SVERIGES GEOLOGISKA UNDERSÖKNING
BERGGRUNDSGEOLOGISKA OCH GEOFYSISKA KARTBLAD
SKALA 1:50 000
Serie Af · Nr 119

HUGO WIKMAN, ÅKE BRUUN OCH BERTIL DAHLMAN

BESKRIVNING TILL BERGGRUNDSKARTAN

LINKÖPING NV

MED TVÅ PLANSCHER

DESCRIPTION TO THE MAP OF SOLID ROCKS
LINKÖPING NV
WITH TWO PLATES

UPPSALA 1980

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

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

Närmare upplysningar erhålls genom
SVERIGES GEOLOGISKA UNDERSÖKNING
Box 670
751 28 UPPSALA

Telefon 018-15 52 80

SVERIGES GEOLOGISKA UNDERSÖKNING

BERGGRUNDSGEOLOGISKA OCH GEOFYSISKA KARTBLAD
SKALA 1:50 000
Serie Af · Nr 119

HUGO WIKMAN, ÅKE BRUUN OCH BERTIL DAHLMAN

BESKRIVNING TILL BERGGRUNDSKARTAN LINKÖPING NV

MED TVÅ PLANSCHER

DESCRIPTION TO THE MAP OF SOLID ROCKS
LINKÖPING NV
WITH TWO PLATES

UPPSALA 1980

ISBN 91-7158-200-2

Plansch 1 är ur sekretessynpunkt godkänd för spridning.
Statens lantmäteriverk 1980-02-05.

INNEHÅLL

Summary 4
Inledning. Av Hugo Wikman 9
Berggrundens indelning och bildning i grova drag. Av Hugo Wikman 10
Den prekambriska berggrunden. Av Hugo Wikman 14
Kartbilden 14
Beskrivningen 16
Petrografiska beskrivningar 18
Ytbergarter, allmänt 18
Vulkaniska bergarter i det norra urbergsområdet 18
Vulkaniska bergarter söder om östgötaslätten 23
Sedimentära bergarter 25
Djupgrönstenar från det norra urbergsområdet 28
Djupgrönstenen i Västerlösaområdet 33
Synorogena graniter norr om östgötaslätten 38
Synorogena graniter i söder 45
Yngre graniter 46
Postorogena, grovporfyriska graniter i norr 47
Postorogena graniter i söder 54
Övriga, mestadels finkorniga graniter 59
Diabas 61
Metamorfos 63
Stenbrott 63
Tektonik 64
Den paleozoiska berggrunden. Av Åke Bruun och Bertil Dahlman 68
Tidigare undersökningar 68
Kartläggningen av den paleozoiska berggrunden 69
Stratigrafi 73
Kambrium 73
Underkambrium 74
Mellankambrium 77
Överkambrium 82
Ordovicium 83
Underordovicium 83
Mellanordovicium 88
Överordovicium 92
Silur 95
Tektonik 97
Bergarternas praktiska användning 102
Förekomst av naturgas i Östergötland 103
Litteratur 104

SUMMARY

The bedrock within the map-sheet Linköping NV can be divided into two principal parts. The oldest of these consists mainly of Precambrian gneisses and granites belonging to the Svecokarelian orogeny, whereas the youngest comprises sedimentary rocks of Palaeozoic age. These young sediments, in the central lowland part of the map area, are bordered on both sides by the Precambrian. The northern contact between the two rock units is a major fault-zone, which is often easily visible in the landscape. The southern contact, which is rather smooth and not very distinct, is essentially erosional.

The Precambrian rocks comprise two major groups. This is due the fact that the map area is situated on the boundary between the Svecokarelian orogenic belt and the vast area of postorogenic plutonics in southeastern Sweden. From recent datings we know that the Svecokarelian, or Svecofennian, rocks, as they are often called in south-central Sweden, are about 1 800—2 000 million years old. The postorogenic rocks (previously denoted Gothian) are only somewhat younger and are about 1 700—1 750 million years old (cf. Welin et al. 1966, Åberg 1972). Apart from these rocks, dolerites, usually described as Jotnian or Subjotnian, are restricted to a few narrow dike-swarms.

The oldest rocks belonging to the Svecokarelian orogeny consist of supracrustal rocks of both sedimentary and volcanic origin. During the orogeny they have been folded, recrystallized and, to a certain degree, migmatized. The migmatization seems to be rather local and is essentially restricted to the neighbourhood of postorogenic granites. Among the supracrustals the metasediments are subordinate and are restricted to an area northwest of Lickasjön (9e). Mica-gneisses occur frequently and are probably recrystallized argillites and greywackes. In the southern part of this area more quartzitic rocks occur, representing silty layers in the original sedimentary sequence (cf. Figs. 3—5). Impure skarn lenses indicate that minor carbonate layers may once have occurred in the sediment.

The volcanics in the northern area, as well as in the southern, are totally dominated by intermediate or basic rock types that range in composition from metadacites to metabasalts according to Streckeisen (1967). According to Swedish terminology the intermediate rocks can also be called basic leptites. The volcanics usually comprise grey to dark grey banded or bedded fine-grained rocks of intermediate composition interbedded with black metabasalts (amphibolites). More massive amphibolites occur in an area around the map-sheet boundary, where intermediate volcanics are totally missing. No typical primary structures have been found in these rocks, but the compositions indicate that they have an igneous, volcanic origin.

Rocks of metavolcanic character also occupy a restricted area northeast of Borensberg (8e). Predominating metadacites are interbedded with amphibolitic layers. A special type of amphibolite found in the western part of this small area is spotted with dark green porphyroblasts of hornblende (cf. Fig. 1).

South of the Palaeozoic lowland basic metavolcanics occur in the whole western part of the crystalline rock area. The sequence comprises greenish grey to dark

grey amphibolites of varying appearance. Essentially massive, often hornblende-porphyroblastic rocks predominate, but banded or bedded rock types are not unusual. Especially those rocks that have intermediate compositions often exhibit bedding. Another distinguishing feature is volcanic breccias, with light reddish leptite fragments in an amphibolitic matrix (cf. Fig. 2). The whole rock sequence probably comprises a metavolcanic complex of lavas, tuffs and breccias of basaltic composition.

Metavolcanics of rhyolitic character have not been identified in any outcrops of the map area, but are known from core drillings around Börstad (5a). The supracrustals are strongly tectonized, which complicates their identification. The compositions nevertheless indicate a volcanic origin, a conclusion that is verified by porphyritic textures.

Among the Svecokarelian plutonics of the region the early orogenic (synorogenic or primorogenic) granites (gneissic granites) and associated basic intrusives predominate. The basic plutonics comprise diorites and gabbros, often restricted to well defined bodies. An exception is the large greenstone complex that occupies the Västerlösa area (5e). This complex varies in composition from quartz-monzonites to gabbros and is brecciated by postorogenic granites (cf. Fig. 7). Its relative age is somewhat uncertain, but like most of the other basic plutonics it is probably older than the gneissic granites.

There are large areas of early orogenic granites in the Precambrian both north and south of the Palaeozoic basin. Predominating rocks are plagioclase-rich granodiorites to tonalites, whereas granites seem to be subordinate. In the southern area, however, the granites are in predominance. The plutonics often show relatively faint gneissic structures (cf. Fig. 12) and in the neighbourhood of postorogenic granites they have sometimes lost their parallel structures owing to recrystallization. These granite varieties also generally show incipient crystallization of feldspar porphyroblasts (cf. Fig. 13).

As mentioned above, migmatites often have a rather local character. Regional migmatization as well as late orogenic granites seem to be absent in the mapped area. Certain fine-grained granites may be late orogenic, but the evidences are not definite. They often look like, and have the same composition, as fine-grained postorogenic granites.

The youngest rock unit in the Precambrian of the region is the postorogenic granite group, often called the Småland granites. These granitic rocks, which intrude the Svecokarelian, occupy large areas of the map-sheet region. North of the Palaeozoic lowland coarsely porphyritic granites comprise the sole granite type apart from still younger fine-grained granites. The coarse granites show gradual variation in composition from monzodiorites to granites. Their most characteristic feature is large megacrysts of potash feldspar often mantled by plagioclase (cf. Fig. 15). They are mostly massive in structure, but may exhibit a schistosity (cf. Fig. 16) in certain zones. These zones, which are often oriented east—west to northwest, probably display old tectonic lines along which the Småland granites have intruded.

The contact relations between the young plutonics and the older Svecokarelian

complex are often very complicated. The sharpest contacts are often developed towards the supracrustals, which often appear as distinct xenoliths in the granites (cf. Fig. 17). The contacts between the gneissic granites and the coarse Småland granites are very seldom sharp but highly irregular and often developed as more or less broad hybrid zones (cf. Figs. 18—19).

The southeastern part of the crystalline bedrock comprises a medium-grained postorogenic red granite which is generally called "Red Växjö" (cf. Fig. 20). It is most often very homogeneous and equigranular lacking megacrysts and gneissic structure. However, in some instances, megacrysts occur and even a very faint gneissic structure can be detected (cf. Fig. 21). The granite brecciates a large greenstone body often with relatively sharp contact relations. In some places however, the granite has assimilated much greenstone material and the xenoliths appear as nebulitic remnants in a hybrid granite (cf. Fig. 8). Associated with the "Red Växjö" there are fine-grained granite varieties in narrow dikes and in a restricted area east of Dömestad (5e) there is a reddish grey granite porphyry.

Younger than the postorogenic rocks are dolerites which roughly strike between northwest and northeast. They often occur as swarms of narrow dikes (cf. Fig. 23) and they are most frequent in the southern area of Precambrian rocks.

Early Palaeozoic rocks occupy much of the map area Linköping NV. The sequence of strata rests on Precambrian rocks in an asymmetrical tectonic basin and dips gently northwest. An east—west trending fault delimits the sedimentary rocks to the north, while southwards the limit is defined essentially by denudation. On account of the shape of the asymmetrical basin, sedimentary rocks reach a maximum thickness (approx. 225 m) in the northwest and the thickness gradually decreases along a profile from north to south (see Pl. 2). Practically the whole area is covered by fairly thick Quaternary deposits and consequently exposures are few. The stratigraphy is therefore known mostly from core drillings, well borings and geophysical investigations. The stratigraphical sequence range from Lower Cambrian to lower Silurian. Various fault systems apart from the major fault have caused differential movement of the strata and have also fractured the surface of the underlying Precambrian basement. In addition, two other geological structures disturb the predominantly northwesterly dip. In the southwest of the map-sheet, the eastern part of a subcircular depression (the Granby structure) — probably an astrobleme — has been investigated; more detailed information about this structure will be given in the description to the geological map Hjo NO. The other structure — a dome of Precambrian rocks — is situated in the east of the map-sheet; a geological profile of this structure was given in the description to the geological map Linköping NO (Gorbatschev, Fromm and Kjellström 1976).

The oldest sedimentary rocks are Lower Cambrian sandstones which overlie Precambrian crystalline rocks (usually weathered in their upper part). The total thickness ranges between 22 and 25 m (see Fig. 29). The boundary with the Middle Cambrian (*Eccaparadoxides oelandicus* stage) is marked by a phosphoritic conglomerate, followed by glauconite-bearing sandstone and shale (Zone of *E. pinus*). The overlying beds (*Paradoxides paradoxissimus* stage) are in greater

part greenish-grey shale, but in certain areas (especially in the western part of the Cambro-Silurian area) their lowermost beds are slightly bituminous alum shale. The uppermost Middle Cambrian (*P. forchhammeri* stage) comprises dark bituminous alum shale. The total thickness of the Middle Cambrian ranges between 19 and 31 m (see Figs. 30, 31).

The greater part of the alum shale is Upper Cambrian and basal Lower Ordovician (*Dictyonema* shale). The lithology of the Upper Cambrian alum shale is characterized by inclusions of dark bituminous lenses of limestone (stinkstone), but these are usually lacking in the *Dictyonema* shale. A quartz-rich silty bed (occasionally bituminous) of basal Lower Ordovician separates Cambrian from Ordovician.

Certain zones of the alum shale are more important economically. For instance, the contents of U, Mo, V, Ni and Cu can be moderately high. The contents of uranium and vanadium reach a maximum value of about 200 ppm U in the zone of *Peltura scarabaeoides* and 0.2 % V in the *Dictyonema* shale.

The total thicknesses of the Upper Cambrian and *Dictyonema* beds range between 5—13 m and 2.5—8.8 m respectively. A biostratigraphical zonal subdivision is shown in Fig. 27.

The Lower Ordovician alum shale is succeeded by thin layers of glauconite sand and glauconitic limestone (Zone of *Megistaspis armata*). Except for the beds belonging to the Latorp stage little is known of the biostratigraphy of the Lower Ordovician limestone in Östergötland. Thus, before detailed investigation of all available core material, only a tentative subdivision into stages can be made on superficial lithological examination (see Fig. 33). The total thickness (excluding the *Dictyonema* shale) is about 30 m.

The uppermost Lower Ordovician reddish-brown limestones pass up without visible lithological break into Middle Ordovician reddish-brown, occasionally finely nodular limestones (about 12 m in thickness). The remaining Middle Ordovician sequence consists of grey limestones, in part nodular and occasionally interstratified with thin grey mudstones. In the Dalby- and Skagen Limestones a few bentonites occur. The Middle Ordovician is subdivided into topoformations (see Figs. 36, 37); the total thickness is calculated to be about 67 m.

The Upper Ordovician is represented by well defined formations (see Fig. 38). The boundary with the Middle Ordovician is taken at the base of the Slandrom Limestone. This formation, however, in the core of Smedsby Gård is missing and instead represented by a thin bed of conglomerate, but southwards from the Smedsby Gård area the Slandrom Limestone has been found as erratic boulders and in cores investigated from the Granby structure there is a complete sequence.

The stratigraphical position of the sequence earlier referred to as *Dalmanitina* Beds (Upper Ordovician) is now doubtful, because a preliminary investigation of microfossils from some of these beds indicates lower Silurian age. However, pending systematic biostratigraphical investigation of all available material, the beds will for the present be referred to as ?*Dalmanitina* Beds.

