjöledet uppvisar någon entydigt stratigrafisk uppdelning i Na- och K-rikare led, men området runt Halvtron (3g) är ganska enhetligt Na-rikt. Bredsjöområdet är omväxlande Na-rikt och alkaliintermediärt och i Järnboåsområdet är alkaliintermediära sammansättningar vanliga (se fig. 59).

Den hydrotermala metasomatosens allmänna återverkningar behandlas mer ingående i ett följande avsnitt ("Metasomatiskt påverkade bergarter"). Hydrotermal Mg-anrikning, vilken främst visar sig genom kloritrik matrix och kloritrika, breccierande sprickor, är emellertid vanlig i Bredsjöledet från Gloppsjöområdet (6g) och söderut öster om Sör-Älgen (4–5g) och i Halvtronområdet (3g). Aktinolitrika sprickfyllnader förekommer också, vilka sannolikt har ett likartat ursprung.

På samma sätt som i Sängenformationen ökar den svekokarelska regionalmetamorfosens påverkan mot öster. Från Bredsjötrakten (6h) och österut är således den finkorniga, nästan glasiga texturen försvunnen genom rekristallisation till mer raka korngränser.

SIKFORSLEDET

Sikforsledet utgör den stratigrafiskt övre delen av Älgenformationen och utbreder sig på Torrvarpenformationens båda sidor, längs de båda Älgensjöarna (4–7g), samt runt Torrvarpen (3–4f) och Halvarsnoren (2g). Det lilla parti av metavulkaniska bergarter som kommer in över NO-bladets västgräns väster om Hällefors (4f) hör sannolikt också hit, liksom ett svårtolkat parti norr och öster om graniten på Skålhöjden (7g).

Sikforsledets, undre gräns sammanfaller endast delvis med Bredsjöledets övre, vilken beskrevs ovan. Gränsen mot Bredsjöledet är alltså en enkel, konform pålagringskontakt i området öster om Sör-Älgen (5–6g), men är möjligen störd på olika sätt öster om Sikfors (6g) och runt Halvtron (3g). I Siksandsområdet är den diffus p.g.a. omfattande metasomatiska förändringar. Norr och öster om Norr-Älgen (6–7g) och öster om Halvarsnoren (2g) gränsar Sikforsledet däremot direkt mot Sängenformationen. Bergarterna verkar även i dessa områden strukturellt ostörda, varför gränsen här bör vara en enkel pålagringskontakt. Sikforsledet motsvarar väsentligen Oens m.fl. (1982) "*Upper Leptite*

Hälleflinta formation” och Sundius (1923) ”Övre hälleflintetage”.

Sikforsledet domineras av massiva, mycket finkorniga, flintlika bergarter med ljus gråvit eller röd vittringsyta och mörkgrå, ”musslig” brottyta. De påminner mycket om de finkorniga siltstenarna i Bredsjöledet. Kloritrika varianter är grönaktigt mörkgrå på vittringsytan och behandlas nedan i avsnittet om ”Metasomatiskt påverkade bergarter”. Grövre klastiska, gråvacke- eller breccieartade inlagringar förekommer sparsamt, men kalk- och skarninlagringar är inte ovanliga. De dominerande, flintlika bergarterna är vanligen så finkorniga, monotona och massiva att de är såväl textuellt som strukturellt och mineralogiskt intetsägande. Spridda indikationer på såväl vulkanoklastiskt som ytligt eruptivt ursprung (d.v.s. lavar eller ytliga intrusioner) förekommer dock. Fastän sällsynta, beskrivs dessa indikationer nedan enligt samma mönster som tillämpades för Bredsjöledet och Sängenformationen.

Sikforsledets vulkanoklastiter domineras helt av sin ytterst finkorniga, högst 0,05 mm grova, men vanligen nästan submikroskopiska matrix av kvarts och mer eller mindre kloritomvandlad alkalifältspat. I enstaka fall förekommer upp till några volymprocent splittriga, ibland korroderade, högst millimeterstora kvartsströkorn. Rester av söndersprängda flisor av vulkaniskt glas (*shards*), liksom ansamlingar därav (vitroklastisk textur, röda V i kartan) förekommer i enstaka fall. Tydliga, mer eller mindre tillplattade pimpstensfragment (*welded pumice*) har påträffats t.ex. runt Silvergruvan (7f), på Kextjärnsnäset (7f), söder om Saxhyttan (5f) och vid Bäsnaäs (4g, fig. 23). Dessa glas- och pimpstensbitar har samma sammansättning som matrixen, varför de tycks bli synliga endast om denna blivit måttligt kloritiserad. De kan därför ha undgått upptäckt i kloritfria varianter. Glas- och pimpstensfragmenten förefaller emellertid att vara vanligast i Sikforsledets övre delar, närmast Torrvarpenformationen. Matrixen uppvisar även i dessa bergarter emellanåt de taggiga korngränser som ovan antogs bildade genom avglasning, vilken också påvisas av sfärliter som påträffats sydöst om Skatviken (3f). En svag parallellstruktur kan lokalt anas i matrixen, speciellt runt Torrvarpen (3–4f), där den emellertid ofta överpräglas av och lätt förväxlas med senare utbildad tektonisk foliation.

Dessa ursprungligen sannolikt mycket glasrika, vulkaniskt bildade siltstenar är undantagsvis skiktade eller laminerade genom skiktvisa variationer i färg, sammansättning eller kornstorlek. Graderad skiktning och belastningsstrukturer (*load casts*) förekommer vid Gulviken (4g) och korssiktning på Kextjärnsnäset (7f), fig. 24. I Sikforsledets övre delar förekommer inlagringar av såväl grövre, gråvackeartade led (fig. 24a) som av skifferartade slamstenar

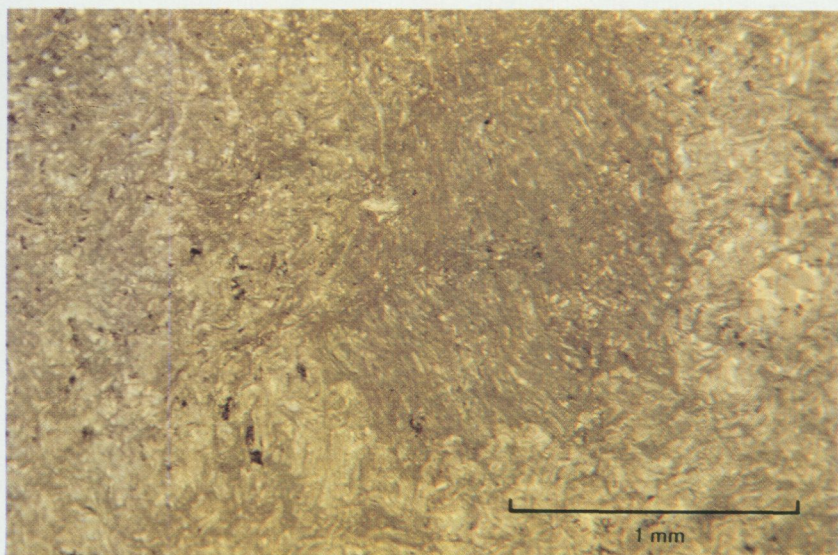


Fig. 23. Pimpstensfragment i matrix med vitroklastisk textur, 250 m norr om Bästnäs (4g). 66243/14324.

Pumice clast in matrix with vitroclastic texture.

av samma typer som är vanliga i Torrvarpenformationens Hälgsnäsled. Gråvackeartade varianter förekommer vidare vid Kockstjärnen, 1,5 km väster om Silverknuten (7f) och nordväst om Trolltjärnen (3g). Gråvackorna består av minst millimetergrova, ganska väl rundade fragment av kvarts och plagioklas, samt av de underlagande formationernas bergarter. Fragmenten vilar i en fin-kornig, kloritrik matrix av slamstenstyp. Längs Sör-Älgens (4g) öst- och sydstrand, vid Notbindartorp (3f), på Varnäshalvön och vid Kärvingeborn (2g) förekommer än grövre, breccieartade bildningar (fig. 25), delvis i samma områden som de gråvackeartade leden. I dessa breccior förekommer omgivningens bergarter som kantrundade, polymikta fragment, vilka ligger väl inbäddade (*matrix support*) i en sand- till siltstensartad, kloritförande matrix. Gråvackorna och brecciorerna dokumenterar uppenbarligen någon form av erosion och omlagring och verkar vara lokala massflödesbildningar. De utgör därför en slående kontrast mot de omgivande, väl sorterade siltstenarna och de i grannskapet inlagrade, delvis stromatolitiska kalkstenarna, vilka vittnar om en lugn avsättningsmiljö. Runt Sör-Älgen (4g) och söder om Kärvingeborn (2g) förekommer



Fig. 24a. Graderad skiktning med belastningsstruktur (load casts) i vulkanoklastit. Väster om Gulviken (4g). 66225/14321.

Graded bedding with load casts in volcaniclastic rock.

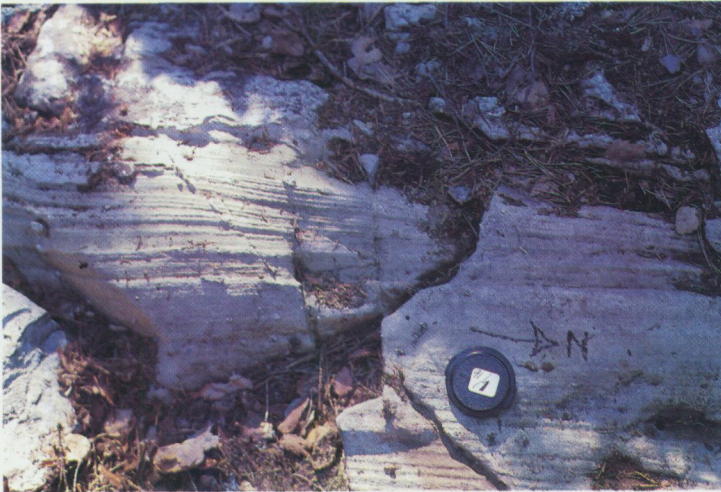


Fig. 24b. Strömskiktning i fint skiktad vulkanoklastit. Kextjärnsnäset (7f). 66357/14294.

Current bedding in finely bedded volcaniclastic rock.



Fig. 25. Polymikt breccia. Båthusberget, södra delen (4g). 66229/14340.
Polymictic breccia.

dessas breccior tillsammans med mycket snarlika, men i grunden väsensskilda breccior som bildats genom hydrotermal omvandling, se nedan.

Inlagringar av karbonatsten och kalksilikatbergarter (skarn) förekommer i hela Sikforsledet (-S-, eller -K-markering i kartan). Speciellt karbonatstenarna kan vara lateralt mycket uthålliga och bildar då närmast ledhorisonter, se kartorna. Just i Sör-Älgens (4g) östra och södra strandkant föreligger ett tunt sådant ledlager som vackert illustrerar bergarternas omböjning parallellt med strandlinjen. Tyvärr framträder detta ledlager dåligt i den tryckta kartan. Vissa kalkstenslager öster om S. Torrvarpen (3f, fig. 26) har av Boeschoten m.fl. (1988) tolkats som stromatolitiska. Stromatolitliknande finskiktning förekommer också på Björskogsnäs (3f), vid Älgviken (3g) och söder om Malmstaviken (4g). Vackert finskiktade, närmast exhalitliknande kalksilikatbergarter förekommer här och var, men speciellt i Halvtronområdet (3g), fig. 27. Söder om en öst-västlig linje mellan Bergtjärnen (2-3f) och S. Torrvarpen (2-3f) är Sikforsledets bergarter genomgående vackert skiktade. Väster om Brunnsjön (2f) betingas denna skiktning i hög grad av kalk-skarninlagringar. Denna utbild-



Fig. 26. Stromatolitliknande (?) planstruktur i dolomit. Block 250 m sydväst om Högborstjärn (3g). 66145/14301.

Stromatolite-like planar structure in dolomite.



Fig. 27. Fint kalksilikatskiktad, vulkanisk siltsten. 500 m norr om Trolltjärnen (3g). 66200/14313.

Finely lime-silicate bedded volcanic siltstone.

ningsform innebär en påtaglig lateral faciesväxling i förhållande till bergarterna norr om den nämnda linjen, vilka är oskiktade. Norr om linjen är bergarterna dessutom ofta porfyrisk och rika på olika vulkaniska texturer, medan de söder därom är påfallande jämnkorniga och textuellt intetsägande. Den sistnämnda skillnaden kan i någon mån förklaras av den mot söder ökande rekristallisationen, se nedan, men uppenbarligen övergår bergarterna här från en tydlig, kanske mer proximal vulkanisk utbildningsform i norr mot en avsevärt lugnare miljö i söder.

Sikforsledets vulkanoklastiters mestadels fin- och jämnkorniga siltstenskaraktär talar för att de övervägande avsatts i vatten i en mycket lugn miljö, vilket också utvisas av de talrika kalk- och skarninlagringarna. Deras alkaliryolitiska sammansättning utesluter väsentliga sedimentinslag, varför de huvudsakligen måste ha bildats ur finkornig och glasrik vulkanisk aska, något som också framgår av påträffade glas- och pimpstensfragment samt sfärliter. Lagren av gråvackor och breccior representerar uppenbarligen våldsamma avbrott i denna lugna avsättning, sannolikt någon sorts lokala och temporära massflöden. Uppenbarligen ägde denna övervägande lugna avsättning likväl rum samtidigt som aktiv vulkanism pågick i omgivningarna, eftersom såväl lavar och ytliga intrusioner som rena horisonter med vitroklastisk textur förekommer i Sikforsledet och enstaka pisoliter (*accretionary lapilli*) påträffats.

Lavor eller ytliga intrusioner förekommer ganska rikligt i Sikforsledet, men förefaller att vara vanligast i dess övre delar, se fig. 5. De är vanligen lika finkorniga som siltstenarna, varför de är närmast omöjliga att känna igen utan mikroskop. Deras fältrelationer förblir därför ganska okända, varför det är svårt att skilja ytliga intrusioner från rena lavaflöden. Den åldersbestämning till 1882 ± 24 miljoner år som Welin (1987) utfört på en lava eller ytlig intrusion på Gillershöjden (6f–g) anger därför enbart själva eruptivets ålder, d.v.s. de omgivande vulkanoklastiternas minimiålder.

Fastän Sikforsledets lavar och intrusioner är långt finkornigare än de som beskrevs från Bredsjöledet och Sängenformationen, kännetecknas de vanligen av samma euhedrala, listformade, delvis glomerofyriska plagioklasströkorn och har många gånger vackert bipyramidala, euhedrala, korroderade kvartsströkorn. I Sikforsledet har strökornen i många fall myrmekitiska randzoner som utesluter förväxling med vulkanoklastiska bergarter. Matrixen uppvisar inte sällan en karaktäristisk "mikropoikilitisk" textur, (se Sundius 1923, s. 97.), sannolikt bildad genom avglasning (Mc Phie m. fl. 1993).

I vissa fall visar emellertid fältrelationerna ganska entydigt att bergarten



Fig. 28. Flödesbandning i lava. Vinerhöjdens östsida (7f). 66366/14281.
Flow banding in lava.

runnit ut på jordytan som en lava. På Vinerhöjden (7f) förekommer i lavabetonade bergarter en sorts parallellstruktur (fig. 28) som påminner om flödesbandning och bergarten verkar ligga konkordant inlagrad med en kalksten. På Lygnanäset (6f) uppträder vackert plagioklasporfyrisk led likaledes uppenbart konkordant med sidostenen. Från Ö. Gäddsjön (6f) kan ett stråk av en vacker breccia följas längs skifferkontakten söderut till trakten av Kullberget (5f). Fragmenten i denna breccia ser ofta plastiskt deformerade ut och har en vacker flödesbandning (fig. 29). Breccians matrix uppvisar många av de ovannämnda kännetecknen och har dessutom här och var en vacker perlitstruktur (fig. 30).



Fig. 29. Plastiskt deformerade, delvis flytbandade porfyrrfragment i sannolik lava-breccia. Kraftledningsgatan 500 m sydväst om Gillershöjden (6f). 66306/14292.

Plastically deformed, partially flow-banded clasts of porphyritic rhyolite in probable lava breccia.

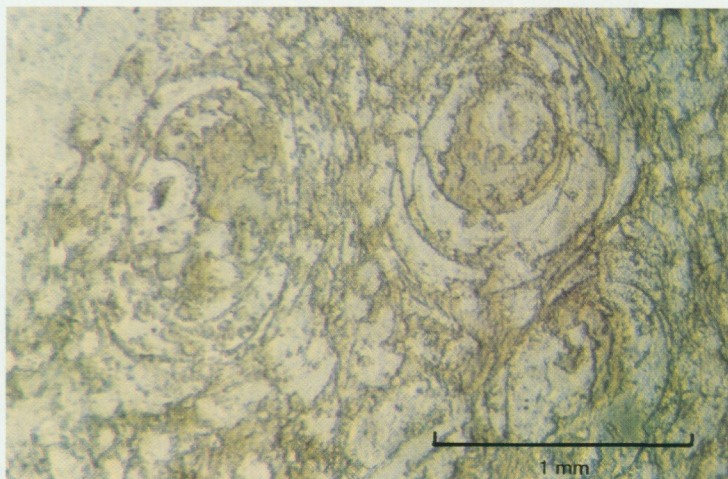


Fig. 30. Perlitiska, kloritiserade sprickor i lavabreccians matrix. 200 m öster om Smaltorp (6f). 66291/14296.

Perlitic, chlorite-altered fractures in a lava breccia matrix.



Fig. 31. Kuddaveliknande struktur i Sikforsledet. 500 m öster om Djupdalshult (3g). 66177/14309.

Pillow-like structure in the Sikfors member.

Såväl klaster som matrix uppvisar alltså typiska lavakännetecken, varför det sannolikt är fråga om en lavaflödesbreccia, troligen relaterad till eruptiven på Gillershöjden (6f) och Kullberget (5f). Entydig, blåsumsförande lava (se Sundius 1923, s. 88) anstår f.ö. strax väster om breccian väster om Kullberget (5f). Längs kraftledningen 1 km väster om Bengtsbo (3g) uppträder glest porfyrisk, lavaliknande bergarter. I en närmast jämnkornig och intetsägande, ganska kloritrik bergart förekommer där en märklig, kuddaveliknande struktur (fig. 31). Kuddlaveutbildning är ovanlig i så sura bergarter som denna, men har dock

påträffats av Bevins & Roach (1979) och av Hanson & Wilson (1991). Dessa författare anser att högt vattentryck, d.v.s. stora vattendjup, skulle kunna underlätta kuddlaveutbildning i sura lavar. Skulle denna förekomst vara en äkta kuddlava, visar kuddarnas form att bergarternas ovansida måste ligga åt öster.

Såväl vulkanoklastiter som lavar och ytliga intrusioner är i Sikforsledet genomgående alkaliryolitiska. De består följaktligen av 30–50 vol.-% av vardera kvarts och alkalifältspat, d.v.s. vanligen albit samt mer eller mindre mikroklin. Många gånger är de ganska kraftigt Mg-anrikade, vilket visar sig genom att bergarterna är rika på mycket finkornig klorit, se nedan. Precis som de tidigare beskrivna, äldre bergarterna tycks Sikforsledet sakna entydig Na-K-systematik, men till skillnad från de äldre enheterna innehåller Sikforsledet entydigt kalirika bergarter, se fig. 59. Förutom smärre, spridda förekomster av K-rika led är hela området mellan Torrvarpen (4f) och Västgötesjön (2f) entydigt kalirikt. F.ö. förekommer alkaliintermediära och natriumrika alkaliryoliter osystematiskt. Sikforsledets kemiska sammansättningar sammanfattas i tabell 4 och illustreras av fig. 58b.

Den syndepositionella hydrotermala metasomatosen behandlas mer ingående i avsnittet "Metasomatiskt påverkade bergarter". Även i Sikforsledet består dess verkningar främst av penetrerande och breccierande klorit. Penetrativt kloritiserade varianter av Sikforsledets finkorniga vulkanoklastiter kan många gånger likna sedimentärt bildade slamstenar till sammansättning och ibland även till utseende. De ovan beskrivna vulkaniska strukturerna och texturerna visar emellertid tydligt att bergarterna har ett vulkaniskt ursprung. De syns f.ö. ofta bäst i de kloritiserade typerna. Den penetrativa kloriten äter sig många gånger in i oomvandlad bergart från glesa, centimeter- till metergrova rutnät av sprickor (fig. 32). På andra håll sönderdelar kloritsprickorna sidostenen, så att resultatet blir breccior som kan vara slående lika på jordytan bildade, primära brecciebildningar. De här beskrivna, metasomatiska brecciorna skiljer sig emellertid från primära breccior, främst genom att deras fragment genom sina former visar sig ha hängt samman både med varandra och med sidostenen (*jigsaw fit texture* Mc Phie m.fl. 1993). De skiljer sig också från de primära brecciorerna genom att fragmenten är strikt monomikt och endast består av den närmast angränsande sidostenen. Mängden matrix är i de primära brecciorerna ganska konstant och räcker lagom till att bädda in fragmenten (svag *matrix support*). I de sekundära, metasomatiska brecciorerna varierar den däremot från tunna sprickor runt vilka fragmenten kommer i kontakt med varandra (*clast*



Fig. 32. Kloritrika sprickor som äter sig in i sidostenen. Jfr text. Eldsbergen, 50 m söder om triangelpunkten (6f). 66337/14289.

Chlorite-rich fractures penetrating the wall-rock (cf. text).

support) över fullständig fragmentinbäddning (tydlig *matrix support*) till fullständig dominans. Dylika sekundärt bildade breccior förekommer på ett förrädisktt sätt tillsammans med de ovan beskrivna omlagringsbrecciorerna vid Smedstorp (4g) och på Varnäsudden (2g). I trakten av Hurrberget (6g) förekommer också breccior som vid första påseende ser ganska normala och primära ut. De är emellertid entydigt metasomatiska bildningar eftersom de dels uppvisar de ovan nämnda indikationerna, dels i fält kan följas över glesare sprickbrecciering till opåverkad sidosten i t.ex. området runt Gillershöjden (6f–g). Främst mellan Sandnäsudden (3f) och Halvtron (3g) förekommer anmärkningsvärda klotstrukturer ("cigarrer", fig. 71), vilka sannolikt bildats av likartade processer, och som beskrivs mer ingående i metasomatosavsnittet. Runt de stora metabasitmassiven i Halvtronområdet (3g) förekommer också talrika, delvis breccierande aktinolit-tremolitsprickor som har ett likartat ursprung. De beskrivs också närmare i kapitlet om syndepositionella omvandlingar.

Den regionala, metamorfa omvandlingen inskränker sig i Sikforsledet för det mesta till grönskifferfacies. Större delen av ledet utgör därför en av kartområdets bäst bevarade enheter. Söder om den ovan nämnda linjen mellan Bergtjärnen (2–3f) och S. Torrvärpen (2–3f) ökar dock omvandlingen mot eller till amfibolitfacies genom att de primära texturerna rekristalliserat till en granoblastisk textur samt att granat och epidot förekommer. En liknande rekristallisation till rent leptitiska former finns också i söder i en smal zon längs Rockesholmsgranitens kontakt. Utmed Torrvärpenformationens västgräns i Torrvärpen–Brunnsjöområdet (2–4f) är Sikforsledets bergarter kraftigt folierade, sannolikt beroende på svekonorvegiska rörelser.

Torrvärpens skifferformation

Torrvärpenformationen, sammanfattning:

Torrvärpenformationen utgör den översta, grönskifferfacies-omvandlade ytbergartsenheten.

Den utgör en tydligt sedimentärt omlagrad formation, men innehåller även primära vulkaniska led.

Den underindelas i Hälgsnäsledet (underst), som karaktäriseras av vulkaniska siltstenar, skiffer, gråvackor och konglomerat, Grythyttanledet som består av grafitförande skiffer och Hälleforsledet som består av grafitfri skiffer.

Älvestorpskonglomeratet ingår i Hälgsnäsledet.

Torrvärpenformationen pålagrar Älgenformationen konkordant men kontakten är på många håll strukturellt störd.

Torrvärpenformationens överyta är okänd.

Torrvärpenformationen har sin huvudutbredning mellan Torrvärpensjöarna (3–4f), Sör-Älgen (4g) och Silvergruvan (7f). Den har också en uppenbarligen tektoniskt rubbad fortsättning i det s.k. Älvestorpskonglomeratet söderut till Limmingssjön (1f). Dessutom förekommer ett isolerat område med snarlika bergarter söder om Älvestorp (2g), se fig. 5.

TABELL 4. Älgenformationen
The Älgen formation

	SIKFORSLEDET, Vulkanoklastiter																											
IDNR	L 87:41	L 90:41	L 87:36A	LB 80:12	R 85:13	L 82:11	LB 79:76	LB 80:143	LB 79:43	L 90:27	LB 79:81	T 87:5	LB 79:3	L 90:49	R 87:3	L 84:23	L 86:26B	L 86:28	LB 79:384	R 83:10	L 86:3	LB 80:41	L 86:25	L 90:48	LB 79:98	LB 79:1	LB 79:383	
RUTA	4H	6F	3G	3G	2F	3F	3F	3G	3F	6G	3F	7H	4F	5G	6I	3J	4F	2G	3F	4J	2F	3G	4F	5G	3F	4F	3F	
NSKOORD	662060	663360	661944	661930	661060	661575	661796	661697	661813	663252	661663	663550	662330	662686	663440	661675	662165	661480	661720	662164	661240	661782	662433	662781	661643	662453	661784	
EWKOORD	143560	142878	143304	143047	142820	142660	142686	143045	142507	143080	142707	143570	142561	143169	144354	144730	142545	143035	142743	144593	142660	143100	142530	143232	142682	142514	142704	
SiO ₂	84,00	83,40	82,50	80,70	80,30	79,30	79,00	78,90	78,80	78,30	77,90	77,40	77,00	76,90	76,80	76,80	75,90	75,90	75,90	74,60	74,30	74,30	74,20	74,20	73,30	72,80	71,20	
TiO ₂	0,07	0,09	0,08	0,08	0,11	0,12	0,15	0,08	0,16	0,14	0,16	0,11	0,15	0,09	0,10	0,09	0,18	0,27	0,21	0,27	0,19	0,17	0,45	0,37	0,21	0,21	0,24	
Al ₂ O ₃	9,80	8,02	10,50	10,90	11,00	10,70	11,50	11,40	11,30	12,00	11,40	11,20	13,40	11,10	12,00	11,60	11,40	11,40	11,30	12,40	11,70	12,70	13,40	12,40	13,50	15,70	13,30	
Fe ₂ O ₃	<0,10	0,99	0,09	0,75	1,32	0,15	0,46	1,48	0,46	1,03	1,46	2,09	2,22	1,25	2,20	1,78	2,54	3,10	0,70	2,30	3,26	3,18	3,18	3,99	1,59	2,53	0,70	
FeO	0,39																		0,60								2,10	
MgO	0,27	0,38	<0,01	0,16	0,52	0,09	0,10	0,65	0,23	0,43	0,32	1,20	1,10	0,75	1,10	1,36	0,72	2,23	0,22	0,32	1,31	1,63	1,68	2,28	0,32	1,16	0,69	
CaO	0,19	0,13	<0,10	<0,25	0,48	<0,15	0,09	0,38	0,19	0,26	0,41	<0,25	0,48	1,52	0,30	0,33	0,19	0,06	0,50	1,80	2,43	<0,25	0,89	0,50	0,15	0,58	0,80	
MnO	<0,01	0,03	<0,01	<0,01	0,07	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	0,04	0,04	<0,01	0,02	0,08	0,01	0,02	0,04	0,02	0,05	<0,01	0,12	0,01	0,02	0,01	0,03	0,02	0,16	
Na ₂ O	5,13	2,25	6,02	1,38	1,97	1,16	2,03	6,08	0,73	4,67	1,48	3,41	0,25	6,43	5,39	1,28	0,30	5,21	<0,10	3,80	1,67	6,08	2,18	3,53	1,34	0,42	0,10	
K ₂ O	0,09	3,31	0,13	6,81	4,40	7,80	6,41	0,12	8,08	2,40	6,91	3,31	4,29	0,06	0,46	5,38	8,27	0,77	9,50	2,70	3,59	0,17	2,99	0,84	9,17	5,30	9,00	
P ₂ O ₅		0,04								0,04				<0,01										0,06				
H ₂ Oplus																			0,10								0,60	
H ₂ Omin																			<0,10								0,10	
CO ₂																												
OXIDSUM	99,94	98,64	99,32	100,78	100,17	99,32	99,74	99,09	99,95	99,31	100,08	98,72	98,91	98,18	98,36	98,64	99,54	98,96	99,08	98,19	98,57	98,24	98,99	98,18	99,61	98,72	98,99	
LOI		0,50								0,50				2,10										1,50				

Torrvarpenformationens (blå i kartorna) undre gräns är söder och öster om Grythyttan (4f–g) en konform pålagringskontakt mot den underliggande Älgenformationen (gul i kartorna). Denna kontakt är, liksom gränserna mellan själva Torrvarpenformationens olika led, väl blottad på Hälgsnäsudden (4f–g), där belysande typprofiler kan studeras söder om Brevik (4f) eller väster om Gulviken (4g). Norr om Breviken (5f) är Torrvarpenformationens undre gräns dåligt blottad och förmodligen störd av tektoniska rörelser. Torrvarpenformationens understa led, det s.k. Hälgsnäsledet saknas nämligen längs denna gräns, utefter vilken i stället den närmast överlagrande Grythyttanformationen gränsar direkt mot Älgenformationen. I området nordväst om Ö. Gäddejön (6f) är denna kontakt tydligt diskordant mot Älgenformationens strukturer och strukturgeologiska observationer på Eldsbergen (6f) visar dessutom att Torrvarpenformationens bergarter skjutits upp över Älgenformationens, se profil C–D på berggrundskartan Filipstad NO. Torrvarpenformationens västgräns är också tydligt diskordant, dels eftersom den skär över olikartade bergarter, dels då den i stor utsträckning sammanfaller med en plastisk skjuvzon. Denna zon är tyvärr dåligt markerad på berggrundskartan Filipstad SO, beroende på att dess betydelse i detta område blev känd först under arbetena på Filipstad NO. Den kan emellertid tydligt följas längs det s.k. Älvestorpskonglomeratets västgräns, speciellt i området öster om Brunnsjön (2f). Av skäl som närmare utreds nedan, har även Älvestorpskonglomeratet räknats till Torrvarpenformationen, vilket förutsätter att även konglomeratets östside är en deformationszon. Gränsen är emellertid dåligt blottad, varför inga strukturgeologiska observationer kunnat styrka detta. Torrvarpenformationens övre stratigrafiska gräns är okänd.

Torrvarpenformationens samtliga led skiljer sig tydligt från Älgenformationens genom att bergarternas klaster vanligen är mer rundade, bergarterna är mera fint och regelbundet skiktade eller laminerade och att de är genomgående klorit- och muskovitrikare. I Torrvarpenformationen är variationerna i klorit-muskovithalt skiktbundna, medan de i Älgenformationen många gånger är sprickrelaterade och överskärande. Sundius (1923) uppfattade dessa bergarter som vittringssediment, härledda från de underliggande, klart vulkaniska enheterna. Som Kuipers (1987) påpekat ingår emellertid enstaka skikt med vitroklastisk textur och bevarade glassplitter, vilket måste utesluta att bergarterna enbart bildats efter vittring eller erosion av äldre bergarter. Han uppfattade därför dessa bergarter som leromvandlade askturbiditer som avsatts som distala motsvarigheter till de underlagrande, mer entydiga vulkaniterna. Detta skulle dock förutsätta att vulkaniternas distala delar antingen primärt varit lermineral-

rikare än de proximala delarna eller att de selektivt leromvandlats efter avsättningen. En annan möjlighet är att äldre, hydrotermalomvandlade delar av Älgen- och Sängenformationerna (se ovan) omlagrats till Torrvarpenformationens bergarter. Redan genom hydrotermalomvandlingen fick de en lermineralrik sammansättning som påminner om vittringssediment. Patchett m.fl. (1987) och Valbracht (1991a) fann emellertid också att Torrvarpenformationens Sm-Nd-systematik skiljer sig från de entydiga metavulkaniterna på ett sådant sätt att även äldre beståndsdelar måste ingå. Rimligen ingår därför såväl både vitt-rat, äldre material som mer primärt eller omlagrat vulkaniskt material.

HÄLGSNÄSLEDET

Hälgsnäsledet är Torrvarpenformationens understa led och kan följas från Hälgsnäsudden (4g) till Sundsudden (3–4f). Norr om Hälgsnäsudden förefaller ledet vara utplånat av en deformationszon, se ovan. I denna framställning har även det s.k. Älvestorpskonglomeratet längs Torrvarpenformationens västsida och mellan Torrvarpsund (3f) och Limmingssjön (1f) räknats till Hälgsnäsledet av skäl som närmare diskuteras nedan.

Hälgsnäsledets såväl undre som övre gränser är väl blottade i de ovannämnda typprofilerna på Hälgsnäsudden (4f–g). Den undre gränsen markeras av det understa uppträdandet av gråvackeliknande areniter, konglomerat samt grafitförande skiffrar. Denna gräns sammanfaller med gränsen mellan gult och blått i kartan. I detta område markeras Hälgsnäsledet med gula spolar på blå botten. Areniterna och skiffrarna tilltar och siltstensinlagringarna avtar mot sydväst. Ledets övre gräns markeras av att siltstenarna, areniterna och konglomeraten upphör och de grafitförande skiffrarna blir allenarådande. Hälgsnäsledet motsvaras i Grythytteområdet av Sundius (1923) "Gråvacka och skifferartad hälleflinta" och utgör den understa delen av Oens m.fl. (1982) "Svartskiffer-Tuffit-Slamstens-Gråvackeformation".

På Hälgsnäsudden (4f–g) består alltså Hälgsnäsledet av tre växellagrande komponenter. De flintlika, vulkaniska siltstenarna, vilka är vanligast i nordöst, består av mer eller mindre kloritrika, ytterst finkorniga (vanligen endast någon hundradels millimeter grova) asktuffer eller vulkaniska siltstenar av samma typ som i Sikforsledet, se ovan. De har alkaliryolitisk till kvartskeratofyrisk sammansättning och innehåller sällsynta bergarts- eller kristallfragment. Vitroklastisk textur är mycket vanlig och ibland påträffas fragment av grafitförande slamsten (fig. 33), liknande dem i den överlagrande Grythyttanformationen.

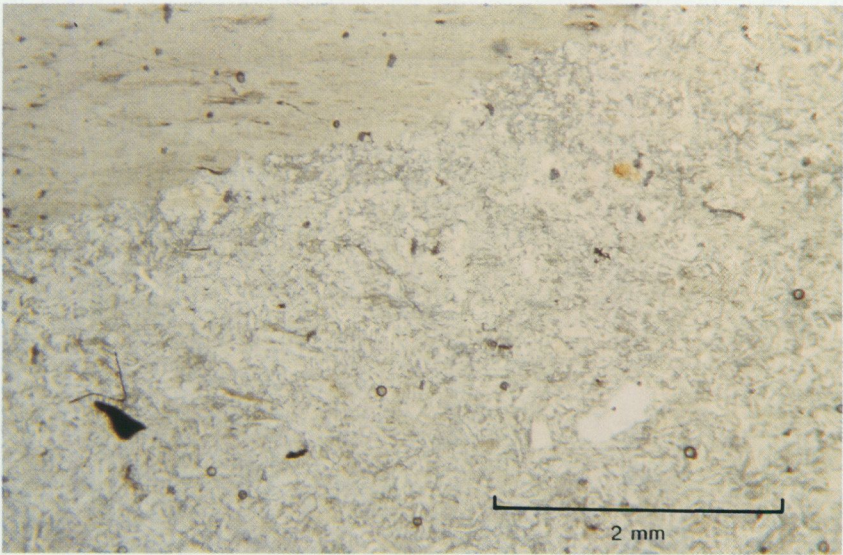


Fig. 33. Vulkanisk siltsten eller fin asktuff med vitroklastisk textur och slamstensfragment. 900 m söder om Gulviken (4g). 66218/14323.

Volcanic siltstone or fine ash tuff with a vitroclastic texture and mudstone clast.

Dylika sediment avsattes således även före Hälgnsälsledet och smärre inlagringar är bekanta från Älgenformationen. Grövre, gråvackeartade areniter till konglomerat förekommer i hela Hälgnsälsledet och är på många håll vackert strömskiktade (fig. 34). De består av upp till 30–50 vol.-% kvarts-, fältspat- och bergartsfragment i en glimmer-kloritrik matrix av slamstenstyp. Bergartsfragmenten består av både slamstenar (fig. 35) och vulkaniska siltstenar enligt ovan. Fragmenten är alla tydligt kant- till välrundade (fig. 36). Mot Hälgnsälsledets överyta i sydväst blir rena slamstenar av den typ som dominerar Grythytanledet allt vanligare. De är högst en hundradels millimeter grova, jämnkorniga och fint skiktade och består av kvarts, albit och möjligen mikroklin, samt muskovit och klorit som huvudmineral. Vanligen förekommer också grafit i underordnade mängder.

På *Sundsudden* (3–4f) består Hälgnsälsledet väsentligen av samma enheter som på Hälgnsäsudden. Arenitiska och konglomeratiska, glimmer-kloritrika led växellagrar emellertid inte lika allmänt med de övriga typerna som på Hälgnsäsudden. I stället uppträder de med tektonisk, diskordant kontakt på



Fig. 34. Strömskiktad, gråwackeartad arenit. 500 m sydväst om Brevik (4g). 66237/14308.

Current bedded, greywacke-like arenite.



Fig. 35. Gråwackeartad arenit med slamstensfragment. 400 m SSV om Brevik (4g). 66237/14310.

Greywacke-like arenite with mudstone clasts.

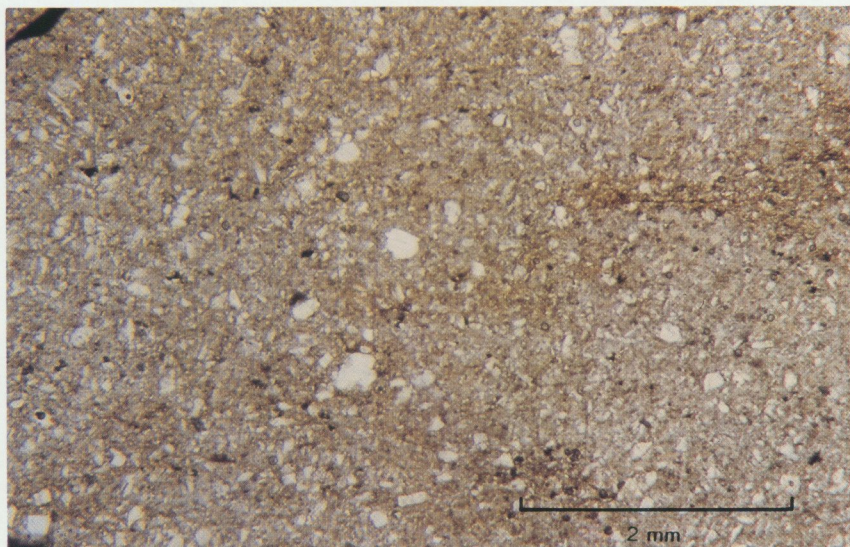


Fig. 36. Klastisk textur i gråvackeartad arenit. 300 m VSV om Gulviken (4g). 66225/14318.

Clastic texture in greywacke-like arenite.

Sundsuddens västra strand, ungefär enligt Sundius (1923, fig. 2) framställning. Öster om den tektoniska kontakten uppträder däremot glest till rikligt kristallfragmentförande bergarter med någon tiondels millimeter stora flisiga till kantrundade fragment. Till skillnad från Hälgsnäsuddens motsvarigheter är emellertid dessa bergarters matrix glimmer- och kloritfattig och påfallande välbevarad. Dessa bergarter har således en mer primär, vulkanisk prägel än gråvackorna på Hälgsnäsudden och påminner något om Sångenformationens bergarter. De har också en ganska Na-rik, kvartskeratofyrisk sammansättning. Jfr Sundius (1923, s. 66 och 79). Slamstensbetonade skikt av samma slag som på Hälgsnäsudden förekommer regelbundet. Somliga är mycket manganrika (LB79:386, tab. 5) och innehåller ett par smärre skärpningar. De innehåller mikroskopiska texturer (fig. 37), vilka Oen & Maesschalck (1986) tolkat som organiska, d.v.s. som mikrofossil. Hela Sundsudden (3–4f) präglas av en kraftig nord-sydlig skiffrighet längs vilken framför allt muskovit nybildats. Lagringen ligger vanligen i rät vinkel mot denna foliation (fig. 38) som sannolikt är samhörig med den ovannämnda tektoniska kontakten.

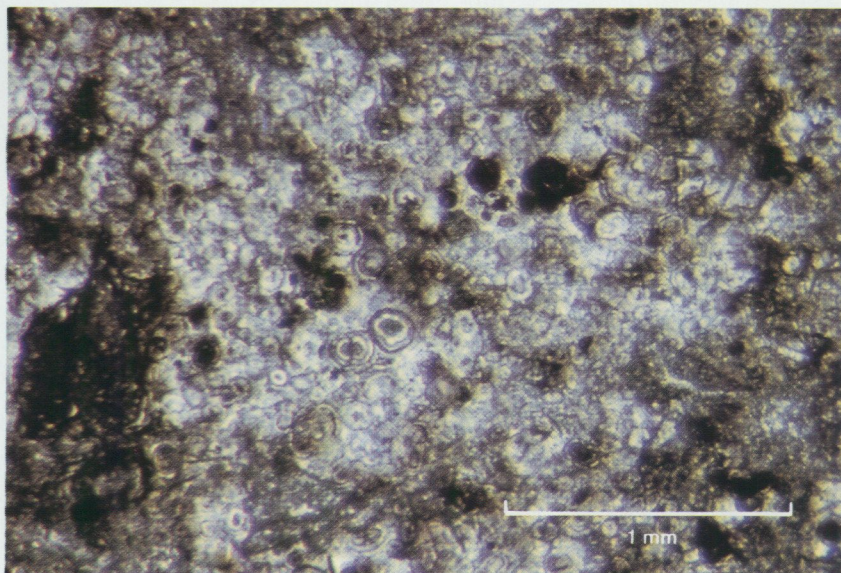


Fig. 37. Koncentriska strukturer, möjligen av organiskt ursprung i Hälgsnäsledet. 200 m sydväst om Hagen på Sundsudden (3f). 66200/14280.

Concentric structures, possibly organic in origin in the Hälgsnäs member.

Älvestorpskonglomeratet kan följas från Limmingssjön (1f) till väster om Grythyttan (4f) och därifrån vidare mot norr med vissa avbrott till trakten norr om Stor-Sången (6f). Det är en gråvackeartad arenit till konglomerat med polymikta, millimeter- till decimeterstora, välrundade bollar i en slamstens- eller gråvackeartad, klorit-muskovitrik matrix. Matrixen räcker vanligen till för att bädda in bollarna så att de inte når varandra (*matrix support*). Konglomeratet är mestadels homogent och massivt, men skiktning, betingad av variationer i klasternas storlek, förekommer sporadiskt (fig. 39). Större inlagringar av skiffer förekommer, t.ex. nordöst om Brunnsjön (2f). Konglomeratet är grövst och vackrast utbildat i trakten av Hasselhöjden (2f), men bollstorleken avtar här systematiskt mot den västra gränsen, där konglomeratet ersätts av en grov arenit. Norr om Brunnsjön (2f), på Lövnäsudden (4f) och vid Nygård (5f) är sådan arenitisk matrix också vanlig. Bollarna består av alla de ovannämnda formationernas bergarter, men dessutom av en hel del skifferartade slamstenar av den typ som är vanlig i de överlagrande Grythyttan- och Hälleforsleden, se diskus-



Fig. 38. Öst-västlig lagring och överskärande, nord-sydlig skiffrighet, se text. 700 m söder om Hagen på Sundsudden (3f). 66192/14280.

