

# Beskrivning till berggrundskartan och bergkvalitetskartan 11G Västerås NO

Magnus Ripa, Lutz Kübler,  
Lars Persson & Mattias Göransson



**SGU**

Sveriges Geologiska Undersökning



**Beskrivning till berggrundskartan  
och bergkvalitetskartan**

**11G Västerås NO**

Magnus Ripa, Lutz Kübler,  
Lars Persson & Mattias Göransson

DESCRIPTION TO THE BEDROCK MAP  
AND THE BEDROCK QUALITY MAP  
11G VÄSTERÅS NO

ISSN 0586-1543  
ISBN 91-7158-662-8

Omslagsbild: Drottning Christinas schakt vid Sala gruva.  
*Cover: Queen Christina's shaft at the Sala mine.*

© Sveriges Geologiska Undersökning

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

# INNEHÅLLSFÖRTECKNING

Inledning .....	4
Generell och geologisk metodik.....	4
Geofysisk metodik.....	5
Berggrundens bildning och utveckling .....	5
Bergarter .....	6
Svekofenniska ytbergarter .....	6
Metavulkaniter.....	10
Metasedimentära bergarter .....	16
Äldre metaintrusivbergarter och äldre gångbergarter .....	20
Yngre, syn- till senorogena magmatiska bergarter.....	27
Diabasgångar .....	31
Metamorfos .....	31
Strukturer .....	32
Geokemi .....	34
Naturresurser.....	41
Mineraliseringar och karbonatsten.....	41
Byggnadssten.....	42
Allmän geofysik.....	42
Bergkvalitetskartan Västerås NO .....	48
Inledning.....	48
Metodik .....	48
Berggrundens strukturer .....	49
Tekniska analyser.....	49
Kulkvarnsanalys .....	49
Los Angeles-tal.....	50
Alkalikiselreaktivitet.....	50
Övriga analyser .....	50
Kvalitetsklassning av prover .....	51
Den ytmässiga tolkningen av bergkvaliteten .....	52
Summary .....	53
Introduction.....	53
Geology .....	53
Metamorphism.....	54
Structures .....	54
Economic geology .....	55
Referenser .....	56
Tabeller .....	60

## INLEDNING

Kartområdet 11G Västerås NO ligger i Västmanlands län och omfattar delar av Sala, Surahammar och Västerås kommuner. Under fältsäsongerna 1994, 1995 och 1997–2000 bedrevs kartering, provtagning och revisionsarbete i området. Resultaten av verksamheten t.o.m. 1999 redovisades av Ripa (1995, 1996), Kübler & Ripa (1998) och Ripa & Kübler (1999, 2000).

Kartorna i SGUs serie Aa 3 (Kugelberg 1862) och Aa 26 (Gumaelius 1868) täcker kartområdet och området kring Sala gruva finns beskrivet av N. Zenzen i Tegengren m.fl. (1924). Modern geologisk information från omgivande kartblad finns för 11G Västerås SV (Lundegårdh & Nisca 1978), 11G Västerås SO (Arnbom 1999), 12G Avesta SV (Ambros 1988), 11H Enköping SV (Stålhös 1976) och 12G Avesta SO (Persson 1997). Under fältsäsongen 2000 undersöktes större delen av kartområdet 11G Västerås NV (Bergman m.fl. 2001). En sammanställning av geologin i Västmanlands län gjordes av P.H. Lundegårdh för Statens industriverk 1982. En sammanställning över alla referenser angående Sala gjordes av Smeds 2000.

Den geofysiska undersökningen gjordes i huvudsak av Lutz Kübler. Det preliminära geofysiska underlaget togs fram av Ildiko Antal och Anna-Kajsa Korja under åren 1994 och 1995.

Medhjälpare vid det geologiska fältarbetet var Johan Camitz (1995), Erik Eneroth (1998, 1999), Carin Ivarsson (1994, 1995), Ingmar Lundström (1999) och Gunilla Svenningsen (tidigare Otterberg; 1994). Provtagning för teknisk analys gjordes av Torbjörn Wikström (1999) och Mattias Göransson (2000).

Malin Sträng och Torbjörn Thelander utförde en del av mikroskoperingsarbetet och praktiskt taget all punkträkning. Lena Albrecht och Mattias Göransson utförde den mikroskopering som ligger till grund för klassificeringen av tekniska prover.

Utvärderingen av bergarternas tekniska egenskaper och kvalitet utfördes och sammanställdes av Lars Persson och Mattias Göransson.

## GENERELL OCH GEOLOGISK METODIK

De metoder och den bergartsindelning som användes vid den geologiska undersökningen följer i allt väsentligt de som beskrevs av Wikström (1981). När det gäller nomenklatur för vulkaniska bergarter och begrepp har McPhie m.fl. (1993) följts i tillämpliga delar. Viss nomenklatur, speciellt avseende orogener, följer Wahlgren m.fl. (1996). Med enklaver menas *magma mingling*-strukturer.

Platsangivelser ges med ortsnamn som finns på den berggrundsgeologiska kartan plus LMV-kod för ekonomisk ruta (t.ex. Haraker, 5h) och/eller med koordinater enligt rikets nät (RT 90). GPS användes för platsbestämning under de senare åren av undersökningen.

Karteringen i kartområdet 11G Västerås NO skedde med hjälp av moderna ekonomiska kartblad i skala 1:20 000 och för orientering längs vägar användes topografiska T5-kartan i skala 1:50 000. Hällars lägen inhämtade under jordartskarteringen av området (Magnusson 1994) överfördes till fältkartorna.

Samtliga fältobservationer har lagrats med hjälp av SGUs bgdata-applikation i hälldatabasen (halldb).

## GEOFYSISK METODIK

Geofysiska undersökningar utfördes dels i syfte att bekräfta geologiska drag och dels för att göra det möjligt att interpolera mellan geologiska informationspunkter. På så sätt har gränsdragningen för geologiska enheter och strukturella drag fått hjälp av en integrerad analys av samtliga geofysiska data. För området finns flera olika datatyper att tillgå. De har samlats in av SGU genom dels flygburna mätningar, dels mätningar utförda på marken. Till de första hör mätningar av magnetfält, gammastrålning och elektromagnetiska fält (VLF). Flygmätningarna utfördes på 30 meters höjd över marken med ett flyglinjeavstånd av 200 meter och ett mätpunktsavstånd av 40 meter. Flygningarna i området skedde 1989. Information om tyngdkraftsfältet har erhållits från markmätningar. Geografiskt kan punkttätheten variera kraftigt för denna typ av mätning; från fler än fyra ner till 0,2 punkter per kvadratkilometer. Det här beskrivna området täcks av 150 punkter, vilket motsvarar 0,25 punkter per kvadratkilometer.

Bergarternas magnetiska susceptibilitet och gammastrålningsegenskaper har i viss omfattning registrerats genom in situ-mätningar på håll. För de senare användes en gammaspекtrometer, som förutom totalstrålningen också beräknar halterna av kalium, uran och torium. Totalt mättes strålningsegenskaperna på 98 platser. En viktig geofysisk information för tolkningsarbetet är de petrofysiska egenskaperna hos olika bergarter. För ändamålet har representativa bergarter provtagits varefter deras magnetiska egenskaper (magnetisk susceptibilitet och magnetisk remanens) samt densitet mättes i laboratorium.

Tolkning av deformationszoner i berggrunden sker i stor utsträckning med hjälp av geofysiska data. På grund av förändringar i den kemiska järnhushållningen kan spröda eller spröda till plastiska deformationszoner lokaliseras med hjälp av magnetfältdata. Deformationen innebär en kraftigt ökad sprickfrekvens i alla skalor och på grund därav även att bergarternas porositet kan öka. Sådana zoner är därför detekterbara också genom elektromagnetiska metoder både från flygplan och från marken eftersom vattnet i sprickor och porer fungerar som en elektrolyt. En tredje, traditionell men mycket säker, metod är tolkning med hjälp av topografiska data, antingen direkt från en topografisk karta eller, som sker mest idag, från digitala data som t.ex. Lantmäteriverkets höjddatabank.

## BERGGRUNDENS BILDNING OCH UTVECKLING

Berggrunden inom kartbladsområdet ingår i den fennoskandiska urbergsskölden. Huvuddelen av bergarterna bildades för ca 1800–1900 milj. år sedan i samband med den s.k. svekokarelska orogenesen (bergskedjebildande process) medan två generationer av diabasgångar bildades för ca 900 till 1500 milj. år sedan.

Området domineras ytmässigt av relativt grovkorniga, kvartsrika intrusivbergarter vars kornstorlek visar att de bildats på stora djup i jordskorpan. Underordnat förekommer vulkaniska bergarter, som bildats på eller strax under den dåvarande jordytan, och sedimentära bergarter, som avsattes på jordytan. ”På jordytan” avser både på land och i vatten, t.ex. i havsbassänger.

Bergarter, som liknar de här beskrivna, bildas för närvarande (eller bildades relativt nyligen, < ca 100 milj. år) t.ex. längs Sydamerikas västkust (Anderna). Där är de bergartsbildande pro-

cesserna relaterade till att Stilla Havsplattan, vars jordskorpa har oceanisk karaktär, p.g.a. platttektoniken (tidigare: kontinentaldriften) glider ner under den sydamerikanska plattan, som har kontinental karaktär. Denna s.k. subduktion leder bl.a. till att smält berg (magma) bildas. Magmorna kan med hjälp av olika processer stiga upp genom jordskorpan. En del magma kyls av och stelnar nere i skorpan till djup- och gångbergarter (s.k. intrusiva bergarter) medan en del magma stiger ända till jordytan där den avsätts som vulkaniska bildningar (s.k. extrusiva eller effusiva bergarter). Subduktionsprocessen innebär också att området utsätts för kraftiga jordbävningar. Dessa flyttar bergmassor i både horisontell och vertikal led, varvid stora topografiska skillnader kan uppstå. De branta bergssidorna eroderas och partiklarna avsätts som sediment i havet utanför kusten.

I samband med orogenesis utsattes bergarterna också för olika typer av omvandling. Vulkaniska gaser och varma vattenlösningar omvandlade en del bergarter på kemisk väg, s.k. hydrotermal omvandling. De heta lösningarna fällde lokalt ut metallföreningar, vilka senare kunnat brytas som malmer, t.ex. i Sala. De redan nämnda jordbävningarna orsakade deformation och erosion. Vidare fördes en del bergarter som bildats på jordytan långt ner i jordskorpan där de påverkades och förändrades av höga tryck och temperaturer, s.k. metamorfos. Lokalt var temperaturen så hög att berget smälte. Dessa smältor stelnade till yngre magmatiska bergarter, som pegmatit och granit.

Efter den svekokarelska orogenesis intruderades bergarterna i det nu undersökta området av två generationer diabasgångar, vilket visar att tektoniska processer påverkat berggrunden även i senare tid. Dessutom har berggrunden eroderats så att bergarter som bildats och/eller omvandlats på flera kilometers djup i jordskorpan nu finns exponerade vid ytan.

## **BERGARTER**

I det följande kommer bergarterna i området att beskrivas mer detaljerat. De åldersangivelser som förekommer baseras alla på U-Pb-isotophalter i zirkon om inte annat anges.

### **Svekofenniska ytbergarter**

Ytbergarterna består av metavulkaniter, kristallina karbonatstenar (marmor) och metasedimentära bergarter.

Metavulkaniterna består till övervägande delen av felsiska (ryolitiska till underordnat dacitiska) breccior till sandstenar (fig. 1) och siltstenar samt underordnat av mafiter och vulkaniska konglomerat, kallade Sommarhagsformationen. Bergarterna har konforma, icke-eroderande övergångar mot mer finskiktade sand-siltlager uppåt i stratigrafien. Genom korrelation med bergarter i kartområdet 12G Avesta SO (Stephens m.fl. 2000) kan man konstatera att minst tre vulkanitsekvenser, som till karaktären graderar från breccia/sandsten till sandsten/siltsten, förekommer. Ovanför dessa sekvenser i stratigrafien förekommer siltstenar som växellagrar med karbonatstensskikt i den s.k. Sandtorpsformationen. Det förefaller som om karbonatstenar och grövre vulkaniter även övergår lateralt i varandra; se t.ex. profil C–D på kartan. Den växellagrade sekvensen av karbonatsten och siltiga vulkaniter övergår uppåt i ett minst 300 meter mäktigt



Fig. 1. Metavulkaniskt konglomerat med arkosisk grundmassa. 664978/154242. Pennan är 15 cm.  
*Metavolcanic conglomerate with an arkosic matrix. The pen is 15 cm.*

karbonatstenslager. Karbonatstenen är övervägande dolomitisk till sammansättningen och har lokalt vackert utbildade stromatolitstrukturer (fig. 2), vilka anger uppåtriktningen i stratigrafin. I det mäktiga dolomitmarmorlagret förekommer både Sala gruvans zink- och silvermalmer och den vita, högklassiga dolomit som bryts i Tistbrottet i Sala (fig. 3). I både det numera nedlagda Finntorpsbrottet och det producerande Tistbrottet begränsas brytningen av den vita dolomiten uppåt i stratigrafin av ytterligare inlagringar av vulkanisk siltsten och diffust avgränsade förekomster av skarnmineral. Den översta lokaliserade stratigrafiska nivån utgörs av en pisolitförande vulkanisk siltsten (fig. 4), som ligger ungefär i mitten av en mot nordväst stupande (flackt till måttligt brant) synklinal mellan Finntorps- och Tistbrotten. Det mäktiga karbonatstensstråket och inlagrade och överlagrande vulkanogena siltstenar kallas Finntorpsformationen. Sommarhagsformationens bergarter har sannolikt bildats under det skede av vulkanismen som kallades ”intensiv vulkanism och extension” av Allen m.fl. (1996), medan Sandtorps- och Finntorpsformationernas bergarter bildades under det skede som samma författare kallade ”avklingande vulkanism”.

På flera ställen har metavulkaniter eller subvulkaniter med ett klart intrusivt uppträdande gentemot ytbergarterna kunnat identifieras (den s.k. Eklövstorpsformationen). Lokalt är dessa relativt rikligt och grovt kvartsporfyriska eller kvarts-fältspatporfyriska och övergår gradvis i nedan beskrivna, äldre intrusivbergarter.

Ytterligare information om de metavulkaniska bergarternas stratigrafi i Bergslagen finns t.ex. i Lundström (1987, 1995), Allen m.fl. (1996) och Lundström m.fl. (1998).

De klastiska metasedimentära bergarterna kallas Östromformationen och utgörs huvudsak-



Fig. 2. Stromatolitdomer med olika storlek och form i kristallin karbonatsten. 664686/154420. Pennan är 15 cm.

*Stromatolites showing different sizes and shapes in marble. The pen is 15 cm.*



Fig. 3. Tistbrottet i Sala (664340/154260). Här bryts dolomit under jord.

*The Tistbrottet quarry, Sala. Underground quarrying of dolomitic marble.*



Fig. 4. Pisoliter i vulkanisk ask-siltsten (hålleflinta). 664272/154263. Pennan är 15 cm.  
*Accretionary lapilli in volcanic ash-siltstone. The pen is 15 cm.*

ligen av gråvackor, men lokalt förekommer kvartsitisk, arkosisk och även argillitisk sammansättning. Relationen till de metavulkaniska bergarterna är inte säkerställd. På de ställen där båda bergartstyperna förekommer intill varandra, utan att uppenbara tektoniska komplikationer stör bilden, tycks ömsom de klastiska ytbergarterna överlagra de vulkaniska och ömsom tvärtom vara fallet, men inlagringar av vulkanitliknande skikt i de förra antyder att klastisk och vulkanisk sedimentation också pågick samtidigt. Man kan heller inte utesluta att de metasedimentära bildningarna kan jämföras med den s.k. Larsboserien eller -formationen (Hjelmqvist 1937, Strömberg 1983), vilken i huvudsak underlagrar de vulkaniska bergarterna. Larsboformationen förekommer bl.a. i Broddbotrakten nordväst om Sala, i kartområdet 12G Avesta SO (Persson 1997). De metasedimentära bergarterna intruderades liksom metavulkaniterna av subvulkaniska till plutoniska bergarter. Det faktum att subvulkaniska intrusioner i de sedimentära bergarterna inte har peperitiska kontakter, medan motsvarande intrusioner i de vulkaniska bergarterna lokalt har det, kan tyda på att de sedimentära bildningarna var mer litifierade än de vulkaniska vid tiden för intrusionerna, vilket i sin tur kan tolkas som att Östromformationen är äldre än de vulkaniska bildningarna och därför bör hänföras till Larsboserien.

Xenoliter av ytbergarter, lokalt granatförande, förekommer i de äldre plutoniska bergarterna.

Östromformationens sedimentbergarter har varierande, men i allmänhet hög, magnetiserbarhet (max.  $2000 \cdot 10^{-5}$  SI) och hög remanent magnetisering. Dessa egenskaper beror på förekomsten av magnetkis och ger upphov till ett karakteristiskt ringformat anomalimönster.

## Metavulkaniter

Metavulkaniterna har daterats till ca 1906–1891 milj. år (Lundström m.fl. 1998, M. Stephens, muntl. med.). De överlagras med all sannolikhet Larsboformationens bergarter.

De fragmentförande bergarterna i Sommarhagsformationen har i allmänhet en finkornig, porfyrisk grundmassa, men lokalt även en sandstensartad d:o. De har övervägande karaktären av vulkaniska massflöden, vilka borde klassificeras som vulkaniska breccior, men även av vulkaniska konglomerat, dvs. sedimentära bildningar med övervägande vulkanogena beståndsdelar. Strökornen består huvudsakligen av kvarts och underordnat av fältspat och varierar i form och storlek. De dacitiska till ryodacitiska varieteternas strökorn består av fältspat och fältspat+kvarts. Fragmenten består av finkorniga graniter eller subvulkaniter (fig. 1), mafiska och felsiska metavulkaniter (fig. 5), jaspilitaktiga stycken samt skarniga siltstenar. De varierar i storlek och form; från cm- till dm-storlek och från rundade till kantiga. Större fragment är antingen orienterade parallellt med lagringen eller någon förskiffringsriktning. Mängden fragment varierar från ganska få till nästan inga alls (*matrix-supported* breccia). Bergarten saknar i allmänhet synbara primära strukturer, men uppvisar lokalt en grovkiktad lagring, inklusive korsskiktning (fig. 6). Signifikant är glest till rikligt förekommande hornblände, vilket är sekundärt bildat. Lokalt förekommer magnetit som karaktärsm mineral. Karakteristiskt är också förekomsten av grönskarniga aggregat, som lokalt liknar fragment, men som vid närmare studier visar sig vara deformerade, skarnfyllda sprickor.



Fig. 5. Fragment av felsiska vulkaniter i felsisk metavulkanisk breccia. 663492/154556. Pennan är 15 cm.  
*Clasts of felsic volcanic rock in felsic metavolcanic breccia. The pen is 15 cm.*



Fig. 6. Korsskiktning i arkosisk grundmassa till konglomeratet i fig. 1. Pennan är 15 cm.  
*Cross-bedding in the arkosic matrix of the metavolcanic conglomerate of fig. 1. The pen is 15 cm.*

Strax väster om Sandtorpsbergen är bergarterna ställvis dominerade av dacitisk sammansättning. Till karaktären växlar de mellan att förefalla subvulkaniska och sandstensaktiga. I de flesta fall går det inte att avgöra vilket, och på kartan har bergarternas utbredning bara markerats som dacitisk metavulkanit utan att deras primära bildningsätt markerats. Sulfidomvandlade varieteter av metadaciterna har två amfiboler: primärt hornblände och sekundär aktinolit.

De sand- till siltstenskorniga metavulkaniterna är vackert skiktade. Lokalt kan uppåtstrukturer som korsskiktning och graderad skiktning anas. De siltigare skikten i Sommarhagsformationens övre delar och i Sandtorpsformationen är lokalt skarniga och magnetithaltiga. I Finnstorpsformationens tuffer förekommer som nämnts även cm-stora pisoliter (fig. 4).

Sommarhagsformationens bergarter väster om Sandtorpsbergen är sprickvis till penetrativt hydrotermalt omvandlade och innehåller måttliga till höga halter av sulfider samt aktinolit. I mer dacitiska varieteter finns som nämnts även (sannolikt primärt) hornblände.

De intrusiva metavulkaniterna i Eklövstorpsformationen är av två typer. Den ena, vid Eklövstorp (9i), är intressant i det att den är till synes identisk (såväl som på fragmenten) med intilliggande fragmentförande vulkanit ur Sommarhagsformationen, men har en vacker peperitkontakt mot siltiga lager (fig. 7). Den andra är en kvarts-fältspatporfyr, som snarast kan förväxlas med en granit. Porfyren har daterats till  $1892 \pm 5/-4$  milj. år. Lokalt ger bergarten dock ett mafiskt intryck och motsvarar då sannolikt en av N. Zenzen, i Tegengren m.fl. (1924), beskriven "kvartsdioritporfyr". På Sandtorpsbergens västra flank bildar en dacitisk porfyr ett slags randfacies till äldre granit.



Fig. 7. Peperitkontakt mellan intrusiv, porfyrisk subvulkanit i skiktad vulkanisk ask-siltsten. 664880/154164. Vyn är ca 25 cm bred.

*Peperitic contact between porphyritic subvolcanic intrusive rock into bedded volcanic ash-siltstone. The field of view is approx. 25 cm across.*

Metavulkaniter med obestämd formationstillhörighet förekommer kring Nyby (V om Eklövstorp, 9i) och sydost om Filpustorp (9i). Nybybergarten är en magnetithaltig, massivt strukturlös och homogen kvartsporfyr. Vid Filpustorp föreligger en bergart med tydlig flödesbandning (fig. 8). Troligen tillhör båda Eklövstorpsformationen.

Den mikroskopiska undersökningen av de metavulkaniska bergarterna visar att en mycket finkornig (< 0,05 mm) grundmassa dominerar och att eventuella strökorn är 0,3–7 mm stora. De senare varierar i form från euhedrala till rundade till splittrade. Bergarternas modala sammansättning framgår av figur 9. På grund av bergarternas finkornighet och sericit-saussurit-omvandling är det svårt att bestämma plagioklasens sammansättning, utom i strökorn i ett prov, vilket ger andesin. Omvandlingen visar lokalt att plagioklaserna är zonerade genom att olika delar av kristallerna är påverkade i olika hög grad (fig. 10). I koherenta vulkaniter (lavor och subvulkaniter) förekommer glomerofyrisk textur och resorptionsbukter i kvarts är vanliga (fig. 11). Kvartskornen har generellt undulös utsläckning och visar subkornbildning. I prover från Sommarhagsformationen tuffer kan litiska fragment och pimstensfragment (fig. 12) ses även i mikroskopisk skala. Den peperitiska kontakten vid Eklövstorp (se ovan; fig. 7) visar i mikroskala att den intrusiva bergarten har kvartsströkorn med resorptionsbukter och att processen medförde sericitomvandling (fig. 13).

I tunnslipen syns även många av de strukturer, såsom foliation, flödesbandning, skiktning, graderad skiktning och veckning, som observerats i makroskala. I allmänhet kan två foliations-generationer urskiljas. Som nämnts är plagioklas mer eller mindre sericit- och/eller saussurit-omvandlad, och lokalt växer zoisit på fältspaten. Biotiten är kloritiserad i varierande grad och lokalt även prehnitomvandlad. Hornblände förekommer som porfyroblaster i de vulkaniter som har detta karaktärsm mineral (se ovan).



Fig. 8. Flödesbandning i glesst kvartsporfyrisk metaryolit. Det är oklart om bergarten representerar en lava eller en subvulkanisk intrusion. 664796/154405. Solglasögonen är 12 cm långa.

*Flowbanding in sparsely quartz-phyric metarhyolite. It is uncertain whether the rock represents a lava or a subvolcanic intrusion. The sunglasses are 12 cm wide.*

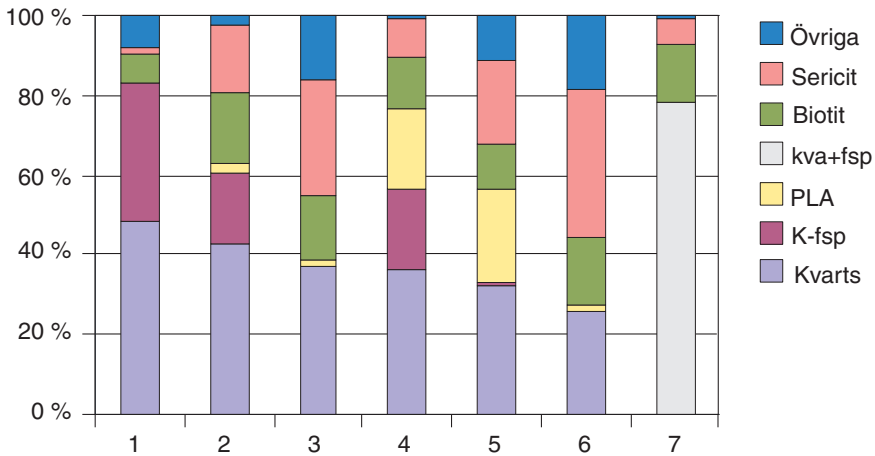


Fig. 9. Modalsammansättning hos de prover av metavulkanit som är oomvandlade och grovkorniga nog att tillåta relativt tillförlitlig punkträkningsanalys. Prov 1–7 är CMR940007A, CMR940039B, CMR940066A, CMR940068A, CMR970136A, CMR980235A och CAI950086A, respektive. Övriga mineral omfattar muskovit, opaka, epidot, allanit, apatit, klorit, amfibol, titanit, turmalin, karbonat, oidentifierat, zirkon, prehnit och granat. K-fsp = kalifältspat, PLA = plagioklas, kva+fsp = kvarts + fältspat.