The youngest sedimentary rocks in Östergötland are lower Silurian. In the core from Smedsby Gård about 10 m of Silurian mudstones have been documented

(see Fig. 41). The Silurian sequence, however, may be thicker; in a well boring just northwest of Motala about 65 m of Silurian mudstones have been reported. Dark Silurian shale can be seen in a small outcrop at Råssnäsudden (8a) and small erratic boulders with corresponding layers have been observed in the surrounding areas. The graptolite zonation based on material investigated is shown in Fig. 40.

As mentioned earlier, east—west to northwest tectonic zones have been active already during the Precambrian. These lines have been reactivated repeatedly and the bedrock often displays strong shearing or crushing along these zones. Breccias and mylonites are common and the crystalline rocks display a great variety of fracture directions (cf. Figs. 24—26). The tectonic movements have even been active after the deposition of the Ordovician sedimentary rocks and are responsible for the preservation of the Palaeozoic rock sequence. Along their northern boundary the sedimentary rocks have been down-faulted and the whole sequence displays an asymmetric basin with its greatest depths in the northern part. The Palaeozoic succession is furthermore divided into smaller blocks along minor faults to the north—northeast. These tectonic directions occur also in the Precambrian and are of great preponderance further to the west in the Vättern region.

At present no sedimentary rocks are being quarried in the area of the map-sheet. The largest limestone-quarry, situated just south of Borensberg (8d), was closed in 1955 and like many other old quarries on this map it is filled up with water and partly by waste products. Small amounts of natural gas, sometimes found during well borings, are often impersistent but in at least four cases it is enough for heating small buildings continuously.

Quarrying in the crystalline rocks is of very little importance within the map area, and mostly of local character. Some of the crushed granites near the major fault between the Precambrian and Palaeozoic have recently been quarried and crushed for road-material.

Inledning

Av

Hugo Wikman

Berggrunden inom kartbladsområdet Linköping NV är i flera avseenden mycket kontrastrik, vilket beror på att den dels omfattar västra delen av östgötaslättens fossilförande, paleozoiska (kambrosiluriska) bergarter, dels angränsande urberg i norr och söder. Kartbladets centrala och sydvästra delar utgörs således av ett flackt jordbruksområde där berggrunden uppbyggs av kambrosiluriska bergarter. Norr om slätten vidtar ett helt annorlunda, delvis skogklätt område med bruten topografi där berggrunden består av prekambriska bergarter (urberg). Gränsen mellan de två områdena utgörs av en markant, mer eller mindre vertikal förkastningszon i ungefär öst—västlig riktning. I landskapet sammanfaller denna i stort sett med sjöarna Borens och Norrbysjöns norra stränder.

Även inom kartområdets sydöstra del består berggrunden av kristallint urberg, men övergången mellan slätt och urbergsterräng är ej särskilt markerad här. Området är således till största delen uppodlat och morfologiskt ej särskilt kuperat. Hällfrekvensen är dock relativt hög och landskapet kännetecknas av låga, rundslipade urbergshällar.

Kartbladsområdet Linköping NV täcker delar av de gamla geologiska bladen Aa 83 Vreta Kloster (Linnarsson och Tullberg 1882), Aa 102 Motala (Jönsson 1887), Aa 130 Vadstena (Blomberg 1905) och Aa 150 Mjölby (Magnusson, Munthe och Rosén 1922). De tre förstnämnda bladen är utgångna och på det hela taget föråldrade, medan Mjölbybladet, som utarbetades under ledning av N. H. Magnusson är förhållandevis modernt.

Underlag till föreliggande berggrundskarta utgörs av topografiska bladet 8 F Linköping NV i "Topografisk karta över Sverige", utgivet 1962. I samband med den geologiska karteringen har en begränsad revision av det topografiska kartunderlaget företagits, främst avseende väg- och järnvägssträckningar. Dessutom har åtskilliga gårdsnamn utelämnats för att göra den geologiska kartbilden mera lättläst.

Berggrundsgeologiska kartbladet Linköping NV i skala 1:50 000 omfattar två kartor. Berggrundskartan ger en mer eller mindre schematiserad bild av berggrundens uppbyggnad, medan den tektoniska kartan redovisar strukturer samt sprickor i berggrunden. Kartering och beskrivning av urberget har utförts av Hugo Wikman, medan Åke Bruun och Bertil Dahlman sva-

rar för den paleozoiska berggrunden. Som komplement till nämnda kartor medföljer en flygmagnetisk karta.

Berggrundens indelning och bildning i grova drag

Av

Hugo Wikman

Som redan antytts i inledningen kan berggrunden inom kartbladsområdet Linköping NV indelas i två huvuddelar. Den äldsta delen, som upptar områdena norr och söder om östgötaslätten, utgörs av prekambriska, kristallina bergarter, i dagligt tal sammanfattade under benämningen urberg. Härmed avses i allmänhet alla bergarter som bildats före tidsperioden kambrium, som började för ungefär 600 miljoner år sedan. Undantag utgör de senprekambriska eller tidigtkambriska bergarter, som uppbygger den s.k. Visingsögruppen vilken bl.a. anstår inom kartbladsområdet Hjo NO väster om Linköping NV. Ursprungligen avsågs med urberg jordens äldsta bergarter. Genom radioaktiva åldersbestämningar vet vi numera att de äldsta kända bergarterna på jorden har åldrar av uppåt 4 000 miljoner år. Vi vet också att huvuddelen av den kristallina berggrunden inom kartområdet Linköping NV har en ålder av ungefär 1 700—2 000 miljoner år. Termen urberg är av denna anledning något tvetydig, men kommer att användas i föreliggande beskrivning i rent beskrivande syfte för de prekambriska bergarterna.

Urberget inom kartområdet kan i sin tur indelas i två huvudgrupper. Den äldre gruppen omfattar bergarter vilka bildats före och i samband med den bergskedjeveckning, som inom Mellansverige brukar kallas den svekokarelska eller svekofenniska och som ägde rum för ungefär 1 800—2 000 miljoner år sedan. Bergarterna utgör sydvästliga utlöpare av den svekokarelska bergskedja som sträcker sig ända upp till norra Sverige och till östra Finland. Det vi nu kan se i våra urbergsterränger av denna bergskedja är endast rotzonen, medan högre belägna delar eroderats bort.

De äldsta komponenterna i bergskedjan utgörs inom kartområdet liksom i övrigt av olika slag av gnejser, vilka är omvandlingsprodukter av på jordytan avsatta sedimentära och vulkaniska avlagringar. De avsattes under bergskedjeveckningens (orogenesens) inledningsskede i ett stort sedimentationsbäcken. Det lagrade materialet packades samman till sandstenar, skiff-

rar, tuffer m.m. och sänktes delvis genom sin egen tyngd ned till djupare nivåer i jordskorpan, där det veckades samman och omvandlades (metamorforserades) vid höga tryck och temperaturer.

Kartområdet Linköping NV är i stort sett fattigt på dylika ytbergarter. Det är endast inom Normlösaområdet (5c—5d) i söder samt inom ett par områden kring sjön Stråken (9a—9e) som ytbergarter uppträder mera samlat. De vulkaniska ytbergarterna (gul och grön färg på kartan) dominerar, medan rena vittringssediment (ljusblå färg) är mycket underordnade.

I samband med metamorfosen inträngde (intruderade) i de nedveckade rotzonerna smältor (magmor), vilka stelnade till en serie djupbergarter som brukar kallas urgraniter eller gnejsgraniter. Man brukar även tala om synorogena intrusioner, varmed menas att de bildats samtidigt med orogenesen eller i ett tidigt skede av densamma. Förutom gnejsgraniterna, som är kvartsrika bergarter, bildades även under intrusionsfasens första skede kvartsfattiga, basiska djupgrönstenar (diorit, gabbro).

Av ovannämnda bergarter domineras kartområdet Linköping NV av gnejsgraniter (brun färg på kartan) som upptar stora arealer framför allt norr om kambrosilurområdet. Djupgrönstenar (grön färgbeteckning) uppträder underordnat inom gnejsgranitområdena i form av små välavgränsade massiv. Det största grönstensmassivet förekommer söder om slätten, men det är mycket kraftigt sönderstyckat av postorogena Smålandsgraniter.

Den synorogena intrusionsfasen följdes av en relativt lugn period, som kännetecknas av sprickbildning och intrusion av basisk magma, som stelnade till gångbergarter (diabaser). Dessa har sedermera omvandlats till amfiboliter, vilka dock inom kartområdet oftast är helt omöjliga att skilja från likaledes amfibolitomvandlade basiska ytbergarter bildade under eller före den egentliga orogenesen.

Därefter följde en ny nedsänkning och sammanveckning av berggrunden, och i bergskedjans rotzoner bildades sekundära smältor av i huvudsak granitisk sammansättning. Dessa magmor trängde uppåt i berggrunden och stelnade till graniter. Man brukar kalla dessa, vanligen jämnkorniga graniter för sen- eller serorogena. De åtföljs vanligen av gångar och småmassiv av finkorniga (aplitgranit) eller grovkorniga bergarter (pegmatit). Åtskilligt av det äldre berggrundsmaterialet drabbades inte så intensivt vid den nya metamorfosen att det smälte helt. I stället bildades olika övergångsstadier till granit i form av blandbergarter mellan det äldre bergartsmaterialet (paleosom) och nybildat granitmaterial (neosom eller mobilisat). Dylika blandbergarter kallas migmatit (jfr Mehnert 1971).

Ovan beskrivna serorogena graniter och migmatiter är mycket vanliga inom stora delar av den svekokarelska bergskedjan. Inom kartområdet Linköping NV, som tillhör bergskedjans ytterområden, finns visserligen underordnat dylika bergarter, men det är oftast omöjligt att säkert fastställa om de tillhör den serorogena fasen eller om de hör till den något yngre postorogena bergartsgruppen. Svårbestämbara är bl.a. åtskilliga av områdets finkorniga, aplitiska graniter.

Den yngre huvudgruppen domineras av granitbergarter och vulkaniska, sura ytbergarter (porfyrer). De fältmässiga relationerna anger att dessa yngre bergarter aldrig deltagit i någon genomgripande bergskedjeveckning, samt att graniterna alltid är intrusiva i den svekokarelska berggrunden. Tidigare ansågs denna yngre bergartsgrupp bildad under en självständig bergskedjeveckning helt skild från den svekokarelska eller svekofenniska och yngre än denna. Denna orogenes kallades för den gotiska och tidsperioden för gotium. Radiometriska åldersbestämningar på gotiska bergarter från Linköpingstrakten (Welin m.fl. 1966) har emellertid givit åldrar på 1 700—1 750 miljoner år, vilket tidsmässigt tangerar slutskedet av den svekokarelska bergskedjeveckningen. Någon självständig gotisk bergskedjeveckning har sannolikt ej ägt rum och termerna gotisk och gotium torde därför i möjligaste mån undvikas. I stället brukar numera bergarterna benämnas efter sin regionala utbredning i Småland och Värmland, exempelvis Smålandsgranit (Gorbatschev 1975). Detta förfaringssätt kommer att tillämpas i föreliggande beskrivning.

Som framgår av kartan uppträder Smålandsgraniter (mörkröd färg) rikligt både norr och söder om slätten. Inom det norra urbergsområdet dominerar grovporfyriska ögongraniter, medan jämnkorniga s.k. Växjögraniter i huvudsak uppträder inom det södra urbergsområdet. Porfyrer saknas däremot inom kartområdet.

Efter detta s.k. postorogena skede har under tiden fram till paleozoikum vid flera tillfällen basisk magma trängt upp längs sprickor i berggrunden och där stelnat till gångar av diabas. Dessa bergarter, som är sparsamt förekommande inom kartområdet, utgör de yngsta komponenterna i områdets urberg. De anses ha tillkommit under tidsperioderna jotnium och perioden före jotnium, subjotnium. Av dessa relativa tidsperioder brukar jotnium förläggas till tiden för omkring 1 200 miljoner år sedan.

De paleozoiska bergarterna, som utgör den andra huvuddelen av berggrunden, består av sedimentära avlagringar, som började avsättas för omkring 600 miljoner år sedan. Då var stora delar av urbergets bergskedjor

nederoderade och avsättningen av vittringsmaterial ägde rum i grunda havsvatten på en mer eller mindre jämn yta (peneplan). Den paleozoiska lagerföljden inom kartområdet börjar med sandsten varpå i grova drag följer lerskiffer, alunskiffer och kalksten. En ingående beskrivning följer i kapitlet om den paleozoiska berggrunden.

Efter avsättningen av dessa yngsta fossilförande bergarter utgörs de enda, mera genomgripande geologiska förlopp som kan spåras inom området av de blockrörelser som lett till kambro-silurbäckenets insjukning och bevarande, samt av de kvartära nedisningarna och de spår dessa lämnat efter sig i landskapet. En kortfattad redogörelse för den geologiska utvecklingen inom kartområdet presenteras i tabell 1.

TABELL 1. Schematiserad, kronologisk indelning av den geologiska utvecklingen inom kartområdet Linköping NV

Ungefärlig ålder i milj. år	*Geologiskt förlopp*
10 000 år	Den senaste landisen drar sig tillbaka. De kvartära nedisningarna börjar.
	Erosion av den paleozoiska berggrunden. Förkastningar och blockrörelser.
400—600	Paleozoisk sedimentation med bildning av sandsten, skiffer och kalksten.
	Erosion och avplaning av den prekambriska berggrunden (utbildning av subkambriska peneplanet).
1 200	Upprepad intrusion av diabasmagma under subjotnium och jotnium. Sprickbildning.
	Erosion av de svekokarelska och dem närstående postorogena bergarterna. Sprickbildning.
1 700—1 750	Intrusion av postorogena graniter med åtföljande svag deformation. Förkastningar.
1 800—1 850	Intrusion av svekokarelska serorogena graniter. Migmatitomvandling. Metamorfos och veckning.
1 850—1 900	Intrusion av basiska gångbergarter. Sprickbildning.
1 900	Intrusion av den svekokarelska synorogena bergartssviten med åtföljande deformation. Veckning av de svekokarelska ytbergarterna.
1 900—2 000	Konsolidering och begynnande nedsänkning av de svekokarelska ytbergarterna.
2 000	Avsättning i grundhav av vittringsmaterial samt vulkaniska utbrottsprodukter.
	Äldre bergarter okända.

