

SVERIGES GEOLOGISKA UNDERSÖKNING
BERGGRUNDSGEOLOGISKA OCH GEOFYSISKA KARTBLAD
SKALA 1: 50 000
Serie Af - Nr 117

LENNART SAMUELSSON

BESKRIVNING TILL
BERGGRUNDSKARTAN

GÖTEBORG SO

DESCRIPTION TO THE MAP OF SOLID ROCKS
GÖTEBORG SO



STOCKHOLM 1978

SVERIGES GEOLOGISKA UNDERSÖKNING

BERGGRUNDSGEOLOGISKA OCH GEOFYSISKA KARTBLAD

SKALA 1: 50 000

Serie Af · Nr 117

LENNART SAMUELSSON

**BESKRIVNING TILL BERGGRUNDSKARTAN
GÖTEBORG SO**

DESCRIPTION TO THE MAP OF SOLID ROCKS
GÖTEBORG SO

STOCKHOLM 1978

ISBN 91-7158-135-9

INNEHÅLL

Summary	5
Inledning	9
Huvuddragen i berggrundens geologiska byggnad	9
Metodik	14
Bergartsbeskrivning	15
Fin- till medelkorniga gnejser	15
Ögongnejs med bandformigt uppträdande	22
Amfibolit och metagabbro—ultrabasit—anortosit	28
Gnejsig kvartsdiorit, tonalit, granodiorit och granit	33
Migmatit- och åderbildning med tillhörande strikt tektoniskt inordnade granitförekomster	40
Metabasit i gångar, linser och skivor	47
Ögongranit	52
Gnejsiga graniter väster om Göta älv	56
Vecktekttonik	59
Göta älv—Kungsbackafjordzonen samt mylonitzonen genom Mjörn	63
Bottenarkos och sprickfyllnader av paleozoisk ålder	71
Den tektoniska kartans sprickmönster	76
Den flygmagnetiska kartans huvuddrag	79
Nyttosten	81
Litteratur	84

SUMMARY

The map-sheet Göteborg SO covers the area between two major tectonic lineaments in the gneissic terrain of south-western Sweden. In the north-western part the Göta älv—Kungsbacka fjord tectonic line is included. In the north-eastern corner "the mylonite zone" (N. H. Magnusson 1960, p. 52) can be traced for a distance of about 15 km. The bedrock of the map-sheet thus comprises a cross-section of a tectonic unit of considerable north—south extension (Fig. 1).

In current literature this tectonic unit has been included in the Pregothian gneisses of south-western Sweden or the "Iron gneiss formation" (P. H. Lundegårdh 1959, N. H. Magnusson 1960, p. 6). More specifically it is ascribed to the "Younger Iron gneiss formation" by Larsson (1974) or the western Pregothian by Welin and Gorbatshev (1976). As the area has been strongly and repeatedly metamorphosed it is difficult to get any primary ages of the rocks included. It can be suggested that the main part of the metamorphic history of the region was concluded by pegmatite crystallization at about 900—950 Ma (Welin and Blomqvist 1964, Skiöld 1976). A considerable rock-unit of the map-sheet, the tonalite—granite suite, is obviously equivalent with the rocks radiometrically investigated by Welin and Gorbatshev (1976), giving a possible metamorphic Rb/Sr age of 1735 ± 85 Ma and a probable maximum of intrusion age of about 1 950 Ma.

Fine- to medium-grained gneisses with a frequent compositional banding have been marked with light blue colour on the map. Thin bands of quartzitic composition as well as bands with calc-silicates (diopside, epidote, hornblende and garnet) and calcite occur. However, the main part of the rocks included in this group have a quartzo-feldspathic composition with varying amounts of biotite. At one locality on the map-sheet, 800 m W of Stora Lundby church, and at some other localities outside the map, it has been observed that centimetre-wide bands of magnetite constitute a spectacular part of these gneisses (Fig. 4). At some places it is obvious that members of this group of rocks derive their origin from sediments. However, due to the mineral contents, basic and acid volcanic rocks, more or less reworked, should be expected. It is also possible that strong tectonization with mylonitization and subsequent folding of igneous plutonic rocks have contributed to the development of this unit. This is especially the case in the westernmost part of the area. However, efforts have been made to distinguish the latter type of banded gneisses from the actual group of rocks.

The rock group just described is frequently associated with coarse augen-gneisses, which constitute a prominent structural feature in the petrographical map of the area (Fig. 5). These have usually been foliated parallel to the boundaries of the bands in which they occur. They are composed of large microcline porphyroblasts, usually measuring 3—8 cm across, in a medium-grained matrix comprising plagioclase, quartz, biotite, and microcline.

The next youngest group comprises some basic rocks of the map-sheet. These have been marked with dark green colour. They constitute a genetically heterogeneous group including both supracrustal and infracrustal rocks. Owing to

strong metamorphism and tectonization no distinct primary supracrustal features have been observed. The inferred supracrustal basites have now changed to fine- to medium-grained amphibolites. The plutonic basites have also suffered from metamorphic alterations. Here, however, it is usually possible to detect the original coarse-grained texture.

A major part of the plutonic metabasites consists of a strongly differentiated suite comprising ultrabasic, anorthositic and gabbroic rocks. These are found all over the map-sheet and are represented by larger bodies near Lerum in the central part of the area. They are usually associated with fine- to medium-grained gneisses of a predominant supracrustal origin.

The petrography and field appearance are in accordance with a crystallization differentiation sequence in one or several rather big magma chambers situated at some distance from their present environment. The crystallization resulted in the formation of anorthositic and ultrabasic rocks, and was subsequently interrupted by the liquid gabbroic phase becoming mobilized. During the injection of the gabbroic magma, blocks of anorthosite and discrete megacrysts of plagioclase as well as ultrabasic blocks and bodies were brought to their present positions. It is plausible that strong tectonic forces mobilized the liquid phase and caused the intrusion into the supracrustal rocks.

The major part of the area is composed of a comagmatic suite comprising tonalitic to granitic rocks. The bulk composition is probably that of a granodiorite. At least this is the most common rock composition (Fig. 12). The contacts between the different units of the suite are usually transitional. Occasionally the granitic parts have been mobilized by subsequent metamorphism and form secondary intrusive contacts. These rocks contain xenoliths of the formerly described rocks. Instantly the more basic derivatives of the suite are considerably contaminated with gabbroic and ultrabasic blocks and pods. In general the rocks of this suite are strongly foliated and contain at least two generations of pegmatitic veins.

After the intrusion of the tonalitic to granitic suite the whole complex was subject to high grade regional metamorphism. Pegmatitic veins developed, and locally migmatitic mobilisates were formed, as for instance at Stenkullen (2i). In this connection anatectic granitic magma accumulated in tectonically suitable positions such as the fold hinge to the south of St. Härsjön.

A greyish red porphyritic granite can be seen to cut the above mentioned migmatite at Hunstugan, 1 km to the north of Stenkullen (2i, Fig. 18). The intrusion of this granite was thus later than the first regional metamorphic episode. The granite is rather homogeneous (Tables 11 and 12). The main variations are textural and structural. The size of the microcline augen varies, as well as the degree of foliation. Subsequent to its primary crystallization, this granite was thus strongly tectonized and recrystallized. This event post-dates the above mentioned metamorphic period.

The area to the west of the Göta älv in the north-western corner of the map-sheet consists of reddish, rather foliated granitic rocks with some bodies of metabasites. At the present stage of investigation these granitic rocks are interpreted as belonging to a rather extensive intrusion of alkali-rich granite.

The main part of this intrusion is situated to the west of the Göta älv—Kungsbacka fjord tectonic line. However, some parts of it have also been found to the east of this tectonic line, e. g. at Källered-Lindome on the map-sheet Kungsbacka NO and northeast of Lödöse on the map-sheet Göteborg NO.

A light green colour has been given to metabasitic rocks of hypabyssal character. The texture of these is doleritic to subdoleritic. Metamorphic alterations have sometimes grown too strong to permit for an accurate determination of the primary texture. In the field these rocks usually occur as lensoidal bodies (Fig. 16) but may also appear as rather distinct dikes. Both have been changed structurally and mineralogically by subsequent tectonization and metamorphism (Fig. 14). The rock contains three generations of plagioclase. The oldest of these appears as phenocrysts with a composition of An_{55-60} . The second constitutes the primary ground-mass plagioclase with an An content of 35–40 %, and the third generation displays smaller grains with An_{25-30} . The last mentioned type has been developed by a metamorphism which has also caused a strong alteration of other primary minerals (Table 9). The stratigraphic position of this suite of metabasites is somewhat uncertain. However, they are younger than the first metamorphic episode but older than a younger metamorphic period. They are also younger than the reddish granitoids to the west of Göta älv. It has not been possible to decide whether they are older or younger than the porphyritic granite east of Lake Aspen. Of course this group may include rocks of very different intrusive ages, although there is no evidence of this.

In general the rocks of the area have structural indications of repeated metamorphism. Ahlin (1976) gives $580 \pm 20^\circ C$ as an estimation of the minimum metamorphic temperature for a locality with granodioritic gneiss with at least two generations of pegmatitic veins. This estimation is based on the compositional relationships between co-existing garnet and biotite. The investigation includes both older and younger veins as well as the rocks between (the paleosome).

The pattern of folding is illustrated by the three-dimensional distribution of the coarse augen-gneisses (Fig. 5). This is consistent with fold axes striking NNW—SSE and plunging gently, usually towards SSE. This early and broad scale folding has been influenced by the subsequent strong foliation and mylonitization along the Göta älv line in the west and the mylonite zone in the east. These tectonic zones have been developed by and by at several stages interrupted by cross-cutting pegmatitic intrusions (Fig. 25).

The mylonitization along the Göta älv line has been followed by down-faulting of the western area (Lundegårdh 1958, p. 80). A similar faulting of the eastern mylonite zone has not been observed. The bedrock between these tectonic zones has been dissected by fissures. However, considerable faulting along these fissures has not been observed.

Sandstone and arkose of Cambrian age have been found in some fissures (mainly striking WNW—ESE). Two small deposits of Cambrian basal arkose have been preserved in the Lake Mjörn area.

At places it can be seen that the Cambrian fissure fillings have been fractured and slightly faulted after their diagenesis. Post-Cambrian fracturing and faulting has thus also occurred (Samuelsson 1975a).

The mapped area has not been subject to mining operations. Building stones for local use have been obtained from several small quarries. These have all been abandoned a long time ago. Due to the deficiency of coarse-grained glaciofluvial deposits in the Göteborg district suitable parts of the bedrock are used for the production of macadam. Two stationary crushing mills have been located to the map-sheet, one at Angered (2g) and the other at Gråbo (3i).

Inledning

Den sydvästsvenska gnejsregionen indelas i nord—sydligt orienterade bergartsprovinser. Av fig. 1 framgår att kartbladet Göteborg SO nästan helt faller inom en provins i väster begränsad av det förskiffrings- och förkastningsstråk, som topografiskt markeras av Göta älvs dalgång. Den östra begränsningen utgörs av ett likartat tektoniskt stråk, den så kallade mylonitzonen, som från sydvästra Värmland via Värmlandsnäs och östra Kedumsbergen drar söderut över kartbladets allra östligaste delar.

En mindre del av kartbladet ligger väster om Göta älvstråket och en något större del öster om mylonitzonen. Upplysningar om den östra delen har erhållits genom de fältarbeten på kartbladet Borås SV, som SGU påbörjade år 1974. Man kan därför med ganska gott informationsunderlag inlemma den östra delen i föreliggande karta och beskrivning. För området väster om Göta älv (2.5 km²) är möjligheterna till korrekt bergartsdefinition och stratigrafisk konnektion sämre. Beskrivningar av bergarter, som sannolikt tillhör samma enhet, finns från området mellan Kungälv och Gottskär på södra Onsala. För att man skall få en rimlig konnektion av dessa bergarter med huvuddelen av gnejserna på bladet Göteborg SO krävs dock ytterligare fältstudier av områden helt utanför det aktuella bladet. Då detta arbete ingår som ett planerat led i den pågående karteringen på angränsande kartblad, har det ansetts rimligt att tills vidare provisoriskt placera in bergarterna från detta lilla västra område på sätt som skett i berggrundskartans stratigrafiskt uppbyggda teckenförklaring.

Jordartskartering har ägt rum parallellt med berggrundskarteringen på Göteborg SO. Eftersom kartbladets topografiska förhållanden upptas till behandling i beskrivningen till jordartskartan, kommer detta avsnitt ej att här beröras utom i de fall, då topografin kan påvisas ha ett direkt samband med den prekvartära utvecklingen.

Vid det fältgeologiska arbetet har filosofie kandidaterna Holger Bernhardsson, Ulla Segerstedt, Margareta Sjöstrand, Anna-Kajsa Thorén och Håkan Thorén medverkat. Kartor och huvuddelen av klichéritningarna har utförts av Margot Ekman.

Huvuddragen i berggrundens geologiska byggnad

Ett genomgående drag hos områdets bergarter är frånvaron av egenskaper, framförallt strukturer, som avspeglar bergarternas ursprungliga bild-



Fig. 2. Förskiffrad och veckad granodiorit med flera ådergenerationer, nordvästra stranden av Kåsjön (0g).

Foliated and folded granodiorite with several generations of veins.

ningsbetingelser. Sålunda har från början finkorniga, lagerformigt uppbyggda bergarter förgrovats och lagringen utsuddats, medan från början grovkorniga, massformiga och homogena bergarter blivit finkornigare genom nybildning av små kristallkorn ur äldre större korn. Massformigheten har ersatts av en påtryckt förskiffring och homogeniteten har i detalj försvunnit genom ansamling av de lätttrörliga beståndsdelarna till ljusa pegmatitiska ådror (fig. 2). Till viss del har alltså den geologiska utvecklingen suddat ut de primära olikheterna mellan områdets bergarter. En del skillnader finns dock kvar. Dessa ger möjligheter att på ett varierat sätt utnyttja bergarterna samt att ställa prognoser om bergartsfördelningen i jordtäckta områden och på visst djup i berggrunden. Det senare är av väsentligt intresse vid planering av tunnlar, bergrum samt massdisposition i anslutning till större anläggningsarbeten i berg-

grunden. Det föreligger sålunda ekonomiskt grundade behov av att så långt möjligt klargöra bergarternas ursprung samt följa upp de geologiska processer, som gett berggrunden dess nuvarande egenskaper.

De processer, som omskapat de primära bergarterna, ägde rum vid metamorfa förlopp djupt i jordskorpan vid varierande, vanligen höga tryck, 2—10 Kbar, och temperaturer av storleksordningen 400—700°C.

De äldsta bergarterna är ytbergarter, som, även då de är starkt omvandlade, fått en blå grundfärg på kartan. Deras nuvarande metamorfa dräkt möjliggör ingen detaljerad uppdelning i olika typer av ytbergarter. Både sedimentärt och vulkaniskt material har ingått. Exempel på det förre är de obetydliga lager av kvartsit, som iakttagits på några få ställen. Vulkaniska bildningar med primära drag är ytterst svåra att påvisa, men på grund av sammansättningen av ytbergartsgnejsen torde en hel del, sannolikt omlagrat, både kiselsyrafattigt (basaltiskt) och kiselsyrarikt samt alkaliskt (ryolitiskt och trakytiskt) vulkaniskt material ingå.

I fältmässigt samband med ytbergartsområdena uppträder ofta band av ögongnejs, där ögonen utgörs av kalifältspatkristaller med en diameter, som ofta överskrider 3 cm. I de mäktigaste förekomsterna är denna ögongnejs homogen och gnejsgranitliknande. Ögonen har utsatts för upprepad granulering följt av viss omkristallisation.

I en sannolikt tidig fas av ytbergarternas bildning kom dessa att geomsättas av basiska till ultrabasiska intrusivbergarter. Intrusivens kemiska sammansättning liksom även bevarade mineralogiska och strukturella drag visar att de före sitt platstagande varit föremål för en karakteristisk uppdelning i olika bergartstyper. Sålunda kan redan relativt små förekomster av dessa bergarter innehålla så skilda komponenter som block av ultrabasit och stora plagioklaskristaller i en mellanmassa av gabbrosammansättning.

Samtidigt med att ytbergarterna veckades inträngde stora volymer av granitisk till tonalitisk magma. De bergarter, som bildades vid dessa magmors kristallisation, upptar huvuddelen av områdets berggrund. De återges på kartan med brun bottenfärg. Under efterföljande perioder av högradig omvandling har den ursprungliga massformigheten ersatts av gnejsig eller stänglig struktur. Under omvandlingsfaserna samlades även ljusa mineral till ådror både i dessa magmatiska bergarter och i de tidigare omnämnda ytbergarterna. I en del områden blev omvandlingarna så starka att mindre berggrundspartier med lämplig sammansättning full-

ständigt smälte till en magma med granitisk sammansättning. Magmaansamlingar av denna typ synes i huvudsak ha kristalliserat på nytt ungefärligen i de lägen, där de bildats. Där veckbildningen anvisat zoner av relativt lågt tryck, har dock ansamling ägt rum, t. ex. i veckomböjningarna i norra och södra delen av domstrukturen mellan Delsjöarna och Utby kapell. Dessa granitiska bergarter återges på kartan med blekt röd färg.

Så småningom ersatte statiska förhållanden den allmänna kompression som berggrunden var utsatt för under den ovan nämnda omvandlingsfasen. Möjligen kom spänningskaraktären att övergå i tension med öst—västlig till nordost—sydvästlig dilatationsriktning. I detta sammanhang inträngde kiselsyrafattigt material i form av oregelbundna gångintrusioner, vilka nu utgör oftast linsformiga små kroppar av amfibolit.

Under en sannolikt senare period och definitivt efter den första stora omvandlingsperioden inträngde en enhetlig granitisk magma i kärnområdet för den stora veckstrukturen i Lerumstrakten. Denna magma kristalliserade till en kemiskt och mineralogiskt ganska enhetlig ögonförande granit. Skillnader i kalifältspatögonens storlek samt en ojämnt fördelad senare förgnejsning har dock åstadkommit strukturella variationer. I samband med förgnejsningen utbildades även ådror och gångar av pegmatit, dels i nämnda granit, dels i de tidigare anlagda bergarterna.

Ur den inledande beskrivningen av områdets geologiska och geografiska avgränsning framgår att berggrunden drabbats av en kraftig deformation, som stråkvis lett till bildning av mylonit. Denna påträffas huvudsakligen i NNV—SSO-stråket över Mjörn i öster samt i anslutning till Göta älvs dalgång i väster. I det östra mylonitstråket finns tydliga indikationer på mylonitbildning under åtminstone två helt skilda geologiska perioder. Eftersom den yngre myloniten genomslås av odeformerade pegmatitgångar, med en sannolik ålder på 900—1 000 miljoner år (Welin och Blomqvist 1964), s. k. dalslandisk ålder, måste dess anläggning ligga längre tillbaka i tiden.

Perioden mellan de dalslandiska pegmatiternas bildning och fram till de äldsta paleozoiska bildningarnas avsättning har ej lämnat några säkert identifierbara spår inom kartbladsområdet. Eftersom det rör sig om en avsevärd tidsrymd, ca 300 miljoner år, är det rimligt att man antar en växling mellan erosionsperioder och depositionsperioder. Slutresultatet är dock en ansevärd nednötning av berggrunden. Tjockleken av den bortförda delen av den kristallina berggrunden ligger uppskattnings-

vis mellan 1 och 5 km. Erosionen har kontinuerligt kompenserats av isostatisk upplyftning av jordskorpan med uttunning av denna som följd.

I området väster om Göta älv—Kungsbacka linjen finns flera stora diabasgångar av VNV—OSO-lig riktning. Paleomagnetisk undersökning av en diabasgång ger en ungefärlig ålder av 800—900 miljoner år (Abrahamsen 1974).

Vid den kambriska tidens början för ca 600 miljoner år sedan gav bergytan ett ganska flackt landskap, som åt nordost övergick i den nästan plana yta (peneplan) vi nu finner i områdena närmast söder om Väneren. Man kan förmoda att reliefen även då var mer kuperad åt väster, d. v. s. närmare den nutida kustlinjen. Landområdet kom vid denna tid att invaderas av havet (transgression) och sediment började avsättas. Närmast bergytan lagrades den lokala berggrundens vittringsmaterial, vilket så småningom hårdnade till bergarten arkos. Små förekomster av sådan arkos finns bevarade på Sunnerö och Bokö i Mjörn i kartbladets nordöstra hörn. Sedimentationen fortsatte sedan med utbredda sandavlagringar. Så småningom ändrades sedimentationsmiljön så att huvudsakligen lerigt och ibland kalkslamrikt material avsattes. Dessa sediment finns bevarade till nutiden i form av sandsten, skiffer och kalksten i Västgötabergen. I Göteborgstrakten finns också en del lämningar av sådana bildningar i sprickor i urberget. Uppenbarligen har dessa sprickfyllnader tillkommit vid jordskalv, som brutit sönder den kristallina berggrunden under de ännu icke hårdnade sedimenten. Skakningar i marken har bl. a. bidragit till att den vattenmättade sanden kunnat flyta ner i de öppna sprickorna och fylla dem.

Bergarter yngre än de ovan nämnda kambriska bildningarna har hittills ej iakttagits inom kartbladet. En del oftast sprickbundna leromvandlingar av den äldre berggrunden har dock konstaterats vara yngre än de kambriska sprickfyllnaderna. Närheten till magmatiska gångbergarter från äldre perm (ca 275 miljoner år) i mellersta Bohuslän och överst i Västgötabergen antyder att detta kan vara lerslagens bildningsperiod.

Metodik

På berggrundskartan redovisas blottat berg ("häll") med rasterton. Hällkontureringen har utförts vid den samtidigt pågående jordartskarteringen. Berggrundskartans hällbild är sålunda densamma som jordartskartans beteckning för "blottat berg" och "berg med tunt moräntäcke"

(E. Magnusson 1976). Bl. a. på grund av den omfattande vindfällningen av skog i september 1969 har det ej varit någon svårighet att i områden betecknade som "berg med tunt moräntäcke" finna tillräckligt av frilagda bergytor för att ur redovisningssynpunkt jämställa dessa områden med övrig blottad berggrund. Alla hållmarkeringar på kartan har besökts. Inom större sammanhängande hållområden har rekognoseringen utförts så att kartören registrerat alla bergartsenheter, som är möjliga att redovisa i den aktuella kartskalen (ca 40 x 40 m). Beträffande generalisering av hållområdenas form hänvisas till kap. "Generalisering" i beskrivningen till jordartskartan. I några fall har på jordartskartan bortgeneraliserade små hållar bedömts vara värdefulla ur berggrundsgeologisk synvinkel. Då dessa hållar är för små för rasterläggning har de på berggrundskartan endast markerats med ett strukturtecken (t. ex. strykning och stupning).