*Modal compositions of those samples of metavolcanic rock which are unaltered and coarse-grained enough to allow fairly reliable point-counting analysis. (Övriga=) other minerals include muscovite, opaques, epidote, allanite, apatite, chlorite, amphibole, sphene, tourmaline, carbonate, unidentified, zircon, prehnite, and garnet. K-fsp = K feldspar, PLA = plagioclase, kva + fsp = quartz + feldspar.*

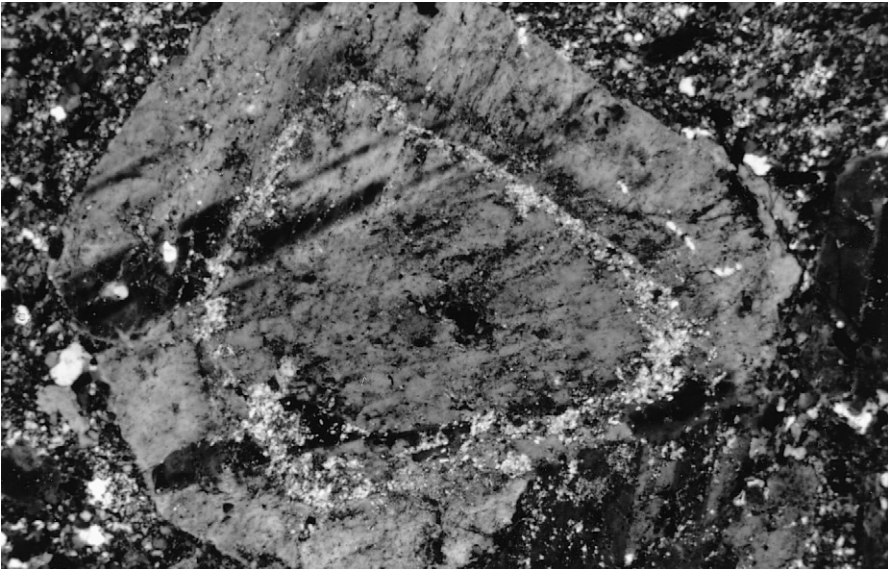


Fig. 10. Sericitiserad/saussuriserad plagioklas, vilket indikerar en zonering i det senare mineralet. Prov CMR940007A, 664794/154450. Vyn är 3 mm bred.

*Sericitized/saussuritized plagioclase showing zonation. The field of view is 3 mm across.*

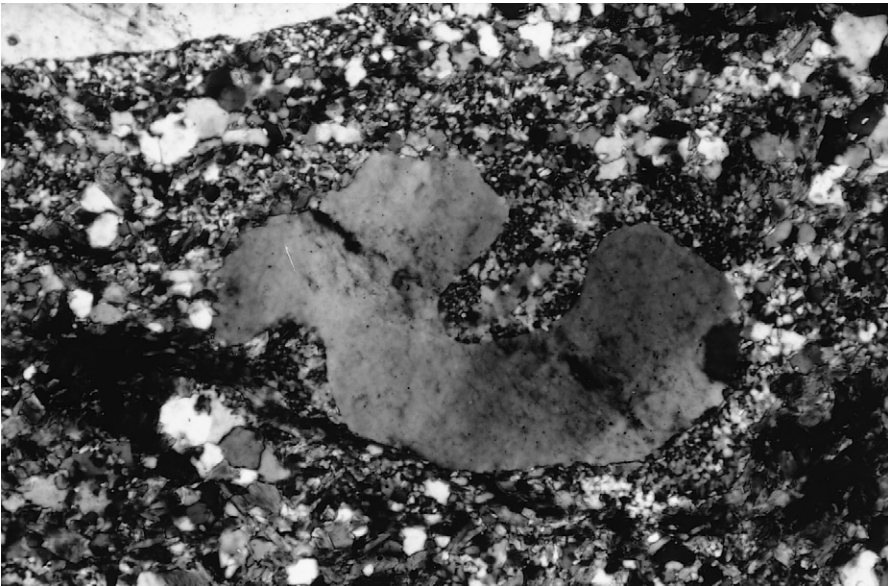


Fig. 11. Resorptionsbukter i kvarts. Prov CMR940007A, 664794/154450. Vyn är 2 mm bred.

*Resorption bays in quartz. The field of view is 2 mm across.*

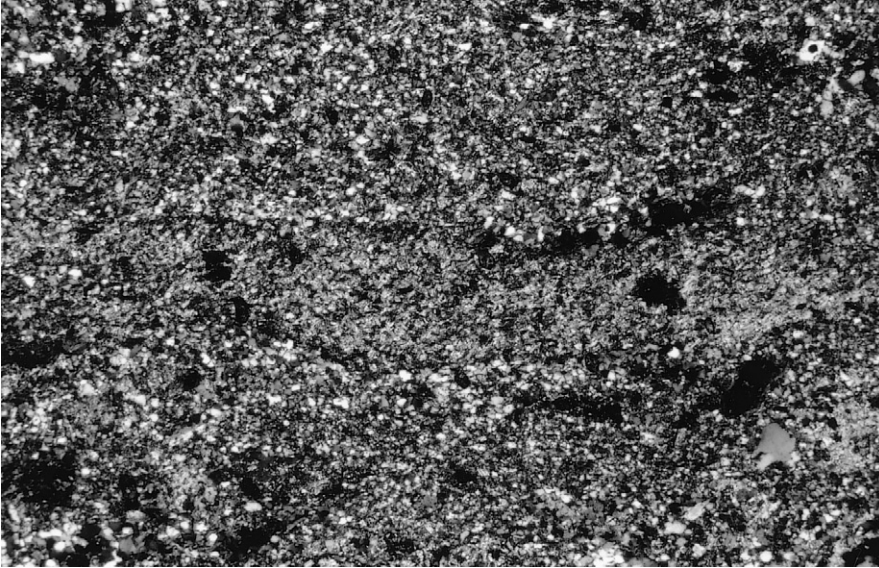


Fig. 12. Pimstensfragment i metavulkanisk tuff framträder p.g.a. sin högre glimmerhalt. Prov CMR940039A, 664922/154400. Vyn är 3 mm bred.

*Clast of pumice in metavolcanic tuff, which appears through its higher mica content. The field of view is 3 mm across.*

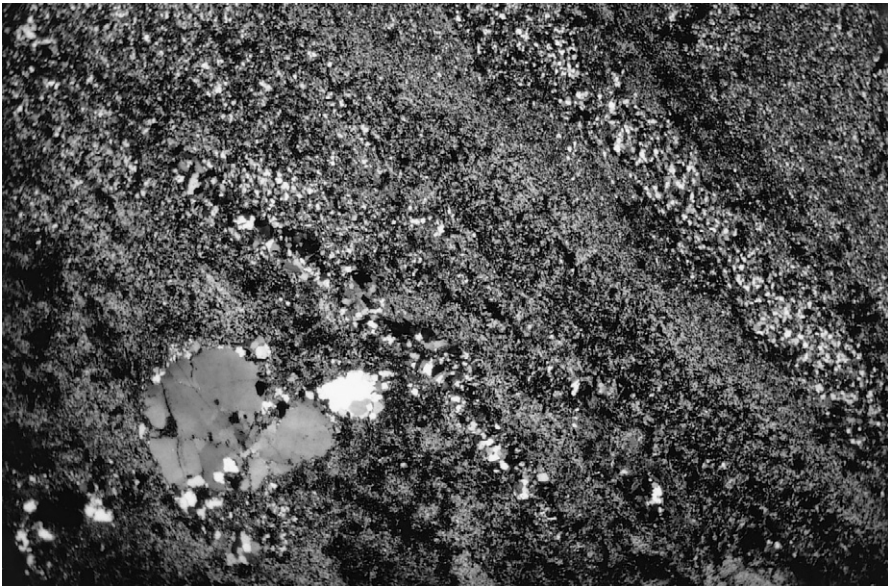


Fig. 13. Kontakt i mikroskala mellan intrusiv kvartsporfyry, med resorptionsbukter i kvarts och ask-siltsten (jfr fig. 7). Intrusionen medförde sericitomvandling. Prov CMR940068A, 664880/154164. Vyn är 10 mm bred.

*Intrusive contact in micro-scale between quartz porphyry, with resorptionbays in quartz, and volcanic ash-siltstone (cf. fig. 7). The process was accompanied by sericite alteration. The field of view is 10 mm across.*

## Metasedimentära bergarter

De metasedimentära bergarter, som växellagrar med vulkaniska siltstenar i Sandtorpsformationen är alla mer eller mindre dolomitiska karbonatstenar. Karbonatstenen är oftast oren med talrika skarniga inneslutningar och enskilda skarnmineral. På en del platser är bergarten mineraliserad med sulfider, huvudsakligen magnetkis men en del kopparkisrika partier har brutits. Mäktigheten hos enskilda karbonatbankar är i allmänhet liten, men brytning har ändå skett på vissa ställen.

Karbonatstenen i Finntorpsformationen är också övervägande dolomitisk, men det är troligt att den är en omvandlad kalksten eftersom gränsen mellan kalcit och dolomit är diskordant mot primära strukturer (fig. 14), dvs. är en omvandlingsgräns, och att dolomit troligen inte omvandlats hydrotermalt till kalcit. De primära strukturerna förekommer bl.a. i form av vackert utbildade stromatolitstrukturer (se även fig. 2), dvs. domformade kolonier av revbyggande alger, vilka visar att liv existerade vid tidpunkten för karbonatstenens bildning. Stromatolitdomerna har olika storlek och form beroende på olika vattenförhållanden, som djup, grumlighet, strömning etc. vid bildningen (S. Bull, muntl. medd. 1998), och anger otvetydigt uppåtriktningen i stratigrafin. Dolomitmarmorn har också skiktade partier av sannolikt omlagrat material. I dolomitmarmorn finns lokalt sprickor och breccieringar, vilka läkts med ren kalcit. I partier med skarnfläckar, vilka generellt består av Mg-rika mineral som tremolitisk strålsten och serpentin, är närmast omgivande karbonatsten kalcitisk till sammansättningen, s.k. ofikalcit.



Fig. 14. Diskordant gräns mellan dolomitisk (brunaktig färg) och kalcitisk (ljusgrå), stromatolitförande kristallin kalksten. 664668/154420. Pennan är 15 cm.

*Discordant boundary between dolomitic (brownish colour) and calcitic (light grey colour), stromatolitic marble. The pen is 15 cm.*

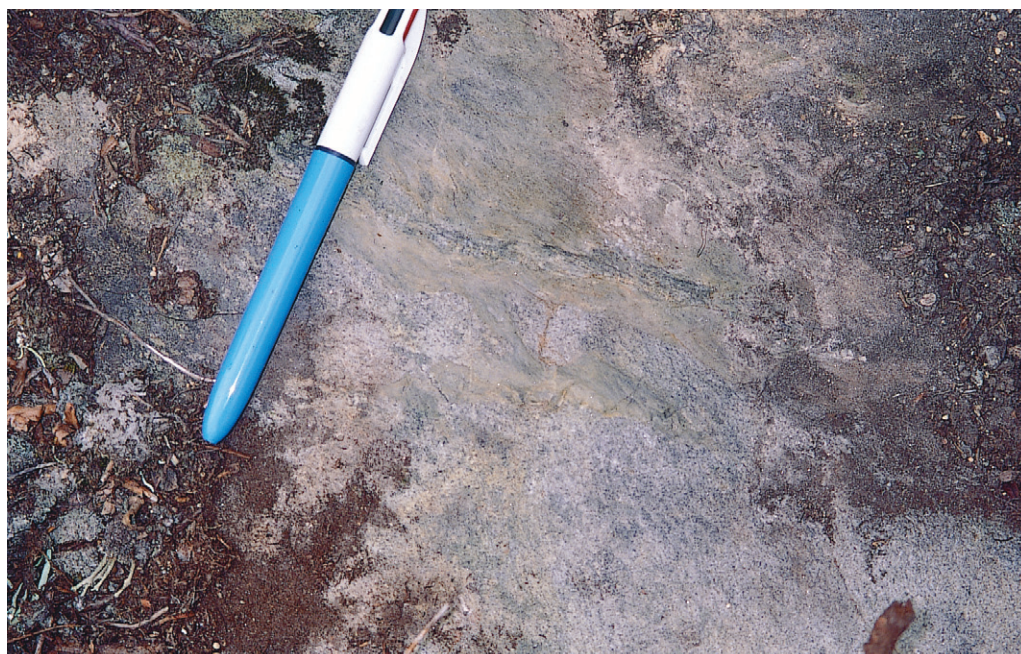


Fig. 15. Plymstruktur vari lera pressats upp i sand. Den blå spetsen på pennan (15 cm) pekar åt ursprunglig uppåtriktning.

*Plume structure in which clay was squeezed up into sand. The blue tip of the pen (15 cm) points towards younger beds.*

Östromformationens klastiska metasedimentära bergarter domineras helt av metagråvacka. Enstaka partier med arenitisk (sandig) eller lerig karaktär, som inte uppenbart utgör graderande led i en gråvackesekvens, kan observeras. I arenitiska lager kan lokalt graderad skiktning urskiljas. Plymstrukturer vid gränsen mellan ursprungligen sandiga och leriga skikt visar uppåtriktningen (fig. 15). Bergarterna är kraftigt veckade och lokalt är mer kompetenta arenitskikt boudinerade då de ligger i gråvacka (fig. 16). Lokalt ser arenitiska led ut som metavulkanit. Om den senare bergarten föreligger visar det att klastisk och vulkanisk sedimentation pågick samtidigt.

Lokalt innehåller gråvacke- och argillited porfyroblaster av cordierit eller pinnitiserade sådana. Lokalt är bergarterna ådrade (fig. 17).

Den modala sammansättningen hos några metasedimentära bergarter framgår av figur 18. I övrigt visar den mikroskopiska undersökningen att bergarterna lokalt har en tydligt omkristalliserad textur. Poikiloblaster av både muskovit och cordierit förekommer. Primära drag som rundade korn, litiska fragment och lagring framgår lokalt. Lagringen överpräglas av en eller två foliationer, där den senare foliationen krenulerar den äldre (fig. 19). Plagioklasen är sericitiserad-saussuritiserad och biotiten kloritiserad.



Fig. 16. Boudinage av sandigare skikt i gråvacka. Längs kontakten skedde skarnreaktioner. 664223/153673. Pennan är 15 cm.

*Boudinage of sandy bed in greywacke. Skarn-forming reactions occurred at the lithological interfaces. The pen is 15 cm.*



Fig. 17. Ådring i metagråvacka i vinkel mot lagringen. 662850/154084. Pennan är 15 cm.

*Veining of metagreywacke crosses bedding. The pen is 15 cm.*

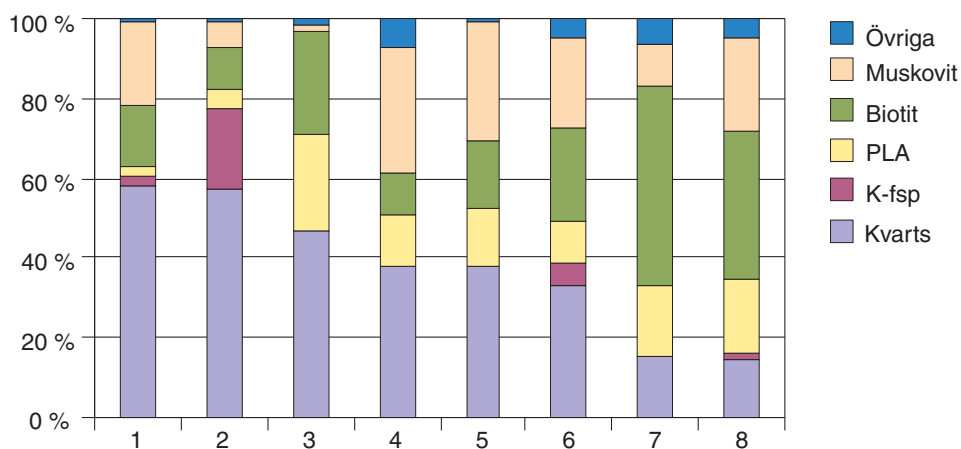


Fig. 18. Modalsammansättning hos några metasedimentära bergarter. Prover 1–8 motsvarar ENE98044A, CMR950088A, CMR970132B, CMR980249A, JCA950090A, JCA950124A, JCA950058A och ENE980038A, respektive. Övriga mineral är sericit, opaka, andalusit, cordierit, titanit, apatit, oidentifierat, klorit och zirkon. PLA = plagioklas, K-fsp = kalifältspat.

*Modal composition of some metasedimentary rocks. Övriga = other minerals include sericite, opaques, andalusite, cordierite, sphene, apatite, unidentified, chlorite, and zircon. PLA = plagioclase, K-fsp = K feldspar.*



Fig. 19. Lagring definierad av mer glimmerrikt skikt överpräglas av en parallell foliation som krenulerar den första. Prov CMR990290A, 664006/153816. Vyn är 3 mm bred.

*Bedding defined by more micaceous layer is superimposed by a parallel tectonic foliation and a second tectonic foliation crenulating the first. The field of view is 3 mm across.*

## Äldre metaintrusivbergarter och äldre gångbergarter

De äldre metaintrusivbergarterna dominerar stort i kartområdet. Deras sammansättning är övervägande granitisk, men underordnat förekommer tonalitiska, granodioritiska och mafiska bergarter. Noterbart är, att de felsiska leden innehåller mafiska xenoliter (fig. 20) och enklaver (fig. 21; *magma mingling*-struktur) av möjlig mafiskt till felsiskt material, det senare av samma typ som värdbergarten, men finkornigare. Mängden xenoliter är lokalt (t.ex. SV om Fotmossen, 9g) så hög att värdbergarten är finkornigare än annars, troligen på grund av kylda kontakter mot inneslutningarna. Frekvensen av mafiska inneslutningar tycks vara högre i närheten av diorit- och gabbrokroppar, och granitiska led övergår ofta i tonalitiska och enklavrika varieteter intill mafiter. Det visar att mafiska och felsiska led bildats ungefär samtidigt, men att de senare är något yngre eftersom de i förekommande fall intruderar de mafiska (fig. 22). Lokalt är granitiska till granodioritiska led porfyriska eller ögonförande (fig. 23). Både kalifältspat och plagioklas förekommer som strökorn.

Strukturellt är de äldre granitoiderna folierade och/eller stängliga, men kan lokalt, t.ex. öster om Sala (8–9j), vara massformiga.

I områdets södra delar förekommer granat lokalt i tonalitiska metagranitoider (fig. 24), sannolikt som ett uttryck för den högre metamorfa graden.

Öster om ytbergartstråket kring Sala domineras de äldre intrusivbergarterna av en röd till grå, medel- till finkornig, lokalt hornbländeförande, jämnkornig och i de flesta fall massformig (men lokalt stänglig) granit, som är åldersbestämd till 1891 milj. år (Ripa & Persson 1997). En granodioritisk varietet (s.k. Salagranit) från ett område strax nordväst om Sala har daterats till 1890 milj. år (Persson 1993).



Fig. 20. Xenolitförande metagranodiorit. 664745/152615. Linsskyddet är 6 cm.  
*Xenolith-bearing metagranodiorite. The lens cap is 6 cm.*



Fig. 21. Enklavförande, kvarts-fältspatporfyrisk metagranit. Möjligen är de mörkare inneslutningarna xenoliter. 664081/153814. Pennan är 15 cm.

*Enclave-bearing (magma mingling), quartz-feldspar phyric metagranite. The darker clasts may be xenoliths. The pen is 15 cm.*



Fig. 22. Äldre mafit ådras av äldre granit, vilket visar att felsiska plutoniska led är yngre än mafiska. 664876/153438. Linsskyddet är 6 cm.

*Older mafic rock veined by older granite, which shows that felsic plutonic varieties postdate mafic ones. The lens cap is 6 cm.*



Fig. 23. Fältspatporfyrisk metagranodiorit. 664607/153470. Pennan är 15 cm.  
*Feldspar phyrlic metagranodiorite. The pen is 15 cm.*



Fig. 24. Granatförande metatonalit. 662752/153344. Vyn är ca 10 cm bred.  
*Garnet-bearing metatonalite. The field of view is appr. 10 cm across.*



Fig. 25. Plagioklasporfyrisk, subvulkanisk metatonalit (-dacit). 664300/153649. Pennan är 15 cm.  
*Plagioclase phyrlic, subvolcanic metatonalite (-dacite). The pen is 15 cm.*

Bland annat vid Sättra brunn (7h) förekommer plagioklasporfyrisk, subvulkanisk metatonalit (-dacit; fig. 25), vilken är nära besläktad dels med den omgivande plutoniska metatonaliten, dels med några av de strökornsrika subvulkaniterna kring Sala. Vid Sättra brunn kan två foliationer observeras i subvulkaniten.

De äldre, granitoida intrusivbergarterna har genomgående låg magnetiserbarhet och mycket låg eller ingen magnetisk remanens. Det linjära sambandet mellan susceptibilitet och densitet indikerar att alla magnetiska egenskaper styrs av paramagnetiska mineral.

Äldre mafiter förekommer spritt inom området, men med en viss koncentration i de norra delarna. De är svarta till svart-vita, fint medel- till medelkorniga och lokalt till synes massformiga. De innehåller xenoliter, bl.a. av amfibolit. Väster om Hylla (8h) finns en bandning som kan vara magmatisk lagring i bergarten.

Tunna (meterskala) amfibolitiska gångar förekommer i kartområdets södra delar. Lokalt omges de av parallella gångar med finkorniga och felsiska bergarter. Tillsammans bildar gångbergarterna förmodligen s.k. blandade gångar (*composite dykes*; fig. 26). Gångarnas strykning är parallell med den strukturella trenden i området (se nedan).

Gångbergarterna intruderade de äldre intrusivbergarterna. Lokalt (t.ex. på 5f) är det dock på grund av deformationsgraden svårt att avgöra om värdbergarten till gångarna är äldre eller yngre (se nedan) granit. Den magmatiska aktiviteten i samband med bildningen av de äldre intrusivbergarterna måste alltså ha skett i åtminstone två pulser. I den första pulsen bildades de mafiska intrusivbergarterna och associerade felsiska bildningar, i den andra pulsen bildades de mafiska gångarna, lokalt med felsiska följeslagare.



Fig. 26. Cm-tunna metaaplitgångar (ljusa) och dm-breda amfibolitgångar (mörkgrå) tillsammans genom metagranodiorit (under bl.a. pennan (15 cm)). S.k. blandade gångar. 662930/152906.

*Cm-scale dykes of meta-aplite (light colour) and dm-scale dykes of amphibolite (dark grey) coexist (composite dykes) cutting a metagranodiorite (under pen (15 cm)).*

Amfibolit förekommer relativt rikligt bl.a. N om Stävresjön (9g) antingen som gångar eller xenoliter.

De äldre intrusivbergarternas, inklusive gångbergarternas, modalsammansättning framgår av figurerna 27–29 (för djupbergarter har slip endast gjorts av relativt finkorniga och ej grovporfyriska varieteter eftersom den begränsade slipytan inte kan anses vara representativ för grovkorniga bergarter). De undersökta proverna har en grundmassa på 0,1–4 mm. Strökornen är 1–7 mm stora och består av kalifältspat i granit till granodiorit, av plagioklas i tonalit till mafit och av pyroxen (uralit) i mafit. Plagioklasens sammansättning varierar från albit i granit via oligoklas i granodiorit och andesin i tonalit till oligoklas-andesin till labradorit i mafit. Man måste dock beakta det faktum att en eventuell sericit-saussuritomvandling höjer albithalten i resterande plagioklas då processerna i huvudsak drabbar anortitkomponenten (Ferry 1979), och att bergarterna är omvandlade av dessa processer i varierande hög grad. Primära texturer som observerats är ojämnkornig, jämnkornig, porfyrisk, pertitisk, antipertitisk, myrmekitisk och seriat. Noterbart är att en del prover, speciellt mafiska, kan vara välbevarade, med t.ex. opåverkad olivin. Ett primärt drag är också att plagioklasen är zonerad, vilket huvudsakligen visar sig i varierande sericitiserings- och saussuritiseringsgrad. Sekundära texturer är undulös utsläckning i kvarts, subkornbildning i kvarts (men inte i fältspat), omkristallisation, granoblastisk, zonerad i epidot och porfyroblastisk. Porfyroblaster är granat, vilken i mer mafiska varieteter (tonalit-mafit) verkar växa på bekostnad av kloritiserad biotit, hornblände och delvis plagioklas. Granaterna är kvartspoikiloblastiska och eventuellt bildar mineralreaktionerna också kvarts. Övriga

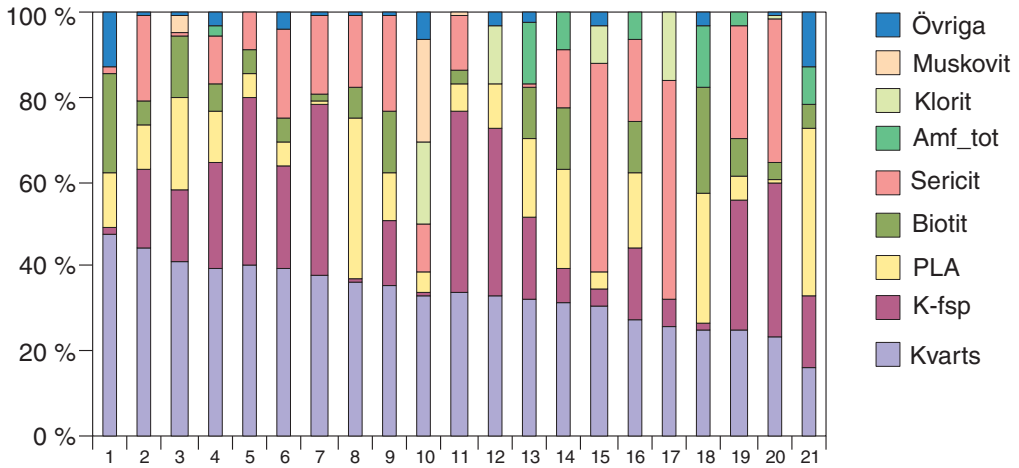


Fig. 27. Modalsammansättning hos äldre metagranitoider. Prov 1–21 motsvarar JCA950048A, JCA950106A, ENE980026A, GOB940143A, GOB940161A, CMR940006A, CMR940005A, CAI940015A, JCA950030A, CAI950058A, CAI940015B, CAI940041A, JCA950097B, CAI950069A, ENE980029A, CAI950099A, CAI950064A, CMR950108A, GOB940001A, ENE980008B och CAI940016A, respektive. Övriga mineral är epidot, allanit, apatit, opaka, oidentifierat, titanit, prehnit, granat, zirkon, karbonat och klinopyroxen. Amf\_tot = amfiboler, PLA = plagioklas, K-fsp = kalifältspat.

