

SVERIGES GEOLOGISKA UNDERSÖKNING

BERGGRUNDSGEOLOGISKA OCH GEOFYSISKA KARTBLAD

SKALA 1:50 000

Serie Af · Nr 122

PER H. LUNDEGÅRDH OCH DAN NISCA

BESKRIVNING TILL BERGGRUNDSKARTAN

OCH GEOFYSISKA KARTORNA

VÄSTERÅS SV

DESCRIPTION TO THE PETROLOGICAL AND GEOPHYSICAL
MAPS VÄSTERÅS SV



STOCKHOLM 1978

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

På beställning utför SGU även geologiska och hydrogeologiska specialundersökningar rörande grus- och sandförekomster, grundvatten, mineral, miljövård m. m.

Närmare upplysningar erhålls genom

SVERIGES GEOLOGISKA UNDERSÖKNING

Fack

104 05 STOCKHOLM 50

Telefon 08-15 09 50

SVERIGES GEOLOGISKA UNDERSÖKNING

BERGGRUNDSGEOLOGISKA OCH GEOFYSISKA KARTBLAD

SKALA 1:50 000

Serie Af · Nr 122

PER H. LUNDEGÄRDH OCH DAN NISCA

**BESKRIVNING TILL BERGGRUNDSKARTAN
OCH GEOFYSISKA KARTORNA
VÄSTERÅS SV**

DESCRIPTION TO THE PETROLOGICAL AND GEOPHYSICAL
MAPS VÄSTERÅS SV

STOCKHOLM 1978

ISBN 91-7158-147-2

C DAVIDSONS BOKTRYCKERI AB, VÄXJÖ 1978

INNEHÅLL

Summary	4
1. Inledning	5
2. Bergarter av vulkaniskt ursprung	8
3. Bergarter av vittringssedimentärt ursprung	13
4. Gabbro och diorit	14
5. Gnejsgranit	16
6. Gångmetabasit	22
7. Migmatit, granit och pegmatit	22
8. Postsvekofenniska omvandlingar	29
9. Diabas	30
10. Berggrundens tektoniska utveckling	32
11. Nyttosten	34
12. Flygmagnetisk tolkning	37
12.1. Regional anomalistruktur	38
12.2. Områden med bandad anomalistruktur	38
12.3. Områden med oregelbunden anomalistruktur	38
12.4. Gångar	38
12.5. Dislokationer	38
13. Bergarternas fysikaliska egenskaper	42
13.1. Gnejsgranit	42
13.2. Granit	47
13.3. Diabas	47
14. Gravimetrisk tolkning	49
14.1. Gravimetriska anomalistrukturer	49
14.2. Kombinerad magnetisk-gravimetrisk tolkning	53
15. Diskussion av den flygmagnetiska tolkningen med hänsyn till bergarternas petrofysiska egenskaper	53
Litteratur	55
Tabeller	56

Summary och inledning har skrivits gemensamt av Lundegårdh och Nisca, kapitlen 2–11 av Lundegårdh, kapitlen 12–14 av Nisca.

SUMMARY

The map of solid rocks Västerås SV shows a westerly part of Västmanland County in southern central Sweden comprising, *inter alia*, the northern half of Köping town situated about 120 km to the west of Stockholm. The bedrock here belongs to the Svecofennides which represent the basal parts of a Precambrian mountain range, age between 1 800 and, at least, 2 000 Ma. Main rocks are, 1, metamorphic volcanic and sedimentary rocks classed as Early Svecofennian, 2, prim- or synorogenic granitoids more or less foliated, viz. gneiss-granites, and, 3, serorogenic granite accompanied by pegmatite.

The rocks of supracrustal origin are concentrated to the westernmost part of the map area, forming there sheets included in fold legs stretching more or less north-south and strongly influenced by the intrusive synorogenic magmas. The metavolcanics are mostly leptites of rhyolitic, quartz-trachytic, quartz-keratophyric, and dacitic compositions. The metasedimentary rocks display with few exceptions ancient slates and graywackes.

The syn- or primorogenic granitoids are as a rule granitic or granodioritic. Their main preserved structural element is lineation (Fig. 5), but foliation has grown strong in late tectonic zones especially in the west. Indeed, part of the bedrock has there been altered to mica schist. In the first hand rocks of sedimentary origin have been metamorphosed.

The serorogenic Svecofennian evolution did not only imply the intrusion of magmas and solutions crystallizing as granite and pegmatite but also an extensive migmatization in the neighbouring older bedrock. Veined gneisses and other kinds of more or less regenerated rocks bear witness of this alteration.

Geophysical investigations indicate a diapiric mode of intrusion of the greatest mass of serorogenic granite, situated in the central and northeastern parts of the map area. This granite has been developed as a coarse, mostly phenocryst-bearing rock.

The smaller intrusions of serorogenic granite as a rule display fine- or medium-grained rocks. The related pegmatite is frequently very rich in microcline, such as in the big feldspar quarry SSW of Kolsva.

In post-Svecofennian time the bedrock became cracked and also affected by Dalslandian thrusting in the west. A zone of late Dalslandian posttectonic dolerite dikes trending NNW (age 900–1 000 Ma) cuts the western central part of the map area.

The aeromagnetic and the gravity measurements on the map Västerås SV were carried out in 1971 and in 1974–1977 respectively. Technical information concerning the aeromagnetic measurements is given in Werner (1963).

Measurements of the magnetic remanence, the magnetic susceptibility and the specific weight have been made on all rock specimens collected during the geological and the geophysical mapping.

The interpretation of the aeromagnetic measurements have been made in two steps. In the first a regional interpretation has been carried out with respect to structure and pattern of anomalies (banded, irregular or dyke-like), relative magnetization levels, dislocations, magnetic contacts, and computation of dips.

The final interpretation is based also on the gravity map, *in situ* susceptibility measurements, petrophysical measurements made on the rock samples, and geological information.

Anomaly structure and patterns. Diffuse banded pattern is observed in the western part of the map. The map is dominated by a large magnetic anomaly with irregular anomaly pattern. Areas with low magnetizations occupy the main part of the map. Two dykes striking NNW and N are very clearly indicated.

Dislocations can be deduced from displacement of magnetic reference structures such as banding, contacts or dykes, and low magnetic zones. The dislocations have two dominant directions, viz. NNW and NNE. The largest relative horizontal displacement observed is about 0.7 km.

Petrophysical properties (density, magnetic susceptibility and remanent magnetization) have been determined on 103 samples (12 oriented). *In situ* susceptibility measurements have been made to a total number of 742. The results of these measurements are presented in Figs. 23–30. In Fig. 31 mean values and standard deviation for density and susceptibility are given.

The granite has a uniform silicate density of 2.64 gcm^{-3} . It shows a large variation in susceptibility ranging from unmagnetic to high magnetic. The *q*-values are low, ranging from 0.04 to 1.

The gneissic rocks show a large variation in density ranging from 2.64 gcm^{-3} to 2.84 gcm^{-3} , but they have a very low susceptibility. The *q*-values are 0.1–1.5.

The gravity anomalies give a good picture of the volume distribution of rocks. The largest gravity anomaly on the map is correlated with the basic gneissic rocks. There is a good correlation between the large magnetic structure (granite), the gravity anomaly, and the geological map.

1. INLEDNING

Berggrunden inom det topografiska kartbladet VÄSTERÅS SV domineras av gnejsgranit och granit. Endast i väster har andra bergarter betydande utbredning. Det rör sig här om bildningar av vulkaniskt och sedimentärt ursprung. Dessa har omvandlats starkt och uppträder ofta i gnejsdräkt. Pegmatit förekommer allmänt, särskilt i bladområdets sydvästra del, där bl. a. Kolsva fältspatgruva är belägen. Blandbergarter i form av migmatiter och ådergnejser med sliror, körtlar och oregelbundna genomväxningar



Bild 1. Skarn- och karbonatrandad, sur hälleflinta (metaryolit). Sydöstra delen av Kolsva samhälle (1a). Foto förf. 1977.

Fig. 1. Metarhyolite intercalated with skarn and carbonate rock.

av pegmatit eller en oftast ojämnkornig granit är vanliga inom kartbladets södra och västra delar. Pegmatiten och graniten har bildats långt senare än blandbergarternas ursprungliga beståndsdelar, som består av gnejsgranit och gnejs.

Yngre än berggrunden i övrigt är några gångar av diabas längs en regional sprickzon med strykning mot NNW. Yngre är också skjuvrörelser i zoner med samma orientering, märkbara huvudsakligen väster intill landsvägen mellan Gisslarbo och Köping, liksom en utbredd sprickbildning och ett fåtal små förkastningar (bild 16, s. 30).

Alla kartbladets bergarter utom diabasen bildar tillsammans ett komplex, som ingår i en prekambrisk bergskedja kallad svekofenniderna. Denna bergskedja har byggts upp genom veckningar och glidrörelser under två skilda skeden av tektogenes mellan 1 800–1 850 och 1 950–2 000 miljoner år tillbaka i tiden. Äldst bland bergarterna är de vulkaniska och sedimentära, som ursprungligen bildats på jordens yta och följaktligen

kallas ytbergarter. Därefter kommer gnejsgraniten, som ur vattenfattiga magmor kristalliserat i form av granitbergarter (granitoider). De äldre av dessa veckades och omvandlades till gnejsgranit under den första fasen av svekofennisk tektogenes. Samtidigt undergick ytbergarterna en genomgripande metamorfos. De yngre granitoiderna fick sin gnejsgranitprägel först under den andra fasen av svekofennisk tektogenes. Denna har varit svag i delar av svekofenniderna. Följaktligen har vissa granitoider fortfarande en nära nog riktningslös, granitisk textur.

Gnejsgranitens främsta parallellstruktur är stänglighet, vilket innebär att färre eller fler och ibland de flesta av bergartens mineralkorn kristalliserat till stavformade och sins emellan parallella aggregat (bild 5, s. 15). Dessa är vanligen utsträckta längs axlarna i berggrundens veckstrukturer.

Slutet av den andra fasen av svekofennisk tektogenes markeras genom den omfattande migmatitisering, vilken framför allt ägt rum i kartbladets södra och västra delar. De partier av pegmatit och granit, som till följd av migmatitiseringen bildats ur kiselsyrarika lösningar, växer igenom den äldre berggrunden och sålunda även gnejsgranitens stänglighet. Partierna visar inte spår av annan tektonisering än den, som huvudsakligen i form av sprickbildning träffat berggrunden i dalstrandisk tid och senare, under de svekonorvegiska (950–1 250 milj. år), kaledoniska (350–650 milj. år) och alpina (0–100 milj. år) tektogeneserna. Detta gäller även ifråga om de massor av granit och pegmatit, som uppträder självständigt i berggrunden. Graniten samlar sig i nordöst till en intrusivkropp av betydande storlek och är där mestadels grovt mikroklinporfyrisk, en struktur som den behåller ända fram till kontakterna mot den äldre berggrunden. Pegmatiten är ofta anmärkningsvärt rik på kalifältspat, som i det stora men nu övergivna brottet SSV om Kolsva. Dess ålder torde enligt radiometriska undersökningar av likartade bergarter i Mellansverige vara drygt 1 800 milj. år (Welin och Blomqvist 1964).

Kartbladets yngsta bergart, diabasen, bildar enligt den flygmagnetiska kartan tre nära samhöriga gångar i ett och samma tektoniska stråk med orientering mot NNV. Dock är endast den mellersta gången blottad. Aldern uppgår enligt bestämningar på samma slags diabas i norr och söder till högst 1 miljard år (Patchett 1978).

I sent eokambrisk tid hade den svekofenniska bergskedjan och spåren av svekonorvegisk tektogenes utplånats genom vittring och erosion. Så mycket material hade avlägsnats att det som en gång utgjorde berggrundens djupaste delar framträdde i en plan markyta, det subkambriska peneplanet.

Tiden hade då nått fram till mellan 650 och 600 milj. år från våra dagar räknat. Mycket har sedan inte skett utöver bildning av sprickor. Visserligen kom peneplanet att täckas av sediment under kambrium och kanske även senare. Dessa avlagringar vittrade emellertid och fördes bort på nytt, liksom även ytliga delar av själva peneplanet. Så uppkom, senast genom inlandsisens schaktbladsliknande rörelser, den småkullriga urbergsyta som idag utmärker Mellansverige.

De flygmagnetiska mätningarna över bladet Västerås SV utfördes 1971. För teknisk information om flygmätningar hänvisas till Werner (1963). Regionala tyngdkraftsmätningar utfördes 1974–76, lokala förtätningar gjordes 1977. Tyngdkraftsmätningarna återges i form av en separat Bougueranomalikarta, liksom den flygmagnetiska och de geologiska kartorna i skala 1:50 000.

Hällsusceptibilitetsmätningar och provtagning har koncentrerats till den dominerande flygmagnetiska strukturen inom kartbladets mellersta och nordöstra delar och deras omgivning. De petrofysiska egenskaperna densitet, magnetisk susceptibilitet och remanent magnetisering har mätts på de stuffer, som insamlats i samband med de geologiska och geofysiska karteringarna. Orienterade prover har tagits av diabasen för bestämning av dess remanensriktning.

Tolkningen av den flygmagnetiska kartan har gjorts med avseende på anomalistruktur (bandad, oregelbunden eller gånglik), relativa magnetiseringsnivåer, dislokationer och stupningar.

En kombinerad nord-sydlig gravimetrisk-magnetisk tolkningsprofil redovisas för den stora granitstrukturen. Dessutom presenteras en regional tolkningsprofil längs en sträcka av 90 km. Lägena av profiler, provtagningslokaler och geofysiska markmätningar återfinns i bild 32, s. 52.

2. BERGARTER AV VULKANISKT URSPRUNG

Genom kartbladets västra del löper mot NNV ett stråk av ytligt anlagda bergarter från ett tidigt skede av den svekofenniska utvecklingen. Bergarterna har rests upp genom en sannolikt isoklinal veckning längs flacka axlar under den svekofenniska tektogenesens första fas. Sedan har de glidförskjutits, skjuvats, längs veckbenen. Härigenom har bergarterna inte blott omvandlats starkt utan merendels även blandats med varandra i så hög

grad, att de stratigrafiska förhållandena blivit svåröverskådliga. I det södra grannskapet, på kartbladet Eskilstuna NV, har dock de vulkaniska bildningarna visat sig ligga under de sedimentära. Man finner tillsammans med de omvandlade vulkaniterna NNÖ om Kolsva vittringsarkoser, som gränsar mot sedimentbergarter. De senare torde följaktligen även här vara yngre.

De tidigt svekofenniska metavulkaniterna har sedan lång tid tillbaka sammanfattats under namnet leptitformationen. En tredelning i undre natronrika, mellersta kalirika och övre alkaliintermediära metavulkaniter har iakttagits i flera delar av Bergslagen från Grythyttedefältet i väster (Sundius 1923) till norra Uppland och sydvästra Gästrikland i öster (Lundegårdh 1949 och 1967). De mellersta och övre etagerorna står ofta varandra så nära, att de inte kan särskiljas (Lundegårdh 1949).

Ytbergartsstråket i västra delen av kartbladet visar längst i väster en dominans av natronrika metavulkaniter, exemplifierade av den i tabell 1 analyserade bergarten från nordvästra delen av Gisslarbo. Nära mot öster följer kalirika former, t. ex. den i samma tabell intagna bergarten från sydöstra delen av Kolsva samhälle. Längre mot öster upphör dock den regelbundna fördelningen. Vulkaniska och vittringssedimentära bildningar har här blandats med varandra.

De vulkaniska bergarterna härstammar från lavar och tuffer. Under sin omvandling har de inte bara kompakterats utan även förändrats helt ifråga om textur och mineralsammansättning. De utgör nu väsentligen sockerkorniga, granoblastiska bergarter med kornstorlekar från hälleflintans genomsnitt under 0.05 mm till leptitens 0.05–0.5 mm och leptitgnejsens genomsnitt över 0.5 mm. Större kristaller, strökorn, av kvarts ses ofta. Strökorn av andra mineral finns ibland. Färgen växlar mellan grått och rött. En röd färg behöver ingalunda betyda hög kalihalt. Däremot är grå former vanligen natronrika.

Natronvulkaniternas huvudmineral är kvarts, plagioklas med anortithalt från 10 till 40 %, samt oftast även biotit. Plagioklasen har i viss utsträckning omvandlats till finfördelad ljus glimmer, sericit, ibland även till epidot. Det sistnämnda gäller särskilt i de mera basiska metavulkaniterna med anortithalter i plagioklasen mellan 30 och 40 %. Biotiten har på sina ställen övergått i klorit.

Andra mineral kan i vissa former av natronvulkanit nå en framskjuten ställning, särskilt mikroklin, epidot eller hornblände, någon gång också cordierit (bild 9, s. 19). Det sistnämnda mineralet kännetecknar en omvandling orsakad av lokala sekundära magnesiumanrikningar. Vanliga

småmineral är epidot, zirkon och apatit. Här och var finns dessutom titanit, malmineral, kalcit, flusspat, muskovit och prehnit.