Bedding striking east-west overprinted by north-south striking foliation (cf. text).

sion nedan. Tydliga, granitoida djupbergarter saknas i bollmaterialet, men subvulkaniska intrusivbergarter kan förekomma. Som Sundius (1923) påpekade tycks bollmaterialet i viss utsträckning avspegla det närmast anstående sidoberget. Bollar av karbonatsten är t.ex. vanliga öster om karbonatstenen vid Brunnsjön och jaspilitbollar förekommer t.ex. vid Nygård, och härrör sannolikt från jaspilitmalmen vid Saxhyttan (11E/5e). Emellertid tycks bollar av grönstenar (se även Sundius 1923, s. 218) vara mycket sällsynta trots att grönstenar



Fig. 39. Älvestorpskonglomerat med grusigt lager och överskärande skiffriighet. 500 m väster om Hasselhöjdstjärn (2f). 66130/14277.

Älvestorp conglomerate with pebble layer and overprinting foliation.

förekommer rikligt i omgivningarna. Hela Älvestorpskonglomeratet är kraftigt förskiffrat i ca N10V/90 och är vanligtvis stängligt i riktningar som stupar brant mot väster. Dessa strukturer är speciellt starkt utbildade längs konglomeratets västgräns vid Brunnsjön (2f), runt Torrvarpsund (4f) och vid Nygård (5f) och kan struktureologiskt visas sammanhånga med den stora plastiska skjuvzon av svekonorvegisk ålder som i stort följer konglomeratets västgräns. Denna skjuvzon innebär att bergarterna på dess västsida något skjutits upp över

konglomeratet på dess östra sida. Se profilerna A-B och C-D på Filipstad NO och det strukturgeologiska avsnittet, nedan.

Älvestorpskonglomeratets stratigrafiska position uppfattades av Sundius (1923) som att det skulle vara mer eller mindre diskordant pålagrat ett något veckat underlag, bestående av såväl vulkaniska bergarter som skiffrar. Vägledande för hans uppfattning var att konglomeratet dels innehåller bollar av den yngsta, grå skiffern, dels gränsar diskordant mot olikartade bergarter av varierande åldrar såsom skiffrar och metavulkaniter. Det torde emellertid ha förbigått Sundius att konglomeratet också växellagrar med eller genomsätts av spilitiska grönstenar (t.ex. öster om Brunnsjön, 2f eller vid Stensnäs, 3f), vilka anses ungefär jämnåldriga med skiffern. Vidare förekommer skiffer inlagrad såväl i konglomeratet (t.ex. nordöst om Brunnsjön, 2f) som i Älgenformationen (se ovan). Skiffermaterial förekommer även som fragment i Hälgsnäsledet på Hälgsnäsudden (fig. 33, 35), d.v.s. i Sundius gråvackor, vilka han uppfattade som en del av konglomeratets underlag. Skifferliknande bergarter fanns alltså avsatta redan före Hälgsnäsledets avsättning, varför konglomeratets skifferbollar inte nödvändigtvis bevisar att det skulle vara yngre än Grythytte-Hällefors-skifferna. Spilitinlagringarna visar i stället att konglomeratet är äldre än eller jämnåldrigt med spiliterna och därmed även med skifferna. Det skulle också förklara varför grönstensbollar är så sällsynta i konglomeratet.

Oen (1987) och Kuipers (1987) uppfattade också konglomeratet som väsentligen jämnåldrigt med de bergarter som här sammanfattas som Torrvärpenformationen. Kuipers uppfattade dessutom konglomeratet som en konkordant inlagring i de omgivande bergarterna. Det uppträder emellertid på många sätt tydligt diskordant mot omgivningen. Skjuvzonen på konglomeratets västsida är redan beskriven liksom dess diskordanta, östra kontakt på Sundsudden (3-4f), vilken är speciellt tydlig i Grythyttans skifferbrott (4f). Lagringsriktningarna i och runt konglomeratet bildar likaså många gånger vinkel med dess längsutsträckning i området söder om Torrvärpen (4f). Som Sundius (1923) påpekar, gränsar också konglomeratets olika avsnitt mot klart olikartade bergarter. Norr om Torrvärpsund (3f) består sålunda sidostenen av skiffer, i området närmast söder därom av ganska primära metavulkaniter och söder om Brunnsjön (2f) av mer tuffitiska sådana. Vidare innehåller konglomeratet ibland bollar av kalirika metavulkaniter utan att f.ö. visa några tecken på kaliomvandling. Denna omvandling måste följaktligen vara äldre än konglomeratet. Likväl är metavulkaniterna på båda sidor därom klart kaliomvandlade. Vore konglomeratet en konkordant inlagring i dessa metavulkaniter, borde ju även det ha kaliomvandlats i

sin helhet. Därför uppfattas konglomeratet här som bildat samtidigt med Hälgsnäsledets övriga enheter, men som tektoniskt rubbat till den diskordanta position det nu intar. Dess övergångar till och växellagringar med sådana gråvackor och skiffrar som är vanliga i Hälgsnäsledet på Sundsudden (3–4f) och Hälgsnäsudden (4g) blir då också mera naturliga. Se även Lundström (1990b).

GRYTHYTANLEDET

Grythyttanledet kan följas som ett upp till 500 m mäktigt stråk i en vid båge från Grythyttan (4f) mot öster till Breviksområdet (4g). Därifrån fortsätter det norrut, längs Torrvarpenformationens östgräns till och förbi Silvergruvanområdet (7f). Detta avsnitt är dåligt blottat, men hela Grythyttanledet kan följas som en tydlig positiv anomali i den flygmagnetiska kartan. Vidare förekommer sannolikt hithörande bergarter i ett smalt stråk söder om Älvestorp (2g), se nedan.

Grythyttanledets undre, stratigrafiska gräns markeras av att de grafitförande, skiffriga slamstenar som växellagrade med gråvackor, konglomerat och flintlika, vulkaniska sandstenar inom Hälgsnäsledet, blir allena rådande. Denna gräns är mycket tydlig i typprofilerna på Hälgsnäsudden, speciellt längs vägen söder om Brevik (4g). Enligt gravimetriska undersökningar (Aaro 1983) ligger denna gräns på 3 km djup vid Hällefors (5f) och grundar snabbt upp mot norr. Den övre stratigrafiska gränsen markeras av att de grafithaltiga skiffrarna upphör och ersätts av grå, grafitfria skiffrar. Denna övergång är någorlunda väl blottad i området mellan Tångåsen (4f) och Jordan (4f), liksom i skifferbrottet i Grythyttan (4f) och i området runt Säv tjärnen (7f). Grythyttanledet motsvarar väsentligen Sundius beteckning "svart, 'undre' skiffer" och ingår i Oens (1987) "Svartskiffer-Tuffit-Slamstens-Gråvackeformation". Grythyttanledets bergarter betecknas i kartorna med mörkblå likhetstecken på ljusare blå botten.

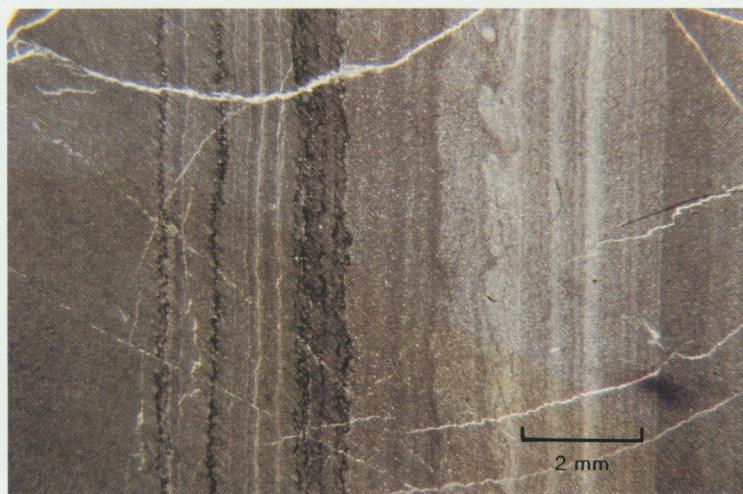
Grythyttanledets bergarter består av ytterst finkorniga, någon hundradels millimeter grova, kvarts-albit-muskovit-klorit-skiffrar. De är fint laminerade, skiktade och är ställvis vackert strömskiktade (fig. 40a). De mörkare skikten är klorit-, muskovit- och grafitrikare än de ljusare (fig. 40b). Den flygmagnetiska anomalin förorsakas av en magnetkrisrik horisont som också är rik på kvarts-konkretioner (Kv i kartan).



Fig. 40. Grythyttanledets svarta skiffer.

a) Strömskiktning i svart skiffer. 750 m sydväst om Brevik (4g). 66235/14307.

Current bedding in black slate.



b) Grafitrika skikt i svart skiffer, belastningsstruktur (load casts) och överskärande skiffrihet. Södra väggen i Grythyttans skifferbrott (4f). 66207/14280.

Graphite-rich laminae, load casts and overprinting cleavage in black slate.

HÄLLEFORSLEDET

Hälleforsledet utgör den stratigrafiskt högsta enheten av kartbladens ytbergarter. Det kan följas hela vägen från Grythyttan (4f) till och förbi Silvergruvan (7f) och vidare till Örlingen på berggrundskartan Filipstad NV (11E/8e). Dessutom förekommer ett område söder om Älvestorp (2g) med likartade bergarter, se nedan. Hälleforsledet sammanfaller med Sundius "Grå, 'övre' skiffer" liksom med huvuddelen av Oens m.fl. (1982) "Grå Skifferformation".

Hälleforsledets undre gräns beskrevs ovan som Grythyttanledets övre. Den övre gränsen för Hälleforsledet är inte känd och är sannolikt borteroderad.

Hälleforsledet består väsentligen av en ljus, gråvit till grå, mycket finkornig slamstensartad kvarts-albit-muskovit-klorit-skiffer. Den motsvarar de ljusare, grafitfria, muskovit-kloritfattigare skikten i Grythyttanledet. Även Hälleforsledets skiffrar är dock svagt klorit-muskovitskiptade, men detta överpräglas åtminstone på horisontella ytor vanligen av en kraftigt utbildad förskiffring parallellt lagringen. Några centimeter stora strömröppel (*current ripples*) eller strömskiktningar (fig. 41) har påträffats vid Svartälven (6f), nära formationens västgräns. Bergarterna har vanligen en någorlunda tydlig, fint klastisk textur. Kuipers (1987) uppger att vulkaniska glassplitter påträffats i dessa skiffrar och vitroklastisk textur förekommer i en skifferliknande bergart i Grythyttans samhälle. Eftersom dessutom sporadiska skifferinlagringar förekommer även i Älgenformationen pågick uppenbarligen slamstensavsättningen och vulkanismen delvis samtidigt.

ÄLVESTORPSOMRÅDET

Söder om Älvestorp (2g) förekommer en tydlig synklinal struktur med bergarter som mycket påminner om Torrvarpenformationens olika led. De består vanligen av någon hundraleds millimeter grova, kvarts-albit-muskovit-kloritskiffrar. De för också vanligen väsentliga mängder av biotit och verkar lätt rekrystalliserade, varför de sannolikt är något högre metamorfa än skiffrarna i Grythyttanområdet (4f). Älvestorpskiffrarnas klyvbarhet är dock genomgående svagare utvecklad än i Grythyttans skiffrar. I synklinalens yttre, understa del förekommer ett smalt stråk av grafitförande, lokalt rostvittrande, magnetkisförande skiffer, mycket påminnande om Grythyttanledets bergarter. Synklinalens inre, övre delar består av ljusare grå, på många håll fint skiktade led som ibland är vackert strömskiptade och ibland även konglomeratiska. Skiffrarna genomsetts



Fig. 41. Strömskiktning i grå skiffer, sedd från söder på vertikal, öst-västlig yta. Lagringen är mm-grov och veckad efter horisontell, nord-sydlig veckaxel. 1 km nordväst om Hedtjärnen (6f). 66347/14257.

Current bedding in grey slate seen from the south on vertical E-W surface. The bedding is about 1 mm thick and folded along a horizontal, N-S fold axis.

av en granitkropp och är längs dess kontakter vanligen grövre och hornfelsliknande. De har där en tydligt rekrystalliserad, upp till millimetergrov textur, främst betingad av millimeterstora pseudomorfoser av ljus glimmer, möjligen efter cordierit. De består f.ö. väsentligen av samma mineral som övriga skiffrar i området.

Kemiska analyser av Grythyttan- och Hälleforsledens svarta och grå skiffrar i Grythytte- och Älvestorpsområdena återges i tabell 5.

TABELL 5. Torrvarpenformationen
The Torrvarpen formation.

	Hälgsnäsledet			Grythyt- tanledet	Hällefors- ledet	Älvestorpsområdet		
IDNR	LB 79:385	L 86:6-2	LB 79:386	L 89:1	B 85:10	R 85:5	R 85:10	L 85:3
RUTA	3F	3F	3F	4F	6F		1G	3F
NSKOORD	661970	661480	661995	662160	663465	660740	660980	661040
EWKOORD	142797	142780	142795	142886	142570	143090	143000	143000
SiO ₂	70,70	65,60	29,10	62,50	62,10	68,30	66,40	63,20
TiO ₂	0,32	0,68	0,08	0,65	0,68	0,53	0,67	0,60
Al ₂ O ₃	15,10	16,70	2,40	17,60	19,90	15,20	16,90	16,70
Fe ₂ O ₃	0,20	7,03	1,70	2,17	2,19	4,28	1,32	1,70
FeO	2,40		11,00	4,44	4,90		4,76	5,18
MgO	1,06	2,20	2,10	2,71	2,70	2,03	2,16	1,20
CaO	0,90	0,26	12,90	0,59	0,54	1,03	0,82	0,50
MnO	0,20	0,02	15,60	0,03	0,06	0,04	0,05	0,11
Na ₂ O	7,00	2,39	0,10	1,08	1,84	1,77	1,60	0,95
K ₂ O	1,50	2,66	0,40	5,15	3,88	3,30	3,86	5,50
P ₂ O ₅	0,10		0,23					
H ₂ Oplus	0,90		0,90	3,43	3,79		2,83	3,50
H ₂ Omin	0,10		0,50	0,13	0,40		0,22	0,28
CO ₂	0,60		22,50	0,22	0,10		0,10	0,10
OXIDSUM	101,08	97,54	99,51	100,70	103,08	96,48	101,69	99,52
F	0,02		0,09					
S	0,03		0,11					

Vasslandformationen

Vasslandformationen, sammanfattning:

Vasslandformationen består av rekristalliserade, plan- och linjärförskiffrade, alkaliryolitiska metavulkaniter av leptittyp.

Dess undre gräns är okänd, men formationen intruderas av de primorogena intrusivbergarterna.

Dess övre gräns är okänd från kartområdet, men den förefaller att ha en lateral, metamorf gräns mot Sångenformationen.

Den är nästan alltid något Mg-metasomatiskt påverkad.

Vasslandformationen definierades ursprungligen på den intilliggande berggrundskartan Lindesberg SV (Lundström 1983) för vissa metavulkaniter som metamorfoserats till amfibolitfacies. "Vasslandformationen" befanns där vara en lämplig sammanfattning för de sparsamt skiktade, alkaliryolitiska metavulkaniter med kontinuerliga övergångar till besläktade glimmergnejser som dominerar stratigrafins lägsta nivåer. Formationen kunde följas vidare som flera stratabundna stråk på berggrundskartan Lindesberg NV (Lundström 1985). På Lindesbergsbladen bildar Vasslandformationens bergarter bl.a. ett nord-sydligt stråk längs gränsen mot Filipstadsbladen, på vilka för formationen typiska bergarter förekommer främst i sydöstra hörnet, mellan Bälgsjön (1j) och Malmbergssjön (0h), se fig. 5. Detta område an knyter direkt till Vasslandformationen på Lindesberg SV. De delar av samma stråk som på Lindesberg NV anges gränsa mot Filipstadsbladen saknar emellertid fortsättning åt väster, där i stället bergarter tillhörande Usken- och Storsjöformationerna förekommer, se nedan. Detta blev först känt genom Filipstadsbladens kartering, varför läget av Vasslandformationens västgräns på Lindesberg NV förbisågs vid tiden för dess tryckning. Från det ovannämnda området mellan Bälgsjön (1j) och Malmbergssjön (0h) fortsätter Vasslandformationen också in på berggrundskartan Karlskoga NO (M. Stephens muntl. medd.). Den s.k. Vikernenheten, som ligger i det nordöstra hörnet av Karlskogabladet, innehåller där bl.a. likartade bergarter. Vasslandformationens avgränsning runt det ovannämnda området på Filipstad SO är emellertid något oklar, se fig. 5. Leptitiska metavulkaniter av oklart ursprung förekommer nämligen i anknytning till Vasslandformationen i områ-

det runt Grecken (1h) och Lunds fjärden (2h). Ett dåligt blottat område väster om Salbosjön (6–7j) kan också tänkas innehålla liknande bergarter. Dessa partier behandlas nedan i avsnittet om ytbergarter med okänd formationstillhörighet.

Vasslandformationens undre gräns är okänd och formationen intruderas av en primorogen granit (brun i kartan) på St. Klintaberget (0i). Formationen är alltså tydligt äldre än denna intrusivgeneration. I formationen förekommer också diffusa partier av gnejsiga, möjligen primorogena eller synvulkaniska granitoider med oklara fältrelationer (röda likhetstecken i kartan) och okänd åldersställning. Vasslandformationens övre stratigrafiska gräns mot Uskenformationen (se nedan) är inte heller blottad på Filipstadsbladen, men framträder såväl på Lindesbergsbladen som på Karlskogabladet. I området runt Rågrecken (1i) gränsar däremot Vasslandformationens bergarter (leptiter) mot Sångenformationens bergarter (hällefliktor) genom en lateral höjning av den metamorfa omvandlingen (övergången från mörkare till ljusare gult i kartan). Denna stegring av den regionala metamorfosen från grönskifferfacies till amfibolitfacies är möjligen knuten till den plastiska deformationszon som löper strax söder om gränsen i ÖNÖ-lig riktning över Holmsjön (1j).

Vasslandformationen består av vanligen ganska massiva, finkorniga, jämnkorniga eller svagt kvartsporfyriska, felsiska, ljust gråvita, röda eller grå, metavulkaniska bergarter. Kornstorleken är vanligen mellan någon hundradels och tiondels millimeter, men de sällsynta strökornen kan vara millimeterstora. Bergarterna har en granoblastisk textur (fig. 42a) som vackert överpräglar Sångenformationens bergarters välbevarade primärtexturer (fig. 42b) i formationens gränsområden mot Vasslandformationen. Relikta strukturer påminnande om Sångenformationens klaster förekommer här och var, bl.a. norr om Klacka-Lerberg (1j). Vasslandformationen innehåller annars mycket få strukturer eller texturer som ger någon närmare upplysning om dess ursprungliga bildningsförhållanden. Från trakten av Malmbergssjön (0h) kan emellertid två stråk med kraftigt utvecklade planstrukturer följas i nordnordöstlig riktning till trakten av Bälgsjön (1j) resp. Klacka-Lerberg (1j). Båda stråken ger mycket tydliga, positiva anomalier i den flygmagnetiska kartan eftersom de är ganska rika på malmer, speciellt järnmalmer. De innehåller också en del karbonatstens- och skarninlagringar, liksom lager av mer glimmerrika, grå, metasedimentbetonade gnejser. Dessa lager tycks norr om Malmbergssjön böja av mot sydöst och fint glimmer- och magnetitsiktade led med erosionskanaler och strömsiktningar finns i likartade led vid Latorp (0i) och Ekebergstorp (0i), fig. 43. Dessa plan-

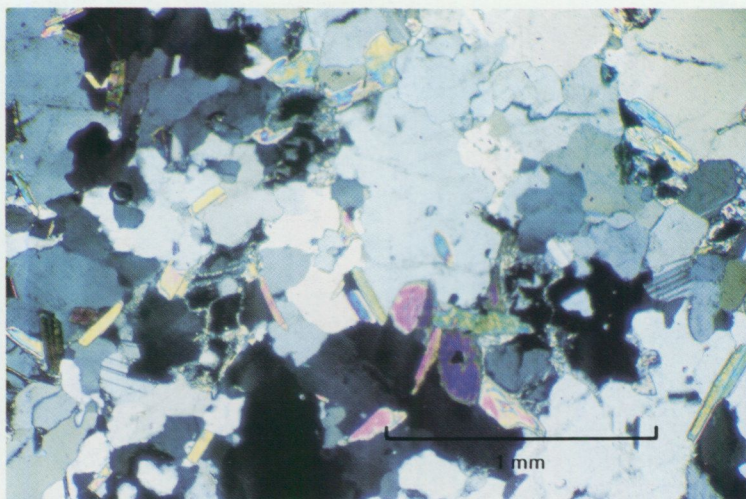


Fig. 42a. Granoblastiskt rekristalliserad leptit. Söder om vägen, 200 m väster om Lerdalen (0j). 66010/14488.

Lepidite with granoblastic texture.

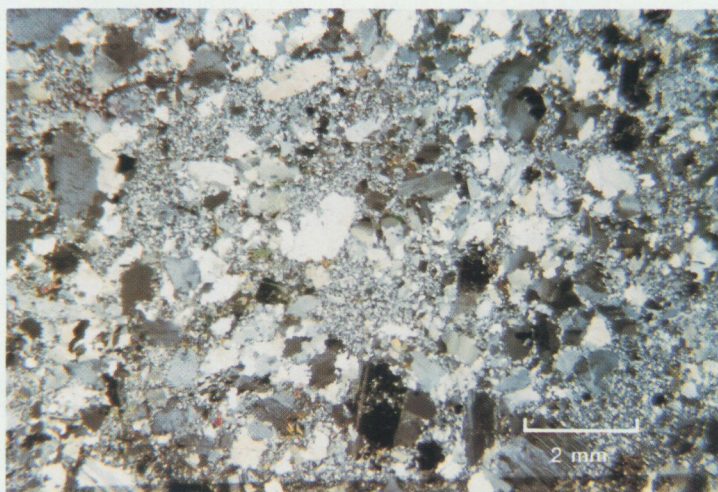


Fig. 42b. Begynnande rekristallisation i kristalltuff. 1 km nordöst om Stadra (1h). 66060/14406.

Incipient granoblastic recrystallization in crystal tuff.



Fig. 43. Korsskiktning och erosionskanal i skarn- och magnetitskiktad leptit. 150 m väster om Latorp (0i). 66004/14405.

Calc-silicate- and magnetite-bedded leptite showing cross-bedding and erosion channelling.

strukturer är således tydliga, primära lager, sannolikt av sediment. Båda stråken innehåller emellertid rikligt med mer obestämbara planstrukturer vilka ibland påminner om primär lagring (fig. 44a), ibland om tektoniskt bildad bandning (svarta likhetstecken i kartan). Dylika, svårbestämbara planstrukturer förekommer även t.ex. i Fogdhytteområdet (0j, fig. 44b), men de tycks vara speciellt vanliga i dessa stråk, vilka därför sannolikt också representerar speciellt kraftigt deformerade partier.

Vasslandformationens bergarter har genomgående alkaliryolitiska sammansättningar (fig. 2). De innehåller upp till 50 vol.-% av vardera kvarts och alkali-fältpat, d.v.s. mikroklin eller albit, samt upp till 25 vol.-% glimrar. De är följaktligen påfallande glimmerrika för att vara rena metavulkaniter och motsvarar bäst de bergarter som i Vasslandformationen på Lindesbergsbladen benämndes "glimmerrika metavulkaniter". Dessa har sannolikt ett delvis synvulkaniskt, metasomatiskt ursprung, men deformationer och metamorfos omöjliggör närmare klarlägganden i detta område. Glimrarna är vanligen ljusa muskoviter



Fig. 44a. Leptit med lagringsliknande planstruktur. 2 km VNV om Damm-sjön (0i). 66039/14413.

Leptite with a bedding-like planar structure.



Fig. 44b. Leptit med bandningsliknande planstruktur. Väghäll 1 km väster om Fogdhyttan (0j). 66005/14483.

Leptite with banded structure.

eller flogopiter, men även brun biotit förekommer. Klorit är sällsynt. Emellanåt förekommer mer eller mindre pinitiserad cordierit, speciellt i omgivningarna till de nedan beskrivna glimmergnejserna, varför bergarterna är mer eller mindre Mg-omvandlade, jfr tabell 6. Kalcit, titanit och opakmineral förekommer accessoriskt. Mg-anrikningen är speciellt utbredd i området norr om Fogdhyttan (0j), där bergarterna också är tydligt Na-dominerade. Ett snarlikt, Na-dominerat område förekommer sydväst om Bälgsjön (1j), medan ett påtagligt K-anrikat område utbreder sig söder därom, se även Hjelmqvist (1942).

Kemiska sammansättningar belyses av tabell 6 och fig. 58c.

Den synvulkaniska, hydrotermala metasomatosens verkningar är i Vasslandformationen svåra att bestämma dels på grund av omfattande regional metamorfos och deformation, dels eftersom snarlika omvandlingar även måste ha skett vid en senare tidpunkt, se nedan och Lundström (1990b). Na- och Mg-anrikade bergarter av den typ som brukar förknippas med dessa processer förekommer emellertid som diffusa linser, framför allt i området runt och norr om

TABELL 6. Vasslandformationen
The Vassland formation

IDNR	L 84:13A	R 84:7B	L 84:33	L 84:2A	L 88:16
RUTA	1J	0I	0H	0J	0J
NSKOORD	660520	660010	660350	660080	660710
EWKOORD	144890	144375	143790	144900	144763
SiO ₂	80,10	79,30	79,30	79,20	78,40
TiO ₂	0,11	0,11	0,13	0,14	0,12
Al ₂ O ₃	10,20	12,50	11,20	11,60	11,50
Fe ₂ O ₃	2,66	0,63	0,43	0,31	1,76
FeO		0,40	0,81		
MgO	0,67	0,54	1,04	1,15	0,21
CaO	0,33	0,50	0,20	0,38	0,38
MnO	0,05	<0,01	0,01		<0,01
Na ₂ O	1,59	4,31	4,60	5,92	2,90
K ₂ O	5,16	1,57	1,27	0,15	4,97
OXIDSUM	100,87	99,86	98,99	98,85	100,24

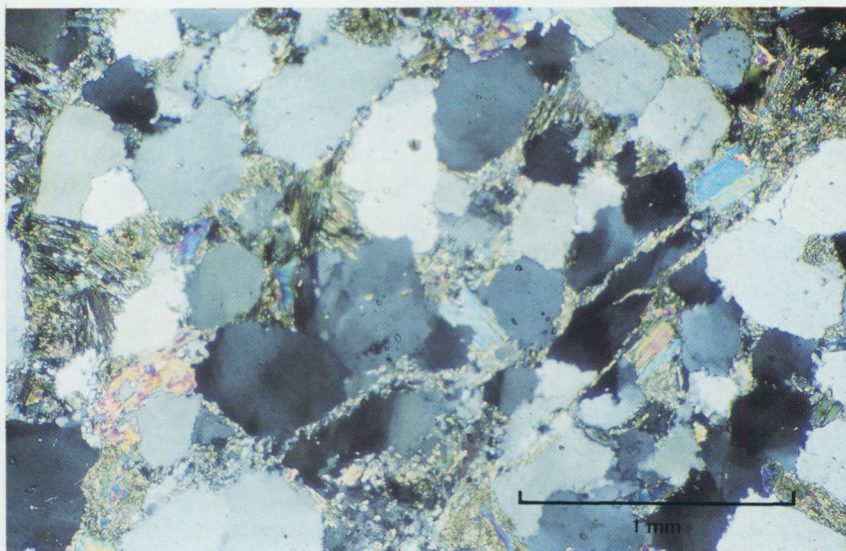


Fig. 45. Granoblastiska kvartskorn i sericit-flogopit(?)omvandlad matrix. Udden på Malmbergssjöns östra sida (0h). 66007/14390.

Granoblastic quartz grains in a sericite-phlogopite(?) altered matrix.

Fogdhyttan (0j). Rena glimmerkvartsiter, bestående av kvarts, flogopit och corrieritpseudomorfoser men utan fältspat är emellertid ovanliga här, men förekommer i ett litet område norr om Stadra (1h). Tydlig aktinolitblastes är relativt ovanlig i området, men förekommer sparsamt som ådror runt metabasiternas kontakter. Den regionala omvandlingen når inom hela Vasslandformationen tydligt amfibolitfacies, men klingar gradvis av mot grönskifferfacies i de angränsande delarna av Sångenformationen. Hela Vasslandformationen överpräglas av lineationer som stupar flackt mot öster, men i de ovannämnda deformationszonerna är de speciellt utpräglade och ligger där praktiskt taget horisontellt. Skiffriheter och lagringar stryker vanligen i ÖNÖ-VSV och stupar för det mesta flackt mot norr. I området öster om Grecken (1h) är de ibland rent horisontella. I områdena norr om Fogdhyttan (0j) och runt Malmbergssjön (0h) böjer planstrukturerna av mot nord-sydliga strykningar och östliga stupningar.

Samtliga dessa strukturer överpräglas av ett par anmärkningsvärda, yngre omvandlingar. I området norr om Malmbergssjön (0h) innehåller bergarterna

ganska ofta millimetertunna granuleringszoner som i fält lätt misstas för lagringar. De sammanhänger säkert med den kataklas som kan följas åt söder på Karlskogabladet. I samma område överpräglas också den regionalmetamorfa, granoblastiska texturen av en sericit- och glimmeromvandling som har förstört mycket av fältspaterna (fig. 45). Denna omvandling sammanhänger rimligen med granuleringen, men skapade fältspatfria bergarter som påminner om dem som vanligen tillskrivs synvulkanisk metasomatos. Sådan Na-anrikning som är vanlig i Fogdhytteområdet (0j) brukar också tillskrivas synvulkanisk metasomatos. Den är emellertid här åtminstone delvis yngre än regionalmetamorfosen eftersom den även drabbat massformiga pegmatiter som klipper den regionala lineationen. Speciellt norr om Bälgsjön förekommer också en spektakulär blastes av svarta turmaliner (Hellingwerf m.fl. 1994). Dessa bildar ibland vackra, radialstråliga aggregat på förhållandevis unga sprickplan, varför de är klart yngre än den regionala deformationen och metamorfosen. Turmalinblastesen är också regionalt oberoende av amfibolitfaciesomvandlingen eftersom den även förekommer i angränsande delar av den bättre bevarade Sängenformationen, t.ex. norr om Stensjön (1j).

Uskenformationen

Uskenformationen, sammanfattning:

Uskenformationen består av rekristalliserade, plan- och linjärförskiffrade, alkaliryolitiska metavulkaniter av leptittyp.

De är vanligen jämnkorniga och skiktade, varigenom de skiljer sig från Vasslandformationen.

Dess undre och övre gränser är okända inom kartområdet, men formationen intruderas av primorogen granit och av Storsjöformationens bergarter.

Den synes övergå lateralt i Älgenformationens Bredsjöled via en metamorf omvandlingsgräns.

Den visar bara svaga spår av synvulkanisk metasomatisk påverkan, möjligen beroende på regionalmetamorf överprägling.

På berggrundskartorna Lindesberg SV och NV (Lundström 1983, 1985) sammanfattades de relativt rikligt skiktade, många gånger kalk- och skarnbandade, metavulkaniska bergarter som där överlagrar Vasslandformationen under begreppet "Uskenformationen". Från nordvästra hörnet av berggrundskartan Lindesberg NV kan sådana bergarter följas in på Filipstad NO till trakten av L. Kumlan (9j). Där föreligger de på den östra flanken av en antiklinal struktur, vars kärna utgörs av den primorogena intrusionen på Storhöjden (9j) och av Storsjöformationens bergarter i dess fortsättning mot söder, runt Himmelriksbacken (8j). Se fig. 5 och profilerna F-G och C-D (i berggrundskartan Filipstad NO). Uskenformationens bergarter återkommer således i ett smalt stråk på antiklinalens västflank, mellan Storhöjdenintrusionen och Nittälvsdalens (9i-7j) östsida. Detta stråk kan åt söder följas ungefär till Salbosjön (7j), men går söder därom förlorat i en dåligt blottad, delvis granitdominerad terräng på Lindesberg NV. Snarlika bergarter finns också i ett smalt och slingrande stråk runt N. Bastfallshöjden (8i) och norr ut. Detta stråk övergår lateralt i det bättre bevarade Bredsjöledet i Älgenformationen i dalen söder om N. Bastfallshöjden. Mellan dessa båda stråk utbreder sig det mycket dåligt blottade området i Nittälvsdalen (9i-7j), i vilken mera homogena, oskiktade metavulkaniter tycks dominera. Sambandet mellan de två stråken av Uskenformationens bergarter på dalens båda sidor är oklart.

Den del av Uskenformationen som ligger runt L. Kumlan (9j) har också beskrivits av Parr & Rickard (1987) och av Parr (1988). Se även Magnusson (1940).

Uskenformationens underlag och undre stratigrafiska gräns är i det här beskrivna området okända. Väster om Storhöjden (9j) genomslås dess bergarter emellertid tydligt av Storhöjdens primorogena intrusivbergarter. Gentemot Storsjöformationen är kontakterna många gånger diffusa, men denna formation är lokalt tydligt intrusiv i Uskenformationen (se nedan). Uskenformationens övre gräns är inte heller känd från det här beskrivna området, men är blottad på Lindesbergsbladen, t.ex. i Ställdalenområdet där den är konkordant med lagringen.

Uskenformationens bergarter är i allmänhet ljust gråvita, finkorniga, jämnkorniga eller glest kvartsporfyriska, centimeter- till decimetertunt skiktade metavulkaniska bergarter. Strökorn av fältspat är mycket sällsynta och centimeterstora, möjligen litiska fragment förekommer sparsamt (Lundström 1985, fig. 10). Skiktningen betingas antingen av karbonat- eller kalksilikatskikt eller av mer glimmerrika, grå skikt, påminnande om mer entydiga sedimentbergar-



Fig. 46. Pisoliter i Uskenformationen. Norr om St. Orrtjärnen (7j). 66398/14497.
Usken formation: accretionary lapilli.

ter. Dessutom förekommer ganska rikligt med skikt av skarniga järnmalmer, vilka medför att Uskenformationen vanligen är lätt följbär som tydliga, positiva anomalier i den flygmagnetiska kartan. I de delar av Uskenformationen som föreligger på Filipstadsbladen är dessa malmer vanligen s.k. Mn-fattiga skarnjärnmalmer, men i de stratigrafiskt högre led som återfinns på t.ex. Lindesberg NV är skarnjärnmalmerna Mn-rika, se Magnusson (1940). Enstaka sulfidmalmer förekommer också, t.ex. den lilla Pb-Ag-förekomsten vid Stångfallet (9j). Uskenformationens bergarter förefaller således att ha avlagrats i vatten i en ganska lugn avsättningsmiljö, sannolikt som distala tuffer eller som omlagrade vulkaniska bergarter. Avsättningsmiljön påminner således i stort om den som präglade åtminstone delar av Älgenformationens avsättning. Lokala, mer dynamiska avsättningsförhållanden antyds emellertid av några sällsynta strömskiktningar (svarta pilar i kartan), vilka gett värdefulla upplysningar om bergarternas pålagringsriktningar. Strax norr om St. Orrtjärnen (7j) förekommer också en horisont av vackra pisoliter (*accretionary lapilli*, små röda ovaler i kartan,

se fig. 46), vilka utvisar att subaerisk vulkanism pågick under Uskenformationens avsättningstid.

Även Uskenformationens bergarter har till övervägande delen alkaliryolitiska sammansättningar (fig. 2), d.v.s. de består av 30–50 vol.-% av vardera kvarts och alkalifältspater. Albit till sur oligoklas förekommer alltid och är i ca hälften av de undersökta proven den enda fältspaten, varvid bergarten får en kvartskeratofyrisk, Na-rik sammansättning. Många gånger ingår också mikroklin, varvid bergarten får en alkaliintermediär, ryolitisk sammansättning. Biotit, aktinolit-tremolit, granat, epidot och karbonat förekommer emellertid också och kan i vissa skikt utgöra hela bergarten. Titanit och opakmineral förekommer då och då accessoriskt. Texturen är genomgående vackert rekristalliserad och granoblastisk och kornen är mellan några hundradels och tiondels millimeter stora. Speciellt i de östra delarna är glimmern många gånger parallellorienterad. I gränsområdet runt Storsjöformationen förekommer ibland strökorn av en karaktäristisk, poikilitisk plagioklas. Liknande plagioklasströkorn är typiska för Storsjöformationen i detta område, varför de korn därav som påträffats i Uskenformationen kan uppfattas som utsvämmade (eller möjligen *hyaloklastiska*) fragment från Storsjöformationen, se avsnittet därom, nedan.

Uskenformationens bergarter är i detta område så metamorfa och deformerade att verkningarna av äldre, synvulkaniska omvandlingar är svåra att identifiera. Runt, och framför allt öster om Hörksälven (9j) förekommer emellertid antofyllit-, cordierit- och granatförande biotitgnejser, som skulle kunna avspegla en synvulkanisk omvandlingszon. Runt gruvorna öster om Komoramossen (8i) förekommer granatförande biotitgnejser och kvartsrika "cigarrbildningar" (röda ringar med röd prick i kartan) som skulle kunna ha ett likartat ursprung. Där uppträder också breccierande aktinolitsprickor av samma typ som i de bättre bevarade områdena i väster många gånger befanns uppträda runt metabasitgångarna. Sådana brecciebildningar har säkert bildats även på andra håll inom Uskenformationen, men går inte längre att känna igen. Den regionala deformationen och metamorfosen är påtagliga i hela Uskenformationen. De ovan beskrivna mineralparageneserna visar att formationen här omvandlats i amfibolitfacies. Hela formationen överpräglas av en NNV-lig skiffriighet och en stänglighet som stupar medelbrant mot öster. Dessa strukturer är endast mycket svagt utvecklade väster om Nittälvsdalen (7j–8i), men blir mot öster allt kraftigare och tydligare.

Storsjöformationen

Storsjöformationen, sammanfattning:

Storsjöformationen består av massiva, rekristalliserade, kraftigt linjär- och planförskiffrade, ryolitiska till dacitiska plagioklasporfyryr av leptittyp.

Den har en relativt väl bevarad stelningstextur och peperitiska, intrusiva kontakter mot Uskenformationen, varför den tolkas som en ytlig intrusion eller lava, jämnåldrig med eller något yngre än den omgivande Uskenformationen.

Den bildar kärnan i en antiklinal struktur vars flanker utgörs av Uskenformationen.

Den består av en kraftigt magnetisk och en omagnetisk del, vilka verkar övergå lateralt i varandra.

Massiva, föga skiktade, kvarts-plagioklasporfyrisk, sannolikt ytligt intrusiva ryolitiska till dacitiska metavulkaniter sammanfattades på berggrundskartorna Lindesberg SV och NV (Lundström 1983, 1985) under begreppet "Storsjöformationen". Denna förekommer på båda Lindesbergsbladen, men har speciellt stor utbredning runt Storsjön på Lindesberg SV (11F/1b). Liknande bergarter (röda, dubbla prickar och L-symbol i kartan) med snarlika fältrelationer förekommer även på Filipstad NO där de utgör kärnan i södra delen av Storhöjden-Himmelriksbackenantiklinalen (8-9j, se fig. 5 och 75 och avsnittet om Uskenformationen, ovan).

Storsjöformationens bergarter har vanligen ganska diffusa, växellagrande eller oregelbundna, föga upplysande kontakter mot omgivningen. Avgörande fältrelationer påträffades först vid karteringen på berggrundskartan Filipstad NO. När berggrundskartan Lindesberg NV (Lundström 1985) trycktes, uppfattades därför Storsjöformationens marginalområden på angränsande delar av Lindesberg NV (11F/8-9a) som om de tillhörde Vasslandformationen. Jfr f.ö. avsnittet om Uskenformationen, ovan. Först genom de detaljstudier som företagits genom det i inledningen omnämnda vulkanologiprojektet, uppdagades att dessa bergarter uppträder som ytliga intrusiv eller lavor gentemot den omgi-

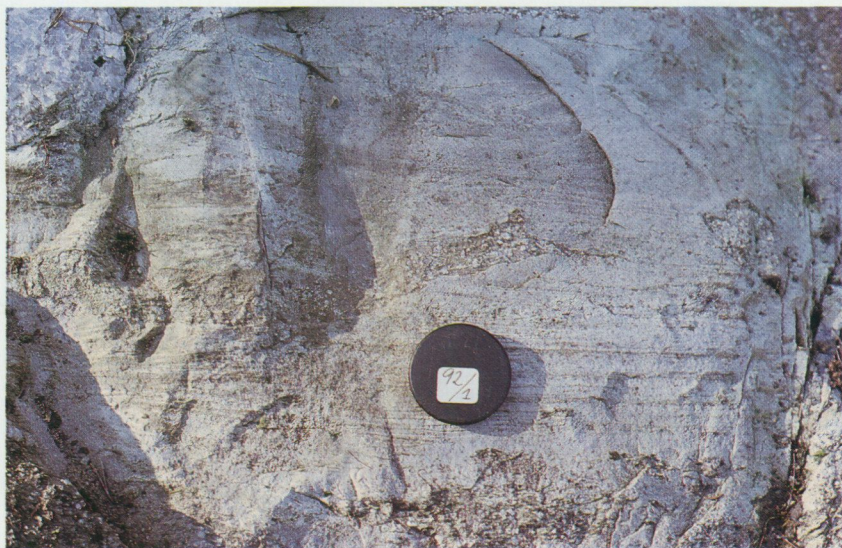


Fig. 47. Apofys av Storsjöformationens plagioklasporfyr som klipper skiktning. Jfr text. 150 m söder om vägkröken öster om V. Lövfallet (8j). 66429/14497.

Storsjön formation: tongue of plagioclase porphyry cutting bedding (cf. text).

vande Uskenformationen. Främst i området öster om Himmelriksbacken (8j) påträffades nämligen decimeter- till meterstora partier av porfyr av Storsjöformationstyp, vilka entydigt klipper skiktningen i angränsande, vulkaniska sediment ur Uskenformationen (fig. 47). Sådana kontaktrelationer (peperitiska kontakter) anses bildas när ytliga intrusioner eller lavar kommer i kontakt med föga konsoliderade, vattenförande ytbergarter. Storsjöformationens stratigrafiska position blir således att den är jämnåldrig med eller något yngre än Uskenformationen i detta område. Formationens ställning liknar följaktligen såväl de lavors och ytliga intrusioners som beskrivits i samband med övriga ytbergarter som de mera entydiga, synvulkaniska till primorogena intrusionernas, se nedan.