*Modal compositions of older metagranitoids. (Övriga=) other minerals include epidote, allanite, apatite, opaques, unidentified, sphene, prehnite, garnet, zircon, carbonate, and clinopyroxene. Amf\_tot = amphiboles, PLA = plagioclase, K-fsp = K feldspar.*

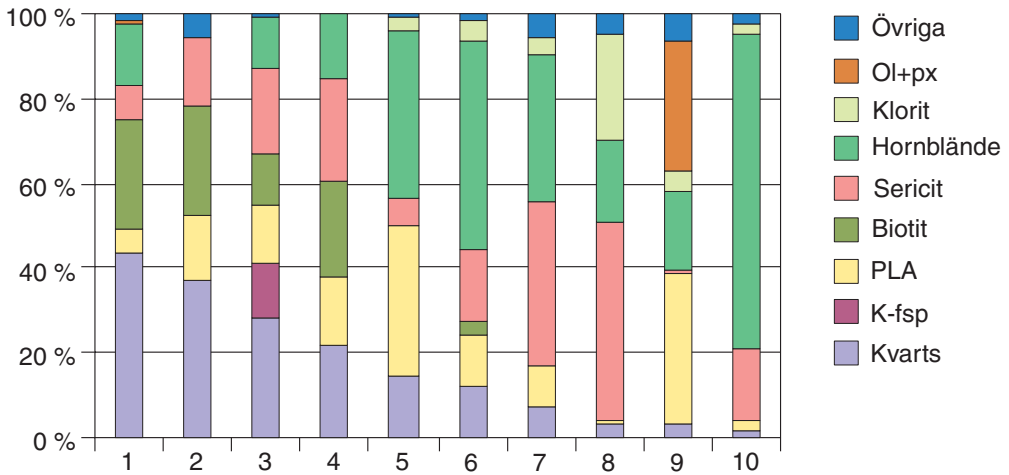


Fig. 28. Modalsammansättning hos äldre mafiska metaplutoniter. Prov 1–10 motsvarar JCA950057A, JCA950104A, JCA950097A, CAI940024A, GOB940089A, JCA950004A, JCA950115B, GOB940113A, CMR940008A och GOB940163A, respektive. Övriga mineral är muskovit, epidot, allanit, apatit, opaka, oidentifierat, titanit, prehnit, granat, aktinolit, zirkon och karbonat. Ol+px = olivin + pyroxen, PLA = plagioklas, K-fsp = kalifältspat.

*Modal composition of older metamafic plutonic rocks. (Övriga=) other minerals include muscovite, epidote, allanite, apatite, opaques, unidentified, sphene, prehnite, garnet, actinolite, zircon, and carbonate. Ol+px = olivine + pyroxene, PLA = plagioclase, K-fsp = K feldspar.*

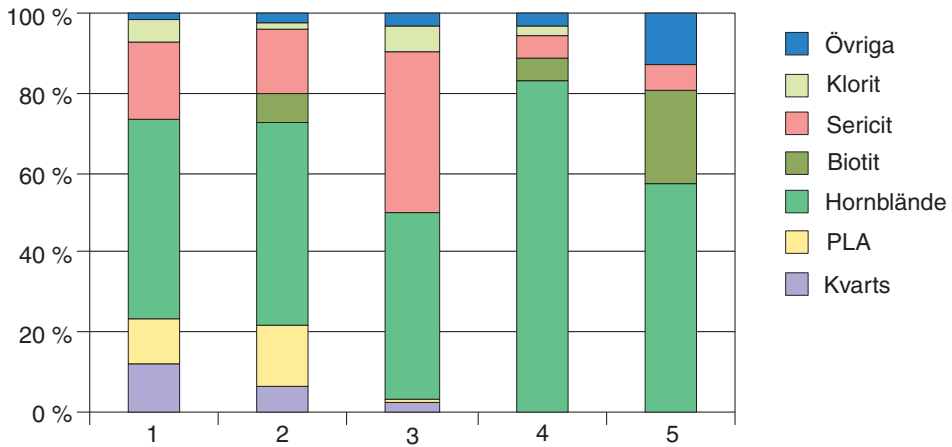


Fig. 29. Modalsammansättning hos amfiboliter. Prov 1–5 motsvarar CAI940012B, JCA950106B, ENE980008A, CAI950082A och ENE980039A, respektive. Övriga mineral är allanit, apatit, opaka, muskovit, oidentifierat, titanit, prehnit och karbonat. PLA = plagioklas.

*Modal composition of amphibolites. Övriga= other minerals include allanite, apatite, opaques, muscovite, unidentified, sphene, prehnite, and carbonate. PLA = plagioclase.*

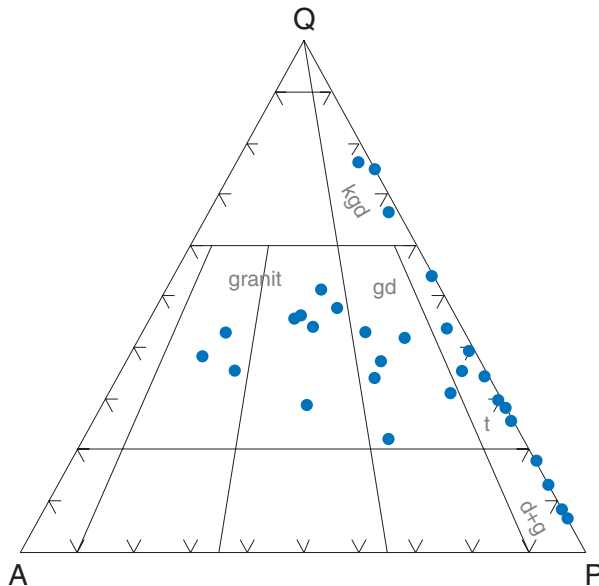


Fig. 30. QAP-diagram (Q = kvarts, A = alkalifältspat, P = plagioklas) enligt Streckeisen (1976) för de äldre intrusivbergarterna (inkl. amfiboliter). Vid plotningen har all albit, sericit och saussurit räknats som plagioklas. gd=granodiorite/granodiorite, t=tonalit/tonalite, kgd=kvartsgranodiorit/quartz granodiorite, d+g=diorit+gabbro/diorite+gabbro.

*QAP diagram for the older intrusive rocks (incl. amphibolites). All albite, sericite, and saussurite has been considered as plagioclase.*

observerade mineralreaktioner är sericitisering och saussuritisering av plagioklas, kloritisering av biotit och hornblände, prehnitomvandling av biotit och klorit, epidotomvandling av saussurit och biotit, allanitomvandling i biotit, uralitisering av pyroxen och muskovitväxt på sericit. Bergarterna i slipproven har massformiga, folierade eller gnejsiga strukturer.

I QAP-diagram (fig. 30; Streckeisen 1976) plottar de äldre intrusivbergarterna (inkl. amfiboliter) enligt en subalkalin trend från diorit-gabbro via tonalit och granodiorit till granit. Några prover är så kvartsrika att de plottar i kvartsgranodioritfältet.

## Yngre, syn- till senorogena magmatiska bergarter

I kartområdets södra och sydvästra delar förekommer syn- till senorogena svekokarelska graniter och granit-, aplit- och pegmatitgångar. Pegmatit bildar även större kroppar vari den lokalt övergår i granit. I gångform övergår lokalt aplit och pegmatit i varandra. De yngre magmatiska bergarterna är i allmänhet massformiga och klipper omgivande tektoniska strukturer. Ställvis visar de tecken på foliation eller stänglighet. Vissa gångbergarter är parallella med omgivande tektoniska strukturer och boudinerade.

Intrusionen längst i sydväst (5f–g) domineras av röd, medel- till grovkornig, kalifältspatporfyrisk till lokalt jämnkornig, yngre granit av s.k. Fellingsbrotyp. Den ingår i det s.k. Lisjömassivet, vilket daterats till 1770–1779 milj. år (Öhlander & Romer 1996). Mot norr är bergarten lokalt finkornigare, mer allmänt jämnkornig, lokalt stänglig och lokalt blekare till färgen. Bergarten har en distinkt, men tunn (1–2 cm; fig. 31) kylkontakt mot äldre granitoider. Norr härom (6–8f), längs områdets västra begränsning är berggrunden omväxlande dominerad av yngre graniter med xenoliter av äldre berggrund och av rikligt ådrad eller gånggenomsatt äldre granitoid. Lokalt bildar de yngre bergarterna kroppar som är stora nog att visas i den aktuella kartskalen. Graniten är i dessa områden övervägande jämnkornig, relativt finkornig och av s.k. Stockholms- till Malingsbotyp.

Den yngre graniten innehåller lokalt centimeter- till meterstora mafiska fläckar (fig. 32). De senare består huvudsakligen av biotit eller av plagioklas och biotit/hornblände. Det är oklart om de utgör restiter eller enklaver. Pegmatit kan innehålla decimeterstora turmalinkrystaller. I fältspatgruvan vid Hylla (8h) innehåller pegmatiten rikligt med bergbeck i drusrum och sent bildad granat. Lokalt har pegmatiterna skriftgranitisk textur (fig. 33).

De yngre intrusivbergarternas modala sammansättning framgår av figur 34. Liksom för de äldre plutoniterna är grovkorniga varieteter underrepresenterade bland proverna (se ovan). Grundmassans kornstorlek är 0,5–6 mm och texturen är ojämnkornig till jämnkornig till porfyrisk. Andra primära texturer är granofyr (fig. 35), myrmekit och pertit. Kvartsen är undulös. Observerade mineralreaktioner som ägt rum är sericitisering och saussuritisering av plagioklas, kloritisering av biotit, nedbrytning av biotit till muskovit+opaka mineral+/-epidot, prehnitbildning i biotit och omkristallisering av sericit till muskovit.

I QAP-diagram (fig. 36; Streckeisen 1976) plottar de flesta proverna som granit.

Med avseende på komponenterna K, U och Th skiljer sig graniten längst i sydväst (5f–g) (Fellingsbrotyp) något från den finkornigare graniten (Malingsbotyp) i norr (6f–7f) genom en högre andel av torium. Det är anmärkningsvärt att förhållandet mellan uran och torium är mer



Fig. 31. Kontakt mellan äldre, folierad och yngre, massformig granit (Lisjögranit). 662765/152525. Pennan är 15 cm.

*Contact between older, foliated and younger, massive granite (Lisjö-type). The pen is 15 cm.*



Fig. 32. Biotitrikare parti i Lisjögranit. Det är oklart om dessa partier utgör restiter eller enklaver. 662706/152640. Pennan är 15 cm.

*Biotite-rich part in Lisjö-type granite. It is uncertain whether parts like this constitute restites or magma mingling enclaves. The pen is 15 cm.*

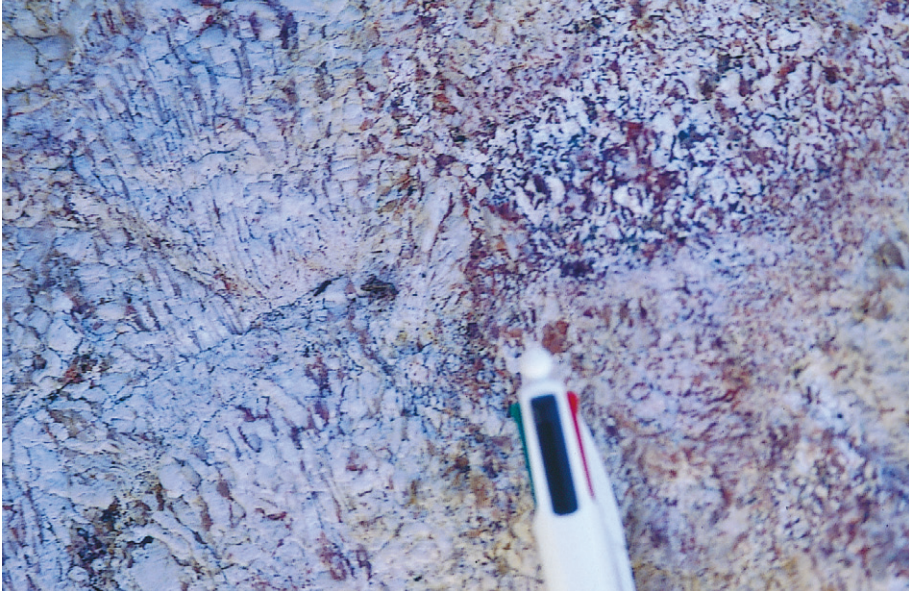


Fig. 33. Skriftgranitisk textur i yngre pegmatit. 664358/152502. Vyn är ca 10 cm bred.  
Graphic texture in younger pegmatite. The field of view is appr. 10 cm across.

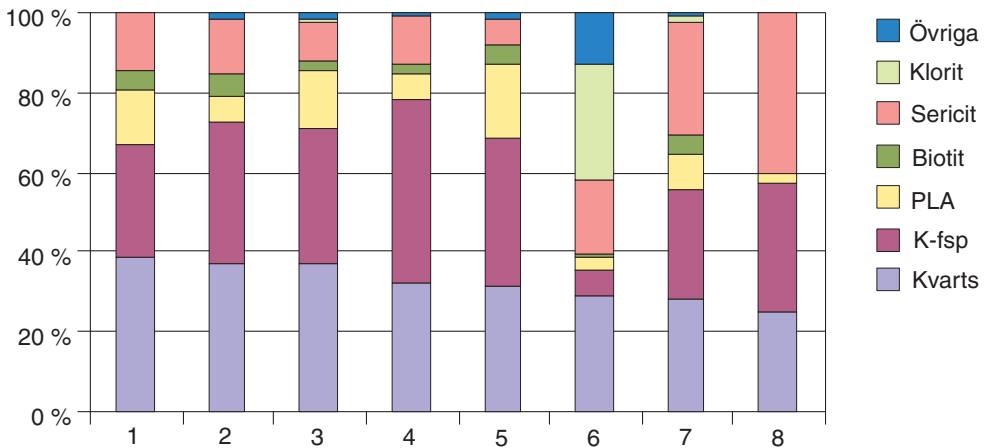


Fig. 34. Modalsammansättning hos yngre graniter. Prov 1-8 motsvarar CMR980224A, CMR940003A, CMR940004A, JCA950023A, LUK981038, CAI940040A och CMR940002A, respektive. Övriga mineral är muskovit, allanit, epidot, oidentifierat, zirkon, apatit, opaka och karbonat. PLA = plagioklas, K-fsp = kalifältspat.

Modal composition of younger granites. (Övriga=) other minerals include muscovite, allanite, epidote, unidentified, zircon, apatite, opaques, and carbonate. PLA = plagioclase, K-fsp = K feldspar.

eller mindre konstant i de här nämnda yngre graniterna inklusive Solingetypen (se avsnittet "Allmän geofysik"). I ögonförande granit varierar den magnetiska susceptibiliteten från varieteter med ljus till sådana med mer biotitrik grundmassa från 30 till 300 ( $\cdot 10^{-5}$  SI).

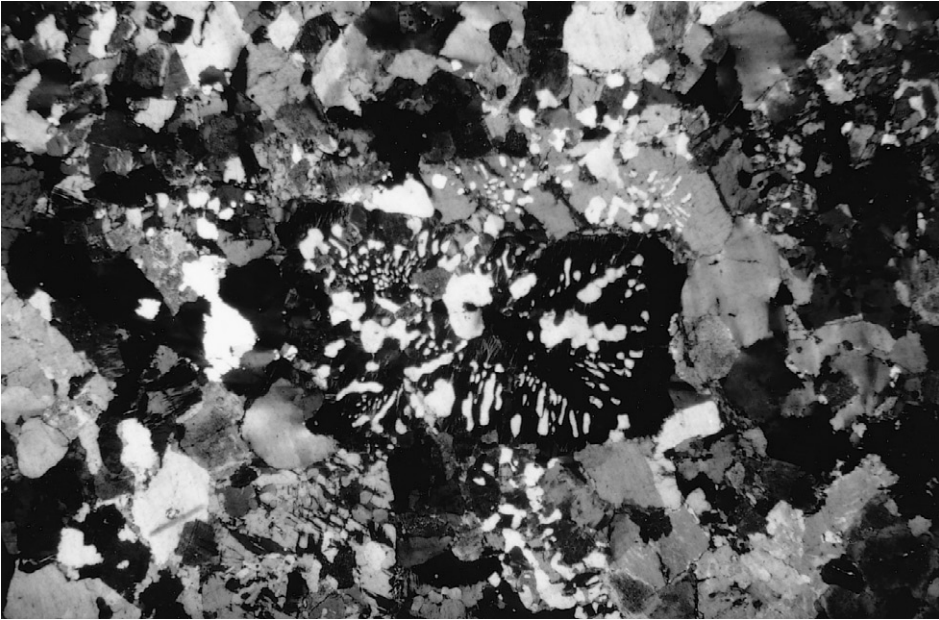


Fig. 35. Granofyrisk textur i yngre granit. Prov CMR940004B, 663077/152592. Vyn är 10 mm bred.  
*Granophyric texture in younger granite. The field of view is 10 mm across.*

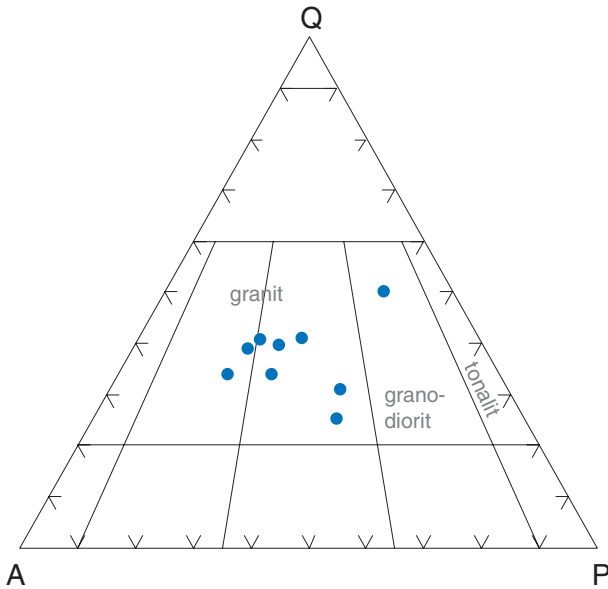


Fig. 36. QAP-diagram (Q = quartz, A = alkalifältspat, P = plagioklas) enligt Streckeisen (1976) för yngre graniter. Vid plotningen har all albit, sericit och saussurit räknats som plagioklas.

*QAP diagram for younger granites. All albite, sericite, and saussurite has been considered as plagioclase.*

## Diabasgångar

Förutom en VNV-ligt strykande och relativt mäktig (ca 100 m) diabasgång vid Köpalla (9j) har ett antal ONO-ligt strykande, decimeter- till meterbreda gångar observerats i Tistbrottet (8i) och väster därom.

Den magnetiska anomalikartan avslöjar flera diabasgångar, som stryker i nord-sydlig riktning, men som endast har kunnat observeras i fast klyft i angränsande kartområden. Jorddjupet till diabashällarnas överytor torde ligga mellan 20 och 30 meter.

Det är vanskligt att med utgångspunkt från någon enskild eller några få gångars riktning uttala sig om vilken generation av diabaser den/de tillhör. Sannolikt tillhör dock de båda i håll observerade gångriktningarna i Köpalla och Tistbrottet samma generation, nämligen en i huvudsak öst-västligt strykande, ca 1530 milj. år gammal (Patchett 1978; Rb-Sr mineralanalys) svärm. De mer nord-sydligt strykande, endast geofysiskt indikerade diabaserna är troligen ca 950 milj. år gamla (Patchett 1978; Rb-Sr mineralanalys).

Endast ett diabasprov är grovkornigt nog för att kunna analyseras med hjälp av tunnslip och mikroskop. Mineralogiskt består det av plagioklas (andesin-labradorit), klinopyroxen, klorit, sericit/saussurit, opakmineral och allanit eller titanit. Bergarten är finkornig med pyroxenkristaller <3 mm. Texturen är oftisk till subofitisk med plagioklaslister både helt och delvis inneslutna av pyroxen. Sericit och/eller saussurit växer på plagioklas.

## METAMORFOS

Berggrundens metamorfa grad är relativt låg i områdets nordöstra delar, men ökar mot söder och väster. Den torde ligga i intervallet undre till övre amfibolitfacies. Detta grundas på att mycket (till relativt) välbevarade metavulkaniter och metasedimentära bergarter finns vid Sala, medan tämligen svårbestämda och genomgående omkristalliserade ytbergarter, lokalt med porfyroblaster av andalusit eller cordierit (de senare pinnitiserade), förekommer i metasedimentära bergarter i områdets södra delar. I djupbergarterna kan man inte se någon lika tydlig metamorf förändring, men tonalitiska och mafiska led är lokalt granatförande i de mer högmetamorfa områdena. Metamorfosen drabbade ytbergarterna och de äldre intrusivbergarterna inklusive mafiska (och felsiska) gångar, medan de yngre graniterna, apliterna och pegmatiterna bildades genom anatektiska processer under metamorfosen. Diabaserna bildades senare.

Sammansättningen hos de rödaktiga granater som förekommer i metatonaliter har inte bestämts. Det faktum att granat inte uppträder i mer felsiska varieteter antyder att det är halten av element med mer mafisk affinitet, som Ca, Al, Mg och Fe (+Mn), som stabiliserar mineralet. Detta stöds av observationer i slip där granat företrädesvis ser ut att växa på t.ex. hornblände, kloritiserad biotit och i mindre utsträckning på plagioklas, medan eventuell kvarts kvarstår som poikilitiska inneslutningar (och nybildningar?) i granaten. Det torde alltså röra sig huvudsakligen om almandinggranat, möjligen med grossular- och pyropkomponenter.

Förekomsten av andalusit och cordierit i metagråvacka och almandinggranat i metatonaliter tyder på metamorf mediumgrad, vilket i stort sett motsvarar amfibolitfacies (Winkler 1979).

Ådergnejsbildning förekommer i metagråvacka inom kartområdet 11G Västerås SO (Arnbom 1999), men ådring har bara observerats vid Nygård (8h) och norr om Ö. Munga (5i;

fig. 17) inom det nu undersökta området. Arnbom (1999) noterade förekomst av sillimanit (fibrolit) i Västeråstrakten. Den metamorfa graden ökar alltså (åtminstone temperaturmässigt) ytterligare åt söder.

## STRUKTURER

De välbevarade ytbergarterna vid Sala (8–9i; speciellt Finntorpsformationens bergarter) har flackt till medelbrant mot nordväst (ev. även åt sydost) stupande veckaxlar i trakten kring Sala gruva (fig. 37). Uppåtbestämningar antyder att ett antal syn- och antiklinaler bör föreligga. Strax norr härom stryker dock alla lager ungefär mot nordost. Ett antal subvulkaniska intrusioner och äldre plutoniter intruderade ytbergarterna (tillhörande Sandtorps- och Finntorpsformationerna) i området mellan Sala gruva (8i) och Sandtorpsbergen (9i), vilket ger en komplicerad vecktekonik. Vulkaniterna i området nordväst om Sandtorpsbergen tillhör Sommarhagsformationen och utgör sydöstra skänkeln i en mot nordost strykande synklinal vars nordvästra skänkel ligger i kartområdet 12G Avesta SO (Ugglebo-Stensjöområdet; se Stephens m.fl. 2000). Alla övriga vulkanitförekomster torde också tillhöra Sommarhagsformationen (eller möjligen Eklövstorps-) och i området kring Ransta (6j) föreligger sannolikt en synklinal struktur.

I områdets nordöstra delar domineras de tektoniska strukturerna av en nordostligt strykande och brant stupande, penetrativ foliation. I mer välbevarade bergarter kan man se att det är en S2-foliation eftersom den överpräglar en äldre tektonisk struktur. S1-foliationen är ungefär NNO-ligt strykande längst i norr, medan den längre söderut, i Ranstatrakten (6j) och VNV härom mot Sätra brunn (7h), är nordlig eller nordvästlig. Det innebär att en storskalig D2-struktur, med S2 som axialplansfoliation, veckar S1-foliationen. F2-veckningen ger sannolikt de böjda former som vulkanitstråket från norr om Sala till öster om Ransta och Östromformationens bergarter norr om Sätra brunn har.

Söder om en linje ungefär från strax norr om Ransta mot Sätra brunn och vidare mot VNV är en VNV-lig foliation starkt utvecklad och i allmänhet den enda urskiljbara planstrukturen. Den åtföljs lokalt av en stänglighet vars strykning är ungefär parallell med foliationen, men vars stupningsriktning varierar från OSO till VNV. Dessa strukturer överpräglar ovannämnda S2-foliation. Bland annat förekommer skjuvband som är relaterade till den VNV-liga foliationen. Den senare är alltså ett sent uttryck av D2 eller en D3-struktur.

De syn- till senorogena magmatiska bergarterna i områdets södra och västra delar är generellt sett massformiga, men där de har en struktur är denna parallell med den ovannämnda dominerande VNV-liga foliationstrenden, vilken alltså också är syn- till senmetamorf. Pågående fältarbete i kartområdet 11G Västerås NV visar att den VNV-liga trenden (S3?) i viss utsträckning påverkat t.o.m. granit av Fellingsbrotyp, medan den ONO-liga foliationen (S2) bara kan observeras lokalt i granit av Malingsbo- till Stockholmstyp. Ställvis är de syn- till senmetamorfa strukturerna associerade med kvartsbrecciering, vilket visar att deformationen tidvis varit mera spröd till karaktären.

Enstaka zoner av den VNV-liga foliationen förekommer också norr om det egentliga utbredningsområdet. Strax söder om det mafiska massivet nordväst om Ljömsebosjön (9g) finns en distinkt plastisk skjuvzon med denna riktning. I området mellan Silvköparen och Långforsen



Fig. 37. F2-veck i något skarnomvandlad, dolomitisk kristallin karbonatsten och skikt av vulkanisk ask-siltsten (hällflinta). Veckaxeln stupar 20–40° åt 328° (ung. åt NV). Finntorpsbrottet (8i). 664250/154250. Pennan är 15 cm.

*F2-fold in slightly skarn-altered, dolomitic marble and bed of volcanic ash-siltstone. The fold axis plunges 20–40° toward 328° (appr. towards NW). The pen is 15 cm.*

(9h–i) är den dominerande foliationen VNV-lig.

