

SVERIGES GEOLOGISKA UNDERSÖKNING

BERGGRUNDSGEOLOGISKA OCH GEOFYSISKA KARTBLAD

SKALA 1:50 000

Serie Af · Nr 135

KARL-AXEL KORNFÄLT OCH JAN BERGSTRÖM

BESKRIVNING TILL
BERGGRUNDSKARTAN

KARLSHAMN NV

DESCRIPTION TO THE MAP OF SOLID ROCKS

KARLSHAMN NV

MED BIDRAG AV LEIF CARSERUD (TEKNISKA EGENSKAPER),
HERBERT HENKEL (GEOFYSIK)
OCH KARNA LIDMAR-BERGSTRÖM (GEOMORFOLOGI)



UPPSALA 1983

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

Närmare upplysningar erhålls genom

SVERIGES GEOLOGISKA UNDERSÖKNING

Box 670

751 28 UPPSALA

Telefon 018-17 90 00

eller

SVERIGES GEOLOGISKA UNDERSÖKNING

Kiliansgatan 10

223 50 LUND

Telefon 046-14 01 05

SVERIGES GEOLOGISKA UNDERSÖKNING

BERGGRUNDSGEOLOGISKA OCH GEOFYSISKA KARTBLAD

SKALA 1:50 000

Serie Af · Nr 135

KARL-AXEL KORNFÄLT OCH JAN BERGSTRÖM

BESKRIVNING TILL BERGGRUNDSKARTAN

KARLSHAMN NV

DESCRIPTION TO THE MAP OF SOLID ROCKS

KARLSHAMN NV

MED BIDRAG AV LEIF CARSERUD (TEKNISKA EGENSKAPER),

HERBERT HENKEL (GEOFYSIK)

OCH KARNA LIDMAR-BERGSTRÖM (GEOMORFOLOGI)

UPPSALA 1983

ISBN 91-7158-296-7

ISSN 0586-1543

Textkartorna är ur sekretessynpunkt godkända för spridning.
Lantmäteriverket 1983-10-31.

INNEHÅLL

(Kursiv stil i innehållsförteckningen anger avsnitt som kan läsas även av icke fackgeologer.)

Summary	5
Inledning. Av Karl-Axel Kornfält	9
Kartorna	9
Berggrundskartan	9
Strukturgeologiska kartan	10
Flygmagnetiska kartan	11
Bougueranomalikartan	11
Beskrivningen	11
<i>Översiktlig beskrivning av kartbladets berggrund.</i> Av Jan Bergström, Leif Carserud och Karl-Axel Kornfält	12
<i>Bergarternas tekniska egenskaper.</i> Av Leif Carserud	20
<i>Stenbrott i urberget.</i> Av Karl-Axel Kornfält och Leif Carserud	22
<i>Mineralförekomster i och omkring Västanå gruva.</i> Av Karl-Axel Kornfält	28
DEN PREKAMBRISKA BERGGRUNDEN. Av Karl-Axel Kornfält	33
Omvandlade bergarter av vulkaniskt och sedimentärt ursprung (Västanåformationen)	33
Allmän översikt	33
Tidigare undersökningar	34
Nya synpunkter på Västanåformationen bergarter	35
Petrografiska beskrivningar	37
Metavulkaniter (allmänt)	37
Metaryolit och metadacit	44
Starkt förskifrad berggrund (glimmerskifferliknande) i Västanåområdet	46
Tuffisittartade sprickfyllnader	53
Amfibolit och metabasit	56
Kvartsit och glimmerkvartsit	60
Konglomerat	62
Gnejs av okänt ursprung	66
Granit till granodiorit (gnejsgranit)	69
Yngsta graniter och pegmatit	75
Karlshamnsgranit	76
Spinkamålagranit	80
Finkornig granit	84
Vångagranit	84
Pegmatit	89
De yngsta graniternas geokemi	90
Hyperitdiabas	92
Hyperitdiabasens geokemi	98
Metamorfos	100
Den prekambiska berggrundens tektonik	100
KRITA OCH TERTIÄR. Av Jan Bergström	105
Tidigare undersökningar	105
Kartläggningen av kritlagren	106
Kritberggrunden	106
Lera, sand och sandsten	109
Filkesbodakonglomerat och -kalksten	112
Kalksten	114
Fynd av tertiära växter	115
Lokalförteckning	116
<i>Kritbergarternas praktiska användning</i>	119

<i>BERGGRUNDENS VITTRING OCH FORMUTVECKLING. Av Karna Lidmar-Bergström</i>	
och Jan Bergström	120
Berggrundens ytformer	120
Nivåförhållandena och reliefen	121
Reliefens beroende av bergarterna och tektoniken	121
Kaolinvittring och resulterande former	123
Kaolinvittringsmanteln	123
Konvexa småformer och block	127
Sjöbäcken	134
Geomorfologiska regioner	135
Den geomorfologiska utvecklingen	135
Litteratur	138
<i>GEOFYSIK. Av Herbert Henkel</i>	
Summary	142
Inledning	144
Flygmagnetisk tolkning, fig. 57	144
Områden med bandat anomalimönster	146
Områden med oregelbunden anomalistruktur	146
Gångsystem, fig. 58	147
Dislokationer, fig. 59	147
Tyngdkraftskartan	150
Bergarternas fysikaliska egenskaper	
Gnejser och amfiboliter, fig. 61–62	152
Gnejsgraniter, fig. 63–64	153
Metavulkaniter och -sediment, fig. 65–66	153
Graniter, fig. 67–68	154
Hyperitdiabas, fig. 69–71	158
Modellberäkningar, fig. 73–76	
Profil över gnejser och ögonförande gnejsgranit vid Vilshult (8–9 d–e), fig. 73	162
Profil över metavulkaniter, Halengranit och ögonförande högmagnetisk granit vid Olofström (7c–7e), fig. 74	163
Profil över Vångagranit, ögonförande granit och metavulkaniter vid Vånga (5–7 b–d), fig. 75	164
Lokala magnetiska profiler för stupningsbestämningar av en amfibolit, fig. 76	165
Halengranit, fig. 77	167
Sammanfattning av de regionala strukturdragen	173
Litteratur	173

SUMMARY

The probably oldest rocks of the mapped region are metavolcanics and metasediments constituting the Västana formation. The age of these rocks is unknown owing to the lack of isotopic age determinations. The metavolcanics (yellow on the map), originating from quartz porphyritic tuffs have generally a rhyolitic composition but there are also a number of dacitic layers. Metabasites (green on the map) with a calc-alkaline composition occurring in the metavolcanic formation are interpreted as being products of basic volcanic activity of an essentially tuffaceous character (Andersson 1975). The metasediments of the Västana formation (blue on the map) consist of a zone of quartzite-micaquartzite about 5 km long and 0.5 km wide. In the Västana region there are also zones with metamict conglomerates, the origin of which is somewhat uncertain. At least some of them are most likely pseudoconglomerates. There is a tuffsite-like rock in a small area about 2 km SSE of Skärnsås (7c). The origin of this rock is not yet known. The rocks of the Västana formation have earlier been thoroughly treated by Bäckström (1897, English abstract p. 114-127) and Andersson (1975).

In the lower part of the quartzite there is a thin hematite ore body which was sporadically mined up to the year 1916. In the mine several rare phosphate minerals have been found e.g. berlinite, trolleite, augelite, attacolite and kirrolith (Blomstrand 1868).

The new Karlshamn NV map differs from its predecessors in one principal respect. The rocks which were earlier classed as mica-schists and regarded as metamorphosed clay sediments are on the new map classed as strongly foliated metavolcanics (very light yellow on the map). This new interpretation is above all based on field observations of metavolcanics gradually passing over into K-rich porphyritic "mica-schist" (i.e. strongly foliated metavolcanics). The low aluminium content of the "mica-schist" (9-13 % Al_2O_3) indicates that this rock is not likely to have originated from a primary clay sediment.

Large areas of the mapped region are made up of fine-grained, red to grey gneisses of unknown origin (orange on the map). Common to these rocks, designated as gneisses of unknown origin, is the lack of remnants of better preserved volcanic or sedimentary rocks. Neither do they have remnants of definite gneissic granites. In the area east of the northern end of Lake Immeln, the fine- to medium-grained gneisses are cut by numerous dikes or veins of pegmatite. The gneisses south-east of Lake Immeln as well as in the north-eastern part of the map are much like the so-called coastal gneiss of Blekinge (Blekinge kustgnejs).

According to Bäckström (1897) and Norin (1936) the coastal gneiss grades over into the acid metavolcanics of the Västana formation. Mapping of the area between the coastal gneiss and the metavolcanics is in progress on the adjacent map-sheet Karlshamn NO and the results from these investigations should reveal whether the present opinion is correct or not.

There are foliated greyish red to reddish grey granites and grey granodiorites (brown on the map) in the north-eastern part of the map area. These rocks must be younger than the fine-grained gneisses, as the former are found as dikes in the fine-grained gneisses. The gneissic granite near the Karlshamn granite is often porphyritic with microcline augen about 1–2 cm in size. This porphyritic variety is very similar to the porphyritic Karlshamn granite mentioned below.

The youngest granites occur in massifs of different sizes. They can be grouped into Karlshamn granite, Spinkamåla granite, fine-grained granites and Vånga granite. The Karlshamn granite is greyish red to reddish grey, medium- to coarse-grained, porphyritic with augen of 1 to 2 cm diameter. The age of the Karlshamn granite is, according to radiometrically dated rocks from the Ronneby region, approximately 1 422 million years (Springer 1980). The Spinkamåla granite is grey or greyish red, medium-grained with microcline augen of 0.5 to 1 cm diameter. Its age is determined to c. 1 360 million years (Patchett 1978). Fine-grained granite occurs in a small massif north-east of Olofström and as dikes in the Karlshamn granite. The Vånga granite is a red, alkali-feldspar- and quartz-rich granite with biotite schlieren. It is closely related to the Karlshamn granite and is supposed to have been formed from residual liquids separated from the crystallizing Karlshamn granite magma. For the Vånga granite a reference line representing an age of 1 455 million years has been calculated (Welin *in* Lundegårdh 1978).

The map area is cut by a number of NNE–SSW Precambrian dolerite (hyperite dolerite) dikes (violet on the map). The hyperite dolerites are black in colour owing to a pigmentation of the minerals and especially the plagioclase. The grain size varies between fine- and medium-grained. The hyperite dolerites are chemically decidedly subalkaline with a tholeiitic affinity. Olivine is present in a few dikes. The orthopyroxenes are as a rule augite but also pigeonite is occasionally present. In a few hyperite dolerites from the south-western part of the map area, there are rounded pebbles of quartzite. The age of the Scania hyperite dolerite dikes is $1\ 565 \pm 230$ million years (Klingspor 1976). This age is probably too high as the hyperite dolerite cuts the Karlshamn granite the age of which is determined to c. 1 422 million years (Springer 1980). There is also the possibility of several generations of hyperite dolerite which consequently have intruded both before and after the Karlshamn granite.

The metamorphic grade in the Västana region has been estimated to vary between upper greenschist and lower to middle amphibolite facies (Andersson 1975). The mineral paragenesis does not indicate an extremely high-pressure condition (*op.cit.*). Retrograde alteration of minerals occurs in several places within the map area. These alterations are as a rule connected with major schistosity zones and involve the formation of muscovite and epidote.

According to present opinion the rocks of the map quadrangle west of Lake Immeln lie in the so-called Protogine zone. This zone divides south Sweden into two large blocks, of which the western one was probably uplifted in relation to the eastern. These latest extensive movements along the NNE-ly fracture zones took place c. 800–1 000 million years ago (Welin and Blomqvist 1966). However, the Protogine zone is most likely much older and its origin possibly coincides in time with the intrusion of the Småland-Värmland granites, or at the latest with the Karlshamn granite. The intrusion of the Precambrian hyperite dolerite dikes (1 565 million years, Klingspor 1976) is probably associated with

movements along the Protogine zone. This zone is neither wide nor continuous within the map area, but consists of fairly narrow, vertical schistosity zones with undisturbed rocks in between. This is also true, with certain reservations, regarding the north-western part of the map area where the outcrops are very few.

The hyperite dolerites throughout most of the map area have been quarried for use as tomb- or facing stones. The trade-name used for the rock is black granite. The red Vångra granite is at the moment a very popular facing stone and there are several large quarries working in this rock. This is also the case for the Spinkamåla granites. The "mica-schists" have earlier been used mostly as scythe whetters, but also as gate-posts, steps etc.

The continuous cover of Cretaceous sedimentary rocks found in the Kristianstad Basin extends in the shape of one or two tongues across the southern boundary of the map area. Further north there are many scattered outliers of Cretaceous rocks. The thickest recorded sequence is only a few tens of metres thick. Where dating has been possible, the strata belong to the upper Lower Campanian (Mammillatus beds) and to the lower Upper Campanian (Mucronata beds). A kind of basal deposit is formed locally by the Åsen Clay, which overlies kaolinized basement rocks in the area of Näsrum, north and north-east of Lake Ivösjön. The Åsen Clay consists of up to 20 m of redeposited kaolinic clay and interfingering sand. Oysters, originally attached to mangrove vegetation, and belemnites indicate that at least part of the deposit was laid down in a marine, littoral environment. Root bottoms indicate temporal exposure to the air. Belemnites prove a late Early Campanian age for part of the sequence, but the base with a conglomerate of kaolinized basement cobbles could be older. The more typical Lower Campanian rock is a yellowish white biocalcarenite, the Ignaberga Limestone, which may be partly equivalent to the Åsen Clay, although it also locally overlies this clay member. The Lower Campanian Ignaberga Limestone seems to grade laterally into the Filkesboda Conglomerate and Limestone, which appears to lie directly on basement rocks in the central and eastern parts of the map area. The conglomerate balls largely consist of a weakly consolidated white sandstone (silcrete?), in which no fossils have been found. The matrix is a biocalcarenite with quartz sand grains. The conglomerate grades into a biocalcarenitic limestone, which can be rich in quartz grains. The limestone is described as being of reddish brown colour, which is supposedly due to secondary iron oxide staining.

The Upper Campanian largely consists of yellowish white calcarenite (Ignaberga Limestone). A finer grained bioclastic limestone (fine-grained calcarenite or calcilutite; Hanaskog Limestone) has been reported from only two localities, both at Oppmanna in the south-west. Flints have not been reported, apart from a single nodule fragment in Quaternary strata south of Lake Raslängen.

Silicified pieces of wood have been found at Västervik west of Lake Raslängen and at Ebbarp west of Lake Immeln. The wood has been determined as the middle Tertiary *Taxodioxylon sequoianum*, which seems to be very close to or possibly identical with *Sequoia sempervirens*, the redwood now growing on the American west coast. The pieces of wood are not rounded, partly quite large, and in all probability of very local origin. Tertiary wood is commonly supposed to be of Miocene age. This would fit with optimum climatic conditions in the Late Miocene for silcrete formation, which may have caused the

silicification also of the wood. Silcrete is possibly represented at Lake Ivösjön by the Holma Sandstone, which seems to be silicified equivalents of sandy layers in the Åsen Clay.

Much of the map area is characterized by a hummocky and hilly topography (Fig. 49). This is particularly so in the south, where the most prominent hill, Mt. Vångaberget, rises 155 m above Lake Ivösjön just to the east. Whereas the largest hills tend to be flat-topped, the smaller hummocks are typically rounded. Small tors (weathering remnants in situ) are common in the hilly area (Fig. 50). They are often difficult to distinguish from loose residual boulders. Rock walls of different sizes (from half a metre to about 50 m high) are also common. North of a line from the north end of Lake Immeln to the east, flat surfaces occur at two levels, viz. 100–130 m and above 130 m above sea level. They are dissected by valleys which are formed along tectonic lineaments in NNW–SSE, N–S to NNE–SSW, and NE–SW. North-west of Lake Immeln the topography is mainly flat. The north-western part of the flat area reaches above the 100 m level.

Cretaceous remnants and kaolinized bedrock (also beneath the Cretaceous remnants) occur in the area with hilly topography. This area is interpreted as a sub-Cretaceous erosion surface of etch-character. From the latest Triassic the climate was warm and humid, and the bedrock surface was etched by kaolin weathering to variable depths. During times with low sea levels in the Early Cretaceous much of the kaolinitic saprolite was eroded. The Late Cretaceous transgressions then covered the area and the resulting Cretaceous sediment preserved the surface. Areas above 125–130 m were stripped during the Early Tertiary, and a flat bedrock surface was produced, probably by pedimentation. This surface is the South Småland penepplain. The lower level at 100–130 m was produced at a slightly later date. After an upheaval of Fennoscandia at the Oligocene-Miocene transition, the sub-Cretaceous surface was exhumed and further developed. Glacial and periglacial processes have altered the details of the landscape, but the main features are still of preglacial origin.

As the main bedrock forms in the hilly area have been prepared by kaolin weathering, the relief is dependent on the type of bedrock (Table 31). The Spinkamåla and Vånga Granites form the bedrock in several hills. Hills also occur in the Karlshamn Granite terrain, but there the landsurface is generally lower and characterized by small bedrock forms. The same is true for the granodiorite area, which reaches lower levels than areas with other rocks. The highest points are found in areas with Spinkamåla Granite and quartzite. The metavolcanics are characterized by small forms and do not reach the highest levels. The form developed in gneiss are of intermediate character.

Inledning

AV

KARL-AXEL KORNFÄLT

Den nya berggrundskartan Karlshamn NV täcker delar av de äldre geologiska kartbladen 103 Bäckaskog (De Geer 1889 a), 107 Karlshamn (Skånedelen, De Geer 1889 b) och 108 Glimåkra (Blomberg 1892) i SGU:s serie Aa. Dessa gamla kartblad är kombinerade jord- och berggrundskartor i skalan 1:50 000. Över Blekingedelen finns även en äldre kombinerad jordarts- och berggrundskarta i skalan 1:100 000 (Blomberg 1900, SGU Ca 1).

Berggrunden inom kartområdet Karlshamn NV utgörs huvudsakligen av prekambriiska bergarter (urberg), dvs. bergarter som är mer än 570 miljoner år gamla. Kartläggningen av dessa bergarter har utförts under ledning av Karl-Axel Kornfält. I fältarbetet har även deltagit Leif Carsrud, Birger Fogdestam, Tarso de Oliveira, Per-Olof Persson, Inge Tell, Torbjörn Widmark och Ulf Wiklander.

I kartbladets sydligaste del uppträder områden med kritavlagringar vilka är de nordligaste utlöparna av Kristianstadsslättens kritområde. Kritbergarterna jämte kaolinområdena har kartlagts av Jan Bergström med biträde av Ada de Marino och Michael Erlström. Kaolinförekomsterna och berggrundsmorfologin har utretts av Jan Bergström och Karna Lidmar-Bergström.

Kartorna

De nya berggrundsgeologiska och geofysiska kartbladen Karlshamn NV i SGU:s serie Af omfattar berggrundskarta, strukturgeologisk karta, flygmagnetisk karta och tyngdkraftskarta (bougueranomalikarta).

Berggrundskartan visar de olika bergarternas fördelning inom kartområdet. Den geologiska kartläggningen av den prekambriiska berggrunden går i princip till så att kartören granskar de hållar, dvs. berggrundsblottningar som finns i området. I de allra flesta fall räcker en okulärbesiktning av hällens yta för en bestämning av bergarten. Om detta inte är möjligt tas ett prov, av vilket sedan mikroskoperingspreparat och kemisk analys kan göras. Om berghällarna ligger tätt kan kartören inte granska alla, eftersom kartläggningen då skulle ta alltför lång tid. Där det är glest mellan berghällarna undersöks däremot samtliga hållar. De områden med blottat berg som studerats av kartören har markerats med rasterton på den geologiska kartan (se beteckningen "observerad yta av blottat berg" i berggrundskartans teckenförklaring). Rasterytorna kan av tekniska skäl ej göras

mindre än ca 0.5 x 0.5 mm, vilket motsvarar en verklig yta av 25 x 25 m. För att man på kartan skall kunna redovisa hållar som är mindre än nämnda yta – i områden med få berggrundsblottningar är det viktigt att samtliga hållar redovisas – måste därför rasterytan göras något för stor.

Även jordtäckta områden mellan de direkta hällobservationerna ges en bergartsbeteckning, eftersom berggrundskartan skall göras heltäckande. Om det finns gott om hållar inom ett område, kan man med utgångspunkt från observationer i dessa interpolera fram bergarterna i de jordtäckta områdena där emellan med ganska stor säkerhet. Är det däremot glest mellan hållarna blir kartläggningen av berggrunden i de jordtäckta områdena mindre pålitlig. En viss hjälp kan emellertid den flygmagnetiska kartan ge. Även observationer gjorda i samband med brunnborringar kan vara av betydelse för kartläggningen av urberget inom dåligt blottade områden. För kartläggningen av de vanligtvis jordtäckta kriterområdena är information och material från brunnborringar av största betydelse. Protokoll och prov från brunnborringar inom kartområdet finns lagrade i SGU:s brunnarsarkiv i Lund. (Till brunnarsarkivet har uppgifter lämnats om brunnar inom kartbladet av följande brunnborringsfirmor: Malmbergs i Yngsjö AB; Firma Brunnborringar, Höör; Liljenbergs Brunnborringar AB, Höör; L. Johanssons Brunnborringar, Smedstorp; G. Nilssons Brunnborringar, Höör; HP Brunnborringar, Klippan; Hanöstats Brunnborringar, Sölvesborg och Tryckluftsarbeten AB, Karlshamn. Höganäsbolaget har låtit SGU ta del av resultaten från flera borringar i Näsumsområdet.)

Borripunkternas lägen liksom djupet i meter till underliggande berggrund (krita K, kaolin L eller urberg U) finns markerade på berggrundskartan. Där uppgifterna från brunnborringar har bedömts som osäkra har djupsiffrorna utelämnats. Borringarnas lägen på kartan har dock markerats även i sådana fall.

Den geologiska kartbildens är starkt förenklad både när det gäller indelningen i olika bergarter och gränsdragningar mellan dem. Dessa gränser måste av tekniska skäl markeras med linjer på kartan. I de allra flesta fall utgörs emellertid bergartsgränserna i verkligheten av övergångsområden, som kan vara 100-tals meter breda. I områden där gränsen mellan två olika bergarter är särskilt svår att fastställa har den heldragna linjen kompletterats med frågetecken.

Den strukturgeologiska kartan innehåller förutom symboler för stänglighet och skiffrihet bl.a. större spricklinjer och förkastningar huvudsakligen lokaliserade med hjälp av flygbilder i skalan 1:65 000. Flygbildstolkningen har gjorts av Sam Sukotjo och Magnus Persson, SGU. Spricktektoniken, som den framgår av

kartan, kan användas t.ex. för olika slags byggande i berg och för grundvattenprospektering. Eventuella större byggnadsarbeten i berg kräver dock detaljerade förundersökningar bl.a. med hjälp av geofysiska metoder.

Den flygmagnetiska kartan visar den magnetiska totalintensiteten, vilken påverkas av berggrundens innehåll av magnetiserbara mineral, framför allt magnetit. Den flygmagnetiska kartan har varit till viss hjälp vid utarbetandet av den berggrundsgeologiska kartan. Flygmätningar görs inte enbart för att underlätta den reguljära berggrundskarteringen utan framför allt för prospekteringsändamål. Mätningarna sker på en flyghöjd av 30 m över marken längs profiler med 200 m inbördes avstånd. (Vid flygningen mäts också gammastrålningen från marken. Värdena används för framställning av radiometriska kartor. Dessa publiceras ej, men de används internt som prospekteringsunderlag och de kan också vara av värde för berggrundskarteringen.)

Bougueranomalikartan visar variationerna i jordens tyngdkraftfält inom kartområdet. Variationerna beror på att det i jordskorpan förekommer bergarter med olika densitet. Mätningarna görs på marken med en s.k. gravimeter. Kartan kan användas för bestämning av de olika bergarternas utbredning, djup och form.

Beskrivningen

Den inledande översiktliga bergartsbeskrivningen bygger på en förenklad indelning av kartområdets berggrund (fig. 1). Denna schematiserade beskrivning kräver inga större geologiska förkunskaper av läsaren. En viss geologisk grundkunskap med kännedom om enklare geologiska termer och begrepp förutsätts dock. (Se t.ex. Geologi av Loberg 1980, och Stenar i färg av Lundegårdh 1980.) Även avsnitten om stenbrott, mineralförekomster, tekniska egenskaper, samt berggrundens vittring och formutveckling (s. 120) kan läsas utan ingående förkunskaper.

De detaljerade bergartsbeskrivningarna, som börjar på sidan 33, vänder sig i princip till läsare med geovetenskaplig utbildning.

För att bestämma vilka mineral som finns i en bergart kan man undersöka mycket tunna skivor av bergarten, s.k. tunnslip, i ett polarisationsmikroskop. I tunnslipen kan även mängden av de olika mineralen bestämmas. Detta sker i allmänhet med hjälp av punkträkningsanalys. Mängdförhållandet kvarts: plagioklas: alkalifältspat har sedan använts för att klassificera bergarterna (se IUGS 1973 och IUGS 1980). Största delen av punkträkningsanalyserna har gjorts av Torbjörn Widmark. Han har även utarbetat en metod för färgning av tunnslip

(Widmark 1979), något som underlättat mikroskoperingsarbetet väsentligt. Även Per-Olof Persson och Leif Carserud (U-bordsbestämningar) har deltagit i mikroskoperingsarbetet. Juliusz Sandecki har bestämt malmineralen i hyperitdiabasen. Antalet räknade punkter i varje bergartstunnslip är i allmänhet mellan 500 och 1 000.

De i bergartsbeskrivningen angivna uttrycken för kornstorlek har följande reella innebörd:

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

För att man på berggrundskartan lättare skall hitta de i texten angivna lokalerna, har dessa kompletterats med siffra och bokstav inom parentes, t.ex. (7c). Dessa siffror och bokstäver (som anger ekonomiskt kartblad) återfinns i kartans yttre ram. I kartramen finns även koordinaterna för rikets nät, vilka använts för exakta lägesangivelser av bl.a. provtagningspunkterna. (Hur man gör punktangivelse i rikets nät visas i nedre marginalen på samtliga Topografiska kartor utgivna efter år 1973.)

ÖVERSIKTLIG BESKRIVNING AV KARTBLADETS BERGGRUND

AV

JAN BERGSTRÖM, LEIF CARSERUD och
KARL-AXEL KORNFÄLT

Kritbergarter och kaolin

På flera håll inom kartområdet är urberget kaolinvittrat, vilket innebär att bergartens fältspater omvandlats till lermineralet kaolinit. Den residualkaolin (=kaolin bildad på platsen genom omvandling) som bildats på så sätt brukar vara vit-, grön- eller rödaktig och kan innehålla en varierande mängd kvartskorn, glimmer och tungmineralpartiklar.

Kaolinvittring kan åstadkommas genom att upphettat vatten cirkulerar i berggrunden. Den kan också vara resultatet av vittring i ett varmt, fuktigt klimat. Kaolinens uppträdande i Kristianstadsområdet gör den senare förklaringen tro-

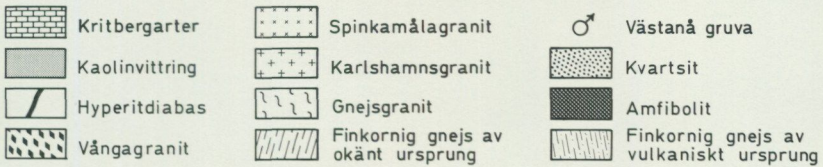
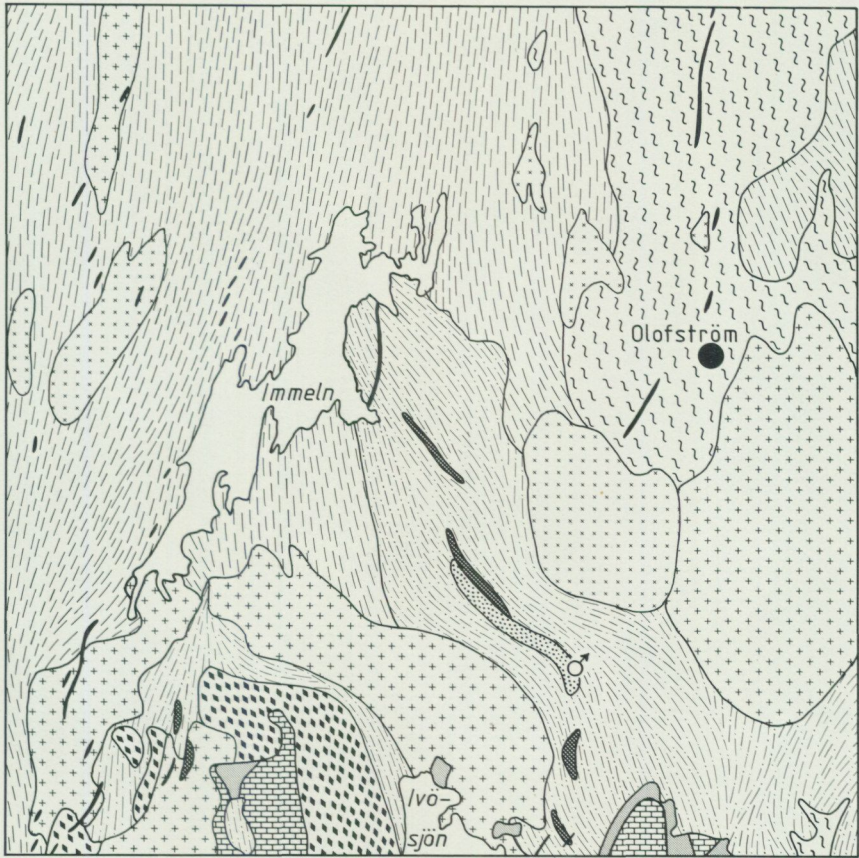
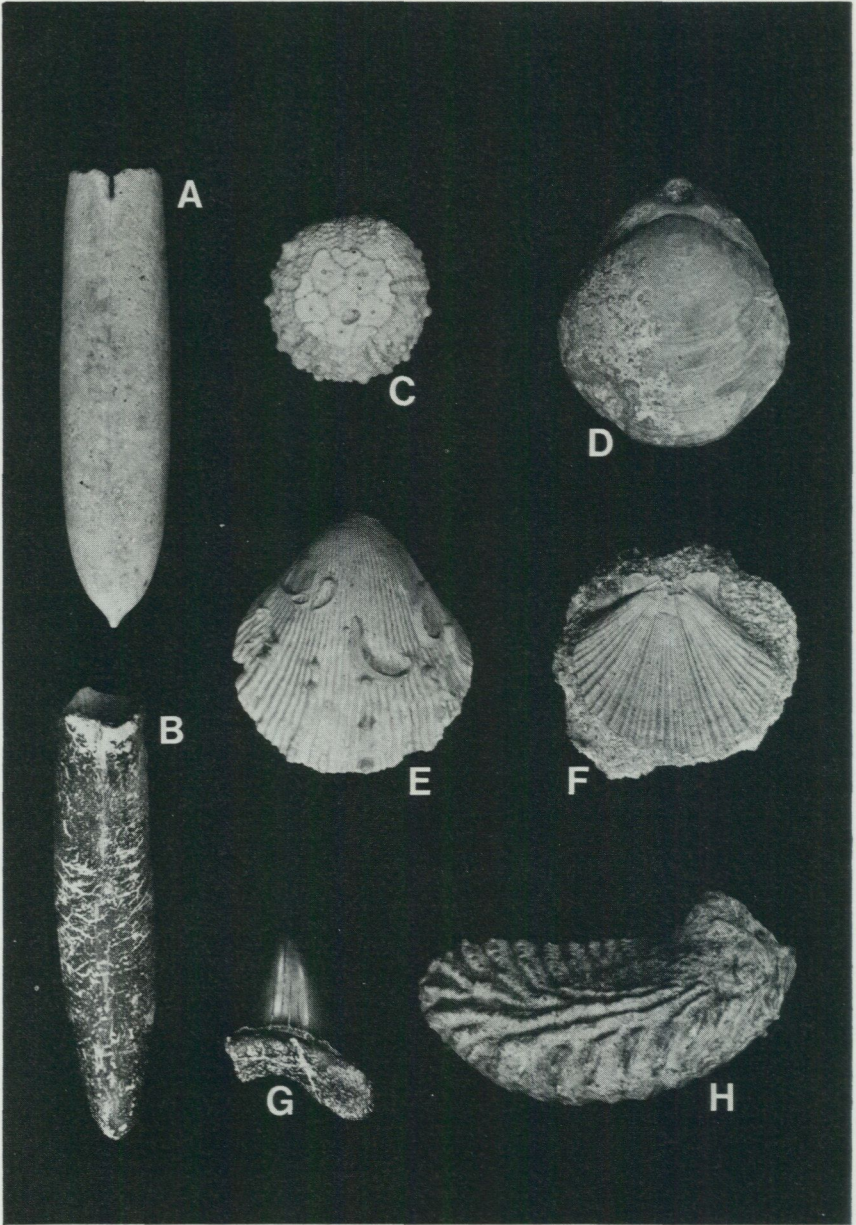


Fig. 1. Förenklad indelning av kartbladets berggrund.

Generalized petrological map of the quadrangle area Karlshamn NV.



lig. Ett varmt, fuktigt klimat rådde tidvis före avsättningen av områdets kritbildningar. Kaolinvittringens djup varierade mycket efter t.ex. bergart och sprickighet.

Mycket av det kaolinvittrade skiktet eroderades bort under krittid. På så sätt uppkom det ojämna urbergslandskapet. Materialet avsattes igen efter en naturlig korstorleksortering. Den utsvämmade leran avsattes som sedimentär kaolin i lugna havsvikar. De färgade mineralen är bortsorterade, men i stället kan det finnas en inblandning av fint organiskt material så att färgen på den sedimentära kaolinen växlar från vit till grå.

Den vitaste residualkaolinen kan användas inom massa- och pappersindustrin som "fyllmedel" (filler), dvs. till att fylla ut tomrummen mellan cellulosa-fibrerna och därigenom ge ett slätare papper samtidigt som den ersätter en del av den dyrare massaråvaran. Den vitaste kaolinen kan även användas som "bestrykningsmedel" på det färdiga papperet och ger då en jämn och glansig yta. Den organiskt färgade sedimentära kaolinen används som råvara i den keramiska industrin.

Kaolinbrott har tidigare funnits vid Axeltorp och vid Oretorpet. Nu bryts kaolin vid Åsen söder om Näsium, där sedimentär kaolin ligger direkt på kaolinvittrat urberg. På kartan (fig. 1) har den sedimentära kaolinen förts till kritbergarterna, medan det kaolinvittrade urberget markerats som kaolinvittring.

Bergarterna från krittiden utgörs i övrigt av vita till bruna kalkstenar och sandstenar. Kritbergarterna bildades som avlagringar på havsbotten när havet steg mot slutet av krittperioden för ca 70–100 miljoner år sedan. De har en gång täckt hela kartområdet men har eroderats bort under tertiärtiden, och idag finns endast mindre områden kvar, främst i söder. Kalkstenarna är uppbyggda av fragment från t.ex. musslor, bläckfiskar, sjöborrar, mossdjur, brachiopoder och kalkalger (fig. 2). Kalkstenarna kan vara fin- eller grovkorniga, lösa eller fasta, och kan innehålla flinta. Sandstenarna byggs upp av kvartskorn, som svämmats

Fig. 2. Exempel på fossil från krittiden i Kristianstadsområdet. A och B, belemniter, dvs. skalrester efter en grupp utdöda bläckfiskar (*Belemnellocamax mammillatus* resp. *Belemnitella mucronata*); C, sjöborre (*Trisalenia loveni*); D, brachiopod (*Terebratula praelustris*); E, F och H, musslor (*Spondylus labiatus*, *Neitheia quinquecostata*, resp. ostronet *Rastellum diluvianum*); G, häjtand (*Oxyrhina mantelli*). Foto S. Stridsberg.

Examples of fossils from the Upper Cretaceous of the Kristianstad area. A, Belemnellocamax mammillatus; B, Belemnitella mucronata; C, Trisalenia loveni; D, Terebratula praelustris; E, Spondylus labiatus; F, Neitheia quinquecostata, G, Oxyrhina mantelli; H, Rastellum diluvianum.

ut från residualkaolinen, och av en varierande mängd kalk. De kan vara lösa eller fasta och är mest kända från block. Kalkstenen har förr brutits i en rad små brott, de flesta i trakten av Oppmanna. Ingen brytning förekommer nu.

Hyperitdiabas

Svart hyperitdiabas uppträder som gångar med ungefär NNO-lig riktning i de kristallina bergarterna. Gångarnas bredd varierar från drygt 50 m i de bredaste till endast några meter i de smalaste. Hyperitdiabasen har bildats genom att flytande material från jordens inre trängit upp genom öppna sprickor i jordskorpan. Kornstorleken varierar från finkornig (< 1 mm) i de smalaste hyperitdiabasgångarna till medelkornig (1–5 mm) i de bredaste. I kontakten med sidosbergarten är diabasen alltid finkornig. Minaeralet plagioklas förekommer som listformade kristaller, vilka på hyperitdiabasens yta framträder som regellöst orienterade nålar, helt eller delvis omgivna av mineralet augit. Denna anordning av mineralkornen är typisk för diabaser och fungerar som en fackverksliknande armering, vilken ger bergarten goda hållfasthetsegenskaper. I vissa partier har diabasen rikligt med glimmerfyllda sprickor. Dessa är emellertid korta och oregelbundna, och de försvagar därför inte bergarten nämnvärt.

Minaeralet olivin finns i en del hyperitdiabaser men saknas i de flesta. Olivinfria hyperitdiabaser är mer motståndskraftiga mot vittring än de olivinförande och är därför mest begärliga ur teknisk synvinkel.

Många av hyperitdiabasgångarna har tidigare brutits och använts till monumentsten ("svart granit"). Spår av den tidigare aktiviteten ser man i naturen på många ställen i form av långsmala, vattenfyllda gamla stenbrott (fig. 3) och skrotstenshögar.

Vångagranit

I kartbladets sydvästra del, huvudsakligen på Vånga- och Oppmannabergen, uppträder röd (på friska ytor), i allmänhet grov granit ofta med centimeterstora korn ("ögon") av fältspat och med strimmor av biotit. Denna granit, som kallas Vångagranit, är en mycket eftersökt bergart inom stenindustrin. En stor del av Vångagraniten exporteras i form av råblock, som sedan bearbetas till fasadbeklädnad eller gravstenar. På Vånga- och Oppmannabergen bryts denna bergart i flera stora stenbrott.

Vångagraniten har fåtaliga mikrosprickor (se s. 21) och endast små mängder



Fig. 3. Gammalt, vattenfyllt stenbrott i svart granit (hyperitdiabas). Jedenryd, ca 1.5 km VSV om Immelns samhälle (6a). Foto K.-A. Kornfält.

Old, water-filled quarry in hyperite dolerite (black granite).

omvandlingsmineral. Mineralkornen är väl sammanväxta och kornfogarna är rena, vilket medför att Vångagraniten har goda hållfasthetsegenskaper.

Spinkamålagranit

Framför allt i kartbladets östra del förekommer områden med gråröd eller grå (på frisk yta), medelkornig (1–5 mm) granit i vilken som regel centimeterstora "ögon" av fältspat uppträder. Denna granit kallas Spinkamålagranit. Söder om sjön Halen finns en variant av grå Spinkamålagranit, kallad Halengranit, vilken för närvarande (1982) bryts som byggnadssten i ett stenbrott öster om Boafall. Spinkamålagraniten har i en del fall många mikrosprickor, vilka nedsätter hållfastheten.

Karlshamnsgranit

En ganska stor del av kartområdet upptas av en grov, på frisk yta rödaktigt grå granit, i vilken det röda inslaget utgörs av 1–2 cm stora "ögon" av fältspat. Mellanmassan är vanligen grå. I denna kan man ibland se små brunröda korn av mineralet titanit. I områden med denna granit, som kallas Karlshamnsgranit, blir moränblocken ovanligt stora. Karlshamnsgraniten är grovkornig och mineralfogningen ofta svag beroende på fog-defekter. Den kan därför förmodas ha låg hållfasthet.

Gnejsgranit

I nordöstra delen av kartområdet uppträder grå eller gråröda (på friska ytor), ganska grova, mer eller mindre gnejsiga bergarter med granitisk till granodioritisk sammansättning. De har troligen bildats genom att äldre granitiska bergarter har förgnejsats. Delar av gnejsgraniten innehåller centimeterstora röda "ögon" av fältspat. Ibland blir gnejsigheten mindre tydlig och bergarten har i sådana områden en viss likhet med Karlshamnsgranit.

Gnejsgraniten är en heterogen bergart. Variationerna i glimmerhalterna är stora. Korngränserna kan vara mycket orena och ställvis är gnejsgraniten rik på mikrosprickor. Bergarten innehåller alltid mycket omvandlingsmineral. Dess hållfasthet kan förväntas vara mycket växlande.

Finkornig gnejs av okänt ursprung

I kartbladets nordvästligaste del uppträder grå till gråröda, finkorniga gnejser. Ibland ser man en förgrovnig ofta åtföljd av röda ådror av pegmatit och granit. I området öster om sjön Immelns nordspets genomsätts den finkorniga gnejsen av talrika gångar av finkornig granit. När den finkorniga gnejsen är mer fri från pegmatitådror och granitgångar, som i den nordostligaste delen av kartområdet, liknar den vad som längre österut i Blekinge brukar kallas för Blekinge kust-gnejs.

Gnejsernas glimmerhalter varierar vanligen mellan 4 och 13 %. Ställvis är gnejsen förskiffrad så att glimmerkornen hänger ihop i större skikt. Bergartens fältspat har delvis omvandlats till sericit. Kornfogarna är ofta fyllda med tunna skikt av omvandlingsmineral, vilket försvagar bergarten.

Kvartsit

Nordväst om Näsум uppträder gråvit, finkornig kvartsit och glimmerkvartsit i ett nordväst-sydostligt bälte. I denna bergart dominerar kvarts, som uppgår till mer än 90 % av volymen. Resten utgörs huvudsakligen av glimmer. Kvartsiten är egentligen en mer eller mindre omvandlad, kvartsrik sandsten, som bildats genom att sand har avlagrats på grunt vatten. Detta skedde för mer än 1 500 miljoner år sedan. Ibland kan man som i fig. 22 se oregelbundenheter i sandens lagring, s.k. korsskiktning. I kvartsiten finns ett tunt lager av fjällig blodstensmalm som – senast 1916 – brutits i Västanå gruva. I gruvan har även upptäckts en del sällsynta mineral, t.ex. pyrofyllit, svanbergit, lazulit, berlinit och attackolit.

Amfibolit

Med samma strykning som kvartsiten uppträder ett fåtal, högst ca 100 m breda stråk av amfibolit. Det är en, både på friska och vittrade ytor, grönaktigt gråsvart bergart, som huvudsakligen består av mineralet hornblände. Amfiboliten är i allmänhet finkornig. Den har bildats genom omvandling av vulkaniska avlagringar eller av diabas. Vid omvandlingen utsattes den ursprungliga bergarten för tryck, vilket har resulterat i en mer eller mindre utpräglad skiffriighet. Amfiboliten uppvisar stora variationer i mineralfogningens utseende. Den bör därför betraktas som en opålitlig bergart vad gäller hållfasthetsegenskaper.

Finkornig gnejs huvudsakligen av vulkaniskt ursprung

Från kartområdets sydöstra del till sjön Immeln sträcker sig ett bälte av mycket finkorniga (< 1 mm) gnejser, som till större delen utgörs av gamla vulkaniska avlagringar. Även längre åt sydväst förekommer denna bergart. På friska ytor är färgen ganska mörkt grå, medan vittrade ytor ofta får en mycket ljus grå färg. På vittringsytor ser man ibland millimeterstora vita "ögon" av kvarts och fältspat (fig. 13).

Den finkorniga gnejsen i stråket Näsум-Immeln är mycket kraftigt förskiffrad, dvs. den har i samband med blockrörelser i jordskorpan utsatts för starkt tryck, som omvandlat den till en ljusgrå (lokalt rödviolett), skifferliknande bergart. Denna har tidigare brutits i ett antal mindre stenbrott och använts till bl.a. brynstenar och grindstolpar, s.k. ledsten (fig. 6). Sådana gamla stenbrott finns t.ex. sydväst om Glasbruket. I de nordligare delarna av det starkt förskiff-

rade stråket uppträder aluminiummineralen kyanit och andalusit.

Den finkorniga gnejsen innehåller omkring 15 % glimmer. Denna relativt höga glimmerhalt försämrar inte hållfastheten nämnvärt, eftersom glimmerflagorna är små och oregelbundet fördelade. I den förskiffrade gnejsen är hållfastheten mycket olika med eller mot skiffriheten. Bergarten är fattig på mikrosprickor och innehåller endast små mängder omvandlingsmineral. Den finkorniga, ej förskiffrade gnejsen kan förmodas ha goda hållfasthetsegenskaper.

BERGARTERNAS TEKNISKA EGENSKAPER

AV

LEIF CARSERUD

Vid bergbyggnadsarbeten, t.ex. när det gäller tunnlar, berggrum eller vägar, är det viktigt att känna till berggrundens tekniska egenskaper. Dessa är också väsentliga när man skall avgöra om ett visst bergmaterial är lämpligt till betongballast, vägbeläggning, fyllnadsmaterial, monumentsten, etc.

De tekniska egenskaperna beror till stor del på berggrundens struktur och bergarternas textur (se nedan). Struktur är berggrundens storskaliga mönster; det kan vara förkastningar, sprickzoner, bergartskontakter, lagring, förskiffringsplan m.m. Den strukturgeologiska kartan ger underlag till en bedömning av berggrundens kvalitet.

Texturegenskaperna studeras i mikroskop och de är vanligen typiska för varje bergart. Texturen påverkar sådana egenskaper som tryck- och draghållfasthet, sliptal, flisighet och sprödhet. Texturen har studerats i ett tiotal slip av varje bergart.

Följande texturella egenskaper har studerats.

Kornstorlek: Finkristallina bergarter har bättre hållfasthet än grovkristallina av samma sammansättning.

Glimmerhalt: Glimmermineral spaltas lätt upp i tunna fjäll. De försämrar t.ex. nötningsbeständighet.

Skiffrihet: En bergart har olika hållfasthetsegenskaper parallellt med och vinkelrätt mot eventuell skiffrihet, vilken framför allt syns på orienteringen av glimmermineralen. Skiffriheten har graderats från 1 till 5, motsvarande massformig till kraftigt förskiffrad.

Längd av glimmerskikt: Glimmermineral bildar brottanvisningar i bergmaterial. Svagheten ökar med utbredningen av sammanhängande glimmerskikt.

TABELL 1. Texturella egenskaper för de vanligaste bergarterna inom kartområdet. Höga tal antyder oförmånliga hållfasthetsegenskaper.

Texture of the most common rocks.

Bergart	Finkornig gnejs vulkaniskt ursprung	okänt ursprung	Gnejs- granit	Karls- hamns- granit	Spinka- måla- granit	Vånga- granit
Egenskaper						
Kornstor- lek, mm	0.1-0.2 0.8-1.0	0.3-0.8	0.4-1.2	1-4	0.5-1.2	1-3
Glimmerhalt, %	4-13	13	4-14	7	7	3
Skiffriighet	4	1-2	1-4	1-2	2	1
Längd av glim- merskikt, mm	0.3-2	1-2	0.2-2	2	2	1
Fog-defekter, %	20	20-50	10-50	20	15	20
Mikrosprickor, antal/cm	0.5	0.5-2.5	1-6	4	4	1.5
Mineral- omvandling, %	5-20	20	20	15	5-20	5

Mineralfogning: Flikiga fogar ger högre hållfasthet än raka. De flesta bergarterna inom kartområdet har raka till ojämnt kantiga fogar. Variationerna i hållfasthet beroende på fogningsmönster är obetydliga för de undersökta bergarterna.

Fog-defekter: Fogstyrkan försvagas betydligt om det finns skikt av omvandlingsmineral såsom klorit utmed korngränserna. Mängden av fog-defekter anges i procent av den totala foglängden.

Mikrosprickor: Bergarter kan vara genomsatta av mikroskopiska, för ögat osynliga sprickor, s.k. mikrosprickor, vilka nedsätter hållfastheten.

Mineralomvandling: Mineralen i en bergart kan omvandlas. Nybildade mineral, såsom sericit, försämrar t.ex. beständighet mot nötning och vidhäftningsförmåga för asfalt. Intensiteten av mineralomvandlingen anges som den andel av hela slipet, vilken påverkats.

Resultaten av texturstudierna redovisas i tabell 1. Diabas har inte tagits med på grund av sin speciella textur. Kommentarer om bergarternas tekniska egenskaper har infogats i den allmänna översikten (s. 12). De bergarter, som allmänt kan förväntas ha de bästa egenskaperna, är finkornig gnejs av okänt ursprung, Vångagranit samt diabas.

STENBROTT I URBERGET

AV

KARL-AXEL KORNFÄLT och LEIF CARSERUD

På kartan finns två beteckningar för stenbrott. De största – med en yta av minst 100x100 m – har betecknats med en taggig kontur. Mindre stenbrott har markerats med en triangel.

Hyperitdiabas, "svart granit"

Inom kartområdet har tidigare framför allt den svarta hyperitdiabasen, känd under handelsnamnet "svart granit", varit föremål för brytning. Förekomsterna av hyperitdiabas i dessa trakter uppmärksammades först i samband med SGU:s geologiska kartering av kartbladet Bäckaskog (SGU Aa 103) på 1880-talet. Några år efter kartbladets utgivning sändes geologen Leonard Holmström ut "i syfte att se till, i hvad mån de geologiska undersökningarna i denna trakt visat sig fruktbringande för jordbruk, trädgårdsskötsel och stenindustri" (Holmström 1899). Brytning av "svart granit" hade redan då påbörjats på ett tiotal olika platser, av vilka Gylsboda tycks ha haft det största brottet.

Transporterna av sten vållade stora svårigheter. Från Gylsboda fraktades stenen med hästforor till Rörvik, en numera igenväxt vik i sjön Immeln's norra ände. Där lastades stenen på prämar, vilka drogs av ångslupen Framåt till Immeln's järnvägsstation för vidare befördran (Stenindustrins historia i Örkened 1890–1980, ABF 1981).

Holmström berättar att "år 1897 afsändes från denna station öfver 11 millioner kg svart granit, således omkring 1 100 jernvägsvagnar å 10 000 kg hvaradera". På endast några få år hade sålunda stenindustrin byggts ut från ingenting till en brytning på ca 3 500 m³ per år – en högst imponerande utveckling.

Brytningen av hyperitdiabas har på senare tid utsatts för hård konkurrens från producentländer som Sydafrika och Indien. Många stenbrott har därför lagts ned för gott eller ligger överksamma.

Hyperitdiabasgångarna är ofta sprickiga, vilket minskar möjligheten att få ut stora block. I kontakten mot sidoberget är diabasen finkornig, vilket är mindre önskvärt. Ådror av kvarts minskar också användbarheten av bergmaterialet. Diabasen innehåller ställvis inneslutningar med avvikande utseende, vanligen finkorniga bergartsfragment. Dessa kallas "katt" eller "skosulor" och anses misspyda den i övrigt homogena bergarten. Allt detta gör att endast en tiondel

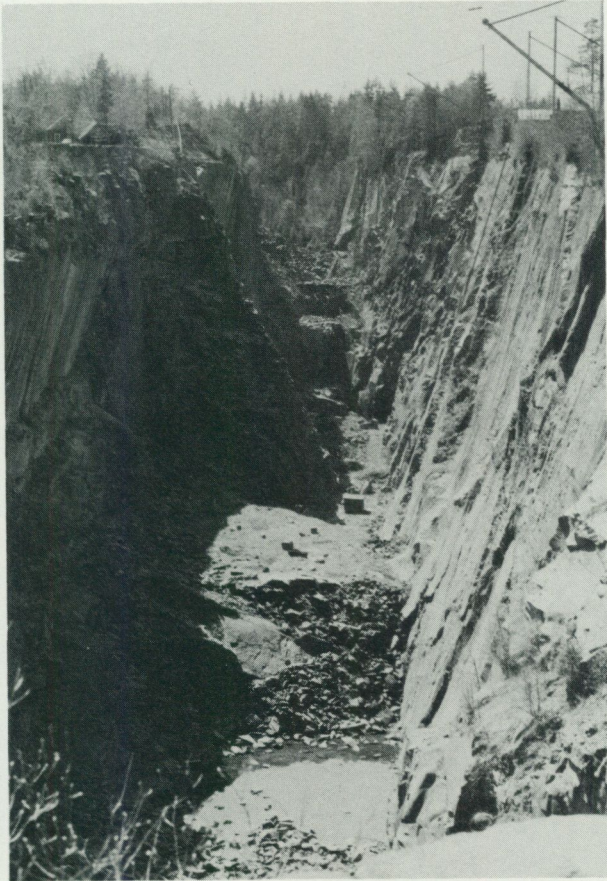


Fig. 4. St. Björkeröds stenbrott i svart granit (hyperitdiabas), sett norrifrån, våren 1980. Foto K.-A. Kornfält.

Quarry in hyperite dolerite.

av den utbrutna stenen blir färdiga råblock, medan resten kasseras som skrotsten.

Hyperitdiabasen har en ovanligt intensiv svart färg, vilket gjort den mycket uppskattad. Den används vanligen till gravstenar. Hyperitdiabasen har exporterats över hela världen; de största mängderna sten har sålts till Italien, Tyskland, Japan, Nederländerna, Frankrike, Spanien och USA (ABF 1981). Den används mindre ofta till fasadsten, men ett praktfullt exempel finns i nya Riksbankshuset vid Brunkebergstorg i Stockholm. Fasaden i denna byggnad är klädd med

halvmeterstora block av diabas från stenbrottet i Gylsboda. Blocken har delats i hydraulpress för att visa den råa och friska bergartsytan.

Några av de viktigaste områdena för brytning av hyperitdiabas omnämns nedan. Produktionssiffror för de olika områdena är svåra att sammanställa, beroende på att det vanligen har förekommit flera brott i samma diabasgång och att flera olika företag varit verksamma.

St. Björkeröd (8a). Ungefär 5 km NNO om Sibbhult. Brottet är ca 500 m långt, 50 m brett och 40–70 m djupt (fig. 4). År 1979 var produktionen 360 m³ råblock. Verksamheten lades ned definitivt år 1982.

Gylsboda (9b–9c). SSV om Gylsboda finns ett mindre stenbrott och NNO om Gylsboda finns ett av Sveriges största stenbrott i svart granit. Det är ungefär 500 m långt, maximalt 100 m brett och 40 m djupt. Ursprungligen stod diabasgången upp som en höjdrygg ca 30 m över omgivningen. Gylsboda var det första stenbrottet i svart granit i nordöstra Skåne. Brytningen påbörjades 1890 och har pågått med avbrott fram till 1978. Uppskattningsvis 100 000 m³ råblock har tagits ut under denna tid. För närvarande ligger verksamheten nere.

Jedenryd-Brännskulla (5a–6a). Sydväst om Immelns samhälle finns en nära 3 km lång och ca 50 m bred hyperitdiabasgång med flera gamla stenbrott (fig. 3). Det sista brottet, som låg i nordligaste delen, stängdes år 1962.

Röetved (5a). Öster om byn Röetved uppträder en hyperitdiabasgång som är nära 2 km lång och 40–50 m bred. Denna har brutits på flera ställen. Verksamheten upphörde år 1964.

Skärsnäs (7c–8c). Nordväst om Skärsnäs uppträder en hyperitdiabasgång i ungefär nord-sydlig riktning, från Träskoviken till Skärsnäsfjorden – en sträcka på ca 3 km. Gången, som endast är ca 10–15 m bred, har brutits på ett flertal ställen. Den är en av de få hyperitdiabasgångar som tydligt framträder på den flygmagnetiska kartan (se s. 158). Verksamheten här upphörde redan under 1930-talet.

Kyrkhult (9e). Ungefär mitt emellan Kyrkhult och Vilshult finns en ca 4 km lång och 10–20 m bred diabasgång med åtskilliga gamla stenbrott. I Mobergs (1896) beskrivning av diabaserna i västligaste Blekinge kallas den sydligaste biten av denna gång för Holjegången. Den nordligaste delen kallas östra Kyrkhultsgången. Enligt Moberg skulle det också finnas en västlig Kyrkhultsgång, ungefär 1 km väster om den östra. Någon sådan gång har inte hittats vid den nu aktuella kartläggningen.

Som framgår av berggrundskartan finns det inom området ytterligare ett antal hyperitdiabasgångar med nedlagda stenbrott. Många av dessa finns omnämnda i skriften Stenindustrins historia i Örkened 1890–1980 (ABF 1981).

Spinkamålagranit

Inom kartområdet finns (1982) två stenbrott i drift i medelkornig Spinkamålagranit. I det ena, som ligger ca 1 km öster om Boafall (7d), bryts grå, medelkornig Halengranit, en variant av Spinkamålagraniten. Brytningen där har återupptagits år 1982 i ett tidigare nedlagt stenbrott, med anledning av en betydande order på sten till ombyggnad av trappan till gamla riksdagshuset. Därefter beräknas verksamheten fortgå med en brytning av 1 200 m³ råblock per år, varav ca 90 % kommer att exporteras.

Under 1982 har brytning återupptagits även i Kullaskogens stenbrott (8a), ca 4 km nordost om Sibbhult. Bergarten är rödgrå Spinkamålagranit. Firman som bryter stenen planerar att utvinna ca 1 800 m³ råblock per år. Större delen av produktionen beräknas gå på export till Italien, Frankrike och Spanien.