Storsjöformationens bergarter kännetecknas av att de har en glest (högst 10 vol.-% strökorn) plagioklasporfyrisk textur. Kvarssströkorn förekommer också, men mer sparsamt. Plagioklasströkornen är poikilitiska och lätt rekristalliserade, men har vanligen bevarat en tydligt euhedral, listformad kristallform (fig. 48). De bildar ofta glomerofyriska aggregat. Dessa euhedra, en till tre milli-

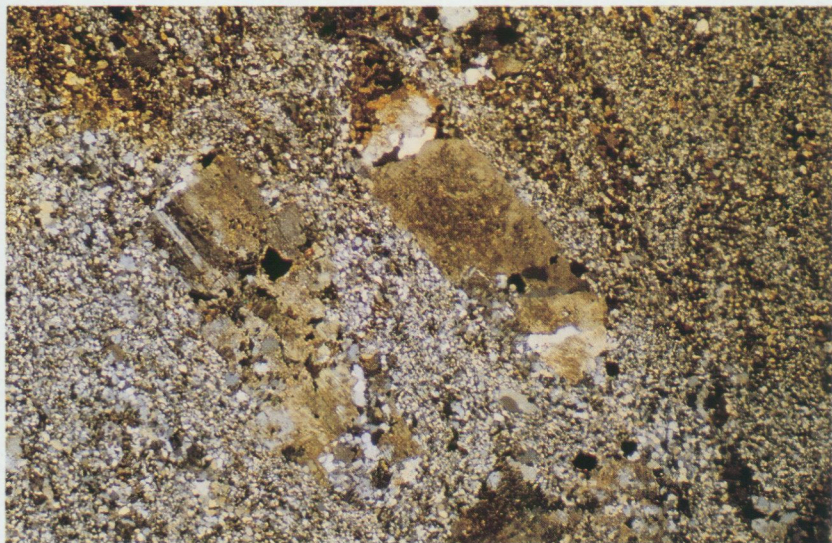


Fig. 48. Lätt rekristalliserade strökorn av kvarts och plagioklas i Storsjöformationen. Plagioklasens euhedrala form kan anas. Strökornen är ca 3 mm långa. Strax VNV om Bäcketorp (8j). 66449/14474.

Storsjön formation: slightly recrystallized phenocrysts of quartz and plagioclase (c. 3 mm i length). Euhedral form of plagioclase discernible.

meter stora strökorn är typiska för hela formationen och utesluter att den skulle kunna ha bildats ur någon sorts tuffer. Matrixen har granoblastisk textur och är några hundra delar till tiondels millimeter grov. Plagioklasen har albit-oligoklassammansättning, vilket också karaktäriserar denna formation gentemot övriga metavulkaniska formationer. Bergarternas modala sammansättning framgår av fig. 49, vilken också visar att de i framför allt de östra delarna (se nedan) är karaktäristiskt rika på biotit och hornblände. Hornbländet är karaktäristiskt blågrönt, vilket skiljer det från andra formationers blekgröna aktinolit-tremolit. Accessoriskt förekommer vanligen apatit liksom titanit, vilken brukar vara karaktäristiskt sammanvuxen med opakmineral, sannolikt magnetit. Enligt fig. 2 har bergarterna ryolitiska till dacitiska sammansättningar.

Även om de ovannämnda förhållandena karaktäriserar mer eller mindre hela formationen, förekommer områdesvisa variationer. I de östra delarna dominerar mörkt gråsvarta, kraftigt magnetiska, magnetitporfyroblastiska, hornblände-biotitrika ryoliter till daciter i området mellan Trilltorpet (9j) och Svart-

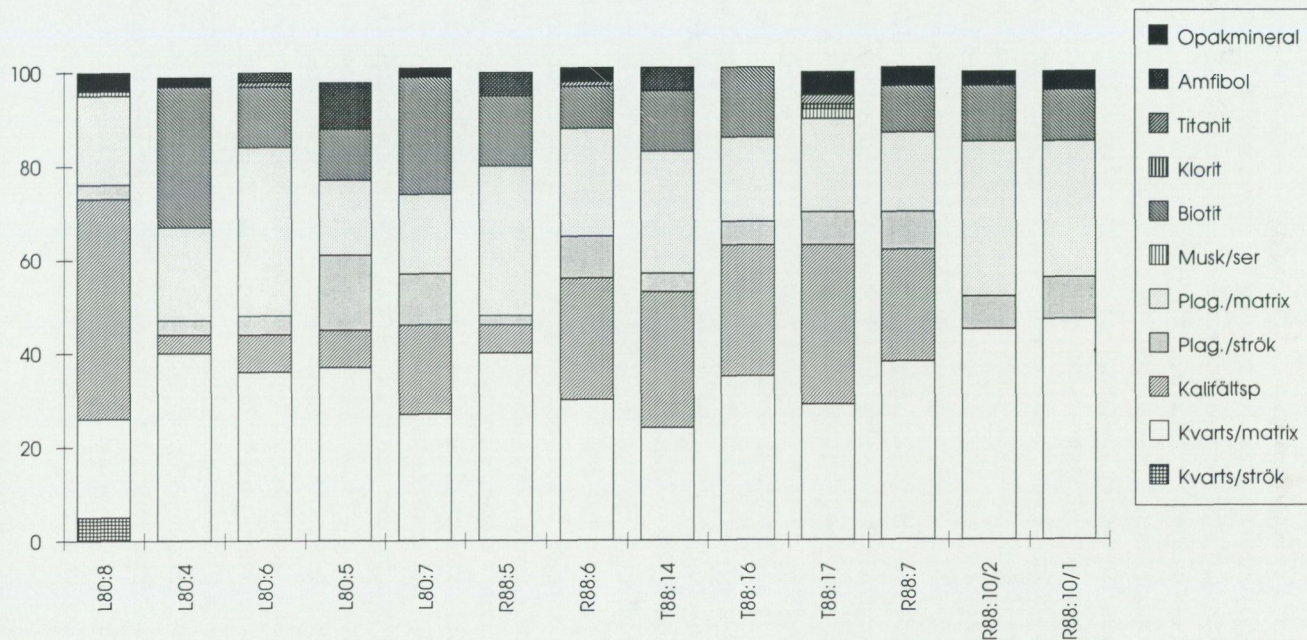


Fig. 49. Storsjöformationens porfyrrers mineralogiska (modala) sammansättning i volymprocent. Varje stapel representerar ett prov. Provpunkter: L80:8; 66411/14499, L80:4, 5, 6; 66425/14497, L80:7; 66428/14497, R88:5; 66431/14498, R88:6; 66436/14492, R88:7; 66449/14474, R88:10; 66427/14469, T88:14; 66460/14496, T88:16; 66452/14483, T88:17; 66452/14475.

Storsjön formation: modal composition of the porphyries in per cent by volume; each bar represents one sample.

pålstjärnen (8j). De är vanligen kraftigt skiffriga eller stängliga och ger svaga, positiva anomalier i den flygmagnetiska kartan. Av fig. 49 framgår att även de mikroklinförande, ryolitiska varianterna egendomligt nog innehåller hornblände. Eftersom likväl dacitiska sammansättningar dominerar, har området på kartan betecknats som "intermediär metavulkanit" (gröna prickar på gul botten). Såväl massiva varianter med den ovan beskrivna stelningstexturen som skiktade typer med mera jämnkornig, ursprungligen möjligen klastisk textur förekommer. De har båda dacitisk sammansättning, varför de skiktade typerna sannolikt är måttligt omlagrade eller hyaloklastiska varianter av de mer massiva. I ett jämförelsevis måttligt deformerat område en kilometer öster om Himmelriksbacken (8j) uppvisar vissa skikt en säregen, ibland veckliknande struktur (fig. 50). Dessa strukturer förefaller inte vara tektoniskt bildade eftersom de inte är förknippade med någon skiffrihet. De har därför sannolikt bildats i samband med bergarternas avsättning. Längs Storsjöformationens norra och västra gräns i Bäcktorp–Kojmossenområdet (8j) dominerar däremot rödlätta, hornbländefria, magnetit-glimmerrika ryoliter, med dacitiska inslag. Dessa bergarter ger en utpräglad positiv anomali i den flygmagnetiska kartan. De har svagare förskiffring och stänglighet än de ovan beskrivna bergarterna och uppvisar ibland en vindlande, millimetertunn bandning som något påminner om primär flödesbandning. De ser därför förrädiskt "ignimbritlika" ut, vilket sannolikt är orsaken till att de Groot m.fl. (1988) tolkade dem som just ignimbriter. Även dessa bergarter har emellertid den för Storsjöformationen typiska stelningstexturen. Området är ganska fritt från skiktade inlagringar och bergarterna är påfallande massiva. Söder om detta område övergår de rödlätta, högmagnetiska bergarterna kontinuerligt i gråare, glimmerrikare varianter (korta svarta streck på gul botten på kartan) vilka dominerar området väster om Himmelriksbacken (8j). Här är bergarterna kraftigt förskiffrade och stängliga och utmärks i den flygmagnetiska kartan av låg magnetisk totalintensitet. Övergången från de röda, högmagnetiska typerna i norr är så diffus och kontinuerlig och bergarterna så snarlika att övergången närmast förefaller att vara en omvandlingsgräns inom samma bergartstyp. Inlagringar av kalksten och skarnbergarter förekommer i detta område, men bergarterna är f.ö. massiva.

Den ovannämnda flygmagnetiska anomalin fortsätter in på berggrundskartan Lindesberg NV, där den söder om Olovsjön (11F/8a) och öster om Ljusnarn (11F/7a) även täcker tuffer och vulkaniska sediment av Uskenformationens typ. Detta är sannolikt orsaken till att Parr & Rickard (1987) och Parr (1988) kom att tolka även de här beskrivna, helt väsensskilda delarna av Stor-



Fig. 50. Vecklika strukturer, sannolikt bildade i samband med bergartens avlagring. Jfr text. 250 m norr om Svartpålstjärnen (8j). 66425/14498.

Probably syndepositional, fold-like structures (cf. text).

sjöformationen som tuffer, vilka de kallade "Abborrtjärnen Tuff Formation".

Storsjöformationen bergarter är i detta område genomgående rekristalliserade till leptiter med granoblastisk textur, tydligt omvandlade till amfibolitfacies och tektoniskt deformerade till skiffriga och stängliga strukturer. Äldre omvandlingar är därför svåra att spåra, men skulle kunna avspelas i den ovan beskrivna gränsen mellan röda, högmagnetiska typer i Bäcktorp-Kojmossenområdet (8j) och grå, lågmagnetiska väster om Himmelriksbacken (8j).

Ytbergarter med okänd formationstillhörighet

Ytbergarter med okänd formationstillhörighet, sammanfattning:

I spridda områden förekommer ytbergarter vars primära karaktärer är så diffusa eller svårtolkade att de inte självklart kunnat inordnas i de övriga ytbergartsformationerna.

De består vanligen av alkaliryolitiska metavulkaniter av leptittyp som genomgått samma metasomatiska och regionala omvandlingar som övriga ytbergarter.

I detta avsnitt ges en kortfattad redogörelse för sådana ytbergarter som visat sig svåra att hänföra till någon av de i föregående avsnitten beskrivna formationerna. Dessa diskutabla områden är markerade med frågetecken i fig. 5 och behandlas nedan områdesvis.

Runt Nittälvsdalen (9i–7j) och väster om Salbosjön (6–7j) föreligger ett mycket dåligt blottat område som domineras av leptitiska metavulkaniter. De gränsar på ett okänt sätt till såväl Usken- som Sångenformationerna, liksom till Älgenformationens Bredsjöled. I nordväst övergår de kontinuerligt i de kontaktmetamorfa metavulkaniter som omger Sävsjönmassivet, se nedan. I områdets norra delar tycks en rödlätt, jämnkornig eller glest kvartsporfyrisk, vanligen alkaliryolitisk leptit, dominera. Lagring är här sällsynt, men runt Nordsjön (9h) förekommer sporadisk lagring med mycket flack nordlig stupning. Området väster om Salbosjön kännetecknas däremot av mer vitgrå, kvarts- och plagioklasporfyriska typer, i vilka enstaka fragment kan anas. Detta parti påminner följaktligen om de angränsande litologierna i Sångenformationen eller om det intilliggande Bredsjöledet i Älgenformationen. Området innehåller en del skiktstrukturer, bl.a. kalk- och skarnskikt vilka många gånger förekommer tillsammans med järnmalmer. Skiffrighet, stänglighet och rekristallisation är allt tydligare mot öster. De synvulkaniska omvandlingarna blir därmed svåra att identifiera, men området väster om Salbosjön (6–7j) förefaller att vara ganska genomgående Na-anrikat. Albiten har här ofta schackbordstextur (*chess-board albite*), vilket brukar vara typiskt för Na-metasomatiskt omvandlade bergarter. Trakten öster om Vasselsjön (6j) synes ha genomgått bl.a. Mg-anrikning efter-

som cordierit, men även andalusit förekommer där. Svag glimmerkvartsitomvandling har också påträffats vid Palamgruvan (9i).

Runt Grecken (1h) och Vasselsjön (2i) förekommer ett parti av kvartsporfyrisk metavulkaniter som rekristalliserat till leptiter. De omges nästan helt av Sängenformationens bergarter, inom vilka detta parti förefaller att inta någon sorts antiform och möjligen antiklinal position. Dessa leptiter skiljer sig emellertid tydligt från Sängenformationens bergarter, dels genom sin högre regionalomvandling, dels genom att de saknar plagioklasströkorn. Skiktning är sällsynt, men lager av kalk, skarn och granatglimmergnejs förekommer, speciellt öster om Vasselsjön (2i), där även några små järn- och sulfidmalmer förekommer. Snarlika lager uppträder även norr om Grecksnäs tillsammans med några små järn-sulfidmalmer. Runt Vasselsjön är bergarterna svagt rödvittrande och glest kvartsporfyrisk. Norr om Grecken (1h) är de mer grå-vitvittrande och visar ibland antydning till någon sorts klastisk textur. Alkaliryolitiska sammansättningar dominerar, men i närheten av de stora glimmerkvartsitområdena runt Lunds fjärden (2h) finns tecken på svag Na-Mg-anrikning.

I Rågreckenområdet (1i) föreligger bergarter som avviker från den omgivande Sängenformationen genom sin högre regionalmetamorfa omvandling och allmänna utbildning. De är åtminstone på sin sydöstra sida skarpt förkastningsavgränsade mot Sängenformationen, vilket bl.a. framgår av den flygmagnetiska kartan. Denna uppvisar nämligen en tydlig positiv anomali, förorsakad av områdets malmstråk, som skarpt klipps av förkastningen. Fastän denna förkastning alltså rubbat de svekofenniska ytbergarterna, har den inte påverkat diabasen vid Rågreckens (1i) östra strand. Området domineras av glimmerrika leptiter eller metasediment, bestående av huvudmineralen kvarts, albit och muskovit samt ofta något biotit. Biotithalten är ibland så hög att bergarten närmast är en glimmergnejs, vilken emellanåt för såväl almandinggranat som cordierit. Inga kalk- eller skarnskikt har påträffats, men speciellt de glimmerrikare leden kan vara fint skiktade. Dylika led påminner närmast om någon sorts sedimentära silt- eller slamstenar och små strömrippel (*current ripples*) har påträffats i sådana bergarter. Dessa bergarter verkar följaktligen vara av delvis sedimentärt ursprung. I hela området förekommer flera tiotals meter tjocka, stratiforma metabasitlager. Utmed deras kontakter uppträder i hela området små järn-sulfidmalmsförekomster, vilka brutits på flera ställen. Speciellt metabasiterna är vackert veckade till en mot öster konkav veckstruktur vars veckaxel stupar flackt mot öster. Denna veckstruktur är följaktligen mer eller mindre konform med det öppna vecket sydväst om Färvilen (2j) i Sängenformationen.

Mellan Nätsjön (8a) och Vithavet (9h) föreligger en upp till två kilometer bred zon av kontaktmetamorfa leptiter längs Sävsjönmassivets kontakt. Liknande leptiter uppträder också som fragment inne i Sävsjöngraniten. De utgör rimligen kontaktmetamorfa varianter av den i söder angränsande delen av Sängenformationen. Mot öster övergår de omärkligt i de ovan beskrivna, svår-tolkade, regionalmetamorfa leptiterna väster om Nittälvsdalen (9i). De här beskrivna, kontaktmetamorfa leptiterna består av lätt förskiffrade och stängliga, glest kvartsporfyriska, ganska intetsägande typer. De är tydligt rekristalliserade till en granoblastisk textur, vilken vanligen innehåller små, karaktäristiska, droppformade kvartsinneslutningar. Kataklas är ganska vanlig och kvartsströkornen är många gånger granulerade. Sammansättningen är genomgående alkaliryolitisk och bergarterna består vanligen av huvudmineralen kvarts, mikroklin och albitisk plagioklas med biotit som underordnat mineral. Biotiten har i många fall kloritomvandlats, vilket rimligen måste ha skett efter kontaktmetamorfosen, d.v.s. efter Sävsjöngranitens intrusion.

I trakten mellan Limmingssjön (1f) och områdets sydvästra hörn (0f) uppträder leptitiska metavulkaniter som flera större inneslutningar i Rockesholmsgraniten. Mellan Limmingssjön (1f) och Mosserud (0f) har en större lins av metavulkanit markerats i kartan, huvudsakligen med ledning av en markerad flygmagnetisk anomali. Inga blottningar förekommer nämligen i området, men de lösa blocken består i hög utsträckning av skiktade metavulkaniter som påminner om dem som anstår norr om Västgötesjön (2f), i Älgenformationens Sikforsled. Den flygmagnetiska anomalin kan också följas till detta område, i vilket en del järnmalmer uppträder. På Lokadalens (0–1f) östsida förekommer flera linser av liknande, relativt högmetamorfa, skiktade metavulkaniter. Väster om, men strax intill Lokadalen (0f) finns ett dolomitförande, skarnigt parti med en smärre blyglans-zinkblandemineralisering. I kartans sydvästra hörn förekommer vidare runt Lofallet (0f) dels rödlätta, lätt skiktade, sannolikt tuffitiska metavulkaniter, liknande dem öster om Lokadalen (0f), dels homogena, grå, oskiktade plagioklasporfyriska typer som påminner om Storsjöformationens bergarter. Bergarterna är i samtliga dessa områden förskiffrade och har granoblastisk textur. De är vanligen ryolitiska och består av huvudmineralen kvarts, mikroklin och plagioklas (oligoklas) vilka ibland åtföljs av epidot och biotit som väsentliga mineral. De plagioklasporfyriska typerna vid Lofallet (0f) är emellertid dacitiska och hornbländeförande.

Synvulkaniska till primorogena intrusivbergarter

Synvulkaniska till primorogena intrusivbergarter, sammanfattning:

De äldsta intrusivbergarterna består av felsiska granitoider med tydlig stelningstextur och intrusiva kontaktrelationer mot ytbergarterna.

De genomsätts av metabasiter.

De har samma metamorfa och strukturella utbildning som sina sidostenar, d.v.s. de är relativt massformiga i grönskifferfaciesområdet och linjärförskiffrade i amfibolitfaciesområdet.

De bildar såväl ytliga, troligen synvulkaniska intrusiv som djupare intruderade sådana.

De är mer eller mindre klorit- och albitomvandlade. Dessa omvandlingar är vanligare i de ytligare intrusiven än i de djupare.

De s.k. äldsta (även primorogena eller tidigorogena) intrusivbergarterna (brun färg i kartan), består uteslutande av klara intrusivbergarter. Alla har stelnings-texturer som är mer eller mindre rekristalliserade och bergarterna visar vanligen klart intrusiva fältrelationer mot sidoberget. Vissa är utpräglad finkorniga eller uppvisar andra tecken på ytnära stelnings. De bildar därigenom övergångsformer mot de lavor eller ytliga intrusioner som ovan beskrevs i samband med ytbergartsformationerna. De ytnära intrusionerna är egentligen säkert igenkännbara enbart i det lågmetamorfa området eftersom de i det högmetamorfa området är svåra att skilja från massiva leptiter. I t.ex. Vasslandformationen förekommer många sådana "leptiter" som är så homogena att de skulle kunna vara dylika metamorfa, ytliga intrusioner. De markeras i kartan med röda likhetstecken på gul botten. De mer medelkorniga varianterna är däremot klart igenkännbara som granitoida intrusioner, oberoende av metamorfosgrad. I de högmetamorfa områdena är de stängliga eller planförskiffrade och liknar då de "gnejsgranitiska" varianter av de primorogena intrusivbergarterna som är van-

liga i hela det svekokarelska området. I det lågmetamorfa området är de däremot vanligen så massformiga att de kan förväxlas med de yngre, ser- eller post-orogena graniterna, se nedan. De primorogena intrusiven kan dock i allmänhet särskiljas genom att de har en mer rekristalliserad textur, genomsätts av metabasiter och kan vara albitomvandlade (brun-vit diagonalstreckning i kartan).

Radiometriskas åldersbestämningar av denna bergartsgrupp saknas i området, men har på andra håll i Mellansverige gett åldrar varierande mellan 1,89 och 1,85 miljarder år (U-Pb-dateringar på zirkoner, Welin 1992). Detta betyder att de är i stort sett jämnåldriga med de metavulkaniska bergarterna, vilket också bestyrks av vissa fältrelationer. Dels visar ju t.ex. lavorna i Sängen- och Älgenformationerna att subvulkaniska magmakammare måste ha existerat i området vid dessa formationers avsättning. Dessutom förekommer i Sängenformationens grövre led bergartsfragment (fig. 11) som liknar porfyreerna i de gångar som omger den ytliga intrusionen norr om Rombohöjden (5h). Liknande porfyrgångar måste således ha existerat redan före Sängenformationens avsättning. Likväl tycks själva Rombohöjdenintrusionen intrudera Sängenformationens litologier, vilka dessutom förefaller att redan ha varit brantställda vid intrusionstillfället. Se t.ex. kontaktzonen mot det lilla kalk-järnmalmsstråket mellan Ösjön och Mögsjön (6h). Uppenbarligen var intrusionsskedet utdraget över en längre tid under vilken Sängenformationen hann både avsättas och genomgå en första brantställning (D_1 , se nedan).

Genomsättande gångar av metabasit är vanliga i de äldsta graniterna. I enstaka fall förekommer emellertid motsatsen, d.v.s. de genomsätter själva metabasiter, antingen som granitiska eller kvarts-plagioklasporfyriskas gångar. De äldsta graniterna förefaller således att också vara mer eller mindre samtida med metabasiternas intrusion.

Ytliga intrusioner

De ytliga, delvis subvulkaniska intrusivbergarterna är vanligen finkorniga och har ännu finkornigare kontaktzoner mot omgivande ytbergarter. Dessa kontaktvarianter kan ibland likna jämnkorniga hälleflintor, varigenom avgränsningen mot likartade ytbergarter kan bli osäker på några hundra meter när. De ytliga intrusionerna kännetecknas av ett par karaktäristiska texturtyper. Dels förekommer granofyriska-myrmekitiska texturer (fig. 51), dels är en mer hypidiomorf textur vanlig, vilken kännetecknas av listformade plagioklaser (fig. 52). Gruppen övergår såväl textuellt som sammansättningsmässigt dels mot klara

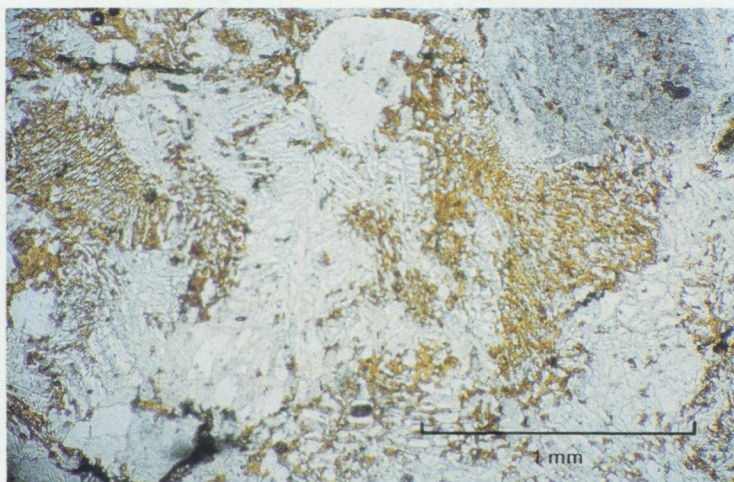


Fig. 51. Granofyrtextur som delvis albitomvandlats i ytlig, äldre intrusion. Kalifältspaten guldfärgad. Sydväst om Mögsjön (6h). 66313/14393.

Shallow, older intrusion showing granophyric texture which is partially albitized.

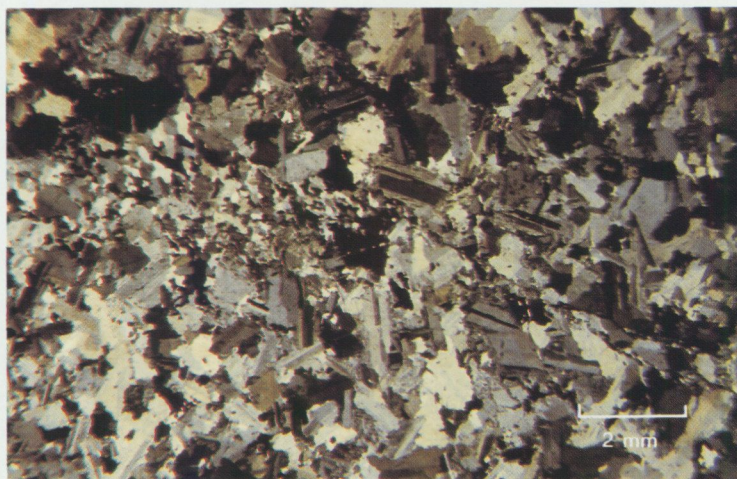


Fig. 52. Hypidiomorf stelningstextur med listformade albitkristaller i ytlig, äldre intrusion. 200 m öster om Sundsjön (3h). 66188/14363.

Shallow, older intrusion showing hypidiomorphic crystallization texture with lath-shaped albite crystals.

granitoider av djupbergartstyp, dels mot lavar och ytliga intrusioner i ytbergartsformationerna. Kloritisering och albitisering är vanliga, speciellt i de finkornigaste, sannolikt ytligaste leden.

Norr om Rombohöjden (5h) anstår ett större massiv av en röd eller vit, finkornig till tät, massformig, mer eller mindre kvartsporfyrisk eller granofyrisk (fig. 51) granit till albitgranit. Dess omgivningar är lätt kontaktmetamorft omkristalliserade och genomsetts av spridda porfyrgångar. Längs kontakten är bergarten mycket finkornig och hälleflintlik, t.ex. på Brännberget (6i). Flera större gångar av metabasit genomsetter och stora partier är kraftigt albitomvandlade. Kloritomvandling är däremot sällsynt. Kvarts och albit är huvudmineral, till vilket kommer mikroklin i de ej genomalbitiserade partierna. Muskovit, biotit och klorit kan tillkomma som underordnade eller accessoriska komponenter. Se f. ö. Baker (1985).

Runt Silverknuten (7–8f) uppträder ett större massiv av en finkornig till fint medelkornig, jämnkornig, massformig homogen, kraftigt kloritbreccierad albitgranit. Den har hög magnetisk susceptibilitet och framträder som en tydlig positiv anomali i den flygmagnetiska kartan. Dess textur är en allotriomorf-granulär stelningstextur, i vilken även en vacker granofyr-myrmekit-textur är vanlig. Huvudmineralen är kvarts och albit, till vilket kommer klorit i underordnade mängder. Albiten har ofta s.k. schackbordsstruktur. Muskovit, biotit och opakmineral uppträder endast i accessoriska mängder.

I Sundsjöområdet (3h) förekommer ytliga intrusioner söder om St. Ämten (3h) och öster om Sundsjön (3h). De är rödlätta, finkorniga till fint medelkorniga, massformiga, albitomvandlade granitoider, med väsentligen allotriomorf-granulär textur. Ibland visar de antydningar till granofyrtextur eller hypidomorf textur med listformade plagioklaser (fig. 52). Smärre gångar uppträder i omgivningarna. Enda huvudmineral är kvarts och albit, medan klorit förekommer i accessoriska till underordnade mängder.

På Sör-Älgens (5f–g) båda sidor finns en mörkt grågrön, finkornig, något metabasitliknande bergart i två små massiv med ganska diffus avgränsning mot sidostenen. Den mörka färgen visar sig i mikroskop bero på finkornig, breccierande och penetrerande klorit och aktinolit. Reliktpartier av kvarts och albit i tydlig stelningstextur av samma slag som runt Sundsjön (3h) förekommer mellan kloriten och aktinoliten. Denna bergart är således såväl texturmässigt som sammansättningsmässigt lik såväl de ovan beskrivna, albitgranitiska, ytliga intrusionen som de nedan beskrivna spilitiska grönstenarna. De albitgranitiska reliktpartierna måste emellertid visa att detta ursprungligen var en intrusivbergart

av samma slag som vid Sundsjön (3h) eller Silverknuten (7–8f), vilken genom kraftig omvandling blivit klorit-aktinolitrik. Mycket kraftiga sådana omvandlingar förekommer också i sidostenen, men verkar vara koncentrerade till dessa intrusivkroppar. Se f.ö. avsnittet om metasomatiskt påverkade bergarter, nedan.

Djupare intrusioner

De djupare intruderade äldsta intrusivbergarterna är genomgående fint medelkorniga och har en även makroskopiskt igenkännbar granitoid textur. Granofyriska eller hypidiomorfa stelningstexturer förekommer endast sparsamt. I stället dominerar en granoblastisk rekristallisationstextur med rester av en mer allotriomorf-granulär stelningstextur (fig. 53). Randfaser och gångar är dock mer porfyriska, framför allt plagioklasporfyriska. Även dessa intrusivbergarter är ibland albitiserade, men albitomvandlingen är i dem mer lokal än i de ytliga intrusiven. Klorit- och glimmeromvandling är också mycket mer sällsynt.

På *N. Bastfallshöjden och Fulberget (7–8i)* anstår rödlätta, fint medelkorniga, jämnkorniga, homogena, massformiga graniter. Texturen är granoblastiskt rekristalliserad med rester av en äldre stelningstextur (fig. 53). De har begrän-



Fig. 53. Granoblastisk rekristallisationstextur med rester av stelningstextur i äldre granit. Fulberget (7i). 66384/14420.

Older granite showing granoblastic recrystallization texture with relict of a crystallization texture.



Fig. 54. Xenoliter av Uskenformationens bergarter i äldre granit. Sydväst om Storhöjden (9i). 66483/14449.

Xenoliths of Usken formation rocks in older granite.

sade, vita albitiseringszoner, vilka ibland åtföljs av kvartssprickor. På Fulberget är albitiseringszonerna ibland knutna till metabasitgångar. Sammansättningarna framgår av fig. 55.

Massiven runt Uttertjärnberget (8i), samt mellan Nordsjön (9i) och Gränsjön (8h) liknar mycket Bastfallshöjden-Fulbergetmassiven, men saknar albitiseringszoner. Granofyrtextrur förekommer sparsamt på Uttertjärnsberget. Båda massiven är massformiga och genomsätts av metabasitgångar och sparsamt av aplitgångar. Den modala sammansättningen framgår av fig. 55.

Storhöjdenmassivet (9j) är likaså en rödlätt, medelkornig, jämnkornig och homogen granit. Den är emellertid tydligt stänglig och genomsätts av talrika metabasitgångar och spridda pegmatit-aplitgångar. Graniten har utpräglade, finkorniga kontaktzoner, speciellt på den östra sidan och omges av gångar som breccierar sidoberget (fig. 54). Texturen är granoblastiskt rekristalliserad med få rester av den ursprungliga stelningstexturen. Rester av granofyrisk textur förekommer dock mycket sparsamt. Som framgår av fig. 55a är albitgranitiska led vanliga.

Norr om Grecken (1h) anstår en röd, homogen, vackert stänglig, sporadiskt albitomvandlad, fint medelkornig granit med en granoblastisk, småporfyrisk textur. Albitomvandlingen följer här en glimmerkvartsitomvandlad skjuvzon som klipper granitens stänglighet. Den modala sammansättningen framgår av fig 55.

På Klintaberget (0i) uppträder en röd, homogen, stänglig, jämnkornig, medelkornig, granit med finkorniga, kvartsporfyriska randfaser och granoblastisk textur. Vita, albitiserade zoner förekommer, liksom spridd kataklas (se fig. 55).

Söder om Greckskog (1h) förekommer en kraftigt stänglig, ljusgrå kvartsdiorit med granoblastisk textur. Den för plagioklas (oligoklas) som huvudmineral och kvarts, biotit och hornblände som väsentliga mineral medan epidot, titanit, opakmineral, apatit och zirkon förekommer accessoriskt. Bergarten anknyter således sammansättningsmässigt till de nedan beskrivna metabasiterna, vilka dock är mörkare och kvartsfattigare.

På Sandsjöhöjden (8g) uppträder en rödlätt, lätt skiffrig normalgranit med granoblastisk till hypidiomorf-granulär textur. Den för kvarts, mikroklin och plagioklas (albit-oligoklas) som huvudmineral, biotit, hornblände och opakmineral som underordnade mineral och epidot, zirkon, klorit, titanit och apatit som accessoriska mineral.

Sydväst om St. Trössjön (0f) har ett större parti av kraftigt folierad granitoid utskiljts som primorogen granit. En sannolikt svekonorvegisk förskiffring överpräglar hela detta område och gör det mycket svårt att strukturellt särskilja äldre bergarter. Dessa granitoider förefaller emellertid att även ha en äldre, mer rekristalliserad foliation som kan urskiljas där den svekonorvegiska förskiffringen är svag eller mindre tydlig. I dylika, bättre bevarade partier kan även en granoblastisk rekristallisationstextur ibland urskiljas, vilken skiljer dem från omgivande yngre bergarter, t.ex. Rockesholmsgraniten. Genomsättande aplitgångar skiljer också från Rockesholmsgraniten. Urskiljningen av denna primorogengranit är likväl osäker i detalj.

Kemiska och modala huvuddrag

Fig. 55 och tabell 7 återger några exempel på modala respektive kemiska analyser av såväl albitiserade som oomvandlade led ur denna bergartsgrupp. De visar att dessa bergarter domineras av enhetligt sura, saliska och felsiska sammansättningar i detta område. Härigenom skiljer det sig från såväl östligare de-

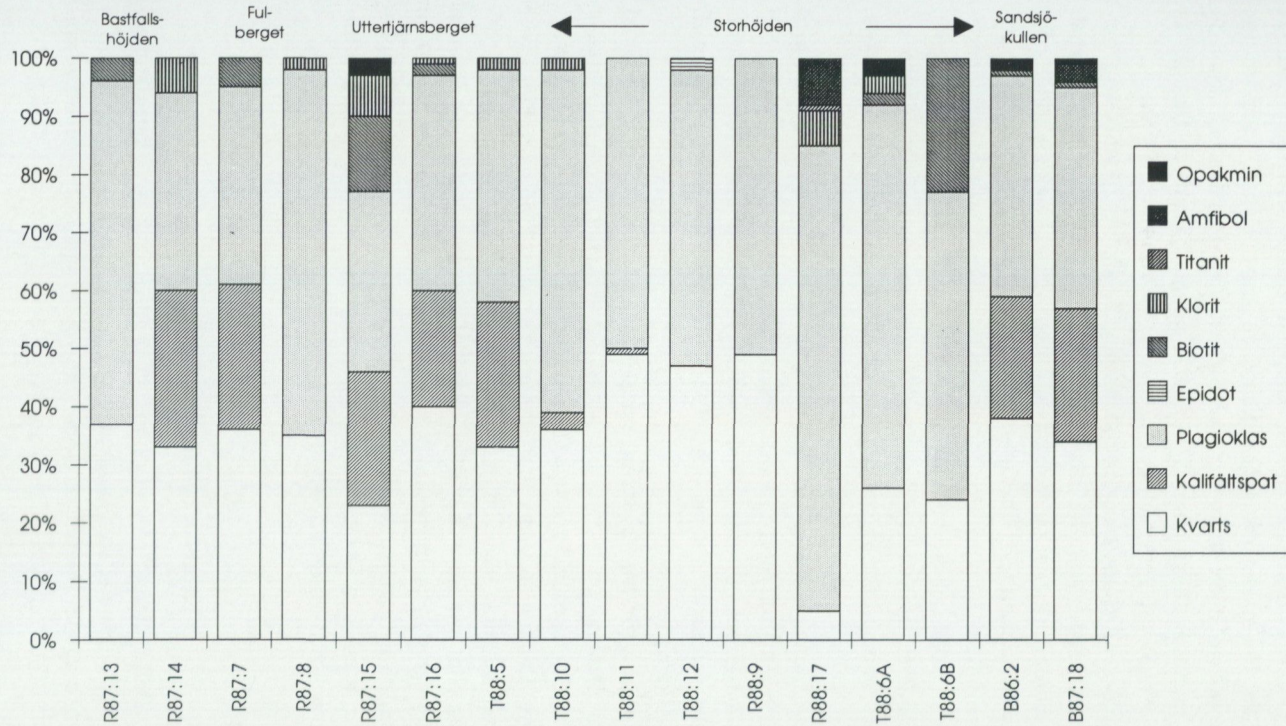


Fig. 55. Modala sammansättningar i äldre, djupare belägna graniter.

Modal compositions of older, deep-seated granites.

- a) Kartbladet Filipstad NO. Provpunkter: R87:13; 664040/144140, R87:14; 664040/144140, R87:7; 663840/144200, R87:8; 663840/144200, R87:15; 664375/144185, R87:16; 664375/144185, T88:5; 664560/144250, T88:10; 664950/144660, T88:11; 664900/144730, T88:12; 664710/144775, T88:9; 664475/144590, R88:17; 664930/144500, T88:6A, B; 664750/144520, B86:2; 664430/143390, B87:18; 664402/143379.

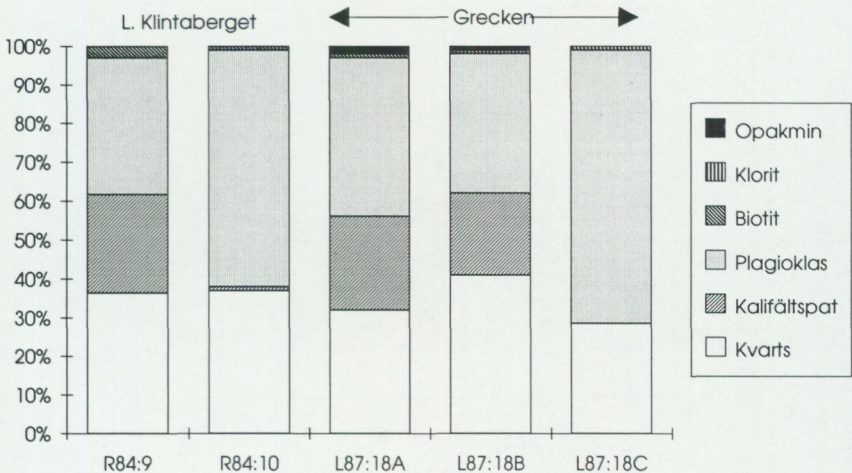
Map-sheet Filipstad NO.

Fig. 55 b.

Kartbladet Filipstad SO. Provpunkter: R84:9; 660227/144460, R84:10; 660227/144460, L87:18A, B, C; 661030/143940.

Map-sheet Filipstad SO.

TABELL 7. Synvulkaniska till primorogena intrusivbergarter.
Synvolcanic and early orogenic intrusive rocks.

IDNR	Djupare belägna intrusioner									Ytliga intrusioner		
	R 87:7	R 87:8	R 87:14	R 87:13	T 88:5	T 88:10	R 84:9	R 84:10	L 84:31	L85:28	B 89:19	T 85:11
RUTA	7I	7I	8I	8I	9I		OI	OI	2H	5H	8F	3H
NSKOORD	663840	663840	664040	664040	664650	664950	660227	660227	661080	663015	664120	661645
EWKOORD	144200	144200	144140	144140	144250	144660	144460	144460	143980	143838	142550	143520
SiO ₂	75,90	78,60	76,20	78,70	76,60	79,80	76,80	79,60	79,50	79,00	73,70	72,70
TiO ₂	0,12	0,12	0,14	0,15	0,12	0,10	0,11	0,11	0,13	0,11	0,30	0,43
Al ₂ O ₃	12,40	12,70	12,80	12,70	12,10	11,50	11,90	12,10	11,80	12,60	12,50	14,60
Fe ₂ O ₃	0,70	0,18	0,77	<0,10	0,97	0,88	0,77	0,29	0,72	0,04	3,94	2,89
FeO	0,87	0,45	0,91	0,29	0,65	0,54	0,54			0,66		
MgO	0,18	0,34	0,22	0,62	0,13	0,14	0,09	0,13	0,36	0,63	1,93	0,90
CaO	0,49	0,34	0,66	1,10	0,61	0,36	0,48	0,09	0,58	0,45	<0,25	1,44
MnO	0,01	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	0,01	0,00	0,01	0,01	0,01	0,03
Na ₂ O	3,39	6,75	3,45	6,06	3,93	6,59	3,54	6,74	3,66	5,99	5,87	8,20
K ₂ O	4,59	0,21	4,62	0,39	4,53	0,35	4,46	0,18	4,00	0,10	<0,05	0,09
P ₂ O ₅												
H ₂ Oplus	0,60	0,48	0,54	0,54	0,43	0,33	0,39			0,50		
H ₂ Omin	0,23	0,17	0,26	0,15	0,09	0,09	0,19			0,13		
LOI												
CO ₂	<0,10	<0,10	0,10	<0,10	<0,10	<0,10	0,16			<0,10		
OXIDSUM	99,48	100,34	100,57	100,70	100,16	100,68	99,28	99,24	100,76	100,22	98,25	101,28

lar av Bergslagen som från det svekokarelska området i stort, vilka kännetecknas av mera differentierade sammansättningar, innefattande även mera intermediära och basiska led. Det enda undantaget är den ovan beskrivna lilla kvartsdioritförekomsten söder om Greckskog (1h).

Ett flertal forskare har under 1980-talet företagit ingående geokemiska undersökningar av hithörande bergarter och därav dragit ett antal petrogenetiska slutsatser. Dessa arbeten kan här bara refereras i korthet. För mer utförliga framställningar hänvisas till originalarbetena.

Baker (1985) beskrev granofyren norr om Rombohöjden (5h) och publicerade ett flertal huvudelement- och spårämnesanalyser därav. Han konstaterade att denna intrusion skiljer sig från dem i övriga Bergslagen och drog slutsatsen att detta sannolikt beror på att den intruderat i en anorogen miljö. Baker & Drucker (1988) utvecklade detta synsätt för hela bergartsgruppen och understök att denna har en "restricted minimum composition" utan någon tendens till övergångar mot intermediära och basiska led. De drog slutsatsen att dessa bergarter bildats genom anatexis av en äldre, felsisk till intermediär föregångare. Tyvärr presenterar Baker & Drucker endast medelvärden för grupper av analyser, varför detaljinformation om olika massiv är svår att utläsa. De innefattade även graniterna på V. Gråshöjden (8g), Skålhöjden (7g) och Hasselkullen (5h), sydväst om Hjulsjö (6i) i denna bergartsgrupp, vilka emellertid sannolikt hör till de ser- och postorogena intrusivbergarterna, se nedan. Valbracht (1991a) tillämpade däremot samma granitindelning som i detta arbete och fann att de äldsta graniterna var s.k. "Within Plate Granites" av A-typ, d.v.s. att de avspeglar en anorogen miljö, ungefär som Baker & Drucker föreslog. Valbracht fann emellertid dessutom spår däri av en äldre kemisk signatur som vittnar om att dessa graniter med tiden utvecklats från "Volcanic Arc Granites" av I-typ till den senare A-typen. Han fann dessutom slående geokemiska likheter mellan dessa graniter och de intruderade vulkaniska bergarterna. Se även Valbracht m. fl. (1994).