Från Silvköparen (9h) i SSO-lig riktning över Hyttskogen och Lilla Stampers (8i) till Kivsta (7i) går ett km-brett stråk med zoner som visar stark deformation av berggrunden. Bergarterna är kraftigt folierade och lokalt fyllonitiserade till mylonitiserade. Från Kivsta och söderut är zoner inte blottade, så stråkets fortsättning är okänt. Deformationen krenulerar lokalt en äldre foliation, som mest troligt är S2, och bör därför vara åtminstone en D3-struktur. Den s.k. Storgruveskölen i Sala gruva (8i) är till strykningen parallell med zonerna och kan vara relaterad till samma deformationsfas.

Ett antal deformationszoner av sprödare karaktär, t.ex förkastningar och kvartsläta eller oläta sprickor, förekommer också inom området. Vidare finns lokalt utbildad en diffusare, ej helt penetrativ foliation (s.k. *spaced cleavage*) i riktningar parallella med D1–3-strukturerna ovan. I området norr om Långforsen (9i) är skarn- och kvartsaggregat vanliga i de metavulkaniska bergarterna. De förefaller primärt ha varit sprickfyllnader och deras deformationsgrad antyder att de är tidiga, kanske synvulkaniska till tidigt epigenetiska bildningar.

Utbredningen av samtliga deformationszoner inom området baseras på en kombination av fältobservationer och geofysiska och topografiska data.

## GEOKEMI

Ett antal kemiska analyser av bergarterna har gjorts (tab. 1–3). Analyser av bergarter inom kartområdet presenterades också av Berthier (1827), Gumaelius (1868), Sjögren (1910) och Högberg (1953). Kemiska analyser av Lisjögraniten finns i Öhlander & Romer (1996).

Metavulkaniternas kemiska sammansättning anges i tabell 1. Enligt diagrammet i figur 38a (Winchester & Floyd 1977) beskriver de en i huvudsak subalkalin trend med alla sammansättningar från basalt till ryolit. Volymsmässigt är dock kartområdets metavulkaniter dominerade av ryolitisk sammansättning även om dactiska varieteter är vanligare här än i Bergslagens västligare delar (se t.ex. Allen m.fl. 1996; Ripa 1998). Figur 38b (Hughes 1973) visar att metavulkaniterna utsatts för omvandling, åtminstone avseende alkalielementen Na och K. Framförallt verkar mer mafiska varieteter ha kaliumanrikats. De metavulkanitprover som enligt figur 38b har normala magmatiska sammansättningar visar i figur 38c (Peacock 1931) en kalkalkalin trend.

Ett antal metavulkaniter har i fält klassats som metadaciter och någon som metabasit. Deras SiO<sub>2</sub>-halter (tab. 1) och låga Mg-tal, de senare i genomsnitt 0,46, visar att bergarterna är fraktionerade. I kondritnormaliserade diagram (fig. 39a–b; Thompson m.fl. 1984, Sun & McDonough 1989) framgår fraktioneringen av låga Ba-, Ti-, Sr- och Eu-halter; de förra två halterna tyder på biotit- och de senare två på plagioklasfraktionering. De låga Mg-talen pekar på att någon Mg-rik fas, t.ex. olivin, har fraktionerats. Låga Nb-halter brukar tolkas som kontaminering genom kontakt med material från den undre jordskorpan (se t.ex. Wilson 1989), men kan möjligen till en del bero på fraktionering av Ti+Nb-förande mineral. La/Yb-kvoten på i genomsnitt 10,1 visar också att bergarterna är fraktionerade.

I figurer 39c–d (Pearce m.fl. 1984, Sun & McDonough 1989) har sammansättningen hos ryolitiska metavulkaniter plottats. I det förra diagrammet visar bergarterna en sammansättning som mest liknar den hos graniter bildade i s.k. vulkaniska öbågar (*volcanic arc granites*; se Pearce m.fl. 1984), dvs. bergarter bildade i en subduktionzonmiljö. I figur 39d ses en accentuering av Eu-anomalin på grund av ytterligare plagioklasfraktionering jämfört med de mer mafiska varieteterna (fig. 39b). La/Yb-kvoten är högre (genomsnitt 14,8) än i de mer mafiska varieteterna ovan.

Den kemiska sammansättningen hos äldre intrusivbergarter visas i tabell 2. Tabellen omfattar också prover som kommer från metamafiter med osäkert ursprung. I en plott (fig. 40a; Winchester & Floyd 1977) företer de äldre intrusiva bergarterna en subalkalin trend. I diagrammet dominerar prover av granodiorit-tonalit och mafit, men i verkligheten domineras kartområdet av bergarter med granitiska sammansättningar. De äldre plutoniterna har utsatts för kaliumomvandling (fig. 40b; Hughes 1973). De prover som enligt figur 40b har normala magmatiska sammansättningar har plottats i figur 40c (Peacock 1931), och visar där kalkalkalin affinitet.

Mafiska varieteter av de äldre intrusivbergarterna företer en rörig bild när de plottas i diagram (s.k. *spidergrams*) enligt Thompson m.fl. (1984; fig. 41a). Bergarterna har låga halter av Ba, Th, Nb, Ta och delvis Zr. Sannolikt beror detta till en del på att magmorna kontaminerats på väg genom den undre skorpan (se Wilson 1989). Den låga Zr-halten, och därmed i viss mån även de låga Nb- och Ta-halterna, i vissa prov kan bero på zirkonfraktionering. De mafiska intrusivbergarterna har i genomsnitt ett Mg-tal på 0,55, vilket antyder fraktionering av någon Mg-rik fas. Två prover som kemiskt avviker från de övriga kan noteras i figur 41a. Det ena

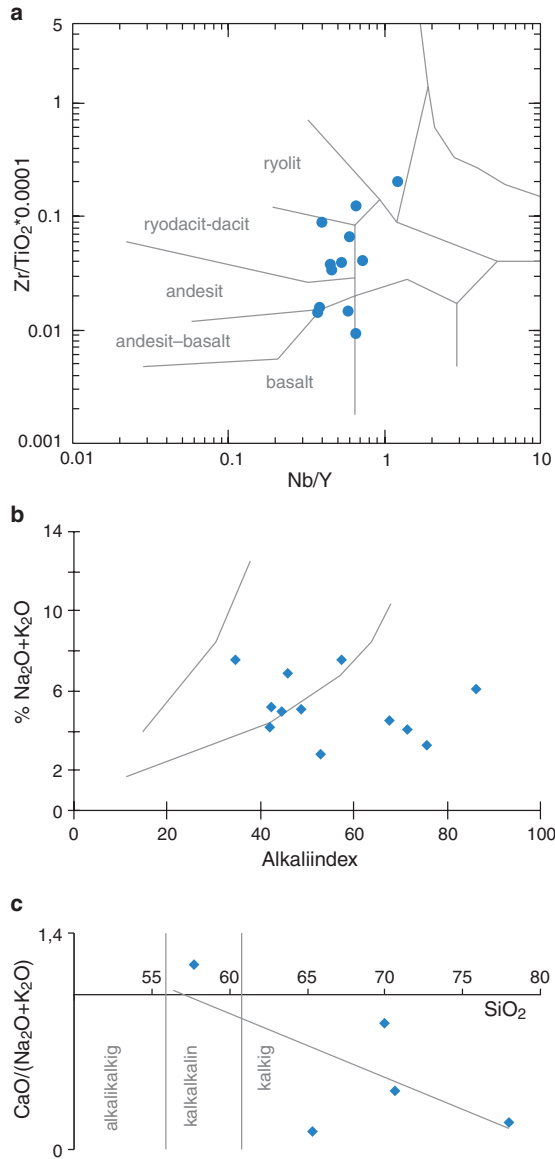


Fig. 38. a) Kemisk bergartsklassificering enligt Winchester & Floyd (1977) av metavulkaniter.

*Chemical classification of metavolcanic rocks.*

b) Alkalisammansättning enligt Hughes (1973) hos metavulkaniter. Linjerna i diagrammet innesluter normala magmatiska sammansättningar. Alkaliindex =  $100K_2O/(Na_2O+K_2O)$ .

*Alkali variations of metavolcanic rocks. The lines of the diagram bound the range of normal igneous compositions.*

c) Alkalikalkdiagram modifierat efter Peacock (1931) för metavulkaniter. Endast de prov som har normal magmatisk sammansättning enligt fig. 38b har plottats. Regressionslinjen är beräknad med hjälp av Excel.

*ALI diagram for the metavolcanic rocks showing normal igneous compositions in fig. 38b. The regression line is calculated using Excel.*

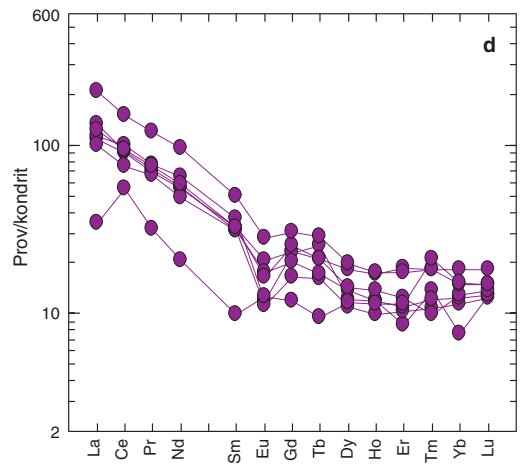
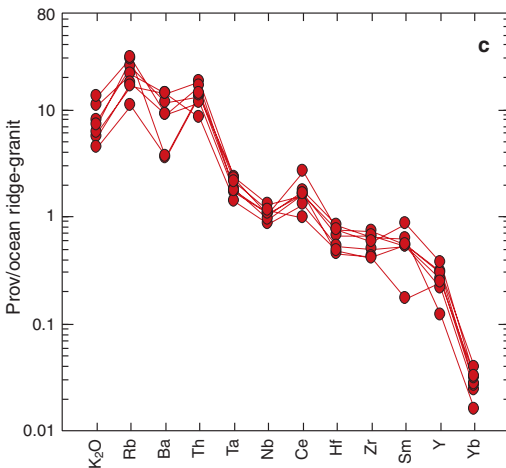
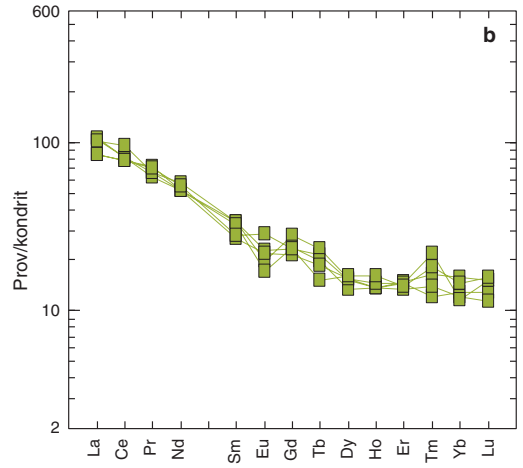
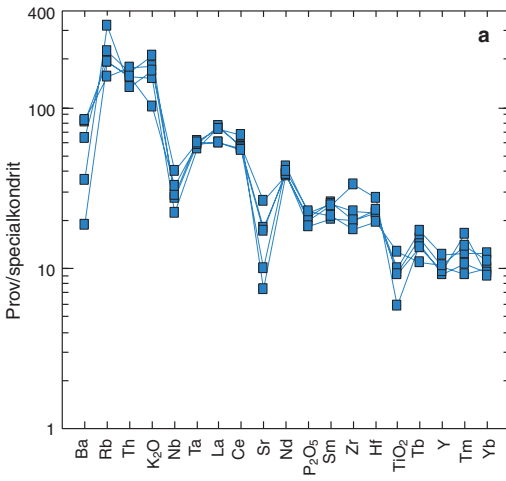


Fig. 39. a) Spider-diagram (Thompson m.fl. 1984) för dacitiska till mafiska metavulkaniter. "Specialkondrit" avser att K-, P- och Ti-halter omräknats till oxidform.

*Spidergram for dacitic to mafic metavolcanic rocks.*

b) Kondritnormaliserad (Sun & McDonough 1989) plott av sällsynta jordartsmetaller för dacitiska till mafiska metavulkaniter. La/Yb är 10,1 i genomsnitt (ej normaliserade värden).

*Chondrite-normalized REE plots for dacitic to mafic metavolcanic rocks. La/Yb is 10.1 on average (not normalized values).*

c) Spider-diagram (Pearce m.fl. 1984) för ryolitiska metavulkaniter.

*Spidergram for rhyolitic metavolcanic rocks.*

d) Kondritnormaliserad (Sun & McDonough 1989) plott av sällsynta jordartsmetaller för ryolitiska metavulkaniter. La/Yb är 14,8 i genomsnitt (ej normaliserade värden).

*Chondrite-normalized REE plots for rhyolitic metavolcanic rocks. La/Yb is 14.8 on average (not normalized values).*

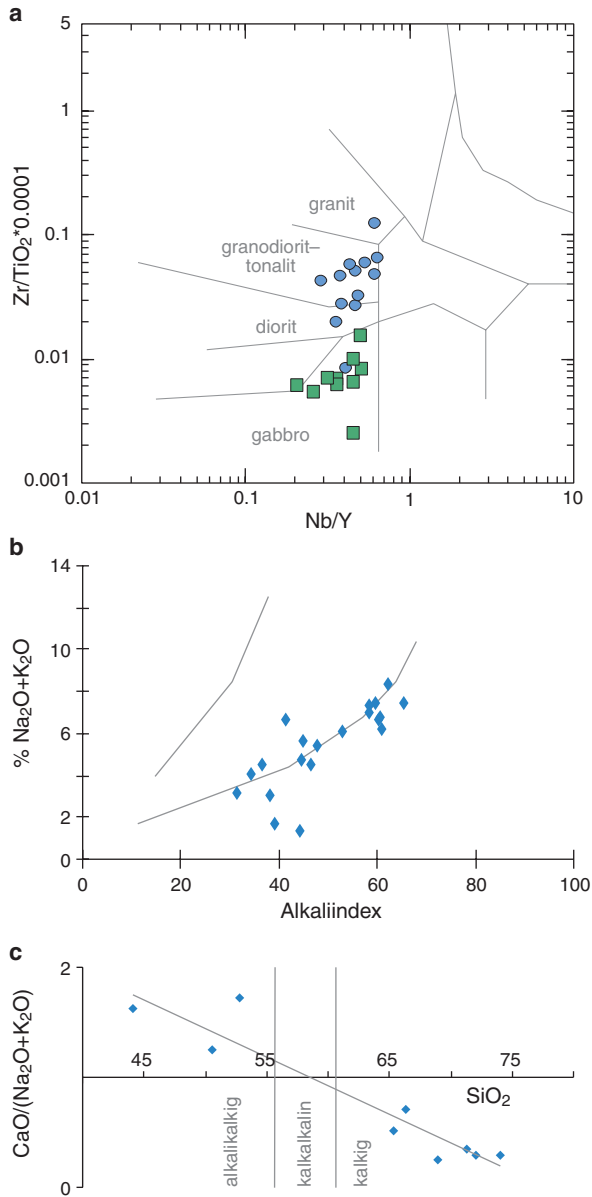


Fig. 40. a) Kemisk bergartsklassificering enligt Winchester & Floyd (1977) av äldre intrusivbergarter. *Chemical classification of older metaplutonic rocks.*

b) Alkalisammansättning enligt Hughes (1973) hos äldre intrusivbergarter. I övrigt enligt fig. 38b. *Alkali variations in older metaplutonic rocks. Cf. fig. 38b.*

c) Alkalikalkdiagram modifierat efter Peacock (1931) för äldre intrusivbergarter. Endast prov som enligt fig. 40b har normal magmatisk sammansättning har plottats. Regressionslinjen är beräknad med hjälp av Excel.

*ALI diagram for older metaplutonic rocks showing normal igneous compositions in fig. 40b. The regression line is calculated using Excel.*

företer anomalit hög P-halt (GOB940113A) och det andra (CMR940008A) bl.a. hög Sr-halt. Den höga Sr-halten och en positiv Eu-anomali för samma prov i figur 41b antyder ansamling av plagioklas. Övriga prover visar i figur 41b en antydning till negativ Eu-anomali, vilket tyder på plagioklasfraktionering. La/Yb-kvoten är i genomsnitt 8,8, vilket också visar att bergarterna är fraktionerade.

Sammansättningen hos de äldre granitoiderna visar, liksom den hos metavulkaniterna, att de sannolikt bildats i subduktionsmiljö (fig. 41c; Pearce m.fl. 1984). Kurvorna i diagrammen i figur 41d har en genomsnittlig La/Yb-kvot på 13,1, vilket visar på en högre differentiationsgrad än hos de mafiska varieteterna. De visar också en negativ Eu-anomali, vilket beror på plagioklasfraktionering. Ett plottat prov visar anomala halter av i princip varannan tung sällsynt jordartsmetall, vilket måste bero på felanalys.

Både fältförhållanden, mineralogi och kemisk sammansättning tyder på ett nära släktskap mellan metavulkaniterna och de äldre intrusivbergarterna. Om samtliga prover av de två bergartsgrupperna plottas tillsammans i Harker-typdiagram (fig. 42a-b) visar de en gemensam, differentierad trend. Detta kontrasterar skenbart mot det faktum att magmablandningstexturer observerats i fält (se ovan). De observerade enklaverna har vid närmare undersökningar dock alltid en tonalitisk snarare än mafisk mineralogi och i diagrammen kan man inte skilja mellan differentiationstrend och blandlinje från intermediär till sur sammansättning. I figur 42a har hypotetiska blandlinjer mellan basiska och sura sammansättningar indikerats. Inga prover plottar längs dessa linjer. Således består de observerade blandstrukturerna av ursprungliga felsiska magmor med olika differentiationsgrad. Eventuella blandningar mellan mafisk och granitisk magma måste sannolikt sökas i bergarter som representerar ett större djup i jordskorpan än de inom kartområdet.

Två respektive en uteliggare kan noteras i figurerna 42a och b (i övre resp. nedre vänstra hörnen). I fall a rör det sig om samma prover som plottade avvikande i figur 41a och i fall b ett av dem (GOB940113A). Båda dessa prover är kvartsfattiga och initialt plagioklasrika (ev. sericitrika numera) och representerar sannolikt några slags kumulat. Det minst differentierade provet längs trenderna i figurerna 42a–b är CAI950082A, vilket kommer från en ultramafisk amfibolitgång.

De yngre graniternas kemiska sammansättning visas i tabell 3. Plottade i diagram (fig. 43a; Pearce m.fl. 1984) liknar de mest graniter med syn- till postkollisionskaraktär, vilket stämmer med fältobservationer av bergarternas relation till regionala strukturer (se ovan). I figur 43b (Sun & McDonough 1989) visar sammansättningarna i genomsnitt höga La/Yb-kvoter (15,0), höga halter av lätta sällsynta jordartsmetaller (REE) och en djup, negativ Eu-anomali, vilket torde vara typiskt för krustala smältor. Eu-anomalierna härrör sannolikt från att magmorna varit i jämvikt med en plagioklasrik restit vid sin källa snarare än att det senare mineralet fraktionerats.

Generellt för bergarternas REE-mönster (fig. 39b, 39d, 41b, 41d och 43b) är att de är tämligen horisontella för de tyngre elementen (Gd/Lu är ung. 1). En förklaring kan vara att hornblände fraktioneras i kalkalkalina bergarter och att detta mineral selektivt kan anrika intermediära REE (Wilson 1989).

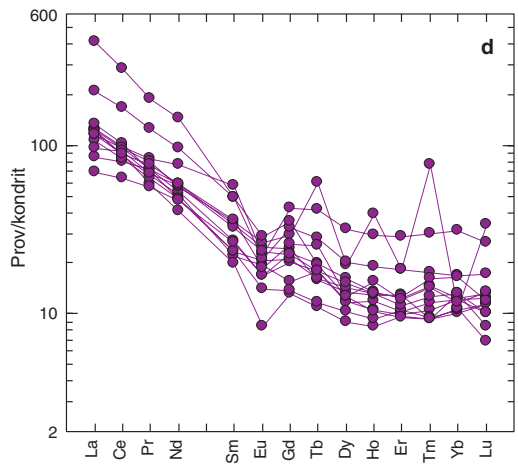
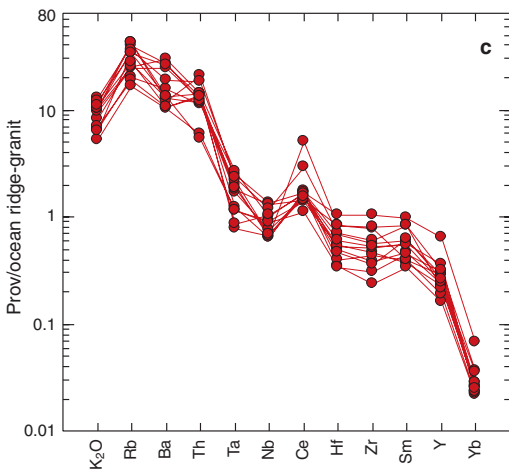
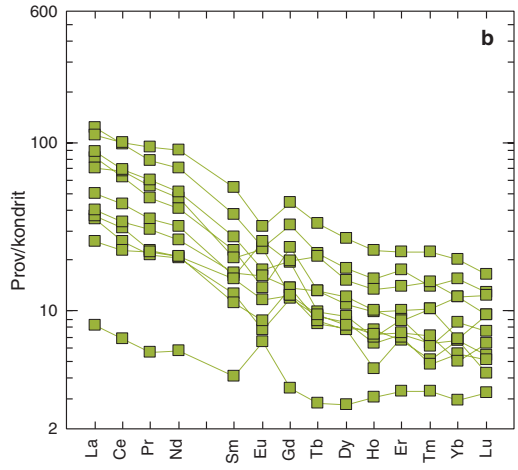
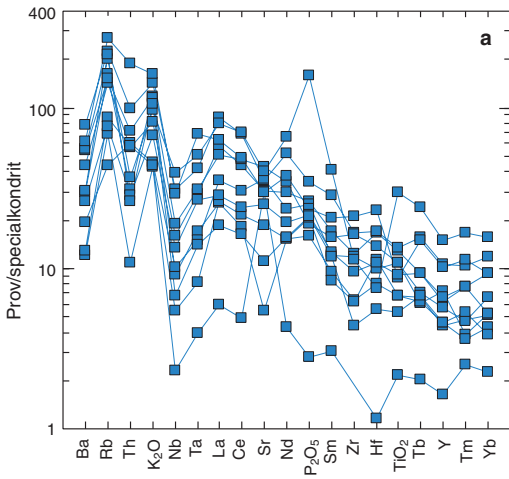


Fig. 41 a) Spider-diagram (Thompson m.fl. 1984) för äldre mafiska intrusivbergarter. "Specialkondrit" avser att K-, P- och Ti-halter omräknats till oxidform.

*Spidergram for older mafic intrusive rocks.*

b) Kondritnormaliserad (Sun & McDonough 1989) plott av sällsynta jordartsmetaller för äldre mafiska intrusivbergarter. La/Yb är 8,8 i genomsnitt (ej normaliserade värden).

*Chondrite-normalized REE plots for older mafic intrusive rocks. La/Yb is 8.8 on average (not normalized values).*

c) Spider-diagram (Pearce m.fl. 1984) för äldre granitoider.

*Spidergram for older granitoids.*

d) Kondritnormaliserad (Sun & McDonough 1989) plott av sällsynta jordartsmetaller för äldre granitoider. La/Yb är 13,1 i genomsnitt (ej normaliserade värden).

*Chondrite-normalized REE plots for older granitoids. La/Yb is 13.1 on average (not normalized values).*

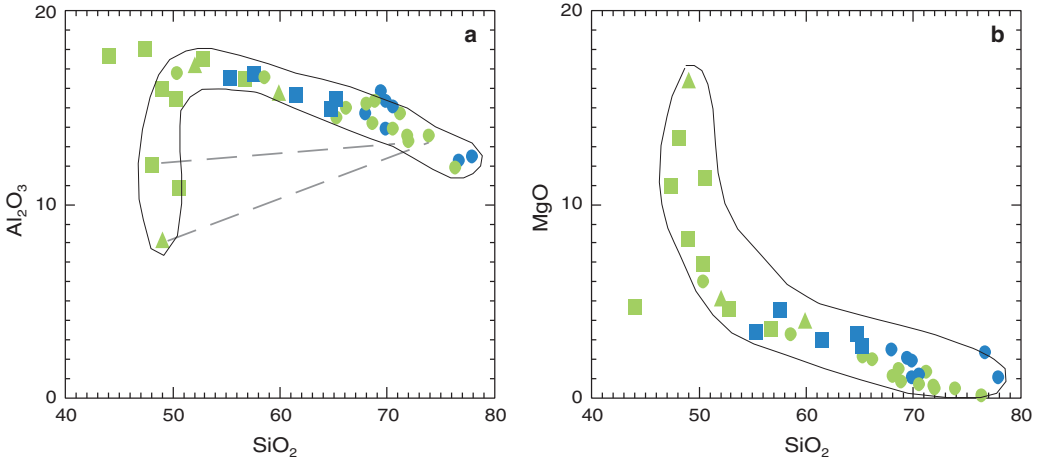


Fig. 42 a+b) Harker-typdiagram med utvecklingstrenden markerad för metavulkaniter (blå symboler) och äldre intrusivbergarter (gröna symboler). Streckade linjer i a) är hypotetiska blandlinjer mellan mafiska och granitiska sammansättningar.