Den flygmagnetiska kartan har varit värdefull vid konturdragningen i jordtäckta områden, särskilt i det strukturella komplicerade området norr och öster om Härryda kyrka.

De olika bergarternas textur och mineralogiska sammansättning har undersökts i tunnslip under mikroskop. I den mån mineralinnehållet bestämts medelst punkträkningsanalys redovisas detta i tabellform. Resultaten från de mikroskopiska undersökningarna sammanfattas och diskuteras vid beskrivningen av de enskilda bergarterna.

Där ej annat anges, har de kemiska bergartsanalyserna utförts på smältisoformerade prover med spektrograf vid SGU:s laboratorium enligt där gällande förfaringssätt. Th. Lundqvist (1968, s. 13 och 223) anger den analytiska noggrannheten för varje ämne. Vid varje tabellariskt redovisad analys har laboratoriets nummer satts ut.

De magmatiska bergarternas nomenklatur följer IUGS Subcommission on the Systematics of Igneous Rocks (1973).

Bergartsbeskrivning

Fin- till medelkorniga gnejser

Under denna rubrik sammanförs en till sitt ursprung relativt brokig skara bergarter. Gemensamma drag är en mindre kornstorlek än omgivande bergarter samt en till lager eller band knuten variation i mineralogisk och kemisk sammansättning. På grund av upprepade omvandlingar med tillhörande omkristallisation och materialomsättning har dock de ursprung-

liga dragen stundom utsuddats så att det i den enskilda hällen kan vara svårt att säkert avgöra bergartens ursprung. De flesta av dessa bergarter har bildats vid jordytan och är sålunda suprakrustala. Stark deformation av ursprungligen grovkorniga djupbergarter kan dock också ge upphov till finkorniga och bandade bergarter, vilka i någon mån kan ingå i denna grupp. Identifierbara sedimentära strukturer (t. ex. strömskiktning, varvighet etc.) och vulkaniska strukturer (t. ex. strökorn och hålrumsfyllnader i lavar, etc.) saknas. I en del fall kan dock ursprungs-karak-tären relativt säkert spåras i de enskilda lagrens mineralogiska och kemiska sammansättning. Sålunda får det anses säkert att lager av kvartsit och plagioklaskvartsit samt en del biotitrika och kalifältspatfattiga bergartsled har sedimentärt ursprung. Svårare blir det att avgöra om kalifältspatrika partier av nämnda gnejser är bildade ur arkoser eller ur vulkaniska utbrottsprodukter, eller om de rent av utgör nedkrossade och rekristalliserade graniter. Det finns alltså anledning förmoda att de kalirika (markerade med rödprickning på blå botten) partierna kan innehålla sådana tektoniserade graniter. Möda har dock nedlagts på att undvika detta misstag. I åtskilliga bergarter har mineralet zirkon specialstuderats. Zirkonanalys är ett viktigt hjälpmedel vid detaljerad bergartsklassificering (Samuelsson och Ahlin 1978). Risken för felbedömning synes vara störst i de västligaste suprakrustalområdena, eftersom omvandling och deformation här är intensiva. Ett område med likaledes omfattande bergartsomvandlingar ligger öster om mylonitzonen i kartbladets nordöstra delar.

Den grå finkorniga gnejsen är bäst bevarad i områdena vid Stora Sandsjön (4g), sydväst om Gråbo (3i) samt vid norra delarna av Stora och Lilla Härsjön (1i). Vid Stora Sandsjön ingår i den grå gnejsen bl. a. upp till 0.5 m breda band av grå oren kvartsit samt plagioklaskvartsit (tabell 1: 14, 15). Bergarten är för övrigt starkt veckad och omvandlad och innehåller bl. a. brunröd granat. Pegmatitådrigheten är dock obetydlig runt sjöns norra del. Åt öster och sydväst gränsar detta sedimentgnejsområde mot granodiorit. I gränszonen förekommer sedimentgnejspartier inne i granodioriten, liksom gångar av den senare inne i sedimentgnejsen. I denna blandzon har de metamorfa processerna åstadkommit rikligt med pegmatitådror och lokalt starkare migmatitbildning. De östra delarna av den finkorniga gnejsen vid Stora Sandsjön består av bl. a. en kalifältspatrikare variant, som är relativt homogen och fri från makroskopiska strukturer. Den mineralogiska sammansättningen antyder här

TABELL 1. Mineralfördelningen i fin- till medelkorniga gnejser (volym-%)
Modal compositions of fine- to medium-grained gneisses (vol. %)

Provnummer	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
Kvarts	30	76	32	58	43	57	49	29	31	53
Mikroklin	<0.5	1	34	<0.5	10	0	<0.5	17	32	1
Plagioklas	2	0	27	40	39	40	36	44	28	13
Biotit	0	<0.5	5	0	4	0	0	4	3	27
Muskovit	0	0	2	<0.5	1	<0.5	<0.5	1	0	5
Klorit	0	0	<0.5	<0.5	<0.5	0	0	0	0	0
Hornblände	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Diopsid	14	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Epidot	0	21	<0.5	0	1	0	0	5	4	0
Klinozoisit	17	0	<0.5	1	<0.5	2	14	<0.5	0	0
Granat	0	0	<0.5	<0.5	0	0	0	0	<0.5	<0.5
Kalcit	19	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Skapolit	18	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Malm	0	<0.5	<0.5	0	1	0	0	0	1	<0.5
Zirkon	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	0	<0.5	0	<0.5
Titanit	0	2	<0.5	<0.5	1	1	1	<0.5	1	0
Apatit	0	0	<0.5	0	0	0	0	0	0	<0.5
Summa	100	100	100	99	100	100	100	100	100	99
Antal mätpunkter	1127	1157	1136	1000	1000	600	1000	1000	1423	1116
An i plagioklas	—	—	—	—	—	—	—	—	25	25

Analyslokaler — *Localities*

1. Heterogen, bandad gnejs (fig. 3). Stenkullen (2i), LS 18. 64127/12921. — *Heterogeneous banded gneiss (Fig. 3).*
2. Kvartsitiskt lager. 2 km V om Bergums kyrka (3g), LS 105. 64163/12814. — *Quartzitic layer.*
- 3—8. Finkornig bandad gnejs. Ö om St. Lövsjön (4h), LS 543. 64202/12896. — *Fine-grained banded gneiss.*
9. Finkornig bandad gnejs. NO om St. Hårsjön (1i), LS 671A. 64075/12936. — *Fine-grained banded gneiss.*
10. Mylonitiserad ytbergartsgnejs. 3 km SO om Skallsjö kyrka (2j), LS 1305. 64124/12996. — *Mylonitized supracrustal gneiss.*

TABELL 1. Fortsättning

Provnummer	11	12	13	14	15	16	17	18	19	20
Kvarts	56	42	40	34	43	39	37	42	41	42
Mikroklin	18	1	31	3	0	21	25	23	24	0
Plagioklas	17	23	11	31	20	31	25	25	26	28
Biotit	8	20	14	28	24	<0.5	<0.5	<0.5	1	25
Muskovit	<0.5	0	<0.5	0	0	7	11	8	7	3
Klorit	<0.5	0	<0.5	0	<0.5	1	1	1	1	0
Hornblände	0	1	0	0	0	0	0	0	0	0
Diopsid	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Epidot	<0.5	10	2	4	8	0	0	0	0	1
Klinozoisit	0	2	0	0	0	0	0	0	0	0
Granat	<0.5	0	0	0	0	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5
Kalcit	0	0	1	0	0	0	0	0	0	0
Skapolit	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Malm	1	<0.5	1	<0.5	1	1	<0.5	1	<0.5	1
Zirkon	<0.5	<0.5	<0.5	0	0	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5
Titanit	0	<0.5	<0.5	<0.5	4	0	0	0	0	0
Apatit	<0.5	0	0	0	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	0
Summa	100	99	100	100	100	100	100	100	99	100
Antal mätpunkter	909	1131	1089	756	1221	550	578	548	517	1058
An i plagioklas	25	25	25	25	25	25	25	25	25	25

Analyslokaler — Localities

11—13. Finkornig bandad gnejs. 800 m V om St Lundby kyrka (3i), LS 1815. 64171/12906. — *Fine-grained banded gneiss.*

14—19. Finkornig bandad gnejs. V om St. Sandsjön (4g), LS 2188. 64236/12827. — *Fine-grained banded gneiss.*

20. Mylonitiserad ytbergartsgnejs. Ljusåsen (3j), LS 2261. 64187/12982. — *Mylonitized supracrustal gneiss.*

TABELL 2. Kemiska analyser av finkorniga gnejser (vikt-%)
Chemical analyses of fine-grained gneisses (weight %)

SGU lab. nr 010-	9567	9568	9569	7952	8376
SiO ₂	65.0	74.0	71.8	72.6	70.0
TiO ₂	0.59	0.16	0.39	0.66	0.66
Al ₂ O ₃	15.6	13.7	13.6	12.4	13.4
Fe ₂ O ₃	1.5	0.7	0.9	1.3	2.1
FeO	2.8	0.4	1.3	1.7	1.8
MnO	0.11	0.06	0.05	0.08	0.02
CaO	3.9	1.2	2.3	1.4	2.2
MgO	1.9	0.35	0.94	0.52	0.63
Na ₂ O	3.1	2.4	2.2	2.4	2.7
K ₂ O	3.1	5.5	5.0	5.6	4.6
H ₂ O > 105°	1.3	0.7	0.7	0.4	0.7
H ₂ O < 105°	0.3	0.2	0.2	0.1	0.2
P ₂ O ₅	0.14	0.04	0.08	0.08	0.11
CO ₂	0.05	0.03	0.01	0.06	0.06
F	0.06	0.03	0.04	0.06	0.03
S	<0.02	0.02	<0.02	<0.02	<0.02
BaO	0.09	0.10	0.09	0.12	0.14
Summa	99.54	99.59	99.60	100.0	99.4
Spårelement (g/ton)					
<i>Minor elements (ppm)</i>					
Zr	140	40	160	290	240
Sr	250	140	180	175	250
Rb	100	170	140	155	130

Analyslokaler — *Localities*

9567. Grå finkornig plagioklas-biotitgnejs. NV om St. Sandsjön (4g), LS 2188.
 64236/12827.
Grey fine-grained plagioclase-biotite gneiss.
9568. Grå-röd finkornig muskovitgnejs. Lokal som ovan.
Greyish red fine-grained muscovite gneiss.
9569. Do.
Do.
7952. Rödgrå finkornig gnejs. NO om St. Hårsjön (1i), LS 671. 64075/12936.
Reddish grey fine-grained gneiss.
8376. Grå finkornig gnejs. Lokal som ovan.
Grey fine-grained gneiss.



Fig. 3. Ytbergartsgnejs, Stenkullen (2i).

Supracrustal gneiss.

ett vulkaniskt ursprung snarare än ett sedimentärt (tabell 1: 16—19).

Den finkorniga grå gnejsen sydväst om Gråbo (3i) innehåller bl. a. tunna, blekt grågröna linser med kalksilikater. Mineralinnehållet i linserna antyder att de utgör sönderslitna lager av ursprungligen kalciumkarbonatrika sediment. Lager med likartad sammansättning (kvarts, kalcit, skapolit, klinozoisit, diopsid, plagioklas, se tabell 1: 1) finns i vägsärningen 100 m in på Gråbovägen i Stenkullens samhälle (fig. 3). Sedimentgnejsens omvandling till migmatit kan också studeras på denna lokal. I den finkorniga gnejsen sydväst om Gråbo (800 m väster om St. Lundby kyrka) finns en liten ($< 1 \text{ m}^2$) förekomst av centimeterbreda band av magnetit i en fältspat- och kvartsrik omgivning (fig. 4, tab. 1: 11—13). Magnetithalten i de vanligen ca 0.5 cm breda skikten uppgår till 60—70 %. Eftersom magnetitbanden strikt följer de omgivande finkorniga gnejslagrens veckning bör järnanrikningen vara bunden till sedimentationsperioden. Denna magnetitförekomst är sålunda av helt annat ursprung än det regionala uppträdande av isolerade, ibland flera centimeter stora magnetitkristaller, som är typiskt för delar av det sydvästsvenska gnejsområdet. Det senare uppträdandet av magnetit beror i

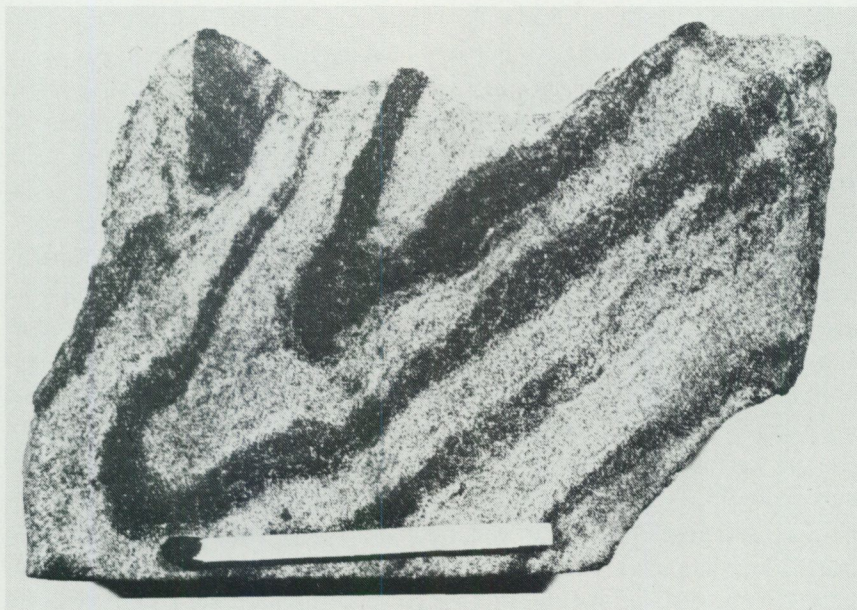


Fig. 4. Ytbergartsgnejs med magnetitlager, 800 m väster om St. Lundby kyrka (3i).
Supracrustal gneiss with layers of magnetite.

Göteborgstrakten på omvandlingar av silikatmineral vid regional metamorfos av berggrunden (se s. 80). I detta sammanhang bör påpekas att förekomsten av magnetitskikt i finkornig gnejs vid Gråbo ej är helt unik för regionen. Vid den pågående berggrundskarteringen på topografiska kartbladen Kungsbacka NO och Borås SV har liknande bildningar observerats.

Området med finkorniga gnejser vid norra delarna av Stora och Lilla Härsjön är, som framgår av kartbilden, synnerligen splittrat på grund av uppdelning vid senare intrusion av tonalitiska till granitiska magmor och efterföljande veckning. Kiselsyrarika och fältspatrika led av ljusröd färg växlar med intermediära och kiselsyrafattiga (basiska). I väghällarna 50 m norr om Kollsjön (1i) är de basiska leden utbildade som amfibolit, i vilken en viss lagring och eventuellt en korsskiktning synes föreligga. Detta antyder att delar av det amfibolitiska materialet utgörs av omlagrat vulkaniskt material. I avsaknad av detaljerade studier av denna lokal får man dock tills vidare beakta möjligheten att metamorfa och tektoniska processer i samverkan åstadkommit de iakttagna strukturerna. Basiska lager eller gångar ingår också i den väghäll, som ligger mellan

nordspetsarna på Stora och Lilla Härsjön. Gnejspackens gradvisa upplösning och mobilisering i samband med migmatitbildningen kan även studeras på denna lokal liksom relationerna mellan suprakrustalgnejsen och de bandformigt uppträdande ögongnejserna (se s. 26). I väghällarna 50 m öster om Kollsjön liksom längs stigen ca 300 m öster om Lilla Härsjön finns väl avgränsade brottstycken av suprakrustalgnejsen i tonalit och granodiorit. Detta visar de senares klart intrusiva karaktär.

Sammanfattningsvis kan man konstatera att de på kartan som finkorniga till medelkorniga gnejser betecknade delarna i huvudsak utgörs av ytbergarter, där understundom klart sedimentära led kan urskiljas och där både kiselsyrarikt och kiselsyrafattigt vulkaniska material sannolikt ingår. Mest osäker är den suprakrustala ursprungs-karak-tären hos gnejserna i den domliknande bildningen vid och norr om Delsjöarna (Of). Det på kartan med tecken för fin- till medelkornig bandad gnejs markerade området innehåller mer intrusivt material av granitisk till tonalitisk sammansättning än vad överbeteckningarna förmår illustrera. Därtill kommer omkristallisation och lokal utbildning av granitiska mobiliserat i större utsträckning än i omgivande homogenare berggrund. På många ställen inom det domliknande området förekommer dock mot omvandlingarna resistent partier i form av veckade basiska lager och sammanhängande amfibolitiska till ultrabasiska kroppar i en frekvens, som antyder att huvuddelen av området ursprungligen utgjorts av ytbergarter. De magmatiska bergarterna har före de nämnda omvandlingarna och mobiliseringarna inträngt i form av lagergångar av varierande mäktighet. Inga pålagringskontakter i form av konglomerat e. dyl. har påträffats i området. Dessutom visar kontakterna mot omgivande bergarter, i varje fall där de kunnat tydas som primära, att de magmatiska bergarterna är intrusiva i ytbergarterna. De senare måste därför uppfattas som regionens äldsta bergarter. I detta sammanhang kan även konstateras att det tills vidare ej finns anledning att urskilja mer än ett suprakrustalgnejskomplex inom kartområdet.

Ögongnejs med bandformigt uppträdande

Huvudkarak-tären hos denna bergart är de vanligen stora till mycket stora kalifältspatögonen. Mellanmassan utgörs av plagioklas, kvarts, kalifältspat och biotit samt accessoriska mineral (tabell 3). Bergarten uppträder ofta i relativt tunna skivor eller "lager", vilkas tredimensionella konfiguration väl illustrerar berggrundens storstrukturer (fig. 5). Karak-

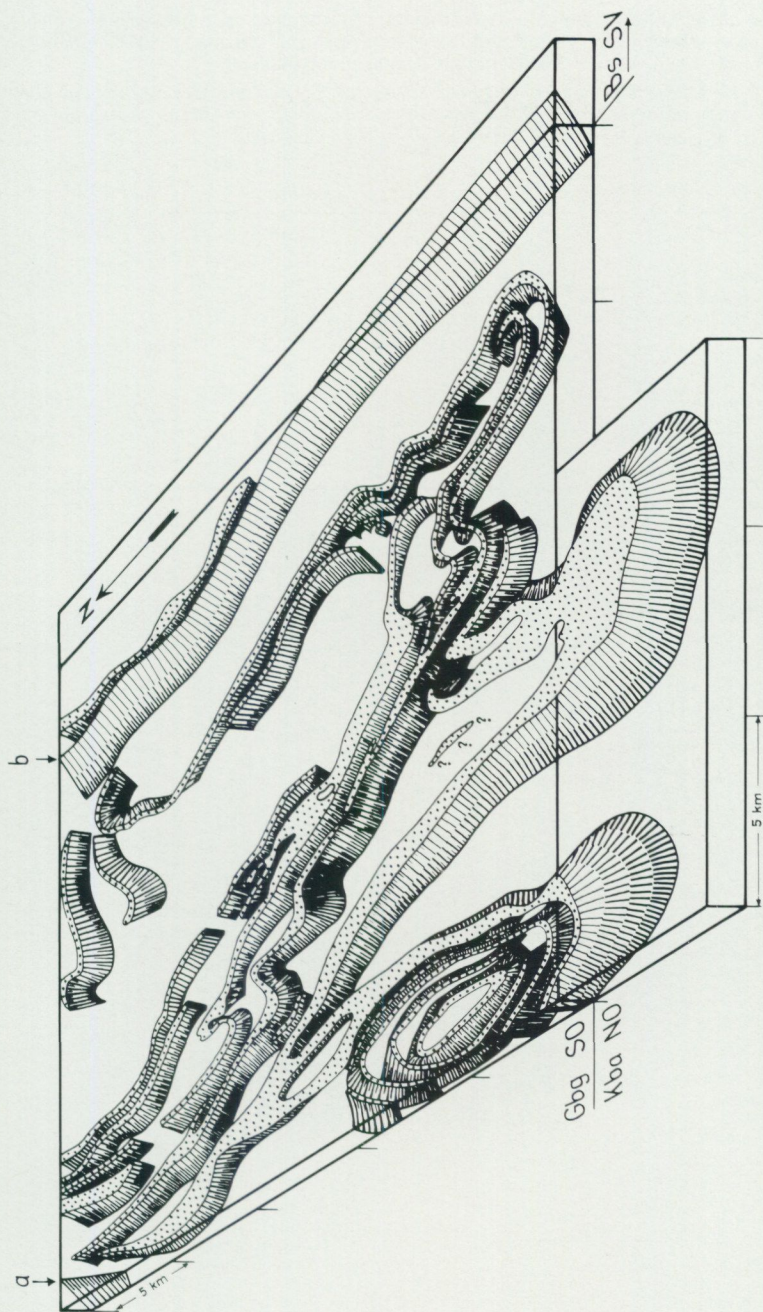


Fig. 5. Ögongneisernas form. a = Göta älv—Kungsbackazonen, b = mylonitizonen.
 The shape of the augen-gneisses. a = the Göta älv—Kungsbacka zone, b = the mylonite zone.

TABELL 3. Mineralfördelningen i bandformigt uppträdande ögongnejser (volym-%). Analyserna ger bergartssammansättningen i grundmassan mellan kalifältspatögonen. Volymsandelen av de senare utgör vanligen 25—30%.

Modal compositions of augen-gneisses (vol. %). The analyses give the composition of the rock matrix between the microcline porphyroblasts. The latter usually comprise 25—30% by volume of the whole rock.