Metabasiter och spiliter

Metabasiter och spiliter, sammanfattning:

Metabasiterna är hornbländeförande, amfibolitiska bergarter som intruderar de äldsta graniterna och alla ytbergarter.

Spiliter förekommer främst i och runt Torrvarpenformationen och är delvis intrusiva.

Metabasiter och spiliter övergår kontinuerligt i varandra i ett övergångsområde runt Torrvarpenformationen.

Metabasiterna visar vanligen samma regionalmetamorfa och strukturella utbildningsformer som sina sidostenar.

De tycks ha intruderat efter sidostenens första deformationsfas.

De bildar många gånger flacka täcken i vilka horisontell magmatisk lagring kan förekomma.

Metabasiter och spiliter förekommer i hela området, men är vanligast mellan Lunds fjärden (2h) och Bredsjö (7h), där också de största kropparna finns. De större massiven markeras i kartan med grön färg, medan smärre gångar markeras med svarta spolar och "A"-beteckning, vilka kan representera gångsvärmar av bara decimeterbreda ådror. Metabasiterna är hornbländeförande, amfibolitiska bergarter, som i det lågmetamorfa hälleflintområdet är övervägande massformiga medan de är stängliga i det mera omvandlade området med leptiter. De intruderar alla de ovan beskrivna ytbergartsformationerna, liksom de synvulkaniska och primorogena intrusivbergarterna, medan spiliterna är koncentrerade till Torrvarpenformationen och dess närmaste omgivningar. Delvis spilitomvandlade metabasiter förekommer i en övergångszon som sträcker sig några kilometer ut från Torrvarpenformationen.

Metabasiterna visar vanligen entydigt intrusiva fältrelationer såsom kontaktförtätning mot sidostenen eller brecciering därav. I det lågmetamorfa området visar sig dessutom sidostenen ibland kontaktmetamorft rekristalliserad (se



Fig. 56. Nätverk av metabasitgångar. 700 m sydväst om Hagtjärnen (3g). 66150/14333.
Net-vein pattern of metabasite dikes.

föregående avsnitt) eller omvandlad på andra sätt (avsnittet "Metasomatiskt påverkade bergarter", nedan) vilket vittnar om metabasiternas intrusiva natur. I vissa områden bildar metabasiterna rena nätverk av meterbredda gångar, t.ex. sydväst om Hagtjärnen (3g, fig. 56). Vid Ösjöbergs gruvor (6h) upptar ett tredimensionellt sådant nätverk ungefär hälften av den nuvarande berggrunden. Det består av såväl horisontella som vertikala, öst-västliga och nord-sydliga gångar (Geijer & Magnusson 1944). På Ekebergshöjden (5g-h) och Loberget (3j) uppträder metabasiterna som stora horisontella skivor med okänd mäktighet som klipper de vertikaltställda ytbergarterna. Den horisontella undre kontakten kan direkt observeras söder om Ekebergshöjden och framgår f.ö. direkt av kartbilden, där metabasitkontakten i många fall följer höjdkurvorna ganska väl. Sannolikt har dessa metabasiter intruderat sedan ytbergarternas vertikaltställts eftersom det bl.a. på Rishöjden och Fjällhöjden (5-6j) förekommer en nästan horisontell magmatisk lagring. Enstaka metabasiter måste emellertid ha förelegat redan när ytbergarterna avsattes eftersom fragment av dem förekommer i en vulkanoklastit vid Kejsartjärnen (7h). En skiktad, sannolikt ytligt bil-

dad basit förekommer också söder om Skarviken (3g) och metabasitlagren vid Rågrecken (1i) förefaller också att vara ytliga bildningar.

Även spiliterna är åtminstone delvis intrusiva eftersom de förekommer som tydliga gångar, t.ex. i området runt Bäsnaäs (4g). De har tidigare uppfattats som entydiga flöden i Torrvarpenformationens skiffrar men visar sig ha diskordanta kontakter mot skiffrarnas lagring. Söder om Grythyttan (4f) är denna diskordans säkert tektoniskt betingad men är på andra håll klart intrusiv. Spilitliknande omvandling förekommer f.ö. i en klart intrusiv metabasitgång i den primorogena graniten på Fulberget (7i).

Metabasiterna och spiliterna uppvisar fältrelationer som är något motsägelserfulla beträffande intrusionsåldern. Åtminstone metabasiterna skulle dock kunna representera flera intrusionspulser eftersom skarpa kontakter mellan olika metabasiter ibland förekommer. Några entydiga och systematiska petrologiska skillnader mellan olika generationer har dock inte kunnat beläggas, vare sig av Sundius (1923), Oen (1987) eller i detta arbete, se dock nedan. Motsägelserna är i allmänhet av samma slag som redovisades för de primorogena graniterna, vilket möjligen kan betyda att de och metabasiterna delvis är jämnåldriga. Runt Kranktorp och Ekeberg (5h) är metabasiten genomsatt av porfyrgångar av samma slag som omger Romböghöjdengranofyren och som dessutom förekommer som fragment i Sängenformationens vulkanoklastiter, vilket synes visa på en närmast syndepositionell minimiålder. Samma sak antyds av de ovan nämnda metabasitfragmenten vid Kejsartjärnen, liksom av spilitomvandlingen i och runt Torrvarpenformationen, vilken knappast kunnat ske efter dennas litifiering. De ovan beskrivna metabasittäckena på Ekebergshöjden (5g–h) m.fl. platser liksom metabasitintrusionerna i de äldsta graniterna synes däremot visa att intrusionen skett sedan ytbergarterna vertikalstälts. Sydöst om Lövfallet (8j) förekommer vidare en metabasitliknande gång som tydligt klipper mjukt veckade ytbergarter (fig. 57), men som själv är svagt förskiffrad av den regionala deformationen, vilket synes utvisa intrusion efter en första deformationsfas. Den märkliga bristen på basitbollar i Älvestorpskonglomeratet visar också att basiter inte var särskilt vanliga i dess proveniensområde när det avsattes. Liksom gången vid Lövfallet är de flesta metabasiterna i det högmetamorfa området linjär- eller planförskiffrade av den regionala svekokarelska deformationen (D₂, se även Lundström 1990b). Valbracht (1991b) fann att metabasiter från detta område gav en Sm-Nd-isokronålder på 1886 ± 48 miljoner år, vilken han uppfattade som deras intrusionsålder. De skulle i så fall vara ungefär jämnåldriga med den subvulkaniska intrusionen på Gillershöjden, se ovan.



Fig. 57. Metabasitgång som klipper veckade ytbergarter. 150 m söder om vägkröken öster om V. Lövfallet (8j). 66429/14497.

Metabasite dike cutting folded supracrustal rocks.

Metabasiter

Metabasiterna är massformiga eller stängliga, mörkt grönsvarta, medelkorniga bergarter med övervägande dioritiska sammansättningar. Leukodioritiska och anortositiska varianter förekommer vid Sundsboda (3h) respektive Järnboås (2j). Plagioklas och hornblände utgör huvudmineral, epidot, klorit, opakmineral samt troligen ilmenit och leukoxen är vanliga underordnade mineral och apatit förekommer nästan genomgående accessoriskt. Plagioklasen består av albit till andesin, varav den senare tycks vara vanligare i de områden som är regionalmetamorf kraftigare omvandlade. Mer eller mindre uralitiserad pyroxen förekommer, främst i de bättre bevarade delarna. Texturen varierar mellan en tydligt rekristalliserad grano- till nematoblastisk och välbevarad, hypidiomorf-granulär stelningstextur med närmast radialstråliga, subhedrala plagioklaslister.

Den rekristalliserade texturen tycks vara vanligast i och runt leptitområdet, medan stelningstexturen är mer utbredd i det välbevarade området. Järnboås-områdets leukotonaliter och anortositer har emellertid en för sin omgivning påfallande välbevarad textur, bl.a. med grafiska till myrmekitiska sammanväxningstexturer. De har också en tydligt bevarad pyroxen, vilket är ovanligt så nära leptitområdet. Många av de metabasiter som uppträder i Torrvarpen- och Älgenformationerna är något kloritomvandlade och utgör sannolikt övergångsformer mot de rena spiliterna. Kloritfria metabasiter uppträder emellertid även i Torrvarpenformationen. Enstaka spilitartade, kloritbreccierade eller kalcitförande och biotitomvandlade metabasiter förekommer i samband med albitiseringszonerna i de äldre granitoiderna norr om Rombohöjden (5h) och på Fulberget (7i).

Spiliter

Spiliterna markeras i kartan av svarta c på den gröna bottenfärgen och igenkänns i fält på att de är finkorniga, jämnkorniga, kalcitförande bergarter med blekt grågrön färg. De entydiga spiliterna består i de bäst bevarade fallen av regellöst anordnade albitlister i en finkornig matrix som domineras av ljusgrön klorit, ljus glimmer och kalcit, samt ibland epidotmineral. Hornblände saknas. Flera millimeter stora blårum av kalcit eller kvarts är inte ovanliga. I många fall är spilitiseringen emellertid så kraftig att bara en submikroskopisk massa återstår i vilken man i gynnsamma fall kan ana de ovanstående mineralen och de för gruppen typiska albitlisterna. Mindre kraftigt spilitiserade typer har mindre klorit och kalcit men kan vara hornbländeförande, varvid de bildar övergångsformer mot metabasiterna. Ett större sådant, medelkornigt parti följer Sör-Älgens (4g) södra och östra stränder. Det omger sig delvis av zoner med kraftig klorit- och aktinolitbrecciering, varför Sundius (1923) uppfattade detta som en ytlig grönstensbreccia. Breccieringen har emellertid även drabbat själva metabasiten, liksom stora områden utan samband därmed, varför den snarare hör samman med de metasomatiska, synvulkaniska omvandlingar som är mycket vanliga i alla områdets bergarter, se avsnittet om metasomatiskt påverkade bergarter. Speciellt kloritbreccieringen kan även här ibland bli så intensiv och penetrativ att det kan vara vanskligt att avgöra vilken bergart den drabbat. Slutprodukten kan då bli mycket snarlik den som i föregående avsnitt beskrevs för Sör-Älgenmassivet, vilken Sundius f.ö. markerade som en grönsten på sin

karta. Urskiljningen mellan kraftigt spilitiserad metabasit och intensivt klorit-omvandlad, sur subvulkanit av Sör-Älgenmassivets typ är därför vanskligt, men bygger på att den sistnämnda har igenkännbara, sura reliktpartier med t.ex. granofyriska eller myrmekitiska texturer.

Kemiska huvuddrag

Några exempel på metabasiternas och spiliternas kemiska sammansättningar redovisas i tabell 8. Fastän dessa exempel inte indikerar några större kemiska skillnader mellan de båda bergartsgrupperna är det känt genom mera ingående och omfattande geokemiska undersökningar att vad som här kallas spiliter brukar vara kraftigt Na- eller K-anrikade, jämfört med metabasiterna. För en mer inträngande diskussion härav hänvisas till Hellingwerf & Oen (1986) och Valbracht m.fl. (1991), vilka även fann att de minst omvandlade metabasiterna hade en kontinental, "within plate"-prägel.

TABELL 8. Metabasiter och spiliter.
Metabasites and spilites.

IDNR RUTA	Metabasiter										Spilit	Spilitaccocierade metabasiter			
	R 84:5	L 84:24	H 83:12	L 88:20A	L 89:45	R 83:19	R 87:9	R 89:14A	R 89:14B	L 83:32	L 90:47	LB 79:387	L 90:19	L 90:50	
	3J	0J	3H	1I	5H	3J	7I	6J	6J	2J	6F	4F	5G	5G	
NSKCOORD	661780	660080	661538	660530	662710	661950	663770	663060	663060	661308	663360	662150	662880	662735	
EWKCOORD	144520	144910	143955	144270	143755	144973	144200	144570	144570	144850	142982	142894	143160	143168	
SiO ₂	51,90	50,20	50,00	49,90	49,60	48,50	47,70	46,10	45,70	45,00	54,30	52,40	49,30	46,30	
TiO ₂	1,87	1,16	1,45	0,52	0,61	0,51	1,05	0,91	0,70	1,36	2,28	1,12	3,94	0,54	
Al ₂ O ₃	12,60	15,20	13,50	14,90	14,90	14,80	14,90	17,00	21,30	16,30	13,10	15,50	16,10	16,60	
Fe ₂ O ₃	4,57	3,61	15,00	9,96	2,56	1,70	12,57	1,70	0,95	2,30	14,00	2,20	13,00	10,70	
FeO	10,10	6,21			6,04	7,40	0,00	6,07	3,76	9,40		6,70			
MgO	3,86	7,51	5,30	9,82	9,93	8,50	9,48	11,77	6,64	8,20	5,15	5,80	3,66	11,40	
CaO	7,01	9,25	8,50	9,97	8,88	12,40	2,87	8,55	13,30	10,80	3,83	7,90	7,77	8,55	
MnO	0,14	0,12	0,22	0,07	0,11	0,16	0,03	0,13	0,04	0,14	0,20	0,16	0,15	0,16	
Na ₂ O	4,39	3,11	2,60	1,85	1,68	1,80	1,09	1,64	2,25	2,40	1,66	2,00	3,51	2,31	
K ₂ O	0,64	0,86	0,70	0,68	2,40	0,60	6,60	1,20	0,65	0,70	1,38	1,60	1,49	0,77	
P ₂ O ₅							0,09			0,21	0,96		1,37	0,08	
H ₂ Oplus	1,77	2,19			2,70	2,60		4,16	4,72	2,60		2,90			
H ₂ Omin	0,25	0,25			0,20	0,30		0,21	0,19	0,20		0,10			
CO ₂	0,10	0,10			0,01	0,30		0,10	0,10	0,10		0,12			
OXIDSUM	99,10	99,67	97,27	97,67	99,61	99,36	96,29	99,44	100,20	99,61	96,86	98,38	100,29	97,41	
F						0,07					0,02				
S						0,11					0,14				

Metasomatiskt påverkade bergarter

Metasomatiskt påverkade bergarter, sammanfattning:

Metasomatiska, vanligen synvulkaniskt hydrotermala omvandlingar har drabbat de flesta vulkaniska bergarterna, spiliterna och många av de primorogena och synvulkaniska intrusivbergarterna.

Tre olika omvandlingstyper kan urskiljas, vilka alla är mer eller mindre tydligt relaterade till malmbildningen.

Na-K-metasomatosen har drabbat alla vulkaniter utom Storsjöformationen samt många av de synvulkaniska och primorogena intrusivbergarterna. Den yttrar sig genom att bergarten fått en alkaliextrem sammansättning.

Mg-metasomatosen har delvis drabbat samma bergarter och yttrar sig genom att fältspaten förstörts och ersatts av klorit, flogopit eller cordierit.

Den metabasitrelaterade skarnbildningen har påverkat samma bergartsenheter, men endast lokalt runt metabasitintrusioner. Den yttrar sig genom mer eller mindre malmassocierad aktinolit-tremolitblastes, vilken närmast metabasitkropparna övergår i ådring, brecciering och fläckbildning.

De tre metasomatiska omvandlingstyperna uppträder många gånger i ett bestämt, zonerat mönster runt metabasitintrusioner.

En väsentligt yngre Na- och Mg-metasomatos förekommer lokalt i områdets sydöstra del. Den sammanhänger sannolikt med sen kataklas.

Ytbergarterna, de subvulkaniska intrusiven liksom många av de djupare belägna primorogena intrusiven har i stor utsträckning påverkats av olika metasomatiska processer. Dessa anses i allmänhet ha ägt rum i nära anslutning till bergarternas avsättning (*sea floor* och *sub sea-floor metasomatism*), ha varit

av hydrothermal natur, orsakat områdets malmbildning och är kända över större delen av Bergslagen (Oen m. fl. 1982, Frietsch 1982a och b, Oen 1987, Lagerblad & Gorbatshev 1985, m.fl.). Vanligen har de påvisats indirekt genom de speciella kemiska signaturer de påpräglat bergarterna. Denna påverkan orsakar i fält många gånger oregelbundna, förbryllande, överskärande mönster som i sämre bevarade områden kan vara mycket svårtolkade. Tack vare att det här beskrivna området är så lindrigt deformerat och omvandlat av senare tektonik och metamorfos är emellertid de metasomatiska processernas fältgeologiska, strukturella och texturella påverkan mycket tydlig. Deras sanna natur framgår inte sällan av texturella förhållanden. Kartområdet är därför ett nyckelområde för tolkningen av dessa fenomen, varför metasomatosen beskrivs någorlunda detaljerat nedan. De metasomatiska processerna har varit av tre slag, nämligen Na-K-metasomatos (alkalimetasomatos), Mg-metasomatos och metabasitrelaterad skarnbildning. De beskrivs nedan var för sig, men eftersom de i många fall uppenbarligen haft en gemensam orsak, följer en avslutande sammanfattning.

Na-K-metasomatos

Alkalimetasomatosens natur och utbredning i Bergslagen har beskrivits av Frietsch (1982) och Lagerblad & Gorbatshev (1985) och en del av dess kemiska och mineralogiska förutsättningar av de Groot (1990).

I kartområdet är Sängen-, Älgen- och Vasslandformationerna alla i hög grad påverkade av Na-K-metasomatos, liksom de primorogena och synvulkaniska intrusivbergarterna. Från Usken- och Storsjöformationerna saknas direkta observationer i detta område, men från berggrundskartorna Lindesberg NV och SV är det känt att den förra i många fall är alkaliomvandlad medan den senare vanligen förskonats.

Alkalimetasomatosens kemiska påverkan visar sig främst genom att de drabbade bergarterna erhållit mer eller mindre alkaliextrema sammansättningar, vilka skiljer sig från vad som är typiskt för opåverkade bergarter, se fig. 58, tab. 3, 4, 6 och 7. Denna uppdelning i Na- och K-rika led är sedan länge väl känd från Bergslagen och har ofta uppfattats så att de Na-rika leden skulle inta ett stratigrafiskt djupare läge än de K-rika. Som framgår av fig. 58a och b kan emellertid K-rika sammansättningar endast med tvekan sägas vara vanligare i Älgenformationen än i den underlagrande Sängenformationen. Däremot saknas de helt i de synvulkaniska och primorogena intrusiven, där endast Na-om-

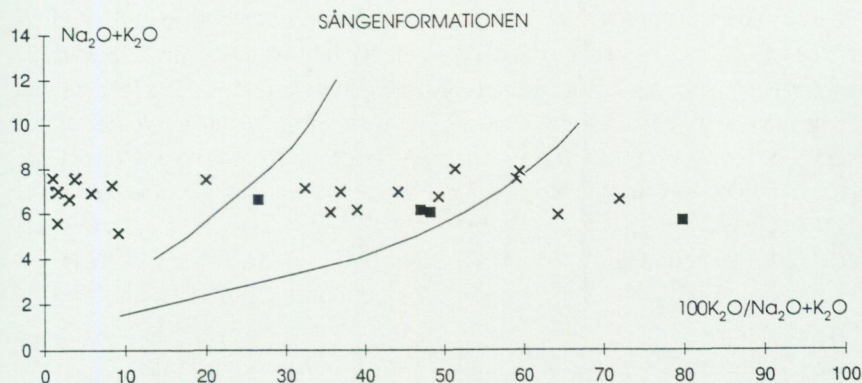
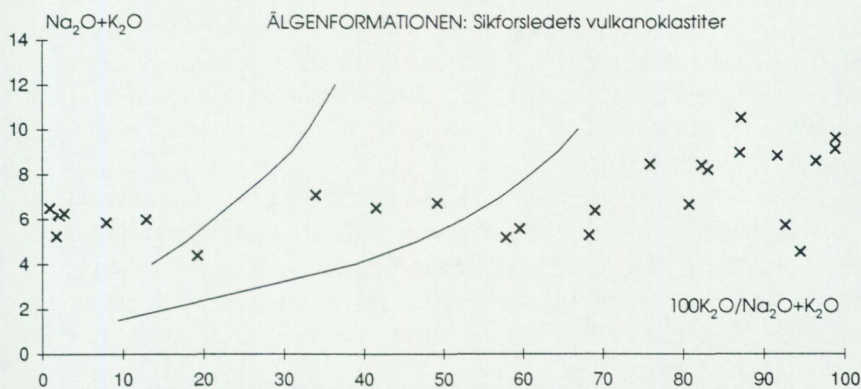


Fig. 58. Metavulkaniternas och de synvulkaniska och primorogena intrusivbergarternas alkaliproportioner. Oomvandlade eruptivbergarter har vanligen sammansättningar inom det inramade området. Se Hughes (1972).

Alkali proportions of metavolcanic, synvolcanic and primorogenic intrusive rocks. See Hughes (1972).

a) Sångenformationen. Kvadrater: lavar etc., kryss: vulkanoklastiter.

The Sången formation. Squares: lavas etc., crosses: volcaniclastic rocks.



b) Älgenformationen: Sikforsledets vulkanoklastiter.

The Älgen formation: volcaniclastic rocks of the Sikfors member.

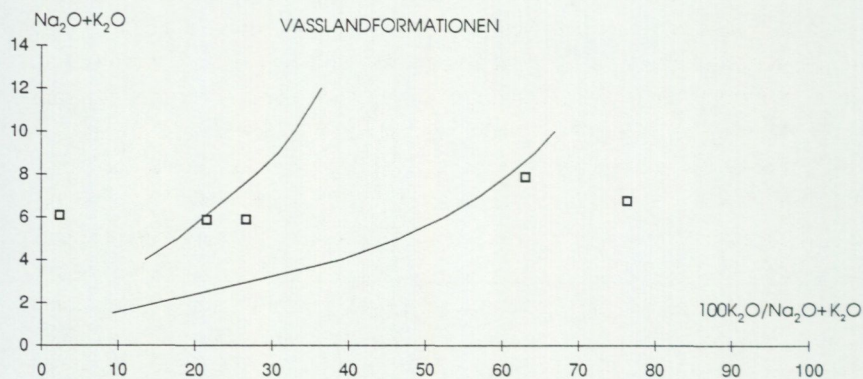


Fig. 58 c. Vasslandformationen.

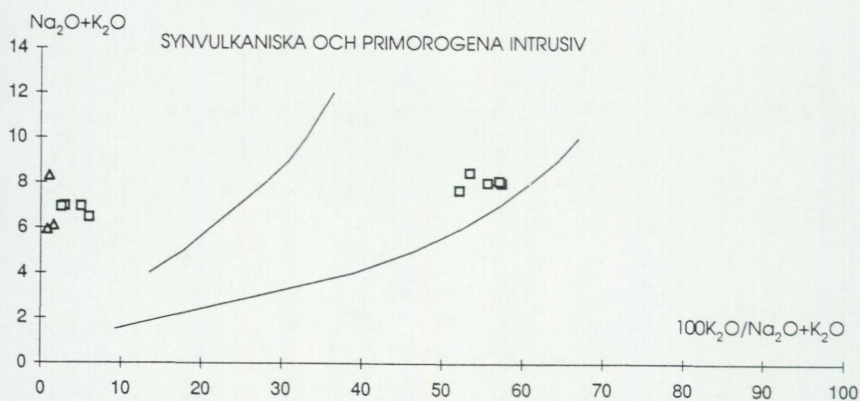
The Vassland formation

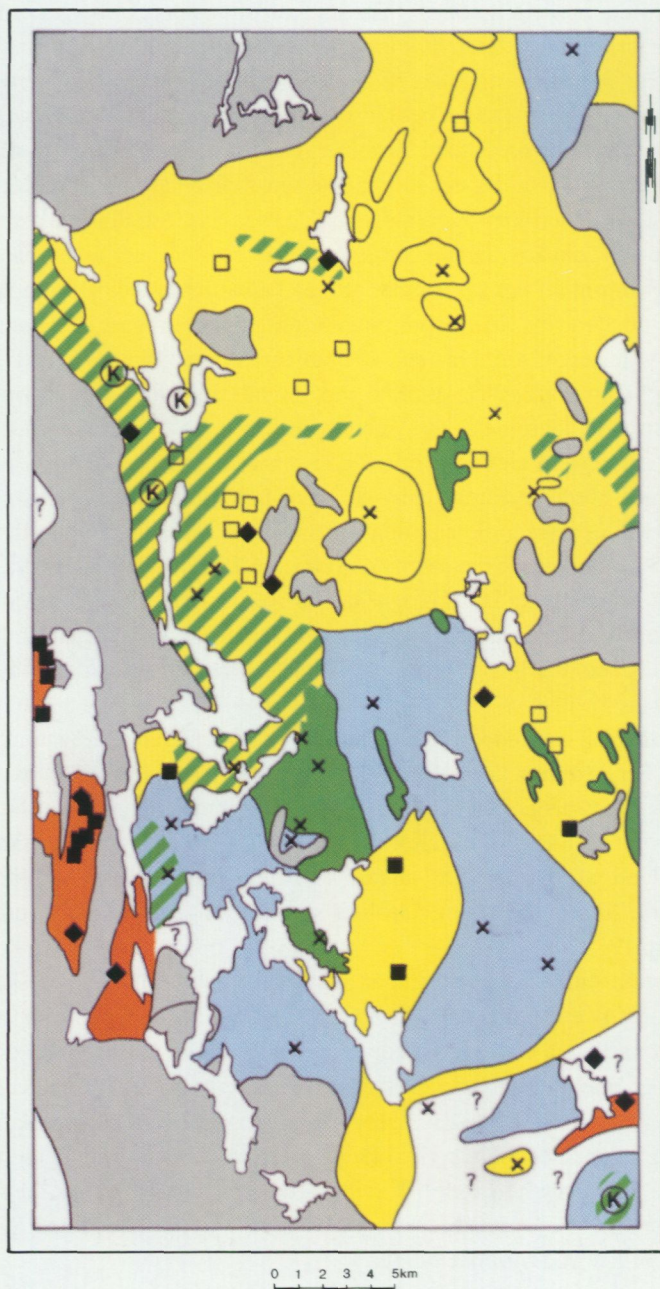
Fig. 58 d. Synvulkaniska till primorogena intrusivbergarter. Trianglar: ytliga intrusiv; kvadrater: djupa intrusiv.

Synvolcanic to primorogenic intrusive rocks. Triangles: shallow intrusives; squares: deep-seated intrusives.

vandling förekommer (fig. 58d). I Sångenformationen tycks bergarter med K-rika sammansättningar däremot vara genomsnittligt alkalifattigare än i Älgenformationen. Det beror sannolikt på att de i högre grad klorit-glimmeromvandlats mot sådana varianter som beskrivs under Mg-metasomatos, nedan, jfr fig. 61. Na-K-fördelningen, vilken i kartorna visas med ett glest, grövre resp. tätt, finare prickmönster, bildar också regionalt ett svårtolkat mönster. Detta sammanfattas i fig. 59, vilken bygger dels på de redovisade analyspunkterna, som hämtats ur de ovannämnda tabellerna, samt på observationer av ett par hundra tunnslip. Förutom ett par större, väsentligen "alkaliintermediära" områden där alkaliintermediära och Na-rika sammansättningar är vanligast, förekommer ett par påfallande renodlade, Na- och K-dominerade områden. De förra ligger i anslutning till en kraftigt Mg-anrikad zon, huvudsakligen i Sångenformationen och angränsande, lägre delar av Älgenformationen. Det K-rika området ligger helt inom Älgenformationens Sikforsled i området söder om Torrvarpen (4f). Detta område består uteslutande av strökornsfattiga bergarter som sannolikt i stor utsträckning ursprungligen bildats ur vulkaniskt glas. Sådant anrikas gärna kalium vid synvulkanisk metasomatos (Lipman 1965), vilket kan vara en förklaring till områdets kalkanrikning. Glasets roll för alkalifördelningen antyds också av att de alkaliintermediära metavulkaniternas kalifältspat är helt begränsad till deras matrix, vilken kan förutsättas ha varit glasrik, medan strökornen utgörs av albit.

Metasomatisk omfördelning av alkali förekom emellertid dessutom uppenbarligen i bergarternas kristallina delar. Fig. 60 visar hur kalifältspat marginellt förträngt ett plagioklasströkorn och dess närmaste omgivning och fig. 51 visar hur albit förtränger kalifältspat utan att förstöra den granofyriska texturen. Nybildad albit uppträder annars i många fall som schackbrädesalbit (*chess-board albite*) eller som sfäuliter som förtränger kalifältspat och magnetit, se fig. 12.

Alkalimetasomatosens verkningar är svåra att iakta makroskopiskt, eftersom de består av ett växelspel mellan snarlik K- och Na-fältspat. Den är därför omöjlig att kartlägga utan mikroskopering och kemiska analyser. Na-omvandlade led har emellertid ibland en karaktäristisk vitvittring, vilken tycks vara begränsad till kristallrika led i anslutning till Mg-anrikade zoner. Sådan vitvittring kan ibland ses bilda spricklika mönster, vilka kan ansamlas sig till mer omfattande, överskärande zoner. Vitvittringens orsaker är okända, men den är erfarenhetsmässigt ett säkert tecken på Na-anrikning, vilken likväl även kan förekomma i mer rödvittrande bergarter.



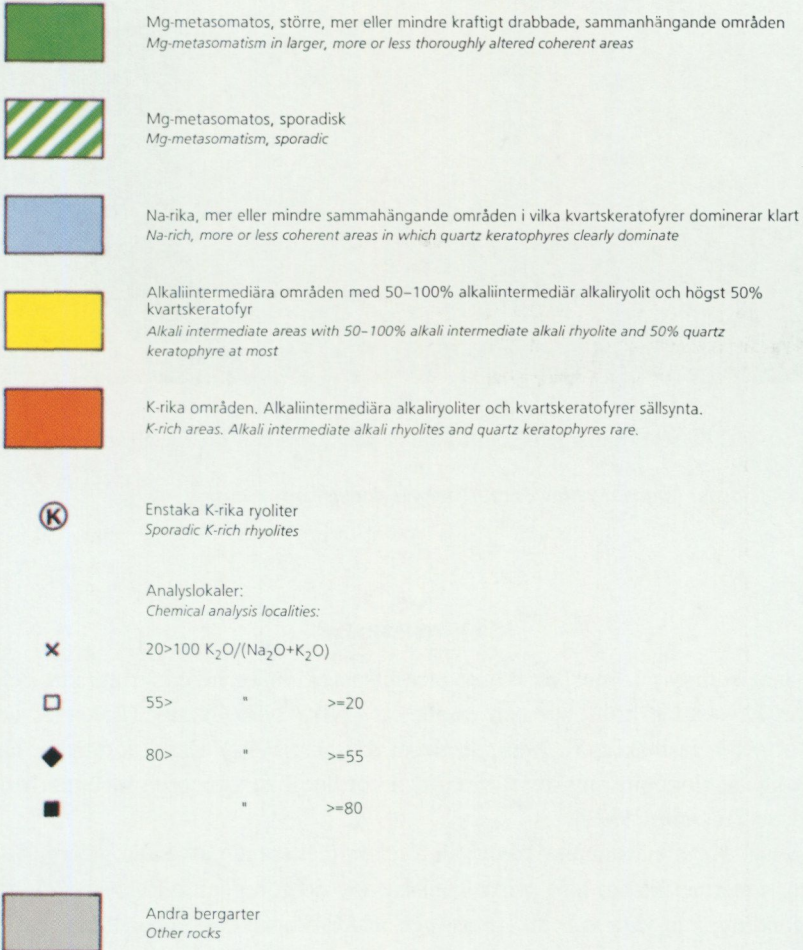


Fig. 59. De metasomatiska förändringarnas regionala huvuddrag. Jfr berggrundskartorna och fig. 5.

Regional distribution of metasomatic alterations. Cf. maps and Fig. 5.



Fig. 60. Kalifältspat (gulsfärgad) som förträngt plagioklas och matrix. Svartälven (1f). 66136/14297.

Potash feldspar (stained yellow) replacing plagioclase and matrix.

Mg-metasomatos

Mg-metasomatosen innebar främst att fältspaten under inverkan av surt och varmt havsvatten bröts ner och ersattes av olika fyllosilikater (Baker & de Groot 1983, Jasinski m.fl. 1985, de Groot & Baker 1992). Dessa föreligger nu som klorit, flogopit, muskovit, biotit och cordierit, beroende på metamorfosgrad, se Trägårdh (1991).

Svag, Mg-metasomatisk påverkan förekommer sporadiskt i alla ytbergartsformationerna, liksom i de synvulkaniska och tidigorogena intrusiven. Sådan omvandling kan vara svår att känna igen makroskopiskt, men har ibland kunat markeras med beteckningarna kl (klorit) eller bi (biotit) i kartorna. Mg-omvandlingen ansamlar sig emellertid också till kraftigare omvandlade, sammanhängande områden, vilka i kartorna betecknats med olika brungula färgtoner, beroende på om fältspat bevarats eller inte. Sådana stråk omges i många fall av Na-anrikade zoner. Speciellt tydliga sådana områden föreligger från

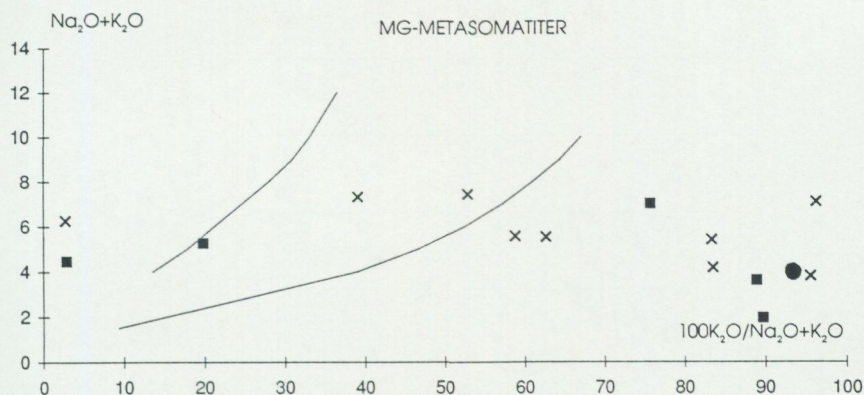


Fig. 61. De Mg-metasomatiskt påverkade bergarternas alkaliproportioner. Omvandlade eruptivbergarter har vanligen sammansättningar inom det inramade området. Se Hughes (1972). Fylld kvadrat: Sångenformationen; fylld cirkel: Vasslandformationen; kryss: Ålgenformationen.

Alkali proportions of rocks which have been affected by Mg metasomatism (see Hughes 1972). Filled square: the Sången formation; filled circle: the Vassland formation; cross: the Ålgen formation.

Lunds fjärden (2h) över Älgensjöarna (4–7f), nordöst om Hjulsjö (6i) samt norr om Järnboås (2j), se även fig. 59.

Som framgår av tab. 9 skiljer sig de Mg-metasomatiskt påverkade bergarterna genom högre MgO-halter från de opåverkade (jfr tab. 3, 4, 6 och 7), vilka sällan har mer än 1 %. Fig. 61 visar också att Mg-omvandlingen medfört alkaliförlust (jfr fig. 58) under relativ kalinrikning, rimligen beroende på att fältspaten ersatts av glimrar m.m.

I Sångenformationen består de lindrigaste formerna av Mg-omvandling av att bergarternas matrix omvandlats till klorit som vanligen är järnrik. Där omvandlingen varit kraftigare har även plagioklasströkornen angripits (fig. 62) och i de allra kraftigast omvandlade zonerna är hela bergarten omvandlad till en fältspatfri, kvarts-muskovit-flogopit-kloritbergart. Kloriten är då Mg-rik. I de regionalmetamorft kraftigare omvandlade områdena har kloriten ersatts av cordierit. I Kottbo- (3h), Stadra- (0i) och Annehills- (4j) områdena har dessa bergarter en märklig, knölformad struktur, som i Kottbo även övergår i utfingrande ådror (fig. 63a, 64a). Knölarna och ådrorna har samma sammansättning

[illegible]

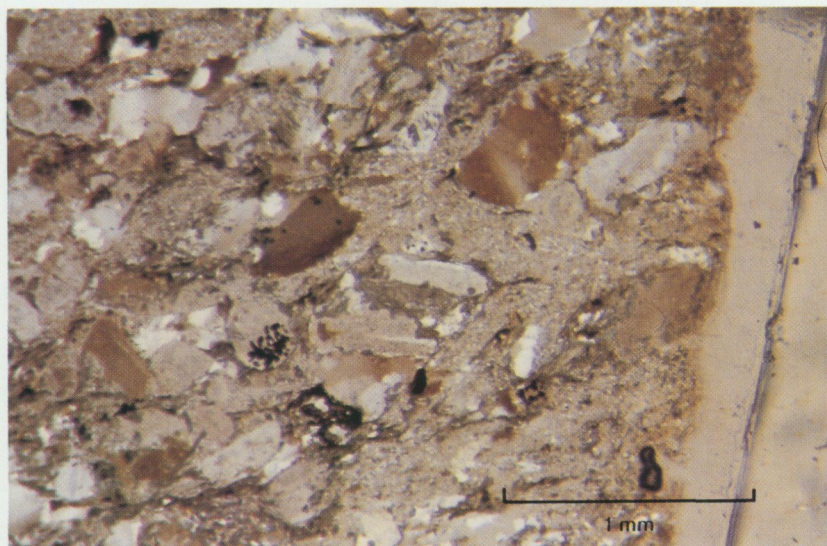


Fig. 62. Klorit som förträngt matrix och korroderat plagioklasströkorn. 500 m sydväst om Sundsboda (3h). 66192/14355.

Chlorite replacing the matrix and corroding plagioclase.

som den mellanliggande matrixen, men skiljer sig genom att ha en massformigare textur. Kloriten är en delvis porfyroblastisk, blek, Mg-rik variant, vilken i knölarna, men ej i matrixen omges av synbarligen nybildad muskovit, fig. 64b. Jasinski m.fl. (1985) anser att klorit i vissa situationer skulle kunna retrograderas till muskovit (sericit), varför dessa massformiga, överskärande knölåderstrukturer skulle kunna utgöra den yngsta fasen i Mg-omvandlingen.

I Älgenformationen består de lindrigaste, Mg-metasomatiska symptomen av glesa sprickor, fyllda av klorit och ibland ljus glimmer (fig. 32, 65). Vid kraftigare omvandling sprider sig kloriten in i sidostenen som en penetrerande, homogen massa, vilken kan lämna ganska regelbundet fördelade, rundade till "cigarrformade" reliktområden (fig. 71). Slutsteget består i att hela bergarten impregnerats med en homogen massa av ytterst finkornig klorit, varvid bergarten kan få en närmast sedimentär, slamstensartad karaktär. Kloritens metasomatiska ursprung visar sig emellertid även i många sådana fall genom att kloritfattigare reliktområden med igenkännbar vulkanisk textur förekommer. Sådana reliktområden förekommer speciellt allmänt runt strökorn (fig. 66).



Fig. 63 a. "Knöl"- och åderstruktur i Mg-metasomatiskt påverkade bergarter. 150 m väster om Kottbo (3h). 66151/14381.

Blebs and veins in rocks affected by Mg metasomatism.



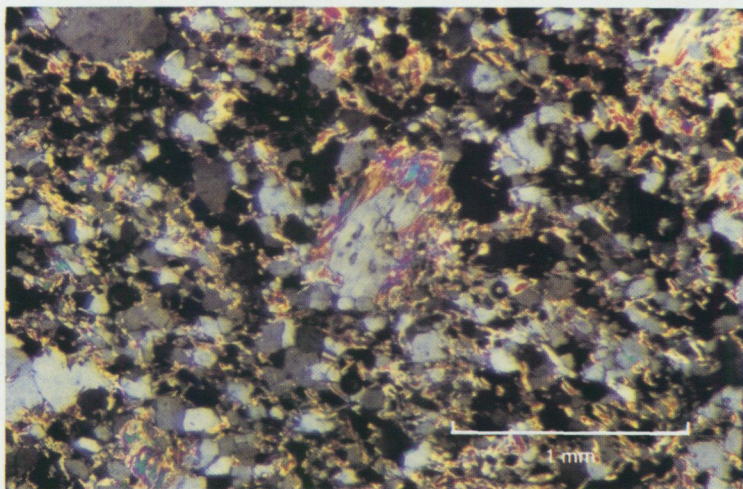
b) Enligt a. Öst-västlig vägg sedd från söder. 100 m NNO om Annehill (4j). 66206/14489.

According to a. East-west wall as seen from the south.



Fig. 64 a. "Knölstrukturer" (inringade) i Mg-metasomatiskt påverkad bergart. Söder om Kvällföckarna (3h). 66103/14387.

Blebs (encircled) in rock affected by Mg metasomatism.



b) Mg-rik klorit korroderad av muskovit i massformig "knöl". Samma lokal som fig. 63a.

Mg-rich chlorite corroded by muscovite within isotropic bleb.

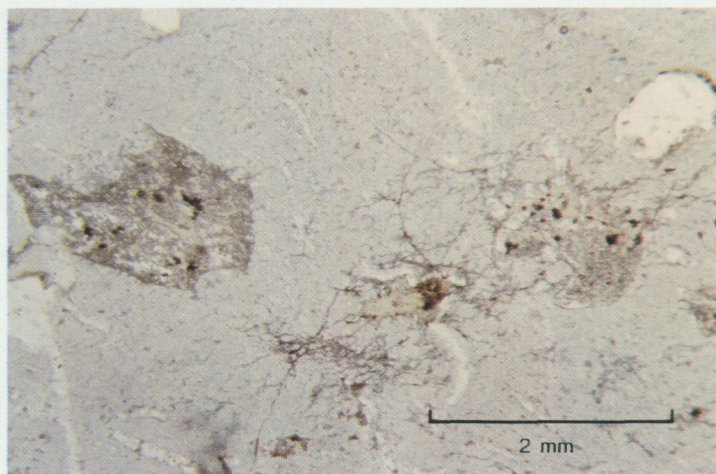


Fig. 65. Begynnande kloritbrecciering. Järnåsgruvan (7f). 66389/14253.
Incipient chlorite brecciation.



Fig. 66. Penetrativ kloritomvandling i Älgenformationen. Observera de kloritfattigare "reliktområdena" runt strökornen. 3 km sydöst om Hällefors (5f). 66276/14295.
Chlorite alteration penetrating the Älgen formation; note chlorite-poor relict areas around phenocrysts.

De primorogena, djupare belägna intrusiven är sällan Mg-omvandlade, medan de ytliga intrusiven i Älgen-området (4-7f) genomgående är kraftigt kloritbreccierade. De små albitgranitkropparna i Sundsjöområdet (3h), vilka kan sägas vara mellanformer mellan ytliga och djupare intrusiv, har emellertid motstått den kraftiga Mg-omvandling som drabbat omgivningen. Mg-omvandlingen gick uppenbarligen längre i ytliga partier än i djupa och lättare i ytbergarter än i djupbergarter.

Mg-omvandlingen har sannolikt också bidragit till metabasiternas spilit-omvandling, eftersom spiliten i stort sett bara förekommer inom den stora omvandlingszonen runt Älgensjöarna (4-7g).

Såväl alkalimetasomatosen som Mg-metasomatosen anses i allmänhet vara förknippade med mycket av Bergslagens malmbildning, se t.ex. Frietsch (1982a), Lagerblad & Gorbatshev (1985), de Groot & Baker (1992). Vanligen anser man att dessa omvandlingar skapat de urlakningszoner från vilka de malmbildande elementen hämtats. I detta område förekommer emellertid också ett antal malmanledningar i direkt anslutning till omvandlingarna, t.ex. magnetitådror och sulfidmalmsanledningar i anslutning till kloritbrecciorerna nordöst om Sikfors (6g) och sulfidmalm norr om Siksand (4h).

