SVERIGES GEOLOGISKA UNDERSÖKNING
BERGGRUNDSGEOLOGISKA OCH GEOFYSISKA KARTBLAD
SKALA 1:50 000
Serie Af · Nr 114

INGMAR LUNDSTRÖM

BESKRIVNING
TILL BERGGRUNDSKARTAN
NYKÖPING SO

DESCRIPTION TO THE MAP OF SOLID ROCKS
NYKÖPING SO

STOCKHOLM 1976

SVERIGES GEOLOGISKA UNDERSÖKNING

BERGGRUNDSGEOLOGISKA OCH GEOFYSISKA KARTBLAD
SKALA 1:50 000
Serie Af · Nr 114

INGMAR LUNDSTRÖM

BESKRIVNING TILL BERGGRUNDSKARTAN NYKÖPING SO

DESCRIPTION TO THE MAP OF SOLID ROCKS
NYKÖPING SO

STOCKHOLM 1976

ISBN 91-7158-090-5

Textkartorna är ur sekretessynpunkt godkända för spridning.
Statens lantmäteriverk 1976-01-12.

VÄXJÖ 1975 C DAVIDSONS BOKTRYCKERI AB

INNEHÅLL

Summary 4
Inledning 10
Metodik 15
Leptit och leptitgnejs 17
Hornblände-biotitrik gnejs samt metabasit 20
Urkalksten 24
Skarn och eulysit 24
Sedimentbetonade gnejser 28
Äldre djupbergarter (synorogena intrusioner m. m.) 34
Metabasitgångar 50
Serorogena djupbergarter 51
Migmatitgraniter samt därmed samhöriga apliter och pegmatiter .. 51
Serorogena intrusiv yngre än migmatitiseringen 53
Metamorfos och migmatitisering 57
Den högsta metamorfosgraden 59
Retrograda omvandlingar m. m. 60
Migmatitisering 60
Vecktektonik och stratigrafi 65
Sprickor och förkastningar 67
Den tektoniska kartan 67
Spricktektonik 70
Diabasgångar 72
Spridda observationer av lösa block 74
Malm och nyttosten 75
Malmer 75
Nyttosten 76
Litteratur 77
Appendix: Exkursionsguide 79

SUMMARY

Description to the map of solid rocks
Nyköping SO

The investigated area is situated on the Baltic coast, about 80 km to the south-west of Stockholm. It comprises mainly Precambrian, mostly strongly migmatitic rocks, belonging to the Svecofennian (also called the Svecokarelian) orogenic zone, which is c. 1 800—2 000 m.y. old. Dolerite dikes of Jotnian age (approx. 1 200 m.y.) cut the Svecofennian structures. Scattered boulders of Jotnian sandstone occur in the area, but no outcrops have been found so far. A boulder fan of Ordovician sedimentary rocks indicates an occurrence at the bottom of the large bay Tvären (3i). These boulders were thoroughly described by Thorslund (1940). A general account of the geological evolution of the area is given by Magnusson, Thorslund, Brotzen, Asklund and Kulling (1960) and by Geijer (1963).

The Svecofennian of eastern central Sweden is frequently highly metamorphosed and migmatized, and the present area appears to display migmatization phenomena to an unusually high degree. The migmatization, as well as the metamorphic alterations and the intricate tectonic structure of the area, complicate the identification of genetic and stratigraphic units. Thus, a largely descriptive subdivision of the metamorphic rocks as represented mainly by migmatite paleosomes has been attempted, which reflects as far as possible the genetic trends inherent in the material. The character and frequency of the migmatite mobilisates are displayed by red overprints on the map. The migmatites of this map-sheet are generally poorer in paleosome than the migmatites of adjacent areas (Lundström 1974, Stålhös 1975), therefore rock classification after this principle is rather uncertain here. A much more detailed rock subdivision is available for the surrounding areas, and the reader is referred to Lundström's (1974) and Stålhös' (1975) descriptions.

Depending on the characters and relative abundances of the paleosomes, melanosomes and leucosomes an almost infinite number of migmatite types occur. These may, however, be roughly grouped into two main categories. Type 1 has a stromatic or phlebitic (Mehnert 1968) structure, in which a paleosome is always present. The paleosome is well separated from the neosome which consists almost exclusively of leucosome (see Figs. 2, 5 and 9). Type 1 clearly predominates in the south-western parts of the map-sheet, while its abundance decreases steadily towards the north and east. There it is gradually replaced by type 2, which is a much more homogeneous rock with only a few recognizable paleosomes. Instead, this second type consists of a metatexite-like rock, almost wholly consisting of intricately interwoven melanosomes and leucosomes (Figs. 2, 6, 7 and 10). The lack of paleosomes obscure the origin of these rocks, but they frequently pass over into migmatites of type 1, the paleosomes of which give a hint concerning the original material. Likewise, migmatites of type 2 can sometimes be seen to originate simply by recrystallization and coarsening of preserved paleosomes. Thus, the neosomes frequently display different charac-

ters that are apparently related to the pre-migmatitic rocks and thus facilitate the mapping.

Despite these difficulties it is thus possible to subdivide the migmatized rocks into gneisses of presumably metavolcanic, metasedimentary and infracrustal origin. The migmatized supracrustal rocks all contain fine-grained, frequently bedded paleosomes, while the infracrustal, migmatized rocks have more homogeneous, medium- to coarse-grained paleosomes.

The assumed supracrustal gneisses mainly consist of fine-grained, quartz-feldspar-biotite rocks of two essential types. One of these consists of quartz, plagioclase and biotite, while the other contains much quartz and microcline but very little biotite (Fig. 8a and c). The group richer in biotite and plagioclase (blue on the map) is thought to correspond mainly to metasediments because it comprises rocks of metaquartzitic and meta-argillitic characters, whereas the other group (yellow on the map) displays volcanic features such as high feldspar contents. These rocks are called leptites. The two groups frequently grade into each other (Fig. 8b), both by variations of the microcline/plagioclase ratio and the biotite content, but the main variation is on the "metasedimentary" side of the boundary. The two groups are most frequently intermingled in and around the leptite areas, which is probably due to some re-deposition of the original leptite material. However, microcline also occurs in the paleosomes remote from leptite areas, where it has probably been formed during the migmatization.

The pure leptites are reddish quartz-microcline-biotite rocks (Figs. 3 and 8a) frequently interlaminated and admixed with skarn or carbonates. They are only sparsely migmatized, probably depending on their composition, corresponding to silica- and potash-rich metarhyolites or arkoses. The skarn-carbonate intercalations as well as the high quartz content suggest that these rocks have also undergone sedimentary reworking, but their generally high feldspar content, as well as their similarities to clearly volcanic rocks in better preserved areas, indicate an essentially metavolcanic origin.

The sedimentary gneisses comprise greyish quartz-feldspar-mica gneisses of a more variable composition (Figs. 5—8 b, c). They are frequently biotite-laminated, but skarn or carbonate laminae are generally lacking. Sillimanite, andalusite, cordierite and garnet are common. Migmatization is generally strong, giving rise to migmatites of both types 1 and 2. Biotite schlieren in the neosomes often resemble a relict, nearly obliterated bedding (Figs. 6 and 7), and sillimanite, andalusite, cordierite and garnet are common also in the neosomes, which thus can be distinguished from gneiss-granite neosomes. The paleosomes mainly have compositions roughly corresponding to Wedepohl's (1969) graywackes, but microcline-rich sediment-leptite mixtures (Fig. 8b) approach arkosic compositions.

Skarn and carbonate rocks are regularly interbedded with the leptites. The carbonate rocks are mostly calcitic and slightly skarn-bearing. Only a few occurrences are large enough to be shown on the map. The skarn rocks generally occur as thin beds or laminae in the leptites. Minor skarn admixtures are also frequent

in the leptites. The mineral paragenesis of skarns and carbonate rocks is shown in Table 12. A peculiar, fayalite-rich skarn rock called eulysite occurs around Nynäs (4i).

Metabasitic, biotite-hornblende-rich gneisses, occurring as conformable layers in the leptites and metasediments, are also of supposed supracrustal origin. Hornblende-rich types poor in quartz (green on the map) and of amphibolitic character grade into more acid quartz-plagioclase-biotite (-hornblende)-bearing types (yellow with green dots on the map). Both types characteristically carry sphene, apatite, carbonate and opaque minerals, which distinguish the acid types from otherwise similar sedimentary gneisses (Fig. 4). Their chemical characteristics (Table 4) indicate that these rocks are eruptives, but sometimes they are also obviously related to skarn rocks.

Skarns, carbonate rocks, eulysites and metabasites are not significantly migmatized.

Strongly migmatized infracrustal rocks (gneiss-granites, brown on the map) make up the major part of the mapped area. Their field relationships are very much obscured by deformation and migmatization, but by analogy with better preserved areas they are thought to correspond to synorogenic intrusions. These intruded the supracrustals during the first main folding phase of the Svecofennian. Their paleosomes generally consist of medium- to coarse-grained, homogeneous, foliated or lineated granitoids (Fig. 9) mainly of granodioritic composition (Fig. 14 and IUGS Subcommission on the Systematics of Igneous Rocks 1973). In typical gneiss-granite migmatites of type 2 (Fig. 10), biotite-rich melanosome schlieren are often frequent in the neosomes like in the corresponding migmatites of sedimentary origin (*cf.* above), but inhomogeneities resembling relict bedding are absent. Likewise, sillimanite, cordierite and garnet are scarce in the typical gneiss-granite migmatites, but feldspar augen and porphyroblasts are common. However, a third migmatite type also occurs (called type 3 below), which can roughly be described as a variety of type 2, in which more or less dissolved paleosomes of both gneiss-granites and metasediments are equally common (Fig. 11). This variety abounds where gneiss-granite migmatites are adjacent to rocks of sedimentary origin and it apparently represents the migmatized contact zones of the gneiss-granites. An example of the field relationship is given by Fig. 13, where it can be seen how gneiss-granite migmatites of type 1 grade into types 2 and 3 towards the metasedimentary rocks. The type 3 migmatites frequently carry garnets both in the paleosomes and in the neosomes (Fig. 12), apparently due to assimilation of sedimentary material.

Although the migmatization may have obliterated the original compositional differences of the paleosomes, it is nevertheless evident from Figs. 8c and 14b that the gneiss-granite paleosomes carry significantly more feldspar than the paleosomes of sedimentary origin. Likewise chemical analyses of paleosome material are apt to be contaminated by neosome material. Nevertheless, such chemical analyses display significant tendencies as examplified by Fig. 15. The figure also shows that the migmatites of group 3 have chemical compositions intermediate between typical gneiss-granites and metasediments, although an extensive overlap occurs.

Metabasitic, intraorogenic dikes are scarce in the Nyköping area, and only one clear example has been found within this map-sheet. It is, however, possible that the frequent amphibolitic layers and inclusions correspond to more or less transposed or disrupted dikes which have not been recognized as such due to extensive deformation.

The serorogenic intrusions are of two kinds, slightly different in age. The oldest type is leucogranitic to leucotonalitic (Fig. 17) and is clearly linked to the migmatization. This type forms a few large conformable massifs of aplitic to pegmatitic, leucocratic granitoids. Biotite schlieren and more or less assimilated remnants of older rocks are common in these granitoids (Table 10), which gradually pass into the mobilisate material of the migmatites. The younger type mainly occurs as scattered dikes but forms also a few mappable massifs. It clearly postdates the migmatization because it cuts the mobilisates of the migmatites. Generally it is a red or grey, homogeneous, slightly porphyritic, nonfoliated rock of granitic composition (Figs. 16—18). South-east of Oxelösund (1f) there are, however, also dikes of foliated granodiorites and tonalites.

The metamorphism within the map-sheet is assigned to the high amphibolite facies because the primary muscovite has been used up. The significant metamorphic parageneses are summarized in Table 12. Orthopyroxenes occur in the iron-rich skarn rocks, apparently indicating a very low water pressure. However, the compositions of these rocks are so peculiar that the use of these pyroxenes as metamorphic indicators is doubtful. Andalusite and almandine garnet occur in paleosomes as well as neosomes. This indicates andalusite formation at unusually high pressures, apparently depending on the well-known sluggishness of the andalusite/sillimanite transition.

Retrograde alterations, such as chloritization of biotite, pinitization of cordierite as well as diopside surrounded by actinolite are common, especially in the vicinity of fault zones. Furthermore, several parageneses indicating lower metamorphic grade occur (*cf.* Table 12). For a more thorough discussion on the metamorphism of the area, the reader is referred to Lundström (1974).

A comparison of similar rocks that have been migmatized to various extents reveals that the more migmatized varieties are richer in alkali than the better preserved varieties (Fig. 15). This is because the neosomes (notably the leucosomes) are generally richer in alkali than the paleosomes, which may indicate that the migmatization resulted from the introduction of, above all, alkali. This is reasonable, at least for migmatites of type 1, which display great structural and compositional differences from paleosome to neosome. In type 2, where paleosomes can occasionally be seen to disintegrate *in situ* to neosome-rich, homophanous migmatites, this interpretation seems doubtful. Selective neosomeformation *in situ* at the expence of suitable, pre-migmatitic rocks seems to explain this type of migmatization better.

The tectonic structure of the area forms a large antiform, following fold-axes (Fig. 21) with a moderate dip to the east. Within this structure several subordinate antiforms and synforms can be traced, which form undulating arcs, open towards the east (Fig. 19). From comparisons with adjacent areas, it was earlier

(Lundström 1974) concluded that this pattern resulted from at least two major deformation phases. The first phase folded the rocks around north—south fold-axes (B_1 of Fig. 20), while the second resulted from a north—south compression which refolded the rocks along the eastern fold-axes (B_2 of Fig. 20) now common in the area. This combination of events was concluded to give a principal fold pattern like that of Fig. 20. However, the lack of way-up determinations and key horizons does not permit the folds of the first deformation phase to be recognized. However, on the map-sheet Nyköping NO, immediately adjoining the present map to the north, Stålhös (1975) has been able to elaborate this model in greater detail. Thus he could in many instances recognize the structures of the first fold phase and concludes that the supracrustal rocks today largely occur in synformal "pockets" in the gneiss-granites, which are instead exposed in the antiforms.

A special map, showing photo-geological and aeromagnetic lineaments, accompanies the petrological map. It also demonstrates occurrences of mylonites, breccias and dolerite dikes as well as observations of foliation, bedding fold-axes and lineation. The lineaments have not been thoroughly investigated in the field, but they are thought essentially to correspond to fractured zones in the bedrock. Several lineament directions are evident in the map, but a north-westerly direction seems to be the most important. This may in part be due to Quaternary glacial erosion which was especially active in this direction, but the north-westerly lineaments are nevertheless, in some cases, very evident faults. Thus, some leptites are very clearly offset to the right across these lines (*cf.* the petrological map), and the strike separation (Badgley 1965) is given in the tectonic map. Similar conditions were encountered on the map-sheet Nyköping SV (Lundström 1974) where it could be shown that the north-western lineaments are essentially right-handed strike-slip faults.

The large and deep (80 metres) bay Tvären (3i, Fig. 23) strongly contrasts against the morphology of the rest of area. It does not easily fit into the lineament pattern of the map and various explanations have been proposed for its formation. Thus Asklund (1931) proposed that it was an old volcano, while, for instance, Wickman (1966) pointed out that it could be a meteorite crater.

Vertical Jotnian dolerite dikes cut all the structures and rocks mentioned above, with the exception of some fracture zones. The width of the dikes varies from about one decimetre to about 50 metres. Both their width and frequency increase towards the north-eastern parts of the area. Their directions (Fig. 24) largely follow the north-western lineament direction, but their frequency maximum is somewhat displaced towards more westerly directions. This maximum may, however, be false, because it is conceivable that many dikes are hidden in the north-westerly fracture zones. It is also clear that the dikes have been faulted and crushed after their formation.

Skarn- and carbonate-rich magnetite ores rich in manganese occur in the leptite areas. The largest iron ore is that in Förola (4f) which was mined until 1966. Smaller mines, all abandoned occur at Svärtagård railway station (4f) and at Hässle (4g). Sulphide ores are lacking in the area, but rusty zones, containing

small amounts of chalcopyrite, pyrite and pyrrhotite, occur in the sedimentary gneisses around Skettnefjärden (4j).

The limestones at Nynäs (4i) have been quarried for burning.

Inledning

Kartbladets berggrund ingår i de svekofenniska (även benämnda svekokarelska) bildningarna, vilka förekommer i stora delar av mellersta och norra Sverige samt i Finland. Dessa bildningar utgör resterna av en för ca 1 800—2 000 miljoner år sedan bildad bergskedja, varav nu endast de djupare partierna återstår, sedan erosionen avlägsnat högre delar av berggrunden. Bergskedjan bildades genom hopveckning av äldre sedimentära och vulkaniska bergarter, vilka vid eller strax före veckningen intruderades av en serie djupbergarter, benämnda urgranit- eller gnejsgranitsviten eller synorogena intrusiv. Det är framför allt dessa, genom förhöjda tryck och temperaturer omvandlade yt- och djupbergarter, som idag utgör berggrunden inom stora delar av det svekofenniska området. Efter veckningen inträdde en relativt lugn period kännetecknad av basiska sprickintrusioner, vilka framför allt är kända från Uppland. Denna period avlöstes av att berggrunden sannolikt veckades än en gång och omvandlades genom en förnyad tryck- och temperaturförhöjning, vilken denna gång i stora delar av området var så kraftig, att bergarterna delvis smälte. Härvid bildades en serie relativt enhetliga graniter, vanligen benämnda serorogena eller yngre graniter. Den senare omvandlingen är särskilt kraftig i Södertörn—Sörmlandsområdet, där Nyköpingstrakten förefaller att vara det hårdast drabbade delområdet.

Nämnda förlopp avslutades i östra Mellansverige för ca 1 800 miljoner år sedan med bildningen av ovannämnda yngre graniter, varefter bergskedjan började brytas ner. De enda spår av geologiska processer, senare än de nu nämnda men äldre än den kvartära nedisningen, som är kända från området, utgörs av de jotniska sandstenarna och diabaserna, bildade för ca 1 200 miljoner år sedan, samt spridda förekomster av kambriska, ordoviciska och siluriska sedimentbergarter, vilka avsatts för 4—600 miljoner år sedan.

Delar av kartbladet Nyköping SO ingår i SGU:s nu avslutade serie Aa av kombinerade jordarts- och berggrundskartor (Stolpe 1874, Hummel 1874, E. Erdmann 1867, Sidenbladh 1867).

Dessa äldre arbeten rymmer ofta många skarpsynta detaljiakttagelser, medan de större, genetiska sammanhang och överblickar som först framkommit genom senare forskningar naturligtvis saknas. I Törnebohms (1882) arbete framträder däremot flera strukturer och bergartsled, som återfinns i den nu presenterade kartan. Törnebohm behandlar emellertid

området ganska knapphändigt, och hans kartas översiktliga skala begränsar dess användbarhet.

Vid modern geologisk kartläggning försöker man i allmänhet härleda bergarternas ursprung så långt bakåt i tiden som möjligt. Detta innebär att man försöker urskilja vad som t. ex. ursprungligen varit vulkaniska bildningar, trots att senare omvandlingar kan ha förstört många av vulkanitbergartens ursprungliga kännetecken. Förfaringssättet är ofta komplicerat i kraftigt omvandlade områden men dock den enda framkomliga vägen, om bergarter i olika regioner skall kunna jämföras med varandra oberoende av vilka omvandlingar som träffat dem. Metoden innebär emellertid, att bestämningen av bergartens ursprung i allmänhet blir osäkrare ju mera omvandlad den är.

Den andra, ovan omnämnda omvandlingsfasen innebar, att de ursprungliga yt- och djupbergarterna genomådrades av kvarts- och fältspatmaterial (migmatitomvandling, se nedan). Den ovan beskrivna karteringsprincipen innebär, att man trots att ådermaterialet ofta är rikligt låter kartan visa, vilken typ av bergart, som de sporadiska resterna utgör.

Dessa rester benämns vanligen paleosomer. Förfarandet motiveras av att paleosomerna är de enda igenkännbara resterna av den äldre berggrunden. Ådrornas form och frekvens symboliseras i stället av de röda överbeteckningarna. På så sätt tillfogas kartbilden naturligtvis ytterligare en osäkerhetsfaktor, eftersom man i princip kan tänka sig, att den volym som nu upptas av ådrorna tidigare kan ha uppfyllts av någon okänd bergart. På föreliggande kartblad är denna osäkerhetsfaktor större än exempelvis på de angränsande kartbladen Nyköping SV och NO, eftersom paleosomerna här förekommer mera sparsamt. Följaktligen har den detaljerade indelning av paleosomerna och ursprungsberggrunden, som tillämpats på angränsande blad, utbytts mot en betydligt mera schematisk klassifikation. Man kan heller inte alltid med ledning enbart av de fåtaliga paleosomernas karakteristika indela berggrunden enligt ovan. Emellertid kan även det nybildade materialet visa kännetecken, som skvallrar om dess ursprung.

Med hänsyn till den starka migmatitomvandlingen inom kartbladet är det nödvändigt, att man redan i inledningen klargör vissa med migmatitiseringen sammanhängande begrepp och klassificeringsprinciper. Migmatiternas kemiska och genetiska förhållanden beskrivs i avsnittet om migmatitisering, s. 60. Kraftigast har omvandlingen varit i sediment- och gnejsgranitgruppens bergarter, medan t. ex. leptiter, kalkstenar och metabasiter

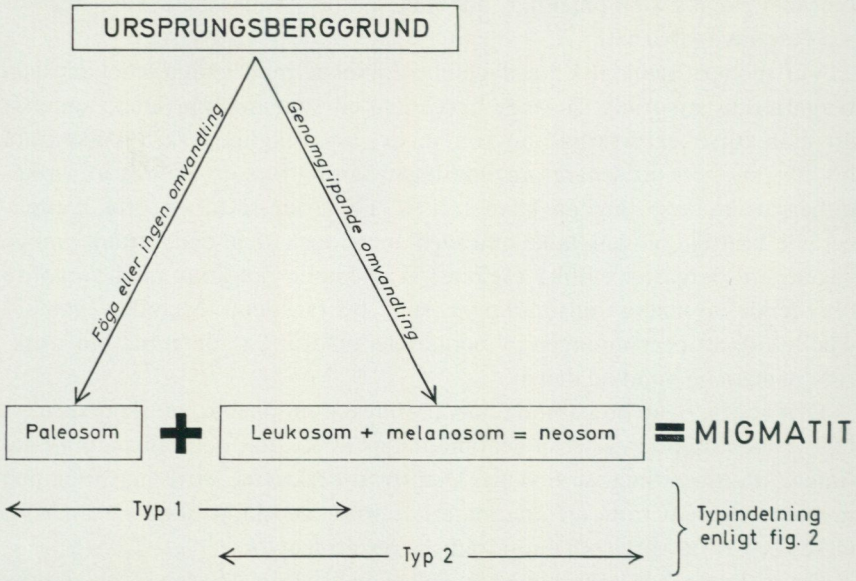


Fig. 1. Schema över migmatitbildningen. Se textdelen och fig. 2.
Principal development of the migmatites. Cf. text and Fig. 2.

bevarats bättre, förmodligen på grund av sin sammansättning. Följande klassificering av migmatiterna hänför sig därför uteslutande till de förstnämnda bergarterna.