Den prekambriska berggrunden

Av

Hugo Wikman

Kartbilden

Vid det geologiska rekognoseringsarbetet, som i huvudsak pågått under åren 1972—1975, har använts topografiska kartan Linköping NV (1:50 000), ekonomiska kartor (1:10 000) samt i begränsad omfattning flygbilder. För den tektoniska kartans sprickbild har dock till övervägande delen flygbildstolkning tillämpats. Vid karteringen i fält har Inger Klingspor medverkat.

Den kartbild som presenteras bygger, när det gäller urberget, främst på direkt fältobservation av den blottade berggrunden (hällobservationer). I mindre utsträckning har uppgifter kunnat fås från den flygmagnetiska kartan, geofysisk markmätning samt olika slag av borrningar. Beträffande den flygmagnetiska kartan bör påpekas att den endast i sina huvuddrag fanns tillgänglig vid berggrundskartans färdigställande.

Tätheten på hällobservationerna har varit beroende av blottningsgraden, samt variationer i berggrundens sammansättning. Inom områden med låg blottningsgrad har i princip samtliga hällar studerats. Även smärre blottningar, som ej kunnat redovisas med rasteryta p.g.a. kartskalan, har observerats. I enstaka fall kan dessa småhällar lokaliseras genom att strukturtecken lagts ut på den tektoniska kartan. Inom områden med hög hällfrekvens och enhetlig berggrund har ej alla hällar studerats, liksom i åtskilliga fall ej hela hällytan. Hällmarkeringarna (rasterytorna) på berggrundskartan avser således observerat område av blottat berg. Framför allt gäller detta kartområdets nordöstra del. Inom övriga områden sammanfaller observationskonturerna i stort sett med de verkliga hällkonturerna. De senare redovisas på jordartskartan Linköping NV (SGU Ae 24, 1976) vars hällbild utgjort underlag vid karteringen av berggrunden. Härvidlag bör påpekas att fast berg på Ae-kartan redovisas till ett jorddjup av ca 30 cm, vilket medför att en del hällar kan synas överdrivna i storlek.

Den geologiska kartan avser att i möjligaste mån ge en så noggrann och fullständig bild av berggrunden som möjligt. Generaliseringar är dock nödvändiga, både beträffande indelning i olika enheter, beteckning och konturläggning av desamma. Indelningen av berggrunden sker enligt genetiska grunder och beteckningarna följer det standardiserade schema, som an-

vänds inom SGU vid karteringen i södra och mellersta Sverige. Gränserna mellan olika bergarter markeras oftast med heldragna linjer, men gradvisa övergångar inom exempelvis granitområden (med samma grundfärg) konturläggs ibland inte, utan överbeteckningar får utvisa den ungefärliga gränsen.

För att åskådliggöra underordnade bergartsenheter, vilka av reproduktionstekniska skäl inte kan konturläggas på kartan, måste man använda överbeteckningar i form av symboler. Således betecknas granit- och pegmatitgångar med korta, smala streck i olika riktningar (kråkspark). Denna beteckning återger inte det verkliga läget på gångarna, men strävar att ge läsaren en uppfattning av gångarnas uppträdande och relativa antal. Samma förfaringssätt används för inneslutningar av äldre bergarter i yngre. För att särskilt framhäva en mindre enhet eller vid gränsfall, har ibland enhetens storlek överdrivits så att konturläggning kunnat ske. I vissa fall har även flera mindre, tätt liggande enheter samlats till en större enhet inom en kontur.

Berggrunden inom kartbladets sydöstra del har utgjort ett speciellt problem vid karteringen och är mycket schematiskt återgiven på kartan. Berggrunden består här av ett djupgrönstensmassiv, som genomsätts av Smålandsgranit. Så gott som varje hällyta inom detta område uppvisar en blandning av grönsten och granit (jfr fig. 7). I vissa fall dominerar grönsten, i andra fall granit. Ibland är gränserna skarpa, ibland mycket diffusa, varvid blandbergarter uppträder.

Kartans beteckning för denna bergartstyp (eg. jättebreccia) är schematisk med kantiga grönstenfragment omgivna av Smålandsgranit. Beteckningssättet anger inte vare sig läge, form eller storlek på de olika grönstenspartierna, men strävar att återge de ingående komponenternas inbördes förhållande. Särskilt för de områden som på kartan markerats med Smålandsgranit, måste läsaren hela tiden tänka sig ett visst inslag av grönsten. Inom de med grönsten markerade områdena har problemet med små granitpartier i viss mån avhjälpts med överbeteckning i form av "kråkspark".

Inom breccieområdet förekommer även underordnade inslag av äldre basiska bergarter i form av amfiboliter. Fragmenten är oftast små, samt uppträder dessutom till största delen inom grönstenspartierna. Av rittekniska skäl har dessa små fragment ej kunnat återges på kartan.

Gränsdragningen inom sydöstra delen av kartområdet mellan urberg och kambrosilurisk berggrund är likaledes mycket schematisk. Konturläggning-

en inom detta jordtäckta område grundar sig i huvudsak på brunnsborrningar, samt på information från den flygmagnetiska kartan. Schematiseringen har bl.a. medfört att gränsen ser mycket jämn ut. Eftersom denna till största delen är en erosionsgräns torde den i verkligheten vara betydligt flikigare och ojämnare. Sannolikt förekommer även flera urbergs"fönster" i den paleozoiska berggrunden inom gränsområdet till urberget.

Urberg sticker också upp genom den paleozoiska berggrunden vid Börstad (5a), samt norr om Karstorp (6e). Gränserna mot den yngre berggrunden är här sannolikt tektoniskt betingade. Konturläggningen grundar sig inom dessa områden på borrningar och markgeofysiska undersökningar.

Beträffande den tektoniska kartans strukturtecken bygger dessa på fältobservationer. Sprickbilden däremot grundar sig i första hand på flygbildstolkning, i andra hand på fältobservation och geofysisk undersökning.

Beskrivningen

SGU:s berggrundskartor i serie Af riktar sig till konsumenter med varierande intressen och bakgrund. Därför kommer föreliggande beskrivning att göras så lättfattlig och enkel som möjligt.

Avsikten är således inte att gå in i alltför noggrann detalj på bergarternas mineralogiska och kemiska sammansättning, ursprung, inbördes relationer, metamorfos o.s.v.

Vissa geologiska företeelser kan dock inte förenklas alltför mycket. En del ord är svåra att översätta till svenska o.s.v. Läsaren måste därför förutsättas ha en viss geologisk grundkunskap och känna till enklare geologisk terminologi. Elementära kunskaper kan inhämtas i populära geologiböcker skrivna på svenska och för svenska förhållanden. Exempel på sådan litteratur är: Stenar i färg av P. H. Lundegårdh, Berg och jord i Sverige av P. H. Lundegårdh m.fl., samt Geologiska material och Sveriges berggrund av B. Loberg. Se vidare i litteraturförteckningen s. 104.

Arbeten som berör den prekambriska berggrunden inom kartbladsområdet är förhållandevis fåtaliga. Av stor vikt är egentligen endast de publikationer som utgivits i samband med SGU:s kartering inom angränsande områden. Intilliggande kartblad Linköping NO (Af 107) och Linköping SO (Af 113) har utarbetats och beskrivits av Roland Gorbatschev. Samme författare ger även en ingående beskrivning och diskussion av de problem som är förknippade med det aktuella området i uppsats nr 664 i SGU:s skriftserie C. För att få en bättre helhetsuppfattning av urberget

inom Motala—Linköpingstrakten bör den intresserade även studera nämnda publikationer.

I följande redogörelse för berggrunden kommer åtskilliga hällar eller hällområden att beskrivas och för att man lätt skall återfinna dessa på kartan har lokalangivelserna kompletterats med siffer-bokstavskombinationer, t.ex. (8d). Siffrorna och bokstäverna som bildar ett koordinatsystem, återfinns i kartans yttre ram och anger inom vilket ekonomiskt kartblad respektive lokal ligger. I kartans ram finns också fyrsiffriga koordinater (i km) för rikets nät (RN), vilka använts för noggrann lägesangivelse av provtagningspunkter för bergartsanalys. För att uppnå en noggrannhet på 100 m när, har femsiffriga koordinater använts, vilka erhållits genom mätning direkt på kartan.

Bergartsbeskrivningarna bygger förutom på fältobservationer även på de resultat som erhållits vid mikroskopisk och kemisk analys av representativa bergartsprover insamlade av författaren. Den mineralogiska sammansättningen baserar sig antingen på översiktsanalys eller point-countanalys av bergartstunnslip. Antalet räknade punkter vid point-countanalyserna varierar beroende på textur, kornstorlek m.m. i de olika bergarterna. I åtskilliga fall har anortithalten i plagioklas bestämts enligt Rittmanns zonmetod vid universalbordsmikroskopering. Behjälplig vid plagioklasbestämningarna har varit Leif Carserud. Samtliga foto är tagna av författaren.

Vid beskrivningen av bergarternas mineralogiska sammansättning i volymprocent används följande indelning:

huvudmineral	> 25
väsentliga mineral	25—5
underordnade ”	5—1
accessoriska ”	< 1

I bergartsbeskrivningen anges också ofta kornstorlek. Härvid har följande schema tillämpats.

tät	< 0.05	mm
mycket finkornig	0.05—0.5	”
finkornig	0.05—1	”
medelkornig	1—3	”
grovt medelkornig	3—5	”
grovkornig	> 5	

De kemiska analyserna, vilka utförts vid SGU:s laboratorium, har beträf-

fande huvudelementen gjorts på smältisoformerade prover med optisk spektrograf. De relativa analysfelen ligger mellan 1 och 5 %. Alkalimetallerna har bestämts med atomabsorption i spektrofotometer, tvåvärt järn på våtkemisk väg med en rel. noggrannhet mellan 5 och 10 %. Bundet vatten (> 105°C) har vanligen bestämts enligt Penfieldmetoden.

Bergartsklassificeringen följer de anvisningar som utarbetats av Streckeisen (1967) samt för Internationella Geologiunionen (IUGS) av Subcommission on the Systematics of Igneous Rocks (1973).

Petrografiska beskrivningar

Ytbergarter allmänt

Av berggrundskartan framgår tydligt att ytbergarter uppträder mycket sparsamt inom urberget. De kan indelas efter sitt ursprung i vittringssediment samt vulkaniska utbrottsprodukter (jfr Pettijohn 1975, Rittmann 1952). Gränsdragningen mellan dessa båda grupper är emellertid ofta svår att göra, vilket kan bero på många olika faktorer, såsom omlagring av vulkaniskt material, lokalt kraftig migmatitomvandling etc. För kartbladet Linköping NV förefaller dock bergarter av mer eller mindre vulkaniskt ursprung att dominera, medan rena vittringssediment uppträder sparsamt.

Vulkaniska bergarter i det norra urbergsområdet

Frånsett ett mycket litet sedimentgnejsområde nordväst om Lickasjön (9e) utgörs ytberggrunden norr om slätten av bergarter som förefaller ha bildats genom vulkanisk aktivitet. Mera sammanhängande och större områden med dylika bergarter är framför allt lokaliserade till området kring sjön Stråken (9d—9e). Även inom ett begränsat område nordost om Borensberg (8e) uppträder vulkanitbergarter mera samlat.

Gemensamt för alla vulkanitbergarter norr om slätten är deras i stort sett basiska karaktär, vilket i korthet innebär att de är relativt kiselsyrafattiga. Utan undantag har således dessa bergarter sammansättningar som tyder på att ursprungsbergarterna utgjorts av tuffartade daciter samt mera massiva basalter. De mera kiselsyrarika metadaciterna har betecknats med gul färg med gröna prickar, medan de kiselsyrafattiga, vilka mer eller mindre saknar kvarts och vanligen kallas amfiboliter, har betecknats med grön färg. Metadaciterna kallas ibland även för basiska leptiter.

Sistnämnda bergarter uppträder framför allt inom området öster om sjön

TABELL 2. Mineralfördelningen i finkorniga metadaciter—metabasalter (amfiboliter) från det norra urbergsområdet (vol.-%)

Modal composition of fine-grained metadacites—metabasalts (amphibolites) from the northern area of crystalline rocks (vol. %)

Nr	1	2	3	4	5*	6*
Kvarts	28	24	1	4	4	+
Plagioklas (inkl. sericit)	51	49	54	44	38	42
Kalifältspat (delv. pertit)	5	1	5	1		
Muskovit	+	+	2	+	+	
Biotit	8	12	2	12	7	2
Klorit	3	1	+	+	+	1
Epidot	1	+	3	1	1	
Amfibol	1	10	31	34	52	53
Prehnit				+		+
Apatit	1	1	2	1	+	+
Zirkon	+	+	+	+	+	+
Titanit		+	+	2	+	+
Opakmineral	2	+	2	1	+	+
An-halt	24	28	25	32—35	45	53

* = kemisk analys finns
\+ = halter < 0.5 %

1. 72:28A. Grå metadacit. — NV om Källgrensmossen (9e), 64998/14723.
2. 74:118. Grå metaandesit. — 250 m Ö om Fagerhult (9d), 64976/14692.
3. 72:28. Gråsvart metabasalt. — NV om Källgrensmossen (9e), 64998/14723.
4. 71:18. Gråsvart metabasalt. — 900 m VSVom Forshem (9b), 64997/14592.
5. 72:42. Gråsvart metabasalt. — 350 m VNV om Gäddgölen (8e), 64942/14712.
6. 73:71. Gråsvart metabasalt. — 500 m V om Björknäs (9e), 64999/14674.

Stråken. Dessa brantstående, basiska leptiter är till färgen ljust eller mörkt grå. De är mycket finkorniga, samt har oftast en relativt framträdande skiktning eller bandning. Sistnämnda företeelse har på kartan markerats med långa, bruna streck på den gula bottenfärgen. Som skikt eller band (konformt) uppträder ofta amfiboliter, vilket förstärker och framhäver den skiktade karaktären. Övergången mellan leptit och amfibolit är vanligen ej särskilt markant, men skarpa gränser betingade av olika sammansättning förekommer ibland. Flertalet amfiboliter har sannolikt bildats samtidigt med övriga ytbergartsled, men även senare bildade, basiska lagergångar kan tänkas dölja sig bland amfiboliterna. Amfibolitinslaget i leptiterna har schematiskt markerats med gröna streck på den gula grundfärgen. Konformt med leptiterna uppträder gnejsgranit, vilket markerats med korta bruna streck på kartan.