Provnummer	1	2	3	4
Kvarts	46	37	38	44
Mikroklin	0	3	12	18
Plagioklas	36	43	31	26
Biotit	15	17	15	11
Muskovit	0	0	0	<0.5
Klorit	1	0	0	0
Epidot	1	<0.5	2	<0.5
Malm	0	<0.5	<0.5	<0.5
Zirkon	0	0	<0.5	<0.5
Titanit	<0.5	<0.5	2	<0.5
Apatit	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5
Summa	99	100	100	99
Antal mätpunkter	1000	1000	1324	1378

Analyslokaler — *Localities*

1. LS 9 — 64018/12766.
2. LS 275 — 64016/12763.
3. LS 671C — 64075/12936.
4. LS 1282 — 64115/12938.



Fig. 6. Ögongnejs med lager av ytbergartsgnejs. Grustaget söder om Rya (0i).
Augen-gneiss with layers of supracrustal gneiss.

teristiskt är också deras uppträdande i anslutning till stråk av finkorniga gnejser beskrivna i föregående kapitel. På flera ställen är detta samband så påtagligt både geografiskt och petrografiskt att ett genetiskt samband antyds (fig. 6). De stora kalifältspatögonens förmåga att genom omkristallisation anpassa sig till de upprepade deformationerna i berggrunden har bidragit till att de ögonförande banden bevarats som väl urskiljbara enheter i större utsträckning än intilliggande partier av finkorniga gnejser. I de delar av banden, där mäktigheten är störst, har dessutom mellanmassan genom de upprepade omvandlingarna så förgrovats och bergarten blivit så massformig att dess mekaniska egenskaper (t. ex. slaghållfasthet, sprickfrekvens och sprickmönster) väsentligt avviker från de finkornigare gnejsernas. Det är därför befogat att beteckna bergarten med en egen grundfärg. I några fall, t. ex. nordöst om L. Härsjön, har smala ögongnejsband (<40 m breda) i de fin- till medelkorniga gnejserna utmärkts med stora röda prickar på blå bottenfärg.

Den bandformigt uppträdande ögongnejsens dualistiska karaktär av dels lagerformigt uppbyggt led i suprakrustalgnejskomplexet och dels

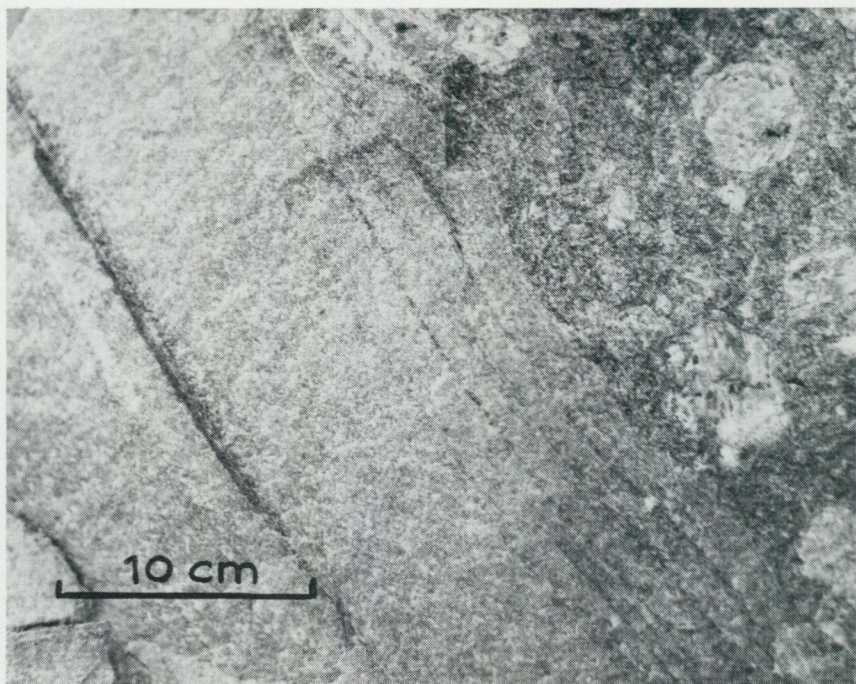


Fig. 7. Kontakten mellan ögongnejs och underliggande, finkornig gnejs. Väghäll nordost om St. Härsjön (1i).

The contact between augen-gneiss and underlying fine-grained gneiss.

homogen massformig intrusivbergart illustreras i en vägsränning i norra delen av landtungan mellan Stora och Lilla Härsjön (1i). I en omgivning av starkt veckad, fältspatrik, sur till intermediär gnejs med halvmeterbreda band av amfibolit finns ett konformt band (5—10 m tjockt) av grovporfyrisk ögongnejs. Gränsen för ögonbildningen är nedåt relativt skarp (fig. 7) med endast enstaka kalifältspatögon i underliggande gnejs, medan en med avståndet glesnande ögonbildning i ovanliggande gnejs kan spåras till ca 5 m från den egentliga ögongnejsen. På vägens östra sida är kontinuiteten mellan ögongnejs och omgivande gnejs helt påtaglig, med rester av lagerstruktur kvarstående inuti ögongnejsbandet. På vägens västra sida synes det lika uppenbart att ögongnejsen i samma band i något skede ägt en sådan mobilitet att den i samband med veckning förmått brecciera en mindre grönstens kropp. Mobilisering och omkristallisation av ögongnejs kan i detalj studeras på västra stranden av Kotången i St. Delsjön (0f).

TABELL 4. Kemiska analyser av bandformigt uppträdande ögongnejser (vikt-%)
Chemical analyses of augen-gneisses (weight %)

SGU lab. nr 010-	7951	8730	8413	7923	8366	8371	8372	8380
SiO ₂	68.6	69.9	70.8	68.5	69.3	65.9	67.3	66.9
TiO ₂	0.59	0.51	0.53	0.58	0.57	0.75	0.44	0.81
Al ₂ O ₃	13.7	14.6	14.4	14.2	14.0	14.7	15.5	14.4
Fe ₂ O ₃	1.0	0.8	0.8	0.8	1.4	2.1	1.1	1.3
FeO	2.7	2.0	2.5	2.5	2.1	2.8	2.2	3.3
MnO	0.08	0.07	0.09	0.06	0.08	0.10	0.09	0.11
CaO	2.3	2.2	1.9	2.4	1.8	3.4	1.6	2.2
MgO	1.2	0.85	0.92	0.95	1.0	1.4	1.0	1.6
Na ₂ O	2.8	2.8	2.8	2.6	2.8	3.1	2.9	2.4
K ₂ O	5.2	4.7	4.9	5.1	5.0	3.6	5.2	4.8
H ₂ O > 105°	0.7	0.5	0.7	0.7	0.8	1.0	0.9	1.0
H ₂ O < 105°	0.2	0.2	0.2	0.3	0.3	0.2	0.3	0.3
P ₂ O ₅	0.11	0.08	0.1	0.20	0.11	0.16	0.10	0.16
CO ₂	0.07	0.03	0.01	0.03	0.13	0.04	0.06	0.10
F	0.09	0.10	0.11	0.07	0.08	0.09	0.06	0.13
S	0.03	0.02	0.02	0.02	0.02	0.12	0.04	0.02
BaO	0.08	0.08	0.08	0.10	0.08	0.13	0.15	0.11
Summa	99.5	99.4	100.8	99.1	99.6	99.6	98.9	99.0
Spårelement (g/ton) Minor elements (ppm)								
Zr	200	200	170	120	3900?	260	290	280
Sr	180	170	170	180	135	210	330	170
Rb	165	200	210	115	170	120	210	200

Analyslokaler — *Localities*

7951. LS 671C — 64075/12936.
 8730. LS 1282 — 64115/12938.
 8413. LS 1009 — 64056/12780.
 7923. LS 1260 — 64064/12902.
 8366. LS 1260 — 64064/12901.
 8371. HB 207 — 64241/12902.
 8372. LS 1062 — 64154/12976.
 8380. AKT 688 — 64018/12816.

Ögongnejsens mineralogi och kemi illustreras av analyserna i tabellerna 3 och 4. På grund av de stora kalifältspatögonen, med diametrar upp till ca 8 cm, är det omöjligt att i tunnslip få en uppfattning om mineralproportionerna för bergarten i sin helhet. I tabell 3 anges därför endast sammansättningen hos bergarten mellan kalifältspatögonen. De senares volymsandel har framtagits med hjälp av ett nät med 5 cm rutkant, som placerats på en slät och solbelyst hällyta, samt studium av mineralkaraktären i "skuggnätets" knutpunkter. På tre lokaler med homogen ögongnejs har på så sätt 300 punkter räknats. Härvid erhöles värden mellan 25 och 30 vol. % kalifältspatögon. En vanlig företeelse är att fältspatögonen genom deformation och omkristallisation utdragits till röda band och sliror, som, då kvarts tillkommer, liknar pegmatitådror. Från materialet i dessa kalifältspatrika ådror har nya kalifältspatögon kunnat återuppstå genom senare sammelkristallisation. Processen är komplex och tecken finns på två nedkrossningsperioder med åtföljande sammelkristallisation. En upprepning av de ögonbildande processerna anses av Lundegårdh (1958, s. 24) vara en förutsättning för en del kalifältspatögons anmärkningsvärda storlek.

Amfibolit och metagabbro—ultrabasit—anortosit

I anslutning till finkornig gnejs av suprakrustal karaktär uppträder på några ställen karttekniskt reproducerbara kroppar av fin- till medelkornig, ofta lageruppbbyggd amfibolit. Så är t. ex. fallet sydost om Vimmesjön (4f), nordost om Hornasjön (0i) samt på östra stranden av Sunnerö i Mjörn (4j). Dessutom uppträder tunna lager av hornbländerik bergart flerstädes i den finkorniga gnejsen. Finkornigheten, lagringen och heterogeniteten i sammansättning antyder att en del av dessa amfiboliter härstammar ur omlagrat material från en tidig basisk vulkanism.

En petrografiskt väl sammanhållen grupp av mer eller mindre starkt omvandlade basiska intrusivbergarter utgörs av sviten gabbro—ultrabasit—anortosit. De till sitt omfång mest betydande förekomsterna av dessa bergarter finns vid Lerum, något öster om kartbladets centrum. Av vikt är iakttagelsen att bergartssviten med sina komponenter i form av smärre förekomster påträffats över hela kartbladet, oftast i samband med uppträdandet av finkornig gnejs. Pågående kartering på angränsande kartblad visar att likartade bergarter finns både öster om mylonitzonen och väster om den tektoniska zonen genom Göta älv och Kungsbackafjorden.



Fig. 8. Stor plagioklaskristall i anortositisk gabbro. Norra delen av Aspenäs, Lerum (2h).

Megacryst of plagioclase in anorthositic gabbro.

Den dominerande delen av den nu behandlade sviten utgörs av en medel- till grovkornig metagabbro. I denna finns oftast smärre rundade brottstycken av plagioklasfri ultrabasit, som ställvis uppträder i större kroppar med diametrar på något hundratal meter. Ultrabasiten förekommer också utan fältsammanhang med metagabbbron. Denna får på en del lokaler hög andel plagioklas genom att förutom gabbrons "normala" plagioklas finns stora strökorn (megakrister) av plagioklas på upp till 30 x 10 cm (fig. 8). I några fall domineras bergarten helt av dessa stora kristaller och bör betecknas som anortosit. Förekomsterna är dock ingenstades större än något hundratal kvadratmeter. Gabbroid mellanmassa finns i dessa anortositer i samtliga fall utom ett, en granulerad och rekristalliserad förekomst av ren plagioklasbergart 30 m väster om Rannebergsvägen i nordöstra Göteborg (2f). Ett fjärde led utgörs av fint medelkornig metabasit, som föreligger som relativt kantiga brottstycken, vanligen om några kubikmeter, i den gabbroida huvudbergarten. Ett stort antal sådana brottstycken finns vid Ulvshuvud 500 m sydväst Tösjön (2h).

TABELL 5. Kemiska analyser av ultrabasit och metagabbro (vikt-%). Analyserna är utförda vid Geologiska Institutionen, Aalborgs Universitet.
Chemical analyses of ultrabasite and metagabbro (weight %).

Provnummer	1	2	3	4
SiO ₂	43.4	45.6	45.9	49.5
TiO ₂	0.12	0.18	0.63	0.94
Al ₂ O ₃	5.3	2.9	16.5	16.8
Fe ₂ O ₃	7.0	5.8	3.9	3.7
FeO	5.4	4.9	6.1	6.5
MnO	0.20	0.18	0.14	0.16
MgO	28.0	22.0	10.5	6.7
CaO	7.4	12.0	10.2	10.8
Na ₂ O	0.3	0.5	1.0	2.5
K ₂ O	0.1	0.1	1.4	0.6
Spårelement (g/ton)				
<i>Minor elements (ppm)</i>				
Cr	2280	1000	190	220
Co	138	200	130	200
Ni	890	450	250	170

Analyslokaler — *Localities*

1. Ultrabasit, Hulan, Lerum (1h). 64087/12882.
Ultrabasite.
2. Ultrabasit, Olstorp, Lerum (3i), LS 19. 64154/12918.
Ultrabasite.
- 3—4. Metagabbro, Olstorp, Lerum (3i), LS 19. 64159/12918.
Metagabbro.

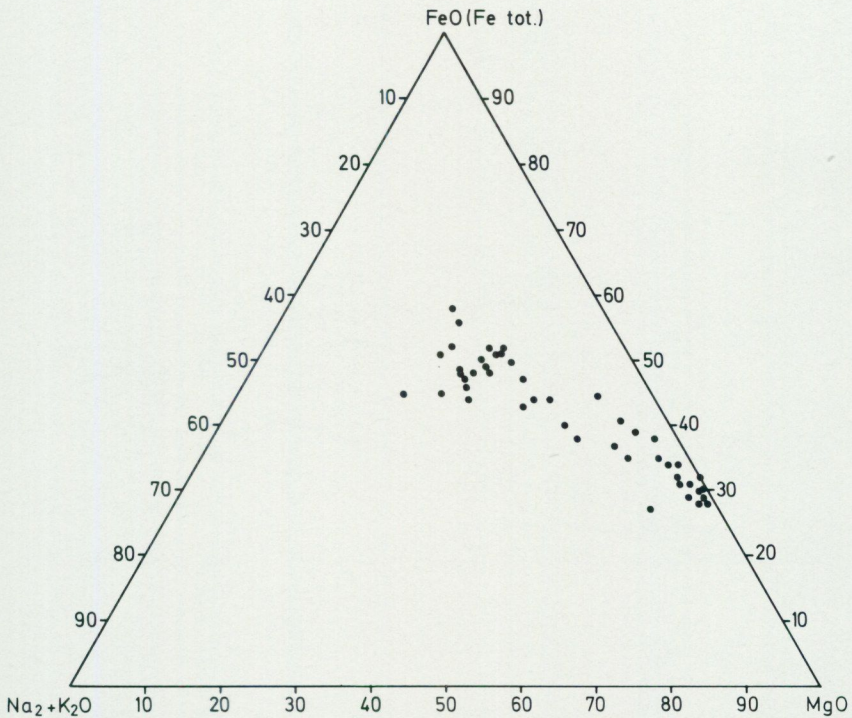


Fig. 9. Diagram över ultrabasit och gabbro från Lerumsområdet (Ronge och Stigh, i manuskript).

Diagram of ultrabasic and gabbroic rocks from Lerum (Ronge and Stigh, in preparation).

Några exempel på den kemiska sammansättningen av de nu behandlade bergarterna lämnas i tabell 5. Dessa värden samt bilderna 9 och 10 har hämtats från en pågående undersökning av samma slags bergarter från Lerumsområdet och från Kedumsbergen i centrala Västergötland (Ronge och Stigh, i manuskript). Bilderna antyder att bergarterna utgör en kontinuerlig differentierad serie. Med hänsyn till de nu ingående, delvis metamorfa mineralassociationerna kan bergarterna betecknas som olivinhornbländit, pyroxenhornbländit, hornbländegabbro och biotitdiorit. Dessutom tillkommer de tidigare nämnda och ytmässigt obetydliga förekomsterna av anortosit och anortositisk gabbro.

Mineralinnehållet i olivinhornbländiten är olivin som korn med maximalt 5 mm diameter, klinopyroxen, ljusbrun amfibol i megakrister, fibrösa hornbländen, opakmineral, pleonast, biotit, klorit och serpentin.

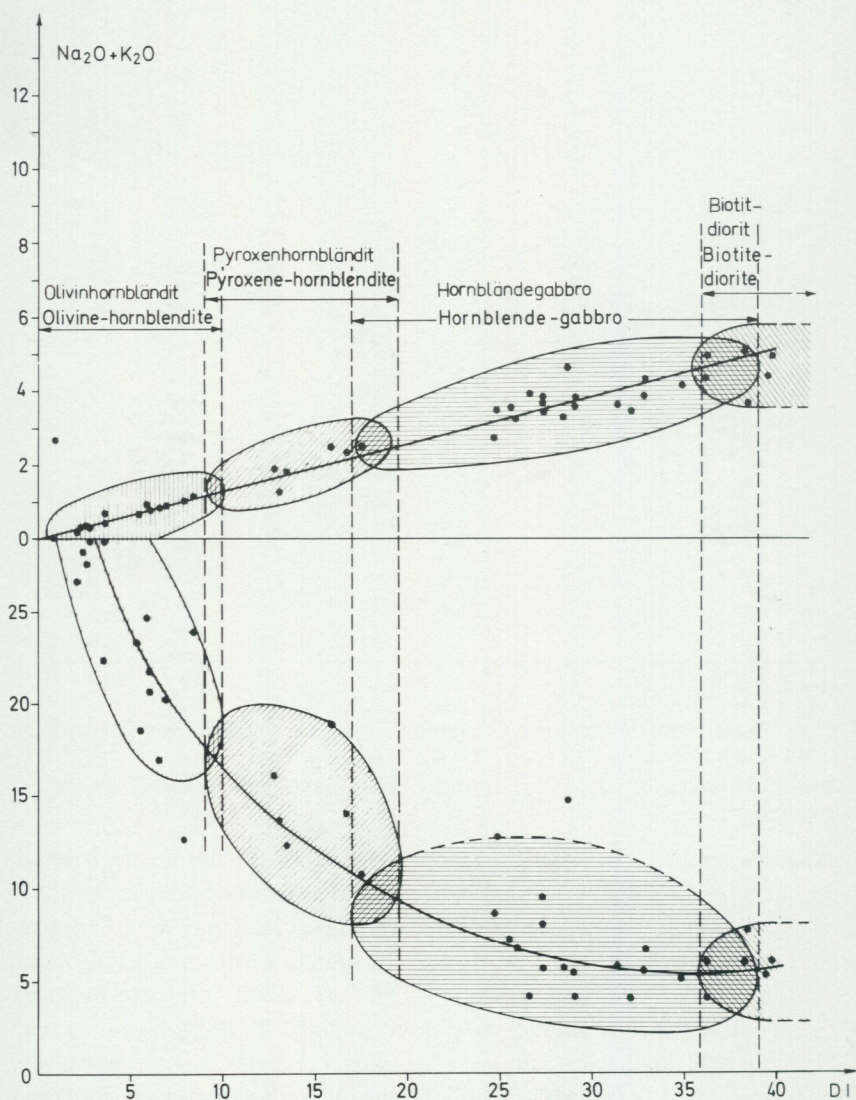


Fig. 10. Diagram över ultrabasit och gabbro från Lerumsområdet. DI avser differentiationsindex enl. Hutchison (1974, s. 398). Bergartsbeteckningarna avser den metamorfa bergartssammansättningen (Ronge och Stigh, i manuskript). Det undre diagrammets y-axel visar MgO i vikt-%.

Diagram of ultrabasic and gabbroic rocks from Lerum. DI is the differentiation index according to Hutchison (1974, p. 398). The y-axis of the lower diagram shows the MgO content in weight %.

Pyroxenhornbländiten skiljer sig från föregående bergart genom lägre olivinnehåll samt högre halt av pyroxen. Dessutom utgör blågrönt hornblände en betydande del av bergarten. Serpentin, biotit och klorit liksom malmmineral finns även.

I hornbländegabbbron ingår plagioklas av labradorsammansättning som ett väsentligt mineral. Plagioklasen innehåller oftast små epidotkristaller. Pyroxen samt amfiboler, bl. a. blågrönt hornblände, ingår tillsammans med biotit, serpentin, klorit och malmmineral. Mineralberäkningar baserade på bergartens kemiska innehåll motiverar en uppdelning i olivingabbro och gabbro.

Ronge och Stigh (op. cit.) har som sista led utskilt en biotitdiorit med dragning åt kvartsdiorit (fig. 10). Dess mineralinnehåll skiljer sig från föregående bergarts främst genom att plagioklasen är en andesin samt genom att fri kvarts förekommer. På kartbladet Göteborg SO finns på några ställen tonalit och kvartsdiorit tillsammans med och till synes hybridiserande hornbländegabbro och hornbländiter. Det får dock med nu tillgängligt undersökningsmaterial anses osannolikt att differentiationssviten från de ultrabasiska och basiska leden via kvartsdiorit fortsätter in i den omfattande tonalit — granitsvit, som behandlas i nästa kapitel.

Gnejsig kvartsdiorit, tonalit, granodiorit och granit

Bergarter med granitiskt utseende (granitoider) utgör större delen av kartbladets berggrund. De har betecknats med brun bottenfärg i de fall de ansetts tillhöra den svit av magmatiska djupbergarter, som framträngde och kristalliserade under perioden närmast efter de basiska bergarterna i föregående kapitel. Kartbladets övriga granitiska och granitliknande bergarter kan på olika grunder fastläggas som yngre. De betecknas på kartan med olika röda färger och behandlas i efterföljande kapitel.