Metabasitrelaterad skarnbildning

Denna omvandlingstyp kännetecknas av att aktinolit och tremolit nybildats som porfyroblastar, ådror och fläckar. De markeras i kartan med beteckningen "ak". Till skillnad från de ovan beskrivna omvandlingstyperna har den aldrig någon regional utbredning utan förekommer bara lokalt i anslutning till metabasitintrusioner. Den förekommer emellertid ofta tillsammans med de andra omvandlingstyperna i begränsade områden, se Baker m.fl. (1988).

Den svagaste formen av denna omvandling består av att aktinolit eller tremolit börjar uppträda som spridda, kvastformade porfyroblastar (fig. 67). Så svag omvandling är vanligen omöjlig att upptäcka makroskopiskt, men bergarten kan ibland anta en svagt gröngrå färgton. Närmare större metabasitkroppar blir omvandlingen emellertid tydlig genom att aktinoliten där ansamlar sig till centimeter-decimeterstora fläckar eller ådror, se fig. 68. Fig. 68c visar hela vidden av denna omvandling, från begynnande infiltration till grönbleka anrikningszoner i fragmenten till entydig, sönderbrytande brecciering. Aktinolitådringen kan i många fall bli förrädisk lik skarnskiktning (fig. 69) och fläckarna

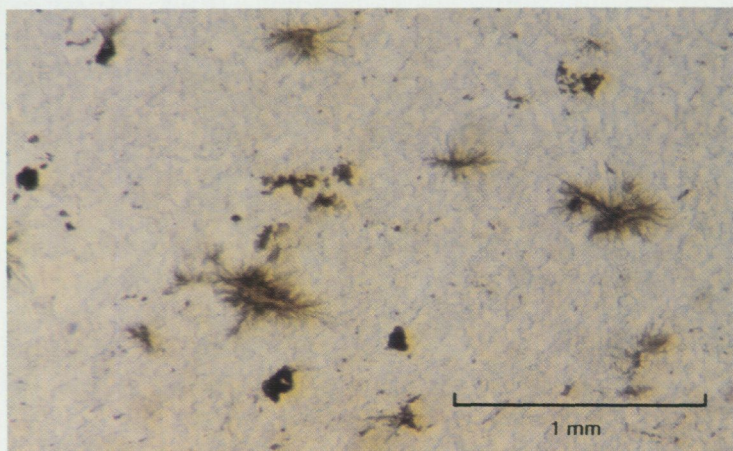


Fig. 67. Begynnande aktinoblastes. Block norr om Malbäcken (2g). 66123/14342.
Incipient actinolite blastesis.



Fig. 68. Aktinolit i breccierande fläckar och ådror. Observera den penetrativa aktinolit-invandringen i fragment och sidosten i bild c.

Actinolite in brecciating patches and veins; note penetrative actinolite invasion in clasts and wall-rock in picture c.

a) Norr om Malbäcken (2g). 66123/14342



Fig. 68 b. Norr om Malbäcken (2g). 66123/14342.



Fig. 68 c. Söder om Gåstjärnen (4j). 66196/14493.



Fig. 69. Skiktningsslik skarnbreccia. Söder om Ekebergstjärn (5h). 66283/14361.
Skarn breccia with pseudo-bedding.



Fig. 70 a. Odeformerade aktinolitskarnådror. Norr om Fisaren (1-2i).
Undeformed veins of actinolite skarn.



Fig. 70 b. Veckade aktinolitskarnådror. 500 m norr om Fogdhyttan (0j). 66008/14491.
Folded veins of actinolite skarn.

mycket snarlika skarnbollar. I kraftigare deformerade områden kan därför dessa bildningar säkert lätt misstolkas.

Denna omvandlingsform har påträffats i alla ytbergartsformationerna, inklusive Torrvarpenformationens skiffrar sydöst om Bredtjärnen (1g) och den förekommer även sparsamt i de primorogena djupbergarterna, t.ex. på Uttertjärnsberget (8–9i). I grönskifferfaciesområdet är ådrorna raka, odeformerade och klart överskärande, medan de i amfibolitfaciesområdet är veckade och mer eller mindre indragna i skiffrighetsriktningen (fig. 70).

Omvandlingstypen är i många fall tydligt relaterad till malmbildning. Sydväst om Hagtjärnen (3g) åtföljs den av magnetitblastes och många av områdets skarnjärnmalmmer åtföljs av skarnådror (Sundius 1923). Baker m.fl. (1988) beskriver en liten Ni-Cu-Fe-mineralisering i anslutning till skarnbreccior söder om Gåstjärnen (4j) och sulfidmalmsanledningar förekommer i liknande lägen sydöst om Ekebergshöjden (5h). Såväl sulfid- som skarnjärnmalmmer förekommer dessutom inne i rena metabasitkroppar, t.ex. norr om Ekebergshöjden (4g) resp. på Hasselberg (5j).

Allmänna synpunkter

Fastän de tre omvandlingstyperna i de flesta fall förekommer oberoende av varandra, samverkar de påfallande ofta till ett bestämt, zonerat mönster. I den mån omvandlingarna förekommer tillsammans, uppträder de nämligen alltid i nedanstående zoner:

Ytterzonen, äldst:	Opåverkade bergarter, t. ex. alkaliintermediära ryoliter.
Mellanzonen:	Na-anrikning, ofta med vitvittring. Svag Mg-metasomatos vanlig.
Centralzonen, yngst:	Kraftig Mg-metasomatos. Metabasit och metabasitrelaterade skarn vanliga.

Baker m.fl. (1988) beskriver en lokal med relativt fullständig sådan zonering, men den förekommer mer eller mindre komplett också på många andra håll i kartområdet. På Stolpaberget (6g) övergår t.ex. en oomvandlad, alkaliryolitisk lava till en kvartskeratofyrisk sådan med bevarad lavatextur runt en metabasitkontakt. Allra närmast kontakten är lavan glimmerkvartsitomvandlad genom Mg-metasomatos. De metabasitrika, Na- och Mg-anrikade områdena runt Lunds fjärden (2h) och Älgensjöarna (4–7f) med omgivande alkaliintermediära och kalirika områden utgör möjligen en storskalig variant av denna zonering, se fig. 59. I gränsområdet mellan de Na- och K-anrikade områdena runt S. Torrvarpen (3f) förekommer nämligen vackra "cigarrstrukturer" som antyder att så skulle vara fallet. De består av en K-rik kärna och en Na-rik marginalzon vilka båda har samma, glest kvartsporfyriska textur. De omges av en Mg-anrikad, breccierande matrix (fig. 71). Den Na-anrikade marginalzonen motsvarar det närmast anstående sidoberget. Denna zonering kan tyckas vara omvänd mot den ovan beskrivna, men eftersom den breccierande, Mg-anrikade matrixen måste vara yngst, utgör uppenbarligen den kalirika kärnan resterna av oomvandlad bergart, vilken korroderats av framryckande albitisering och Mg-omvandling till ett "cigarrikt" mönster.

Omvandlingarnas väsentligen synvulkaniska ålder framgår av att i varje fall alkali- och Mg-omvandlade bergarter föreligger som klaster i Hälgsnäs- och Sikforsledens konglomerat och breccior. Metasomatiskt skarnomvandlade



Fig. 71. "Cigarrer" med K-rik kärna och Na-rik marginalzon i kvarts-biotitrik matrix som breccierar sidostenen till "cigarrer". Sydöst om Sandnäsudden (3f). 66159/14292.

Ovoids exhibiting potassic core and sodic margin located in a quartz-biotite matrix which also brecciates the wall-rock producing an ovoid-like pattern.

bergarter har dock inte påträffats bland klasterna. Som ovan nämnts (s. 116) är inte heller basitbollar vanliga i dessa led, varför de och deras omvandlingar skulle kunna vara yngre.

I kartområdets sydöstra del förekommer sparsamma, men tydliga tecken på en begränsad, långt yngre Na- och Mg-omvandling. I en liten väghäll 1 km väster om Fogdhyttan (0j) förekommer nämligen en tydligt albitomvandlad pegmatit som klipper den regionala, svekokarelska lineationen. Dessutom genomdras det lilla granitområdet norr om Grecken (1h) av en nord-sydlig glimmerkvartsit som är tydligt yngre än den svekokarelska lineationen. Norr om Malmbergssjön (1h) överpräglas slutligen den rekristalliserade texturen av glimmeromvandling (s. 90). Sannolikt sammanhänger dessa, sena omvandlingar med sen, överpräglade kataklas.

Yngre, "ser- och postorogena" intrusivbergarter

Yngre, "ser- och postorogena" intrusivbergarter, sammanfattning:

De ser- och postorogena intrusivbergarterna är alla postdeformativa, massformiga, mestadels granitiska, jämnkorniga eller kalifältspatporfyriska bergarter. De är i stor utsträckning jämnåldriga med varandra.

De "serorogena" intrusivbergarterna är genomgående granitiska, men smärre mängder aplit eller pegmatit förekommer. De är nästan helt begränsade till Grängenmassivet.

De "postorogena" intrusiven består av jämnkorniga och kalifältspatporfyriska graniter samt granodioriter, kvartsmonzodioriter och dioriter. De saknar pegmatiter och apliter och förekommer i Rockesholms- och Sävsjönmassiven samt i ett antal småmassiv.

Röda färger i kartan betecknar en grupp huvudsakligen granitiska intrusivbergarter som är massformiga och opåverkade av den svekokarelska deformationen (D_2 , se nedan). De har vanligen en föga rekristalliserad, väl bevarad primär stelningstextur. I områden med svekonorvegisk deformation är de däremot vanligen förskiffrade. De uppträder för det mesta diskordant mot sidoberget. I många fall är deras kontakter diskordanta på grund av yngre sprickdeformationer, men tydligt intrusiva, diskordanta kontakter förekommer. Till skillnad från äldre granitoider genomsätts de i detta område inte av metabasiter och är sällan albitiserade eller glimmerkvartsitomvandlade. Radiometriskas åldersbestämningar med U-Pb-metoden på zirkoner ur likartade bergarter i Bergslagen har gett åldrar runt 1780 miljoner år. För närmare informationer rörande delar av denna granitgrupps geokemi, spårelementkemi och petrogenes hänvisas till Valbracht (1991a).

Dessa intrusivbergarter brukar indelas i serorogena och postorogena led, varmed avses att de är nära anknutna, respektive klart yngre än den svekokarelska deformationen. Radiometriskas åldersbestämningar under 1980-talet har emellertid visat att de båda grupperna är väsentligen jämnåldriga. Då dess-

utom den svekokarelska deformationen i stora delar av detta område är svag, blir en uppdelning avseende förhållandet till denna deformation här något konstlad. Den indelning i ser- och postorogena intrusivbergarter som tillämpats i kartan avser därför mera petrografiska än kronologiska skillnader. Den största skillnaden är att det "serorogena" massivet vid Grängen (4–5j) är uteslutande granitiskt och omger sig med pegmatit-aplitter, medan de "postorogena" Rockesholms- (0–1, f–g) och Sävsjön- (8–9, f–h) massiven m.fl. även har basiska led och saknar pegmatit-aplitter. Båda grupperna innehåller högre halter av radioaktiva element (framför allt U och Th) än de äldre bergarterna.

Pegmatit-aplitassocierade, "serorogena" graniter

De serorogena intrusivbergarterna representeras i kartområdet huvudsakligen av det stora granitmassivet öster om Grängen (4–5i), men enstaka pegmatit- och aplitgångar i kartområdets östra del hör sannolikt till samma grupp.

Grängemassivet uppträder mellan sjön Grängen (4–5i) och den östra bladgränsen men fortsätter på den angränsande berggrundskartan Lindesberg NV varifrån en utförligare beskrivning föreligger (Lundström 1985). Det omger sig där lokalt av såväl en pegmatit-aplitisk kontaktzon som av pegmatitiska-aplitiska gångar, vilket är skälet till att denna granit räknats till den serorogena gruppen. Radiometriska åldersbestämningar (U-Pb-metoden på zirkoner) av likartade bergarter har gett bildningsåldrarna 1782 ± 6 miljoner år (Patchett m.fl. 1987) vid Fellingsbro och 1781 ± 46 miljoner år (Billström m.fl. 1988) i Pingstaberget.

Gravimetriska undersökningar (Aaro & Lagmansson 1977) visar att Grängengraniten bildar en åtminstone 8 km djup, brantstående kropp. Den ovan nämnda pegmatit-aplitiska randzonen innehåller en del sidostensfragment och är högst några hundra meter bred. Den kan inte följas in på Filipstadsbladen, sannolikt eftersom kontakterna där är kraftigt störda av unga förkastningar. Närmast dessa består Grängemassivet i stället av en jämnkornig, medel- eller finkornig granit som är fri från inneslutningar. Längre från kontakten är graniten grövre och är i centralområdet grovt ögonförande med upp till 1x3 cm stora, rektangulära mikroklinströkor.

Grängemassivet består av ganska enhetligt granitiska till alkaligranitiska (fig. 72 och tab. 10) led med huvudmineralen kvarts, mikroklin och plagioklas av albit-oligoklassammansättning. Mer eller mindre kloritiserad biotit är ett väsentligt mineral och muskovit, zirkon, allanit, flusspat och apatit är vanliga

[illegible]

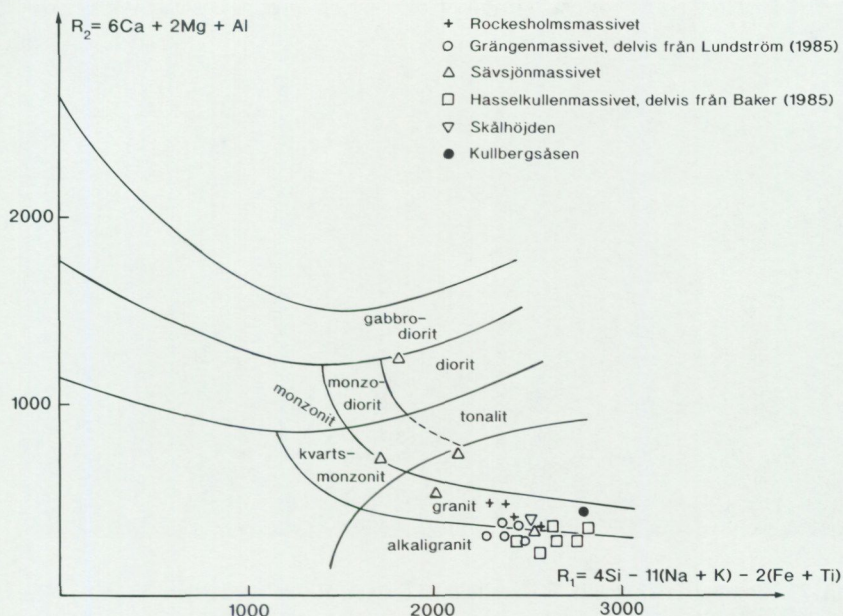


Fig. 72. R1-R2-diagram (de la Roche m.fl. 1980) av ser- och postorogena intrusivbergarter.

R1-R2 diagram of late- and postorogenic intrusive rocks.

accessoriska mineral. De ögonförande och grovkorniga typerna har hypidomorf eller allotriomorf granulär textur och de mera fin- och jämnkorniga varianterna en mer allotriomorf textur.

Dioritiska till granitiska, "postorogena" intrusivbergarter

Rockesholmsmassivet utbreder sig i kartområdes sydvästra hörn (0-2, f-h) och utgör den yttersta gränsen av ett större granitområde som sträcker sig mellan Småland och Värmland. Jarl & Johansson (1988) har med U-Pb-metoden på zirkoner åldersbestämt en sådan granit från Filipstad (11E SV) till 1783 ± 10 miljoner år.

Rockesholmsmassivet har på flera håll intrusiva, diskordanta kontakter mot sidoberget, men söder om Skatviken (3f) är kontakten sannolikt tektoniskt



Fig. 73. Grovporfyrisk granit, Rockesholmsmassivet. 500 m nordöst om Björnbo (0h). 66048/14353.

Rockesholm massif: coarse, porphyritic granite.

störd. Finkorniga kontaktzoner är sällsynta, men en smal sådan förekommer väster om Västgötesjön (2f). I de regionalmetamorf välbevarade delarna av den äldre berggrunden kan en viss kontaktmetamorf rekristallisering spåras längs massivets kontakter. Wollastonit i kalkstenar nära kontakten liksom den ökande metamorfosen (se ovan) i Älgenformationen söder om Brunnsjön (2f) kan också ha med denna kontaktomvandling att göra. Massivets bergarter är mestadels massformiga, men en svag NNV-lig foliation börjar uppträda i trakten av Store Flosjön (0f) och blir allt tydligare mot Lokadalen (0–2f) som omges av en tydlig, svekonorvegisk förskiffringszon.

Rockesholmsmassivet består av tre huvudkomponenter med ganska diffusa kontakter mot varandra. Längs kartans sydgräns och runt södra Halvarsnoren (0g) dominerar en grovkornig till kalifältspatporfyrisk granit (fig. 73) medan en fin- och jämnkornig granit upptar området norr om Store Flosjön (0f). Sydöst om Store Flosjön och längs Lokadalens östsida förekommer dessutom kvartsdioritiska, granodioritiska eller tonalitiska led. Kvartsdioriterna genomsetts av granitgångar och för sporadiskt kalifältspatögon av samma slag som

graniten. Granodioriterna längs Lokadalen är påfallande rika på inneslutningar.

Graniterna har ganska enhetligt normalgranitiska sammansättningar (tab. 10 och fig 72) och för ungefär lika stora mängder av kvarts, mikroklin och plagioklas (albit-oligoklas) som huvudmineral. De ögonförande typerna för i många fall 5–10 vol.-% av ett karaktäristiskt djupgrönt hornblände. Biotit förekommer regelbundet i underordnade mängder och epidot, titanit, opakmineral, apatit och zirkon är vanliga accessorer. Klorit förekommer sporadiskt. De mera folierade typerna runt Lokadalen saknar nästa helt mörka mineral och biotiten är här ofta ersatt av mer eller mindre rikligt med muskovit och plagioklasen kraftigt sericitiserad. De massformiga graniterna har genomgående en närmast allotriomorf eller hypidiomorf-granulär textur. De folierade typerna har däremot en vacker deformationstextur med långa muskovitslingor.

Kvartsdioriterna består av huvudmineralen plagioklas (andesin) och hornblände samt biotit och kvarts som underordnade mineral. Opakmineral och apatit uppträder accessoriskt och augit förekommer sannolikt i ett fall. Hornbländena är vanligen karaktäristiskt tvillingbildade och innehåller i många fall färglösa kärnor av cummingtonit- eller pyroxenrester. De har en påfallande välbevarad, hypidiomorf stelningstextur.

Sävsjönmassivet som uppträder i kartområdets nordvästra hörn (8–9, f–h) ingår också i ett större granitområde vilket kan följas långt norrut i Kopparbergs län där det beskrivits av Hjelmqvist (1966). Detta granitområde innefattar graniter av många olika typer, vilkas avgränsning mot varandra är osäker liksom deras relationer till Sävsjönmassivets bergarter. En nyligen företagen radiometrisk åldersbestämning (U-Pb-metoden på zirkon) av en grov variant av Sävsjönmassivets graniter från en lokal strax norr om bladgränsen gav åldern 1786 ± 14/-12 miljoner år (Persson & Ripa 1993).

Sävsjönmassivet består av tre huvudkomponenter, som alla är massformiga. De är ganska snarlika dem i Rockesholmsmassivet och den väsentligaste skillnaden torde vara att Sävsjönmassivets bergarter är kraftigt magnetiska, se den flygmagnetiska kartan. I ett brett bälte från Hjulsjöhöjden (9f) åt öster förbi Lövsjön (9 g–h) dominerar grovt medelkorniga, vanligen ögonförande graniter, granodioriter och kvartsmonzodioriter, se fig. 72. De för flera centimeter stora megakrister av kalifältspat. Den ovan nämnda dateringen utfördes på en bergart av denna typ. Förutom huvudmineralen kvarts, mikroklin och plagioklas (albit-oligoklas) förekommer biotit och muskovit som väsentliga mineral och titanit, apatit och zirkon som karaktäristiska accessorer. Denna grova gra-

nit har en hypidiomorf-granulär textur med subhedral plagioklas medan övriga huvudmineral är anhedrala och interstitiella. Dessa grova graniter övergår emellanåt i mer granodioritiska eller kvartsmonzodioritiska, amfibolförande former. Kontinuerliga övergångar mot mer jämnkorniga och finkorniga typer förekommer, vilka också bildar genomsättande gångar i de grövre varianterna. Dessa fin- och jämnkorniga varianter utgör den andra huvudtypen inom Säv-sjönmassivet. De har en mera enhetlig, leukogranitisk sammansättning och allotriomorf-granulär textur och har samma modala sammansättning som de grövre graniterna. Den tredje huvudtypen utgörs av rena dioriter, vilka sannolikt är en utveckling av de kvartsmonzodioritiska leden. Trots att de har ganska diffusa gränser mot graniterna, samlar de sig till relativt avgränsbara kroppar, vilka i kartan markerats med ljus grön färg. Öster om Lövsjön (9h) bildar sådan diorit en ren intrusivbreccia med talrika fragment av metavulkanit. Ett par smärre skärpningar på magnetkis förekommer i dylika brottstycken. Dioriterna består av huvudmineralen plagioklas (oligoklas – andesin) och amfibol, vilken ibland innehåller pyroxenrester, samt epidot, biotit, klorit, opakmineral och apatit som accessoriska mineral. Texturen kan vara en hypidiomorf stelningstextur men är i vissa fall kraftigt sericit-epidotomvandlad.

På Hasselkullen (5h), Skålhöjden (7g), Ängbergsåsen (7h) och Kullbergsåsen (8h) föreligger små isolerade massiv av medelkorniga, jämnkorniga, homogena, massformiga, rödlätta graniter. De visar få upplysande fältrelationer, men saknar sådana metabasitgångar och omvandlingar som kännetecknar de äldre graniterna. En allotriomorf eller hypidiomorf granulär stelningstextur (fig. 74) är också vanlig och särskiljer dessa intrusiv ytterligare från de äldre graniterna, vilka kännetecknas av en mer granoblastiskt rekristalliserad textur, jfr fig. 53. De här beskrivna småmassivens åldersställning är likväl något osäker, men de har i kartan markerats som postorogena graniter eftersom de även saknar pegmatit-aplitgångar som kännetecknade de serorogena graniterna. Postorogen ålder har också nyligen bekräftats för Skålengraniten genom en radiometrisk åldersbestämning av Sundblad m.fl. (1993), vilken gav åldern 1758 ± 8 miljoner år. De flesta massiven har entydiga, normala granitsammansättningar (fig. 72), men massivet på Kullbergsåsen (8h) är något granodioritiskt. De är alla påfallande felska, biotitförande graniter, men massiven på Kullbergsåsen och Ängbergsåsen har amfibol och det förstnämnda dessutom titanit, opakmineral, leukoxen och zirkon. Hasselkullengraniten beskrivs ingående av Baker (1985). Han kallar denna granit för "Hjulsjö granite" och betraktar den som närmast jämnåldrig med den angränsande Rombohöjden-

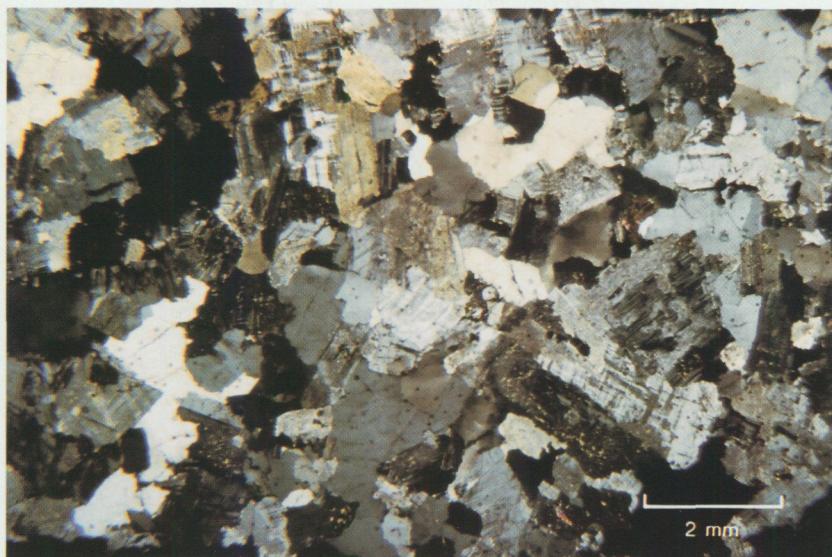


Fig. 74. Allotriomorf-granulär stelningstextur i Hasselkullengranit. 800 m väster om Hasselkullen (5h). 66291/14376.

Hasselkullen granite: allotriomorphic-granular crystallization texture.

granofyren, d.v.s. som närmast synvulkanisk. Ingen finkornig randfas har emellertid påträffats i graniten, vilken dessutom kännetecknas av en vacker stelningstextur (fig. 74). Den bör följaktligen ha intruderat på ett större djup än granofyren.

Strukturgeologi och tektonik

Strukturgeologi och tektonik, sammanfattning:

Åtminstone tre, olikåldriga och olikartade deformationsstilar finns representerade i kartområdet. De dominerar skilda typområden.

Den svekonorvegiska deformationen (D_3) bildade främst brantstående plastiska skjuvzoner längs vilka mot Ö riktade överskjutningar skett. Denna typ förekommer främst längs kartområdets västgräns.

Den svekokarelska deformationen (D_2) skapade i kartområdets östra delar mot öster brantstupande axialplansförskiffringar och lineationer samt veckbildningar längs flacka, ungefär nord-sydliga veckaxlar. Eventuellt kan den delas upp i en öst-västlig (D_{2a}) och en efterföljande nord-sydlig (D_{2b}) kompressionsfas. Den drabbade alla bergarter utom de ser- och postorogena intrusivbergarterna och diabaserna och är starkast utvecklad i leptitområdena i Ö och SÖ. I kartområdets västra delar veckades Torrvärpenformationens skiffrar efter nord-sydliga veckaxlar (D_{2a}).

Mellan de svekonorvegiska och svekokarelska huvudeformationsområdena föreligger ett väsentligt mindre deformerat reliktområde. Det har sannolikt genomgått en tidig deformationsfas (D_1) som skapade öppna, brantstående strukturer och innehåller spår av mer eller mindre syndepositionella deformationer (D_0).

Torrvärpenformationens skiffrar är mestadels strukturellt diskordanta mot sitt underlag beroende på unga, bl.a. svekonorvegiska rörelser.

Förutom sprickbildningar av olika ålder uppträder inom kartområdet åtminstone tre, olikåldriga och olikartade strukturstilar. De två yngsta, d.v.s. den svekonorvegiska och den svekokarelska, är även väl kända från angränsande områden i väster och öster. Deras strukturella påverkan avmattas emellertid påtagligt i kartområdets centrala delar, där i stället ett äldre, hittills ganska obe-

TABELL 11. Den strukturgeologiska utvecklingen.
Structural evolution.

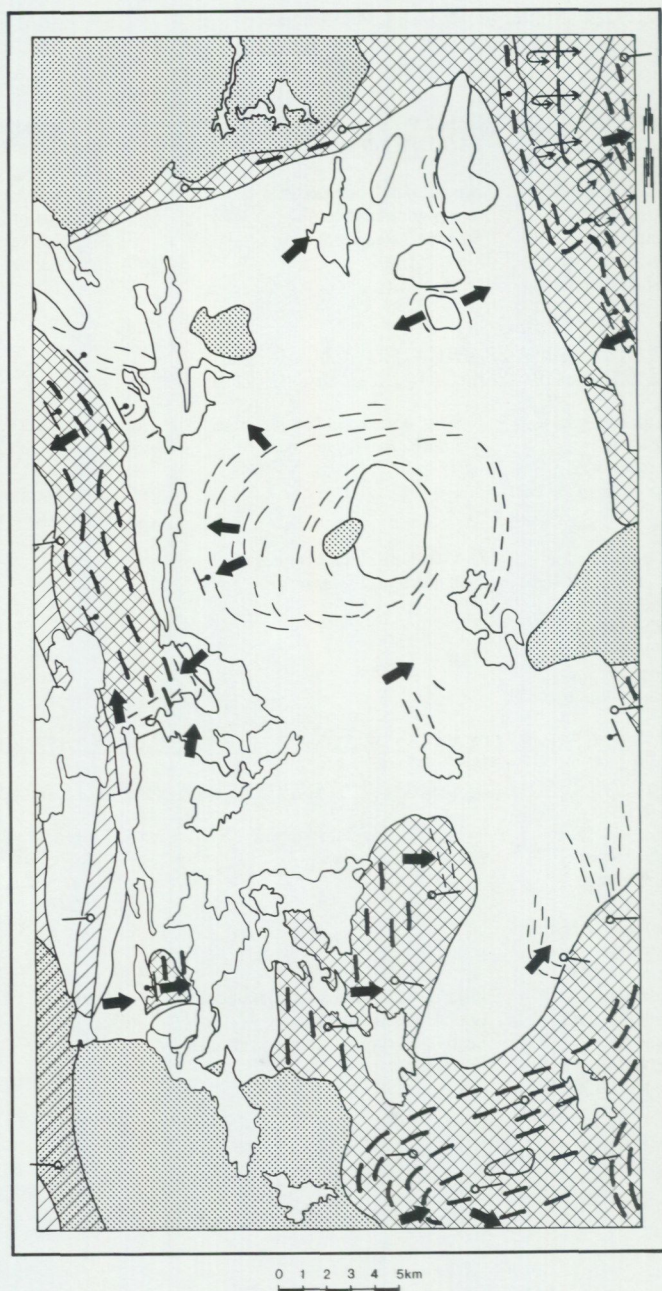
	STRUKTURER <i>STRUCTURES</i>	TEKTONISKA PROCESSER <i>TECTONIC PROCESSES</i>	BENÄMNING OCH ÅLDER (milj. år) <i>NAME AND AGE (Ma)</i>
D3	Brant V-stupande, plastiska skjuv- strukturer <i>Steep plastic shear structures dipping to the west</i>	Mot Ö riktad, brantstående överskjutningstektonik <i>Steep thrusting to the east</i>	Sveconorvegisk deformation, ca 1000 <i>Sveconorwegian deformation, c. 1000</i>

SER- OCH POSTOROGENA GRANITER, C. 1800 MILJONER ÅR
SER- AND POSTOROGENIC GRANITES, C. 1800 MILLION YEARS

D2b	Ö-stupande, flacka lineationer <i>Lineations with shallow dip to the east</i>	N-S-lig, horisontell kompression? <i>N-S horizontal compression?</i>	Svekokarelsk deformation, yngre än 1850 <i>Svecokarelian deformation younger than 1850</i>
D2a	Mot V överstjälppta veck efter NNV-liga, flacka veckaxlar <i>Folding along NNW flat-lying fold axes and axial planes dipping to the east</i>	Ö-V-lig horisontell kompression? <i>E-W horizontal compression?</i>	Dito

SYNVULKANISKA, PRIMOROGENA OCH BASISKA INTRUSIONER AVSLUTAS, C. 1880
MILJONER ÅR
SYNVOLCANIC, PRIMOROGENIC AND BASIC INTRUSIONS END, C. 1880 MILLION YEARS

D1	Öppna, vida, brant- ställda, mer eller mindre lokala strukturer <i>Open, wide, steep, more or less local structures</i>	Tidig, lokal magmatektonik? <i>Early magma tectonics?</i>	Lokala förhållanden, c. 1880-90 <i>Local conditions, c. 1880-90</i>
D0	Lokala, vulkaniska och sedimentära strukturer <i>Local volcanic and sedimentary structures</i>	Lokal avsättningstektonik, betingad av flöden, förkastningar etc <i>Local depositional tectonics, created by flows, faults etc</i>	Dito



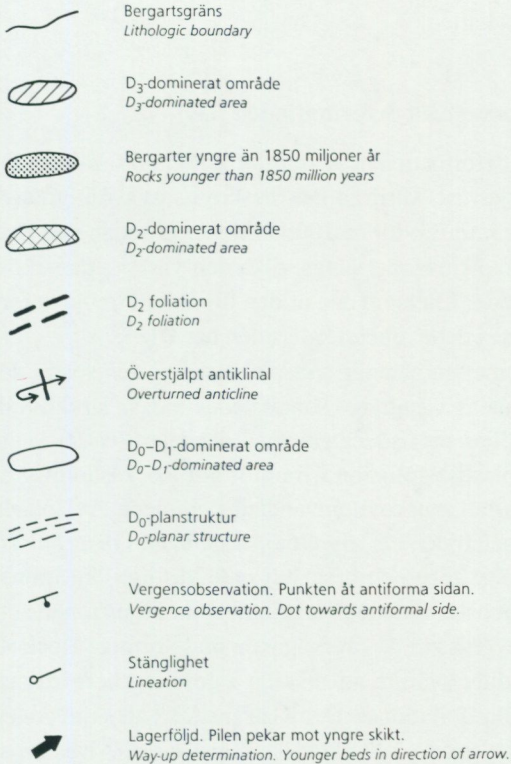


Fig. 75. Strukturgeologiska typområden och huvuddrag.
Structural type areas and main trends.

aktat strukturmönster framträder. Även om alla tre strukturstilarna kan spåras över hela området, är de starkast utvecklade i olika huvudområden, se fig.75. De beskrivs nedan var för sig med utgångspunkt från dessa typområden. Den strukturgeologiska utvecklingshistorien sammanfattas i tabell 11 (jfr även tab. 1). De strukturer som beskrivs i detta avsnitt är markerade med svarta beteckningar i den strukturgeologiska kartan.

Den svekonorvegiska deformationen (D₃)

Den yngsta, svekonorvegiska deformationen är framför allt känd från angränsande områden i väster och sydväst, varifrån den beskrivits av Wahlgren & Stephens (1990). Den anses ha inträffat för ca 1000 miljoner år sedan och skapade mer eller mindre plastiska skjuvzoner längs vilka den västra sidan sköts upp över den östra i detta område. Eftersom den är den till åldern tredje deformationsfas som kunnat urskiljas i detta arbete, kallas den här D₃.

Inom kartområdet förekommer en påtaglig sådan skjuvzon i den västra delen, längs Torrvärpenformationens västgräns, som således här är strukturellt diskordant. Den kan vidare följas mot söder genom Lokadalen (0–2f) längs vilken den uppträder som en plastisk foliation i framför allt Rockesholmsgraniten. Denna är också i många fall muskovitomvandlad i området. Avlänkade foliationer (*c/s fabric*) på Hasselhöjden (2f, fig. 76a), skjuvband (*shearbands*) vid skjutbanan i Nygård (5f, fig. 76b) och brantstupande västliga lineationer visar i detta område på den mot öster riktade överskjutningen. Skjuvzonens utbredning är relativt enkel att avgränsa i de övervägande massformiga Rockesholmsgraniterna, men är betydligt svårare att urskilja i de äldre bergarterna, eftersom de även påpräglats äldre foliationer. Detta har medfört att skjuvzonen i kartbilden blivit för svagt markerad på SO-bladet, främst längs Älvestorpskonglomeratets västsida. Också dess östliga avgränsning mot Torrvärpenformationens skiffrar kompliceras av att dessa har en penetrativ skiffriighet som är parallell med skjuvzonens och av att deras veckvergenser vanligen sammanfaller med den som skjuvningsen skulle gett. Skiffrarnas deformation är dock sannolikt väsentligen av svekokarelsk ålder enligt nedan och bryts i varje fall söder om Grythyttan (4f) tydligt av den svekonorvegiska deformationsstilen. I Grythyttans skifferbrotts västra del överpräglar nämligen skjuvzonens skiffriighet skifferns normala klyvbarhet, varigenom den begränsar möjligheten till vidare skifferbrytning åt väster. Den kraftiga foliation som drabbat Hälgsnäsledets bergarter längs skjuvzonen på Sundsudden (3f, fig. 38) är ock-



Fig. 76. Kinematiska indikatorer i den svekonorvegiska deformationszonen.
Kinematic indicators in the Sveconorwegian deformation zone.

a) Avlänkade foliationer på öst-västvagg, sedd från söder. 500 m sydväst om Hasselhöjden (2f). 66124/14279.

C/s fabric on east-west wall as seen from the south.

så väsensskild från skiffrarnas normala skiffrighet och därför sannolikt skjuvzonsbetingad.

Den svekonorvegiska skjuvzonen innebär följaktligen en påtaglig strukturell diskordans. Den kan förklara varför Hälgsnäs- och Grythyttanledens bergarter saknas längs stora delar av Torrvärpenformationens västgräns och varför Älvestorpskonglomeratet intar ett diskordant läge. Diskordansen har uppen-



Fig. 76 b. Skjuvband på öst-västvagg, sedd från söder. Norr om skjutbanan i Nygård (5f). 66264/14253.

Shearbands on east-west wall as seen from the south.

barligen dessutom skurit in i Hälleforsledet, d.v.s. Torrvarpenformationens översta enhet. Strukturobservationer i och runt denna enhet (bl.a. på berggrundskartan Filipstad NV) visar nämligen att den borde ligga mitt i en synklinal struktur, men inom själva Hälleforsledet saknas nästan helt observationer som skulle visa på en västlig veckskänkel. Däremot förekommer observationer av en östlig veckskänkel mycket nära skjuvzonen och Torrvarpenformationens västgräns, se fig. 41, 75, profiler och kartor. Även Torrvarpenformationens östgräns uppvisar liknande, diskordanta drag, t.ex. runt Eldsbergen (6f). Dess sammanhang med den svekonorvegiska skjuvdeformationen är emellertid oklart.

Den svekokarelska, orogena deformationen (D_2)

Den svekokarelska, orogena deformationen är känd från stora delar av Mellan-sverige, där den kännetecknas av slingrande axialplansförskiffringar och öst-stupande lineationer. Dessa strukturer har beskrivits som ett växelspel mellan

nord-sydliga och öst-västliga veckbildningar p.g.a. kompressioner (Koark 1973, Stålhös 1976). Eftersom den påverkat 1850 miljoner år gamla bergarter (Welin & Stålhös 1986; Persson & Wikström 1993), måste den ha ägt rum efter denna tidpunkt. Den drabbar alla bergarter utom de ser- och postorogena graniterna och diabaserna, vilka i stället tydligt skär över dessa strukturer. I det här beskrivna området bildades denna deformationstyp av den till åldern andra deformationsfasen, och benämnes därför D_2 .

Denna deformation är kraftigast utvecklad i de högre metamorfa leptitområdena i nordöst och sydöst. Dess planstrukturer kan där många gånger vara svåra att skilja från äldre sådana, varför D_2 kan vara svår att avgränsa med deras hjälp. I dessa områden kännetecknas emellertid deformationen av en karaktäristisk, öststupande lineation. Utbredningen av D_2 i detta område kan därför utläsas av dessa lineationers förekomstområde. Längst i väster har den svekokarelska deformationen även drabbat de lågmetamorfa Torrvarpenskiffarna, dock utan att skapa någon liknande, öststupande lineation.

Det nordöstra delområdet domineras av en nord-sydlig antiklinal som är svagt överstjälpd mot väster. Veckaxeln är väsentligen horisontell och vindlar runt nordnordvästliga riktningar. Antiklinalens kärna upptas av graniten på Storhöjden (9j) och Storsjöformationens porfyryr runt Himmelriksbacken (8j), se fig. 75 samt profilerna F-G och D-E. Denna struktur har av de Groot m.fl. (1988) uppfattats som en gravitativt bildad dombildning runt Storhöjdengraniten. Såväl överstjälpningen mot väster som vergensen i veckade granitådror (fig. 77) visar emellertid att även en öst-västlig kompression (D_{2a}) efter granitens intrusion bidragit till denna struktur. Antiklinalens slingrande förlopp antyder dessutom att en svag, nord-sydlig kompression har påverkat antiklinalen som en senare deformationsfas (D_{2b}). Den skulle motsvara Stålhös (1976) F_2 -deformation och skulle även förklara de öststupande lineationerna.

Denna deformation kan följas in i Sävsjönmassivets kontaktmetamorfa leptiter där såväl kraftig, ungefärligen öst-västlig förskiffring som öststupande lineation är vanlig (jfr Wikström & Aaro 1986). I övriga metavulkaniska bergarter klingar denna deformationstyp däremot av ganska snabbt mot väster. Således kan den nätt och jämnt iaktas väster om Nittälven (9i-7j), där endast svagt utvecklad, nord-sydlig skiffrighet förekommer och där lineationer saknas så gott som helt. Även om metavulkaniterna väster om Nittälven således förefaller relativt oberörda av denna deformation, är många glimmerrika, mer inkompetenta bergarter tydligt påverkade. I de Mg-metasomatiska, glimmerkvartsitiska bergarterna norr om Hjulsjö (6h) och vid Annehill (4j, fig. 63b)



Fig. 77. Granitådror i metavulkanit i Uskenformationen, veckade efter horisontell, nord-sydlig veckaxel. Öst-västvägg, sedd från norr. Sydväst om Storhöjden (9j). 66483/14449.

Usken formation: granite veins in metavolcanite folded along a horizontal N-S fold axis as seen on the east-west wall from the north.

deformerades sålunda många gånger en äldre skiffrighet. Vid den sistnämnda lokalen synes detta ha skett efter en nordlig, flackt stupande veckaxel genom att den östra sidan pressats upp över den västra. En antiklinal omböjning efter denna veckaxel skulle således föreligga väster om lokalen.

I ett västligt delområde uppvisar även Hälleforsledets skiffrar en liknande deformation, trots att de ligger långt ifrån det ovannämnda huvudområdet. Då skiffrarnas veckvergenser (fig. 41) så gott som uteslutande visar samma rörelseriktning som den svekonorvegiska skjuvzonen, är det frestande att tro att även dessa veck och klyvbarheter är skjuvzonsrelaterade. De är emellertid åtminstone delvis svekokarelska eftersom klyvbarheten t.ex. lämnat en korsande pegmatit vid Norrheden (3f) oberörd. Klyvbarheten klipps också av den post-orogena graniten söder om Bredtjärnen (1g), vars kontaktpåverkan dessutom suddat ut den. Öster om Sirsjön (2f) visar denna klyvbarhet vidare en relation till lagringen (fig. 78) som är oförenlig med den svekonorvegiska kinematiken



Fig. 78. Horisontell, nord-syddlig veckaxel, sedd från söder på öst-västvagg. Öster om Sirsjön (2f). 66104/14300.

Horizontal N-S fold axis as seen on the east-west wall from the north.

eftersom det framgår att lokalen ligger på en synklinals västra skänkel. Skiff-rarnas starka deformation så långt från det svekokarelska deformations-mönstrets kärnområden beror följaktligen snarare på deras låga kompetens än på svekonorvegiskt inflytande.

Det sydöstra delområdet, vilket utbreder sig i Vasslandsformationen runt och sydväst om Bälgsjön (1j), kännetecknas av kraftiga, östnordöstliga, horisontella till flackt öststupande lineationer. Lagring eller metamorf bandning (fig. 44) är vanlig i varierande riktningar, men ligger i områdets utkanter påfallande parallellt med strukturerna i den omgivande, svagare deformerade Sångenformationen, speciellt runt Rågrecken (1f). Även runt detta område av-klingar de påpräglade deformationsstrukturerna successivt, varför området är klart strukturellt konkordant med sina svagare deformerade omgivningar. I gränsområdet förekommer öster om Stensjön (1j) ett par vergensobservationer som visar att Sångenformationen drivits upp mot söder, över Vasslandforma-tionen. De metabasitgångar som i Sångenformationen norr om Rågrecken (1f)

är raka och överskärande, har i övergångsområdet i Rågrecken deformerats till Z-veck på horisontell yta, indikerande högerörelse. I det kraftigast deformerade området är alla metabasiter däremot helt transponerade parallellt med foliationerna. Jfr Lundström (1990b).