I tabellerna 2 och 3 redovisas mineralsammansättningar och kemiska

TABELL 3. Kemiska analyser av finkorniga metadaciter—metabasalter (amfiboliter) från det norra urbergsområdet (vikt-%)

Chemical analyses of fine-grained metadacites—metabasalts (amphibolites) from the northern area of crystalline rocks (weight %)

Nr	1	2	3
SiO_2	62.0	51.1	50.9
TiO_2	0.64	0.67	0.48
Al_2O_3	18.3	15.5	17.5
Fe_2O_3	1.8	1.7	0.9
FeO	5.2	7.1	7.0
MnO	0.08	0.18	0.17
CaO	1.3	9.4	11.1
MgO	1.9	7.6	6.7
Na_2O	3.3	2.3	2.4
K_2O	4.0	1.3	0.5
$H_2O > 105°$ C	1.7	2.1	1.6
$H_2O < 105°$ C	0.2	0.4	0.1
P_2O_5	0.08	0.11	0.12
CO_2	0.01	0.10	0.04
F	0.10	0.08	0.06
S	< 0.02	< 0.02	< 0.02
BaO	0.11	0.05	0.02
Summa	100.72	99.7	99.59

1. 72:51A. Grå metadacit. — 100 m V om Hällesjön (9b), 64993/14498.
2. 72:42. Gråsvart metabasalt. — 350 m VNV om Gäddgölen (8e), 64942/14712.
3. 73:71. Gråsvart metabasalt. — 500 m V om Björknäs (9e), 64999/14674.

analyser av basiska leptiter och amfiboliter från det norra urbergsområdet. Av tabellerna framgår den basiska karaktären på denna ytbergartsgrupp. Leptiterna är de mest kiselsyrarika, men kvartshalterna i dessa bergarter är ändå jämförelsevis måttliga. Av fältspaterna dominerar plagioklas helt över kalifältspat och utgör ofta omkring hälften av bergartsvolymen. Leptiterna innehåller vidare en del glimmer, mest i form av biotit, samt något hornblände. I mindre mängd förekommer bl.a. epidot, apatit, titanit, zirkon och oxider.

Amfiboliter av ytbergartskaraktär uppträder mera samlat inom ett område nordväst om Olivehult vid sjön Stråkens västra del (9c—9d). I likhet med ovan beskrivna basiska leptiter företer även amfiboliterna i större eller mindre utsträckning skiktning eller bandning. Som helhet är dock skiktningen, vilken för övrigt alltid står brant i öst—väst mindre framträdande än hos leptiterna. På kartan har skiktningen eller bandningen markerats med svarta streck på den gröna bottenfärgen.



Fig. 1. Svagt ådergnejsomvandlad amfibolit med stora porfyroblaster av hornblände. 250 m SO om L. Salsjön (8e).

Weakly migmatized amphibolite spotted with large porphyroblasts of hornblende.

Vid en jämförelse mellan leptiter och amfiboliter finner man att kvartshalten i de senare sjunker till ett minimum, medan samtidigt halten av mörka mineral, mest hornblände, ökar kraftigt. Detta förhållande återspeglas också i amfiboliternas mörkare grå till gråsvarta färger. Plagioklashalten ändras inte nämnvärt, men mineralet är i allmänhet kalciumrikare än i leptiterna. Zonering i plagioklasen förekommer också ibland. Övriga mineral är ungefär desamma som i leptiterna. Amfiboliternas låga kvartshalter innebär kemiskt sett låga SiO_2-värden. Jämfört med leptiterna ökar å andra sidan bl.a. halterna av CaO och MgO.

Inom ytbergartsområdet nordost om Borensberg (8e) dominerar i stort sett plagioklasrika metadaciter, vilka oftast är mer eller mindre utpräglat skiktade eller bandade. Konforma amfibolitskivor eller -band är ej ovanliga. Särskilt iögonenfallande är en amfibolittyp med upp till ett par centimeter stora porfyroblaster av amfibol (fig. 1). Mineralet i fråga är av sam-

TABELL 4. Mineralfördelningen i finkorniga metadaciter—metabasalter (amfiboliter) från kartområdets södra del (vol.-%)

Modal composition of fine-grained metadacites—metabasalts (amphibolites) from the southern part of the map area (vol.%)

Nr	1	2	3	4*	5*	6*	7*
Kvarts	10	xx	8	xx	4	x	
Plagioklas (inkl. sericit)	39	xxxx	46	xxxx	40	xxxx	xxxx
Kalifältspat (delv. pertit)	4	x	5	x	+		
Muskovit							x
Biotit	31	xxx	2	x		xx	
Klorit	2			x	7	x	x
Epidot	4	xxxx	1	xxx	2	xx	xx
Pyroxen				xx			
Amfibol	9	xxxx	35	xxxx	45	xxxx	xxxx
Prehnit					+		
Apatit		x	1	x	+	x	x
Zirkon	+	x	+	x	+	x	x
Titanit	+	x	+	xx	+	x	x
Opakmineral	+	xx	1	x	+	xx	xx
An-halt	35	~ 45	35—40			42	

* = kemisk analys finns
\+ = halter < 0.5 %

xxxx = > 25 %
xxx = 25—5 %
xx = 5—1 %
x = < 1 %

1. 74:93. Grå metadacit. — 250 m S om Berget (5d), 64759/14628.
2. 71:1. Gröngrå metadacit. — 200 m N om Mellan-Karleby (5c), 64753/14648.
3. 74:92. Grå, skiktad metadacit. — Se nr 1.
4. 74:94. Grå metadacit. — Se nr 1.
5. 74:90. Gråsvart metabasalt. — Se nr 1.
6. 74:88. Gröngrå, porfyroblastisk metabasalt. — Se nr 1.
7. 74:89. Gröngrå, porfyroblastisk metabasalt. — Se nr 1.

ma typ både i grundmassa och porfyroblaster och utgörs av ett relativt ljust, blekgrönt hornblände.

Som framgår av berggrundskartan förekommer på flera håll rikligt med brottstycken och rester av metabasiter i den yngre granitberggrunden. Särskilt markant är metabasitinslaget sydväst om Borensberg (8d—8e), nordväst om Kristberg (9b—9c) samt mellan sjöarna Björken och St. Vänstern. Alla dessa fragment har sannolikt ej ytbergartsursprung utan gruppen innefattar säkert en del amfibolitomvandlade djup- och gångbergarter. Am-

TABELL 5. Kemiska analyser av finkorniga metadaciter—metabasalter (amfiboliter från kartområdets södra del (vikt-%)

Chemical analyses of fine-grained metadacites—metabasalts (amphibolites) from the southern part of the map area (weight %)

Nr	1	2	3	4	5	6
SiO_2	53.7	53.2	52.0	51.8	48.7	47.7
TiO_2	0.74	0.64	0.60	0.90	1.2	0.61
Al_2O_3	5.4	17.7	18.5	16.1	14.1	16.5
Fe_2O_3	1.1	3.5	5.0	1.9	4.4	2.0
FeO	4.3	4.3	4.5	8.0	6.9	7.4
MnO	0.18	0.18	0.10	0.14	0.23	0.19
CaO	11.3	9.3	4.8	8.5	10.3	10.2
MgO	5.0	4.4	3.9	4.5	8.5	7.9
Na_2O	4.3	2.1	2.9	3.3	2.6	1.7
K_2O	1.1	1.6	5.0	1.8	0.6	1.8
$H_2O > 105°$ C	1.2	2.2	1.3	1.9	1.8	3.0
$H_2O < 105°$ C	0.3	0.3	0.2	0.3	0.2	0.3
P_2O_5	0.17	0.11	0.18	0.15	0.14	0.15
CO_2	0.10	0.05	0.17	0.06	0.10	0.01
F	0.05	0.04	0.06	0.05	0.03	0.03
S	< 0.02	0.03	< 0.02	0.02	< 0.02	0.02
BaO	0.03	0.04	0.08	0.04	0.02	0.06
Summa	98.97	99.7	99.29	99.46	99.82	99.85

1. 74:91. Grå metadacit. — 250 m S om Berget (5d), 64759/14628.
2. 71:2. Gröngrå metadacit. — 300 m NO om Mellan-Karleby (5d), 64753/14649.
3. 71:1. Gröngrå metadacit. — 200 m N om Mellan-Karleby (5c), 64753/14648.
4. 74:90. Gråsvart metabasalt. — Se nr 1.
5. 74:88. Gröngrå, porfyroblastisk metabasalt. — Se nr 1.
6. 74:89. Gröngrå, porfyroblastisk metabasalt. — Se nr 1.

fiboliterna inom det nordligaste av de nämnda områdena verkar dock till största delen utgöras av ytbergarter. De ansluter nämligen geografiskt och petrologiskt till det sammanhängande amfibolitstråket öster om sjön St. Vänstern vilket beskrivits ovan.

Vulkaniska bergarter söder om östgötaslätten

Av urbergsområdet söder om östgötaslätten upptas hela västra delen (5c—5d) av en i huvudsak basisk ytbergartsserie, som med största sannolikhet utgörs av ursprungliga basaltlavor med inslag av i första hand tuffer eller tuffiter. De senare är mestadels markant skiktade eller bandade och är ibland mera kiselsyrarika än övriga bergarter i serien. De kvartsrikaste varianterna har på kartan fått gul grundfärg (metadacit), medan övriga bergarter betecknats med grönt (amfibolit). Skillnaderna i mineralogi och



Fig. 2. Vulkanisk breccia. Kantiga fragment av röd, finkornig gnejs i en hornbländeporfyroblastisk amfibolit. 200 m N om Mellan-Karleby (5c).
Volcanic breccia.

kemi mellan några bergarter i denna ytbergartssekvens framgår bl.a. av de mineralogiska och kemiska analyser som presenteras i tabellerna 4 och 5.

Huvudparten av metabasitområdet upptas av mer eller mindre finkorniga, mörkt gråsvarta eller gröngrå amfiboliter, vilka endast undantagsvis uppvisar mera framträdande skiktning eller bandning. En del av amfiboliterna är karakteristiskt fläckiga med stora porfyroblaster av amfibol. Mineralet har ofta relativt svaga egenfärger och de optiska bestämningarna antyder att vi har att göra med en hastingsit. Amfibolen i den granoblastiska grundmassan är densamma som i porfyroblasterna.

En stor grupp i metabasaltserien upptas av mycket epidotrika amfiboliter där epidoten ofta är ansamlad i klumpar eller deformerade skikt eller band. Dylika bergarter är särskilt vanliga omkring Mellan-Karleby (5c—5d), och de har alltid en klart grön färgnyans beroende på den höga epidothalten. Dessa epidotrika amfiboliter har på kartan markerats med c och de utgörs eventuellt av en vulkanisk bergartstyp som brukar kallas spilit.

Omkring N. Karleby (5c—5d) uppträder en speciell bergartstyp, som karakteriseras av ljusa, rödlätta fragment i en hornbländeporfyroblastisk amfibolit (fig. 2). Fragmenten är mestadels kantiga och relativt obetydliga i storlek. Enstaka fragment är dock avsevärt större och kan ibland uppnå storlekar på ett par decimeter. Utseendemässigt liknar bergartsfragmenten sura leptiter och de består i huvudsak av en finkornig, granulerad massa av kvarts och fältspat. Fragmentstrukturerna är troligen av primär natur och representerar i så fall eventuellt explosiva skeden (breccior) i den vulkaniska bergartsserien.

De kvartsrikaste inslagen i metabasitserien är i huvudsak lokaliserade till ett begränsat område mellan Sandtorp och Berget (5d). Bergarterna här är mera finskiktade än amfiboliterna i övrigt och till det yttre betydligt ljusare grå till färgen. Mineralogiskt innehåller de också betydligt mera kvarts och plagioklas, men färre mörka mineral, främst amfibol. Plagioklasen är också kalciumfattigare i dessa bergartsled och har ofta omkring 30 % anortit, vilket är betydligt lägre än i en del amfiboliter där anortithalten ibland överstiger 50 %. Plagioklasen uppträder i vissa fall även som strökorn i en finkornigare grundmassa, ett strukturdrag som förefaller vara av primär natur. Ovan beskrivna bergarter utgör tuffartade inslag i en mera lavabetonad, basisk vulkanitserie.

Ytbergarter av förmodat vulkaniskt ursprung uppträder av allt att döma även inom den horstliknande upphöjning av urberget som förekommer vid västra kartkanten omkring Börstad (5a). Urberget går ingenstädes i dagen, utan de uppgifter som kartan grundar sig på härrör från borrningar och geofysiska mätningar. Urberget förefaller vara starkt krossat i samtliga borrkärnor som finns tillgängliga och utgörs delvis av hårt breccierade och mylonitiserade bergarter vars ursprung är något oklart. Flertalet bergarter är dock ljusa till färgen och domineras av kvarts och fältspat. Enstaka glimmerrikare gnejser har även noterats. Sammansättningsmässigt motsvarar kvarts—fältspatbergarterna sura vulkaniter (leptiter). I enstaka fall har porfyrstrukturer observerats, vilka verifierar detta antagande. På kartan har därför dessa bergarter betecknats med den gula färg som motsvarar vulkaniter.

Sedimentära bergarter

Bergarter tillhörande denna grupp har i huvudsak endast noterats inom ett relativt begränsat område omkring Oxemossen (9e) i kartområdets nord-



Fig. 3. Ådergnejsomvandlad sedimentgnejs, glimmerrik till höger, kvartsitisk till vänster. 1.7 km NNV om Lidbacken (9e).

Vein gneiss, argillitic to the right, quartzitic to the left.