*Harker-type diagrams with line of descent outlined for metavolcanic (blue symbols) and older intrusive (green symbols) rocks. Hatched lines in a) denote hypothetical mixing lines between mafic and granitic compositions.*

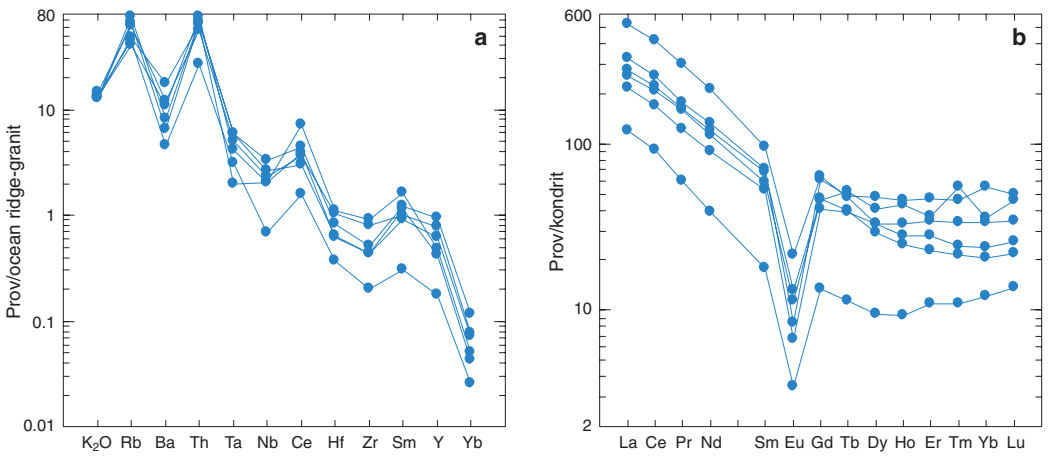


Fig. 43 a) Spider-diagram (Pearce m.fl. 1984) för yngre graniter.

*Spidergrams for younger granites.*

b) Kondritnormaliserat (Sun & McDonough 1989) plott av sällsynta jordartsmetaller för yngre graniter.

*Chondrite-normalized REE plot for younger granites.*

## NATURRESURSER

En generell sammanställning av inom området befintliga gruvor och stenbrott gjordes av E. Grip för Statens industriverk 1982. Vidare kan en del i sammanhanget intressanta observationer ha gjorts i samband med den s.k. Mineraljakten. Rapporter från den senare finns i SGUs Georegister.

### Mineraliseringar och karbonatsten

Undersökningarna visar några av de begränsande faktorerna för Zn-Pb-Ag-malm- (noterade med kod B=9065 i SGUs håll- och kartdatabaser) och karbonatstenstillgångarna i området söder och öster om Finntorpsbrottet, Tistbrottet och Sala gruva (8i). Dolomitmarmor, i vilken malmerna förekommer, utgör ett relativt mäktigt lager som är veckat och stupar flackt till medelbrant mot nordväst (fig. 37). Dess stratigrafiska övre begränsning markeras av uppträdandet av skarnfläckar och vulkaniska siltstensskikt (fig. 37). I de båda ovannämnda stenbrotten är uppåtriktningen huvudsakligen mot nordväst respektive norr. Bergarterna i området mellan de båda brotten torde huvudsakligen utgöra en antiklinal, vari både mer dolomitmarmor och kanske även en fortsättning på Salastråkets malmer skulle kunna finnas. Karbonatstensstråket begränsas åt sydost av äldre graniter. Gränsen är delvis strukturellt betingad.

Karbonatstenarna och malmerna i Salatrakten är relativt välbeskrivna av Sjögren (1910), N. Zenzen i Tegengren m.fl. (1924) och Högberg (1953) och denna undersökning kan bara bidra med enstaka detaljer avseende t.ex. malmernas bildning. Under arbetets gång har fältobservationer (se ovan; fig. 14) gjorts som stöder uppfattningen (t.ex. Högberg 1953) att karbonatsstensstråket primärt varit kalcitiskt till sammansättning och därefter dolomitiserats. Enligt Tegengren m.fl. (1924) är Salamalmernas fältstupning ungefär 45° mot nordväst. Denna riktning motsvaras av en veckaxel, vilken sannolikt är F2, i området vid Finntorpsbrottet. Malmerna är alltså påverkade av en deformationsfas, vilken är synmetamorf. Det faktum att skarnmineral, som verkar vara associerade åtminstone med Pb-Ag-malmerna (om än inte uppenbart med Zn-malmerna), är Mg-rika tyder på att omvandling skedde och att malmerna anlades innan metamorfosen ägde rum. Blyisotopbestämningar av blyglanskorn från en malmstuff inköpt i Sala turistgruvebutik visar att blyet i Salamalmerna har samma sammansättning som de flesta malmerna i Bergslagen (Å. Johansson muntl. medd. 1986).

Ett antal Cu-mineraliseringar, bl.a. Pers koppargruva och Lovisegruvan, förekommer också i karbonatsstensstråket. Varpen vid den senare fyndigheten innehåller bl.a. kopparkisimpregnationer i skarnig dolomit och dito metavulkanit. Det som är gemensamt för kopparmineraliseringarna är ett rumsligt och förmodligen också genetiskt samband med subvulkaniska intrusioner. Både granitiska och porfyriska varieteter av de senare förekommer. Vid Pers koppargruva finns båda typerna och vid Lovisegruvan finns den porfyr som daterats till ca 1892 milj. år (se ovan). Om Cu-malmerna bildats som en slags skarnmineraliseringar associerade med de äldre intrusivbergarterna och subvulkaniska randfacies av dessa, kan även Zn- och Ag-malmerna ha bildats av samma process.

Nordväst om Ransta (7i) förekommer magnetitomvandling i metavulkaniter. De senare är lokalt också epidot- och/eller glimmeromvandlade och har kvarts- och epidot-kvarts-magnetit-

läkta sprickor. Mineraliseringar och omvandlingar förefaller att vara rumsligt associerade med tonalitiska till dacitiska subvulkaniska intrusioner. Möjligen föreligger här en slags mineralisering av Kirunatyp, vilket är intressant med tanke på att moderna rön associerar denna malmtyp med Cu-Au-mineralisering (se Hitzman m.fl. 1992).

Magnetitomvandlingarna i metavulkaniterna syns för övrigt som lokala, skarpt avgränsade och till den regionala strukturtrenden obundna magnetiska anomalier. Susceptibiliteten kan i vissa fall nå  $3500 \cdot 10^{-5}$  SI-enheter.

Liksom i metavulkaniterna finns det i Östromformationens metasedimentära bergarter mineraliseringar som förefaller vara åtminstone rumsligt associerade med tonalitiska till dacitiska intrusioner. Här rör det sig dock om järnsulfidmineraliseringar, i huvudsak magnetkis, vilket lokalt visar sig i form av rejäl rostvittring. I färskt snitt är sulfidmineralhalterna i allmänhet för låga för att kunna ses.

Det faktum att subvulkaniska porfyryer intruderat våta sediment, vilket framgår av peperitstrukturerna vid Eklövstorp (9i; se ovan), gör i sig området intressant för vidare massivmalmsprospektering.

Ett relativt stort antal skärpningar efter sannolikt Ni-haltig magnetkis förekommer i de äldre mafiska intrusivbergarterna. Ett exempel är vid Silverberget (8g).

## Byggnadssten

Den generella spricktätheten uppskattas ligga i storleksordningen en spricka per meter, vilket skulle utesluta brytning för byggnadsstensändamål. Väster om ridskolan i Sala (8–9j) finns dock röd och grå äldre granit varur man tidigare brutit relativt stora block. Likaså förekommer exempel på större block av röd till grå yngre granit i gamla skärpningar väster om Solinge (6h). Den yngre granitens lämplighet för byggnadsändamål är emellertid även avhängig diverse andra egenskaper, bl.a. gammastrålningens intensitet. Den grå graniten har genomsnittligt nästan dubbelt så hög uranhalt som den röda, dvs. 19,8 ppm mot 10–12 ppm för den röda, och dess radiumindex är alltså större än 1.

Som krossberg torde ovannämnda graniter ha relativt bra kvalitet (med reservation för yngre granit i husbyggnation) liksom en del av de porfyriska metavulkaniterna, t.ex. kvartsporfyren vid Nyby (O om Eklövstorp, 9i).

## ALLMÄN GEOFYSIK

Kartbladsområdet ligger vid kanten av och norr om en kraftigt markerad regional tyngdkraftsdepression som sträcker sig i VNV-lig riktning genom Bergslagen. Depressionens nordkant (tyngdkraftsfältets maximala horisontala gradient) motsvaras av ett magnetiskt indikerat lineament som passerar kartområdets sydvästligaste spets. Möjligtvis har denna storskaliga struktur bildats före intrusionen av de yngre graniter av Fellingsbrotyp (1770–1779 milj. år; Öhlander & Romer 1996), som återfinns i sydväst (5f), men som har sin maximala utbredning på de angränsande södra kartbladen, och de norr därom liggande graniterna av Malingsbotyp. Bergslagsområdet kännetecknas generellt av ett komplext magnetfältsmönster där områden med

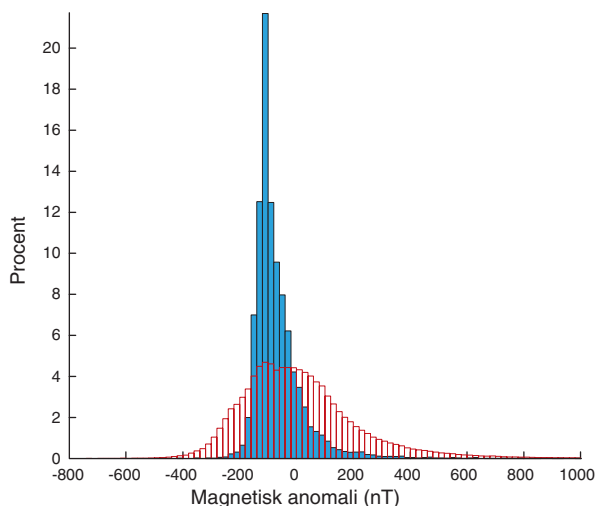


Fig. 44 Histogram som visar fördelningen och spridningen av magnetfältsanomalierna inom kartområdet 11G NO. Som jämförelse visas fördelningen av anomalierna över hela Bergslagsområdet.

*Histogram showing the distribution of magnetic anomalies in the map area 11G NO. For comparison the distribution as recorded over the entire Bergslagen region.*

snabba amplitudsvängningar och kraftiga anomalier växlar med lugna områden. Figur 44, som visar den spektrala fördelningen av magnetfälten över dels hela bergslagsområdet så som det definieras i SGUs syntesprojekt Bergslagen (under arbete) och dels i kartbladsområdet, illustrerar tydligt att det senare är ett sådant lugnt område (smalt spektrum).

Kartbladsområdet domineras av stora sammanhängande områden med inga eller mycket små variationer i magnetfältets intensitet. Bergarterna inom dessa motsvaras av de äldre metaintrusivbergarterna (se under denna rubrik ovan) och de s.k. subvulkaniterna av den typ som finns kring Sättra brunn (7h). Dessa bergarter har genomgående låg magnetiserbarhet ( $<10^{-3}$  SI) och ingen eller mycket låg remanent magnetisering ( $<20$  mA/m; tab. 4). Av diagrammet i figur 45 att döma är bergarterna helt fria från ferromagnetiska mineral. Mot detta område med lågmagnetiska bergarter kontrasterar dels de storveckade lagren av metasedimentära bergarter i Östromformationen i centrum av kartområdet, dels de yngre graniterna av Fellingsbro- och Malingsbotyp i sydväst och väster. De förstnämnda visar sig på magnetfältskartan som ett karakteristiskt veckat mönster av kraftiga anomaliryggar. De förorsakas av varierande mängder magnetkis, som har både hög susceptibilitet och remanens. Som kan utläsas av diagrammet i figur 45 finns både magnetkisförande och magnetkisfri metagråvacka, den senare helt hänvisad till det paramagnetiska fältet i diagrammet.

De yngre graniternas magnetiska signalement är mera komplext i jämförelse med det i fält observerade mer eller mindre homogena utprägnandet. Att döma av det stora antalet lineament som kan uttolkas ur magnetfältskartan, speciellt inom granitområdena, förefaller granitmassivet i sydväst vara starkt förklyftat. Horisontalförskjutningar av berggrundsblock förekommer. "Lisjömasset" i sydvästra kartområdet är ett typexempel på denna förklyftning. De sprödtektoniska strukturerna representeras av låganomala lineament, vilka indikerar att magnetiska mi-

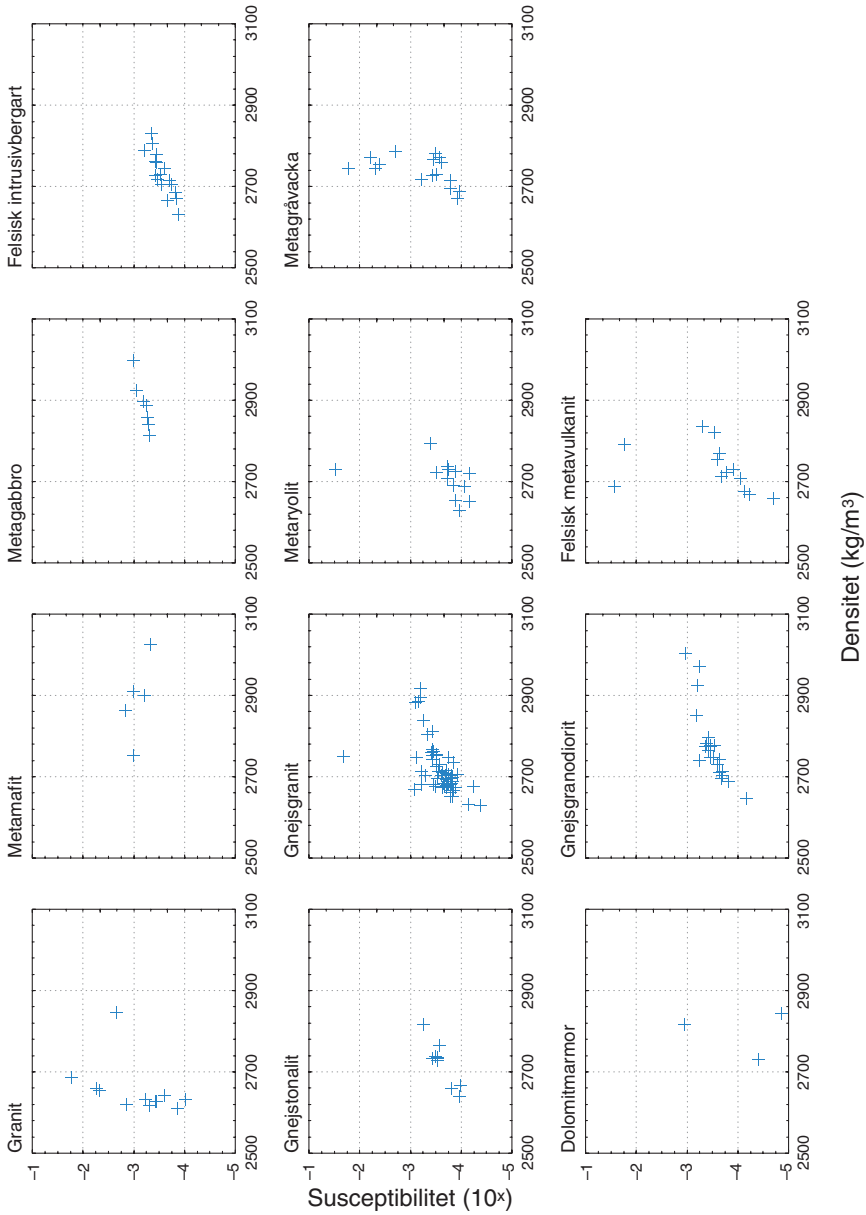


Fig. 45 Halvlogaritmiska diagram som visar den magnetiska susceptibilitetens relation till de olika bergartstypernas densitet.

*Semi-logarithmic diagram showing the magnetic susceptibility versus the density of the different rock groups observed in the project area.*

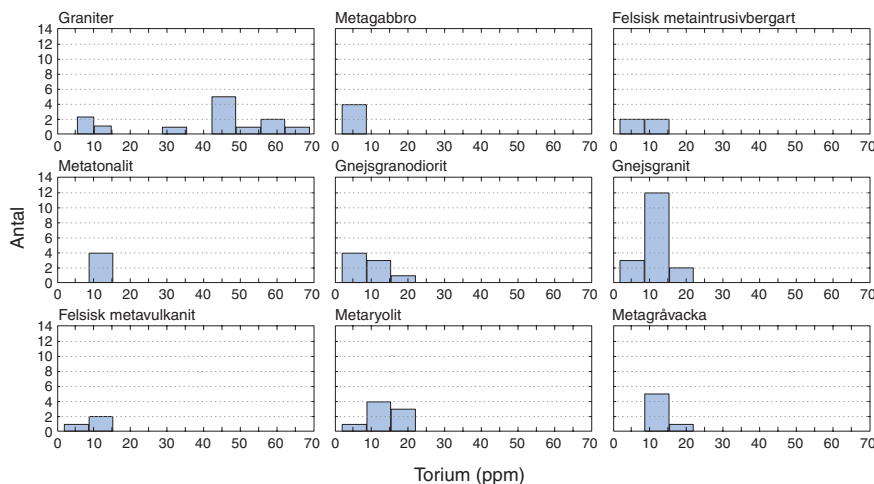
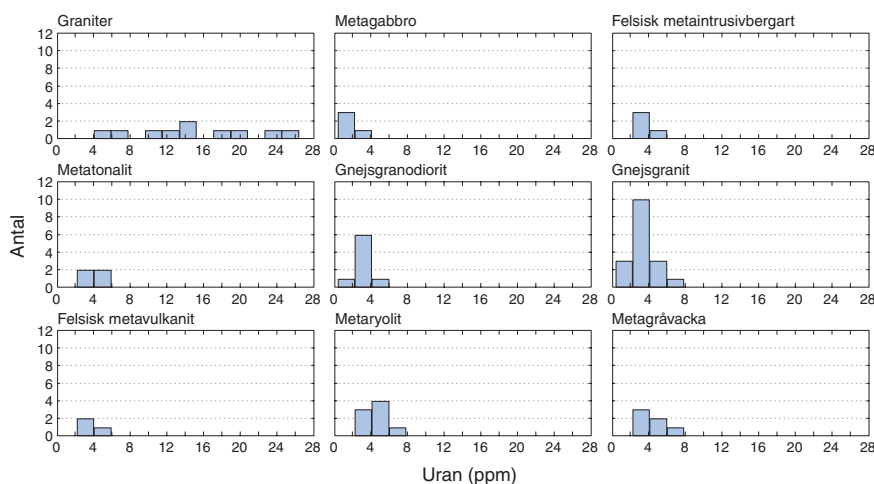
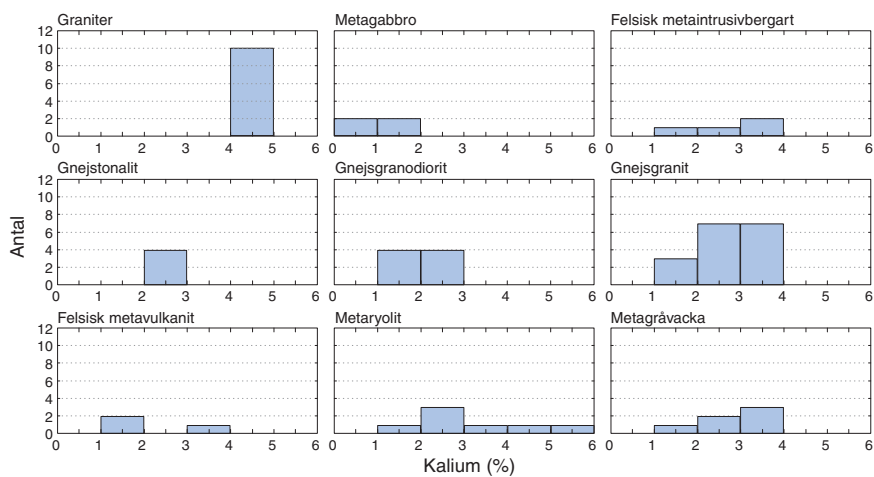
neral som magnetit har omvandlats eller brutits ner i deformationszonerna. Emellertid är det sannolikt att de senare zonerna fortsätter ut i angränsande bergartsenheter (metagranodioriter eller -tonaliter) där de döljs i en redan lågmagnetisk miljö. Graniternas intrusiva karaktär förstärks av den magnetiskt höganomala randzonen, vilket är ett vanligt fenomen inom andra granitområden i Sverige. Denna fördelning innebär att magnetit är speciellt koncentrerad till kontaktzonen mot angränsande bergarter. Inkluderar man samtliga data för granit av Fellingsbro-typ från angränsande kartblad framstår en tydlig uppdelning i två grupper med olika magnetiserbarheter (fig. 46). Låga magnetiska susceptibilitetsvärden återfinns i huvudsak i centrum av intrusionerna. Det är anmärkningsvärt att den magnetiska remanensen är mycket låg. Den så kallade Königsberger-faktorn (Q), som uttrycker förhållandet mellan den remanenta magnetiseringens intensitet och fältintensiteten hos den i bergarten inducerade magnetiseringen, är som högst 0,3.

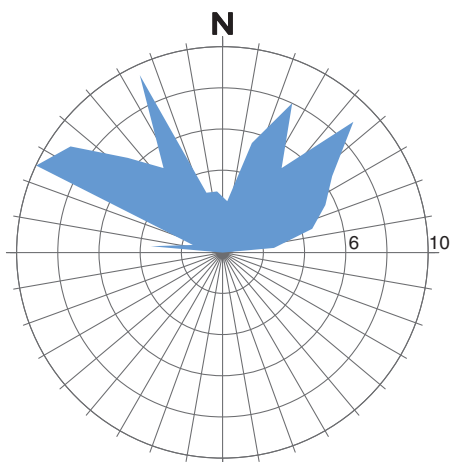
En annan grupp av bergarter som bör nämnas med hänsyn till sina magnetiska egenskaper är metavulkaniter av ryolitisk eller, mera generellt, av felsisk sammansättning. Inte heller bland dessa kan man hitta enhetliga magnetiska egenskaper. De är övervägande av paramagnetisk karaktär, men når på vissa lokaler, däribland i Sommarhagsformationen, så höga värden som  $20\,000 \times 10^{-6}$  enheter (fig. 45). Den kraftiga anomalin som omfattar de dolomitiska karbonatstenarna kring Sala som helhet orsakas sannolikt av de inlagringar av vulkaniter och/eller skarnhorisonter som nämndes i föregående kapitel. Provmaterialet från dessa enheter är för litet för att säkerställa detta.

Till den allmänna bilden hör också de mycket uthålliga positiva anomaliryggarna som orsakas av de tidigare nämnda nord-sydligt strykande diabaserna. De tillhör ett regionalt mönster som på sina ställen klart visar att diabasintrusionerna har följt existerande svaghetszoner som sprickor eller förkastningar. Att döma av anomaliernas utseende torde mäktigheten hos dessa diabaser variera mellan 20 och 30 meter. De har själva blivit störda av andra spänningssystem som skapade deformationszoner i bl.a. VNV-lig riktning och som nu syns som negativa anomalidrag.

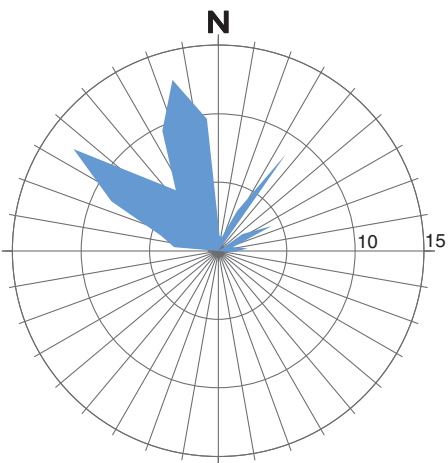
De yngre graniterna avviker från sin omgivning inte bara genom sina generellt kraftigare magnetiska egenskaper utan också genom sina gammastrålningsintensiteter. De flygburna mätningarna visar klart avgränsade, högstrålande områden som väl sammanfaller med utbredningen hos graniterna av Fellingsbro- och Malingsbotyp i sydväst respektive väster. Båda granityperna är enligt markmätningarna toriumanomala, och uranhalten ligger med värden på mer än 10 ppm alltid över granitgenomsnittet (5 ppm). De maximala värden som uppmättes ligger vid 22 ppm (fig. 46). Det betyder att radiumindex i flera fall når värdet 1 eller högre. Den ovan nämnda och för byggnadsändamål tidigare brutna graniten i närheten av Solinge (6h) har liknande värden. Den kontrasterar i strålningsbilden mot de monotona, lågstrålande äldre intrusiva och med dem besläktade subvulkaniska bergarterna med tonalitisk eller granodioritisk sammansättning i dess omgivning. I de senare överstiger uranhalten aldrig 6 ppm och medelvärdet för torium ligger kring ca 10 ppm (tab. 4). Emellertid är en stor del av gammastrålningskartan präglad av de kvartära avlagringarna som sträcker sig i ett brett bälte över hela kartområdet från sydost mot nordväst ungefär parallellt med Badelundaåsen. Utbredningen av de olika jordtyperna återspeglas i den varierande halten av kalium i marken.

Analysen av de sprödektioniska zonerna har visat att det finns två dominerande riktningar





Västerås 11G NV:  
200 lineament tolkade från höjdreliëf- och magnetfältdata.  
Yttre ringen motsvarar 10 %



Västerås 11G NO:  
93 lineament tolkade från höjdreliëf- och magnetfältdata.  
Yttre ringen motsvarar 15 %

inom kartbladsområdet (fig. 47). Den ena, mer nordliga riktningen varierar mellan 335 och 355 grader och kan sägas ligga ungefär parallellt med de nord-sydligt orienterade diabasgångarna (dessa har ej tagits med i sprickanalysen). Den andra huvudriktningen finns kring 295 till 305 grader. Om man jämför med det angränsande kartbladet 11G Västerås NV finns klara skillnader. De nämnda två riktningarna finns även där, men dessutom framträder zoner med nordostlig riktning. Det bör nämnas att de spröttektoniska riktningarna i VNV-lig riktning sammanfaller med sträckningen av den kraftiga tyngdkraftströskel som nämndes i början av kapitlet.

Fig. 47 Rosdiagram som visar orienteringen av tolkade lineament. Upp till som jämförelse data (n=200) från kartområdet 11G NV. Nertill data (n=93) från aktuellt kartområde.

*Rose diagrams showing the orientation distribution of interpreted lineaments. Upper diagram are data (n=200) from map area 11G NV. Lower diagram are data (n=93) from the present area.*

Fig. 46 Samtliga gammastrålningsmätningar som utfördes i kartområdet grupperade efter dominerande bergartstyper och grundämne.