Vångagranit

Den bergart inom kartområdet, som för närvarande är mest intressant från avnämarsynpunkt, är den vackert röda Vångagraniten, som bryts i Vånga- och Oppmannabergen (5b–5c). Graniten har brutits där sedan 1800-talets slut (Holmström 1899). För närvarande (1982) finns ett flertal stenbrott i drift varav några är mycket stora (fig. 5).

Fem olika stenindustrier bryter granit i Vånga- och Oppmannabergen. Den sammanlagda produktionen av råblock under 1979 var ca 8 000 m³. Största delen av den uttagna stenen exporteras som råblock främst till Tyskland och Italien där den genomgår vidare förädling.

Vångagraniten sågas i skivor och poleras. Den används framför allt till fasadbeklädnad och kan som sådan beundras över hela världen. I The New World Trade Center i Hongkong liksom i det enorma hotell Pribaltijskaya i Leningrad har denna bergart använts.



Fig. 5. Stenbrott i Vångagranit. Vångabergets östra kant, väster om Vånga alle (5c). Foto K.-A. Kornfält.

Quarry in Vånga granite.

Glimmerskiffer

I stråket med starkt förskiffrad, glimmerskifferliknande berggrund, sydväst om sjön Raslångens sydspets, finns många små, numera nedlagda stenbrott. I dessa stenbrott med lättkliven skiffer bröts sedan gammalt s.k. ledsten. Namnet kommer av att de långa, smala stenarna användes som grindstolpar eller ledstolpar (grind kallades fordom för led, fig. 6). Skifferplattor användes på sina håll också till betäckningssten på kyrkogårdsmurar (fig. 7), vilket man kan se på t.ex. kyrkogårdarna i Nosaby (vid Kristianstad) och Ysane (norr om Sölvesborg). Ledstenen var också lämplig att använda som trappsteg (fig. 8). Mest användes dock ledstenen till liebrynen, vilka även exporterades till länderna på andra sidan Östersjön. Denna verksamhet hade gamla anor. Enligt De Geers beskrivning till det geologiska kartbladet Bäckaskog från 1889 hade exporten då pågått åtminstone ett par hundra år. Linné rapporterar i sin Skånska resa från 1749 om denna verksamhet men kallar bergarten Jämjö-sten. Enligt Glimberg



Fig. 6. Grindstolpar av starkt stänglig glimmerskiffer, s.k. ledsten. Bökestad sågmölla (6c). Foto K.-A. Kornfält.

Gate-posts of mica-schist with strong lineation.

(1980) har Linné förväxlat Jämjö och Jämshög. Brynstenshanteringen skall enligt Glimberg i ringa omfattning ha levt kvar en bit in på 1900-talet. Numera vittnar i allmänhet bara ett antal gropar i marken om den tidigare verksamheten.

Det finns dock ett något större stenbrott i glimmerskiffer, ca 500 m ONO om Rävahallen (fig. 16). Här har glimmerskiffer brutits periodvis från 1954 till 1965. Totalt har 3 000 m³ råblock tagits ut. Bergarten har en vacker, ljus skimrande yta och den salufördes under namnet "Silvergranit" till fasadbeklädnad. Den har bland annat använts till en magnifik fasad på Palace Hotell vid S:t Eriksgatan i Stockholm. Den har även använts till amerikanska ambassaden i Stockholm. En del partier av bergarten, till synes helt rena, visade sig innehålla små korn av pyrit. När dessa vittrade i stenfasaden, gav de upphov till fula rostfläckar, vilket gav stenen ett visst vanrykte.

Uppgifter om stenbrytningen inom kartområdet har lämnats av Nisse Bengtsson, Otto Schubert och Göte Nöjd, AP-sten, Glimåkra; Ronnie Thomasson, Emmaboda Granit AB, Emmaboda; Krister Kjellén, Stenindustrins Forskningsinstitut, Stockholm; Erik Bergman, AKF-Granit, Karlshamn; Gunnar Nilsson, Nilsten AB, Västervik och Bror Strömstén, Tranås.



Fig. 7. Glimmerskiffer som betäckningssten på kyrkogårdsmuren vid Ysane kyrka, norr om Sölvesborg. Foto K.-A. Kornfält.

Mica-schist covering the wall around the church yard.

MINERALFÖREKOMSTER I OCH OMKRING VÄSTANÅ GRUVA

AV

KARL-AXEL KORNFÄLT

(Uppgifterna om Västanå gruvans historia har huvudsakligen hämtats från skriften Olofströms Bruk 1735–1935 av Tom Söderberg.)

Västanå järnmalmsfyndighet (ca 3.5 km nordväst om Näsums kyrka) upptäcktes alldeles i början av 1800-talet. År 1804 påbörjades provbrytningen. Arbetet skedde med kilning. Man behövde ej spränga, eftersom malmen var helt lös. Den utgjordes av järnglimmer eller fjällig blodstensmalm, som delvis var ganska ren. Fram till första nedläggningen 1811 hade ca 1 200 skeppund (= 204 ton) tagits upp. Sannolikt var malmen alltför lågprocentig för att brytning skulle löna sig. Den metallurgiska tekniken gick emellertid framåt och brytningen återupptogs 1861 för att pågå till 1863. Under denna period upptogs ca 390 ton malm. Nästa gång gruvan bearbetades var 1873–77 då ca 860 ton malm bröts.



Fig. 8. Glimmerskiffer som trappsteg. Vånga (5c). Foto Leif Carserud.

Mica-schist as steps.

Det sista året som arbete bedrevs var 1916, då gruvan (som i "Bergverksstatistiken" kallas Idagruvan) var i gång under 10 veckor. Ur Bergverksstatistiken för detta år framgår vidare att 85 ton malm och berg bröts under jord. Av detta erhöles 45 ton skrädd malm med en genomsnittshalt av 48 % järn.

Västanå gruva har alltså under årens lopp producerat endast drygt 1 500 ton malm, vilket är en mycket låg siffra om man jämför med vad som tagits upp från de rika järnmalmsfyndigheterna i Bergslagen och norra Sverige.

Gruvan har ej heller varit stor till formatet. I dag utgörs den av ett ca 30 m långt och 2 m brett, vattenfyllt dike (fig. 9). All malm i dagen är utbruten. Exakt hur malmen har uppträtt går därför inte att studera. Ej heller framgår detta av tidigare beskrivningar. Vid Blomstrands besök vid slutet av 1860-talet var gruvan nämligen övergiven och vattenfylld. Därför var han tvungen att insamla sina prov i de små varphögarna som redan då var överväxta av gräs och buskar. Även De Geer mötte en öde och vattenfylld gruva vid den kartläggning av området som han gjorde på 1880-talet för SGU:s räkning.



Fig. 9. Västanå gruva (6d). Stockarna som stöttar är 2 m långa och lika breda är den numera vattenfyllda gruvöppningen. Foto K.-A. Kornfält.

The abandoned Västanå iron mine.

Blomstrand (1866) beskriver malmen som en glimmerskiffer, där glimmerbladen ersatts av järnglimmer med bibehållande av de tätt inströdda kvarts-kornen. Det malmförande lagret, som enligt Blomstrand var 4–5 alnar (knappt 3 m) mäktigt, har uppträtt i kvartsiten alldeles i gränsen till underliggande, omvandlade vulkaniska bergarter. Gruvans längdutsträckning följer kvartsit-glimmerkvartsitens strykningsriktning. Decimetertunna, svartgrå skikt av järnglimmer förekommer också i kvartsiten ca 500 m söder om gruvan (jfr De Geer 1886, s. 6, Bäckström 1897, s. 22).

Även om Västanå gruva inte blivit berömd för sin järnmalmproduktion, har den i stället blivit känd i hela världen för de sällsynta mineral som man hittat där. En del av dem var förut inte kända, och just därför kommer Västanå gruva att för alltid finnas med i mineralogiska uppslagsböcker, som det ställe där dessa mineral för första gången identifierades.

Tom Söderberg (1935) skriver, att när gruvan inspekterades av Bergmästaren år 1877, låg mycket malm kvar på platsen. Denna malm var förorenad av för ögat synliga fosfatmineral. Upptäckandet av dessa mineral på djupet av gruvan var förmodligen orsaken till att verksamheten upphörde.

I "Öfversigt af Kongl. Vetenskaps-Akademiens Förhandlingar" från 1845 finns en notis om att en inspektor Johannesen funnit mineralet pyrofyllit (fig. 10) i Västanå järngruva. Det var första gången detta mineral påträffades i Sverige. I samma tidskrift finns år 1848 två kemiska analyser av pyrofyllit "från Westanå öde jerngrufva".

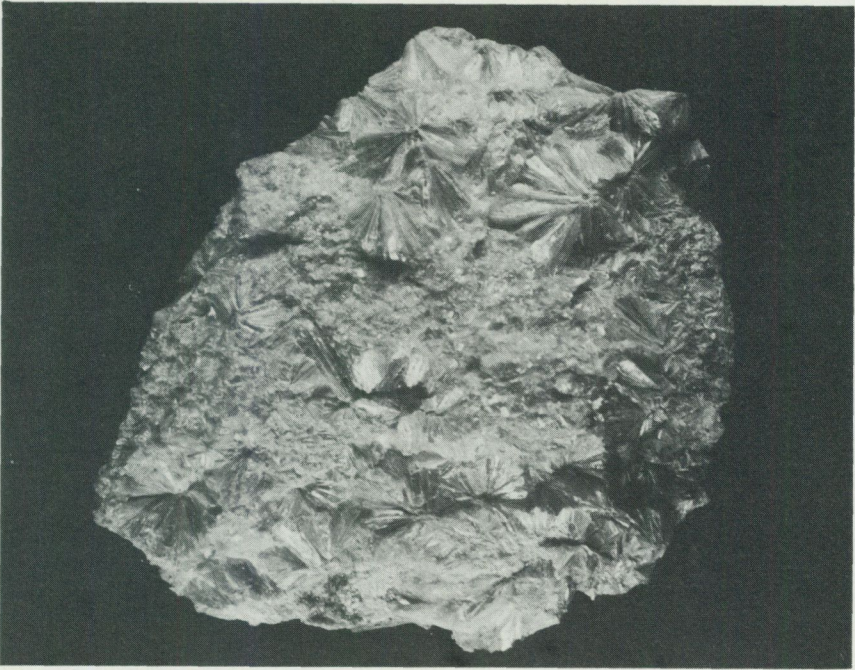


Fig. 10. Pyrofyllit från Västanå gruva (6d). Naturlig storlek. Foto S. Stridsberg.

Pyrophyllite from the Västanå iron mine.

År 1866 redovisade Blomstrand sina iakttagelser rörande mineral från Västanå gruva. Förutom de vid denna tid redan kända mineralen kyanit, lazulit och svanbergit, fanns det ett antal okända mineral, som Blomstrand analyserade och namngav i en uppsats från 1868. De nya mineralen var följande:

- Berlinit (efter professorn och generaldirektören N.H. Berlin)
- Trolleit (efter greve H. G. Trolle-Wachtmeister)
- Augelit (av det grekiska ordet för glans)
- Attakolit (av det grekiska ordet för lax p.g.a. den karaktäristiska manganfärgen)
- Kirrolit (av det grekiska ordet för blekgul)
- Westanit (efter Västanå)
- Näsumit (efter Näsums socken, i vilken gruvan ligger)
- Martolit (efter den brunröda färgen)

De första fem av de uppräknade mineralen är fosfater, huvudsakligen med aluminium. Resten är silikatmineral. Westanit visade sig vid noggrannare undersökningar i mikroskop vara en omvandlad andalusit (Weibull 1898). Näsumit, som uppträdde i små mängder tillsammans med attakolit var möjligen inte heller något nytt mineral. I varje fall anses Blomstrands enda bestämning inte räcka till för att fortfarande motivera detta minerals existens (Chudoba 1960).

Martolit finns inte upptaget i några mineralogiska uppslagsverk från 1900-talet. Det är möjligt att det avfördes som nytt mineral redan på ett tidigt stadium utan att ha satt några spår i facklitteraturen.

Eftersom Blomstrands kemiska data om attakolit ansågs otillräckliga gjorde Gabrielsson och Geijer (1964) en ny undersökning vars resultat bekräftar att attakolit är ett självständigt mineral. Mead och Mrose (1968) visade att det även finns en monoklin attakolit bland Västanåmineralen.

Enligt Weibull (1886) är den apatit som förekommer vid Västanå gruva ovanligt manganrik, alltså en manganapatit. År 1898 publicerade Weibull även en del kristallografiska data om manganapatiten från Västanå.

Järnmalmen i Västanå förekommer som inlagring i en kvartsit. Bäckström (1897, s. 23) tolkade därför malmen som mekaniskt anrikad, järnrik sand. I en uppsats från 1963 ger Geijer bl.a. nedanstående sammanfattning av järnmalms- och mineralförekomsterna i Västanåområdet. Geijer antar att malmen bildats senare än kvartsiten, genom omvandling av mineral invandrade i denna (impregnation). Fosforkoncentrationen som var förutsättningen för bildandet av fosfatmineralen kan inte härledas till någon sedimentavlagring utan även den

måste ha tillförts. Den nuvarande mineralassociationen (Al_2SiO_5 – lazulit – rutil) skapades vid förhöjd temperatur och under inflytande av material av magmatiskt ursprung (volatiler). Malmförekomsten måste ha tillkommit innan konglomeratet avlagrades, eftersom det finns konglomeratbollar med hematit-skikt.

Ett ovanligt mineral, som hittats på flera ställen i glimmerskiffern, och alltså ej i själva gruvan, är grön manganandalusit (numera kallad viridin). Detta mineral beskrevs av Bäckström (1896).

Flertalet av de ovan nämnda mineralen som hittats i Västanå gruva är mycket ovanliga. Attakolit har hittills inte påträffats på något annat ställe. Många av de övriga har först under de senaste decennierna hittats på andra platser i världen.

För närvarande undersöks mineralen från Västanå gruva med moderna metoder vid institutionen för oorganisk kemi i Lund. Staffan Hansen har därvid med hjälp av röntgen identifierat flera av de redan kända mineralen och även ett för Västanå nytt mineral som hör till childrenit – eosphoritserien. Ronnie Thomasson har sammanställt en översikt över de sällsynta mineralen från Västanå gruva (Thomasson 1983). Han fortsätter arbetet att säkert identifiera tidigare kända mineral därifrån, samt letar efter eventuella nya.

DEN PREKAMBRISKA BERGGRUNDEN

AV

KARL-AXEL KÖRNFÄLT

Omvandlade bergarter av vulkaniskt och sedimentärt ursprung (Västanåformationen)

Allmän översikt

De undersökningar av den blekingska – nordskånska berggrundsprovinsen som hittills gjorts (De Geer 1889a, Bäckström 1897, Norin 1936 och 1959, samt Andersson 1975) har lett fram till uppfattningen att metavulkaniterna och metasedimenten i nordostligaste Skåne – den s.k. Västanåformationen – utgör de äldsta bergarterna.

Västanåformationen's metavulkaniter uppträder i ett nordväst–sydostligt bälte från sjön Immelns nordöstra hörn till sydostligaste Ryssberget. Dessa bergarter har i allmänhet ryolitisk sammansättning, men dacitiska skikt förekommer även

(fig. 11). Bland Västanåformationens vulkaniter uppträder även metabasit. I Vånga–Kaffatorp–Arkelstorpsområdet förekommer delvis ådergnejsomvandlade vulkaniter huvudsakligen med dacitisk sammansättning (tabell 6).

Metasedimenten i Västanåformationen utgörs av ett ca 5 km långt och 0.5 km brett bälte av kvartsit–glimmerkvartsit. Detta, som uppträder i området nordväst om Näsium, har en nordväst–sydostlig utsträckning.

Stratigrafin är följande: Underst finns finkornig gnejs (kustgnejs), som enligt Bäckström (1897) och Norin (1936) gradvis övergår i Västanåformationens sura metavulkaniter. (Kartläggningen av gränsområdet mellan kustgnejsen och metavulkaniten på det angränsande kartbladet Karlshamn NO, som nu pågår, kommer förhoppningsvis att kunna ge besked om denna uppfattning är riktig eller ej.) Närmast intill den överliggande metabasiten blir metavulkaniten ibland dacitisk. Metabasiten överlagras av kvartsit–glimmerkvartsit. Över denna följer åter sur metavulkanit, som är starkt förskiffrad (glimmerskifferliknande) och ställvis innehåller kvartsrika skikt.

Tidigare undersökningar

Västanåformationens mycket intressanta mineral och bergarter har redan beskrivits i ett stort antal arbeten. Eftersom större delen av dessa är svåra att få tag i numera, görs här en genomgång av all litteratur, som på något sätt berör Västanåformationen.

På Angelins karta över Skåne (tryckt 1859) finns skiffraa i Västanåområdet med, men utbredningen är något felaktigt angiven. På kartan urskiljde Angelin kvartsitskiffer, glimmerskiffer och kloritartad skiffer. Dessa skiffraa var enligt De Geer (1886) välkända sedan ett par hundra år och utskeddades till Tyskland under namnet ledsten (se s. 26), och användes där troligen till brynsten. Angelin (1877) nämner också ett annat namn på dessa stenar nämligen "hvättje". På SGU:s tidiga översiktskarta över Sverige (Nathorst 1884) finns Västanåformationen med under en beteckning som innefattar, förutom skiffraa, även kvartsit och hälleflinta. Det är ganska förvånansvärt att redan denna gamla karta ger en så riktig bild av Västanåformationens utbredning. Tyvärr är SGU:s karta över Sverige från 1958 (SGU Ba 16) betydligt sämre i detta avseende.

I De Geers uppsats från 1886 "om ett konglomerat inom urberget vid Vestanå i Skåne" redogörs i första hand för konglomeratet, men även de övriga bergarterna i Västanåområdet beskrivs ganska utförligt. De Geer ansåg att konglomeratet vid Västanå var ett verkligt konglomerat med "vattenotta rullstenar". Han noterade att bollarna bestod av grå kvartsit av samma utseende som i underliggande äldre lager. De Geer lade även märke till att bollarna många gånger hade en egendomlig form, något som tyder på att konglomeratet varit utsatt för starkt tryck.

Den första detaljerade kartläggningen för SGU:s räkning av området gjordes av De Geer (1889 a), vilken på kartbladet Bäckaskog kom i kontakt med den sydvästligaste delen av Västanåformationen. De Geer kallade områdets finkorniga bergarter av vulkaniskt ursprung för hälleflintgnejs i enlighet med SGU:s dåtida terminologi. Metabasiten som uppträder bl. a. nordost om kvartsiten fick benämningen hornbländeförande hälleflintgnejs. I beteckningen glimmerkvartsit, som användes på kartbladet Bäckaskog, ingick kvartsiter, glimmerkvartsiter och kvartsglimmerskiffraa. De Geer noterade att glimmerhalten växlar i glimmerkvartsiten. I den sydostligaste delen närmast över hälleflintgnejsen är glimmerhalten således låg, men ökar mot hängandet i sydväst och mot nordväst, där den övergår i glimmerskiffer. De Geer lade märke till att det fanns röda eller rödvioletta partier i norra delen av glimmerkvartsitens område. Dessa röda partier var inte bundna till något bestämt lager utan

tycktes vara av lokal och sekundär natur. I kartbladsbeskrivningen Bäckaskog finns också en redogörelse för Västanå gruva där även de av Blomstrand (1866, 1868) upptäckta mineralen uppräknas (se s. 32).

Hällefliktgnejs och glimmerskvarstitt tillhörande Västanåformationen förekommer även på det angränsande, gamla kartbladet Karlshamn (Skånedelen, De Geer 1889 b).

I beskrivningen till kartbladet Glimåkra (Blomberg 1892), vilket bl.a. omfattar norra delen av Västanåformationen utbredningsområde, beskrivs de i denna ingående bergarterna hällefliktgnejs och glimmerskiffer endast flyktigt.

År 1897 utgavs "Västanåfältet – en petrogenetisk studie" av Helge Bäckström. I detta arbete ges detaljerade petrografiska beskrivningar med talrika mikrofoton av de olika bergarterna i Västanåområdet. Bäckströms arbete innehåller dock ingen detaljerad karta utan bygger på SGU:s då nyligen utgivna kartor i skalan 1:50 000, speciellt De Geers "Bäckaskog".

Vid de mikroskopiska undersökningarna av hällefliktgnejsen kom Bäckström (op.cit.) fram till att denna utgörs av en omvandlad kvartsporfyrittuff. Det stora amfibolitlagret mellan kvartsiten och hällefliktgnejsen (se kartan) antogs av Bäckström ha bildats av ett lager diabastuff eller av ett diabastäcke.

Västanåformationen har även behandlats i en modern avhandling från 1975 av Wiking Andersson. I detta arbete läggs tyngdpunkten på strukturgeologiska frågor.

Västanå gruva och de mineral som påträffats där och beskrivits framför allt av Blomstrand (1866), Weibull (1886, 1898) och Bäckström (1896) behandlas närmare på s. 28.

Nya synpunkter på Västanåformationen bergarter

Av ovanstående framgår att Västanåformationen mineral och bergarter redan har beskrivits i ett stort antal uppsatser. Några av dessa, speciellt då Bäckströms beskrivning från 1897, är dessutom utomordentligt detaljerade. Det fanns därför ingen anledning för SGU att ånyo detaljgranska Västanåformationen vid den nu aktuella kartläggningen av kartbladet Karlshamn NV.

Den nya kartan skiljer sig dock från de tidigare framför allt i ett väsentligt avseende. De bergarter som på tidigare kartor betecknats som glimmerskiffer och uppfattats som omvandlade lersediment (se t.ex. Bäckström 1897) har på den nya kartan betecknats som starkt förskifrad metavulkanit. Det är både iakttagelser i fält och resultat av kemiska analyser som lett fram till denna uppfattning.

Fältiakttagelser visar att det på flera ställen i metavulkanitområdet öster om kvartsiten finns förskifrade, glimmerskifferliknande stråk. Dessa uppträder i allmänhet längs morfologiskt väl framträdande sprickzoner. I t.ex. området norr om Västanå (5d) och sydost om Kroksjön (6c–6d) kan man se en gradvis övergång från måttligt förskifrad metavulkanit till kraftigt förskifrad, glimmerskifferliknande metavulkanit. Denna "glimmerskiffer" innehåller fortfarande kalifältspat (se tab. 8) och har de porfyriska kvartsögonen bevarade. De två ovan nämnda exemplen är från "glimmerskifferstråkets" sydostligaste del. Även i området sydväst om det mäktiga amfibolitlagret (ca 500 m öster om

Boana, 7c), vilket på tidigare kartor utgjort gränsen mellan metavulkanit (i nordost) och glimmerskiffer (i sydväst), uppträder "glimmerskiffrar" med bevarade kvartsströkorn och kalifältspat (tabell 8). Denna "glimmerskiffer" är således också bildad genom stark förskiffring av ursprunglig kvartsporfyr.

Förutom ovan nämnda gradvisa övergångar från metavulkanit till "glimmerskiffer" finns även kemiska indicier, som tyder på att det som hittills betecknats som glimmerskiffer i själva verket är förskiffrad metavulkanit. "Glimmerskiffern" har visserligen ett betydande relativt aluminiumöverskott (höga Niggli t -värden, $t = al - (c + alk)$), vilket också visar sig i förekomsten av aluminium-mineral (kyanit och andalusit), men den totala mängden Al_2O_3 är i "glimmerskiffern" bara 9–13% (tabell 9), medan den i metavulkaniterna är 13–16% (tabell 3). Egentliga glimmerskiffrar bildade av lerrika sediment har i allmänhet en Al_2O_3 -halt på omkring 20 %. Vanadinhalterna är i Västanåformationens "glimmerskiffrar" ca 10 ppm, ett värde som är avsevärt lägre än de drygt 100 ppm, som t.ex. redovisas för skiffrar av sedimentärt ursprung från Los-Hamra-området (Lundqvist 1968, tabell 1a 1–8).

Av de kemiska analyser som hittills gjorts av "glimmerskiffer" och glimmerkvartsit från Västanåformationen är det bara en, där Al_2O_3 -innehållet (=26.0 %) är påfallande högt (Andersson 1975, analys nr 20). Detta prov är taget i en håll med tätt liggande, centimeterstora kristaller av andalusit och kyanit (200 m sydost om Fixavången, 7c). Bäckström (1897, s. 31) redovisar en analys av "otrelitförande distensskiffer" från en liten håll 250 m nordost om Bäens nordände, där Al_2O_3 -innehållet skulle uppgå till 26.13%. På det angivna stället har ingen anstånde håll återfunnits. Däremot finns det en samling meterstora block.

Det relativa aluminiumöverskottet i Västanåformationens "glimmerskiffrar" torde bero på att metavulkanitens kalcium och natrium har urlakats och borttransporterats i högre grad än aluminium vid den tektoniska omvandling som metavulkaniten utsattes för. På detta sätt skapade metavulkaniten sitt eget aluminiumöverskott, som var en förutsättning för bildningen av aluminium-mineralen. Dessa bildades när bergarten utsattes för högt tryck och förhöjd temperatur i samband med de fortsatta regionala blockrörelserna i området.

Enligt hittills rådande uppfattning skulle konglomeraten i Västanåformationen vara egentliga konglomerat. Bollarna i konglomeraten består nästan enbart av kvartsit. De är deformerade och tydligt stängliga. Vid den nya kartläggningen av området har flera iakttagelser gjorts som tyder på att i varje fall en del av konglomeratstråken i stället kan vara bildade genom boudinage av kvartsitskikt. Dessa eventuellt tektoniska konglomerat ligger i den starkt förskiffrade, glim-

merskifferliknande metavulkaniten. I "glimmerskiffern" nära konglomeratstråken uppträder ibland decimeter- till meterbreda lager av kvartsit. I sådana skikt har observerats tendens till boudinage. Vidare förekommer skarpkantade, breccieliknande kvartsitbrottstycken (fig. 23) i "glimmerskiffermatrix" alldeles i närheten av en av konglomeratlokalerna. I konglomeratet ser man på flera ställen kvartsitskikt tillsammans med "konglomeratbollarna" (fig. 24). Enligt De Geers (1886) uppfattning skulle dessa skikt representera tillplattade konglomeratbollar. En annan möjlighet är att de utgör ursprungliga kvartsitskikt som inte blivit påverkade av boudinage. Kvartsitbollarna i områdets mäktigaste konglomeratbädd – det som ligger längst mot sydväst – är påfallande avrundade. Detta kan eventuellt förklaras med att de ursprungliga, tektoniskt bildade konglomeratbollarna drabbats av en senare, övertvärande förskifring, vilken resulterade i en ytterligare avrundning av kvartsitlinserna.

Vid De Geers föredrag om Västanåkonglomeratet i Geologiska Föreningen år 1886 framkom kritik från statsgeologen Holst, som menade att konglomeratet var ett pseudokonglomerat. Han påpekade bl.a. att bollarna inte var så rundade som de borde vara i ett verkligt konglomerat. Vidare efterlyste han det grusiga material, som borde ha utgjort matrix i ett verkligt konglomerat. Holst framkastade förslaget att bergarten var "ett söndersprängt kvartsitlager, hvilket haft böjelse att antaga en bollformig afsöndring".

Denna kartbladsbeskrivning ger inte utrymme åt några mer omfattande undersökningar av den redan mycket väl undersökta Västanåformationen. Nykarteringen har dock, som ovan visats, gett resultat som gör att man kan ifrågasätta en del av hittills rådande uppfattningar.

Petrografiska beskrivningar

Metavulkaniter (allmänt)

I ett bälte från kartans sydöstra del till norra Immeln uppträder mycket fin-korniga gnejser (gult på kartan). I Bäckströms arbete från 1897 kallas dessa bergarter hälleflintgnejs och antas vara omvandlade kvartsporfyruttuffer. Andersson (1975) kallar bergarten metavulkanit (sur och intermediär), en beteckning som även kommer att användas i följande beskrivning, eftersom bergarterna med all sannolikhet ursprungligen bildats genom vulkanism.

Även i kartområdets sydvästra del förekommer bergarter, som troligen är ursprungliga vulkaniter. I detta område är emellertid bergarterna så kraftigt

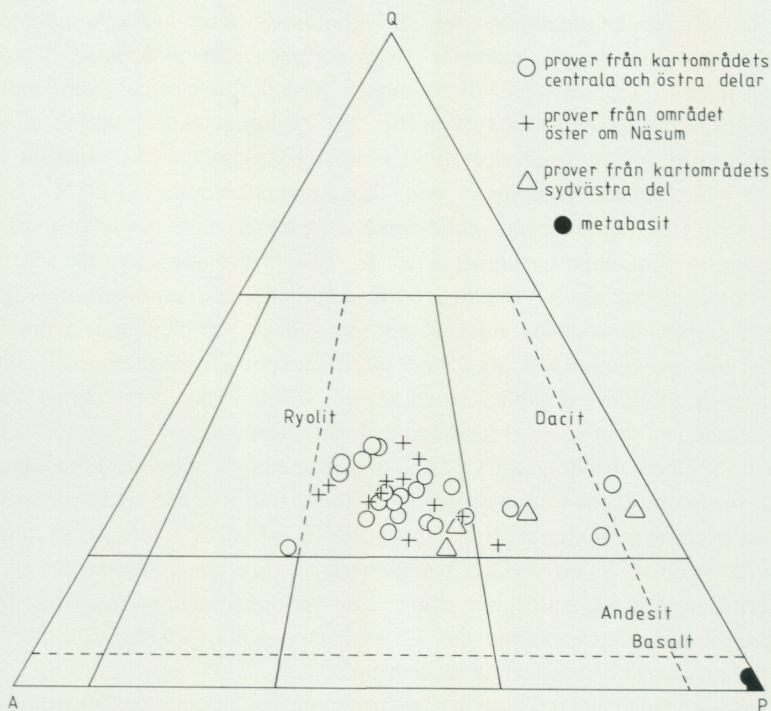


Fig. 11. Bergartsindelning av metavulkaniter grundad på fördelningen kvarts-alkalifältspat-plagioklas enligt IUGS 1980.

Modal classification of metavolcanics.

omvandlade att de mest typiska dragen (t.ex. porfyrtexturen) har utplånats.

Metavulkanitens västra kontakt i området sydväst om sjön Bäen (6c-7c) är mycket diffus, vilket på kartan visas genom en gränslinje med frågetecken. Denna metavulkanit är fortfarande mycket finkornig, men eventuella ursprungliga strökorn har utplånats genom kraftig förskiffring. Förskiffringen ger ställvis ett bandat utseende åt bergarterna. Mot väster ökar kornstorleken alltmer och metavulkaniten övergår i en bergart vars genes ej går att fastställa, varför denna har fått beteckningen gnejs av okänt ursprung (orange på kartan). Även det stora metavulkanitområdets gräns mot norr, omkring Filkesjön (8c), är mycket osäker och har därför kompletterats med frågetecken. Den angränsande gnejsen i detta område utgörs sannolikt av metamorft förgrovad metavulkanit.

Av diagrammet i fig. 11 framgår vilka vulkaniska bergarter som uppträder inom kartområdet. Mineralfördelningen och de kemiska analyserna av meta-

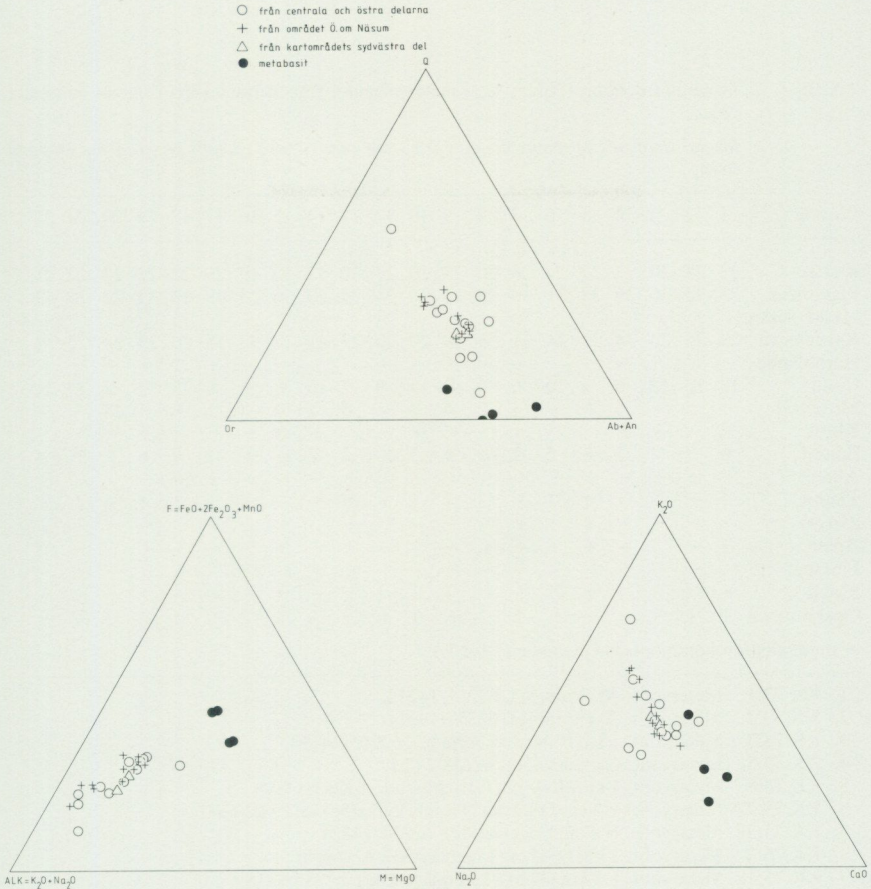


Fig. 12. Metavulkanit. ALK-F-M-diagram (mol-%), K₂O-Na₂O-CaO-diagram (vikt-%) och Q-Or-(Ab+An)-diagram (CIPW-normvärden).

Metavolcanics. ALK-F-M, K₂O-Na₂O-CaO and Q-Or-(Ab+An) diagrams.

vulkaniterna från kartområdets centrala och östra delar framgår av tabellerna 2 och 3. Analyserna av de omkristalliserade metavulkaniterna söder om det stora granitmassivet öster om Näsum har redovisats separat (tabellerna 4 och 5). Även analyserna av metavulkaniten i kartområdets sydvästra del har skiljts ut och redovisats i tabellerna 6 och 7. Av diagrammen i fig. 11 och 12 framgår att den mineralogiska och kemiska sammansättningen av de omkristalliserade metavulkaniterna närmast söder om det stora granitmassivet öster om Näsum ganska väl

TABELL 2. Mineralfördelning (volym-%) i metavulkaniter från kartområdets centrala och östra delar.

Modal analyses of metavolcanics from the central and eastern parts of the mapped area.

Prov nr	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	12	13	14	15	16	17	18	19	20	21	22
Kvarts	23	28	20	22	23	24	26	30	23	20	23	30	17	30	19	25	22	20	23	22	21
Plagioklas (inkl. sericit)	29	23	36	29	33	31	30	23	28	36	33	24	20	36	33	48	18	33	20	28	43
Kalifältspat	28	25	26	34	31	24	31	34	30	20	20	27	41	27	33	18	26	25	24	25	3
Hornblände	-	-	1	+	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	2	-	-	+	-
Biotit	12	10	12	6	4	20	6	6	10	15	9	7	16	+ 5	6	23	13	2	19	24	
Muskovit	-	5	+	4	+	+	3	2	4	2	4	6	2	4	8	1	+	1	28	-	4
Klorit	-	-	-	+	-	-	1	+	-	-	-	-	-	1	-	-	-	-	-	-	-
Epidot	6	7	4	2	+	1	2	1	4	5	10	3	2	-	+	1	7	6	+	3	4
Allanit	+	+	+	-	-	+	+	+	-	+	-	-	+	+	-	+	+	-	-	-	+
Titanit	1	+	+	1	1	1	+	2	1	1	+	+	+	-	1	1	1	1	-	1	-
Zirkon	-	+	-	+	+	-	+	-	-	-	-	+	-	-	-	-	+	-	-	-	-
Apatit	1	+	1	+	+	+	+	+	+	1	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	1
Flusspat	-	-	-	-	-	-	-	-	+	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Kalcit	+	-	-	1	+	+	+	-	1	+	1	-	-	1	-	-	-	+	-	-	+
Opakmineral	1	1	+	1	+	+	1	2	+	1	+	2	2	1	2	+	1	+	3	2	1

+ mineralet förekommer i små mängder (<0.5%)

1. KK 73:1. Metaryolit. Axeltorp(5e), 62251/14212.
2. KK 73:2. Metaryolit. Axeltorp(5e), 62251/14214.
3. KK 73:3. Metaryolit. 1 km N om Axeltorp(5e), 62265/14214.
4. KK 73:5. Metaryolit. Garmanäs(5e), 62258/14201.
5. KK 73:8. Metaryolit. 1 km NNV om Garmanäs(5d), 62263/14198.
6. KK 73:27. Metaryolit. 1.4 km OSO om Näsums kyrka(5e), 62274/14200.
7. KK 73:28. Metaryolit. NV om Enegylet(5e), 62274/14224.
8. KK 75:3. Metaryolit. 2 km OSO om Enegylet(5e), 62266/14244.
9. KK 75:18. Metaryolit. 1.5 km O om Blistorpasjön(6d), 62315/14183.
10. KK 75:21. Metaryolit. 1 km NO om Blistorpasjön(6d), 62321/14178.
11. KK 76:14. Metadacit. Klagstorp(5d), 62268/14162.
12. KK 76:15. Metaryolit. Klagstorp(5d), 62268/14162.
13. KK 77:11. Metaryolit. 1.5 km V om Filkesjön(8c), 62411/14109.
14. KK 77:12. Metaryolit. 2.5 km NV om Skärnsnäs(8c), 62403/14102.
15. KK 77:19. Metaryolit. 2 km V om Målen(7c), 62357/14110.
16. KK 78:07B. Metaryolit. 3 km NNO om Vånga kyrka(6c), 62319/14120.
17. KK 78:14. Metadacit. 2.8 km SO om Enegylet(5e), 62258/14259.
18. KK 78:56. Metaryolit. Sibbarp(6d), 62307/14190.
19. KK 78:57. Metaryolit. Sibbarp(6d), 62304/14187.
20. TW 11. Metaryolit. 0.7 km SO om Enegylet(5e), 62269/14232.
21. TW 26. Metaryolit. 1.4 km OSO om Näsums kyrka(5e), 62274/14200.
22. KK80:1. Metadacit. 0.8 km O om Boana(7c), 62367/14128.

TABELL 3. Kemiska analyser av metavulkaniter från kartområdets centrala och östra delar (vikt-%).

Chemical analyses of metavolcanics from the central and eastern parts of the mapped area.

Prov nr Lab. nr	2 108861	4 108855	6 108858	7 108859	11 110589	13 111656	16 111657	17 111392	18 111672	19 111673	20 110581	21 110588	22 559451
SiO ₂	70.5	70.4	69.2	72.8	66.1	68.3	67.1	70.0	65.0	67.6	77.6	66.9	60.4
TiO ₂	0.57	0.55	0.65	0.42	0.48	0.49	0.43	0.44	0.69	0.65	0.30	0.74	0.82
Al ₂ O ₃	14.4	14.6	14.8	14.0	15.8	15.4	16.0	15.7	15.8	15.1	10.9	14.3	17.8
Fe ₂ O ₃	3.0	1.0	0.6	0.6	2.1	2.8	1.8	1.2	4.9	4.6	0.2	1.5	2.5
FeO	*	1.7	3.1	1.3	1.7	0.8	1.2	1.3	*	*	0.6	2.6	2.4
MnO	0.07	0.07	0.10	0.06	0.06	0.10	0.10	0.08	0.09	0.08	0.02	0.08	0.12
MgO	0.95	0.66	0.97	0.40	1.18	1.04	0.47	0.84	1.37	1.27	0.43	1.3	2.4
CaO	2.2	2.3	2.6	1.6	3.5	3.8	0.8	3.0	3.9	3.3	0.5	2.8	3.9
Na ₂ O	3.6	3.0	2.7	2.9	3.2	2.0	4.9	4.0	3.0	1.5	1.5	3.1	3.1
K ₂ O	3.0	5.1	4.6	5.2	4.0	4.1	5.2	3.3	4.6	4.1	4.8	4.3	4.2
H ₂ O ⁺		0.6	0.6	0.4	0.7	0.9	0.5	0.4			1.0	1.5	1.1
H ₂ O ⁻		0.1	0.1	0.1	0.2	0.1	0.1	0.2			0.3	0.2	0.1
P ₂ O ₅		0.11	0.18	0.07	0.39	0.14	0.10	0.13			0.35	0.44	0.29
CO ₂		0.28	0.04	0.12	0.23						0.06	0.06	0.04
F		0.08	0.12	0.05	0.11						0.04	0.08	0.07
S		<0.02	<0.02	<0.02	<0.02						<0.02	0.02	<0.02
BaO	0.09	0.13	0.14	0.13	0.12	0.12	0.30	0.11	0.13	0.11	0.13	0.14	0.17
Summa	98.4	100.7	100.5	100.2	99.9	100.1	99.0	100.7	99.5	100.1	98.7	100.1	99.3
Sr (ppm)	230	250	250	160	450	410	220	480	420	520	100	330	770
Rb	160	190	220	210	130	140	50	140	150	140	180	150	120
Zr		330	350	260		300	400	300					
<i>t</i> Niggelital	3.4	-0.4	1.5	1.9	-0.6	1.8	1.8	0.1	-3.0	-2.1	10.3	-1.7	2.0
<i>k</i>	0.35	0.52	0.52	0.54	0.45	0.57	0.41	0.35	0.50	0.45	0.67	0.47	0.47

* Ingår i Fe₂O₃
Included in Fe₂O₃

Provtagningspunkternas lägen framgår av tabell 2.
For localities see Table 2.

TABELL 4. Mineralfördelning (volym-%) i omkristalliserade metavulkaniter från området öster om Näsrum.

Modal analyses of recrystallized metovolcanics from the eastern part of the mapped area.

Prov nr	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
Kvarts	24	29	32	17	29	23	33	25	20	15	24	25
Plagioklas (inkl. sericit)	23	33	33	30	32	41	29	29	17	35	36	28
Kalifältspat	33	29	26	26	32	23	26	34	30	16	25	29
Hornblände	3	-	-	1	-	3	-	-	-	-	2	5
Biotit	12	5	5	19	2	7	8	8	18	13	10	11
Muskovit	-	2	2	-	1	-	2	1	7	5	-	-
Epidot	1	1	+	5	1	+	+	+	5	13	1	+
Allanit	-	+	+	+	-	1	+	+	-	-	-	-
Titanit	2	-	-	2	1	2	+	-	1	2	1	1
Zirkon	+	-	+	-	+	+	+	+	-	-	-	-
Apatit	1	+	+	+	+	+	+	+	+	+	1	+
Flusspat	-	-	-	-	-	+	-	+	-	-	-	-
Opakmineral	1	1	1	1	1	1	2	2	2	1	+	1

+ mineralet förekommer i små mängder (<0.5%)

1. KK 73:04. Metaryolit. 2.5 km NO om Näsums kyrka(5e), 62292/14206.
2. KK 73:18. Metaryolit. 0.9 km N om Enegylet(5e), 62283/14226.
3. KK 73:19. Metaryolit. 1 km NO om Enegylet(5e), 62283/14233.
4. KK 73:25. Metaryolit. 1.5 km O om Näsums kyrka(5e), 62277/14203.
5. KK 73:29. Metaryolit. 0.5 km NV om Enegylet(5e), 62279/14222.
6. TW 4. Metaryolit. 1.3 km ONO om Enegylet(5e), 62287/14228.
7. TW 5. Metaryolit. 0.9 km ONO om Enegylet(5e), 62283/14230.
8. TW 6. Metaryolit. 0.9 km NO om Enegylet(5e), 62281/14232.
9. TW 7. Metaryolit. 0.6 km NO om Enegylet(5e), 62278/14231.
10. TW 22. Metadacit. Drögsperyd(5e), 62289/14213.
11. TW 23. Metaryolit. 2.5 km ONO om Näsums kyrka(5e), 62285/14210.
12. TW 24. Metaryolit. 2 km ONO om Näsums kyrka(5e), 62281/14207.

överensstämmer med de bättre bevarade metavulkaniterna längre bort från massivet. Omkristalliseringen av metavulkaniterna, vilken förmodligen ägde rum i samband med intrusionen av Karlshamnsgniten, har således inte åtföljts av någon materialtransport.

Kartområdets basiska, omvandlade bergarter har sammanförts till en grupp och betecknats som amfibolit på kartan. Till denna grupp har även förts Västanåområdets metabasiter, vilka enligt Andersson (1975) har ett vulkaniskt ursprung. Eftersom de senare utgör en stor del av kartområdets basiska, omvandlade bergarter har det fallit sig naturligt att behandla samtliga dessa i

TABELL 5. Kemiska analyser av omkristalliserade metavulkaniter från området öster om Näsum.

Chemical analyses of recrystallized metavolcanics from the eastern part of the mapped area.

Prov nr Lab. nr	1 108854	3 111653	4 108857	5 108860	6 110577	7 110578	8 110579	9 110580	10 110585	11 110586	12 110587
SiO ₂ (vikt-%)	65.9	71.7	66.0	74.0	67.2	70.0	70.8	69.9	60.1	68.2	66.6
TiO ₂	0.74	0.44	0.75	0.43	0.53	0.52	0.55	0.54	0.63	0.54	0.75
Al ₂ O ₃	15.2	13.6	15.5	13.2	15.2	14.0	13.5	14.0	18.6	14.2	14.3
Fe ₂ O ₃	1.3	1.6	1.5	1.4	1.8	2.2	0.9	0.8	2.6	1.0	0.8
FeO	3.1	1.1	3.0	0.5	2.1	1.7	1.7	1.9	1.8	2.0	3.2
MnO	0.11	0.06	0.10	0.05	0.08	0.07	0.06	0.05	0.10	0.06	0.09
MgO	1.2	0.33	1.3	0.30	1.2	0.74	0.54	0.51	1.1	1.0	1.3
CaO	3.3	1.4	3.0	1.4	3.2	2.3	1.8	2.0	5.4	2.8	3.2
Na ₂ O	3.1	2.8	3.2	2.8	3.5	2.7	2.8	3.1	4.0	3.2	3.3
K ₂ O	4.4	5.4	4.7	5.5	4.1	4.2	5.3	4.8	5.0	4.2	3.9
H ₂ O ⁺	0.7	0.5	0.8	0.4	0.5	0.4	0.3	0.7	0.8	0.5	0.3
H ₂ O ⁻	0.2	<0.1	0.2	0.1	0.2	0.2	0.2	0.2	0.2	0.2	0.3
P ₂ O ₅	0.20	0.12	0.20	0.05	0.37	0.40	0.34	0.36	0.35	0.40	0.44
CO ₂	0.03		0.06	0.03	0.01	0.02	0.02	0.02	0.02	0.07	0.05
F	0.13		0.09	0.07	0.12	0.06	0.11	0.09	0.05	0.08	0.07
S	0.04		<0.02	<0.02	<0.02	<0.02	<0.02	<0.02	<0.02	<0.02	0.02
BaO	0.13	0.12	0.14	0.13	0.13	0.14	0.13	0.14	0.17	0.14	0.13
Summa	99.8	99.2	100.5	100.4	100.2	99.7	99.1	99.1	100.9	98.6	98.8
Sr (ppm)	280	220	280	160	370	290	240	230	580	330	310
Rb	190	190	200	230	180	170	200	140	80	160	150
Zr	380	300	390	260							
<i>t</i> Niggilital	-1.9	1.7	-1.0	0.0	-2.3	2.1	-0.6	-0.1	-6.7	-2.2	-3.2
<i>k</i>	0.48	0.56	0.49	0.56	0.43	0.50	0.55	0.50	0.45	0.46	0.43

Provtagningspunkternas lägen framgår av tabell 4.

For localities see Table 4.

samband med de andra vulkaniska bergarterna. Vad som är ursprungsbergart för amfiboliterna inom kartområdet är i allmänhet svårt att avgöra i det enskilda fallet, men generellt kan sägas att det vanligen är andra basiska bergarter som gabbro, diabas och basalt.

Metaryolit och metadacit

Kartområdets metavulkaniter har i allmänhet en ryolitisk sammansättning (fig. 11). Endast mindre områden utgörs av metadacit.

Färgen är vanligen mörkgrå på friska ytor. Det bör poängteras att även metaryoliten är mörkgrå till färgen vilket beror på det relativt stora biotit-innehållet i dessa bergarter. Vittrade ytor är däremot i allmänhet mycket ljusgrå.

Metaryoliten och -daciten är mycket finkorniga, med en kornstorlek som växlar mellan ca 0.05 mm och 0.3 mm och vanligen är omkring 0.1 mm. De Geer (1889 a) och Bäckström (1897) kallade dessa bergarter hälleflintgnejs. Texturen är porfyrisk med 1–3 mm stora strökorn av fältspat och i mindre omfattning kvarts (fig. 13). Dessa mineral finns även i mellanmassan.

I de bäst bevarade metaryoliterna och -daciterna är skiffriheten tämligen svagt utbildad, men ändå nästan alltid tydligt urskiljbar. I stort sett är emellertid metavulkaniterna starkt förskiffrade, och blir i stråket Immeln–Bäen–Västana så kraftigt omvandlade att de liknar glimmerskiffer. Dessa starkt förskiffrade metavulkaniter beskrivs i ett särskilt avsnitt (s. 46). Även i metavulkaniten nordost om glimmerskiffern finns tämligen smala, förskiffrade glimmerskifferliknande stråk, som sammanfaller med morfologiskt väl framträdande sprickzoner.

Strökornen av kvarts är i allmänhet något mindre (omkring 1 mm) än fältspatströkornen och består vanligen av anhopningar av mindre korn. Detta är sannolikt resultatet av förskiffringsrörelser som krossat de större kornen. De har också ofta utvalsats i förskiffringsriktningen. Ibland utgörs strökornen av enstaka större kvartskorn. Kvartsen i strökornen har alltid starkt undulerande utsläckning. Även plagioklasströkornen är något krossade och sericitomvandlade, medan mikroklinströkornen ofta är tektoniskt opåverkade, vilket tyder på en posttektonisk bildning. Biotiten uppträder ibland i upp till en centimeter långa, spolformade anhopningar utdragna i skiffrihetsriktningen.

I en del bergartsprover förekommer en möjlig tektoniskt betingad bandning av plagioklas och kalifältspat. Även kvartsen uppträder i band. Denna bandning återkommer i makroskala med centimeter- till decimeterbreda ofta konforma



Fig. 13. Porfyrisk metadacit. 800 m O om Boana (7c). Foto K.-A. Kornfält.

Porphyritic metadacite.

band av kvarts (fig. 14). På kartan har dessa betecknats med -KV-. Muskoviten är vanligen poikilitisk och sent bildad. Plagioklasströkornen (An_{28-37}) är sericitomvandlade och ibland zonerade med en mer anortitrik kärna. Myrmekit uppträder ibland. Mikroklinströkornen är pertitiska. (Detaljerade mikroskoperingsbeskrivningar av metavulkaniterna ges i Wiking Anderssons avhandling från 1975. Även i Bäckströms arbete från 1897 finns en del intressanta mikroskoperingsresultat och bra mikrobilder.)

Metavulkaniterna med dacitisk sammansättning har på kartan fått en särskild överbeteckning (gröna prickar på gult). Förutom runt Arkelstorp (5a) och i ett litet område i kartans sydöstra hörn, förekommer metadacit intill de stora amfiboliterna i stråket Skärnsås (7c)–Kroksjön (6d). Metaryoliten och metadaciten har likartat utseende; det som karaktäriserar metadaciten är en högre halt av plagioklas i förhållande till kalifältspat, något som bara kan bestämmas i mikroskop. I enstaka prover har kvartshalten varit så låg att bergarten kan betecknas som metaandesit. Den mineralogiska klassificeringen av metadaciten motsvaras ej alltid av förhöjd halt av an+ab i de kemiska analyserna (fig. 12). Detta kan bero på att den nämnda tektoniska bandningen kan ge lokala variationer i kalifältspat/plagioklas-fördelningen.

TABELL 6. Mineralfördelning (volym-%) i metavulkaniter från kartområdets sydvästra del.
Modal analyses of metavolcanics from the south-western part of the mapped area.

Prov nr	1	2	3	4
Kvarts	24	20	24	23
Plagioklas (inkl. sericit)	61	43	49	43
Kalifältspat	3	29	16	26
Hornblände	—	1	—	1
Biotit	8	6	9	6
Muskovit	+	—	—	—
Klorit	—	1	—	1
Epidot	—	—	+	+
Titanit	1	+	+	+
Zirkon	+	1	1	+
Apatit	1	+	+	+
Opakmineral	2	+	+	+

+ mineralet förekommer i små mängder (<0.5%)

1. KK 78:39. Metadacit. Kaffatorp(6b), 62303/14068.
2. KK 79:01. Metaryolit. Vånga alle(5c), 62257/14115.
3. KK 79:22. Metadacit. Kaffatorp(6b), 62309/14061.
4. KK 79:101. Metaryolit. Vånga alle(5c), 62257/14115.

I området öster om Boana (7c), öster om amfiboliten, uppträder en mycket ojämnkornig metadacit med tydligt framträdande ögon (fig. 13) av plagioklas. Metadaciten på denna lokal är rikligt genomsatt av en finkornig, kvartsrik bergart, vilken kommer att behandlas i ett separat avsnitt (s. 53). Mellan amfiboliten (öster om Boana) och metadaciten uppträder finkornig, ljusgrå, kalifältspatdominerad metavulkanit med en sammansättning som inte har påträffats någon annanstans inom kartområdet.

I gnejsgraniten öster om Axeltorp (5e) uppträder inneslutningar av kalifältspatdominerade metavulkaniter av tuffitartat utseende.

Starkt förskiffrad berggrund (glimmerskifferliknande) i Västanåområdet

I ett stråk från Västanå vid Näsrum (5d) i nordvästlig riktning mot sjön Båen och vidare norrut till Träskoviken (8c) i sjön Immeln uppträder mycket kraftigt förskiffrade, glimmerskifferliknande bergarter (rasterton på kartan). Dessa har tidigare uppfattats som ursprungliga sedimentbergarter, vilka skulle överlagra vulkanitbergarterna (se t.ex. Andersson 1975). SGU:s nykartering har dock gett ett resultat (t.ex. gradvisa övergångar från metavulkanit till glimmerskiffer med bevarade kvartsögon), som tyder på att åtminstone en del av dessa "glimmer-

TABELL 7. Kemiska analyser av metavulkaniter från kartområdets sydvästra del.

Chemical analyses of metavolcanics from the south-western part of the mapped area.

Prov nr	1	4
Lab. nr	111661	553679
	(vikt-%)	
SiO ₂	66.7	68.2
TiO ₂	0.49	0.44
Al ₂ O ₃	16.0	15.7
Fe ₂ O ₃	3.6	1.0
FeO	*	1.8
MnO	0.10	0.08
MgO	1.14	1.05
CaO	3.3	2.9
Na ₂ O	3.2	3.4
K ₂ O	4.4	4.7
H ₂ O >105°C		0.4
H ₂ O <105°C		<0.1
P ₂ O ₅		0.11
CO ₂		0.06
F		0.11
S		0.02
BaO	0.16	0.11
Summa	99.1	100.1
	(ppm)	
Sr	450	410
Rb	230	160
	Niggilital	
<i>t</i>	-0.3	-0.9
<i>k</i>	0.47	0.48

* Ingår i Fe₂O₃.*Included in Fe₂O₃.*

Provtagningspunkternas lägen framgår av tabell 6.

For localities see Table 6.

skiffrar” sannolikt bildats genom kraftig förskiffring av ursprungliga metavulkaniter (se s. 35).

De vulkaniska bergarterna bildades troligen av pyroklastiskt material som avlagrades växelvis med sandiga vittringsprodukter. De senare, vilka nu bildar tunnare eller mäktigare skikt av kvartsit, har varit mer motståndskraftiga mot förskiffringen än metavulkaniterna.



Fig. 14. Kvartsgång i metavulkanit. Nordväst om Bökestad sågmölla (6c). Foto K.-A. Kornfält.

Vein of quartz in a metavolcanite.

De starkt förskiffrade bergarterna varierar i utseende och sammansättning (tabellerna 8 och 9). Glimmerhalten är vanligen tämligen hög men även mer glimmerfattiga, kvartsrika (max. 75 % kvarts), starkt förskiffrade bergarter har förts till denna grupp. Sådana kvartsrika, vanligen kyanit- och andalusitförande bergarter uppträder i området nordväst om sjön Bäen. I bergarterna där finns inget som tyder på att ursprungsbergarten skulle vara en metavulkanit. Å andra sidan finns heller inget som säkert pekar på ett sedimentärt ursprung. Närvaron av aluminiummineral innebär inte nödvändigtvis ett lerhaltigt utgångsmaterial, vilket diskuteras på s. 36.

I de starkt förskiffrade bergarterna ligger muskovitfjällen ansamlade längs de mer eller mindre välutbildade förskiffringsplanen. Detta ger ett glimmerskifferliknande utseende åt bergarterna i fråga, varför de kallas "glimmerskiffer" vid karteringen. I denna beteckning har inte lagts någon genetisk innebörd.