östra del. Dominerande bergarter utgörs av relativt glimmerrika gnejser, vilka sannolikt är omvandlade, lerrika vittringssediment. Här och var förekommer skikt eller partier med mera kvartsrika, glimmerfattiga gnejser, vilka återspeglar mera sandiga skikt eller bankar i det ursprungliga sedimentet (fig. 3). Inslaget är särskilt markant inom den södra delen av sedimentbergartsområdet från vilket fig. 4 är hämtad. Mineralogiskt är det framför allt glimmerhalten (biotit) som växlar i de båda nämnda gnejstyperna. I övrigt utgörs huvudmineralen av kvarts, plagioklas och mikroklin. Av fältspatmineralen dominerar ej sällan plagioklas och vissa av de glimmerfattiga gnejsleden torde kunna betecknas som plagioklaskvartsiter.

Underordnat uppträder i gnejserna inslag av skarnkörtlar eller linser, vilket kan tyda på kalkinblandning i sedimentserien. Skarnkörtlarna kännetecknas mineralogiskt av mycket höga halter av epidot—zoisitmineral. Övriga gnejser saknar nästan helt dessa mineral.

Längs gnejsernas skiffrighetsplan (konformt) har gnejsgranitmaterial intruderat och i många fall kan det vara svårt att avgöra om vi har med



Fig. 4. Svagt ådergnejsomvandlad, kvartsitisk sedimentgnejs. 1.6 km NNV om Lidbacken (9e).
Weakly migmatized, quartzitic sedimentary gneiss.

gnejs eller gnejsgranit att göra. Sedimentbergartsområdets yttergränser mot omgivande gnejsgraniter är också ofta diffusa och inte så skarpa som den schematiserade kartbilden visar. Således förekommer även utanför det med blått markerade området rester av sedimentgnejs. Östra gränsen mot den postorogena Smålandsgraniten är emellertid skarp, tektoniskt betingad och därför markerad i landskapet.

Hela gnejsområdet är mer eller mindre migmatiserat vilket innebär att vi har med blandbergarter att göra. Detta framgår också klart av fig. 3 och 4. Det ursprungliga materialet utgörs av gnejs med inslag av gnejsgranit, medan det yngre, utlösta eller tillförda granitmaterialet oftast är ansamlat i ådror. Migmatitomvandlingen är mest intensiv i de glimmerrika gnejserna, medan de kvartsrika leden varit mera motståndskraftiga mot omvandlingen (fig. 3 och 4). Även gnejsgraniten är betydligt svagare omvandlad än glimmergnejsen, vilket framgår av fig. 5.

Inom övriga delar av urbergsområdena på kartan förekommer endast små och fåtaliga rester av ytbergarter, vilka kan tänkas ha sedimentärt ur-



Fig. 5. Migmatit. Paleosom (ursprungsbergart) av välbevarad gnejsgranit och sliror av glimmergnejs. 1.7 km NNV om Lidbacken (9e).

Migmatite. Paleosome of gneissic granite and schlieren of argillitic gneiss.

sprung. De har i förekommande fall markerats på kartan med symboler på omgivande, yngre bergarts färgbeteckning.

Djupgrönstenar från det norra urbergsområdet

På ett flertal ställen förekommer relativt små, mer eller mindre väl avgränsade massiv av bergarter, vilka alla har det gemensamt att de är kiselsyrafattiga (basiska) samt att de har djupbergartskaraktär. Det sistnämnda innebär i korthet att de har bildats genom intrusion av magma på ett betydande djup i jordskorpan. Stelningen har här skett långsamt, vilket bl.a. fått till följd att mineralen vid kristallisationen hunnit växa i storlek. Djupbergarter är av denna anledning grovkornigare än motsvarande ytbergarter.

Grönstenarna norr om slätten uppträder oftast i anslutning till gnejsgraniter och flertalet av dem torde tillhöra den svekokarelska orogenesens första intrusionsfas. De är alltså äldre än gnejsgraniterna, vilket också ofta

TABELL 6. Mineralfördelningen i basiska, mestadels medelkorniga intrusivbergarter från det norra urbergsområdet (vol.-%)

Modal composition of basic intrusives from the northern area of crystalline rocks (vol. %)

Nr	1*	2	3*	4*	5*	6*	7
Kvarts	6	7	1	+	+	2	
Plagioklas (inkl. sericit)	37	31	19	36	25	40	5
Kalifältspat (delv. pertit)	1	2		1		+	
Muskovit		3		1	1	1	
Biotit	13	7	5		+	7	3
Klorit	1	1		6	1	1	2
Epidot	9	+	+	4	4	+	3
Pyroxen	+		24				8
Amfibol	26	46	47	48	67	36	76
Prehnit	+					+	
Apatit	1	+	+	+	+	1	1
Zirkon				+			
Titanit	3		1	+	+		
Opakmineral	1	1	2	3	1	9	1
An-halt	45—50	45		~ 45	~ 55	45—55	

* = kemisk analys finns
\+ = halter < 0.5 %

1. 72:57. Grå, vitspräcklig kvartsdiorit. — 700 m NV om Eken (9c), 64977/14644.
2. 72:46. Grå, vitspräcklig kvartsdiorit. — 300 m NV om Norge (9c), 64980/14631.
3. 73:73. Gröngrå gabbro. — 300 m SO om Äsplunda (9d), 64995/14686.
4. 72:30. Grå, grönspräcklig gabbro. — NV om Källgrensmossen (9e), 64998/14723.
5. 72:53. Grå gabbro. — 600 m Ö om Östergården (9b), 64981/14589.
6. 72:40. Gröngrå gabbro. — 100 m N om Kalorp (9d), 64963/14659.
7. 72:59. Grågrön, grovkornig hornbländit. — 350 m NV om Eken (9c), 64974/14647.

framgår av kontaktrelationerna i fält. Huruvida detta är fallet för samtliga grönstensmassiv undandrar sig i enskilda fall en säker bedömning. Inom denna bergartsgrupp kan således även tänkas ingå intrusiv, som skulle kunna höra till det yngre, postorogena skedet.

I tabellerna 6 och 7 har sammanställts mineralogiska respektive kemiska analyser av några djupgrönstenar från det norra urbergsområdet. Som framgår av dessa analyser utgörs flertalet bergarter av diorit och gabbro. De förstnämnda är oftast ljusare till färgen och har ej sällan på vittrad yta ett typiskt vitspräckligt utseende. Gabbromassiven är betydligt mörkare och består av grön- till gråsvarta bergarter. Grönstenarna är vanligen medelkorniga, i enstaka fall grovkorniga. De är mestadels massformiga och

TABELL 7. Kemiska analyser av basiska, mestadels medelkorniga intrusivbergarter från det norra urbergsområdet (vikt-%)

Chemical analyses of basic intrusives from the northern area of crystalline rock (weight %)

Nr	1	2	3	4	5
SiO_2	52.5	51.7	49.7	48.8	48.0
TiO_2	1.0	0.44	0.63	0.52	1.5
Al_2O_3	18.4	7.9	17.6	14.0	17.6
Fe_2O_3	2.7	1.6	1.2	2.9	6.0
FeO	4.9	5.5	6.5	7.5	6.7
MnO	0.12	0.16	0.17	0.26	0.15
CaO	8.1	13.7	9.9	11.7	8.9
MgO	5.0	13.2	7.9	9.8	5.7
Na_2O	2.3	2.0	1.8	1.2	2.1
K_2O	2.0	0.8	1.1	1.0	1.2
$H_2O > 105°$ C	2.2	1.6	2.7	2.4	1.8
$H_2O < 105°$ C	0.2	0.2	0.3	0.3	0.2
P_2O_5	0.12	0.08	0.07	0.08	0.27
CO_2	0.15	0.17	0.14	0.12	0.20
F	0.11	0.06	0.04	0.09	0.09
S	0.10	0.02	0.09	0.06	0.32
BaO	0.06	0.02	0.04	0.02	0.06
Summa	99.96	99.15	99.9	100.8	100.79

1. 72:57. Grå, vitspräcklig kvartsdiorit. — 700 m NV om Eken (9c), 64977/14644.
2. 73:73. Gröngrå gabbro. — 300 m SO om Äsplunda (9d), 64995/14686.
3. 72:30. Grå, grönspräcklig gabbro. — NV om Källgrensmossen (9e), 64998/14723.
4. 72:53. Grå gabbro. — 600 m Ö om Östergården (9b), 64981/14589.
5. 74:40. Gröngrå gabbro. — 100 m N om Kalorp (9d), 64963/14659.

saknar utpräglad gnejsighet, utom i enstaka fall.

Av analyserna framgår att grönstenarna är relativt kiselsyrafattiga, vilket återspeglas i de låga halterna av kvarts. Plagioklas är det dominerande fältspatmineralet och dess anortithalt är vanligen tämligen hög. Zonering är vanlig hos plagioklasen men ofta svår att bestämma p.g.a. sekundär omvandling i mineralet till bl.a. sericit och epidotmineral. Ursprungligen har sannolikt pyroxen utgjort det dominerande mörka mineralet, men i de flesta fall har det omvandlats helt eller delvis till amfibol. Både orto- och klinopyroxen har noterats, men de uppträder sällan tillsammans i en bergart. Amfibolen utgörs oftast av ett vanligt hornblände, men även cummingtonit har observerats. Av övriga, mörka mineral uppträder biotit i större eller mindre mängd. Det är ofta, liksom även pyroxen och amfibol, omvandlat till klorit. Epidot är också vanligt förekommande, liksom apatit och ibland titanit.

Grönstenmassiven är som nämnts små, vilket sannolikt är en av anled-

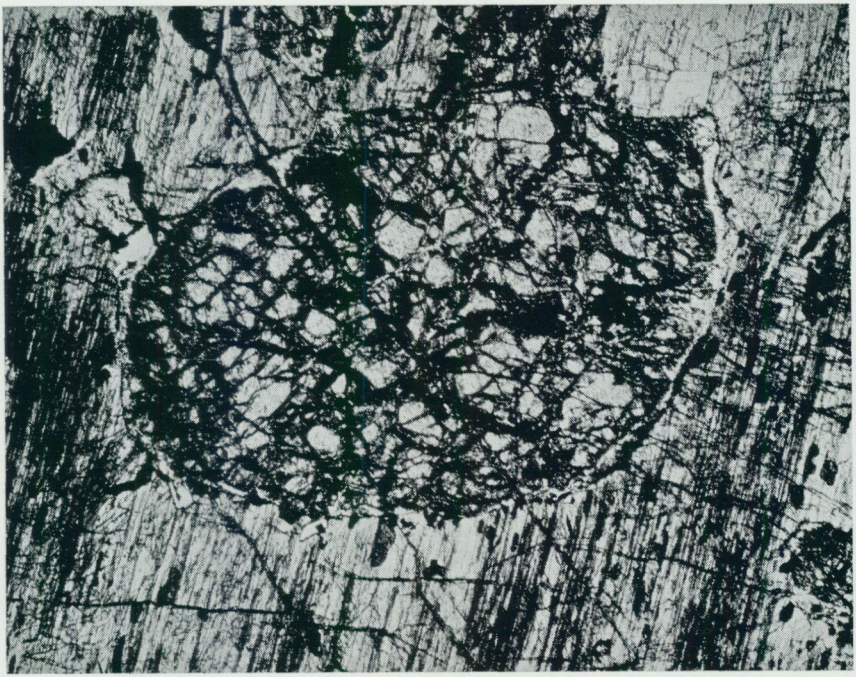


Fig. 6. Mikrofoto av peridotit visande olivin i pyroxen. 2 nic., 32 x. 300 m NNO om Brunnsgården (9c).

Microphoto of peridotite showing olivine in pyroxene.

ningarna till att några större variationer ej noterats i de enskilda massiven. Blottningsgraden är också alltför låg för att man skall kunna göra några variationsstudier. I grönstenen väster om Eken (9c) uppträder emellertid förutom en dominerande diorit också en grovkornig grågrön bergart som till största delen består av hornblände ($2V_x = 74°$, $c \triangle Z = 22°$). Av övriga mineral i denna lokalt uppträdande bergart kan nämnas något pyroxen, plagioklas, epidot och biotit.

Ca 300 m NNO om Brunnsgården (9c) anstår en ultrabasisk bergart (peridotit) i en mycket liten blottning. Färgen är mörkt grönsvart, och bergarten har ett glittrande (skillrande) utseende vilket beror på pyroxenkristaller som reflekterar ljuset kraftigt. Pyroxen utgör tillsammans med olivin nästan hela mineralinnehållet. Det förstnämnda mineralet bildar ibland mycket stora kristaller, vilka helt eller delvis omsluter mindre, ofta rundade olivinkorn (fig. 6). Pyroxenen är i slip svagt grönfärgad och de optiska

TABELL 8. Mineralfördelningen i bergarter från det basiska massivet omkring Västerlösa (vol.-%)

Modal composition of rocks from the basic massif around Västerlösa (vol. %)

Nr	1*	2*	3*	4*	5*	6	7	8	9*	10	11
Kvarts	14	15	23	22	6	1	3				
Plagioklas (inkl. sericit)	39	33	42	36	47	34	45	48	50	37	32
Kalifältspat (delv. pertit)	20	15	4	1							
Muskovit		+	+	1							
Biotit	10	14	9	16	17	16		15	7		3
Klorit				+			10		1	9	1
Epidot	+	1	3	+		+	5			1	1
Pyroxen (klino)					10	35	30		7		
Pyroxen (orto)		8		9				22	21		
Amfibol	11	6	15	8	14	5	2	11	10	48	56
Prehnit										1	
Apatit	1	4	3	4	2	2	1	1	1	1	+
Zirkon	1					+				+	+
Titanit	1	1	+	+		+	2			1	
Opakmineral	2	3	1	3	4	6	2	2	3	2	6
An-halt	25—30	27—35	38	38	37—56	~50	45	40	35—70		

* = kemisk analys finns
\+ = halter < 0.5 %

1. 74:113. Grå, rödvitspräcklig, medelkornig monzonit. — 650 m NV om Lövsberg (5e), 64756/14726.
2. 71:7. Grå, rödvitspräcklig, medelkornig monzodiorit. — Mellan-Spärringe (5e) 64761/14706.
3. 71:6. Grå, rödvitspräcklig, medelkornig kvartsdiorit. — 250 m SV om Mellan-Spärringe (5e), 64758/14703.
4. 71:11. Grå, rödvitspräcklig, medelkornig kvartsdiorit. — 1.5 km VNV om Lövsberg (5e), 64754/14718.
5. 74:114. Grå, finkornig kvartsgabbro. — Se nr 1.
6. 74:115. Grå, finkornig gabbro. — Se nr 1.
7. 74:95. Gråsvart, finkornig gabbro. — 400 m NNO om Lövsberg (5e), 64755/14734.
8. 74:97. Gråsvart, finkornig gabbro. — 600 m OSO om Rom (5e), 64756/14747.
9. 74:98. Grå, fint medelkornig gabbro. — 700 m OSO om Rom (5e), 64755/14747.
10. 74:99. Grå, fint medelkornig gabbro. — 400 m NO om Höljebrotorp (5e), 64771/14736.
11. 75:133. Gråsvart, mycket finkornig gabbro. — 250 m SO om Lövsberg (5e), 64750/14735.