Omvandlingen har väsentligen inneburit, att den äldre, förmigmatitiska berggrunden mer eller mindre fullständigt förändrats till en ny bergart (se schema, fig. 1). Ännu återstående rester av den äldre berggrunden kallas paleosomer, medan den nybildade bergarten benämns neosom. Den senare är sammansatt av mörkare partier, melanosomer och ljusare delar leukosomer. Dessa termer används i det följande i överensstämmelse med Mehnert (1968), som även ger ytterligare upplysningar om allmänna förhållanden i samband med migmatiter. (Se även Loberg 1973, s. 153—155.)

Det är således den ytterst omväxlande blandningen av paleosomer, leukosomer och melanosomer, som bildar migmatiten. Beroende på vilken bergart, som utgör den eventuellt bevarade paleosomen, samt de ingående komponenternas mängdförhållanden, kornstorlek, struktur m. m., kan följaktligen ett närmast oändligt antal migmatitformer särskiljas. Dessa

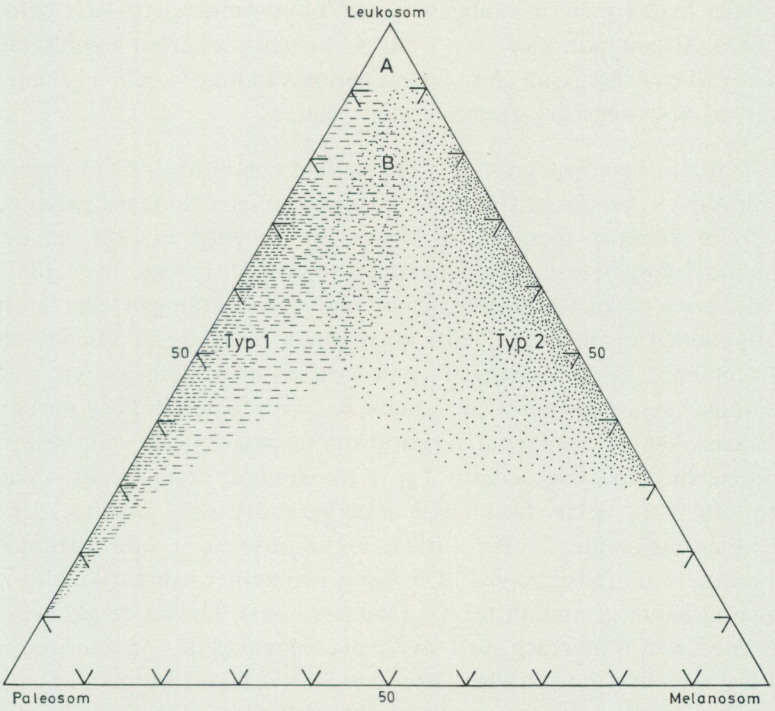


Fig. 2. Migmatittypernas kännetecken. Se textdelen. A representerar migmatitgraniter, B övergångsformer enl. tabell 10.
Characteristics of migmatite types. Cf. text. A represents migmatite granites, B transitional forms according to Table 10.

kan emellertid grovt sammanföras till två huvudgrupper, vilka beskrivs nedan (se fig. 2).

1. Typ 1 är den minst omvandlade varianten, och den innehåller i relativt riklig mängd igenkännbara paleosomer, vilka lätt kan skiljas från neosomen. Strukturen är vad Mehnert (1968) kallar stromatisk till flebitisk och paleosomerna är i allmänhet så välbevarade, att de utan svårighet kan kännas igen. Härigenom är det också lätt att härleda ursprungsbergarterna till denna migmatittyp. Neosomen består övervägande av leukosom, medan melanosomen uppträder sparsamt som mörka sliror längs gränsen mellan paleosom och leukosom (fig. 5, 9). Typen förekommer

över hela bladet men är vanligast i Oxelösundsområdet (0—1f) och blir allt mera sällsynt mot öster. Typ 1 anges i berggrundskartan huvudsakligen med överbeteckningarna för "ådergnejsomvandling" och "gångar av granit" på ursprungsbergarternas bottenfärger.

2. Typ 2 är betydligt kraftigare omvandlad och består nästan enbart av melanosom + leukosom (fig. 6, 7, 10), medan igenkännbara paleosomer endast förekommer sparsamt. Typen påminner ytligt mycket om de av Mehnert (1968) beskrivna metatexiterna och diatexiterna, även om den för Mehnerts bergarter så viktiga partiella uppsmältningen eller kraftiga deformationen ej påvisats. Dessa migmatiters ursprung är således oftast tveksamt, men de kan vanligen visas vara en utveckling av typ 1, vars paleosomer ger vissa ledtrådar. Vidare har även paleosomlösa partier av typ 2 vissa kännetecken, som skvallrar om ursprunget och som beskrivs i avsnitten för respektive bergart. Typ 2 förekommer framför allt i bladets norra och östra delar. Den anges i berggrundskartan med tecknet för "ådergnejsomvandling" eller "stark migmatitisering", ofta kombinerat med tecknet för "fältspatögon". Områdets migmatiter övergår lokalt i rena migmatitgraniter genom att leukosomandelen ökar. Dylika bergarter redovisas med röd bottenfärg med överbeteckningarna för inhomogeniteter eller för assimilerade, äldre bergarter men kan aldrig skarpt avgränsas mot övriga migmatiter, eftersom en mängd övergångsformer finns. (Se fig. 2 och tabell 10.)

De ovan beskrivna geologiska förhållandena och karteringsprinciperna har medfört, att denna beskrivning blivit ganska komplicerad och ställer betydande krav på läsarens geologiska utbildning. Allmängeologiska förhållanden, såsom genetiska överväganden och regionala överblickar, har emellertid i görligaste mån begränsats, eftersom de utvecklats mera i detalj för de likartade bergarterna på bladet Nyköping SV (Lundström 1974).

Bergartsbeskrivningarna inleds med en allmän makroskopisk och fältgeologisk beskrivning av hela migmatiten. Därefter följer en makroskopisk beskrivning av paleosomerna, och sist kommer en beskrivning av de kemiska och mineralogiska förhållandena i paleosomerna. Således kräver avsnitten inom varje bergartsbeskrivning successivt en allt högre grad av geologisk fackkunskap, varför läsare utan geologisk fackutbildning rekommenderas att koncentrera sig på början av varje beskrivning. Kapitlet om metamorfos och migmatitisering vänder sig däremot helt till fackgeologerna, medan kapitlet om sprickor och förkastningar, vecktektonik och

stratigrafi även bör ha intresse för läsare med begränsad geologisk utbildning.

Lokalangivelser i beskrivningen åtföljs av en siffer-bokstavskombination, som anger inom vilket ekonomiskt kartblad lokalen ligger enligt koordinatsystemet i kartans yttre ram. Analys- och exkursionslokaler anges dessutom med koordinater i rikets nät.

Geologiska termer förklaras inte närmare i texten, utan läsaren hänvisas till geologiska läroböcker sådana som Lundegårdh (1970, 1974) och Loberg (1973).

I fältarbetena har följande personer medverkat: extrageologerna Göran Bergman, Jan Bida, Kjell Fagerberg, Inger Klingspor, Peter Kresten och Christer Löfgren samt assistenten Hugo Wikman. Ritning och litografering har utförts av Britt Nordäng. Flygbildstolkningarna för tektoniska kartan har sammanställts av Sam Sukotjo.

Metodik

I berggrundskartan redovisas blottat berg enligt geologiska kartbladet Nyköping SO (Persson & Lundström 1973) med rasterton. I välblottade områden med enhetlig berggrund har inte alla på detta sätt redovisade hällar undersökts i fält utan kartbilden bygger på interpolationer mellan observationsprofiler, som i allmänhet lagts på 500 à 1 000 meters avstånd från varandra. I komplicerade eller dåligt blottade områden har däremot alla hällar studerats, även smärre blottningar, som ej kunnat redovisas i kartbilden.

Den flygmagnetiska kartan har bl. a. använts till stöd för konturdragningen, vilket i synnerhet varit värdefullt i dåligt blottade områden.

Eftersom kartans bergartsindelningar väsentligen bygger på migmatiternas paleosomer, har provtagningen koncentrerats på de mest paleosomlika leden. Detta medför att inget prov ger någon uppfattning om berggrundens totalsammansättning över ett större område, vilket skulle kräva enorma provvolymer för att bli rättvisande.

Omkring 190 stuffprover har tagits, varav flertalet preparerats och undersökts med polarisationsmikroskopi vad avser textur och mineralinnehåll. Bergarternas mineralogiska (modala) sammansättning har fastställts antingen genom grovuppskattning eller genom punkträkningsanalys i slipprov. I starkt heterogena bergarter med flera enheter av t. ex. paleosom, leukosom och melanosom inom samma slipprov har varje sådan enhet analyserats särskilt. Punkträkningsanalyserna har utförts med 1 eller 2 milli-

meters punktavstånd och varje analys bygger på mellan 150 och 600 punkter. Ytbergartspaleosomernas kornstorlek överskrider sällan 1 mm, varför ovanstående analysmetod här innebär, att alla analyspunkterna fallit på olika korn. En punkträkning omfattande 150 punkter ger under dessa förhållanden enligt Kalsbeek (1969) en tillförlitlighet på ± 5—8 %, beroende på halten av varje särskilt mineral, medan 600 punkter på samma sätt ger en tillförlitlighet av ± 2.5—4.5 %. Gnejsgraniter och neosomer är ofta grovkornigare, varför tillförlitligheten här blir sämre. Punkträkningsanalys enligt ovan beskrivna förfarande torde i sådana bergarter i allra ogynnsammaste fall ha en noggrannhet av ± 15 % enligt Kalsbeeks diagram men torde i flertalet fall ligga under ± 6 %. Dylika överväganden om de enskildə analysernas noggrannhet är emellertid ointressanta, då variationerna från prov till prov är så kraftiga som i detta fall. De enskilda analysvärdena meddelas därför ej heller i bergartsbeskrivningarna, utan i stället anges extremvärdena för de olika mineralens halter. Vissa karakteristiska tendenser, som endast framkommer genom sammanställning av ett större analysmaterial, sammanfattas dock i figurer.

För kemisk analys kan däremot en större bergartsvolym provtagas, varigenom de ovan beskrivna variationerna inom delvolymer av slipprovsstorlek kan utjämnas. Beklagligtvis medför dylik provtagning i ett migmatitområde som detta oftast, att provet kommer att omfatta en obestämd blandning av olika led, som ej motsvarar någon i slipprov analyserad, enskild paleosom. De anförda analyserna bygger emellertid på någorlunda enhetliga generalprov av paleosommaterial, men det har ej alltid kunnat undvikas, att större eller mindre mängder neosom kommit med. Emellertid framkommer karakteristiska tendenser för de olika bergartsgrupperna även ur dylika kemiska analyser, om ett större material sammanställs.

De kemiska bergartsanalyserna har utförts vid SGU:s laboratorium genom emissionsspektrografi och atomabsorption på smältisoformerade enkel- och dubbelprover samt genom våtkemisk analys.

Analysfelet i dubbelprov angivet som standarddeviation framräknas ur följande formel:

$$\triangle C_i = a_i + \frac{r_i \cdot C_i}{100}$$

där C_i är koncentrationen i procent av komponenten och a_i och r_i är parametrar i tabell 1. SGU:s laboratoriums analysnummer anges vid varje analys, varigenom laboratoriet kan ge närmare upplysningar.

TABELL 1.

Parametrar för beräkning av de kemiska analysernas standarddevitation
Parameters for calculation of the standard deviation of the chemical analyses

	a_i	r_i
SiO_2	0.3	1.0
TiO_2	0.02	3.0
Al_2O_3	0.2	2.0
Fe_2O_3	0.1	2.5
FeO	0.1	1.0
MnO	0.01	3.0
CaO	0.1	2.0
MgO	0.02	3.0
Na_2O	0.1	2.5
K_2O	0.1	2.5
$H_2O > 105°C$	0.1	5.0
$H_2O < 105°C$	0.1	1.0
P_2O_5	0.01	3.0
CO_2	0.02	2.0
F	0.01	5.0
S	0.02	3.0
BaO	0.01	3.0

Mineralanalyserna har skett på SGU:s ARL/AMX mikrosond mot en standard av silikatglassmälta, vilket ger ett relativt analysfel av mindre än 5 % för de tyngre elementen och mindre än 10 % för de lättare. De anförda mineralanalyserna utgör medelvärden av två bestämningar inom samma slip. SGU:s svepelektronmikroskop med tillsats för energidispersiv röntgenanalys har även använts för vissa kvalitativa mineralbestämningar.

Bergartsnomenklaturen följer Streckeisen (1967) för vulkaniska ytbergarter, medan de av IUGS Subcommission on the Systematics of Igneous Rocks (1973) givna rekommendationerna tillämpats beträffande djupbergarterna.

Leptit och leptitgnejs

Leptit och leptitgnejs förekommer huvudsakligen i ett flertal spridda områden i bladets norra fastlandsdel. De flesta förekomsterna är relativt begränsade, men längs bladets västra kant slingrar ett utsträckt leptit-

stråk, vilket via en tvär omböjning i trakten av Åbro (4f) kan följas till Tystbergatrakten på kartbladet Nyköping NO. Denna del av stråket kommer sannolikt delvis åter in på bladet Nyköping SO i trakten norr om St. Sulsta (4g) men är här ej blottad. Samma stråk sammanhänger även med det till en smal synform sammanpressade leptitstråket norr om Nyköping (bladet Nyköping SV), vilket kan följas väster ut ända till Yngaren.

Enstaka leptitbankar har även påträffats i sedimentgnejserna sydöst om Oxelösund (1f), vilka sannolikt utgör fortsättningen på likartade bildningar norr om Mellsjön på bladet Nyköping SV (Lundström 1974, s. 12).

Leptiterna växellagrar nästan alltid med centimeter- till metertjocka skikt av skarn och kalksten, varigenom de oftast är vackert lagrade. Ofta växellagrar de även med mera sedimentbetonade gnejser, men då dessa vanligen är migmatitiserade, är kontaktförhållandena oklara. Av samma skäl blir också avgränsningen mot sedimentgnejserna på kartan ibland något godtycklig. Leptiterna har motstått migmatitiseringen relativt väl, men enstaka ådror eller klippande gångar av pegmatit och aplit förekommer dock. I närheten av gnejsgraniter uppträder även ofta lagergångar av sistnämnda bergarter.

Leptiterna är ljust grå till röda, finkorniga, jämnkorniga bergarter med granoblastisk, mer eller mindre kraftigt rekristalliserad textur. Undantagsvis är leptiterna ojämnkorniga, men några entydiga strökorn har ej iakttagits.

Gentemot övriga ytbergarter skiljer sig leptiterna mineralogiskt genom att de är rikare på fältspat och har mindre glimmer samt genom att mikroklin är den helt dominerande fältspaten (fig. 3, 8). Vidare förekommer nästan alltid skarnmineral såsom epidot, kalcit, hornblände, aktinolit och diopsid, vilket är ovanligt i övriga ytbergarter. Skarninslaget kan i undantagsfall uppgå till 80—90 vol.-%. I de skarnfattigare typerna ingår emellertid sällan mer än 20 vol.-% mörka mineral, och en sådan bergart består av 0—50 vol.-% kvarts, 30—70 vol.-% mikroklin, 0—10 vol.-% biotit och klorit samt några vol.-% av vardera plagioklas (sur oligoklas), skarnmineral och opakmineral. Plagioklasen är ofta kraftigt sericitomvandlad, varför dess sammansättning är svår att bestämma.

Tabell 2 visar den kemiska sammansättningen av en leptit, som tyvärr avviker något från bladets övriga undersökta leptiter. Provet skiljer sig således från dessa genom att det saknar fri kvarts och genom att det innehåller relativt rikligt med kraftigt sericitiserad plagioklas, vilken att döma av den kemiska analysen bör vara ovanligt anortitrik (ca 50 mol.-% An).

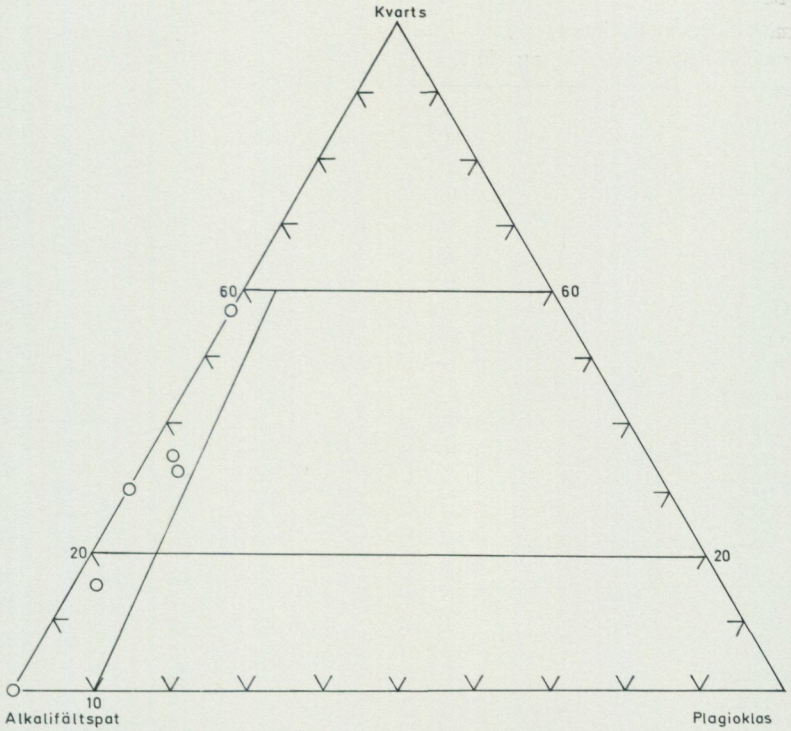


Fig. 3. Leptiternas mineralogiska sammansättning. Jfr fig. 8a och Streckeisen (1967).
Modal composition of leptites. Cf. Fig. 8a and Streckeisen (1967).

Det är därför svårt att enbart med ledning av detta prov karakterisera bladets leptiter. De planimetriska analyserna visar emellertid, att områdets leptiter är så pass likartade med dem på bladet Nyköping SV (Lundström 1974, fig. 2), att de bör vara jämförbara med dessa. Även i den här anförda analysen kan man följaktligen återfinna de vid jämförelse med övriga bergarter för leptiterna typiskt höga K_2O- och k-värdena, liksom ett lågt t-värde (Lundström 1974, s. 47 ff.).

Det finns därför anledning att tro, att även leptiterna på bladet Nyköping SO ursprungligen utgjort sura vulkaniter.

Enligt Streckeisens (1967) nomenklatur skulle dessa bergarter kallas kvartsbärande till kvartsrika alkaliryoliter eller alkalitrakyter (fig. 3).

TABELL 2.

Kemisk analys av leptit (vikt-%)
Chemical analysis of leptite (weight %)

SiO_2	52.7
TiO_2	0.80
Al_2O_3	19.2
Fe_2O_3	5.1
FeO	4.8
MnO	0.22
CaO	2.5
MgO	2.1
Na_2O	1.1
K_2O	10.3
$H_2O > 105°C$	1.2
$H_2O < 105°C$	0.2
P_2O_5	0.30
CO_2	0.14
F	0.24
S	<0.02
BaO	0.08
Σ	101.0

Nigglivärden
Niggli values

t	3.0
k	0.9

Lokal: 300 m V om Hässle (4g). Koord.: 652140/158305. Lab.nr 73 94 314.

Hornblände-biotitrik gnejs samt metabasit

Hornblände-biotitrika gnejser och metabasiter är två närstående och likartade bergartsgrupper, vilka ibland kan vara svåra att avgränsa mot varandra. De har emellertid så många gemensamma och karakteriserande drag och skiljer sig i allmänhet så tydligt från övriga bergarter, att de lämpligen behandlas i ett gemensamt kapitel.

De hornblände-biotitrika gnejserna förekommer vanligen tillsammans med de i föregående avsnitt beskrivna leptiterna, varvid de ibland kan vara svåra att skilja från de med leptiterna ofta växellagrande skarnbergarterna. Väster om Ångaviken (2g) förekommer ett större område av hornblände-

biotitrik gnejs, i vilket leptit och skarn dock helt saknas. Gnejsen är i stället genomdragen av talrika gångar av delvis finkornig gnejsgranit, vilken ibland kan vara svår att i fält skilja från de hornblände-biotitrika gnejserna. Brottstycken av hornblände-biotitrik gnejs förekommer även i gnejsgraniterna, speciellt i anslutning till dylika, större förekomster.

Metabasiterna uppträder sällan i så stora partier, att de kunnat redovisas i kartan, men är desto vanligare som centimeter- till metertjocka bankar i framför allt sedimentgnejserna, samt som mer eller mindre utsträckta brottstycken i gnejsgraniterna. Dessutom förekommer även i gnejsgraniterna undantagsvis tunna men i s-planet uthålliga metabasitlager, vilka beskrivs i avsnittet om metabasitgångar.

Båda de här behandlade bergartsgrupperna är finkorniga, homogena, jämnkorniga bergarter, som motstått migmatitiseringen väl. Metabasiterna är svarta till mörkgrå, medan de hornblände-biotitrika gnejserna i allmänhet är mörkt till ljust gråaktiga. Strukturen är skiffrig eller stänglig, beroende på om glimrar eller hornbländen dominerar bland de mörka mineralen. Av samma skäl är texturen antingen lepidoblastisk eller nematoblastisk.

Karakteriserande för de båda bergartsgruppernas mineralogiska sammansättning är en hög halt av hornblände och/eller biotit, rikligt med plagioklas (basisk oligoklas till sur andesin) samt sparsamt med kvarts (fig. 4). Inbördes skiljer sig de båda bergartstyperna genom att de hornblände-biotitrika gnejserna har mer än 5 vol.-% kvarts och genom att de vanligen innehåller mera biotit än hornblände, medan förhållandet är det omvända i metabasiterna. Dessa förhållanden belyses av tabell 3, vilken redovisar den mineralogiska sammansättningen hos växellagrande skikt av hornblände-biotitrik gnejs och metabasit. Den mineralogiska sammansättningen belyses också av fig. 4, ur vilken framgår att kvartsrika, hornbländefattiga led har en sammansättning, som närmar sig de glimmerrikaste sedimentgnejsernas (fig. 8c). De senare för emellertid oftast upp till 10—15 vol.-% granat, cordierit, andalusit eller sillimanit, medan likartade hornblände-biotitrika gnejser kännetecknas av att de i stället innehåller apatit, opakmineral, kalcit eller titanit.