"Glimmerskiffern" är finkornig eller mycket finkornig och har i allmänhet en ljusgrå till grå färg. Lokalt förekommer rödvioletta partier (dubbla röda prickar på kartan). Den röda färgen beror enligt Andersson (1975, s. 31) på förekomsten av skär muskovit och/eller rödaktig andalusit. Förmodligen kan

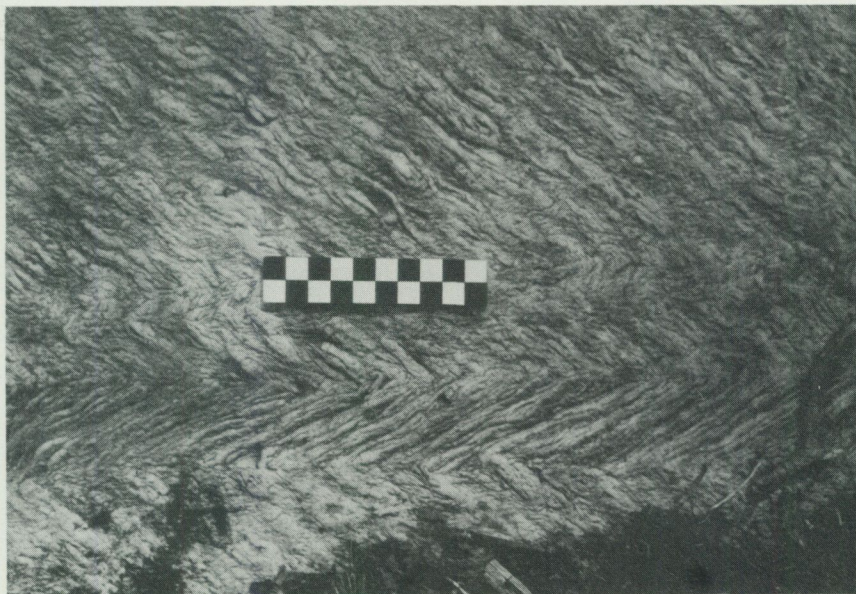


Fig. 15. "Kink-bandaad" glimmerskiffer. 700m VSV om Bäens nordspets (7c).
Foto K.-A. Kornfält.

Mica-schist with kinked zone.

även närvaron av betydande mängder kalifältspat, som påvisats i en del prover (tabell 8), ge röda nyanser. Av tabell 8 framgår att en del prover innehåller aluminiummineralen andalusit och kyanit. Större mängder av dessa mineral (vilket ofta framgår först vid den mikroskopiska undersökningen) har på kartan markerats med bokstäverna a eller k.

I de kvartsrika, starkt förskiffrade bergarterna, som ofta innehåller aluminiummineral (t.ex. nordväst om Bären) bildar kvartsen ungefär likstora, kantiga, väl avgränsade, homogena korn. Denna kvarts är omkristalliserad. Glimmerfjällen är parallellt ordnade, ibland stråkvist anhopade. En del små kyanitkorn har samma orientering som glimmern, men flertalet av de större kornen är godtyckligt orienterade. De är dock ansamlade i stråk parallella med glimmern.

En annan textur med olikstora kvarts-korn, som har starkt undulerande utsläckning och som griper in i varandra ("sutured texture") förekommer också. Denna textur är vanlig inom kartområdet i de starkt förskiffrade bergarter, som sannolikt är bildade av ursprunglig metavulkanit. Även andra mineral i dessa bergarter, t.ex. kalifältspat, visar tydliga tecken på mekanisk påverkan.

TABELL 8. Mineralfördelning (volym-%) i starkt förskiffrad berggrund ("glimmerskiffer").

Modal analyses of strongly foliated rocks ("mica-schist").

Prov nr	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14
Kvarts	49	68	68	48	57	74	66	75	65	75	72	59	63	44
Kalifältspat	20	—	—	22	10	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Muskovit	30	32	32	30	32	11	26	7	34	23	30	—	37	6
Muskovit + talk	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	36	—	—
Kyanit	—	—	—	—	—	12	5	16	—	—	3	1	—	36
Andalusit	+	—	—	—	—	2	—	—	+	+	—	—	—	8
Zirkon	+	—	+	+	—	+	+	—	—	—	—	+	—	+
Titanit	—	+	+	—	—	—	—	—	—	—	+	—	+	+
Apatit	—	—	—	—	—	—	—	—	+	—	—	+	—	—
Klorit	—	—	—	—	—	—	+	1	—	—	+	+	—	—
Kloritoid	—	—	—	—	—	—	+	—	—	—	+	—	—	—
Lazulit	—	—	—	—	—	—	—	—	+	—	—	—	—	—
Turmalin	—	—	—	—	—	—	—	—	+	—	—	—	—	—
Rutil	—	—	+	+	+	+	+	+	+	—	—	+	—	+
Opakmineral	+	+	+	+	—	1	1	1	+	2	+	4	+	6

+ mineralet förekommer i små mängder (<0,5 %)

Provtagningspunkternas lägen framgår av tabell 9.

For localities see Table 9.

TABELL 9. Kemiska analyser av starkt förskiffrad berggrund (''glimmerskiffer'').
Chemical analyses of strongly foliated rocks (''mica-schist'').

Prov nr Lab. nr	1 111654	4 111655	9 111660	10 111666	11 111667
	(vikt-%)				
SiO ₂	79.9	76.9	82.9	85.2	85.7
TiO ₂	0.23	0.23	0.16	0.29	0.22
Al ₂ O ₃	12.2	13.1	10.4	9.1	10.3
Fe ₂ O ₃	1.4	1.7	0.8	1.6	0.4
FeO	0	0	0.2	0.1	0.1
MnO	0.13	0.10	0.01	0.01	0.01
MgO	0.16	0.38	0.11	0.13	0.06
CaO	<0.1	<0.1	0.1	<0.1	<0.1
Na ₂ O	<0.1	0.6	<0.1	<0.1	<0.1
K ₂ O	4.3	5.9	2.7	2.5	1.9
H ₂ O >105°C	1.5	1.1	1.6	1.5	0.9
H ₂ O <105°C	<0.1	<0.1	0.1	0.1	0.1
P ₂ O ₅	0.04	0.02	0.27	0.04	0.07
CO ₂	0.04	0.12	0.06	0.08	0.03
F	0.02	0.04	0.04	0.01	0.01
S	<0.02	0.07	0.04	<0.02	<0.02
BaO	0.04	0.05	0.06	0.05	0.04
Summa	100.0	100.3	99.6	100.7	99.8
	(ppm)				
Sr	20	40	1000	120	220
Rb	130	190	100	80	60
Zr	300	300	300	300	300
B	10	10	10	10	10
V	10	10	10	10	10

1. KK 76:7. Rosafärgad ''glimmerskiffer''. 0.5 km O om Boana (7c), 62365/14126.
2. KK 76:11. Gråvit ''glimmerskiffer''. 0.8 km SV om Skärnsås (7c), 62378/14116.
3. KK 76:12. Gråvit ''glimmerskiffer''. 1.4 km SV om Skärnsås (7c), 62376/14109.
4. KK 77:4. Rosafärgad ''glimmerskiffer''. 0.4 km NV om Snickaretorpet (8c), 62403/14106.
5. KK 77:9. Rosafärgad ''glimmerskiffer''. 0.5 km NO om Snickaretorpet (8c), 62403/14111.
6. KK 77:14. Grå ''glimmerskiffer''. 0.8 km NV om Boana (7c), 62372/14111.
7. KK 77:16. Gråvit ''glimmerskiffer''. 3.5 km VSV om Bäens nordspets (7c), 62359/14108.
8. KK 77:18. Gråvit ''glimmerskiffer'' med blågrön kyanit. 3.7 km VSV om Bäens nordspets (7c), 62358/14109.
9. KK 78:36. Gråvit, starkt stänglig ''glimmerskiffer''. 0.6 km VSV om Glasbruket (6c), 62328/14127.
10. KK 78:50. Gråvit, starkt stänglig ''glimmerskiffer''. 0.4 km SSO om Glasbruket (6c), 62326/14135.
11. KK 78:51. Gråvit ''glimmerskiffer''. 3.7 km VSV om Bäens nordspets (7c), 62358/14109.
12. KK 79:05. Grå, talkig ''glimmerskiffer''. 0.5 km SSO om Västanå gruva (6d), 62300/14167.
13. KK 79:06. Gråvit ''glimmerskiffer''. 0.5 km SSO om Västanå gruva (6d), 62300/14167.
14. KK 80:23. Grå gnejs med kyanit. 0.2 km O om Fixavången (7c), 62374/14118.



Fig. 16. Starkt stänglig glimmerskiffer. 600 m VSV om Glasbruket (6c). Foto K.-A. Kornfält.
Strong lineation in mica-schist.

I en håll, ca 100 m sydost om Fixavången (7c), innehåller "glimmerskiffern" flera millimeter stora, ojämnt fördelade ögon av ett rödbrunt mineral, som enligt Bäckström (1897, s. 32) består av andalusit färgad av finfördelad hematit. Även rödbrun kyanit finns i denna bergart, där aluminiummineralen tillsammans uppgår till nära 50% av volymen (tabell 8, prov nr 14; jfr Andersson 1975, analys 20, som är av ett prov härifrån). När som i detta fall frekvensen aluminiummineral tilltar blir bergarten mindre skifferliknande och får i stället ett gnejsartat utseende. I "glimmerskiffern" uppträder på några ställen minerala lazulit både som accessoriskt mineral (tabell 8) och som sprickfyllnad.

"Glimmerskiffern" är i allmänhet mer eller mindre stänglig. I de områden där stängligheten är bäst utbildad finns även de gamla ledstenbrotten (fig. 16). Den starkast utbildade stängligheten i "glimmerskiffern" återfinns i området sydväst om Glasbruket (6c).

Tuffisitartade sprickfyllnader

Inom ett litet begränsat område, ca 800 m öster om Boana (7c) och närmast öster om (=stratigrafiskt under) "det stora amfibolitlagret" (se s. 57), uppträder centimeter- till decimeterbreda ljusa, gångliknande sprickfyllnader i den mörkare, porfyriska metavulkaniten. Gångarna är mer eller mindre vertikala. Kontakterna mellan sidobergarten (vilken här har en dacitisk sammansättning, se tabell 2, prov nr 22) och materialet i sprickorna är mycket skarp, vilket framgår av fig. 17 och 18.

Materialet som utgör sprickfyllnaden är mycket finkornigt (medelkornstorlek ca 0.2 mm) och i allmänhet jämnkornigt med en förvånansvärt konstant kvarts-halt på ca 70% (tabell 10). Färgen är vanligen grå, men även ljusgrå och mörkgrå varianter förekommer. Den mörkgrå färgen beror på en relativt hög biotithalt. Den kemiska sammansättningen framgår av tabell 11.

TABELL 10. Mineralfördelning (volym-%) i "tuffisitartade sprickfyllnader".

Modal analyses of tuffisite-like fissure veins.

Prov nr	1	2	3	4	5	6	7
Kvarts	71	71	71	70	72	70	68
Plagioklas (inkl. sericit)	11	10	10	3	19	9	6
Kalifältspat	+	4	7	3	+	1	8
Biotit	1	9	4	3	2	2	15
Muskovit	12	4	4	14	3	16	3
Epidot	4	1	4	7	3	3	+
Titanit	-	+	+	+	+	-	-
Zirkon	-	+	+	+	+	-	-
Apatit	+	+	+	+	+	+	+
Kalcit	1	-	+	-	+	+	+
Opakmineral	+	1	1	+	+	+	1

+ mineralet förekommer i små mängder (<0.5 %)

1. KK 76:3
2. KK 79:46
3. KK 79:47
4. KK 79:48
5. KK 79:49
6. KK 80:2
7. KK 80:3

Material från "tuffisitartade sprickfyllnader".
Ca 800 m O om Boana (7c), 62367/14128.

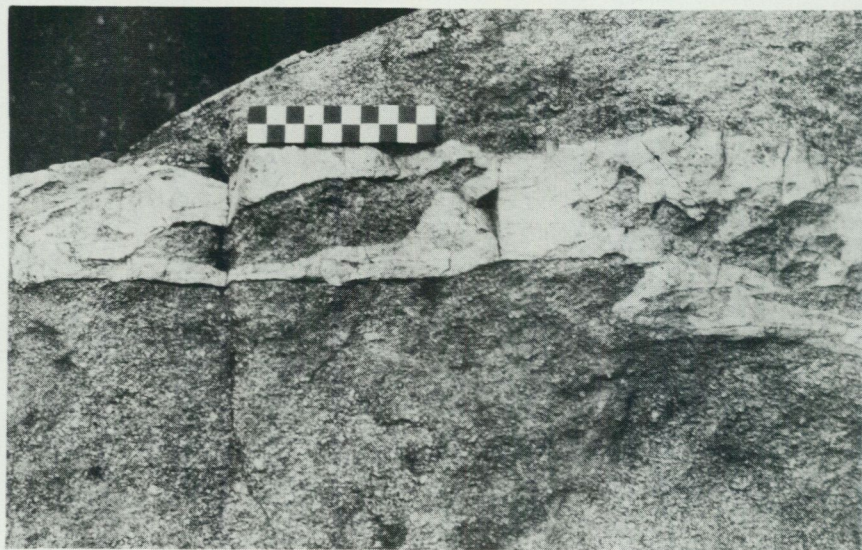
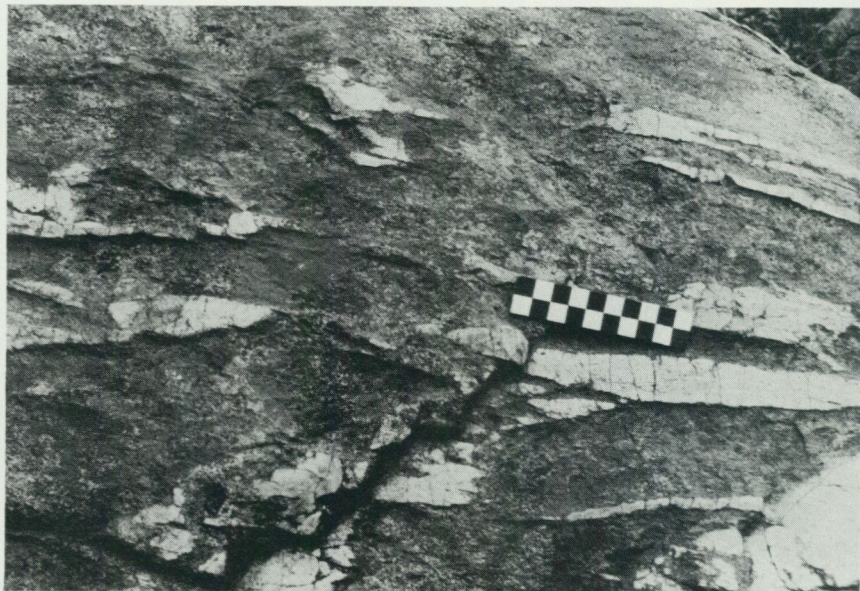


Fig. 17 och 18. Gångliknande sprickfyllnad i porfyrisk metadacit. Ca 900 m O om Boana (7c).
Foto K.-A. Kornfält.

Net-veined (by acid intrusions) porphyritic metadacite.

TABELL 11. Kemiska analyser av "tuffisitartade sprickfyllnader" (vikt-%).
Chemical analyses of tuffisite-like fissure veins.

Prov nr Lab. nr	6 559452	7 559453
SiO ₂	86.7	83.0
TiO ₂	0.27	0.21
Al ₂ O ₃	6.0	7.0
Fe ₂ O ₃	0.8	1.1
FeO	0.3	1.8
MnO	0.03	0.07
MgO	0.36	1.44
CaO	1.0	1.1
Na ₂ O	0.4	1.0
K ₂ O	1.5	2.0
H ₂ O ⁺	0.9	0.5
H ₂ O ⁻	0.1	0.2
P ₂ O ₅	0.03	0.04
CO ₂	0.03	<0.01
F	0.01	0.04
S	<0.02	<0.02
BaO	0.05	0.04
Summa	98.4	99.3
Sr (ppm)	170	150
Rb	40	80

Provtagningspunkternas lägen framgår av tabell 10.

For localities see Table 10.

För att förklara uppkomsten av de omtalade bildningarna krävs mer detaljerade undersökningar än de som gjorts i samband med denna kartläggning. Frånvaron av xenoliter i gångarna bl.a., gör det svårt att förklara dem som intrusiva tuffer, s.k. tuffisiter (se t.ex. Coe 1966). Att beteckningen tuffisitartade sprickfyllnader (T på kartan) ändå har använts för denna bergart beror på att ett sådant tolkningsalternativ ännu ej är helt uteslutet.

TABELL 12. Mineralfördelning (volym-%) i amfiboliter och andra metabasiter.

Modal analyses of amphibolites and other metabasites.

Prov nr	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11
Kvarts	—	—	13	4	—	1	7	—	4	—	+
Plagioklas (inkl. sericit)	39	34	39	51	41	44	14	—	1	—	30
Kalifältspat	—	+	—	+	—	—	—	—	—	—	1
Olivin	—	—	—	—	—	—	—	—	—	11	—
Serpentin	—	—	—	—	—	—	—	—	—	6	—
Pyroxen	—	—	—	—	—	—	+	—	—	78	—
Hornblände	45	50	23	35	34	50	66	93	77	—	45
Biotit	—	10	21	5	15	1	8	—	9	—	11
Klorit	4	—	—	—	+	+	—	7	—	—	—
Epidot	8	4	—	—	5	—	3	—	6	—	8
Titanit	1	2	—	+	2	—	+	+	—	—	—
Apatit	2	+	1	1	+	+	—	—	+	+	1
Kalcit	1	+	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Spinell	—	—	—	—	—	—	—	—	—	4	—
Opakmineral	—	—	4	3	1	4	1	—	1	1	3

+ mineralet förekommer i små mängder (<0.5%)

1. KK 74:14. Amfibolit, medelkornig, svart-vitspräcklig. 1.4 km SO om Enegetlet(5e), 62262/14235.
2. KK 75:9. Amfibolit, finkornig, med divergentstrålig plagioklas. 0.7 km V om Enegetlet(5e), 62273/14216.
3. KK 76:16. Amfibolit, finkornig. 1 km OSO om Nordanvik(5d), 62256/14164.
4. KK 78:25. Amfibolit, fint medelkornig. SV om Munkaboda(6a), 62344/14024.
5. KK 79:11. Metabasit, mycket finkornig. 0.7 km O om Boana(7c), 62366/14128.
6. KK 79:12. Metabasit, mycket finkornig. 0.3 km SO om Rallate(7c), 62371/14125.
7. UW 73:51. Amfibolit, finkornig. 0.7 km VNV om Kaffatorp(6b), 62310/14057.
8. UW 73:52. Amfibolit, fint medelkornig, grönsvart (hornbländit). 1.5 km NNV om Oppmannasjön(5a/b), 62291/14050.
9. UW 74:9. Amfibolit, fint medelkornig, grönsvart. 0.4 km NV om Oppmannasjön(5b), 62280/14053.
10. UW 74:18. Pyroxenit. 0.2 km ONO om Oppmanna kyrka(5b), 62260/14066.
11. PH 72:23. Amfibolit, finkornig. 0.7 km SV om Oppmannasjöns nordspets(5b), 62260/14066.

Amfibolit och metabasit

Gråsvarta, finkorniga till fint medelkorniga mer eller mindre skiffriga bergarter förekommer på flera ställen inom kartområdet. På kartan har större förekomster lagts som gröna ytor, medan mindre (ofta endast meterbreda) markerats med gröna streck. I allmänhet utgörs dessa gråsvarta bergarter av amfibolit, dvs. en omvandlad bergart dominerad av mineralen plagioklas och hornblände (se tabell 12).

TABELL 13. Kemiska analyser av metabasit (vikt-%). (Prov 12–17 från Andersson 1975, tabell 6).

Chemical analyses of metabasite.

Prov nr Lab.nr	11 6837188	12 6837175	14 6837184	16 6837183	17 6837180
SiO ₂	47.3	48.7	51.9	53.5	54.6
TiO ₂	1.0	1.98	1.23	1.22	1.70
Al ₂ O ₃	19.5	16.6	15.3	16.0	15.2
Fe ₂ O ₃	3.9	3.43	7.20	6.08	4.00
FeO	5.2	9.06	2.31	3.24	7.17
MnO	0.18	0.30	0.16	0.18	0.15
MgO	5.5	6.44	4.90	4.97	3.72
CaO	8.7	4.32	7.77	7.12	4.00
Na ₂ O	3.6	3.54	3.03	3.91	2.42
K ₂ O	1.7	3.89	3.72	2.47	4.96
H ₂ O ⁺	1.8	—	—	—	—
H ₂ O ⁻	0.3	—	—	—	—
GLF	—	1.43	1.02	0.94	0.68
P ₂ O ₅	0.28	0.59	0.24	0.23	0.73
F	0.08	—	—	—	—
S	0.02	—	—	—	—
BaO	0.07	0.11	0.14	0.10	0.09
Summa	99.1	100.4	98.9	100.0	99.4
Ni (ppm)		10	50	55	5
Cr		<5	45	75	5
V		260	250	160	310
Sr		110	160	150	100
Zn		80	60	50	70

- PH 72:23. Amphibolit, finkornig. 0.7 km SV om Oppmannasjöns nordspets(5b), 62273/14051.
- Andersson 1975, tabell 6: "Metabasit, mörkgrå, finkornig, svagt förskiffrad med kvarts och epidotådror eller aggregat". 0.7 km ONO om Boana(7c), 62367/14127.
- Andersson 1975, tabell 6: "Metabasit, mörkt grönaktigt grå, finkornig i kontakt med granit". Klagstorp(5d), 62270/14158.
- Andersson 1975, tabell 6: "Metabasit, mörkt grönaktigt grå, finkornig, delvis slaggartad". 0.4 km NV om Rallate(7c), 62377/14120.
- Andersson 1975, tabell 6: "Metabasit, mörkt grönaktigt grå, mycket finkornig, bandad". 0.7 km VSV om Bökestad(6c), 62335/14135.

De basiska, omvandlade bergarter, som uppträder i eller intill det NV-SO-liga stråket med kraftigt förskiffrade bergarter mellan Näsrum och sjön Immeln, kallades av Bäckström (1897) för "det stora amfibolitlagret". Enligt nutida terminologi är dessa föga skiffriga, mycket finkorniga, biotitrika bergarter inga typiska amfiboliter utan de bör i stället – mer ospecificerat – betecknas metabasit.



Fig. 19. Metabasit med typisk gropig vittringsyta. Ca 600 m SV om Skärsnäs (7c).
Foto K.-A. Kornfält.

Outcrop of metabasite with typical uneven weathered surface.



Fig. 20. Metabasit med "mandlar" av kvarts, plagioklas och hornblände. Skalans längd 10 cm.
700 m ONO om Boana (7c). Foto K.-A. Kornfält.

Metabasite with amygdules.

Bäckströms (1897) undersökningar ledde fram till uppfattningen att metabasiten förekom i två lager— det ena öster om eller stratigrafiskt under kvartsiten och det andra (vilket antogs vara delat i tre delar genom förkastning) stratigrafiskt över kvartsiten. Enligt Bäckström (op.cit. s. 36) skulle "det stora amfibolitlagret" ursprungligen ha utgjorts av "ett enda lager, skålförmigt avslutande det inveckade kvartsitlagret, hvilket sålunda skulle vara yngre än amfiboliten". . .

Vid den nya kartläggningen har inga iakttagelser gjorts som tyder på att det skulle finnas metabasit väster om (eller stratigrafiskt över) kvartsit-glimmerkvartsitlagret. De olika delarna av "det stora amfibolitlagret" kan emellertid tidigare ha utgjort en sammanhängande horisont av metabasit som sedan brutits sönder genom förkastningar.

Metabasiten är ofta genomsatt av tunna saliska ådror och dess vittringsyta är mycket ojämn (fig. 19). Den har ibland centimeterstora "mandlar" av kvarts, plagioklas och hornblände (fig. 20). Även gröna partier med kvarts, plagioklas, hornblände, epidot, granat och hematit förekommer.

Enligt Andersson (1975) kan metabasiten vara resultatet av basisk vulkanisk aktivitet av tuffkaraktär. Andersson anser att den ibland slagglignande utbildningen av metabasiten visar att det rör sig om lava av spilitisk karaktär. De tunna lager av metabasit som uppträder i andra bergarter kan enligt Andersson vara lagergångar eller tillförselkanaler.

De två punkträkningsanalyserna av metabasit i tabell 12 har lagts in i ett klassifikationsdiagram (fig. 10) och faller där i fältet för andesit/basalt (jfr Andersson 1975, fig. 13). De kemiska analyserna av metabasit (tabell 13) antyder en kalk-alkalisk karaktär om de plottas i ett AFM-diagram enligt Irvine och Baragar (1971).

Amfiboliterna inom kartområdet varierar i utseende och sammansättning. I prov nr 8 och 9 (tabell 12) finns nästan bara hornblände, och bergarten kan därför betecknas hornbländit.

Prov nr 10 är en pyroxenit, dvs. en ultrabasisk bergart i vilken pyroxen (ortopyroxen och klinopyroxen) dominerar. I bergarten förekommer även grön spinell (hercynit), brokig kopparmalm och pentlandit. Provet är taget i en liten håll ca 200 m ONO om Oppmanna kyrka (5b). (Eftersom provet undersöktes först sedan kartan var tryckt, har denna förekomst inte fått någon speciell överbeteckning.)

En del amfiboliter har ett gångliknande uppträdande i fält och representerar sannolikt omvandlade basiska gångar.

Kvartsit och glimmerkvartsit

I de kraftigt förskiffrade, glimmerskifferliknande metavulkaniterna uppträder ett ca 5 km långt och 0.5 km brett bälte av kvartsit och glimmerkvartsit (blått med små, svarta prickar på kartan). Även ett par mindre, ca 100 m breda, förekomster strax intill har urskiljts vid karteringen. Dessutom uppträder, ca 500 m väster om Västanå gruva, decimeter- till meterbreda skikt av kvartsit och glimmerkvartsit i "glimmerskiffern". Dessa har markerats med svarta prickrader på kartan. Glimmerinnehållet växlar i kvartsiten och bergarten kan i smala stråk övergå i "glimmerskiffer". Detta gäller framför allt i de västligaste (=stratigrafiskt övre) delarna av kvartsiten, vilket gör att gränsen mellan kvartsit och "glimmerskiffer" där blir något diffus.

De bergarter som vid karteringen betecknats kvartsit och glimmerkvartsit är till skillnad från "glimmerskiffern" mer eller mindre massformiga med släta hälltytor, där smala strimor av primärt avlagrade tungmineral framträder (fig. 21). De hårfina skikten kan som i vägskärningen ca 600 m SSV om Glasbruket (6c) bilda korsskiktning (fig. 22). Kvartshalten är i kvartsit – glimmerkvartsiten minst 80 % och glimmerinnehållet mindre än 20 % (tabell 14). SiO₂-halten är 95 till 99 % (tabell 15).

De kvartsitiska bergarterna är gråvita till färgen. Texturen är i prov nr 3 och 4 (tabell 14) ojämnkornig med större kvartskorn (ca 1 mm) omgivna av mindre, ca 0.4 mm stora, korn. De större kornen har starkt undulerande utsläckning. I prov

TABELL 14. Mineralfördelning (volym-%) i kvartsit och glimmerkvartsit.

Modal analyses of quartzite and micaceous quartzite.

Prov nr	1	2	3	4
Kvarts	91	84	95	90
Muskovit	5	16	4	9
Kyanit	2	—	+	+
Andalusit	+	—	1	+
Zirkon	—	—	—	+
Turmalin	1	—	+	—
Rutil	+	—	+	—
Opakmineral	1	+	+	+

+ mineralet förekommer i små mängder (<0.5%)

1. KK 78:32. Ljusgrå kvartsit. 0.6 km SSV om Glasbruket (6c), 62324/14130.
2. KK 79:04. Gråvit glimmerkvartsit. 0.5 km SSO om Västanå gruva (6d), 62300/14150.
3. KK 80:21. Gråvit kvartsit. 0.2 km NV om Västanå gruva (6d), 62306/14165.
4. KK 80:22. Gråvit glimmerkvartsit. 0.3 km NO om Glasbruket (6c), 62330/14136.



Fig. 21. Kvartsit med mörka skikt av primärt avlagrade tungmineral. 1 km NV om Kroksjöns sydspets (6c). Foto K.-A. Kornfält.

Quartzite with laminae of heavy minerals.



Fig. 22. Korsskiktning i kvartsit. Ca 700 m SV om Glasbruket (6c). Foto K.-A. Kornfält.

Cross-bedding in quartzite.

TABELL 15. Kemiska analyser av kvartsit och glimmerkvartsit.

Chemical analyses of quartzite and micaceous quartzite.

Prov nr Lab.nr	1 111659	3 560821	4 560822
	(vikt-%)		
SiO ₂	95.3	99.3	95.1
TiO ₂	0.05	0.05	0.08
Al ₂ O ₃	3.0	1.8	3.5
Fe ₂ O ₃	0.3	0.1	0.2
FeO	0.1	0.1	0.1
MnO	0.01	<0.01	<0.01
MgO	0.02	0.02	0.02
CaO	<0.1	<0.1	<0.1
Na ₂ O	<0.1	<0.1	<0.1
K ₂ O	0.4	0.3	0.8
H ₂ O >105°C	0.5	0.2	1.2
H ₂ O <105°C	0.1	<0.1	<0.1
P ₂ O ₅	0.03	0.01	0.03
CO ₂	<0.01	0.06	0.04
F	<0.01	<0.01	0.01
S	<0.02	<0.02	<0.02
BaO	0.03	0.02	0.01
Summa	99.8	102.0	101.1
	(ppm)		
Sr	110	200	100
Rb	10	60	200
Zr	100	<20	20
B	10	30	10
V	10	<10	<10

Provtagningspunkternas lägen framgår av tabell 14.

For localities see Table 14.

nr 1 är texturen mer jämnkornig (kornstorlek i allmänhet ca 0.2 mm) och kvartsen i de större kornen har bara svagt undulerande utsläckning.

I kvartsiten förekommer på en del ställen mineralet lazulit som sprickfyllnad.

Konglomerat

I kvartsitstråkets östligaste (=basala) delar uppträder i kvartsiten små (1–5 cm), rundade bollar, även de av kvartsit. Glest fördelade sådana bollar förekommer i hållarna öster om vägen omedelbart nordväst om Västanå gruva (6d). Öster om Glas bruket (6c) uppträder ett meterbrett stråk med ganska tätt liggande konglo-

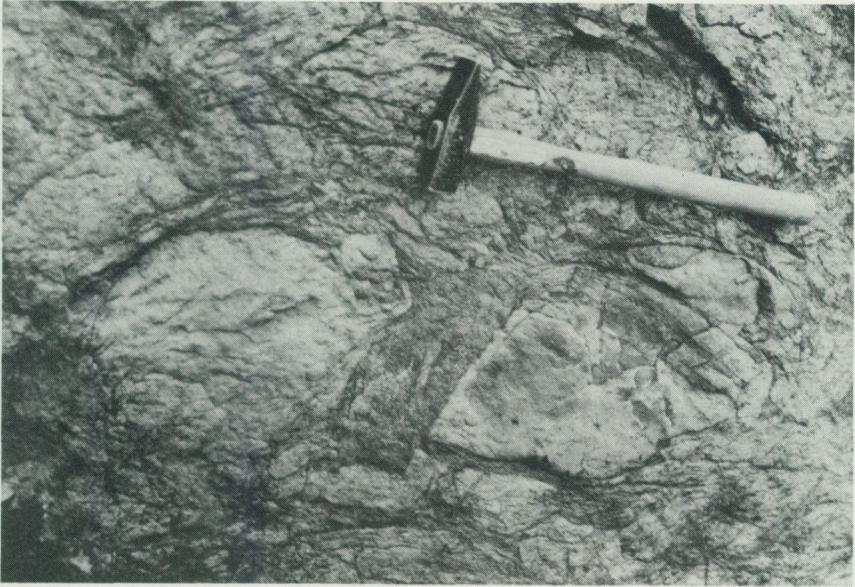


Fig. 23. Breccia med kantiga kvartsitbitar omgivna av glimmerskiffer. Ca 500 m SV om Västanå gruva (6d). Foto K.-A. Kornfält.

Brecciated quartzite surrounded by mica-schist.

meratbollar. Konglomerat av ovanstående typ, vilka uppträder i kvartsitens basala, ej särskilt starkt förskiffrade delar, är med all säkerhet egentliga konglomerat, medan de nedan beskrivna har ett mer osäkert ursprung.

De mer eller mindre smala stråk av konglomeratliknande bildningar, som uppträder i den starkt förskiffrade, glimmerskifferliknande metavulkaniten, kan eventuellt vara "tektoniska konglomerat" bildade genom boudinage av de kvartsrika, decimeter- till meterbreda lager som ställvis växlar med mer glimmerrika. Kvartsitbankarna i sådana skikt har på några ställen visat tendens till boudinage. Även kantiga, mer breccieliknande kvartsitbitar (fig. 23) har observerats i glimmerskiffern i närheten av den största konglomeratförekomsten, ca 600 m SSV om Västanå gruva (5d). Redan 1886 beskrevs detta konglomerat i detalj av Gerhard De Geer, vilken kallade det för Västanåkonglomeratet. I detta är vanligen en tydlig stänglighet utbildad. Enligt De Geer utgörs de 1–20 cm stora bollarna till 95 % av grå kvartsit (varav 5 % med magnetitränder), 2 % av vit kvartsit, 2 % av färglös kvarts och 1 % av svartgrå, fattig järnmalm. Bergartsmaterialen i bollarna överensstämmer fullständigt med den bergartsbildande kvartsiten i området (jfr Bäckström 1897, s. 23). Bollarna är i allmänhet



Fig. 24. "Västanåkonglomeratet". Notera skivan av kvartsit snett upp till vänster om skalan. Ca 600 m SV om Västanå gruva (5d). Foto K.-A. Kornfält.

The "Västanå conglomerate".

vackert rundade, klapperstensliknande. Många bollar är dock påfallande avlånga (fig. 24) – en del ger mer intryck av skivor än av bollar. Enligt De Geers tolkning skulle sådana skivor vara deformerade ursprungliga bollar. De kan också tolkas som ursprungliga kvartsitskikt, vilka ej påverkats av boudinage. Konglomeratet har österut en skarp gräns till bollfri glimmerskiffer och gränsen tycks också vara diskordant. Om strukturen i glimmerskiffen följer den ursprungliga lagringen skulle detta enligt De Geer (1889a, s. 17) vara ett bevis för bergartens sedimentära natur.

Skiffrihetsriktningen (ca N 20° O, 35°V), som uppmätts i glimmerskiffen vid ovan nämnda kontakt har dock inget att göra med den ursprungliga lagringen, utan är resultatet av en senare övertvärande förskiffring. Denna senare förskiffring framträder mer eller mindre tydligt i omgivande hållar, t.ex. 200 m nordväst om ovan beskrivna konglomerat (fig. 25). Där innehåller glimmerskiffen glest förekommande, 1–5 cm stora, långsmala kvartsitbollar orienterade



Fig. 25. Två korsande skiffrighetsriktningar i glimmerskiffer. Den äldre (i skalans riktning) sammanfaller med den ursprungliga lagringen och innehåller kvartsitboudiner (eller konglomeratbollar?). En yngre, övertvärande riktning (parallell med bildens långsidor) åstadkommer det vågiga mönstret (s.k. kink-bandning). Ca 500 m SV om Västanå gruva (6d). Foto K.-A. Kornfält.

Kink-banded mica-schist with boudins of quartzite (or conglomerate pebbles?).

i ca N 45° V, 70° SV. En senare förskiffring i ca N 20° O, 60°V har brutit sönder de ursprungliga kvartsitbanden, vilka eventuellt representerar en ursprunglig lagring.

En del av de tidigare som egentliga konglomerat tolkade bildningarna i glimmerskiffern är sannolikt isärdragna, kraftigt stängliga kvartsitskikt sedda på "borstytan".

De Geer tolkade Västanåkonglomeratet som ett egentligt konglomerat, en tolkning som med tanke på de ovanligt väl rundade bollarna på just denna lokal är svår att ifrågasätta. Möjligen kan den ovan nämnda övertvärande förskiffringen ha bidragit till en ytterligare avrundning av i en tidigare förskiffringsfas redan utbildade kvartsitboudiner. Genom en sådan mekanism kan eventuellt även Västanåkonglomeratet ha tillkommit genom tektoniska processer.

Gnejs av okänt ursprung

Den berggrund som på kartan betecknats med orange färg utgörs av finkorniga eller fint medelkorniga, röda till grå, ställvis ådergnejsomvandlade gnejser av okänt ursprung. De kan med hänsyn till olika utbildningsformer och geografisk utbredning indelas i följande grupper.

Grå till gråröda, finkorniga till fint medelkorniga gnejser väster och söder om sjön Immeln.

Grå, finkorniga till medelkorniga, rikligt pegmatit- och granitgenomsatta gnejser öster om Nyteboda (9c).

Grå, i allmänhet fint medelkorniga, ställvis omkristalliserade gnejser i området mellan Kyrkhult (9e) och Biskopsmåla (8e).

Gnejsernas sammansättning framgår av tabellerna 16 och 17. Under beteckningen "gnejs av okänt ursprung" har förts de bergarter vars ursprung på grund av bristen på blottningar och/eller berggrundens kraftiga omvandling varit omöjlig att avgöra. De kan vara bildade ur sediment, vulkaniter eller graniter, men saknar bättre bevarade rester av sådana bergarter vilka skulle kunna ligga till grund för en genetisk tolkning.

Gnejserna i det västligaste området är i allmänhet finkorniga eller fint medelkorniga med grå eller svagt rödaktigt grå färger. Inom smärre områden har gnejserna mer gråröda nyanser. De är ibland svagt ådergnejsomvandlade med konforma ådror eller körtlar av granit och pegmatit. Man kan även se grovkornigare parallella band där större kristaller av biotit och/eller hornblände uppträder. Gångar av pegmatit förekommer sparsamt. Väster och nordväst om Immelns nordspets är gnejsen i ett par nord-sydliga stråk omkristalliserad till en gnejsgranitliknande bergart. Vid Mjönäs (7b) är den finkorniga gnejsen rödgrå till gråröd och har i allmänhet en granitisk sammansättning. I gnejsen ses här och var mörkare band som är tektoniskt betingade, och som utgörs av nästan mylonitomvandlade, kloritförande skikt. För övrigt är gnejsen endast svagt förskiffrad och liknar den bergart som uppträder i nordostligaste delen av kartbladet Kristianstad SO (SGU Af 121). Den visar även stora likheter med den gnejs som t.ex. förekommer vid Pukavik på topografiska kartbladet Karlshamn NO och som är känd under beteckningen Blekinge kustgnejs. Norr och omedelbart väster om sjön Immeln är berggrunden starkt förskiffrad och utgörs av finkorniga gnejser med mycket finkorniga, nästan mylonitomvandlade stråk. Gnejsen här innehåller även rikligt med stora muskovitfjäll, vilka förmodas vara bildade i samband med den kraftiga förskiffringen utmed dessa stråk.

De grå, finkorniga till medelkorniga gnejserna öster om Nyteboda (tabell 16,

TABELL 16. Mineralfördelning (volym-%) i gnejser av okänt ursprung.

Modal analyses of gneisses of unknown origin.

Prov nr	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
Kvarts	26	37	22	28	25	30	20	20	30	26	22	31
Plagioklas (inkl. sericit)	46	27	39	39	32	32	39	34	27	35	36	26
Kalifältspat	21	33	23	24	30	28	21	21	37	25	26	37
Hornblände	—	—	—	—	—	—	5	—	1	1	3	—
Biotit	3	1	9	6	3	—	11	21	4	8	11	4
Klorit	—	+	—	—	—	4	—	—	—	—	—	—
Muskovit	2	1	3	2	6	5	—	+	—	+	—	+
Epidot	2	—	—	+	2	1	+	2	1	2	+	2
Allanit	+	—	—	+	+	—	+	+	+	—	+	+
Titanit	1	+	1	+	1	1	1	1	+	1	1	+
Zirkon	—	—	+	+	—	—	+	+	—	+	+	+
Apatit	+	—	+	+	+	+	+	+	+	1	+	+
Flusspat	—	+	+	—	—	—	—	—	+	—	—	—
Kalcit	—	—	1	—	—	—	—	1	+	+	—	—
Granat	—	—	—	+	+	—	—	—	—	—	—	—
Opakmineral	1	+	2	1	2	+	2	+	1	2	1	+
% An i plagioklas d:o i zonerade korn	27	30	20	31	30		29	31		27	31	
centrum							32		32			20
periferi							25		28			0

+ mineralet förekommer i små mängder (<0.5%)

1. KK 77:20. Rödgrå, finkornig gnejs. 1.2 km VSV om Bäens nordspets(7c), 62359/14103.
2. KK 78:5. Rödgrå, finkornig gnejs. 0.9 km SV om Örsnäs(7b), 62371/14083.
3. KK 78:27. Grå, finkornig gnejs. 1.3 km VSV om Breanäs(7b), 62398/14057.
4. UW 73:10. Grå, mycket finkornig gnejs. 1.5 km ONO om Dönaberga(7b), 62365/14054.
5. IT 73:9. Rödgrå, finkornig gnejs. 0.8 km N om Nyteboda(9c), 62461/14130.
6. IT 73:10. Rödgrå, finkornig gnejs. 2 km SO om Strönhult(8c), 62446/14104.
7. IT 75:1. Grå, finkornig till fint medelkornig gnejs. 1 km SV om Nyteboda(8c), 62444/14122.
8. KK 78:52. Grå, finkornig gnejs. 1.8 km SO om Nyteboda(8c), 62439/14141.
9. KK 78:53. Grå, fint medelkornig gnejs. 0.6 km SV om Kullan(9d), 62465/14161.
10. KK 78:20. Grå, fint medelkornig gnejs. Ca 1 km SSV om Levershult(8e), 62432/14232.
11. KK 78:23. Grå, fint medelkornig gnejs. 0.5 km SO om Leversjön(8e), 62444/14238.
12. TW77:18. Grå, fint medelkornig gnejs. 1 km NNV om St. Skyesjön(8e), 62426/14231.

prov nr 8 och 9) är vanligen rikligt genomsatta av mer eller mindre konforma gångar och ådror av pegmatit samt gångar och små massiv av fin- till medelkornig granit. Gnejsen är här och var ådergnejsomvandlad, vanligen med pegmatit som sliror. Mängden pegmatit ökar lokalt till små massiv, vilka ofta påverkar skiffriheten i den omgivande gnejsen som då blir vindlande. Ibland uppträder sporadiska kalifältspatögon. Gnejsen övergår söderut, t.ex. runt Filkesjön (8c), gradvis i finkornig metavulkanit. Denna gradvisa övergång och en

TABELL 17. Kemiska analyser av gnejser av okänt ursprung.

Chemical analyses of gneisses of unknown origin.

Prov nr Lab.nr	2 111391	3 111658	8 111668	9 111669	10 111395	11 111398
	(vikt-%)					
SiO ₂	76.2	67.5	64.2	67.2	66.8	67.7
TiO ₂	0.12	0.61	0.65	0.51	0.72	0.59
Al ₂ O ₃	12.2	15.6	16.2	15.5	15.6	15.3
Fe ₂ O ₃	0.6	3.7	5.1	3.7	2.1	1.7
FeO	0.6	*	*	*	1.9	2.2
MnO	0.05	0.12	0.09	0.10	0.09	0.08
MgO	0.18	0.91	1.94	1.13	1.00	1.17
CaO	0.3	1.9	3.6	3.2	3.6	3.3
Na ₂ O	3.0	4.0	3.3	3.3	3.5	3.1
K ₂ O	5.7	5.4	4.3	4.7	3.8	4.5
H ₂ O > 105°C	0.3				0.7	0.7
H ₂ O < 105°C	0.1				0.1	0.1
P ₂ O ₅	0.03				0.25	0.17
BaO	0.05	0.21	0.11	0.09	0.10	0.11
Summa	99.4	100.0	99.5	99.4	100.2	100.7
	(ppm)					
Sr	80	340	510	320	410	380
Rb	200	160	170	200	180	220

* Ingår i Fe₂O₃.
Included in Fe₂O₃.

Provtagningspunkternas lägen framgår av tabell 16.

For localities see Table 16.

viss likhet i den kemiska sammansättningen mellan de båda bergarterna antyder att gnejsen i detta område kan ha bildats genom omvandling av metavulkaniten.

Den grå gnejsen som förekommer i kartområdets nordostligaste del, söder om Kyrkhult (9e), är vanligen omkristalliserad och har ibland ett gnejsgranitliknande utseende (tabell 16, prov nr 10, 11 och 12). Gnejsen är ofta rikligt genomsatt av gnejsgranitgångar med mycket diffusa kontakter mot sidobergarten, vilket t.ex. kan studeras i den långa vägskärningen ca 500 m söder om Levershult (8e). De delar av gnejsen som är finkorniga eller fint medelkorniga visar stora likheter med Blekinge kustgnejs. Gnejsområdet i den nordöstra delen av kartområdet kan därför antas vara en genom påverkan av senare granitintrusioner omkristalliserad kustgnejs.

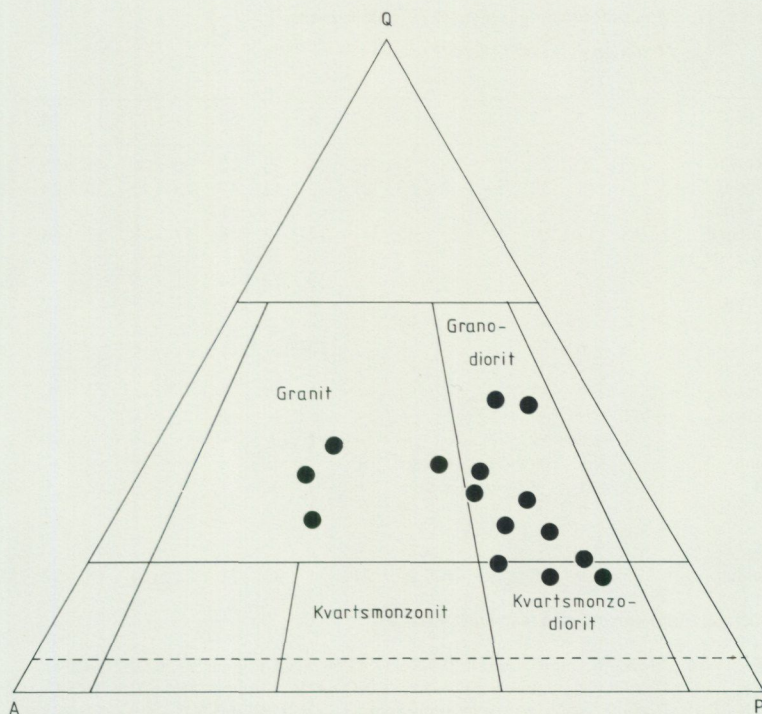


Fig. 26. Bergartsindelning av gnejsgraniter grundad på fördelningen kvarts-alkalifältspat-plagioklas enligt IUGS 1973.

Modal classification of gneissic granites.

Granit till granodiorit (gnejsgranit)

I den nordöstra delen av kartområdet uppträder granitiska bergarter som vanligen är skiffrika (brunt på kartan). Dessa bergarter kallas gnejsgraniter, eftersom de i allmänhet är gnejsiga (fig. 27 och 28). De har sannolikt bildats genom att äldre granitiska bergarter förskiffrats på grund av tryckpåverkan i samband med bergskedjeveckning eller vid kraftiga blockrörelser i jordskorpan. Förskiffningen har gett upphov till stänglighet (linjärförskiffning) eller planskiffrihet i bergarterna.

Två huvudtyper av gnejsgranit har urskiljts vid kartläggningen. Den ena är gråröd till rödgrå med en sammansättning som motsvarar egentlig granit. Den andra gnejsgranittypen är grå till färgen och har granodioritisk till kvartsmonzo-

TABELL 18. Mineralfördelning (volym-%) i "gnejsgraniter".

Modal analyses of "gneissic granites".

Prov nr	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15
Kvarts	25	20	21	17	18	23	32	16	23	12	36	40	41	25	29
Plagioklas (inkl. sericit)	33	41	32	53	49	55	21	32	42	47	23	42	38	25	38
Kalifältspat	18	17	16	11	23	15	41	14	13	8	37	8	12	44	17
Hornblände	—	3	—	2	3	—	—	6	7	5	—	—	—	—	—
Biotit	13	7	19	12	6	5	2	19	12	14	1	9	5	2	10
Muskovit	1	—	—	1	—	1	2	—	—	2	1	—	1	2	+
Klorit	+	3	—	—	—	—	—	+	—	—	—	—	—	—	—
Epidot	4	6	7	4	+	+	2	10	1	11	+	+	3	+	4
Allanit	—	—	+	+	+	—	+	—	—	+	+	1	+	—	—
Titanit	3	2	3	1	1	1	+	1	1	1	—	+	1	+	1
Zirkon	1	—	+	+	+	+	+	—	+	+	—	+	—	—	+
Apatit	1	+	1	+	+	+	—	1	+	—	—	+	+	+	+
Flusspat	—	—	—	+	+	—	+	—	—	—	—	—	—	+	+
Kalcit	1	—	+	+	—	—	—	+	+	1	—	—	—	+	—
Opakmineral	+	+	+	+	+	+	+	1	1	+	2	1	+	1	1
% An i plagioklas	35	29	25	29	28	27	21	31	32	32	28	24	18	22	26

+ mineralet förekommer i små mängder (<0.5%)

1. KK73:14. Mörkgrå, gnejsig granit. 0.7 km OSO om Backatorpet(5e), 62252/14234.
2. KK 75:4. Grå, gnejsig granodiorit. 1.4 km ONO om Backatorpet(5e), 62259/14240.
3. KK 78:18. Rödgrå, svagt gnejsig granodiorit med ögon. 0.6 km VNV om Björnsjön(8e), 62413/14218.
4. KK 78:21. Grå, gnejsig granodiorit (gång i gnejs). 0.7 km S om Levershult(8e), 62432/14232.
5. KK 78:22. Ljusgrå, gnejsig kvartsmonzodiorit (gång i gnejs). 0.5 km SO om Leversjön(8e), 62444/14238.
6. KK 78:24. Ljusgrå, gnejsig granodiorit. St. Brödhult(8e), 66447/14240.
7. KK 78:43. Gråröd, gnejsig granit. 1 km NV om Lohallatorpet(9d), 62456/14178.
8. KK 78:47. Grå, gnejsig kvartsmonzodiorit med ögon. 1 km NV om Snövleboda(9e), 62463/14210.
9. KK 78:48. Grå, gnejsig granodiorit. 1.5 km NO om Snövleboda(9e), 62466/14223.
10. KK 78:55. Grå, gnejsig kvartsmonzodiorit. 0.5 km NV om Slagesnässjön(9e), 62498/14218.
11. TW 75:86. Blekt röd, granulerad, granit. 1.8 km NNV om Jämshög Stn(7e), 62373/14200.
12. TW 75:87. Grå, gnejsig granodiorit. 2.1 km NNV om Jämshög Stn(7d), 62376/14199.
13. TW 75:88. Grå, rödfleckig, gnejsig granodiorit. 0.5 km NO om Bergatorpet(7d), 62378/14186.
14. TW 75:89. Rödgrå, gnejsig granit. 2 km SSV om Olofström Stn(7e), 62378/14201.
15. TW 75:90. Grå, gnejsig granodiorit. 1.1 km SV om Olofström Stn(7d), 62387/14198.

dioritisk sammansättning (se fig. 26). Båda gnejsgranittyperna kan ha ögon av mikroclin.

Den gnejsgranit som förekommer öster om en linje Vilshult–Olofström har en granodioritisk till kvartsmonzodioritisk sammansättning. Denna bergart är medelkornig och grå till färgen. Den kan innehålla centimeterstora ögon av mikro-

TABELL 19. Kemiska analyser av "gnejsgraniter" (vikt-%).

Chemical analyses of "gneissic granites".

Prov nr Lab. nr	1 108856	3 111394	4 111396	5 111397	6 111399	7 111662	8 111664	9 111665	10 111671	11 109774	12 109775	13 109776	14 109777	15 109778
SiO ₂	65.7	64.1	64.4	63.4	68.5	75.6	61.2	60.3	60.3	77.0	72.7	73.0	75.2	68.8
TiO ₂	0.80	0.66	0.58	0.58	0.41	0.20	0.86	0.92	0.92	0.11	0.37	0.33	0.21	0.52
Al ₂ O ₃	15.7	15.7	17.4	17.4	16.2	13.3	16.8	17.0	16.2	12.2	13.7	13.6	12.4	14.4
Fe ₂ O ₃	1.6	2.2	1.7	1.8	1.2	1.3	6.3	6.9	6.9	0.4	0.9	0.7	0.5	1.4
FeO	2.7	2.4	2.0	1.8	1.3	*	*	*	*	0.4	1.0	0.6	0.6	1.4
MnO	0.12	0.09	0.11	0.07	0.07	0.04	0.11	0.11	0.12	0.02	0.07	0.04	0.05	0.08
MgO	1.2	1.36	1.37	1.21	0.84	0.35	1.92	2.2	2.2	0.06	0.66	0.49	0.28	1.0
CaO	3.4	3.6	4.5	4.3	3.1	1.7	5.0	5.6	5.3	0.5	2.2	1.7	1.0	2.9
Na ₂ O	3.2	3.5	4.3	4.2	3.8	3.8	3.6	3.5	3.5	3.5	4.2	3.3	3.3	3.4
K ₂ O	4.5	4.2	2.8	3.6	4.0	3.6	3.4	3.1	3.0	5.0	2.6	4.7	5.0	4.2
H ₂ O ⁺	0.8	0.6	0.6	0.2	0.5					0.3	0.6	0.5	0.5	0.7
H ₂ O ⁻	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1					0.2	0.2	0.3	0.2	0.3
P ₂ O ₅	0.21	0.21	0.18	0.18	0.11					0.03	0.08	0.06	0.04	0.11
CO ₂	0.22									0.02	0.04	0.03	0.02	0.07
F	0.09									<0.01	0.05	0.04	0.10	0.10
S	0.04									0.03	0.02	0.02	0.02	0.04
BaO	0.15	0.12	0.08	0.12	0.08	0.05	0.14	0.13	0.12	0.01	0.06	0.08	0.06	0.12
Summa	100.5	98.8	100.1	99.0	100.2	99.9	99.3	99.8	98.6	99.6	99.5	99.5	99.5	99.5
Sr (ppm)	280	400	470	540	370	200	500	560	520	30	330	230	130	320
Rb	160	190	160	180	220	180	100	90	80	300	130	180	230	160
Zr	420	300	300	300	300									
t Niggelital	-1.7	-2.9	-2.1	-3.0	-0.2	0.1	-4.0	-4.7	-5.1	1.8	-0.2	-0.2	-1.1	-3.0
k	0.48	0.44	0.30	0.36	0.41	0.38	0.38	0.37	0.36	0.49	0.28	0.48	0.49	0.44

* Ingår i Fe₂O₃.*Included in Fe₂O₃.*

Provtagningspunkternas lägen framgår av tabell 18.

For localities see Table 18.

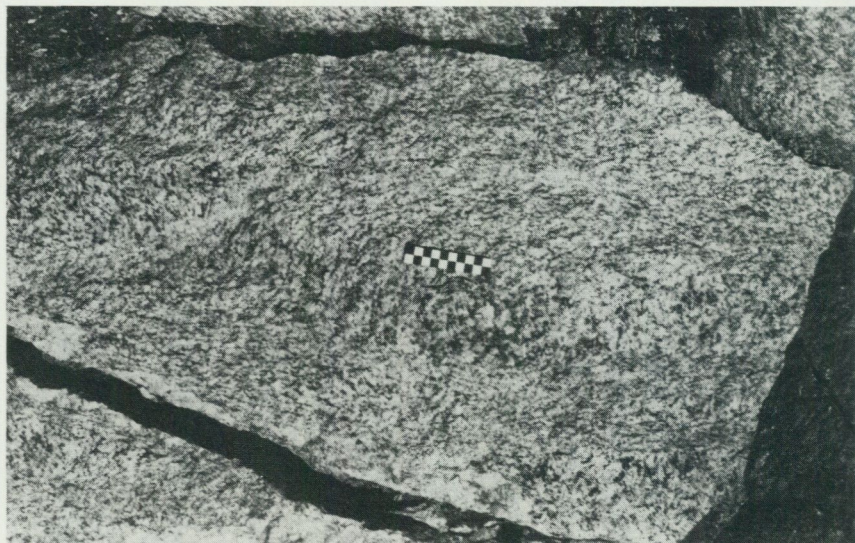


Fig. 27. Gnejsgranit (granodiorit), svagt plastiskt deformerad. St. Brödhult (8e). Foto K.-A. Kornfält.

Gneissic granite

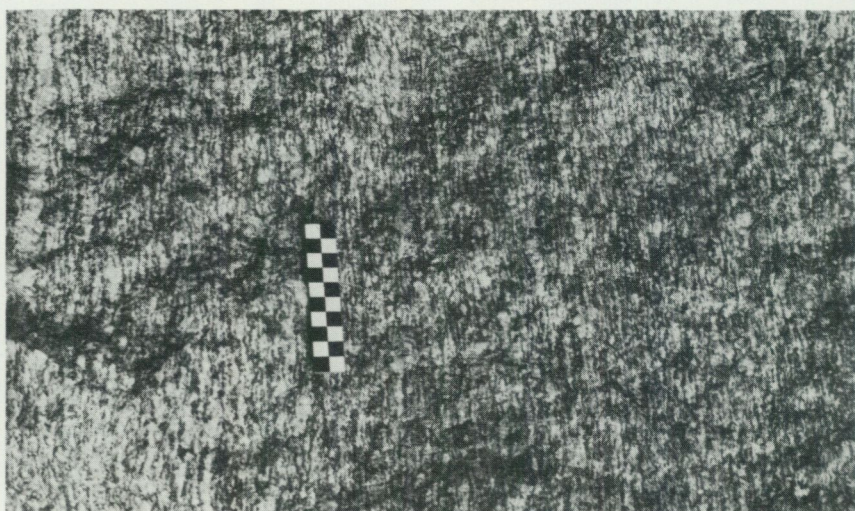


Fig. 28. Gnejsgranit (granodiorit). Öster om Norragylet (9e). Foto K.-A. Kornfält.