TABELL 9. Kemiska analyser av bergarter från det basiska massivet omkring Västerlösa (vikt-%)

Chemical analyses of rocks from the basic massif around Västerlösa (weight %)

Nr	74:113	71:6	71:11	71:7	74:114	74:98
SiO_2	61.4	55.6	55.3	54.7	52.8	48.6
TiO_2	1.2	1.4	1.1	2.0	1.8	1.3
Al_2O_3	15.0	15.8	15.2	15.5	15.4	16.4
Fe_2O_3	1.9	3.3	1.7	3.2	2.4	1.8
FeO	5.2	6.0	6.7	8.0	9.0	8.4
MnO	0.13	0.14	0.16	0.20	0.19	0.18
CaO	4.2	6.1	6.8	5.6	7.5	9.8
MgO	1.8	3.3	5.1	2.7	4.0	7.7
Na_2O	3.0	2.7	2.6	3.0	3.2	2.4
K_2O	4.1	2.6	1.9	2.9	2.1	0.9
$H_2O > 105°$ C	0.9	1.8	1.9	1.3	1.1	1.4
$H_2O < 105°$ C	0.4	0.3	0.3	0.2	0.2	0.2
P_2O_5	0.36	0.31	0.31	0.61	0.49	0.31
CO_2	0.11	0.24	0.03	0.32	0.07	0.14
F	0.09	0.08	0.08	0.11	0.12	0.05
BaO	0.03	0.09	0.07	0.10	0.03	0.05
S	0.13	0.09	0.06	0.10	0.07	0.05
Summa	99.95	99.9	99.31	100.54	100.47	99.68

1. 74:113. Grå rödvitspräcklig, medelkornig monzonit. — 650 m NV om Lövsberg (5e), 64756/14726.
2. 71:6. Grå, rödvitspräcklig, medelkornig kvartsdiorit. — 250 m SV om Mellan-Spärringe (5e), 64758/14703.
3. 71:11. Grå rödvitspräcklig, medelkornig kvartsdiorit. — 1.5 km VNV om Lövsberg (5e), 64754/14718.
4. 71:7. Grå, rödvitspräcklig, medelkornig monzodiorit. — Mellan-Spärringe (5e), 64761/14706.
5. 74:114. Grå, finkornig kvartsgabbro. — Se nr 1.
6. 74:98. Grå, fint medelkornig gabbro. — 700 m OSO om Rom (5e), 64755/14748.

bestämningarna antyder att mineralet utgörs av augit. Olivinen, som delvis är serpentinomvandlad, har optiska egenskapen $2V_x = 88°$, vilket är liktydigt med att mineralet är magnesiumrikt. Av övriga mineral i peridotiten kan nämnas amfibol, som bildats på bekostnad av pyroxen. Plagioklas saknas så gott som helt och några optiska bestämningar av anortithalten har ej kunnat utföras på de små korn som finns.

Djupgrönstenen i Västerlösaområdet

Större delen av det södra urbergsområdet upptas av ett stort grönstensmassiv, som varierar kraftigt i sammansättning inom olika delar. Som redan

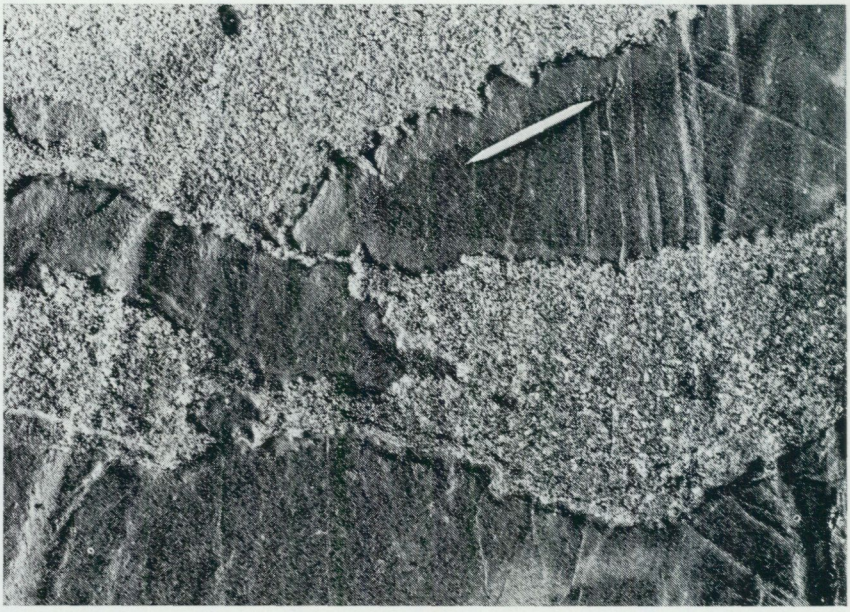


Fig. 7. Finkornig gabbro intruderad av Växjögranit. Notera reaktionszonen i gabbron mellan pennan och granitkontakten. 1.5 km SO om Dömestad (5e).
Fine-grained gabbro intruded by Växjö granite.

påpekats tidigare är grönstensmassivet fullständigt sönderstyckat av yngre, postorogena Smålandsgraniter, vilket medfört att berggrunden inom området egentligen liknar en jättebreccia. Grönstensbrottstyckena har oftast relativt skarpa kontakter mot graniten, men flerstädes har även blandbergarter (hybrider) bildats i stor omfattning.

Mineralogiska och kemiska analyser av ett antal grönstenar från området redovisas i tab. 8 och 9. Som framgår av dessa tabeller är variationen i sammansättning markant från relativt kiselsyrarika monzodioriter till kiselsyrafattiga gabbrobergarter. Den geografiska fördelningen av olika grönstensvarieteter har inte studerats i detalj, men rent allmänt förefaller de kiselsyrarika typerna vara vanligast i väster, medan de mera basiska grönstenarna dominerar i öster.

De surare grönstensvarianterna uppträder bl.a. omkring gårdarna Mellan—Spärringe och Dömestad. Dessa bergarter är ofta relativt ljusa till färgen, samt har ett typiskt spräckligt utseende med vita eller rödlätta fläckar. De är oftast medelkorniga. Endast undantagsvis uppträder grovkorni-

ga bergarter. De ljusare grönstenarna innehåller ej sällan upp emot 20 % kvarts, samt har ofta ganska höga halter av plagioklas, vars anortithalt varierar omkring 30 och 40 %. Kalifältspat, som ofta utgör en väsentlig del av mineralinnehållet uppträder dels primärt, dels sekundärt som poikiloblastiska korn vilka omsluter tidigare bildade mineral. Denna utbildningsform kan klart knytas till intrusionen av Smålandsgraniterna. I fält kan man också ofta se reaktionszoner i grönstenen närmast graniten (fig. 7). Dessa reaktionszoner är vanligen relativt smala, men i vissa fall har granitgenomsättningen varit så intensiv att hybridbergarter bildats. Härvid har grönstensmaterialet nästan helt absorberats av granitmassan och kvarstår endast som diffusa rester i en relativt mörk hybridgranit (fig. 8).

Pyroxenen i monzonitbergarterna är oftast augit, men även hypersten förekommer i vissa bergartsprover. Pyroxenmineralen är vanligen kraftigt omvandlade till hornblände. Av övriga mineral kan nämnas biotit, som oftast uppnår halter på något tiotal procent, samt epidot, apatit och oxider.

Går vi längre österut i grönstensmassivet möter vi oftast mera basiska



Fig. 8. Diffusa, delvis helt upplösta rester av gabbro i en hybridartad Växjögranit. 1.5 km SO om Dömestad (5e).

Nebulitic remnants of gabbro in a granite of hybrid character.

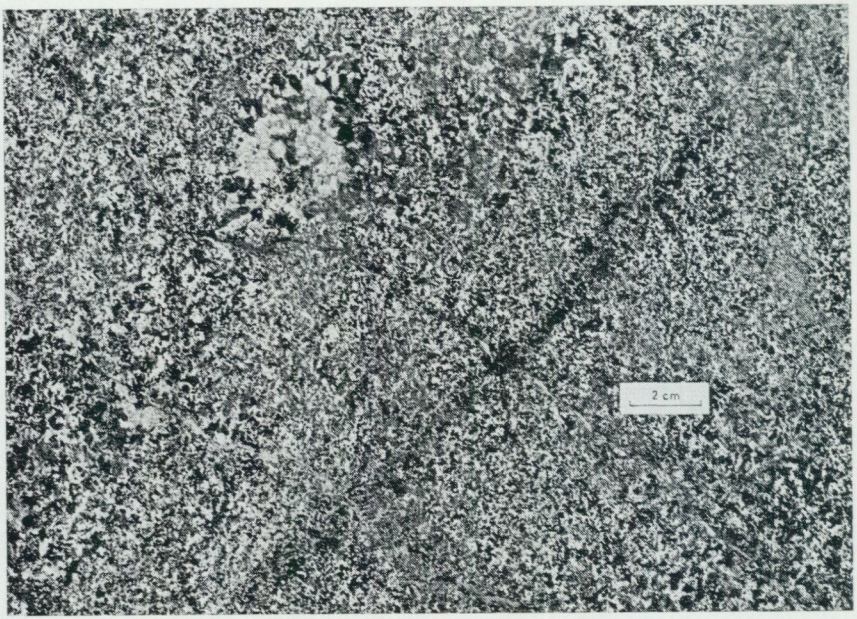


Fig. 9. Fläckvis rekristallisation i gabbro med ofitisk textur. 500 m SO om Rom (5e).

Incipient recrystallization in gabbro with ophitic texture.

gabbrobergarter. Enstaka monzoniter påträffas dock även här, vilket bör påpekas (jfr nr 1 i tab. 8). Dominerande bergartstyp i öster är mörkt gråsvarta gabbror, som vanligen är betydligt finkornigare än tidigare omtalade grönstenar. Grövre gabbror uppträder här och var, ibland med intrusiva kontakter mot finkornig gabbro som ligger som brottstycken i den förstnämnda. Sammansättningsmässigt verkar de finkorniga varieteterna vara mera basiska än de grövre, men variationerna har i detta sammanhang inte studerats i detalj.

Kontakterna mot graniterna är som helhet skarpare i den östra delen av området än längre västerut. Detta hindrar dock inte att gabbrobergarterna ställvis är något omkristalliserade, vilket framgår av fig. 9, där man kan se hur vissa partier är förgrovade med samtidig uppdelning i ljusa och mörka mineral. Av samma figur framgår också att texturen i vissa fall är ofitisk, vilket innebär att stora pyroxener omsluter olikorienterade smala plagioklaslister. Under mikroskopet framträder denna textur i allmänhet mycket tydligt (fig. 10).

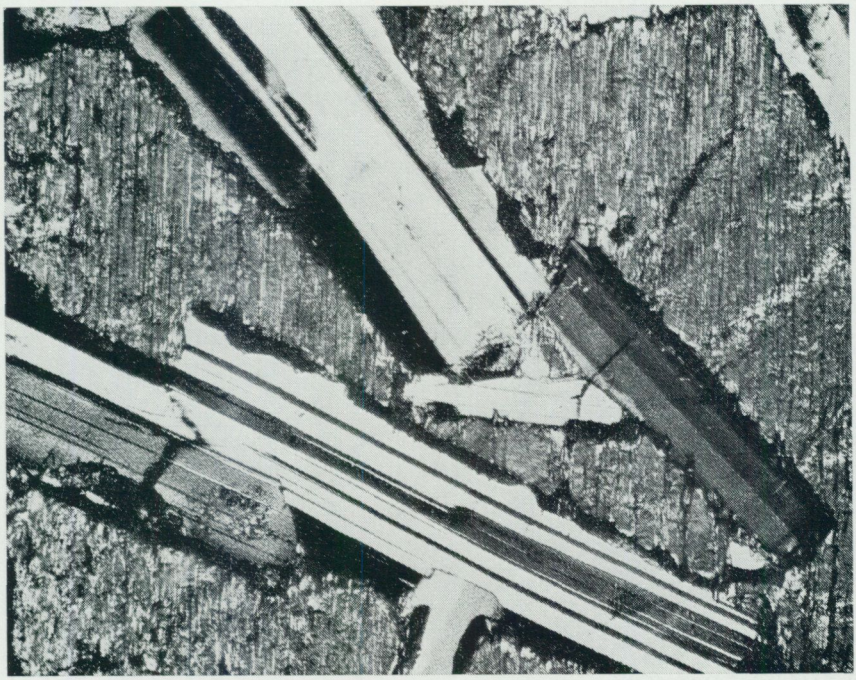


Fig. 10. Ofitisk textur i gabbro. 2 nic., 80 x. 500 m SO om Rom (5e).
Ophitic texture in gabbro.

Plagioklasen är vanligen relativt anortitrik och uppvisar ofta utpräglad zonering. Pyroxenen utgörs till övervägande delen av augit, men i vissa fall är hypersten vanligast. Sistnämnda pyroxen är i slipprov brunfärgad och uppträder som större kristaller än augiten. Den senare har mestadels svagt gröna färgnyanser. Pyroxenerna är ofta helt eller delvis omvandlade till ett blågrönt hornblände. Av övriga mineral i gabbrobergarterna i det östra området kan nämnas biotit, klorit, epidot, apatit, och oxider.