Petrografiskt kan de vanligaste formerna av natronrika metavulkaniter klassificeras som kvartskeratofyr (kvartsrikare) och dacit.

Kalivulkaniterna skiljer sig från natronvulkaniterna huvudsakligen genom höga halter av mikroklin, i vissa fall mer än 50 %, och låga till måttliga halter av plagioklas. Bland småmineralen ses ibland allanit (ortit). Kalivulkaniternas sammansättning svarar mot bergarterna ryolit (kvartsrikare) och kvartstrakyt.

I särskilt de natronrika vulkaniterna har kalium ofta tillförts i samband med omvandling. Detta ger sig vanligen tillkänna i form av inväxningar av mikroklin i plagioklas.

Alkaliintermediära metavulkaniter med tämligen jämnhöga halter av mikroklin och plagioklas ingår i olika delar av ytbergarterna i väster. Cordierit finns här och var i dessa vulkaniter, som också ofta är glimmerrika.

Omvandlade vulkaniter med kvartsströkorn kallas kvartsporfyrer. I många fall är strökornen primära. När de har större format, kan de ursprungligen ha utgjort blåsumsfyllnader, mandlar, i en lava. Strökorn av mikroklin uppträder sällan allmänt och finns i regel bara i grövre former av metavulkanit. Där har de bildats sent, genom lokala anrikningar av kalium till vad man kallar porfyroblaster. Där strökorn finns av mörka mineral, inordnar sig biotiten längs bergartens planstruktur eller foliation, medan hornbländet strävar att sträcka ut sig längs linjärstrukturen eller stängligheten.

I sydöstra delen av Kolsva, vid landsvägen mot Solmyra i nordöstra utkanten av Gisslarbo och på några andra ställen växellagrar en ursprungligen som aska sedimenterad vulkanit med skarn och karbonatsten (bild 1). Lager av järnmalm har däremot inte iakttagits inom kartbladet.

Sydöst om Gisslarbo, inom berggrundskartans kontur kring lager av metabasit och skarn, förekommer lokalt små horisonter av fragmentförande, agglomeratisk leptit. 600 m sydväst om Klingstugan sträcker sig en horisont av amfibolitomvandlad gropvittrande spilit med talrika inneslutningar av kalciumrikt skarn och leptitfragment som ofta är kantiga. Spilit är en på havsbotten utgjuten och stelad basaltlava, i vilken den ursprungligen kalciumrika plagioklasen omvandlats till albit. Små lager av ett förnejsat gråvackeartat sediment med halt av turmalin uppträder följdriktigt också i trakten, och i öster har en större förekomst av sådan bergart kunnat läggas in på berggrundskartan.



Bild 2. Glimmerskifferomvandlad sedimentbergart med bevarad varvighet. Skala 1:3. 650 m ÖSÖ om Fröbbesta (1b). Foto förf. 1973.

Fig. 2. Varved sedimentary rock altered to mica schist. Scale 1:3.

Metabasitbankar finns även på andra håll inom kartbladet, men bergartens ursprung är där mera svårtolkat. Sannolikt rör det sig dock om metavulkaniter av andesitisk och basaltisk karaktär. Fram mot bladgränsen N–NNV om Glåpen, nordväst om Surahammar, samlar sig metabasiten till större massor. Huvudmineral är hornblände och en mer eller mindre starkt sericit- eller epidotsericitomvandlad plagioklas. Biotit och klorit förekommer också allmänt. Oftast ingår dessutom mindre mängder av kvarts.



Bild 3. Detalj ur glimmerskiffern i föregående bild. Till skillnad från de kvartsdominanta skikten har de glimmerrika lagren genom sin lägre kompetens blivit krusveckade. Naturlig storlek. Foto förf. 1973.

Fig. 3. The same mica schist as in Fig. 2. Contrary to the competent quartzitic layers, the incompetent micaceous strata show narrow folding. Natural size.

Metavulkaniterna har koncentrerats till den del av kartbladet, där omfattande skjuvrörelser ägt rum. I skjuvzonerna har lösningar trängt fram och omvandlat de skjuvgranulerade metavulkaniterna till glimmerskiffer. (Jfr bilderna 2 och 3.) Sulfidmalmbildning är i Mellansverige också på sina håll knuten till skjuvzoner men förekommer inte inom kartbladet.

Pegmatitgenomslag är vanliga i metavulkaniterna, som även själva ibland undergått omvandling i serorogen tid. Särskilt har mikroklinögon bildats på flera ställen. Vulkaniternas väsentliga metamorfos har dock skett i primorogen tid.

Enstaka små förekomster av metavulkanit finns utanför stråket i kartbladets västra del. De vulkaniska bergarterna har här omvandlats starkt av den magma, som brutit dem ur deras sammanhang, isolerat dem och där efter kristalliserat till vad som nu utgör gnejsgranit.

3. BERGARTER AV VITTRINGSSEDIMENTÄRT URSPRUNG

Kartbladets stråk av ytligt anlagda bergarter innehåller inte bara metavulkaniter utan även bergarter, som härstammar från vittringssediment. Dessa bergarter är mestadels grå och omvandlade till glimmerskiffrar (bilderna 2 och 3) eller övervägande finkorniga sedimentgnejser (bild 4). Vanligen har de bildats ur gråvackor eller varvskiffrar. Då visar de en karakteristisk uppdelning i tunna skikt av ömsom kvartsrik, ömsom glimmer- och/eller fältspatik sammansättning (bilderna 2 och 3). De förra kallas arenitiska och härstammar från sandiga eller moiga sediment, de senare benämns argillitiska och har ursprungligen utgjort leriga lager. Sedimentationens växlingar återspeglar en mer eller mindre regelbunden periodicitet lik den, som kännetecknar kvartärperiodens varviga lera. Precis som i denna börjar en sedimentationscykel med lagring av större kornstorlekar som gradvis går över i finare. Sedan kommer omedelbart nästa grövre skikt. Lagringsformen kallas på engelska *graded bedding* och visar vad som är upp och ner i lagerföljden. Sådana bestämningar har utförts på tre ställen inom kartbladets sydvästra del, i bergarter lika dem som exemplifieras av bilderna 2—4.

Många varvsediment anses ha bildats i djuphav genom strömningar längs en starkt sluttande botten. Samma slags sediment har dock även iakttagits i lagerföljder från grundhav.

Som framgått redan ur texten ovan, är den omvandlade gråvackans huvudmineral kvarts, glimmer och fältspat, med övervikt för kvartsen (tabell 1). Glimmern utgör företrädesvis ljus muskovit, men betydande mängder av mörk biotit förekommer ofta (tabell 1). Fältspaten är uteslutande eller övervägande en plagioklas med hög natriumhalt.

En karakteristisk beståndsdel i de omvandlade varvbergarterna är mineralet turmalin, vars borhalt kommer från vattnet i det hav där sedimentet en gång avsattes. Turmalinen är svart och kan i migmatitiserad gråvacka med pegmatitådror bilda centimeterstora kristaller. Halten kan nå upp till ett par procent.

Ett annat viktigt småmineral är zirkon. I övrigt förekommer ofta små mängder av malmineral och apatit.

Förutom metagråvacka och omvandlad varvskiffer finns inom kartbladet även bergarter, som ursprungligen kan ha anlagts som vanliga skiffrar, sandstenar eller arkoser. Dessa har betecknats som sedimentgnejser

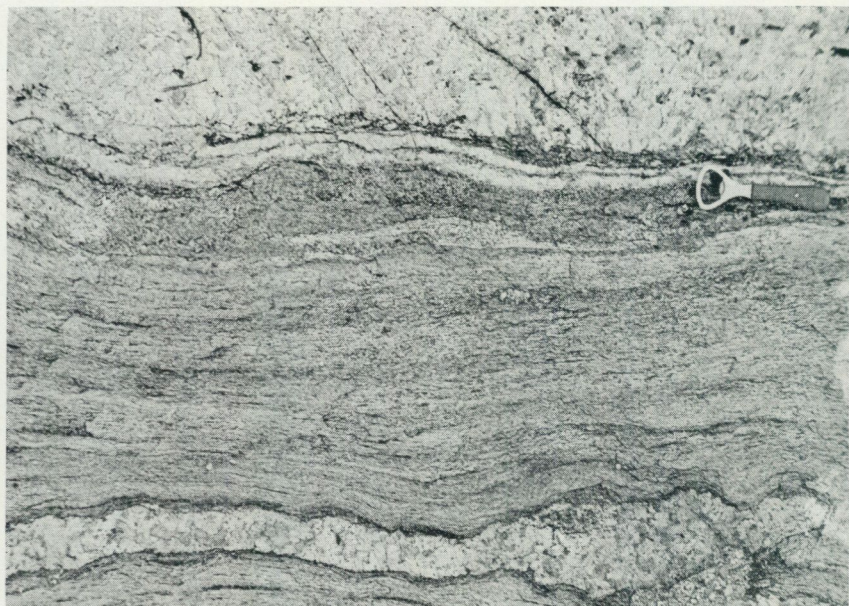


Bild 4. Gnejsomvandlad gråvacka med skönjbar lagring och riklig pegmatitådring. Skala 1:4–5. 1 250 m sydöst om Vitmossens triangelpunkt (0a). Foto förf. 1972.

Fig. 4. Gneissic derivative of graywacke with discernable bedding and pegmatite veins. Scale 1:4–5.

utan specifikation. I några av dem uppträder granat, och då rör det sig sannolikt om skifferderivat.

De omvandlade sedimentbergarterna har fått sin nuvarande dräkt under den svekofenniska tektogenesen. I serorogen tid skedde en partiell upplösning och omkristallisation till granitiska och pegmatitiska ådror (bild 4) och större oregelbundna partier av delvis genomväxande natur (bild 11, s. 23), vilka är koncentrerade till kartbladets sydligaste delar.

4. GABBRO OCH DIORIT

Djupt i jordskorpan kristalliserade eruptivbergarter med låg eller måttlig halt av kiselsyra är sällsynta inom kartbladet. Gabbro förekommer blott i två mindre massiv, dels 300–500 m nordöst om Skogstorp, drygt 4 km öster om Odensvi, dels 500–1 000 m öster om Draktorpet, 9 km nordöst



Bild 5. Granodioritisk gnejsgranit med stark stänglighet. Stuff i naturlig storlek. 3 km ÖNÖ om Medåkers kyrka (8j). (Kartbladet Örebro NO.) Foto förf. 1977.

Fig. 5. *Strong lineation in granodiorite. Hand specimen in natural size. (Map-sheet Örebro NO.)*

om Kolsva kyrka. I det senare massivet överväger dock surare grönstenar av typerna diorit och kvartsdiorit. Gabbbron är grönsvart till svartgrå och hornbländerik. Nordöst om Skogstorp ingår grovkristalliniskt, genomväxande skillerstenshornblände. Minaeralet utgör till övervägande del en omvandlingsprodukt av pyroxen. Fältspaten är en plagioklas intermediär mellan andesin och labrador med större eller mindre inslag av sekundär sericit och epidot.

Grönsvart till svartgrå, fin- till medelkornig diorit överväger i massivet öster om Draktorpet och bygger helt upp ett litet massiv 100–300 m V–VSV om Nibble, 3 km nordväst om Kolbäcks kyrka. Förutom hornblände ingår här betydande mängder av biotit, och plagioklasen är natriumrikare, en andesin. Ofta förekommer åtskilligt kvarts. Då benämns bergarten kvartsdiorit. Sådan finns även i gnejsgranitdräkt (s. 16 och s. 20).

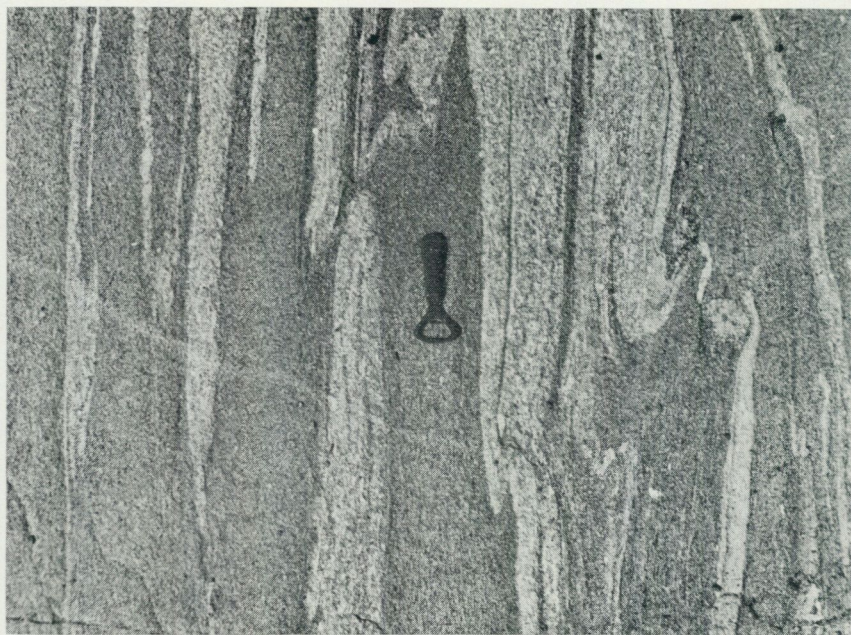


Bild 6. Granulerad och omkristalliserad gnejsgranit med granitiska ådror och sliror. Skala 1:6. Södra delen av Hägerstalund (1d). Foto förf. 1973.

Fig. 6. *Disintegrated and recrystallized gneiss-granite with granitic veins and schlieren. Scale 1:6.*

5. GNEJSGRANIT

Gnejsgranit är den vanligaste bergarten inom kartbladet. Dess utbredning koncentrerar sig till de mellersta och södra delarna. Ursprungligen har bergarten kristalliserat som granit eller granodiorit. I begränsad omfattning har dessutom bildats kvartsdiorit eller tonalit, särskilt mellan Lundbysjön och Lillgryten (norr om Odensvi) samt i kartbladets sydvästra hörn.

Gnejsgranitens magmor trängde upp i slutet av eller nära efter den svekofenniska tektogenesens första fas. Gnejsgraniten har följaktligen kallats synorogen eller, för markering av sambandet med den första veckningsfasen, primorogen.

Gnejsgranitens parallellstruktur har delvis utbildats under tektogenesens andra fas. Strukturen växlar i styrka och framträder främst i form av



Bild 7. Gnejsgranit rik på tidigt anlagda, deformerade och omkristalliserade mikroklinögon. Skala 1:3–4. 600 m SSÖ om Lövlund (1c). Foto förf. 1975.

Fig. 7. Gneiss-granite rich in deformed and recrystallized, deuteritic microcline augen. Scale 1:3–4.

stänglighet (bild 5). Detta innebär att mineralkornen strävat att kristallisera till stavar i en riktning, som i allmänhet sammanfaller med axlarna i berggrundens veck. Stänglar har dessutom bildats längs riktningen för skjuvrörelser, t. ex. vid överskjutningar. Denna s. k. transportstänglighet uppträder dock endast i rörelsezonernas glidytor (harnesk) och har följaktligen begränsad utbredning.

Skiffrighet eller foliation förekommer också allmänt i gnejsgranit, särskilt i och invid rörelsezoner (bild 6). Linjärstrukturen, stängligheten, ligger alltid i skiffrighetens plan.

Nära nog massformig gnejsgranit finns i sådana delar av berggrunden, som haft skyddade lägen under tektogenesens andra fas. Inom kartbladet påträffas sådan gnejsgranit norr om Lundbysjön, i kartbladets nordvästra del.



Bild 8. Regenererad gnejsgranit fylld av mikroklinögon, de flesta sent bildade (porfyroblaster). Skala 1:4. 600 m SSÖ om Lövlund (1c). Foto förf. 1975.

Fig. 8. Regenerated gneiss-granite with numerous microcline augen most of which are porphyroblasts. Scale 1:4.

Dessutom finns gnejsgranit, som helt regenererats, kristalliserat om, under inverkan av värme och lösningar från den yngre granitens magma och därigenom förlorat det mesta av sin riktade struktur. Denna form av gnejsgranit gränsar mot yngre granit nära kartbladets nordgräns VNV om Glåpen samt på sina ställen söder till väster och nordväst om Lillgryten, norr om Odensvi.