Liksom övriga bergarter på kartbladet är även sviten av kvartsdiorit till granit mer eller mindre strukturpräglad och metamorfoserad. Den har också påverkats av de efterföljande veckfaserna (fig. 2). Trots detta är det dock i gynnsamma lägen möjligt att fastlägga bergarternas relationer till omgivande berggrund och till varandra. Petrografiskt och geochemiskt (tabell 6) föreligger kontinuerliga övergångar mellan kvartsdiorit—granitgruppens bergarter. De synes ha bildats genom differentiation av en gemensam magma. De inbördes kontakterna är oftast diffusa och

TABELL 6. Kemiska analyser av kvartsdiorit, tonalit, granodiorit och granit (vikt-%)
Chemical analyses of quartz-diorite, tonalite, granodiorite and granite (weight %)

SGU lab. nr 010-	7947	8723	7938	7913	7931	8722	8383	8721	7932	7935	8370	8720	7946
SiO ₂	53.2	56.5	60.1	60.4	64.5	64.8	66.1	67.0	67.4	68.2	68.7	69.3	70.8
TiO ₂	0.64	1.0	0.87	0.76	0.69	0.65	0.90	0.54	0.75	0.62	0.43	0.69	0.41
Al ₂ O ₃	18.9	19.0	16.0	16.8	14.8	16.1	14.6	15.7	14.1	14.6	15.3	14.8	14.1
Fe ₂ O ₃	2.3	2.4	2.0	1.8	1.3	1.5	2.4	1.3	1.4	1.1	1.2	1.3	1.1
FeO	5.5	4.8	3.9	3.6	3.6	2.7	2.9	2.5	2.9	2.5	1.6	2.0	1.6
MnO	0.16	0.16	0.12	0.11	0.10	0.09	0.12	0.08	0.10	0.09	0.06	0.06	0.06
CaO	8.1	6.0	5.1	5.1	4.4	4.1	3.4	3.6	2.9	3.2	3.2	3.4	0.9
MgO	4.2	2.5	2.8	2.5	2.3	1.9	1.5	1.7	1.2	0.90	0.77	1.2	0.74
Na ₂ O	2.9	2.9	3.4	3.5	3.9	3.2	2.9	3.1	3.3	3.2	3.1	3.3	3.1
K ₂ O	1.7	3.0	2.8	2.7	2.3	3.3	3.8	3.4	3.9	3.8	3.5	3.1	5.9
H ₂ O>105°	1.6	1.4	1.4	1.2	0.9	0.8	1.1	0.9	0.6	0.7	0.8	0.9	0.6
H ₂ O<105°	0.3	0.3	0.3	0.2	0.2	0.2	0.3	0.2	0.2	0.2	0.3	0.2	0.3
P ₂ O ₅	0.20	0.22	0.24	0.20	0.25	0.10	0.27	0.14	0.22	0.12	0.08	0.17	0.12
CO ₂	0.07	0.06	0.10	0.06	0.03	0.08	0.17	<0.01	0.06	<0.01	<0.01	0.01	<0.01
F	0.09	0.11	0.07	0.07	0.06	0.08	0.10	0.07	0.09	0.05	0.08	0.07	0.07
S	0.03	0.02	<0.02	<0.02	<0.02	<0.02	0.03	<0.02	0.02	<0.02	<0.02	<0.02	<0.02
BaO	0.03	0.07	0.08	0.08	0.04	0.10	0.08	0.08	0.08	0.09	0.19	0.10	0.13
Summa	99.9	100.44	99.3	99.1	99.4	99.7	100.7	100.31	99.2	99.4	99.3	100.60	99.9

Analyslokaler — *Localities*

7947. LS 646 — 64100/12922.
 8723. LS 38 — 64005/12775.
 7938. LS 909 — 64016/12793.
 7913. LS 1007 — 64056/12791.
 7931. LS 958 — 64034/12818.

8722. LS 419B — 64132/12760.
 8383. LS 1137 — 64032/12992.
 8721. LS 419A — 64132/12760.
 7932. LS 968 — 64027/12814.
 7935. LS 967 — 64026/12805.

8370. HB 16 — 64243/12941.
 8720. LS 1323 — 64152/12931.
 7946. LS 516 — 64197/12978.

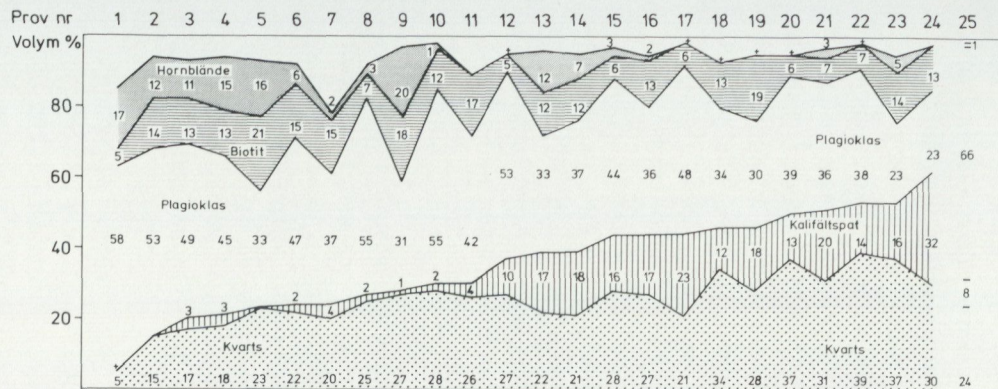
kontinuerliga men kan, särskilt i fråga om de granitiska ledens avgränsning mot omgivningen, vara distinkta. I det senare fallet har ofta efterföljande metamorft betingade mobiliseringar tillskärpt kontakterna.

De äldre, tidigare beskrivna bergarterna har intruderats av kvartsdiorit—granitsviten, vilken bildar vanligen konforma gångar och småmassiv i de finkornigare och bandade gnejserna. De senare uppträder också som större och mindre brottstycken i kvartsdiorit—granitbergarterna. Små veckstrukturer och ådring i brottstycken av de finkorniga gnejserna antyder att dessa genomgått viss omvandling före magmaintrusionen. Lokalt kan även iakttas att de surare leden i de finkorniga gnejserna assimilerats av magman och sålunda bidragit till bildning av surare kristallisationsprodukter av denna. Detta kan misstänkas vara fallet särskilt i området vid Stora Lövsjön (4h), i stråket nordväst—sydost över Härby kyrka (0i) samt öster om Lilla Stamsjön (1i). Fältiakttagelser samt detaljstudier av bergarterna, bl. a. genom analys av zirkonmorfologin, visar dock att denna typ av assimilation ej är den väsentligaste orsaken till magmans uppdelning i olika bergarter (Samuelsson och Ahlin 1978). De bandformigt uppträdande grovporfyriska ögongnejserna uppträder också som brottstycken, vanligen i association med partier av finkornig bandad gnejs, t. ex. öster om Stora Lövsjön (4h) och norr om Varpekärr (3g).

Basiska bergarter utgör de vanligaste främmande inslagen i kvartsdiorit—granitsviten. De uppträder som linser, skivor och andra mer eller mindre oregelbundna brottstycken. En relativt välavgränsad grupp av dessa bergarter utgör de ibland tydligt gångformade men oftast linsformade kroppar av metabasit med diabastextur, som på kartan utmärktes med ljusgrön färg. Dessa har bildats genom intrusion av basaltisk magma efter värdbergartens första kristallisation. De behandlas därför i ett efterföljande kapitel.

De övriga basiska inneslutningarna kan grovt indelas i två grupper. Den ena och synbarligen underordnade typen utgörs av oftast bandade, petrografiskt heterogena, relativt biotitrika och kvartsförande amfiboliter, t. ex. söder om Prästtjärn i Partille (1g). Liknande bergarter återfinns som led i de finkorniga bandade gnejserna, t. ex. nordväst om Hornasjön (0i).

Den andra typen utgörs av bergarter, som uppenbarligen tillhör ultrabasit—gabbro—anortositviten. Rikligare förekomst av dessa brottstycken är oftast förknippad med ett förhållandevis lågt kvartsinnehåll samt



An-halt	%	25	25-30	25-30	25-30	30	25	20-25	25-30	25-30	25-30	20-25	25-30	26	25	25-30	24	25-30	20-25	25-30	25-30	25-30				
Muskovit			+													1						+	+			
Klorit		10			+		+	13	2	1			+		+	1			+	4		+	1			
Epidot		3	6	2	1	6	5	1	6	2	1		4	3	3	1	3	2	5	6	+	1	1	3		
Klinozoisit + zoisit				1	1							9														
Granat			+	+			+				+				+				+				+			
Kalcit				+	2		+	1								+										
Opakmineral		+	+	+		+	+	1	+	+	+	+			+	+	1	+		+	+	1	+	+		
Zirkon		+	+		+		+	+	+	+	+		+			+	+	+		+	+		+	+		
Titaniit		1	+	+		1		2	1	+		2	+	1	1	+	1		1	+	+	1	1	1		
Ortit						+	2		+						+						+		+			
Apatit		+	+	+			1	2	+	+	1	+	+	+	+	+	+		1	+	+	+	+	+		
Prehnit		+		2	2		1	1						+	1					+	+			1		
Lermineral		+									+															
N		1069	1108	1103	1114	1312	1138	~4000	959	1000	1208	1415	1293	1090	1407	1043	1010	1396	~3000	1327	1000	1123	1283	~2000	1000	1228

Analyslokaler

Localities

1	LS 165	64195/12766	14	LS 958 ¹	64034/12818
2	LS 1059	64075/12837	15	LS 399	64124/12758
3	LS 405C	64193/12916	16	AK 614	64001/19205
4	LS 294	64007/12793	17	HB 16 ¹	64243/12941
5	LS 976	64035/12809	18	LS 1323 ¹	64152/12931
6	LS 909 ¹	64016/12793	19	LS 1137 ¹	64032/12992
7	LS 1934A	64208/12983	20	LS 1917	64249/12998
8	LS 38 ¹	64005/12775	21	LS 968	64027/12814
9	LS 1907	64218/12967	22	LS 1018	64056/12798
10	LS 366	64080/12764	23	LS 419 ¹	64132/12760
11	LS 1310	64118/12949	24	LS 1934B	64208/12983
12	LS 196	64002/12797	25	LS 405E	64193/12916
13	LS 1007 ¹	64056/12791			

¹ Kemisk analys finns.

Fig. 11. Mineralinnehållet i åderfria partier av kvartsdiorit—granitsvitens bergarter (volym-%). Nr 25 avser ungefärliga mineralinnehållet i en pegmatitådra från bergarten i prov 3.

Modal compositions of the quartz diorite—granite suite (vol.%). No 25 is a pegmatitic vein in the rock of sample no 3.

hög hornbländehalt i den närmast omgivande värdbergarten (kvartsdiorit och mörk tonalit). Dessa förhållanden kan studeras i Rannebergen (2f), Jonsered (1g) samt kanske bäst i den ovala kvartsdioritkroppen i södra Lerum (1—2i).

En översikt av mineralinnehållet hos bergarter tillhörande tonalit—granitgruppen framgår av fig. 11 och 12. Av den senare bilden framgår att den dominerande sammansättningen motsvarar granodiorit. Samtliga mikroskopiska analyser utom nr 25 har utförts på paleosom, d. v. s. den åderfria delen av de delvis åderomvandlade delarna. Fig. 11, prov nr 25, har hämtats från en ådra och skiljer sig från sin omgivning (fig. 11 nr 3) främst genom de lägre halterna av biotit och hornblände. Eftersom kornstorleken i ådrorna generellt är större än i omgivningen är det omöjligt att få ett kvantitativt mått på ådrornas sammansättning med ledning av analyser av enstaka bergartsslip. En detaljerad studie av förhållandet mellan mineralinnehållet i ådror (neosom) och omgivande bergart (paleosom) har utförts av Ljunggren (1957). Den undersökta bergarten tillhör tonalit—granitsviten men är något starkare förskiffrad och ådergnejsomvandlad än vad som genomsnittligen är vanligt. Undersökningen visar bl. a. att bergarten mellan ådrorna har en någorlunda homogen mineralogisk sammansättning på 1—2 cm avstånd från ådrornas ytterbegränsning. Denna iakttagelse har betydelse för värdet av analyserna i fig. 11 och 12. Eftersom dessa mätningar utförts på tunnslip, som uttagits på betryggande avstånd från eventuellt förekommande ådror, bör de ge en någorlunda riktig bild av bergarternas egentliga mineralinnehåll. Ljunggren visar också att utarmningen på mörka mineral (biotit + epidot) i ådrorna som regel motsvaras av en tunn zon med anrikning av dessa mineral i kontakten mot ådrorna.

En geokemisk undersökning av en åderrik granodiorit 2.5 km sydöst om St. Lundby kyrka (3i) visar förhållandevis små skillnader i sammansättningen mellan ådror (neosom, 12 prov) och omgivande bergart (paleosom, 9 prov). I ådrorna är andelen SiO_2 , CaO och Na_2O större och andelen K_2O , Fe_{tot} och MgO lägre än i paleosomen (Ahlin muntl. medd.).

Som för de flesta bergarterna på kartbladet gäller att även denna bergartsgrupp är mer eller mindre starkt strukturpräglad. Vanligen är det en förskiffring som framträder starkast. I detalj har framförallt de mörka mineralen (hornblände och biotit) inordnats i förskiffringsplanen. Dock finns talrika exempel på hornblände, som regellöst växer över förskiffringsplanen. Särskilt vanligt är detta i de åderrika partierna i västra de-

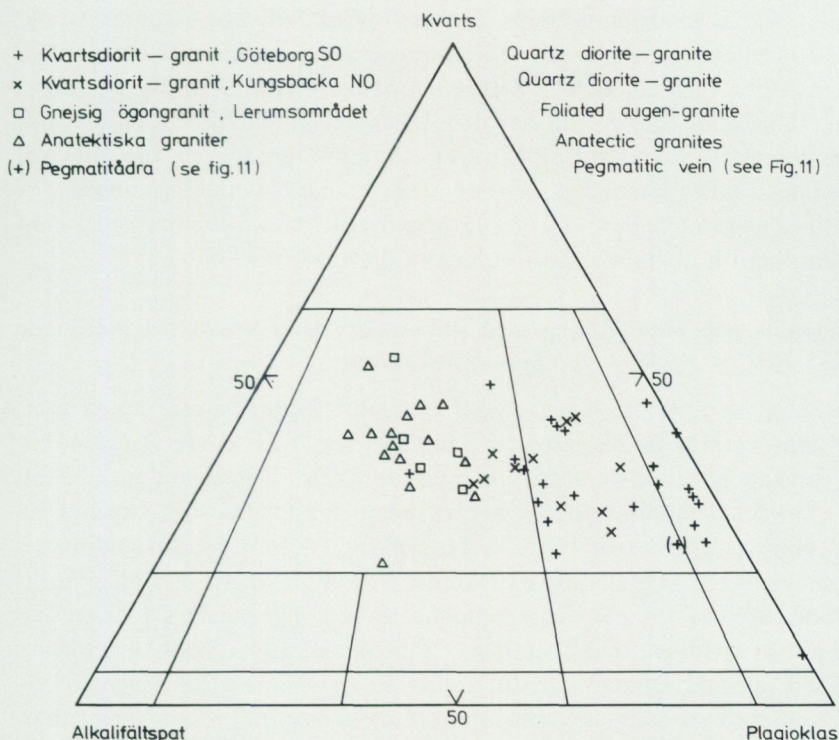


Fig. 12. Klassifikationsdiagram över granitoider. Några analyser från angränsande del av kartbladet Kungsbacka NO har medtagits.

Classification diagram of the granitoid rocks. Some analyses from neighbouring parts of the map-sheet Kungsbacka NO are included.

len av kartbladet nära den tektoniska linjen genom Göta älv till Kungsbacka.

I de bättre bevarade delarna av dessa intrusivbergarter kan man ana den ursprungliga kornstorleken. De synes ha varit grovt medelkorniga till grovkorniga. De tektoniska och metamorfa processerna har dock lett till uppdelning och omkristallisation av de ursprungliga mineralindividen. Den i mikroskop iakttagbara kornstorleken är nu vanligen mellan 1 och 2 mm. Texturen i bergarten karakteriseras av oregelbundna korngränser (xenoblastisk textur) med tendens till suturerade (starkt flikiga) sammanväxningar. Ofta har kornförbanden försvagats genom kristallisation av finkornig glimmer (sericit) eller genom ytnära utbildning av mikrosprickor (Samuelsson och Werner, i manuskript).

Normalt är kvartsen undulös men kan i vissa fall vara helt omkristalliserad och jämnt utsläckande. Sericitomvandling av plagioklasen är vanlig men har varierande styrka. Biotiten har ofta relativt god kristallform (= subhedral). I flera fall har den delvis omvandlats till bl. a. prehnit. Hornbländet är pleokroitiskt i blekt till starkt grönt och kan ofta ses omsluta andra mineral. Klorit uppträder som omvandlingsmineral av biotit och hornblände, särskilt i intrusivbergarterna öster om och i nära anslutning till mylonitzonen i nordöstra delen av kartan.

Migmatit- och åderbildning med tillhörande strikt tektoniskt inordnade granitförekomster

Den bergbildningsfas, som nu skall behandlas karakteriseras av en kraftig uppvärmning av berggrunden samtidigt som den senare synes ha blivit veckad efter NNV—SSO orienterade axlar. Uppvärmningen resulterade i lokal mobilisering av berggrundens mest lättrorliga beståndsdelar, vilka samlades och kristalliserade på nytt i form av ådror dominerade av kvarts, kalifältspat, natriumrik plagioklas, biotit och/eller hornblände. Ställvis var denna omvandling så genomgripande att större delen av berggrunden mobiliserades och stelnade i annat skick än tidigare. Härvid uppstod migmatit bestående av en ur smälta eller lösningar nykristalliserad mellanmassa (metatekt eller neosom), i vilken ursprungsberggrundens mest omvandlingsresistent material återfinns som mer eller mindre starkt upplösta och roterade rester (paleosom). Goda möjligheter till studium av dessa processer erbjuder väghållar i Stenkullen (2i) vid avtagsvägen mot Gråbo (fig. 13) samt norra delen av vägskarningen 200 m öster om Stora Härsjöns norra ände (1i).

Fält- och laboratoriestudier visar att omvandlingarna med åtföljande veckningsdeformation ledde till ansamling av mobiliserat granitmaterial i tektoniskt betingade lågtrycksområden. Sålunda finns i den norra och södra delen av den domliknande strukturen i kartbladets sydvästra hörn en massformig, muskovit- och biotitförande, stänglig granit. Graniten har en välmarkerad kontakt mot ovanförliggande ögongnejs men visar gradvis övergång mot underliggande kalirika gnejs, ur vilken den sannolikt hämtat huvuddelen av sitt material. Två långsträckta förekomster av småkornig, rödgrå, homogen och likaledes muskovit- och biotitförande samt något strukturpräglad granit finns i området kring södra delen av Stora Härsjön (0i). Dessa granitförekomster ligger i en komplex veckstruktur, vars slutliga utformning synes vara beroende av tektonis-



Fig. 13. Migmatitomvandlad ytbergartsgnejs, Stenkullen (2i).
Migmatized supracrustal gneiss.

ka förlopp yngre än granitbildningen (se s. 63). Förekomsten av likartad men rödare granit finns bl. a. mellan Öxsjön och Stora Härsjön (1i), norr om Stannum (3h), vid Bergums kyrka (3g) och nordost om Surtesjön (3f) (tab. 7—8).

Förekomsterna av de nu nämnda, biotit- och muskovitförande graniterna har sammankopplats med den kraftiga migmatitbildningsperioden på grund av att man på flera ställen kan iaktta bildning av migmatitmobilisat eller metatekt i anslutning till och av samma bergartskaraktär som de nämnda granitområdena. En sådan lokal ligger i väghällarna vid nordöstra delen av Stora Härsjön (1i). En kontinuerlig serie av slipprover har här tagits från bevarad finkornig biotitgnejs via övergångar till

TABELL 7. Mineralfördelningen i fin- till medelkorniga muskovitförande graniter (volym-%)
Modal compositions of fine- to medium-grained granites (vol. %)

Provnummer	1	2	3	4	5	6	7	8	9
Kvarts	40	42	48	21	40	40	42	31	34
Mikroklin	43	29	33	47	39	31	27	37	28
Plagioklas	15	21	12	29	18	20	24	26	22
Biotit	2	2	0	3	2	4	2	2	8
Muskovit	<0.5	3	7	<0.5	<0.5	0	0	0	0
Klorit	<0.5	1	0	0	1	<0.5	<0.5	<0.5	1
Amfibol	0	0	0	0	0	1	1	1	1
Kalcit	0	0	0	0	<0.5	0	<0.5	<0.5	<0.5
Epidot	0	0	0	0	0	2	1	1	3
Granit	0	1	<0.5	0	0	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5
Malm	<0.5	1	<0.5	<0.5	<0.5	1	2	2	1
Apatit	0	0	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5
Zirkon	<0.5	<0.5	<0.5	0	<0.5	<0.5	0	<0.5	<0.5
Titanit	0	<0.5	0	0	0	1	1	1	1
Summa	100	100	100	100	100	100	100	101	99
Antal mätpunkter	1440	1043	1032	1108	1086	1033	1032	1025	1074

Analyslokaler — *Localities*

1. Grårod migmatitisk gnejs. Robertshöjd (1f). LS 325. 64056/12767.
Greyish red migmatitic gneiss.
2. Medelkornig muskovitgranit. 1 km SV om Härlanda tjärn (0f). LS 308A. 64036/12750.
Medium-grained muscovite granite.
3. Medelkornig muskovitgranit. Brattåskärr (1f). LS 340. 64052/12774.
Medium-grained muscovite granite.
4. Medelkornig muskovitgranit. Ramberg (3h). LS 906. 64180/12872.
Medium-grained muscovite granite.
5. Medelkornig granit. Gårdsten (3f). LS 215F. 64153/12752.
Medium-grained granite.
6. Migmatit (neosom och paleosom). NO om St. Hårsjön (1j). LS 671D. 64075/12936.
Migmatite (neosome and paleosome).
7. Migmatite (neosom). LS 671E, lokal som ovan.
Migmatite (neosome).
8. Migmatit (neosom och paleosom). LS 671F, lokal som ovan.
Migmatite (neosome and paleosome).
9. Migmatit (neosom och paleosom). LS 671G, lokal som ovan.
Migmatite (neosome and paleosome).

TABELL 8. Kemiska analyser av fin- till medelkorniga, muskovitförande graniter och migmatiter (vikt-%)
Chemical analyses of fine- to medium-grained muscovite granites and migmatites (weight %)

SGU lab. nr 010-	6795	6817	6823	6826	8379	8377	8731
SiO ₂	79.0	77.0	79.1	78.5	70.7	70.4	75.9
TiO ₂	0.10	0.15	0.09	0.12	0.43	0.68	0.23
Al ₂ O ₃	12.3	13.0	11.4	11.7	14.4	12.8	12.5
Fe ₂ O ₃	0.6 ¹	1.2 ¹	0.7 ¹	0.8 ¹	0.7	1.9	0.3
FeO					1.3	1.5	0.8
MnO	0.10	0.08	0.16	0.10	0.08	0.10	0.04
CaO	0.7	0.9	0.6	0.8	2.2	1.6	1.0
MgO	0.1	0.2	0.1	0.2	0.59	0.48	0.26
Na ₂ O	2.5	2.5	2.3	2.3	3.4	2.6	2.6
K ₂ O	4.7	5.0	4.7	5.8	4.0	6.0	5.2
H ₂ O > 105°					0.6	0.6	0.4
H ₂ O < 105°					0.3	0.2	0.2
P ₂ O ₅					0.07	0.11	0.01
CO ₂					0.03	0.08	0.09
F					0.07	0.03	0.02
S					<0.02	<0.02	<0.02
BaO	0.01	0.02	0.01	0.02	0.09	0.14	0.03
Summa	100.11	100.05	99.16	100.34	99.0	99.2	99.6

Spårelement (g/ton)
Minor elements (ppm)

Zr	190	310	120
Sr	230	200	180
Rb	170	140	115

¹ Totala järnhalten bestämd som Fe₂O₃.