Gabbromassivets kontaktrelationer till de närliggande gnejsgraniterna i Västerlösaområdet har inte kunnat fastläggas med säkerhet, eftersom några distinkta kontakter mellan dessa bergarter ej påträffats. Visserligen finns på enstaka ställen sliror av kvarts och fältspatmineral i grönstenen, som skulle kunna tänkas härröra från gnejsgraniterna, men indikationerna är osäkra. Ej heller finns några tecken på att grönstenen skulle vara yngre än gnejsgraniterna. I brist på fullständiga bevis på grönstenens åldersställning har denna kopplats samman med de synorogena gabbrobergarterna och på kartan markerats med samma gröna färg som dessa.

Synorogena graniter norr om östgötaslätten

Synorogena graniter (gnejsgraniter) upptar som framgår av kartan över hälften av det norra urbergsområdet. Gnejsgraniterna är mestadels medelkorniga djupbergarter med relativt ljusa färgnyanser i rödgrått eller gårött. Mera undantagsvis uppträder rent grå eller röda graniter. De mera rödlätta graniterna är i huvudsak lokaliserade till trakten av Borensberg (8d—8e) samt längs den förkastningszon som bildar gräns mot kambrosiluren. I sistnämnda fall är dock färgeffekten till stor del av sekundär natur. Färgnyanserna återspeglar i övrigt ofta bergartens sammansättning, varvid de mera röda och ljusa graniterna är rikare på kvarts och kalifältspat än de gråa och mörkare varieteterna. Regeln gäller inte generellt, men är ofta till en viss hjälp vid karteringen i fält.

Övergångarna mellan olika gnejsgranittyper inom området är glidande och några skarpa gränser förekommer oftast inte. Här och var finns dock skarpa kontakter mellan graniter av olika sammansättning och även brottstycken av mera basisk gnejsgranit i yngre, surare gnejsgranit har observerats (fig. 11).



Fig. 11. Brottstycke av tonalit i svagt förskiffrad granodiorit. Vägskärning V om Oxemossen (9e).
Xenolith of tonalite in a weakly foliated granodiorite.



Fig. 12. Homogen, måttligt förskiffrad granodiorit. Omedelbart V om sjön Björken (9b).

Homogeneous, weakly foliated granodiorite.

Som framgår av de mineralogiska och kemiska analyser som presenteras i tabellerna 10 och 11 utgörs det stora flertalet gnejsgraniter av plagioklasrika granodioriter. Dylika är mycket vanliga från Lickasjön (9e) i öster till trakten av Kristberg (8c—8d) i väster. Inom detta område förekommer även en del mera kvartsfattiga gnejsgraniter med tonalitisk sammansättning (jfr fig. 11). Gnejsigheten hos graniterna i nämnda område är oftast mycket måttlig och i vissa fall är den knappt skönjbar. Endast undantagsvis är den så pass framträdande som i fig. 12. Gnejsighetens riktning är tämligen konstant och varierar relativt obetydligt omkring öst—väst till VNV. Lokala avvikelser förekommer emellertid och särskilt vanliga tycks nordvästliga riktningar vara.

Längre västerut förlorar gnejsgraniterna ibland så gott som helt sin gnejsighet och samtidigt börjar sporadiskt fördelade, diffusa ögon av kalifältspat uppträda i gnejsgraniterna (fig. 13). Nybildningen av kalifältspat

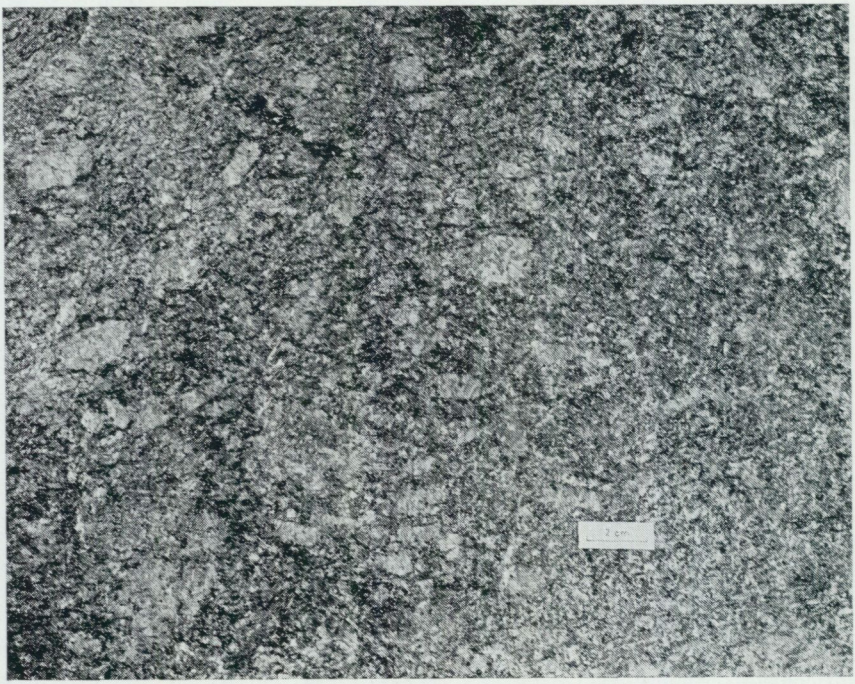


Fig. 13. Omkristalliserad, svagt skiffrig gnejsgranit med glest spridda, nybildade kalifältspatögon. 500 m OSO om Kolmetorp (9b).

Recrystallized, weakly foliated gneissic granite spotted with newly-formed porphyroblasts.

framträder tydligt i slipprov där stora kristaller av mineralet bl.a. omsluter kraftigt sericitomvandlad plagioklas (fig. 14). Rekristallisationen av gnejsgraniterna hänger samman med intrusionen av de postorogena Smålandsgraniterna nordväst om sjön Boren. Omvandlingen är också kraftigast i gnejsgranitområdena omkring Kolmsjön (9b) och Torvsjön (9c) vilka båda är helt omgivna av Smålandsgranit. Inom det sistnämnda området förekommer för övrigt migmatitomvandling i form av ådergnejsbildning.

Av tabell 10 framgår att dominerande mineral i gnejsgraniterna är kvarts, plagioklas och kalifältspat. Av fältspaterna dominerar oftast plagioklas och i enstaka fall utgör mineralet över hälften av mineralinnehållet. Anortithalten ligger vanligen mellan 20 och 30 % och i enstaka fall förekommer zonering. Mineralet är ofta kraftigt omvandlat till sericit och epidot. Av glimmermineralen är biotit i klar övervikt över muskovit. Biotiten

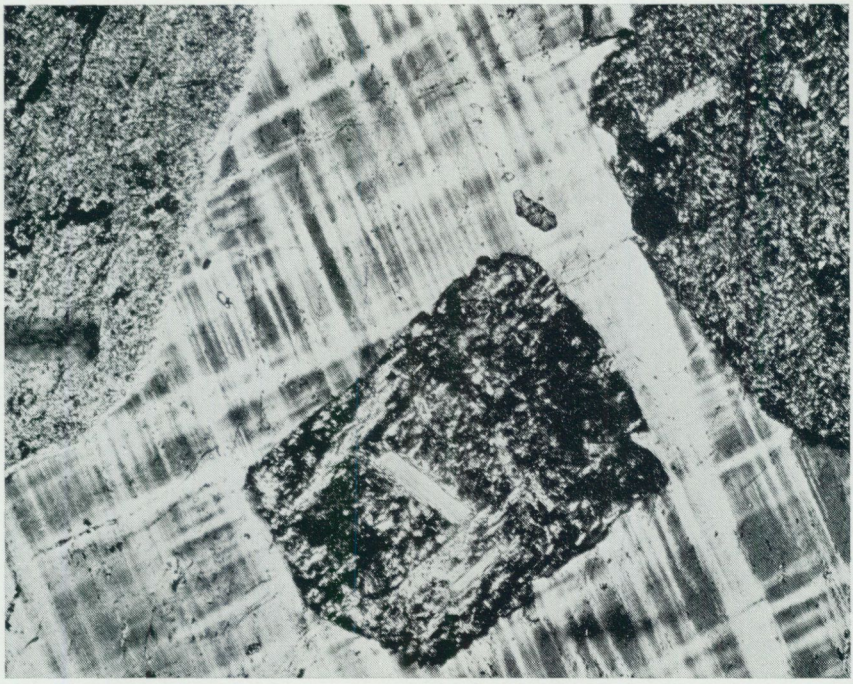


Fig. 14. Sericitiserade plagioklasrester omslutna av nybildad kalifältspat i omkristalliserad gnejsgranit. 2 nic., 80 x. Hålberget (9a—9b).

Plagioclase remnants in newly-formed potash feldspar from recrystallized gneissic granite.

är dock ofta helt eller delvis omvandlad till klorit. Epidot förekommer nästan alltid i små mängder, medan amfibol endast uppträder i de mest basiska typerna.

Gnejsgraniterna innehåller här och var rikligt med fragment av äldre bergarter av vilka metabasiter av olika slag utgör det stora flertalet. Särskilt vanliga är dessa metabasitrester i trakten av Borensberg, inom området väster om Kristberg (8c—9c), samt mellan sjöarna Björken och St. Vänstern. Inom sistnämnda område är gnejsgraniten för övrigt jämförelsevis basisk och utgörs delvis av tonalit.

TABELL 10. Mineralfördelningen i medelkorniga gnejsgraniter från det norra urbergsområdet (vol.-%)

Modal composition of medium-grained gneissic granites from the northern area of crystalline rocks (vol.%)

Nr	1*	2*	3*	4*	5*	6*	7*	8	9*	10*	11	12	13*	14	15	16	17*	18*	19	20	21*
Kvarts	15	22	27	23	27	25	23	27	28	41	41	22	22	31	29	33	30	27	33	31	27
Plagioklas (inkl. sericit)	42	54	56	54	52	48	43	38	39	39	36	40	39	40	35	28	28	31	30	26	23
Kalifältspat (delv. pertit)	1	2	3	6	8	9	11	8	18	8	13	24	23	22	26	20	22	31	30	31	37
Muskovit	1	5	+		1	+	8		13	1	3	3	5	2	3	9	7	4	+	6	5
Biotit	16	13	11	15	7	12	12	20	10	9	5	10	2	2	4	3	6	6	+	5	1
Klorit	+	2	+	+	+	1	+		+		+		3	+	+	1	3	+	3		3
Epidot	+	1	1	1	3	3	+	3	1	2	1	+	1	2	2	5	2	1	2	1	2
Allanit						+										+					
Amfibol	20	+		+		1		+													
Kalcit																					+
Prehnit			+														+				
Apatit	1	1	+	+	+	1	1	1	1	+	1	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+
Zirkon	+		+	+	+	+	+			+	+	+	+		+	+		+		+	+
Titanit	2			+	+			1							+	1		+	1		
Opakmineral	1	1	1	1	+	+	2	2	+	+	1	1	5	+	1	+	2	+	1	+	2
An-halt	~ 40	25—32	29	27	25	23—29	23	32		23	22		22	25	20—25		20	20			

* = kemisk analys finns
\+ = halter < 0.5 %

TABELL 11. Kemiska analyser av medelkorniga gnejsgraniter från det norra urbergsområdet (vikt-%)

Chemical analyses of medium-grained gneissic granites from the northern area of crystalline rocks (weight %)

Nr	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13
SiO_2	64.8	69.3	69.2	66.4	67.7	67.0	67.3	72.8	71.5	67.6	68.0	73.9	71.0
TiO_2	0.70	0.39	0.33	0.46	0.35	0.45	0.56	0.30	0.32	0.56	0.56	0.23	0.40
Al_2O_3	16.8	15.8	15.7	17.4	15.5	16.1	16.3	14.4	15.2	15.7	15.1	14.2	14.8
Fe_2O_3	1.9	1.1	1.0	1.2	0.8	1.1	1.6	0.8	0.3	1.7	1.5	0.6	1.4
FeO	2.8	1.7	2.0	2.3	2.1	2.2	2.2	1.3	2.0	1.7	1.8	1.0	1.0
MnO	0.08	0.06	0.06	0.06	0.07	0.07	0.05	0.05	0.05	0.06	0.07	0.04	0.04
CaO	3.9	2.9	2.8	3.8	3.0	3.7	1.7	1.6	2.2	1.9	1.7	1.3	1.2
MgO	1.4	1.3	1.4	1.5	1.5	1.5	1.3	0.87	0.72	1.2	1.4	0.47	0.77
Na_2O	3.8	4.4	3.7	4.2	4.3	3.8	3.2	3.8	3.8	3.6	3.2	3.6	3.2
K_2O	2.5	1.7	2.7	2.2	2.4	2.1	4.5	3.0	3.2	3.8	4.1	4.1	4.5
H_2O $> 105°$ C	0.7	1.1	1.2	0.7	1.0	0.9	1.0	0.8	0.6	1.4	1.3	0.6	1.0
H_2O $< 105°$ C	0.2	0.2	0.3	0.1	0.2	0.2	0.2	0.3	0.2	0.3	0.4	0.2	0.3
P_2O_5	0.19	0.10	0.13	0.13	0.07	0.09	0.18	0.11	0.07	0.16	0.17	0.06	0.10
CO_2	0.09	0.08	0.11	0.05	0.06	0.19	0.12	0.08	0.08	0.02	0.11	0.06	0.10
F	0.08	0.04	0.06	0.05	0.20	0.05	0.08	0.05	0.05	0.06	0.10	0.04	0.06
S	0.06	< 0.02	≤ 0.02	< 0.02	< 0.02	0.11	< 0.02	< 0.02	< 0.02	< 0.02	< 0.02	< 0.02	< 0.02
BaO	0.9	0.05	0.10	0.07	0.06	0.06	0.11	0.06	0.08	0.08	0.12	0.05	0.10
Summa	100.09	100.2	100.8	100.62	99.31	99.6	100.40	100.3	100.37	99.8	99.6	100.5	100.0

Analyslokaler till tabell 10.