Gnejsgraniten har oftast medelkornigt gry och rödgrå till grå färg (bild 5). Finkornigare former finns i tektoniska zoner och har där bildats genom krossning följt av omkristallisation (bild 6). Mer än centimeterstora ögon av kalifältspat, mikroclin, är vanliga i områdena närmast de stora intrusiven av yngre granit (bilderna 7 och 8). Flertalet av ögonen är sekundära och utgör porfyroblaster, vilka anlagts och vuxit i bergarten samtidigt som den yngre graniten kom till (bild 8 och s. 22). En del ögon har dock bildats tidigt, i anslutning till värdbergartens kristallisation ur



Bild 9. Granulerad och omkristalliserad gnejsgranit med diffusa leptonitrester och talrika cordieritaggregat. Skala 1:5. Norr intill Solmyra (4a). Foto förf. 1974.

Fig. 9. Disintegrated and recrystallized gneiss-granite with diffuse leptonite remnants and numerous cordierite aggregates. Scale 1:5.

magman. Dessa ögon har krossats och inordnats i gnejsgranitens parallellstruktur men sedermera ofta regenererats, kristalliserat om, under inverkan av värme och lösningar från den yngre granitens magma (bild 7).

Gnejsgraniten skiljer sig från den yngre graniten inte bara genom sin struktur utan också på grund av att den saknar anknytning till pegmatit. Detta anses bero på att dess magmor varit vattenfattiga.

Gnejsgranitens mineralsammansättning växlar från former med ringa eller ingen halt av mikroklin till typer med mer mikroklin än plagioklas (tabell 1). Vanligast är granodiorit med 10–20 vol.-% mikroklin, 35–45 % plagioklas, 25–40 % kvarts och 8–12 % biotit. I egentlig granit och ögongranit stiger mikroklinhalten till mellan 20 och 30 %, samtidigt som halterna av plagioklas och biotit sjunker. I de tonalitiska formerna faller mikroklinen under 10 % och saknas i den kvartsdioritiska gnejsgraniten, medan plagioklasen lägger sig mellan 45 och 50 %. Biotithalten stiger till 15 à 20 %. Hornblände uppträder ej sällan men kan förekomma även i andra slag av gnejsgranit, till och med i mikroklinrik sådan.

Vanliga primära småmineral är titanit, apatit, malm och zirkon, mindre vanlig är allanit. Muskovit förekommer allmänt men är delvis sekundär, i synnerhet den finfjälliga formen sericit, som finns i gnejsgranitens plagioklas. Helt bildade genom omvandling är epidot och klorit, liksom även det sparsamt uppträdande, kalciumrika mineralet prehnit.

Plagioklasen är i de vanliga formerna av gnejsgranit en oligoklas och i de mera basiska, kvartsdioritiska eller tonalitiska, en sur andesin med upp till 35 % anortit. Den har i regel undergått viss omvandling till sericit, och ibland är omvandlingen stark. Särskilt i de kalciumrika formerna av gnejsgranit ingår även epidot bland plagioklasens omvandlingsprodukter.

I den gnejsgranit, som fått nya eller omkristalliserade ögon under inverkan av den yngre granitens magma, har mikroklinen ibland klätts i ett tunt skal av plagioklas. Ögat har, som man säger, blivit mantlat. Denna struktur förekommer inte i den yngre ögonförande graniten själv men däremot i den 100 miljoner år yngre Filipstadsgraniten i västligaste Bergslagen.

Nära det stora ytbergartsstråket i väster innehåller gnejsgraniten ibland halvassimilerade partier av leptit och metagråvacka, t. ex. öster om Långsvan. Här har också på några ställen starkt förskiffrad gnejsgranit av lösningar omvandlats till glimmerskiffer, särskilt ÖNÖ om Nibbarsbo, norr om Kolsva. Norr om Solmyra, nära Långsvan, har lokalt cordieritaggregat i stort antal bildats vid omvandling av gnejsgranit med diffusa leptitrestor (bild 9).



Bild 10. Uppspjälkad gång av intraorogen metabasit i granulerad och omkristalliserad gnejsgranit. Skala 1:8 – 11. Södra delen av Hägerstalund (1d). Foto förf. 1973.

Fig. 10. Dislocated dike of intraorogenic metabasite in disintegrated and recrystallized gneiss-granite. Scale 1:8 – 11.

6. GÅNGMETABASIT

Inom den mellansvenska svekofenniska regionen finns gångar av småkorniga basiska eruptivbergarter, som slår igenom gnejsgraniten men är äldre än berggrundens migmatitisering. Dessa gångar samlar sig i vissa trakter till svärmar, medan de är sällsynta i andra områden, t. ex. inom kartbladet Västerås SV. De enstaka gångar, som förekommer här, har dessutom påverkats starkt av den sensvekofenniska tektogenesen (bild 10).

Gångmetabasitens huvudmineral är plagioklas, hornblände och biotit. Kvarteret ingår i varierande och vanligen ganska små mängder.

7. MIGMATIT, GRANIT OCH PEGMATIT

Under den andra fasen av svekofennisk tektogenes, i sensvekofennisk tid, förändrades den nu blottade berggrunden starkt under inverkan av tryck, värme, nybildade kiselsyrarika lösningar och, mot slutet, även granitiska magmaintrusioner. Omkristallisation skedde i regel. Stora kristaller, ögon, av mikroklin nybildades eller återuppstod ur krossade äldre ögon, i synnerhet ovanför större magmaintrusioner (bilderna 7 och 8). Under kemiskt och fysikaliskt gynnsamma förhållanden uppkom omvandlingsmineral sådana som granat och cordierit (bild 9). Inom kartbladet finns dessa båda dock blott lokalt i väster och söder, där de växer igenom berggrundens tektoniska strukturer.

Nära de granitiska magmaintrusionerna löstes befintliga bergarter delvis upp, oftast längs strukturplan och skiktgränser. Där kristalliserade i stället pegmatit och granit, vanligen som ådror (ådergnejsbildning, se bild 4). På större djup ombildades det mesta av bergarterna till sura sekundärmagmor. Dessa steg på grund av sin relativa lätthet till högre lägen i jordskorpan och i stor utsträckning till den nivå, som utgör våra dagars bergyta. Där kristalliserade de till granit och pegmatit, ibland med spöklika rester av ursprungsbergarterna (bild 11) och någon gång med kristaller av mineral som antyder ursprunget, t. ex. turmalin i pegmatit med gråvacka som moderbergart.

Upplösningen koncentrerade sig till de befintliga bergarternas kalium-, natrium- och kiselsyrarika mineralkomponenter, medan det mesta av bergarternas basiska beståndsdelar blev kvar i form av slamsor och andra fragment rika på mafiska mineral, främst biotit.

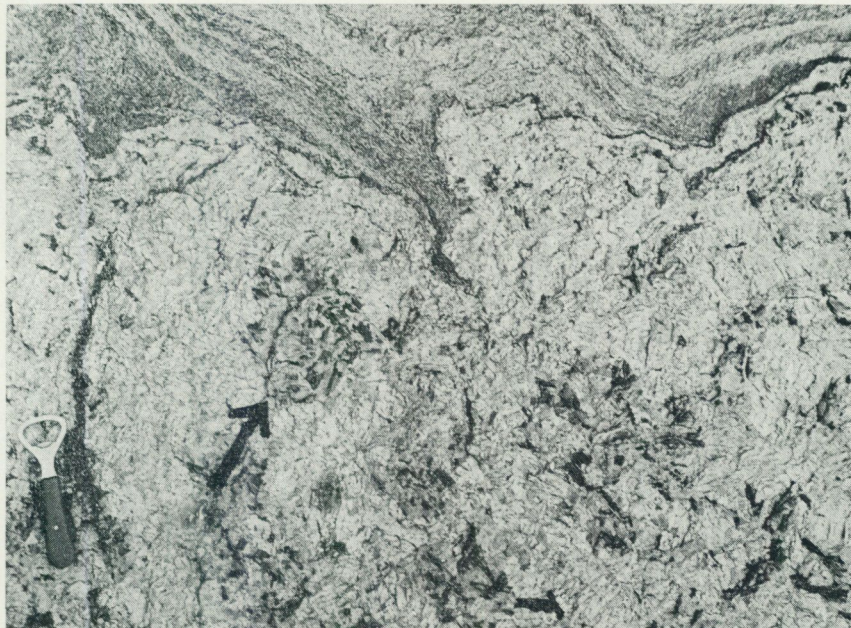


Bild 11. Pegmatit med starkt förgrovad rest av sedimentbergart (pilen) och i kontakt med gnejsomvandlad gråvacka. (Jfr bild 4.) Skala 1:5. 1 250 m sydöst om Vitmossens triangelpunkt (0a). Foto förf. 1972.

Fig. 11. Pegmatite bordering on gneissic metagraywacke and containing a strongly recrystallized remnant of sedimentary rock (arrow). (Compare Fig. 4.) Scale 1:5.

Nära de djup, där upplösningen till sekundärmagmor ägde rum, uppkom blandbergarter, migmatiter. I dessa bildar rester av ursprungsmaterialet en mosaik av slamsor och bitar i nykristalliserad bergart, t. ex. gråvackegnejs i pegmatit. (Jfr bild 11.)

Ju längre upp i jordskorpan de sekundära magmorna nådde, desto svagare omvandlingar av sidostenen förmådde de åstadkomma. Smärre magmaportioner samt restlösningar från magmor kristalliserade till gångar längs sprickor och släppor (bild 12), större magmaportioner sårade berggrunden längs svaghetszoner så att de kunde stelna till massiv. (Se berggrundskartan.) Minst inflytande på sidostenen hade de smärre magmaportionerna, mest inflytande de stora magmorna.

De orogenavslutande bergarterna har sammanfattats under benäm-

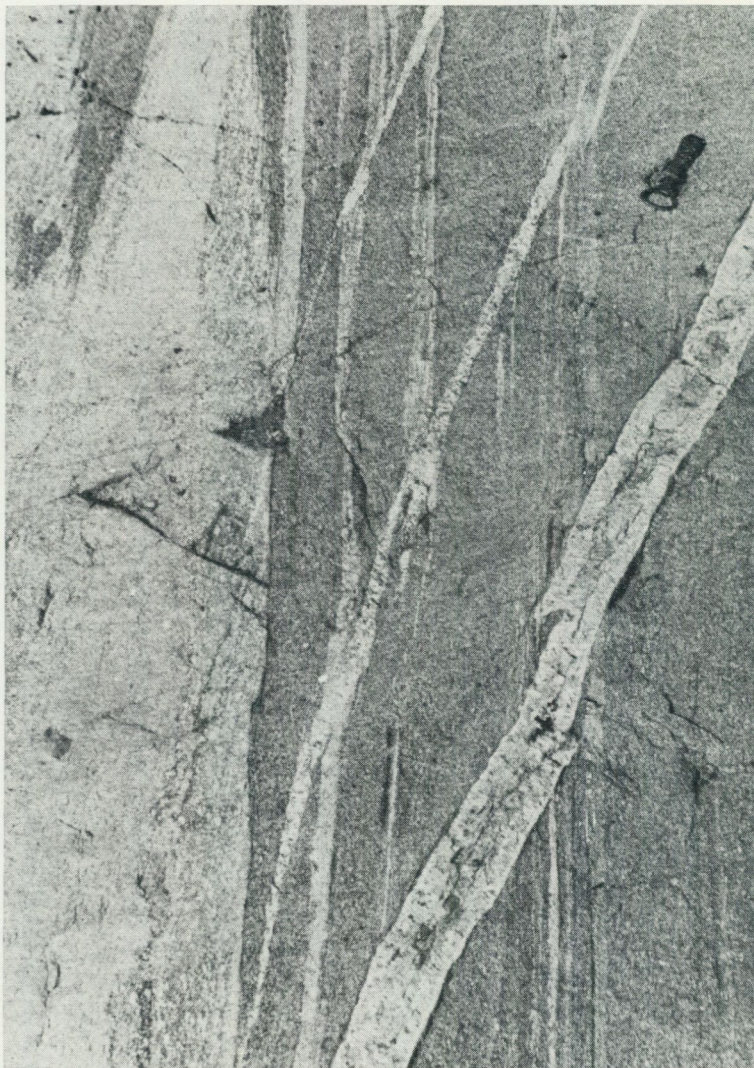


Bild 12. Granulerad och omkristalliserad gnejsgranit med ränder och genomslag av granit och pegmatit. Skala 1:8—11. Södra delen av Hägerstalund (1d). Foto förf. 1973.

Fig. 12. Disintegrated and recrystallized gneiss-granite penetrated and intruded by granite and pegmatite. Scale 1:8—11.



Bild 13. Granit med ojämnt fördelade, större mikroklinkristaller. Skala 3:10. 400 m ÖNÖ om Hellminstorpet (2d). Foto förf. 1975.

Fig. 13. Granite with scattered microcline augen. Scale 3:10.

ningen serorogena, efter det latinska ordet serus, sen. De har även kallats palingena, pånyttfödda, eftersom deras magmor väsentligen torde ha hämtat sitt material ur den befintliga berggrunden.

Viktigast bland kartbladets serorogena bergarter är graniten. Huvudformen, en rödgrå till röd, övervägande grovkristallinisk och mer eller mindre utpräglad mikroklinporfyrisk granit (bild 13), bildar ett stort massiv i kartbladets mellersta och nordöstra delar. Här har utförts geofysiska undersökningar, som redovisas längre fram i kartbladsbeskrivningen. Dessa visar en randzon med hög magnetisering och en kärna med lägre magnetisering (bild 22, s. 39). Randzonen utgörs av en nästan genomgående grovporfyrisk granit, medan massivets inre delar kännetecknas av en varierande och ofta låg frekvens av mikroklinögon (bild 13). Där finns även partier av en övervägande medelkornig granit. I sydöstra delen av det angränsande kartbladet Lindesberg SO ådrar i ett annat massiv ögonfattig granit på sina ställen genom ögonrik och har följaktligen en något lägre ålder. Detta

innebär att randzonen inom det geofysiskt undersökta massivet skulle ha bildats tidigare än kärnan.

Ännu ett stort massiv av ögongranit sticker in en flik vid norra bladkanten, och i söder har de geofysiska undersökningarna givit belägg för att ett tredje massiv breder ut sig under gnejsgraniten. Ett stråk av gnejsgranit rik på sekundära och serorogent omkristalliserade mikroklinögon (bilderna 7 och 8) finns också i detta område, liksom partier av migmatitiserad gnejsgranit. De geofysiska indikationerna bestyrks sålunda av de geologiska förhållandena.

Inom kartbladet förekommer dessutom talrika småmassiv och gångar av granit (bild 14). Bergarten är här jämnt medel- eller småkornig. Ojämnkornig granit bildar ofta ådror och oregelbundna partier i migmatitiserad gnejsgranit.

Ögongraniten har efter ett stort massiv i väster fått namnet Fellingsbrogranit och karakteriseras av upp till 7 cm långa, till stor del rektangulärt lådformade mikroklinkrystaller. Ögonen är oftast tämligen jämnt fördelade men kan också uppträda i svärmar eller strövis (bild 13). Grundmassan är grov- till medelkornig. Halten av mikroklin ligger väsentligt under den, som gäller för bergarten i dess helhet. Grundmassans mineralsammansättning exemplifieras av analysen i tabell 2, där dock halterna av mikroklin och titanit inte är representativa. Provet har tagits nära en kontakt mot gnejsgranit, och material ur denna bergart kan följaktligen ingå. Normalt saknar grundmassan titanit och innehåller mer mikroklin.

Kännetecknande för graniten i särskilt de stora massiven är en liten halt av fluorit (flusspat). Fluoren är ett av de smältpunktsnersättande ämnen (mineralisatorer), som verksamt bidragit till granitmagmans uppkomst ur den äldre berggrunden. Fluoriten har kristalliserat sent och är följaktligen koncentrerad till sprickor, som öppnats i slutskedet av granitmagmans stelning.

Av stort intresse är den svaga parallellstruktur, som kan skönjas i de stora granitmassiven och som huvudsakligen följer massivens gränser mot omgivande berggrund. Denna struktur framträder som en parallellorientering av de rektangulärt lådformade mikroklinögonen och kan ha bildats antingen genom riktat tryck under intrusionen eller som en följd av magmans rörelser (flytstruktur). I det senare fallet skulle mikroklinögonen ha kristalliserat innan magman nått sin slutliga plats i berggrunden, och magman skulle ha bildat en kristallgröt. Denna uppfattning bestyrks av granitens utseende invid kontaktarna mot sidostenen. Här saknas den för många

stelnande magmor karakteristiska, finkorniga, genom snabb avkylning bildade randbergarten. Graniten är i stället lika grovt porfyrisk som i massivets centrum. En sådan kristallisation kan dock även ske, om angränsande bergarter haft en relativt hög temperatur vid intrusionen.