Gneissic granite

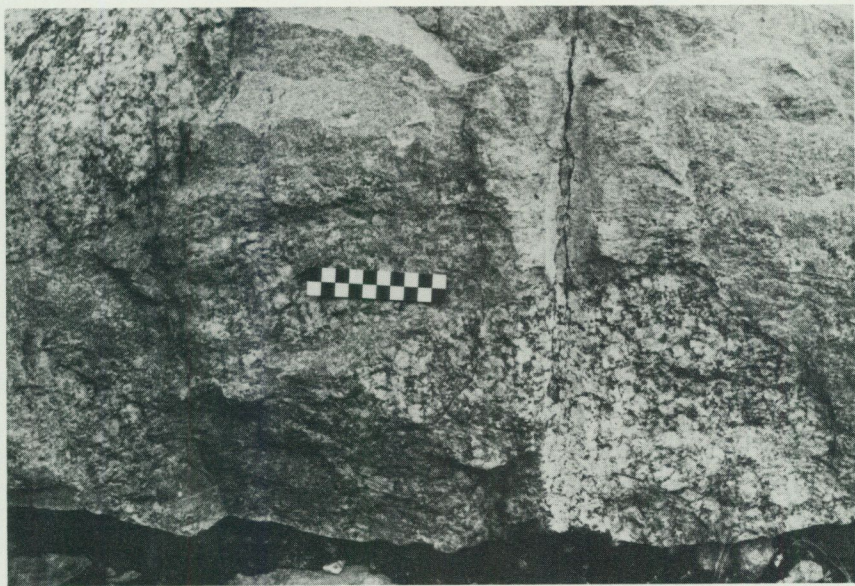


Fig. 29. Gnejsgranit (granodiorit) med mikroklinögon, genomsatt av finkornig granit. 600 m VNV om Björnsjön (8e). Foto K.-A. Kornfält.

Gneissic granite with augen of microcline cut by fine-grained granite.

klin. Ofta ser man små mörkröda korn av titanit. Framför allt i de ögonförande områdena är bergarten ofta nästan massformig och liknar då varianter av den yngre s.k. Karlshamnsgraniten. Gnejsgraniten har sannolikt regenererats i samband med intrusionen av den yngre graniten (se. s. 77 och fig. 29). Gångar av gnejsgranit (se prov nr 4 och 5 i tabell 18) förekommer i det nordostligaste gnejsområdet, t.ex. omkring Levershult (8e).

Gnejsgraniten i området söder och sydväst om Olofström har en från ovan beskrivna typer något avvikande utbildning. Den utgörs av både granit och granodiorit och är ofta kraftigt deformerad med granulerade mineralkorn. Granodioriterna i detta område är kvartsrikare än de tidigare beskrivna.

I sydostligaste delen av kartområdet, öster om Axeltorp (5e), uppträder en mörkgrå till grå gnejsgranit vars sammansättning ligger på gränsen mellan granit och granodiorit. Den har lokalt en porfyrisk utbildning. Bergarten i fråga skiljer sig från ovan beskrivna gnejsgraniter därigenom att den trots sitt gnejsgranitliknande utseende innehåller talrika finkorniga partier i mellanmassan. Denna finkorniga textur har tolkats som en stark granulering av en ursprunglig granit. En annan möjlig förklaring är att bergarten i fråga är en vulkanit, som delvis

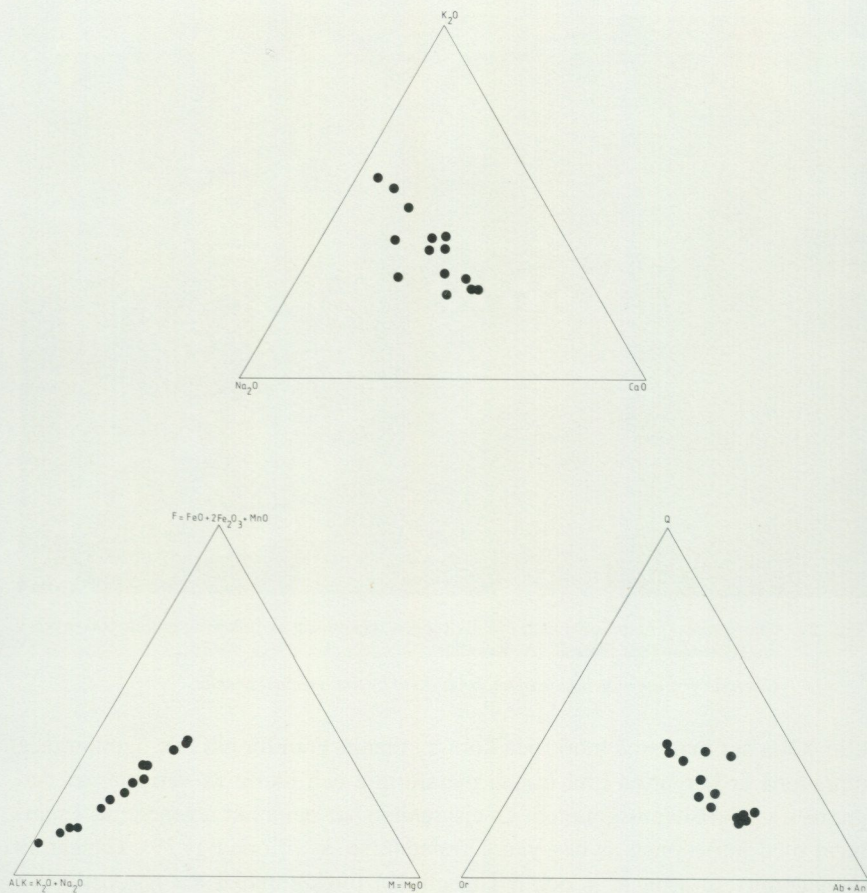


Fig. 30. Gnejsgranit. ALK-F-M-diagram (mol-%), K₂O-Na₂O-CaO-diagram (vikt-%) och Q-Or-(Ab+An)-diagram (CIPW-normvärden).

Gneissic granite. ALK-F-M, K₂O-Na₂O-CaO and Q-Or-(Ab+An) diagrams.

omkristalliserats och förgrovats, t.ex. genom påverkan av en underliggande granitmagma.

Den kemiska sammansättningen av de olika gnejsgranitvarianterna framgår av tabell 19. Variationerna i kemin visas även av triangeldiagrammen i fig. 30.

Yngsta graniter och pegmatit

De yngsta graniterna inom kartområdet (rött på kartan) kan indelas i fyra grupper, nämligen Karlshamnsgraniter, Spinkamålagraniter, finkorniga graniter och Vångagraniter.

Till gruppen Karlshamnsgraniter har räknats förekomster av medel- till grovkornig, porfyrisk granit med 1–2 cm stora ögon. Åtskilliga större eller mindre granitmassiv av Karlshamnsgranittyp förekommer inom ett vidsträckt område som omfattar nordöstra Skåne (se t.ex. SGU Af 121), Blekinge och södra Småland. Karlshamnsgranitens ålder har bestämts till ca 1 422 miljoner år

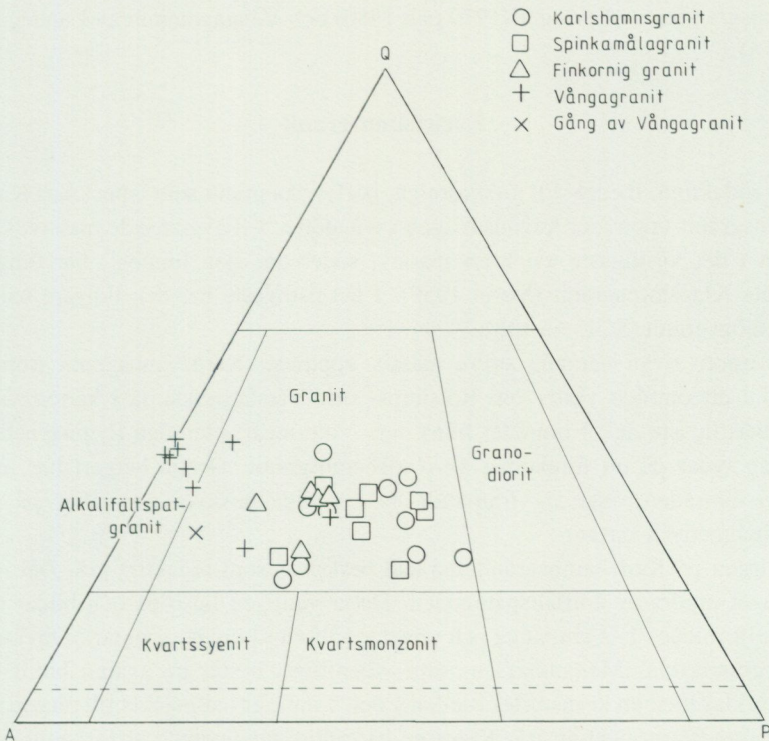


Fig. 31. Bergartsindelning av de yngsta graniterna grundad på fördelningen kvarts-alkalifältspat-plagioklas enligt IUGS 1973.

Modal classification of the youngest granites.

(Rb-Sr, Springer 1980). Åldersdateringen har gjorts i prov från det egentliga Karlshamnsgranitmassivets östra delar.

Till Spinkamålagranitgruppen har räknats alla medelkorniga, ögonförande (ögon 0.5–1 cm) graniter, som uppträder inom kartområdet. Spinkamålagranitens ålder har bestämts till ca 1 360 miljoner år (Rb-Sr, Patchett 1978).

Finkornig granit förekommer dels i ett litet massiv nordost om Olofström, dels i gångar framför allt i Karlshamnsgranit.

Av ungefär samma ålder som Karlshamnsgraniten och genetiskt (troligen) nära besläktad med denna är Vångagraniten, en biotitstrimmig, röd, mestadels kvarts- och alkalifältspatrik granit. Dess ålder har bestämts till ca 1 455 miljoner år (Rb-Sr referenslinje, Welin i Lundegårdh 1978).

De yngsta graniterna har beskrivits av Norin (1936 1957 och 1959), Karlshamnsgraniten av Springer (1979 och 1980) och Vångagraniten av Lundegårdh (1978).

Karlshamnsgranit

Den rödaktiga, medel- till grovkorniga, porfyriska granit som betecknats Karlshamnsgranit uppträder huvudsakligen i två större, väl avgränsade massiv. Graniten i det västligaste av dessa massiv, söder om sjön Immeln, har tidigare kallats Klagstorpsgranit (Norin 1959). I det östligaste har den tidigare kallats Jämshögsganit (SGU Aa 106).

Förutom ovan nämnda större massiv uppträder Karlshamnsgranit troligen även i ett område väster om Rolstorps- och Vässlarpsjöarna i kartområdets nordvästligaste del. I området finns inga blottningar, men den flygmagnetiska kartan tyder på en förekomst av Karlshamnsgranit. Denna bergart har inom andra områden visat sig framträda som tydliga positiva anomalier på den flygmagnetiska kartan.

Färgen på Karlshamnsgraniterna kan beskrivas som rödaktigt grå. Det röda inslaget utgörs av kalifältspatögonen. De är vanligen ljusröda och bildar rektangelformade, 1–2 cm långa och ungefär hälften så breda, speglande tavlor på berggrundsytan. Mellanmassan, som väsentligen består av kvarts, biotit och plagioklas med en kornstorlek mellan 1 och 5 mm, är i allmänhet till färgen mer eller mindre grönaktigt grå. Kvartsen har alltid undulerande utsläckning, som ofta är påfallande starkt framträdande. Ibland uppträder stråk med granulerade mineralkorn. Även förekomsten av böjda plagioklastvillingar och biotitflak tyder på deformationspåverkan. De stora kalifältspatkornen är ofta uppspräckta i mindre korn. Kalifältspaten är pertitisk, vanligen med gallertvillingar och åder-

pertit. Fläckpertit förekommer mer sällan. Plagioklasen är alltid starkt sericit-omvandlad. Myrmekeit förekommer i en del prov. Titanit finns ibland i anmärkningsvärt höga halter (3–4 %). Karlshamnsgraniten i det västligaste massivet söder om sjön Immeln är vanligen mörkare till färgen och innehåller ofta hornblände. Fältspatkristallerna är i detta massiv mer eller mindre parallellorienterade.

Punkträkningsanalyserna (tabell 20) av den medel- till grovkorniga Karlshamnsgraniten är föga tillförlitliga, men har ändå medtagits för att ge en översikt av de ingående mineralen. I ett bergartsindelningsdiagram av gängse typ (fig. 31) faller samtliga analyser inom området granit. Även grupperingen av Q-Or-(Ab+An)-normvärdena (fig. 34) antyder en granitisk sammansättning. (Med norm menas den kemiska sammansättningen av en bergart omräknad till vissa standardmineral.) Den kemiska sammansättningen av Karlshamnsgraniterna framgår av tabell 21.

I Karlshamnsgranitmassivet öster om Jämshög förekommer brottstycken av äldre bergarter. Detta massivs södra kontakt är mycket tydlig, vilket bl.a. kan ses vid Djupadal (5e) på Ryssberget. Kontakten är mer eller mindre vertikal. Graniten är medelkornig till grovt medelkornig även i kontakten. Metavulkaniten är i närheten av kontakten måttligt förgrovad och genomsatt av medelkorniga granitådror. I metavulkaniten söder om massivet har observerats rikligt med pegmatitgångar. Metavulkaniten själv har delvis kristalliserat om, varvid kornstorleken ökat något. I samband med intrusionen har det även skett en muskovitblastes i metavulkaniten söder om Karlshamnsgraniten. Kalifältspatögon eller gångar av Karlshamnsgranit har inte observerats i metavulkaniten. Granitmassivets avgränsning i norr (öster om Olofström) är mycket diffus och svårkarterad, något som troligen beror på en flackare kontakt. Möjligen fortsätter Karlshamnsgraniten in under den ögonförande gnejsgraniten i området norr om Olofström.

I det västligaste Karlshamnsgranitmassivet, sydost och söder om sjön Immelns sydspets, uppträder inneslutningar av äldre bergarter på flera ställen, bl.a. i sydost vid Klagstorp (5c) och söder om Lerjesjön (6b). Vid den senare lokalen förekommer mer eller mindre omvandlade brottstycken av metavulkanit i Karlshamnsgraniten. I samband med omvandlingen har sillimanit bildats.

I graniten uppträder på en del ställen, grå, linsformade inneslutningar. Exempel på sådana förekommer i vägskärningarna omkring Krattakulla (5a–6a), öster om Vårestorp. Linserna ligger här i skiffrihetsriktningen, vilken är ca N 80°O, 80°N.

TABELL 20. Mineralfördelning (volym-%) i Karlshamnsganit.

Modal analyses of Karlshamn granite.

Prov nr	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11
Kvarts	30	28	26	21	19	33	23	31	32	21	28
Plagioklas (inkl. sericit)	31	21	30	39	22	30	25	28	29	32	22
Kalifältspat	27	37	26	22	46	29	46	28	24	26	36
Hornblände	—	—	—	—	—	+	—	—	5	2	—
Biotit	6	3	11	8	7	5	5	8	6	11	5
Muskovit	+	+	+	+	—	—	—	—	+	+	+
Epidot	1	4	2	2	3	+	+	1	+	+	7
Allanit	+	+	—	—	—	+	—	+	—	—	—
Titanit	2	1	2	4	1	2	1	2	2	2	1
Zirkon	+	—	+	—	—	+	+	+	+	+	—
Apatit	1	+	1	1	1	+	+	1	1	2	1
Flusspat	+	+	+	+	+	—	+	+	+	+	—
Kalcit	—	+	1	—	—	—	—	—	+	+	—
Opakmineral	2	4	2	2	2	1	1	2	1	2	1
% An i plagioklas		30		25	32				26	23	24
d:o i zonerade korn	max.			28		30	30	31			
	min.			14		18	14	19			

+ mineralet förekommer i små mängder (<0.5%)

1. BF 75:27. Rödgrå granit. 0.2 km S om Lillesjön (6e), 62311/14214.
2. Ex 75:85. Grårod granit. 1.8 km O om Olofström Stn (7e), 62397/14221.
3. KK 75:216. Rödgrå granit. 1 km ONO om Rammsjön (6e), 62333/14229.
4. TW 75:06. Rödgrå granit. 0.3 km N om Vitavatten (7e), 62381/14245.
5. TW 75:47. Grårod granit. 1.2 km SO om Hemmingsmåla (7e), 62398/14242.
6. TW 15:1. Rödgrå granit. 0.6 km SO om Lillesjön (6e), 62300/14223.
7. TW 15:2. Rödgrå granit. 1.5 km NO om Drögsperyd (5e), 62299/14227.
8. TW 15:21. Rödgrå granit. 1 km N om Drögsperyd (5e), 62298/14218.
9. UW 73:56. Mörkt rödgrå granit. 2 km S om sjön Immeln (6a), 62300/14035.
10. KK 75:141. Mörkt rödgrå granit. 1.8 km OSO om Vårestorp (6a), 62301/14032.
11. PH 72:44. Grårod granit. 1.2 km SO om Vånga kyrka (5c), 62285/14122.

På några ställen, t.ex. i en vägsärning utmed Svängstavägen 1.3 km söder om Skyesjöns ostspets, är Karlshamnsgniten stråkvis kraftigt grusvittrad (fig. 32) och kaolinvittrad (se s. 126).

TABELL 21. Kemiska analyser av Karlshamnsgranit.

Chemical analyses of Karlshamn granite.

Prov nr Lab.nr	1 109772	2 109773	3 109768	5 111674	6 110574	7 110575	8 110584	10 109771	11 6837191
	(vikt-%)								
SiO ₂	66.6	67.3	64.0	66.6	69.5	69.8	70.6	63.5	66.2
TiO ₂	0.86	0.76	1.1	0.79	0.66	0.70	0.60	1.2	0.85
Al ₂ O ₃	14.1	14.1	14.0	14.5	13.8	13.0	13.5	14.6	14.1
Fe ₂ O ₃	2.7	2.4	3.0	4.9	1.6	1.8	1.7	3.3	2.9
FeO	1.5	1.2	2.2	*	1.7	1.4	1.6	2.2	1.6
MnO	0.11	0.09	0.13	0.11	0.08	0.08	0.08	0.12	0.10
MgO	0.98	0.89	1.4	1.10	0.75	0.80	0.79	1.2	1.1
CaO	2.3	2.3	3.0	2.5	1.8	1.8	1.2	3.1	2.3
Na ₂ O	3.2	3.0	3.3	3.2	3.2	3.1	3.2	3.3	2.6
K ₂ O	5.2	5.7	5.2	5.3	5.0	5.4	5.2	5.2	5.4
H ₂ O ⁺	0.7	0.6	0.7		0.4	0.4	0.6	0.5	0.7
H ₂ O ⁻	0.3	0.3	0.2		0.2	0.2	0.2	0.2	0.3
P ₂ O ₅	0.31	0.26	0.49		0.47	0.42	0.56	0.43	0.32
CO ₂	0.11	0.16	0.22		0.02	0.08	0.05	0.19	
F	0.22	0.19	0.17		0.19	0.17	0.14	0.18	0.18
S	0.10	0.10	0.20		0.04	0.03	0.05	0.13	0.07
BaO	0.16	0.20	0.23	0.15	0.16	0.16	0.17	0.18	0.13
Summa	99.5	99.6	99.5	99.6	99.6	99.3	100.2	99.5	98.9
	(ppm)								
Sr	330	380	440	380	360			360	
Rb	240	190	210	160	220			160	200

* Ingår i Fe₂O₃.*Included in Fe₂O₃.*

Provtagningspunkternas lägen framgår av tabell 20.

For localities see Table 20.



Fig. 32. Grus- och kaolinvitträd Karlshamnsgranit. 1.3 km S om Skyesjöns ostspets (7e). Foto K.-A. Kornfält.

Strongly weathered Karlshamn granite.

Spinkamålagranit

Beteckningen Spinkamålagranit användes först av Holst och Kjellström vid rekognoseringen av Blekingedelen av kartbladet Karlshamn (Bäckström 1897, s. 5). Med Spinkamålagranit avsågs de fint medelkorniga till medelkorniga graniterna inom området, vars mest utmärkande kännetecken var, att mikroklinen var utbildad som rektangulära tavlor (Bäckström, op.cit. s. 7). Blomberg (1900) ansåg att Halengraniten (dvs. den fin- till medelkorniga granit, som förekommer söder om sjön Halen och som av De Geer, 1889b, benämndes Halengranit i beskrivningen till kartbladet Karlshamn, Skånedelen) var en variant av Spinkamålagraniten. Norin (1936) menade att dessa två graniter var identiska och räknade dessutom in alla finkorniga graniter – även dem utan strökorn – i Spinkamålagranitgruppen. Det senare gjorde även Blomberg (1900), som dock påpekade att partierna med finkornig struktur är sällsynta.

TABELL 22. Mineralfördelning (volym-%) i Spinkamålagranit.

Modal analyses of Spinkamåla granite.

Prov nr	1	2	3	4	5	6	7	8	9
Kvarts	23	34	29	27	33	29	29	20	28
Plagioklas (inkl. sericit)	21	29	26	29	21	32	35	34	29
Kalifältspat	47	33	33	35	36	25	26	31	29
Biotit	5	1	9	6	4	8	7	11	7
Muskovit	2	1	+	1	1	1	1	+	2
Epidot	1	1	+	2	2	3	1	+	3
Allanit	+	-	1	+	+	+	+	+	+
Titanit	-	-	1	1	+	1	+	1	+
Zirkon	-	-	+	+	-	+	+	+	+
Apatit	+	+	+	+	+	+	+	+	+
Flusspat	+	+	+	+	-	+	+	+	-
Kalcit	+	+	+	+	-	-	+	+	1
Opakmineral	1	1	1	1	1	1	+	1	1
% An i plagioklas	17		17		18			22	
d:o i zonerade korn	max.	20		28		28	26		
	min.	10		17		22	23		

+ mineralet förekommer i små mängder (<0.5%)

1. KK 74:6. Grå granit. 0.8 km OSO om Boafall (7d), 62355/14174.
2. KK 75:104. Grå granit. 0.8 km OSO om Boafall (7d), 62355/14174.
3. KK 78:1. Rödgrå granit. 0.7 km OSO om Sporrakulla (8a), 62408/14038.
4. KK 78:45. Mörkt gråröd granit. 0.3 km S om Kopparensjön (9d), 62461/14185.
5. KK 78:54. Rödgrå, förskiffrad granit. 0.3 km SV om Gäsagylet (9d), 62452/14175.
6. IT 76:9. Mörkt rödgrå granit. Väst intill sydspetsen av S. Bäckasjön (8d), 62446/14154.
7. TW 76:11. Rödgrå granit. 1 km N om Gillaruna (7e), 62357/14239.
8. TW 76:15. Rödgrå granit. 0.5 km SO om Gillaruna (6e), 62343/14252.
9. KK 82:9. Rödgrå granit. 1.3 km S om L. Skyesjöns ostspets (7e), 62395/14247.

I denna beskrivning kallas endast de fint medelkorniga till medelkorniga graniter som har tavelformade mikroklinkristaller för Spinkamålagranit. De finkorniga, mer jämnkorniga graniterna behandlas för sig.

Spinkamålagraniten inom kartbladet Karlshamn NV är fint medelkornig till medelkornig med rektangulära, speglade mikroklinlister som är 0.5–1 cm långa och något mindre än hälften så breda. Dessa ligger i en finkornigare mellanmassa (1–3 mm). I friskt brott är granitens färg i allmänhet gråröd till rödgrå. Den variant av Spinkamålagraniten som tidigare kallades Halengranit och som förekommer söder om sjön Halen är grå till färgen. Den senare

TABELL 23. Mineralfördelning (volym-%) i finkornig granit.

Modal analyses of fine-grained granite.

Prov nr	10	11	12	13	14
Kvarts	31	32	24	33	33
Plagioklas (inkl. sericit)	15	22	24	24	21
Kalifältspat	47	38	45	38	39
Biotit	3	3	+	2	4
Muskovit	1	3	+	+	1
Klorit	-	-	2	+	-
Epidot	1	1	-	+	2
Allanit	1	+	+	+	+
Titanit	+	1	1	+	-
Zirkon	-	-	+	-	+
Apatit	+	-	-	-	+
Flusspat	-	1	-	-	+
Opakmineral	1	+	3	1	1
% An i plagioklas		11	5		
d:o i zonerade korn	max.			15	16
	min.			0	0

+ mineralet förekommer i små mängder (<0.5%)

10. KK 75:23. Rödgrå granit. 0.6 km VNV om Björnsjön (8e), 62413/14218.
 11. KK 78:17. Rödgrå granit. 0.6 km VNV om Björnsjön (8e), 62413/14218.
 12. TW 75:03. Röd granit som gång i Karlshamnsgranit. Valhall V om Orlunden (7e), 62383/14246.
 13. TW 75:05. Gråröd granit som gång i Karlshamnsgranit. 0.3 km N om Vitavatten (7e), 62381/14245.
 14. TW 77:10. Rödgrå granit. 0.4 km V om Björnsjön (8e), 62411/14220.

förekomsten, vilken är den största av Spinkamålagranit inom kartområdet, har skarpa, tydliga kontakter med omgivande metavulkanit. En sådan kontakt har observerats exempelvis vid länsgränsen söder om landsvägen, ca 1.8 km sydväst om Boafall (6d).

De gångar eller små massiv av Spinkamålagranit, som uppträder inom det stora Karlshamnsgranitmassivet sydost om Olofström har mer diffusa kontakter. Det har därför varit omöjligt att med hjälp av fältiakttagelser avgöra åldersrelationerna mellan Karlshamns- och Spinkamålagraniterna. Prov nr 9 (tabell 22) är taget i en vägskärning, ca 4 km öster om Olofström, där Spinkamålagranit uppträder tillsammans med Karlshamnsgranit, men där åldersrelationen dem emellan ej gått att fastställa.

TABELL 24. Kemiska analyser av Spinkamålagranit och finkornig granit.

Chemical analyses of Spinkamåla granite and fine-grained granite.

Prov nr Lab.nr	2 109767	3 111390	4 111663	5 111670	9 572639	11 111393
	(vikt-%)					
SiO ₂	73.0	69.0	69.3	73.4	70.0	73.7
TiO ₂	0.27	0.46	0.47	0.25	0.48	0.26
Al ₂ O ₃	13.6	14.1	14.2	14.0	14.4	13.1
Fe ₂ O ₃	0.6	1.3	3.2	1.9	1.5	0.7
FeO	0.8	1.5	*	*	1.5	0.7
MnO	0.07	0.06	0.06	0.06	0.06	0.04
MgO	0.30	0.66	0.77	0.40	0.73	0.32
CaO	1.2	1.8	1.6	1.3	2.1	1.1
Na ₂ O	3.2	3.0	2.7	3.1	3.5	2.3
K ₂ O	5.5	5.7	6.1	5.6	5.2	6.5
H ₂ O ⁺	0.4	0.6			0.5	0.1
H ₂ O ⁻	0.3	0.2			0.3	0.1
P ₂ O ₅	0.04	0.12			0.15	0.1
CO ₂	0.07				0.28	
F	0.10				0.13	
S	0.02				0.04	
BaO	0.05	0.10	0.12	0.06	0.12	0.07
Summa	99.5	98.6	98.5	100.1	100.7	99.0
	(ppm)					
Sr	120	270	370	180	130	
Rb	420	240	230	270	240	

* Ingår i Fe₂O₃.*Included in Fe₂O₃.*

Provtagningspunkternas lägen framgår av tabellerna 22 och 23.

For localities see Tables 22 and 23.

Som framgår av berggrundskartan finns i området mellan Nyteboda (9c) och vägen Vilshult–Olofström flera massiv av i allmänhet rödgrå, fint medelkornig Spinkamålagranit. Där förekommer även ett stort antal gångar och små massiv av Spinkamålagranit och pegmatit, som på kartan markerats med röda streck.

Som nämnts är det mest typiska draget hos Spinkamålagraniten de rektangelformade listerna av kalifältspat. Dessa är ibland mer eller mindre parallellorienterade men ligger för det mesta godtyckligt ordnade i den finkornigare mellanmassan (1–3 mm). Mineralinnehållet framgår av tabell 22. Spinkamålagraniten uppvisar liksom Karlshamnsgraniten tydliga tecken på deformation. Kvartsen

har mycket kraftigt undulerande utsläckning och många andra mineralkorn är uppspräckta eller böjda. Vidare uppträder granulerade stråk och roterade korn. Kalifältspaten är pertitisk med gallertvillingar och åderpertit. Myrmekit förekommer ibland, och mikropegmatit i något enstaka prov. Plagioklasen är vanligen sericitomvandlad, speciellt i centrum av kornen. Den kemiska sammansättningen av Spinkamålagraniten redovisas i tabell 24.

Finkornig granit

Finkornig granit uppträder vanligen som gångar, i de flesta fall i Karlshamnsgranit men ibland även i gnejsgranit och gnejs. Finkornig granit förekommer också i ett litet massiv nordost om Olofström. Graniten har där breccierat omgivande gnejsgranit (fig. 29).

Den finkorniga graniten har rödgrå till gråröd färg. Texturen är jämnkornig med en kornstorlek omkring 1 mm. Även den finkorniga graniten visar tecken på kraftig deformation med granulerade stråk och spräckta mineralkorn. Kvartsen har undulerande utsläckning och en del mineralkorn är böjda. Plagioklasen (9–12 % An) är alltid mer eller mindre sericitomvandlad. Kalifältspaten är pertitisk med mikroklintvillingar och åderpertit. Mineralfördelningen redovisas i tabell 23 och den kemiska sammansättningen framgår av tabell 24.

Vångagranit

På Vånga- och Oppmannabergen, på Tollarpbjär (nordost om Arkelstorp), samt inom mindre områden väster och sydväst om Arkelstorp uppträder en i allmänhet medelkornig, biotitstrimmig, ofta fältspatporfyrisk, röd, relativt kvartsrik granit. Denna har fått benämningen Vångagranit. De tämligen glest förekommande, centimeterstora ögonen av kalifältspat, som bäst syns på vittade ytor, saknas ibland. I några prover förekommer rektangulära, speglade kalifältspatlister, ca 0.5–1 cm stora. De flesta proverna av Vångagranit kan klassificeras som alkalifältspatgranit (fig. 31). Den innehåller emellertid ingen alkaliambivol eller alkalipyroxen och är alltså ingen alkaligranit (IUGS 1973).

Av Vångagraniten finns även en finkornigare variant (prov nr 6 och 9 i tabell 25), vilken uppträder dels som gångar i den medelkorniga Vångagraniten på

Vångaberget (exv. i stenbrottet 1 km väster om Furestad, fig. 33), dels i gränsen mellan Vångagranit och metavulkanit, ca 1 km VNV om Vånga kyrka (5c). I Vångagraniten, t.ex. på Oppmannaberget, uppträder enstaka, diffust avgränsade, smala gångar och körtlar av röd pegmatit.

Vångagraniten och den i nordväst, norr och nordost omgivande Karlshamnsgraniten (Klagstorpsgranit enligt Norin 1959) betecknades tidigare granitgnejs (De Geer 1889a i Aa 103, Bäckström 1897). Norin hade i ett tidigare arbete från 1936 betecknat båda dessa bergarter som Vångagranit (se kartan i Norin 1936). I en senare uppsats från 1959 visade emellertid Norin att den granit, som tidigare uppfattats som enhetlig, i själva verket utgörs av två varianter, nämligen Vångagranit och Klagstorpsgranit. Den senare liknar enligt Norin (op.cit.) graniten inom Olofström–Jämshögmassivet (vilket vid den nu aktuella nykarteringen betecknats som Karlshamnsgranit). Norin menade att Vångagraniten fullständigt saknar krosstrukturer. Detta, jämte denna granits kemiska samman-

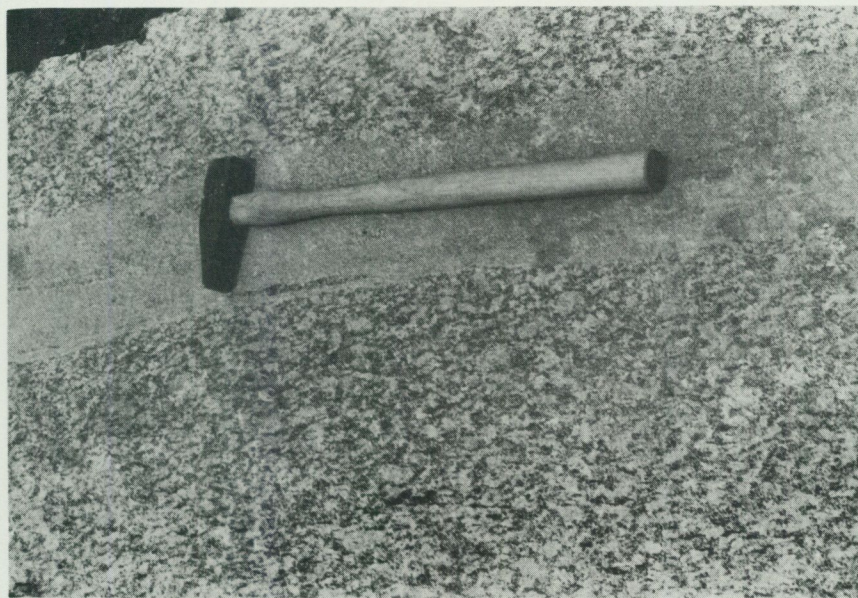


Fig. 33. Grovt medelkornig Vångagranit med diffust avgränsade kalifältspatögon, genomsatt av gång med finkornig Vångagranit. Stenbrottet 1 km V om Furestad (5c). Foto K.-A. Kornfält.

Medium- to coarse-grained Vånga granite cut by a fine-grained variety of Vånga granite.

TABELL 25. Mineralfördelning (volym-%) i Vångagranit.

Modal analyses of Vånga granite.

Prov nr	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14
Kvarts	42	39	41	39	42	34	38	31	29	26	40	35	38	46
Plagioklas	—	—	1	+	8	7	2	26	9	17	10	8	11	17
Kalifältspat	54	55	56	56	47	53	56	41	60	54	35	51	39	27
Biotit	3	3	1	4	2	6	3	1	1	2	12	3	8	7
Muskovit	—	2	+	—	+	—	1	—	—	—	—	—	+	+
Klorit	—	—	+	+	+	—	—	2	—	+	—	—	—	—
Epidot	—	+	+	—	+	—	—	—	—	+	—	—	—	+
Allanit	+	—	—	+	—	+	—	—	—	—	—	—	—	—
Titanit	+	—	++	—	—	—	—	—	+	—	—	—	—	—
Zirkon	+	+	+	+	+	—	—	—	—	—	—	+	+	+
Flusspat	+	1	+	+	1	1	—	+	+	1	2	+	3	3
Topas	—	—	—	—	—	—	+	—	—	—	1	2	—	—
Opakmineral	1	+	+	+	+	—	+	—	1	+	—	—	+	—
% An i plagioklas					10	10		13	4	9	8	5	5	8

+ mineralet förekommer i små mängder (<0.5%)

1. UW 74:14. Röd, medelkornig alkalifältspatgranit. 0.7 km O om Svenstorp (5a), 62253/14015.
2. UW 74:15. Rödgrå, fint medelkornig alkalifältspatgranit. 0.3 km SSV om Hallaboda (5a), 65281/14040.
3. UW 75:57. Röd, medelkornig alkalifältspatgranit. 0.7 km O om Svenstorp (5a), 62253/14015.
4. KK 75:19. Röd, medelkornig alkalifältspatgranit. 1 km V om Hallaboda (5a), 62284/14032.
5. LC 75:2. Röd, medelkornig granit. 0.5 km O om Dalaboda (5b), 62280/14096.
6. LC 75:4. Röd, finkornig till fint medelkornig alkalifältspatgranit. 1.2 km VNV om Vånga kyrka (5b–5c), 62293/14100.
7. LC 75:8. Rödgrå, förskiffrad, fint medelkornig alkalifältspatgranit. 1 km O om Bonnslätt (5b), 62295/14096.
8. KK 79:102. Röd, grovt medelkornig granit. 0.5 km O om Dalaboda (5b), 62279/14097.
9. KK 79:103. Röd, finkornig granitgång i Vångagranit. 1 km V om Furestad (5c), 62272/14104.
10. KK 79:104. Röd, medelkornig granit. 2.8 km OSO om Oppmanna kyrka (5b), 62253/14091.
11. PH 71:V10. Röd, medelkornig granit. 0.5 km SSO om Vångaskog (5c), 62272/14105.
12. PH 71:V6. Röd, medel- till grovt medelkornig granit. 0.4 km SSO om Vångaskog (5c), 62273/14103.
13. PH 71:V16. Röd, medelkornig granit. 1.1 km OSO om Björkeboda (5b–5c), 62263/14100.
14. PH 71:V15. Röd, medelkornig granit. 1.5 km SSV om Furestad (5c), 62257/14110.
15. KK 82:3. Röd pegmatit 2.8 km OSO om Oppmanna kyrka (5b), 62253/14091.

sättning och fältuppträdande övertygande Norin om att den är yngre än omgivande Klagstorsgranit (dvs. Karlshamnsgranit).

Hjelmqvist (1959) har undersökt Vångagraniten i några prover från Ivön, som ligger omedelbart söder om kartgränsen. Hjelmqvist beskriver bergarten som

TABELL 26. Kemiska analyser av Vångagranit.

Chemical analyses of Vånga granite.

Prov nr Lab.nr	3 109769	4 109770	8 553680	9 553681	10 553682	11 6837167	12 6837168	13 6837170	14 6837169	15 572638
	(vikt-%)									
SiO ₂	77.3	77.9	75.3	75.4	77.5	76.3	77.4	75.2	75.3	77.3
TiO ₂	0.14	0.11	0.15	0.03	0.09	0.06	0.04	0.07	0.06	0.06
Al ₂ O ₃	11.7	11.6	12.5	12.7	11.6	12.0	11.1	12.4	12.4	11.2
Fe ₂ O ₃	0.3	0.1	0.2	0.1	0.2	0.1	0.2	0.2	0.3	0.2
FeO	0.6	0.9	1.5	0.6	1.2	1.0	1.0	1.0	1.0	0.6
MnO	0.02	0.03	0.04	0.02	0.02	0.03	0.04	0.04	0.04	0.02
MgO	0.05	0.03	0.19	0.06	0.05	0.10	0.07	0.08	0.08	<0.01
CaO	0.6	0.6	0.8	0.5	0.7	0.6	0.6	0.7	0.7	0.7
Na ₂ O	3.2	3.8	3.4	3.9	3.0	3.2	2.9	3.2	2.9	3.6
K ₂ O	4.9	3.9	4.8	4.7	4.8	4.6	4.1	4.6	4.4	4.2
H ₂ O ⁺	0.3	0.3	0.3	0.2	0.3	0.3	0.3	0.4	0.5	0.2
H ₂ O ⁻	0.2	0.2	<0.1	0.1	0.1	0.2	0.2	0.3	0.2	0.1
P ₂ O ₅	0.01	0.01	0.02	<0.01	0.01	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	0.01
CO ₂	0.05	0.05	0.02	0.06	0.06	0.02	0.01	0.03	0.06	0.03
F	0.05	0.10	0.30	0.17	0.34	0.33	0.40	0.32	0.39	0.17
S	0.02	<0.02	<0.02	<0.02	<0.02	0.02	0.02	0.02	0.01	0.01
BaO	0.02	0.01	0.01	<0.01	<0.01	0.01	<0.01	0.01	0.01	0.01
Summa	99.5	99.5	99.5	98.4	99.9	98.9	98.4	98.6	98.4	98.3
	(ppm)									
Sr	20	10	40	10	20	30	20	40	30	20
Rb	270	410	410	400	390	350	340	370	410	270

Provtagningspunkternas lägen framgår av tabell 25.

For localities see Table 25.

gnejsig med glesa biotitstrimor och med otydligt framträdande, centimeterstora mikroklinkrystaller i en för ögat tämligen jämngranulerad mellanmassa. Han noterar även närvaron av en mikroklinpertit, som är ovanligt rik på albitspolar.

Lundegårdh (1976, 1978) beskriver Vångagraniten som en folierad, synorogen granit, som har migmatitiserats starkt. Han uppfattar Vångagraniten som en migmatitgranit med gnejsgranitisk paleosom och fältspatrik neosom. Lundegårdh antar att paleosomen hör till den grupp av sannolikt svekofenniska bergarter, som omfattar Tving- Farabol- och Fridaforsgraniterna. Neosomen har en ungefärlig ålder av 1 485 miljoner år (Rb-Sr referenslinje, Welin i Lundegårdh 1978). Lundegårdhs uppsats från 1978 innehåller talrika mikrofoton av pertit.

Förutom den typiska pertiten med albitspolar i kalifältspat innehåller Vångagraniten vanligen större, självständiga plagioklaskorn. Dessa utgörs också av albit vars sammansättning ibland ligger på gränsen till oligoklas (tabell 25). Den omtalade pertiten med spolar av albit i alkalifältspat tycks ha bildats genom att det senare mineralet delvis har ersatt plagioklas. Hjelmqvist (1959) har gjort samma iakttagelser vid sin undersökning av Vångagranit från Ivön. Liknande pertitutbildning förekommer i bergarter från berggrundskartan Kristianstad SO (Kornfält m.fl. 1978, fig. 6 och 7). I Vångagraniten finns kalifältspat både med och utan de för mikroklin typiska gallertvillingarna. I de fall tvillingarna saknas, finns det anledning misstänka att kalifältspaten kan ha monoklin symmetri (=ortoklas). Röntgenbestämningar av kalifältspatens trikliniket visar också att det finns både monoklin och triklin kalifältspat i Vångagraniten.

Kvartsen visar alltid starkt undulerande utsläckning. Mängden flusspat kan uppgå till 3 % och topas till 2 % (tabell 25). Vångagranitens kemiska sammansättning redovisas i tabell 26.

Gnejsigheten i Vångagraniten beror på att den sparsamt förekommande biotiten är samlad i parallella stråk där biotitfjällen i stort sett har samma inbördes orientering. På ytor som är skurna mer eller mindre parallellt med skiffriheten får bergarten ofta ett flammigt, migmatitliknande utseende. Övriga ytor är i allmänhet mer gnejsliknande. Stora variationer förekommer i graden av gnejsighet. En del Vångagranitvarianter har nästan ingen parallellstruktur.

Vångagranitens parallellstruktur antyder att bergarten kristalliserat under tryck. Graniten har även utsatts för mekanisk deformation, vilket framgår av den undulerande utsläckningen i kvartskornen samt de stråk av granulerade mineraler som vanligen genomkorsar bergarten.

Pegmatit

Gångar och små massiv av pegmatit uppträder på åtskilliga ställen inom kartområdet, men frekvensen varierar. En del av dessa förekomster är intressanta antingen på grund av sin storlek eller sitt mineralinnehåll och kommer därför att redovisas nedan.

I gnejsområdet öster om sjön Immelns nordspets uppträder ganska talrika, till färgen kötröda pegmatitkroppar i upp till 15 m mäktiga förekomster, mest i form av gångar. Deras riktningar sammanfaller vanligen med gnejsens skiffriktighet. Pegmatiten, som har en största kornstorlek av ca 5 cm, innehåller förutom mikroklin, plagioklas och kvarts något biotit och magnetit. Enligt uppgift från Gustav Åkerblom, SGAB, Luleå, uppträder mineralen euxenit och allanit i dessa pegmatiter, vilka därför ger en förhöjd radioaktivitet. En detaljerad markuppföljning av radiometriska flyganomalier i närheten av Stora Krok-sjön (8c–8d) har gjorts av Löfvendahl (1973). De ovan nämnda pegmatiterna har ett geografiskt och sannolikt även genetiskt samband med de större eller mindre förekomsterna av Spinkamålagranit i området.

I sydöstra delen av kartområdet genomsätts metavulkaniterna av ställvis ganska talrika gångar och små massiv av rödgrå till gråvit, ibland magnetit- och granatförande pegmatit. Gångarna är oftast mer eller mindre parallella med den omgivande bergartens skiffriktighetsriktning, men överskärande gångar förekommer också. Pegmatitgångarnas kontakter med sidobergarterna är ofta vindlande och t.o.m. svagt veckade. Runt de små pegmatitmassiven och -gångarna har en omställning av de ursprungliga skiffriktighetsriktningarna vanligen ägt rum i närmast omgivande bergarter, vilket innebär en anpassning till pegmatitmassivets form. Pegmatiten har även påverkat omgivande metavulkaniter så att de senares kornstorlek ökat i kontaktzonen. Pegmatitmassiven är med få undantag så små att de inte kunnat markeras på berggrundskartan annat än med en schematisk överbeteckning (röda streck). I enstaka fall, t.ex. alldeles sydost om Djupadal (5e), dominerar pegmatiten inom en något större, avgränsbar yta, vilken markerats med små, tätt liggande svarta prickar på röd botten. Där är pegmatiten mycket grovkornig med upp till 3 à 4 dm stora fältspatkristaller. Vidare innehåller denna pegmatit väsentliga mängder muskovit, samt ganska mycket granat i form av millimeterstora idiomorfa, röda korn.

Som framgår av berggrundskartan finns ett litet pegmatitmassiv (med f.d. stenbrott) även 2 km NNV om Arkelstorp (5a–6a). Pegmatiten där är gråvit till vit, biotitstrimmig och mycket starkt tektoniserad. Kvartsen är således granulerad till millimeterstorlek och fältspaten är breccierad.

Som nämnts är den röda pegmatiten som förekommer tillsammans med Spinkamålagranit genetiskt associerad med denna. Om den ovan beskrivna, grå pegmatiten som genomsätter metavulkaniterna är likåldrig med den röda pegmatiten är f. n. omöjligt att avgöra.

De yngsta graniternas geokemi

Karlshamnsgranitens geokemi och geokronologi har beskrivits av Springer (1979, 1980), som undersökt Karlshamnsgraniten i Ronnebytrakten. Enligt Springer är Karlshamnsgraniten där en intermediär till sur, kalk-alkalisk pluton vars sammansättning varierar från kvartsmonzodiorit över kvartsmonzonit till monzogranit.

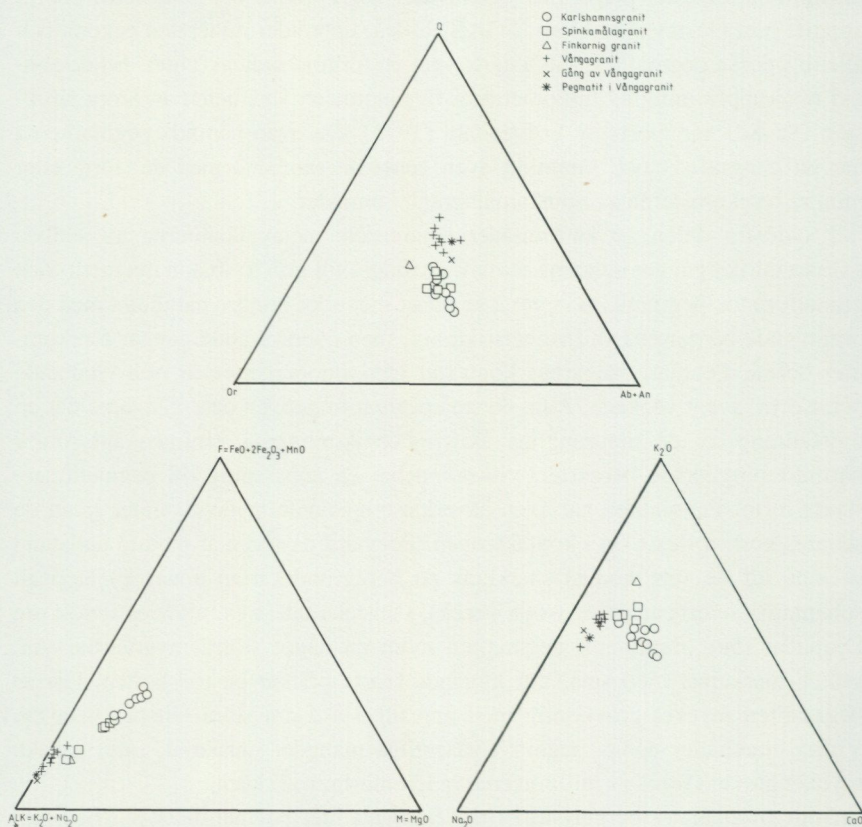


Fig. 34. Yngsta graniter. ALK-F-M-diagram (mol-%), K_2O-Na_2O-CaO -diagram (vikt-%) och Q-Or-(Ab+An)-diagram (CIPW-normvärden).

Youngest granites. ALK-F-M, K_2O-Na_2O-CaO and Q-Or-(Ab+An) diagrams.

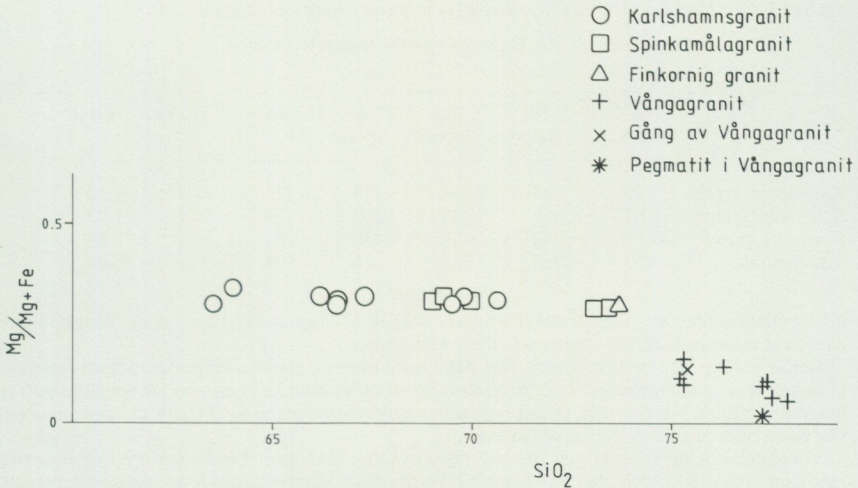


Fig. 35. Yngsta graniter. Atomförhållandet Mg/Mg+Fe avsatt mot SiO₂-halten (vikt-%).

Plot of Mg/Mg+Fe (atomic ratios) against SiO₂ (weight %) for the youngest granite.

Karlshamns-, Spinkamåla- och Vångagraniterna är enligt Wilson och Åkerblom (1980) radioaktiva graniter, dvs. de innehåller mer uran och torium än normalt. Enligt Wilson och Åkerblom är Karlshamnsgraniten det enda säkra exemplet i Sverige på en uranrikad granit av s.k. I-typ (=bergart av magmatiskt ursprung, Chappell och White 1974, White och Chappell 1977).

Variationerna i de yngsta graniternas kemiska sammansättning på kartbladet Karlshamn NV framgår av diagrammen i fig. 34.

Punkträkningsanalyserna av de yngsta graniterna (fig. 31) visar att samtliga ligger i granit- eller alkalifältspatgranitfältet. Kartområdets Karlshamnsgraniter är alltså inte så differentierade som de graniter Springer (1980) undersökt från Ronnebyområdet. Av fig. 35 framgår dock att SiO₂-halten i Karlshamnsgraniten varierar från ca 64 till 71%.

Kartläggningen i fält har inte kunnat ge något svar på frågan om åldersförhållandet mellan Spinkamåla- och Karlshamnsgraniterna eftersom kontakterna mellan dessa båda bergarter alltid är diffusa.

I ett arbete från 1936 diskuterade Norin de nämnda graniternas inbördes ålder men lämnade frågan öppen. I en uppsats från 1959 (s.462) skrev han att den Spinkamålagranit, som uppträder öster om Jämshögsmassivet "delvis visar sig vara en direkt omvandlingsprodukt av den grå kustgnejsen och ett led i den magmatiska differentiationsprocess, som lett till utvecklingen av den grova Karlshamnsgraniten". Norin ansåg alltså att Karlshamnsgraniten var yngre än Spinkamålagraniten.

Vi vet nu genom radioaktiva åldersbestämningar att Spinkamålagraniten är yngre än Karlshamnsgraniten (se s. 75 f.). Med hjälp av de kemiska analyserna kan man visa den sannolika kristallisationsföljden för de aktuella bergarterna om man utgår från en ursprunglig, gemensam magma. Springer (1980) antar att Karlshamnsgraniten, som har ett relativt lågt initialt strontiumisotopförhållande, bildats vid partiell uppsmältning av jordskorpematerial med ett lågt initialvärde. Under granitens intrusion ökade strontiumisotopförhållandet något genom assimilation av gnejsxenoliter. Man kan anta att samtliga unga graniter i området härstammar från en ursprunglig "Karlshamnsgranitmagma". Spinkamålagraniten och den finkorniga graniten representerar sannolikt mer differentierade led i en fraktionerad kristallisation av denna magma (se t.ex. ALK-F-M-diagrammet i fig. 34). Vångagraniten med sin pegmatitliknande sammansättning utgör troligen slutfasen i denna

TABELL 27. Medelvärden för K₂O, Rb, Ba och Sr i de yngsta graniterna.*Averages of K₂O, Rb, Ba and Sr for the youngest granites.*

Bergart	K ₂ O (%)	Rb (ppm)	Ba (ppm)	Sr (ppm)	K/Rb	Ba/Rb	Rb/Sr
Karlshamnsgranit	5.29	197	1533	375	223	7.78	0.53
Spinkamålagranit	5.62	268	806	260	174	3.01	1.03
Finkornig granit	6.50	240	627	130	225	2.61	1.85
Vångagranit	4.53	362	102	24	104	0.28	15.08

differentiationsprocess. Som framgår av t.ex. ALK-F-M-diagrammet ligger dock Vångagraniten något vid sidan av de andra graniternas differentiationstrend.

Det är möjligt att "restlösningar" från den kristalliserande Karlshamnsgranitmagman pressades ur denna (exv. genom rörelser i sidobergarter) för att sedan intrudera i omgivande bergarter som en magma och bilda Vångagranit. Denna restmagma hade underskott av K₂O eftersom kalium anrikats i de tidigt bildade kalifältspatmegakristerna.

Vångagraniten är kemiskt och mineralogiskt ovanligt homogen. Förekomsten av en finkornig randfacies (se s. 84 f. och prov nr 6 i tabell 25) tyder på att Vångagraniten är en magmatisk bergart. Den tydliga foliationen i Vångagraniten kan ha bildats genom riktat tryck under kristallisationsprocessen, eller är en bevarad gnejsighet från en äldre bergart (paleosom).

Vångagraniten innehåller mindre K₂O än övriga unga graniter (tabell 27), vilket som nämnts kan bero på en anrikning av kalium i tidigt bildade kalifältspatmegakristers. K/Rb-förhållandet i Vångagraniten är emellertid lågt (tabell 27) och detta tyder på en anrikning av rubidium, vilket man får vid en fraktionering (Taylor 1965). Även minskningen av Ba/Rb-förhållandet från Karlshamnsgranit till Vångagranit (tabell 27) tyder på en fraktionerad kristallisation.

Hyperitdiabas

Gångar av svart, i allmänhet finkornig till fint medelkornig hyperitdiabas (se Kornfält m.fl. 1978) förekommer över hela kartområdet men är vanligast i områdets västligaste delar. Diabas av liknande typ förekommer i en zon från Skåne genom västra Småland och östra Västergötland till nordvästligaste Värmland. Gångarnas riktning är vanligen NNO-SSV-lig, men både nordligare och östligare riktningar förekommer.

En del av kartområdets hyperitdiabasgångar har tidigare beskrivits av Moberg (1896). Flertalet av de stenbrott där hyperitdiabasen brutits – under handelsnamnet "svart granit" – beskrivs i boken Nyttosten i Sverige (Lundegårdh 1971).

Den skånska hyperitdiabasens ålder har bestämts med Rb-Sr-metoden till $1\ 565 \pm 230$ miljoner år (Klingspor 1976; ursprungliga värdet korrigerat för ny sönderfallskonstant). Hyperitdiabasen måste dock vara yngre än Karlshamnsgraniten, vilken daterats till 1 422 miljoner år (Springer 1980) eftersom den senare genomsetts av hyperitdiabasgångar. Både kemiskt och mineralogiskt skiljer sig hyperitdiabasen från de diabasgångar i västra och mellersta Blekinge

TABELL 28. Mineralfördelning (volym-%) i hyperitdiabaser.

Modal analyses of hyperite dolerites.