Analyslokaler — *Localities*

6795. Medelkornig muskovitgranit. Söder om St. Delsjön (0f) LS 23. 64003/12770.
Medium-grained muscovite granite.
6817. Medelkornig muskovitgranit. 1 km SV om Härlanda tjärn (0f) LS 308A.
 64036/12750.
Medium-grained muscovite granite.
6823. Medelkornig muskovitgranit. Sävedalen (1f) LS 362. 64061/12772.
Medium-grained muscovite granite.
6826. Medelkornig muskovitgranit. Utby (1f) LS 366C. 64075/12768.
Medium-grained muscovite granite.
8379. Grå, finkornig granit. Öster om St. Härsjön (1j) LS 1147. 64057/12940.
Grey, fine-grained granite.
8377. Grå migmatit (neosom). NO om St. Härsjön (1j) LS 671E, LS 671B. 64075/12936.
Grey migmatite (neosome).
8731. Röd migmatit (neosom). Östra Sjukhuset (1f) LS 355. 64059/12768.
Red migmatite (neosome).



Fig. 14. Tektoniserad metabasitgång, två ådergenerationer, Rösered (2f).

Tectonized dike of metabasite, two generations of veins.

ett uppsmält, mobiliserat och omkristalliserat migmatitparti. Det senare karakteriseras av att biotitrikare och relativt resistent partier av den finkorniga gnejsen bildar delvis assimilerade partier i en något grovkornigare nykristalliserad mellanmassa (neosom). Migmatitpartiet är något rikare på främst plagioklas (oligoklas) och kvarts. Dessutom förekommer grönt hornblände ymnigast i den mobiliserade delen av migmatiten. I mikroskop kan iakttas att detta hornblände bildats ur biotit med tillskott även från epidot. Det blygsamma analysunderlaget antyder att kalium försvunnit från den starkast omvandlade delen av berggrunden. Här föreligger en analogi till den av Ahlin funna lägre halten K_2O i pegmatitådror jämfört med kringliggande granodiorit (se s. 38). Förekomsten av hornblände i de migmatitiska partierna är ett undantag snarare än en regel. Hornbländebildningen får här antas ha gynnats av speciella tektoniska förhållanden. Vid Stenkullen finns, som ovan nämnts, en annan lokal med kraftig migmatitbildning, vilken lett till en nästan komplett mobilisering och homogenisering av den starkt varierande ursprungsbergarten.

Omkring 500 m norr om den redan nämnda lokalen i Stenkullen finns

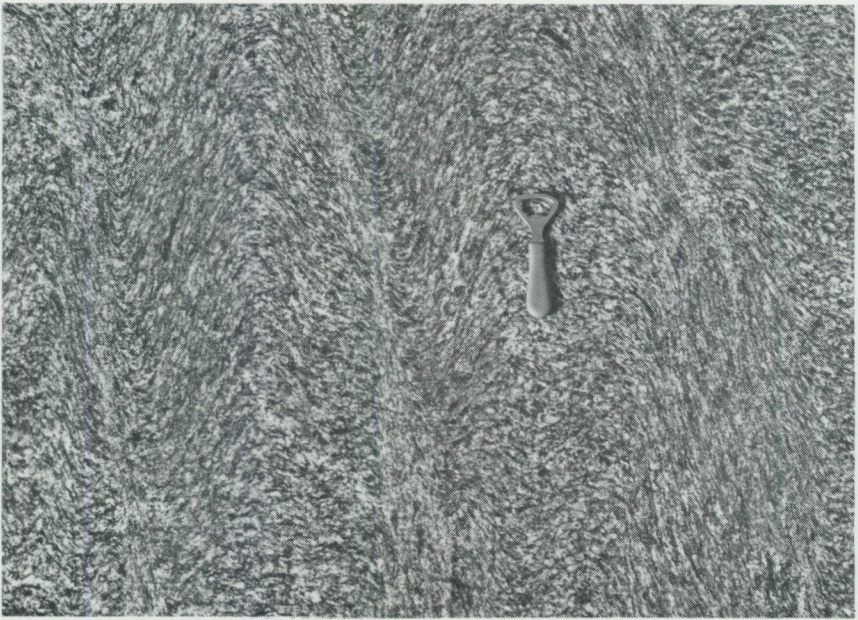


Fig. 15. Skjuvveckad gnejsig granodiorit. Axialplanen är parallella med den yngre ådergenerationen i fig. 14. Rösered (2f). Foto P. H. Lundegårdh.

Foliated granodiorite folded with the axial planes parallel to the younger veins of Fig. 14.

likaledes väghållar med migmatit av ovan beskrivna karaktär. Migmatiten genomslås av porfyrisk granitgångar. Graniten, som beskrivs i nästa kapitel, är således klart yngre än migmatitbildningen. Eftersom dock även graniten stråkvis är mycket starkt förskiffrad, omkristalliserad och åderförande, måste perioden av migmatitbildning ha åtföljts av minst en period av kraftig tektonisering och uppvärmning.

I de grå homogena gnejserna av tonalitisk till granitisk sammansättning (s. 33) kan omvandlingsperioderna också spåras. Ofta kan minst två skilda åderbildningar tydligt iakttas. Den äldre ådergenerationen utgörs av långsträckta pegmatitådror, ofta med en mörk biotitrik begränsning mot omgivningen (se s. 38). Ådrorna har ofta veckats (fig. 2). Klart yngre är en generation av pegmatitådror, som bildats genom omkristallisation av de nyss beskrivna ådrorna. Den yngre ådergenerationen är ofta något grovkornigare och möjligen något kalifältspat- och kvartsrikare än den äldre. Den saknar också utpräglade biotitsömmar. Dessutom har denna typ av ådror ej veckats. I anslutning till gångar av metabasit



Fig. 16. Metabasitlins med förskiffrad kontakt mot den plastiskt deformerade sidostenen, Bergsjövägen, östra Göteborg (1f).

Lens of metabasite bordering with foliated contact zone on the plastically deformed country rock.

(s. 47) kan man se att den första ådergenerationen är äldre medan den andra är yngre än gångarna (fig. 14). Av bilden framgår att den senare ådergenerationen utbildats i anslutning till en tektonisering med NNO-liga skjuvningsplan. Även metabasiten har starkt deformerats av denna tektonisering, och samma skjuvriktning kan ibland iakttagas i åderfria partier av granitoiderna (fig. 15). Enstaka observationer antyder för övrigt att ytterligare episoder av uppvärmning (metamorfos) påverkat berggrunden.

Delresultat från regionala undersökningar av metamorfosgraden har publicerats av Ahlin (1976). Undersökningen är baserad på jämviktsfördelningen mellan vissa element i samexisterande biotit och granat. Från en ådrig granodiorit 2.5 km sydost om St. Lundby kyrka erhöles en metamorfofostemperatur på $580 \pm 20^\circ\text{C}$. Ahlin betraktar detta värde som ett minimivärde. Undersökningen omfattar såväl den förskiffrade ursprungsbergarten (paleosomen) som äldre och yngre pegmatitådror (neo-

somen). Ahlins fortsatta undersökningar i sydvästra Sverige indikerar omvandlingstemperaturer, som med viss variation ligger över 600°C. Trycket (P_{tot}) har varit högre än för motsvarande omvandlingstemperaturer i den svekokarelska berggrunden (Ahlin, i manuskript).

Metabasit i gångar, linser och skivor

Här rör det sig om en geokemisk och petrografiskt välaggränsad grupp av mörka massformiga basiska bergarter. De uppvisar ofta diabastextur i sina bäst bevarade delar. Det vanligaste fältuppträdandet är i form av linsformade kroppar (fig. 16) med en minsta diameter, som sällan överstiger 100 m och oftast är mindre än 20 m. Längden är vanligen två till tre gånger bredden. På några ställen, t. ex. vid bergskärningen genom Rösereds (2f) gamla grustag, finns tydliga gångar med 0.5 m till 1.0 m bredd. Tektonisering och ådring av såväl omgivande berggrund som gångarna själva visar att intrusionen skett i tidsintervallet mellan två markerade metamorfoserioder (fig. 14).

Efter jordavrymningen men före utsprängningen av Landvetters flygplats strax söder om bladkanten vid Härryda (0i) kunde relationerna mellan de linsformade och de smala gångformiga partierna av metabasiten studeras. Sidostenen utgörs där av en måttligt förskiffrad granodiorit. Ett klart samband mellan de linsformiga delarna och de smala gångformiga delarna av intrusionerna kunde fastställas på så sätt att de smala (0.5 m) delarna utgör direkta fortsättningar av de breda linsformiga. Tjockleksskillnaderna är primära, bildade vid själva intrusionen, vilket visades av bl. a. den uppsmältningseffekt som diabasmagman haft på sidostenen i själva kontakten. Den förskiffring, som funnits i granodioriten före intrusionen av diabas, hade närmast gången försvunnit genom rekristallisation i samband med diabasens intrusion. Senare påpressad förskiffring har med lokalt varierande intensitet drabbat både gångmaterialet och sidostenen och kunde i hållarna med säkerhet skiljas från den äldre delvis utsuddade förskiffringen.

Det svärmartade uppträdandet av nu beskrivna metabasittyp, som karakteriserar området Kortedala—Surte i väster och Hindås—Floda—Mjörn i öster, avspeglar alltså i huvudsak situationen strax efter den basiska magmans intrusion. Efterföljande deformationer av berggrunden kan lokalt ha åstadkommit förändringar i bilden genom VSV—ONO-lig sammanveckning och en samtidig sträckning vinkelrätt däremot.

Liksom övriga bergarter är, som redan benämningen visar, även me-



Fig. 17. Inre kontakt i metabasitlins, Gårdsten (3f).

Contact zone between multiple intrusions in metabasite.

tabasiten metamorfoserad. I de massformiga kärnpartierna kan den strukturella omvandlingen dock ej skönjas. Bergartens ursprungliga struktur är där subdoleritisk eller möjligen doleritisk (Krokström 1932). Hornbländeomvandling av pyroxenernas kantzoner gör det emellertid omöjligt att klart skilja mellan dessa texturer.

Metabasiten är ibland plagioklasporfyrisk. I Gårdstensområdet (2f) har dessutom iakttagits inre kontakter och brottstycken av en äldre plagioklasporfyr i en yngre (fig. 17).

Den mineralogiska och kemiska sammansättningen av metabasiten framgår ur tabellerna 9 och 10. Det äldsta mineralet utgörs av de nämnda stora plagioklasströkornen, vilka fanns redan i den framträngande magman. Deras anortithalt är 55—60 %. Den primära plagioklasen i övrigt har en anortithalt mellan 35 och 40 %. Kristallerna är tavelformade, vilket på en snittyta vinkelrätt mot taveletan ger ett listformigt utseende. Förutom de två nämnda plagioklastyperna finns en tredje, som uppträder i små korn tillsammans med det likaledes småkornigt utbildade, sekundära hornbländet. Denna plagioklas har anortithalter mellan 25 och 30 % och är ett resultat av omvandling efter bergartens ursprung-

TABELL 9. Mineralfördelningen hos gång- och linsformiga metabasiter (volym-%)
Modal composition of metabasite in dikes and lenses (vol. %)

Provnummer	1	2	3	4	5	6
Kvarts	3	3	2	3	<0.5	<0.5
Mikroklin	0	0	0	<0.5	0	0
Plagioklas	34	39	41	39	44	41
Epidot	0	<0.5	1	<0.5	0	1
Biotit	4	<0.5	9	2	2	<0.5
Klorit	<0.5	2	7	1	<0.5	8
Hornblände	39	51	20	38	28	38
Klinopyroxen	8	0	14	9	12	8
Ortopyroxen	0	0	3	2	0	0
Kalcit	<0.5	1	<0.5	<0.5	0	1
Titanit	0	0	0	0	0	0
Malm	1	4	3	5	2	1
Apatit	0	<0.5	0	<0.5	0	0
Zirkon	0	0	0	0	0	0
Granat	11	<0.5	0	0	12	2
Summa	100	100	100	99	100	100
Antal mätpunkter	1022	961	1054	1082	1018	1089

Analyslokaler — *Localities*

1. LS 215C¹ — 64153/12753. Sammansatt intrusion, yngre delen.
2. LS 215E¹ — 64153/12753. Do, äldre delen.
3. LS 397A¹ — 64128/12758. Do, äldre delen.
4. LS 397B¹ — 64128/12758. Do, yngre delen.
5. LS 1325 — 64140/12941.
6. LS 2109 — 64242/12762.

¹ Kemisk analys finns.

TABELL 10. Kemiska analyser av gång- och linsformiga metabasiter (vikt-%)
Chemical analyses of metabasite in dikes and lenses (weight %)

SGU lab. nr 010-	6805	6806	6807	6808	6809	6810	6828	6829	6830	6831	6832
SiO ₂	49.6	51.7	49.0	48.1	51.5	49.8	50.6	52.4	52.4	50.9	50.3
TiO ₂	1.1	1.1	2.1	2.1	0.96	0.96	0.92	1.1	1.5	0.85	0.89
Al ₂ O ₃	16.8	16.0	15.0	15.2	16.2	16.9	16.3	15.3	13.8	16.2	16.3
Fe ₂ O ₃ tot.	11.0	10.8	14.2	14.5	9.9	10.5	10.1	9.8	12.9	9.2	10.1
MnO	0.18	0.18	0.22	0.23	0.17	0.17	0.16	0.16	0.19	0.15	0.15
CaO	9.5	8.7	9.1	9.5	9.0	9.7	10.0	8.3	9.0	9.9	9.7
MgO	7.4	6.6	6.5	6.7	6.9	8.6	8.1	7.0	6.1	7.8	8.0
Na ₂ O	2.8	3.2	2.7	2.6	3.1	2.3	2.4	2.8	2.9	2.6	2.8
K ₂ O	0.4	0.9	0.6	0.6	0.8	0.3	<0.1	0.6	0.3	<0.1	0.1
BaO	0.02	0.06	0.04	0.04	0.05	0.03	0.02	0.03	0.03	0.02	0.02
Summa	98.8	99.24	99.47	99.57	98.58	99.26	98.60	97.49	99.12	97.62	98.36
Spårelement (g/ton) Minor elements (ppm)											
V	367	426	517	624	334	362	394	297	568	360	312
Cr	128	120	189	228	158	181	214	200	138	209	247
Ni	196	143	88	99	173	349	232	156	119	204	219
Cu	53	47	43	52	48	68	62	31	84	42	61
Pb	22	29	32	37	22	21	19	18	25	22	19
Sr	486	514	453	519	487	568	432	402	437	427	407

Analyslokaler — *Localities*

6805. LS 215A — 64157/12753.

6806. LS 215B — 64153/12753.

Sammansatt intrusion, äldre delen.

6807. LS 215C — 64153/12753. Do, yngre delen.

6808. LS 215D — 64153/12753. Do, yngre delen.

6809. LS 215E — 64153/12753. Do, äldre delen.

6810. LS 215F — 64150/12753. Do, äldre delen.

6828. LS 393 — 64082/12780.

6829. LS 397A — 64128/12758.

Sammansatt intrusion, äldre delen.

6830. LS 397B — 64128/12758. Do, yngre delen.

6831. LS 398 — 64128/12761.

6832. LS 399 — 64123/12759.

liga kristallisation. Plagioklasen omges av mörka mineral, som i vissa fall helt består av sekundärt grönt hornblände, brun biotit och granat med dålig kristallform samt något magnetit och kis. Ursprungligen har de mörka mineralen huvudsakligen utgjorts av pyroxen. I en del fall finns rätt mycket pyroxen bevarad (se tabell 9) och man kan konstatera att åtminstone två faser finns. I huvudsak synes pyroxenerna ha kristalliserat senare än grundmassans plagioklas. Detta framgår av tunnslip från den inre kontakten i fig. 17. De smala plagioklastavlorna i den yngre bergarten är orienterade parallellt med kontakten (flytstruktur), medan de hornbländeomvandlade pyroxenerna (pseudomorfoser) har en regellös orientering. Den ena pyroxenen är en ortopyroxen och den andra en klinopyroxen, ofta med en tunn tvillinglamellering. Den ursprungliga mängdfördelningen är svår att fastställa, men i bergartens nuvarande skick är klinopyroxenrester vanligast. I en del slip är pyroxenkornen fyllda med små malmstavar i strikt orientering. Omvandlingen av pyroxenerna till granulära aggregat av grönt hornblände kan alltid iakttas. Omvandlingen har börjat i pyroxenkornens kanter. Det är vanligare med en total omvandling till hornblände än att pyroxenrester finns kvar. Biotit, granat och malmkorn är andra sekundära mineral. Vissa likheter föreligger med omvandlingsförloppet i Rackebymassivets bergarter (Stålhös 1958) ävensom med mineralogin och omvandlingen i likartade bergarter från området väster om Göta älv (Lundegårdh 1958, s. 54). En iögonfallande skillnad ligger i att de av Stålhös och Lundegårdh påtalade, rikliga små malmkornen i plagioklasen saknas. Ett av de mikroskopiskt undersökta proven kommer från en relativt stor förekomst omedelbart väster om Göta älv (4f, tabell 9: 6). Texturellt och petrografiskt ansluter sig denna bergart väl till de övriga i gruppen, som alla kommer från området öster om Göta älv.

De kemiska analyserna (tabell 10) antyder en enhetlig sammansättning av gruppens bergarter. Den primära förekomsten av både orto- och klinopyroxen liksom frånvaron av säkra spår av primär olivin ger en tholeitisk karaktär åt den ursprungliga diabas. Vid insättning av $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}/\text{SiO}_2$ — samt $\text{Al}_2\text{O}_3/\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$ -förhållandena i klassifikationsdiagram enligt Kuno (1968) kommer de flesta analyserna att falla inom tholeitfältet samt några inom angränsande del av fältet för basalter med hög aluminiumhalt.



Fig. 18. Gång av ögongranit genom migmatit, 1 km norr om Stenkullen (2i).
Dike of porphyritic granite in migmatite.

Ögongranit

Trots att ögongraniten stråkvis är minst lika förskiffrad som de bandformigt uppträdande grovporfyriskas ögongnejserna betecknas den här som granit när dess ursprung från en granitisk smälta är entydigt fastlagt. Ögongraniten breccierar den äldre berggrunden och innehåller en hel del både större och mindre brottstycken av denna. Vid Gråbovägen norr om Stenkullen (2i) finns några små gångar av den närliggande ögongraniten, vilka genomslår migmatit (fig. 18). Detta visar att granitintrusionen skett efter den äldre migmatit- och ådergnejsbildningsfas, som nämnts i föregående kapitel.

Ögongraniten bildar ett stort massiv med centrum i Lerums samhälle

TABELL 11. Mineralfördelningen i ögongranit (volym-%)
Modal composition of augen-granite (vol. %)

Provnummer	1	2	3	4
Kvarts	47	38	33	31
Mikroklin	28	35	34	31
Plagioklas	14	22	25	33
Biotit	5	2	8	5
Muskovit	0	0	<0.5	<0.5
Hornblände	2	3	0	0
Epidot	<0.5	<0.5	<0.5	0
Granat	<0.5	0	<0.5	0
Malm	1	<0.5	<0.5	<0.5
Zirkon	1	<0.5	<0.5	<0.5
Titanit	1	<0.5	<0.5	<0.5
Apatit	<0.5	<0.5	<0.5	0
Summa	99	100	100	100
Antal mätpunkter	3162	1318	1305	1465
An i plagioklas	20—25	20—25	ca 25	25—30

Analyslokaler — *Localities*

1. LS 1423¹ — 64128/12897.

2. LS 1422 — 64124/12892.

3. LS 1212¹ — 64071/12906.

4. LS 1499 — 64103/12902.

¹ Kemisk analys finns.

TABELL 12. Kemiska analyser av ögongranit (vikt-%)
Chemical analyses of augen-granite (weight %)

SGU lab. nr 010-	8363	8364	8365	8368	8373	8374	9570
SiO ₂	72.8	74.3	73.9	71.5	73.6	75.4	72.7
TiO ₂	0.53	0.43	0.39	0.52	0.41	0.18	0.27
Al ₂ O ₃	13.0	12.5	12.8	12.7	11.3	12.3	13.9
Fe ₂ O ₃	1.0	1.0	0.8	2.9	1.4	0.4	0.4
FeO	1.7	2.1	2.0	2.0	1.8	0.7	1.0
MnO	0.05	0.09	0.06	0.08	0.06	0.03	0.06
CaO	1.6	1.1	1.6	1.5	1.2	1.4	1.7
MgO	0.62	0.33	0.42	0.35	0.47	0.33	0.45
Na ₂ O	2.4	2.5	3.0	2.9	2.1	2.4	3.2
K ₂ O	4.7	4.8	4.3	4.5	5.2	5.0	4.9
H ₂ O > 105°	0.8	0.6	0.6	0.6	0.7	0.6	0.6
H ₂ O < 105°	0.3	0.3	0.2	0.2	0.3	0.2	0.2
P ₂ O ₅	0.10	0.10	0.09	0.06	0.09	0.04	0.07
CO ₂	0.06	0.05	0.03	0.11	0.01	0.12	0.04
F	0.02	0.05	0.07	0.06	0.04	0.02	0.02
S	<0.02	<0.02	<0.02	<0.02	<0.02	<0.02	<0.02
BaO	0.12	0.10	0.06	0.11	0.12	0.09	0.10
Summa	99.8	100.4	100.3	100.1	99.8	99.2	99.61
Spårelement (g/ton) Minor elements (ppm)							
Zr	260	320	270	500	390	120	
Sr	185	115	125	155	165	200	
Rb	125	180	150	120	160	150	

Analyslokaler — *Localities*

8363. LS 376 — 64064/128508.

8364. LS 1211 — 64070/12905.

8365. LS 1212 — 64071/12906.

8368. LS 1423 — 64128/12897.

8373. LS 673 — 64078/12934.

8374. LS 1081 — 64079/12939.

9570. LS 408 — 64148/12921.

samt ett mindre vid Svenkebo (1h) strax väster om huvudmassivet. Detta ingår alltså i den stora veckstruktur, som dominerar kartbladets östra och centrala delar. Här finns också de största förekomsterna av gabbroida och ultrabasiska bergarter. Eftersom de sistnämnda har intruderat före tonalit—granitsvitens bergarter medan ögongraniten trängt upp efter tonalit—granitsvitens första omvandling, kan inget genetiskt sammanhang spåras mellan de basiska intrusiven och ögongraniten. Däremot kan veckstrukturen som sådan och förekomsten av basiska bergarter med högre veckningskompetens än berggrunden i övrigt ha inverkat gynnsamt på granitmagmans möjligheter att tränga fram.