De geofysiska undersökningar, som redovisas längre fram i denna beskrivning, talar för en utbredning i sidled av ögongraniten från en tillloppskanal, likt hatten på en svamp. En sådan intrusivkropp har utanför tillloppskanalen flack eller horisontell begränsning mot sidostenen. Mätningar av foliationen runt det stora granitmassivet i kartbladets centrala och nordöstra delar visar dock, att kontakten mot omgivande gnejsgranit oftast står brant. Följaktligen har graniten här tagit plats genom att dom- eller kupolformigt böja upp befintlig berggrund, så som gäller för batoliter och diapirer (Lundegårdh 1967, Sorgenfrei 1971, Stephansson 1974). Enligt de geofysiska mätningarna smalnar intrusionskroppen mot djupet och bildar följaktligen en diapir. Böjningen av den äldre berggrunden förutsätter en viskositetssänkning genom stark upphettning och partiell upplösning av de ingående mineralen. Detta innebär så höga temperaturer att granitens grova mikroklinögon kan ha kristalliserat i sina slutliga lägen ända fram till massivets kontakt mot sidostenen.

Kartbladets pegmatit är vanligen röd eller rödgråvit. Bergarten bildar dels ådror (bild 4, s. 14) och större massor (bild 11), dels gångar (bild 12). Såväl massiven som gångarna visar ofta en uppdelning av huvudmineralen i marginal fältspat och central kvarts (bild 12). Fältspaten utgörs främst av röd eller rödlätt mikroklin (bild 15), men även vit oligoklas förekommer. Kvartsen är i regel vit (mjölkkvarts: bild 15). Glimmer finns i växlande mängder och saknas ibland. Både muskovit och biotit är representerade.

Två huvudtyper av pegmatit uppträder inom kartbladet: en kvartsrikare och en kvartsfattigare. Den senare innehåller blott mellan 15 och 20 % kvarts. Den största förekomsten ligger mellan 3 och 4 km SSV om Kolsva, nära kartbladets västra kant, och har brutits under många år. (Se s. 34.) Här innehåller pegmatiten de sällsynta mineralen beryll och krysoberyll. Dessutom finns i fyndighetens västligaste del omvandlade partier av grå gnejs rika på mörkt brunviolettera granatkristaller, som kan bli upp till 5 cm stora, samt med varierande halter av sillimanit, järnglans, magnetit, topas, samarskit och molybdenglans (Hjelmqvist 1944). Den starkt underordnade mjölkkvartsen har samlats till centrala partier av växlande storlek. (Jfr bild 15.)



Bild 14. Gång av småkornig granit genom kvartsfattig pegmatit. Graniten innehåller kvartslätkta snedslag. Skala 1:5–6. 750 m NNV om Rytartorpet (0a). Foto förf. 1972.

Fig. 14. Dike of fine-grained granite in microcline-dominant pegmatite. The granite is traversed by joints filled with late quartz. Scale 1:5–6.

Som redan den varierande petrografen antyder, har kartbladets granit och pegmatit bildats under en betydande tidsrymd, kanske ett tiotal miljoner år. Granit slår följaktligen genom pegmatit och tvärtom (bild 14), liksom en yngre granit, eller pegmatit, på sina ställen trängt in i en äldre. Welin och Blomqvist (1964) har bestämt genomsnittsåldern av ett antal sensvekofenniska pegmatiter till 1 810 miljoner år.

Med de serorogena graniterna och pegmatiterna började en serie av magmaintrusioner, alla med ursprung från djupt i jordskorpan uppsmälta delar av den svekofenniska berggrunden. Som framgått ur det föregående, var de serorogena magmorna vattenrika och gav följaktligen upphov till stora mängder av pegmatitbildande lösningar. Restlösningar av kiselsyra i vatten stannade under lång tid kvar i berggrunden och fyllde öppnade sprickor med kvarts. (Jfr bild 14.)

De postorogena magmorna innehöll vida mindre vatten än de seroro-



Bild 15. Kvartsrikt parti i mikrokliindominerad pegmatit. Skala 1:3. Kolsva fältspatgruva (1a). Foto förf. 1968.

Fig. 15. Quartz and microcline in pegmatite. Scale 1:3.

gena, och pegmatiter är därför ovanliga i anslutning till postsvekofennisk granit, t. ex. Filipstads- och Rätangranit. I gengäld uppträder inte sällan hornblände, som i sensvekofennisk granit utgör en raritet.

8. POSTSVEKOFENNISKA OMVANDLINGAR

I Skandinavien berggrund var tiden från slutet av svekofennium och fram till kambrium övervägande lugn. I dalslandisk tid, mellan 900 och 1 400 miljoner år tillbaka, inträffade dock en tektogenes, som kallas den svekonorvegiska. I Sverige har denna tektogenes väsentligen berört de sydvästra delarna av landet. De viktigaste vittnesbörderna är Dalformationens veckning väster om Väneren och de långa förskiffringszonerna framför allt i Värmland men även förbi Vättern genom Småland söderut till östra Skåne. En regional mineralomvandling ägde också rum under tektogenesen, varigenom berggrundens kaliumargonåldrar omställdes till värden mellan 925 och 1 110 miljoner år (Magnusson 1960, Lundegårdh 1976).

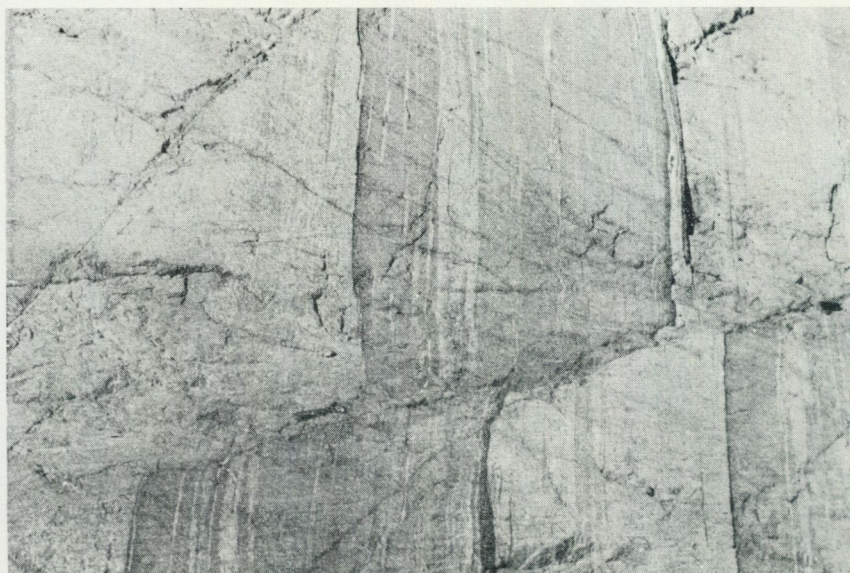


Bild 16. Förkastning i skjuvgranulerad och omkristalliserad, inhomogen gnejsgranit. Skala 1:10. Södra delen av Hägerstalund (1d). Foto förf. 1973.

Fig. 16. Fault in sheared, disintegrated and recrystallized, inhomogeneous gneiss-granite. Scale 1:10.

Inom kartbladet har svekonorvegiska rörelser av väsentlig omfattning skett endast i väster, längs den mot NNV orienterade skjuvzonen genom Kolsva. Rörelserna har drabbat alla bergarter utom diabasen, vilken följaktligen redan av tektoniska skäl kan klassificeras som sen- eller postdalslandisk. (Se vidare nedan.)

En sen sprickbildning har också iakttagits inom kartbladet, och ibland har sprickorna läkts av kvarts (bild 14). Längs några sprickor har små förkastningar ägt rum (bild 16). Åldern av sprickorna, kvartsläkningen och förkastningarna har inte kunnat fastställas.

9. DIABAS

De flygmagnetiska mätningarna inom kartbladet har avslöjat ett stråk av diabas från trakten mellan Köping och Munktorp i söder till terrängen NNÖ om Långnälasjön i norr. Denna diabas är blottad endast i några små

hällar 1 km sydöst om Draktorpet, drygt 6 km norr om Odensvi kyrka. Dess magma har trängt upp längst brant stående sprickor med strykning mot NNV. Sprickornas riktning överensstämmer med orienteringen av regionens svekonorvegiska skjuzoner.

Knappt 2 km ÖNÖ om Kolsva kyrka, nära sydöst om landsvägen mot Lundbysjön, finns en 3 dm bred gång av svart tättkornig diabas, som stryker N 40°V och stupar 80° mot NÖ.

I kartbladets östligaste del har registrerats en magnetisk anomali av sådan karaktär, att man även här borde vänta sig att finna en diabasgång. Någon sådan har dock inte upptäckts under karteringen. Diabasen sydöst om Draktorpet är mörkgrå och medel- till finkornig. Dess huvudmineral är plagioklas (andesin eller labrador) och klinopyroxen, medan olivin saknas (tabell 1). Både plagioklasen och pyroxenen har delvis omvandlats. Aggregat av sericit och epidot finns därför rikligt i plagioklasen, medan pyroxenen innehåller biotit, hornblände och klorit. Biotit har också bildats mot slutet av magmans ursprungliga kristallisation, samtidigt med de icke obetydliga mängder av kvarts, som förekommer i bergarten. I övrigt innehåller diabasen malm och apatit.

Diabasen vid Draktorpet skiljer sig från regionens olivinförande diabas ej blott genom sin mineralsammansättning utan även genom gångens orientering. Den olivinförande diabasen finns så nära i söder som inom kartbladet Eskilstuna NV (Lundegårdh 1974) och stryker i öst–väst. Mest känd är den stora Hälleforsgången i mellersta Södermanland (Krokström 1936).

Patchett (1978) har radiometriskt undersökt rubidium-strontiumförhållandet i dels öst–västdiabas från Södermanland, dels NNV-diabas från Dalarna och Södermanland. Den förra har åldrar mellan 1 500 och 1 550 miljoner år, den senare åldrar mellan 900 och 1 000 miljoner år. De radiometriskta undersökningarna bestyrker således den geologiska skillnaden mellan de båda gångsystemen och visar, att de yngre gångarna är sendalslandiska, ser- till postorogent svekonorvegiskt intruderade.

Utöver de nu nämnda diabaserna finns i mellersta Sverige även lagergångar och nordnordvästligt orienterade matargångar av olivindiabas, vilka sammanfattats under namnet Åsbydiabas. Rubidium-strontiumåldern av dessa är enligt Patchett (1978) 1 200–1 250 miljoner år.

10. BERGGRUNDENS TEKTONISKA UTVECKLING

Den tektoniska kartan återger med fina röda linjer ett stort antal smala sprickzoner, av vilka en del iakttagits direkt i terrängen men de flesta endast på flygbilder. Oftast stupar sprickzonerna brant.

Breda sprickzoner har utmärkts genom grövre, streckade linjer. Dessa zoner framträder topografiskt och har delvis betingats av rörelser i berggrunden. Särskilt gäller det senare för zonen genom västra delen av Kolsva, vilken omges av förskiffrade bergarter.

Kartan innehåller vidare alla de iakttagelser av skiffrihet och stänglighet, som gjorts under fältarbetena. De fåtaliga diabasgångarna har fått särskilda beteckningar.

Den tektoniska omvandlingen av kartbladets berggrund har huvudsakligen orsakats av spänningsutlösningar i prekambrisk tid. Bergarternas skiffrihet och stänglighet härrör från den svekofenniska tektogenesen, som var i verksamhet mellan 1 800 och 2 000 miljoner år tillbaka. Skiffriheten har i några zoner dessutom påverkats av den svekonorvegiska tektogenesen för 950–1 250 miljoner år sedan.

I olika delar av den mellansvenska svekofenniska regionen har iakttagits två veckningar, en äldre F_1 med nära nog vågräta axlar riktade mot N–NNV eller S–SSÖ, och en yngre F_2 med axlar i flacka till vertikala lägen men oftast orienterade mot ÖNÖ–ÖSÖ (Lundegårdh 1967, Stålhös 1969, Koark 1973, Lundegårdh 1974, Lundström 1974, Stålhös 1976). Den äldre veckningen har skett före och under, den yngre veckningen efter gnejsgranitens tillkomst. I mellersta Bergslagen synes branta stupningar vara vanligast vad gäller den andra veckningens axlar (Koark 1973, Lundegårdh 1974).

Den sensvekofenniska veckningen, F_2 , och den därav betingade bildningen av ådergnejs har påverkat det tektoniska mönstret, om än ej alls så starkt som i sydligare trakter. De större granitmassorna har däremot haft en ganska stor tektonisk betydelse genom att plastiskt tränga undan de äldre bergarterna med deras strukturer och ta plats i form av diapirer. På så sätt har strykningar och stupningar ofta fått nya orienteringar.

I kartbladets västra del har berggrundens strukturella mönster huvudsakligen bestämts av den äldre veckningen, F_1 , och därigenom fått en orientering mot NNV. Som den tektoniska kartan visar, slingrar dock skiffriheten och stängligheten ofta. Strukturerna har följaktligen påverkats av senare händelser i berggrunden, dels gnejsgranitens tillkomst, dels

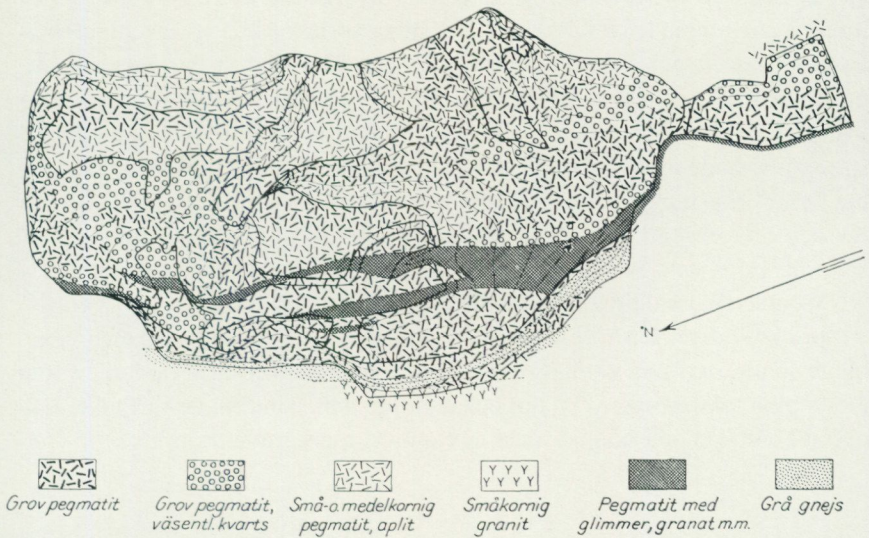


Bild 17. Kolsva fältspatbrott enligt gruvkartan från år 1937 och undersökningar av Hjelmqvist (1944).

Fig. 17. The Kolsva pegmatite quarry according to Hjelmqvist (1944).

den yngre veckningen, F_2 , med åtföljande migmatitisering, dels, slutligen, bildningen av granitdiapirer.

Gnejsgranitens magmor har spjälkat upp veckbenen av ytbergarter i väster och klämt isär stråket kring sjön Lillsvan. Samtidigt har dock gnejsgraniten själv drabbats hårt av veckningen i dess sista skede, folierats, och i viss utsträckning glimmerskifferomvandlats.

Den yngre svekofenniska veckningen har i förening med en termalt betingad uppmjukning och migmatitisering orsakat de flesta vindlingarna av berggrundens strukturer, medan den stora granitdiapiren i kartbladets centrala och nordöstra delar böjt av angränsande strukturer till parallellitet med kontakterna. Så har ett sammansatt men genom omkristallisation läkt och bergmekaniskt därför ofta gynnsamt strukturmönster kommit till utveckling.

Sämst ur bergmekanisk synpunkt är berggrunden där den i postsvekofennisk tid utsatts för störningar, som gett upphov till helt eller delvis oläkta sprickor och rörelsezoner. Särskild uppmärksamhet tilldrar sig den svekonorvegiska skjuvzonen förbi Kolsva i kartbladets västligaste del. Denna

har dock i viss utsträckning läkts genom nykristallisation av mineral och lokalt även genom mylonitisering. Uthålliga sprickor och sprickzoner förekommer talrikt och framträder ofta topografiskt. Endast det stora granitmassivet i kartbladets centrala och nordöstra delar visar lägre sprickfrekvens. Här dominerar den tektoniska bilden av branta svekonorvegiska sprickor riktade mot NNV och NÖ. Enligt de geofysiska undersökningarna har små förkastningar utlösts längs flera av dessa sprickor (bild 22, s. 39). Av den tektoniska kartan framgår att de uthålliga sprickorna och sprickzonerna bildar ett komplicerat mönster, där dock strykningar mot NV–NNV och NÖ är vanligast. Stupningarna är mestadels branta.

Sprickmönstret torde väsentligen ha anlagts i prekambrisk tid, men ytterligare sönderbrytning har ägt rum så sent som under tertiärperioden, genom den alpina tektogenesen, vilken också höjde den skandinaviska fjällkedjan upp till 1 000 m och skapade dess nuvarande, markerade profil.