I fig. 4 redovisas även två prov, i vilka väsentliga mängder mikroklin ingår, varigenom de något faller ur mönstret för de här beskrivna bergarterna. Båda proverna härstammar från leptitrika områden, varför det är möjligt att mikroklinen tillblandats från leptiterna.

Den kemiska sammansättningen av de i tabell 3 beskrivna metabasit-

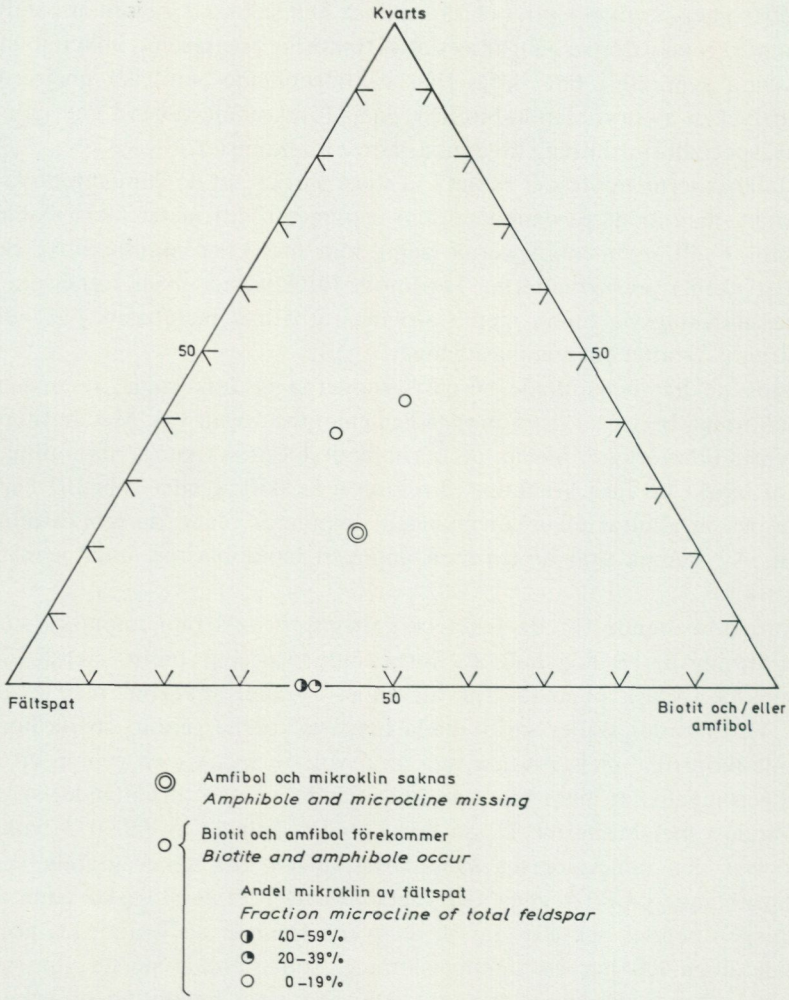


Fig. 4. De hornblände-biotitrika gnejsernas och metabasiternas mineralogiska sammansättning.
Modal composition of the hornblende-biotite-rich gneisses and the metabasites.

skikten redovisas i tabell 4, vilken bör jämföras med tabell 2 i Lundström (1974).

De här beskrivna bergarterna liknar i sina huvuddrag motsvarande bildningar på bladet Nyköping SV (Lundström 1974, s. 18), vilka betraktats

TABELL 3.

Mineralogisk sammansättning för (1) metabasit (medelvärde av två skikt) och (2) hornblände-biotitrik gnejs (medelvärde av två skikt). Alla fyra skikten förekommer i samma slipprov (vol.-%).

Modal composition of (1) metabasite (mean value of two layers) and (2) hornblende-biotite-rich gneiss (mean value of two layers). All four layers are from the same thin section (vol. %).

Nr	1	2
Kvarts	0	38
Plagioklas	29	38
Biotit	25	12
Hornblände	46	12
Apatit	<1	<1
Σ	100	100

Lokal: Rensholmens (2g) västra strand. Koord.: 651120/158105.

TABELL 4.

Kemisk analys av metabasit enligt tabell 3 nr 1 (vikt-%)

Chemical analysis of the metabasite in Table 3 nr 1 (weight %)

SiO_2	51.6
TiO_2	0.92
Al_2O_3	14.6
Fe_2O_3	10.7
FeO	*
MnO	0.16
CaO	6.6
MgO	7.8
Na_2O	2.8
K_2O	2.7
BaO	0.03
Σ	97.9

Nigglivärden

Niggli values

t	−7.3
k	0.4

* Ingår i Fe_2O_3

Included in Fe_2O_3

Lokal: Rensholmens (2g) västra strand. Koord.: 651120/158105. Lab.nr 010 86 46.

som huvudsakligen eruptiva bergarter. Som ovan framhållits, torde emellertid förväxlingar med skarn ej ha kunnat helt undvikas, varför framför allt de bergarter, vilka i kartan betecknats som hornblände-biotitrika gnejser, åtminstone delvis kan ha bildats som skarn.

Enligt Streckeisens (1967) nomenklatur för vulkaniska bergarter motsvarar metabasiterna närmast metabasalter medan de hornblände-biotitrika gnejserna varierar mellan meta-melakvartsandesiter och meta-meladaciter.

Urkalksten

Urkalksten förekommer nästan uteslutande tillsammans med leptiterna, i vilka den bildar tunna lager. Dessa är endast undantagsvis så mäktiga, att de kunnat urskiljas individuellt på kartan, varför överbeteckningen för "kalksten i tunna lager" i stället anger, att leptiten växellagrar med talrika decimeter- till metertjocka kalkstensbankar. Likaså är oftast de större, i kartbilden med mörkblå färg markerade kalkstenarna vanligen mer eller mindre leptitskiktade, varför stora, rena kalkstenspartier är sällsynta.

Urkalkstenarna är grå till vita i färskt brott, annars brunsvarta fin- till medelkorniga och kraftigt rekristalliserade men helt oberörda av migmatitiseringen. Pegmatitgångar kan dock slå igenom ganska rikligt, t. ex. i förekomsterna vid Trobbofjärden (3h).

Karbonatbergarterna är vanligen förorenade av silikatmineral främst mer eller mindre starkt serpentiniserad olivin. Kalcit är det helt dominerande karbonatmineralet, men i kalkstenarna vid och söder om Förola (4f) förekommer bankar av dolomit.

De av silikatmineral, pegmatit och leptit minst förorenade förekomsterna torde vara de vid Holmby (4h) och öster om Rundbosjön (4i), vilka båda består av ganska ren kalcit (tabell 5).

Skarn och eulysit

Skarn förekommer genomgående tillsammans med de i föregående avsnitt beskrivna leptiterna och kalkstenarna, av vilka leptiterna kan föra upp till 80—90 vol.-% skarnmineral. Skarnmineralen bildar således aldrig någon egen, enhetlig bergart utan uppträder som en mer eller mindre kraftig till-

TABELL 5.

Partiella kemiska analyser av urkalkstenar (vikt-%)
Partial chemical analyses of crystalline limestones (weight %)

Nr	1	2	3	4
$CaCO_3$	90.3	93.0	88.3	84.7
$MgCO_3$	1.1	1.0	1.8	2.1
Σ	91.4	94.0	90.1	86.8

Lokaler:

1. Väster om Holmby (4h) enl. Hummel (1874).*
2. Berget SSV om Nynäs (4i) enl. Hummel (1874).*
3. Västra lagret i förekomsten öster om Rundbosjön (4i) enl. Tanner och Sundius (1945). Genomsnitt av 13 stuffprov och ett generalprov.
4. Östra lagret i förekomsten öster om Rundbosjön (4i) enl. Tanner ocr Sundius (1945). Genomsnitt av sju stuffprov.

* $CaCO_3$ anges som "kolsyrad kalk" och $MgCO_3$ som 'kolsyrad talk" i Hummels (1874) analyser.

blandning, huvudsakligen i leptiterna. Som ovan nämnts (s. 24), kan härigenom leptiterna ibland komma att likna hornblände-biotitrika gnejser.

Det vanligaste skarnmineralet är diopsid, som ibland kan ses under omvandling till aktinolitiskt hornblände och epidot. I skarnbergarterna förekommer dessutom ofta basisk plagioklas, titanit samt karbonatmineral. Tillsammans med en liten skarnig magnetitmalm vid Lillsjön (4i) har dessutom en bariumhaltig fältspat hittats, vars sammansättning framgår av tabell 6.

Eulysit är en olivinrik, mangan- och järnrik, skarnliknande bergart, som ursprungligen upptäcktes och beskrevs från lokaler på bladet Nyköping SV (Erdmann 1848, Palmgren 1917). I ett stråk mellan Stäk (3i) och Litselby (4i) förekommer på det nu behandlade bladet ett antal lokaler med eulysitliknande bergarter, vilka ej omnämns av Palmgren (1917) i hans inventering av eulysitlokaler i Södermanland.

Vid Evedal (4i) öster om Rundbosjön är eulysiternas fältrelationer särskilt tydliga. Närmast sjön i väster anstår ett smalt stråk av rödlätt, skarnig leptit, vilken mot öster följs av ca 10 m urkalksten samt lika mycket eulysit och annat skarn. Därefter följer mot öster en granatförande sedimentådergnejs samt ytterligare en urkalksten. Hela lagerserien föreligger i ett mot norr öppet veck, och det är tydligt att eulysiten här uppträder i sam-

TABELL 6.

Kemisk analys av bariumfältspat (vikt-%)
Chemical analysis of barium feldspar (weight %)

SiO_2	48.7
Al_2O_3	22.5
MgO	0.04
BaO	20.4
CaO	0.01
Na_2O	0.6
K_2O	7.6
Σ	99.8

Atomproportioner på basis av 32 syre
Atomic proportions on the basis of 32 oxygen

Si	10.3
Al	5.6
Mg	0.003
Na	0.2
Ca	0.002
K	2.1
Ba	1.7

Molproportioner
Mol. proportions

Celsian	42.4
Anortit	0.1
Kalifältspat	51.7
Albit	5.8
Σ	100.0

Lokal: Lillsjön (4i). Koord.: 652120/159520.

ma fältassociation med urkalksten, leptit och sedimentgnejs som är vanlig på kartbladet Nyköping SV (Lundström 1974, s. 29).

Själva eulysiten består vid Evedal (4i) till ca 80 vol.-% av en fayalitisk olivin (63.5 vikt-% FeO och 0.04 vikt-% MnO), apatit, opakmineral och klinopyroxen (se tabell 7). Vid Evedal förekommer liksom för övrigt i stråket ofta en brunvittrande skarnbergart bestående av främst järnrik

TABELL 7.

Mineralogisk sammansättning av eulysit (vol.-%)
Modal composition of eulysite (vol. %)

Kvarts	0.9
Hornblände	0.9
Klinopyroxen	5.5
Opakmineral	6.4
Apatit	5.2
Olivin	81.0
Σ	99.0

Kemisk analys (vikt-%)
Chemical analysis (weight %)

SiO_2	38.9
TiO_2	0.07
Al_2O_3	0.9
Fe_2O_3	3.8
FeO	49.0
MnO	0.50
CaO	3.5
MgO	2.5
Na_2O	0.1
K_2O	0.1
$H_2O > 105°C$	0.4
$H_2O < 105°C$	0.2
P_2O_5	0.34
CO_2	0.09
F	0.04
S	0.06
BaO	0.01
Σ	100.51

Lokal: Evedal (4i). Koord.: 652190/159140. Lab.nr 73 94 304.

ortopyroxen (40.5 vikt-% FeO) och almandingranat samt smärre mängder kvarts, plagioklas (andesin), biotit och opakmineral.

I jämförelse med eulysiterna på bladet Nyköping SV (Lundström 1974, tabell 3) är de vid Evedal (3i) betydligt järnrikare och manganfattigare. Enligt Geijers (1923) definition bör emellertid även den här beskrivna bergarten kallas eulysit.

Sedimentbetonade gnejser

Som påpekats i inledningen, är bl. a. de sedimentbetonade gnejserna kraftigt migmatitomvandlade, varför bergarten är starkt heterogen, både i detalj och i större skala (se fig. 5—7).

Migmatitomvandlingens allmänna innebörd och konsekvenser behandlas närmare i inledningskapitlet samt i avsnittet om metamorfos och migmatitisering, varför endast de för sedimentmigmatiterna typiska dragen kommer att beskrivas här. Sålunda uppträder nästan alltid smärre mängder av grå, finkorniga, jämnkorniga, biotitskiktade paleosomer, i vilka oftast en sedimentär prägel kan spåras (se nedan). Melanosomerna bildar oftast utdragna biotitsliror, vilka även i migmatiter av typ 2 ofta påminner om en relikt, på platsen upplöst skiktning (fig. 7).

Granat och cordierit förekommer ofta i neosomen. Kis- och rostvittring ses emellanåt, särskilt i området mellan Skettnefjärden (4j) och Yttre Hållsfjärden (4j). Nu nämnda kännetecken har visserligen även de många gånger snarlika gnejsgranitmigmatiterna av typ 2, men företeelserna är likväl vanligare i sedimentmigmatiterna, varför de vid fältarbetet fått tjäna som karakteristika på de senare.

Paleosomerna har vanligen en ganska kraftig rekristalliserad textur, och deras gräns mot den omgivande neosomen är ofta flytande (fig. 6). Man måste följaktligen räkna med att även paleosomernas kemiska och mineralogiska sammansättning kan ha förändrats vid migmatitiseringen. Likväl kan vissa av de för sedimentbergarterna på bladet Nyköping SV typiska dragen igenkännas hos paleosomerna även i detta kraftigare omvandlade område.

Paleosomerna är sålunda genomgående kvartsrika (40—70 vol.-%) och fältspatfattiga (10—40 vol.-%) samt för vanligen ca 20 vol.-% mer eller mindre kraftigt kloritomvandlad biotit. Vanligen förekommer dessutom ett eller flera av mineralen andalusit, sillimanit, granat eller cordierit, varav det sistnämnda oftast är ganska kraftigt pinitomvandlat. De nu nämnda fyra mineralen kan tillsammans utgöra upp till 20 vol.-% av paleosomen. Bland fältspaterna dominerar alltid plagioklas (oligoklas till sur andesin), men även mikroklin kan uppträda. Detta beror i många fall sannolikt på att kalium tillförts paleosomerna vid migmatitiseringen, men i området närmast leptiterna nordväst om Ången (3f) förekommer rödlätta sedimentgnejser, i vilka mikroklin troligen tillblandats från leptiterna. Sedimentbergarter och leptiter är nämligen här så intimt förbundna med



Fig. 5. Måttligt migmatitiserad sedimentgnejs av typ 1 med bevarade metaarenitiska paleosomer. 400 m öster om Kislingskär (1j).
Moderately migmatized sedimentary gneiss of type 1 with preserved metaarenitic paleosomes.



Fig. 6. Kraftigt migmatitiserad sedimentgnejs av typ 2 med sparsamma rester av paleosom (nedanför skalan), 50 m öster om Granholmen (4j).
Strongly migmatized sedimentary gneiss of type 2 with rare remnants of paleosomes (below the scale).

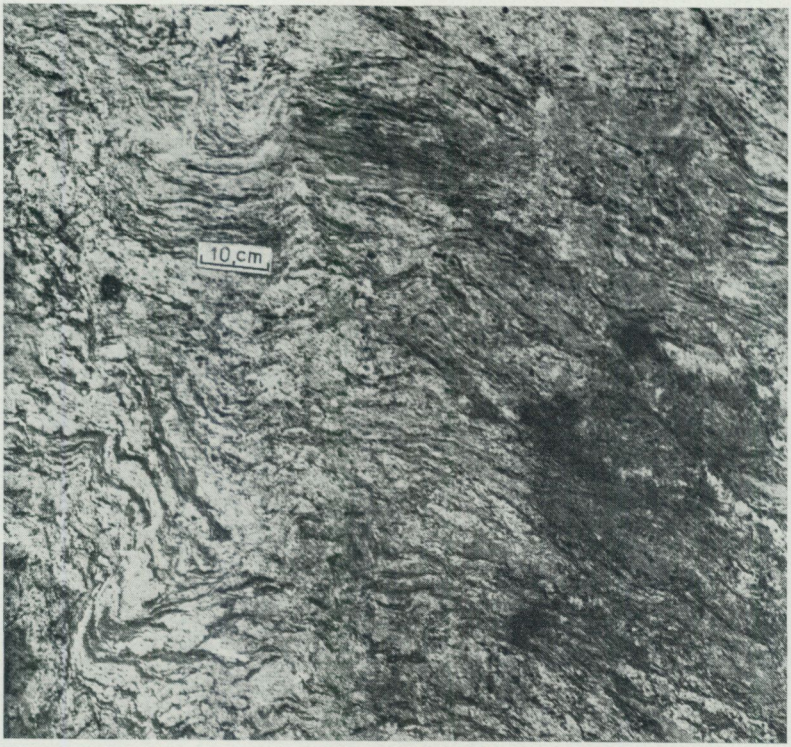
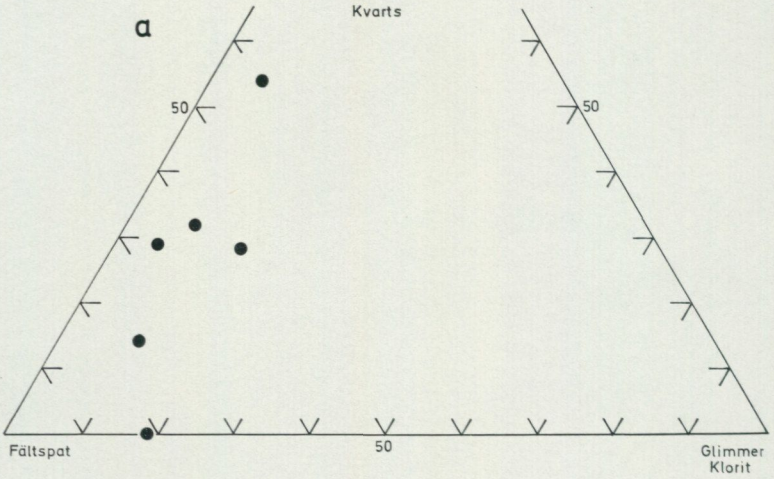
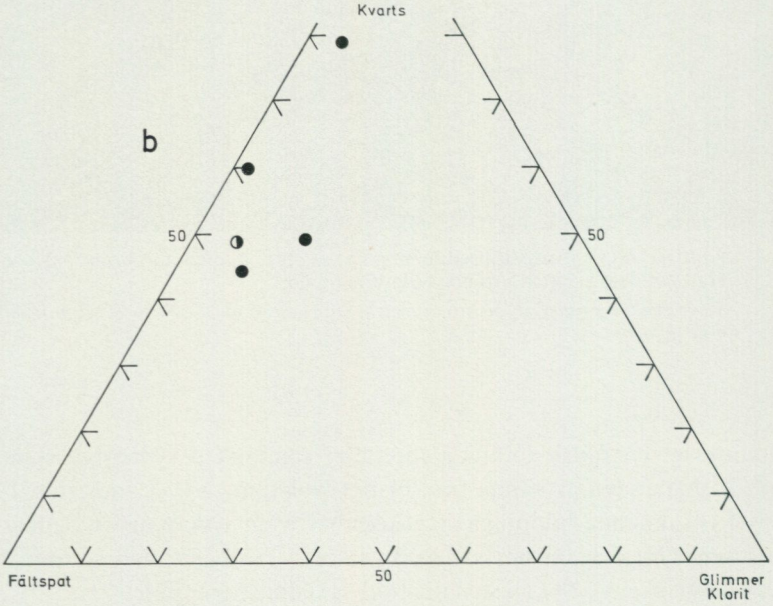


Fig. 7. Kraftigt migmatitiserad sedimentgnejs av typ 2 med upplösta paleosomer. Häll vid vägen 500 m nordväst om Råsjön (3g).
Strongly migmatized sedimentary gneiss of type 2 with totally dissolved paleosomes.

varandra, att en sådan tolkning förefaller sannolik, i synnerhet som liknande förhållanden är kända från bladet Nyköping SV (Lundström 1974, s. 34 ff.). Liknande bildningar förekommer även i skärgården sydöst om Oxelösund (1f) och får här sannolikt sättas i samband med spridda bankar av leptit, skarn och kalksten i områdets sedimentgnejser.

Sedimentgnejsernas paleosomer skiljer sig således i allmänhet från leptiterna genom sin kvartsrikedom och brist på mikroklin (fig. 8a och c). De i figuren redovisade fältspatrikaste sammansättningarna motsvarar dock sannolikt metavulkaniter. Dylika typer går ej att i fält skilja från de mera sedimentbetonade, varför man får räkna med att det bland de som


a
Kvarts
50
50
Fältspat
50
Glimmer
Klorit


Kvarts
b
50
50
Fältspat
50
Glimmer
Klorit

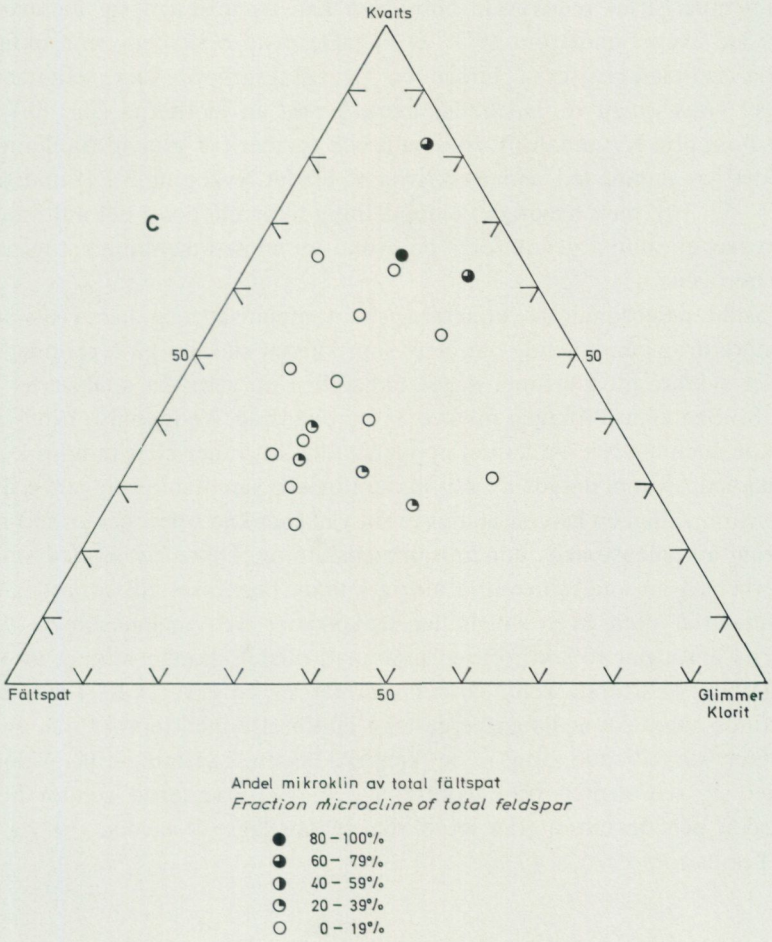


Fig. 8. Ytbergartspaleosomernas mineralogiska sammansättning (vol.-%).
Modal composition of paleosomes of supracrustal rocks (vol. %).
a. Leptit och leptitgnejs.
Leptite and leptite gneiss.
b. Mikroklinförande, sedimentlika gnejser, i fält associerade med leptiter.
Microcline-bearing, sediment-like gneisses, associated with leptites in the field.
c. Sedimentbetonade gnejser utan fältassociation med leptiter.
Sedimentary gneisses not associated with leptites in the field.

sedimentbergarter redovisade områdena kan ha insmugit sig metavulkaniter (se även Lundström 1974, s. 34). De ovan beskrivna, mikroklinförande sedimentgnejserna bildar en övergångsgrupp, vars sedimentära prägel visas av att de innehåller mera kvarts än leptiterna (fig. 8b) och dessutom ofta för andalusit, sillimanit och cordierit. I princip förekommer således här samma led, som beskrivits på bladet Nyköping SV (Lundström 1974, fig. 10), men någon detaljuppdelning liknande den i det anförda arbetet har ej kunnat genomföras på grund av att sedimentmigmatiterna är så heterogena.