Prov	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
Kvarts	+	+	4	1	1	+	3	1	1	-	-	+
Plagioklas (inkl. sericit)	65	52	54	62	56	47	61	68	60	63	72	59
Kalifältspat	+	+	+	4	3	-	2	+	+	-	+	-
Olivin	-	-	-	-	-	-	-	1	+	2	7	-
Ortopyroxen + klinopyroxen	18	-	22	20	27	-	-	16	-	-	-	6
Klinopyroxen	-	1	-	-	-	34	8	-	2	2	6	-
Amfibol	2	37	11	-	+	-	15	3	27	23	+	23
Biotit	1	4	6	+	2	-	3	2	3	2	3	1
Serpentin	+	-	-	-	-	-	-	2	-	2	1	-
Klorit	-	-	-	-	-	+	1	-	-	+	-	-
Kalcit	+	-	+	-	-	-	-	-	+	-	-	-
Apatit	2	1	+	5	3	+	1	1	1	+	3	1
Opakmineral	10	4	4	9	8	18	6	8	6	6	8	9
% An i plagioklas centrum	58	60	61	52	62	58	50	54	52	54	48	59
periferi	46	44	45	36	43	41	32	34	38	37	35	42
Omvandlingsgrad (se s. 96)	2	3	2	1	1	1-2	3	2-3	2-3	3	1-2	2-3

+ mineralet förekommer i små mängder (<0.5%)

1. KK 79:105. Hyperitdiabas. St. Björkeröds stenbrott(8a), 62445/14021.
2. KK 79:106. Hyperitdiabas. 50 m NO om Gylsboda Stn(9c), 62499/14102.
3. KK 79:107. Hyperitdiabas. 0.3 km NV om Breanäs(8b), 62405/14068.
4. PH 72:19. Hyperitdiabas. 0.6 km SO om Vårestorp(6a), 62302/14020.
5. PH 72:25. Hyperitdiabas. 0.7 km SO om Röetved(5a), 62265/14023.
6. PH 72:26. Mycket finkornig hyperitdiabas, kontaktfacies, 62265/14023.
7. KK 79:108. Hyperitdiabas. 2.5 km NNV om Skärnsås(8c), 62408/14109.
8. KK 79:116. Hyperitdiabas. 0.9 km NV om Brokamåla(8d), 62438/14166.
9. KK 79:110. Hyperitdiabas. 1.8 km NV om Snövleboda(9e), 62469/14205.
10. KK 80:20. Hyperitdiabas. 1.5 km NNV om Slagesnäs(9e), 62500/14209.
11. KK 79:109. Hyperitdiabas. 50 m N om Bergatorpet(7d), 62375/14183.
12. KK 79:100. Hyperitdiabas. 1 km SSO om Klagstorp(5d), 62255/14164.

(t.ex. Karlshamnsgången och Bräkne-Hobygången) som åldersbestämts till ca 900 miljoner år (Patchett 1978). Om skillnaderna beror på olika differentiationsstadier hos en ursprunglig, gemensam magma, eller på flera primärt olika magmatyper är ännu för tidigt att säga. Geokemiska undersökningar i samband med SGU:s pågående karteringsarbeten på kartbladen Karlshamn NO och Karlskrona NV kommer sannolikt att ge klarhet i dessa frågor.

Gångarna av hyperitdiabas inom kartområdet Karlshamn NV kan kemiskt klassificeras som subalkaliska med tholeiitisk karaktär (se. s. 98). Hyperit-

TABELL 29. Kemiska analyser av hyperitdiabaser.

Chemical analyses of hyperite dolerites.

Prov nr Lab. nr	1 553683	2 553684	3 553685	4 6837186	5 6837189	6 6837190	7 553686	8 553694	9 553688	10 560820	11 553687	12 553678
	(vikt-%)											
SiO ₂	48.1	48.4	49.0	46.2	46.4	48.6	51.5	50.8	50.0	49.4	47.8	50.1
TiO ₂	3.6	3.4	2.2	4.7	4.9	3.7	3.4	3.3	2.8	2.9	3.7	2.8
Al ₂ O ₃	16.3	14.2	14.7	15.8	16.4	15.5	15.2	16.2	17.5	16.8	16.7	17.2
Fe ₂ O ₃	2.2	1.3	2.2	1.8	2.4	1.7	2.9	2.0	2.7	3.1	1.8	3.1
FeO	9.1	10.1	10.7	10.2	10.0	9.8	9.5	9.6	8.4	8.2	9.9	7.8
MnO	0.14	0.15	0.20	0.15	0.14	0.16	0.16	0.12	0.14	0.14	0.14	0.14
MgO	5.5	7.3	5.7	4.9	4.8	6.8	3.6	4.0	5.6	5.5	4.9	5.2
CaO	7.3	7.8	9.0	7.6	7.3	7.8	6.3	6.1	7.5	7.4	7.2	7.2
Na ₂ O	3.7	2.9	2.4	2.9	2.9	2.5	3.5	3.9	3.8	3.7	3.7	3.9
K ₂ O	1.2	1.3	1.2	1.6	1.6	1.5	2.2	1.9	1.2	1.3	1.5	1.3
H ₂ O ⁺	0.4	1.4	0.8	0.5	0.5	0.6	0.8	1.0	1.3	1.1	0.5	1.3
H ₂ O ⁻	0.1	0.1	0.1	0.3	0.2	0.2	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1
P ₂ O ₅	0.94	1.2	0.26	1.28	1.24	1.13	0.78	0.48	0.61	0.64	1.2	0.64
CO ₂	0.05	0.06	0.23				0.21	0.14	0.18	0.11	0.14	0.13
F	0.10	0.11	0.05	0.16	0.16	0.14	0.10	0.06	0.06	0.07	0.10	0.08
S	0.12	0.07	0.16	0.06	0.06	0.07	0.16	0.10	0.13	0.14	0.03	0.10
BaO	0.02	<0.01	<0.01	0.09	0.09	0.08	0.07	<0.01	<0.01	0.05	0.02	0.04
Summa	98.9	99.8	98.8	98.2	99.1	100.3	100.4	99.7	101.9	100.6	99.3	101.1

Prov nr Lab. nr	1 553683	2 553684	3 553685	4 6837186	5 6837189	6 6837190	7 553686	8 553694	9 553688	10 560820	11 553687	12 553678
	(ppm)											
Co	50	50	50	40	40	50	40	40	50	40	50	50
Ni	60	150	60	40	35	90	30	60	60	70	50	70
Cr	40	440	60	45	35	200	20	30	50	<100	30	60
V	190	160	300	170	160	170	190	140	180	218	200	180
Sr	660	440	240	350	290	290	570	500	680	660	730	640
Zr	140	200	120	300	300	250	250	300	200	200	250	200
Y	30	40	40	60	50	50	40	<10	<10	40	40	40
Rb	30	30	30	30	30	30	30	40	20	30	30	30
	CIPW-norm (vikt-%)											
Di	4.4	7.0	13.0	3.2	0.8	3.7	4.5	4.2	3.9	5.2	2.1	4.0
Hy	13.5	22.8	22.3	19.7	20.2	25.8	16.1	18.1	14.0	14.6	11.5	15.3
O1	5.3	2.9	—	0.7	—	—	—	0.3	4.5	3.0	7.8	1.9
Q	—	—	1.0	—	0.6	0.8	3.6	—	—	—	—	—
Ne	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—

Provtagningspunkternas lägen framgår av tabell 28.

For localities see Table 28.

diabasen har också väsentliga mängder hypersten i CIPW-normen (tabell 29), vilket är typiskt för tholeiiter. Även mineralinnehållet med vanligen ganska mycket ortopyroxen antyder en tholeiitisk släktskap (tabell 28).

I friskt tillstånd är hyperitdiabasen svart till mörkt brun, ibland med en violett anstrykning. Bergarten är i allmänhet finkornig till fint medelkornig och en tydlig diabastextur (vanligen subdoleritisk, Krokström 1932) förekommer. Om hyperitdiabasen är starkt omvandlad har detta markerats på kartan med ett A.

Vid Jedenryd (6a) och sydost om Myren (5a) uppträder "bollar" av mörkgrå kvartsit i hyperitdiabasen (kv på kartan). Dessa är mellan 1 och 10 cm stora och ligger glest fördelade; i gången vid Myren framför allt längs västra kanten. Formen på inneslutningarna växlar från rund till något kantig. Förekomsten vid Myren har tidigare beskrivits av Eichstädt (1885) och De Geer (1889 a). Enligt den senare finns i gången vid Myren även inneslutningar av fältspat och gnejs.

Mineralfördelningen i områdets hyperitdiabaser framgår av tabell 28. Vid den mikroskopiska undersökningen har även omvandlingsgraden bestämts och redovisas i tabellen med en siffra som har nedanstående innebörd (jfr Lindh m.fl. 1981):

1. Friskt till mycket svagt omvandlad magmatisk textur. Olivinen frisk. Pyroxenen svagt uralitomvandlad i kanterna.
2. Lätt till måttligt omvandlad magmatisk textur. Olivinen delvis serpentinomvandlad. Pyroxenen delvis uralitomvandlad. Koronabildningar.
3. Kraftigt omvandlad magmatisk textur. Plagioklaslisterna mer eller mindre intakta. Pyroxenen starkt uralitomvandlad men kan fortfarande urskiljas. Finkorniga gyttringar av amfibol, plagioklas, biotit, magnetit och granat.

Av tabell 28 framgår att några hyperitdiabasgångar innehåller olivin (Fo_{56}). Plagioklasen är zonerad och mer eller mindre rökfärgad. Den mörka färgen på plagioklaskornen, som ger hyperitdiabasen dess typiska svarta färg, beror på en inblandning av bruna eller svartbruna, extremt små malmkorn. (Inte endast plagioklasen utan även pyroxenerna och olivinen är på samma sätt ofta rökfärgade.) Anortithalten är i kärnorna ca 50–60 % och i kanterna ca 30–40 %. Karlsbadertvillingar är mycket vanliga. Kombinationen av tvillingar enligt Karlsbader- och albitlagarna (Roc Tourné-tvillingar) förekommer ofta. Ortoproxenen är svagt rödbrun och varierar något i sammansättning från hypersten ($\text{Ca}_4\text{Mg}_{59}\text{Fe}_{37}$) till bronzit ($\text{Ca}_4\text{Mg}_{69}\text{Fe}_{27}$). Klinopyroxenen utgörs vanligen av augit ($\text{Ca}_{39}\text{Mg}_{38}\text{Fe}_{23}$ till $\text{Ca}_{37}\text{Mg}_{46}\text{Fe}_{17}$) men även pigeonit ($\text{Ca}_{11}\text{Mg}_{43}\text{Fe}_{46}$ till $\text{Ca}_{11}\text{Mg}_{52}\text{Fe}_{37}$) förekommer. Opakmineralen i hyperitdiabasen utgörs huvudsakligen av ilmenit och titanomagnetit. Mineralanalyserna som gjorts av Claes Ålinder, SGU, Uppsala, redovisas i tabell 30.

TABELL 30. Mikrosonanalyser (vikt-%) av mineral i hyperitdiabaser. Provtagningspunkternas lägen framgår av tabell 28.

Electron microprobe analyses of minerals in hyperite dolerites. Sample numbers refer to Table 28.

Mineral	opx	opx	opx	opx	opx	opx	kpx(pigeonit)		kpx	kpx
Prov nr	4/a	4/b	5/a	5/b	1/a	1/b	4/a	4/b	5/a	5/b
SiO ₂	52.41	52.97	51.70	52.43	51.56	52.69	51.51	50.28	51.56	51.12
TiO ₂	0.48	0.47	0.52	0.56	0.74	0.51	0.59	0.57	1.08	1.31
Al ₂ O ₃	0.97	1.00	1.28	1.28	2.14	1.36	1.34	1.14	2.28	2.67
FeO	21.31	19.28	23.22	20.96	17.37	19.71	22.91	27.65	10.67	10.51
MnO	0.41	0.29	0.39	0.35	0.30	0.37	0.47	0.50	0.20	0.19
MgO	22.06	23.96	20.65	22.40	25.52	23.23	18.03	14.24	15.97	15.41
CaO	2.07	1.90	2.00	2.13	1.98	2.17	5.37	5.09	17.72	18.65
Na ₂ O	0.08	0.06	0.06	0.06	0.07	0.08	0.13	0.08	0.39	0.43
K ₂ O	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00
Summa	99.79	99.92	99.82	100.16	99.69	100.10	100.34	99.56	99.87	100.29
Mineral	kpx	kpx	kpx	kpx	ol	ol	bi	bi	il	il
Prov nr	1/a	1/b	1/c	11/a	11/a	11/b	1	11	4	11
SiO ₂	50.22	51.56	51.00	50.53	34.51	34.46	35.95	36.84	0.00	0.00
TiO ₂	1.28	0.77	0.77	1.12	0.00	0.04	6.03	4.07	52.26	52.56
Al ₂ O ₃	3.17	2.12	1.80	2.34	0.07	0.08	13.78	13.22	0.09	0.27
FeO	12.53	12.22	15.34	14.01	37.94	37.45	20.08	22.85	46.55	45.10
MnO	0.24	0.30	0.42	0.32	0.51	0.49	0.06	0.08	0.48	0.57
MgO	14.21	15.66	14.26	12.88	26.98	27.24	10.06	9.78	0.36	1.24
CaO	18.24	17.25	16.35	18.27	0.13	0.25	0.02	0.01	0.02	0.05
Na ₂ O	0.48	0.51	0.38	0.55	0.02	0.05	0.10	0.12	0.00	0.02
K ₂ O	0.00	0.00	0.02	0.00	0.00	0.00	9.35	9.04	0.00	0.00
Summa	100.36	100.39	100.34	100.03	100.17	100.05	95.44	96.01	99.76	98.81

opx = ortopyroxen, kpx = klinopyroxen, ol = olivin, bi = biotit, il = ilmenit. Allt Fe som FeO.

Hyperitdiabasens geokemi

Tabell 29 visar resultatet av de kemiska analyserna. Hyperitdiabasen inom kartområdet är klart subalkalisk (fig. 36). Den går emellertid ej att klassificera som kalk-alkalisk eller tholeiitisk enligt de vanligaste metoderna, utan bildar en övergång mellan dessa båda serier (fig. 37 och 38). I fig. 39, som huvudsakligen bygger på Fe/Mg-förhållandet, visar dock hyperitdiabasen en tydlig tholeiitisk karaktär.

Ett karaktäristiskt drag hos hyperitdiabasen är den för tholeiiter ovanligt höga TiO_2 -halten i de kemiska analyserna (tabell 29). Titanet förekommer huvudsakligen i opakmineralen ilmenit och titanomagnetit. Om TiO_2 avsätts mot Zr/P_2O_5 i ett diagram (Floyd och Winchester 1975) faller så gott som alla punkterna inom det alkaliska fältet, något som möjligen kan bero på differentiation i den tholeiitiska magman.

Om analyserna av hyperitdiabas plottas i ett Ti-Zr-Y-diagram (enligt Pearce och Cann 1973), hamnar de huvudsakligen i fältet för basalter bildade inne i jordskorpeplattor (within-plate basalts) dvs. oceanö-basalter eller kontinentala basalter (fig. 40).

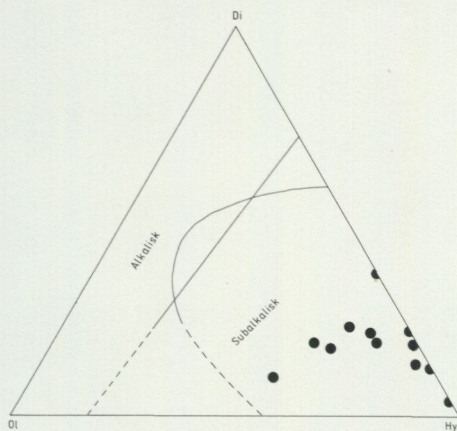


Fig. 36

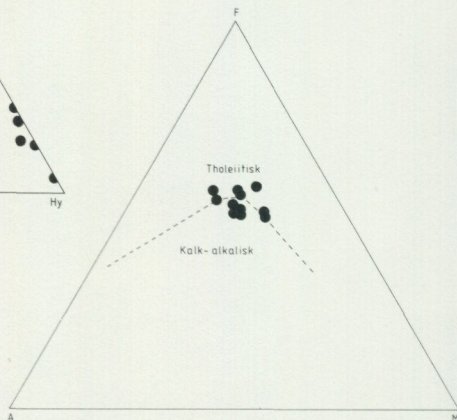


Fig. 37

Fig. 36. Di-Ol-Hy-diagram (CIPW-normvärden) som visar hyperitdiabasens subalkaliska karaktär. Efter Chayes (se Irvine och Barager 1971).

Diagram demonstrating variations in the subalkaline compositions of the hyperite dolerites.

Fig. 37. AFM-diagram (vikt-%) för hyperitdiabas. Efter Irvine och Barager (1971). $A = Na_2O + K_2O$; $F = FeO + 0.8998Fe_2O_3$; $M = MgO$

AFM plots for hyperite dolerites.

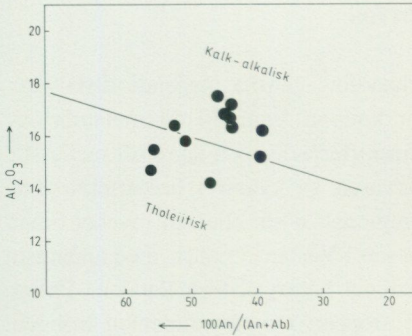


Fig. 38

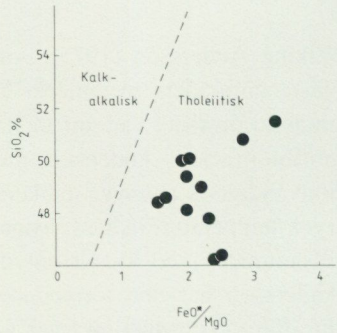


Fig. 39

Fig. 38. Hyperitdiabaserna plottade i diagram med Al_2O_3 (vikt-%) avsatt mot plagioklassammansättningen (CIPW-normvärden). Efter Irvine och Barager (1971).

Hyperite dolerites in a variation diagram with Al_2O_3 versus normative plagioclase composition.

Fig. 39. Hyperitdiabaserna plottade i diagram där FeO^*/MgO -förhållandet avsatts mot $SiO_2(FeO^* = FeO + 0.9Fe_2O_3)$. Efter Miyashiro (1974).

The hyperite dolerites plotted in a FeO^/MgO versus SiO_2 diagram.*

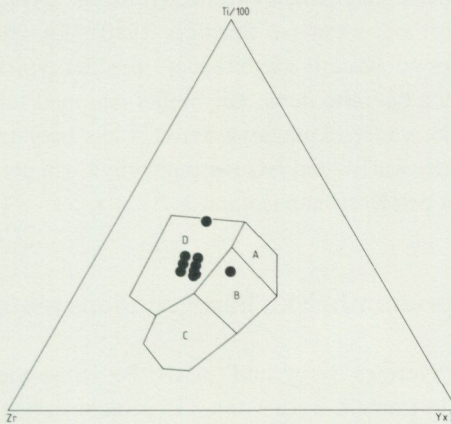


Fig. 40

Fig. 40. Ti-Zr-Y-diagram enligt Pearce och Cann (1973) för särskiljande av basiska vulkaniter bildade i olika tektoniska miljöer. Hyperitdiabaserna faller huvudsakligen i fält D, vilket omfattar basalter bildade inne i jordskorpeplattor (within-plate basalts). Fält B omfattar havsbottenbasalter.

In a Ti-Zr-Y diagram the hyperite dolerites fall mainly in the within-plate basalt field.

Metamorfos

Wiking Andersson (1975), som i sin avhandling ganska ingående diskuterar Västanåområdets metamorfa historia, har kommit fram till att metamorfosgraden i området varierar mellan övre grönskifferfacies och lägre till mellersta amfibolitfacies. Andersson menar att närvaron av kyanit i bergarterna inte nödvändigtvis behöver indikera ett högt regionalt tryck eller en mycket brant tryck/temperaturgradient. Mineralparagenesen i Västanåområdet med andalusit tillsammans med kyanit antyder inga extrema högtrycksförhållanden. Enligt Andersson har den förmodade metamorfostoppen i metasedimenten troligen inträffat vid ett måttligt tryck (4–6 kb) och med en temperatur mellan 500° och 600°C.

Retrograda mineralomvandlingar i form av muskovit- och epidotnybildning förekommer på åtskilliga ställen inom kartområdets berggrund. Mestadels tycks omvandlingarna ha samband med större sprickzoner. Söder om det stora Karlshamnsgranitmassivet öster om Näsum uppträder däremot muskovit på flera ställen i berggrunden utan att det gått att påvisa något geografiskt samband med kända sprickzoner.

Zeck (1971) påvisade prehnit-pumpellyitfaciesmetamorfos i bl.a. Blekinge kustgnejs och i Karlshamnsgraniten i Ronnebytrakten. Denna paragenes tyder på en svag metamorf påverkan (se Springer 1980). En sådan kan sannolikt spåras även inom det nu aktuella kartområdet, men det typiska mineralsällskapet, som skulle kunna bekräfta detta, har hittills inte med säkerhet observerats vid de mikroskopiska undersökningarna av områdets bergarter. (Inom det angränsande kartområdet Karlshamn NO har pumpellyit och prehnit identifierats i prov från gnejsgranit och Karlshamnsgranit.)

Den prekambrika berggrundens tektonik

Enligt "Karta över Sveriges Berggrund" (SGU Ba 16) skulle kartbladets berggrund väster om sjön Immeln ligga i den s.k. protoginzonen – ett sedan länge känt förskiffringsstråk (se De Geer 1899, Holmquist 1934) från Skåne i söder till Vätternområdet i norr. Man vet numera att förskiffringszonen fortsätter längre mot norr och nordnordväst, åtminstone till norra Värmland. Det förefaller därför lämpligt att kalla hela denna förskiffringszon från Skåne till Värmland för protoginzonen (Gorbatshev 1980). Protoginzonen delar Sydsverige i två stora block där det västra skulle ha lyfts upp i förhållande till det östra (se t.ex.

Lundqvist 1979, s. 21). I samband med kraftiga blockrörelser utmed de i stort sett nord-sydliga brottzonerna har hyperitdiabas och syenit trängt upp. Om den gnejsgranit som geografiskt tycks vara bunden till zonen även genetiskt kan kopplas ihop med denna är oklart, eftersom någon åldersdatering ännu ej gjorts av bergarten i fråga. På berggrundskartan Kristianstad SO (Kornfält m.fl. 1978) konstaterades att protoginzonen där utgörs av smala, max. 100 m breda, mer eller mindre vertikala stråk med starkt förskiffrade och ibland mylonitomvandlade bergarter. Mellan dessa förskiffringsstråk är berggrunden (som huvudsakligen består av gnejsgraniter av okänd ålder) tämligen opåverkad.

Även inom det nu aktuella kartområdet är förskiffringszonerna brant stupande och begränsade till tämligen smala stråk med opåverkad berggrund emellan. Området väster om sjön Immeln, som enligt rådande uppfattning (se "Karta över Sveriges Berggrund", SGU Ba 16) skulle sammanfalla med protoginzonen avviker ej från kartbladets övriga områden när det gäller graden av deformation.

Berggrundens sammansättning i de västligaste delarna av kartområdet skiljer sig ej heller mycket från berggrunden inom resten av området. Det måste dock påpekas att bristen på blottningar i den västligaste delen gör att kartbilden där blir mindre pålitlig. Att döma av tillgänglig information ligger protoginzonens centrala delar sannolikt väster om kartbladet Karlshamn NV (se SGU Af 127, Wikman m.fl. 1983). Endast den nordvästligaste delen av kartområdet, väster om en ungefärlig linje Sibbhult-Väslarpsjön, är möjligen påverkad av den deformationsfas som utformat protoginzonen.

Den breda zon med starkt förskiffrad berggrund, som sträcker sig från Näsium i sydost till Immeln i nordväst och som sammanfaller med delar av den s.k. Västanåformationen, är den mest markanta inom området. I motsats till övriga sprickzoner är den tämligen väl blottad. Det är möjligt att den utgör en förgrening av protoginzonen. "Glimmerskiffern" i Västanåområdet har gett kalium-argonåldern 1 240 miljoner år (Magnusson 1960), vilket sannolikt är åldern på den sista deformationsfasen i denna bergart. Den huvudsakliga deformationen av bergarterna i denna zon måste ha ägt rum före intrusionen av hyperitdiabasen eftersom den är opåverkad. (Den relativt friska hyperitdiabasgången nordväst om Skärnsås (7c-8c), i nordligaste delen av förskiffringsstråket, tyder på detta.) Senare rörelser utmed nordostliga-sydvästliga förskiffringsplan, förkastade det förmodligen ursprungligen sammanhängande "stora amfibolitlagret" (se s. 57) i Västanåformationen.

Hyperitdiabasernas relativt välbevarade karaktär, både inom det aktuella kartområdet och i den egentliga protoginzonen, gör det sannolikt att den till sina huvuddrag var utbildad vid tiden för gångmagmans intrusion, vilken ägde rum

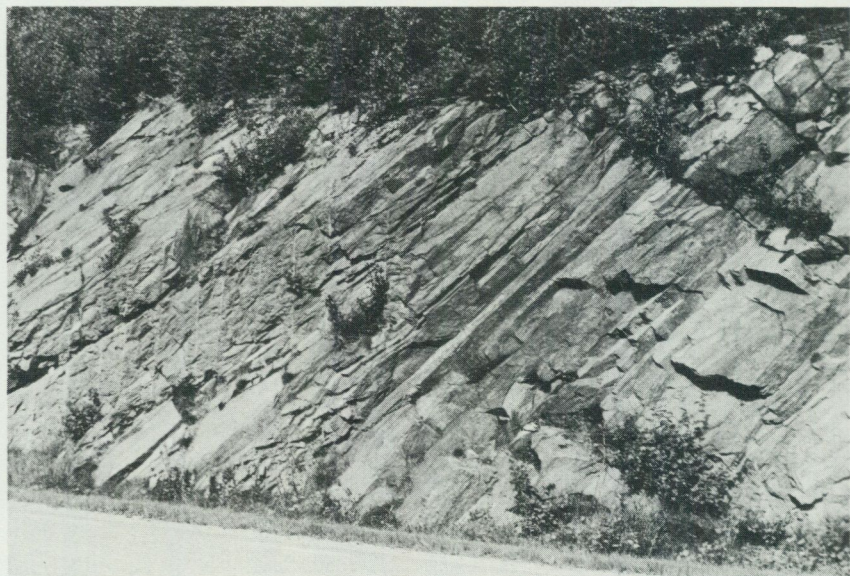


Fig. 41. Starkt förskifrad gnejsgranit. 3.5 km NNV om Olofström Stn (8e). Foto K.-A. Kornfält.
Strongly foliated granodiorite.

för ca 1 565 miljoner år sedan (Klingspor 1976). (Som tidigare påpekats, s. 92, är denna siffra troligen för hög, eftersom hyperitdiabas genomsätter och således är yngre än Karlshamnsgraniten vars ålder bestämts till ca 1 422 miljoner år, Springer 1980. En annan förklaring till de observerade åldersrelationerna kan vara att hyperitdiabas har trängt upp vid flera olika tillfällen, både före och efter Karlshamnsgranitens intrusion.)

Protoginzonen har sannolikt anlagts tidigt som resultatet av en stor förkastning i ett befintligt kontinentalblock (kraton). Det är möjligt att protoginzonens födelse i tiden sammanfaller med Småland-Värmlandsgraniternas intrusion eller senast med Karlshamnsgranitens. Protoginzonen har alltsedan dess utgjort en svaghetslinje i jordskorpan där senare intrusioner i form av hyperitdiabas och syenit (den senare för ca 1 200 miljoner år sedan, Klingspor 1976) har kunnat ske.

De senaste kraftiga blockrörelserna utmed protoginzonen ägde sannolikt rum för 800–1 000 miljoner år sedan då det västra blocket höjdes i förhållande till det östra (Welin och Blomqvist 1966). Rörelserna utmed de ungefärligen i N–S (NNV–SSO, N–S och NNO–SSV) riktade brottzonerna under denna period är begränsade till de tämligen smala stråk med kraftigt förskifrade, ibland mylo-

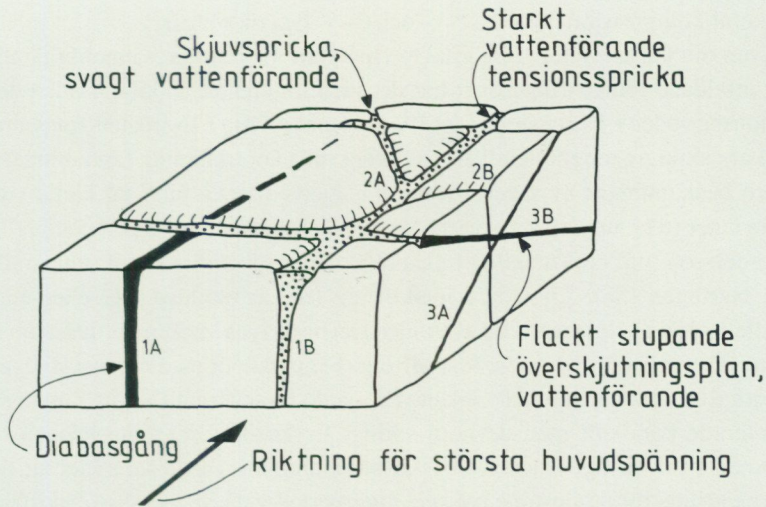


Fig. 42. Deformationsmodell som visar den principiella orienteringen av sprickor vid postkristallin kompression av berggrunden. 1A och 1B är sprickor bildade vid en tension, även skjuvsprickorna 2A och 2B kan höra till denna fas. Sprickorna 3A och 3B är bildade vid en överskjutningsfas (efter Larsson m.fl. 1983).

Model of rock fracturing due to brittle deformation

nitomvandlade bergarter som förekommer inte bara längs protoginzone utan även i ett vidsträckt område öster om denna (fig. 41). Sådana sprickzoner, som på flygmagnetiska kartan framträder som tydliga negativa anomalier, förekommer allmänt i Blekinge åtminstone så långt österut som till Karlskrona.

De ca 900 miljoner år gamla diabasgångar som förekommer i Blekinge (Patchett 1978), anses ha samband med den ovan nämnda höjningen av det västra blocket (Patchett och Bylund 1977). Patchett och Bylund antar att ett tryck vinkelrätt mot protoginzone böjde upp kanten på det östra blocket, vars "botten" tänjdes ut i samband med böjningen och därför kunde ge plats för diabasintrusionen (op. cit. fig. 3). Denna modell stämmer ej med fältiakttagelser från Blekinge. Där har Larsson (1963, 1977 och 1983) genom att studera sprickornas karaktär kommit fram till den modell som visas i fig. 42. Larsson visar att största huvudspänningsaxeln (deformationsriktningen) är orienterad i ungefär nordnordost till nordost. Fältobservationer bekräftar att sprickorna i denna riktning oftast har tensionskaraktär. Det är längs dessa sprickor diabasen har intruderat. Sprickplanen som stryker i nordnordväst till nordväst visar däremot tecken på skjuvrörelser. Larsson har i västra Blekinge även påpekat förekomsten av överskjutningar i Karlshamnsgnit och i diabasgångar vilket

indikerar kompression i NNO-, NV- och O-V-liga riktningar.

Även om kartområdet i hög grad överpräglats av kraftiga, sannolikt tämligen sent utbildade förskiffringszoner har det varit möjligt att urskilja 4 olika deformationsperioder i Västanåområdet (Andersson 1975). I kvartsiten finns tunna, mörkare skikt av tungmineral. Även partier med korsskiktning förekommer och de tre bestämningar av lagerföljden som gjorts (tjocka pilar på kartan) visar yngre lager (dvs. uppåt) åt sydväst. Andersson betecknar dessa plan S_0 .

Andersson (op. cit.) urskiljer tidiga förskiffringsplan (S_1) i stort sett parallella med lagringen (S_0). En senare förskiffring (S_2) är utbildad mer eller mindre parallellt med axelplanen (i de av Andersson beskrivna vecken nordväst om sjön Bäen). En mycket svag tredje förskiffring (S_3) parallellt med nordost-sydvästliga förkastningar har utbildats lokalt. En fjärde förskiffring (S_4) med mineralen orienterade parallellt med de nord-sydligt strykande förkastningsplanen förekommer även. Enligt Andersson visar strukturerna i Västanåområdet att bergarterna utsatts för åtminstone två veckningsperioder då S_2 - och S_3 -förskiffringsplanen utbildades. S_1 -förskiffringen kan ha utbildats i benen på ett stort isoklinalt veck, vars utsträckning dolts av senare deformationer.

Ur strukturgeologisk synvinkel är kartområdets sydostligaste del av intresse, eftersom det där finns tämligen välbevarade ytbergarter. I detta område stupar skiffrigheten relativt flackt åt nordväst. Det är möjligt att nämnda flacka skiffrighet åtminstone ställvis sammanfaller med den ursprungliga lagringen. Den flacka förskiffringen skärs ibland av smala, ungefärligen nord-sydliga, brant stupande förskiffringszoner. Längre västerut, mot Näsrum, blir skiffrigheten mer brant och stryker i ungefär NNV-SSO, dvs. ungefär samma riktning som den breda förskiffringszonen genom Västanåområdet.

Variationerna i skiffrigheten framgår av den strukturgeologiska kartan. Mycket lokala avvikelser förekommer i gnejsberggrunden i samband med pegmatitförekomster. Runt pegmatitkörtlarna blir gnejsens skiffrighet ofta vindlande.

Av strukturgeologiska kartan framgår även berggrundens stänglighet. I det kraftigt förskiffrade stråket genom Västanåområdet är glimmerskiffern starkt stänglig (fig. 16) och har därför kunnat användas till bl.a. grindstolpar (fig. 6). Kartområdets berggrund genomskärs som nämnts av flera, vanligen i stort sett nord-sydliga stråk med starkt förskiffrad berggrund, som på berggrundskartan betecknats med korta, tunna streck och på tektoniska kartan med röd rasterton. Stråken, som alltid har brant stupande förskiffringsplan, kan vara hundratals meter breda och framträder vanligen som sänkor i topografin. Som framgår av inledningen (s. 10) är de röda markeringarna för sprickzoner och förkastningar på strukturgeologiska kartan lokaliserade huvudsakligen med hjälp av flyg-

bilder. Där berggrunden är dåligt blottad blir även sprickmarkeringarna få. Berggrunden under jordtäcket har i själva verket en betydligt högre frekvens av sprickor och förkastningar än vad som framgår av kartan.

KRITA OCH TERTIÄR

AV

JAN BERGSTRÖM

Tidigare undersökningar

På äldre kartblad i SGU:s Serie Aa (jfr s. 9) redovisas läget av de blottningar som var kända vid karteringstillfället. De tillhörande kartbladsbeskrivningarna ger en bild av hur man då tänkte sig kritberggrundens totala utbredning inom området.

Kristianstadsområdets kritbergarter, stratigrafi och fossila fauna och flora har behandlats i ett stort antal arbeten. Bland författare och referenser från senare årtionden kan nämnas bl.a. Hadding (1927, 1929, 1932), Voigt (1930, 1979), Lundegren (1931, 1934), Linnell (1936), Hägg (1947), Ross (1949), Hessland (1950), Nykvist (1958), Persson (1959, 1967), Skarby (1968, 1974), Brood (1972), Dhondt (1973; en rad arbeten över kritmusslor av Dhondt och Marquet i Bull. Inst. Roy. Nat. Belg. 1972–1982), Surlyk (1973, 1980), Surlyk och Christensen (1974) och Christensen (1975). En modern beskrivning av bergarter och stratigrafi återfinns i beskrivningen till berggrundskartan SGU Af 121 Kristianstad SO (Kornfält m. fl. 1978). En omfattande redovisning av alla då kända krit- och kaolinlokaler gavs av Lundegren (1934). En trevlig populär översikt med avbildningar av kritfossil gavs av Troedsson (1954). Andra lättlästa populära beskrivningar har författats av Regnéll (1963), Glimberg (1980), Bergström (1981) och Skarby och Nilsson 1982. Kalkbrytning har behandlats av bl.a. Grönwall (1915), Bjerning (1947), Lundegårdh (1971) och Bergström och Shaikh (1980). Referenser till äldre litteratur finns i ovanstående arbeten.

Kartläggningen av kritlagren

Kritbergarterna är betydligt mera mottagliga för naturens nedbrytande krafter än urbergets bergarter, och naturliga blottningar förekommer därför knappast inom kartområdet. I äldre tiders mera småskaliga samhälle kunde det löna sig att leta upp och utnyttja också små förekomster. Vår kännedom om kritans utbredning och utbildning grundar sig i stor utsträckning på de täkter som då uppstod och som i de flesta fall nu är helt igånggåna. Karteringen av kritan grundar sig i övrigt på borrhuggifter dels från Höganäsbolaget, dels från privata brunnsboreare. Uppgifterna har vänligen tillhandahållits av överingenjör Arne Gustavsson och Eber Nyman, Höganäs AB, och förste statsgeolog Ove Gustafsson, SGU:s brunnsarkiv i Lund. Många privata borrhningar har av olika skäl inte rapporterats till brunnsarkivet, och en rundfrågning på gårdar i områden där krita kan tänkas förekomma har bidragit till att fylla ut kartbilden. Mindre kritförekomster synes ligga i slutningar där de legat skyddade för de dominerande isrörelserna under nedisningarna. Hänsyn till topografin har därför tagits vid avgränsningen av de isolerade kritfläckarna.

Kartan ger naturligtvis inte en slutgiltig bild av kritlagrens utbredning. Bland de sedan gammalt kända förekomsterna ansågs de vid Edran och Ulsudden (8c) tidigare inte anstå i fast klyft och har därför inte tagits med på kartan, men tillkommande uppgifter gör det högst troligt att kritan verkligen anstår lokalt.

Begreppet "kaolin" hänför sig oftast till två helt skilda företeelser, nämligen dels lervittring i urberget, dels kaolinitrika lersediment i kritlagren. Ett försök har därför gjorts att sortera upp "kaolinen" i dessa båda komponenter. Då borrhuggifterna ofta varit knapphändiga har detta inte alltid varit så lätt. Uppdelningen motiveras inte enbart av de helt skilda tillkomstsätten utan också av deras olika sammansättning, vilket ger kaolinvittrat urberg respektive sedimentär kaolinlera olika praktisk användning.

Kritberggrunden

Sedimenten i Kristianstadsområdet avsattes under krittiden, en period i jordens historia som började för ungefär 130 miljoner år sedan och slutade för ungefär 70 miljoner år sedan. Under denna tid steg havet över Kristianstadsområdet minst fyra gånger (Kornfält m.fl. 1978, s. 62-63). Inom kartområdet Karlshamn NV har man spår endast av den näst sista av dessa havsyttehöjningar (transgressioner), dvs. den som inträffade under mammillatus- och mucronatid eller

Stratigrafi och belemniter		Centrala Kristianstadsområdet	Karlshamn NV, dominerande bergarter
Stratigraphy, belemnite ranges		Central Kristianstad Basin	Dominating rocks in map area
ÖVRE KRITA	Maastricht		
	Övre campan	Mucronata-krita	Ignaberga-(o.Hanaskogs-) kalksten
	Undre campan	Mammillatus-krita ?	? Ignaberga-kalksten Åsenlera Filkesbodakongl.o.kalkst.
	Santon		
	Coniac		
	Turon		
	Cenoman		
	UNDRE KRITA		
		<i>Belemnellocamax mammillatus</i> <i>B. balsvikensis</i> <i>Belemnitella mucronata</i> ?	

Fig. 43. De viktigaste kritbergarterna inom kartområdet i sitt ungefärliga stratigrafiska sammanhang och jämförda med lagerföljden i djupare delar av Kristianstadsbäcken.

The dominant Cretaceous rocks of the map area placed in a stratigraphic frame and compared with the sequence in the deepest parts of the Kristianstad Basin.

med modernare termer omkring gränsen mellan äldre och yngre campan. Denna havsytehöjning bestod möjligen av två med en mindre sänkning emellan. Detta antyds av att den mellersta (zonen med *Belemnellocamax balsvikensis*) av tre zoner inte är säkert påvisad inom området. Dessutom ligger den översta zonen (zonen med *Belemnitella mucronata*) vid Bivaröd direkt på urberget, vilket kan bero på att sediment tillhörande den äldsta zonen (zonen med *Belemnellocamax mammillatus*) hunnit eroderas bort under mellantiden. Inplaceringen av lagren i övre krita (den del av lagerföljden som motsvarar tidsintervallet yngre krita) framgår av fig. 43. En mera detaljerad indelning med bl. a. belemnitzonering har publicerats av Christensen (1975) och i beskrivningen till berggrundskartan Kristianstad SO (Kornfält m. fl. 1978, s. 64-65).

Med ledning av de belemniter som påträffats som fossil kan de olika kända lokalerna hänföras antingen till zonen med *Belemnellocamax mammillatus* (mammillatuskrita) eller till zonen med *Belemnitella mucronata* (mucronatakrita). Typisk *B. mammillatus* finns endast i zonen med detta namn, medan *B. mucronata* finns i båda zonerna. Vissa lokaler saknar bestämbara belemniter. Uppdelningen följer Lundegren (1934) och Christensen (1975). Mammillatuslokaler är följande: Alltidhult (7d), Axeltorp (5e), Baggeboda (7d), Bonslätt I (5b), Edran (Brotorpet, 8c), Gillaruna (6e), Hässlehult (7e), Jedenryd (6a), Kasseboda (8c), Klagstorp (5d), Oppmanna I, II, IV, V och VIII (5b), Rosentorp (5b), Ulsudden (8c) och Åsen (väster om Axeltorpsviken, 5d). Antalet mucronatalokaler är färre: Bivaröd (vid Esperöd, 5a), möjligen Bonslätt II (5b), Gillaruna (6e), Hemmingslycke (6b), Oppmanna VI, VII, IX–XIII (5b), Staversvad (6b) och möjligen Ulsudden (8c). Härigenom skiljer sig kartområdet markant från kartområdet Kristianstad NO, där antalet mucronatalokaler är mycket större än antalet mammillatuslokaler.

De flesta av lokalerna är numera inte längre tillgängliga eftersom kalkbrytningen för länge sedan upphört. Många av täkterna har inte använts sedan seklets början eller kanske 1800-talets slut. I enstaka fall kan brytning ha skett i jämförelsevis sen tid, och i kaolinlertaget Åsen pågår den fortfarande. Ett problem som bl.a. Lundegren (1934) diskuterat, är frågan om vilka kritfyndigheter som egentligen representerar krita i fast klyft. Enligt Lundegren och en del äldre författare förekommer kalkstenen (''märgeln'') vid vissa lokaler i fast klyft, vid andra i form av lokal morän, ev. i form av skällor, och i ytterligare andra fall är det svårt att ha någon bestämd uppfattning om förekomstsättet. Eftersom kalkstenen ofta övergår uppåt från fast klyft till morän i en och samma profil är det möjligt att antagna moränlokaler vilar på krita i fast klyft. I varje fall är de isolerade lokalerna med kalksten och konglomerat mycket viktiga som indikationer på krittäckets tidigare utbredning och litologiska variation, och det har befunnits viktigt att spåra dem medan det ännu är möjligt.

Lera och sand utsvämmad från kaolinvittrat urberg har störst utbredning och mäktighet i närheten av Näsrum. Konglomerat och rödrunkalksten påträffas i ett bälte från Immelnns norra ända i riktning mot sydost. I övrigt, dvs. mest i sydväst, dominerar medel- till grovkornig vit kalksten (Ignabergakalksten, skalgruskalksten, kalkarenit). Finkornigare kalksten (Hanaskogskalksten, skalstoftkalksten) förekommer på någon enstaka lokal i Oppmanna. Kalkstenen saknar så vitt det är bekant flinta. En lös flinta har dock påträffats vid sydändan av Raslängen (se lokalförteckningen).

jordart	<i>soil</i>	morän, glacifluvium	<i>till, glacio- fluvial deposits</i>
sedimentär bergart	<i>sedimentary rock</i>	kritbergarter: kalksten konglomerat sand, sandsten kaolinlera	<i>Cretaceous rocks: limestone conglomerate sand, sandstone kaolinitic clay</i>
fossil vittrings- mantel	<i>fossil saprolite</i>	residualkaolin	<i>residual kaolin</i>
sub- kretaceisk berggrund	<i>sub- Cretaceous rocks</i>	graniter, gnejser, metavulkaniter etc.	<i>granites, gneisses, metavolcanics etc.</i>

Fig. 44. Jordskorpan ytskikt i Kristianstadsområdet. Den fossila vittringsmanteln bildades genom vittring på land under krittiden.

Sequence of basement rocks, fossil saprolite and sediments found in the Kristianstads area.

Kalkstenarna är ofta rikt fossilförande. Förutom de nämnda belemniterna är t.ex. musslor och brachiopoder ofta mycket vanliga. Bland musslorna dominerar ofta olika arter av ostron (*Ostrea diluviana*, *Arctostrea halioidea*, "O", *hippodium* m.fl.) och *Spondylus labiatus*. Bland de något mussellika brachiopoderna märks släta och finstrierade terebratulider samt *Crania egna-bergensis*.

Lera, sand och sandsten

Den kaolinvittring som föregick avsättningen av sediment inom kartområdet gav upphov till ett vittringstäck (saprolit), som lätt kunde brytas ned och ge råmaterial i form av lera och kvartssand till sediment. Ler- och sandsediment är väl utvecklade vid Åsen (5d) och Axeltorp (5e). Tunnare skikt av sand har också påträffats vid Klagstorp (5d), kalkblandad sand dessutom vid Edran och Ulsuden (8c).

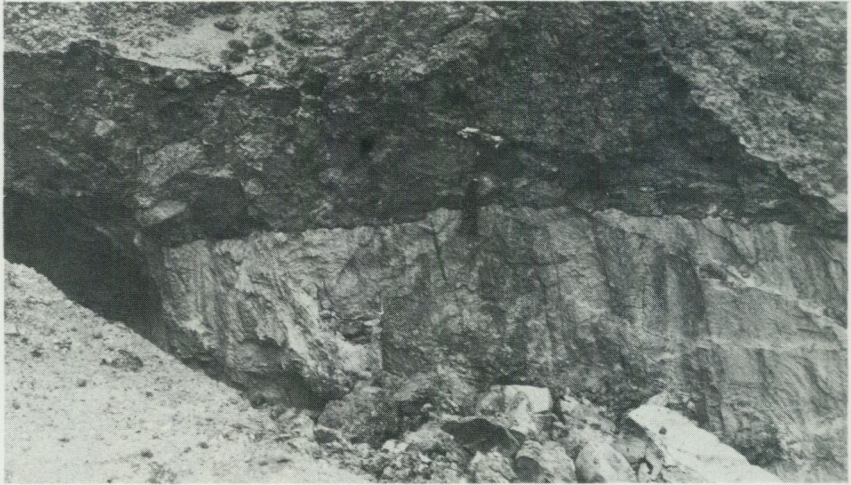


Fig. 45. Brant stupande kaoliniserad metavulkanit överlagrad av Åsenlera (sedimentär kaolin) med ett basalkonglomerat. Konglomeratets bollar har utsatts för kaolinvittring, möjligen i äldre campan. Åsen (5d, ung. 62251/14192). Foto K. Lidmar-Bergström.

Almost vertically inclined kaolinized metavolcanics overlaid by Åsen Clay (sedimentary kaolin clay) with basal conglomerate. Conglomerate balls were subject to kaolinization after deposition, possibly in the Early Campanian. Åsen clay pit south of Näsrum (5d).

Fyndigheterna av sedimentär lera kring Axeltorpsviken är särskilt väl kända genom den brytning som ägde rum runt sekelskiftet i Axeltorp (jfr Grönwall 1915) och ännu pågår vid Åsen (Lundegren 1931; Bergström och Shaikh 1980), där kaolinbrottet drivs av Höganäs AB. Underlaget utgörs i båda fallen av kraftigt kaolinvittradt metavulkanit. Därpå följer en svit av naturliga slammingsprodukter från nederoderad kaolin. Dessa sediment mäter 3–8 m vid Axeltorp och 15–20 m vid Åsen. Främst rör det sig om lera som domineras av lermineralelet kaolinit. Leran kan vara rätt ren och är då ljust grågul, men ofta är den bemängd med organiskt material och då mer eller mindre gråsvart till färgen. Leran innehåller sporer och pollen, som visar att den hör hemma i campan (Skarby 1968, 1974). Den har lämnat ett synnerligen välbevarat material av blommor och andra växtdelar (Skarby och Nilsson 1982 och uppsatser refererade däri). Både vid Axeltorp och vid Åsen har påträffats rotträdar, som visar att leran varit täckt av vegetation någon gång under campantid (Grönwall 1915, s. 83, 181).



Fig. 46. Lertaget vid Åsen (5d, ung. 62251/14192). Bildens övre halva visar kaolinlera som färgats mörk av organiska ämnen. Under mitten är leran renare och ljusare. Basen består av ett kaoliniserat konglomerat (fig. 45), som vilar på en konvex yta av ännu ljusare kaoliniserad metavulkanit (markerad av hammaren). Ränderna härrör från grävskopans arbete. Foto J. Bergström.

Kaolin clay pit at Åsen south of Näsund (5d). Upper half shows organically coloured sedimentary kaolin clay. The underlying sedimentary kaolin is purer and lighter in colour. Basally it consists of a thin kaolinized conglomerate (cf. Fig. 45), which rests on a domed surface of kaolinized metavolcanics. Hammer marks this surface.

Kaolinleran innehåller linser och skikt av kvartssand. I denna sand har påträffats åtskilliga tallstammar, som spolats ut från land via någon flod (Nykvist 1958). En sandlins i kaolinleran vid Åsen har visat sig innehålla marina fossil, särskilt ostronet *Ostrea incurva* och belemniten *Belemnellocomax mammillatus*. Ostronet har ofta avtryck av lövträdskvistar på det fastsittande skalet och tros ha vuxit i mangrovevegetation nära stranden (Christensen 1975, s. 8). Belemniten visar att sanden hör hemma i övre undercampan (mammillatuskrita; Christensen 1975).

Basen av kaolinsedimenten kan lokalt vara konglomeratisk. År 1981 gjorde överingenjör Arne Gustavsson mig uppmärksam på en ny skärning i brottet vid Åsen, där det kaoliniserade metavulkanitunderlaget överlagrades av ett konglomerat med lerig mellanmassa. Konglomeratbollarna var upp till ungefär 10 cm i

diameter och bestod av fullständigt genomvittrad metavulkanit. Tydligt har kaolinvittringen skett eller i varje fall fullbordats efter sedimentationen, vilket innebär att den troligen ägde rum i campantid.

Lersedimenten med sandinslag kan lämpligtvis benämnas *Åsenlera* efter lokalen vid Åsen. Denna lokal har beskrivits av Lundegren (1931). *Holmasandstenen* längre söderut på samma udde kan vara en fortsättning i sidled av samma nivå, men man kan också tänka sig en åldersskillnad. I kraft av de dominerande litologierna kan de båda typerna urskiljas som egna led i lagerföljden. Holmasandstenen kan vara en silkretbildning (silcrete), dvs. en kvartsimpregnering i de översta jordlagren (i det här fallet sedimentär sand). Silkretbildningen ägde rum på land i torrt klimat.

Som nämnts har en lös kalkblandad sand också iakttagits dels vid Ulsudden, dels vid Edran, Immelns utlopp i Filkesjön (8c). Vid Ulsudden, där kalkhalten är störst, finns bland många fossila former en enda belemnitart, nämligen *Belemnitella mucronata*, vilket skulle kunna tyda på att lagren hör hemma i mucronatakritan (undre övercampan). Lundegren (1934, s. 188) framkastar förslaget att detta också skulle kunna gälla sanden vid Edran. Man kan emellertid hålla i minnet att *B. mucronata* är långt vanligare än *B. mammillatus* i Filkesbodakalkstenen, och det kan vara en tillfällighet att den senare inte är funnen i sanden (jfr nedan).

Filkesbodakonglomerat och -kalksten

Filkesbodakonglomeratet kännetecknas av sina bollar av vit kvartssandsten (silkret?), som är svagt konsoliderad. Inga fossiler har påträffats i sandstenen. Mellanmassan (matrix) består av hård vit kalkarenit med kvartskorn och skalfragment. Konglomeratet har beskrivits av Hadding (1927, s. 141–144 och fig. 42 samt 1929, s. 253, fig. 132). Block av konglomeratet går under det lokala namnet "jättelortar". Eftersom kvartssandstenen i bollarna är konsoliderad och har kunnat bakas in i sedimentet som sammanhängande bollar, måste sandstenen vara äldre än Filkesbodakonglomeratet. Möjligheten finns dock att åldersskillnaden är mycket liten och att också sandstenen ursprungligen bildades i äldre campan.

Filkesbodakonglomeratet övergår enligt Lundegren (1934, s. 186) i en rödbrun kalksten (kalkarenit), som kan vara rik på kvartskorn. Den kan också innehålla sandstensbollar. Färgen ansågs av Lundegren troligen vara en

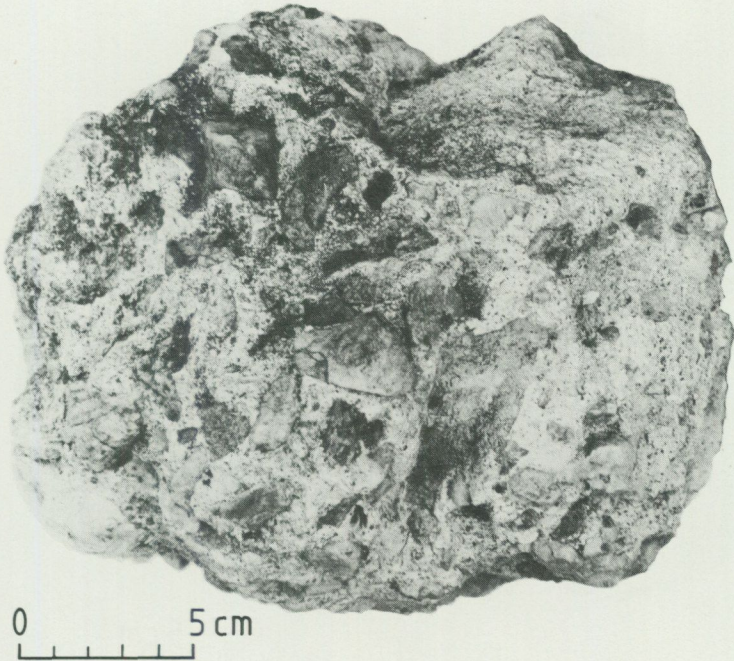


Fig. 47. Filkesbodakonglomerat. Block från Edran (Brotorpet, 8c). Foto S. Stridsberg.

Filkesboda Conglomerate, boulder from locality Edran (Brotorpet, 8c). Most balls of quartz sandstone, matrix of calcarenite.

sekundär rostfärgning. Kalkstenen är rik på fossil. Av belemniter i Filkesbodakonglomeratet och -kalkstenen uppges *Belemnitella mucronata* vara särskilt vanlig, medan *Belemnellocomax mammillatus* skulle vara sparsamt förekommande. Lundegren (1934, s.187) tar detta som indicium på yngsta mammillatusålder (motsvarande en nivå allra överst i undre campan), men materialet har inte reviderats av Christensen och dateringen är kanske inte helt tillförlitlig.

Filkesbodakonglomerat och -kalksten är kända som block och från smålokaler i kartområdets centrala och östra delar (ekonomiska bladen 8c, 7d och 6e, jfr förteckningen över lokaler s. 116), där ledet en gång tydligen haft en mera sammanhängande utbredning än nu.

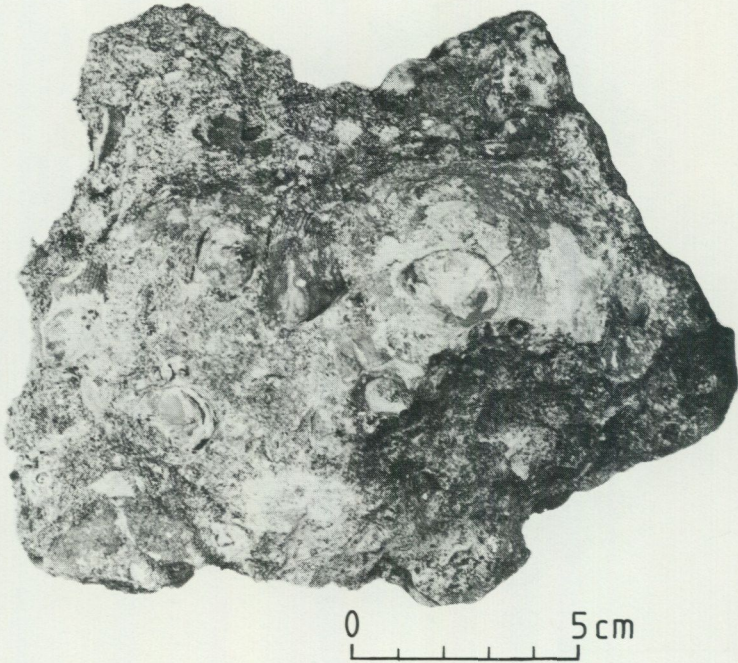


Fig. 48. Filkesbodakalksten, en brunaktig kalkarenit med skalfossil. Block från Edran (8c). Foto S. Stridsberg.

Filkesboda Limestone, a brownish calcarenite with large shells. Boulder from locality Edran (Brotorpet, 8c).

Kalksten

Den mest spridda bergartstypen inom kartområdets krita är vit till vitgul kalksten utan flinta. I helt dominerande utsträckning är det fråga om Ignabergakalksten, dvs. det som också är känt som "skalgruskalk". Ignabergakalkstenen är en kalkarenit, dvs. de dominerande partiklarna har sandstorlek (jfr Kornfält m.fl. 1978, fig. 23–26, 30). Endast från två lokaler nordost om Oppmanna (Oppmanna XI och XII, 5b) har det rapporterats skikt av Hanaskogskalksten eller "skalstoftkalk" i mucronatakrita. Denna kalkstenstyp består av den allra finaste kalkareniten och av kalcilutit, som är mera finkornig än kalkarenit (jfr

Kornfält m.fl. 1978, fig. 27). Härigenom skiljer sig kalkstenen markant från den inom det angränsande kartområdet Kristianstad NO, där Hanaskogskalksten dominerar starkt. Materialet till kalkstenen kommer från skal och skelett av marina organismer som brutits ned i havet och på stränderna under krittiden.