Ögongraniten har normalgranitisk sammansättning (tabellerna 11 och 12). Utseendet i fält är ganska växlande, vilket främst beror på två omständigheter. Den ena är en variation i ursprunglig kornstorlek, främst markerad av kalifältspat och kvarts. Sålunda har kornen av dessa mineral betydligt mindre storlek i de ovan omnämnda gångarna i migmatiten än i de centrala delarna av intrusionen. De smala utlöparna åt norr är likaledes småkornigare än de centrala delarna. Detta är också fallet i den mindre granitkroppen vid Svenkebo. Kornstorleksvariationen förklaras av en kortare kristallisationstid i de mindre massiven och i det större massivets utkanter på grund av den snabba avkylningen där. Den andra utseendemässiga variationen yttrar sig i växlande grad av förskiffning, granulering och rekristallisation. I de kraftigast tektoniserade stråken blir graniten sålunda finkornig och aplitliknande. Dessa stråk har markerats med svart streckning på kartan.

Efter den kraftiga deformation, som gav upphov till en genomgående gnejsig till stänglig struktur, har ögongraniten genomgått en uppvärmningsperiod. Denna resulterade i en sparsam utbildning av diffust avgränsade pegmatitådror, vilka ej uppvisar någon deformation. Till denna omvandlingsfas kan man hänföra den sammelkristallisation av tidigare granulerade kalifältspatögon till enkristaller, som ställvis kan iakttas.

Kalifältspatögonen har ibland en mycket oregelbunden begränsning mot omgivningen. Ögonen domineras av fältuppdeldad mikroklin med typiskt tvillingmönster. Ofta är en trådpertitisk avblandning skönjbar. I ögonen finns dessutom något större, oregelbundna partier av plagioklas samt även kvarts. Grundmassan utgörs av kvarts, mikroklin och plagioklas i ungefär lika stora mängder. Härtill kommer en mindre andel av mörka mineral. Kvartsen är vanligen undulös, men mindre korn av jämnt utsläckande kvarts finns även. Mikroklinen liknar den i de större

ansamlingarna (ögonen). Plagioklasen är tvillinglamellerad med en anortitshalt mellan 20 och 30 %. Myrmekitisering av plagioklasen har iakttagits men kan ej sägas vara någon allmän företeelse. Plagioklasens sericitisering varierar från prov till prov inom granitmassivet.

Biotiten är det vanligaste mörka mineralet. Den är grönbrun till brungrön i tunnslip och har ibland omvandlats till klargrön klorit. Hornblände finns oftast och ibland i samma mängd som biotiten. Mineralet är starkt grönt i tunnslip. Det förefaller att ha bildats primärt tillsammans med biotiten. Malmkorn uppträder ofta tillsammans med en delvis kloritomvandlad biotit, klara titanitkorn samt rosafärgad granat. Zirkoner är i allmänhet långsträckta med god kristallform och har en enda av metamorfos betingad tillväxtzon (Samuelsson och Ahlin 1978). Zirkoner från övriga bergarter har oftast två iakttagbara tillväxtzoner. Denna observation står i överensstämmelse med fältiakttagelsen att ögongraniten är yngre än den tidiga genomgripande metamorfosen av berggrunden.

Gnejsiga graniter väster om Göta älv

Som framgår av berggrundskartan utgör området väster om Göta älv en obetydlig del av kartbladet. Göta älvs jordfyllda dalgång har dock hindrat ett studium inom kartbladet av de västliga bergarternas kontaktförhållanden till kartbladets övriga berggrund. Vid de pågående karteringsarbetena på de angränsande kartbladen Göteborg NO och Kungsbacka NO har dock gjorts iakttagelser, som tillåter en någorlunda tillförlitlig petrografisk karakteristik och stratigrafisk inplacering av de väsentliga bergarterna.

Huvuddelen av berggrunden väster om Göta älv består av röda till gråröda, medelkorniga till fint medelkorniga gnejser. Särskilt i hållar nära älven är bergarten starkt granulerad och röd medan man längre åt väster påträffar partier med mera typiskt gnejsgranitisk struktur innefattande mineralreglering (särskilt av biotiten) i förskiffringsplanen samt en relik, något granulerad, grovkornigare textur. Påtaglig är den höga kalifältspatandelen samt den obetydliga andelen mörka mineral.

I den röda till rödgrå gnejsgranitmassan finns ett par förekomster av basiska bergarter. Den mindre och längst från älven belägna utgörs av en fin- till medelkornig, något heterogen amfibolit. Den större basiten utgör en topografiskt markerad kulle vid själva stranden. Bergarten är här en metabasit, som i sina marginala delar har en medel- till fint medelkornig diabastextur med relativt tydliga plagioklaslister i en mellan-

massa av sekundärt omvandlade mörka mineral. Mot centrum blir bergarten påtagligt grövre. Uppträdandet i fält, texturen och den kemiska sammansättningen är för denna bergart identiska med metabasiterna från östra sidan av Göta älv, vilka beskrivits på s. 47. Den utgör sålunda en fortsättning av det metabasitstråk, som från södra delen av Kortedala kan följas åt norr genom Gårdsten och Surte. Intressant är att dessa metabasiter uppenbarligen är intrusiva i och alltså yngre än både tonalit—granitsviten och den rödgrå gnejsgraniten väster om älven. Vidare är det i trakten av Kålleröd och Lindome på kartbladet Kungsbacka NO fullt klart att den röda gnejsgraniten är intrusiv (= yngre än) tonalit—granitsviten. Man kan också notera att inga intrusioner av de nu behandlade metabasiterna iakttagits i den ögonförande gnejsgraniten vid Lerum, vilket dock ej kan tas som bevis för att den ögonförande gnejsgraniten vid Lerum är yngre än metabasiterna.

I östra branten av metabasitberget vid Göta älv finns en smal (< 1 m) gång av ljusgrå porfyrisk granit med blekvita kalifältspatögon. Den slår igenom både den röda gnejsgraniten och metabasiten och är mindre tektoniserad än dessa båda bergarter. Gånggraniten förefaller även vara yngre än vissa röda starkt tektoniserade pegmatiter, som finns på samma plats.

Mikroskopiska och kemiska undersökningar av de blottade delarna av den röda till rödgrå gnejsgraniten inom kartbladet har ej utförts. Efter som bergarten i terrängen med säkerhet kunnat följas söderut till kartbladet Kungsbacka NO, kan undersökningarna i det senare området ligga till grund för en översiktlig beskrivning. Mineralfördelningen i åtta prover från trakten av Mölndal av denna gnejsgranit har tidigare publicerats (Samuelsson 1973, s. 11). De olika mineralens volymsandelar varierar enligt följande: kvarts 29—47 %, mikroklin 30—45 %, plagioklas (An ca 25 %) 13—27 %, biotit 1.4—5.7 %, pyroxen 0—2.0 %, malm 0.5—2.3 %, titanit 0.1—1.9 %. Dessutom finns små mängder av apatit, zirkon och flusspat. Det sistnämnda mineralet är ständigt närvarande och kan nå upp till 0.8 %. Dessutom förekommer sekundära lermineral tillhörande montmorillonitgruppen och utgör en tekniskt betydelsefull komponent i delar av denna gnejsgranit. Där andelen av lermineral överstiger ca 1 volymprocent, söderfaller bergarten i markytan spontant till ett grovt kantigt grus (Samuelsson 1973, s. 9). Grusvittringstendensen har uppmärksamats i tidigare geologiska beskrivningar från Göteborgstrakten (Johansson 1931, s. 34—35, Lundegårdh 1953a, s. 27; 1958, s. 45).



Fig. 19. Veckad ytbergartsgnejs, öster om St. Härsjön (Ii).

Folded supracrustal gneiss.

Pyroxenen har optisk karaktär, som närmast överensstämmer med natriumpyroxenen ägirin. Hornbländet är starkt blåpleokroitiskt och synes vara ett alkalihornblände. De mörka mineralen i denna typ av gnejsig granit har närmare undersökts av Lundegårdh (1953a, s. 27; 1953b, s. 26; 1958, s. 44). Han har identifierat bl. a. ägirin samt riebeckit och crossit.

Då de gnejsiga graniterna väster om Göta älv blott upptar en ringa del av det föreliggande kartbladets yta och då de kommer att bli föremål för en ingående behandling i beskrivningen till kartbladet Kungsbäcka NO, skall de ej vidare beröras här.

Kartbladshörnet väster om Göta älv kan sammanfattningsvis sägas bestå av en röd till rödgrå, relativt homogen gnejsig granit av alkalirik karaktär. Den är stråkvis starkt förskiffrad och närmast älven delvis mylonitiserad. Aldersmässigt är den yngre än tonalit—granitsviten men äldre än de gång- och linsformiga metabasiterna (s. 47). Den genomslås av enstaka gångar av yngre granit och pegmatit.



Fig. 20. Två veckfaser i ytbergartsgnejs. Det äldre veckets axelriktning markeras av pennan medan den yngre veckaxelriktningen är parallell med hammarskaftet. Väghall nordost om St. Hårsjön (1i).

Two fold generations in supracrustal gneiss. The older fold axis is parallel with the pencil and the younger axis is parallel with the shaft of the hammer.

Vecktekonik

Huvuddragen i kartområdets vecktekonik illustreras väl av ögongnejsbandens tredimensionella anordning (fig. 5). Dessutom framträder strukturmönstret genom de förhärskande förskiffringsplanens orientering, främst i de arealmässigt dominerande intrusiva tonalit—granitbergarterna. I de finkornigare ytbergartsgnejserna kan av och till iakttas variationer i sammansättningen, som avspeglar ursprungliga lagerstrukturer. Dessa strukturer har dock endast bevarats sporadiskt och ger ingen möjlighet till stratigrafisk upp-och-nedbestämning. De iakttagna lagerstrukturerna sammanfaller i regel med huvudförskiffringens riktningar. I några fall har en tidig sammanveckning av de lagerformigt uppbyggda suprakrustalbergarterna ej lett till fullständig isoklinal sammanveckning.



Fig. 21. Mobiliserad ögongnejs med metabasitbrottstycken. Nordost om St. Här-sjön (1i).

Mobilized augen-gneiss with xenoliths of metabasite.

Man kan följaktligen spåra en axelplanförskiffring, som i detalj något avviker från lagerorienteringen i veckbenen (fig. 19).

Av kartorna och fig. 5 framgår att strukturbilden domineras av relativt stora och öppna veck med en förhärskande NNV—SSO-lig orientering av veckaxlarna. Dessa stupar som regel åt SSO med en vinkel på 10° till 30° från horisontalplanet. Områden med avvikelser från och variationer av detta mönster påträffas främst vid den domliknande strukturen i kartbladets sydvästra hörn (0f), i området Stora Stamsjön—Lilla Härsjön (1h—i) och vidare åt sydost, samt i området norr och söder om Lerums samhälle. Speciella tektoniska förhållanden föreligger också i anslutning till mylonitzonen i nordöstra delen av kartbladet.

I vägskärningen strax öster om nordspetsen av Stora Härsjön (1i) finns

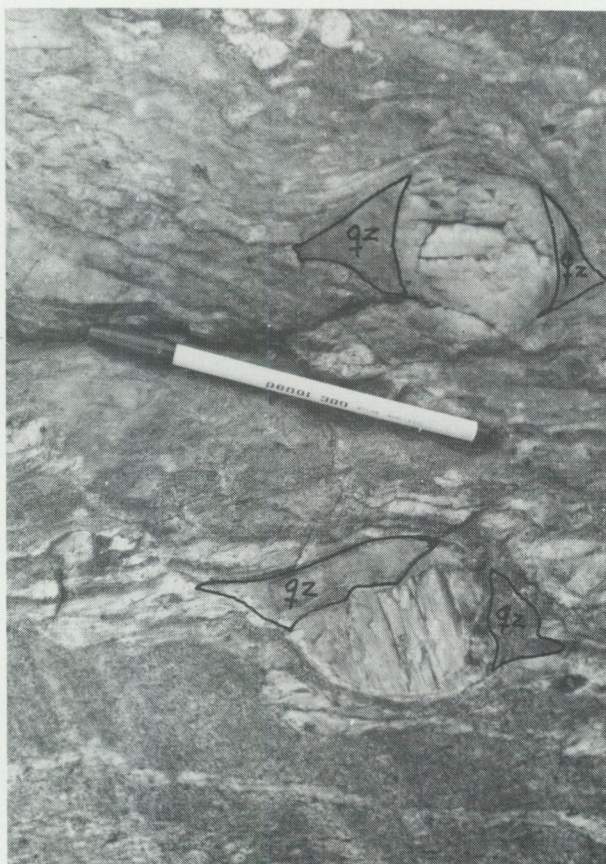


Fig. 22. Förskiffrad pegmatit med sen kvarts (qz) utkristalliserad i tryckskugga till större fältspatkristaller. Östra stranden av Långetjärn (1i).

Foliated pegmatite with late quartz (qz) chrystallized in pressure shadows close to large crystals of feldspar.

spår av tidig veckning med axlar av öst—västlig utsträckning (fig. 20). Dessa axlar är i sin tur veckade efter axlar som stupar 30—60° åt norr. I samband med den senare veckningen har en lokal migmatitbildning med mobilisering ägt rum. I denna fas har även mobilisering och rekristallisation av ett tidigare anlagt ögongnejsband ägt rum i en veckomböjning (fig. 21). Den senare veckfasen synes alltså vara bunden till en period av stark metamorfos. Perioden kan lokalt definieras och ger då viss anledning till antagandet att den sammanfaller med utbildningen av

veckstrukturerna mellan och söder om Stora Stamsjön och Lilla Härsjön samt med ansamlingen av granitiskt material i dessa veck.

En anvisning om att de nämnda grå småkorniga graniterna i den stora veckstrukturen kristalliserat i samband med rörelser i berggrunden lämnas av en lokal vid skogsvägen strax öster om Långetjärn (1i). En grå, muskovitförande, småkornig granit innehåller där smärre ansamlingar av muskovitförande pegmatit, vilka uppenbarligen utgör sent kristalliserat restmaterial från graniten. I den ena pegmatitsliran kan iakttas att det sist kristalliserade mineralet, kvarts, uppträder i trycksuggor till de tidigare kristalliserade, relativt stora fältspatkristallerna (fig. 22). En tydlig förskiffring av pegmatiten i dess helhet kan även iakttas. Vid den andra pegmatitförekomsten (200 m åt söder), som har gångkaraktär, kan en relativt tydlig, övertvärande förskiffring iakttas. Pegmatitgången har utbildats i en spricka vinkelrätt mot förskiffringen strax efter eller i slutet av granitens kristallisation.

Även i norra delen av den domliknande strukturen i sydvästra delen av kartbladet (1f) finns bevarade veckbildningar i finkornig gnejs. Veckaxlarna stupar här ca 10° åt NNV och avviker något från domstrukturens huvudaxel, vilken stupar ca 15° åt norr. De mindre vecken i suprakrustalgnejsen överensstämmer nära med den storskaliga domstrukturen men synes inte desto mindre vara äldre än denna. Även i detta fall har mobilisering och ansamling av granitiskt material ägt rum i samband med den senare veckfasen och gett upphov till stängliga graniter i veckombøjningarna i domens norra och södra delar. Även denna granit för muskovit men är något grövre och kalirikare än sin motsvarighet i trakten av Stora Härsjön. Granitstängligheten i norra delen av Delsjödomen stupar $10\text{--}20^\circ$ åt norr, medan den i södra delen stupar åt SSO med ungefär samma belopp.

I norra delen av Delsjödomen, vid vägen strax öster om Östra sjukhuset, finns tecken på en svag öppen veckning med liten amplitud och i det närmaste horisontella axlar i öst—väst.

De sparsamma och ofullständiga iakttagelserna av det tektoniska skeenden ger vid handen att olika veckaxelriktningar förekommer, vilka kan representera flera veckfaser. En tidig sådan synes ha haft axelriktningar mellan öst—väst och NNV—SSO. Den därpå följande veckningen skedde efter NNV—SSO-liga till nord—sydliga axlar. Avslutningsvis synes en svag veckstruktur med axlar i öst—väst ha utbildats. Huvudveckningen har skett efter de NNV—SSO-liga axlarna. Dessa stupar of-

tast flackt år SSO. Undantag utgör norra delen av den domlika Delsjöstrukturen men framför allt de östligaste veckbågarna vid Hornasjön och söder om Stora Härsjön (Oi). Här stupar veckaxlarna medelbrant åt NNO. Denna anomali i det stortektoniska mönstret kan ha ett visst samband med det tektoniska skeendet i anslutning till den östra mylonitzonen, vilken behandlas nedan.

Göta älv—Kungsbackafjordzonen samt mylonitzonen genom Mjörn

Längs den 4 km långa delen av Göta älvzonen, som faller inom kartbladet Göteborg SO, har man inte någon möjlighet att genom direkta fältiakttagelser få någon uppfattning om de geologiska förhållandena i den mest tektoniserade delen. På det smalaste stället i detta avsnitt, vid Nödinge, är det ca 500 m mellan blottad berggrund på västra och östra sidan av älven. På västra sidan utgörs hällarna av amfibolitbandad röd gnejsgranit och pegmatit- och granitgångar samt ett större massiv av homogen metabasit (se s. 51). Gnejsgraniten är starkt tektoniserad efter NNO—SSV-liga plan, med stupning ca 40° åt VNV.

På den östra älvstranden strax söder om Nödinge samhälle utgörs de västligaste hällarna av åderrik, starkt förskiffrad granodiorit med något undulerande förskiffringsplan som stupar 40 — 50° åt VNV. På välexponerade hällar, t. ex. i det nedlagda grustaget 500 m sydöst om Maden (4f), kan iakttas att deformationerna lett till utbildning av mylonitstråk av några centimeters bredd. Dessa mylonitskikt har efter bildningen eller i dess slutfas utsatts för sträckning och boudinering samt plastisk förflyttning av gnejsmaterial in i boudinavsnörningarna. I de senare har även smärre kvartskörtlar utbildats (fig. 23).

Av observationerna från ömse sidor om Göta älvzonen kan man dra slutsatsen att denna i det här berörda avsnittet utgör en bergartsgräns mellan röda gnejsgraniter i väster och grå granodioritiska ådergnejsjer i öster, samt att den utgör en starkt deformerad zon med hög frekvens av mylonitstråk. Zonens och de tillhörande myloniternas stupning är ca 40 — 50° åt VNV. Med kännedom om att den tektoniska aktivitet i flera omgångar skett efter mylonitbildningen (Lundegårdh 1951, s. 191; 1958, s. 80, Samuelsson 1975a) är det rimligt att anta att berggrunden är starkt uppsprucken i anslutning till den tektoniska zonen. I synnerhet de västra delarna, som sannolikt upptas av mylonitiserad röd gnejsgranit med förskiffrade och glimmerrika amfibolitgångar, kan förmodas vara särskilt starkt uppspruckna. Observationer av berggrunden på östra Hisingen an-

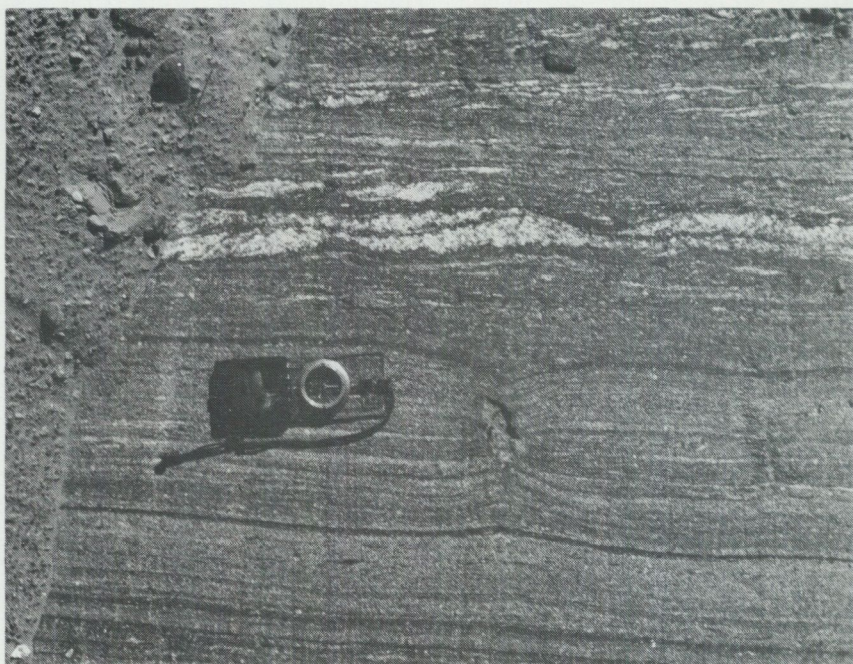


Fig. 23. Smala, mörka mylonitband (på båda sidor av kompassen) begränsar här ett bergartsband, som utsatts för sträckning och boudinering med åtföljande kvartsutfillnad, 2 km söder om Nödinge (4f).

Narrow bands of dark mylonite (on both sides of the compass). The rock inbetween has been stretched and quartz has accumulated between the boudins.

tyder detta. I sammanhanget bör också nämnas att man vid tunneldrivning genom Göta älvinjens fortsättning genom centrala Göteborg (vid Gårda) med en nordost—sydvästlig sektion passerade genom ca 60 m till större delen helt leromvandlad berggrund. Till de ovan nämnda komplexa tektoniska förhållandena i Göta älvezonen måste man alltså på föreliggande kartblad lägga risken för omfattande leromvandling av den uppspruckna berggrunden.