Fastän paleosomernas mineralogiska sammansättning har vissa sedimentära drag påminnande om dem, som kunnat skönjas på Nyköping SV, är det svårare att återfinna något liknande i de kemiska analyserna (tabell 8). Sammansättningen motsvarar i grova drag Wedepohls (1969) gråvackor, men analyserna kan ej uppdelas lika lätt i mer eller mindre kvartsitiska led, så som antyds av den mineralogiska sammansättningen. Likaså motsvarar sällan en kemisk analys exakt vad som kan förväntas enbart med ledning av paleosomens mineralsammansättning. Detta beror med största säkerhet på att analysproverna aldrig kunnat begränsas till enbart paleosommaterial utan även innehåller leukosomer och melanosomer. Analyserna avspeglar följaktligen en utjämnad medelsammansättning av hela bergarten, vars totala kemi sålunda närmar sig en gråvackas. Trots detta återfinns några för sedimentbergarter i jämförelse med leptiter och gnejsgraniter särskiljande drag i de kemiska sammansättningarna. Sålunda skiljer sig sedimenten från leptiterna och gnejsgraniterna genom högre t-värden och dessutom från leptiterna genom lägre k-värden (jfr fig. 15 och Lundström 1974, s. 47).

Äldre djupbergarter (synorogena intrusioner m. m.)

Under beteckningen gnejsgraniter brukar man sammanfatta en rad olika folierade eller stängliga (Loberg 1973) kvarts-fältspat-biotitbergarter, vilka i Mellansverige ofta visat sig vara de synorogena intrusivens omvandlingsprodukter.

Gnejsgraniterna är äldre än de serorogena omvandlingarna, varför de i likhet med framför allt sedimentgnejserna migmatitomvandlats. De är många gånger ytterst vanskliga att skilja från sedimentgruppens bergarter.

Gnejsgranitmigmatiterna av typ 1 (fig. 9) har emellertid paleosomer, som direkt motsvarar de gnejsgraniter, som på andra håll i Mellansverige (Stål-

TABELL 8.

Kemiska analyser av sedimentbetonade migmatiter (vikt-%)
Chemical analyses of migmatites of presumed meta-sedimentary origin (weight %)

Nr	1	2	3	4	5	6
Lab.nr	010 8635	010 8615	010 8616	010 8629	010 8619	010 8634
SiO_2	64.5	66.6	68.6	69.0	69.5	73.0
TiO_2	0.47	0.54	0.61	0.59	0.63	0.44
Al_2O_3	15.9	14.2	12.9	14.5	14.3	12.9
Fe_2O_3	1.0	5.8	5.2	6.4	5.6	0.9
FeO	5.3	*	*	*	*	2.2
MnO	0.11	0.08	0.04	0.07	0.07	0.03
CaO	3.4	1.7	1.3	1.4	1.3	0.6
MgO	2.4	4.0	2.1	2.1	2.2	2.0
Na_2O	2.1	2.1	2.5	1.7	2.3	3.9
K_2O	2.9	2.9	4.3	3.0	3.2	1.9
$H_2O > 105°C$	1.1					1.3
$H_2O < 105°C$	0.2					0.4
P_2O_5	0.09					0.08
CO_2	0.05					< 0.01
F	0.14					0.04
S	< 0.02					< 0.02
BaO	0.07	0.04	0.06	0.07	0.06	0.04
Σ	99.7	98.0	97.6	98.8	99.2	99.7
Nigglivärden *Niggli values*						
t	7.0	10.8	4.8	16.0	13.1	10.4
alk	15.1	15.9	24.3	16.5	19.6	26.6
k	0.5	0.5	0.5	0.5	0.5	0.2

* Ingår i Fe_2O_3
Included in Fe_2O_3

Lokaler:

1. Prov IK 71:6. 1 km NV om Yttervik (4j). Koord.: 652460/159460.
2. Prov CL 70:1. Sprängning för malmupplag 1 km NV om G:a Oxelösund (1f). Koord.: 650560/157600.
3. Prov CL 70:2. Enligt 2.
4. Prov IL 17:34. St. Bredskär (0g). Koord.: 650225/158185.
5. Prov KF 70:11. Berget 500 m N om Hampvik (3g). Koord.: 651570/158075.
6. Prov IK 71:5. Enligt 1 ovan.

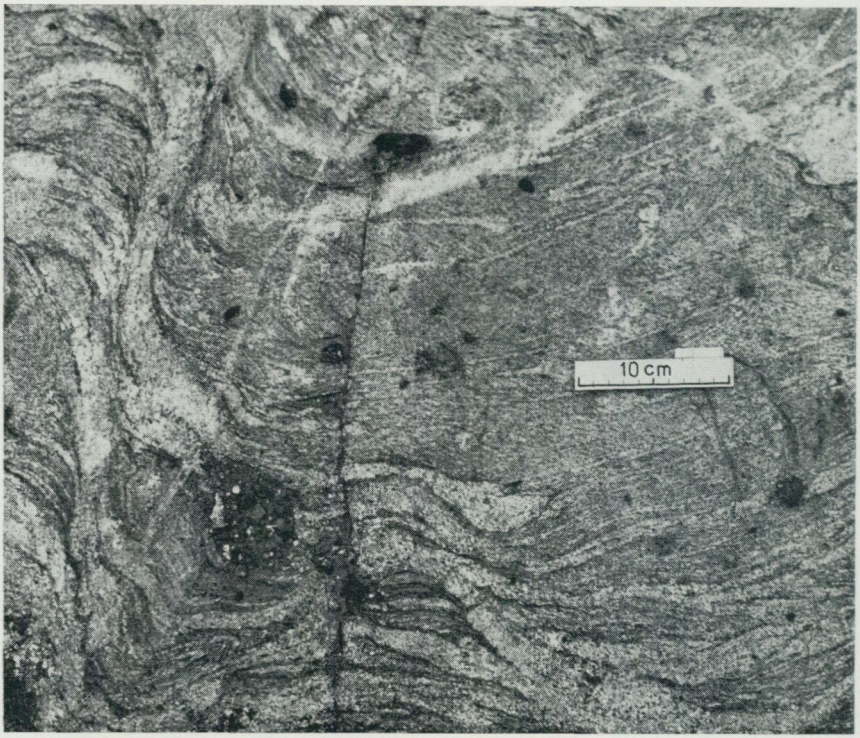


Fig. 9 a. Relativt måttligt omvandlad gnejsgranitmigmatit av typ 1. Vägsprängning 1 km nordöst om Holmsjön (4f).
Moderately transformed gneiss-granite migmatite of type 1.

hös 1969, 1972) kunnat visas vara ursprungliga, synorogena intrusioner (Lundström 1974, s. 62), varför deras ursprung oftast är klart. Ytbergartsrester förekommer sparsamt i denna typ och är alltid skarpt avgränsade och mycket måttligt assimilerade.

Gnejsgranitmigmatiterna av typ 2 (fig. 10) kännetecknas i de fall, då paleosom eller övergång mot typ 1 saknas, av en relativt homogen neosom. Denna skiljer sig från motsvarande utbildningsformer i sedimentmigmatiterna genom att melanosomslirorna sällan antyder en relikt skiktning och genom att granat och cordierit är sällsyntare (jfr härvidlag fig. 10 med fig. 7). Enstaka, kraftigt assimilerade ytbergartsrester, framför allt av sedimenttyp, förekommer emellertid.

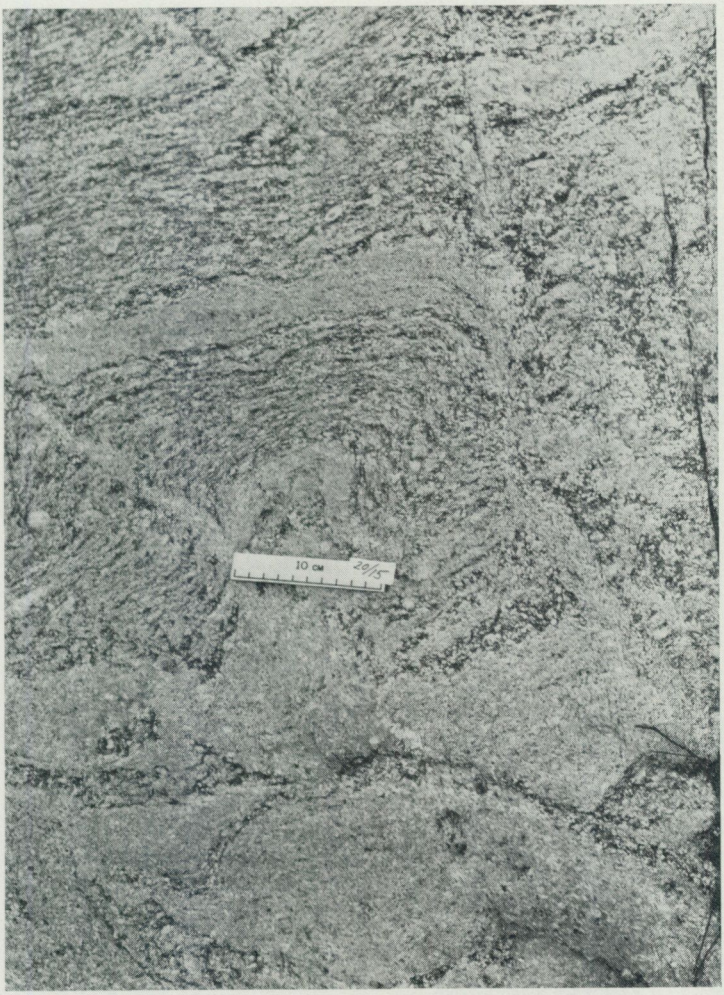


Fig. 9 b. Relativt måttligt omvandlad gnejsgranitmigmatit av typ 1. 1 km nordväst om Råsjön (3g).
Moderately transformed gneiss-granite migmatite of type 1.

Runt gnejsgraniternas kontakter med sedimentgnejserna har ofta speciella migmatitformer uppstått, vilka tidigare beskrivits av Stålhös (1975) från bladet Nyköping NO. Denna migmatittyp avviker något från de i inledningen beskrivna båda migmatittyperna och är särskilt vanlig i östra delarna av det nu beskrivna området. Den kan närmast beskrivas som en variant av



Fig. 10 a. Kraftigt omvandlad gnejsgranitmigmatit av typ 2. Björkskärs (2j) sydvästra udde.

Strongly transformed gneiss-granite migmatite of type 2.



Fig. 10 b. Kraftigt omvandlad gnejsgranitmigmatit av typ 2. Vägsprängning 500 m sydväst om Helgö (3h). Myntet är 20 mm i diameter.
Strongly transofrmed gneiss-granite migmatite of type 2. The coin is 20 mm in diameter.

typ 2 och kännetecknas av relativt rikliga, kraftigt rekristalliserade ytbergarts- och gnejsgranitrester (fig. 11). Den benämns nedan typ 3. Gnejsgranitresterna föreligger oftast som homogena, starkt rekristalliserade, granatförande granitoider (fig. 12). Bergarten representerar uppenbarligen en kraftigt rekristalliserad blandning av gnejsgraniter och sedimentgnejser, varför det är svårt att korrekt avgränsa dessa bergarter mot varandra. Denna migmatittyp betecknas därför på berggrundskartan på samma sätt som typ 2 men utmärks i gnejsgranitområdena oftast av tecken för assimilerade ytbergartsrester och i sedimentområdena av tecken för gångar av gnejsig granit. Vissa "granitgnejsomvandlade ytbergarter" liknar också migmatiter i grupp 3. Eftersom denna migmatittyp är en övergångsform mellan gnejsgraniter och sedimentgnejser, vilken ej är typisk för någon-



Fig. 11 a. Kraftigt omvandlad gnejsgranitmigmatit av typ 3 med upplösta sedimentrester. Björkskärs (2j) sydvästra udde.
Strongly transformed gneiss-granite migmatite of type 3 with dissolved remnants of sedimentary gneiss.

dera bergarten, har den skilts ut från de mera typiska gnejsgraniterna av typ 1 och 2 i de följande tabellerna och figurerna.

Samtliga de beskrivna typerna med undantag för de bäst bevarade formerna av typ 1 för mer eller mindre rikligt med fältspatögon. Dessa består i de bättre bevarade, någorlunda igenkännbara typerna av millimeterstora, isometriska, an- till subhedrala plagioklaser, medan de mera mobiliserade formerna innehåller upp till flera centimeter stora, isometriska, an- till subhedrala plagioklaser och mikrokliner. Dessutom förekommer lokala



Fig. 11 b. Kraftigt omvandlad gnejsgranitmigmatit av typ 3 med upplösta sedimentrester.

Strongly transformed gneiss-granite migmatite of type 3 with dissolved remnants of sedimentary gneiss.

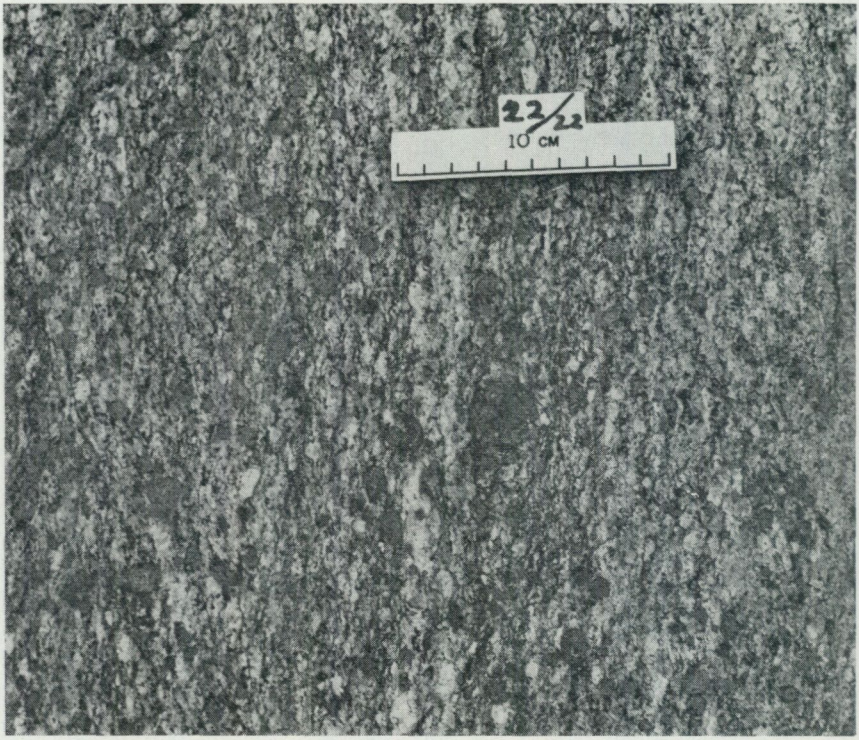
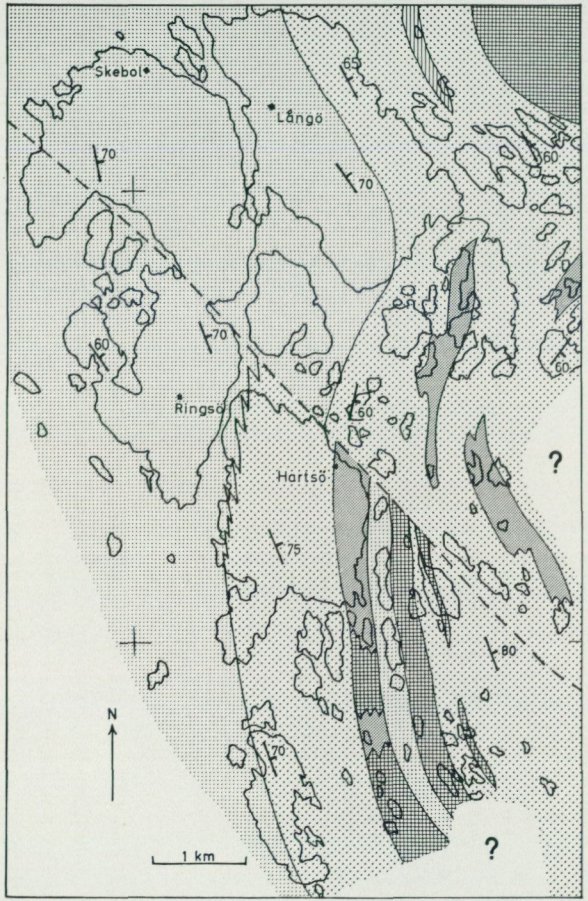


Fig. 12. Homogen, granatförande, rekristalliserad gnejsgranit. Grönskär, norr om Enskär (1j).
Homogeneous, garnet-bearing, recrystallized gneiss-granite.

partier med flera centimeter stora, sub- till euhedrala mikrokliner, vilka dels sitter väl inreglerade i bergartens s-plan och dels tydligt skär över detta. Samtliga fältspatögonformer är tydliga porfyroblaster, vilka måste ha bildats vid migmatitomvandlingen.

Av beskrivningen ovan framgår att typerna 2 och 3 övergår både mot tydliga gnejsgraniter och sedimentgnejser och att de huvudsakligen förekommer i gränsområdena mellan dessa båda bergarter. Ofta kan man i fält se hur en migmatit av typ 1 i riktning mot en sedimentgnejs successivt övergår i typ 2 för att närmast sedimentgnejsen vara utbildad som typ 3. Vackra exempel på sådan zonering kan ses t. ex. vid sedimentgnejskontakten ca 1 km nordväst om Råsjön (3g). I skärgården runt Ringsö (3j),



Måttligt omvandlade gnejsgranitmigmatiter av typ 1
Moderately transformed gneiss-granite migmatites of type 1

Kraftigt omvandlade gnejsgranitmigmatiter av typ 2
Strongly transformed gneiss-granite migmatites of type 2

Blandningsmigmatiter av typ 3
Migmatite mixtures of type 3

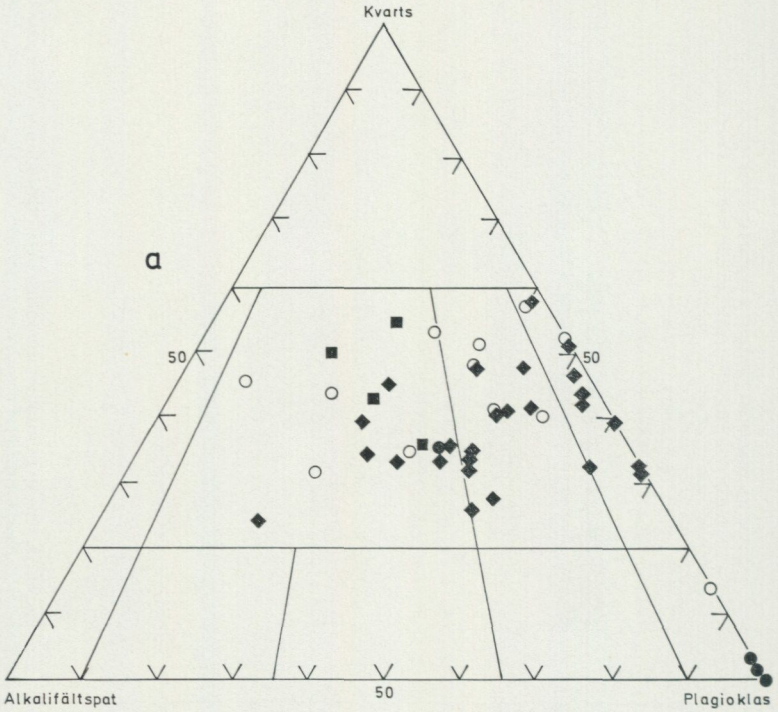
Sedimentmigmatiter av typ 1 eller 2
Sediment-migmatites of type 1 or 2

Andra bergarter
Other rocks

Förkastning
Fault

70 Skiffrighet med gradtal för stupning
Foliation, dip in degrees

Fig. 13. Karta över olika migmatittypers utbredning i Ringsö--Hartsöområdet (1—3 i—j). Jfr text.
Map showing the distribution of different migmatite types in the Ringsö—Hartsö area (1—3 i—j). Cf. text.