*All gamma ray measurements recorded in the area grouped by rock type and isotope.*

# BERGKVALITETSKARTAN VÄSTERÅS NO

## Inledning

Bergkvalitetskartan kompletterar berggrundskartan i skala 1:50 000. Den är ett planeringsunderlag för att underlätta en utvärdering av det bästa användningsområdet för olika bergarter, såsom t.ex. ballast för väg, järnväg och betong. Bergkvalitetskartor kommer i en nära framtid att finnas för Stockholms- och Göteborgsregionerna. Andra tätbefolkade områden, som hela Mälardalen, kommer att undersökas på ett liknande sätt. Bergkvalitetskartorna Uppsala SV, Enköping SO och SV, Stockholm NO, NV, SO och SV samt Västerås SO (Persson 1998a, b, c; Persson m.fl. 1998a, b, 2000a, b, 2001) har tidigare utkommit i denna serie.

## Metodik

Insamling av berggrundsinformation har skett med inriktning på bl.a. bergkvalitet. Framställandet av bergkvalitetskartan grundar sig på en fältkontroll av de huvudsakliga bergartsenheterna. Provtagning av större kvantiteter berg har gjorts på 46 lokaler. Dessutom har mätningar av sprickor skett samt spricktätheten bedömts. Vid ett flertal av dessa lokaler har ca 70 kg bergmaterial provtagits för teknisk analys; totalt har 48 prover tagits från de 46 lokalerna. I de fall berggrunden bedömts vara heterogen (flera bergartsled i samma håll), vilket är vanligt speciellt i ådergnejsområden, har två eller flera prover, benämnda A, B, C osv., tagits. Strålningsmätning har skett på de flesta av ovannämnda lokaler. Tunnslip har framställts av bergarter från varje provplats och en petrografisk analys har utförts. Dessutom har ett 50-tal tunnslip från andra lokaler inom kartbladsområdet bedömts, och jämförelser har gjorts med de analyserade proverna för att få ett bredare tolkningsunderlag.

En tolkning av morfologiska lineament (långsträckta sänkor i naturen) har gjorts på ett underlag i skala 1:50 000 utgående från Lantmäteriverkets höjddatabas. Det är viktigt att notera att dessa lineament inte alltid nödvändigtvis motsvarar verkliga sprickor, sprickzoner eller förkastningar. Det är dock sannolikt att de utgör i berggrunden förekommande svaghetszoner, som består av sprickor i flera riktningar. Lineament har också tolkats från den magnetiska anomalikartan och den elektromagnetiska VLF-kartan (se avsnittet om geofysisk metodik). VLF-kartan visar bl.a. den elektriska ledningsförmågan i berggrunden, huvudsakligen i brantstående strukturer (och sprickzoner). Olika strålningskartor och berggrundskartan har legat till grund för markstrålningsmätningar. Jorddjup (avståndet till berggrundsytan) har erhållits från SGUs brunnsarkiv och redovisas i tre klasser, nämligen <2, 2–5 och >5 meter.

Både gruvor och stenbrott förekommer i metamorfa karbonatstenar och metavulkaniter i Salaområdet i nordöstra hörnet av kartområdet. Ett stenbrott finns i yngre granit vid Solinge (6h) och ett flertal i äldre granit omedelbart öster om Sala (9j). Här har sten framförallt tagits för husbehov. En täkt planeras i metavulkanit vid Tyskbo (8i) sydväst om Sala. Sydväst om Sala tätort finns ett större brott, Tistbrottet, i dolomit, som används för produktion av betongelement. I denna undersökning begränsas användbarhetstolkningen till betongballast. Lämpligheten som betongcement berörs ej.

## Berggrundens strukturer

De interna (plastiska) strukturerna i bergarterna (skiffrihet) har vissa riktningar, inom kartområdet företrädesvis strykande mot VNV och nordväst. Inom ytbergarter (metasedimentära och metavulkaniska bergarter) ökar normalt komplexiteten. Ett par långa diabasgångar förekommer inom kartområdet. De har oftast NNV-liga, mera sällan nordvästliga eller VNV-liga riktningar. Större sprick- eller krosszoner stryker i VNV, nordväst, norr och nordost. Det är naturligt att även en finare uppsprickning av bergarterna företrädesvis följer dessa riktningar eller latent svaghetszoner i berget, men omfattningen är svårbedömd. Sprickigheten bedöms om möjligt vid provtagningslokalerna. En metod att definiera sprickigheten i fält (Deere 1968) är enligt följande:

Mycket gles, "very wide"	>3 m	"Solid"
Gles, "wide"	1–3 m	"Massive"
Måttlig, "moderately close"	0,3–1 m	"Blocky"
Tät, "close"	50–300 mm	"Fractured"
Mycket tät, "very close"	<50 mm	"Crushed"

Denna indelningsgrund visar sig dock inte vara helt tillfredsställande, eftersom de flesta bergartstyper faller i intervallet måttlig till tät. Försök har också gjorts att räkna fram ett s.k. Q-värde, vilket främst baseras på en sprickanalys (jfr Barton m.fl. 1974, Hoek & Brown 1994), i varje blottning, en metod som ej heller visat sig framgångsrik. I denna undersökning anges därför uppskattat antal sprickor per meter (spm; se tabell 5).

## Tekniska analyser

Bergartsmaterialet för teknisk analys har vanligen tagits på platser där tillräckligt med lossprängd sten eller friska blottningar funnits. Provtagning har skett med slägga och spett. Nedkrossning har utförts i en rotationskross (Svedala Arbrå R 5026-64) med 30 mm utloppsspalt och i laboratoriekäftkross (Morgårdshammar A23) med utloppsspalt inställd på 16 mm. Grovsiktning har skett i en maskinskak (Gilson TS-1FX) och finsiktning (i en Pascall Inclyno) enligt FAS-metod 221-98 (FAS = Föreningen för asfaltbeläggningar i Sverige). Resultaten presenteras i tabell 5.

## Kulkvarnsanalys ( $K_k$ )

Kulkvarnsanalys ger ett mått på bergartens nötningsmotstånd. De bästa (lägsta) kulkvarnsvärdena har metavulkaniter och fin- till medelkorniga, yngre graniter med medelvärden omkring 6,5 respektive 9,4 %. Den strökornsförande, yngre s.k. Fellingsbrograniten i sydvästra hörnet av kartområdet har betydligt sämre värden (>14 %). Gnejsiga graniter, granodioriter och tonaliter uppvisar, på grund av allt högre halt av mörka mineral, stigande medelvärden (10,1; 10,8 och 12,6 % respektive). Metabasiter har ytterligare något sämre kulkvarnsvärden (14 %). Kvarts-

fältspatrika led i sedimentådergnejsler kan uppvisa relativt låga kulkvarnsvärden, medan glimmerrika led normalt får höga sådana. Enstaka välbevarade glimmerrika led (metaargillit) kan förekomma inom sedimentgnejsområdena och då märkbart försämra nötningsegenskaperna för ett bergprov. Dolomit har generellt låg nötningsresistens.

Kulkvarnsanalyserna har utförts vid SGU enligt FAS-metod 259-98. Den analyserade fraktionen är 11,2–16 mm. Harpsiktning har skett med spaltvidden 6,3 mm för att avlägsna de flisigaste kornen och erhålla ett flisighetstal (jfr FAS-metod 209-98) som motsvarar storproduktionsdrift, då materialet nöts under längre tid. Analys har gjorts på enkelprov. Tidigare analyserades slipvärdet, vilket visar tämligen god korrelation med kulkvarnsvärdet.

### **Los Angeles-tal (LA-tal)**

LA-talet är ett mått på bergartens sprödhet. Metavulkaniter har relativt låga LA-tal (medelvärde 12,9 %). De yngre graniter som har låga kulkvarnsvärden visar sig vara ganska spröda (20,6 %). Genom sitt höga innehåll av mörka mineral har metabasiter låga LA-tal (12,3 %). Grovkorniga, yngre graniter uppvisar höga LA-tal (33,7 %), dvs. de är spröda. Gnejsiga graniter, granodioriter och tonaliter har bra värden (17,7–21,4 %) utan att vara av allra bästa klass (< 16 %). Dolomit är den bergartsgrupp som är sprödest (24–50 %).

Analys av LA-tal utfördes vid Sveriges Provnings- och Forskningsinstitut i Borås (SP). Efter en preliminär krossning i SGUs rotationskross sändes materialet till SP, där materialet åter krossades i en käftkross (typ Morgårdshammar) med påföljande harpsiktning med 6,3 mm spaltvidd. Detta gav ett flisighetstal (samtliga bergartsmaterial) på 1,30–1,40, vilket gör analysresultaten jämförbara. Los Angeles-talet har därefter bestämts på enkelprov med storleksfraktionen 10–14 mm enligt EN 1097-2 (EN = Europeanorm).

### **Alkalikiselreaktivitet (ASR)**

Stenmaterialet har granskats vid SP, där potentiell ASR-risk konstaterats i några prover. ASR betyder att alkalimetaller i cementen förenas med reaktiv kvarts i stenmaterialet till en alkalikisegel. Den senare kan i vissa fall expandera och därmed innebära en risk för att cementen spricker. Tunnslip av dessa prover har sedan studerats närmare. En fyrgradig indelning har gjorts:

1. Ingen risk, 2. sannolikt ingen risk (enstaka deformerade kvartskorn), 3. liten risk (tydlig deformation) och 4. klar risk (de flesta kvartskornen är kraftigt deformerade)

Flera prover av vulkanit från kartområdet har bedömts tillhöra ASR-klass 4. Liten risk förekommer i sedimentgnejs, metaargillit och gnejsig granit.

### **Övriga analyser**

*Petrografisk analys.* Bergartsprovernans mineralsammansättning och de ingående mineralens mängdförhållanden har bestämts. Resultaten ges i tabell 6 (se också fig. 9, 18, 27, 28, 29 och 34). Speciellt kvarts- och glimmerinnehållet är av betydelse för bergartens egenskaper. Innehållet av sulfider och exempelvis grafit anges också. Om sulfidinnehållet är högt, bör kemisk analys av totalhalten göras, innan materialet används till betong. Spår av sulfider finns i både ytberg-

arter och äldre graniter. Dock har höga halter generellt inte kunnat konstateras. I metavulkani- ter och framförallt i kalkstenar och dolomiter förekommer ställvis rikligt med malmmineral. Detta förhållande bör särskilt beaktas då dessa bergarter utnyttjas.

*Strålningsmätningar.* Radiumindex (RA-index) är ett mått på radiuminnehållet i ett mate- rial och skall för byggnadsmaterial vara mindre än 1,0 (Åkerblom m.fl. 1990, jfr BFS 1990). RA-index beräknades för samtliga mätpunkter. Inom kartområdet visar yngre granit, både jämnkornig och strökornsförande, förhöjd strålning. På kartan är lokaler med RA-index >0,5 redovisade liksom områden med förhöjda RA-index enligt tolkning av den flyggeofysiska under- sökningen.

## Kvalitetsklassning av prover

En bedömning har gjorts av användbarheten av analyserade prover till betong, järnväg (spårbal- last) och väg (jfr Persson och Schouenborg 1995, 1996). Diskussioner har fortlöpande hållits med SP. Erhållna tekniska analyser har även jämförts med det stora antal analyser som redovisats av Stenlid (1996).

Kvalitetsklassningen för betong är främst erfarenhetsbaserad. Egenskaper som mineralsam- mansättning (t.ex. glimmerinnehåll), omvandlingsgrad, kornstorlek, förekomst av alkalikiselre- aktivt material och sulfider, struktur, kornfogning och kornstorlek har legat till grund för klass- ningen (se vidare BBK 94; SS 13 21 25, Svensk Standard 1983). Tre klasser har använts, 1–3. Klass 1 omfattar bergarter med normalt goda egenskaper för betongberedning, klass 2 bergarter är av tämligen god kvalitet, men vilka ej bör användas i betongaggressiv miljö utan förprov- ning, klass 3 bergarter som är av generellt låg kvalitet och som bör undvikas eller eventuellt förprovas.

Kvalitetsklassningen för användning av stenmaterial som spårballast grundar sig på Statens Järnvägar (1988) och Banverket (1996). Glimmerhalten bör vara låg, då denna ofta sänker håll- fastheten, minskar bergartens förmåga att motstå vittring samt ger olämplig kornform vid alltför höga koncentrationer. Kvartsrika bergarter ska undvikas på grund av arbetsmiljöskäl. Kvartshal- ten bör ej överstiga 35 %. Sprödhetstalet (för fraktionen 11,2–16 mm) får vara högst 50 %. Vattenabsorptionen (SS 13 21 25) får inte överstiga 1 %. Den färdiga produkten bör ha en så kantig, kubisk form som möjligt. LT-index (3), dvs. längd-tjockleksförhållandet hos enskilda ballastkorn, ska vara lägst 90 % (FAS-metod 244-95). Klass 1 uppfyller alla nämnda krav, med- an klass 2 har dåliga tekniska egenskaper eller hög glimmerhalt, vilket bl.a. påverkar frostbestän- digheten.

Kvalitetsklassningen för användning av stenmaterial i väg grundar sig på av Vägverket (1994) fastställda krav. Följande generella indelning har använts som utgångspunkt för klass- indelningen:

Klass	Sprödhet, %	Kulkvarnsvärde, %
1	<50	<10
2	50–60	10–18
3	>60	>18

En tämligen god korrelation finns mellan sprödhetstal (FAS-metod 210-98) och LA-tal (fraktionen 10–14 mm) av vilken anledning sprödhetstalet kan uppskattas med hjälp av det senare. Flisighetstalet ingår inte i klassningsgrunden. Det har mer fungerat som en styrparameter för att få jämförbara analysprov. Ett uniformt flisighetstal fås genom krossning i flera steg.

De krav som finns för skyddssten (i pirar och kajer) redovisas i tabellen nedan (CIRIA SP 83, jfr CUR 1995).

Test	Mycket god	God	Medel	Dålig
Densitet (g/cm <sup>3</sup> )	>2,9	2,6–2,9	2,3–2,6	<2,3
Vattenabsorption	<0,5	0,5–2,0	2,0–6,0	>6,0
Punktlastindex, Is50, MPa	>8,0	4,0–8,0	1,5–4,0	<1,5

Punktlasttester (jfr Broch & Franklin 1972, Brook 1993) har inte utförts på bergarter inom detta kartområde.

## Den ytmässiga tolkningen av bergkvaliteten

Med utgångspunkt från de analyser som gjorts på olika platser och som ansetts väl representera bergmassan har försök utförts att göra en ytmässig tolkning av bergkvaliteten. Med tanke på berggrundens heterogenitet är detta självklart svårt, men tolkningen kan ändå anses vara en värdefull riktlinje för användaren. Områden med tre kvalitetsklasser har urskiljts, nämligen 1. god, 2. mindre god och 3. dålig kvalitet. Denna tolkning baseras främst på kulkvarnsvärdena i relation till de krav som ställs i VÄG 94 (Vägverket 1994). En bedömning har parallellt gjorts av övriga analysresultat (jfr Persson & Schouenborg 1995) såsom Los Angeles-värden samt geofysisk information. Det är dock viktigt att bergkvalitetskartan kompletteras med en detaljundersökning vid prospektering och planering för uttag av berg. Provtagningen har, om ej annat anges, omfattat enskilda bergartsled även i täkt. Dessa redovisade resultat överensstämmer följaktligen inte helt med de som erhålls i producerat material.

Många bergartsled är lokalt heterogena med avseende på mineralogi, kornstorlek, påverkan av deformation m.m. varför inslag av närliggande kvalitetsklasser kan förekomma, särskilt då det gäller heterogena metasedimentära bergarter. De finkorniga, yngre graniterna liksom metavulkaniterna och den äldre graniten i nordöstra delen av kartområdet har bedömts tillhöra kvalitetsklass 1. Särskilt metavulkaniterna har både låga kulkvarnsvärden och LA-tal. Den massformiga strukturen i de yngre, finkorniga till fint medelkorniga graniterna bidrar till erhållandet av en gynnsam kornform (låga flisighetstal och höga LT-index). Detta ger bra nötningsvärden, men bergarterna är något spröda, särskilt de grövre varianterna. Kvalitetsklass 2 är den dominerande inom kartområdet och omfattar gnejsiga graniter, granodioriter, tonaliter, metabasiter och delar av sedimentådergnejserna. Kvalitetsklass 3 utgörs av de grovkristallina, strökornsförande, yngre graniterna, pegmatiter och glimmerrika metasedimentära bergarter. Kulkvarnsvärdena för dessa bergarter är moderata till höga, och Los Angeles-talen för de grovkristallina yngre graniterna och pegmatiterna är höga. Ett par analyserade dolomiter har både höga kulkvarnsvärden och LA-tal.

## SUMMARY

(see Swedish text for references)

### Introduction

The rocks of the investigated area belong to the Fennoscandian Shield. The majority formed at c. 1800–1900 Ma during the Svecokarelian orogeny. Two generations of dolerites formed at c. 1500 and 900 Ma, respectively.

The area is volumetrically dominated by fairly coarse-grained, quartz-rich, and metamorphosed intrusive rocks, the original grain size of which indicate a deep crustal origin. To a lesser extent metavolcanic and metasedimentary rocks occur.

It is assumed that the majority of rocks of the area formed in a tectonic setting similar to that of the present day (and <100 Ma) western coast of South-America.

### Geology

The metavolcanic rocks are dominated by felsic volcanic breccias to sandstones and siltstones and mafic rocks of the so-called *Sommarhag* formation. The siltier rocks become more frequent upwards in the stratigraphy and coexist locally with carbonate rocks. The silt-carbonate rocks are called the *Sandtorp* formation. The latter formation grade up-stratigraphy into a >300 m thick horizon of "pure" marble, which is dominantly dolomitic in composition and locally has well-developed stromatolites. The dolomitic marble is host to the Sala zinc and silver ores, and is itself presently quarried at the Tistbrottet quarry. The stratigraphically uppermost parts of the marble contain beds of volcanic ash-siltstone and irregular spots of skarn. The marble horizon and intercalated and overlying volcanic rocks are called the *Finntorp* formation. The volcanic rocks of the Finntorp formation have been dated at  $1894 \pm 2$  Ma (U-Pb zircon). In several places subvolcanic intrusions or crypto domes (the *Eklövstorp* formation) occur. They are locally richly and coarsely quartz phyric to quartz-feldspar phyric and grade into plutonic rocks (see below). One such porphyry has been dated at  $1892 + 5 / - 4$  Ma (U-Pb zircon).

The clastic metasedimentary rocks of the so-called *Östrom* formation are dominated by megaregwackes, but subordinate quartzitic, arkosic, and argillic varieties occur. The stratigraphic relation to the metavolcanic rocks is uncertain. In some places the metasedimentary rocks seem to overlay the volcanic rocks, but it cannot be excluded that the rocks of the *Östrom* formation correspond to the so-called *Larsbo* formation, which underlies the volcanic rocks in other parts of Bergslagen.

The older metaintrusive rocks are dominated by granitic compositions, but granodioritic, tonalitic, and mafic varieties occur. The felsic rocks contain mafic xenoliths and felsic to mafic enclaves (magma mingling). The number of mafic inclusions in felsic rocks increases and granitic compositions grade into tonalitic towards diorite or gabbro massifs. It seems that felsic and mafic rocks formed at approximately the same time, although the former show intrusive relations in the latter at places. Tonalitic and mafic plutonic rocks are garnet-bearing in the southern parts of the area, probably due to a higher metamorphic grade. East of the supracrustal

rocks at Sala occurs a reddish to grey, even-grained, locally hornblende-bearing, and generally massive metagranite, which has been dated at 1891 Ma (U-Pb zircon). A granodioritic variety NW of Sala and just outside the investigated area was dated at 1890 Ma (U-Pb zircon). At several places subvolcanic, locally porphyritic varieties occur. They grade locally into plutonic rocks, but are also apparently related to some of the subvolcanic rocks that have been marked with supracrustal colour plus I's on the map.

The older intrusive rocks were intruded by thin (m-scale) mafic dykes. These dykes occur mainly in the south-western parts of the area and are locally accompanied by felsic dykes. Together the two types probably form composite dykes. They strike parallel to the strike of the dominant tectonic structures of the area (see below).

In the southern and western parts of the area syn- to late-orogenic, anatectic granites, granitic dykes, aplites, and pegmatites occur. In general, they are massive and crosscut tectonic structures. Granitic varieties have been dated at 1770–1779 Ma (U-Pb zircon). Locally the granites contain cm- to m-scale areas or spots of more biotite-rich or plagioclase-biotite/hornblende-rich material, which may constitute either restites or enclaves. The pegmatites locally contain coarse-grained tourmaline, garnet, and graphic texture.

WNW and ENE striking dolerite dykes have been observed in the area from W of Sala and N to the map border. Dyke swarms with similar strikes have been dated in other places in the region at c. 1530 Ma (Rb-Sr mineral analyses). The existence of NS to NNW striking dykes is inferred from the geophysical maps, but they have not been found in outcrops in this area. Dykes with similar strike have been dated at c. 950 Ma (Rb-Sr mineral analyses) in other parts of Sweden.

## Metamorphism

The metamorphic grade of the area is fairly low in the north-eastern parts (around and north of Sala), but increases towards west and south. It is in all places within medium-grade metamorphism (or appr. amphibolite facies). Well- to relatively well-preserved metavolcanic and metasedimentary rocks occur around and north of Sala, whereas supracrustal rocks which are more recrystallized and difficult to determine are found in the other parts of the area. Metagreywackes contain andalusite and (pinnitized) cordierite in the southern parts. The metaintrusive rocks show few mineralogical signs of metamorphic overprint, but tonalitic and mafic varieties may be garnet-bearing in more metamorphic areas. The metamorphic event affected all supracrustal rocks, the older intrusive rocks, and the mafic and composite dykes, whereas the younger granites, aplites, and pegmatites are thought to have formed through anatectic processes during metamorphism. The dolerites formed later.

## Structures

The tectonic structures of the area are to the north dominated by a NE–SW striking, steeply dipping, penetrative foliation and to the south dominated by a WNW–ESE striking foliation. In the well-preserved parts to the north, it can be seen that the dominating structure actually is

an S2 foliation. In the south, the dominating structure is normally the only discernable planar structure. It is, however, locally accompanied by a lineation, which has a parallel strike and which plunges either to WNW or ESE. Locally, in metasedimentary rocks in the southern parts, the dominating foliation can be seen to crenulate an older tectonic foliation, which means that the former at least is an S2 foliation. The syn- to late-orogenic igneous rocks in the southern and western parts are generally unaffected by tectonic deformation. Where they show signs of deformation the structures are parallel to the WNW–ESE trend, which suggests that the structures basically are synmetamorphic. In places, the synmetamorphic structures show tendencies to a more brittle behaviour. An area showing strong deformation forms a km-wide zone SSE from lake Silvköparen to Kivsta. The rocks are strongly foliated to phyllonitized to mylonitized. Locally this deformation crenulates an older foliation, which most likely is S2 meaning that this zone should be a D3 structure.

The well-preserved supracrustal rocks around the Sala mine, particularly the rocks of the Finntorps formation, have shallowly to moderately plunging fold axes towards NW. Just north of here, however, all strata strike north-easterly, probably due to D2 deformation. In addition, a number of older granitic and subvolcanic intrusions intruded the supracrustals, forming a complex fold pattern.

## Economic geology

The present investigation has noted some limiting factors for the distribution of ores and dolomitic marble at Sala. The marble, which hosts the Sala Zn-Pb-Ag ores, constitutes a relatively thick succession, which is folded and gently plunging toward NW. The stratigraphical upper limitation is marked by the appearances of skarn-altered patches and ash-siltstone beds. In the quarries, Finntorpet and Tistbrottet, way-up direction is towards NW and N, respectively. The rocks in the area between the two quarries should mainly represent an anticlinal structure, in which more dolomitic marble and, possibly, also a continuation of the ores at Sala could be found. The marble is bounded by metagranite to the SE.

At Ransta, magnetite alteration in metavolcanic rocks has been noted. The magnetite is locally accompanied by epidote and/or mica alteration, and the area has frequent quartz and epidote-quartz-magnetite veins. The alteration and mineralisation seem to be spatially associated with tonalitic to dacitic subvolcanic older intrusions. This could constitute a form of Kiruna-type mineralisation, which is interesting considering that some recent investigations relate this type to Cu-Au mineralisation. In the metagreywackes of the *Östrom* formation, a similar mineralisation pattern close to subvolcanic intrusions has been observed. Here, however, only pyrrhotite forms the mineralisation.

(See also figure and table captions for information!)

## REFERENSER

- Allen, R.L., Lundström, I., Ripa, M., Simeonov, A. & Christofferson, H., 1996: Facies analysis of a 1.9 Ga, continental margin, back-arc, felsic caldera province with diverse Zn-Pb-Ag-(Cu-Au) sulfide and Fe oxide deposits, Bergslagen region, Sweden. *Economic Geology* 91, 979–1008.
- Ambros, M., 1988: Berggrundskartorna Avesta NV och SV. *Sveriges geologiska undersökning Af 152 och 153*.
- Arnbom, J.O., 1999: Beskrivning till berggrundskartan 11G Västerås SO. *Sveriges geologiska undersökning Af 204*.
- Banverket, 1996: *Makadamballast för järnväg BVF 585.52*.
- Barton, N., Lien, R. & Lunde, J., 1974: Engineering classification of rock masses for the design of tunnel support. *Rock Mechanics* 6, 189–236.
- Boverket, 1994: *BBK 94, Betongkonstruktioner: Boverkets handbok om betongkonstruktioner. Band 2: Material, utförande, kontroll*.
- Bergman, S., Delin, H., Kübler, L., Ripa, M. & Söderman, J., 2001: Projekt Svealand. I (H. Delin, red.): *Regional berggrundsgeologisk undersökning – sammanfattning av pågående undersökningar 2000. Sveriges geologiska undersökning Rapporter och meddelanden 105*, 16–28.
- Berthier, P., 1827: Petrosilex rose de Sahlberg en Suede. *Annales de Chimie et de Physique* 36, 19–22.
- BFS, 1990: Nybyggnadsregler ändringar. *Boverkets författningssamling. BFS 1990:28, Nr. 2*. Stockholm.
- Broch, E. & Franklin, J.A., 1972: The Point Load Strength Test. *International Journal of Rock Mechanics and Mining Science* 9, 669–697.
- Brook, N., 1993: The measurement and estimation of basic rock strength. I (J. Hudson, red.): *Comprehensive rock engineering, principles, practice & projects. Vol. 3, Rock testing and site characterization*. Pergamon Press, 41–81.
- CIRIA SP 83: Manual on the use of rock in coastal and shoreline engineering. *Construction Industry Research and Information Association*.
- CUR 1995: Manual on the use of rock in hydraulic engineering. *Centre for Civil Engineering Research and Codes. CUR/RWS Report 169*. Ministry of Transport, Public Works and Water Management, Road and Hydraulic Engineering Division, Directorate-General for Public Works and Water Management. Gouda. A.A. Balkema, Rotterdam.
- Deere, O.U., 1968: Geological considerations. In Stagg, K.G. and Zienkiewicz, O.C. (eds.): *Rock mechanics in engineering practice*. John Wiley & Sons, 1–20.
- European Committee for Standardization, 2000: *EN 1097-2: Tests for mechanical and physical properties of aggregates. Part 2: Methods for the determination of the resistance to fragmentation*.
- Föreningen för asfaltbeläggningar i Sverige, 1998: *FAS-metod 209-98: Bestämning av flisighets-tal*.
- Föreningen för asfaltbeläggningar i Sverige, 1998: *FAS-metod 210-98: Bestämning av sprödhets-tal*.
- Föreningen för asfaltbeläggningar i Sverige, 1998: *FAS-metod 221-98: Bestämning av kornstorleksfördelning genom siktningsanalys*.