I kartbladets nordosthörn finns på en sträcka av ca 15 km en stor mängd blottningar av mylonitiserad berggrund. De utgör delar av en tektonisk zon, som kan följas från den norska gränsen i mellersta Värmland via Värmlandsnäs, Kollandsö och östra kanten av Kedumsbergen över sjön Anten in på kartbladet Göteborg SO. Stråket brukar betecknas som mylonitzonen (N. H. Magnusson 1963, s. 129). På kartbladet Göteborg SO är den utbildad som en ställvis minst 1,5 km

bred zon med flera stråk av mylonit. Dessa mylonitstråk är vanligen endast 0.01—0.5 m tjocka, men berggrunden i anslutning till stråken är starkt tektoniserad utan att vara fullständigt mylonitiserad. Lokalt kan flera smärre mylonitstråk löpa samman och bilda mylonitzoner med en tjocklek av flera tiotals meter. Mylonitstråken med tillhörande förskiffring stupar vanligen 20—30° åt VSV, men lokalt kan stupningen vara något brantare.

Flera olika bergarter har drabbats av mylonitisering. Sålunda är den på Sunnerö i Mjörn utbildad dels i en finkornig bandad gnejs av tydlig suprakrustal härstamning, dels i smärre tonalitiska intrusiv. Vid Ekudden strax söder om Näs slott (2j) har en granodioritisk till tonalitisk intrusivbergart mer eller mindre fullständigt mylonitiserats. På en sträcka av några hundra meter längs landsvägen, som här går nästan vinkelrätt mot berggrundsstrukturen, finns goda möjligheter att studera mylonitseringen.

I Gaddåns dalgång mellan Marielund och Hallabron (2j) finns likaledes möjlighet att på flera ställen iaktta den starkt hopträngda mylonitzonen. Det framgår där att det mer än 5 km breda stråk av granodioritiska och granitiska intrusivbergarter, som sträcker sig obrutet från Rygebol — St. Sturven i väster och mot mylonitzonen i öster, fortsätter med oförändrade bergartskaraktärer över mylonitzonen och vidare österut. I själva zonen är bergarten starkt tektoniserad och lokalt helt mylonitiserad. Så är också fallet med de större och mindre brottstycken och sammanhängande skivor av finkornig bandad gnejs, som finns i intrusivbergarterna.

Vid vägen strax väster om Vasamossen (2j) finns hällar av mörk granodioritisk till tonalitisk gnejs. Denna innehåller brottstycken av intermediär, finkornig till medelkornig gnejs, som visar bandning samt ådror och plastisk småveckning. Både intrusivbergarten och dess brottstycken har överpräglats starkt tektoniskt och lokalt helt mylonitiserats. På den lilla kullen (64124/12994) 30 m väster om vägkröken finns hällar, som lämnar väsentlig information för tolkning av händelseförloppet i själva mylonitzonen (fig. 24 och 25). Den äldsta bergarten består av en grå intermediär, finkornig och bandad gnejs med åderbildning i de surare leden. Gnejsen är plastiskt småveckad. De ingående mineralen är efter fallande procenttal plagioklas, kvarts, biotit, kalifältspat och muskovit (tabell 1: 10). Dessutom finns ganska stora granater i de ljusa ådrorna. I tunnslip visar mineralindividen ofta en linsformad utbildning och om-



Fig. 24. Mylonitiserad berggrund. Väster om Vasamossen (2j). Beskrivning i texten och sifferbeteckningar i fig. 25.

Mylonitized rock. Explanations in the text and in Fig. 25.

ges av biotit. Samtidigt kännetecknas i synnerhet kvartsen av en uppdelning i kristallografiskt olikorienterade fält. Bergarten har följaktligen varit utsatt för stark deformation.

I ovan nämnda bergart finns mörka, finkornigare och åderfria partier bestående av samma mineral men med större andelar av biotit, granat och magnetit, medan muskovit saknas. Denna bergart övertvåras i stort sett den äldre intensiva småveckningen men kan också ses vara påtagligt veckad i samband med en yngre tektonisk fas. I mikroskop fram-

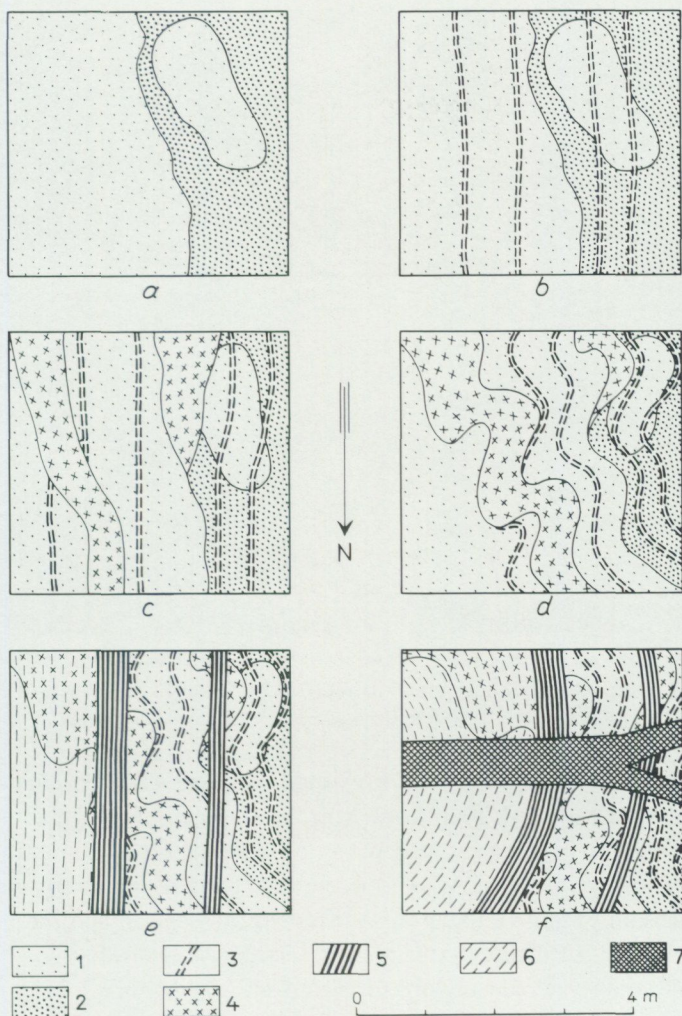


Fig. 25. Principskiss över utvecklingen i mylonitzonen vid Vasamossen (2j). Se texten.

Sketch of the development of the mylonite at Vasamossen (2j).

1. Finkornig suprakrustalgnejs (*fine-grained supracrustal gneiss*).
2. Tonalit—granit (*tonalite—granite*).
3. Mylonit I (*mylonite I*).
4. Pegmatit I (*pegmatite I*).
5. Mylonit II (*mylonite II*).
6. Muskovitrik gnejs (*muscovite-rich gneiss*).
7. Pegmatit och aplit II (*pegmatite and aplite II*).



Fig. 26. Mikrofoto av mylonit I. Vasamossen (2j). Den svarta magnetiten finns i kristallaggregat, som vuxit över mylonitstråken. 25x. 1 nic.

Microphoto of mylonite I. The black magnetite has grown across the small streaks of mylonite.

går att bergarten bildats genom krossning av föregående bergart och nybildning främst av små biotitkorn runt de fragmenterade äldre mineralkornen. I södra branten av kullen kan man se att ett mylonitstråk identiskt med det redan beskrivna löper parallellt med en muskovitförande pegmatit, som ej påverkats av mylonitiseringen. Både myloniten och pegmatiten har veckats längs axlar med 15° stupning åt nordväst.

Den nämnda veckade mylonitförekomsten (= mylonit I i fig. 25) och den småveckade grå gnejsen klipps åt öster av en mörk tät mylonit (= mylonit II i fig. 25) med sönderrivna partier av ådergnejsen och dessutom en del ultrabasiska fragment. Den skär rakt igenom den redan nämnda, veckade muskovitpegmatiten. Mylonit II är alltså distinkt yngre än pegmatiten och därmed också yngre än mylonit I. Båda för i stort sett samma mineral men sönderrivningen har gått betydligt längre i mylonit II. Av fig. 26 och 27 framgår att den magnetit som bildats efter mylonit I, krossats och dragits ut i smala stråk av mylonitiseringsfas II. Den yngre myloniten är begränsad till smala distinkta stråk med ut-



Fig. 27. Mikrofoto av mylonit II. Vasamossen (2j). Den yngre mylonitiseringsen har bl. a. dragit ut magnetiten till svarta stråk av små korn. 25x. 1 nic.

Microphoto of mylonite II. The younger mylonitization has inter alia elongated the magnetite into black streaks of small grains.

sträckning mot nord—syd och nordväst—sydost samt en oftast något brantare västlig stupning ($30-45^\circ$) än den äldre myloniten.

Ät öster övergår den mörka myloniten i en ljusare grå medelkornig gnejs, vars särdrag är en påtaglig rikedom på relativt stora muskovitkorn. För övrigt ingår plagioklas, kvarts, biotit, kalifältspat samt granat och magnetit. Denna muskovitgnejs är strikt konform med den sist beskrivna myloniten och har fått sin nuvarande utformning i anslutning till samma tektonisering, som gett upphov till denna.

Likartade muskovitrika stråk har påträffats öster om och i omedelbar anslutning till mylonitzonen längs hela dess framkarterade sträckning från trakten av Östad på kartbladet Göteborg NO till Sätilla på kartbladet Kungsbacka NO, ca 50 km längre åt söder. Muskovitbildningen har drabbat alla sura och intermediära bergarter i mylonitzonens liggande oberoende av deras genetiska karaktär, även om den i fält synes vara något vanligare i gnejser av ytbergartsursprung än i de förskiffrade intrusivbergarterna. Uppenbart är att muskovitbildningen är intimt förknip-



Fig. 28. Aplit och pegmatit II genomslår här tektoniserat parti av pegmatit I. Ljusåsen (3j). (För sifferbeteckningar se fig. 25.)

Aplite and pegmatite II cutting tectonized part of pegmatite I. (See Fig. 25.)

pad med de processer, som ledde till utbildningen av mylonitizonen.

Att de bergbildande processerna ej avslutats i och med mylonitiseringsfas II framgår av iakttagelser på Ljusåsen, 1 300 m rakt öster om Öjareds kapell (3j). Där föreligger likaledes mylonitiserad heterogen gnejs genomslått av gångar av muskovitförande pegmatit. Dessa bergarter är sönderrivna av 1—10 cm breda stråk tillhörande mylonit II. Yngre än denna mylonitiseringsfas är gångar av otektoniserad aplit och pegmatit (fig. 28). Eftersom de radiometriska åldrarna av de yngsta pegmatiterna i sydvästra Sverige ligger mellan 900 och 1 000 miljoner år (Welin och

Blomquist 1964) är det sannolikt att de posttektoniska pegmatit- och ap-
litgångarna tillhör den dalslandiska bergkedjebildningens slutskede och
att mylonitiseringsfas II är äldre.

I detta sammanhang bör påpekas att de beskrivna lokalerna vid Vasa-
mossen och Ljusåsen är representativa för förhållandena i den ställvis
mer än 1 km breda mylonitzonen. Av fältiakttagelserna framgår att den
äldre mylonitiseringsfasen åstadkommit den åtminstone volymsmässigt
mest omfattande förändringen av berggrunden. Strax öster om det egent-
liga mylonitstråket finns rikligt med förhållandevis stora muskovitförän-
de pegmatiter, som oftast har en längdutsträckning parallellt med zo-
nen (se kartan). Dessutom finns smärre gångar av icke tektoniserad peg-
matit av mer oregelbunden orientering. En äldre ap-
litbildning finns också representerad. Det synes vara denna äldre fas, som givit huvuddelen
av de ap-
litiska och granitliknande omvandlingsprodukterna i berggrun-
den mellan mylonitzonen och Göta älv.

Bottenarkos och sprickfyllnader av paleozoisk ålder

På kartbladet har iakttagits ett relativt stort antal (ca 80) sandstens- och
arkosfyllda sprickor. På Sunnerö och Bokö i sjön Mjörn finns dessutom
några tunna och till ytvidden obetydliga lager av horisontellt liggande
bottenarkos. Eftersom sprickfyllnader av liknande karaktär observerats
på många platser i Göteborgsregionen och bedömts vara av intresse för
tolkningen av områdets yngre prekvartära historia, har de varit och är
föremål för specialstudier (Samuelsson 1967 och 1975a, Martinsson 1968).
I det följande lämnas följaktligen blott en mindre detaljerad redogörelse
för dessa förekomster. I övrigt hänvisas till de refererade arbetena.

Den lättillgängligaste och intressantaste av de iakttagna arkosföre-
komsterna på kartbladet Göteborg SO ligger vid stranden på den nord-
östra delen av Sunnerö i Mjörn. I anslutning härtill finns flera sprick-
fyllnader av jämnkornig arkos och sandsten. Den horisontellt avlagrade
arkosen är 1—5 cm tjock och bildar två förekomster med några meters
mellanrum. Sammantaget utgör deras areal något mindre än 1 m². Ca
50 m längre åt nordväst, likaledes vid stranden, finns dessutom rester av
en tredje arkosförekomst.

Arkos består av större och mindre fragment av den lokala berggrun-
den, kantiga korn av fältspat och kvarts, enstaka välrundade kvartskorn
samt en finkornig matrix. Samma komponenter med undantag av berg-
artsfragmenten återfinns i omgivningens sprickfyllnader. En av dessa



Fig. 29. Paleozoisk bottenarkos, Sunnerö i Mjörn (4j).

Palaeozoic basal arkose.

befinner sig rakt under den större arkosförekomsten (fig. 29) men ses vare sig i fält eller tunnslip skära genom arkoskakan. Sprickans bildning och fyllnad med finkornigt arkosmaterial har ägt rum efter den horisontella arkosens avlagring men före dess konsolidering.

Arkosförekomsten på nordöstra delen av Bokö ligger även den blott några meter från strandkanten. Den uppträder dels i ett medelbrant åt väster stupande uteroderat sprickstråk men också på den horisontella bergytan utanför sprickan. Tjockleken och den sammanlagda arealen är ungefär desamma som på Sunnerö. Mineralinnehållet är också likartat.

Sprickfyllnaderna av sandsten och arkos brukar benämnas sandstensgångar. De står vanligen vertikalt med en bredd från någon millimeter upp till 40 cm (fig. 30). Det är sällan möjligt att följa en och samma sandstensgång längre än något tiotal meter, ehuru spridda hållblottningsar med sandstensgångar längs ett och samma sprickstråk vid södra stranden av Yttre Ingsjön på kartbladet Kungsbacka NO antyder en minsta längd på 900 m av en och samma sandstensfyllda spricka. Djupgåendet av de enskilda gångarna kan sällan uppskattas men på ca 50 m djup under bergytan har sandstensgångar iakttagits i en tunnel i nordöstra delen



Fig. 30. Sandstensgång vid Oryddal (3i).

Sandstone dike.

av Göteborg. Sandstensgångarna uppträder oftast i sprickor med VNV—OSO orientering men finns även i sprickor med andra riktningar.

På öarna i Mjörn och vid sjöns stränder är sprickfyllnadsmaterialet oftast en rödbrun arkos med millimeterstora korn. För kartbladet i övrigt är dock en ljusgrå kvartsrik sandstentyp vanligast. Mineralinnehållet i några sandstensgångar framgår ur tabell 13. Tämligen allmän är dominansen av små kantiga kvartskorn med diameter mindre än sandfraktionens undre gräns (= 0.2 mm), alltså tillhörande mofraktionen. Dessutom finns alltid större välrundade kvartskorn, som tillhör den egentliga sandfraktionen (fig. 31). Cementeringen av materialet har skett genom kvartsutfällning. Matrixmaterialet består oftast av material i lerfraktionen. I de fall det är obetydligt, utgör sandstensgången en förhållandevis vittringsresistent komponent i berggrunden. Ofta har dock kontakten mot sidostenen varit ett sårbart parti vid vittringsangreppen.

Beträffande sandstensgångarnas och bottenarkosens ålder kan framhållas, att några identifierbara fossil ännu ej påträffats. Då det dock i

TABELL 13. Mineralfördelningen i klastiska gångar och basal arkos (volym-%; endast 500—600 punkter har räknats i varje tunnslip)

Modal compositions of clastic dikes and basal arkose (vol.%)

Provnummer	1	2	3	4	5 ¹
Kvarts	75	79	95	57	57
Mikroclin	2	1	2	10	9
Plagioklas	<0.5	<0.5	1	6	18
Biotit + muskovit	0	<0.5	1	1	2
Kalcit	8	0	0	0	0
Malm	<0.5	0	<0.5	4	<0.5
Finkornigt matrix	15	20	1	22	14
Summa	100	100	100	100	100

Analyslokaler — *Localities*

1. 64102/12760.
2. 64099/12788.
3. 64150/12932.
4. 64235/12967.
5. 64235/12967.

¹ Basal arkos
Basal arkose

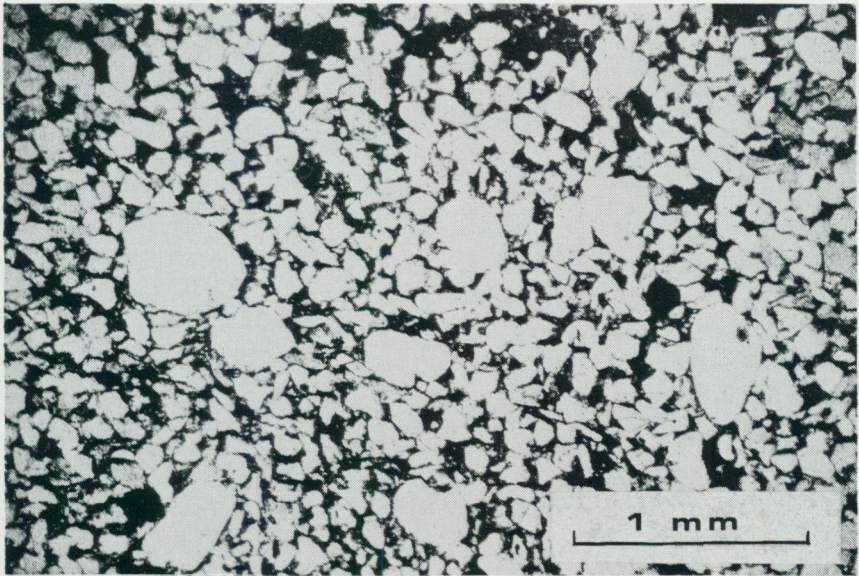


Fig. 31. Mikrofoto av sandstensgång, Kortedala (1f).

Microphoto of sandstone dike.

några fall påträffats mikroskopiska fragment, som sannolikt utgör rester av organismer, har material insamlats och en detaljerad paleontologisk undersökning påbörjats. Eftersom fossilförande kambriska bergarter påträffats i klyftor vid Kungälv (se de ovan citerade arbetena) och sandstensgångar förekommer i ungefärligen samma frekvens i anslutning till de horisontellt liggande underkambriska sandstenarna och bottenarkosen i Västgötabergen, är det sannolikt att sandstensgångarna och bottenarkosen på bladet Göteborg SO har underkambrisk ålder. Som ovan antytts, synes bildningsmekanismen vara den att jordskalv öppnat sprickor under ett täcke av okonsoliderade och vattenmättade sediment. Vibrationerna har därvid satt sedimenten i rörelse så att dessa momentant kunnat injiceras vid spricköppningen. Förloppet har kunnat studeras vid nutida jordskalv i västra Nordamerika.

Sandstensgångar har iakttagits på olika nivåer i Göteborgstrakten, från ca 130 m över havsnivån i Vättlefjäll ned till ca 10 m över havet vid Västra Frölunda kyrka. Detta förhållande liksom förekomsten av underkambrisk bottenarkos ger vid handen, att den nuvarande bergytan i stort sett är densamma som vid den kambriska tidens början. Under de 600 miljoner år som förflutit sedan dess, rådde under åtminstone en period,

kritperioden för ca 100 miljoner år sedan, ett subtropiskt klimat, som åstadkom djupgående kemisk vittring av urberget i norra Skåne och södra Halland. Denna typ av vittring har ej iakttagits i Göteborgstraktens kristallina berggrund, som följaktligen under nämnda period måste ha varit täckt av skyddande paleozoiska eller tidigt mesozoiska sedimentbergarter, möjligen med inslag av vulkaniska yt- och intrusivbergarter. Den slutliga bortnötningen av sedimentbergarterna skedde under de senaste årmiljonerna, och herefter skrapades den sedan underkambrium existerande urbergsytan ren av kvartärtidens isar.

När det gäller bedömningen av åldern för bildningen av topografiska drag i landskapet som sänkor och dalstråk, är sedimentpetrografiska iakttagelser från den av mellankambriska bergarter fyllda sprickan vid Kungälv av värde (op. cit.). I de mellankambriska och överkambriska sedimentbergarterna har påträffats smärre kantiga urbergsfragment, som antyder att urbergsterrängen var bruten vid tiden för sedimentens avlagring.

Den tektoniska kartans sprickmönster

Den tektoniska kartans sprickmönster har i huvudsak konstruerats från flygbilder i skala 1: 33 000 och 1: 65 000 genom direkt inritning på den topografiska kartan i skala 1: 50 000. Dessutom har fältiakttagelser både från markytan och bergtunnlar redovisats. Det senare gäller främst de allra västligaste delarna av kartan. Flygbildstolkningen har tillgått så att sprickmarkeringar utförts i topografiska låglinjer. Generell fältkontroll av sprickor har inte skett. Detta innebär att vissa markeringar kan sakna täckning i form av verkliga sprickor i berggrunden. Erfarenhetsmässigt torde dock denna risk vara ganska liten, sannolikt mindre än 1 % av sprickmarkeringarna. Däremot är det helt klart att en stor mängd betydelsefulla sprickor av olika anledningar ej kommit med på den tektoniska kartan. Främst torde detta bero på att huvuddelen av sprickmönstret frampreparerats av den senaste inlandsisen. Eftersom denna väsentligen glidit fram över landskapet från nordost—öst (se E. Magnusson 1976) har sprickor och svaghetszoner med denna orientering frampreparerats bäst och framträder följaktligen tydligast.