11. NYTTOSTEN

Berggrunden inom kartbladet Västerås SV har ringa ekonomiskt värde. Malmer saknas, och av bergarterna har endast pegmatiten brutits som industriråvara. Främst har kalifältspat utvunnits men dessutom en del kvarts och mindre mängder av berylliummineral. Brytningen började år 1894 i en bergkulle nära söder om Rotsjön, 3,5 km SSV om Kolsva järnverk (bild 17). Den nådde så småningom betydande djup (bild 18), och lönsamheten blev därigenom allt sämre. Under 1960-talet upphörde bergarbetena, men ur varphögarna (bild 19) skraddes fältspat in på 1970-talet med hjälp av bandtransportörer (bild 20). Stora mängder av varp har dessutom krossats till väggrus.

Näst efter Limbergsbo drygt 6 km SSV om Riddarhyttan är Kolsva den största fältspatgruvan i Sverige. Totalt producerades omkring 400 000 ton kalifältspat och 60 000 ton kvarts under den tid, då brytningen pågick. Dessa siffror svarar mot proportionerna mellan de båda mineralen i den fältspatdominerade pegmatiten. (Jfr s. 27.) Det sammanlagda uttaget av berylliummineral (90 % beryll och 10 % krysoberyll) belöper sig till 25 ton (Lundegårdh 1971).

Nära norr om landsvägen mellan Munktorp och Herrskog, 3,5 km ÖSÖ om Munktorps kyrka, har rödgrå, fin- till medelkornig granit brutits inom en yta av högst 15 kvm. Stenen torde ha använts till husgrunder.



Bild 18. Kolsva fältspatgruva: mittpartiet från öster. Foto förf. 1968.
Fig. 18. Part of the Kolsva pegmatite quarry.



Bild 19. Malverket och högar av utskrädd, delvis malen fältspat. Kolsva fältspatgruva. Foto förf. 1968.

Fig. 19. Crushed feldspar and permanent rock mill. Kolsva pegmatite quarry.

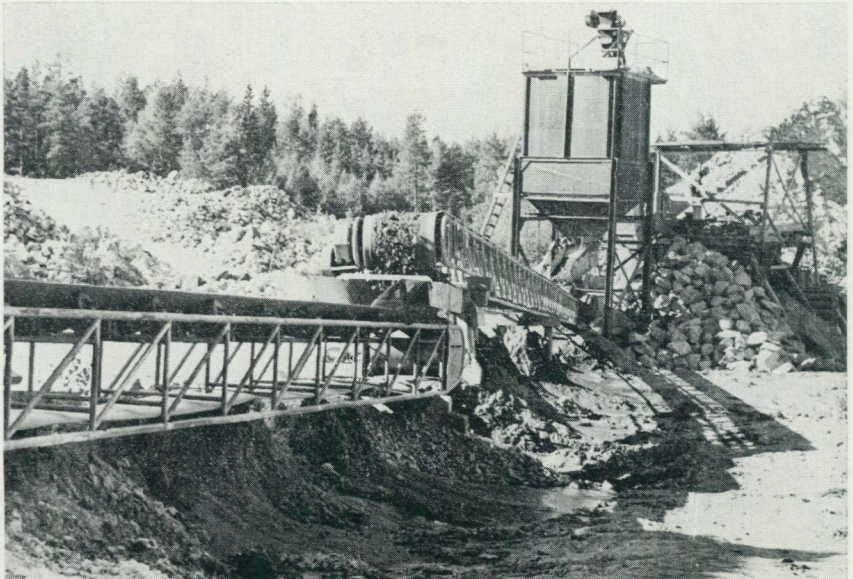


Bild 20. Bandtransportör och portabel kross. Kolsva fältspatgruva. Foto förf. 1968.

Fig. 20. Band conveyor and movable crushing-mill. Kolsva pegmatite quarry.

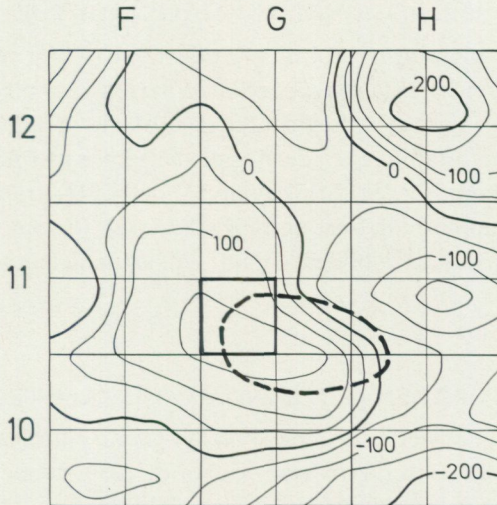


Bild 21. Regionalmagnetiska anomalier, vertikal komponent mätt på 3 000 m höjd av Canadian Dominion Observatories år 1965. Kartbladet 11C Västerås SV markerat medelst tjock ram.

Fig. 21. Magnetic vertical component measured at 3 000 m altitude. In the centre the map-sheet Västerås SV.

12. FLYGMAGNETISK TOLKNING

I det första preliminära undersökningsskedet görs en regional tolkningskarta över ett större område än det aktuella kartbladet. Tolkningen sker med avseende på anomalistruktur och anomalinivåer. Områden med parallella och kontinuerliga anomalier betecknas som bandade. Oregelbundet anomalimönster avser områden med diffus bandning, icke parallella band, osammanhängande band eller avsaknad av band. Diskordanta och enstaka uthålliga anomalier får gångliga beteckningar. I tolkningen bestäms även magnetiska kontakter, dislokationer och stupning. Alternativa lösningar ges för sammanbindning av anomalier.

Den slutliga flygmagnetiska tolkningskartan bygger inte bara på hållsusceptibilitetsmätningar och magnetiska mätningar i bergartsprover utan även på information från tyngdkraftsmätningar och geologiska observationer.

12.1. REGIONAL ANOMALISTRUKTUR

Flygmagnetiska mätningar utförda på hög höjd (3 000 m) av Canadian Dominion Observatories (1965) över Skandinavien visar att bladet Västerås SV ligger inom en positiv storregional magnetisk anomali på ca 200 gamma (bild 21). Sammanställning av de flygmagnetiska kartorna 11G Västerås SV, 10G Eskilstuna NV, 11H Enköping SV och 10H Strängnäs SV ger en avsevärt bättre upplösning över området (bild 22). Bladen visar en separat anomali, som streckats i bilden. Inom sydvästra delen av Västerås SV uppgår den till ca 450 gamma.

12.2. OMRÅDEN MED BANDAD ANOMALISTRUKTUR

Bandat anomalimönster är ytterst ovanligt inom kartbladet. Viss diffus bandning kan dock observeras inom västra delen av bladet. Denna bandning stämmer väl överens med leptitstråkets utbredning.

12.3. OMRÅDEN MED OREGELBUNDEN ANOMALISTRUKTUR

En fjärdedel av kartbladets yta upptas av en magnetiskt zonerad struktur. De inre delarna av strukturen har ringa eller ingen magnetisering. Styrkan ökar dock kontinuerligt mot den magnetiska kontakten. En liknande magnetisk anomali framskymtar i övre kanten vid 4 b-c. Större delen av kartbladet utgörs av omagnetiska strukturlösa områden pålagrade av den tidigare nämnda regionala magnetiska anomalin.

12.4. GÅNGAR

På den flygmagnetiska kartan framträder tydligt två olika gångriktningar, en NNV-lig och en nordlig. Gångarna utgörs av diabas och har en regional längdutsträckning (10–15 mil). Samma typ av långa ihållande gångar fortsätter västerut. De kan tydligt iaktas på de flygmagnetiska kartbladen Lindesberg och Filipstad.

12.5. DISLOKATIONER

Förutsättningen för tolkning av dislokationer på den flygmagnetiska kartan är magnetiska strukturer. Endast kartbladets norra och i viss mån västra delar medger sådan tolkning. Dislokationer med relativa förskjutningar



FLYGMAGNETISK TOLKNING

AEROMAGNETIC INTERPRETATION

BANDAT ANOMALIMÖNSTER
BANDED ANOMALY PATTERN

låg - måttlig magnetisering
low - intermediate magnetization

- tydlig bandning well defined banding
- diffus bandning diffuse banding

GÄNGLIKT ANOMALIMÖNSTER

DYKE LIKE ANOMALY PATTERN

MAGNETISKA DISLORATIONER

MAGNETIC DISLOCATIONS

- tydlig well defined
- regional utsträckning regional extension
- diffus diffuse

MAGNETISKA STUPNINGAR

MAGNETIC DIPS

- 70° stupning dip

OREGELBUDET ANOMALIMÖNSTER
IRREGULAR ANOMALY PATTERN

magnetisering
magnetization

- mycket låg - låg very low - low
- låg low
- måttlig intermediate
- hög high

Bild 22. Flygmagnetisk tolkningskarta Västerås SV.

Fig. 22. Aeromagnetic interpretation map Västerås SV.

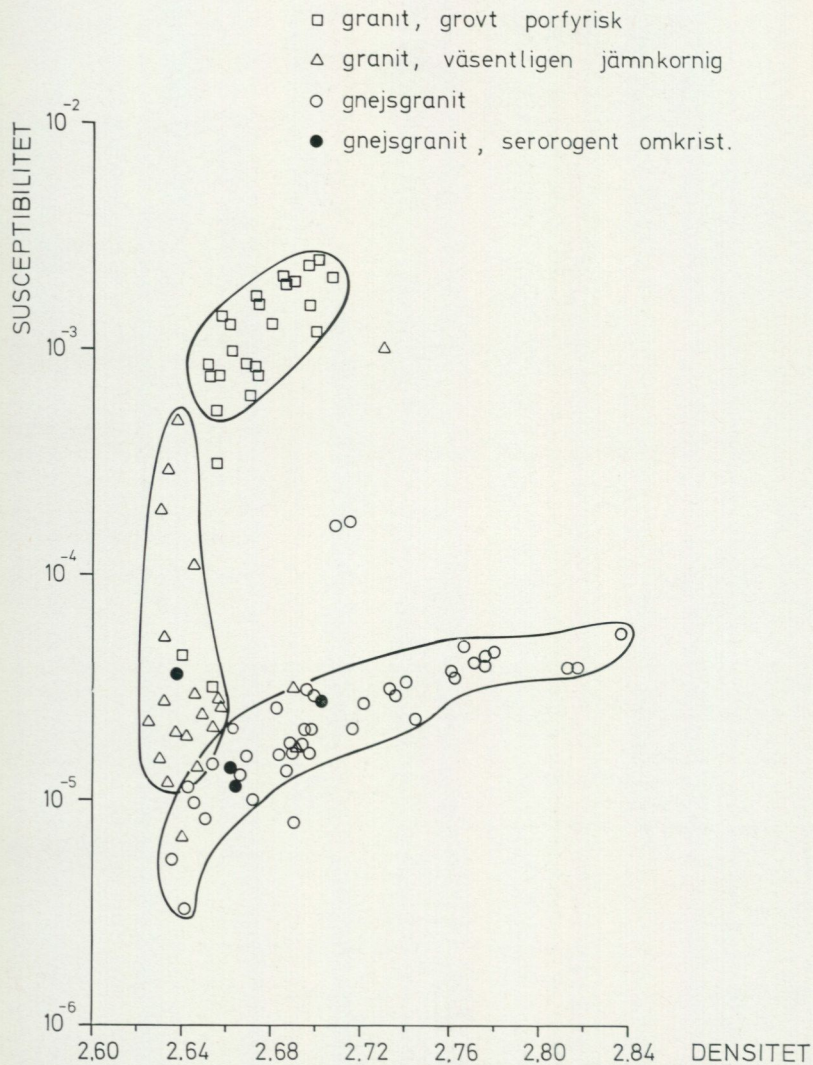


Bild 23. Susceptibilitet—densitetsdiagram, gnejsgranit och granit.

Fig. 23. Susceptibility—density diagram, gneiss-granite and granite.

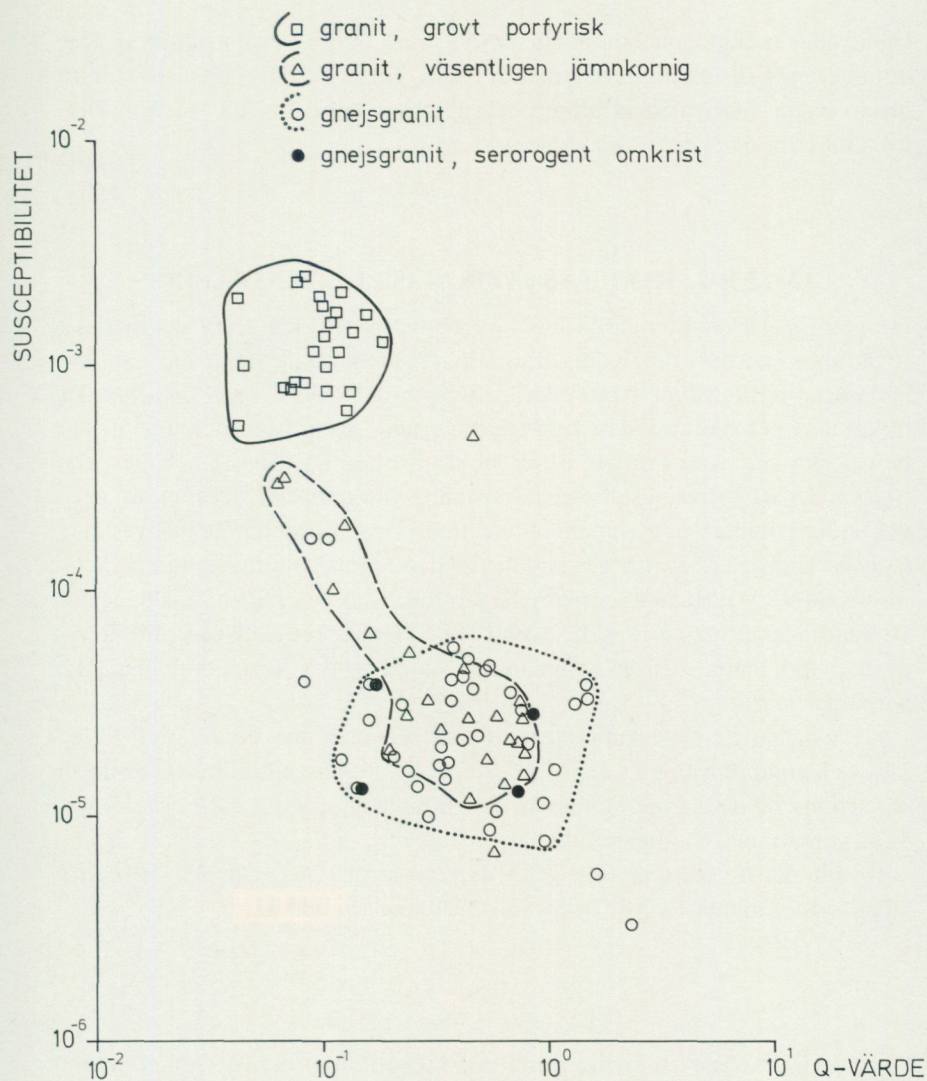


Bild 24. Susceptibilitet—q-värdesdiagram, gnejsgranit och granit.

Fig. 24. Susceptibility—q-value diagram, gneiss-granite and granite.

framträder tydligt runt kontakten av den stora magnetiska strukturen. Det dominerande dislokationssystemet är NNV-ligt och NNÖ-ligt. Det största observerade relativa förskjutningsbeloppet har uppmätts till 0.7 km. Dislokationerna synes ej beröra gångarna.

13. BERGARTERNAS FYSIKALISKA EGENSKAPER

De petrofysiska mätningarna har koncentrerats till den stora magnetiska strukturen och dess omgivning. Inom kartbladets västra delar har vare sig hållsusceptibilitetsmätningar eller provtagning utförts. Den petrofysiska tolkningen behandlar endast bergarterna granit, gnejsgranit och diabas. De bergartsprover, som samlats in under de geologiska (50 st) och de geofysiska (53 st) karteringsarbetena, har mätts vad beträffar densitet, magnetisk susceptibilitet och remanent magnetisering. Orienterade prover har tagits av diabas (12 st) för bestämning av den naturliga remanenta magnetiseringen (NRM). Hållsusceptibilitetsmätningar har gjorts på 53 lokaler med 10 mätningar kring varje ställe, totalt 530. Tre stycken hållsusceptibilitetsprofiler har mätts med en sammanlagd längd av 3.1 km. Totalt har 212 mätningar utförts.

De magnetiska egenskaperna mätta på proverna har ett relativt fel av 2 % och en upplösning av ca 3×10^{-6} cgs. In-situ-susceptibilitetsmätningar har samma relativa noggrannhet men en upplösning av 2×10^{-5} cgs. Densiteten är mätt med en noggrannhet av 0.01 gcm^{-3} .

Resultaten av mätningarna ges i diagramform i bilderna 23–30 och i tabellform som medelvärde och standardavvikelse i tabell 3.