Andelen kalciumkarbonat är i allmänhet över 80 %. I övrigt kan det förekomma kvartskorn och fragment eller bollar av urberg och kvarts, t.ex. vid Rosentorp (5b) och Staversvad (6b). Glaukonit är ovanligt utom i borrhningar, men en svag grönfärgning av glaukonit har iakttagits på några lokaler. Fosfathalten är ofta under 0.1 %, men kan nå 0.3–0.4 % lokalt i Oppmanna och Bonslätt. Flinta saknas helt; endast ett isolerat lösfynd vid sydändan av sjön Raslången (6c–6d) har rapporterats. Genom ökande inslag av kvartssandkorn kan kalkstenen övergå i en sandig kalksten eller kalkig sandsten, som vid Ulsudden och Edran (Brotorpet; 8c). Graden av litifiering (förstening) kan variera inom vida gränser.

Den största kända mäktigheten av kalkiga kritbergarter påträffas vid Oppmanna. Nära den södra kartkanten sydost om Oppmanna är kritans mäktighet i fyra borrhningar 31, 30, 27, och 14 m. Underst finns 1–2 m glaukonithaltig "kalksandsten", i ett fall 6 m glaukonitsand. Därpå följer 14–17 m "sandkalksten" och upp till 16 m kalksten.

Fynd av tertiära växter

Tertiära bergarter har inte påträffats i fast klyft någonstans inom kartområdet. Däremot har det gjorts en del fynd av förkislad ved från tertiära växter.

En av fyndplatserna är från litteraturen känd som Västervik och ligger väster om Kiön på Raslångens västra strand (7c). Materialet har påträffats i eller utsvämmat från glacifluvium. De funna styckena är förkislade vedrester av det mellantertiära *Taxodioxylon sequoianum*, som åtminstone till veden är identisk med den jättelika redwood, *Sequoia sempervirens*, som nu bara växer i Kalifornien (Linnell 1936). Den exakta åldern kan inte bestämmas, men man har velat jämföra med fynd från de jylländska s.k. lignitformationerna, som bildades under äldre och mellersta miocen (Magnusson m.fl. 1963, s. 342), alltså för ungefär 15–20 miljoner år sedan. Detta kan passa med uppgifter om ett torrt klimat i yngre miocen, dvs. goda betingelser för silkretbildning (förkislning av marken), varvid veden kan ha förkislats. Koncentrationen av fynden till ett mycket litet område antyder att vedresterna är mycket korttransporterade. Ved-

styckenas form (Linnell 1936; fig. 2, 3) visar också klart att de inte transportrats långt. Inga vedrester påträffades vid en rekognoscering av det stora grustaget närmare Västervik, ca 500 m nordväst om fyndområdet. Grönwalls (1936) slutsats att veden kommer från ett moderklyft i södra Småland kan därför överges, och ursprunget är troligen i stället helt lokalt (Linnell 1936, s. 18–19).

Den andra fyndplatsen inom kartområdet är belägen nordost om Ebbarp nära Immelnas västra strand. Där har ett enda vedstycke påträffats i morängrus. Stycket beskrevs av Conwentz (1892). Enligt Linnell (1936) är veden troligen från samma *Sequoia*-art som resterna vid Raslången. Vedstycket är kantigt och saknar spår efter nötning, varför också detta stycke kan vara av helt lokalt ursprung.

Ett tidigare inte rapporterat fynd av förkislad ved lär enligt Sven-Erik Magnusson, läns museet i Kristianstad, ha påträffats i upplagrat glacifluvialt material nära Åhus, dit det transporterats från något grustag i Rinkaby (kartbladet Karlshamn SV).

Lokalförteckning

Så långt möjligt har det gjorts försök att spåra kända förekomster, blottningar och block av krita innan minnet av dem försvunnit i bygden. Blockfynden av tertiära vedrester har tagits med i förteckningen.

Alltidhult (7d), ung. 62378/14163, flera mindre block av Filkesbodakonglomerat strax söder om Alltidhult enligt Blomberg (1892, s. 20). Enligt Lundegren (1934, s. 189) finns inga belemniter att basera en åldersbestämning på.

Axelorp med Märgelbacken (5e), 62251/14205 — 62253/14205. Ovanpå kaolinvittrad metavulkanit har uppmäts 3–8 m sedimentär kaolinlera och sand (Grönwall 1915, s. 77–100; Lundegren 1934, s. 220). Uppe i slänten vid Märgelbacken anstår, tydligt ovanpå kaolin, en kalkarenit (skalgruskalk) som är minst 3.5 m mäktig. Belemniter från kalkstenen (Moberg 1884, s. 21; De Geer 1889b, s. 73) visar enligt Lundegren (1934, s. 22) och Christensen (1975, s. 8, 22–23) att den hör till mammillatuskritan (översta undre campan).

Baggeboda (7d), ung. 62392/14176, ett enda block vid själva gården enligt Blomberg (1892, s. 20). Blocket uppges vara ett mellanting mellan de båda typerna vid Edran (Moberg 1884, s. 41; Lundegren 1934, s. 188). Bruna block lär också finnas i vattnet intill stranden (uppgift från Allan Karlsson). Åldersbestämmande belemniter saknas.

Bivaröd (5a), 62266/14002. Av de gamla blottningarna vid Bivaröd ligger några kaolinpunkter och den östliga kalklokalen inom kartområdet. Bivarödsförekomsterna har behandlats av De Geer (1889a, s. 30–31), Grönwall (1915, s. 103–109), Lundegren (1934, s. 182–183) och Christensen (1975, s. 9–10). Kalkstenen är en "oren skalstoftkalk" med ungefär 50 % CaCO_3 och resten urbergskorn. Kornstorleksmässigt är den en finkornig arenit. Den hör till mucronatakritan (understa övre campan).

Bonslätt 1 (5b), 622915/14079. Kalkmorän enligt Lundegren (1934, s. 192–194). Kalkarenit med stora skal av ostron och *Spondylus*. Omnämnd av Christensen (1975, s. 10). Hör till mammillatuskritan (undre campan).

Bonslätt II (5b), lokal ej lokaliserad, skall ha legat ca 500 m OSO om Bonslätt I. Kalkarenit. Omnämnt av Lundegren (1934, s. 194) och Christensen (1975, s. 10). Kan möjligen höra till mucronatakritan (övre campan).

Bonslätt (5b), 62292/14077. Övervuxet kalktag enligt markägaren.

Bonslätt (5b), 62290/14079. Uppkast. Kalkarenit med stora skal. Lokalen funnen under fältarbetet för kartan.

Ebbarp (7b), ung. 62370/14052 enligt De Geer (1889a, s. 34). Ett förkislst stycke trä funnet i morängrus. Veden av samma typ som den vid Västervik, Raslången, enligt Linnell (1936, s. 16–17), alltså från en *Sequoia*. Först beskrivet av Conwentz (1892, s. 47). Tertiär, möjligen miocen (Regnéll i Magnusson m.fl. 1963, s. 342).

Edran (Filkesboda, Brotorpet; 8c), 62418/14125 — 62417/14126. Filkesbodakonglomerat, röd-brun kalksten och kalkhaltig kvartssand. Blocken har varit kända länge och har behandlats av Moberg (1884, s. 40 och i Blomberg 1892, s. 20–21), Lundgren (1894), Hadding (1927, s. 141–144) och Lundegren (1934, s. 186–188). Enligt Sven-Erik Magnusson, länsmuseum i Kristianstad, grävdes ån upp på 1940-talet varvid konglomeratet, som anstår på botten, kastades upp på norra stranden, där man nu finner stora mängder. Enligt Lundegren hör materialet (utom möjligen sanden) till (översta?) mammillatuskritan. Förekomsten är inte markerad på berggrundskartan, då den först i enlighet med Lundegren betraktades som en blockförekomst.

Filkesjön (8c). Moberg (1884, s. 41) fann ett block av brunröd Filkesbodakalksten i grannskapet av ett torp nära Filkesjöns avlopp. Möjligen var torpet identiskt med Getatorpet, 62413/14143. Lundegren (1934, s. 188) för blocket till mammillatuskritan (undre campan).

Gillaruna (6e), 62347/14234 och 62344/14240. Den västra lokalen har hård kalkarenit (mammillatuskrita, undre campan) och lös kalkarenit (mucronatakrita, övre campan). Kalkstenen vilar på morän, men denna kan möjligen vara inkilad, i varje fall torde kalkstenen vara av lokalt ursprung (Moberg 1884, s. 20; Lundgren 1894; Lundegren 1934, s. 219). Lundegren betraktar hålet som igenrasat. Slutligen fylldes det omkring 1980. Den östra lokalen, som är föga känd, noterades av Moberg (1884, s. 20).

Hemmingslycke I (6b), 62309/14084. Skalgruskalk (kalkarenit), numera utjämnat. Brottet behandlat av Moberg (1884, s. 19), De Geer (1889a, s. 42), Lundgren (1894), Hennig (1892, 1894), Voigt (1930) och Lundegren (1934, s. 191–192). Mucronatakrita enligt Lundegren.

Hemmingslycke II (6b), 62312/14083. Fossilfattig kalkarenit. Lundegren (1934, s. 192) nämner lokalen som ett mindre kalktag med kalkmorän 400 m NNV om lokal I. Medan denna nu är försvunnen, är lokal II uppenbarligen ett utökat och fullt tillgängligt brott. Kalkstenen är svagt konsoliderad men är utan tvivel bevarad in situ. Den räknas till mucronatakritan.

Hässlehult (7e), ung. 623625/142415. Hård skalrik kalkarenit. Angelin (1859) markerade en kritlokal där och Blomberg (1900) tre lokaler, varav den ena ung. 200 m VNV, den andra ung. 250 m sydväst om den positionsangivna. Moberg (1884, s. 20–21) blev guidad till två lokaler som tidigare besökts av Angelin med samma guide. Enligt Moberg rör det sig troligen om lokalmorän; det kan dock knappast betvivlas att krita anstår i det läge där den påträffats. Lundegren (1934, s. 218–219) räknar förekomsten till mammillatuskritan (undre campan).

Jedenryd (Gedenryd; 6a) möjligen ung. 62313/140215. 3 m mäktig erosionsrest av kalksten, som vilade på kaoliniserad diabas och gnejs. Blottad och troligen bortschaktad vid friläggandet av diabas år 1933. Mammillatuskrita (undre campan) enligt Lundegren (1934, s. 199).

Kasseboda (Karseboda; 8c), gårdens läge: 62404/14121. Ett brunrött block av Filkesbodatyp omnämns av Moberg (1884) och Lundegren (1934, s. 188).

Klagstorp (5d), 62265/14159. Ca 3 m kalkarenit med bollar av kvarts och urberg överlagrar ett sandskikt, som vilar på kaoliniserat urberg. Lokalen behandlad av Lundegren (1931, 1934, s. 224–225) och Christensen (1975, s. 14). Kalkstenen hör enligt Lundegren till mucronatakritan, enligt Christensen till mammillatuskritan (översta undercampan).

Oppmanna (5b), lång rad lokaler som av Lundegren (1934, s. 194–198) betecknats med romerska siffror. Lokal I, 62275/140605. Nedlagt brott, nu minimal skärning. Lokal II, 62274/140605, nedlagt kalktag, nu troligen dolt av hus. (Lokal III kaolinvittring.) Lokal IV, 62272/14062(?), skärning nu igenfylld. Lokal V, ung. 62263/14067, äldre schaktning, ej lokaliserad. Lokal VI, 622665/14076, nu igenfyllt brott. Lokal VII, möjligen identisk med stenfylld håla vid 622695/14074, östra sidan av bäcken. Vid 622685/140745 skärning i belemnittförande kalkarenit vid ån. Lokal VIII, ung. 622745/14073, nu stenfyllt kalktag. Lokal IX, ung. 622735/140775, tidigare skärning, ej lokaliserad. Vid grävning av husgrund 62274/14077 påträffades hård kalksandsten. Lokal X, enligt Lundegren omkr. 250 m norr om IX. Ej lokaliserad. Lokal XI, möjligen 62276/14083, "margeltag" nu övervuxet och fyllt med skräp. Lokal XII, enligt Lundegren ung. 250m NNO om XI, invid landsvägen. Ej lokaliserad. Lokal XIII, Fjäramossen, 62279/14090, "margel" på 1 m djup (Sigfrid Lang, muntlig uppgift). Sandegren (1913) uppger också krita längre mot sydost i dalgången. Lokaler I, II, IV, V, och VIII har enligt Lundegren (1934) mammillatuskrita, VI, VII, IX–XIII mucronatakrita. I, II, IV–XII har "skalgruskalk", XI och XII därjämte lager med "skalstoftkalk". Ett kalktag vid 622715/14079, ej omnämnt av Lundegren, fylldes igen i november 1978.

Raslångens sydända (6c). Fynd av Kristianstadsflinta. Enligt Linnell (1936, s. 13) det enda kända flintfyndet inom kartområdet.

Rosentorp (5b), troligen 62252/14067. Kalkarenit, mammillatuskrita, ej tillgänglig. Behandlad av Lundegren (1934, s. 198) och Christensen (1975, s. 15).

Staversvad (6b), 62310/14071, i vattenhållet på vägens norra sida. Finkornig fossilrik kalkarenit intill mjukt vittringsformad urbergsvägg med rester av fastsittande skal (*Thecidium vermiculare*, *Ostrea halioidea*, *Spondylus labiatus* och bryozoaer enl. Lundegren 1934). Behandlad av De Geer (1889a), Hennig (1892, 1894), Lundgren (1894), Voigt (1930), Lundegren (1934, s. 189–191), van Gorsel (1973) och Christensen (1975, s. 15). Redan Lundegren uppger att detta kalktag skulle vara överväxt, men kalkstycken och rester av fastsittande skal kan fortfarande studeras (1982). Lokalen hör till mucronatakritan (undre övercampan).

Södra Kopparetorp (6b), 623025/140935, tillfälligt uppkast av lös kalksten vid grävning för stolphål.

Strönhult (9b). Angelin anger på sin Öfversigtskarta krita vid denna ort. Någon krita har inte senare kunnat lokaliserats, men bormingar i Strönhult och S. Rågeboda har gått genom kaoliniserat (?) urberg.

Ulsudden (Ylsudden; 8c), läge för block ung. 62427/14104 (?) enligt obekräftad uppgift. Materialet är dels Filkesbodakonglomerat, dels en kvartsrik kalksten eller kalksandsten. Block av den senare bergarten tilltar enligt Moberg (1884, s. 41) mot djupet, varför han tror att bergarten är anstående. Förekomsten har senare berörts av Hennig (1897) och Lundegren (1934, s. 188). Belemniter antyder att konglomeratet kan höra till mammillatuskritan (undre campan), kalksandstenen till mucronatakritan (övre campan). Lokalen har inte återfunnits. Rika vilda blåsippstånd omedelbart öster om torpet Ulsudden antyder kalkrikedom, kanske kalkstensförekomst i lä av gnejshäll. Sven-Erik Magnusson, länsmuseum i Kristianstad, uppger förekomst av block ungefär vid 624255/14116.

Västervik vid Raslången (7c), ung. 62366/14144 (kartsbild, se Linnell 1936). Förkislade vedstycken i glaciuvium av *Taxodioxylon sequoianum*, till veden oskiljbar från nutida redwood, *Sequoia sempervirens*. Tertiär, möjligen miocen (Regnéll i Magnusson m.fl. 1963, s. 342)

Åsen (5d), ung. 6225/1419. Kaoliniserad metavulkanit överlagrad av sedimentär kaolinlera med sandinslag. Lagringsförhållandena har behandlats ingående av Lundegren (1931; även 1934, s. 221–223). 1980 exponerade Höganäs AB ett upp till 0.5 m tjockt utkilande basalkonglomerat vilande på helt kaoliniserad vertikalt stupande metavulkanit. Konglomeratets metavulkanitbollar var helt kaoliniserade. På konglomeratet följer upp till omkring 20 m fluviatila kaolinleriga och även sandiga lager med drivved. Enligt Nykvist (1958) kommer veden från en *Pinus*-art, alltså en tall. Kaolinleran innehåller en intressant pollen- och sporflora, som antyder att sedimenten hör hemma i undre campan (Ross 1949; Skarby 1964, 1968). En glaukonithaltig sand på en nivå utgör ett marint inslag. Här finns belemniter som visar att sanden hör hemma i övre undercampan samt ostron (Christensen 1975, s. 8).

Kritbergarternas praktiska användning

Kartområdet hyser många gamla kalkbrott av små dimensioner. Efter det att brytningen nått en kulmen under 1900-talets första årtionden, skedde så småningom en stagnation. Brytningen är nu sedan länge helt nedlagd. Generellt för Kristianstadsområdet var de viktigaste produkterna kalkstensmjöl och bränd kalk. Kalkstensmjölet blandades med ca 10 % osläckt kalk och användes för jordbruksändamål. Huvuddelen av den brända kalken användes till murbruk. Vidare uppgifter ges t.ex. av Grönwall (1915), Bjerning (1947) och Bergström & Shaikh (1980).

Grönwall (1915, s. 77–100) har lämnat en utförlig beskrivning av kaolinbrytningen i Axeltorp före 1915. I brottet väster om gamla landsvägen togs gulvit sedimentär kaolinlera (eldfast lera) vilken brändes till chamotte. Ställvis bröts också den underlagrande kaolinvittrade metavulkaniten, men denna torde huvudsakligen ha brutits öster om landsvägen. En mindre del av denna residualkaolin blandades med den eldfasta leran och användes vid chamotte-bränningen, men huvuddelen gick efter slaming till pappersindustrin i Sverige, Norge och Finland.

Höganäs-Billeholm AB, sedermera Höganäs AB, övergav sedan brotten vid Axeltorp till förmån för Åsen på Holmaudden, där man från början av 1910-talet länge samsades med Ivöbolaget. Numera är Höganäs AB ensamt om exploateringen och bryter ca 50 000 ton om året av huvudsakligen sedimentär kaolin (keramisk eller eldfast lera). Efter anrikning vid den lokala fabriken återstår ca 22 000 ton, som används till eldfast tegel för bruk främst inom järn- och stålindustrin i Norden (Shaikh i Bergström och Shaikh 1980, s. 62–63). Höganäs AB har bedrivit prospektering efter kaolin inom Åsen-Eskekärre-koncessionen på Holmaudden och inom Torp-Hagstad-området i anslutning till Axeltorpsförekomsten.

BERGGRUNDENS VITTRING OCH FORMUTVECKLING

Av

KARNA LIDMAR-BERGSTRÖM och JAN BERGSTRÖM

Berggrundens ytfomer

Berggrundens ytfomer är ett resultat av samspelet mellan uppbyggande processer (endogena processer, sedimentation och diagenes) och nedbrytande processer (vittring och erosion). För att förstå en berggrundsform måste man därför ha kunskap dels om den bergart den är uppbyggd av och den tektoniska historien inom området, dels om de nedbrytande processer den utsatts för.

Särskilt landskapets storformer men också många mellanformer och till och med småformer har kommit till långt före istiderna. Vid tillkomsten spelade vittring och regnerosion en stor roll i formbildningen.

För beskrivningen av berggrundsformerna finns få termer, som inte är koppade till glacialerosion, kusterosion eller periglaciala processer. Det är därför nödvändigt att definiera en rad termer som inte är tolkande utan objektivt beskrivande. I nedanstående förteckning ingår dels nya termer, dels termer som är dåligt kända eller otillräckligt definierade.

- Tor – utgörs av sockel av fast berg med uppstående stenpelare eller lösa block i ursprungligt läge ovanpå varandra (se Lidmar-Bergström och Rapp 1979). Ordet, som uttalas "tår", kommer från corniskan och betyder "torn" eller möjligen "hög". En stor tor kan på svenska kallas *klippborg* (ty. Felsburg, eng. castle kopje). Sådana är oftast maskerade av kvartära avlagringar och är svåra att känna igen. De flesta identifierade torbildningarna är därför små. En användbar svensk term för en liten tor är *klippuin*.
- Hällkupa – rundad mindre kulle, där bankplan ofta är avgörande för formen. Höjd upp till 10 m, ofta mycket mindre.
- Bergkulle – neutral beteckning på höjd med bergkärna, ca 10–100 m hög (jfr De Geer 1926, s. 131; Rudberg 1954, s. 140–141).
- Bergmassiv – höjd av större omfång än bergkulle. Minimihöjd ca 50 m.
- Klipprygg – långsträckt, uppstående klippparti, höjd ca 1 à 2 m till ca 10 m. Mindre respektive större form kan kallas *hällrygg* respektive *bergrygg*.
- Hällkant – ensidig brant blottning, ofta med avskurna bankplan. Höjd upp till 1 à 2 m.
- Klippvägg – medelstor ensidig brant blottning. Höjd 1 à 2 m till ca 10 m.
- Bergvägg – mer än ca 10 m hög ensidig brant blottning.
- Detaljrelief – sammanfattar småformer och bergkullar av upp till 50 m höjd.
- Vitringsmantel – den vittrade övre delen av det fasta berget.
- Vitringsfront – gränsen mellan vittrat och friskt berg.
- Kärnblock – parti av friskt berg i vittringsmanteln. Kärnblocken är avrundade, men storlek och form är i övrigt bergartsberoende.
- Residualblock – på ursprunglig plats frilagt kärnblock.
- Fragmentblock – friskt, kantigt block, plockat från hållparti, ofta från läsidan.
- Talus – massa av kantiga block nedanför klipp- och bergväggar.
- Pediment – plan, svagt sluttande berggrundsytta runt tvärt uppstickande restberg (inselberg).
- Peneplan – plan berggrundsytta med stor utsträckning.

Nivåförhållandena och reliefen

Ivösjöns yta, 6 m ö.h., utgör kartområdets lägsta del. Boafalls backe (7d) väster om Jämshög når 180 m ö.h. Nivåskillnaderna inom kartområdet är alltså nästan 175 m. Denna kraftiga relief förekommer söder och öster om sjön Immeln. Norr om en ost-västlig linje genom Olofström är reliefen betydligt mindre med en maximal nivåskillnad av 100 m, norr om en ost-västlig linje genom sjön Immelns nordspets bara 70 m. I de allra nordligaste delarna ligger terrängens lägsta delar minst 75 m ö.h. Detsamma gäller hela det centrala området kring sjön Immeln (bortsett från djup i sjöarna). Först i Holjeåns dalgång vid Olofström sjunker terrängen under 50 m ö.h.

Ett märkligt förhållande är att områdets sjöar i allmänhet inte dräneras söderut. Hela Immeln-Raslången-Halensystemet avvattnas således från sjöarnas norra delar mot öster i Holjeån, även om Raslången har ett sydligt utlopp också.

Terrängen med kraftig relief norr om Ivösjön benämns av Rudberg (1970a) vågig bergkullterräng. Inom detta område finns ett tjugotal bergmassiv och bergkullar. Mest framträdande är Vångaberget (5e-6e), som når 155 m över den intilliggande Ivösjöns yta. Norra Ryssberget (5e-6e) är ett annat bergmassiv. Dessa bergmassiv planar i allmänhet ut på en höjd av 135-160 m ö.h., ett par redan 100-125 m ö.h. Flera av de lägre kullarna är mera toppiga. Området har beskrivits av Persson (1932).

I kartområdets nordöstra delar planar terrängen också ut på två olika nivåer, nämligen ovanför 130 à 135 m och ovanför 100 m. I området väster om Holjeån mellan den planare terrängen i norr och bergkullterräng i söder är topografin småkuperad med en maximal relativ relief (avståndet mellan lägsta och högsta punkt inom närliggande områden) på 50 m. 100-metersytans maximala relativa relief är 30 m.

Reliefens beroende av bergarterna och tektoniken

Eftersom vittringen haft avgörande betydelse för berggrundens former så har bergart, förskiffring och förklyftning stor betydelse för detaljformernas utseende. I angränsande delar av Blekinge har Larsson (1954, s. 107-127) beskrivit två olika formtyper, speciellt välutvecklade i kustgnejsen, nämligen asymmetriska och symmetriska ryggar. De asymmetriska ryggarnas form beror på mer eller mindre flackt stupande förskiffringsplan, och ryggarna kan bilda "schist tors" (Larsson 1954, s. 141, 144, 146, 153). De symmetriska ryggarna, som

TABELL 31. Ytformernas beroende av bergarterna inom kartområdet.

Relations between morphology and rocks within the map area.

Bergart	Bergmassiv med plan överyta	Bergmassiv med bulliga toppformer	Berg- kullar 50–100 m	Detalj- relief < 50 m	Lägre terräng	Högsta höjd m ö. h.
Rock	<i>Large flat- topped hills</i>	<i>Large round- topped hills</i>	<i>Small hills 50– 100 m</i>	<i>Typical small forms < 50 m</i>	<i>Low land- scape</i>	<i>Highest elevation m a. s. l.</i>
Spinkamålagranit	x	x				180
Vångagranit	x		x			160
Karlshamnsgranit	x		x	x	x	160
Granit, granodiorit gnejsig/ögonförande	(x)			x	xx	145
Gnejs, röd	x					160
Gnejs, grå	(x)			(x)	x	160
Kvartsit, glimmer- kvartsit	x	x				175
Metavulkanit	(x)		x	x	xx	155

har tvärsprickor, är utsträckta i den ursprungliga veckaxelns riktning. De tillhör veckets kärnområde, där stänglighet är mer utmärkande för bergarten än skiffrihet. Inom granitområdena har bankningen stor betydelse för formerna (Larsson 1954, s. 162). Inom kartområdet Karlshamn NV är strukturerna komplicerade (jfr avsnittet Den prekambiska berggrundens tektonik, s. 100) och någon detaljanalys av strukturernas betydelse för berggrundsformerna har inte gjorts. Däremot har en noggrann jämförelse gjorts mellan berggrundskartan och nivåkurvekartan (fig. 49).

Reliefen är starkt beroende av berggrunden (jfr Björnsson 1936, s. 80). I tabell 31 skiljs mellan bergmassiv med plan överyta eller bulliga toppformer och bergkullar, som ofta har mera spetsig toppform. De mest markerade bergmassiven och bergkullarna utgörs av olika graniter. Även i stråket med kvartsit, glimmerkvartsit och "glimmerskiffer" är inslaget av bergmassiv markant, vilket kan tyda på att kvartsinslagen är större än de fåtaliga blottningarna ger vid handen. Dessutom ger den röda gnejsen upphov till bergmassiv sydost om sjön Immeln (7b). Bergmassiven är ofta plana på topparna. Den motståndskraftiga Spinkamålagraniten liksom den mera kvartsitiska metavulkaniten ger däremot

mer bulliga toppformer, och de ger också de största höjderna. Karlshamnsgraniten uppträder i två skepnader, dels som större massiv och dels som terräng med en mycket omväxlande detaljrelief (jfr fig. 51). Vångagraniten uppträder dels som bergmassiv (Vångaberget, Oppmannaberget), dels som mindre bergkullar (Tollarpbjär, 5b, och Hallabjället, 5a). De minst motståndskraftiga bergarterna inom kartområdet har varit metavulkaniterna och de gnejsiga och ögonförande graniterna och granodioriterna. De förekommer huvudsakligen i terrängens lägre delar och kännetecknas av en småkuperad topografi. Den låga terrängen kring Bäen (7c) utgörs av "glimmerskiffer". De grå gnejserna verkar inta en mellanställning genom att vara något mera motståndskraftiga än de förgnejsade graniterna och granodioriterna, men ger liksom dessa en viss detaljrelief.

Förutom av bergarterna påverkas reliefen starkt av tektoniken (jfr Björnsson 1936, s. 80–81, 84–87). Kartområdet kan indelas i tre huvudregioner vad beträffar dominerande tektoniska riktningar (fig. 49; strukturgeologiska kartan). Nordväst om sjön Immeln är den dominerande riktningen NO–SV både vad beträffar sprickor och förskiffrade zoner. I ett smalt bälte öster härom vid norra kanten av kartområdet vidtar en zon med N–S-liga riktningar. Zonen vidgas söderut och breder ut sig mot sydväst. Här tillstöter NV–SO-liga riktningar. I kartområdets östra del uppträder en zon där tre riktningar dominerar, nämligen NNV–SSO, N–S till NNO–SSV, och NO–SV.

Kaolinvittring och resulterande former

Kaolinvittringsmanteln

Det ligger i sakens natur att vittringen trängt olika djupt på olika ställen. Den tjockaste kända vittringsmanteln inom kartområdet har påträffats mellan Arkelstorp och Oppmanna, där en borning uppges ha gått genom 60 m delvis kaolinvittrad Karlshamngranit (5b; fig. 50). Vid Axelstorp (5e) överstiger tjockleken lokalt 45 m, medan vittringen kan mäta minst 25 à 30 m vid Örevången (5c) och omkring 20 m vid Vånga (5c) och Klagstorp (5d). Vid Strönhult och S. Rågeboda (9b) i kartområdets norra del når lervittringsmanteln mått kring 30 m, men där befinner man sig utanför området med typisk subkretaceisk relief och man kan inte utan vidare förutsätta att kaolinit utgör det dominerande lermineralet.

Kaolinlokalen vid Bivaröd (5a, 62272/14000 och kartområdet Kristianstad NO), som inte längre är tillgänglig, har beskrivits av Eichstädt (1888), De Geer

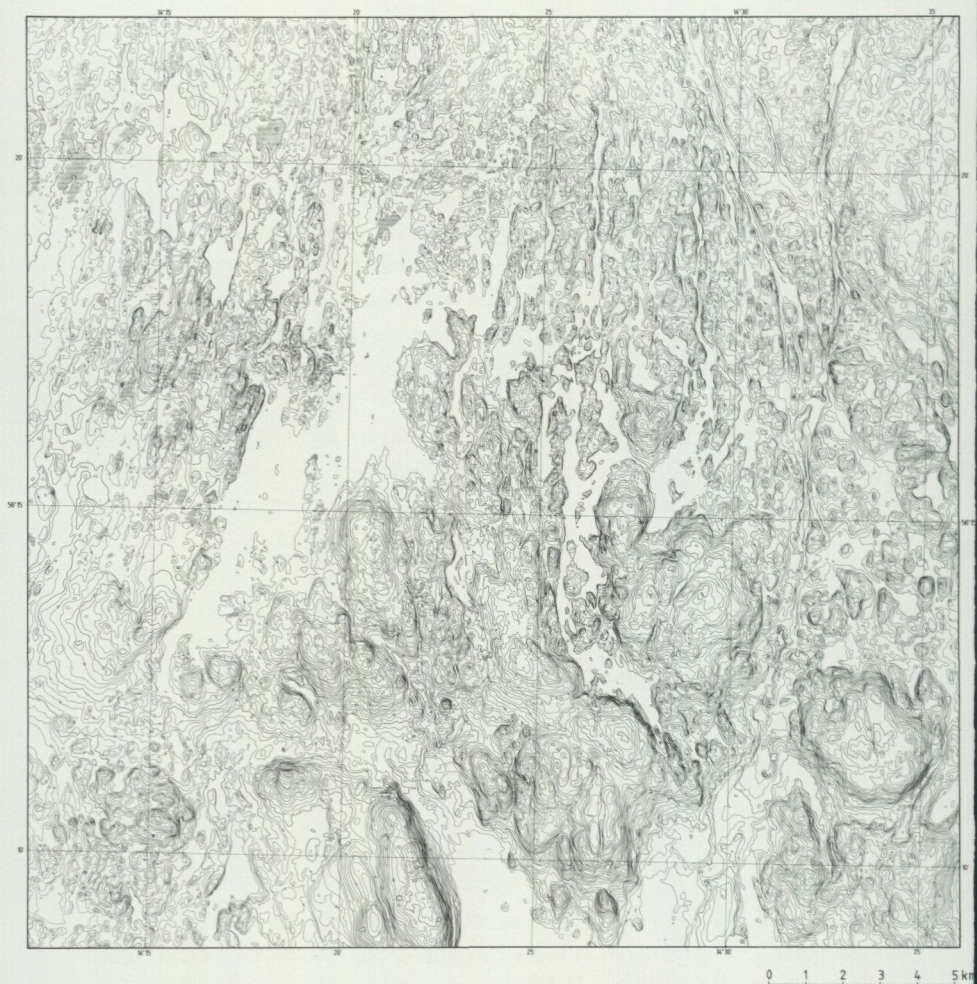


Fig. 49. Den topografiska kartans höjdkurvor visar åskådligt hur reliefen skiftar mellan flacka och kuperade områden. Jämför tolkningen i fig. 50.

The contours of the official topographical map illustrate the difference between flat and hilly landscape. Cf. interpretation in Fig. 50.

(1889a) och Grönwall (1915). Kaolinvittringen går ned till mer än 8 m djup i gnejsen.

Vid Rammsjöns södra strand (6a) och strax sydost om Fjäraboda (7a) förekommer enligt De Geer (1889a) kaolinhaltig morän. Platsen antyder att det också i detta fall är gnejs som vittrat.

Vid Oppmanna (5b, 62271/14061; lokal III enligt Lundegren 1934, s. 195) finns en sedan gammalt känd lokal med kaolinvittrat urberg. Den är noterad av

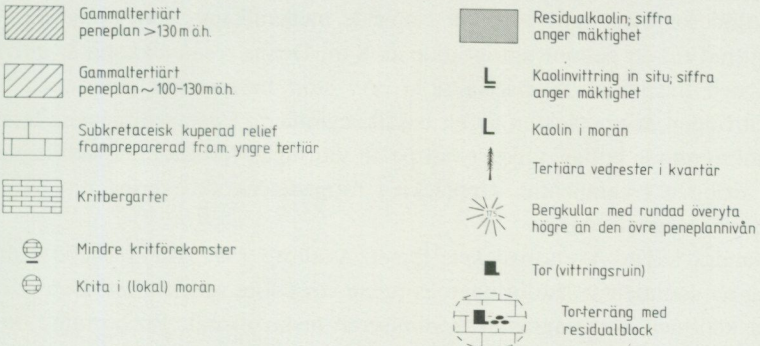
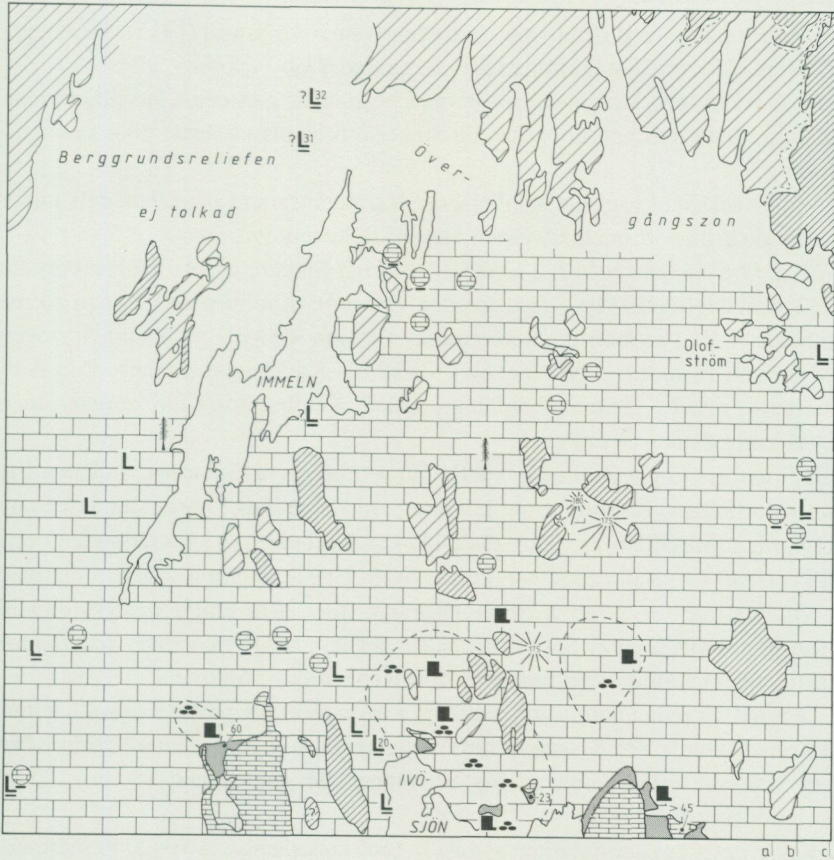


Fig. 50. Utbredningen av kretaceiska och tertiära erosionsytor, vittringsmantel, krittäcke samt lösa förekomster av kaolin, krita och tertiär med lokalt ursprung. Uppgifterna om kaolin är i regel ej verifierade och graden av kaolinvittring är ökand. a, b, c: läget av profiler i fig. 51.

Distribution of Cretaceous and Tertiary erosion surfaces, weathering mantle, Cretaceous cover, and erratic kaolin. Cretaceous and Tertiary remains of local origin. a, b, c: profiles in Fig. 51.

De Geer (opublicerad karta 1899) och beskriven av Grönwall (1915). Den ligger ca 750 m VSV om den borrhning som gått genom 60 m "kaolin".

På ostsidan om Vångaberget har flera borrhningar gått ned i lervittrad metavulkanit. Inga närmare uppgifter föreligger om lerans utseende eller sammansättning.

Vid Snäckestad (5c) har kaoliniserad Karlhamnsgranit påträffats dels under anstående krita norr om landsvägen, dels på fältet mot Ivösjön.

Nära Orevången (5c-5d, 162575/14150) har tidigare brutits kaolin (Persson 1932; Lundegren 1934 s. 225, lokalen Oretorp). Kaolinen är ljus och rik på glimmer. Enligt en borrhning refererad av Persson (op.cit.) går kaolinvittringen ned mer än 18 m u.h., dvs. mer än 25 à 30 m i Karlhamnsgraniten. Den skall emellertid inte ha så stor utbredning i sidled. Kaolinvittring förekommer dock också kring gården Orevången.

Björnsson (1942) avbildade kaolinvittrat urberg vid Gillaruna. Lokalen har inte identifierats. Kaolinvittring har emellertid påträffats i norra slutningen av bergkullen vid Gillaruna (6e, 62349/14241). Nordväst om sjön Orlundens finns på sydsidan av en liknande bergkulle (7e, 62395/142465) en vägskäring med delvis kraftigt förvittrad Karlhamnsgranit (fig. 32). Enligt analysprotokoll (Ann-Marie Brusewitz, SGU) innehåller det lervittrade materialet rikligt med lermineralet kaolinit; dessutom smektit och något illit/muskovit.

Den mest kända kaoliniseringen inom kartområdet har träffat metavulkaniterna kring Näsrum. Vid Klagstorp (5d) underlagras en liten kritrest av kaoliniserat berg (Persson 1932), och ett par borrhningar har gått genom 13 resp. 23 m kaolinvittringsmantel.

Kring det stora kaolinbrottet vid Åsen (5d) underlagras ca 10-20 m sedimentära kaolinleror med sand av brant stupande metavulkanit, som uppges vara kaolinvittrad till ett genomsnittligt djup av 8 m. Denna residualkaolin är gulvit till grå och innehåller kvartsrika skikt. Av stort intresse för dateringen av kaolinvittringen är upptäckten av ett basalkonglomerat i den sedimentära leran med kaolinvittrade bollar, vilket tyder på att vittringen fortsatt efter sedimentationen, troligen i campantid. Upptäckten förmedlades av överingenjör Arne Gustavsson, Höganäs AB.

Vid andra sidan Axeltorpsviken ligger Axeltorp (5e, 62251/14203), där brytning av sedimentär kaolin upptogs redan strax före sekelskiftet. Den sedimentära kaolinen underlagras av kaoliniserad metavulkanit. En borrhning omnämnd av Grönwall (1915, s. 86) slutade efter ha gått genom 45 m residualkaolin. Från Axeltorp sträcker sig kaolinvittringsmanteln ned mot sydost in i kartområdet Karlshamn SO.

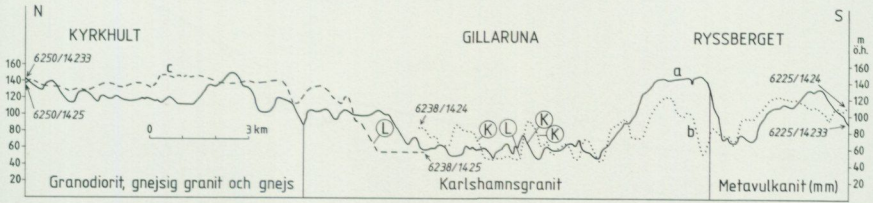


Fig. 51. Höjdprofil i N-S intill kartområdets östra gräns (för läget se fig. 50). Två penneplan nivåer framträder särskilt tydligt i norr, men rester finns också på Ryssberget. Notera den kuperade (subkretaceiska) topografin under 100-metersnivån, speciellt inom Karlshamnsgranitens område, samt kritresterna (K) på sydsidorna, där de skyddats från glacialerosion. (L) betecknar förekomst av kaolinvittring.

Height profile in N-S close to eastern boundary of map area (for localization see Fig. 50.). Two penneplain levels are evident in the north, but there are remnants also on Mt. Ryssberget. Note the hilly (sub-Cretaceous) topography below the 100 m level, particularly within the Karlshamn Granite, and the position of Cretaceous remnants (K) on south sides protected from glacial erosion. (L) stands for kaolinized bedrock.

Konvexa småformer och block

Inom kartområdet uppträder stora block i riklig mängd på många ställen. Bergsten (1972) uppmärksammade blockförekomsterna i Ivösänkan och tolkade dem som kärnblock från kaolinvittringsmanteln. Vid översiktliga resor har den iakttagelsen gjorts att blocken många gånger tillhör den lokala bergarten och att de ofta har sällskap med hållkupoler eller torbildningar. De sistnämnda har inte alltid identifierats som håll av den karterande geologen då de inte utan ingående analys kan skiljas från förflyttade block. Dylig tor-terräng förekommer speciellt i Karlshamnsgraniten och metavulkaniten. I fält har den här terrängen speciellt studerats kring Axeltorp och i Vånga-Västanåberget-Orevångenområdet. Tor-terrängen ligger här i mycket nära anslutning till kaolin- och kritrester (fig. 50). Den primära orsaken till relieftypen är därmed klar. Kaolinvittring i kretaceisk eller äldre tid har preparerat berggrunden.

Från den instruktiva lokalen på Ivö klack (kbl. Karlshamn SV) vet man att kaolin med kärnblock finns under den nu mestadels bortbrutna kritan (Lidmar-Bergström 1981, Lidmar-Bergström m.fl. 1983). Man ser också hur på högre nivåer kaolinen varit helt bortdenuderad, varvid torbildningar och rundade hållar direkt underlagrar kritan och kärnblock ingår i det kretaceiska bottenkonglomeratet. Vidare kan man se hur kontakten mellan fast berg och genomvittrat berg är abrupt och ofta brant. Det fasta bergets ytformer är mjukt undulerande, vilket skiljer dem från ytor bildade av sprickplan. Formvärlden på

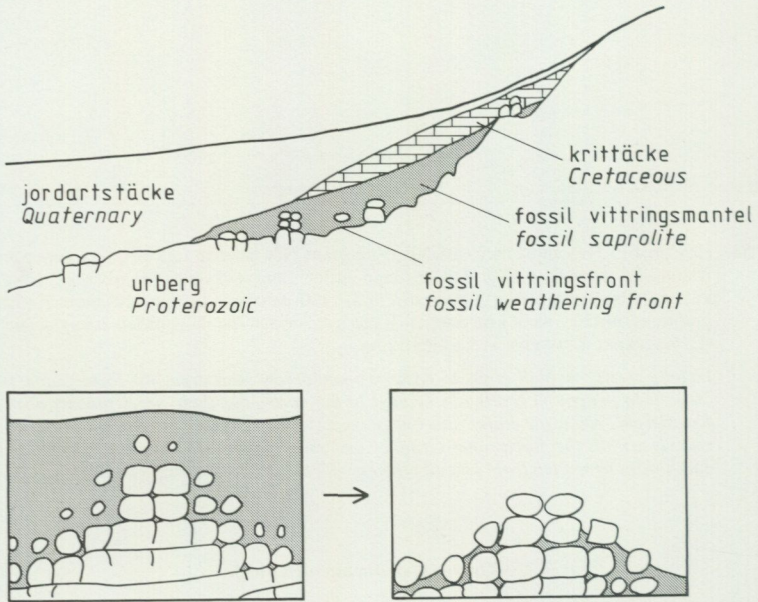


Fig. 52. Principskiss över hur vittringsmantel och krita kan vara bevarade, i huvudsak baserad på förhållandena vid Ivö klack. Den undre bilden visar friläggning av en torbildning och kärnblock ur vittringsmanteln.

Diagram of saprolite and Cretaceous cover as commonly preserved in outliers. Below, tor and corestones in saprolite and after exhumation.

Ivö klack har tjänat som förebild för vad som inom kartområdet har urskilts som typiska subkretaceiska hållformer. De har uppstått genom kaolinvittring och kusterosion i krittid och bevarats under ett skyddande krittäckes under varierande tid.

Det är mycket vanligt att krittrestes bevarats nedanför branta eller nästan vertikala väggar. Som exempel kan nämnas att kritan i det gamla brottet vid Staversvad (6b) ligger nedanför en nästan vertikal klippvägg med rester av cementerade kalkskal från kritan sittande direkt på väggen.

Nya iakttagelser på Kjugekull (kartområdet Karlshamn SV) visar att vad som tidigare tolkats som glaciala eller marina jättegrytor kan vara vittringspropar från krittiden (Magnusson och Lidmar-Bergström 1983). De av De Geer (1889a, s. 61, 85) omnämnda jättegrytorna VNV om Oppmanna och liknande strukturer i närheten (Magnusson och Lidmar-Bergström 1983) kan därför också tillhöra den subkretaceiska reliefen.

Två fridlysta geologiska naturminnesmärken finns inom kartområdet, nämligen Gullyckeskär (5b; 62252/14087) på sydvästsidan av Oppmannaberget och Arkelstorpakumlet (6a; 62303/14047) norr om Arkelstorp. Gullyckeskär fridlystes 1935 som ett vackert exempel på av isen kullkastade flyttblock (Gertz 1934). Redan 1953 beskrev Weimarck området som skräpigt med skrotsten runt omkring. I dag är nästan samtliga block söndersprängda. Blocken består av den lokala Vångagraniten. Vittringsgropar och vittringsytor, ibland med fastsittande kalksten, visar att dessa block en gång legat inbäddade i kritans bottenkonglomerat. Bildningen är en parallell till blocksamlingarna med vittringsgropar och kalkstensrester på Kjugekull (Magnusson och Lidmar-Bergström 1983). På grund av områdets bedrövliga utseende fridlystes som en sorts ersättning Arkelstorpakumlet 1958. Det består av en samling ännu större block uppstaplade på varandra. De flesta blocken har utsatts för frostsprängning och är skarpkantade. Blocken består av en och samma variant av de i området förekommande graniterna, vilket antyder att de är av lokalt ursprung. Det är inte omöjligt att ett parti i nordändan är fast anstående, men detta kan inte med säkerhet avgöras. Två små vittringsgropar har iakttagits på ett av blocken. Det kan mycket väl röra sig om en förstörd torbildning. Kumlet är beskrivet av Uddling (1958).

Området kring Arkelstorp. – I området med Karlshamnsgranit kring Arkelstorp (5b) finns flera uppstickande klippor som kan betraktas som rester av torbildningar. Två har markerats på berggrundskartan. På nordsidan om landsvägen norr om byn döljer sig troligen flera torbildningar i grovblockig terräng. En sådan ligger ca 100 m väster om den västligaste hällmarkeringen på kartan (622875/140530). Där ligger en pampig ansamling massiva block av Karlshamnsgranit. Trots glacial eller periglacial tillstökning är det uppenbart att en del av blocken ligger praktiskt taget i ursprungligt läge. De passar t.ex. ihop som pusselbitar i en klippbrant mot ostsidan och har samma antydda tektoniska präglning.

Orevången. – Den på berggrundskartan markerade torbildningen vid Orevången (5c, 62256/14146) är utbildad i Karlshamnsgranit. Den har ovanligt praktfulla dimensioner både beträffande strukturen som helhet och de ingående blocken (fig. 53). Ett antal mycket stora block återfinns i äppelodlingen omedelbart söder om torbildningen (fig. 54). Uppenbarligen har de hört till torbildningen men vräcks ned på läsidan av isen, kanske under istidens slutskede. Lokalen är intressant också därför att spår av den kaolinvittring som orsakat torbildningen finns på flera håll runt den. Mot nordost ligger sålunda det nedlagda kaolin-



Fig. 53. Stor tor (uttalas "tår") i dungen vid Orevången (5c, 62256/14146), sedd från väster. Bergarten är Karlshamnsgnit. Foto J. Bergström.

Large tor in Karlshamn Granite at Orevången (5c). The tor is partly surrounded by a depression with kaolinized bedrock.



Fig. 54. Massiva rundade block av Karlshamnsgranit omedelbart söder om torbildningen vid Orevången (i dungen till höger samt fig. 53). Blocken torde rivits ner från torbildningen av inlandsisen. Bil och hus ger uppfattning om storleken. Foto J. Bergström.

Massive rounded boulders of Karlshamn Granite just south of tor at Orevången (to the right and Fig. 53).



Fig. 55. Tor i slutningen ovanför Oretorpet, nordväst om Orevången (5c). Foto J. Bergström.

Tor in Karlshamn Granite less than 1 km NW of the tor at Orevången (cf. Fig. 53).

brottet, och mot norr och nordväst har man stött på kaolin i samband med brunnsborring och dikesgrävning på Orevången.

Näsuma hall. – Öster om Vånga reser sig en markant bergvägg väl synlig från vägen (5c). De rundade formerna i förening med dess läge i omedelbar anslutning till fast anstående kaolin och krita gör en tolkning av bergväggen som primärt bildad genom kaolinvittring, rensplad av krithaven och sedan bevarad av ett krittäcke till sen tid mycket trolig. Den är ett vackert exempel på en subkretaceisk bergvägg.

Snäckestad. – 1 km österut på den lilla skogsvägen söder om Näsuma hall ligger mellan denna väg och en mindre skogsväg från Snäckestad ett parti med lövskog (5c, 6228-9/1413-4). Hela landskapet är ett vackert exempel på tor-terräng utbildad i Karlshamnsgranit. I detta område finns gott om exempel på hållkanter, klippväggar, torbildningar, hållkupoler och lokala block. Glacialerosionen tycks inte ha påverkat terrängen i någon större utsträckning, vilket tyder på att kritan varit bordnuderad redan i sentertiär tid. Viss glacialpåverkan har dock kunnat konstateras, bl.a. i form av räfflor på ett stort block (622855/141344), som efteråt stjälpes över ända så att räfflorna nu sitter på undersidan.



Fig. 56. Näsuma hall (5c, ung. 62285/14121) vid Vånga. Exempel på subkretaceisk bergvägg, rundad genom kaolinvittring och länge täckt av ett skyddande krittäcke, som nu är borta. Foto K. Lidmar-Bergström.

Näsüm rock (5c) at Vånga. An example of a sub-Cretaceous rock wall, given its rounded shape by kaolin weathering, washed clean by the Cretaceous sea, then preserved under a cover of Cretaceous rocks, which is now ultimately gone.

Längs östra sidan av det lilla område med sankmark som sträcker sig genom området förekommer speciellt rikligt med block. Blocken kan delvis betraktas som nedvälta från den yta som ligger omedelbart öster därom och vars begränsning markeras av flera hållkanter i nordväst-sydostlig riktning. Mitt i den lilla bäck som rinner in mot sankmarken från öster är en torbildning frampreparerad (622839/141340) och precis norr om denna ytterligare en (622840/141341). Blocken i den torbildning som ligger i bäcken är något rubbade, men man kan se hur de passar ihop som i ett pussel. Detta förhållande gör det troligt att blocken i sänkan till en del också kan vara helt lokala och endast flyttade en liten bit. Uppe på den planare ytan öster om sänkan är ett lite högre parti på vars nordsida en vacker hållkupa med en hållkant mot OSO (622849/141350) är belägen.

Väster och norr om Osebjär. – Detta område har berggrund av Karlshamnsgranit och ligger på nordsidan om bergmassivet öster om Vånga. Det är mer glacialpåverkat än föregående område, som ligger på sydvästsidan av samma massiv. Samma formkomplex kan iaktas som i söder även om blocken är flyttade längre och torbildningarnas block är mer störda.

Ett klipp-parti beläget i bäckdalen som avvattnar Vånga gyl mot nordväst (5c, 62299/14128) har en vacker klippvägg av mjukt rundad subkretaceisk typ i sin övre del och med en glacialt plockad basaldel.

En basaldel av en tor, något upplöst i formerna, är belägen på toppen av en kulle (6c, 623006/141290) väster om Osebjäret. Man kan se hur blocken på läsidan gett sig iväg 0.5–1 m från varandra, möjligen genom periglaciala processer. Norr om Osebjäret finns en glacialrepad hållkupol (623095/141320) plockad i sydändan och följd i söder av en blocksvans.

Områdena med utpräglad tor-terräng i Vånga-Västanåberget-Orevångenområdet är lokaliserade framför allt till väst- och sydsidan av bergmassivet och alltså i lä för glacial erosion. De ytor som är markerade som plana i fig. 50 saknar tor-terräng, som framför allt förekommer i sluttningarna.

Västanå-Sibbarpområdet. – Detta område är otillräckligt fältrekognoscerat men enligt Svenska orienteringsförbundets fritidskarta Västanåberget tycks terrängen här vara tämligen lik den på Västanåberget. Vid Sibbarp (6d, 62308/14191) finns en tor i metavulkanit som kan studeras i genomskärning då den fått sprängas itu för ett vägbygge.

Ett par torbildningar vid Blistorp (6c, 62317/14149) är utbildade i Västanå-kvartsit.

Sjöbäcken

De stora sjöbäckena ligger inom det kuperade område vars relief tolkats som subkretaceisk. Sannolikt har vittringen trängt djupt ned längs vissa sprickor och sprickzoner. Genom senare utrensning, delvis av glacial natur, har bäckena bildats. Redan Nathorst (1879) insåg klartsynt att många sjöbäcken måste ha bildats så, men han drabbades ofta av ödet att vara långt före sin tid. Idén kritiserades våldsamt och föll mer eller mindre i glömska, men kan nu åter accepteras som den mest rimliga tolkningen.

Inom kartområdet har sjöbäckena speciellt studerats av Persson (1932), i öster också av Björnsson (1936). Följande maximidjup (och dess höjd över havet) kan noteras: Immeln 25 m (ung. 55 m), Raslången 25 m (48 m), Halen 20 m (48 m), Vitavatten 25 m (39 m), Orlunden 25 m (31 m) och Skyesjön 16 m (71 m). Enligt Persson är Immeln och Raslången delvis dämnda av morän, en uppfattning som stärks av att en borring strax väster om Immelns badplats nådde berg först på ett djup av 40 m (ca 50 m ö.h.).

Geomorfologiska regioner

Kartområdet kan indelas i tre distinkta geomorfologiska regioner.

1. Området nordväst om sjön Immeln har en mycket flack topografi. Längst i norr når det upp till 100-metersnivån och sluttar sedan söderut med en lutning av 0.35 % (jfr Smålandspeneplanets svaga lutning på 0.05–0.1 % enligt Rudberg 1970b). De tektoniska linjerna är nordost–sydvästliga. Dominerande bergart är gnejs. Berggrundsblottningarna är fåtaliga.

2. Området norr om en linje från sjön Immeln mot öster över Olofström kännetecknas av plana ytor på två nivåer och söder därom en småkuperad topografi med utpreparerade tektoniska zoner. Dominerande bergart är gnejs och gnejsgranit.

3. Området söder och sydost om sjön Immeln-Olofström kännetecknas av bergmassiv, bergkullar, sjösystem och dalgångar. Landskapet är unikt för Sverige och ett nyckelområde för analys och förståelse av storformernas uppkomst och den särpräglade detaljreliefen med klippväggar, torbildningar, hållkupoler och residualblock. Kombinationen av en mesozoisk djupvittringsfront och varierande bergarter (särskilt flera olika graniter) har gett upphov till en ovanligt omväxlande morfologi. Tre delområden kan urskiljas: a, det centrala området med stora former; b, ett sydvästligt område kring Arkelstorp med mindre former, huvudsakligen i Karlshamnsgranit, och c, ett liknande område norr om Ryssberget.

Den geomorfologiska utvecklingen

Fr.o.m. allra yngsta trias var klimatet tropiskt varmt och fuktigt i södra Sverige (Lidmar-Bergström 1982, s.172–175). Klimatet orsakade en kraftig förvittring av berggrundsytan varvid lermineralet kaolinit bildades. Denna förvittring fortsatte mer eller mindre intensivt troligen ända fram till senare delen av kritperioden. Under kaolinvittringstiden låg kartområdet högt, vittringen trängde djupt ned och den kaolinvittrade manteln eroderades delvis bort under perioder med för erosionen låg basnivå i äldre krita (basnivån är den lägsta yta som landet kan brytas ned till och utgörs ofta av havsytan). I och med havstransgressionerna (havsyttehöjningarna) och åtföljande sedimentation i slutet av krittiden avslutades dessa viktiga landsformsbildande processer. Kritavlagringarna kon-

serverade under en lång tid den s.k. *subkretaceiska erosionsytan* (Lidmar-Bergström 1982, s. 139–140) inom kartområdet.