Den enligt tektoniska kartan vanligaste sprickriktningen är NNW—SSO. Sprickorna är ej särskilt raka, och en systematisk riktningsvariation synes föreligga. Sålunda är motsvarande sprickor nord—sydliga i

västra delen av kartan. En jämförelse med berggrundens plastiska strukturer, representerade av förskiffringens orientering, visar att sprickorna sammanfaller med denna utom då den närmar sig öst—väst. Det nu beskrivna spricksystemet har uppstått genom glidningar i förskiffringsplanen. Oftast lutar sprickplanen flackt till medelbrant åt väster. Åtminstone längs en del stråk i västra delen av kartbladet förefaller sprickorna ha karaktären av överskjutningsplan, dock utan att några mätbara förskjutningsbelopp kunnat konstateras. I den mån linser och skivor av amfibolit inordnats i zoner av sådana sprickor, brukar dessa ha dåliga mekaniska egenskaper. I några fall har konstaterats att de även drabbats av leromvandlingar med 5—10 m mäktighet. Eftersom zonerna ligger flackt, utgör de farliga störningar vid schakt- och tunneldrivning. Den svaga lutningen gör även att de lätt undgår upptäckt vid refraktionsseismisk profilering av jordtäckta avsnitt. I de centrala och östra delarna av kartbladet har å andra sidan de förskiffringsparallella sprickorna mera sällan samlats till bergmekaniskt betydelsefulla svaghetszoner. Viktiga representanter för den nu behandlade sprickgruppen är Göta älvzonen i väster och mylonitzonen i öster. Sprickfrekvensen i dessa båda tektoniska stråk är störst i deras västra delar (= hängandet). Göta älvzonen har drabbats mest av uppsprickning.

De topografisk starkast framträdande sprickzonerna utgörs av de jordfyllda dalstråken Lärje—Gråbo, Sävenäs—Lerum—Floda och Landvetter—Hindås. Riktningen varierar något mellan de olika stråken och inom de enskilda stråken men är i stort sett VSV—ONO. Denna grupp av stora sprickor åtföljs ej i nämnvärd grad av parallella småsprickor. De stora dalsprickorna står vertikalt och synes ha utbildats som krosszoner med viss epidot- och kloritläkning. Rörelser har dock förekommit även efter hopläkningen, varför dalarna måste betraktas som stråk av mer eller mindre rösig, vattenförande berg. Eftersom dalstråken ställvis är ganska trånga, kan man förmoda att de flesta partier med nedfatt berghållfasthet är förhållandevis smala och välavgränsade. Erfarenheter från tunneldrivning i den västra kartdelen bekräftar detta vad gäller dalen vid Sävenäs (1f).

En annan framträdande sprickgrupp utgörs av smala, raka och långa vertikala sprickor i sydväst—nordost. Den längsta går mellan L. Bråta-sjön (0g) och Aspen (1h). En liknande spricka finns nordväst om Aspen (2g). Karakteristiskt för dessa sprickor är en uppdelning på två eller flera i stråkens avslutning mot dalarna i norr och söder. Detta antyder att



Fig. 32. Brantstående ler- och grusfyllda sprickor (slag), Tingvallsvägen norr om Östra Sjukhuset (1f).

Vertical fissures with clay and gravel.

de bildats i samband med rörelser i nämnda dalstråk. Horisontalförflyttningarna längs VSV—ONO-sprickgruppens plan har sällan uppgått till belopp möjligen att avläsa i kartskalan, eftersom bergartsgränserna övertvärs dalgångarna utan påtaglig förskjutning.

Ur den närmast föregående beskrivningen av sandstens- och arkosfyllda sprickor framgår att det finns en sprickgrupp med orientering i ungefär VNV—OSO (s. 73). Inom kartbladet Göteborg SO har dessa sprickor ej frampreparerats nämvärt av erosionen. De topografiska kar-

torna över området väster om linjen Kungsbacka—Göta älv—Trollhättan ger en helt annan bild med breda dalstråk av denna riktning. Vid detaljstudier av flygbilder från främst de västra delarna av kartbladet Göteborg SO framgår dock tydligt att en distinkt grupp av VNV—OSO-sprickor föreligger. Ofta är dessa sprickor mycket korta. De har utbildats bäst i kalifältspatrika, glimmerfattiga och sålunda mekaniskt "spröda" bergarter. Iakttagelser i tunnlar och bergskärningar, t. ex. vid Sävenäs (1f) visar dock att en del av dessa vertikala sprickor kan ha en ansevärd längd.

Bergmekaniskt viktig är iakttagelsen att VNV—OSO-sprickor mycket ofta fyllts av lerrikt material bildat genom omvandling av sidostenen. Bredden av dessa lerslag kan ibland närma sig 1 m (fig. 32). De ingående lermineralen domineras av montmorillonitgruppen, vars mineral genom vattenupptagning kan orsaka ett mer eller mindre starkt svällningstryck. Studier av VNV—OSO-sprickor fyllda av både sandsten och lermineral visar entydigt att leromvandlingen är yngre än sandstensfyllnaden. Eftersom även överkambriskt alunskiffermaterial i Kungälvbreccian (Samuelsson 1975a) genomdras av dessa lerslag, måste deras bildningstid vara yngre än kambrium. Av resultaten i det citerade arbetet framgår att VNV—OSO-sprickorna har karaktären av tensionssprickor och att dessa öppnats vid flera tillfällen efter den dalslandiska bergskedjebildningsperiodens avslutning för ca 900 milj. år sedan.

Den flygmagnetiska kartans huvuddrag

Helhetsintrycket av den magnetiska bilden är en NNV—SSO-lig stråkuppdelning, som väl avspeglar strukturmönstret i berggrundskartan. Det är dock bara ibland möjligt att korrelera en bestämd bergartstyp med en viss typ av anomali över hela kartan. Först genom mera systematisk bestämning av bergarternas magnetiska egenskaper blir en närmare korrelation möjlig. De enskilda kropparnas egna magnetfält är till sin styrka i huvudsak beroende av deras magnetitnehåll. Eftersom mineralet i kartbladets berggrund till övervägande del är bildat vid mineralomvandlingar under metamorfa betingelser, kan alltså den magnetiska bilden för en och samma bergart variera som en funktion av den omvandling, som drabbat bergarten.

Trots nämnda komplikationer är den magnetiska anomalibilden av stort värde bl. a. för interpolering av bergartsstråk i jordfyllda områden

och bedömning av bergartskropparnas tredimensionella utsträckning. I tre fall har det även ansetts nödvändigt att på berggrundskartan markera ultrabasitförekomster enbart med ledning av karakteristiska negativa anomalier i jordtäckta avsnitt. Den norra förekomsten ligger vid östra viken av Stora Björsjön (3g), den mellersta 1 km norr om Bergums kyrka (3g) och den södra 1.7 km OSO om Jonsareds kyrka (1h). I detta sammanhang bör också påpekas att den distinkta linjär anomalien från trakten öster om Lerum åt SSV över Härryda betingas av en likströmsledning. Avbrotten i anomalien beror på uppehåll i eltransmissionen vid mätningstillfället.

Områden med finkorniga, som suprakrustala tolkade gnejser svarar mot en övervägande positiv men orolig anomalibild. I anslutning till dessa stråk ligger ofta negativa anomalier, som vanligen representerar ultrabasiska bergarter. Dessa anomalier når stundom en anmärkningsvärd styrka, t. ex. söder om St. Lundby kyrka (3i). De åtföljs av positiva maxima i omgivningen, vilka är en följdfeffekt till ultrabasitkropparnas lokala magnetfält och form. Eftersom de senare har en polaritet, som är omvänd mot det recenta magnetfältet, måste ultrabasiternas magnetiseringsriktning representera ett skede, då jordens magnetfält hade omvänd riktning jämfört med det nutida.

De tidiga intrusivbergarterna av tonalitisk till granitisk sammansättning utgör magnetiskt lugna områden med låga anomalier. Åt öster och nordost ökar intensiteten kontinuerligt. Öster om mylonitzonen blir anomalierna distinkt positiva med ett något oroligare mönster. Oron beror på bergartsvariationen i den nordöstra delen, medan den allmänt ökande intensiteten beror på en regional metamorfos, som särart järnkomponenten från de mörka silikatmineralet under bildning av magnetit. Den totala järnhalten är ej större än i det västra området. Skillnaden ligger i att större delen av järnet föreligger som magnetit. Det har också kunnat fastläggas att magnetiten i det östra området huvudsakligen föreligger som glest liggande kristaller bildade vid den sista genomgripande metamorfosen i området. Samma typ av sent bildade magnetitkristaller finns även inom den övriga delen av kartbladet, men i betydligt mindre omfattning.

De småkorniga muskovitförande granitstråken kring St. Härsjön ger stundom distinkta anomalier, som ligger betydligt under normalnivån. Liknande anomalistråk påträffas av och till inuti tonalit—granitområdena. Vid kontroll medelst hälsuceptibilitetsmätning har dessa stråk

konstaterats sammanfalla med starkt rekristalliserade och delvis lokalt mobiliserade, sura partier av nämnda intrusivsvit.

Den gnejsiga ögongraniten i Lerumstrakten synes ej ge någon särpräglad anomalibild. Området är magnetiskt oroligt, vilket främst torde kunna tillskrivas närvaron av bl. a. ultrabasisiska kroppar och ytbergartsrester.

Nyttosten

Inom kartbladet finns inga förekomster av metalliska mineral, som i nuläget kan betecknas som malmer. För icke metalliska råvaror borde pegmatiterna ha legat närmast tillhands för exploatering. Någon brytning av kvarts och fältspat i kartbladets pegmatiter har dock ej skett sedan överskådlig tid tillbaka och rapporteras inte heller av Sundius (1951) eller Lundegårdh (1971). Under karteringsarbetet har inte framkommit några nya pegmatitförekomster av sådan karaktär att de bör föranleda närmare undersökningar i exploateringssyfte.

Vid karteringen har en stor mängd vanligen små och numera delvis igenväxta stenbrott iakttagits. Huvudsakligen har de brutits för uttag av byggnadssten för lokal användning. I en del fall har även gatsten och kantsten uttagits. Vanligast är att relativt småkorniga, föga gnejsiga och granitiska partier av berggrunden härvid kommit till användning. Denna typ av nedlagda stenbrott har inte medtagits på berggrundskartan, utom i ett fall vid Björsared (2g). Där finns ett relativt stort stenbrott, som nyligen varit i drift. En delvis fullständigt omkristalliserad och homogen granodioritisk gnejs med relativt gynnsamma klovegenskaper har uttagits för byggnadsändamål.

Trots föregående i stort sett negativa bedömning måste dock framhållas att kartbladets berggrund utgör en betydelsefull råvarutillgång. Detta sammanhänger med Göteborgsregionens påtagliga underskott på naturgrus (se Knutsson 1969 samt Samuelsson 1975b). Härigenom har etableringen av stora bergkrossanläggningar i distributionsekonomiskt och bergkvalitetsmässigt gynnsamma lägen framkommit som ett realistiskt alternativ till långtransport av naturgrus. Av de åtta permanenta krossanläggningarna med egen bergtäkt i Göteborgsregionen finns två på kartbladet Göteborg SO. Den större av dessa ligger i Angered (2g), och en något mindre ansluter sig till den stora grustäkten vid Gråbo (3i). Angeredskrossen ligger i grå, förhållandevis homogen gnejs av granodioritisk sammansättning. Dessutom finns en del oregelbundet oriente-

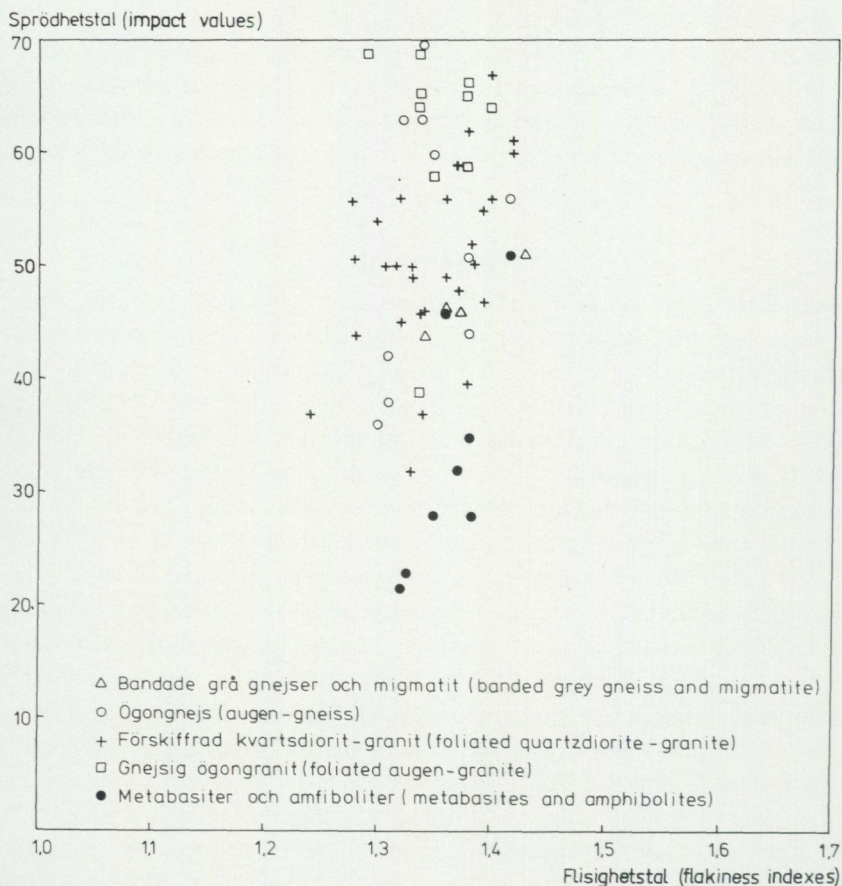


Fig. 33. Sprödhets- och flisighetstal hos bergarter från området öster om Göteborg. *Impact values and flakiness indexes of some rocks from the area east of Göteborg.*

rade pegmatitgångar. Gråbotäkten har likaledes lokaliserats till en huvudsakligen granodioritisk gnejs, som dessutom innehåller en del kvartsrikare och finkorniga partier.

I samband med en utredning av hithörande problem (Göteborgsregionen, grus- och bergtäktplan 1975) sammanställde författaren provningsresultat av bergarter från bl. a. den berggrundsregion, där kartbladet Göteborg SO ligger. I fig. 33 återges en översikt av dessa provningsdata. För närmare information hänvisas till ovan nämnda utredning. Cirka hälften av uppgifterna i fig. 33 kommer från kartbladet Göteborg SO

och resterande från angränsande kartblad. De senare utgör data, som är representativa för motsvarande bergarter inom kartbladet. Sprödhetstal definieras i Statens Vägverk, verksamhetshandbok Ao 110: II, under beteckning 4.2.1.21 resp. 4.2.1.22. I grov förenkling kan sprödhetstalet anses ange hur lätt ett visst stenmaterial krossas vid provning med en så kallad fallhammare. Ju större sprödhetstalet är, desto lättare kan bergarten krossas. Flisighetstalet kan förenklat sägas ange förhållandet mellan längd och bredd hos provningsmaterialet.

Av diagrammet framgår att spridningen av värdena är stor inom varje bergartsgrupp. De fyra analyserna av "bandade grå gnejser och migmatit" ligger dock relativt väl samlade och har ett relativt lågt genomsnittsvärde för sprödhetstalet. På berggrundskartan motsvaras denna bergartsgrupp av de med blått betecknade, fin- till medelkorniga gnejserna av övervägande suprakrustalt ursprung samt omvandlade varianter därav. Med beteckningen ögongnejser avses de bandformigt uppträdande, grovporfyriska ögongnejserna. Värdena har betydande spridning. Lägsta sprödhetstal visar de varianter, som har finkornigare mellanmassa.

En analog variation föreligger inom gruppen "gnejsgraniter och liknande bergarter", som motsvarar djupbergarter med brun färg på kartan. De lägre sprödhetstalen anger att dessa ursprungligen grovkorniga bergarter genom deformation och rekristallisation erhållit en finkornigare textur, en typ av omvandling som särskilt kännetecknar de kvarts- och fältspatrikare (= granitiska) typerna.

För metabasiter och amfiboliter synes gälla att de kraftigt förskiffrade och glimmerrika varianterna ger höga sprödhetstal. Bäst är de med ljusgrön färg betecknade metabasiterna, där man från materialet i kärnpartierna kan påräkna sprödhetstal vid 40 och mindre. Från de grovkorniga, tidigt bildade basitintrusionerna, markerade med mörkgrönt med svarta prickar på kartan, kan man likaledes påräkna goda värden. Mineralinnehållet och den filtartade texturen i dessa bergarter gör dem dock både svårbrutna och svårkrossade.

Ovanstående summariska genomgång av några synpunkter på möjligheterna till uttag av kvalificerat bergkrossmaterial visar att sådana faktorer som bergarternas ursprungskaraktär, mineralinnehåll, struktur och detaljstruktur, metamorfoskaraktär och vittringsgrad är av stor vikt. Indirekt har en välplanerad exploatering av berggrunden stor betydelse för möjligheterna att bevara estetiskt och socialt värdefulla grus- och sandförande delar av landskapet.

LITTERATUR

GFF = Geologiska Föreningens i Stockholm Förhandlingar
 SGU = Sveriges geologiska undersökning

- ABRAHAMSEN, N., 1974: The paleomagnetic age of the WNW-striking dikes around Gothenburg, Sweden. — GFF 96, 163—170.
- AHLIN, S., 1976: The compositional relationships of biotite and garnet in the Göteborg area of South-western Sweden and their thermometric implications. — GFF 98, 337—342.
- i manuskript: Compositional relations of biotite, garnet and plagioclase in the Göteborg area, south-western Sweden, and interpretations of metamorphic conditions.
- HUTCHISON, C. S., 1974: Laboratory handbook of petrographic technique, 398—399. — John Wiley & Sons, London.
- IUGS Subcommission on the Systematics of Igneous Rocks, 1973: Classification and Nomenclature of Plutonic Rocks. Recommendations. — N. Jb. Miner. Mh. 1973, H 4, 149—164.
- JOHANSSON, H. E., 1931: Beskrivning till kartbladet Göteborg. Berggrunden. — SGU Aa 173.
- KNUTSSON, G., 1969: Stor Göteborg. Grusförsörjning. — Utredning utförd på uppdrag av regionplaneförbundet för Göteborg med omgivningar av Sydsvenska Ingenjörbyrån.
- KROKSTRÖM, T., 1932: On the ophitic texture and the order of crystallization in basalt magmas. — Bull. Geol. Inst. Univ. Uppsala XXIV, 197—216.
- KUNO, H., 1968: Differentiation of basalt magmas. I Hess-Poldervaart: Basalts 2. The Poldervaart treatise on rocks of basaltic composition, 623—688. — Interscience, New York.
- LARSSON, W., 1974: Beskrivning till kartbladet Levene. Berggrunden. — SGU Aa 201.
- LJUNGGREN, P., 1957: Banded gneisses from Gothenburg and their transformations. — GFF 79, 113—132.
- LUNDEGÅRDH, P. H., 1951: Petrology of the Onsala peninsula south of Gothenburg in western Sweden. — GFF 73, 161—199.
- 1953a: Beskrivning till kartbladet Särö. Berggrunden. — SGU Aa 195.
- 1953b: Petrology of the Mölndal—Styrsö—Vallda region in the vicinity of Gothenburg. — SGU C 531.
- 1958: Göteborgstraktens berggrund. — SGU C 553.
- 1959: Aspects of the term Old-Gothian. — GFF 81, 545.
- 1971: Nyttosten i Sverige. — Almqvist & Wiksell, Stockholm.
- LUNDQVIST, TH., 1968: Precambrian geology of the Los-Hamra Region, Central Sweden. — SGU Ba 23.
- MAGNUSSON, E., 1976: Jordartskartan Göteborg SO. — SGU Ae 26.
- MAGNUSSON, N. H., 1960: The Swedish Precambrian outside the Caledonian Mountain Chain. I Description to accompany the Map of the Pre-Quaternary rocks of Sweden. — SGU Ba 16.
- 1963: Berggrunden. I Magnusson-Regnell-Lundqvist: Sveriges geologi. — Nordstedts, Stockholm.
- MARTINSSON, A., 1968: Cambrian palaeontology of Fennoscandian basement fissures. — Lethaia 1, 137—155. Oslo.
- RONGE, B. och STIGH, J., (i manuskript): Ultrabasic and basic rocks of the Kedum- and Lerum-areas — western Sweden.
- SAMUELSSON, L., 1967: Breccia av paleozoiska bergarter 1.5 km väster om Bohus fästning, Kungälv. — GFF 89, 448—459.
- 1973: Selective Weathering of Igneous Rocks. — SGU C 690.
- 1975a: Palaeozoic fissure fillings and tectonism of the Göteborg area, South-western Sweden. — SGU C 711.

- 1975b: Berggrunden i Göteborgsregionen. I Göteborgsregionen. Grus- och berg-täktplan. — Stencil.
- SAMUELSSON, L. and AHLIN, S., 1978: Zircon morphology in the polymetamorphic rocks of south-western Sweden. — SGU C 737.
- SAMUELSSON, L. and WERNER M., (i manuskript): Weathering pits in the Lake Mjörn area northeast of Göteborg.
- SKIÖLD, T., 1976: The interpretation of the Rb-Sr and K-Ar ages of late Precambrian rocks in South-western Sweden. — GFF 98, 3—29.
- STATENS VÄGVERK, Verksamhetshandbok Ao 110: II, 4.2.1.21 och 22.
- STÅLHÖS, G., 1958: Rackebymassivet; ett västsvenskt norit-gabbrointrusiv. — SGU C 558.
- SUNDIUS, N., 1951: Kvarts, fältspat och glimmer samt förekomster därav i Sverige. — SGU C 520.
- WELIN, E. and BLOMQVIST, G., 1964: Age measurements on radioactive minerals from Sweden. — GFF 86, 33—50.
- WELIN, E. and GORBATSCHEV, R., 1976: Rb-Sr age of granitoid gneisses in the "Pregothian" area of south-western Sweden. — GFF 98, 378—381.

PRISKLASS B

Distribueras genom
LiberKartor
162 89 VÄLLINGBY

Klippan 1978 — Ljungbergs Boktryckeri AB

ISBN 91-7158-135-9