- Föreningen för asfaltbeläggningar i Sverige, 1998: *FAS-metod 244-98: Bestämning av LT-index*.
- Föreningen för asfaltbeläggningar i Sverige, 1998: *FAS-metod 208-98: Bestämning av korndensitet genom vägning i vatten*.
- Föreningen för asfaltbeläggningar i Sverige, 1998: *FAS-metod 259-98: Bestämning av kulkvarnsvärde*.
- Ferry, J.M., 1979: Reaction mechanisms, physical conditions, and mass transfer during hydrothermal alteration of mica and feldspar in granitic rocks from south-central Maine, U.S.A. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 68, 125–139.
- Grip, E., 1982: Berg och malm i Västmanlands län. *Statens industriverk, SIND pm 1982:8*.
- Gumaelius, O., 1868: Bladet Sala. *Sveriges geologiska undersökning Aa 26*.
- Hitzman, M.W., Oreskes, N. & Einaudi, M.T., 1992: Geological characteristics and tectonic setting of Proterozoic iron oxide (Cu-U-Au-REE) deposits. *Precambrian Research* 58, 241–287.
- Hjelmqvist, S., 1937: Kartbladet Smedjebacken. *Sveriges geologiska undersökning Aa 181*.
- Hoek, E. & Brown, E.T., 1994: Underground excavations in rock. *Institute of Mining and Metallurgy*. E & FN Spon.
- Hughes, C.J., 1973: Spilites, keratophyres and the igneous spectrum. *Geological Magazine* 6, 513–527.
- Högberg, E., 1910: Relationerna mellan dolomit och kalksten inom karbonatstensområdet vid Sala. *Geologiska Föreningens i Stockholm Förhandlingar* 75, 247–271.
- International Society for Rock Mechanics, 1985: *Point load test index  $I_{S(50)}$* . ISRM.
- Kugelberg, O.F., 1868: Bladet Skultuna. *Sveriges geologiska undersökning Aa 3*.
- Kübler, L. & Ripa, M., 1998: Kartbladet 11G Västerås NO. I C.-H. Wahlgren (red.): *Regional berggrundsgeologisk undersökning – sammanfattning av pågående undersökningar 1997. Sveriges geologiska undersökning Rapporter och meddelanden nr 97*, 20–23.
- Lundegårdh, P.H. & Nisca, D., 1978: Berggrundskartan och geofysiska kartorna Västerås SV. *Sveriges geologiska undersökning Af 122*.
- Lundegårdh, P.H., 1982: Berg och malm i Västmanlands län. *Statens industriverk, SIND pm 1982:8*.
- Lundström, I., 1987: Lateral variations in supracrustal geology within the Swedish part of the Southern Svecokarelian Volcanic Belt. *Precambrian Research* 35, 353–365.
- Lundström, I., 1995: Berggrundskartorna Filipstad SO och NO. *Sveriges geologiska undersökning Af 177*, 185.
- Lundström, I., Allen, R.L., Persson, P.-O. & Ripa, M., 1998: Stratigraphies and depositional ages of Svecofennian, Palaeoproterozoic metavolcanic rocks in E. Svealand and Bergslagen, south central Sweden. *GFF* 120, 315–320.
- Magnusson, E., 1994: Jordartskartan 11G Västerås NO. *Sveriges geologiska undersökning Ae 117*.
- McPhie, J., Doyle, M. & Allen, R., 1993: *Volcanic Textures: a guide to the interpretation of textures in volcanic rocks*. CODES Key Centre, University of Tasmania, Hobart.
- Patchett, P.J., 1978: Rb/Sr ages of Precambrian dolerites and syenites in southern and central Sweden. *Sveriges geologiska undersökning C 747*.
- Peacock, M.A., 1931: Classification of igneous rock series. *Journal of Geology* 39, 54–67.

- Pearce, J.A., Harris, N.B.W. & Tindle, A.G., 1984: Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks. *Journal of Geology* 25, 956–983.
- Persson, L., 1993: The U-Pb zircon age of the Sala "granite" of south-central Sweden. *I T. Lundqvist (red.): Radiometric dating results. Sveriges geologiska undersökning C 823*, 32–35.
- Persson, L., 1997: Berggrundskartan 12G Avesta SO. *Sveriges geologiska undersökning Af 189*.
- Persson, L., 1998a: Bergkvalitetskartan 11 I Uppsala SV. *Sveriges geologiska undersökning Af 105 Bk*.
- Persson, L., 1998b: Bergkvalitetskartan 11 H Enköping SO. *Sveriges geologiska undersökning Af 110 Bk*.
- Persson, L., 1998c: Bergkvalitetskartan 11 H Enköping SV. *Sveriges geologiska undersökning Af 118 Bk*.
- Persson, L. & Schouenborg, B., 1995: Kvalitetsklassning av bergarter N Stockholm, del 2. *SP Sveriges Provnings- och Forskningsinstitut, Byggnadsteknik, SP RAPPORT 1995:49*.
- Persson, L. & Schouenborg, B., 1996: Quality classification of rock in Sweden. *European Aggregates. Official Journal of UEPG, Union Européenne des Producteurs de Granulats. UEPG, 2–3/96*.
- Persson, L., Antal, I., Göransson, M., Lundqvist, S. & Pamnert, M. 1998a: Bergkvalitetskartan 10 I Stockholm NO. *Sveriges geologiska undersökning Af 202 Bk*.
- Persson, L., Antal, I., Göransson, M., Lundqvist, S. & Pamnert, M. 1998b: Bergkvalitetskartan 10 I Stockholm NV. *Sveriges geologiska undersökning Af 203 Bk*.
- Persson, L., Antal, I., Göransson, M., Lundqvist, S. & Sträng, M. 2000a: Bergkvalitetskartan 10I Stockholm SO. *Sveriges geologiska undersökning Af 209 Bk*.
- Persson, L., Göransson, M., Persson, Lena & Sträng, M., 2000b: Bergkvalitetskartan 11I Uppsala NV. *Sveriges geologiska undersökning Af 210 Bk*.
- Persson, L., Antal, I., Göransson, M., Lundqvist, S. & Sträng, M., 2001: Bergkvalitetskartan 10I Stockholm SV. *Sveriges geologiska undersökning Af 218 Bk*.
- Ripa, M., 1995: Berggrunden på kartbladet 11G Västerås NO. *I C.-H. Wahlgren (red.): Regional berggrundsgeologisk undersökning – sammanfattning av pågående undersökningar 1994. Sveriges geologiska undersökning Rapporter och meddelanden nr 79*, 33–37.
- Ripa, M., 1998: Berggrundskartan Säfsnäs SO. *Sveriges geologiska undersökning Af 190*.
- Ripa, M. & Kübler, L., 1999: Kartbladet 11G Västerås NO. *I C.-H. Wahlgren (red.): Regional berggrundsgeologisk undersökning – sammanfattning av pågående undersökningar 1998. Sveriges geologiska undersökning Rapporter och meddelanden nr 98*, 21–27.
- Ripa, M. & Persson, P.-O., 1997: The U-Pb zircon age of the Sala-Vänge granite at Sala, south central Sweden. *I Th. Lundqvist (red.): Radiometric dating results. Sveriges geologiska undersökning C 830*, 57–62.
- Sjögren, H., 1910: The Sala Mine. *Geologiska Föreningens i Stockholm Förhandlingar* 32, 1363–1396.
- Smeds, S.A., 2000: Bibliografi över Sala och dess silvergruva, med huvudvikt på geologi och mineralogi. *Sveriges geologiska undersökning BRAP-rapport 200027*.
- Snäll, S., 1991: Krossberginventering inom södra delarna av Västmanlands län. Regionala inventeringar av grus m.m. *Sveriges geologiska undersökning. Rapport 1991:5*.
- Statens Järnvägar, 1988: Tekniska bestämmelser, makadam för spårballast. *PM 1988-04-25*

(BBG 88/022), SJ, Banavdelningen.

- Stenlid, L., 1996: Klassificering av bergarter med Los Angeles-trumma. *Slutrapport SBUF projekt nr 2135. Skanska Mellansverige AB, Väglaboratoriet Bålsta.*
- Stephens, M.B., Ahl, M., Bergman, T., Lundström, I. Persson, L., Ripa, M. & Wahlgren, C.-H., 2000: Syntes av berggrundsgeologisk och geofysisk information, Bergslagen och omgivande områden. I H. Delin (red.): *Regional berggrundsgeologisk undersökning – sammanfattning av pågående undersökningar 1999. Sveriges geologiska undersökning Rapporter och meddelanden 102*, 78–97.
- Streckeisen, A., 1976: To each plutonic rock its proper name. *Earth-Science Reviews 12*, 1–33.
- Strömberg, A.G.B., 1983: Berggrundskartan Ludvika SO. *Sveriges geologiska undersökning Af 128.*
- Stålhös, G., 1976: Berggrundskartan Enköping SV. *Sveriges geologiska undersökning Af 118.*
- Sun, S.S. & McDonough, W.F., 1989: Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle compositions and processes. I *Magmatism in the ocean basins. Geological Society special publication 42*, 313–345.
- Svensk Standard, 1983: *Betongprovning – Ballast – Korndensitet (hydrostatisk metod) och vattenabsorption, SS 13 21 25.*
- Swedish Concrete Association, 1991: *Durable concrete structures. Concrete Report No. 1.*
- Tegengren, F.R. m.fl., 1924: Sveriges ädlare malmer och bergverk. *Sveriges geologiska undersökning Ca 17.*
- Thompson, R.N., Morrison, M.A., Hendry, G.L. & Parry, S.J., 1984: An assessment of the relative roles of crust and mantle in magma genesis: an elemental approach. *Philosophical Transactions of the Royal Society of London A310*, 549–590.
- Vägverket, 1994: *VÄG 94, Allmän teknisk beskrivning för vägkonstruktioner. Vägverket.*
- Wahlgren, C.-H., Bergman, S., Lundström, I. & Stephens, M.B., 1996: Appendix. I C.-H. Wahlgren (red.): *Regional berggrundsgeologisk undersökning – sammanfattning av pågående undersökningar 1995. Sveriges geologiska undersökning Rapporter och meddelanden nr 84.*
- Wilson, M., 1989: *Igneous Petrogenesis.* Unwin Hyman, London.
- Winchester, J.A. & Floyd, P.A., 1977: Geochemical discrimination of different magma series and their differentiation products using immobile elements. *Chemical Geology 20*, 325–343.
- Winkler, H.G.F., 1979: *Petrogenesis of metamorphic rocks, 5<sup>th</sup> edition.* Springer-Verlag.
- Wikström, A., 1981: Metodik och bergartsindelning. I Persson, L., Bruun, Å. & Dahlman, B., 1979: *Beskrivning till berggrundskartan Linköping SV. Sveriges geologiska undersökning Af 132.*
- Åkerblom, G., 1990: Markradonutredning för Nacka kommun. *Sveriges geologiska AB, Division ingenjörsgologi, IRAP 90017.*
- Åkerblom, G., Petterson, B. & Rosén, B., 1990: Markradon. Handbok för undersökning av markradonförhållanden. *Byggforskningsrådets rapport R85:1988, reviderad utgåva 1990*, pp. 160.
- Öhlander, B. & Romer, R.L., 1996: Zircon ages of granites occurring along the Central Swedish Gravity Low. *GFF 118*, 217–225.

Tabell 1. Kemisk sammansättning hos metavulkaniter (mv; inkl. subvulkaniter). Huvudelement i vikt-%, spårelement i ppm, < betyder under detektionsgränsen.

*Chemical composition of metavolcanic rocks (incl. subvolcanic rocks). Major elements as weight-%, trace elements in ppm, < means below detection limit.*

ID-nummer	CMR940007A	CMR940028A	CMR940038A	CMR940039A	CMR940039B
Bergart	Metaryolit	Metadacit	Metaryolit	Metaryolit	Metadacit
NS-koordinat	6647940	6649240	6647960	6649220	6649220
OV-koordinat	1544500	1543460	1544050	1544000	1544000
SiO <sub>2</sub>	70,6	57,7	78	70	61,6
TiO <sub>2</sub>	0,387	0,976	0,111	0,577	1,02
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	15	16,7	12,4	15,3	15,6
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	3,33	8,33	0,515	3,99	9,23
MgO	1,13	4,5	1,01	1,04	2,94
CaO	2,62	6,21	1,28	4,05	4,22
MnO	0,0716				
MnO <sub>2</sub>		0,173	0,0142	0,0948	0,133
Na <sub>2</sub> O	3,7	2,99	3,21	2,73	1,45
K <sub>2</sub> O	3,15	2,19	4,3	2,2	3,04
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,119	0,217	0,0853	0,216	0,233
LOI	0,6	0,9	0,3	1,2	1,8
Oxider	100,1	100	100,9	100,2	99,5
Ba	586	566	697	444	442
Be	2,51	<0,575	1,45	1,76	
<0,568					
Co	0	13,1	<5,89	<6,09	14,1
Cr	0	125	21,1	18,8	77,9
Cu	15,3	<5,75	8,92	<6,09	18,2
Ga	0	22,3	17,8	22,1	24,1
Hf	6,68	4,42	7,41	5,95	4,38
Mo	2,13	2,54	<0,707	3	3,39
Nb	13,1	7,77	10,5	10,6	9,57
Ni	7,08	20,4	12,3	<12,2	31,6
Rb	99,4	67,8	85,9	69,7	78,5
Sc	7,57	27,2	6,35	10,5	24,8
Sn	2,02	1,72	3,74	1,4	3,38
Sr	290	311	151	157	117
Ta	1,61	1,1	1,59	1,17	1,19
Th	10,4	6,56	14,5	9,11	6,9
U	3,22	2,49	2,51	3,52	2,53
V	22,6	181	<2,36	39,5	108
W	1,18	1,03	1,09	2,73	1,28
Y	21,3	20,4	8,43	15	24,3
Zn	31,1	125	14,4	36,9	74,2
Zr	244	136	216	228	155
La	25,4	24,7	26,8	31	24,9
Ce	54,5	49,6	60,3	56,4	49,4
Pr	6,52	5,9	7,28	6,83	6,29
Nd	25,4	23,9	30,2	26,4	26,8
Sm	4,9	5,16	5,53	4,78	5,14
Eu	1,2	1,31	0,688	0,646	1,15
Gd	4,78	4,81	4,7	3,38	5,76
Tb	0,789	0,803	0,941	0,607	0,877
Dy	4,59	3,89	3,09	2,76	3,93
Ho	0,963	0,779	0,677	0,559	0,774
Er	3,06	2,4	1,42	1,69	2,45
Tm	0,463	0,309	0,35	0,274	0,418
Yb	3,08	2,19	1,28	1,92	2,69
Lu	0,465	0,328	0,325	0,311	0,383
Al/(Na+K+Ca)	1,3	1,3	1,1	1,4	1,6

Tabell 1, forts.  
Table 1, cont.

CMR940068A	CMR940068B	CMR950088A	CMR940059A	CMR990323A	CMR990323B	CMR990323C
Felsisk mv 6648800 1541640	Metaryolit 6648800 1541640	Metadacit 6645800 1540130	Metaryolit 6647860 1540420	Metadacit 6635350 1545850	Metamafit 6635350 1545850	Metaryolit 6635350 1545850
68,1	69,5	65,3	70	64,8	55,4	76,8
0,385	0,233	0,599	0,522	0,948	1,31	0,114
14,6	15,8	15,4	13,8	14,9	16,5	12,2
4,56	2,4	5,69	5,56	6,03	11	2,2
2,48	2,01	2,67	1,91	3,33	3,35	2,33
4,29	1,73	0,869	2,2	4,54	6,51	0,465
0,19	0,105	0,0468	0,0896	0,0996	0,182	0,0223
1,16	0,829	4,97	2,6	1,32	0,79	2,39
2,89	5,22	2,62	2,46	1,48	2,45	1,74
0,132	0,112	0,206	0,187	0,192	0,236	0,0192
1,1	1,9	1,4	1,7	1,7	1,2	1,8
98,8	97,9	98,4	99,3	97,6	97,7	98,3
178	443	573	702	129	246	179
3,67	2,94	1,33	1,7	1,05	<0,523	1,26
<5,57	<5,39	10,5	8,58	9,69	20	
<5,33						
56,3	20,3	26,6	55,1	90,5	100	17,9
13,5	6,38	12	12,8	70,7	25,2	
<5,33						
22,5	27	25,9	21	19,5	22,3	18,1
4,03	6,8	5,45	4,71	4,6	3,9	4,31
1,73	1,46	4,59	1,59	2,31	<2,09	
<2,13						
9,47	10,6	10	8,5	11,4	14,1	11,3
16,4	13,6	<12,1	25,9	32,7	31,8	
<10,7						
116	123	54,2	65,2	68	112	42,7
11,1	12	11,8	13,8	19,5	31,3	3,56
4,15	3,27	0,564	3,63	1,56	6,79	7,17
97,2	47,6	86,4	186	212	200	48,6
1,27	1,22	1,23	0,978	1,18	1,22	1,45
10,9	13,2	7,4	6,7	6,56	5,56	11,1
2,91	4,03	2,61	2,28	2,51	2,38	3,77
47	9,17	44,2	49,4	153	250	4,66
0,999	1,7	1,46	2,58	0,73	0,743	2,41
20,9	26	18,4	18,2	19,1	20,9	16,9
51,8	31,9	29,1	33,7	59,7	96,7	17,3
143	199	227	169	135	119	139
28,6	48,6	24,2	23,7	19,9	19,8	8,2
56,6	91,9	58,2	45,9	47,6	47,2	33,6
7,02	11,4	6,22	6,23	6,84	6,61	3
27,5	44,2	24,1	22,6	24,2	25,4	9,66
4,91	7,59	4,93	4,73	4,09	4,26	1,52
0,952	1,61	0,985	1,01	1,27	1,67	0,738
5,14	6,29	4,84	4,17	4,41	4,83	2,44
0,791	1,06	0,735	0,647	0,694	0,566	0,355
3,64	4,98	3,4	3,49	3,94	4,13	2,93
0,773	1	0,777	0,677	0,829	0,906	0,643
2,06	2,87	2,23	1,81	2,39	2,3	1,89
0,252	0,468	0,36	0,308	0,555	0,464	0,541
2,2	2,52	2,06	2,12	1,97	2,46	2,58
0,345	0,377	0,292	0,325	0,384	0,405	0,38
1,6	1,8	1,3	1,5	1,9	1,7	2,0

Tabell 2. Kemisk sammansättning hos äldre intrusivbergarter (inkl. amfiboliter). I övrigt som i tabell 1.  
*Chemical composition of older intrusive rocks (incl. amphibolites). See caption of Table 1.*

ID-nummer CAI950082A	CAI940012B	CAI940024A	CAI950064A	CAI950069A
Bergart Amfibolit	Amfibolit	Metadiorit	Metagranitoid	Metatonalit
NS-koordinat 6631500	6628700	6629940	6630100	6631080
OV-koordinat 1529740	1526750	1529840	1527250	1525460
SiO <sub>2</sub> 49	50,4	56,7	65,4	66,3
TiO <sub>2</sub> 0,697	1,32	1,39	0,852	0,587
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> 8,16	15,4	16,4	14,4	14,9
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> 11,3	11,2	9,5	7,02	5,66
MgO 16,4	6,89	3,54	2,11	1,95
CaO 11	9,44	6,66	2,76	4,33
MnO	0,177	0,139		
MnO <sub>2</sub> 0,238			0,138	0,118
Na <sub>2</sub> O 0,562	1,91	2,4	2,82	2,86
K <sub>2</sub> O 1,69	1,18	2,08	2,57	3,2
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub> 0,169	0,274	0,365	0,27	0,188
LOI 1,4	2,1	1,2	2,1	0,9
Oxider 99,2	98,2	99,2	98,3	100,1
Ba 207	304	543	779	630
Be <0,589	1,42	2	1,42	1,09
Co 55,9	26,5	18,8	9,22	7,78
Cr 1320	202	76,1	30,9	41,4
Cu 12,5	22,7	21,6	15,1	25,8
Ga 17,2	15,3	20	25,5	16,7
Hf 1,6	3,35	3,42	9,24	4,94
Mo 1,16	<0,737	1,4	1,83	2,44
Nb 3,23	5,65	10,9	13,3	7,53
Ni 267	27,7	15	<11,6	12,3
Rb	49,6	78,6	80	107

56,7					
Sc	37,6	24,7	16,3	13,2	
37,5					
Sn	3,09	3,34	12,2	3,14	
12,3					
Sr	356	413	263	322	
65,1					
Ta	0,582	0,838	1,75	1,19	
0,343					
Th	2,37	4,2	8,91	9,12	
1,3					
U	0,873	1,24	3,85	3,08	
0,39					
V	232	193	75	87,8	
190					
W	13,6	0,877	1,76	1,3	
0,654					
Y	12,5	21,1	45,4	15,8	
8,87					
Zn	99,1	112	84,9	67	
116					
Zr	85,2	113	352	156	
43,5					
La	19,1	28,8	29,7	28,8	
8,33					
Ce	37,6	59,6	59	52,7	
15,8					
Pr	4,39	7,45	7,86	6,33	
2,05					
Nd	18,8	32,8	35,3	23,8	
9,61					
Sm	3,48	5,73	8,75	3,36	
1,93					
Eu	0,792	1,38	1,29	1,12	
0,449					
Gd	4,84	6,7	8,74	3,21	
2,43					
Tb	0,491	0,818	1,53	0,668	
0,348					
Dy	2,78	4,52	8,08	3,01	
2,16					
Ho	0,56	0,882	1,65	0,595	
0,367					
Er	1,68	2,89	4,74	1,62	
1,2					
Tm	0,262	0,355	0,763	0,268	
0,164					
Yb	2,07	2,62	5,29	2,05	
1,13					
Lu	0,241	0,328	0,675	0,312	
0,139					
Al/(Na+K+Ca)	1,2	1,3	1,5	1,2	0,6

Tabell 2, forts.  
Table 2, cont.

CMR940006A Metagranit 6646420	CMR940006B Metagranit 6646600	CMR940008A Metadiorit 6642190	CMR990305A Metatonalit 6636710	ENE980008B Metagranit 6627160	ENE980026A Metagranodiorit 6629480
-------------------------------------	-------------------------------------	-------------------------------------	--------------------------------------	-------------------------------------	--

1546840	1546980	1537960	1533230	1531240	1532480
74	71,3	47,5	58,7	68,9	68,2
0,169	0,293	0,227	0,911	0,415	0,609
13,5	14,6	18	16,5	15,3	15,1
2,2	3,41	9,57	8,63	4,02	4,54
0,471	1,28	10,9	3,21	0,812	1,11
2,15	2,33	10,6	6,51	2,13	2,57
0,0516		0,163			
0,0645		0,155	0,0612	0,0547	
3,04	3,93	0,774	2,61	3,14	2,7
4,46	2,77	0,617	2,09	5,16	4,13
0,0497	0,0893	0,0294	0,198	0,0831	0,148
0,7	0,8	2	1,1	0,8	0,5
100,1	100,1	98,3	99,5	100	99,2
605	522	83,6	516	1340	649
1,9	2,23	0	0,933	1,82	2,29
0	5,9	55,1	18,6	<5,80	
<6,01					
13,9	22,9	147	97,6	17,5	38,4
17,2	15,8	62,8	13,1	14,5	14,1
0	11,8	0	36,2	<11,6	
<12,0					
3,15	3,56	0,231	4,73	7,36	6,1
1,17		1,44	<2,09	1,4	1,01
6,87	6,29	0,812	9,01	12,9	9,97
6,97		58,1	27,6	<11,6	16,9
167	73,8	24,2	64,9	159	169
2,5	6,11	27,5	23,8	10,1	9,99
1,34	8,73	0	<1,04	3,14	4,49
184	228	349	463	326	141
1,53	0,844	0,0794	0,804	1,25	1,84
16,6	11	0,455	4,73	9,47	11,3
6,8	4,33	0	2,33	3,68	2,8
19,2	38,8	172	174	36,7	50,1
0,345	0,811	0,385	0,727	1,08	2,3
11,1	13,2	3,28	25	20	20,2
11,3	33,5	36,3	94,2	54,9	81
80	146	0	175	265	190
28,5	31,2	1,95	20	25,2	27
54,2	61,5	4,22	48,4	50,2	58
5,57	6,63	0,546	6,74	5,99	7,59
18,8	22	2,73	27,5	22	26
3,01	3,55	0,623	5,1	3,53	5,32
0,482	0,817	0,377	1,44	1,19	1,52
2,68	2,8	0,718	4,97	4,28	6,01
0,408	0,438	0,107	0,587	0,604	2,25
2,25	2,62	0,71	3,43	3,63	4,91
0,478	0,529	0,174	0,736	0,747	2,18
1,59	1,73	0,559	2,13	1,86	3,04
0,238	0,241	0,0858	0,239	0,32	1,96
1,73	1,79	0,5	1,83	2,22	1,84
0,291	0,289	0,0825	0,173	0,257	0,847
1,1	1,3	1,6	1,3	1,2	1,3

Tabell 2, forts.  
Table 2, cont.