De nord-sydliga axialplansliknande foliationer som är vanliga i det nordöstra delområdet saknas uppenbarligen i stor utsträckning i detta område. Inte heller den svaga klyvbarhet med väsentligen nordlig strykning som kännetecknar områdets närmaste omgivningar i norr och söder, återfinns inom området. Således förefaller de östnordöstliga strukturerna i detta delområde att ha överpräglats äldre, nord-sydliga strukturer. Den yngre av de ovan antagna deformationsfaserna (D_{2b} , motsvarande Stålhös F_2 -fas) skulle alltså dominera i detta delområde.

Äldre, preorogena strukturer (D_0) och deformationer (D_1)

Mellan områdena med de svekonorvegiska och svekokarelska deformationsstilarna föreligger ett reliktområde som är klart mindre deformerat. Detta visar sig främst genom att D_2 - och D_3 -strukturerna här är svagt utvecklade, men även t.ex. genom en öppnare veckstil som inte visar någon relation till D_2 -foliationen. Områdets metabasiter är väsentligen raka, massformiga och odeformerade, medan de i D_2 -området är stängliga och transponerade. Vidare har sfäriska primärstrukturer såsom pisoliter (fig. 79) och perlitsprickor (fig. 30) kunnat behålla sin sfäriska form här, medan de i det D_2 -deformerade området deformerats till ellipsoider, jfr fig. 46. De avbildade, odeformerade pisoliterna och perlitsprickorna kommer båda från ett område nära den kraftigt deformerade Torrvarpenformationen, varför de vittnar om den ovan antagna kompetenskontrasten mellan skiffrar och omgivande vulkaniter.

Ett återkommande problem vid karteringen av detta område har varit att skilja den yngre D_2 -deformationens strukturer från äldre, synvulkaniska flödes- eller kompakteringsfoliationer enligt t.ex. fig. 8 (jfr Williams & Burr 1994). Denna åtskillnad är viktig eftersom bara de sistnämnda strukturerna ursprungligen bildats horisontellt, parallellt med avsättningsytan (S_0). Eftersom stora delar av metavulkanitområdena saknar tydlig lagring, kan sådana strukturers nuvarande läge vara viktiga indikationer på efterföljande deformationer. Synvulkaniska planstrukturer förekommer uppenbarligen eftersom de påträffats i kluster i t.ex. Älgenformationen, se fig. 23 och 29. I sällsynta fall av-



Fig. 79. Pisoliter med bevarad, sfärisk form. Jfr fig. 46. Kalkugnen (3g). 66183/14332.
Accretionary lapilli showing undeformed, spherical shapes (cf. Fig. 46).

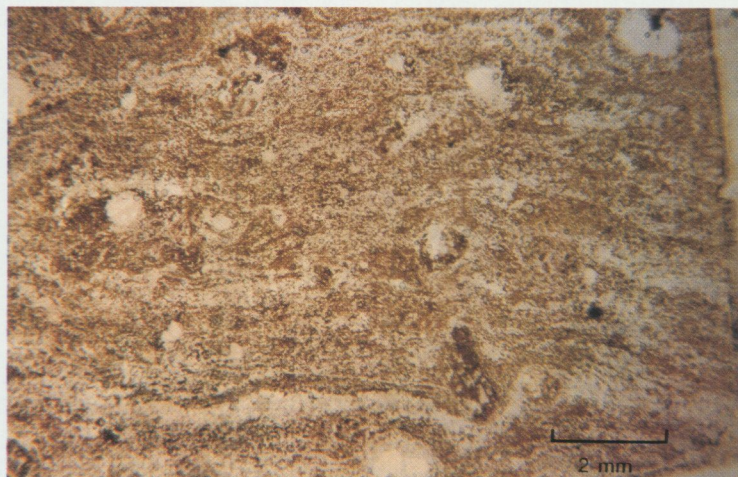
slöjar de sin synvulkaniska ålder genom att avvika från den regionala D_2 -foliationen eller genom att överpräglas därav, se fig. 80. Möjliga, men inte alltid bekräftade sådana strukturer har i kartan markerats med röda streck. Eftersom dylika strukturer inte bildats i samband med någon övergripande deformationsfas utan i samband med mycket lokal deformation, kallas den här D_0 .

De förmodade D_0 -strukturerna visar sig emellertid vara övervägande parallella med såväl litologiska gränser som med de fåtaliga, men tydliga lagringar som påträffats. Tillsammans verkar de följaktligen vara någorlunda pålitliga indikatorer på avsättningsytans (S_0) läge. Denna definierar en deformationsbild som avviker från D_2 -mönstret i det välbevarade området, men som överpräglas därav i D_2 -området. De tydligaste exemplen är de cirkulära strukturer som omger den äldre graniten (granofyren) norr om Romböhöjden (5h), och graniterna på Fulberget (7i) och N. Bastfällshöjden (8i). Dessa strukturer består av lager, vars vertikala läge verkar fullständigt oberoende av D_2 -deformationen. Antiklinalstrukturen runt Storhöjden är rimligen en D_2 -deformerad motsvarighet till dessa strukturer. Som ovan (s. 104, 115 och 116) framhållits

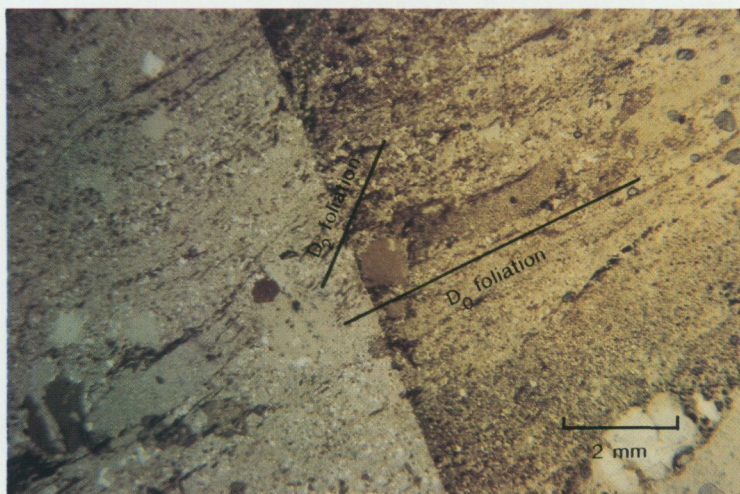


Fig. 80. D_0 - och D_2 -foliationer. 1 km sydväst om Vasselsjön (6i). 66309/14444.
 D_0 and D_2 foliations.

a) Undulerande, skärande D_0 -foliationer.
Wavy, cross-cutting D_0 foliation.



b) D_0 -foliation i tunnslip. Kalifältspaten gulfärgad.
 D_0 foliation in thin section; potash feldspar stained yellow.



c. D_0 -foliation, överpräglad av D_2 -foliation. Delvis färgat tunnslip.
 D_0 foliation overprinted by D_2 foliation; partly stained thin section.

tycks dessa brantställningar ha skett redan innan de äldre intrusiven och metabasiterna intruderade, d.v.s. praktiskt taget redan under det syndepositionella skedet. Brantställningen förefaller följaktligen att bero på en alldeles egen deformationsfas, vilken här kallas D_1 . Den kan ha sammanhängt med någon tidig deformation, förorsakad av magmornas uppstigande eller med en sådan gravitativ dombildning som de Groot m.fl. (1988) tänkte sig. Andra indikationer på tidig D_1 -deformation är den ovan (s. 116, fig. 57) omnämnda gången sydöst om Lövfallet (8j), vilken själv är D_2 -deformerad, men klipper äldre veckstrukturer. På Lygnanäset (6f) finns dessutom en väststupande veckaxel som klipps av den nord-sydliga branta klyvbarhet som i skiffern uppfattades som bildad av D_2 , ovan.

Metamorfos

Metamorfos, sammanfattning:

Flera metamorfa processer, relaterade till deformations- och intrusionsfaser, förekommer.

Den svekonorvegiska metamorfosen är knuten till skjuvzonerna och består i nybildning av muskovit längs skiffrighetsplanen.

Alla intrusivbergarter utom diabaserna har kontaktmetamorfoserat sina sidostenar, främst genom rekristallisation, men även genom mineralnybildning, framför allt runt Rockesholmsmassivet. Runt Grängenmassivet saknas tydliga indikationer, sannolikt beroende på hög regional metamorfos.

Den svekokarelska orogena, regionalmetamorfosen ökar i bladorrådet kontinuerligt från grönskifferfacies till amfibolitfacies mot Ö och SÖ. Den ytrar sig främst genom rekristallisation till leptiter, men även genom att klorit ersätts av biotit, flogopit och cordierit.

Kartområdets bergarters metamorfa omvandlingar varierar mellan grönskifferfacies och lägre amfibolitfacies och avspeglar ett flertal händelser. Omvandlingarna löper i många fall parallellt med de ovan beskrivna deformationsmönstren, men även andra, därifrån avvikande processer har medverkat. Den mest dominerande omvandlingen var den svekokarelska.

Detta avsnitt sammanfattar de metamorfa fenomen som beskrivits i detalj i bergartsbeskrivningarna. Liksom i det strukturgeologiska avsnittet, beskrivs yngre omvandlingar före äldre.

Svekonorvegisk dynamometamorfos

Den svekonorvegiska skjuvzonens (fig. 75) metamorfa påverkan inskränker sig till viss nybildning av muskovit längs de nybildade skiffrighetsplanen (dynamometamorfos). Den är tydligast i Rockesholmsmassivets granit medan den

kan vara svår att urskilja i ytbergarterna. Diabasernas klorit-, epidot- och amfibolomvandling blir mot väster allt vanligare, liksom en mer eller mindre plastisk deformation. Dessa deformationer och omvandlingar måste följaktligen vara yngre än ca 900 miljoner år, men ha inträffat innan områdets berggrund kom att utsättas för en mer spröd deformation. De sammanfaller följaktligen med den svekonorvegiska skjuvdeformationen både i rum och tid. De på s. 141 beskrivna, sena Mg- och Na-omvandlingar som verkar överpräglade äldre deformations- och rekristallisationsmönster är möjligen också relaterade till denna metamorfa händelse.

De ser- och postorogena intrusivens kontaktmetamorfos

Runt såväl Sävsnäs- som Rockesholmsmassiven är metavulkaniterna tydligt förgrovade och rekristalliserade till leptiter i kilometerbreda omvandlingszoner, vilka beskrevs ovan (s. 47, 102). I Sikforsledets välbevarade metavulkaniter försvinner de primära strukturerna genom rekristallisation mot granitkontakten runt Västgötesjön (2f) varvid också kloriten försvinner och epidot och granat börjar uppträda. Kalkstenarna söder om Sirsjön (2f) för närmast kontakten mot Rockesholmsmassivet wollastonit och Älvestorpsområdets (2g) skiffrar förlorar allt mer av sin klyvbarhet mot granitkontakten. De blir i detta område allt grövre och innehåller millimetergrova pseudomorfoser av ljus glimmer, möjligen efter cordierit. I Älvestorpskonglomeratet är klorit vanlig, men i kontaktområdet söder om Hasselhöjden (2f) ersätts den ofta av biotit. Även granat och epidot förekommer i skiffrar runt konglomeratet i detta område.

Runt Grängengraniten har inga kontaktmetamorfa fenomen påträffats, möjligen beroende på att den äldre, svekokarelska omvandlingen här har varit lika kraftig eller kraftigare än en eventuell kontaktmetamorf påverkan.

De på s. 90 beskrivna turmalinerna bör vara bildade i samband med en metamorf eller metasomatisk händelse av ungefär denna ålder eftersom de sitter på sprickytor som klipper den svekokarelska deformationen.

De kontaktmetamorfa bergarterna runt Sävsjönmassivet har på många platser kloritomvandlats, vilket också måste ha skett i relativt sen tid.

Svekokarelsk, orogen, regional metamorfos

Den svekokarelska metamorfosen har drabbat hela Bergslagen, där den mesta dels når upp till mellersta amfibolitfacies. Från Lindesbergsbladen avklingar den västerut och har vid gränsen mellan Lindesbergs- och Filipstadsbladen sjunkit till lägre amfibolitfacies, se Helmers (1984) och Lundström (1983, 1985, 1988). Den fortsätter sedan att avta mot väster och når strax väster om Filipstadsbladens östra gränser grönskifferfacies. Gränsen mellan amfibolit- och grönskifferfacies sammanfaller väsentligen med gränsen mellan leptiter och hälleflintor i kartorna. Dess mineralnybildningar och rekristallisation överpräglar vanligen de svekokarelska deformationsstrukturerna (D_2 , se ovan), varför den kan vara högst ca 1850 miljoner år gammal.

I metavulkaniterna märks denna metamorfos främst som en mot öster tilltagande rekristallisation, som i sin lindrigaste form endast suddat ut matrixens primärtextur. Detta har i stort sett skett endast öster om en nord-sydlig gränslinje ungefär mitt genom kartområdet. Öster därom tilltar rekristallisationen (se fig. 42) kontinuerligt genom att matrixens kornstorlek ökar och D_2 -foliationen blir allt tydligare. I de som leptiter utskiljda bergarterna har denna kornförgrovnings överskridit den av Geijer & Magnusson (1944) föreslagna "leptit/hälleflint-gränsen" på 0,03–0,05 millimeter.

De Mg-metasomatiskt omvandlade bergarterna är i grönskifferfaciesområdet rika på klorit och muskovit, vilka i de kraftigare omvandlade områdena allt mer ersatts av flogopit och cordierit, se Trägårdh (1991).

Metabasiterna har i grönskifferfaciesområdet i många fall en någorlunda välbevarad stelningstextur, vilken i de högre omvandlade områdena vanligen rekristalliserat till en mer granoblastisk textur. Välbevarade metabasiter för i många fall pyroxen, som i de mer omvandlade områdena mestadels är uralitiserad eller helt ersatt av hornblände. Metabasitkropparna vid Järnboås (2j) har emellertid såväl bevarad primärtextur som reliktyt pyroxen trots att de ligger i ett relativt kraftigt regionalomvandlat område.

I grönskifferfaciesområdet kännetecknas de metasedimentära bergarterna, d.v.s. främst Torrvarpenformationens skifferar, av paragenesen albit-klorit. I de mer omvandlade delarna förekommer endast få metasediment, men de är vanligen rika på biotit och kan ibland innehålla granat och cordierit.

Kalksilikatbergarterna synes i någon mån avvika från detta mönster eftersom de även i de bäst bevarade delarna kan innehålla både granat och diopsid, se Frietsch (1957). Sundius (1923, s. 325) och Oen & de Maesschalck (1986)

uppfattade detta som lokala, exhalativa bildningar som bildats redan vid bergarternas avsättning.

Primorogen kontaktmetamorfos

I de bäst bevarade delarna av grönskifferfaciesområdet visar ställvis de primorogena intrusivbergarternas och metabasiternas närmaste sidobergarter lätt rekristallisation till en granoblastisk textur. I de mera omvandlade delarna kan denna omvandling inte ses eftersom den där överpräglats av den regionala omvandlingen.

Synvulkanisk omvandling

De omvandlingar som ägde rum mer eller mindre samtidigt med vulkanismen och sedimentationen behandlades väsentligen i avsnittet om metasomatiskt påverkade bergarter. Andra aspekter på denna metasomatos framförs även av bl.a. Oen (1987) och Oen & de Maesschalck (1986), se ovan. Huruvida denna omvandling även medförde en mer isokemisk mineralnybildning är svårt att avgöra eftersom den i så fall i stor utsträckning överpräglats av den svekokarelska metamorfosen.

Sprickzoner och förkastningar

Sprickzoner och förkastningar, sammanfattning:

Såväl äldre, sannolikt syndepositionella, som mycket unga deformationszoner har indikerats.

De jotniska diabaserna korsar vissa spricklinjer utan att påverkas av dem, medan de deformerats av andra.

Sprickteknik i den strukturgeologiska kartan

Den metodik som tillämpas för den strukturgeologiska kartan beskrivs närmare i avsnittet om metodik och bergartsindelning eller t.ex. i beskrivningarna till berggrundskartorna Lindesberg NV och SV (Lundström 1983, 1985).

Kartområdets spricktektonik framgår av den strukturgeologiska kartan, i vilken morfologiska linjer (lineament) som sannolikt betingas av spröda spricklinjer, markerats med röda beteckningar. De svarta beteckningarna avser de mer plastiska strukturer som beskrivs i avsnittet om strukturgeologi och tektonik, ovan. De röda beteckningarna bygger främst på flygbildsobservationer, men även geofysiska observationer och fältiakttagelser har bildat underlag. De smala, heldragna röda linjerna är sådana morfologiska lineament som enbart indikerats genom flygbildstolkning. De grövre, streckade linjerna markerar lineament som snarare analyserats fram på grundval av ett flertal observationer, t.ex. förskjutna bergartsgränser eller stråk av breccior eller myloniter. Vanligen indikerar de emellertid zoner som är så storskaliga att de först framträder när ett större område betraktas, t.ex. flera angränsande kartblad eller i satellitbilder. De prickade linjerna är sådana som enbart indikerats i den flygmagnetiska kartan. De röda linjerna markerar således enbart någon form av linjärt mönster, s.k. lineament, vars samband med spricktektoniken i allmänhet är okänt.

De enda anvisningar om sprickbildningarnas åldersförhållanden som föreligger bygger på vilka bergarter eller strukturer de påverkat eller påverkats av. Sprickorna måste ha bildats under tidsperioder då berggrunden inte kunde deformeras plastiskt. Detta innebär väsentligen under geologiskt sen tid, d.v.s. i stort sett för högst någon miljard år sedan, men indikationer på mycket gammal spröd deformation förekommer. I de flesta fall saknas emellertid hållpunkter på hur unga sprickorna kan vara, varför man får förutsätta att de säkerligen anlagts och återutnyttjats vid flera olika tidpunkter. Sålunda förekommer tektoniska brecciebildningar med antingen kvarts eller epidot som matrix, vilket bör markera olikartade bildningsförhållanden. Liksom på Lindesbergsbladen visar sig kvartsådringen vara yngre än epidotådringen.

Spricktektoniska observationer

Älvestorpskonglomeratet begränsas i berggrundskartan av två förkastningslinjer, varav den västra faller inom den svekonorvegiska skjuvzonen. Den har i strukturgeologiska kartan betecknats som "geologiskt framträdande lineament" i första hand för att understryka att konglomeratet redan för sin anläggning varit beroende av spröd förkastningstektonik. Denna sprickzon skulle således ursprungligen ha anlagts samtidigt med ytbergarternas bildning. Den östra har betecknats som "förkastning med vertikalförskjutning" eftersom

Älvestorpskonglomeratets diskordanta läge förutsätter även en sådan, se ovan s. 77 och Lundström (1990b). Inga strukturobservationer föreligger emellertid som skulle kunna bekräfta dessa förkastningars pre-svekonorvegiska ålder.

Vid Jössaviken (1i) sydöst om Rågrecken föreligger en betydande litologisk kontrast i bergarternas strykningsriktning som antyder en klippande förkastning här. Bl.a. försvinner de små malmstråken i Rågrecken sydöst om denna linje, varför den också framträder i den flygmagnetiska kartan. Förkastningen verkar emellertid vara äldre än den diabasgång som synbarligen korsar den i Rågreckens östra ände utan sidoförskjutning.

Torrvarpenformationens skiffrar begränsas åt öster uppenbarligen av en sen och troligen spröd deformationszon från Breviken (5g) till Silvergruvan (7f). Som ovan beskrivits saknas nämligen Hälgsnäsledets bergarter längs denna linje, vilken också markerar en påtaglig strukturell diskordans väster om Norr-Älgen (6–7f). Denna deformationszons ålder kan vara tveksam, men den förefaller i alla fall att vara yngre än den svekokarelska deformationen eftersom folierade skifferfragment förekommer i en tektonisk kalkstensbreccia söder om St. Per-Håksen (6f). Block av lava av den typ som förekommer på Gillershöjden har påträffats i kalcitcementerad breccia vid Hurtigtorget (6f) och i Silverknutenområdet (7f) är bergarterna vanligen mycket uppspruckna.

Från Torrvarpsund (3f) kan en kraftigt markerad morfologisk linje följas till och över den södra bladgränsen. Den omges av kraftigt uppsprucket berg sydväst Torrvarpsund och harneskytor förekommer längs S. Torrvarpens (3f) östra strand.

Lokadalen (0–3j) utgör en kraftigt kataklastisk zon som åtföljs av rikligt med kvartsbreccior. Den sammanfaller i detta område delvis med den svekonorvegiska skjuvzonen, men dess fortsättning på berggrundskartan Karlskoga NO är fristående. På Karlskogabladet förkastas den 700–850 miljoner år gamla Visingsösandstenen av denna förkastning på ett sådant sätt att förkastningens östra sida måste ha lyfts upp gentemot den västra (Wahlgren m.fl. 1994). I det här beskrivna kartområdet tycks den klippa av Rockesholmsmassivets östra kontakt i området söder om Skatviken (3f) eftersom granitens randfas saknas här.

Norr om Hällefors (6f) har ett flygmagnetiskt indikerat, nordöstligt lineament markerats. Det är helt jordtäckt, varför inga fältobservationer varit möjliga. I flygmagnetiska kartor kan man emellertid se hur det tydligt högerförskjuter de jotniska diabasgångarnas anomalier på de västra Filipstadsbladen. Kartorna har också ritats som om detta lineament högerförskjutit den svekonorve-

giska skjuvzonen öster om Knuthöjden (5–6f). Från Karlskogabladen är det nämligen känt (Wahlgren m.fl. 1994) att nordöstliga, spröda förkastningar högerförskjuter äldre skjuvzoner.

Genom Grecken (1h) löper ett långt nordöstligt lineament som åtföljs av rikligt med kvartsbreccior. De små diabasgångarna söder om Skärjen är också rikligt uppkrossade, sannolikt av denna förkastning. Lineamentet har i kartan ritats som en högerförkastning, vilket bygger på observationer i dess fortsättning på berggrundskartan Karlskoga NO (M. Stephens, muntl. medd.)

I området mellan Gränsjön (8h) och kartområdets nordöstra hörn förekommer rikligt med liknande lineament med talrika kvarts- och epidotbreccior. De kan i många fall visas vara förkastningar som diskordant begränsar de primorogena intrusivbergarternas utsträckning, t.ex. sydöst om Storchöjdenmassivet (9j) eller väster om Nordsjön (9i).

Diabas och sandsten

Diabas och sandsten, sammanfattning:

Diabas förekommer i ett NNV–SSÖ-ligt, yngre och ett Ö–V-ligt, äldre gångsystem.

Diabaserna är lokalt uralit- eller kloritomvandlade.

Block av jotnisk sandsten och konglomerat antyder moderklyft i områdets västra del.

Diabas

Kartområdets yngsta (se tab. 1) bergarter utgörs av de s.k. jotniska eller post-jotniska diabaserna vilka bildar långsträckta gångar i alla de övriga bergarterna. Breda gångar markeras i kartan med violett färg, medan smala utmärks med svarta spolar, åtföljda av beteckningen "Db". Dylika diabaser är kända från de östra delarna av hela Syd- och Mellansverige, där de genomsätter berggrunden i öst–västlig eller nord–sydlig riktning. De öst–västliga gångarna

brukar anses vara ca 1530 och de nord-sydliga ca 900 miljoner år gamla (Patchett 1978). De nord-sydliga kan följas som ett lätt krökt bälte från Blekinge och norrut till Dalarna och kallas Blekinge-Daladiabaser, medan de öst-västliga är begränsade till östra Svealand.

Båda dessa gångsystem förekommer inom kartområdet. Det äldre, öst-västliga systemet är begränsat till området sydöst om Grecken (1h) där de bildar flera, upp till några hundra meter breda gångar. Detta gångsystem kan på berggrundskartan Lindesberg SV följas till området norr om Yxe (11F/0c). Det yngre, mera nord-sydliga systemet bildar i detta område mestadels nord-nordvästliga, upp till några hundra meter breda gångar som kan följas över hela kartområdet med endast små avbrott. Även dessa gångar fortsätter in på angränsande kartområden. I området sydöst om Grecken korsar de det öst-västliga systemet och strax söder om Klampen (1i) klipper nordnordvästssystemet tydligt öst-västsystemet. I dalgången öster om Hjulsjöhöjden (9f) har dessutom en smal, horisontell diabasgång påträffats. Diabasgångarna är vanligen mycket dåligt blottade, varför kartbilden i stor utsträckning bygger på att de för det mesta bildar tydliga positiva anomalier i den flygmagnetiska kartan.

Diabaserna för vanligen vackert listformade plagioklaser av andesin-labradorsammansättning, amfibol och mer eller mindre uralitiserad pyroxen (augit) samt olivin som huvudmineral. Amfibolen är en ganska blekgreen klinoamfibol, troligen aktinolit. Biotit och klorit kan förekomma i underordnade mängder liksom listformade, ilmenitliknande opakmineral. Apatit är vanligt som accessoriskt mineral och stilpnomelan och hypersten har påträffats. Diabaserna har vanligen en vacker subofitisk textur med ca mm-långa, regellöst anordnade plagioklaslister, mellan vilka de femiska mineralen ligger inklämda. De öst-västliga gångarna tycks sakna olivin, liksom den östligaste av nordnordvästgångarna, d.v.s. den som löper genom Sången (3i). Sången-gången skiljer sig också från de övriga genom att den längs sin östra kontakt i praktiskt taget hela sin längd för karaktäristiska, centimeterstora, rundade, variolitartade fläckar. De består vanligen av ett par tre ganska kraftigt sericitiserade plagioklaskrystaller med innesluten amfibol, augit, hypersten, biotit, diabasfragment m.m., ibland med antydning till myrmekitisk textur. En ådra av ett snarlikt material genomsätter diabasen söder om Björkhöjden (8g), varför det förefaller att vara någon sorts sena, sura differentiat. Block av sådan karaktäristisk, variolitisk diabas, sannolikt från Sången-gången, har återfunnits i stort antal i Holland, se Baker & Scheerboom (1984).

Diabaserna är i många fall omvandlade på olika sätt. Pyroxenen är vanli-

gen mer eller mindre uralitiserad till finstänglig amfibol och klorit-, epidot eller sericitomvandling är inte ovanlig. Dessa omvandlingar kan ibland kopplas till yngre, kataklastiska deformationer. Sådana är speciellt vanliga i diabaserna vid Rockesholm (0g) och S. Torrvarpen (3f) och sammanhänger där sannolikt med den svekonorvegiska skjuvzonen i kartområdets västra del. Öst-västdiabasen vid Klampen (1i) är relativt kraftigt amfibol- och kloritomvandlad, medan den genomsättande nordnordvästgången är opåverkad.

Exempel på diabasernas kemiska sammansättningar ges i tabell 12.

TABELL 12, Jotniska diabaser.
Jotnian diabases.

IDNR	B 88:4	L 83:20	R 85:4	R 84:14A
RUTA	7G	1I	1G	0I
NSKOORD	663945	660965	660740	660385
EWKOORD	143499	144445	143090	144240
SiO ₂	53,80	52,30	49,00	46,90
TiO ₂	2,22	2,20	4,90	2,27
Al ₂ O ₃	15,50	15,70	13,80	15,80
Fe ₂ O ₃	11,80	2,90	12,70	3,70
FeO		7,40		9,85
MgO	4,40	4,40	4,29	6,31
CaO	5,98	6,20	6,76	9,29
MnO	0,08	0,14	0,14	0,19
Na ₂ O	3,69	3,60	3,16	2,45
K ₂ O	1,85	2,00	1,70	0,95
P ₂ O ₅		0,40		
H ₂ Oplus		1,10		2,85
H ₂ Omin		0,40		0,35
CO ₂		0,10		<0,10
F		0,06		
S		0,10		
SUMMA	99,32	99,00	96,45	100,90

Sandsten

Jotniska sandstenar och konglomerat förekommer uppenbarligen i Torrvärpenområdet (4f) eftersom block därav påträffats sporadiskt i området Mosserud (0f) – Domarudden (3f) – Nygård (5f). Strax väster om kartområdet är jotniska sandstensblock speciellt vanliga i ett begränsat område vid Saxhyttan på berggrundskartorna Filipstad SV och NV (11E/4–5e). Fast klyft har dock inte påträffats.

Mineraliseringar och nyttosten

Mineraliseringar och nyttosten, sammanfattning:

Såväl Mn-rika som Mn-fattiga skarnjärnmalmer förekommer. De förra är begränsade till Älgenformationens Sikforsled, medan de senare är regellöst spridda på lägre stratigrafiska nivåer.

De Mn-fattiga skarnjärnmalmerna och vissa sulfidmalmer är ibland tydligt metabasitrelaterade.

Bly-, zink- och silvermineraliseringar finns främst i Älgenformationens Sikforsled.

Volfram- och molybdenuppslag förekommer bl.a. relaterade till postorogena graniter.

Torrvarpenformationens skiffrar utgör f.n. områdets viktigaste nyttosten.

Talrika kalkstens- och dolomitbrott förekommer.

I kartområdet förekommer säkert flera hundra gruvor och stenbrott, se fig. 81. Utrymmet tillåter följaktligen inte att de här beskrivs var för sig. För mer detaljerade beskrivningar av de enskilda förekomsterna hänvisas till framför allt Geijer & Magnusson (1944), Magnusson (1970, 1973) och Tegengren m.fl.



JÄRNMALMER IRON ORES	ÖVRIGA MALMER OTHER ORES
♂ Manganrika skarn- och karbonatjärnmalm <i>Manganiferous skarn and carbonate iron ores</i>	W O Wolfram- (molybden-) uppslag <i>Tungsten (molybdenum) prospect</i>
♂ Manganoxidjärnmalm av Långbanstyp <i>Iron ores of Långban type with manganese oxide</i>	NYTTOSTENAR INDUSTRIAL ROCKS
Mn O Skärpning på manganmalm <i>Manganese prospect</i>	♂ ▽ Stenbrott på skiffer <i>Slate quarry</i>
♂ Kvartsjärnmalm <i>Quartz iron ores</i>	♂ ▽ Stenbrott på glimmerkvartsit <i>Quarry on mica quartzite</i>
♂ Kvartsrika skarnjärnmalm <i>Quartz-skarn iron ores</i>	Kv ▽ Kvartsbrott <i>Quartz quarry</i>
♂ Skarn- och kalkjärnmalm, manganfattiga <i>Skarn and carbonate iron ores, poor in manganese</i>	K ▽ Kalkstens- eller dolomitbrott <i>Limestone or dolomite quarry</i>
♂ Skarnjärnmalm, odifferentierad <i>Skarn iron ore, undifferentiated</i>	D ▽ Dolomitbrott <i>Dolomite quarry</i>
♂ Järnmalm, odifferentierad <i>Iron ore, undifferentiated</i>	▽ Stenbrott, ospecificerat, vanligen byggnadssten <i>Quarry, unspecified, usually for building stone</i>
SULFIDMALMER SULPHIDE ORES	Wl Wollastonit <i>Wollastonite</i>
♀ Kopparkis- och pyritimpregnerad järnmalm <i>Chalcopyrite or pyrite impregnated iron ore</i>	BERGARTER OCH FORMATIONER <i>ROCKS AND FORMATIONS</i>
♂ Blyglans- eller molybdenglansimpregnerad järnmalm <i>Galena- or molybdenite impregnated iron ore</i>	Se fig. 5 <i>See fig. 5</i>
♀ Kopparmalm (kopparkis, pyrit) <i>Copper ore (chalcopyrite, pyrite)</i>	
♂ Bly-, zink- eller silverförekomst <i>Lead, zinc or silver occurrence</i>	
♀ Sulfidmalm, ospecificerad <i>Sulphide ore, unspecified</i>	

Fig. 81. Gruvor, skärpningar och stenbrott. Formationsgränser och beteckningar enligt fig. 5. Väsentligen efter Sundius (1923), Magnusson (1940, 1970) och Geijer & Magnusson (1944).

Mines, prospects and quarries. Formation boundaries and signs according to Fig. 5.

(1924) beträffande malmerna. En översiktlig framställning av nyttostensförekomsterna finns i Lundegårdh (1971) och kalkstens- och dolomitförekomster behandlas ganska ingående i Shaikh m.fl. (1989). Ett sammandrag av äldre och nyare uppgifter rörande såväl mineraliseringar som nyttostenar finns i "Berg och malm i Örebro län" (SGU PM 1987:3), vilken till stor del bygger på de ovan refererade arbetena. I detta avsnitt beskrivs i stället kortfattat de

olika förekomsternas geologiska inramning, jfr tab. 1. Nyare geologiska ideer därom refereras också översiktligt liksom några nytillkomna, malmgeologiskt upplysande observationer.

“Malm” är en ekonomisk term som endast betyder brytvärd mineralisering. Begreppets innebörd växlar därför med konjunkturerna. Eftersom ingen gruva f.n. är i drift i området finns heller ingen “malm” i denna betydelse inom kartområdet. Då “malm” och “mineralisering” emellertid ofta använts synonymt, används likväl ordet “malm” i det följande.

Mineraliseringar

Som framgått av såväl inledningsavsnittet som avsnittet om metasomatiskt påverkade bergarter, utkom på 1980-talet en mängd arbeten om Bergslagens malmgeologi (Oen m.fl. 1982, 1987, Frietsch 1982a, Lagerblad & Gorbatshev 1985, m.fl.), i vilka man tillämpade ett gentemot tidigare uppfattningar ganska radikalt, malmgeologiskt nytänkande. Dessa nyare uppfattningar var i och för sig tidigare internationellt välkända, men tillämpades genom dessa arbeten för första gången i större skala i Bergslagen. De innebar väsentligen att man tänkte sig att malmelementen först lakades ut ur vissa bergarter av cirkulerande havsvatten. I gynnsamma fall koncentrerades sedan dessa element till mineraliseringar på eller strax under den dåvarande jordytan, vilken i Bergslagen vanligen var täckt av hav. Denna lakningsprocess antas vanligen ha drivits av värme från svalnande, ytliga magmakroppar. Laknings- och utfällningsprocesserna förutsattes vidare ha gett något olikartade resultat i olika geologiska miljöer, främst beroende av på vilket djup de ägde rum. Vartefter bergarterna övertäcktes av yngre lager, pressades de ned mot större djup, varigenom de kom att möta successivt förändrade laknings- och omvandlingsförhållanden. Detta har understrukits speciellt av Oen m.fl. (1982) och Oen (1987) och får som logisk följd att tidigt och stratigrafiskt lågt avsatta bergarter bör ha genomgått en mer komplicerad omvandlingshistoria än sådana som avsatts sent och stratigrafiskt högt. Oen (speciellt 1987) underströk också det tids- och rumssamband som föreligger mellan vissa mineraliseringar och metabasitintrusionerna och som ovan beskrivs bl.a. som “metabasitrelaterad skarnbildning”, s. 135.

Lakningen och malmutfällningen anses ha skett med hjälp av havsvatten (se Baker & de Groot 1983). Det är därför intressant att konstatera att området

väster om Gränsjön (8h), i vilket indikationer på subaerisk avsättning påträffats (s. 39), också är fritt från mineraliseringar.

JÄRNMINERALISERINGAR

Av fig. 81 och tab. 1 framgår i stora drag den uppdelning av olika järnmineraliseringstyper på mer eller mindre tydliga stratigrafiska nivåer som länge förutsatts i Bergslagen, se t.ex. Frietsch (1982b). Såväl manganoxidrika järnmalm av "Långbanstyp" (Sjögruvan, 3g) som manganrika skarnjärnmalm (Brunnsjögruvan, 2f, Kextjärnsgruvorna, 7f, Järnåsgruvan, 7f) förekommer t.ex. nästan enbart i Älgenformationens Sikforsled. De talrika, mer eller mindre kvarts- eller kalkrika, manganfattiga skarnjärnmalmerna är däremot ganska regellöst spridda över de stratigrafiskt lägre enheterna. Ett anmärkningsvärt undantag utgör den lilla manganskärpningen norr om Hopafallshöjden (5h). Den ligger uppenbarligen stratigrafiskt ganska lågt i Sängenformationen, men dess värdbergart är en tremolit-spessartinförande kalksten med rodonit som mer påminner om stratigrafiskt högre belägna led. F.ö. domineras såväl Älgenformationens Bredsjöled som hela Sängenformationen av magnetitrika, för det mesta ganska likartade skarnjärnmalm med rikligt av framför allt aktinolitiskarn. De förekommer nära metabasitiska intrusioner på många platser och aktinolitiskarnet uppträder i många fall breccierande, d.v.s. på samma sätt som ovan beskrevs för de "metabasitrelaterade skarnen" s. 135. Skarnjärnmalmerna förefaller således relaterade till metabasitintrusionerna. Ett praktexempel på detta utgör järnmalmen på Hasselberg (5j) som ligger mitt inne i en stor metabasitkropp utan synliga ytbergartsfragment, varför malmen måste bildats mitt inne i basiten. En annan upplysande förekomst är den på Stolpaberget (6g), där en rad Mg-rika järnmineraliseringar tvärs ytbergarternas strykning följer den metabasitgång som gett upphov till de ovan (s. 140) beskrivna metasomatiska förändringarna. Dessa exempel visar att många av skarnjärnmalmerna, trots sitt i mycket grova drag stratabundna uppträdande, ej är strängt stratiforma. De är åtminstone delvis bildade genom processer som ägt rum under jordytan och utgör inte alltigenom ytliga bildningar, vilket ofta förutsatts i äldre litteratur. I samband med den rikliga kloritomvandling och kloritbrecciering som förekommer nordöst om Sikfors (6g) förekommer dessutom breccierande magnetitådror, t.ex. i Bertilsgruvan (6g, 663458/143380) och Gåsgruvan (6g, 663432/143452). Av de i fig. 81 redovisade skarnjärnmalmerna urskiljde Geijer & Magnusson (1944) Stolpaberget (6g), Ösjöberg (6h)

och Rösbergsgruvorna (4j) som MgO-rika och vid gruvorna väster om Hälltjärnen (4h) har nyligen täljsten (d.v.s. talk och klorit) påträffats. Det är intressant att konstatera att samtliga dessa förekomster ligger i områden som i detta arbete uppfattats som mer eller mindre kraftigt Mg-metasomatiskt påverkade. Några av dessa skarnjärnmalmers beskrivs närmare av de Groot (1993).

SULFIDMINERALISERINGAR

I området förekommer ett antal smärre förekomster med kopparkis, vilka förefaller att ha lämnat ett begränsat ekonomiskt utbyte. Även de förefaller i många fall att vara relaterade till metabasitkropparna och omvandlingszonerna. Mitt i den stora metabasitkroppen på Ekebergshöjden (5h) förekommer t.ex. en mindre kisanledning och två kilometer sydöst därom finns en annan i direkt anslutning till vackra skarnbildningar vid en metabasitkontakt (fig. 69). Vidare intar den lilla Ni-Cu-Fe-anledning som Baker m.fl. (1988) beskriver från Annehillsområdet (4j) ett liknande läge och dåvarande Bolidens Gruv AB fann vid borrhningar i Järnboåsområdet (3j) Cu-, Zn- och Fe-mineraliseringar i dolomit intill metabasitkroppar (G. Eriksson, muntl. medd.). Längs Norr-Älgens (6g) sydöstra strand påträffades hittills okända kopparkisanledningar som kan tänkas vara relaterade till den rikliga kloritbreccieringen nordöst om Sikfors (6g). Många järnmineraliseringar innehåller också impregnationer av pyrit och kopparkis, t.ex. i Rågreckengruvorna (1i) eller i Nybergsfältet (0-1j) där koppar t.o.m. utvunnits.

Kartområdets bly- zink- och silvermineraliseringar förekommer främst i Älgenformationens Sikforsled. I kalkstenarna söder om Torrvarpen (4f) förekommer sålunda skärpningar eller gruvförsök vid Skatviken (3f) och Limmingssjön (1f). Även malmen i Silvergruvan (7f) är knuten till en kalksten, men kraftigt mobiliserad och omfördelad på sprickor i dess omgivning. Olika aspekter på Silvergruvans malmgeologi har på senare tid behandlats av Sundius m.fl. (1966), Hedström (1984), Zakrzewski & Nugteren (1984), Jasinski (1986, 1989) och Sundblad (1991). De små gruvorna vid Stångfallet (9j) har visserligen brutits på järn, men skall främst ha bearbetats på koppar, bly och silver (Magnusson 1940). De saknar tydlig anknytning till kalksten, men föreligger på en kalkstensförande nivå i Uskenformationen.

VOLFRAM- OCH MOLYBDENMINERALISERINGAR

Volfram och molybden har veterligen inte utvunnits inom kartområdet, men flera små uppslag förekommer. Både mineraliseringarna vid Stångfallet (9j) och Killingberget (6h) innehåller molybdenglans och på V. Gråshöjden (8g) har nyligen ett mindre volfram-molybdenuppslag hittats, se Baker m.fl. (1987), Baker & Hellingwerf (1988a, 1988b) samt Sundblad m.fl. (1993). Gråshöjdenförekomsten anses bildad genom kontaktinverkan från den närläggna, postorogena graniten. Vid järnmineraliseringarna norr om Skropen (5h) har Boliden Mineral AB påvisat scheelit i intressanta mängder.

Nyttosten

Kartområdets kommersiellt mest välkända bergart är den skiffer ("Grythytte-skiffern") ur Torrvarpenformationen som sedan länge brutits i Grythytteområdet (4f–g). Brytningen har skett både i den grå och svarta skiffern, men är sedan 1945 koncentrerad till den svarta. Avgörande för klyvbarheten och därmed för det ekonomiska utbytet är att lagring och klyvbarhet skall bilda en viss minsta vinkel ("tvärgående förskiffring"). Dessa krav har i viss utsträckning begränsat brytningen till Grythytteområdet, eftersom det bara är där som denna speciella klyvbarhet förekommer. Den svekonorvegiska skjuvzonsförskiffringen (se ovan s. 154) kan också tänkas innebära en hittills obeaktad, begränsande faktor. Takskiffer och övrig byggsten utgjorde produkterna fram till slutet av 1960-talet, då krossning av skiffern till strömmaterial för takpappsindustrin fick störst betydelse.

Smärre uttag av andra sorters byggnadssten har endast förekommit sparsamt. De Mg-metasomatiska omvandlingsbergarterna har brutits i smärre brott, dels söder om Grythyttan (4f, se Sundius 1923, s. 170) och dels på det s.k. Ställstensberget, 1,5 km nordväst om Dammsjön (0i). Båda dessa har sannolikt brutits för utvinning av s.k. ställsten, d.v.s. som byggnadssten för infodring av masugnskonstruktioner, vilka måste tåla mycket höga temperaturer.

I området har en konsultfirma (B. Ronge muntl. medd.) undersökt möjliga krossbergsförekomster för Hällefors kommuns räkning. De allra finkornigaste hälleflintorna vid Sör-Älgen (4g) befanns ge tilltalande låga sliptal (0,95), men fick alltför flisiga kornformer. De grövre klastiska formerna söder därom fick sliptal mellan 1,5 och 2. Sannolikt skulle bättre värden kunna erhållas i de mer rekristalliserade formerna närmare leptitgränsen eller i de rena leptiterna.

Områdets kalkstenar och dolomiter har brutits på ett flertal ställen. De största brotten finns vid Skatviken och Björskogsås (båda 3f), Brunnsjön (Hasselhöjden) och Skarped, (båda 2f), Limbergsåsen (5g), Stolpaberget (6g), sydväst om L. Gloppsjön (6g), på Vinerhöjden (7f) och norr om Jönshyttan (6h). Flera av dessa förekomster beskrivs av Shaikh m.fl. (1989).