■ Röda graniter vid Oxelösund (1f) och Horn (2f)
Red granites at Oxelösund (1f) and Horn (2f)

◆ Granodioriter, graniter och ljusa tonaliter mellan Örsbaken (1g) och Skettnefjärden (4j)
Granodiorites, granites and light tonalites between Örsbaken (1g) and Skettnefjärden (4j)

● Meladioriter och melagraniter vid Kråkfjärden (2h) och Ringsön (2i)
Meladiorites and melagranites at Kråkfjärden (2h) and Ringsön (2i)

} Paleosomer i migmatittyp 1 och 2
Paleosomes in migmatites of types 1 and 2

○ Homogena, granitoida partier i migmatittyp 3
Homogeneous, granitoid parts in migmatites of type 3

Långön (3j) och Hartsön (2i) föreligger alla tre typerna tillsammans med sedimentgnejs i ett komplicerat växelspel. Tack vare de goda blottningarna är det här möjligt att få en viss uppfattning om de olika ledens inbördes relationer. Av fig. 13 framgår, att de olika varianterna genomgående bil-

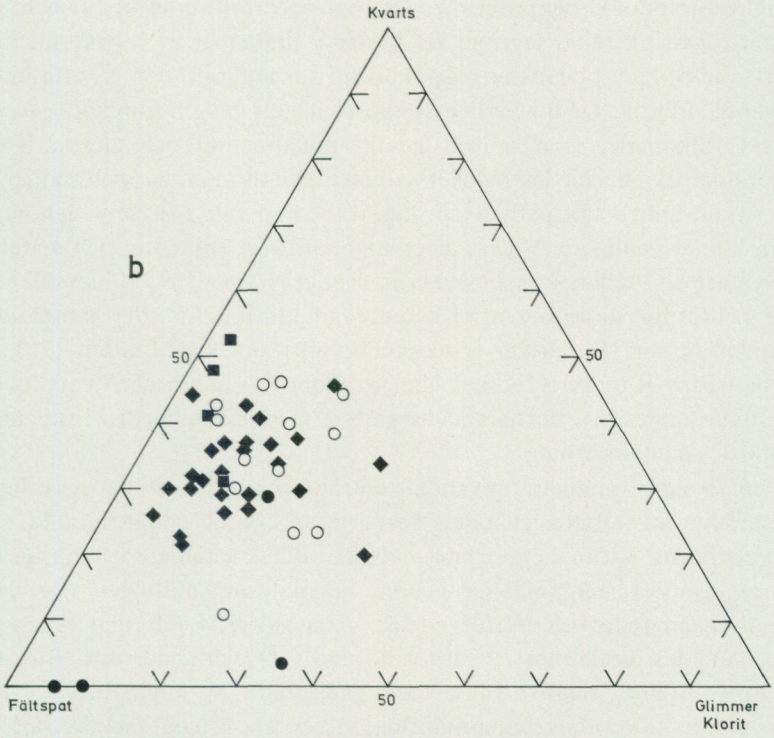


Fig. 14. Gnejsgraniternas mineralogiska sammansättning.
Modal composition of gneiss-granites.
a. Jfr IUGS Subcommission on the Systematics of Igneous Rocks (1973).
Cf. IUGS Subcommission on the Systematics of Igneous Rocks (1973).
b. Jfr fig. 14a och text.
Cf. Fig. 14a and text.

dar i strykningsriktningen utdragna stråk, varvid typ 3 i ett par fall lateralt övergår i sedimentgnejser. Likaså kan man se hur den relativt välbevarade gnejsgranitmigmatiten av typ 1 på Ringsön närmare sedimentgnejserna i öster övergår mot typerna 2 och 3.

Även om således gnejsgranitmigmatiterna är en mycket heterogen grupp, bildar deras paleosomer en någorlunda enhetlig bergartstyp, som kan jämföras med mera välbevarade gnejsgraniter i andra områden.

De typiska gnejsgranitpaleosomerna är sålunda fint medelkorniga till grovkorniga, ofta lätt fältspatporfyroblastiska, homogent gnejsiga eller

stängliga granitoida bergarter med kraftigt rekristalliserad textur och utan några tecken till relikt lagring. De består i allmänhet av huvudmineralen kvarts, mikroklin, plagioklas (oligoklas till sur andesin) och en ofta kloritomvandlad biotit. De innehåller dessutom någon gång hornblände. Accessoriskt tillkommer framför allt apatit, opakmineral och zirkon. Deras mineralogi liknar således mycket sedimentpaleosomernas men skiljer sig genom sin större fältspathalt (jfr fig. 14b med fig. 8c) samt genom att mikroklin är vanligare. Vidare är granat, cordierit, sillimanit och andalusit sällsyntare än i sedimentpaleosomerna. Enligt IUGS:s (1973) klassifikation (se fig. 14a) har dessa bergarter leukogranit- till tonalit- eller kvartsdioritsammansättning. Dessutom förekommer norr om Kråkfjärden (2h) och på sydvästra Ringsön (2i) med gnejsgraniterna samhöriga, kvartsfattiga, plagioklas(andesin)- hornbländebergarter med meladioritisk till melagranitisk sammansättning.

I ett så starkt migmatitomvandlat område som detta är det naturligtvis inte möjligt att fältmässigt indela bergarterna i detalj enligt fig. 14a. Dels är bergarterna alltför heterogena, dels kan deras sammansättning ha förändrats ganska slumpmässigt genom migmatitomvandlingen. På berggrundskartan redovisas därför endast vissa större, i fält urskiljbara enheter. Således förekommer runt Oxelösund (1f) och söder om Horn (2f) en utpräglat röd, relativt välbevarad gnejsgranit av migmatittyp 1 med leukogranit- till granitsammansättning, vilken är så pass enhetlig, att den kunnat ges granitbeteckning på kartan. I området mellan Örsbaken (1g) och Skettnefjärden (4j), där migmatittyperna 2 och 3 är vanliga, växlar paleosomernas sammansättning däremot så kraftigt mellan granit- och tonalitsammansättning, att hela området sammanslagits under beteckningen "granodiorit, granit och ljus tonalit, gnejsiga". Mörka tonaliter och kvartsdioriter kan liksom mörka dioriter (meladioriter) emellertid urskiljas direkt i fält, varför även små förekomster därav har markerats på kartan. De olika symbolerna i fig. 14a visar variationerna i sammansättning av de olika just beskrivna enheterna. Fastän mikroskopiska undersökningar med punkträkning i migmatiter av typ 3 ofta måste ge ganska slumpmässiga resultat, framgår emellertid av fig. 14a att åtminstone de homogena partierna i dessa migmatiter har mineralogiska sammansättningar, som nära överensstämmer med gnejsgranitpaleosomernas. De skiljer sig därifrån genom sin grövre kornstorlek och genom att framför allt granat är vanlig.

Gnejsgranitmigmatiternas kemiska sammansättning framgår av tabell 9. Fastän dessa analyser i minst lika hög grad som sedimentmigmatiterna även

innefattar neosommaterial, framkommer likväl vissa för gnejsgraniterna typiska särdrag. Av fig. 15 framgår således, att de bäst bevarade gnejsgraniternas t-värde genomgående är lägre än sedimentgnejsernas, vilket även befanns vara fallet bland de bättre bevarade motsvarigheterna på bladet Nyköping SV (Lundström 1974, s. 62). Likaså visar figuren, att migmatiterna av typ 3 också kemiskt bildar en övergångsgrupp mellan sedimentbergarter och gnejsgraniter.

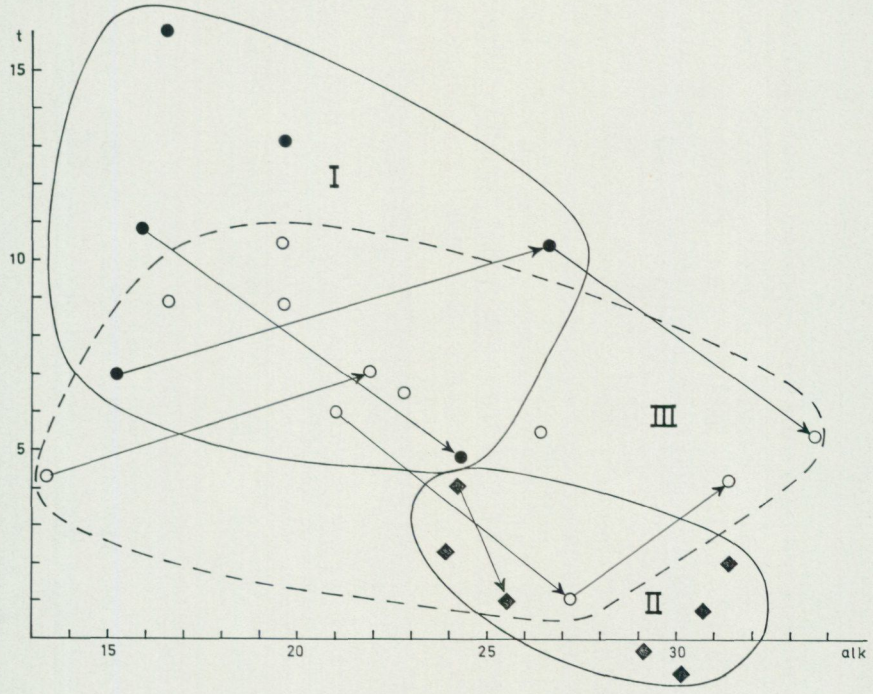


Fig. 15. Niggli t- och alk-värden för sedimentmigmatiter (område I), gnejsgranitmigmatiter (område II) och blandningsmigmatiter av typ 3 (område III). Angående pilarna, se texten s. 64.

Niggli t and alk values for migmatites of sedimentary origin (area I), gneiss-granite migmatites (area II), and mixed migmatites of type 3 (area III). Concerning the arrows, cf. text p. 7.

TABELL 9.

Kemiska analyser av gnejsgranitmigmatiter m. m. (vikt-%)
Chemical analyses of gneiss-granite migmatites etc. (weight %)

Nr	1	2	3	4	5	6	7	8	9
Lab.nr	010 8637	010 8618	010 8645	010 8632	010 8643	010 8638	010 8644	010 8640	010 8623
SiO_2	69.1	71.9	72.0	72.1	72.7	73.1	73.4	63.4	65.1
TiO_2	0.65	0.21	0.32	0.48	0.45	0.37	0.51	0.78	0.49
Al_2O_3	13.5	13.5	12.7	13.2	12.6	12.7	11.9	15.9	14.6
Fe_2O_3	5.2	2.0	3.0	0.7	3.2	3.0	4.2	6.9	8.0
FeO	*	*	*	2.8	*	*	*	*	*
MnO	0.05	0.03	0.05	0.06	0.04	0.03	0.05	0.16	0.37
CaO	2.1	1.8	1.9	1.9	2.2	1.6	1.5	2.2	1.4
MgO	1.5	0.61	0.62	0.84	1.3	0.75	1.7	2.3	2.4
Na_2O	2.9	3.5	3.0	3.3	3.7	3.2	2.9	3.9	2.6
K_2O	3.7	3.5	4.1	4.0	2.0	3.9	2.8	2.6	3.7
$H_2O > 105°C$				0.5					
$H_2O < 105°C$				0.1					
P_2O_5				0.14					
CO_2				0.15					
F				0.04					
S				< 0.02					
BaO	0.10	0.09	0.16	0.12	0.05	0.09	0.07	0.05	0.07
Σ	98.8	97.1	97.9	100.4	98.2	98.7	99.0	98.2	98.7
Nigglivärden *Niggli values*									
t	2.3	2.0	−0.8	−0.3	1.0	0.8	4.1	6.0	8.8
alk	23.9	31.3	30.1	29.1	25.5	30.7	24.2	21.0	19.6
k	0.5	0.4	0.5	0.4	0.3	0.4	0.4	0.3	0.5

* Ingår i Fe_2O_3
Included in Fe_2O_3

Tabell 9 (forts.)

Nr	10	11	12	13	14	15	16	17	18
Lab.nr	010 8633	010 8647	010 8631	010 8641	010 8622	010 8620	010 8617	010 8642	010 8636
SiO_2	66.0	66.4	66.4	67.3	67.5	69.5	70.8	73.7	78.0
TiO_2	0.90	0.38	0.44	0.42	0.54	0.53	0.33	0.20	0.26
Al_2O_3	14.0	15.1	14.3	14.2	14.0	13.7	12.9	11.8	10.4
Fe_2O_3	8.8	7.5	0.6	4.6	7.5	5.2	4.7	3.1	0.4
FeO	*	*	5.6	*	*	*	*	*	1.5
MnO	0.12	0.13	0.11	0.18	0.14	0.06	0.13	0.14	0.02
CaO	3.6	1.3	1.4	1.9	2.1	1.5	1.2	0.8	0.4
MgO	1.7	2.7	2.2	1.4	2.2	2.2	1.3	0.90	0.98
Na_2O	2.3	2.2	2.4	3.0	2.9	3.7	2.6	2.6	1.6
K_2O	1.7	4.3	4.5	4.9	1.7	2.2	4.2	4.4	5.2
$H_2O > 105°C$			0.9						0.6
$H_2O < 105°C$			0.3						0.1
P_2O_5			0.06						0.06
CO_2			0.06						0.08
F			0.06						0.03
S			0.02						0.03
BaO	0.06	0.09	0.16	0.14	0.04	0.05	0.10	0.11	0.12
Σ	99.2	100.1	99.5	98.0	98.6	98.6	98.3	97.8	99.8
Nigglivärden *Niggli values*									
t	4.3	10.4	7.0	1.1	8.9	6.6	5.5	4.3	5.4
alk	13.4	19.5	21.9	27.2	16.6	22.8	26.4	31.4	33.6
k	0.3	0.6	0.6	0.5	0.3	0.3	0.5	0.5	0.7

* Ingår i Fe_2O_3
Included in Fe_2O_3

Metabasitgångar

Sedan de synorogena intrusiven stelnat och den första deformationsfasen förklingat, trängde i Mellansverige basisk magma upp i sprickor och bildade en serie av mestadels basiska gångbergarter. Dessa skär över de äldre bergarternas primär- och deformationsstrukturer men har själva påverkats av senare deformationer, liksom ibland av migmatitiseringen.

Om dessa s. k. intraorogena metabasitgångar intruderat parallellt med de äldre strukturerna eller om de deformerats kraftigt vid de senare veckningarna får de ett likartat fältuppträdande som äldre, möjligen ytligt bildade metabasiter, med vilka de följaktligen ofta kan ha förväxlats. Sålunda torde t. ex. de på s. 21 omnämnda, i gnejsgraniternas s-plan utdragna metabasitlagren mycket väl kunna utgöra dylika metabasitgångar. Endast när metabasiten tydligt skär äldre strukturer, kan man vara någorlunda säker på att den är en intrusiv gång.

Dylika fall är sällsynta såväl på bladet Nyköping SV (Lundström 1974, s. 63) som på bladet Nyköping NO (Stålhös, muntl. medd.). På det nu föreliggande bladet har endast en någorlunda säker metabasitgång påträffats. På Törnsholmens (3j) västligaste udde förekommer således en ca

FÖRTECKNING ÖVER ANALYSLOKALER TILL TABELL 9.

1. Prov IK 71:13. 500 m V om Viksnäs (4j). Koord.: 652350/159640.
2. Prov KF 70:9. 300 m VSV om Matstorp (3g). Koord.: 651500/158345.
3. Prov IL 72:4. 1 300 m SSO om Horn (2f). Koord.: 651170/157810.
4. Prov IK 71:3. Långö gård (3j). Koord.: 651600/159655.
5. Prov IL 72:1. 1 950 m SSO om Horn (2f). Koord.: 651220/157810.
6. Prov IK 71:14. 500 m OSO om Litselby (4i). Koord.: 652440/159185.
7. Prov IL 72:2. 350 m SO om Horn (2f). Koord.: 651270/157785.
8. Prov JB 71:4A. 600 m VSV om Holmtorp (4g). Koord.: 652245/158225.
9. Prov IL 71:8. 500 m NNV om Måsklubben (1j). Koord.: 650885/159935.
10. Prov IK 71:4. Stångudden på nordöstra Långö (3j). Koord.: 651680/159730.
11. Prov IL 72:11. Grönskär (lj). Kord.: 650925/159650.
12. Prov IK 71:2. Långöns nordspets (3j). Koord.: 651695/159675.
13. Prov JB 71:4B. Enligt nr 8.
14. Prov CL 71:20. 300 m SO om Hargberget på Hartsön (2j). Koord.: 651220/159640.
15. Prov CL 71:10. 1 550 m OSO om Långö gård (3j). Koord.: 651520/159790.
16. Prov CL 70:10. Väghäll 1.5 km NV om Oxelösunds järnverk (1f). Koord.: 650730/157575.
17. Prov JB 71:4C. Enligt nr 8.
18. Prov IK 71:7. 1 km NV om Yttervik (4j). Koord.: 652460/159460.

1—7. Gnejsgranitmigmatiter av typ 1 eller 2.
Gneiss-granite migmatites of types 1 or 2.
8—18. Blandningsmigmatiter av typ 3.
Migmatite mixtures of type 3.

decimeterbred, krokig gång, som dels följer den omgivande gnejsgranitens s-plan, dels skär över detta. Bergarten är gråsvart, finkornig och jämnkornig och har en närmast massformig, grano- eller nematoblastisk textur. Den består av ca 40 vol.-% av vardera plagioklas (andesin) och hornblände, ca 13 vol.-% biotit samt smärre mängder av kvarts, klorit, kalcit, titanit, apatit och opakmineral. Bergarten har sålunda amfibolitsammansättning.

Serorogena djupbergarter

De serorogena intrusiven, vilka bildades vid och efter den regionala migmatitomvandlingen, omfattar två olikartade bergartsgrupper, vilka nedan behandlas i skilda avsnitt. Den äldsta gruppen kallas migmatitgraniter och uppkom i direkt samband med migmatitiseringen, medan den yngre gruppen är tydligt yngre än denna omvandling.

Migmatitgraniter samt därmed samhöriga apliter och pegmatiter

Migmatitgraniterna, vilka många gånger har närmast aplitiska och pegmatitiska utbildningsformer, utgör migmatiternas leukosomer. De samlar sig ibland till större, granitoida kroppar, vilka i ett par fall når sådan storlek, att de kunnat urskiljas på kartan. Som framgår av inledningskapitlet, fig. 2 och tabell 10, förekommer i sådana fall talrika övergångsformer mellan migmatitgnejser och migmatitgraniter, varför skarpa gränser dem emellan sällan kan dras i fält. Deras benämning och kartbeteckningar framgår ur tabell 10.

Fastän migmatitgraniter bildade ur migmatiternas ådror och leukosomer oftast utgör gott och väl 50 vol.-% av berggrunden, är större migmatitgranitkroppar enligt 1 i tabell 10 sällsynta. Större, enhetliga partier av den typ, som finns inom bladet Nyköping SV (Lundström 1974, s. 68), saknas helt.

Migmatitgraniterna är ljust grå eller röda, aplit-, pegmatit- eller melanosomsliriga, medel- till grovkorniga, lätt fältspatporfyroblastiska, biotitfattiga, massformiga granitoider med allotriomorf-granulär textur. Halten av mörka mineral överstiger sällan 10 vol.-% och resten av bergarten utgörs således av kvarts och fältspat i varierande proportioner (se fig. 17).

Biotit är det vanligaste mörka mineralet, men sådana mörka mineral, som förekommer i angränsande paleosomer (t. ex. granat eller hornblände), uppträder ofta sparsamt i migmatitgraniterna. De mörka mineralen är van-

TABELL 10.

Bergartsbenämning och kartbeteckningar vid olika tillblandningar av migmatitgranit till övriga bergarter
Rock name and map symbols for different admixtures of migmatite-granite to other rocks

Vol.-% Migmatit-granit *Vol. % Migmatite-granite*	Vol.-% Övriga bergarter *Vol. % Other rocks*	Bergartsbenämning *Rock name*	Kartbeteckningar *Map symbols*	
			Bottenfärg *Colour*	Överbeteckningar *Overprints*
1. 90–100	0–10	Migmatitgranit *Migmatite-granite*	Röd *Red*	Tecken för "inhomogenitet" *Sign denoting "inhomogeneity"*
2. 70– 90	10–30	Övergångsbergarter, betecknade som 1 eller 3 beroende på omständigheterna *Transitional rocks, designed as 1 or 3, depending on the circumstances*		
3. <70	>30	Migmatitgnejser *Migmatite-gneisses*	Blå, gul, brun eller grön *Blue, yellow, brown or green*	Tecken för "stark migmatitisering" *Sign for "strong migmatization"*

ligast nära paleosomer och kan t. ex. lokalt i tunnare leukosomådror uppgå till mer än 10 vol.-%. Ådrornas och neosomernas sammansättningar diskuteras mera utförligt i kapitlet om metamorfos och migmatitisering.

Enligt IUGS:s nomenklatur har migmatitgraniterna leukogranit- till leukotonalitsammansättning (fig. 17) och utgör således en ganska heterogen bergartsgrupp.

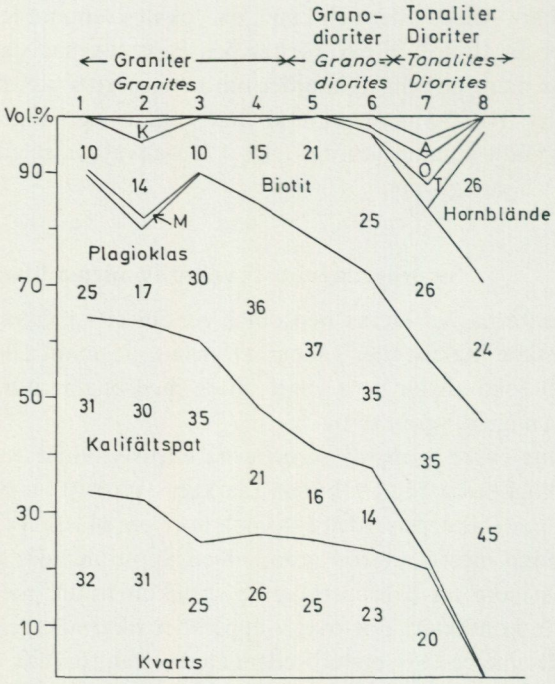
Serorogena intrusiv yngre än migmatitiseringen

Migmatiterna och deras neosomer genomsätts i vissa områden av skarpt avgränsade massiv eller gångar av granit, pegmatit eller aplit. Dessa bergarter är följaktligen klart yngre än de med migmatiternas neosomer jämnåldriga migmatitgraniterna.

Denna yngre grupp av serorogena intrusiv bildar endast ett fåtal massiv tillräckligt stora för att kunna markeras på kartan. Sålunda förekommer väster om Daltorpsfjärden (4h) och norr om Hässle (4g) ett par större oregelbundna massiv av röd granit. Den uppträder där gentemot sidostenen närmast som en hålrumsfyllande sprickintrusion, med oregelbundet förlöpande kontakter. För övrigt uppträder likartade graniter huvudsakligen som decimeter- till meterbreda gångar framför allt i Åbroområdet (4f) och i skärgården sydöst om Oxelösund (1f). Dessa har på kartan markerats med symboler för gångar och små massiv av granit, pegmatit och aplit. På grund av att bergartsbeteckningar enligt konvention ej påläggs vattentäckta områden i berggrundskartor av denna typ, har dessa symboler sällan fått plats på de små skären i skärgården sydöst om Oxelösund. Därför framgår gångarnas utbredning ej här av berggrundskartan. De förekommer emellertid huvudsakligen inom området mellan Beten (0f), V. Hällarna (0g) och Mellersta Åkubbsrevet (0g).

De serorogena graniterna är röda eller grå, fint medelkorniga, oftast lätt mikroklinporfyriska, homogena och massformiga. I skärgårdsområdet sydöst om Oxelösund (1f) förekommer dessutom gångar av grå till mörkgrå, ofta gnejsiga (Loberg 1973, s. 139) bergarter av granodiorit- till tonalitsammansättning. Dessa bergarter liknar ofta gnejsgraniter både till utseende och sammansättning. De är emellertid tydligt serorogena, eftersom de uppträder som gångar, klart yngre än migmatitiseringen (se även Lundström 1974, s. 73 ff.). Förgnejsningen vindlar kraftigt och följer tydligt gångens kontakter, närmast vilka den även är bäst utvecklad.