13.1. GNEJSGRANIT

Gnejsgraniten visar en tydlig trend på susceptibilitet-densitetsdiagrammet (bild 23). Densiteten varierar mellan 2.64 gcm^{-3} (granitisk sammansättning) och 2.84 gcm^{-3} (tonalitisk-kvartsdioritisk sammansättning). Susceptibiliteten varierar inom det paramagnetiska området från 3×10^{-5} cgs till 5×10^{-4} cgs. Förändringen i susceptibilitet och densitet i gnejsgraniten beror sannolikt på en ökning i andelen av mörka mineral. Gnejsgranit med tonalitisk-kvartsdioritisk sammansättning förekommer företrädesvis vid kartbladsgränsen i nordöst.

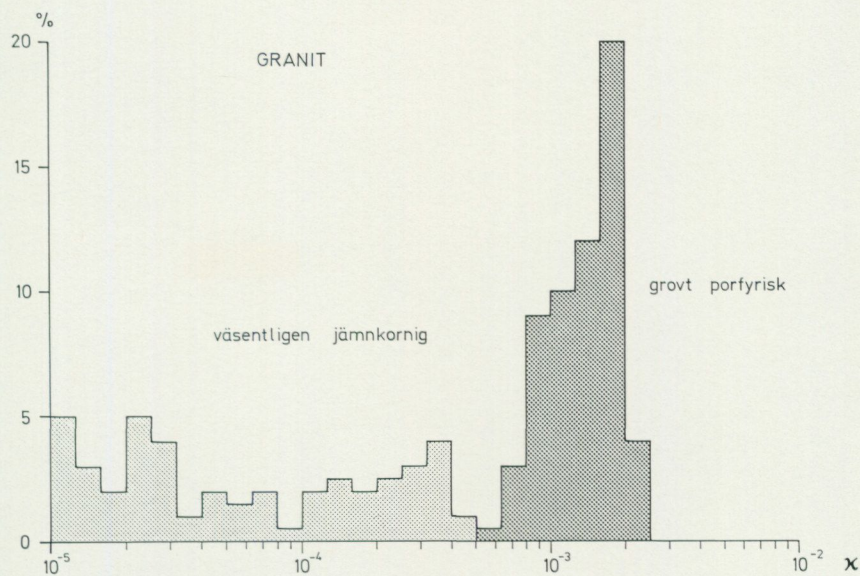
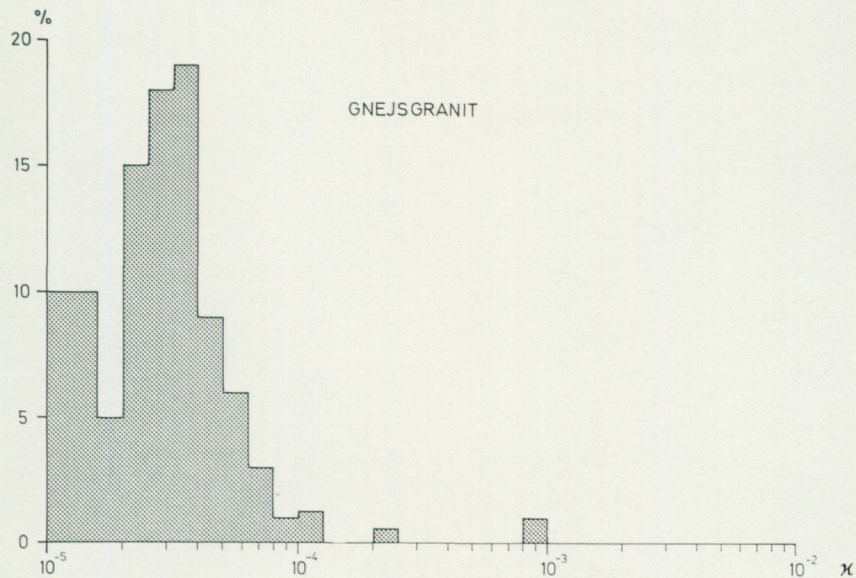
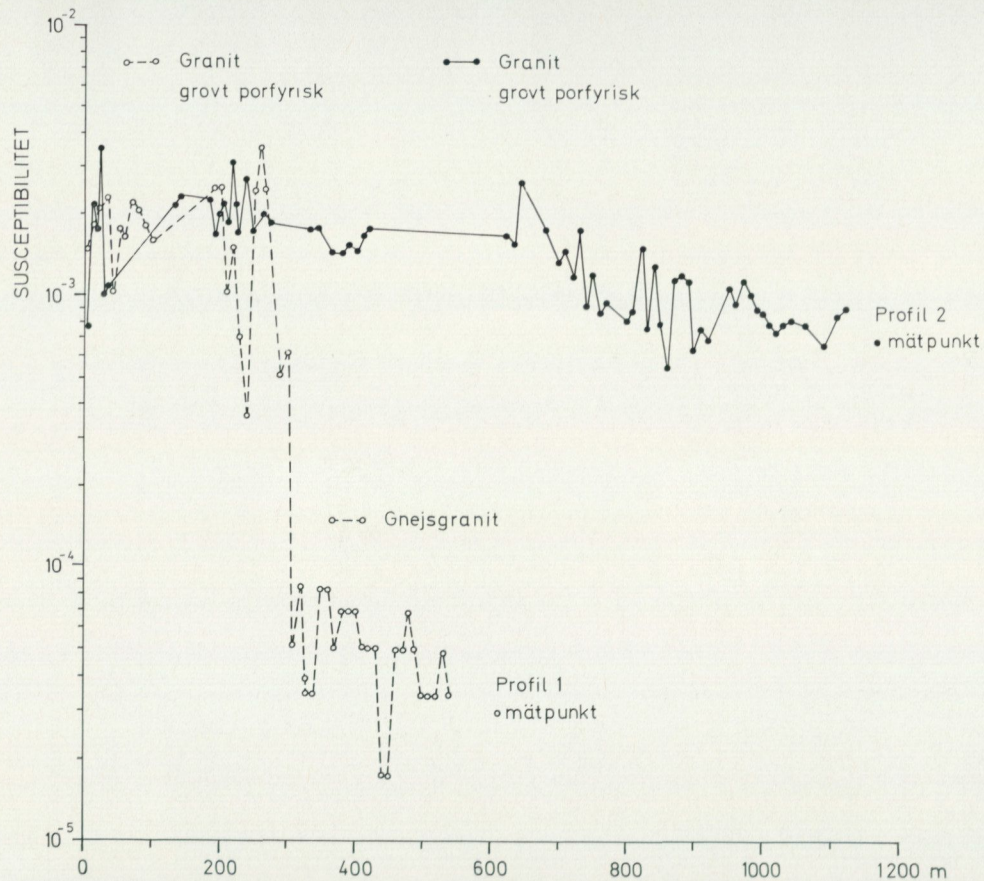


Bild 25. Hällsusceptibilitet, gnejsgranit och granit.

Fig. 25. *In situ* susceptibility, gneiss-granite and granite.



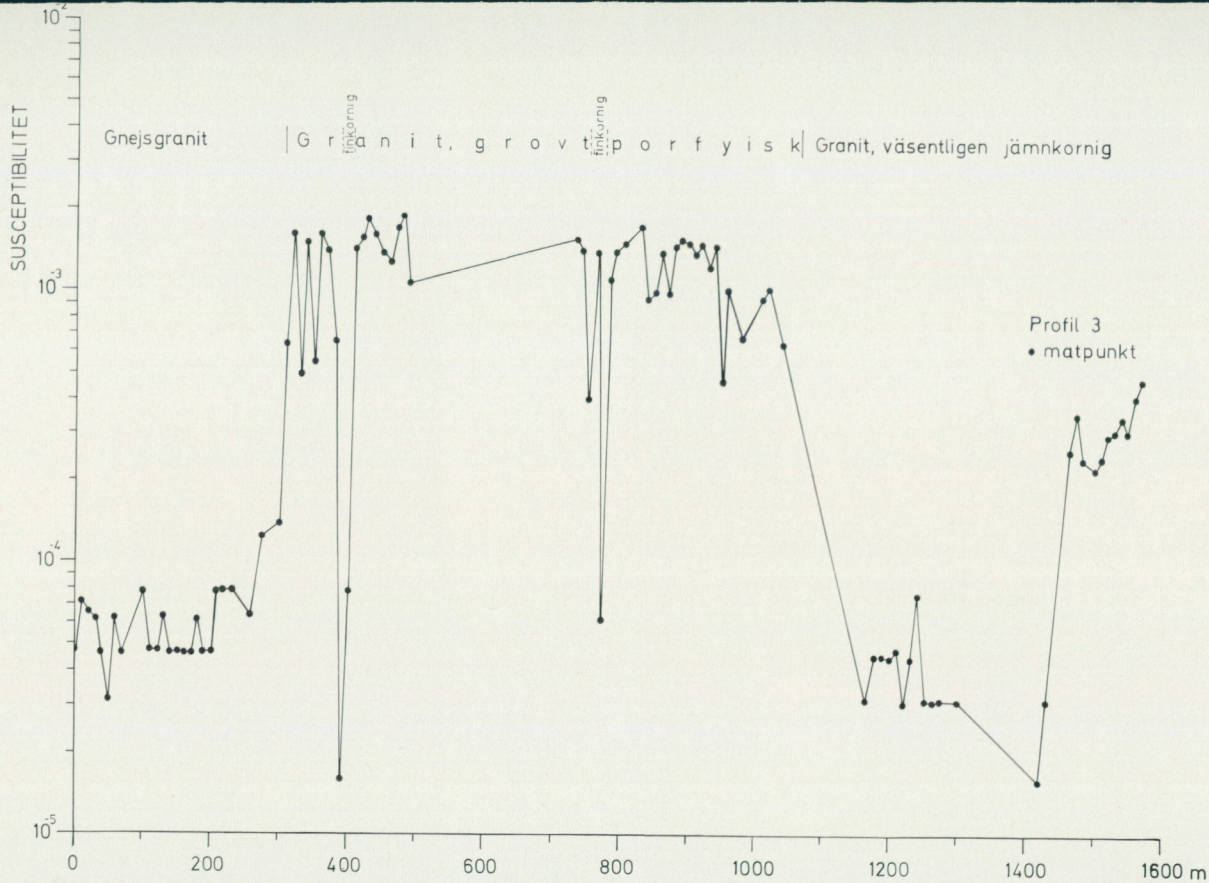


Bild 26. Hällsusceptibilitetsprofiler, gnejsgranit och granit. — Fig. 26. In situ susceptibility profiles, gneiss-granite and granite.

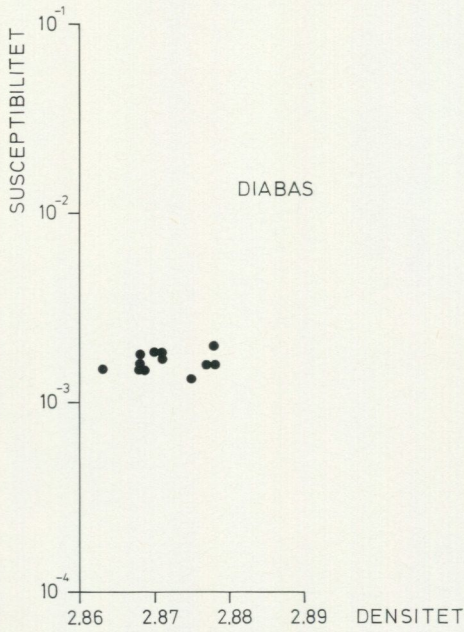


Bild 27. Susceptibilitet – densitetsdiagram, diabas.

Fig. 27. Susceptibility – density diagram, diabase and dolerite.

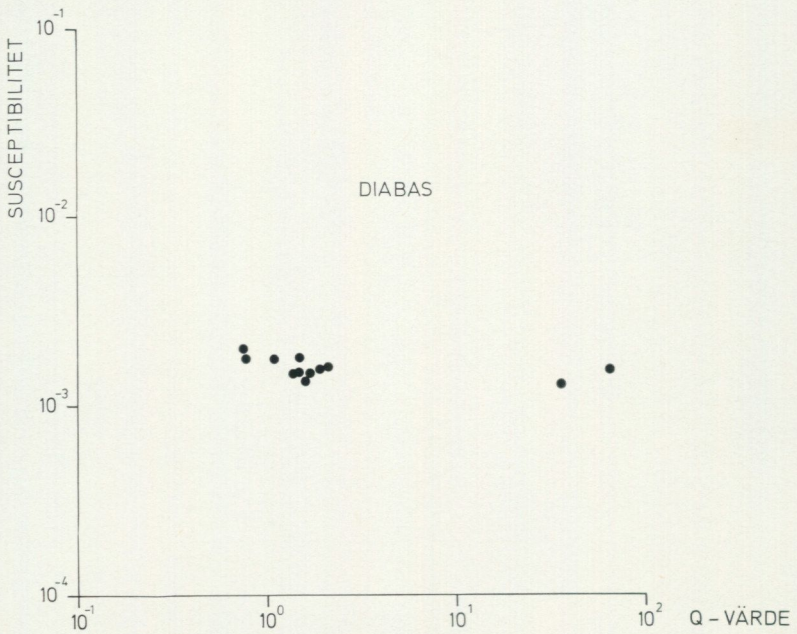


Bild 28. Susceptibilitet – q-värdesdiagram, diabas.

Fig. 28. Susceptibility – q-value diagram, diabase and dolerite.

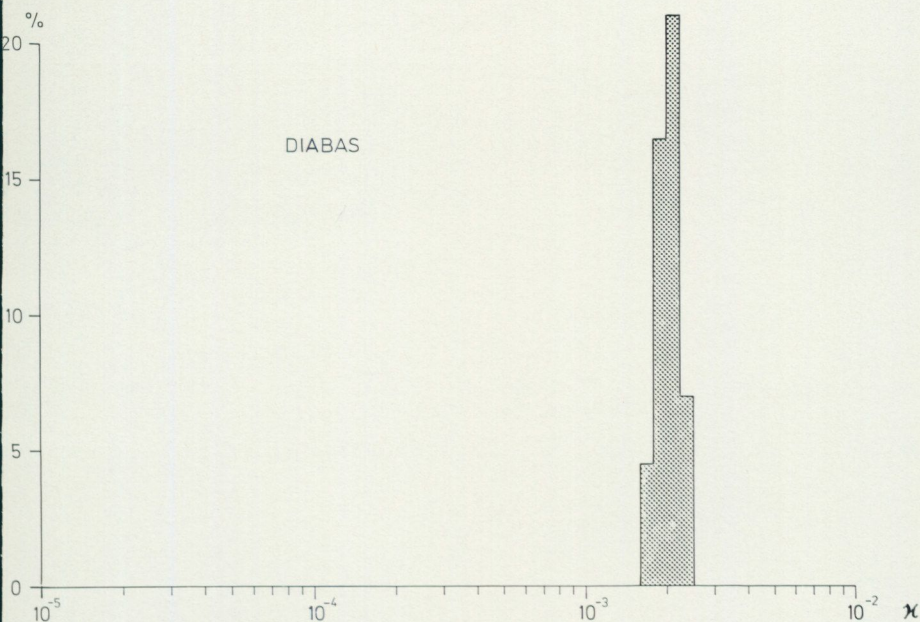


Bild 29. Hällsusceptibilitet, diabas.

Fig. 29. *In situ* susceptibility, diabase and dolerite.

13.2. GRANIT

Även graniten visar en tydlig trend i susceptibilitet-densitetsdiagrammet (bild 23). Granitens silikatdensitet ligger på 2.64 gcm^{-3} . Susceptibiliteten går från lägst 7×10^{-6} cgs till högst 3×10^{-3} cgs. Granitens grovt porfyrisk del är väl samlad i diagrammet. Den har största susceptibilitet och densitet. Susceptibilitetsprofilerna visar tydligt magnetihaltens avtagande från kontakten in mot granitens mitt. Susceptibilitet-q-värdesdiagrammet visar att den jämnkorniga delen av graniten har ungefär 5–6 gånger högre q-värde än den grovt porfyrisk del. Enligt pågående undersökningar av järnhalten i granit utförda av Sven Aaro (personl. medd.) beror de högre q-värdena sannolikt på halt av hematit.