Smärre uttag av kvarts, mestadels i form av sprickbunden brecciekvarts har förekommit, t.ex. i området runt Älgensjöarna (4–7f).

Slutligen skall nämnas att wollastonit förekommer ganska vanligt i kalkstenarna längs Rockesholmsmassivets norra kontakt. Inga uttag har emellertid skett.

SUMMARY

General remarks

The described area is situated within the Bergslagen region, about 200 km west of Stockholm, located in the westernmost part of the Svecokarelian orogenic belt within the Fennoscandian Shield. The rocks of the Svecokarelian orogenic belt are in this region c. 1900–1800 Ma old, and the orogenic deformation and alteration occurred 1850–1800 Ma years ago. The preorogenic rocks consist of c. 1900 Ma old metavolcanic and metasedimentary rocks intruded by largely coeval early orogenic to synvolcanic granitoids and basic dikes. This sequence is intruded by late- or postorogenic granites, c. 1800 Ma old, and by much younger anorogenic dolerite dikes. In the Bergslagen area, metavolcanites dominate the supracrustal sequence and show a calc-alkaline composition in the eastern part. More frequently, and especially in western Bergslagen including the described area, the primary volcanic compositions have been obscured by synvolcanic alteration involving significant element redistributions, linked to ore genesis. The volcanic rocks are thought to have erupted in a continental margin setting. Recent regional descriptions of the Bergslagen geology are found in Oen et al. (1982), Lundström & Papunen (1986), Oen (1987), Baker et al. (1988) and Lundström (1987, 1988, 1990a).

Thanks to the excellent preservation of the supracrustal geology and its associated mineralizations, the described area has long attracted geologic and prospecting interest. Frequently, it has also been regarded as a classic area of

Svecokarelian geology, mostly due to the fact that the Svecokarelian orogenic deformation and alteration is mostly weak within the area. Thus, the tectono-metamorphic pattern changes from amphibolite LP facies with isoclinal fold structures in the easternmost part of the area to greenschist facies and much weaker deformation patterns in its central and western parts, see Fig. 75. Although the supracrustal rocks of both high- and low-grade areas are thought to be largely coeval and depositionally similar, they are here treated as two different sets of formations, based on the grade of regional alteration; cf. Table 2 and Fig. 5. Furthermore, in the westernmost part of the area a c. 1000 Ma old Sveconorwegian shear zone is prominent in a north-south trending belt. The geologic evolution is summarized in Table 1.

Stratigraphy and supracrustal rocks

In both the high- and the low-grade areas, the supracrustal stratigraphy reflects a change from rather massive, quite juvenile volcanic sandstones of mass-flow type, through more bedded and finer grained, better sorted volcanic siltstones, to reworked sedimentary mudstones with sparse sandstone and conglomerate interbeds.

The Sängen volcanic sandstone formation (Table 2, Fig. 5) is the lowermost unit in the low-grade area and the basement is unknown. It consists of poorly sorted volcanoclastic rocks in which clearly volcanogenic, although frequently fractured quartz and feldspar phenocrysts occur in a fine-grained quartz-feldspar matrix; see Figs. 6, 7, 10 and 11. Lithic and probably pumice fragments occur sporadically. Bedding is generally faint or so coarse that it is not apparent on outcrop scale. Together, the poor sorting, the volcanogenic phenocrysts and clasts and the rhyolitic composition of the matrix indicate a rather primary, pyroclastic mass-flow origin with restricted resedimentation. Occasionally, structures similar to flattened pumice or flow banding are found (Figs. 8, 80). The formation also contains rocks with significantly euhedral but sparse phenocrysts (Fig. 12). Sometimes these rocks show features similar to flow-banding (Fig. 15) and irregular structures reminiscent of lava surfaces or breccias (Figs. 14 and 16, respectively); consequently they are thought to have been formed as lavas or shallow intrusions. The Sängen formation contains sparse carbonate and calc-silicate interbeds, indicating that some parts of it were deposited subaqueously. However, accretionary lapilli also demonstrate

that some eruptions were subaerial. The composition of the Sångén formation is entirely alkali rhyolitic (Fig. 2, Table 3) with alkali intermediate to Na-rich compositions being somewhat dominant (Fig. 58a). However, Mg-metasomatism has altered much of the Sångén rocks into quartz-mica-chlorite varieties, which are treated separately below.

The *Älgen volcanic siltstone formation* (Table 2, Fig. 5) clearly overlies the Sångén formation; its lowest unit, the Bredsjö member, forming a gradational contact. This member comprises a mixture of up to 50 % sandstone/lapillized volcanoclastic rocks of the Sångén formation type with finer-grained volcanoclastic siltstones. The latter type of rock dominates the upper member of the Älgen formation which is called the Sikfors member. Although gradational between the Sångén formation and the Sikfors member, the Bredsjö member is occasionally missing along the contact with the Sångén formation, cf. Fig. 5. The volcanoclastic sandstones of the Bredsjö member are much more interbedded with siltstones than their equivalents in the Sångén formation, and their phenocrysts are frequently somewhat more rounded (Figs. 17, 18, 20). Marine and fluvial reworking and resedimentation (Mc Phie et al. 1993, Fig. 1) therefore seem more common in the Bredsjö member. Carbonate and calc-silicate interbeds are also common and indicate subaqueous deposition. The Sikfors member is dominated by well-sorted, volcanic siltstones, which occasionally show a vitroclastic texture; Fig. 23. Fine bedding is not uncommon (Figs. 24, 27) and testifies to a calm, subaqueous depositional environment, also indicated by extensive beds of occasionally stromatolitic (Fig. 26) carbonate rocks. However, in the upper part of the member, a spectacular polymictic breccia (Fig. 25) and greywacke-like interbeds similar to the ones in the next younger unit occur, indicating local and temporal crustal movements. Both members of the Älgen formation also contain lithologies similar to lavas or shallow intrusions; these lithologies seem to be more frequent in the upper parts of the formation. Zircons from such a locality at Gillershöjden (6f–g), close to the upper boundary of the Sikfors member have been dated by U-Pb to 1882 ± 24 Ma (Welin 1987). The lavas/intrusions display petrographical features such as euhedral, partly glomerophyritic phenocrysts in a hypidiomorphic matrix, lithophysae (Fig. 21), possible flow banding (Figs. 22, 28), lava breccias with flow banded clasts (Fig. 29), perlitic textures (Fig. 30) and possible pillow structures (Fig. 31). The Älgen formation is also dominated by alkali rhyolitic compositions (Table 4) but alkali extreme varieties seem more common than in the Sångén formation (Fig. 58b). Potassium-rich compositions seem particularly

common and are exclusive in an area in the westernmost part, cf. Fig. 59. Mg-metasomatic alterations are very common around the Älgen lakes (4–7g, Fig. 59) and form spectacular breccia patterns in their incipient stages (Fig. 32)

The Torrvärpen formation (Table 2, Fig. 5) is the uppermost supracrustal formation of the greenschist facies area. It is subdivided into the Hälgsnäs, Grythyttan and Hällefors members which are all depositionally concordant with each other and with the Älgen formation. However, the boundary with the Älgen formation is mostly a structural discordance which is probably the reason why the Hälgsnäs member is missing in most areas. The Torrvärpen formation is significantly more reworked (Mc Phie et al. 1993, Fig. 1) than the underlying formations and has clearly a much more sedimentary character. This is demonstrated by the more rounded clasts (Fig. 36), finer bedding/lamination (Figs. 40, 41), a local polymictic conglomerate and by compositions richer in mica/chlorite. Nevertheless, beds with a vitroclastic texture have been found, even at high stratigraphic levels of the formation. Therefore, the formation cannot be strongly reworked, but must also include some beds of less reworked volcanoclastic sediments. Sm–Nd systematics, however, also show that older material must have been accessible in the provenance area which explains the possibility of a mixed epiclastic and synvolcanic-re-sedimented origin. The Hälgsnäs member is the lowest stratigraphic unit of the Torrvärpen formation and is in many respects transitional to the Älgen formation. Thus, it contains in its lower parts much of the same volcanic, vitroclastic siltstones (Fig. 33) which are characteristic of the latter formation. Upwards, cross-bedded volcanic greywackes (Figs. 34–36) and polymictic conglomerates are frequent. For reasons presented in Lundström (1990b), the Älvestorp conglomerate (Fig. 39) is also included in the Hälgsnäs member in this present description. Further upwards, interbeds of graphitic slates become increasingly common towards the overlying Grythyttan member which consists exclusively of such rocks (Fig. 40). The uppermost member, the Hällefors formation, differs only from the Grythyttan member by a lower content of graphitic slates. Both the Grythyttan and Hällefors member rocks consist mainly of quartz, albite, muscovite and chlorite. The Grythyttan member slates are richer in graphite and contain a pyrrhotite-rich horizon. Chemical analyses are presented in Table 5.

The Vassland formation (Table 2 and Fig. 5) is stratigraphically considered to be the lowest unit of the amphibolite facies area. Its field relations and strat-

igraphic position, whilst not well demonstrated in the described area, are better known from adjacent map-sheets, where it forms the lowest stratigraphic unit. Thus, it appears to represent the same stratigraphic position as the Sängen formation into which it grades continuously through a lateral metamorphic change in the Rågrecken area (1i, Fig. 42). However, the exact limits of the Vassland formation are uncertain and its basement is unknown. It is, however, clearly intruded by primorogenic granites. The rocks of the Vassland formation are mostly rather massive, fine-grained, even-grained or weakly quartz-porphyritic, alkali rhyolitic metavolcanites. Their chemical compositions are tabulated in Table 6 and graphically illustrated in Fig. 58c. As shown in Fig. 59, certain areas are distinctly sodium- or potassium-rich. The rocks are recrystallized to a granoblastic "leptitic" texture (Fig. 42a) in which primary textures are mostly wiped out, especially in the matrix. Foliations and linear structures are common; bedding is rare. However, bedding or banding occurs in specific zones which may be deformation zones (Figs. 43, 44). The Vassland formation rocks are generally rich in micas with an absence of chlorites; certain areas are dominated by quartz-phlogopite-muscovite-rich, cordierite-bearing rocks. Mg-metasomatism therefore seems to have been rather pervasive in the formation, but is difficult to constrain because of the high metamorphism and deformation levels.

The Usken formation (Table 2 and Fig. 5) is also poorly defined in the described area but is known from adjacent map-sheets to overlie the Vassland formation. Therefore, it seems to be the higher grade equivalent of the Älgen formation, particularly its Bredsjö member, where the calc-silicate-, carbonate- and iron ore bedding seems very similar. Furthermore, the Bredsjö member appears to grade into the Usken formation by a lateral metamorphic change around Bastfallshöjden-Fulberget (7i). The Usken formation occurs on the limbs of anticlinal structures in the northeastern part of the area (see Figs. 5 and 75); because the cores and limbs of the anticlines are intruded by primorogenic and synvolcanic intrusive rocks its basement is unknown from the area. The Usken formation rocks are recrystallized, foliated and lineated, alkali rhyolitic metavolcanites of "leptite" type. Alkali intermediate or sodium-rich compositions are most common. These volcanites differ from those of the Vassland formation by being much more even- and fine-grained and by showing regular bedding of carbonate-, calc-silicate- and iron ore. Scattered imprints of Mg-metasomatic alteration occur, exemplified by anthophyllite-, cordierite- and garnet-bearing biotite gneisses, but are difficult to delineate

because of the high metamorphic alteration and deformation.

The Storsjö formation (cf. Table 2 and Fig. 5) occupies the southern part of the large anticlinal structure in the northeast (see also Fig. 75); similar rocks are unknown from the low-metamorphic area. The rocks, which are recrystallized to a granoblastic "leptitic" texture, and thoroughly lineated and foliated, are also characterized by scattered, euhedral, partly glomeroporphyritic plagioclase phenocrysts reminiscent of a lava texture (Fig. 48). The Storsjö formation is partly interbedded with the Usken formation rocks but has also peperite-like contact relations with the latter (Fig. 47). Consequently it is believed to have formed as a shallow intrusion or lava. However, on its eastern limit, bedded varieties of similar composition and with a somewhat clastic texture occur, which are probably resedimented derivatives of the lavas. These bedded varieties show a very peculiar, fold-like structure (Fig. 50) north of Svartpålstjärnen (8j). The "folds" are, however, unrelated to any kind of cleavage, and are interpreted to be some kind of syndepositional structures. In the eastern part dacitic, hornblende-bearing compositions occur, but rhyolites dominate the remainder. Modal compositions are presented in Fig. 49. The rhyolites are partly strongly magnetic and grade laterally into low-magnetic varieties, probably due to alteration of some kind.

In addition to the supracrustal formations described above, high-grade units occur which are not readily defined as formations, see Fig. 5. These rocks, however, are mostly alkali-rhyolitic metavolcanites of "leptite" type, which have undergone the same synvolcanic and orogenic deformation and alteration as the other high-grade volcanic rocks.

Intrusive rocks

All supracrustal formations, except for the Torrvarpen and Storsjö formations, have been intruded by felsic granitoids, which grade from shallow, synvolcanic intrusions to more deep-seated varieties. These are frequently called *early orogenic intrusions* and give ages around 1.9 Ga. In this area they clearly show intrusive contacts (Fig. 54), chilled marginal facies and frequently have caused contact metamorphism of their wall-rocks. Mostly they exhibit good crystallization textures (Figs. 51, 52), but granoblastic recrystallization is also evident (Fig. 53). In the weakly deformed greenschist facies area their structure is isotropic, which contrasts to a lineated structure in the more deformed

parts. In the former these intrusives may therefore be difficult to discriminate from the younger granites, but they differ by being somewhat granoblastic in texture, intruded by metabasite and quite frequently albitized. Mg-metasomatic features, evidenced mostly by chlorite brecciation and penetration as well as albitization, are more common in the shallow than in the deep-seated intrusions. Modal and chemical compositions are presented in Fig. 55 and Table 7.

Metabasitic, amphibolitic or spilitic dikes intrude all supracrustal rocks as well as the synvolcanic and primorogenic intrusive rocks. The spilitic dikes are almost all confined to the Torrvärpen formation and to the Sikfors member of the Älgen formation, but grade into more normal metabasitic varieties within the Sikfors member. At deeper stratigraphic levels, non-spilitic metabasites prevail. These are mostly isotropic and have a well preserved crystallization texture within the greenschist facies area, but are lineated and recrystallized to granoblastic textures in the higher metamorphic part. These metabasites therefore apparently predate the orogenic alterations; cf. Lundström (1990b). However, effusive spilites or metabasites have not been identified with certainty which renders the age of these rocks as being somewhat uncertain. As spilitization most probably occurred while the wall rocks were still un lithified, the spilitized rocks should, however, have intruded almost synde positionally. Nevertheless, undeformed dike networks crosscut already steeply dipping or folded strata (Figs. 56, 57) and large, horizontal sills, sometimes with a sub-horizontal magmatic layering, truncate vertical beds. At least the metabasites therefore seem to have been intruded after some deformation had already taken place, and probably several generations of similar intrusions have occurred. Chemical compositions are given in Table 8.

Late- or postorogenic intrusions (c. 1780 Ma) occur as several massifs of different sizes. They consist mostly of coarse granites with large K-feldspar phenocrysts (Fig. 73), but even-grained varieties are not uncommon. Aplites and pegmatites are rare, but granodioritic, quartz-monzonitic or dioritic varieties occur occasionally. They are massive and isotropic throughout and have a well developed primary crystallization texture (Fig. 74) which distinguishes them from the primorogenic intrusions described above. The small massif at Skålhöjden (7g) has recently been dated to 1758 ± 8 Ma which shows that still younger intrusion ages apparently occur. The chemical features of these rocks are presented in Table 10 and Fig. 72.

Synvolcanic, metasomatic alterations

Metasomatic, mostly synvolcanic hydrothermal alterations, have affected most of the metavolcanic rocks, the spilites and many of the primorogenic and synvolcanic intrusions. Three different alteration types can be discerned which are all more or less clearly related to the metallogeny of the area. *Na-K-metasomatism* has occurred in all metavolcanic rocks except the Storsjö formation. Likewise, many synvolcanic and primorogenic intrusions have been Na-altered, especially the shallow bodies. This type of metasomatism produced rocks of alkali extreme composition, see Figs. 58, 59, 60 and 51. Mg-metasomatism affected the same rocks and produced rocks which are feldspar-free and quartz-, muscovite-, phlogopite-rich. In the low-grade area chlorite is very common, but in the high-grade area it is replaced by biotite, phlogopite and cordierite; see Figs. 59, 61, 62, 63, 64, 65 and 66 and Table 9. The metavolcanic and primorogenic rocks also frequently show a peculiar *actinolite-tremolite blastesis* around the metabasite intrusions (Fig. 67). In the vicinity of the metabasite dikes the blastesis grades into spectacular actinolite veins and blebs (Figs. 68, 69, 70), which are sometimes associated with magnetite or pyrrhotite growth. At many places some or all these alteration types occur together as zones around metabasite dikes with Na-altered rocks comprising an outermost zone and Mg-alteration or actinolite blastesis occurring next to the dike. A spectacular case is shown in Fig. 71 where Mg-alteration brecciates a Na-altered rock forming an ovoid pattern with K-altered, relict areas. Here, K-metasomatism apparently predates Na-alteration which is in turn brecciated by a later Mg-alteration. Some Na- and Mg-alteration also seems to have occurred in postorogenic times; see Lundström (1990b).

Structural geology and tectonics

Apart from brittle fractures of varying ages, at least three distinct structural patterns of different ages are represented in the area, each type characterizing a separate sector; see Fig. 75. The structural evolution of the area is summarized in Tables 1 and 11.

The Sveconorwegian deformation is thought to be about 1000 Ma old and is the youngest deformation episode in the area (D_3). It created a plastic shear zone in the western part of the area, where eastward thrusting along steep shear zones is evident (Fig. 76). It is responsible for the western structural

truncation of the Torrvarpen formation and may also have caused similar, but unrecognized, deformations further east.

The *Svecokarelian orogenic deformation* is thought to have a maximum age of 1850 Ma and is here referred to as D_2 . It is most prominent in the "leptite" areas to the east, where it created folds along horizontal, roughly N-S trending fold axes with steeply east-dipping axial planes; see Fig. 77. This type of deformation also occurs in an isolated area in the west where it seems to have deformed the slates of the Torrvarpen formation. Some of these slate folds have vergences which are compatible (Fig. 41) with the D_3 deformation, which may therefore have contributed. Others (Fig. 78) have opposite vergences which are best compatible with the D_2 deformation pattern. As the slaty cleavage of the Torrvarpen rocks is truncated and obliterated by postorogenic granitoids, the slate deformation is thought to be generally D_2 -related. The strong D_2 influence in this area is probably due to the low competence of the slates. The subhorizontal, N-S trending fold axes seem to reflect an E-W compression (D_{2a}). In the eastern, "leptite" areas, mesoscopic, E-dipping lineations and fold axes are also common. They seem to indicate a subsequent N-S compression (D_{2b}), which would also explain the cross-folding of the anticline in the northeast and the predominance of E-W structures in the southeastern corner of the area.

Preorogenic structures and deformations are occasionally evident in the central parts of the area (see Fig. 75), which are characterized by greenschist facies metamorphism. This area forms a kind of relict area, where D_2 and D_3 structures are very weak and the strain is clearly lower than in the D_2 - D_3 areas. Thus, here the accretionary lapilli are spherical (Fig. 79) while they are elliptic in the D_2 area (Fig. 46) and perlitic fractures can be circular even close to the thoroughly D_2 -deformed Torrvarpen slates (Fig. 30). Furthermore, metabasite networks and actinolite veins are undeformed whereas they are clearly deformed in the D_2 areas; cf. Figs. 70a, b. Nevertheless, the strata of this area are subvertical and form gently curving structures which are cut by granitic and basic intrusions of more or less syndepositional age. Therefore, an early pre- D_2 deformation episode must be assumed (D_1), which may be related to early magma or gravitational tectonics. The anticlinal structure in the northeast is probably a D_{2a} -compressed variety of more open D_1 structures, such as the semicircular structures southwest of Hjulsjö (5-6i) or at Fulberget-Bastfallshöjden (7-8i). Within the D_1 area planar, probably syndepositional (D_0) structures, sometimes occur. They are commonly conformable with the bed-

ding and are sometimes clearly overprinted by incipient D_2 foliations (Fig. 80c). Generally, they are somewhat more undulating than the D_2 foliations (Figs. 80a, b). Occasionally, they are found in clasts, e. g. in the Sikfors member. Consequently, pre- or syndepositional foliations clearly occur. Most probably they were formed as compaction, eutaxitic or flow foliations.

Metamorphism

Several metamorphic episodes related to different phases of deformation or intrusion can be discerned in the area.

The Svecokarelian, orogenic metamorphism is the most prominent. It increases from greenschist facies in the western and central parts of the area to low amphibolite facies in the east, approximately around the eastern D_2 areas of Fig. 75. This is part of a regional metamorphic gradient because further east even higher metamorphic grades occur. Within the described area, this metamorphic change is mostly demonstrated by increased recrystallization and larger grain sizes towards the east. Chlorite, which is prominent in the Mg-metasomatized rocks and the metasediments within the greenschist facies area is furthermore replaced by phlogopite and cordierite in the amphibolite facies area.

Within the zone of Svecokarelian greenschist facies metamorphism contact recrystallization and some mineral growth is frequently observed around all intrusive rocks except the anorogenic dolerites. Within the amphibolite facies area, these contact alterations are probably obscured by the high-grade regional alteration.

Along the Sveconorwegian shear zone the major result of metamorphism is the formation of some muscovite along the foliation planes.

Anorogenic rocks

Anorogenic dolerite dikes, comprising two systems, crosscut the bedrock. In the southeast, E-W trending dikes occur which can be followed many kilometres; this system has been dated to c. 1530 Ma outside the map area. It is cut by roughly NNW trending dikes (c. 900 Ma) which are several tens of kilometres in length. The dolerites consist of andesine to labradorite, more or less uraltized augite, amphibole and olivine as main constituents. Chemical analy-

ses are presented in Table 12.

Although Jotnian sandstones and conglomerates are common as erratic boulders around and south of lake Torrvarpen (3–4f), no source rock has been found.

Economic geology

Hundreds of iron and base metal mines and prospects occur in the area; cf. Fig. 81. The complex economic geology of the area is therefore difficult to summarize, but a few general trends are presented here, cf. Table 1. Calc-silicate "skarn" iron ores exist in the entire area, but those richer in manganese are restricted to the Sikfors member of the Älgen formation. Skarn iron ores, poor in manganese, are frequently related to actinolite blastesis around metabasite dikes. Lead, zinc and silver ores occur mainly within carbonate rocks of the Sikfors member. Some tungsten and molybdenum prospects are clearly related to postorogenic granites.

Several large carbonate rock quarries occur, but the rock which attracts most economic interest is presently the black slate of the Grythyttan member. This has been quarried for a long time, and has been particularly popular for roofing tile production thanks to its cleavage.

LITTERATUR

SGU = Sveriges geologiska undersökning

GFF = Geologiska Föreningens i Stockholm Förhandlingar

- AARO, S., 1983: Geofysiska undersökningar av Gåsbornsmassivet och dess omgivningar – Delrapport inom projektet "Granit- och gnejsplutonernas dynamiska utveckling i det svenska urberget". – Opubl. rapport. Geol. Inst. Uppsala Universitet.
- AARO, S. & LAGMANSSON, M., 1977: Gravimeterundersökningar för Bergslagsgeotrasversen. – Styrelsen för teknisk utveckling, Dnr 75-5084.
- BAKER, J. H., 1985: The petrology and geochemistry of 1.8–1.9 granitic magmatism and related sub-seafloor hydrothermal alteration and ore-forming processes, W. Bergslagen, Sweden. – GUA papers of geology, series 1, No 21-1985.
- BAKER, J. H. & DE GROOT, P., 1983: Proterozoic Seawater – Felsic Volcanics Interaction W. Bergslagen, Sweden. Evidence for High REE Mobility and Implications for 1.8 Ga Seawater Compositions. – Contrib. Mineral. Petrol. 82, 119–130.

- BAKER, J. H. & DRUCKER, W., 1988: The major element geochemistry of the 1.9–1.86 Ga Bergslagen older granite suite, W. Bergslagen, Central Sweden. – *Geol. en Mijnbouw* 67, 227–237.
- BAKER, J. H. & HELLINGWERF, R. H., 1988a: The geochemistry of tungsten-molybdenum-bearing granites and skarns from western Bergslagen, central Sweden. – *Proceedings of the seventh quadrennial IAGOD symposium*. E. Schweitzerbart'sche Verlagsbuchhandlung (Nägele u. Obermiller), D-7000 Stuttgart 1.
- BAKER, J. H. & HELLINGWERF, R. H., 1988b: Rare earth element geochemistry of W-Mo-(Au) skarns and granites from western Bergslagen, central Sweden. – *Mineralogy and Petrology* 39, 231–244.
- BAKER, J. H. & SCHEERBOOM, H., 1984: Een variolitische diabaas-zwerfsteen van Urk; een chemische correlatie met het Zweedse moedergesteente. – *Grondboor en Hamer* 2, 43–53.
- BAKER, J. H., ANDERSSON, L.-G. & MARINOU, A., 1988: Geochemical variations in a Proterozoic hydrothermal mafic breccia dyke related to Ni-Cu-Fe skarn mineralization at Annehill, Bergslagen, Sweden. – *Geol. en Mijnbouw* 67, 363–378.
- BAKER, J. H., HELLINGWERF, R. H. & HAMMERGREN, P., 1987: Geochemistry of a Proterozoic high silica W-Mo granite from Västra Gråshöjden, central Sweden. – *GFF* 109, 111–121.
- BAKER, J. H., HELLINGWERF, R. H. & OEN, I. S., 1988: Structure, stratigraphy and ore-forming processes in Bergslagen: implications for the development of the Svecofennian of the Baltic Shield. – *Geol. en Mijnbouw* 67, 121–138.
- BATES, R. L. & JACKSON, J. A., 1987: Glossary of geology. Third edition – American Geological Institute.
- BEVINS, R. E. & ROACH, R. A., 1979: Pillow lava and isolated-pillow breccia of rhyodacitic composition from the Fishguard Volcanic Group, lower Ordovician, S. W. Wales, United Kingdom. – *Journal of Geology* 87, 193–201.
- BILLSTRÖM, K., ÅBERG, G. & ÖHLANDER, B., 1988: Isotopic and geochemical data of the Pingstabergr Mo-bearing granite in Bergslagen, South Central Sweden. – *Geol. en Mijnbouw* 67, 255–263.
- BLOMBERG, A., 1879: Beskrifning till kartbladet "Hjulsjö". – SGU Aa 69.
- BLOMBERG, A., 1903: Beskrifning till kartbladet Loka. – SGU Aa 118.
- BOEKSCHOTEN, A. C., VAN DER RAAD, A. C., KENTER, J. A. M. & REYMER, J. J. G., 1988: Note on a mid-Proterozoic stromatolite limestone, south of Grythyttan, Bergslagen, Sweden. – *Geol. en Mijnbouw* 67, 467–469.
- BUHRE, T., 1992: Från silver till stål. En bok om Hällefors industriella utveckling. – Hällefors kultur- och fritidsnämnd.
- DE LA ROCHE, H., LETERRIER, J., GRANDCLAUDE, P. & MARCHAL, M., 1980: A classification of volcanic and plutonic rocks using R1R2-diagram and major element analyses - its relation with current nomenclature. – *Chemical Geology* 29, 183–210.
- DE GROOT, P., 1990: A model for the formation of potassic and sodic alteration phases during hydrothermal processes: application of thermodynamic models to natural systems. – *GFF* 112, 180–183.

- DE GROOT, P., 1993: Stable isotope (C, O, H), major- and trace element studies on hydrothermal alteration and related ore mineralization in the volcano-sedimentary belt of Bergslagen, Sweden. – *Geologica ultraiectina. Mededelingen van de Faculteit Aardwetenschappen der Rijksuniversiteit te Utrecht* no 98.
- DE GROOT, P. & BAKER, J. H., 1992: High element mobility in 1.9–1.86 Ga hydrothermal alteration zones, Bergslagen, central Sweden: relationships with exhalative Fe-ore mineralizations. – *Prec. Res.* 54, 109–130.
- DE GROOT, P. A., BAKER, J. H. & OEN, I. S., 1988: Evidence for gravity subsidence and granite diapirism in the 1.8–1.9 Ga Proterozoic succession of W. Bergslagen, Sweden. – *Geol. en Mijnbouw* 67, 19–29.
- FRIETSCH, R., 1957: Studier över skarnbildningen i Grythyttfältet. – *GFF* 79, 133–161.
- FRIETSCH, R., 1982a: Alkali metasomatism in the ore-bearing metavolcanites of central Sweden. – *SGU C* 791.
- FRIETSCH, R., 1982b: A model for the formation of the non-apatitic iron ores, manganese ores and sulphide ores of central Sweden. – *SGU C* 795.
- GEIJER, P., 1944: Omfattningen av termen leptit. – *GFF* 66, 733–745.
- GEIJER, P. & MAGNUSSON, N. H., 1944: De mellansvenska järnmalmernas geologi. – *SGU Ca* 35.
- GUMÆLIUS, O., 1875: Beskrifning till karbladet "Nora". – *SGU Aa* 56.
- HANSON, E. H. & WILSON, T. J., 1991: Submarine rhyolitic volcanism in a Jurassic proto-marginal basin; southern Andes, Chile and Argentina. – *Geological Society of America Special Paper* 265.
- HEDSTRÖM, P., 1984: Geological and genetic aspects of the Hällefors sulfide ores, Bergslagen, Sweden. – *GFF* 106, 151–166.
- HELLINGWERF, R. H. & OEN, I. S., 1986: Some geochemical aspects of altered and less altered metabasic rocks in the Saxå area, Bergslagen, Sweden. – *N. Jb. Miner. Mh.* 1986, H. 2, 65–81.
- HELLINGWERF, R. H., GÄTTEL, K., GALLAGHER, V. & BAKER, J. H., 1994: Tourmaline in the Central Swedish ore district. – *Mineralium Deposita* 29, 189–205.
- HELMERS, H., 1984: Stages of granite intrusion and regional metamorphism in the Proterozoic rocks of western Bergslagen, C. Sweden, as exemplified in the Grängen area. – *N. Jb. Mineral.* 150, 307–324.
- HJELMQVIST, S., 1942: Stribergs malmfält. – *SGU C* 449.
- HJELMQVIST, S., 1966: Beskrivning till berggrundskarta över Kopparbergs län. – *SGU Ca* 40.
- HUGHES, C. J., 1972: Spilites, keratophyres and the igneous spectrum. – *Geol. Mag.* 109, 513–527.
- International Subcommission on Stratigraphic Classification*, 1972: Introduction to an International Guide to Stratigraphic Classification, Terminology and Usage. – *Lethaia* 5, 283–295.
- JARL, L.-G. & JOHANSSON, Å., 1988: U - Pb zircon ages of granitoids from the Småland – Värmland granite porphyry belt, southern and central Sweden. – *GFF* 110, 21–28.

- JASINSKI, A. W., 1986: Conditions of formation of the iron-containing minerals, Hällefors silver mines, Bergslagen, Sweden. – *Mineralogical Magazine* 50, 101–10.
- JASINSKI, A. W., 1989: Selected problems of the copper mineralization in the Hällefors mines, south central Sweden. – *GFF* 111, 1–6.
- JASINSKI, A. W., BAKER, J. H. & DE GROOT, P., 1985: Thermodynamic aspects of the Mg chlorite-alkali feldspar-sericite-kaolinite system: applications to the fossil sub-seafloor hydrothermal system at Hjulsjö, Bergslagen, Sweden. – *I: Baker, J. H., 1985. GUA papers of geology, series 1, No 21-1985.*
- KOARK, H. J., 1962: Zur Altersstellung und Entstehung der Sulfiderze vom Typus Falun. – *Geol. Rundschau* 52, 123–146.
- KOARK, H. J., 1973: Zur Entstehung des tektonischen Stengelbaus an präkambrischen Eisen- und Sulfiderzkörpern der zentralschwedischen Leptitserie. – *Mineralium Deposita* 8, 19–34.
- KUIPERS, G., 1987: Volcaniclastic facies associations in the Mid-Proterozoic Grythytan Rift-Basin and their lithostratigraphic relationship, West-Bergslagen, Central Sweden. – *GUA Papers of Geology, Series 1, No 28-1987.*
- LAGERBLAD, B. & GORBATSCHEV, R., 1985: Hydrothermal alteration as a control of regional geochemistry and ore formation in the central Baltic Shield. – *Geol. Rundschau* 74/1, 33–49.
- LINDSTRÖM, M., LUNDQVIST, J., & LUNDQVIST, Th., 1991: Sveriges geologi från urtid till nutid. – *Studentlitteratur.*
- LIPMAN, P. W., 1965: Chemical comparison of glassy and crystalline volcanic rocks. – *U. S. Geol. Survey. Bull.* 1201D, D1-D24.
- LUNDEGÅRDH, P. H., 1971: Nyttosten i Sverige. – *Almqvist & Wiksell, Stockholm.*
- LUNDSTRÖM, I., 1983: Beskrivning till berggrundskartan Lindesberg SV. – *SGU Af* 126.
- LUNDSTRÖM, I., 1985: Beskrivning till berggrundskartan Lindesberg NV. – *SGU Af* 140.
- LUNDSTRÖM, I., 1987: Lateral Variations in Supracrustal Geology within the Swedish part of the Southern Svecokarelian Volcanic Belt. – *Prec. Res.* 35, 353–365.
- LUNDSTRÖM, I., 1988: Regional inter-relationships in the Proterozoic geology of Bergslagen and Southeastern Central Sweden. – *Geol. en Mijnbouw* 67, 157–164.
- LUNDSTRÖM, I., 1990a: Proterozoic crustal evolution in Bergslagen, south central Sweden – a brief review. (Abstract). – *GFF* 112, 186–188.
- LUNDSTRÖM, I., 1990b: Structural and alteration features in the Nora-Hällefors area, Bergslagen, south-central Sweden. (Abstract). – *GFF* 112, 188–189.
- LUNDSTRÖM, I. & PAPUNEN, H., (Red.) 1986: Mineral Deposits of Southwestern Finland and the Bergslagen Province, Sweden. 7th IAGOD Symposium and Nordkalott Meeting. Excursion guide no 3. – *SGU Ca* 61.
- MAGNUSSON, N. H., 1940: Ljusnarsbergs malmtrakt. Berggrund och malmfyndigheter. – *SGU Ca* 30.
- MAGNUSSON, N. H., 1970: The origin of the iron ores in central Sweden and the history of their alterations. – *SGU C* 643.

- MAGNUSSON, N. H., 1973: Malm i Sverige 1. Södra och mellersta Sverige. – Almqvist & Wiksell, Stockholm.
- MAGNUSSON, N. H. & GRANLUND, E., 1928: Beskrivning till kartbladet Filipstad. – SGU Aa 165.
- MAGNUSSON, N. H. & LUNDQVIST, G., 1932: Beskrivning till kartbladet Nya Kopparberget. – SGU Aa 175.
- MC PHIE, J., DOYLE, M. & ALLEN, R., 1993: Volcanic textures. – Centre for Ore Deposit and Exploration Studies, University of Tasmania.
- OEN, I. S., 1987: Rift-related Igneous Activity and Metallogenesis in SW Bergslagen, Sweden. – *Prec. Res.* 35, 367–382.
- OEN, I. S., HELMERS, H., VERSCHURE, R. H. & WIKLANDER, U., 1982: Ore deposition in a Proterozoic incipient rift zone environment: a tentative model for the Filipstad-Grythyttan-Hjulsjö region, Bergslagen, Sweden. – *Geol. Rundschau* 71, 182–194.
- OEN, I. S. & DE MAESSCHALCK, A. A., 1986: Mid-Proterozoic exhalative-sedimentary Mn skarns containing possible microbial fossils, Grythyttan, Bergslagen, Sweden. – *Econ. Geol.* 81, 1533–1543.
- PARR, J., 1988: The metasediments associated with stratabound base metal mineralization, Ljusnarsberg District, Central Sweden. – *Geol. en Mijnbouw* 67, 189–202.
- PARR, J. & RICKARD, D., 1987: Early Proterozoic subaerial volcanism and its relationship to Broken Hill-type mineralization in central Sweden. – *I: Geochemistry and Mineralization of Proterozoic Volcanic Suites*. (Red. Pharaoh, Beckinsale & Rickard). Geological Society Special Publication No 33, 81–93.
- PATCHETT, P. J., 1978: Rb/Sr ages of Precambrian dolerites and syenites in southern and central Sweden. – SGU C 747.
- PATCHETT, P. J., TODT, W. & GORBATSCHEV, R., 1987: Origin of Continental Crust of 1.9 - 1.7 Ga Age: Nd Isotopes in the Svecofennian Orogenic Terrains of Sweden. – *Prec. Res.* 35, 145–160.
- PERSSON, P.-O. & RIPA, M., 1993: U - Pb zircon dating of a Järna-type granite in western Bergslagen, south-central Sweden. – *I: Radiometric dating results. Division of Bedrock Geology, Geological Survey of Sweden*. – SGU C 823.
- PERSSON, P.-O. & WIKSTRÖM, A., 1993: A U-Pb dating of The Askersund granite and its marginal augen gneiss. – GFF 115, 321–329.
- SANTESSON, B., 1889: Beskrifning till karta öfver berggrunden inom de malmförande trakterna i norra delen af Örebro län. II. Geognostiska kartor och beskrifningar öfver de viktigare grufvefälten. – SGU Bb 4.
- SANTESSON, H., 1883: Beskrifning till karta öfver berggrunden inom de malmförande trakterna i norra delen af Örebro län. I. Allmän geologisk beskrifning. – SGU Bb 3.
- SHAIKH, N. A., KARIS, L., SNÄLL, S., SUNDBERG, A. & WIK, G., 1989: Kalksten och dolomit i Sverige. Del 2. Mellersta Sverige. – SGU Rapporter och meddelanden nr 55.
- STÄLHÖS, G., 1976: Aspects of the regional tectonics of eastern central Sweden. – GFF 98, 146–154.

- SUNDBLAD, K., 1991: Lead isotope evidence for the origin of 1.8–1.4 Ga ores and granitoids in the southeastern part of the Fennoscandian Shield. – *Prec. Res.* 51, 265–281.
- SUNDBLAD, K., AHL, M. & SCHÖBERG, H., 1993: Age and geochemistry of granites associated with Mo-mineralizations in western Bergslagen, Sweden. – *Prec. Res.* 64, 319–335.
- SUNDIUS, N., 1923: Grythyttfältets geologi. – SGU C 312.
- SUNDIUS, N., PARWEL, A. & RAJANDI, B., 1966: The minerals of the silver mines of Hällefors. – SGU C 614.
- TEGENGREN, F.R. m.fl., 1924: Sveriges ädlare malmer och bergverk. – SGU Ca 17.
- Tekniska nomenklaturcentralen*, 1988: Geologisk ordlista. – Tekniska nomenklaturcentralens publikationer nr 86.
- TRÄDGÅRDH, J., 1991: Metamorphism of magnesium-altered felsic volcanic rocks from Bergslagen, central Sweden. A transition from Mg-chlorite to cordierite-rich rocks. – *Ore Geology Reviews* 6, 485–497.
- TÖRNEBOHM, A. E., 1881: Beskrifning till blad no 4 af geologisk öfversigtskarta öfver mellersta Sveriges bergslag. – Jernkontoret, Stockholm.
- VALBRACHT, P. J., 1991a: The origin of the continental crust of the Baltic shield, as seen through Nd and Sr isotopic variations in 1.89–1.85 Ga old rocks from western Bergslagen, Sweden. – *GUA Papers of Geology*, ser. 1, no 29-1991.
- VALBRACHT, P. J., 1991b: Early Proterozoic continental tholeiites from western Bergslagen, Central Sweden, II. Nd and Sr isotopic variations and implications from Sm-Nd systematics for the Svecofennian sub-continental mantle. – *Prec. Res.* 52, 215–230.
- VALBRECHT, P. J., HELMERS, H. & BEUNK, F. F., 1991: Early Proterozoic continental tholeiites from western Bergslagen, Central Sweden, I. Petrology, geochemical petrogenesis and geotectonic setting. – *Prec. Res.* 52, 187–214.
- VALBRECHT, P. J., OEN, I. S. & BEUNK, F. F. 1994: Sm-Nd isotope systematics of 1.9–1.8-Ga granites from western Bergslagen, Sweden: inferences on a 2.1–2.0-Ga crustal precursor. – *Chemical Geology*, 112, 21–37.
- VAN DER VELDEN, W., BAKER, J., DE MAESSCHALCK, S. & VAN MEERTEN, TH., 1982: Bimodal early Proterozoic volcanism in the Grythyttte field and associated volcano-plutonic complexes, Bergslagen, central Sweden. – *Geol. Rundschau* 71, 171–181.
- VAN MEERTEN, TH., 1988: Lithostratigraphic correlations in an asymmetrical rift-basin: the Grythyttan area, W. Bergslagen, Sweden. – *Geol. en Mijnbouw* 67, 203–212.
- WAHLGREN, C.-H., CRUDEN, A.R. & STEPHENS, M.B., 1994: Kinematics of a major fan-like structure in the eastern part of the Sveconorwegian orogen, Baltic Shield, south-central Sweden. *Precambrian Res.*, 70: 67–91.
- WAHLGREN, C.-H. & STEPHENS, M. B., 1990: Post-Svecofennian plastic and brittle-plastic shear zones in westernmost Bergslagen, Sweden. – *GFF* 112, 204–205.
- WELIN, E., 1987: The depositional evolution of the Svecofennian supracrustal sequence in Finland and Sweden. – *Prec. Res.* 35, 95–113.

- WELIN, E., 1992: Isotopic results of the Proterozoic crustal evolution of south-central Sweden; review and conclusions. – GFF 114, 299–312.
- WELIN, E. & STÅLHÖS, G., 1986: Maximum age of the synmetamorphic fold phases in south central Sweden. – GFF 108, 31–34.
- WIKSTRÖM, A. & AARO, S., 1986: The Finspång augen gneiss massif – geology, geophysics and relationship to postorogenic granites. – SGU C 813.
- WILLIAMS, M. L. & BURR, J. L. 1994: Preservation and evolution of quartz phenocrysts in deformed rhyolites from the Proterozoic of southwestern North America. – Journ. Struct. Geology 16, 203–221.
- ZAKRZEWSKI, M. A. & NUGTEREN, H. W., 1984: Mineralogy and origin of the distal volcanosedimentary deposit at the Hällefors silver mines, Bergslagen, Central Sweden. – Canadian Mineralogist 22, 583–593.