De serorogena graniterna, granodioriterna och tonaliterna har alla en



Ani %	15	20	25	30	20	30	30	30
Muskovit=M	2	1	+	+	+			
Epidot		+						
Klorit=K	+	4					2	
Kalcit			+			+		+
Titanit=T		+					4	2
Opakmineral=O		1	1	1	+	1	4	+
Apatit=A	+	+	+	1	+	2	3	2
Zirkon	+	+	+				2	
Kvarts								+
Kornstorlek i mm	0.3-	0.4-	0.2-	0.3-	0.3-	0.3-	0.2-	0.3-
Grain size	5	3	1	1	1	0.9	1.5	1.2

Fig. 16. Mineralfördelningen i serorogena intrusiv yngre än migmatitomvandlingen. *Modal composition of serorogenic intrusions, younger than the migmatization.*

Lokaler:

1. Prov JB 71:1. Rödgrå granit. 300 m S om Förola gruvor (4f). Koord.: 652285/157655.
2. Prov IL 71:17. Grå granit. 300 m SV om Gillinge (4f). Koord.: 652050/157500.
3. Prov IL 71:30. Röd granit. Skäret 200 m Ö om St. Åkubben (0g). Koord.: 650140/158395.
4. Prov IL 71:29. Grå granit. Enligt 3.
5. Prov IL 71:33. Grå granodiorit. Skäret 300 m SO om Trutklubben (0g). Koord.: 650275/158315.
6. Prov IL 71:28. Mörkgrå granodiorit. Enligt 3.
7. Prov IL 71:31. Mörkgrå melatonalit. St. Åkubben (0g). Koord.: 650135/158365.
8. Prov IL 71:38. Svart meladiorit. Högstens sydstrand (0f). Koord.: 650310/157965.

TABELL 11.

Kemiska analyser av serorogena intrusivbergarter (vikt-%)
Chemical analyses of serorogenic intrusives (weight %)

Nr	8**	6**	2**	4**	5**	3**	1**
Lab.nr	010 8630	010 8625	010 8624	010 8626	010 8628	010 8627	010 8639
SiO_2	50.9	64.0	67.0	67.1	67.6	69.9	72.3
TiO_2	1.2	1.2	0.48	0.69	0.79	0.62	0.40
Al_2O_3	17.7	15.2	14.4	14.5	15.2	13.8	13.0
Fe_2O_3	2.4	1.8	4.7	2.5	0.8	0.9	3.2
FeO	8.1	4.6	*	2.9	2.9	2.0	*
MnO	0.16	0.09	0.11	0.07	0.05	0.05	0.05
CaO	7.0	3.1	0.9	2.4	1.9	1.9	0.8
MgO	4.2	1.8	1.9	1.3	1.2	0.86	0.72
Na_2O	3.4	2.4	2.1	2.8	3.4	2.9	2.5
K_2O	2.2	3.9	5.9	4.2	4.1	4.6	5.9
$H_2O > 105°C$	1.4	1.0		0.3	0.6	0.5	
$H_2O < 105°C$	0.2	0.2		0.2	0.2	0.1	
P_2O_5	0.42	0.34		0.35	0.24	0.16	
CO_2	0.30	0.13		0.06	0.03	0.18	
F	0.17	0.15		0.11	0.08	0.06	
S	0.18	0.09		0.06	<0.02	<0.02	
BaO	0.20	0.32	0.08	0.21	0.20	0.21	0.07
Σ	100.1	100.3	97.5	99.8	99.3	98.7	98.9
Nigglivärden *Niggli values*							
	−4.9	2.8	7.8	2.2	4.3	1.4	3.2
k	0.3	0.5	0.6	0.5	0.4	0.5	0.6

* Ingår i Fe_2O_3
Included in Fe_2O_3
** Siffrorna hänvisar till lokalförteckningen till fig. 16
The figures refer to the list of localities for Fig. 16

hypidiomorf-granulär, ibland lätt folierad textur. Dessa bergarter är så homogena, att det är befogat att meddela mineralogiska sammansättningar för ensklida prov. Sålunda framgår bergarternas mineralogiska sammansättning av fig. 16, vilken tillsammans med fig. 17 anger de sammansättningar enligt IUGS (1973) som förekommer. I figurerna har emellertid de basiska formerna från området sydöst om Oxelösund överrepresenterats i förhållande till sin frekvens bland de serorogena intrusiven. Normala granitsammansättningar dominerar nämligen inom bladets övriga delar

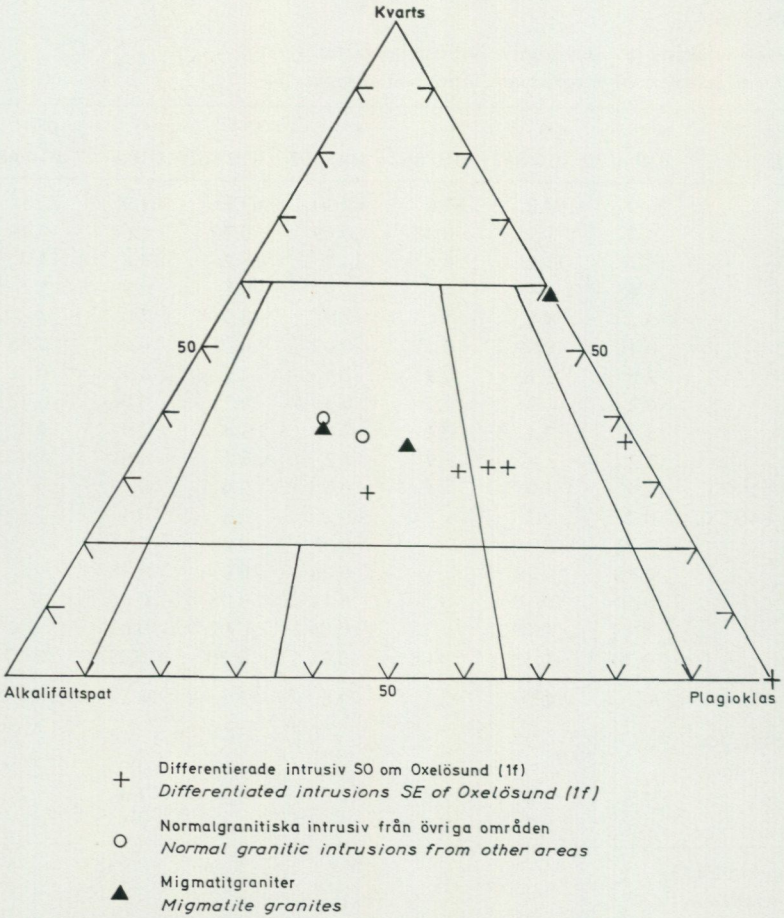


Fig. 17. De serorogena djupbergarternas mineralfördelning. Jfr IUGS Subcommission on the Systematics of Igneous Rocks (1973).
Modal composition of the serorogenic plutonic rocks. Cf. IUGS Subcommission on the Systematics of Igneous Rocks (1973).

(liksom i hela den svekofenniska orogena zonen), medan gångar av granodiorit, melatonalit och meladiorit undantagsvis förekommer i Oxelösundsområdet.

De serorogena djupbergarternas kemiska sammansättning framgår av tabell 11, och fig. 18 visar väsentligen samma fördelning i Q-Or-Ab-diagrammet som ifråga om motsvarande bergarter på bladet Nyköping SV (Lundström 1974, fig. 25).

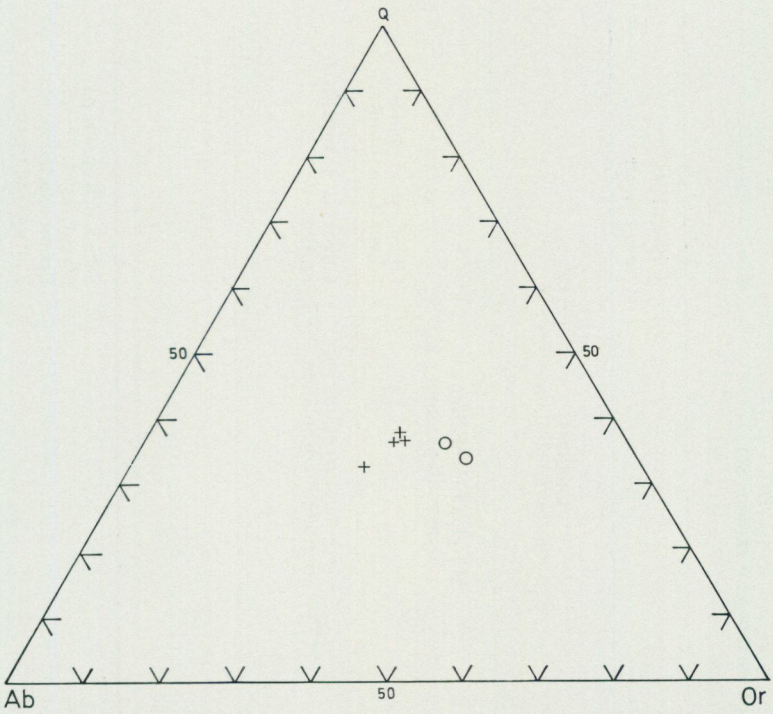


Fig. 18. De serorogena djupbergarternas Q-Or-Ab-proportioner. Vikt-%. Symboler enl. fig. 17.

Q-Or-Ab-proportions of the serorogenic plutonic rocks. Weight %. Symbols as in Fig. 17.

Metamorfos och migmatitisering

De metamorfa omvandlingarna är så likartade dem som beskrivits för kartbladet Nyköping SV (Lundström 1974), att detta avsnitt i huvudsak utgör en sammanfattning, komplettering och diskussion av motsvarande avsnitt i nämnda arbete. Liksom på Nyköping SV kan man även på nu föreliggande kartblad skönja två metamorfosgrader, vilka båda förekommer över hela bladet. Tabell 12 ger en sammanfattning av observationer, som kan antyda områdets metamorfa omvandlingar, och motsvarar väsentligen tabell 9 i Lundström 1974. Vissa indikationer i den sistnämnda tabellen har emellertid ej kunnat igenkännas med säkerhet i det nu beskrivna området, sannolikt beroende på mindre omfattande provtagning. Därför är tabell 12 något mindre utförlig.

TABELL 12.

Mineral (och parageneser) som indikerar metamorfosgraden på kartbladet Nyköping SO
Minerals (and parageneses) indicating metamorphic grade on the map-sheet Nyköping SO

Bergartsgrupp *Rock group*	Hög amfibolitfacies eller högre *High amphibolite facies or higher*	Lägre facies *Lower facies*
Sedimentgnejser och gnejsgraniter *Sedimentary gneisses and gnejss-granites*	Ingen primär muskovit Almandin, sillimanit Cordierit + mikroklin Regional migmatitbildning	? ← Andalusit → ? ← Pinitiserad cordierit →
Karbonatstenar, skarn, eulysit *Carbonate rocks, skarns, eulysites*	Diopsid, olivin + kalcit Granat, hornblände, aktinolit, tremolit Hypersten, ibland grüneritomvandlad i eulysit	← Marginalomvandling av diopsid till aktinolit → Oligoklas + epidot Oligoklas + hornblände
Basiska, hornblände-förande bergarter *Basic, hornblende-bearing rocks*	Hornblände, klinopyroxen	← Marginalomvandling av diopsid till hornblände → Oligoklas – andesin + hornblände
Antofyllitrika partier i sediment(?)gnejser *Anthophyllite-rich parts in sedimentary(?)gneisses*	Ortopyroxen under omvandling till antofyllit Cordierit	
Alla bergarter, speciellt i samband med kataklas *All rocks, especially in connection with cataclasis*		Sericit och epidot på plagioklas Epidot i sprickor Kloritiserad biotit

Den högsta metamorfosgraden

Tabell 12 utvisar att den högsta metamorfosgraden säkerligen motsvarat hög amfibolitfacies. Emellertid förekommer även på nu föreliggande blad ortopyroxen och andalusit, något som antyder ett för dylik regional metamorfos osannolikt lågt tryck, vid vilket t. ex. granat skulle haft svårt att bildas (Lundström 1974, fig. 29).

Ortopyroxen förekommer dels i eulysit, dels i cordierit-antofyllitrika skikt i gnejser av troligt ytbergartsursprung. Mineralet är emellertid i båda fallen under omvandling till klinoamfibol (tabell 12), och båda bergarterna har så särpräglade sammansättningar, att värdet av dessa observationer som tryckindikatorer är tveksamt.

Andalusit förekommer regelbundet i biotitrika, ofta mobiliserade, melanosombetonade sliror. I det föregående arbetet (Lundström 1974) ansågs andalusitens uppträdande tillsammans med granat bero på att sillimaniten förelåg som fibrolit, gentemot vilken andalusiten kunde förmodas vara stabil även vid så höga tryck att granat skulle kunna bildas. Denna förklaring förefaller emellertid ej tillämplig på de här beskrivna bergarterna, ty fibrolit är här sällsynt. Sillimaniten förekommer i stället i påfallande grovkristallina aggregat, ofta som närmast euhedrala kristallindivid.

Frågan blir då om i stället granaten kunnat bildas vid de låga tryck, som utgör andalusitens naturliga existensområde. Granaternas låga spessartinhalter (tabell 13) motsäger emellertid detta antagande. Visserligen nybildas ibland almandin vid ren kontaktmetamorfos, t. ex. runt Revsundsgranit i Västernorrlands län (Th. Lundqvist, muntl. medd.), men detta sker sannolikt endast i bergarter med speciella sammansättningar. Sålunda beskriver Chinner (1962) hur ursprungligen regionalmetamorfa almandiner kunnat överleva och delvis nybildas vid en kontaktmetamorfos, förutsatt att bergartens kemiska sammansättning faller inom ett mycket snävt intervall. Flera av de här beskrivna, granatförande bergarterna uppfyller ej detta krav, varför trycket åtminstone måste ha överskridit de för hornfelsomvandlingar vanliga värdena.

Dessutom är områdets granatförande bergarter järnfattigare ($Fe^{2+}/Fe^{2+}+Mg^{2+} < 0.7$) än de prover Hirschberg & Winkler (1968) använde för att bl. a. bestämma det lägsta tryck, vid vilket almandin kan bildas, något som visar att detta tryck knappast underskridits i området.

Slutsatsen blir således att de metamorfa omvandlingarna kulminerat i det tryck- och temperaturområde, som markerats med punktering i Lundströms (1974) fig. 29.

Andalusitens uppträdande tillsammans med granat och sillimanit får sannolikt i stället tillskrivas den välkända tröghet, varmed andalusit och sillimanit övergår i varandra (Greenwood 1972). Granat- och andalusitförande parageneser beskrivs även av Kepezhinskas (1973), som emellertid vill sätta andalusitens uppträdande i samband med en verklig trycksänkning föranledd av en intensiv migmatitisering.

Retrograda omvandlingar m. m.

Som framgår av tabell 12, förekommer i kartbladets berggrund ett antal mineral och mineralparagenenser, som utvisar lägre metamorfosgrader än de ovan beskrivna. Dessa förefaller att åtminstone delvis vara bäst utvecklade i sprickrika, av kataklas (krossning) karakteriserade partier av berggrunden.

Förutom de i tabellen redovisade observationerna förekommer även grönaktig biotit tillsammans med cordierit, antydande att magnesiumrik cordierit sönderfallit enligt Dahl (1972a) och Lundström (1974, s. 87).

Fördelningen av Fe och Mg mellan granat och biotit (tabellerna 13—15) antyder likaså en metamorfos, som underskrider den ovan beskrivna, högsta metamorfosgraden. Medelvärdet för de erhållna $K_{D_{Fe}}$-värdena i tabell 15 är således 4.9, vilket liksom de på Nyköping SV erhållna värdena av ca 5 antyder "låg" eller "intermediär" regional omvandling enligt Gorbatschev (1968). Dahl (1972b) har emellertid funnit, att dylika K_D-värden ofta är för höga, och föreslagit en korrektion. Denna är svår att genomföra exakt på det här föreliggande, alltför begränsade materialet, men en grov uppskattning anger, att de här erhållna värdena bör multipliceras med en faktor mellan 1 och 1/1.5. K_D-värdena reduceras härvid till lägst ca 3.2, vilket stämmer bättre med Dahls egna värden från likartade bergarter.

Migmatitisering

De för samtliga migmatiter gemensamma förhållandena har beskrivits i inledningskapitlet och i de efterföljande bergartsbeskrivningarna redogjordes för de egenskaper som särpräglar de olika bergartsgruppernas migmatiter. I detta avsnitt beskrivs vissa allmänna regionala, kemiska och mineralogiska drag.

På kartbladet Nyköping SV (Lundström 1974, s. 89) befanns, att man i stort kunde skönja en övergång från huvudsakligen injektionsmigmatiter

TABELL 13.

Kemiska analyser av granater (vikt-%)
Chemical analyses of garnets (weight %)

Nr	1	2	3	4	5	6
SiO_2	36.9	37.7	37.6	37.1	38.8	37.2
Al_2O_3	23.0	21.8	21.1	21.9	21.4	20.7
TiO_2	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02
MgO	3.7	3.9	4.0	5.4	5.2	2.8
FeO_{tot}	36.4	36.4	34.7	34.4	34.6	31.3
MnO	1.2	1.2	0.9	1.5	1.5	5.3
CaO	0.6	2.0	1.5	1.2	0.9	2.8
Σ	101.9	103.0	99.9	101.6	102.5	100.1

Approximering till formeln X_6Y_4 $(SiAlO_4)_6$ genom överföring av härför erforderligt Fe^{2+} till Fe^{3+}. Atomproportioner.

Approximation to the formula X_6Y_4 $(SiAlO_4)_6$ by transferring the necessary amount of Fe^{2+} to Fe^{3+}. Atomic proportions.

Si^{IV}	5.8	5.8	6.0	5.8	6.0	6.0
Al^{IV}	0.2	0.1	0.0	0.2	0.0	0.0
Al	4.1	3.9	4.0	3.9	3.9	3.9
Fe^{3+}	0.0	0.1	0.0	0.1	0.1	0.1
Ti	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01
Mg	0.9	0.9	1.0	1.3	1.2	0.7
Fe	4.8	4.7	4.6	4.4	4.4	4.1
Mn	0.2	0.2	0.1	0.2	0.2	0.7
Ca	0.1	0.3	0.3	0.2	0.1	0.5
Fe_{tot} / (Fe_{tot} + Mg)	0.84	0.84	0.82	0.77	0.79	0.85

Molproportioner
Mol. proportions

Almandin	80.8	76.8	77.7	72.7	74.1	68.7
Andradit	0.1	2.4	0.1	2.6	1.5	2.2
Grossular	1.6	3.1	4.2	0.6	0.9	5.7
Pyrop	14.8	15.1	16.1	20.9	20.2	11.3
Spessartin	2.7	2.6	1.9	3.2	3.3	12.1
Σ	100.0	100.0	100.0	100.0	100.0	100.0

Provnummer enligt tabell 14
Sample numbers according to Table 14

TABELL 14.

Kemiska analyser av biotiter (vikt-%)
Chemical analyses of biotites (weight %)

Nr	1	2	3	4	5	6
SiO_2	35.3	35.3	36.9	34.9	37.2	36.4
Al_2O_3	19.7	18.5	18.1	19.3	18.7	16.9
TiO_2	3.0	2.2	4.2	2.8	3.4	2.9
MgO	9.6	12.6	11.9	12.7	10.5	10.8
FeO_{tot}	21.6	19.0	17.0	17.1	20.1	20.3
MnO	0.02	0.01	0.01	0.1	0.1	0.2
K_2O	9.6	9.8	9.9	9.7	9.8	9.8
Σ	98.8	97.4	97.9	96.6	99.8	97.3
Atomproportioner på basis av 22 syre *Atomic proportions on the basics of 22 oxygen*						
Si	5.3	5.3	5.4	5.2	5.4	5.5
Al^{IV}	2.7	2.7	2.6	2.8	2.6	2.5
Al^{VI}	0.6	0.5	0.5	0.6	0.6	0.5
Ti	0.3	0.2	0.5	0.3	0.4	0.3
Mg	2.1	2.8	2.6	2.8	2.3	2.4
Fe	2.7	2.4	2.1	2.1	2.4	2.5
Mn	<0.01	<0.01	<0.01	0.02	0.01	0.02
Vac^{VI}	0.2	0.1	0.3	0.1	0.3	0.2
K	1.8	1.9	1.8	1.8	1.8	9.8
$Fe_{tot} / (Fe_{tot} + Mg)$	0.56	0.46	0.45	0.43	0.51	0.51

Lokaler:

1. Prov CL 71:17. Rävskär (4j). Koord.: 652080/159865.
2. Prov IK 71: 6. 1 km NV om Yttervik (4j). Koord.: 652460/159460.
3. Prov IK 71:19. 300 m SV om Evedal (4i). Koord.: 652250/159090.
4. Prov IL 72:11. Grönskär (1j). Koord.: 650925/159650.
5. Prov CL 70:13. Hornsudden (2h). Koord.: 651470/158835.
6. Prov IL 70:4. Källvik (3j). Koord.: 651865/159715.

i sydväst till mera *in situ*-betonade migmatiter mot nordöst. Dessa båda huvudtyper motsvarar i stort sett de i detta arbete beskrivna migmatittyperna 1 resp. 2, och deras regionala fördelning på Nyköping SV fortsätter uppenbarligen på Nyköping SO. Således dominerar melanosomfattiga, injektionsbetonade migmatiter av typ 1 i Kolmårdsområdets utlöpare i Oxelösundsområdet (0f—g, 1f—g), dvs. i fortsättningen av det av liknande migmatiter präglade området inom Nyköping SV. På samma sätt bildar de melanosomsliriga migmatiterna av typ 2 och 3 norr och öster om Örsbaken

TABELL 15.

Sammansättning och fördelningskoefficient för samexisterande granat och biotit. Provnummer enligt tabell 14.

Compositions and distribution coefficients for coexisting garnet and biotite. Sample numbers according to Table 14.

Molbråk av resp. element

Molar fractions of the elements

Prov *Sample*	Granat				Biotit	G-Bi[2]
	x^1Fe	x^1Mg	x^1Mn	x^1Ca	x^1Fe	$K_{D\,Fe_{tot}}$
1.	0.80	0.15	0.03	0.02	0.53	4.1
2.	0.77	0.15	0.03	0.05	0.44	6.2
3.	0.77	0.17	0.02	0.05	0.40	5.7
4.	0.73	0.21	0.03	0.03	0.40	4.4
5.	0.75	0.20	0.03	0.02	0.47	3.6
6.	0.69	0.11	0.11	0.08	0.48	5.4

[1]x är i granat beräknat på Σ Fe, Mg, Mn, Ca; i biotit på Σ Fe, Mg, Mn, Ti

x in garnet is calculated for Σ Fe, Mg, Mn, Ca; in biotite for Σ Fe, Mg, Mn, Ti

[2] Fördelningskoefficienten är beräknad på Fe/Fe+Mg

$$K_{D\,Fe_{tot}}^{G\text{-}Bi} = \frac{X_{Fe}^{G}\,(1 - X_{Fe}^{Bi})}{(1 - X_{Fe}^{G})\,X_{Fe}^{Bi}}$$ där $X_{Fe}^{G} = \frac{Fe_{tot}}{Fe_{tot} + Mg}$ i granat och

X_{Fe}^{Bi} motsvarande kvot i biotit.