ENE980008A    ENE990054A    GOB940001A    GOB940089A    GOB940113A    GOB940143A

Amfibolit 6627160 1531240	Metakvartsdiorit 6626700 1544780	Metagranit 6649260 1525180	Metamafit, ospec. 6646650 1534400	Metagabbroid 6649930 1534040	Metagranit 6647600 1535180
50,5	52,8	70,6	52,1	44,1	72,1
1,25	1,13	0,346	1,12	3,11	0,479
16,7	17,5	13,8	17,2	17,6	13,2
11,2	10,2	3,84	10,2	15,5	3,84
5,98	4,61	0,659	5,16	4,7	0,467
7,03	7,84	2,42	9	6,65	2,14
	0,0645	0,196	0,313	0,0586	
0,233	0,193				
3,11	2,88	2,9	2,84	2,69	2,64
2,54	1,66	4,05	0,66	1,4	4,02
0,239	0,199	0,0893	0,266	1,65	0,129
2,3	0,8	0,8	1,6	2,7	0,6
98,8	99	98,8	98,7	97,7	99,1
656	376	947	134	385	1480
1,21	<0,599	2,02	1,65	1,85	1,64
24,7	26,8	0	27,7	17,3	6,64
137	76,8	15,3	21,2	22,3	24,2
25,9	13,6	23,6	31,6	11,2	6,39
<11,7	31	0	18,6	28,8	13,5
2,98	2,77	6,33	2	1,51	7,47
1,18	<2,39	2,14	<0,710	0,728	
2,18					
8,81	6,61	11,8	3,6	13,7	6,53
26,7	26,1	11,9	11,2	10,1	7,54
134	53,2	145	15,3	70,4	98,9
31,2	19,3	9,04	29	38,9	10,6
3,21	<1,20	1,85	4,27	1,63	2,17
421	504	225	430	475	292
0,798	0,624	1,61	0,302	1,01	0,551
4,31	2,99	14,4	2,52	1,56	11,1
1,33	1,21	3,23	0,796	0,494	1,47
221	230	30,3	230	185	18,8
2,14	1,23	2,43	0,797	0,446	0,464
21,1	14,4	21,9	11,4	29,9	14,9
143	121	54,6	108	155	56,5
103	112	201	80,3	77,6	273
16,3	16,6	49,3	11,7	26,2	95,9
38,6	41,2	102	26,5	60,3	173
5,31	5,22	11,9	3,35	8,82	17,7
21,7	21,9	44,4	14,9	41,6	67,4
4	3,15	7,48	2,48	8,29	7,48
0,969	1,35	1,21	1,5	1,84	1,67
4,71	2,53	6,67	3,95	9,04	7,13
0,734	0,316	1,04	0,368	1,24	0,73
4,06	2	5,17	2,38	6,86	3,23
0,755	0,44	1,07	0,393	1,29	0,586
2,04	1,12	3,03	1,48	3,72	1,58
0,368	0,131	0,447	0,159	0,566	0,237
2,11	1,15	2,88	1,46	3,41	2,23
0,336	0,109	0,431	0,192	0,418	0,214
1,2	1,3	1,2	1,3	1,5	1,2

Tabell 2, forts.

Table 2, cont.

GOB940161A Metagranit 6647390 1532750	GOB940163A Metagabbroid 6647010 1536360	JCA950057A Metamafit, ospec. 6642120 1533440	JCA950106A Metagranit 6643400 1533960	JCA950106B Amfibolit 6643400 1533960	CAI950099A Metagranodiorit 6633480 1525240
76,4	50,6	59,9	72	49	68,7
0,148	0,695	0,907	0,266	0,938	0,472
11,8	10,8	15,8	13,5	15,9	14,1
2,32	10,2	8,24	3,21	10,4	4,56
0,0837	11,3	4	0,572	8,18	1,43
0,818	13	6,13	2,13	11,1	3,59
0,0438	0,234	0,143			
		0,063	0,215	0,0885	
2,56	1	2,34	3,06	2,15	2,43
4,85	0,639	2,33	4,29	0,986	3,78
0,0498	0,216	0,245	0,16	0,225	0,16
0,4	1,7	0,8	1	1,2	0,9
99,1	98,7	100	99,3	99,1	99,3
1280	89,2	427	520	179	1200
1,35	<1,20	<0,584	1,67	<0,558	0,923
<6,16	39,7	14,3	<6,10	33,1	6,49
<12,3	1210	101	58,6	331	38
6,92	6,74	12,6	12,9	28	27,4
<12,3	12,5	23	17,3	17,1	17
5,38	2,27	4,62	4,15	2,16	4,5
<0,739	<0,720	2,14	3,04	1,82	7,74
10,5	1,9	10,1	6,85	4,76	6,43
<6,16	141	20,8	23,6	74,9	11,7
133	30,5	94	111	26,9	96,9
4,6	56,8	20,7	7,53	36,1	8,3
2,46	7,01	4,3	1,99	<0,446	2,32
174	217	352	173	295	364
0,599	0,164	1,38	1,28	0,534	1,36
10,6	2,45	7,87	10,4	1,21	9,85
2,07	0,655	2,69	2,67	0,419	2,33
<6,16	207	157	17,9	208	64,1
0,765	15,8	0,599	1,04	0,659	1,25
16,8	9,18	20,2	17,9	13,2	16,4
44,1	193	104	63	91,7	53,5
178	42,2	144	120	65,4	128
22,7	8,63	20,8	27,1	9,34	29,1
56,1	18,8	42,2	54	20,7	58,5
6,39	2,17	5,67	7,19	2,91	6,83
26,7	9,75	23,5	27,5	12,3	24,6
4,93	1,7	4,19	5,52	2,58	4,14
1,36	0,511	1,02	1,08	0,942	0,968
4,59	2,81	4,04	5,34	2,8	4,17
0,663	0,325	0,782	0,937	0,49	0,668
3,85	1,97	3,84	3,19	3,07	2,94
0,749	0,255	0,765	0,871	0,57	0,678
2,08	1,15	2,32	2,01	1,44	1,69
0,411	0,124	0,382	0,363	0,261	0,295
2,78	0,947	2,06	1,98	1,16	2,04
0,301	0,131	0,311	0,338	0,239	0,256
1,2	0,8	1,3	1,2	1,1	1,2

Tabell 3. Kemisk sammansättning hos syn- till senorogena (yngre) graniter. I övrigt som i tabell 1.  
*Chemical composition of syn- to lateorogenic (younger) granites. See caption of table 1.*

Table 4. Mean values and standard deviations for petrophysical properties, including gamma ray data, for the dominant rock types in map area 1:G.NO.

	Medan	Standardavv	Medan	Standardavv	Medan	Standardavv	Medan	Standardavv	Medan	Standardavv	Medan	Standardavv
	6625700	6638040	6634140	6630770	6643680	6633580						
NS-koordinat	6625700	6638040	6634140	6630770	6643680	6633580						
OY-koordinat	1527660	1526590	1528580	1525920	1544420	1535720						
SiO <sub>2</sub>	74,6	71,3	75,2	75,1	78,9	71,2						
TiO <sub>2</sub>	0,266	0,437	0,207	0,137	0,0469	0,262						
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	12,9	13,4	13,1	12,9	11,9	14,1						
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	2,14	3,33	2,16	2,01	1,08	2,79						
MgO	0,339	0,578	0,349	0,299	0,154	0,462						
CaO	0,806	0,882	1,24	1,33	0,231	1,48						
MnO	0,0328	0,0436	0,0229	0,0468	0,011							
MnO <sub>2</sub>												
Na <sub>2</sub> O	3,13	3,02	2,56	3,01	2,95	0,0509						
K <sub>2</sub> O	5,04	5,14	5,32	5,15	5,47	5,31						
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,0894	0,129	0,05	0,0488	0,0199	0,0611						
LOI	0,7	0,9	0,5	0,4	0,3	0,5						
Oxider	99,3	88,3	100,1	100,4	100,2	99,5						
Bergartsgrupp	404	221	550	329	227	589						
Be	5,96	3,01	2,77	3,76	1,24	4,33						
Metagrävacka	<6,10	16 2738	34,6 2349	0 4392	800 1955	13 2,8	0,7 3,8	1,3	12,4	2,6		
Felsk metavulkanit	5,89	14 2728	58,4 3306	8211 35	98 7	2,3	1,1 3,7	1,0	11,5	2,8		
Metaryolit	<6,10	15 2709	41,9 2198	9 3949	6 15,5	21 3,7	10,9 4,3	1,1	17,4	3,5		
Felsk metaintrusiv bergart	<11,8	18 2734	53,8 291	0 148	10 39	10 2,6	0,8 3,1	0,9	11,5	3,9		
gnejsgranit	7,53	61 2717	7962,7 646	5,62 703	16 50,7	21 2,8	0,3 3,1	1,3	10,3	3,7		
Granit	0,744	12 2654	63,6 2851	2,74 5053	14 20,1	3,4 4,5	0,1 1,6	14,1	7,6	1,5	13,0	
Nb	33,1	20,3	20,5	26,2	6,91	23,5						
gnejsgranodiorit	7,12	23 2731	8789,5 364	7,38 31	3 40	- -	-7,88 -	- -	- -	- -	- -	
gnejsstonalit	<11,8	13 2722	48,8 245	162 2	3 17	2,6	0,3 3,7	0,8	11,3	1,9		
Rb	298	190	160	266	176	245						
Metagabbro	2,86	7 2887	60,4 674	2,56 98	7 80	9 1,2	0,6 1,4	0,9	6,91	2,4		
Sn	3,49	3,07	2,04	3,96	1,81	5,09						
Sr	58,1	112	131	95,5	37,9	120						
Ta	4,15	1,38	2,9	4,18	2,14	3,48						
Th	53,9	50,4	59,2	52,2	21,3	45,5						
U	15,3	11,6	6,73	18,2	9,19	12,9						
V	8,51	21,4	12,5	10,6	0	20,6						
W	2,23	0,482	0,385	0,807	0,412	2,2						
Y	66,7	33,8	29,7	43,6	12,4	54,1						
Zn	20,4	16	31,8	17,2	0	38,2						
Zr	175	305	150	146	68,8	269						
La	77,2	124	65	51,6	28,2	60,6						
Ce	154	253	134	104	55,5	127						
Pr	16,8	28,3	15,4	11,5	5,63	15						
Nd	61,3	97,8	55,4	41,7	18,1	52,3						
Sm	10,8	14,7	10,3	8,08	2,75	8,91						
Eu	0,483	1,24	0,766	0,386	0,204	0,655						
Gd	12,5	12,9	9,68	8,29	2,73	9,31						
Tb	1,81	1,78	1,49	1,46	0,43	1,93						
Dy	12,2	8,41	7,35	8,32	2,42	10,2						
Ho	2,6	1,57	1,39	1,85	0,531	2,42						
Er	7,77	4,61	3,81	5,68	1,81	6,03						
Tm	1,17	0,62	0,542	0,86	0,281	1,4						
Yb	9,39	4,02	3,47	5,71	2,07	6,11						
Lu	1,25	0,659	0,561	0,865	0,351	1,15						
Al/(Na+K+Ca)	1,1	1,2	1,2	1,1	1,0	1,1						

Tabell 5. Tekniska analysvärden och användbarhetsklassificering av proverna för betong, järnväg och väg (se texten). Kk är kulkvarnsvärde, LA-tal är Los Angeles-tal, ASR är alkaliseaktivitet, Spm är sprickor per meter. ( ) indikerar osäker klassifihörighet. \*Användning av karbonatbergarter fördrar generellt en mer noggrann förundersökning än för övrig ballast. En ren karbonatbergart kan ge bättre bindning till cementpastan.

*Technical analyses and classification for three purposes of each rock type, viz. for pavement construction (mainly wearing courses), as railway track-bed ballast, and as concrete ballast. Kk = studded tyre test value, LA-value = Los Angeles value, ASR = alkali-silica reactivity, Spm = joints per meter. ( ) indicates uncertain classification. \*The usage of carbonate rocks as concrete ballast demands more detailed investigation of the aggregate than for other rock types. A pure (clay-free) carbonate rock may develop strong bonding to cement paste.*

Prov	Bergart	N-S-koordinat	Ö-V-koordinat	Densitet g/cm <sup>3</sup>	Kk %	LA-tal %	ASR	Spm	Betong	Bergkvalitetsklassning	
										Järnväg	Väg
CMR980163A	Granit, röd, fint- till grovt medelkornig	6645300	1546250	2,65	7,2	17,3	1		1	1	1
CMR9801163B	Granit, röd, fint- till grovt medelkornig	6645300	1546250	2,64	6,5	19,2	1		1	1	1
CMR940017	Vulkanit, grå, mycket finkornig, gnejsig	6649180	1541360	2,75	12,4	10,6	4		3	1	2
JCA950023	Yngre granit, gråröd, fin- till medelkornig	6640260	1525540	2,63	8,4	20,1	1		2	1	1
CMR940004	Yngre granit, grå, fin- till medelkornig	6630770	1525920			18,2	1		2	1	(1)
CMR980231	Tonalit, grå, medelkornig	6633070	1536500	2,73	13,0	19,5	1		1	1	2
OIL990024	Metavulkanit, grå, tät	6638900	1541770	2,68	5,2	9,4	4		3	1	1
CMR990320	Granit, röd, medel- till grovkornig	6639470	1546480	2,67	9,8	17,5	1		1	1	(1)
CMR940002	Yngre granit, rödgrå, fint- till grovt medelkornig	6639020	1527000	2,66	9,2	19,0	1		2	1	(1)
GOB94O157A	Granit, gråvit, medel- till grovkornig	6645740	1536260	2,68	14,0	31,7	1		(1)	2	(2)
ENE990089	Metavulkanit, grå, tät	6632200	1547500	2,66	4,5	11,1	4		3	1	1
CMR990305	Tonalit, gråsvart, medelkornig	6636710	1533230	2,84	12,9	15,9	1		1	1	2
CMR980245	Yngre granit, gråröd, finkornig	6633970	1535540	2,65	8,6	23,3	1		2	1	1
CAI940040	Yngre granit, röd, medelkornig	6625700	1527660	2,63	10,4	26,7	1		2	1	2
CMR940007	Granitporfir, gråsvart, finkornig	6647940	1544500	2,69	5,4	13,1	2		1	1	1
CMR990266	Metagråvacka, svart, finkornig	6643500	1537100	2,78	15,0	13,7	1		1	(2)	1
CMR990274	Metabasi, gråsvart, medelkornig	6642430	1538060	2,95	13,9	13,1	1		2	1	2
CMR950099	Granit, grå, fint medelkornig	6630840	1530810	2,79	12,3		1		1	1	2
MG0000030	Metavulkanit, svart, tät till mycket finkornig	6634936	1545240	2,75	6,5	10,3	4	2	3	1	1
MG0000031	Granit, grå, medelkornig	6630820	1539256	2,73	12,2		1	2-3	1	1	2
MG0000033	Granodiori, gråsvart, grovt medelkornig, gnejsig	6629653	1529835	2,72	12,0		1		1	1	2
MG0000035	Tonalit, grå, medelkornig	6632523	1529830	2,83	11,9		2	3-5	1	1	2
MG0000036	Yngre granit, gråröd, medelkornig	6635212	1526061	2,65	9,1	24,2	1		2	1	2
MG0000037	Granodiori, grå, medelkornig, gnejsig	6635356	1525644	2,75	13,5		1	1-2	1	1	2
MG0000039	Yngre granit, rödgrå, medelkornig, strökor	6637470	1525675	2,66	10,3	22,5	2	3-4	2	1	2
MG0000040	Metabasi, gråsvart, finkornig	6644214	1538002	2,91	11,1	11,2	1		2	1	2

Tabell 5, forts.  
Table 5, cont.

Prov	Bergart	N-S-koordinat	Ö-V-koordinat	Densitet g/cm <sup>3</sup>	Kk %	LA-tal %	ASR	Spm	Betong	Bergkvalitetklassning Järnväg	Väg
MGO000041A	Granodiorit, gråvit, medelkornig	6643473	1533953	2,65	10,9	26,8	1	2	1	1	2
MGO000041B	Metabasit, svart, finkornig	6643473	1533953	2,83	15,6		1	4-5	(1)	1	(2)
MGO000042	Dolomitmarmor, vit, finkornig	6643393	1542594	2,85	38,4	50,4	1	2-5	11	3	3
MGO000043	Metavulkanit, gråsvart, finkornig	6646058	1540530	2,72	8,7	16,4	4	3-4	3	1	1
MGO000044	Metavulkanit, rödgrå, tät till mycket finkornig, ströckorn	6650503	1544016	2,71	7,1		4		3	1	1
MGO000045	Metavulkanit, svart, finkornig, gropvitträd	6649781	1543975	2,83	9,9		4		3	1	(1)
MGO000046	Granit, ljusgrå, medelkornig	6647464	1546384	2,72	9,8		1		1	1	(1)
MGO000047	Granodiorit, gråsvart, medelkornig, gnejsig	6648333	1533874	2,75	11,8	17,8	1	2-3	1	1	2
MGO000048	Metabasit, svart, finkornig	6645791	1532265	2,82	14,3	12,5	1	5-6	1	1	2
MGO000049	Metabasit, svart, finkornig	6644586	1532338	2,72	14,9		1	7-8	1	2	2
MGO000050	Granodiorit, grå, medelkornig, gnejsig	6649372	1532594	2,69	8,3	18,1	1	2-3	1	1	1
MGO000051	Granit, grå till mörkgrå, fint medelkornig, ögonförande	6649243	1532075	2,67	9,1		1		1	1	1
MGO000052A	Granodiorit, gråsvart, mycket finkornig, ströckorn, folierad	6638191	1536581	2,77	8,5	12,0	3	3-4	2	1	1
MGO000052B	Metagråvacka, grå, finkornig	6638191	1536581	2,70	11,2	14,6	3	3-4	2	1	2
MGO000053	Metaargillit, svart, finkornig	6638336	1536579	2,77	49,0	18,5	3	6-8	3	3	3
MGO000054	Metavulkanit, ljusgrå, tät	6633820	1542804	2,65	4,4	11,1	4	4-7	3	1	1
MGO000055	Dolomitmarmor, ljusgrön, mycket finkornig till finkornig	6646421	1544001	2,80	28,3	24,2	1	3-6	11	3	3
MGO000056	Yngre granit, röd, grovkornig	6627438	1526941	2,64	16,9	33,7	1	2-3	2	3	3
MGO000057	Yngre granit, ljusröd, medelkornig	6627766	1525895	2,61	7,9		1	5-6	2	1	1
MGO000058	Yngre granit, ljusröd, grovkornig	6627732	1525745	2,67	16,9		1		2	3	3
MGO000059	Yngre granit, röd, medelkornig	6625064	1528054	2,63	9,6		1		2	1	1
MGO000060	Yngre granit, röd, medelkornig	6624869	1528165	2,62	11,2		1		2	1	2

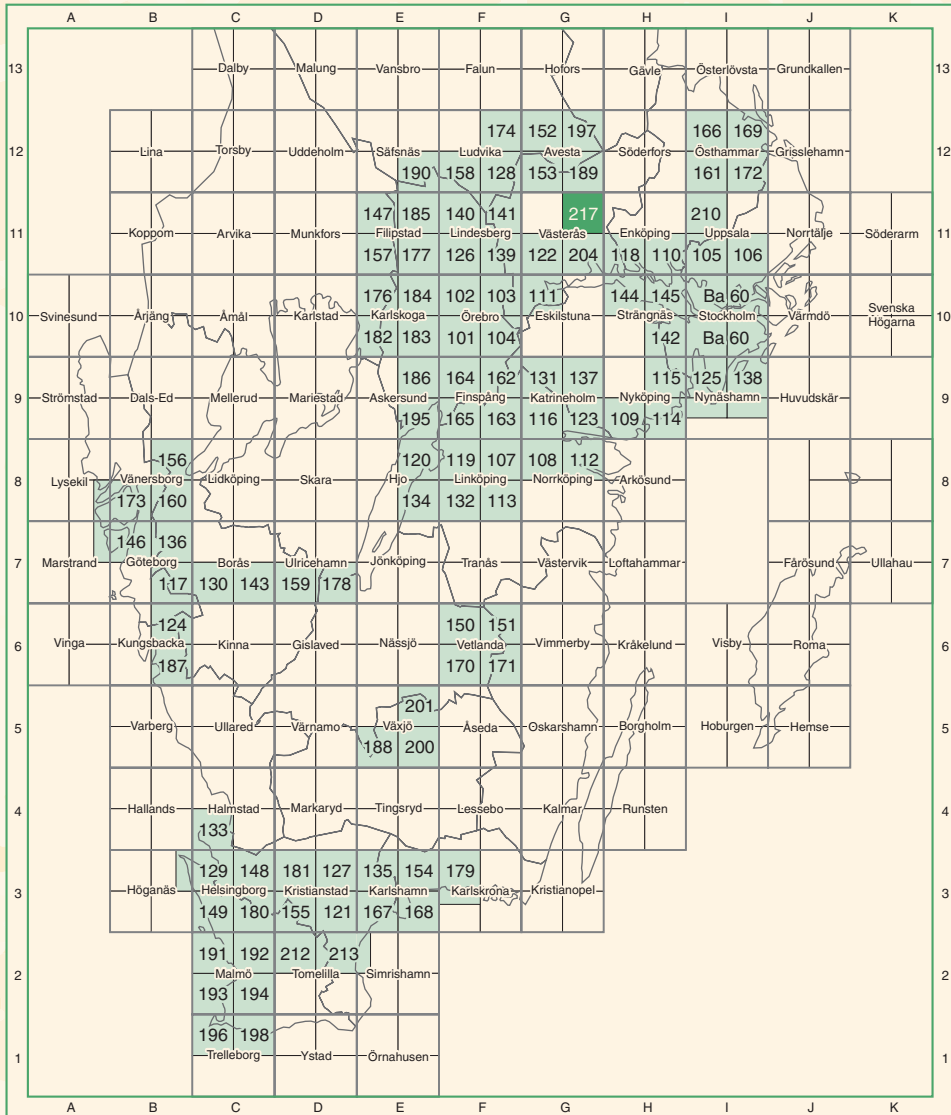
Tabell 6. Modalsammansättning hos en del av de prover som analyserats avseende tekniska egenskaper. Värdena avser volym-%, + = <0,5 %. Kva = kvarts, K-fsp = kaifältspat, plag = plagioklas, bio = biotit, mus = muskovit, hbl = hornblände, epi = epidot, kal = kalцит, tit = titanit, övr = övriga mineral. Se också figurer 9, 18, 27-29 och 34.

Modal composition for some of the rock samples analysed in regard to technical usage. Percentage per volume, + = < %, Kva = quartz, K-fsp = potasium feldspar, plag = plagioclase, bio = biotite, mus = muscovite, hbl = hornblende, epi = epidote, kal = calcite, tit = titanite, övr = other minerals. See also figs. 9, 18, 27-29, and 34.

Prov	Bergart	N-S-koordinat	Ö-V-koordinat	Kva	K-fsp	Plag	Bio	Mus	Hbl	Epi	Kal	Tit	Klo	Övr
CMR980163A	Granit, röd, fint-till grovt medelkornig	6645300	1546250	35	24	32	3	1		3		+	2	+
CMR980163B	Granit, röd, fint-till grovt medelkornig	6645300	1546250	33	34	26	4			1		1	1	+
CMR980231	Tonalit, grå, medelkornig	6633070	1536500	29	17	27	14	5	6			1	1	+
GOB94O157A	Granit, gråvit, medel-till grovkornig	6645740	1536260	38	13	34	11			2		2	2	
CMR990305	Tonalit, gråsvart, medelkornig	6636710	1533230	25	44	44	13	4	12	+		2		
CAI940040	Yngre granit, röd, medelkornig	6625700	1527860	34	32	25	5	1				1	1	2
CMR940007	Granitporfyr, gråsvart, finkornig	6647940	1544500	30	16	45	6	1		1		1	1	+
CMR990274	Metabasit, gråsvart, medelkornig	6642430	1538060	27	5	6	3	36	10	2		2	9	+
MGO000031	Granit, grå, medelkornig	6630820	1539256	40	2	44	13	1						+
MGO000036	Yngre granit, gråvit, medelkornig	6635212	1526061	27	32	34	7		1	1		1	4	+
MGO000039	Yngre granit, rödgrå, medelkornig, strötkorn	6637470	1525675	27	38	24	4		22	7		1	4	+
MGO000040	Metabasit, gråsvart, finkornig	6644214	1538002	31	3	3	8	20					7	2
MGO000041A	Granodiorit, gråvit, medelkornig	6643473	1533953	38	12	42	8					+	1	+
MGO000046	Granit, ljusgrå, medelkornig	6647464	1546384	30	16	19	10	10	1	10	1	+	1	+
MGO000047	Granodiorit, gråsvart, medelkornig, gnejsig	6648333	1533874	33	6	44	9	1	5	1		1	1	+
MGO000050	Granodiorit, grå, medelkornig, gnejsig	6649372	1532594	36	7	36	11	5	+	3		1	1	1
MGO000051	Granit, grå till mörkgrå, fint medelkornig, ögonförande	6649243	1532075	28	19	40	11			+		1	2	1
MGO000052A	Granodiorit, gråsvart, mycket finkornig, strötkorn, folierad	6638191	1536581	27	5	26	27	2	8	1	1	2	1	1
MGO000056	Yngre granit, röd, grovkornig	6627438	1526941	28	36	30	2	3	+	+		+	+	2
MGO000057	Yngre granit, ljusröd, medelkornig	6627766	1525895	32	30	30	4	2	+	+		+	11	3
MGO000058	Yngre granit, ljusröd, grovkornig	6627732	1525745	40	19	25	+	2	+	+		+	2	1
MGO000059	Yngre granit, röd, medelkornig	6625064	1528054	47	34	13	+	3	+	+		+	2	1
MGO000060	Yngre granit, röd, medelkornig	6624869	1528165	37	26	25	4	4	+	+		1	1	2



## Utgivna kartblad



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

Uppsala 2002  
 ISSN 0586-1543  
 ISBN 91-7158-662-8  
 Tryck: Elanders Tofters AB