13.3. DIABAS

Gångar av diabas är blottade endast på ett par ställen inom kartbladet. Norr om Draktorpet kan den största gången studeras nästan i hela sin

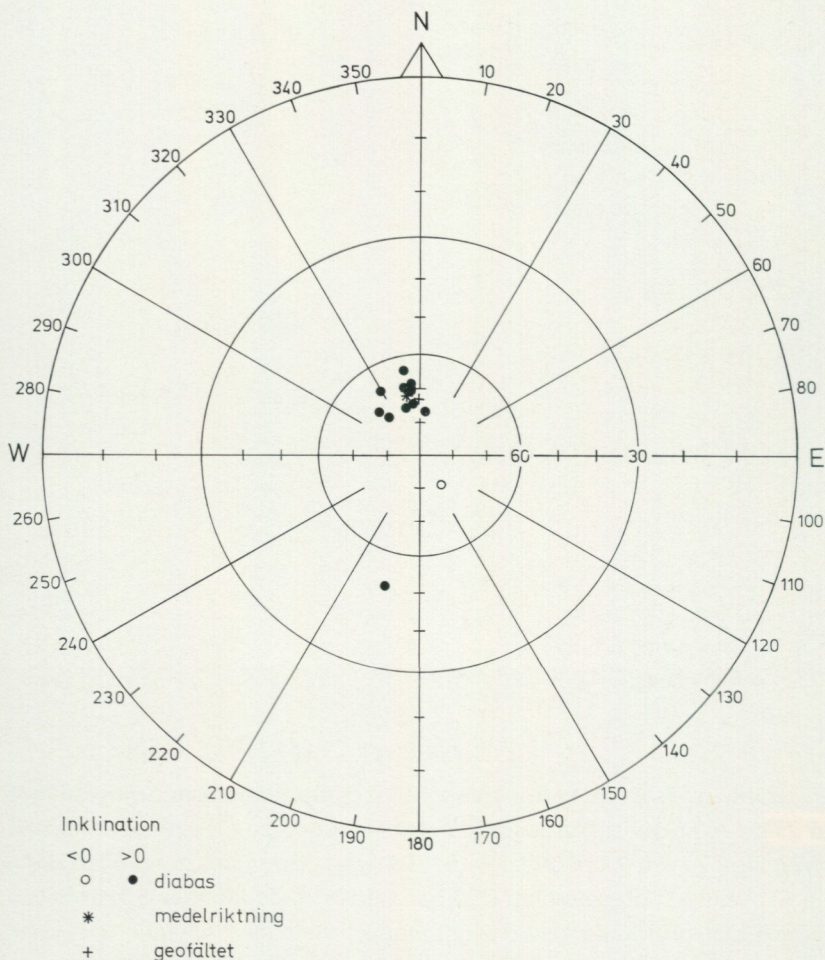


Bild 30. Remanensriktningar, naturlig remanent magnetisering (NRM).

Fig. 30. Directions of natural remanent magnetization (NRM).

bredd, ca 35 m. Där har 12 orienterade prover tagits över gången samt 20 hållsusceptibilitetsmätningar utförts. För bestämning av gångens bredd och stupning har även en markmagnetisk profil inmätts vid lokalen.

Susceptibilitet och densitet varierar i ytterst ringa grad tvärs över gången. Susceptibiliteten är hög, 2×10^{-3} cgs, men remanensen överväger, eftersom q -värdet i medelvärde är 1.5. Diabasens remanens visar deklinationen

-13 och inklinationen 72. En 95 % konfidenscirkel ger 2. Två prover i susceptibilitet-q-värdesdiagrammet har mycket högre q-värden än de övriga, som är väl samlade. Dessa båda prover har även en avvikande deklination och inklination. Detta kan med mycket stor sannolikhet bero på blixtnedslag, eftersom provtagningsplatsen topografiskt ligger något högre än omgivningen.

Diabasgången har en östlig stupning, som uppgår till $75^{\circ} \pm 5^{\circ}$.

14. GRAVIMETRISK TOLKNING

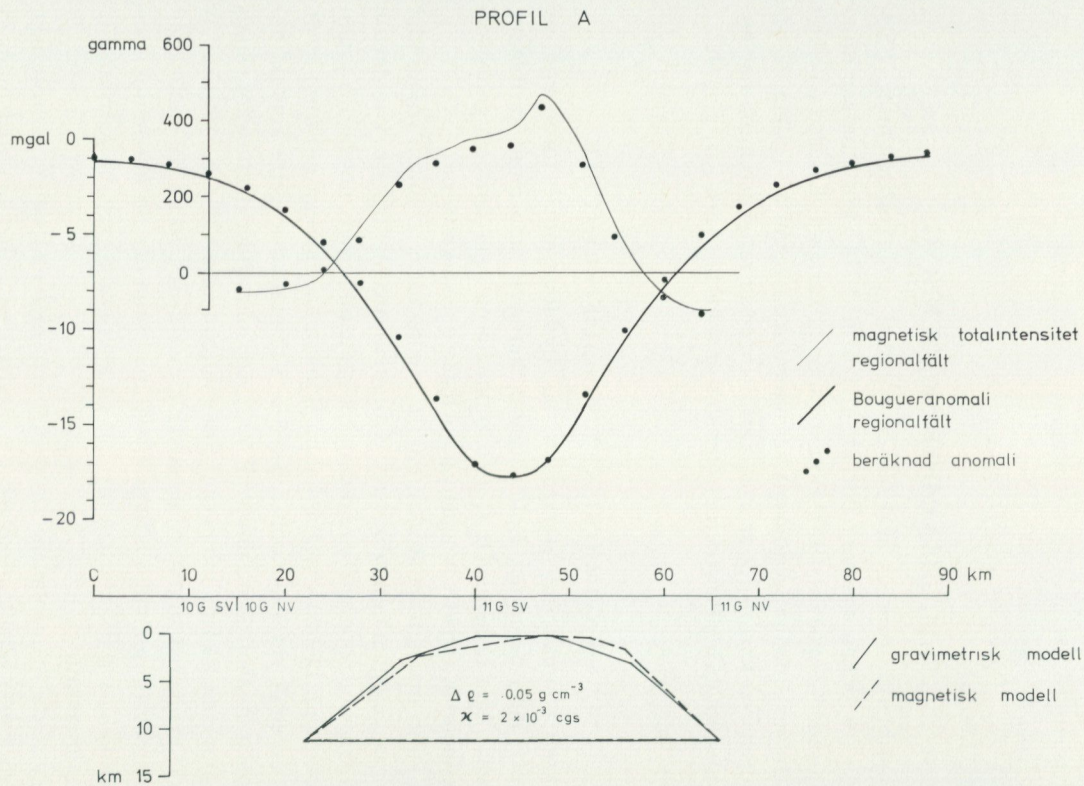
Inom kartbladet utfördes år 1976 en regional tyngdkraftsmätning. Fältarbetena för denna mätning började redan år 1974. Förtätningar inom vissa områden gjordes år 1977. Bougueranomalikartan är baserad på totalt 280 mätningar med ett genomsnittligt mätpunktsavstånd av 1.5 km. Höjdskillnaderna på kartbladet är små, varför ingen terrängkorrektio n har ansetts nödvändig. Den Bouguerdensitet som använts har varit 2.67 gcm^{-3} .

14.1. GRAVIMETRISKA ANOMALISTRUKTURER

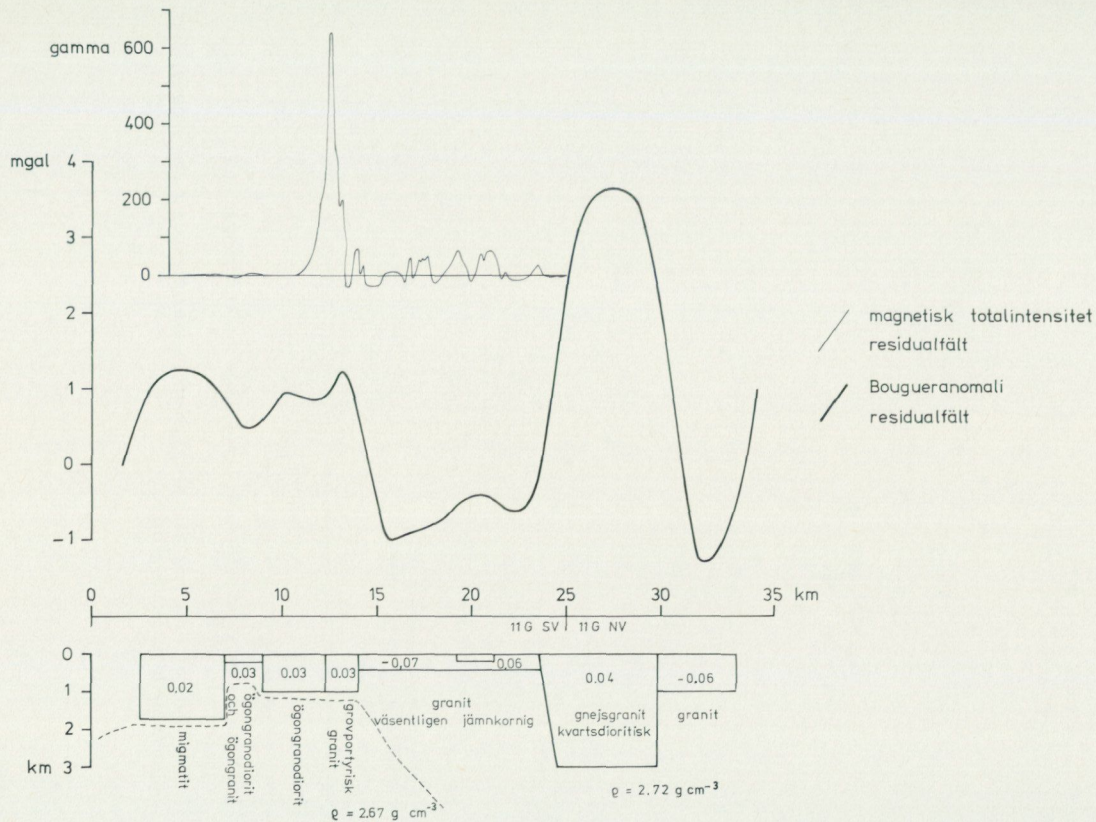
Tyngdkraftsanomalierna återspeglar en tredimensionell fördelning av tunga och lätta bergarter. Bougueranomalierna är små inom kartbladet, som mest några få mgal. De största anomalierna visar dock en god överensstämmelse med de flygmagnetiska och geologiska kartorna.

Den stora magnetiska strukturen representerad av graniten framträder tydligt på Bougueranomalikartan. Granitens magnetitrikare kontaktzon (ca 1.5 km bred) ger en förhöjd densitet gentemot omgivningen och granitens inre delar. Detta avspeglas väl på Bougueranomalikartan i form av en positiv anomali vid 3 b-c och 2 b-c-d-e. Vid granitens södra kontakt har stupningen magnetiskt bestämts till $60^{\circ} \pm 10^{\circ}$ mot söder. Detta värde stöds av de gravimetriska mätningarna. Bougueranomalin vid 4 b-c orsakas av en starkt magnetisk granit. Magnetiskt stupar denna $50^{\circ} \pm 10^{\circ}$ mot söder. På kartbladsgränsen vid 4 d finns en anomali, som når sitt maximum utanför kartbladet vid 5 d. Denna orsakas av gnejsgranit (tonalitisk-kvartsdioritisk sammansättning).

Bergarterna i kartbladets västra del har inte undersökts petrofysiskt. Detta försvårar eller omöjliggör en gravimetrisk tolkning. Med hjälp av

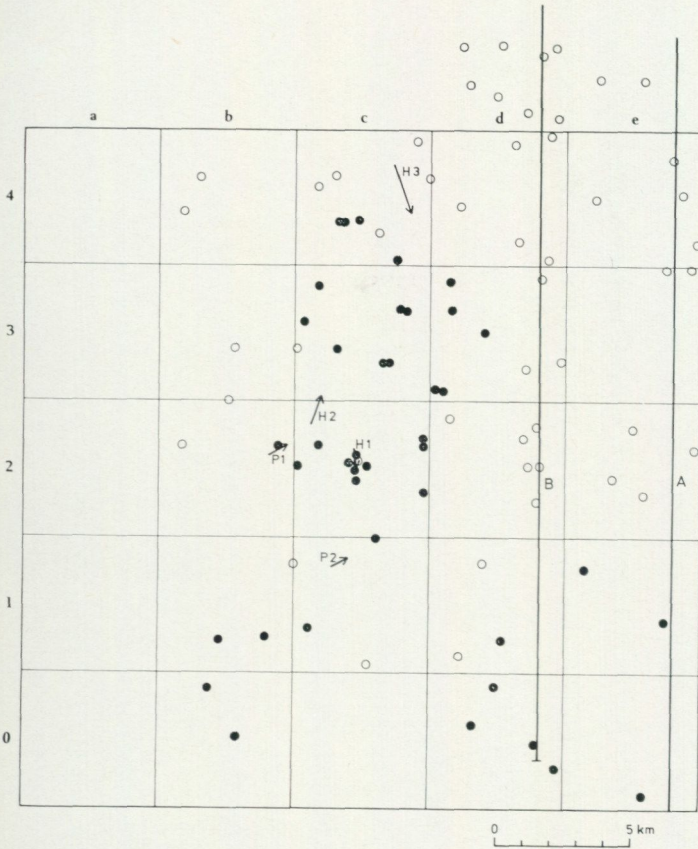


PROFIL B



PER H. LUNDEGÅRDH OCH DAN NISCA

Bild 31. Gravimetrisk-magnetiska profiler (lägen, se bild 32). — Fig. 31. Gravimetric-magnetic profiles (positions, see Fig. 32).



- bergartsprov, hällsusceptibilitet
rock sample, in-situ susceptibility measurements
- bergartsprov, rock sample
- $\overline{P1}$ → protonmagnetometer, profil, proton magnetometer profile
- $\overline{H1}$ → hällsusceptibilitet, profil, in-situ susceptibility profile
- \overline{A} → gravimetrisk - magnetisk profil, gravity - magnetic profile

Bild 32. Lägen av provtagningslokaler, geofysiska markmätningar och gravimetrisk-magnetiska profiler.

Fig. 32. Positions of rock samples, geophysical measurements on the ground, and gravimetric-magnetic profiles.

den geologiska kartan kan antagas att leptiten har högre densitet än omgivande bergarter.

Den negativa anomalin, som börjar i 1 b och fortsätter till 3 a, hör förmodligen samman med den sura gnejsgraniten. I 3 a skär anomalin över ett område som geologiskt upptas av leptit. Om leptitens densitet är homogen, innebär detta att dess mäktighet vid 3 a torde vara avsevärt mindre än i andra delar av leptitstråket.

14.2. KOMBINERAD MAGNETISK-GRAVIMETRISK TOLKNING

Upptill i bild 31 visas en regional gravimetrisk-magnetisk profil (A) som är ca 90 km lång. Den gravimetriska profilen söder om bladet Västerås SV är baserad på mätningar utförda av Wideland (1946) och den norra delen av profilen på regionalmätningar gjorda av SGU. Bougueranomalin är isostatiskt kompenserad (Aaro och Lagmansson 1977). Den regionala tolkningen bör anses som översiktlig på grund av tyngdkraftsmätningarnas varierande kvalitet samt bristen på densitetsbestämningar och geologisk information längs profilen. Nertill i bild 31 visas en gravimetrisk-magnetisk tolkning av granitstrukturen (profil B).

15. DISKUSSION AV DEN FLYGMAGNETISKA TOLKNINGEN MED HÄNSYN TILL BERGARTERNAS PETROFYSISKA EGENSKAPER

Större delen av kartbladets östra hälft ligger inom en positiv regionalmagnetisk anomali, som fortsätter ca 40 km mot öster. Denna motsvaras av en negativ regional tyngdkraftsanomali (Wideland 1946). Tolkningen försvåras avsevärt av att inga flygmagnetiska mätningar utförts norr och öster om bladet Västerås SV. Den regionala magnetiska anomalin inom bladets sydöstra del orsakas troligen av en lätt magnetisk kropp på ringa djup. Detta stöds även av geologiska observationer i fält. Gnejsgraniten i området är omvandlad och rik på sekundära fältspatögon, vilket antyder en påverkan underifrån. Den granitstruktur, som kommer i dagen inom bladet, torde vara nära förbunden med den regionala magnetiska strukturen.

För de flesta bergarter gäller att de nära dislokationszoner har betydligt lägre susceptibilitet än i övrigt, vilket antas bero på oxidationsprocesser (Henkel och Guzmán 1977). På den flygmagnetiska kartan framträder

sådana lågmagnetiska zoner tydligt inom granitstrukturen. De har sannolikt uppstått längs sprickor anlagda på två sätt, dels genom regionala rörelser i samband med granitens uppträngande, dels genom kontraktion vid granitens stelning. Vid granitens södra kontakt kan ett block som rört sig inåt tydligt observeras. Rörelsen kan ha orsakats av stelningsprocessen. Stelningsprickorna har successivt blivit helt fyllda med granitmagma från intrusionens inre delar, vilka varit mobila under lång tid. Susceptibilitetsprofilen nr 3 i bild 26 visar mätningar över lågmagnetiska zoner.