Under äldre tertiär tid tycks den basnivå som bestämt reliefutvecklingen i Sydsvetrike ha legat ca 125–130 m ö.h. i dessa trakter. Ovanför denna nivå utbreder sig i Sydsmåland en nästan plan berggrundsytta, det sydsmåländska peneplanet. Krit- och kaolinrester är nästan totalt bortdenuderade, och under de växlande klimattyper med torra och fuktiga perioder som kännetecknade äldre tertiär har tydlig pedimentbildning dominerat. Denna yta ligger 130 à 135–150 m ö.h. (fig. 50, 51). En lägre yta på 100–130 m ö.h. bildades på liknande sätt med en senare och något lägre basnivå. Båda ytorna har identifierats inom bergkullandskapet, där den övre i allmänhet bildar kullarnas och bergens överyta. Eftersom de båda ytorna skär av den karakteristiska kuperade reliefen, som skyddats av ett krittäckte, måste ytorna vara yngre och alltså tertiära. Sannolikt har de skurits ut i en berggrund som bestod både av urberg och av krita. Kritan bör alltså haft stor mäktighet och fyllt ut de nuvarande ojämnheterna, i ett första skede upp till den övre peneplannivån, i ett andra till den undre nivån. Möjligen har den övre ytan börjat utbildas i eocen-oligocen, den undre i oligocen (Lidmar-Bergström 1982, s. 176).

Det är märkligt att ytorna inte lutar åt söder eller sydost, vilket vore naturligt då den strand som utgjorde basnivå för ytorna bör ha legat i den riktningen. Det sydsmåländska peneplanet lutning är 0.05–0.1 % (Rudberg 1970b; Lidmar-Bergström 1982, s. 147) och ytorna i den södra delen av kartområdet borde därför ha legat ca 12–25 m lägre än ytorna i kartområdets norra del, vilket inte är fallet. Det verkar därför troligt att en mindre tektonisk höjning skett i sentertiär eller kvartär tid. Denna höjning bör maximalt ha uppgått till 25 m. Det finns egentligen ingenting som tyder på att de olika bergartskropparna rört sig separat med undantag av att Vångabergets överyta lutar åt väster och möjligen har en fortsättning i Oppmannabergets klart lägre toppyta. I Blekinge har Björkman och Trädgårdh (1982) påvisat rörelser utefter Mörrumsån-Karlshamnlinjen med en höjning av den sydvästra sidan på ungefär 5 m i postglacial tid.

Den del av landskapet som inom kartområdet fått beteckning subkretaceisk relief (fig. 50) har till största delen preparerats fram under sentertiär tid, då basnivåerna varit låga. Att framprepareringen till största delen är sentertiär och inte glacial framgår av att det är ovanligt att hitta block av kritbergarter i morän och glacialfluvium och att, i områden skyddade för glacialerosion, kritrester saknas men relativt intakta torbildningar förekommer. Hade isen varit orsak till det totala avlägsnandet av kritresterna skulle den också förstört torbildningarna.

Man måste därför också räkna med viss sentertiär omformning an landskapet. Slutsatsen om frampreparering och omformning av ytan i yngre tertiär styrks av fynden av tertiära vedrester (s. 115).

Hela Skåne har under långa tider haft tundraklimat (se referenser i Rapp 1982). En omformning i periglacial miljö (utanför iskanten i tundraklimat) har därför också påverkat landskapet. Dessa processers påverkan på fasta berget inom kartområdet har ännu inte undersökts nämnvärt. Man kan konstatera att resultatet av de periglaciala processernas verksamhet framträder bäst i områden som ej blivit alltför starkt glacialpåverkade, emedan processerna där kunnat verka under lång tid (jfr Rapp 1982, s. 138).

Den glaciala omformningen av landskapet har varit olika intensiv i olika delar av kartområdet. Björnsson (1936, s. 91) anser visserligen reliefen i Blekinges mellanbygd vara av mycket gammalt datum men menar att isens erosion kraftigt påverkat landskapet. Det bör emellertid påpekas att de branta landskapsformer-na är typiska för det djupt kaolinvittrade berget och ej skapats av iserosion i fast berg. Som helhet är det inte den glaciala omgestaltningen som sätter sin prägel på landskapet utan den genom olika processer frampreparerade och omformade subkretaceiska vittringsfronten.

LITTERATUR

- GFF = Geologiska Föreningens i Stockholm Förhandlingar
 KVA = Kungl. Vetenskapsakademiens Förhandlingar
 SGU = Sveriges geologiska undersökning

- ABF, 1981: Stenindustrins historia i Örekened åren 1890–1980. – ABF Nord-Skåne, Hässleholm.
- ANDERSSON, W., 1975: Precambrian geology of the Västana area, southern Sweden. – Doktorsavh. Geol. inst. Lunds Universitet.
- ANGELIN, N.P., 1877: Geologisk öfversigts-karta öfver Skåne med åtföljande text (utg. av Bernhard Lundgren, kartan utgiven 1859). – Lund.
- BERGSTEN, K.E., 1972: Ivösänkans spår av äldre landskap. – Svensk Geografisk Årsbok 48, 114–121.
- BERGSTRÖM, J., 1981: Kristianstadstrakten genom årmiljonerna. – Skånes Natur 1981, 7–16.
- BERGSTRÖM, J. & SHAIKH, N.A., 1980: Malmer, industriella mineral och bergarter i Kristianstads län. Projekt i länsplanering 1980. – SGU Rapp. o. Medd. 22.
- BJERNING, L., 1947: Skånes jord- och stenindustri, dess utveckling, lokalisering och betydelse ur näringsgeografisk synvinkel. – Medd. Lunds Univ. Geogr. Inst., Avh. XIV.
- BJÖRKMAN, H. och TRÄDGÄRDH, J., 1982: Differential uplifts in Blekinge indicating late-glacial neotectonics. – GFF 104, 75–79.
- BJÖRNSSON, S., 1936: Ett västblekingskt platålandskap. – Svensk Geografisk Årsbok 1936, 78–94.
- 1942: Om Blekingenaturens uppkomst. – En bok om Blekinge 1924–1942 (Karlskrona), 11–42.
- BLOMBERG, A., 1892: Beskrifning till kartbladet Glimåkra. – SGU Aa 108.
- 1900: Geologisk beskrifning öfver Blekinge län, jemte redogörelse för stenindustrin inom Blekinge län af H. Lundbohm. – SGU Ca 1.
- BLOMSTRAND, C.W., 1866: Om nya mineralier från Skåne. – KVA Årg. 23 Öfversigt nr 10, 369–378.
- 1868: Om Westana Mineralier. – KVA Årg. 25 Öfversigt nr 3, 197–212.
- BROOD, K., 1972: Cyclotomatous Bryozoa from the Upper Cretaceous and Danian in Scandinavia. – Stockholm Contrib. Geol. 26.
- BÄCKSTRÖM, H., 1896: Manganandalusit från Vestana. – GFF 18, 386–389.
- 1897: Vestanafältet. En petrogenetisk studie. – SGU C 168.
- CHAPPELL, B.W., och WHITE, A.J.R., 1974: Two contrasting granite types. – Pacific Geology 8, 173–174.
- CHRISTENSEN, W.K., 1975: Upper Cretaceous belemnites from the Kristianstad area in Scania. – Fossils and Strata 7.
- CHUDOBA, K.F., 1960: Neue Mineralien und neue Mineralnamen. (Ergänzungsband II till Hintze-Chudoba, 1915-1933: Handbuch der Mineralogie.) – Berlin.
- COE, K., 1966: Intrusive tuffs of west Cork, Ireland. – Q.Jl. geol. Soc. Lond. 122, 1–28.
- CONWENTZ, H., 1892: Untersuchungen über fossile Hölzer Schwedens. – SGU C 120.
- DE GEER, G., 1886: Om ett konglomerat inom urberget vid Vestana i Skåne. – SGU C 84.
- 1889a: Beskrifning till kartbladet Bäckaskog. – SGU Aa 103.
- 1889b: Beskrifning till kartbladet Vidtsköfle, Karlshamn (Skånedelen) och Sölvesborg (Skånedelen). – SGU Aa 105, 106 och 107.
- 1899: Om algonkisk bergveckning inom Fennoskandias gränsområden. – GFF 21, 675–694.
- DE GEER, S., 1926: Norra Sveriges landformsregioner. – Geografiska Annaler 8, 125–136.
- DHONDT, A.V., 1973: Systematic revision of the subfamily Neitheinae (Pectinidae, Bivalvia, Mollusca) of the European Cretaceous. – Inst. Roy. Sci. Nat. Belg. Mém. 176.
- EICHSTADT, F., 1885: Om kvartsit – diabaskonglomeratet i Småland och Skåne. – SGU C 74.
- 1888: Bidrag till kännedomen om kaolinlerorna i Skåne. – GFF 10, 82–112.
- FLOYD, P.A., och WINCHESTER, J.A., 1975: Magma type and tectonic setting discrimination using immobile elements. – Earth Planet. Sci. Letters 27, 211–218.
- GABRIELSON, O. och GEIJER, P., 1964: The mineral attackolite. – Ark. min. geol. 3, 537–543.
- GEIJER, P., 1963: Genetic relationships of the paragenesis Al₂SiO₅ – lazulite – rutile. – Ark. min. geol. 3, 423–464.
- GERTZ, O., 1934: Gurlyckeskär – en giganternas lek. – Skånes Natur 1934, 21–22.
- GLIMBERG, C.-F., 1980: Ett och annat om berggrunden norr om Ivösjön. – Skånes Natur 1980, 54–62.

- GORBATSHEV, R., 1980: The Precambrian development of southern Sweden. – GFF 102, 129–136.
- VAN GORSEL, J.T., 1973: *Helicorbitoides* from southern Sweden and the origin of the *Helicorbitoides-Lepidorbitoides* lineage. – Proc. K. Ned. Akad. Wiss. B76, 275–286. Amsterdam.
- GRÖNWALL, K.A., 1915: Nordöstra Skånes kaolin- och kritbildningar samt deras praktiska användning. – SGU C 261.
- 1936: Möjlig förekomst av tertiär i nordligaste Skåne. – GFF 58, s. 444.
- HADDING, A., 1927: The pre-Quaternary sedimentary rocks of Sweden, 1 & 2. – Lunds Univ. Årsskr. N.F. Avd. 2, Bd 23 Nr 5.
- 1929: The pre-Quaternary sedimentary rocks of Sweden, 3. – Lunds Univ. Årsskr. N.F. Avd. 2, Bd 25 Nr 3.
- 1932: The pre-Quaternary sedimentary rocks of Sweden, 4. – Lunds Univ. Årsskr. N.F. Avd. 2, Bd 28 Nr 2.
- HENNIG, A., 1892: Studier öfver bryozoerna i Sveriges kritsystem. 1. Cheilostomata. – Lunds Univ. Årsskr. 27.
- 1894: Studier öfver bryozoerna i Sveriges kritsystem. 2. Cyclostomata. – Lunds Univ. Årsskr. 30.
- 1897: Revision af lamellibranchiaterna i Nilssons "Petrificata suecana formationis cretaceae". – Kungl. Fysiogr. Sällskapets Handl. N.F., bd 8, 66 s. Lund.
- HESSLAND, I., 1950: Investigations of the Senonian Kristianstad District, S. Sweden. II. Sedimentology and lithogenesis of the Åhus Series. – Bull. Geol. Inst. Upsala 34, 45–106.
- HJELMQVIST, S., 1959: Förekomsten av tungmineral i kaolinen på Ivö. – SGU C 569.
- HOLMQUIST, P.J., 1934: Regionaltektoniken och järngnejsgränsen inom det sydsvenska urberget. – GFF 56, 81–97.
- HOLMSTRÖM, L., 1899: Anteckningar om stenindustrin i nordöstra delen af Skåne. – GFF 21, 258–264.
- HÄGG, R., 1947: Die Mollusken und Brachiopoden der schwedischen Kreide. Das Kristianstadgebiet. – SGU C 485.
- IRVINE, T.N., och BARAGAR, W.R.A., 1971: A Guide to the Chemical Classification of the Common Volcanic Rocks. – Can. J. Earth Sci. 8, 523–548.
- 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.
- 1980: Classification and Nomenclature of Volcanic Rocks, Lamprophyres, Carbonatites and Melilitic Rocks. – Geol. Rundschau 69, 194–207.
- KARTA ÖVER SVERIGES BERGGRUND. Sammanställd av N.H. Magnusson m.fl., 1958. – SGU Ba 16.
- KLINGSPO, I., 1976: Radiometric age-determination of basalts, dolerites and related syenite in Skåne, southern Sweden. – GFF 98, 195–216.
- KORNFÄLT, K.-A., BERGSTRÖM, J., CARSERUD, L., HENKEL, H., och SUNDQVIST, B., 1978: Beskrivning till berggrundskartan och flygmagnetiska kartan Kristianstad SO. – SGU Af 121.
- KROKSTRÖM, T., 1932: On the ophitic texture and the order of crystallization in basaltic magmas. – Bull. Geol. Inst. Univ. Upsala XXIV, 197–216.
- LARSSON, I., 1954: Structure and landscape in western Blekinge, southeast Sweden. – Lund Studies in Geography, Ser. A, Phys. Geogr., No. 7.
- 1963: Tectonic and morphologic studies in Precambrian rocks at ground water prospecting in south Sweden. – GFF 85, 320–340.
- LARSSON, I., LUNDGREN, T., och WIKLANDER, U., 1977: Blekinge kustgnejs, geologi och hydrogeologi. – KBS (Kärnbränslesäkerhet) Teknisk rapport 25.
- LARSSON, I., (red.) 1983: Ground Water in Hard Rocks. – UNESCO, Studies and reports in hydrology No 33. Paris.
- LIDMAR-BERGSTRÖM, K., 1981: Kaolin och landformer i Sydsverige. – Skånes Natur 1981, 17–22.
- 1982: Pre-Quaternary geomorphological evolution in southern Fennoscandia. – SGU C 785 / Lunds Univ. Geogr. Inst. Ser. Avh. 91.
- LIDMAR-BERGSTRÖM, K., MATSSON, J.O., RAPP, A., och ÅKERMAN, J., 1983: Guider för naturgeografiska excursioner genom områden i Skåne med vinderosion respektive preglacialt landskap. – Lunds Univ. Naturgeogr. Inst., Rapp. o. Notiser 54.
- LIDMAR-BERGSTRÖM, K., och RAPP, A., 1979: Tor-bildningar i nordöstra Skåne. – Svensk Geogr. Årsbok 55, 5–10.

- LINDH, A., SOLYOM, Z., och JOHANSSON, I., 1981: The question of chemical homogeneity among basic hypabyssals. – SGU C 780.
- LINNELL, T., 1936: Om tertiära vedrester av Sequoia-typ i nordöstra Skånes kvartärformation. – SGU C 406.
- LOBERG, B., 1980: Geologi. Material, processer och Sveriges berggrund. 2:a uppl. – P.A. Norstedt & Söners förlag.
- LUNDEGREN, A., 1931: De kretaceiska ler- och sandförekomsterna N om Ivösjön. – GFF 53, 298–320.
- 1934: Kristianstadsområdets kritbildningar. – GFF 56, 125–313.
- LUNDEGÅRDH, P.H., 1971: Nyttosten i Sverige. – Almqvist & Wiksell.
- 1976: Vångagranitens petrologi. – Stencil. Sammandrag XII Nordiska geologiska vintermötet, Göteborg.
- 1978: The Vånga granite in southernmost Sweden. – SGU C 749.
- 1980: Stenar i färg. 7:e uppl. – AWE/Gebers.
- LUNDGREN, B., 1894: Jämförelse mellan molluskfaunan i Mammillatus och Mucronata zonerna i nordöstra Skåne (Kristianstadsområdet). – Kungl. Sv. Vetensk. Akad. Handl. Bd 26 Nr 6.
- LUNDQVIST, Th., 1968: Precambrian geology of the Los-Hamra region, central Sweden. – SGU Ba 23.
- 1979: The Precambrian of Sweden. – SGU C 768.
- MAGNUSSON, N.H., 1960: Age determinations of Swedish Precambrian rocks. – GFF 82, 407–432.
- MAGNUSSON, N.H., LUNDQVIST, G., och REGNÉLL, G., 1963: Sveriges Geologi. – Stockholm.
- MAGNUSSON, S.-E., och LIDMAR-BERGSTRÖM, K., 1983: Fossila vittringsformer från krittiden på Kjukeskull. – Svensk Geografisk Årsbok 59.
- MEAD, C.W., och MROSE, M.E., 1968: Solving problems in phosphate mineralogy with the electron probe. – U.S. Geol. Survey Prof. Paper 600-D, D 204-D 206.
- MIYASHIRO, A., 1974: Volcanic rock series in island arcs and active continental margins. – Am. Jour. Sci. 274, 321–355.
- MOBERG, J.C., 1884: Cephalopoderna i Sveriges kritsystem. I. Sveriges kritsystem systematiskt framställt. – SGU C 63.
- 1896: Untersuchungen über die Grünsteine des westlichen Blekinge und der angrenzenden Theile Schonens. – SGU C 158.
- NATHORST, A.G., 1879: Pumpellys teori om betydelsen af bergarternas sekulära förvittring för uppkomsten af sjöar m.m. – GFF 4, 276–291.
- 1884: Geologisk öfversigtskarta öfver Sverige. – SGU Ba 4.
- NORIN, R., 1936: Contributions to the geology of western Blekinge. – GFF 58, 481–561.
- 1957: Some Data concerning the Mineralogy of the Karlshamn Granite. – GFF 79, 35–42.
- 1959: Några genetiska relationer inom Södra Sveriges urberg. – GFF 81, 427–466.
- NYKVIST, N., 1958: Kretaceiska vedrester vid Åsen i Skåne. – Svenska Skogsvårdsför. Tidskr. 1957:5, 477–481. Stockholm.
- PATCHETT, P.J., 1978: Rb/Sr ages of Precambrian dolerites and syenites in southern and central Sweden. – SGU C 747.
- PATCHETT, P.J., och BYLUND, G., 1977: Age of Grenville belt magnetisation: Rb-Sr and palaeomagnetic evidence from Swedish dolerites. – Earth Planet. Sci. Letters 35, 92–104.
- PEARCE, J.A., och CANN, J.R., 1973: Tectonic setting of basic volcanic rocks determined using trace element analyses. – Earth Planet. Sci. Letters 19, 290–300.
- PERSSON, M., 1932: Morfologiska studier inom nordöstra Skånes sjöområde. – Svensk Geogr. Årsbok 8.
- PERSSON, P.O., 1959: Reptiles from the Senonian (U. Cret.) of Scania (S. Sweden). – Arkiv f. Mineral. o. Geol. 2:35.
- 1967: New finds of plesiosaurian remains from the Cretaceous of Scania. – GFF 89, 67–73.
- RAPP, A., 1982: Odensjön, Skärälid och Klövahallar. Ett nytt tolkningsförsök. – Svensk Geogr. Årsbok 58, 131–142.
- REGNÉLL, G., 1963: Krittidshavet över Villand. – Skånes Natur 1963, 7–17.
- ROSS, N.-E., 1949: On a Cretaceous pollen and spore bearing clay deposit of Scania. – Bull. Geol. Inst. Upsala 34, 25–43.
- RUDBERG, S., 1954: Västerbottens berggrundsmorfologi. – Geographica 25.
- 1970a: Geomorfologi. – Atlas över Sverige 5–6. Stockholm.
- 1970b: The sub-Cambrian peneplain in Sweden and its slope gradient. – Z. Geomorphol. Suppl. Bd 9, 157–167.

- SANDEGREN, R., 1913: Några iakttagelser angående kritsystemet i Oppmannatrakten i Skåne. – GFF 35, 383–386.
- SKARBY, A., 1964: Revision of *Gleicheniidites senonicus* Ross. – Stockholm Contrib. Geol. XI:3.
- 1968: *Extratroporopollenites* (Pflug) emend. from the Upper Cretaceous of Scania, Sweden. – Stockholm Contrib. Geol. XVI.
- 1974: The status of the spore genus *Cibotiidites* Ross. – Stockholm Contrib. Geol. XXVIII:1.
- SKARBY, A., och NILSSON, L., 1982: Kritidsblommor från Skåne – 78 miljoner år gamla. – Fauna och Flora 77, 281–290.
- SPRINGER, N., 1979: En geochronologisk og geokemisk undersøgelse af Karlshamngraniten, Blekinge. – Opublicerat specialarbete. Geologisk Centralinstitut, Köpenhamn.
- 1980: En geokronologisk og geokemisk undersøgelse af Karlshamngraniten, Sverige. – Dansk geol. Foren. Årsskrift for 1979, 79–83.
- SURLYK, F., 1973: Autecology and taxonomy of two Upper Cretaceous craniacean brachiopods. – Bull. Geol. Soc. Denmark 22, 219–243.
- 1980: Upper Cretaceous and Danian outcrops in Scania and east Denmark. – The Upper Cretaceous and Danian of NW Europe. 26th Int. Geol. Congr. Guide-book, excursion 069 A, Paris, 31–74.
- SURLYK, F. och CHRISTENSEN, W.K., 1974: Epifaunal zonation on an Upper Cretaceous rocky coast. – Geology 2, 529–534.
- SÖDERBERG, T., 1935: Olofströms Bruk 1735–1935. Minnesskrift utgiven av Svenska Stålprensningens A.-B. Olofström. – Karlshamn 1935.
- TAYLOR, S.R., 1965: The application of trace element data to problems in petrology. – Physics and Chemistry of the Earth 6, 215–249.
- THOMASSON, R., 1983: The minerals of Västana iron mine, southern Sweden. A review. – Opublicerat specialarbete, institutionen för oorganisk kemi, Lund.
- TROEDSSON, G., 1954: Västra Göinge härads geologi. – Västra Göinge Hembygdsförenings skriftserie 2, 63–158. Hässleholm.
- UDDLING, Å., 1958: Kända och mindre kända flyttblock i Kristianstadstrakten. – Skånes Natur 1958, 15–21.
- WEIBULL, M., 1886: Om manganapatit från Vestana jemte några anmärkingar öfver apatitens sammansättning. – GFF 8, 492–495.
- 1898: Om några Vestana mineral. – GFF 20, 57–66.
- WEIMARCK, H., 1953: Geologiskt intressanta naturminnen. – Skånes Natur 1953, 115–118.
- WELIN, E., och BLOMQUIST, G., 1966: Further age measurements on radioactive minerals from Sweden. – GFF 88, 3–18.
- WHITE, A.J.R., och CHAPELL, B.W., 1977: Ultrametamorphism and granitoid genesis. – Tectonophysics 43, 7–22.
- WIDMARK, T., 1979: Staining of albite. – GFF 101, 357–358.
- WIKMAN, H., BERGSTRÖM, J., LIDMAR-BERGSTRÖM, K., 1983: Beskrivning till berggrundskartan Kristianstad NO. – SGU Af 127.
- WILSON, M.R., och ÅKERBLUM, G., 1980: Uranium enriched granites in Sweden. – SGU Rapporter och meddelanden 19.
- VOIGT, E., 1930: Morphologische und stratigraphische Untersuchungen über die Bryozoenfauna der oberen Kreide. – T.I. Leopoldina 6.
- 1979: Vorkommen, Geschichte und Stand der Erforschung der Bryozoen des Kreidesystems in Deutschland und benachbarten Gebieten. – Aspekte der Kreide Europas. IUGS Ser. A, No. 6, 171–210.
- ZECK, H.P., 1971: Prehnite-Pumpellyite Facies Metamorphism in Precambrian Basement Rocks of S Sweden. – Contr. Mineral. and Petrol. 32, 307–314.

GEOFYSIK

AV

HERBERT HENKEL

SUMMARY

The geophysical interpretation of this map area is based on the very detailed low altitude aeromagnetic measurement, rather detailed gravity measurements and the determination of the occurring rocks' petrophysical properties on rock samples and in situ.

Magnetic anomaly structures and patterns

Banded anomaly patterns are observed only in the north-western part of the map area. This banding is most likely due to the slicing effect of abundant NNE-trending fracture zones associated to the Protogine zone. In the central part of the map area, from square 5d to square 8c, a few strongly magnetic anomalies in an otherwise low and smooth magnetic surrounding can be classified as banding. In this case it is associated with a supracrustal rock sequence. It is noticed that this structure is terminated against a large NNE-striking fault zone at Näsüm (5d). Diffuse banding is observed in smaller areas surrounding the high magnetic parts of a large ring structure in the map areas 5-6 a-c and in the central northern part of the map area.

Irregular anomaly patterns dominate the map area and especially the high magnetic ring structure around Arkelstorp (5b) and the area east of Jämshög (6e-7e) dominate the magnetic anomaly map. These very high anomalies are caused by the extremely magnetite-rich Karlshamn granite containing up to 3% by volume of magnetite.

A series of discordant NNE-striking anomalies of various appearance displays the occurrence of differently magnetized hyperite dolerites. They are best identified in lower magnetic surroundings.

At least three distinct sets of dislocations interrupt or otherwise disturb the magnetic pattern. Typically NNE-trending dislocations cut the rocks in the north-western part of map area into a number of slices. In the north-western part of the map area two very prominent magnetic fracture zones intersect both of which are associated with rather wide low magnetic oxidation zones where the occurring magnetite is transformed into hematite. The almost north-south striking fracture zone that traverses Näsüm (5d) and Jämshög (7e) has large accumulated block movements where the western block appears to be down-faulted considerably.

Gravity anomalies

A strong regional gradient dominates in the map area, but on the residual map a number of very typical gravity anomalies can be observed. Two distinct gravity lows are associated with the Halen and the Vånga granites respectively, while gravity highs appear to be caused mainly by the Karlshamn granite and the metavolcanic rock sequence at Västana

(6d). The determination of rock densities made on rock samples allows the estimation of the shape and depth of the mentioned rocks. In three model calculations it is shown that the acid (low density) granites have limited depth extensions (about 2 km) while the Karlshamn granite at Vånga (5c) together with the metavolcanic rocks at Västana reach considerably larger depths (up to 3 km).

Petrophysical properties (density, magnetic susceptibility and remanent magnetization)

These properties have been determined on 254 rock samples. Among these, some samples from the hyperite dolerite dikes were oriented to determine also the direction of the remanent magnetization. On many outcrops in situ susceptibility measurements were made, thus determining the susceptibility spectrum of several rock types. Mean values and standard deviations of different rocks are presented in Table 32.

Gneisses and amphibolites show bimodal susceptibility distributions. Among amphibolites a large group has very high magnetization and will therefore show strong magnetic anomalies. This group lies within the metavolcanic complex at Västana. The paramagnetic group of amphibolites has higher density and is therefore either of a higher metamorphic grade or of a more mafic composition. The amphibolites have no significant remanent magnetization.

Gneiss granites have a large variation in density with the red gneiss granite as the most acid member. The others have remarkably high density around 2.8 g cm^{-3} . Augen-bearing gneiss granites have rather high susceptibility while schistose gneiss granites have very low susceptibility. As these often are associated with larger fracture zones, it appears conceivable that the lower susceptibility is caused by oxidation of normal magnetite containing gneiss granites.

Metavolcanic and sedimentary rocks. These rocks all show a rather limited density variation around 2.7 g cm^{-3} and a large scatter in susceptibility while the sedimentary rocks and schistose metavolcanic rocks both have very low susceptibility. This will result in low and smooth magnetic anomalies. The sedimentary rocks have large q -values varying between 1 and 10 indicating a dominating remanent magnetization.

A large number of *granites* have been identified in the map area. They have all, except the Karlshamn granite, low and distinct densities and varying susceptibilities. The Vånga granite is the most extremely low-magnetic rock and the Karlshamn granite is the most high-magnetic one. The proportion of remanent to induced magnetization is rather low.

Hyperite dolerites have high density and high magnetization (both induced and remanent). They show a large scatter in density indicating a variation in composition. The remanent magnetization shows two different groups, one having negative inclination and westerly declination and the other having positive inclination close to the geomagnetic field.

Inledning

Den flygmagnetiska mätningen i kartområdet gjordes 1973. För teknisk information om dessa mätningar hänvisas till Lindén m.fl. (1978). Tyngdkraftsmätningar gjordes med AMS-bidrag 1977–78. För teknisk information angående dessa mätningar hänvisas till Nylund (1978). På de vid karteringen insamlade bergartsproverna utfördes mätningar av densitet, magnetisk susceptibilitet och remanent magnetisering. För orienterade prover av hyperitdiabas bestämdes även den remanenta magnetiseringens riktning. Totalt har 254 prover blivit mätta. Under 1976 gjordes även hållsusceptibilitetsmätningar på flertalet bergarter, men speciellt på de olika delarna av Karlshamnsgraniten. För teknisk information angående parametermätningarna hänvisas till Henkel och Mannby (1976). Den flygmagnetiska kartan har tolkats med avseende på magnetiska strukturer och mönster, magnetiseringsnivåer samt stupningar hos de magnetiska bergartskropparna.

Genom sin rikedom på geofysiska strukturdrag och förekomsten av många petrofysiskt olikartade bergarter utgör detta kartområde ett utmärkt studieobjekt för kombinerade geofysiska och geologiska undersökningar.

Flygmagnetisk tolkning, fig. 57

Den skillnad i magnetiska mönster som kan observeras är ofta direkt förknippad med skillnader i bergarternas strukturella uppträdande. Trots att de magnetiska mönstren oftast bara är orsakade av variationer i magnetithalt, tycks dessa variationer vara förbundna med skillnader i bergarternas sammansättning och bildningssätt. Det har således visat sig att bandade anomalimönster hör samman med relativt lågmetamorfa ytbergarter, medan mera diffusa eller sliriga mönster uppträder i högmetomorfa områden med gnejser och amfiboliter. Oregelbundna anomalimönster hör nästan alltid samman med djupbergarter, och här betyder en skillnad i magnetisering ofta också en skillnad mellan olika djupbergarter. De diskordanta anomalimönstren slutligen beror på förekomst av gångbergarter och förkastningar. Gångbergarter har ofta en homogen magnetisering och en karakteristisk magnetiseringsriktning som kan avvika från det nuvarande geomagnetiska fältets riktning. Förkastningarna utgör vanligen zoner, ibland med betydande bredd, där den i bergarten normalt förekommande magnetiten helt har omvandlats till hematit. Zonen har därigenom blivit lågmagnetisk.

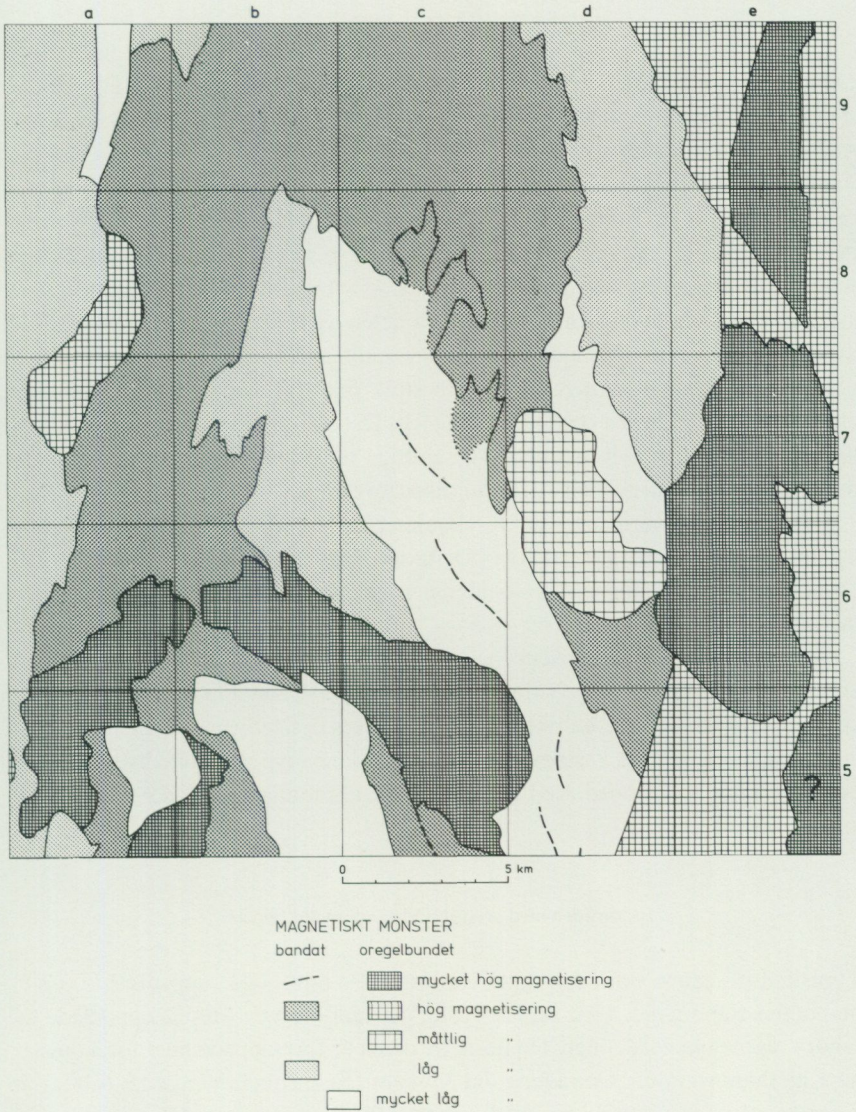


Fig. 57. Flygmagnetisk tolkning, anomalimönster och-nivåer.

Aeromagnetic interpretation, anomaly patterns and levels.

Områden med bandat anomalimönster

Dessa områden består typiskt av utbredda stråk med en låg och homogen magnetisk anomali i vilken det förekommer smala band med parallella högre magnetiska anomalier. Detta mönster kan man se söder om Vånga (ruta 5c), där det fortsätter söderut till det angränsande kartområdet Karlshamn SV, samt i ett omfattande 3–5 km brett stråk från Skärsnäs (7c) till Näsrum (5d) och söderut till det angränsande kartområdet Karlshamn SV. I stråket dominerar en kraftig magnetisk anomali på över 800 nT, som är avbruten och förskjuten på flera ställen. Den låga anomalin i den centrala delen av stråket är emellertid orsakad av den i sydväst angränsande Karlshamnsgranitens kontaktstupning och -strykning. Ett likartat men mycket mindre stråk med låga och lugna magnetiska anomalier finns sydväst om Olofström (7d). Det har en bredd på ca 1 km och en längd på ca 5 km. Det är troligt att samtliga tre områden med detta anomalimönster beror på förekomst av suprakrustalbergarter.

I kartområdets nordvästra del förekommer en omfattande parallellorientering av de magnetiska bergartsstråken. Detta mönster är emellertid orsakat av tätt liggande zoner där magnetit har oxiderats till hematit. Dessa zoner markerar den östra kanten av protoginonen.

Stora områden karakteriseras av en tydlig orientering hos de magnetiska anomalierna, men på ett betydligt mera oregelbundet sätt än i de ovan omtalade stråken. Lokalt kan snabba riktningssändringar ses och mönstret är snarare slirigt än bandat. I hela norra kartområdet föreligger denna typ av anomalistruktur och den är tydligt förknippad med mindre sammansättningsvariationer bland gnejserna.

Områden med oregelbunden anomalistruktur

Typiskt för sådana områden är förekomsten av ofta höga (upp till 3 000 nT) magnetiska anomalier som saknar tydlig orientering men ofta är uppdelade av linjära lågmagnetiska zoner. De flesta av dessa är förknippade med förekomster av Karlshamnsgranit. Områdena vid Immeln (5a–6a) och Vånga (5–6 b–c) är delar av en stor ringstruktur med närmare 20 km diameter. De olika granitkropparna i ringen har något olika magnetithalt. Som högst är denna halt 3 % vid Brännkulla (5a).

Ett område nordost om Sibbhult (7a–8a) visar en något avvikande måttlig magnetisk anomali med oregelbundet mönster. Området har också en hög gammastrålning. Vid Boafall (6d–7d) förekommer ett rundat område med låg

till måttlig anomali som saknar mönster och som skär ett stråk med nordligt strykande anomalier vid Alltidhult (7d). Även där förekommer hög gammastrålning samt en mycket tydlig tyngdanomali. Båda de nu omtalade områdena upptas av yngre lätta graniter. Ytterligare ett massiv med Karlshamnsgranit, det vid Jämshög (6e–7e), ger upphov till ett område med en tämligen hög och oregelbunden magnetisk anomali. Massivet genomkorsas av flera lågmagnetiska oxidationszoner. Norr och söder om detta massiv finns områden med oregelbunden anomalistruktur men med lägre anomalinivå. Områdena begränsas mot väster av en kraftig nära nord-sydligt gående krosszon och förkastning, som också kan följas på det mot söder angränsande kartområdet Karlshamn SV.

Gångsystem, fig. 58

Flera enstaka, mest NNO-ligt strykande, gångar kan observeras där deras magnetiska egenskaper skiljer sig från omgivningens. Eftersom en stor del av den diffusa bandningen i kartområdets norra delar har samma orientering kan det dölja sig ett flertal gångar av denna typ i området. Vanligen har gångarna positiva magnetiska anomalier på ca 100 nT, men på några ställen i den västra delen av kartområdet förekommer skarpa negativa anomalier orsakade av negativt magnetiserade diabasgångar. Tyvärr kan de inte följas tillräckligt noggrant beroende på den stora variationen i hyperitdiabasernas totala magnetisering. Utbredningen av olika typer av diabasgångar framgår av fig. 58.

Dislokationer, fig. 59

Dislokationer identifieras på grund av sina strukturavbrytande och rätlinjiga drag samt på grund av förekomsten av lågmagnetiska zoner där bergarternas magnetit omvandlats till hematit. Detta orsakas av snabbare vittring i sprickzoner (Henkel och Guzmán 1977). Dislokationerna utmärks dessutom av systematiskt förekommande riktningar och av att större zoner oftast förekommer på regelbundna avstånd från varandra. I kartområdet dominerar tre riktningar, nämligen NNO, NO och NV bland de större dislokationerna (se fig. 59). Avståndet mellan större zoner i det NNO-liga systemet är ca 8 km, medan det är något mindre mellan de andra riktningarna. Dislokationerna representerar sprickzoner och förkastningar, och på många ställen observeras tydliga relativa blockrörelser. Rörelsernas ålder går ej att avgöra eftersom endast mycket gamla bergarter utgör referensstrukturerna till de observerade blockrörelserna.

I ett tidigare avsnitt (s. 146) omtalades den uppskivande effekt som en serie NNO-ligt strykande dislokationer har på berggrunden i det nordvästra hörnet av

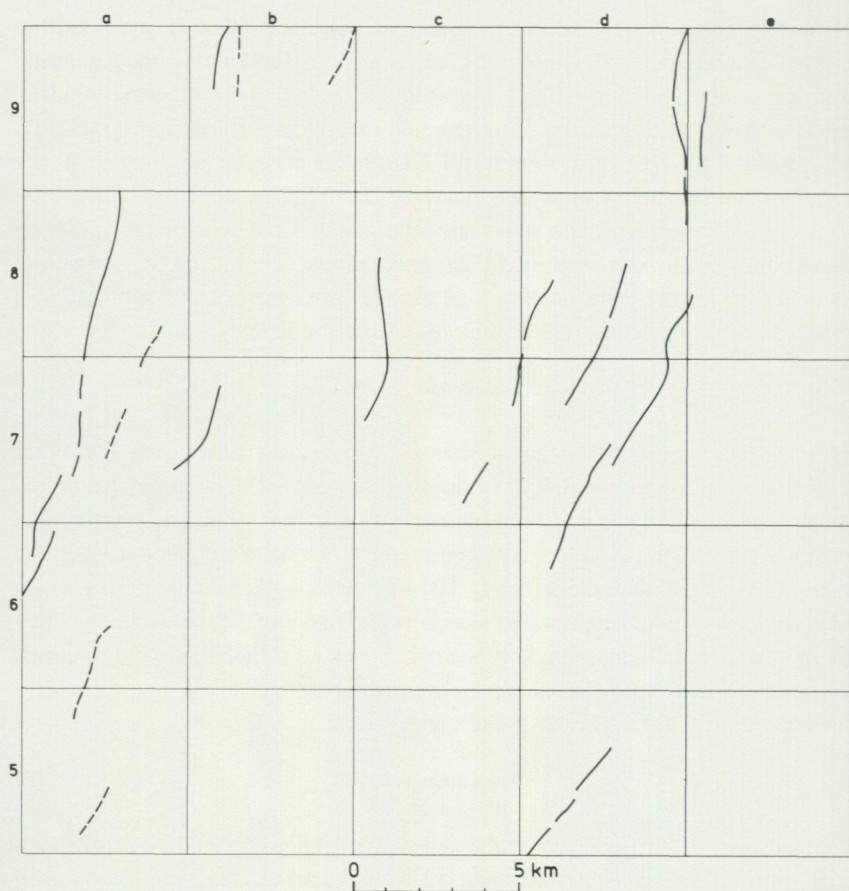


Fig. 58. Flygmagnetisk tolkning, gångsystem.

Aeromagnetic interpretation, dike systems.

kartområdet. Dessa dislokationer står brant och de tycks huvudsakligen vara förbundna med vertikala blockrörelser. För att få detta bekräftat behövs dock en mera regional analys av detta spricksystem. Även den stora förkastningen vid Jämshög har omtalats tidigare. Det är en upp till 700 m bred och brantstående zon med riktning N 15° O. Den är bredast i gnejsgranitområdet i norr, och där förekommer även en nord-sydlig gradient på tyngdkraftskartan. Någon blockrörelse går ej att belägga i det området. Söder om Olofström skär den igenom

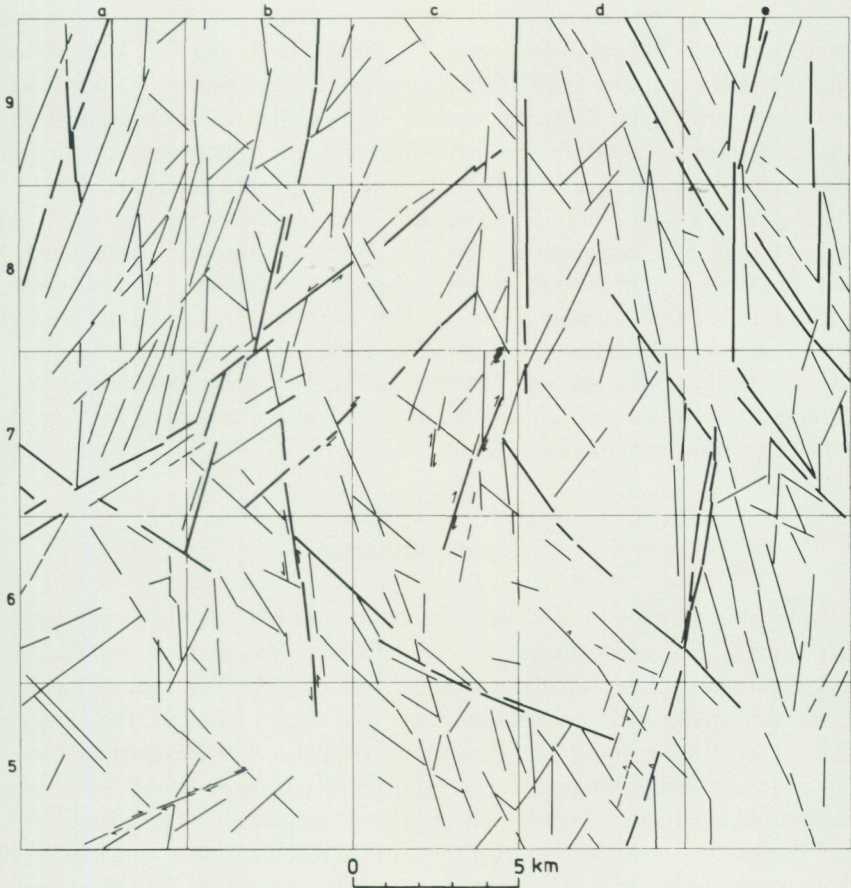


Fig. 59. Flygmagnetisk tolkning, dislokationer.

Aeromagnetic interpretation, dislocations.

KarlsHAMNSgraniten i en betydligt smalare zon utan tydliga blockrörelser. En mera detaljerad modellberäkning av den magnetiska anomalien skulle kunna belysa problemet närmare. Vid Näsrum har zonen sin största blockrörelseeffekt, varvid de metavulkaniska bergarterna väster om zonen förekommer i betydligt större mäktighet än öster om den. Detta syns också tydligt på tyngdkraftskartan. På det mot söder angränsande kartområdet KarlsHAMN SV fortsätter zonen med mer SSV-lig orientering.

Bland övriga dislokationszoner noteras framförallt den NV-ligt strykande zonen norr om Olofström. Den når en betydande bredd, upp till 2 km, och har kraftigt omvandlat den i området förekommande gnejsgraniten till en lågmagnetisk bergart. På fig. 73 återges en serie mätningar i området som visar denna effekt. Zonen är äldre än den NNO-ligt strykande förkastningen som just beskrivits, eftersom ingen förskjutning utmed NV-zonen föreligger. I Karlshamnsgniten som tväras av denna zon öster om Olofström, föreligger en svagare oxidation koncentrerad till två parallella stråk med ca 2 km avstånd. I det mot öster angränsande kartområdet Karlshamn NO finns liknande, breda, mestadels NV-ligt orienterade zoner i den äldre berggrunden. Den NV-ligt strykande breda sprickzonen kan också ses tydligt på tyngdkraftskartan i form av en uthållig linjär gradient. Detta visar att betydande blockrörelser kan föreligga och att de i så fall är äldre än Karlshamnsgniten och äldre än de NNO-ligt orienterade förkastningarna.

Tyngdkraftskartan

Mätningarna utfördes 1977–78 och bekostades med AMS-bidrag. Totalt mättes 340 stuffer. Kartan domineras av en kraftig regional gradient med ökande tyngdkraft mot sydost. Om ett regionalt fält med ca 50 km våglängd subtraheras från mätningarna erhålls den residualkarta som återges i fig. 60. För närmare detaljer angående regionalfältet hänvisas till Henkel (1979). Residualfältet återger de lokala ytnära strukturerna i berggrunden som beror på densitetsskillnader mellan olika bergarter. Framför allt ser man två områden med låga anomalier, vid Boafall (7d) och vid Bonnslätt (5b). Här förekommer lätta bergarter i väl avgränsade strukturer i en omgivning med tyngre bergarter. De tyngre bergarterna förekommer framför allt i kartområdets södra, östra och nordöstra delar. Om man känner bergarternas densitet kan man med hjälp av modellberäkningar beskriva den tredimensionella bergartsfördelningen utmed speciella profiler. För att få en mera fullständig förståelse av berggrundens strukturer behöver man emellertid också analysera orsakerna till de regionala gradienterna som tidigare omtalats. Inom kartområdet har tre kombinerade (gravimetriska och magnetiska) modellstudier utförts. Resultaten redovisas nedan under rubriken Modellberäkningar.



Fig. 60. Tyngdkrafts-residual-anomalier och profilågen.
Residual gravity anomalies and position of profiles.

Bergarternas fysikaliska egenskaper

De bergartsprover som har insamlats vid den geologiska karteringen har också mätts med avseende på sina fysikaliska egenskaper densitet, magnetiserbarhet (susceptibilitet) och egenmagnetisering (remanens). Resultaten från dessa mätningar redovisas i standarddiagram fig. 61–72 och som medelvärde (och tillhörande spridning) i tabell 32. Totalt har 254 bergartsprover mätts, varav 29 är orienterade så att också remanensens riktning har kunnat bestämmas. Förutom mätningar på bergartsprover har ett stort antal in situ bestämningar av susceptibiliteten gjorts på berghällar, fig. 72. Speciellt den högmagnetiska Karlshamnsgniten har undersökts närmare på detta sätt. De petrofysiska egenskaperna är uttryckta i cgs-enheter. För omvandling till SI-enheter används följande faktorer:

$$\begin{aligned} \text{densitet: } SI &= 10^3 \text{ cgs} \\ \text{susceptibilitet: } SI &= 4\pi \text{ cgs} \end{aligned}$$

För en närmare redogörelse över mätmetoder, noggrannheter etc. hänvisas till Henkel och Mannby (1976).

Densiteten är ett utmärkt mått på bergarternas sammansättning. Sura bergarter har låga densiteter, ända ned till 2.60 g cm^{-3} för kristallina bergarter. Densiteten stiger sedan med avtagande surhetsgrad och kommer upp i över 3.0 g cm^{-3} för basiter av olika slag. Densiteten ökar även när metamorfosgraden ökar. Därför brukar t.ex. amfiboliter vara tyngre än basalter eller gabbror.

En bergarts *susceptibilitet* bestäms av dess halt av magnetiska mineral som inte behöver ha något samband med bergartens sammansättning. Framför allt är förekomsten av magnetit förknippad med hög susceptibilitet i alla typer av bergarter. Hos basiter finns ofta gynnsamma förutsättningar för uppkomsten av en stor egenmagnetisering eller *remanens*, som kan ha avvikande riktning jämfört med det geomagnetiska fältet. Sådan avvikande remanens ger upplysningar om bergartens bildningstid. Bergarter med likartad remanensriktning har magnetiserats vid ungefär samma tidpunkt. I basiska bergarter observeras en nedre gräns för susceptibiliteten som beror på mängden järnhaltiga silikatmineral. Bergarternas magnetiska egenskaper kan förändras av sekundära processer. I ett tidigare kapitel har vittringen i sprickzoner beskrivits och att den ger upphov till en sänkning av susceptibiliteten (ofta med en faktor på 100). I olivinhaltiga bergarter leder serpentinisering till en stark ökning av susceptibiliteten och remanensen.

Gnejser och amfiboliter, fig. 61–62

Gnejserna i kartområdet har måttlig densitet och övervägande hög susceptibilitet samt låg andel remanens (fig. 61–62). En mindre grupp lågmagnetiska gnejser förekommer dock vid ruta 7d. En del av dessa har en hög andel remanens. Orsaken till detta förhållande är inte utredd. Amfiboliterna förekommer i två åtskilda grupper, en med något lägre densitet men hög susceptibilitet (de har kartområdets högsta susceptibilitet) och en grupp med densiteter över 3.0 och genomgående låg paramagnetisk susceptibilitet. Ingen av grupperna har emellertid någon större remanens. Den förra gruppen återfinns geografiskt bland "övriga metavulkaniter" i området kring Västanå (5–7 c–d) där de framträder som konforma högmagnetiska drag på den flygmagnetiska kartan.

Gnejsgraniter, fig. 63–64

Fyra olika typer av gnejsgraniter har urskilts inom kartområdet och dessa grupper skiljer sig också tydligt i sina fysikaliska egenskaper. Således har röd gnejsgranit den lägsta densiteten (liknande gnejserna) och måttlig susceptibilitet (fig. 63–64). De tre övriga typerna har alla hög densitet 2.7–2.9 g cm⁻³. Den ögonförande gnejsgraniten har den högsta susceptibiliteten (nästan lika hög som Karlshamnsgraniten), medan förskiffrad gnejsgranit har låg paramagnetisk susceptibilitet. Ingen av de olika grupperna har någon mer betydande andel remanens. På grund av sin höga densitet kommer större förekomster av gnejsgraniter att också ge upphov till positiva anomalier på tyngdkraftskartan.

Metavulkaniter och -sediment, fig. 65–66

Metavulkaniter och -sediment ligger inom ett snävt densitetsintervall, vilket tyder på en måttlig variation i sammansättningen (fig. 65–66). Densiteten är något högre än för normal kvartsit t.ex. Förskiffrade metavulkaniter och kvartsit respektive glimmerskiffer har låg susceptibilitet och kommer därför inte att ge upphov till några anomalier på den flygmagnetiska kartan. Metavulkaniterna i övrigt har hög susceptibilitet (liksom gnejserna och de ögonförande gnejsgraniterna) och ger därför tydliga anomalier på den flygmagnetiska kartan. Merparten av dessa prover är från området öster om Näsrum (5e) och förklarar därför den där förekommande höga magnetiska nivån.

- GNEJS
- × AMFIBOLIT

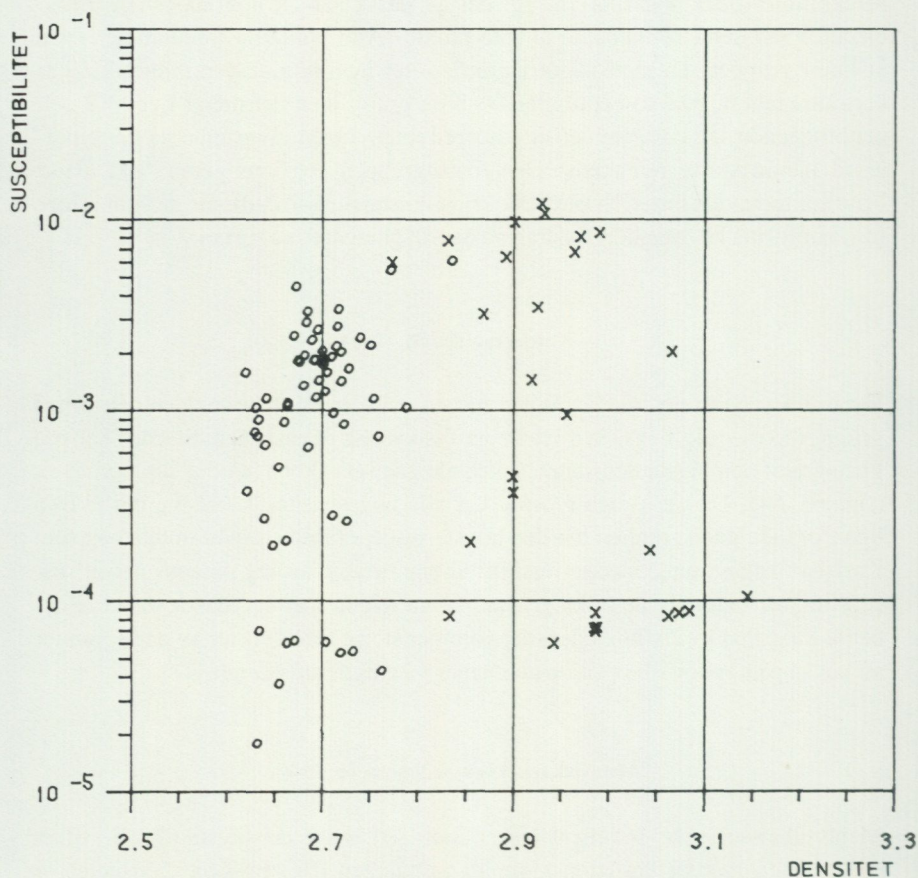


Fig. 61 Petrofysiska mätningar, densitet-susceptibilitet för gnejs och amfibolit.

Petrophysical measurements; density-susceptibility of gneiss and amphibolite.

Graniter, fig. 67-68

Bland de fem olika granittyperna* utskiljer sig ögonförande granit (Karlshamnsgranit) genom sin högre densitet och mycket höga susceptibilitet (fig.67-68).

Sibbhults-, Vilshults- och Halengraniterna hör till gruppen Spinkamålagranit (s. 80).

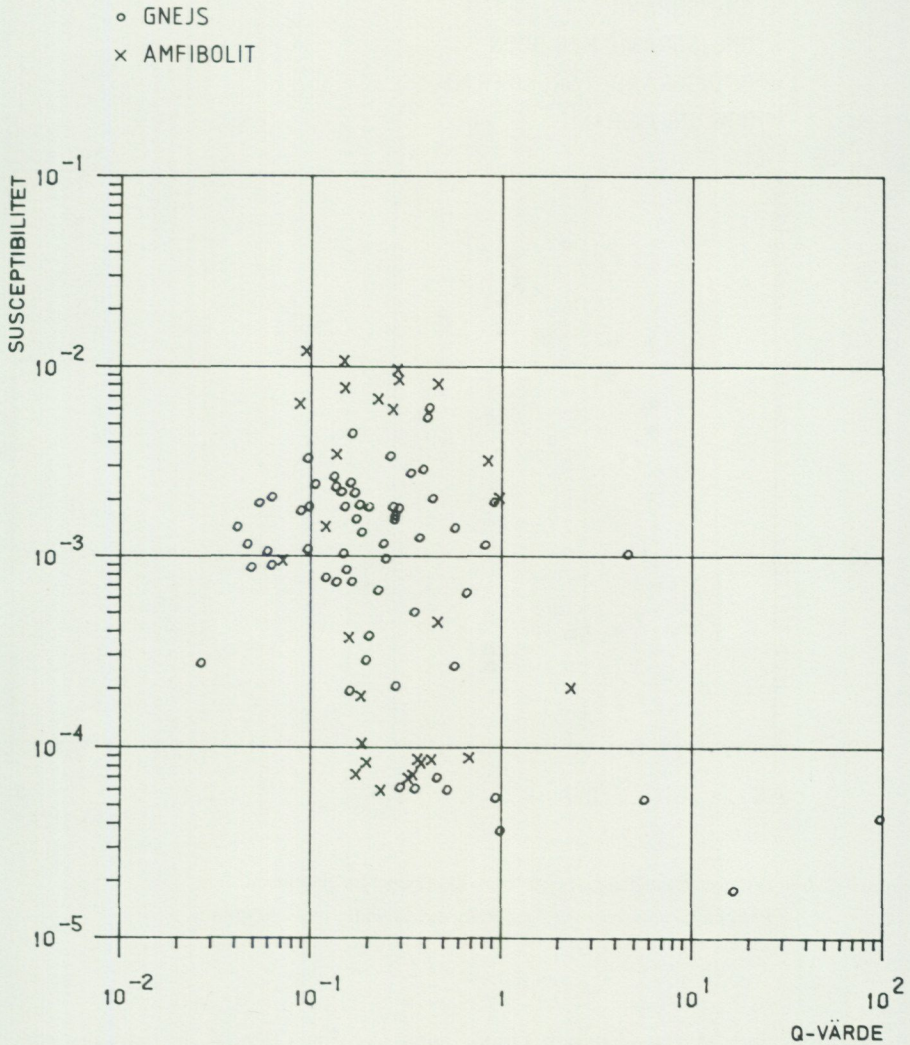


Fig. 62. Petrofysiska mätningar; susceptibilitet-q-värde för gnejs och amfibolit.