The distribution coefficient is calculated for Fe/Fe+Mg

$$K_{D\,Fe_{tot}}^{G\text{-}Bi} = \frac{X_{Fe}^{G}\,(1 - X_{Fe}^{Bi})}{(1 - X_{Fe}^{G})\,X_{Fe}^{Bi}}$$ *where* $X_{Fe}^{G} = \frac{Fe_{tot}}{Fe_{tot} + Mg}$ *in garnet and*

X_{Fe}^{Bi} *is the corresponding quotient in biotite.*

(1f) en direkt fortsättning av de mera *in situ*-betonade migmatiterna på SV-bladets nordöstra delar. Det förefaller följaktligen som om de båda huvudmigmatittyperna skulle skiljas åt av en (mycket ungefärlig) gränslinje över Yngaren—Nyköping—Örsbaken. Typerna 2 och 3 dominerar således områdena med ungefärligen nord—sydlig strykning norr om gräns-

linjen men blir återigen mera sällsynta på bladet Nyköping NO (G. Stålhös, muntl. medd.).

Migmatitiseringen innebär att en ny bergart (neosomen) bildats, vilken nu förekommer tillsammans med mera välbevarade rester av den äldre berggrunden (paleosomen; se inledningskapitlet). Neosomen för i allmänhet samma mineral som angränsande paleosomer, men kvarts- och fältspathalterna är oftast högre och halten mörka mineral lägre i neosomen. Likaså brukar neosomen ofta vara något mikroklinrikare än paleosomerna. Kemiska analyser av likartade bergarter i olika migmatitiseringsstadier visar också oftast, att alk-värdena ökar och t-värdena faller med ökande migmatitisering, dvs. ökande neosomhalt. Denna tendens framgår av fig. 15, där pilarna pekar från bättre bevarade mot mera omvandlade migmatiter av förmodat likartat ursprung. Dessa förhållanden antyder att migmatitiseringen förorsakats av att alkalirika lösningar tillförts. En sådan tolkning synes också mest sannolik för migmatiterna av typ 1, hos vilka paleosomernas och neosomernas kemiska sammansättningar oftast är mycket olika samtidigt som de båda leden är skarpt avgränsade mot varandra. Det tillförda materialet kan likväl tänkas härröra från mera lättmobiliserade delar i samma migmatitområde. Mera tveksam blir denna tolkning emellertid i migmatittypen 2, där paleosom, leukosom och melanosom vanligen är så intimt hopvävda, att det är svårare att tänka sig några mera genomgripande ämnesutbyten i berggrunden. Paleosomernas och neosomernas kemiska sammansättningar skiljer sig också mindre från varandra i denna migmatittyp än i den förra, och man kan ibland se hur tydliga paleosomer kontinuerligt förgrovas till migmatiter av typ 2. Sannolikt får man här i stället tänka sig att neosomen åtminstone delvis bildats av ursprungsbergarter, som redan före migmatitiseringen haft en kemisk sammansättning liknande den som neosomen nu har. Neosombildningen har i så fall selektivt *in situ* träffat vissa delar av ursprungsberggrunden, som haft en härför speciellt lämpad sammansättning. Skillnaden mellan de båda migmatitbildningsprocesserna består således väsentligen i hur långt neosomen kan tänkas ha transporterats till sitt nuvarande läge (Mehnert 1968, s. 248—249). Eftersom den mot bladets migmatiter svarande ursprungsberggrunden är okänd beträffande dylika mindre sammansättningsvariationer, kan emellertid dessa frågor ej slutligt avgöras med ledning av det föreliggande materialet.

Vecktektonik och stratigrafi

Som framgår av kartorna, bildar områdets bergarter en stor antiform efter en östlig veckaxel. I denna huvudantiform kan flera underordnade syn- och antiformer veckade runt samma axel spåras (fig. 19), vilka bildar nord—sydliga, slingrande veckbågar mer eller mindre öppna mot öster. Denna veckstil har även befunnits vara typisk för angränsande delar av bladet Nyköping SV (Lundström 1974, s. 94), vilka härigenom skiljer sig från de sydvästligare områdena inom nämnda blad. De senare kännetecknas i stället av utsträckta, öst—västliga strukturer. Eftersom lagring och skiffrighet är parallella, har dessa strukturer ej särskilts genom olika tecken i fig. 19.

Enligt Lundström (1974, s. 99) kan man antaga, att området utsatts för åtminstone två kraftigare veckningsfaser. Den första har orsakats av ett öst—västligt tryck, vilket veckat berggrunden efter i stort sett nord—sydliga veckaxlar, medan den andra bestått i en nord—sydlig sammanpressning efter medelbranta, östliga veckaxlar. Är denna hypotes riktig, skulle områdets bergartskroppar i princip begränsas av ytor med den form, som visas i fig. 20. Områdets kraftiga omvandling har medfört, att varken säkra ledhorisonter eller strukturer lämpade för upp- och nerbestämningar kunnat återfinnas, varför bergarternas ursprungliga stratigrafi är okänd. Det är följaktligen omöjligt att påvisa den första deformationsfasens syn- och antiformer, varför endast dylika strukturer härrörande från den andra veckfasen kunnat utritas i fig. 19.

På bladet Nyköping NO har Stålhös (1975) kunnat tillämpa en tektonisk modell enligt fig. 20 mera i detalj, varvid han även kunnat spåra den första deformationsfasens syn- och antiformer (Stålhös 1975, pl. 1 och 2). En slutsats av hans resonemang är att gnejsgraniten i stort underlagrar ytbergarterna, vilka förekommer i synforma fickor i gnejsgraniterna. De senare är i stället huvudsakligen blottade i antiforma ryggar.

Fig. 21 och 22 visar veckaxlarnas och stängligheternas orientering på bladet. Som stänglighet har endast korsande sprickor, prismatiska minerals orientering samt mikrogördlar av biotit betecknats, medan större biotitgördelliknande strukturer hänförts till veckaxelgruppen. Dylika biotitgördlar hänfördes på bladet Nyköping SV till stängligheterna, varför dessa där är betydligt talrikare. Sådana strukturer visar sig emellertid ofta svåra att skilja från smärre veckaxlar, varför de nu hänförts till veckaxelgruppen. Figurerna visar att både veckaxlar och stängligheter har utpräglade maxima med ca 40° östlig stupning. Dessa maxima stupar således ca 20° brantare



Fig. 19. Kartbladets tektoniska huvuddrag. Skiffrighet och lagring redovisade med samma tecken. Se även huvudkartans teckenförklaring.

Main tectonic features. Foliation and bedding are shown by the same sign. See also the legend of the main map.

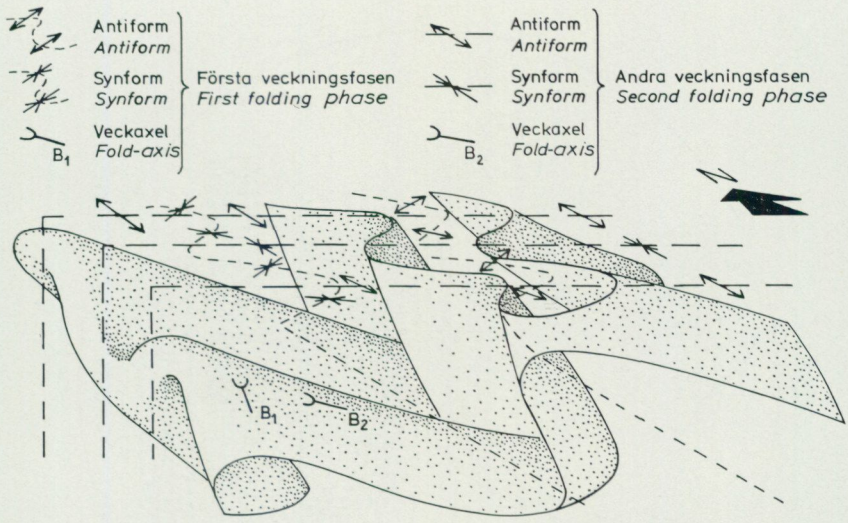


Fig. 20. Principskiss, utvisande hur ett lagringsplan kan tänkas deformerat av två veckfaser.
Sketch demonstrating the principle for deformation of a bedding plane by two folding phases.

än de på Nyköping SV och överensstämmer mera med den brantare riktning, som t. ex. kännetecknar Stockholmsområdet (Stålhös 1969). Ett fåtal veckaxlar förekommer även i västliga med flera riktningar, framför allt i Vålaröområdet (2g), men även där dominerar den östliga veckaxelriktningen.

Sprickor och förkastningar

Den tektoniska kartan

De flesta av de i den tektoniska kartan redovisade spricklinjerna grundar sig på flygbildstolkning av RAK:s höghöjdsflygbilder i den ungefärliga skalan 1:65 000. Dessa observationer har för hand ritats över till skalan 1:50 000 och motsvarar oftast mer eller mindre utsträckta dalstråk och andra morfologiska sänkor. Dylika sänkor beror ofta på att det underliggande berget är mer eller mindre krossat, vilket kan vålla geotekniska problem. Trots att flygbildsobservationerna endast undantagsvis kunnat kontrolleras i fält, har i stort sett samtliga observationer tagits med i kar-

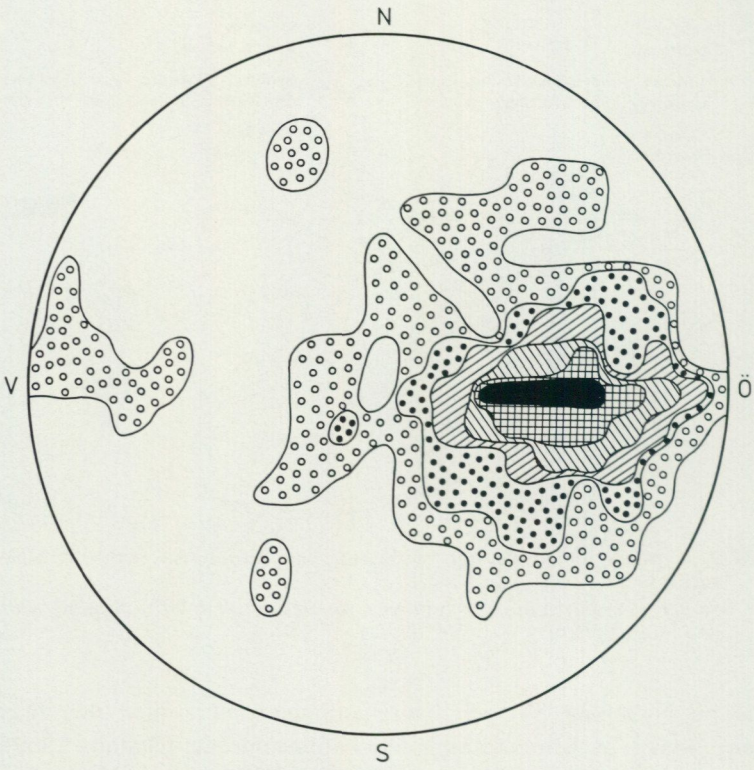


Fig. 21. Veckaxlar. Schmidts nät, undre halvsfären. Konturer: 13, 10, 7, 4, 1, 0.2 % per 1 % yta. N = 422.
Fold-axes. Schmidt's net, lower hemisphere.
Contours: 13, 10, 7, 4, 1, 0.2 % per 1 % area. N = 422.

tan, eftersom de enligt ovan markerar riskzoner ur bergmekanisk synpunkt.

Flygbildsobservationerna kan emellertid ibland förbindas med andra observationer, som visar att de motsvarar verkliga sprickzoner. Sålunda finner man i fält ofta rikligt med myloniter, epidotsprickor och kvartsläkta breccior, särskilt i anslutning till de kraftigare sprickzonerna. I slipprov från sådana områden kan man dessutom ofta se mineralogiska indikationer på sen, retrograd metamorfos (se tabell 12), sannolikt beroende på sprickbildande tektoniska rörelser.

I den flygmagnetiska kartan indikeras spricklinjer och svaghetszoner genom avbrutna och förskjutna anomalier motsvarande förskjutna bergartsgränser, eller genom utdragna minima där magnetiten oxiderats längs

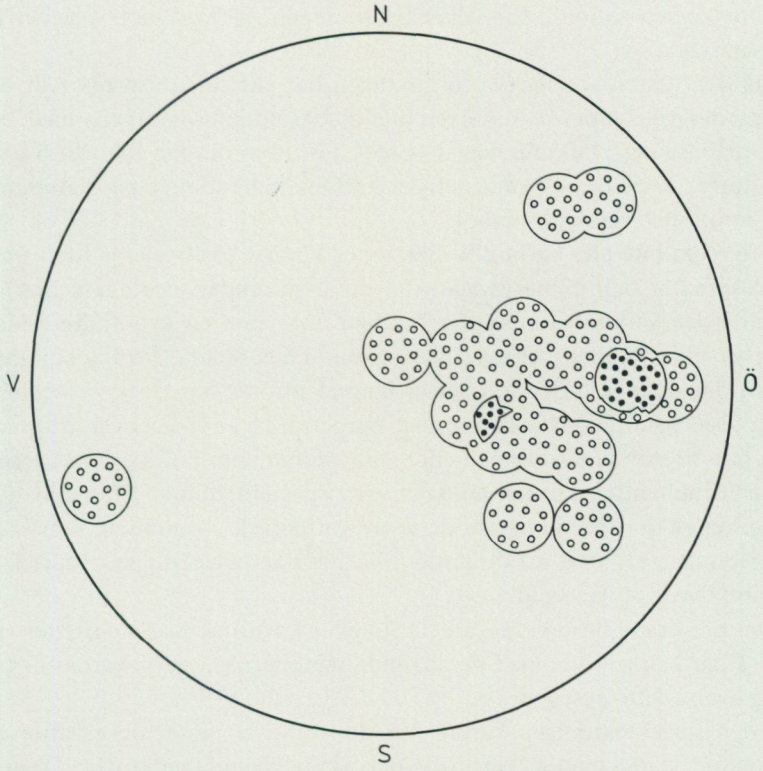


Fig. 22. Stängligheter. Schmidts nät, undre halvsfären. Konturer: 17 och 4 % per 1 % yta. N = 23.
Lineations, Schmidt's net, lower hemisphere. Contours: 17 and 4 % per 1 % area. N = 23.

en svaghetszon. Dylika indikationer kan ofta korreleras med de fotogeologiskt framtagna linjerna. I de fall flygmagnetiska indikationer ej motsvaras av fotogeologiska, har en särskild beteckning använts på kartan.

Det ovedersägligaste beviset på att en linje på kartan verkligen motsvarar en spricka i naturen erhålles emellertid när den geologiska rekognoseringen verkligen påvisat förskjutna bergartsgränser innebärande att linjen markerar en förkastning. Ofta kan man i sådana fall längs spricklinjen mäta den sträcka, som bergartsgränsen förskjutits, varvid sträckans avstånd angivits på kartan. Detta är emellertid inget mått på förkastningsrörelsens längd eller riktning, eftersom den vertikala komponenten försummats.

Se vidare Badgley (1965, s. 161 ff.), som kallar det ovan definierade mät-

tet "strike separation", för vilket tyvärr ingen adekvat motsvarighet finns på svenska.

Då den tektoniska kartan förmodligen har sitt största intresse ur byggnadsgeologisk synpunkt, har även alla diabasindikationer tagits med, eftersom diabasgångar ofta försvagar berget. Förutom direkta fältobservationer har därför även den flygmagnetiska kartans indikationer på diabasgångar markerats med särskild symbol.

Eftersom inte alla kartans indikationer kunnat kontrolleras i fält och då flera sprickor och diabasgångar kan dölja sig under jordtäckta områden, får inte den spricktektoniska kartan betraktas som en kvantitativ redovisning av berggrundens alla svaghetszoner. I utsträckta, jordtäckta sprickdalar, där direkta observationer ej kunnat utföras har dock beteckningen "zon med sannolikt starkt krossad berggrund" använts över de partier, som har de största jorddjupen eller som genom andra, t. ex. jordartsgeologiska förhållanden kunnat antagas vara speciellt djupa. Eftersom dylika uppgifter saknas för liknande delar av vattentäckta områden, kan sådana preciseringar ej göras i skärgården, varför där beteckningen "sprickzon" använts även i större sund.

Det bör också observeras, att flacka eller horisontella gångar eller sprickor sällan kan påvisas med de använda metoderna, varför kartan är bristfällig även i detta avseende.

I den spricktektoniska kartan har dessutom ett antal observationer av veckaxlar, stängligheter, lagringar och skiffrigheter tagits med. Dessa utgör ett fylligare urval av primärmaterialet än det, som kunnat redovisas i berggrundskartans bild.

Spricktektonik

På den tektoniska kartan framträder ett flertal sprickriktningar, varav i synnerhet en i ungefärligen nordvästlig riktning kraftigt dominerar i bladets norra del. Denna sprickriktning har där gett upphov till flera långsträckta, nordvästliga dalstråk och sund. Dessa sänkor utgör i ett par fall säkra förkastningar, eftersom bergartsgränserna rubbats. Så är fallet vid linjerna längs Sjösafjärden (2f), över Ången (3f), Käxlan (4g) — Kråkfjärden (2h) och Klacka (4i) — Mättingeviken (3j). Käxlan — Kråkfjärden-linjen fortsätter in på bladet Nyköping NO, där det framgår att leptitstråket vid Ekeby (5g) nordöst om linjen förskjutits ca 1 400 m åt sydöst, längs linjen. Längs Klacka — Mättingeviken-linjen har på samma sätt ett litet leptit-

stråk öster om Litselby (4i) förskjutits ca 400 m åt sydöst (se kartorna). Detta innebär att kartbilden skenbart visar högerförkastningar. Eftersom båda leptitlagren stupar medelbrant, kan emellertid dessa förskjutningar lika väl ha uppstått genom en vertikal förkastningsrörelse som genom en horisontell eller en kombination av båda. På bladet Nyköping SV (Lundström 1974) har emellertid dylika nordvästliga sprickdalar ibland visat sig vara tydliga högerförkastningar med små vertikalrörelser och med horisontella förskjutningar på några hundra meter. Förkastningsrörelserna längs de nordvästliga sprickriktningarna framträder även genom att myloniter, breccior och andra tecken på kataklas är särskilt vanliga längs dessa riktningar. De nordvästliga sprickorna har således någon gång fungerat som skjuvsprickor men har uppenbarligen även stått öppna under långa tider. Sålunda har t. ex. de jotniska diabaserna i stor utsträckning trängt in efter dessa sprickor, längs vilket även förekommer öppna hålrum med drusfyllnader av kvarts eller kalcit, speciellt i bladets östra delar.

De nordvästliga sprickorna framträder morfologiskt mycket väl, vilket sannolikt beror på att de är orienterade ungefär parallellt med isrörelseriktningen. Deras dominans i kartans norra delar sammanhänger troligen med att de här kunnat anläggas parallellt med berggrundens skiffrighet. Följaktligen framträder den nordvästliga sprickriktningen betydligt svagare i Oxelösundsområdet, där skiffrigheten stryker mera i öst—väst.

Öster om Daltorpsfjärden (4h) har ett par nordnordöstliga sprickzoner ritats in, vilka sannolikt är viktigare än vad som framgår av deras begränsade framträdande på bladet. På översiktskartor och satellitbilder visar sig dessa sprickor nämligen utgöra den sydligaste delen av en lång sprickzon som kan följas åt nordnordöst över Vallaviken i Sillen, vidare över Yngern och åtminstone till Mariefredsviken dvs. en sträcka om ca fem mil. Denna zon består sannolikt av flera spricklinjer, vilkas fortsättning på kartbladet Nyköping SO är oklar i detalj. Möjligen kan detta spricksystem förklara den ovanligt rikliga brecciebildning och kataklas, som kännetecknar området nordöst om Daltorpsfjärden (4h). Den nämnda sprickzonen korsar nämligen där den långa mylonit- och brecciezon, som från Ringsö (2j) och Studsvik (3i) sträcker sig åt nordväst mot Daltorpsfjärden (4h).

Den stora havsfjärden Tvären (3i) utgör en morfologisk sänka, vars läge, djup, storlek och form svårligen låter sig inpassa i kartans sprickmönster. Den är åtminstone 80 meter djup, medan de omgivande havsområdena sällan är djupare än 25 meter. Kustkonturen och bottentopografin bildar

i stort koncentriska cirklar med en utpräglad, central djupzon med mellan 30 och 80 meters djup och 2 kilometers diameter (fig. 23). Asklund (1931) förmodade att Tvären var en vulkanisk bildning, medan på senare tid Fredriksson och Wickman (1963) samt Wickman (1966) framhållit att Tvären skulle ha kunnat bildas genom ett meteoritnedslag för ca 450 miljoner år sedan.

Diabasgångar

Långt efter de ovan beskrivna bergarternas bildning, metamorfos och veckning intruderades den mellansvenska berggrunden av diabasmagma, varvid vanligen mer eller mindre spridda gångsvärmar uppstod. Liknande diabas från Nordingråområdet har nyligen befunnits vara 1 245 miljoner år gammal (Welin & Lundqvist 1975).

På kartbladet Nyköping SO förekommer nordvästliga till västnordvästliga gångar av sådan s. k. jotnisk diabas framför allt i den nordöstra delen, medan den sydvästra är betydligt diabasfattigare. Denna regionala fördelning kan även följas in på bladet Nyköping NO, i vars östra delar diabasgångar är vanliga. Dessutom blir diabasgångarna även mäktigare i bladets östra del och når här ibland 50 m bredd, medan flertalet gångar ej når metertjocklek. Dessa förhållanden sammanhänger uppenbarligen med de ovan beskrivna (s. 71), mot öster allt vanligare observationerna på sprickrikt berg, vilket lätt kunnat intruderas av diabasmagman.

De jotniska diabaserna är relativt lätteroderade, varför de sällan bildar större hällmassiv. I fält hittar man dem i stället vanligen i bottnen eller på väggen av någon djup spricka, där de förekommer som spridda rester, vilka skyddats från erosionen. Följaktligen förekommer säkert betydligt mera diabas än som påträffats i fält, särskilt i de större sprickorna. Så t. ex. beror säkerligen den stora, positiva magnetiska anomalin öster om Rågön (2h) på en flera hundra meter bred diabasgång, vilken emellertid endast är sparsamt blottad på strandhällar sydväst om Helgö (3h). Följaktligen har det befunnits motiverat att i tektoniska kartan även redovisa de flygmagnetiska anomalier, som kan vara diabasgångar, och att i berggrundskartan interpolera mellan hällobservationerna med hjälp av sådana anomalier.