LITTERATUR

Färgbilder och beskrivningar av de vanligare mineralen och bergarterna finns i Per H. Lundegårdh: Stenar i färg, sjätte upplagan, andra tryckningen, Almqvist & Wiksell/Gebers 1977, och Lilla stenboken, Almqvist & Wiksell/Gebers 1978. En översikt av det svenska urberget ges i Per H. Lundegårdh, Jan Lundqvist och Maurits Lindström: Berg och jord i Sverige, femte upplagan, Almqvist & Wiksell 1978.

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

- AARO, S., och LAGMANSSON, M., 1977: Gravimeterundersökningar inom Bergslagsgeotraversen. — STU 75 — 5084. Slutrapport.
- ELEMAN, F., BORG, K., and ÖQUIST, U., 1969: The aeromagnetic survey of Denmark, Finland, Norway, Sweden 1965. — Swedish Board of Shipping and Navigation. Report.
- HENKEL, H., and GUZMÁN, M., 1977: Magnetic features of fracture zones. — *Geoexploration* 15, pp. 173 — 181.
- HJELMQVIST, S., 1944: En mineralparagenes från Kolsva fältspatbrott i Västmanland. — GFF 66.
- KOARK, H. J., 1973: Zur Entstehung des tektonischen Stengelbaus an präkambrischen Eisen- und Sulfidzörkörnern der zentralschwedischen Leptitserie. — *Mineral. Deposita* 8.
- KROKSTRÖM, T., 1936: The Hällefors dike. — *Bull. Geol. Inst. Upsala* XXVI.
- LUNDEGÅRDH, P. H., 1949: Berggrunden i Beskrivning till kartbladet Untra. — SGU Aa 191.
- 1967: Berggrunden i Gävleborgs län. — SGU Ba 22.
- 1971: Nyttosten i Sverige. — Almqvist & Wiksell.
- 1974: Beskrivning till berggrundskartan Eskilstuna NV. — SGU Af 111.
- 1977: The Gräsmark Formation in western central Sweden. — SGU C 732.
- LUNDSTRÖM, I., 1974: Beskrivning till berggrundskartan Nyköping SV. — SGU Af 109.
- MAGNUSSON, N. H., 1960: Age determinations of Swedish Precambrian rocks. — GFF 82.
- PATCHETT, P. J., 1978: Rb/Sr ages of Precambrian dolerites and syenites in southern and central Sweden. — SGU C 747.
- SORGENFREI, TH., 1971: On the granite problem and the similarity of salt and granite structures. — GFF 93.
- STEPHANSSON, O., 1974: Polydiapirism of granitic rocks in the Svecofennian of central Sweden. — *Precambrian Research* 2 (1975).
- STÅLHÖS, G., 1969: Stockholmstraktens berggrund. — SGU Ba 24.
- 1976: Aspects of the regional tectonics of eastern central Sweden. — GFF 98.
- SUNDIUS, N., 1923: Grythyttfältets geologi. — SGU C 312.
- WELIN, E., and BLOMQVIST, G., 1964: Age measurements on radioactive minerals from Sweden. — GFF 86.
- WERNER, S., 1963: Aeromagnetic mapping by the Geological Survey of Sweden. Methods and general considerations. — *Geoexploration* 1, pp. 21 — 31.
- WIDELAND, B., 1946: Relative Schweremessungen in Süd- und Mittelschweden. — RAK Medd. 6.

TABELL 1a. Bergarternas mineralogiska (vol.-%) och kemiska (vikt-%) sammansättning. Mineralkornens storlek och fördelning har i några fall omöjliggjort planimetrisk undersökning av kemiskt analyserade bergarter.

	Hälle- flinta 66124/ 150085	Hälle- flinta 66088/ 15025	Leptit 66109/ 15015	Leptit- gnejs 66182/ 1504	Glimmer- skiffer 66085/ 15055
Kvarts			9.2	35.9	56.0
Plagioklas m. omvandl. produkter			12.0	16.6	8.4
Mikroklin			59.8 ¹	12.8	0
Biotit m. omvandl. produkter			16.4	21.0	14.5
Muskovit			0	6.9	19.0
Cordierit			0	4.5	0
Epidot			0.2	<0.1	0
Klorit (vanl. efter biotit)			0.6	1.7	0
Prehnit			0	0	0
Klinopyroxen			0	0	0
Hornblände			0	0	0
Sillimanit			0	0.7	0
Malm			1.8	<0.1	0.1
Titanit			0	0	0
Apatit			<0.1	<0.1	<0.1
Fluorit			0	0	0
Kalcit			0	0	0
Turmalin			<0.1	0	1.7
Allanit			<0.1	0	0
Zirkon			0	<0.1	0.3
Summa			100.0	100.1	100.0
Antal mätpunkter			500	291	358

SGU lab.nr	68:37357	68:37356	68:37355
SiO ₂	77.1	65.0	73.5
TiO ₂	0.19	0.24	0.45
Al ₂ O ₃	11.6	12.5	13.5
Fe ₂ O ₃	1.0	2.1	0.9
FeO	0.8	1.0	3.2
MnO	0.05	0.11	0.02
CaO	2.7	9.1	0.5
MgO	0.7	2.3	1.3
Na ₂ O	4.1	0.2	1.9
K ₂ O	1.7	5.2	3.1
BaO	0.06	0.13	0.05
H ₂ O ⁺	0.3	1.2	1.6
Summa	100.9 ²	100.6 ³	100.0

¹ med kvartsdroppar ² inkl. 0.59 % CO₂ ³ inkl. 1.5 % CO₂

TABELL 1b. Bergarternas mineralogiska (vol.-%) och kemiska (vikt-%) sammansättning.

Modal and chemical compositions of rocks from Västerås SV.

	Gnejs- granit 66113/ 15189	Gnejs- granit 66116/ 152285	Gnejs- granit 662065/ 150315	Gnejs- granit 66018/ 15009	Gnejs- granit 66055/ 151615
Kvarts	30.9	28.9	32.8	37.6	25.8
Plagioklas m. omvandl. produkter	48.7	47.7	39.5	36.3	47.2
Mikroklin	0	8.2	9.9	14.7	15.7
Biotit m. omvandl. produkter	18.9	14.6	10.6	10.3	9.3
Muskovit	0	0.2	3.0	0.4	<0.1
Cordierit	0	0	0	0	0
Epidot	0.6	0	2.3	<0.1	0
Klorit (vanl. efter biotit)	0.2	0.2	0.7	0.2	1.6
Prehnit	0.6	0	0	0	0
Klinopyroxen	0	0	0	0	0
Hornblände	0	0	0	0	0
Sillimanit	0	0	0	0	0
Malm	<0.1	<0.1	0.4	0.2	<0.1
Titanit	0	0	<0.1	0	0
Apatit	<0.1	<0.1	0.9	<0.1	0.2
Fluorit	0	0	0	0	0
Kalcit	0	0	<0.1	0	0
Turmalin	0	0	0	0	0
Allanit	<0.1	0	0	0	0
Zirkon	<0.1	0.2	<0.1	0.2	0.2
Summa	99.9	100.0	100.1	99.9	100.0
Antal mätpunkter	470	526	567	476	492
SGU lab.nr	68:37255	68:37310	68:37247		68:37311
SiO ₂	64.2	67.3	68.0		71.3
TiO ₂	0.81	0.67	0.36		0.38
Al ₂ O ₃	16.3	13.2	16.1		14.1
Fe ₂ O ₃	2.3	1.3	1.0		1.0
FeO	3.4	2.4	2.6		2.0
MnO	0.12	0.07	0.03		0.06
CaO	4.0	2.3	2.4		1.7
MgO	1.8	1.4	0.82		0.49
Na ₂ O	2.9	3.5	4.6		3.7
K ₂ O	2.2	2.9	2.7		3.6
BaO	0.09	0.06	0.07		0.11
H ₂ O+	1.7	1.2	0.8		0.7
Summa	99.8	96.3	99.5		99.1

TABELL 1c. Bergarternas mineralogiska (vol.-%) och kemiska (vikt-%) sammansättning. Mineralkornens storlek och fördelning har i några fall omöjligt gjort planimetrisk undersökning av kemiskt analyserade bergarter.

	Gnejs- granit 66195/ 15078	Ögongnejs- granit 662355/ 151285	Ögon- granit 661215/ 152175	Ögon- granit 661255/ 151865	Glest ögon- för. granit 66162/ 15186
Kvarts	35.9	28.3			38.6
Plagioklas m. omvandl. produkter	35.9	31.1			23.4
Mikroklin	19.7	26.9			29.9
Biotit m. omvandl. produkter	7.8	4.6			3.3
Muskovit	0.4	5.8 ⁴			0
Cordierit	0	0			0
Epidot	<0.1	0.6			0.6
Klorit (vanl. efter biotit)	0	0.8			4.2
Prehnit	0	<0.1			0
Klinopyroxen	0	0			0
Hornblände	0	0.4			0
Sillimanit	0	0			0
Malm	0	0.4			0
Titanit	0	0.6			0
Apatit	0.2	0.4			<0.1
Fluorit	0	0			<0.1
Kalcit	0	0			0
Turmalin	0	0			0
Allanit	0	0			<0.1
Zirkon	0	0.2			<0.1
Summa	99.9	100.1			100.0
Antal mätpunkter	462	499			334
SGU lab.nr	68:37243		68:37312	68:37321	68:37316
SiO ₂	72.0		67.5	68.0	71.8
TiO ₂	0.22		0.75	0.68	0.34
Al ₂ O ₃	14.2		14.6	14.0	13.1
Fe ₂ O ₃	0.4		1.8	1.9	1.2
FeO	2.1		2.2	2.1	1.6
MnO	0.03		0.07	0.07	0.05
CaO	2.1		2.2	2.5	0.8
MgO	0.37		0.96	0.97	0.63
Na ₂ O	3.4		2.8	3.4	3.3
K ₂ O	3.4		5.4	4.6	5.5
BaO	0.07		0.19	0.18	0.06
H ₂ O ⁺	0.4		0.7	0.9	1.0
Summa	89.7		99.2	99.3	99.4

⁴ sekundär, i plagioklas

TABELL 1d. Bergarternas mineralogiska (vol.-%) och kemiska (vikt-%) sammansättning.

	Glest ögon- för. granit 66199/15241	Granit 66247/15213	Glest ögon- för. granit 66007/15223	Diabas 661325/15094
Kvarts	26.3	32.4	31.0	4.6
Plagioklas				
m. omvandl. produkter	27.3	31.5	27.0	60.4
Mikroclin	40.2	31.7	37.3	0
Biotit m. omvandl. produkter	5.0	1.2	2.2	4.4
Muskovit	0	0.2	1.3	0
Cordierit	0	0	0	0
Epidot	<0.1	1.0	0	5.8 ⁵
Klorit (vanl. efter biotit)	1.1	0.3	1.2	1.4
Prehnit	0	0	0	0
Klinopyroxen	0	0	0	17.1
Hornblände	0	0	0	1.9
Sillimanit	0	0	0	0
Malm	0.2	1.7	0.1	3.2
Titanit	0	<0.1	0	0
Apatit	<0.1	<0.1	0.1	1.2
Fluorit	<0.1	<0.1	0	0
Kalcit	<0.1	0	0	<0.1
Turmalin	0	0	0	0
Allanit	<0.1	<0.1	0	0
Zirkon	<0.1	<0.1	0	0
Summa	100.0	100.0	100.2	100.0
Antal mätpunkter	560	593	1 483	432
SGU lab.nr	68:37246	68:37213	68:37237	68:37322
SiO ₂	72.0	72.4	74.0	53.0
TiO ₂	0.24	0.25	0.18	2.4
Al ₂ O ₃	14.0	13.7	12.4	16.0
Fe ₂ O ₃	0.7	1.0	0.4	2.8
FeO	1.9	1.2	1.3	7.4
MnO	0.04	0.04	0.01	0.15
CaO	1.2	1.1	0.8	6.2
MgO	0.41	0.47	0.29	4.5
Na ₂ O	3.6	3.1	3.2	3.7
K ₂ O	5.1	4.9	4.8	2.0
BaO	0.05	0.07	0.03	0.08
H ₂ O+	0.9	0.8	0.4	0.9
Summa	100.1	99.0	97.8	99.1

⁵ i aggregat med sericit

TABELL 2. Planimetrisk analys (vol.-%) av grundmassan i ögongranit 4 km nordväst om Sura kyrka (662355/15192).

Modal compositions of matrix in late Svecofennian augen-granite, Västerås SV.

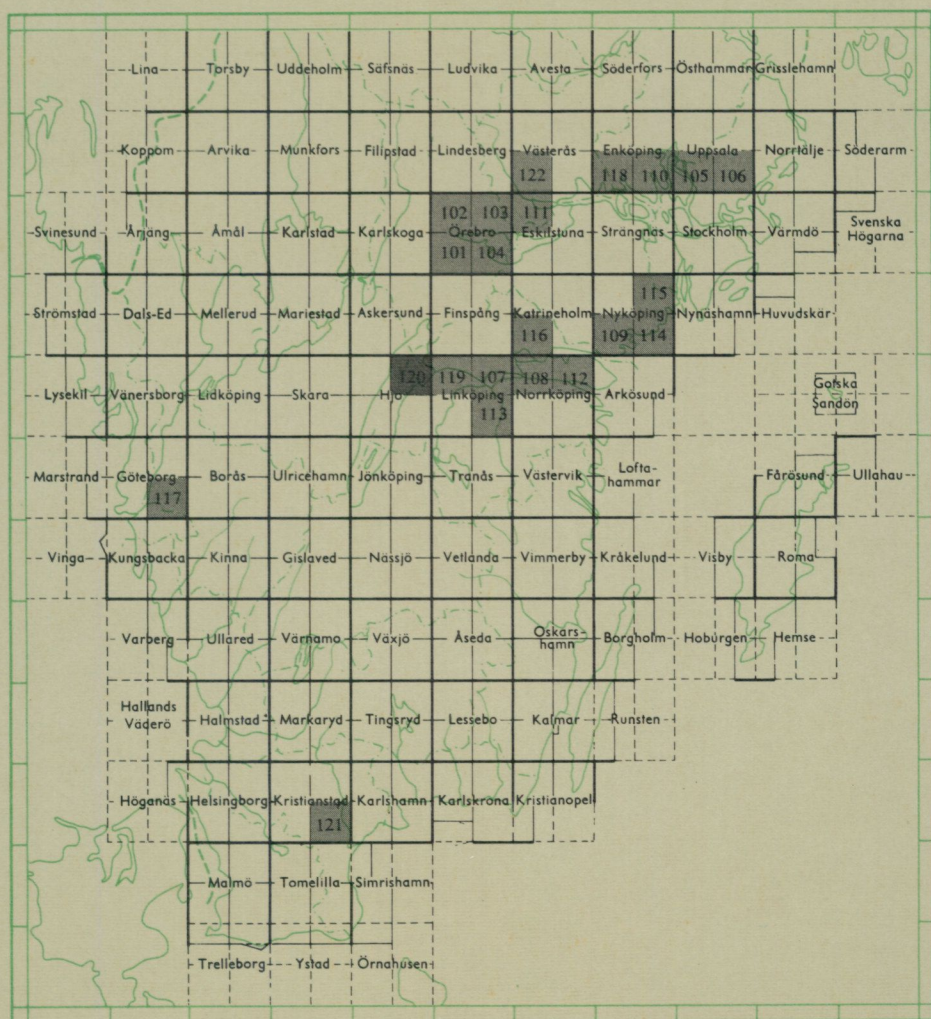
Kvarts	39.1
Plagioklas	37.9
Mikroklin	9.2
Biotit	9.8
Epidot	1.3
Klorit	1.0
Malm	0.4
Titanit	0.8
Apatit	0.4
Zirkon	<0.1
Summa	99.9
Antal mätpunkter	478

TABELL 3. Medelvärden och spridning av bergarternas fysikaliska egenskaper.

Mean values and standard deviation for the physical properties of the rocks investigated in and around Västerås SV.

	N	täthet		susceptibilitet 10 ³			
		M	spridn.	M	spridn.	M	spridn.
Gnejsgranit							
1 granitisk sammansättn.	25	2.668	0.023	0.10	0.40	0.60	0.54
2 granodioritisk	9	2.725	0.016	0.07	0.06	0.47	0.48
3 kvartsdioritisk	11	2.766	0.056	0.04	0.01	0.51	0.37
1+2+3		2.715	0.052				
Granit							
4 grovporfyrisk	24	2.680	0.023	1.31	0.59	0.10	0.03
5 väsentl. jämnkornig	21	2.649	0.022	0.12	0.16	0.50	0.23
4+5		2.661	0.025				
6 Diabas	12	2.871	0.005	1.85	0.18	1.44	0.46

Utgivna kartblad i serie Af, södra och mellersta Sverige



PRISKLASS B

Distribueras genom

LiberKartor

162 89 VÄLLINGBY

ISBN 91-7158-147-2