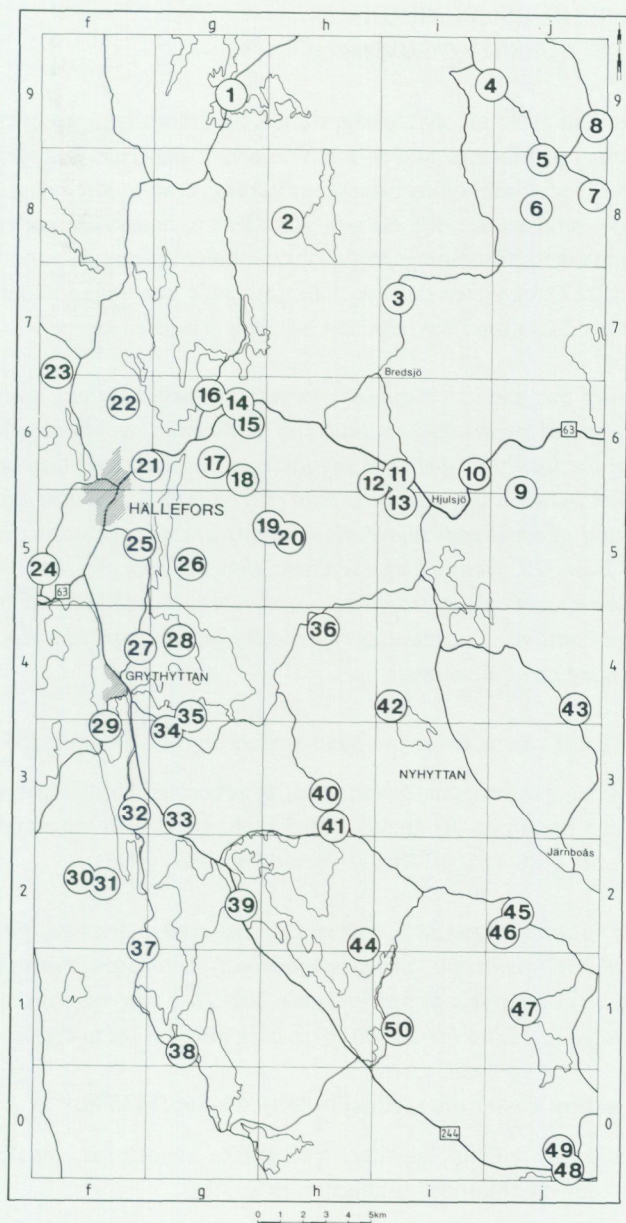


Fig. 82. Exkursionslokaler.
Excursion stops.

APPENDIX: EXKURSIONSGUIDE

APPENDIX: EXCURSION GUIDE

Exkursionsguiden avser att anvisa någorlunda lätt åtkomliga lokaler med upplysande exempel på bergartsenheter och fenomen. Lokalernas numrering anvisar inte någon speciellt rekommenderad turordning, utan utgör endast en nyckel mellan exkursionskartan, fig. 82 och guidetexten, nedan. Bergarternas och de olika fenomenens fördelning på de olika lokalerna framgår emellertid av tabell 13 (sid. 217), ur vilken den specialintresserade kan välja lokaler. Många lokaler beskrivs dessutom i huvudtexten och dess figurer.

The intention of this excursion guide is to indicate suitable field stops for demonstrating typical or critical examples of rock units or phenomena. The numbering of the localities does not suggest any particular visiting order, but is simply a link between the excursion map (Fig. 82) and the guide text below. The distribution of rock types and various events at different stops is however indicated in Table 12, from which localities showing specific rocks and phenomena can be chosen. Many stops are furthermore described in the main text and the figure captions. Coordinates refer to the national grid system as indicated in the margins of the maps.

1. Häll öster intill vägen, öster om Mångsagen (9g). 664800/143355.

Sävsjönmassivets postorogena granit: röd, grovkornig, kalifältspatporfyrisk, massformig och homogen. Jfr analys B86:3 i tab. 10. Denna granittyp har nyligen daterats till 1786 ± 14/-12 Ma, se Persson & Ripa (1993).

Postorogenic granite of the Sävsjön massif: red, coarse-grained, potassium-feldspar porphyritic, isotropic and homogeneous, postorogenic granite of the Sävsjön massif (cf. analysis B86:3 in Table 10). This type of granite has recently been dated to 1786±14/-12 Ma in an area about 5 km to the north.

2. Bergtjärnsåsen, väster om Gränsjön (8h). 664160/143580.

Sångenformationens vulkanoklastiter. Vulkaniska sandstenar, pisolitförande falltuffer och pimpstenförande ignimbriter, jfr s. 39.

Volcaniclastic rocks of the Sängen formation. Volcanic sandstones with eroded tops, fall tuffs with accretionary lapilli- and pumice-bearing mass-flows (ignimbrites) all indicate subaerial deposition. Rip-up clasts and scours indicate younging towards the NE.

**3. Höllar 100 m öster vägen, 700 m sydöst om Skytjärnen (7i).
663855/144085.**

Bredsjöledet i Älgenformationen. Skiktade, sandstens- till siltstensgrova vulkanoklastiter. Graderad skiktning och korsskiktning visar upp åt väster. Jfr fig. 17.

The Bredsjö member – Älgen formation. Volcaniclastic, sorted and bedded, subaqueous, sand- and siltstones. Graded bedding and cross-bedding both indicate younging to the west (cf. Fig. 17).

4. 250 m sydväst om vägen, sydväst om Storhöjden (9j). 66483/14449.

Uskenformationens skiktade metavulkaniter, intruderade (fig. 54) av den primorogena graniten på Storhöjden, och veckade (deformationsfas D_{2a}) efter flackliggande, NNV-liga veckaxlar (fig. 77). Graniten är många gånger stänglig i östliga riktningar (beroende på deformationsfas D_{2b} ?)

Usken formation rocks intruded by the primorogenic granite of the Storhöjden massif (cf. Fig. 54). Dikes and metavolcanites are folded along flatlying NNV fold axes (D_{2a}) and E-dipping axial planes. The vergencies of the folds indicate an anticlinal structure to the east (cf. Fig. 77). The granite is frequently lined in an E-dipping direction (due to deformation phase D_{2b} ?).

5. Höllområde strax norr om Bäcktorp (8j). 664495/144745.

Storsjöformationens högmagnetiska lavar eller subvulkaniska intrusiv. Jfr s. 98.

Lava or subvolcanic intrusion of the Storsjö formation. This type of rock forms a local magnetic anomaly. Regional NNV foliation is evident, but occasional flow-banding-like bands occur which give the rock a very "ignimbrite-like" appearance (cf. text).

6. Hällområde 700 m sydväst om Näckbladtjärnen (8j). 664270/144690.

Övergång mellan Storsjöformationens röda, högmagnetiska, "ignimbritlika" varianter enligt lokal 5 och grå, glimmerrikare, lågmagnetiska typer. Troligen någon sorts synvulkanisk omvandling. Jfr text s. 98.

Lateral change from red, highly magnetic, "ignimbrite-like" rocks (of the type on stop 5) of the Storsjö formation to grey, less magnetic varieties, probably reflecting some kind of synvolcanic alteration.

7. Området söder om V. Lövfallet och öster om Himmelriksbacken (8j).

A: hällen 150 m söder om vägkröken, 300 m sydöst om V. Lövfallet. 664285/144970.

- 1: metabasitgång som klipper veckade, skiktade vulkaniska sediment. Gången är oveckad, men drabbad av regional foliation. Jfr text och fig. 57.

Metabasite dike cutting D_1 -folded volcanic sediments. The dike exhibits some regional D_2 foliation, thus separating the early, pre-orogenic D_0 - D_1 deformation from the regional D_2 deformation (cf. text and Fig. 57).

- 2: plagioklasporfyr ur Storsjöformationen med peperitisk kontakt mot skiktade, vulkaniska sediment. Jfr text och fig. 47.

Dacitic plagioclase porphyry of the Storsjö formation showing peperitic contacts with bedded volcanic sediments (cf. text and Fig. 47).

B: hällen 250 m norr om Svartpålstjärnen. 664260/144975.

Veckliknande struktur, sannolikt bildad i samband med bergartens avsättning. Jfr text och fig. 50.

Fold-like, probably syndepositional structures. Note absence of cleavage related to the "folds" (cf. text and Fig. 50).

8. Hällar 1 km söder om vägskalet, söder om L. Kumlan (9j). 664585/144920 –144950.

Kontakt mellan plagioklasporfyr ur Storsjöformationen i väster och inlagring av skiktade, vulkaniska sediment med strömskiktning ur Uskenformationen i öster.

Contact between plagioclase porphyry of the Storsjö formation to the west and interbedded volcanic sediments with current bedding of the Usken formation to the east.

9. Rishöjden–Fjällhöjden (5–6j). 662930–3060/144550–4720.

Metabasiter med flackt mot norr stupande magmatisk lagring. Kan ses på flera håll, men är lättast tillgängliga strax söder om kraftledningen på Rishöjdens västsluttning (663060/144570). Runt vägen mellan Rishöjden och Rishöjdsgruvan finns flera goda blottningar på krönet eller strax norr därom. Jfr analyserna R89:14A, B i tabell 8.

Metabasites showing magmatic layering with low northern dip (cf. analyses R89:14A, B, Table 8).

10. Häll 50 m norr om vägen mellan Hällefors och Kopparberg, 1 km sydväst om Vasselsjön (6j). 663090/144440.

Metavulkanit ur Sångenformationen med korsande och vågformade foliationer. Dessa överpräglas av regional D_2 -foliation, varför de uppfattas som syn-depositionella (D_0) foliationer (se fig. 80a–c).

Metavolcanite of the Sången formation showing cross-cutting and undulating foliations (Figs. 80a, b). As these foliations are also overprinted by regional D_2 foliation, they are interpreted to be early syn-depositional (D_0) foliations, probably of compaction or welding origin.

11. Hällen på norra sidan av vägen mellan Kopparberg och Hällefors, söder om Brännberget (6i). 663085/144060.

Finkornig randfas av den ytnära, granofyrtbildade intrusionen norr om Rombohöjden (5h). Jfr lokalerna 12 och 13.

Fine-grained border facies of the shallow, granophyric intrusion north of Rombohöjden (5h; cf. stops 12 and 13).

12. Höllar väster om vägen, sydväst om Mögsjön (6h). 663125/143930.

Ytnära granitisk intrusion. Rödlätt, fint medelkornig, jämnkornig, homogen och massformig granofyr. Jfr text och fig. 51. 100 m väster om vägen finns genomsättande, Ö–V-liga metabasitgångar.

Shallow granitic intrusion: reddish, finely medium-grained, even-grained, homogeneous and isotropic, granophyre (cf. text and Fig. 51).

13. Block norr vägen, väster om Kvisseln (5i). 662985/144070.

Vit, kraftigt albitiserad granofyr enligt lokal 12.

White, thoroughly albitized granophyre according to stop 12.

14. Vaghällar längs Kopparbergs–Hälleforsvägen, norr om St. Glopssjön (6g). 663362/143370.

Sandstensgrova vulkanoklastiter ur Bredsjöledet i Älgenformationen, med Mg- och Na-omvandlade partier. De grå-gröna partierna är kloritrika och Mg-omvandlade, de skära är kloritfria och Na-rika. Båda typerna har samma textur. Se Lagerblad & Gorbatshev (1985).

Volcaniclastic sandstones of the Bredsjö member – Älgen formation, showing interfingering of Na- and Mg-enrichments. Grey-greenish parts are chloritized and Mg-enriched, pink parts are Na-enriched. Both varieties have the same texture (see Lagerblad & Gorbatshev 1985).

15. Höll 50 m öster om vägen, strax sydöst om St. Glopssjöns utlopp (6g). 663307/143407.

Litofysförande lava ur Bredsjöledet. Mellanmassan är rikligt kloritomvandlad. Jfr text och fig. 21.

Lava from the Bredsjö member containing lithophysae; the matrix is thoroughly altered to chlorite.

16. Höllar sydöst om Sandviken (6g). 663420–60/143245–70.

Breccia i Älgenformationens Sikforsled. Ser mestadels ut som en normal, ytligt bildad breccia, men vid närmare påseende visar sig den kloritiska mellanmassan korrodera sig in i sidostenen från kloritfyllda sprickor. Breccian måste därför ha bildats genom Mg-metasomatisk, hydrotermal brecciering. Jfr lokal 21.

Breccia in the Sikfors member – Älgen formation. Generally monomictic; matrix supported with more or less rounded, dm-sized clasts. At close inspection the chlorite matrix can be seen to emanate from "propagating" fractures and irregularly penetrate the wall rock and larger clasts producing a "jig-saw" pattern. The breccia must therefore have been formed by hydrothermal brecciation and not as an exogenic breccia (cf. stop 21).

17. Profil längs vägen 1–2 km sydöst om Sikfors (6g). 663070/143303 – 663170/143250.

Typprofil från Sängenformationens lavor i söder, via Bredsjöledets omlagrade vulkanoklastiska sandstenar till Sikforsledets vulkaniska siltstenar.

Stratotype profile extending from lavas of the Sängen formation through re-worked volcanoclastic sandstones of the Bredsjö member to volcanic siltstones of the Sikfors member.

A: höllar runt vägkröken, 400 m VNV om S. Masbo. 663070/143303.

Sängenformationen: glest porfyrisk lava med jaspilitiska utfällningar, sannolikt på lavans överyta, jfr text och fig. 14. Se analys GL87:3, tab. 3. På höllen söder om vägen förekommer på västkanten sfärlitliknande strukturer.

The Sängen formation: sparsely porphyritic lava with jaspilitic precipitates, probably representing the top of the lava (cf. text and Fig. 14; analysis GL87:3 in Table 3). The outcrop south of the road has spherulite-like structures on its western side.

- B: hällar på båda sidor om vägen, 100–400 m nordväst om 17a.
663085/143300–663110/143285.

Bredsjöledet i Älgenformationen: omlagrade, kristallrika, vulkanoklastiska sandstenar. Jfr fig. 18.

Bredsjö member – Älgen formation: reworked, crystal-rich volcanoclastic sandstones (cf. Fig. 18).

- C: hällar på båda sidor om vägen, ca 600 m sydväst om L. Gloppsjön.
663110/143280–663170/143250.

Sikforsledet i Älgenformationen: jämnkornig, sparsamt skiktad, kloritomvandlad vulkanoklastisk siltsten. Analys L90:31 i tabell 9.

Sikfors member – Älgen formation: even-grained, sparsely bedded, chlorite-altered volcanoclastic siltstone (cf. analysis L90:31 in Table 9).

18. Stolpaberget (6g). 663035/143393.

Sångenformationen: alkaliintermediär, ryolitisk lava, överlagrad av dolomit. Ytbergarterna stryker i nordöst–sydväst och stupar brant. De övertväras av en flera kilometer lång metabasitgång längs vilken flera malmgenetiskt intressanta omvandlingar inträffat. Dels ansluter Stolpabergsgruvorna till metabasitgången där den korsar dolomiten, dels förekommer Na- och Mg-omvandlingar längs gången ungefär som beskrivits på s. 140. Stolpabergsgruvornas malmer är alltså tydliga exempel på skarnjärnmalmernas delvis icke-stratiforma uppträdande. Se de Groot (1993).

Sången formation: alkali-intermediate rhyolitic lava covered by dolomite. The supracrustal sequence, which strikes northeast–southwest and dips vertically, is cut at right angles by a metabasite dike which is several kilometres long. The Stolpaberget iron ore mines and some metasomatic Na and Mg alterations are localized along the dike. The setting of the Stolpaberget iron ores along the dike, where it transects the dolomite, is a good illustration of the non-stratiform setting of some skarn iron ores (cf. de Groot 1993).

19. Området från Bergtjärnen (5g) till Ekebergshöjdens östsluttningar, nordöst om Felixstället (5h). 66270/14345–66298/14260.

I hela området finns vackra exempel på hur närmast horisontella metabasit-kontakter klipper vertikalställda metavulkaniter ur Sångenformationen. Talrika vertikala matargångar förekommer också, t.ex. på Ekebergshöjdens östsluttning. Jfr texten s. 115.

Subhorizontal contacts between metabasite sills and the more vertically inclined metavolcanites of the Sången formation. Numerous vertical metabasite feeder dikes can be observed; the undeformed structures and field relations of the metabasites indicate post-deformational metabasite intrusion.

20. Höllar och gruva 50 m öster om vägen, 1 km sydöst om Ekebergshöjden (5h). 66280/14359.

Kontakt mellan större metabasitkropp i öster och metavulkanit i väster. I själva kontakten ligger ett par små magnetit-magnetkisskärpningar med riklig aktinolitådring, vilken kan se mycket lagringslik ut, se fig. 69. Lokalen är ett exempel på metabasiternas metallogenetiska betydelse.

Contact between a large metabasite body to the east and metavolcanite to the west. Just at the contact occurs a small magnetite-pyrrhotite-pyrite mineralization prospect surrounded by numerous actinolite veins; the actinolite sometimes forms bedding-like structures (see Fig. 69). This locality exemplifies the metallogenic significance of the metabasites.

21. Höllar runt toppen på Gillershöjden (6f–g). 66310/1414300.

Sikforsledet: rhyolitisk subvulkanisk intrusion. Prov från denna plats har daterats av Welin (1987) till 1882 ± 24 miljoner år. Begynnande hydrotermal kloritbrecciering förekommer, men är speciellt tydlig i sprängsten i vägkröken 300 m nordväst om toppen. Jfr lokal 16, där denna brecciering gått mycket längre.

Sikfors member: rhyolitic subvolcanic intrusion dated to 1882 ± 24 Ma by Welin (1987). Incipient, hydrothermal chlorite brecciation occurs, and is particularly evident in excavated rocks north of the road bend, some 300 m north-west of the top. Stop 16 shows a more advanced stage of brecciation.

**22. Profil mellan vägen och Eldsbergen, 2 km norr om Hällefors (6f).
663360/142878.**

A: håll vid vägen 663365/142845.

Grythyttanledet: närmast vägen anstår en kisrostig svartskiffer och ca 50 m öster därom en karbonat-spilitbreccia, vilken kan följas som en ledhorisont på denna nivå ca 5 km.

Grythyttan member: a rusty black slate can be observed by the roadside. Some 50 m east of the road a carbonate-spilite breccia occurs, which forms a marker horizon many kilometres long.

B: Eldsbergen 663360/142878.

Efter ett oblottat intervall följer på själva Eldsbergen vackra blottningar av Sikforsledets lavar och vulkanoklastiska siltstenar, ofta i slumpingdeformerade mönster.

I hållområdets västkant förekommer en klyvbarhet och lagring (*cleavage/bedding-relation*) på ett sådant sätt att en antiklinal måste förekomma öster om lokalen. Sannolikt indikerar denna struktur också en uppskjutning åt öster, vilken kan vara relaterad till den strukturella diskordans som är tydlig här.

50 m söder om triangelpunkten förekommer vacker kloritbrecciering, (se fig. 32) och hela området är mer eller mindre kloritiserat.

An interval of unexposed rock separates the previous stop from the Eldsbergen hill, where beautiful exposures of lavas and volcanoclastic siltstones of the Sikfors member occur. Slump-folding is quite common.

At the western boundary of the outcrop area a cleavage/bedding relation occurs indicating eastward thrusting or an eastern anticline. The unexposed interval represents a structural discordance which may be related to this structure (cf. maps and Figs. 5 and 75).

50 m south of the top of the hill a beautiful chlorite brecciation occurs, cf. Fig. 32. In the area, penetrative chloritization is very common.

23. 150 m öster om Svartälven, 2,5 km söder om Silvergruvan (6f). 663465/142570.

Hälleforsledets grå skiffrar med små strömskiktningar, jfr fig. 41. Småveck efter NNV-liga, horisontella D_{2a} -veckaxlar indikerar antiklinal öster om lokalen, se fig. 75.

Hällefors member: grey slates exhibiting small current bedding (cf. Fig. 41). Small folds along horizontal, NNW trending D_{2a} fold axes indicate an anticline to the east.

24. Häll i Nygårds skjutbanas nordkant (5f). 662635/142525.

Kraftigt, svekonorvegiskt skjuvat (D_3) konglomerat ur Hälgsnäsledet, d.v.s. Älvestorpskonglomerat. I hällens södra vägg kan ett skjuvband ses (fig. 76b) som visar att den svekonorvegiska skjuvzonen åtföljts av överskjutning åt öster.

Conglomerate from the Hälgsnäs member, i.e. the Älvestorp conglomerate. The conglomerate is thoroughly sheared at this location by Sveconorwegian movements (cf. Fig. 75). On the southern wall of the outcrop a shearband can be seen (Fig. 76b), which demonstrates the eastward thrust direction in the Sveconorwegian shear zone.

25. Hällar söder om Kullberget (5f). 662750/142960.

Hällen 300 m nordväst om vägskälet (750 m söder om Kullberget) består av en kvarts-fältspatporfyrisk lava med kvartsfyllda blårum, se Sundius (1923, s. 88). Hällarna närmare vägen består av en breccia med vackert flytbandade, porfyriska fragment, sannolikt en lavaflödesbreccia. Denna breccia kan följas som ett ledlager i Sikforsledet, strax öster om skifferkontakten.

The outcrops 300 m northwest of the road junction (750 m south of Kullberget hill) consist of a quartz-feldspar-porphyrific lava containing quartz-filled lithophysae (see Sundius 1923; Fig. 19). Nearer to the road, a breccia occurs, containing beautiful flow-banded porphyritic clasts, probably indicating a lava flow breccia. This breccia forms a marker bed in the Sikfors member, just east of the contact with the Torrvärpen formation.

26. Höllar öster intill vägen längs Fisklösens östra strand. (5g). 662685/143170.

Sikforsledet: tegelröd, massiv, mycket finkornig, glest kvartsporfyrisk vulkanisk siltsten med Na-rik sammansättning, se analys L90:49 i tabell 4. Vacker aktinolitbrecciering förekommer här och var.

I Fisklösegruvan, som ligger strax öster om avtaget mot Kastenshult förekommer i gruvans norra vägg ett vackert veck efter N-S-lig, horisontell veckaxel (D_{2a} ?) som utvisar antiform i öster. Se fig. 75 och profil A-B i berggrundskartan Filipstad NO.

Sikfors member: red, massive, very fine-grained, sparsely quartz-porphyrific volcanic siltstone with beautiful actinolite brecciation occurring locally. The rock is very Na-rich (see analysis L90:49 in Table 4).

In the northern wall of the Fisklösen iron ore mine, situated just east of the road junction leading to Kastenshult, a beautiful fold occurs along a N-S trending, horizontal fold axis (D_{2a} ?). Its vergence indicates an anticline to the east (see Fig. 75 and Profile A-B in the Filipstad NO map-sheet).

27. Området mellan Jordan och Miljongruvan (4f). 662250/142970–662320/142950.

Typprofil från Grythyttanledets svarta, ofta kisrostiga, kvartskonkretionsförande skiffer närmast Jordan till Hälleforsledets grå, grafitfria skiffer vid Miljongruvan. Svartskifferarna vid Jordan ligger på en tydlig flygmagnetisk anomal som kan följas upp till trakten av Silvergruvan (7f).

Stratotype profile extending from black, often rusty, graphitic slates of the Grythyttan member in the south to graphite-free, grey slates of the Hällefors member exposed at the Miljongruvan slate quarry. The black slates often carry quartz concretions and form a pronounced aeromagnetic anomaly, which can be followed for long distances.

28. Hälsgnäsudden – Brevik (4g). 6622/1432–6624/1431.

Goda typprofiler från Sikforsledets vulkanoklastiter i nordöst till Grythyttanledets svarta skiffer i sydväst kan i stort sett uppletas över hela området. Här

beskrivs emellertid bara en lätt tillgänglig profil nära vägen vid Brevik. Detta område torde vara det enda där man har en någorlunda säker pålagringskontakt mellan Älgenformationen och Torrvarpenformationen.

Good stratotype profiles can be found over the entire area extending from the volcanoclastic rocks of the Sikfors member in the northeast to the black slates of the Grythyttan member in the southwest. This is the only area where concordant relations between the Älgen and Torrvarpen formations are reasonably certain.

A: hållar nordöst om vägen, 300 m nordöst om Brevik. 662435/143130.

Älgenformationens Sikforsled: vulkanoklastisk, delvis skiktad siltsten. Graderad skiktning förekommer.

Sikfors member – Älgen formation: volcanoclastic, partly bedded siltstone. Graded bedding can be observed.

B: hållar 500 m söder om Breviks gård. 662375/143070.

Torrvarpenformationens Hälgsnäsled: gråvackor, konglomerat, siltstenar och grafitförande slamstenar i växellagring. Strömskiktningar, belastningsstrukturer och diverse erosionsstrukturer visar på ganska oroliga avsättningsförhållanden i detta avsnitt. Jfr fig. 34, 35 och 36.

Hälgsnäs member – Torrvarpen formation: interbedded greywackes, conglomerates, siltstones and graphite-bearing mudstones. Current bedding, load casts and scour marks indicate rather dynamic depositional conditions (cf. Figs. 34, 35 and 36).

C: hållar runt vägen, 1 km söder om Breviks gård. 662345/143070.

Torrvarpenformationens Grythyttanled: grafitförande, svarta, finskiktade skiffrar, med fina strömrippel, se fig. 40a.

Grythyttan member – Torrvarpen formation: graphite-bearing, black, finely laminated slates. Fine current ripples can be observed (see Fig. 40a).

29. Grythyttan – Sundsudden (3–4f). 662090–661900/142800.

Inom området kan en strukturell diskordans tydligt följas genom olika bergartsled längs Torrvarpens strand. Diskordansen beror på den svekokarelska skjuvzonen, se fig. 75.

Within the area a structural discordance along the shore of lake Torrvärpen is evident, caused by the Sveconorwegian shear zone (cf. Fig. 75).

A: Stentry skifferbrott. 662080/142800.

Grythyttanledet: svart skiffer med brantstående lagring som ligger i stort sett i Ö–V. Den klipps av en N–S-lig klyvbarhet av svekokarelskt ursprung (D_2 , fig. 40b). Mot brottets västra del inkommer en annan, kraftigare och mera oregelbunden, svekonorvegisk klyvbarhet som markerar en tydlig strukturell diskordans gentemot Hälgsnäsledets bergarter väster därom, se fig. 5.

Grythyttan member: black slate exhibiting steep, E–W striking bedding cut by a N–S trending, vertical cleavage of Svecof Karelian origin (D_2 , Fig. 40b). At the western wall of the quarry, a more irregular, Sveconorwegian (D_3) cleavage occurs along a fault zone which marks an evident structural discordance against the Hälgsnäs member rocks to the west.

B: Sundsudden. 661923/142804.

Hälgsnäsledets bergarter med kraftig N–S-lig foliation, sannolikt beroende på den svekonorvegiska skjuvzonen. Se fig. 5 och 75, samt Sundius (1923, fig. 2). Öster om vägen överpräglar denna foliation Ö–V-lig lagring (fig. 38). Runt vägen föreligger samma strukturella diskordans som på lokal 29a gentemot området väster därom, där alla strukturer är transponerade till N–S-liga riktningar.

The Hälgsnäs member rocks are characterised by a strong N–S foliation, probably associated with the Sveconorwegian shear zone (cf. Figs 5 and 75 and Sundius 1923; Fig. 2). East of the road this foliation overprints E–W trending bedding (Fig. 38). Following the road, the same structural

discordance occurs as on stop 29a which separates the area to the west, where all structures are transposed to N-S directions.

30. Höllar öster om Brunnsjön (2f). 661325/142740.

Hälgnsäsladet: Älvestorpskonglomeratet, d.v.s. ett polymikt grusigt konglomerat. På denna lokal är det relativt finklastiskt, möjligen beroende på kraftig skjuvning i den svekokarelska skjuvzonen. Flera spilitinlagringar eller gångar. Jfr lokal 31.

Hälgnsä member: The Älvestorp conglomerate, i.e. normally a polymictic, pebbly conglomerate, is relatively finely clastic at this stop, possibly due to strong shearing in the Sveconorwegian shear zone. Several spilite beds or dikes can also be observed (cf. stop 31).

31. Höllar 200 m norr om vägen, 500 m sydväst om Hasselhöjden (2f). 661240/142787.

Grövre klastiskt Älvestorpskonglomerat med tydligt polymikt bollmaterial, bl.a. vulkaniter, slamstenar och järnmalm, jfr lokal 30. Relativt måttlig foliation, men enstaka avlänkade foliationer (*c/s-fabrics*) som visar den svekonorvegiska skjuvzonens mot öster riktade överskjutningstektonik, förekommer (se fig. 76a).

Somewhat coarser clastic Älvestorp conglomerate with clearly polymictic clasts which include volcanic rocks, mudstones and iron ore (cf. stop 30). Foliation is moderate, but c/s fabrics demonstrate eastward thrusting along the Sveconorwegian shear zone (see Fig. 76a).

32. Höllar vid och strax öster om vägen vid Sandnäsudden (3f). 661585/142915.

Metasomatiskt, "cigarrliknande" förträngningsmönster beroende på successiva K-, Na- och Mg-metasomatiska omvandlingar. Se text s. 140 och fig. 71.

Metasomatic "cigar-shaped" replacement pattern formed by successive K-, Na- and Mg- alteration (cf text and Fig. 71).

33. Hällar längs vägen 500 m norr om St. Kråkvik (3g). 661562/143122.

Sikforsledet i Älgenformationen: brunröda till grå, massiva, närmast glasiga, Na-rika siltstenar.

Sikfors member – Älgen formation: brownish red to grey, massive, almost glassy, Na-rich siltstones.

34. Häll söder intill vägen 400 m VNV om Trolltjärnen (3g). 661973/143077.

Sikforsledet i Älgenformationen: polymikt breccia. Denna breccia bildar ett någorlunda följbart ledlager längs Sör-Älgens sydstrand, men kan många gånger förväxlas med metasomatiska breccior enligt lokalerna 16 och 21.

Sikfors member – Älgen formation: polymictic breccia forming a good marker horizon along the southern shores of lake Sör-Älgen, although frequently obscured by metasomatic brecciation similar to stops 16 and 21.

35. 500 m norr om Trolltjärnen (3g). 661995/143130.

Sikforsledet: fint skarn-, kalk- och jaspilitskiktad röd siltsten med slumping-betonade veckbildningar och strömskiktning, jfr fig. 27.

Sikfors member: fine calc-silicate, carbonate and jaspilite-bedded, red siltstone.

36. Spikhöjden hill (4h). 66243/1414377.

Sångenformationen: lavaliknande bergart. Euhedrala, glomerofyriska albitströkorn (fig. 12), riklig sfärolitbildning (fig. 12, 13) samt enstaka flytstrukturer förekommer.

Sången formation: lava-like lithology; euhedral, glomerophyric albite phenocrysts (Fig. 12), numerous spherulites (Figs. 12, 13) and occasional flow structures can be observed.

37. Hällar runt vägen öster om Sirsjön (2f). 661010/142985.

Torrvarpenformationens skiffrar, vilka här i Älvestorpsområdet vanligen har en sämre klyvbarhet än i Grythyttområdet, sannolikt beroende på metamorf rekristallisation. Mellan vägen och stranden finns en håll med lagring och klyvbarhet som visar att lokalen ligger på en synklinals västra ben, se fig. 78.

Torrvarpen formation: slates at this locality generally exhibit a weaker cleavage development than in the Grythyttan area, probably due to stronger metamorphic recrystallization. Between the road and the lake, a cleavage/bedding relation along a horizontal, N-S trending D_2 fold axis occurs (Fig. 78), which shows that this locality is situated on the western limb of a syncline. This fold vergence is not consistent with the Sveconorwegian shear zone kinematics, which is one of the reasons why the cleavage is thought to be Svecokarelian, D_2 .

38. Håll vid vägen under kraftledningen, 1 km sydöst om Flosjöhyttan (1g). 660550/143171.

Rockesholmsmassivet: grå, grovkornig, massformig, kalifältspatögonförande postorogen granit med vackert plagioklasmantrade ögon.

Rockesholm massif: greyish, coarse-grained, isotropic, postorogenic granite. Beautiful plagioclase-mantled K-feldspar phenocrysts can be observed.

39. Hällar längs och öster om vägen, 1 km söder om Kärvingeborn (2f). 661230/143420.

Aktinolit-tremolitblastas, åder- och fläckbildning längs metabasitgång, se fig. 67 och 68a, b. Aktinolitomvandlingen har här påverkat en Na-rik siltsten med breccieartade lager, liknande dem på lokal 34.

Actinolite-tremolite blastesis, vein and pod formation can be observed along the metabasite dike (cf. Figs. 67, 68a, b). The blastesis occurs in a Na-rich volcanic siltstone of the Sikfors member showing breccia interbedding, similar to the breccia on stop 34.

40. Höllar och block mellan Sundsjön och Svarta tjärnen (3h). 661700/143770.

Denna lokal visar hur Mg-omvandlingen angripit Sångenformationens vulkanoklastiter, vilka anstår som fortfarande igenkännbara, matrixkloritiserade varianter i öster, närmast Svarta tjärnen. Närmare vägen anstår ett av kartområdets kraftigast Mg-omvandlade områden (jfr berggrundskartan), vilket består av fältspatfria, glimmerkvartsitiska bergarter.

This stop demonstrates how syndeositional Mg metasomatism reacts with the volcanoclastic rocks of the Sången formation, which is recognizable only as matrix-chloritized varieties in the east, adjacent to a small pond called Svarta tjärnen. Nearer to the road, one of the most strongly Mg altered localities of the map-sheet area occurs (cf. the bedrock map), where feldspar-free, mica-quartzitic rocks prevail.

41. Höll 50 m söder om vägsälet vid Kottbo (3h). 661565/143807.

En variant av de Mg-metasomatiskt bildade bergarterna på lokal 40. Se text s. 129 och fig. 63a, 64.

A further variety of the Mg-metasomatites to those observed at stop 40 (cf. text and Figs. 63a, 64).

42. Höllar 300 m söder om St. Sångesnäs (4i). 662080/144085.

Sångenformationens, dåligt sorterade, massflödesbetonade vulkanoklastiter med mm- till cm-stora bergarts-, kristall- (och pimpstens-?) fragment samt svag skiktning.

Sången formation: poorly sorted volcanoclastic rocks of probable mass-flow origin and containing mm- to cm-sized crystal and lithic (and pumice?) clasts.

43. Höllar 100 m NNO om Annehill (4j). 662055/144889.

Samma typ av Mg-metasomatit som på lokal 41, men här mycket nära amfibolitfacies och mer deformerad. Bergarten består av kvarts, flogopit och klorit. Se fig. 63b.

The same Mg metasomatite as observed at stop 41, but it is here very close to the amphibolite facies boundary (cordierite appears just to the east of the stop) and consequently more deformed along horizontal, N-S trending D₂ fold axes (see Fig. 63b).

44. Hällar 250 m söder om Bladtjärnen (2h). 661030/143940.

I en röd, stänglig, primorogen granit förekommer här albitiserade och glimmerkvartsitomvandlade zoner som skär över stängligheten. Följaktligen måste Na- och Mg-omvandling ha förekommit även efter den regionala, orogena D₂-deformationen.

Altered zones of albite and mica-quartzite cross-cut the lineation in a reddish, primorogenic granite. Consequently, Na and Mg alteration also occurred subsequent to the regional, orogenic D₂ deformation.

45. Häll strax öster om vägskälet, 650 m söder om Timansbergs stn (2j). 661170/144612.

Sångenformationen: vulkanoklastit med begynnande rekristallisation och D₂-foliation. Strömskiktning och erosionskanaler visar på omlagring på grunt vatten.

Sången formation: volcaniclastic rock showing incipient recrystallization and D₂-foliation. Hummocky cross-bedding and scouring indicate a shallow water resedimentation environment.

46. Häll 200 m väster om Svulten (2j). 661100/144570.

Sångenformationen: storskaliga strömskiktningar i vulkanoklastit, antyder omlagring på grunt vatten, jfr fig. 9.

Sången formation: hummocky cross-bedding in volcaniclastic rocks suggesting shallow water resedimentation (cf. Fig. 9).

47. Hällar söder och öster om Holmsjön (1j). 660745/144690.

Vasslandformationen: grå, glimmerrika och vita, glimmerfattiga, lagrade eller bandade leptiter. Kraftig ÖNÖ-lig foliation och flack ÖNÖ-lig lineation.

Vassland formation: grey, mica-rich and white, mica-poor, bedded or banded leptites showing strong ENE trending steep foliation and flat lineation.

48. Vägsärningar på Nora-Hälleforsvägen, 1 km väster om Fogdhyttan (1j). 660050/144830.

Vassladformationen: kraftigt rekristalliserade och bandade leptiter, se fig. 44b. I den lilla väghällen norr om vägen, 350 m längre österut, förekommer albit-omvandlad, massformig pegmatit i starkt stänglig sidosten, vilken i likhet med lokal 44 visar att postdeformativ Na-omvandling förekommit.

Vassland formation: strongly recrystallized and banded leptites (cf. Fig. 44b). In the small road-cut north of the road, some 350 m further to the east, albitized, isotropic pegmatite occurs within a strongly D_2 lineated wall rock. As also observed at stop 44, evidence points to post-deformative albitization.

49. Hällar runt vägen, 300 m väster om Lerdalen (0j). 660100/144880.

Vasslandformationen: vit, Na-rik leptit (fig. 42a), bestående av kvarts och albit. Den övergår i Mg-metasomatiskt omvandlade fältspatfria varianter, bestående av kvarts, flogopit och cordierit.

Vassland formation: white, Na-rich leptite (Fig. 42a), consisting of quartz and albite, grades into Mg metasomatically altered, feldspar-free varieties, composed of quartz, phlogopite and cordierite.

50. Hällar söder om Klampen (1i). 660700/144090.

Gång av mörk, finkornig, jotnisk diabas i Ö-V-lig riktning, klippt av en grövre, ljusare diabasgång i NNV-lig riktning.

Dike of dark, fine-grained, E-W Jotnian dolerite, cut by a coarser grained and lighter coloured dolerite dike trending NNV.

TABELL 13. Exkursionslokaler, bergarter och fenomen
Excursion stops, rock types and phenomenae

LITOSTRATIGRAF. ENHET <i>LITHOSTRATIGR. UNIT</i>	BERGARTS- TYPER <i>ROCK TYPES</i>	META- SOMATOS META- SOMATISM	STRUKTUR- GEOLOGI <i>STRUCTURAL GEOLOGY</i>	MALM- GEOLOGI <i>ORE GEOLOGY</i>
<u>Sångenformationen</u> <i>The Sången formation</i>	2, 10, 36, 42, 45, 46	40, 41, 43, 44	10, 45	
<u>Älgenformationen</u> <i>The Älgen formation</i>				
Bredsjöledet <i>The Bredsjö member</i>	3, 15, 17	14		
Sikforsledet <i>The Sikfors member</i>	17, 21, 22, 25, 26, 28, 33, 34, 35, 39	16, 21, 32, 39	22, 26	
<u>Torrvarpenformationen</u> <i>The Torrvarpen formation</i>				
Hälgsnäsledet <i>The Hälgsnäs member</i>	24, 28, 30, 31		24, 29, 31	
Grythyttanledet <i>The Grythyttan member</i>	22, 27, 28, 29		29	
Hälleforsledet <i>The Hällefors member</i>	23, 27		23	
Älvestorpsområdet <i>The Älvestorp area</i>	37		37	
<u>Vasslandformationen</u> <i>The Vassland formation</i>	47, 48, 49		47	
<u>Uskenformationen</u> <i>The Usken formation</i>	4, 8		4	
<u>Storsjöformationen</u> <i>The Storsjö formation</i>	5, 6, 7			

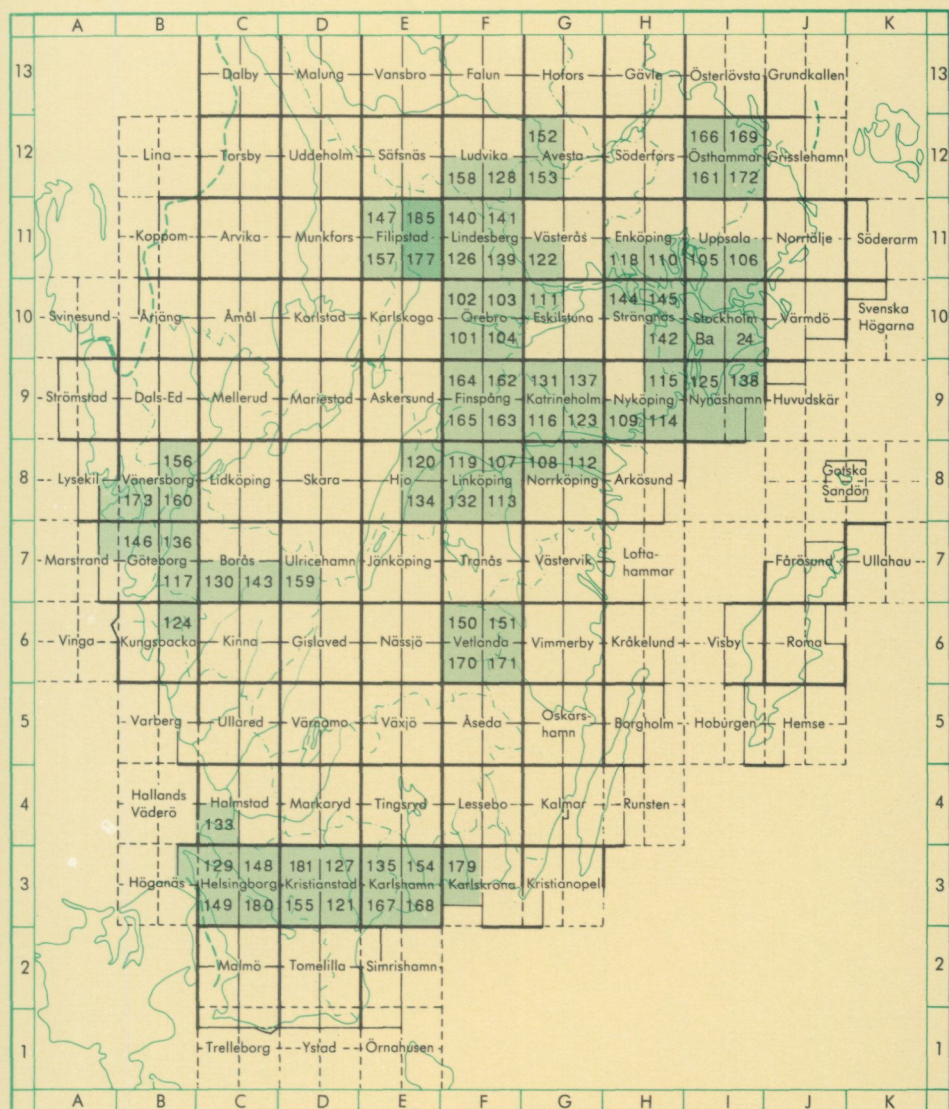
Tab. 13 forts.

LITOSTRATIGRAF. ENHET <i>LITHOSTRATIGR. UNIT</i>	BERGARTS- TYPER <i>ROCK TYPES</i>	META- SOMATOS <i>META- SOMATISM</i>	STRUKTUR- GEOLOGI <i>STRUCTURAL GEOLOGY</i>	MALM- GEOLOGI <i>ORE GEOLOGY</i>
<u>Synvulkaniska och primorogena intrusiv</u> <i>Synvolcanic and primorogenic intrusions</i>	4, 11, 12	13, 44		
<u>Metabasiter, spiliter</u> <i>Metabasites, spilites</i>	9, 12, 18, 19	18	9, 19	20
<u>Ser- och postorogena intrusiv</u> <i>Ser- and postorogenic intrusions</i>	1, 38, *)			
<u>Diabas</u>	50			
<u>Dolerite</u>				

*) Grängenmassivets serorogena granit ses bäst på berggrundskartan Lindesberg NV, exkursionslokal nr 10 (Lundström 1985).

The serorogenic granite of the Grängen massif is best seen on stop 10 on the Lindesberg NV map-sheet (Lundström 1985).

Utgivna kartblad i serie Af, södra och mellersta Sverige



Distribution

SGU

751 28 UPPSALA

Tel 018-17 90 00

Fax 018-17 93 70

ISBN 91-7158-544-3

ISSN 0586-1543