Petrophysical measurements; susceptibility-q-value of gneiss and amphibolite.

Den höga densiteten beror dels på den höga halten magnetit (2–3 volymprocent) och dels på en mera intermediär sammansättning jämfört med de övriga graniterna. De olika massiven med ögonförande granit har olika susceptibilitet (och därmed magnetithalt). Man iakttar en västlig mer magnetisk variant som före-

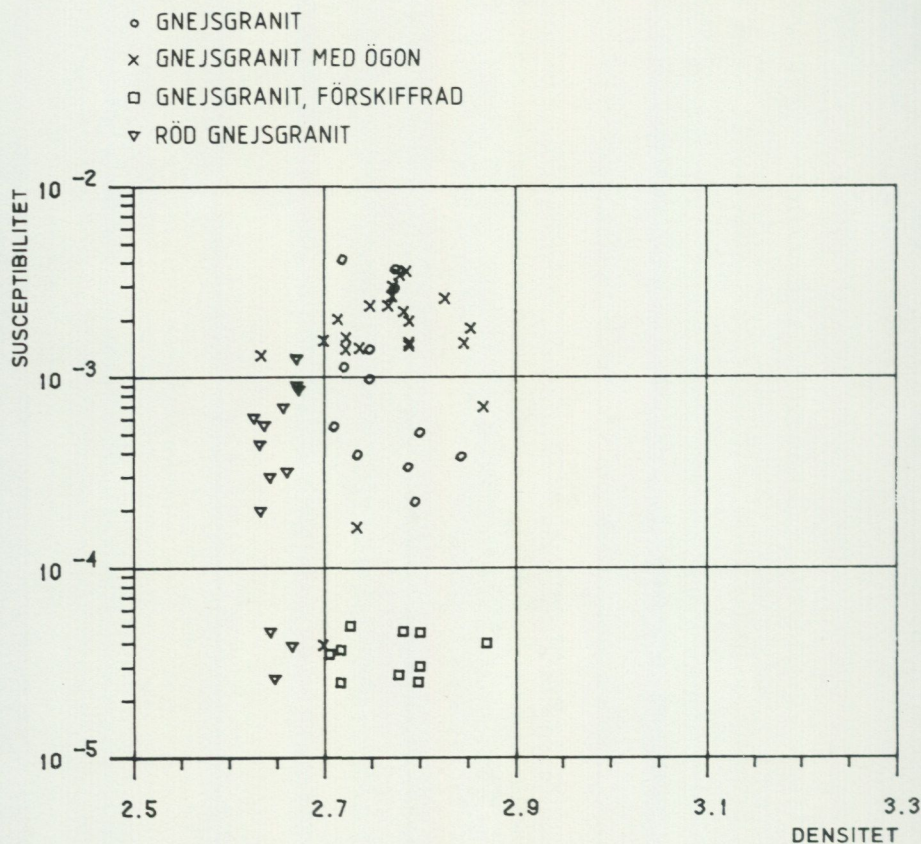


Fig. 63. Petrofysiska mätningar; densitet–susceptibilitet för gnejsgranit.

Petrophysical measurements; density–susceptibility of gneiss granite.

kommer vid Myren (5a) och Oppmannna (5a–5b) samt på det angränsande kartområdet Kristianstad SO (Kornfält m.fl. 1978) och en nordöstlig mindre magnetisk variant vid Vånga och Olofström. En närmare studie av dessa förhållanden finns i Henkel och Sundin (1983). Samtliga graniter har låg andel remanens. Den lägsta susceptibiliteten har Vångagraniten som därigenom är så lågmagnetisk att den inte kan ge upphov till några anomalier på den flygmagnetiska kartan. Bergarten blir så säga magnetiskt genomskinlig och under-

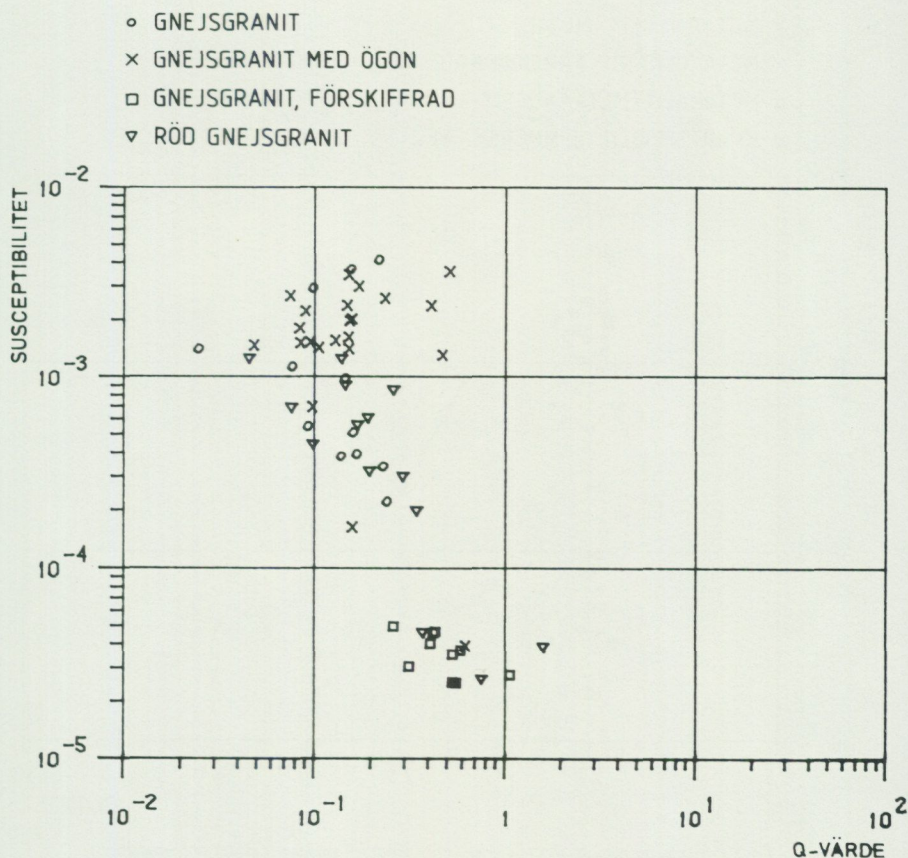


Fig. 64. Petrofysiska mätningar; susceptibilitet-q-värde för gnejsgranit.

Petrophysical measurements; susceptibility-q-value of gneiss granite.

liggande magnetiska bergarter kan då ses som svaga anomalier. Sibbhultsgraniten ligger i den högmagnetiska delen i graniternas (utom Karlshamnsgniten) susceptibilitetsfördelning. Den ger således en tydlig och tämligen homogen magnetisk anomali. Halengranit och Vilshultsgranit överlappar varandra i susceptibilitetsfördelningen som också sträcker sig över ett stort intervall (över en dekad). De har därför varierande magnetiska anomalier, dock genomgående lägre än t.ex. gnejsernas.

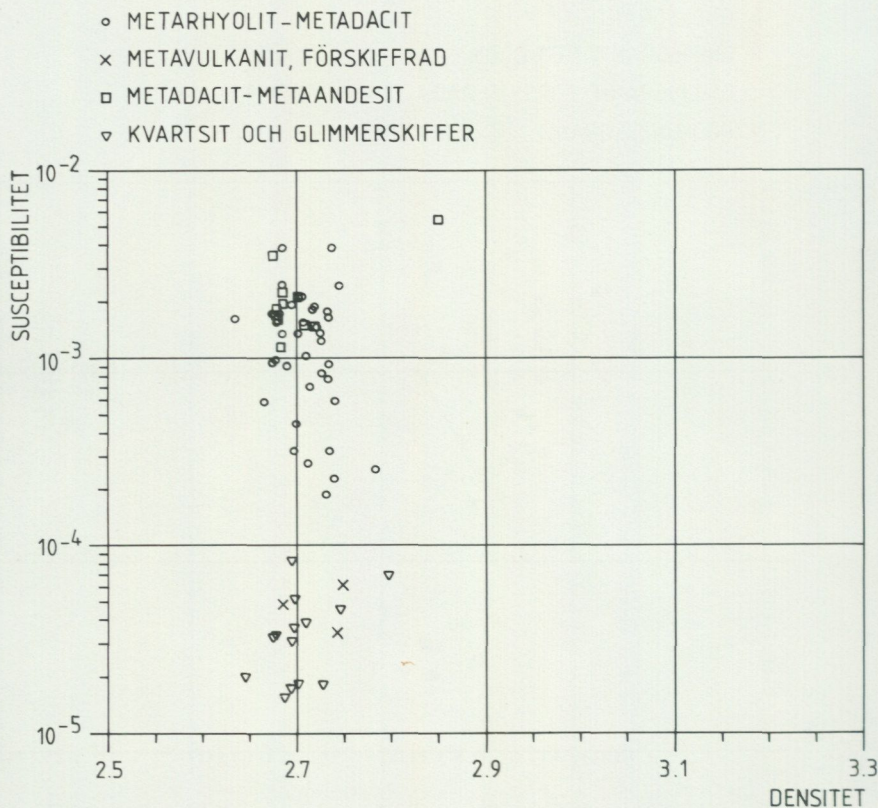


Fig. 65. Petrofysiska mätningar; densitet-susceptibilitet för metavulkaniter och -sediment.

Petrophysical measurements; density-susceptibility of metavolcanics and -sediments.

Hyperitdiabas, fig. 69-71

Diabaserna (fig. 69-71) visar en stor spridning i densitet vilket tyder på en motsvarande stor spridning i sammansättningen. De är högmagnetiska på grund av sin stora susceptibilitet och sin relativt stora remanens. Magnetiskt kan två grupper urskiljas, en med negativ inklinasjon hos remanensen och en med positiv (nära det geomagnetiska fältets). Grupper med negativ remanens ger upphov till komplicerade magnetiska anomalier vars storlek och form beror på andelen remanens i totalmagnetiseringen. Denna andel kan variera ganska mycket. Således kan både höga och positiva och negativa anomalier uppkomma på den flygmagnetiska kartan, men även mycket svaga anomalier. Detta förhål-

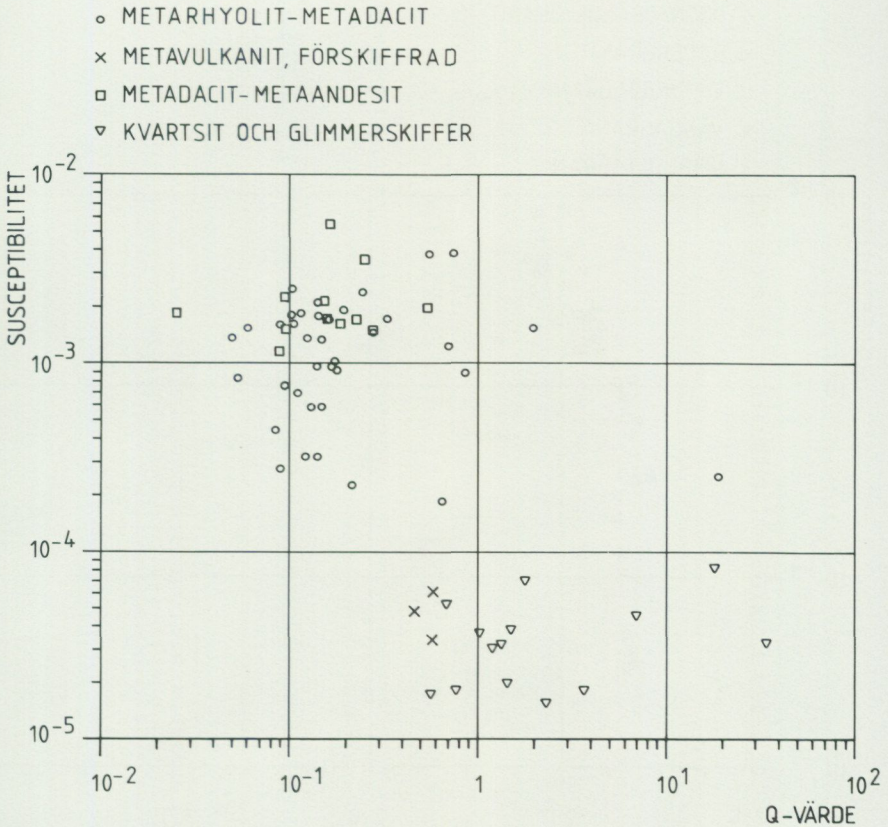


Fig. 66. Petrofysiska mätningar; susceptibilitet-q-värde för metavulkaniter och -sediment.

Petrophysical measurements; susceptibility-q-value of metavolcanics and -sediments.

lande är åskådliggjort i fig. 46 i Kornfält m.fl. (1978).

Då det nu föreligger en stor mängd prover på hyperitdiabaser från detta och angränsande kartområden, så finns det underlag för en närmare analys av geografiska skillnader i sammansättning och magnetisering. Det visar sig då att hyperitdiabas med negativ inklinering på remanensen endast förekommer i ett ca 20 km brett område i protoginzonen medan normalt magnetiserad hyperitdiabas dessutom förekommer längre österut. Denna typ har lägre susceptibilitet med höga q-värden (i de flesta fallen dominerar den remanenta magnetiseringen). Den tycks även ha en högre densitet med en mindre spridning än gruppen i sin helhet.

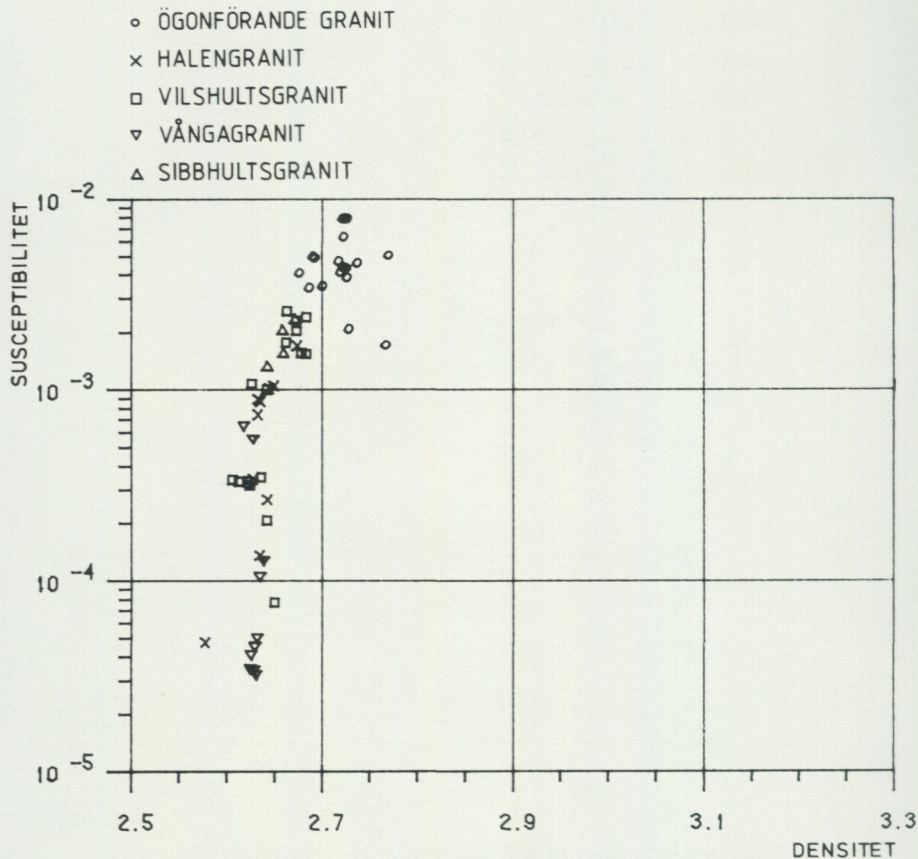


Fig. 67. Petrofysiska mätningar; densitet-susceptibilitet för graniter.

Petrophysical measurements; density-susceptibility of granites.

Modellberäkningar, fig. 73-76

Om man känner de olika bergarternas fysikaliska egenskaper kan man utföra beräkningar av den magnetiska respektive gravimetriska anomalien för olika orsakande strukturer (fig. 73-76). Beräkningarna jämförs sedan med uppmätta anomalier och om de överensstämmer inom mätnoggrannheten accepteras den erhållna modellen som en sannolik beskrivning av den orsakande strukturens form och volym.

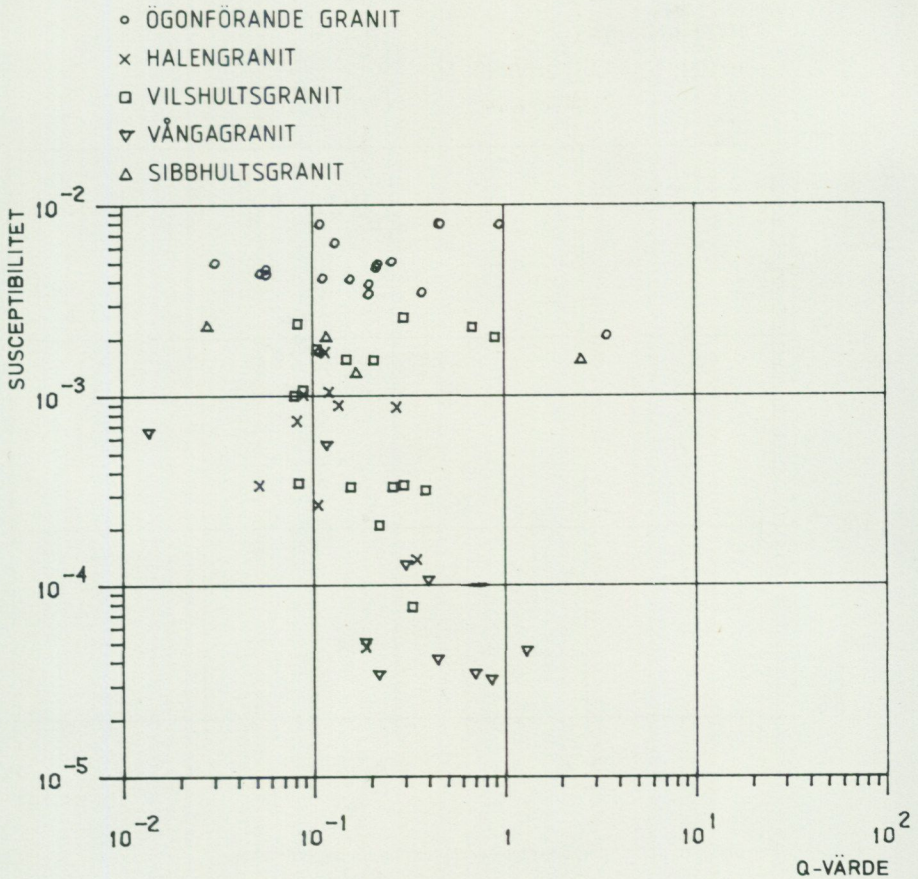


Fig. 68. Petrofysiska mätningar; susceptibilitet-q-värde för graniter.

Petrophysical measurements; susceptibility-q-value of granites.

Den magnetiska anomalin är mycket känslig för de orsakande kropparnas form medan tyngdanomalin lämpar sig bättre för djupuppskattningar. En kombination av de båda metoderna ger goda möjligheter att finna en bra modell. Modellberäkningar görs med hjälp av dator utmed vissa profiler, varvid man också tar hänsyn till de olika kropparnas utsträckning vinkelrätt mot profilen. Det program som använts för modellberäkningar finns beskrivet i Enmark (1982).

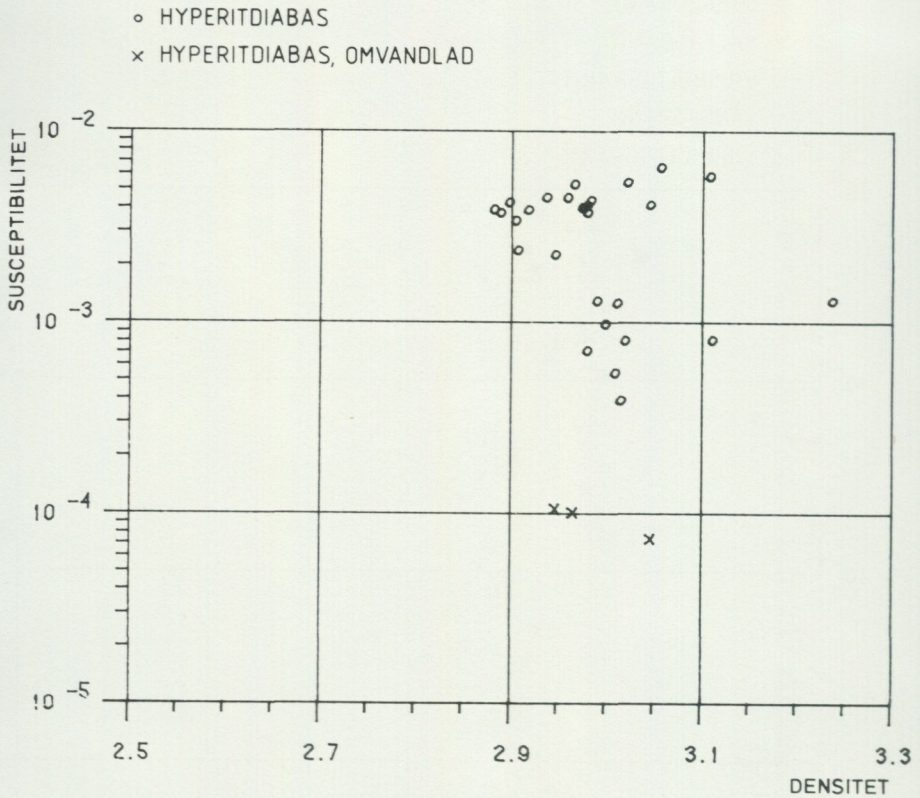


Fig. 69. Petrofysiska mätningar; densitet-susceptibilitet för hyperitdiabas.

Petrophysical measurements; density-susceptibility of hyperite dolerite.

**Profil över gnejsjer och ögonförande gnejsgranit vid
Vilshult (8-9 d-e), fig. 73**

Gnejsgraniten är tung och ger upphov till en tyngdanomali på 6 mgal. Det från tyngdkraftsanomalin beräknade djupet är 3 km. I västra kanten är gnejsgraniten omvandlad genom förskifring och har en lägre susceptibilitet. De lågmagnetiska zonerna i gnejsgraniten är orsakade av sprickzoner med ökad skiffrihet. I väster förekommer en mindre mängd granit med låg densitet. Eftersom bergarten inte är observerad i ytan förmodas den förekomma på något större djup.

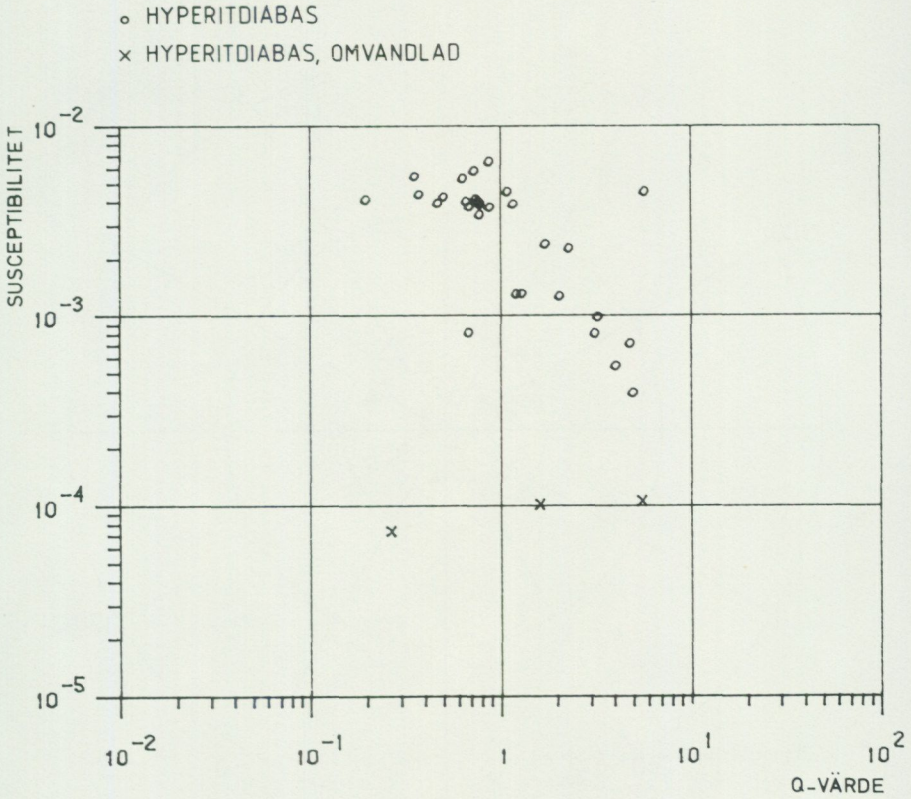


Fig. 70. Petrofysiska mätningar; susceptibilitet-q-värde för hyperitdiabas.

Petrophysical measurements; susceptibility-q-value of hyperite dolerite.

**Profil över metavulkaniter, Halengranit och ögonförande högmagnetisk granit
vid Olofström (7c-7e), fig. 74**

Metavulkaniterna är tunga och ger därför upphov till en tyngdanomali (liksom den högmagnetiska graniten), se fig. 74. De är ca 2.5 km djupa och bildar en synform struktur. Halengraniten är lätt och blir knappt 2 km djup. Den ögonförande graniten är starkt magnetisk och har brant stupande kontakter. Dess djup är ringa, endast ca 750 m.

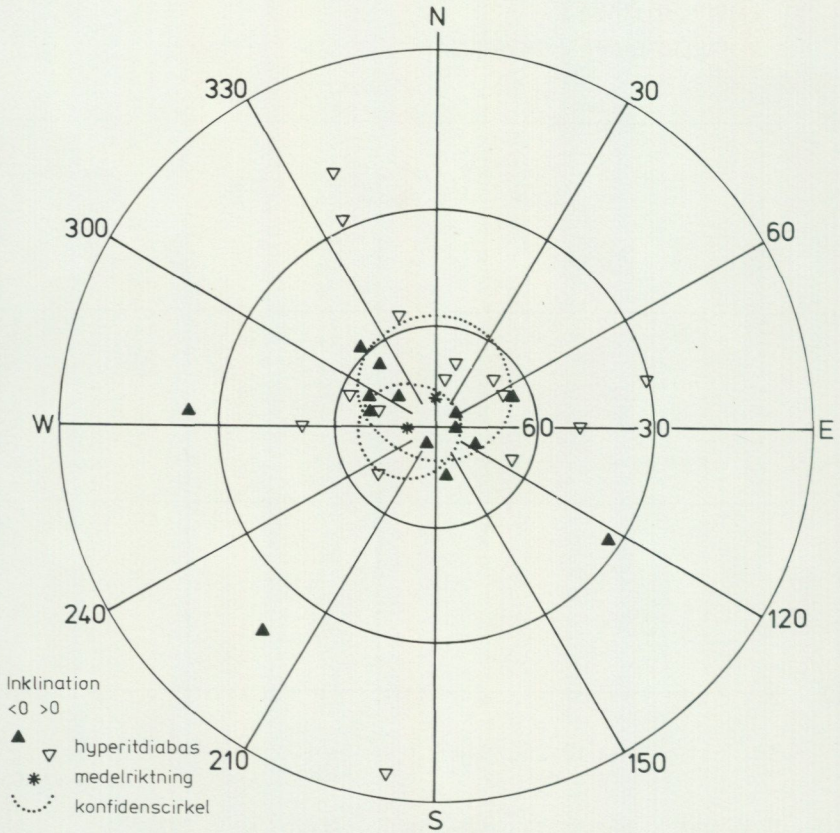


Fig. 71. Petrofysiska mätningar; NRM-riktningar för hyperitdiabas.

Petrophysical measurements; NRM-directions of hyperite dolerite.

Profil över Vångagranit, ögonförande granit och metavulkaniter vid Vånga (5-7 b-d), fig. 75

I denna profil bekräftas den synforma strukturen hos metavulkaniterna, som nu är 2.1-2.4 km djupa (fig. 75). Massivet med ögonförande granit har 60° utåtstupande kontakter som är magnetiskt väldefinierade och har ett betydande djup, 2.4-3.2 km. Vångagraniten är synform med ett djup på över 3 km. Massivet med ögonförande granit vid Oppmanna är en grund struktur (likt den vid Olofström) på endast ca 1.4 km.

Lokala magnetiska profiler för stupningsbestämningar av en amfibolit

I metavulkanitområdet vid Kroksjön (6c-6d), mättes 11 magnetiska profiler över den där förekommande högmagnetiska amfiboliten. Mätningarna visar att denna horisont huvudsakligen stupar brant mot sydväst. Horisonten kan, på grund av sin avvikande magnetisering, följas över stora avstånd. Den förekommer även i det mot söder angränsande kartområdet Karlshamn SV. Horisonten är tydligt avbruten av förkastningar på flera ställen och bildar längst i söder ett synfomt veck i vilket massivet med ögonförande granit vid Vånga har intruderat. En typprofil visas i fig. 76.

TABELL 32. Sammanställning av petrofysiska mätningar.
Compilation of petrophysical measurements.

Bergart	Antal	Densitet		Susceptibilitet 10^3		q-värde	
		medelv.	spridn.	medelv.	spridn.	medelv.	spridn.
3 Hyperitdiabas	29	2.99	0.077	2.5	0.35	1.1	0.38
4 Hyperitdiabas, omvandlad	3	2.99	0.053	0.092	0.085	0.58	0.40
3 + 4	32	2.99	0.074	1.8	0.54	1.1	0.40
6 Granit, ögonförande	18	2.72	0.025	4.4	0.18	0.19	0.50
7 Gnejsgranit	12	2.76	0.040	0.88	0.43	0.14	0.32
8 Gnejsgranit med ögon	22	2.76	0.056	1.4	0.45	0.16	0.31
10 a Gnejs	63	2.69	0.044				
b	9			0.048	0.18	1.8	0.87
c	54			1.3	0.34	0.20	0.38
13 a Amfibolit	28	2.95	0.086				
b	14			0.11	0.28	0.33	0.31
c	14			4.9	0.34	0.21	0.35
14 Gnejsgranit, förskiffrad	10	2.77	0.052	0.035	0.11	0.47	0.17
16 Metavulkanit, förskiffrad	3	2.72	0.035	0.046	0.13	0.53	0.056
17 Halengranit	10	2.63	0.024	0.47	0.48	0.14	0.31
18 Vilshultsgranit	16	2.65	0.026	0.74	0.46	0.22	0.34
20+21+22 Kvartsit och glimmerskiffer	14	2.70	0.036	0.032	0.23	2.2	0.53
23 a Röd gnejsgranit	15	2.65	0.017				
b	4			0.033	0.13	0.76	0.26
c	11			0.57	0.26	0.25	0.76
24 Vångagranit	10	2.63	0.0067	0.083	0.49	0.40	0.86
25 Sibbhultsgranit	4	2.66	0.012	1.8	0.11	1.1	1.1
27 Metadacit – metaandesit	12	2.70	0.049	2.0	0.18	0.16	0.34
15+27 Metavulkanit	49	2.71	0.034	1.2	0.33	0.19	0.45
17+18+24+25	40	2.64	0.023	0.42	0.62	0.20	0.44

a=hela gruppen/total group

b=lågmagnetisk del/low magnetic part

c=högmagnetisk del/high magnetic part

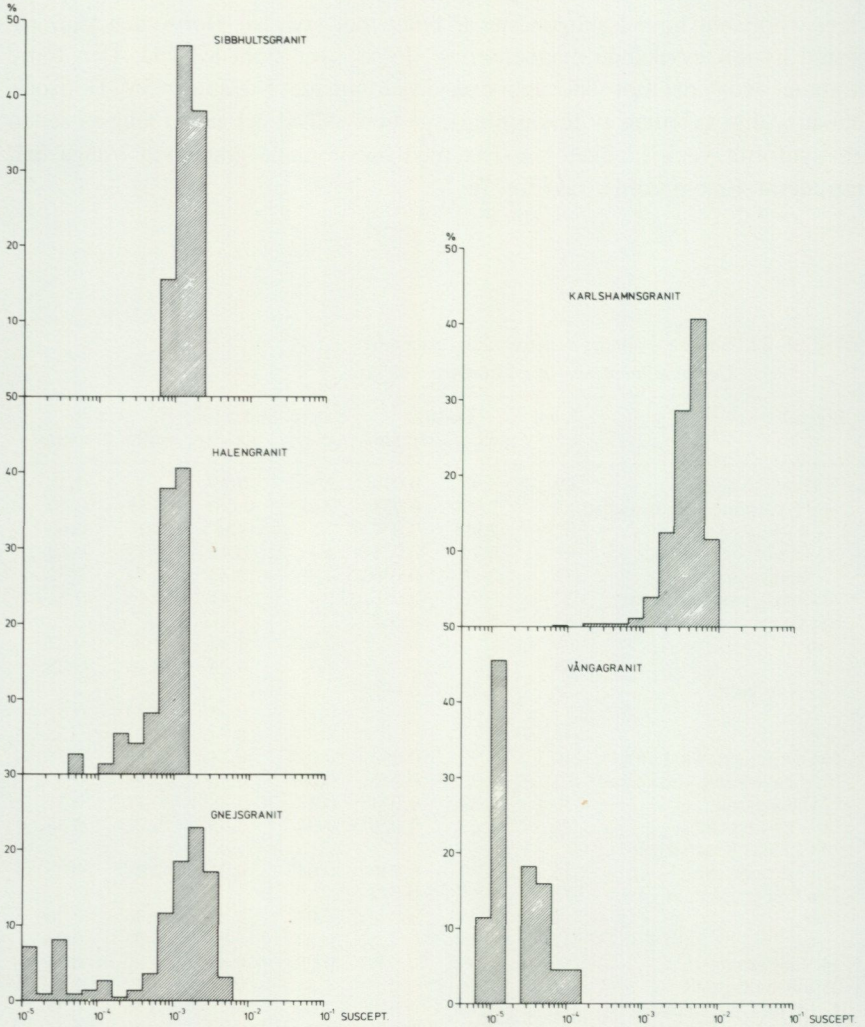
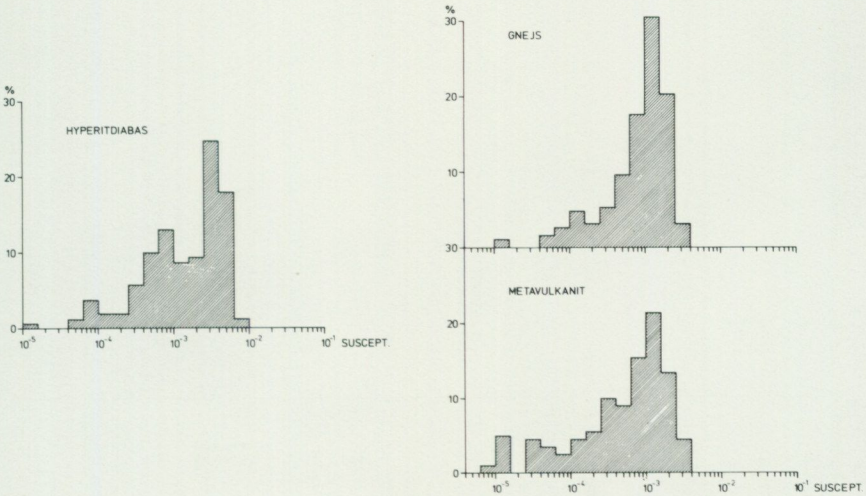


Fig. 72. Petrofysiska mätningar; hälsusceptibilitet.

Petrophysical measurements; in situ susceptibility.



Halengranit, fig. 77

Graniten förtjänar att kommenteras utförligare på grund av sitt speciella utträdande strukturellt och petrofysiskt. Som redan tidigare omtalats, har den låg densitet, endast 2.63 g cm^{-3} . Den har vidare extremt hög uran- och thoriumhalt och därigenom hög strålning. Dess susceptibilitet varierar, och av den magnetiska anomalibilden framgår att graniten är olika magnetisk i olika områden (fig. 77). Två av dessa, det mest magnetiska området i nordväst och ett lågmagnetiskt område i sydost, bildar väl avgränsade runda strukturer i graniten. Granitens gräns mot nordost är ej definierad magnetiskt när bergarten där har samma susceptibilitet som sidoberget. På tyngdkraftskartan kan man dock se att Halengraniten har en tämligen rund form. Den består uppenbarligen av flera kroppar med något avvikande sammansättning vilka har intruderat i varandra. De yngsta delarna är de som också har en egen rund form.

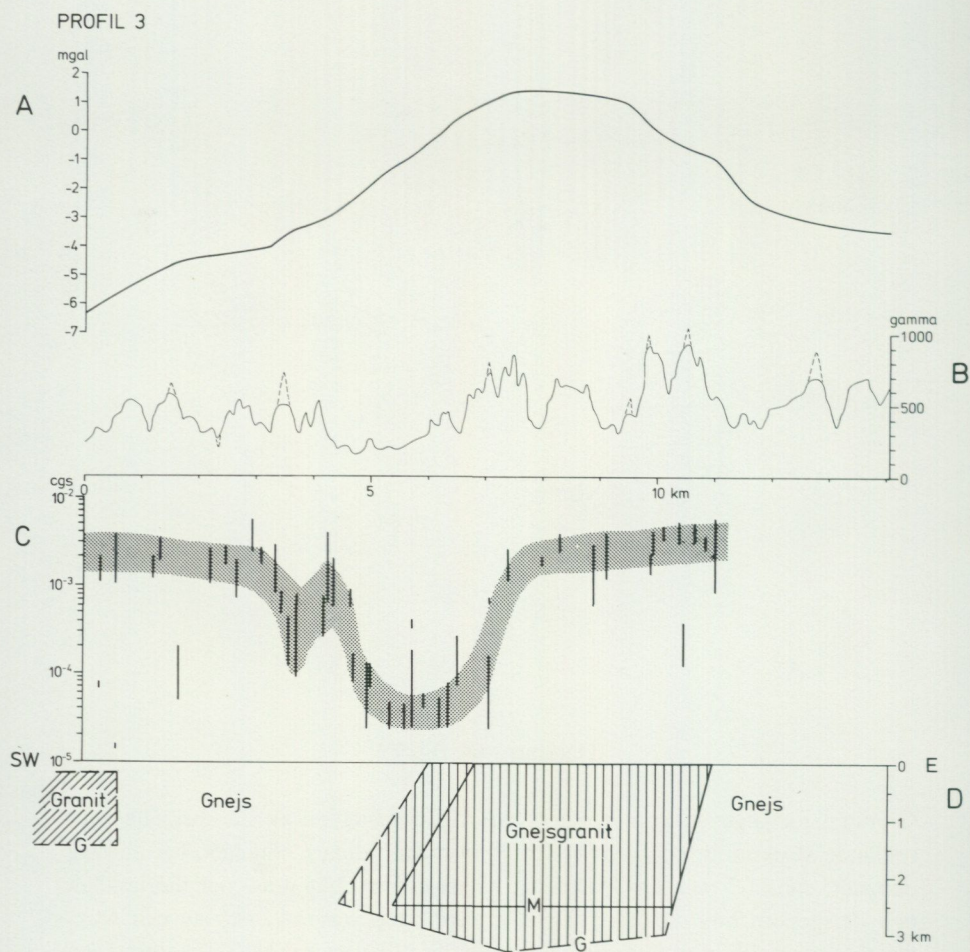


Fig. 73-75. Geofysiska modellberäkningar av profilerna 1-3. A=gravimetrisk anomali, B=magnetisk anomali, C=in situ susceptibilitet, D=geologiska modeller, G=gravimetriskt beräknad modell, M=magnetiskt beräknad modell. Lägen av profilerna i fig. 60. Figuren visar modellberäkning över gnejser och ögonförande gnejsgranit vid Vilshult (8-9 d-e).

Geophysical model calculations. A=gravity anomaly, B=magnetic anomaly, C=in situ susceptibility, D=geological models, G=model calculated from gravity, M=model calculated from magnetic anomaly. Positions of profiles in Fig. 60. The figure shows a model calculation over gneisses and augen-bearing gneiss granite at Vilshult (8-9 d-e).

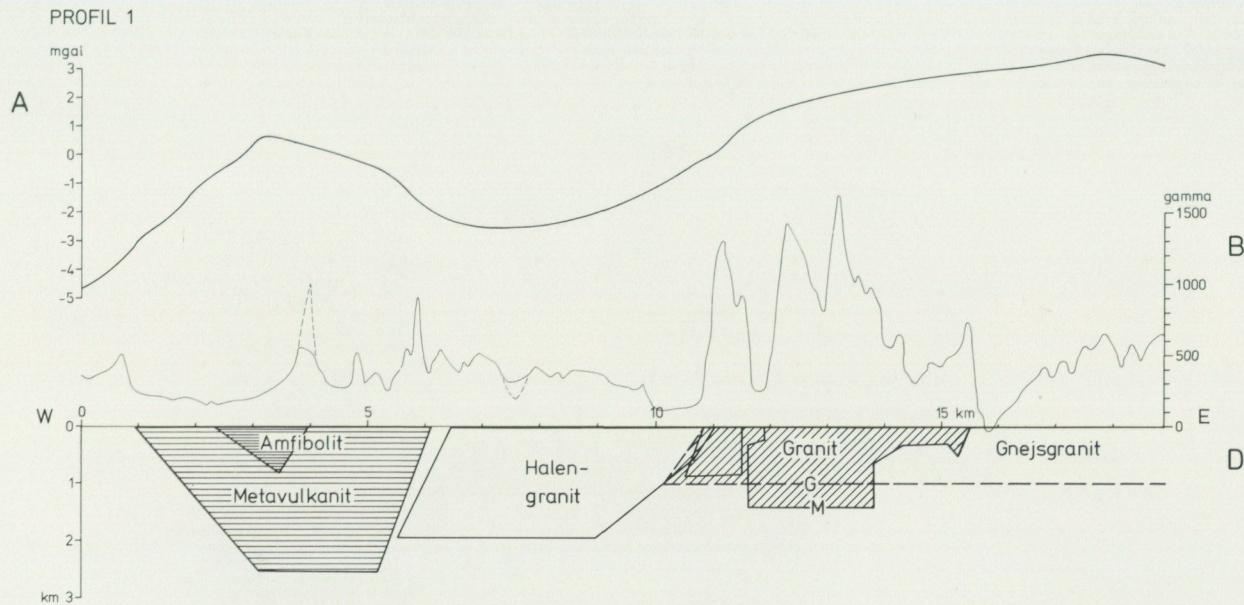


Fig. 74 Modellberäkning över metavulkanit, Halengranit och ögonförande högmagnetisk granit vid Olofström (7c-7e).
 Model calculation over metavolcanics, Halen granite and augen-bearing high-magnetic granite at Olofström (7c-7e).

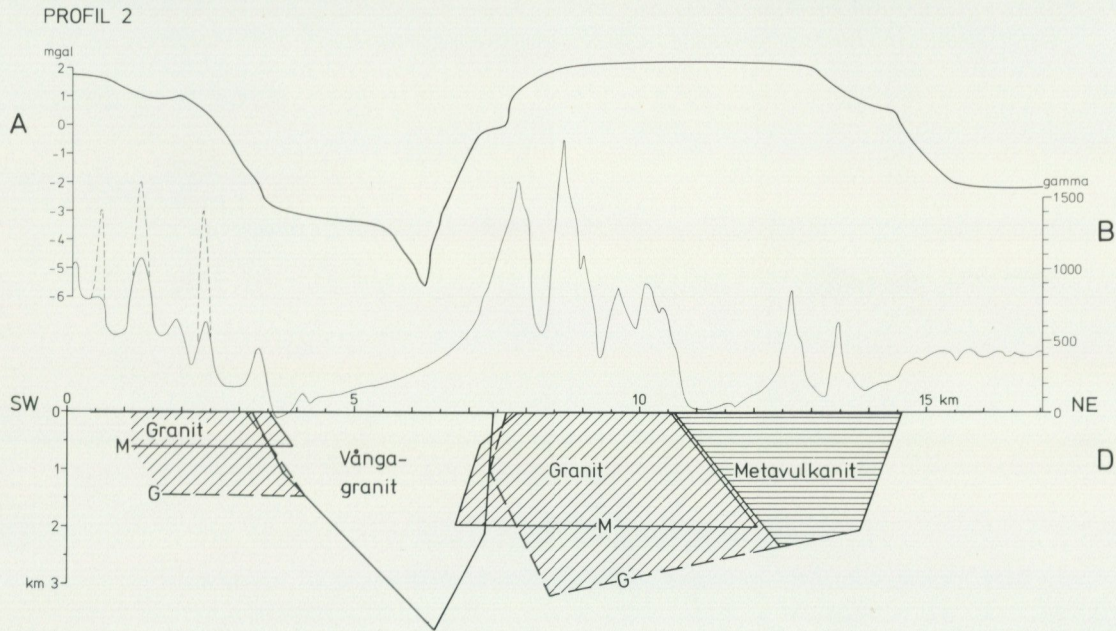


Fig. 75. Modellberäkning över Vångagranit, ögonförande granit och metavulkanit vid Vånga (5-7 b-d).

Model calculation over Vånga granite, augen-bearing granite and metavolcanics at Vånga (5-7 b-d).

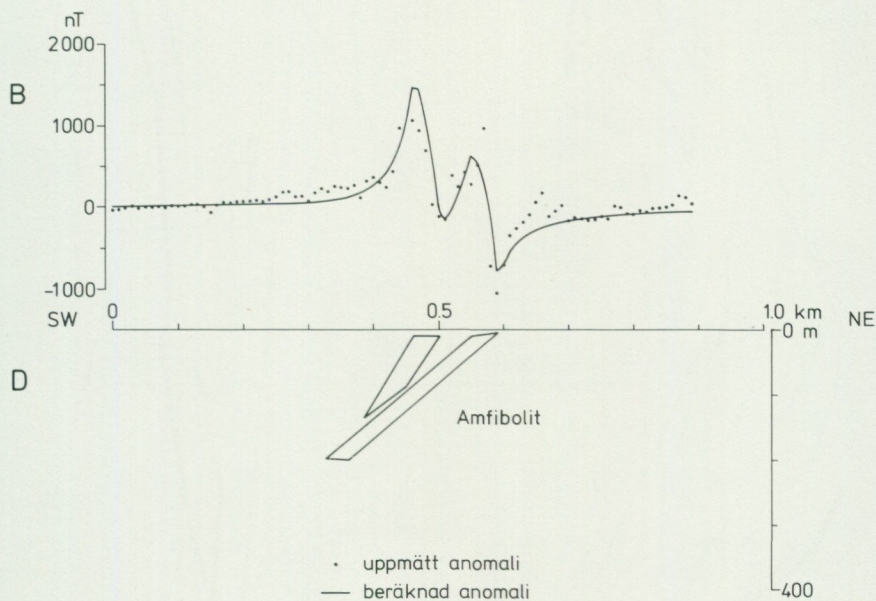


Fig. 76. Modellberäkningar över magnetisk amfibolit vid Bökestad (6 c.). Punkter visar den uppmätta anomalin och kurvan den beräknade anomalin.

Model calculations of magnetic amphibolite at Bökestad (6 c). Dotted line denotes measured anomaly and full line computed anomaly, respectively.

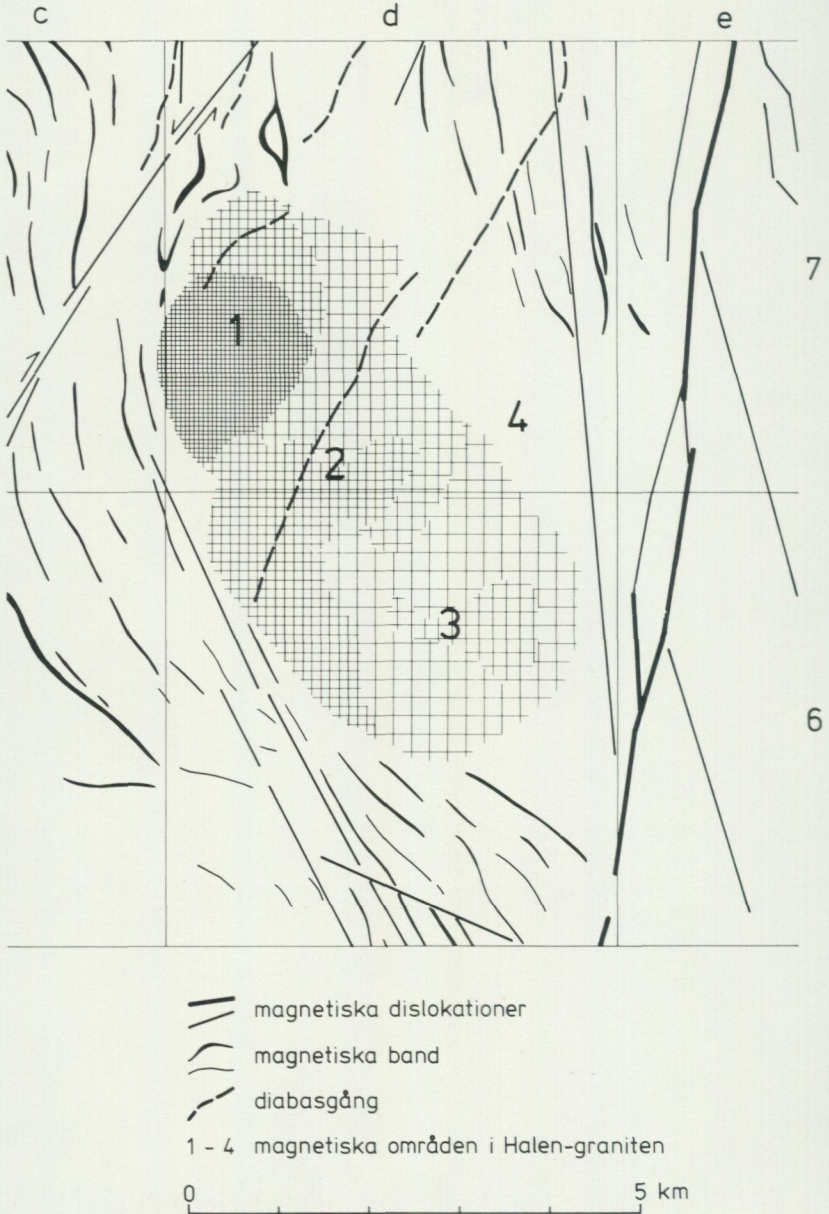


Fig. 77. Magnetiska strukturer i Halengraniten.

Magnetic structures within the Halen granite.

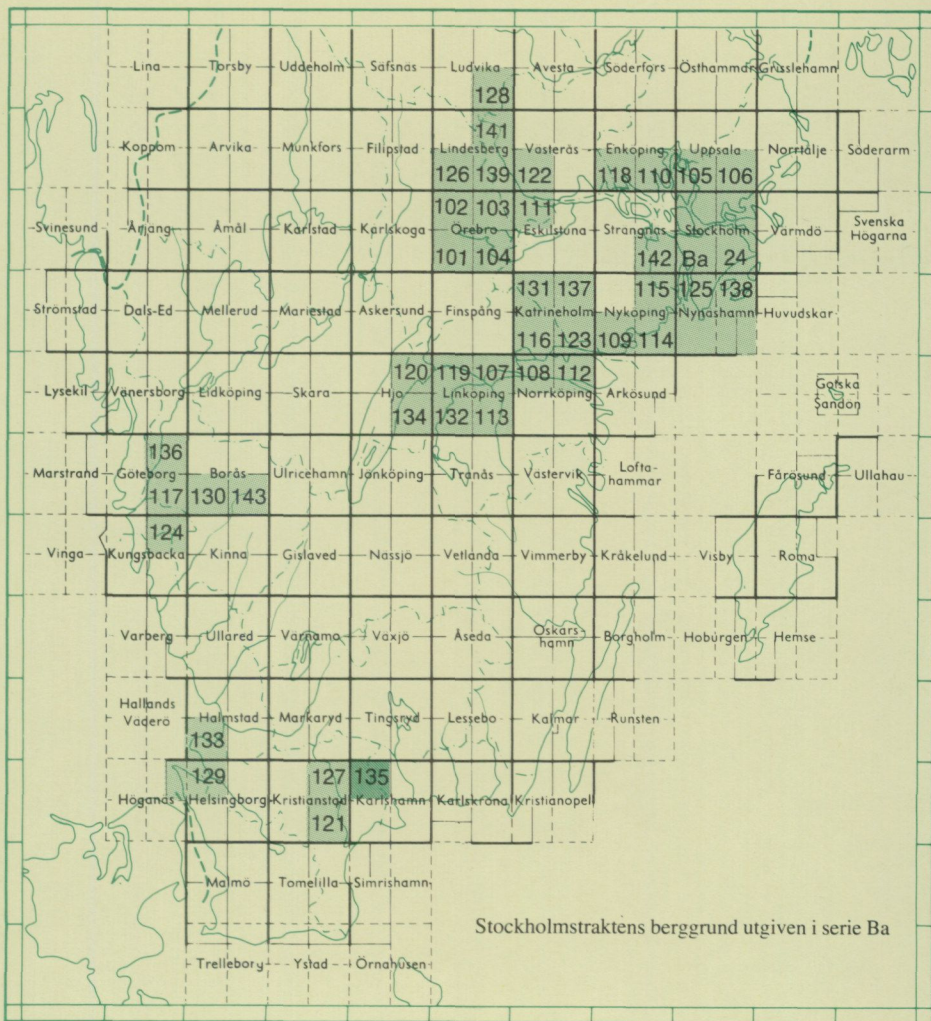
Sammanfattning av de regionala strukturdragen

Kartområdet ligger huvudsakligen öster om protoginzonen. Här uppträder typiska lågmagnetiska graniter. Kartområdets nordvästligaste del domineras av en betydande uppskivning av berggrunden längs NNO-liga sprickzoner. Detta kan också iakttas i den västra kanten av protoginzonen. I Wikman m.fl. (1983) ges en kort geofysisk karakteristik av protoginzonen sammanfattad i fig. 61 i detta arbete. Nya strukturdrag inom föreliggande kartområde utgörs av metavulkaniterna som bildar en djup synform vid Västanå. Öster om den stora förkastningen vid Näsium upphör metavulkaniterna nästan helt. Denna stora blockrörelse är äldre än massivet med ögonförande granit vid Olofström. Förkastningen har dock varit aktiv även efter bildningen av detta massiv. Typisk för området (och det mot öster angränsande kartområdet Karlshamn NO) är också förekomsten av breda, mycket starkt uppkrossade och oxiderade sprickzoner med NV-lig och NO-lig riktning. I den utbildningen förekommer dessa zoner i gnejs och gnejsgranitområden, medan de blir betydligt mindre utpräglade i massiven med ögonförande granit. De ögonförande graniterna vid Myren och Vånga bildar delar av en stor ringstruktur (som också berör kartområdena Kristianstad SO och Karlshamn SV) med antiformala granitmassiv som har betydande djup. De olika massiven med ögonförande granit är olika magnetiska och det är troligt att de också representerar olika intrusiva faser. De mest magnetiska kropparna bedöms vara de yngsta (Henkel och Sundin 1983). Vånga- och Halengraniterna, är exempel på begränsade intrusiv med typisk låg tyngdanomali. En liknande anomali förekommer även i kartområdet Karlshamn SV.

LITTERATUR

- ENMARK, Th., 1982: Development of optimization procedures for gravity and magnetic interpretation. – Doktorsavh. 1982: O19D. Luleå univ.
- HENKEL, H., 1979: Regionalgeofysiska interpretationer i området 3 C-D 0 -5 i-f. – SGU. Sektionen för regional geofysik. Rapport 7907.
- HENKEL, H., och GUZMÁN, M., 1977: Magnetic features of fracture zones. – *Geoexploration* 15, 173–181.
- HENKEL, H., och MANNBY, B., 1976: Parametermätning, instruktion och dokumentation del II. Rutinmässig parametermätning i laboratoriet. – SGU. Geofysiska byrån.
- HENKEL, H., och SUNDIN, N.-O., 1983: Study of susceptibility in a high magnetic granite in Southern Sweden. – SGU. Geofysiska sektionen. Rapport 8305.
- KORNFÄLT, K.-A., BERGSTRÖM, J., CARSERUD, L., HENKEL, H., SUNDQUIST, B., 1978: Beskrivning till berggrundskartan och flygmagnetiska kartan Kristianstad SO. – SGU Af 121.
- LINDÉN, A., m.fl. 1978: Flyggeofysiska mätmetoder och kartproduktion. – SGU. Sektionen för flyggeofysik.
- NYLUND, B., 1978: Regional gravity surveys in Northern Sweden. – SGU C 746.
- WIKMAN, H., BERGSTRÖM, J., LIDMAR-BERGSTRÖM, K., 1983: Beskrivning till berggrundskartan Kristianstad NO. – SGU Af 127.

Utgivna kartblad i serie Af, södra och mellersta Sverige



PRISKLASS B

Distribution

Sveriges geologiska undersökning

Box 670

751 28 UPPSALA

Grafo-Tryck AB, Simrishamn

ISBN 91-7158-296-7

ISSN 0586-1543