Av fig. 24 framgår att diabasgångarna mestadels har nordvästliga riktningar. De stupar alltid brant eller vertikalt. Gångarnas vanligaste riktning är N60—70°V, vilken således avviker från såväl den vanligaste gångriktningen på bladet Nyköping SV som den mest utpräglade sprickriktningen

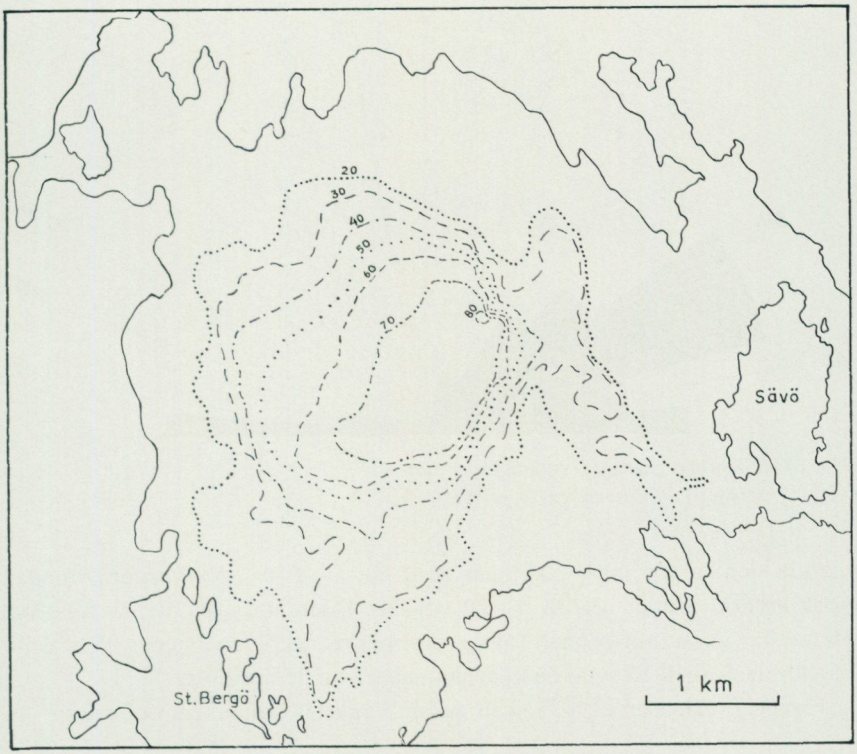


Fig. 23. Tvärens bottenmorfologi. Efter Asklund (1931).
Bottom morphology of the large bay Tvären. From Asklund (1931).

på Nyköping SO, vilka båda är ca N40°V. Däremot förefaller gångriktningen N60—70°V att fortsätta på bladet Nyköping NO. Det av fig. 24 visade maximet i N60—70°V kan emellertid vara skenbart, eftersom de rikligt förekommande sprickorna i N40°V enligt ovan kan befaras dölja många diabasgångar, vilkas riktning sålunda skulle vara underrepresenterad i figuren.

Diabaserna är grå eller svarta, ofta brunvittrande, finkorniga, homogena och massformiga bergarter med vacker ofitisk textur. Inom en decimeter från kontakten är de täta eller glasiga, medan kristallerna i de centrala delarna av de mäktigare gångarna ibland når centimeterstorlek. Bergarten består till ca halva volymen av listformade plagioklaser (andesin—labrador) och till 20 à 30 vol.-% av pigeonit eller augit. Biotit, horn-

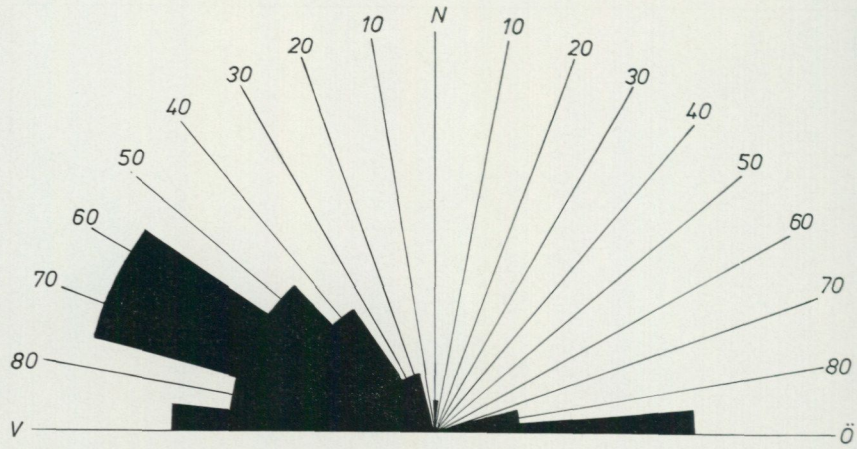


Fig. 24. Diabasgångarnas strykning (N = 60).
Strike of dolerite dikes (N = 60).

blände och apatit ingår vanligen med ca 3—4 vol.-% vardera, medan opakmineral brukar utgöra 5—10 vol.-%. I den stora gången sydväst om Helgö har dessutom bronzit, olivin, kopparkis, pyrit, magnetit och ilmenit påträffats. Tabell 16 visar en kemisk analys från denna gång.

Enligt Streckeisen (1967) skall dessa bergarter benämnas doleriter.

Spridda observationer av lösa block

I lösa block förekommer ibland karakteristiska bergarter, vilkas moderklyft är dåligt kända. Sådana iakttagelser har främst gjorts i kustområdet, där blocken framträder bäst.

Inom hela kartbladet förekommer upp till kubikmeterstora, ofta skarpkantade block av jotnisk sandsten. Bergarten är röd eller vitgul och finkornig, ofta skiktad och konglomeratisk. Blocken av jotnisk sandsten samlar sig ej till tydliga blocksvansar, men de flesta observationerna har gjorts i skärgårdsområdet runt Gupafjärden (3j), Ringsön (3j), Hartsön (2j) och Långön (3j), främst i anslutning till en från Tvären (3i) utgående blocksvans av ordoviciska bergarter. Denna består av kalkstens-, sandstens- och konglomeratblock på Ringsön (3j), Hartsön (2j) och Enskär (1j) samt i den omgivande skärgården. Blocksvansen och de ingående bergarterna har beskrivits av Thorslund (1940), som även konstaterar, att moderklyftet måste anstå på Tvärens (3i) botten.

TABELL 16.
Kemisk analys av jotnisk diabas (vikt-%)
Chemical analysis of Jotnian dolerite (weight %)

SiO_2	48.7
TiO_2	2.3
Al_2O_3	16.0
Fe_2O_3	16.1
FeO	*
MnO	0.18
CaO	7.1
MgO	5.5
Na_2O	2.7
K_2O	1.2
BaO	0.06
Σ	99.8

Included in Fe_2O_3
* Ingår i Fe_2O_3

Lokal: Högholmen (3h). Koord.: 651505/158670. Lab.nr 010 8648.

I skärgården sydöst om Långön (3j) påträffas ofta kubikmeterstora, kantrundade block av en röd, medelkornig, homogen, massformig karakteristisk granit, vars moderklyft är okänd i området. Ett prov från Rävskär (2j) innehåller 35 vol.-% kvarts, 50 vol.-% kalifältspat, 10 vol.-% starkt sericitiserad plagioklas samt 5 vol.-% delvis kloritomvandlad biotit. Dessutom förekommer accessoriskt epidot, muskovit, titanit, opakmineral, apatit och zirkon. Kvartsen bildar dels sexkantiga, euhedrala individ inneslutna i mikroklin, dels anhedrala, interstitiella individ. Både mikroklin och kvarts föreligger som två generationer. Bergarten liknar bl. a. därigenom vissa av Ålands rapakivigraniter, så som dessa beskrivits av t. ex. Ehlers (1974).

Malm och nyttosten

Malmer

På kartbladet finns flera manganrika, magnetitförande kalk-skarnjärnmalmer, vilka samtliga är knutna till de kalk- och skarnbandade kalileptiterna. Malmerna förekommer där ofta nära kontakterna mot angränsande, sedimentbetonade gnejser.

Det viktigaste järnmalmsförande området ligger runt Förola (4f) och Svärtagårds stn (4f), där ett malmlager uppenbarligen ganska nära följer kontakten mellan leptiterna och den sedimentbetonade gnejsen. Malmen har brutits i flera gruvor, varav den viktigaste är Förola (4f). Med undantag för avbrott på 1930- och 40-talen bröts Förola från 1685 (Sidenbladh 1867) till 1966 (Sveriges officiella statistik, Ser. C). Åbrogruvorna (4f) 500 m N om Förola (4f) samt Långgruvorna och Kärrgruvorna vid Svärtagårds stn (4f) har innehållit malmer av samma typ och bröts sporadiskt på 1870- och 1880-talen (ibid.).

I leptitområdet vid Hässle (4g) förekommer liknande skarnig svartmalm, vilken brutits i ett par små gruvhål på 1870-talet (ibid.). Hässleområdet (4g) kännetecknas i den flygmagnetiska kartan av en kraftig, positiv anomali, och på fälten sydöst om Hässle (4g) störs ibland kompassen kraftigt.

I leptiterna runt Gunnarbolfjärden (4j) har dessutom skarnig magnetitmalm påträffats 500 m väster om Yttervik (4j), strax öster om Lillsjön (4i) och på Runnklubbarna (4j). Malmen har endast iakttagits i enstaka hällar, varför dess omfattning är okänd. På Runnklubbarna (4i) har ett mindre gruvförsök gjorts på 1960-talet.

Sulfidmalmer saknas helt på kartbladet. I sedimentgnejserna mellan Trullknallen (4j) och Arnholmen (4j) förekommer ibland kisvittrande, några meter tjocka bankar med kopparkis, pyrit och magnetkis, men metallhalterna är alltför låga för att förekomsten skall ha något intresse i dag. Sålunda innehåller ett generalprov från Trullknallen endast 86 ppm Cu.

Nyttosten

Som användbara nyttostenar torde endast vissa av bladets urkalkstenar kunna räknas. Som ovan (s. 24) framhållits är det förekomsten vid Holmby (4h) och öster om Rundbosjön (4i), som härvidlag har det största intresset. I den sistnämnda förekomsten finns också ett mindre, nu övergivet kalkbrott med kalkugn.

För övrigt torde berggrunden till följd av den starka migmatitiseringen vara så heterogen att större, brytvärda partier lämpliga som t. ex. byggnadssten knappast torde kunna uttagas i området.

LITTERATUR

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

ASKLUND, B., 1931: Fennoskandias ålder, kontinentrörelser och relief. I Ramsay: Geologiens grunder, del II, 355–381. – Holger Schiltds förlag, Stockholm.

BADGLEY, P. C., 1965: Structural and tectonic principles. – Harper & Row.

CHINNER, G. A., 1962: Almandine in Thermal Aureoles. – Journ. Petrol. 3, 316–340.

DAHL, O., 1972a: Some aspects on the evolution of fleck gneiss in the Västervik area. – GFF 94, 69–82.

– 1972b: The effect of garnet cell volume on the distribution of Mg and Fe in garnet exchange equilibria. – Lithos 5, 33–56.

EHLERS, C., 1974: Layering in rapakivi granite, SW Finland. – Bull. Geol. Soc. Finl. 46, 145–149.

ERDMANN, A., 1848: Försök till en geognostisk-mineralogisk beskrifning öfver Tunabergs socken; Södermanland, med särskildt afseende på der belägne grufvor. – Kungl. Vetenskapsakademiens Handlingar 1848, senare hälften, 1–94.

ERDMANN, E., 1867: Några ord till upplysning om bladet "Nyköping". – SGU Aa 23.

FREDRIKSSON, K., & WICKMAN, F. E., 1963: Meteoriter. – Svensk Naturvetenskap 16, 121–157.

GEIJER, P., 1923: Eulysitic iron ores in northern Sweden. – SGU C 324.

– 1963: The Precambrian of Sweden. – The geologic systems: The Precambrian. – Interscience Publishers.

GORBATSCHEV, R., 1968: Distribution of Elements between Cordierite, Biotite and Garnet. – N. Jb. Miner. Abh. 110, 57–80.

GREENWOOD, H. J., 1972: Al^{IV} – Si^{IV} Disorder in Sillimanite and its Effect on Phase Relations of the Aluminium Silicate Minerals. – Geol. Soc. Amer. Mem. 132, 553–571.

HIRSCHBERG, A., & WINKLER, H. G. F., 1968: Stabilitätsbeziehungen zwischen Chlorit, Cordierit und Almandin bei der Metamorphose. – Contr. Min. Petr. 18, 17–42.

HUMMEL, D., 1874: Beskrifning till kartbladet "Trosa". – SGU Aa 52.

IUGS SUBCOMMISSION ON THE SYSTEMATICS OF IGNEOUS ROCKS, 1973: Classification and Nomenclature of Plutonic Rocks Recommendations. – N. Jb. Miner. Mh. 1973, H 4, 194–164.

KALSBEEK, F., 1969: Note on the reliability of point counter analyses. – N. Jb. Miner. Mh. 1969, H 1, 1–6.

KEPEZHINSKAS, K. B., 1973: Pressure variability during medium temperature metamorphism of meta-pelites. – Lithos 6, 145–157.

LOBERG, B., 1973: Geologiska material och Sveriges berggrund. – P. A. Norstedt & Söners Förlag.

LUNDEGÅRDH, P. H., 1970: Stenar i färg. Sjätte upplagan. Stockholm. – Almqvist & Wiksell.

– 1974: Berg och jord i Sverige. Fjärde upplagan. Stockholm – Almqvist & Wiksell.

LUNDSTRÖM, I., 1974: Beskrivning till berggrundskartan Nyköping SV. – SGU Af 109.

MAGNUSSON, N. H., THORSLUND, P., BROTZEN, F., ASKLUND, B., & KULLING, O., 1960: Description to accompany the map of the prequaternary rocks of Sweden. – SGU Ba 16.

MEHNERT, K. R., 1968: Migmatites and the origin of granitic rocks. – Elsevier Publishing Company, Amsterdam.

PALMGREN, J., 1917: Die Eulysite von Södermanland. – Bull. Geol. Inst. Uppsala, Vol XIV, 109–228.

PERSSON, C., & LUNDSTRÖM, I., 1973: Beskrivning till geologiska kartbladet Nyköping SO. – SGU Ae 12.

SIDENBLADH, E., 1867: Några ord till upplysning om bladet "Tärna". – SGU Aa 24.
STOLPE, M., 1874: Beskrifning till kartbladet "Björksund". – SGU Aa 53.
STRECKEISEN, A. L., 1967: Classification and Nomenclature of Igneous Rocks. – N. Jb. Miner. Abh. 107, 144–240.
STÅLHÖS, G., 1969: Beskrivning till Stockholmstraktens berggrund. – SGU Ba 24.
– 1972: Beskrivning till berggrundskartbladen Uppsala SV och SO. – SGU Af 105–106.
– 1975: Beskrivning till berggrundskartan Nyköping NO. – SGU Af 115.
TANNER, V., & SUNDIUS, N., 1945: Rapport angående kalkstensfyndigheter i norra Östergötland, östra Södermanland, Mälartrakten och norra Uppland samt vid Alnön i Medelpad. – SGU:s vetenskapliga arkiv Z 92:6.
THORSLUND, P., 1940: On the Chasmops series of Jemtland and Södermanland (Tväre n). – SGU C 436.
TÖRNEBOHM, A. E., 1882: Beskrifning till blad n:o 9 af Geologisk öfversigtskarta öfver mellersta Sveriges Bergslag.
WEDEPOHL, K. H., 1969: Handbook of Geochemistry, Vol. I. – Springer Verlag, Berlin.
WELIN, E., & LUNDQVIST, TH., 1975: K-Ar ages of Jotnian dolerites in Västernorrland County, Central Sweden. – GFF 97, 83–88.
WICKMAN, F. E., 1966: Meteoritkratrar. – Forskning och Framsteg, vol. I, 2–7.

Appendix: Exkursionsguide

Exkursionsguiden avser att anvisa lätt åtkomliga lokaler med någorlunda typiska bergarter (fig. 25). Eftersom bergarterna är mycket heterogena är det emellertid viktigt att den besökande ej enbart studerar någon enstaka häll utan försöker överblicka ett några hundra kvadratmeter stort område. Det är dessutom fördelaktigt om man kan jämföra bergarternas utseende på horisontella och vertikala ytor, varvid man bör undvika sådana vertikalsnitt som ligger parallellt med bergartens skiffrighets- eller lagringsplan.

1. Hällar mellan Gamla Oxelösundsvägen och gamla vattentornet i Oxelösund, 200 m OSO om Skeppargatan (1f). Koord.: 650585/157600. Sedimentmigmatiter av typ 1. Tarika, väl igenkännbara paleosomer av metaarenittyp anstår närmast vägen i söder, medan mobilisatet blir allt rikligare mot höjdpartiets topp. Enstaka skarn- och metabasitklumpar förekommer.

2. Hällar runt Oxelö- och Sjögatornas korsning i Oxelösund (1f). Koord.: 650685/157540. Gnejsgranitmigmatiter av typ 1, bestående av huvudsakligen röda, granitiska, stängliga paleosomer med sparsamma neosomådror.

3. Hällar mellan Sågarstugan och väg E 4, V om Uttersjön (4f). Koord.: 652270/157715. I det sydvästra hällpartiet som sträcker sig från vägen mellan Åbro och Svärtagård och ca 100 m åt nordost anstår granat- och cordieritförande sedimentmigmatiter av typ 1. I det nordöstra hällpartiet, beläget 2—400 m nordost om Svärtagårdsvägen och gränsande mot E 4 anstår dels rödlätta, sparsamt granitådrade, lätt skarnskiktade kalileptiter och dels hornblände- och bitotitrik gnejs. I vägsprängningen sydväst om Svärtagårdsvägen, vilken löper nära parallellt med bergarternas lagring, förekommer vackra veckaxlar och stängligheter.

4. Vägsprängning 400 m SO om Ållonbäck (3f). Koord.: 651595/157560. Grå, kalk- och skarnbandad leptit, skarn och kalksten. Ringa inslag av yngre granitmaterial. Vägsprängningen följer i sin nordligaste del en kalcitfylld spricka.

5. Hällar 250 m SO om Horn (2f). Koord.: 651275/157785. Röd och grå, medelkornig, fältspatporfyroblastisk, kraftigt upplöst gnejsgranitmig-

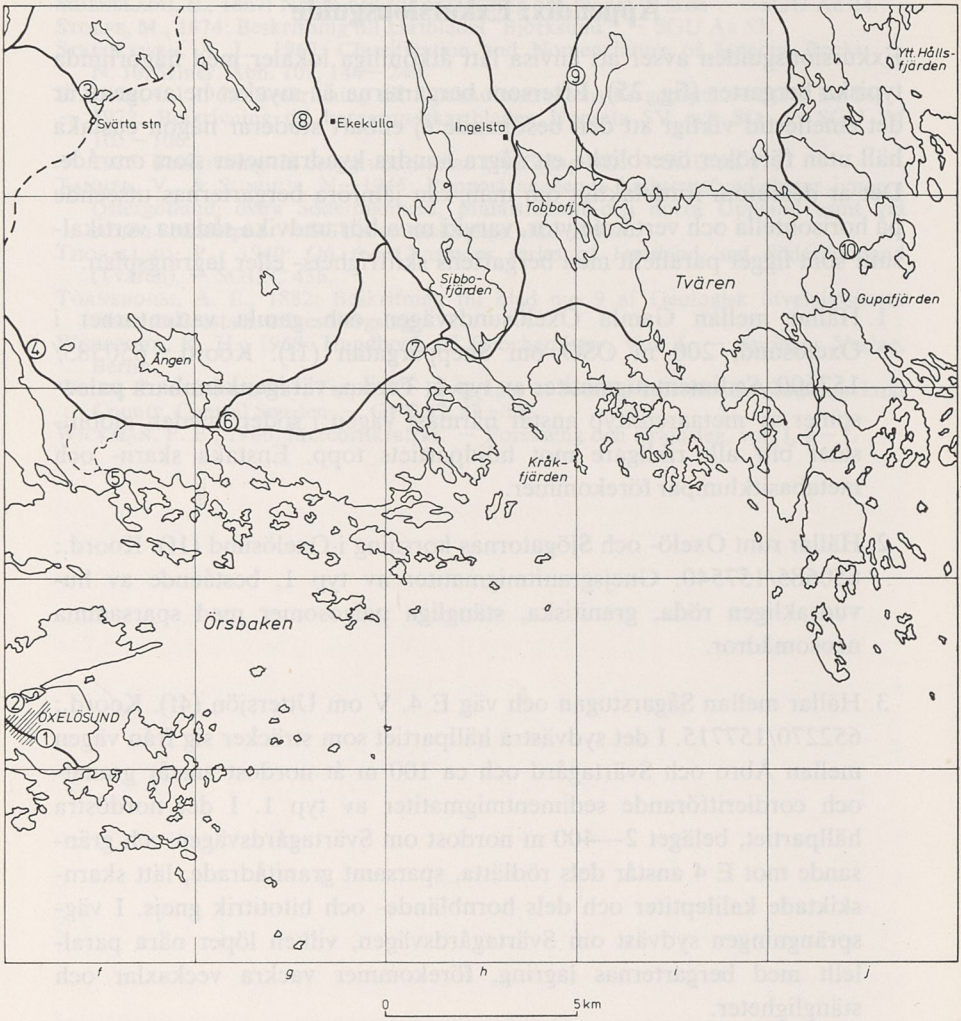


Fig. 25. Exkursionslokaler.
Excursion localities.

matit av typ 2. Typiska gnejsgranitpaleosomer är sällsynta och bergarten torde utgöra en kraftigare upplöst variant av bergarten vid lokal 6.

6. Vägsprängning 400 m OSO om Ånga gård (2g). Koord.: 651400/158065. Gnejsgranitmigmatit av typ 1, bestående av grå, medelkorniga, lätt fältspatporfyroblastiska, typiska gnejsgranitpaleosomer, vilka sparsamt genomådras av distinkta neosomådror. Jfr lokal 5.

7. Vägsprängning 400 m V om Helgö gård (3h). Koord.: 651600/158590. Röd, grov, fältspatporfyroblastisk, kraftigt upplöst gnejsgranitmigmatit av typ 2 utan tydlig uppdelning i paleosomer och neosomer.

8. Hällar i skogen, 1 km NV om Hässle (4g). Koord.: 652195/158285. Röd, fint medelkornig, lätt fältspatporfyrisk, serorogen granit.

9. Väghäll öster om vägen vid Fröda (4h). Koord.: 652320/158980. Starkt upplöst gnejsgranitmigmatit av typ 2. I sprängningens norra ände genomsätter en bred jotnisk diabas med finkorniga kontaktzoner och medelkornig centralzon.

10. Sprängning vid Källviks brygga (3j). Koord.: 651865/159715. Grå, granatförande, fältspatporfyroblastisk delvis mycket homogen gnejsgranitmigmatit av typ 3.

PRISKLASS B

Distribueras genom

LiberKartor

162 89 VÄLLINGBY

Printed in Sweden

Växjö 1975 C Davidsons Boktryckeri AB

ISBN 91-7158-090-5