1. 71:18. Grå tonalit. — 900 m VSV om Forshem (9b), 64997/14592.
2. 72:24. Rödgrå tonalit. — 500 m SV om Lidbacken (9e), 64972/14737.
3. 72:27. Grå tonalit. — 900 m ONO om Lidbacken (9e), 64978/14749.
4. 73:66A. Grå tonalit. — 900 m NNV om Bogölen (9e), 64980/14723.
5. 74:100. Rödgrå granodiorit. — 1.5 km NO om Lidbacken (9e), 64985/14749.
6. 72:25. Grå granodiorit. — 700 m ONO om Hällsgölen (9e), 64962/14721.
7. 73:85. Rödgrå, ögonförande granodiorit. — 200 m N om Svensborg (9d), 64990/14653.
8. 71:19. Grå granodiorit. — 900 m VSV om Forshem (9b), 64997/14592.
9. 72:26. Rödgrå granodiorit. — 1.2 km Ö om Galtbron (8e), 64949/14703.
10. 73:72. Grå granodiorit. — 200 m NNO om Äsplunda (9d), 65000/14685.
11. 73:75. Rödgrå granodiorit. — 1.3 km NV om Hjässa (9e), 64955/14735.
12. 73:74. Rödgrå granit—granodiorit. — 1.1 km V om Hjässa (8e), 64949/14735.
13. 71:14. Gråröd, ögonförande granit. — 100 m NV om punkt 235,8 (9a), 64986/14548.
14. 73:77. Rödgrå granit—granodiorit. — 500 m OSO om L. Björka (8d), 64943/14691.
15. 72:32. Gråröd—röd granit. — 1.1 km NV om Stubbelyckan (8e), 64946/14729.
16. 72:49. Rödgrå granit. — 450 m NO om Norrgården (9b), 64997/14577.
17. 72:47. Gråröd, ögonförande granit. — 400 m OSO om Kolmetorp (9b), 64961/14557.
18. 72:22. Gråröd granit. — 300 m V om Kolstorp (8e), 64939/14744.
19. 71:13. Gråröd granit. — 1 km V om Uvatorp (9a), 65000/14538.
20. 72:54. Röd granit. — 500 m ONO om Vänstorp (9c), 64983/14616.
21. 72:48. Gråröd granit. — 800 m ONO om Sjöstugan (9b), 64971/14567.

Analyslokaler till tabell 11.

1. 71:18. Grå tonalit. — 900 m VSV om Forshem (9b), 64997/14592.
2. 72:24. Rödgrå tonalit. — 500 m SV om Lidbacken (9e), 64972/14737.
3. 72:27. Grå tonalit. — 900 m ONO om Lidbacken (9e), 64978/14749.
4. 73:66A. Grå tonalit. — 900 m NNV om Bogölen (9e), 64980/14723.
5. 74:100. Rödgrå granodiorit. — 1.5 km NO om Lidbacken (9e), 64985/14749.
6. 72:25. Grå granodiorit. — 700 m ONO om Hällsgölen (9e), 64962/14721.
7. 73:85. Rödgrå, ögonförande granodiorit. — 200 m N om Svensborg (9d), 64990/14653.
8. 72:26. Rödgrå granodiorit. — 1.2 km Ö om Galtbron (8e), 64949/14703.
9. 73:72. Grå granodiorit. — 200 m NNO om Äsplunda (9d), 65000/14685.
10. 71:14. Gråröd, ögonförande granit. — 100 m NV om punkt 235,8 (9a), 64986/14548.
11. 72:47. Gråröd, ögonförande granit. — 400 m OSO om Kolmetorp (9b), 64961/14557.
12. 72:22. Gråröd granit. — 300 m V om Kolstorp (8e), 64939/14744.
13. 72:48. Gråröd granit. — 800 m ONO om Sjöstugan (9b), 64971/14567.

TABELL 12. Mineralfördelningen i medelkorniga gnejsgraniter från Västerlösaområdet (vol.-%)

Modal composition of medium-grained gneissic granites from the Västerlösa area (vol. %)

Nr	1	2	3*	4	5	6
Kvarts	25	34	33	33	40	44
Plagioklas (inkl. sericit)	34	28	29	24	31	18
Kalifältspat (delv. pertit)	22	29	30	36	24	30
Muskovit		1				+
Biotit	4	5	5	3	2	4
Klorit	4	1	1	1	1	1
Epidot	1	+	1	1		1
Allanit						+
Amfibol	6	1	+	1		1
Prehnit	+					
Apatit	2	+	+	+	+	
Zirkon	+	+		+		
Titanit	1					+
Flusspat				+		+
Kalcit			+			
Opakmineral	+	1	1	+	1	1
An-halt	≈ 12	14—18		15	8—10	18

* = kemisk analys finns
\+ = halter < 0.5 %

1. 74:117. Gråröd granit. — 800 m ONO om Västergården (5e), 64776/14713.
2. 72:34. Gråröd granit. — 600 m VNV om Västerlösa ka (5e), 64778/14726.
3. 74:116. Gråröd granit. — 850 m NO om Västergården (5e), 64778/14713.
4. 75:129. Gråröd granit. — 1 km NO om Egelstad (5e), 64770/14698.
5. 75:128. Röd granit. — 800 m NO om Egelstad (5e), 64758/14698.
6. 75:130. Gråröd granit. — 1 km NO om Egelstad (5e), 64770/14698.

Synorogena graniter i söder

Som redan påpekats i inledningen är gränsdragningen mellan olika bergartsled särskilt osäker i det södra urbergsområdet. Gnejsgraniternas utbredning inom detta område är således ej till fullo känd och kartbilden grundar sig förutom på fåtaliga blottningar även på borruppgifter, samt i viss mån på den information som kunde fås ur den då ej helt färdiga flygmagnetiska kartan.

Gnejsgraniterna är mestadels ljust gråröda till färgen, samt fint medelkorniga—medelkorniga. I likhet med graniterna norr om slätten är gnejsigheten föga framträdande och alltid mer eller mindre konstant riktad i öst—väst till VNV.

Att döma av de mineralfördelningar och den kemiska analys som redo-

TABELL 13. Kemisk analys av medelkornig gnejsgranit från Västerlösaområdet (vikt-%)

Chemical analysis of medium-grained gneissic granite from the Västerlösa area (weight %)

Prov nr 74:116			
SiO_2	73.5	$H_2O > 105°$ C	0.4
TiO_2	0.23	$H_2O < 105°$ C	0.2
Al_2O_3	13.8	P_2O_5	0.05
Fe_2O_3	0.4	CO_2	0.06
FeO	1.3	F	0.03
MnO	0.05	BaO	0.02
CaO	1.2	S	0.07
MgO	0.47		
Na_2O	3.4	Summa	99.88
K_2O	4.7		

74:116. Gråröd gnejsgranit. — 850 m NO om Västergården (5e), 64778/14713.

visas i tabellerna 12 resp. 13 förefaller gnejsgraniterna i söder att skilja sig något från det stora flertalet plagioklasdominanta gnejsgraniter norr om slätten. De innehåller således ofta ungefär lika mycket kalifältspat som plagioklas, ibland t.o.m. mera. Kvartshalterna är också jämförelsevis höga och intressant att notera är att nästan alla granitprover innehåller amfibol. Området är dock som helhet för dåligt blottat för att man skall kunna göra en någorlunda tillförlitlig bedömning av det södra gnejsgranitområdet jämfört med det norra.

Yngre graniter

Under denna rubrik sammanfattas alla graniter inom kartområdet som är yngre än ovan omtalade gnejsgraniter. Hit hör framför allt de postorogena Smålandsgraniterna, som upptar stora arealer av det karterade urberget. Dessa graniter är något yngre än den egentliga svekokarelska bergskedjeveckningen, varför man brukar benämna dem postorogena. De omfattar i likhet med gnejsgranitsviten en differentierad serie från grönsten till egentlig granit. Inom kartbladet Linköping NV har några säkra grönstenar tillhörande det postorogena skedet ej kunnat identifieras, utan gruppen representeras i huvudsak av olika slag av graniter. Av dessa dominerar två huvudtyper. Vi har dels grovporfyriska graniter, vilka uppträder i norr, samt medelkorniga, mestadels röda s.k. Växjö-graniter i söder. Till Smålandsgraniterna kan även räknas en tredje grupp, som utgörs av fin-

korniga, ofta kalirika bergarter. Dessa graniter som uppträder gångformigt eller i form av små massiv är yngre än övriga Smålandsgraniter och sätter igenom dessa.

Inom framför allt det norra urbergsområdet uppträder flerstädes små förekomster av finkorniga graniter, vilka inte klart kan kopplas samman med de postorogena, ovan omtalade graniterna. Det förekommer även grovkorniga kvarts- fältspatbergarter, s.k. pegmatiter, vars ålderställning är oklar. Dessa graniter kan delvis tänkas höra samman med den svekokarelska bergskedjeveckningens serorogena fas, som kännetecknas av migmatitomvandling och bildning av icke differentierade graniter. Det har emellertid varit omöjligt att vid karteringen få fram entydiga bevis på dessa graniters, liksom migmatitomvandlingens, relativa ålder. Migmatitbildningen är inom kartområdet av lokal natur och förefaller snarast vara knuten till det postorogena skedet. På kartan har de nu omtalade svårtolkade graniterna och migmatitomvandlingarna inte markerats med någon avvikande färg utan de har erhållit samma röda färgbeteckning som de postorogena intrusiven och omvandlingarna. Alla finkorniga graniter kommer också nedan att beskrivas under en och samma rubrik.

Postorogena, grovporfyriska graniter i norr

Grovporfyriska Smålandsgraniter upptar, som framgår av kartan, stora delar av det norra urbergsområdet. Huvudparten av graniterna uppträder i de västra delarna av området, medan ett par mindre massiv finns nordost om Borensberg (8e) samt norr om Lickasjön (9e). Sistnämnda område utgör egentligen de västra utlöparna av ett vidsträckt granitmassiv norr om sjön Roxen vars södra del är beläget inom kartområdet Linköping NO (Gorbatschev 1976).

Graniterna inom nämnda områden är i stort sett enhetliga till sin utbildning. Vi har således att göra med rödgrå till gråröda, mestadels grovkorniga bergarter, vilka alla har en mer eller mindre utpräglad mikroklinögonstruktur (fig. 15). Storleken på mikroklinkristallerna varierar från flera centimeter ned till korn av grundmassestorlek. Som helhet kan dock sägas att flertalet graniter är grovporfyriska med stora strökorn vilka ofta ligger tätt samlade. Några områden med småporfyriska graniter har ej noterats. Ögonen varierar också från relativt väl avgränsade fyrkantiga till avlånga eller rundade korn. Särskilt framträdande är de ögon vilka har en vit mantel runt den i allmänhet pertitiska mikroklinen. Mantlarna består



Fig. 15. Grovporfyrisk Smålandsgranit med plagioklasmantlade kalifältspatögon. 1.3 km NO om Stengölen (9e).
Coarsely porphyritic Småland granite with potash feldspar megacrysts rimmed by plagioclase.

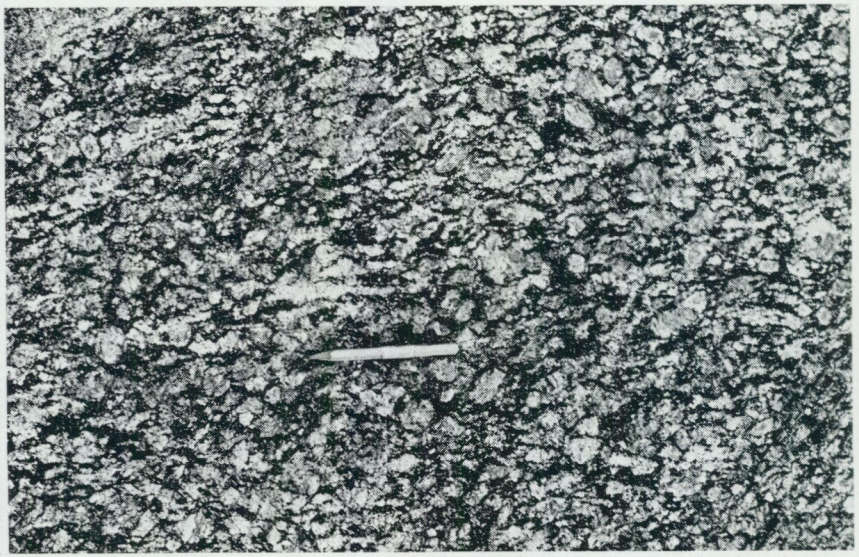


Fig. 16. Förskiffrad, grovporfyrisk Smålandsgranit. 350 m NO om Björka (9b).
Foliated, coarsely porphyritic Småland granite.

oftast av plagioklas, men ibland förekommer också sammanväxningar mellan kvarts och plagioklas (myrmekit) i dessa. Manteln omsluter ibland hela mikroklinkornet, men ofta är den mycket ofullständig och endast utbildad runt en del av strökornet (jfr fig. 15). Graden av mantling varierar också kraftigt inom olika områden, men det är ytterst sällan som den helt saknas.

De grovporfyriska graniterna är oftast massformiga eller endast mycket svagt gnejsiga. Ibland förekommer även diffusa slirstrukturer, vilka förefaller vanligast i områden med talrika inneslutningar. Inom vissa zoner eller stråk förekommer dock en utpräglad gnejsighet i Smålandsgraniterna (fig. 16). Dessa förskiffringszoner är oftast orienterade i ungefär öst—väst

TABELL 14. Mineralfördelningen i grovporfyriska postorogena graniter. (vol.-%)
Modal composition of coarsely porphyritic postorogenic granites (vol. %)

Nr	1	2*	3	4*
Kvarts	xxx	xxx	16	20
Plagioklas (inkl. sericit)	xxxx	xxxx	42	37
Kalifältspat (delv. pertit)	xxxx	xxxx	23	34
Muskovit	x	x	+	1
Biotit	xxx	xx	9	6
Klorit			1	+
Epidot	xxx	xx	1	1
Amfibol	x		5	+
Prehnit	x		+	
Apatit	x	x	1	+
Zirkon	x		+	+
Titanit		xx	1	+
Opakmineral	x	x	1	+
An-halt		≈ 25	25—30	20

* = kemisk analys finns
\+ = halter < 0.5 %

xxxx = > 25 %
xxx = 25—5 %
xx = 5—1 %
x = < 1 %

Nr 3 och 4 anger medelvärde från 5 olika slipprov.

1. 71:15. Mörkt rödgrå kvartsmonzodiorit. — 400 m N om Golby (9b), 64995/14558.
2. 71:16. Gråröd kvartsmonzonit. — 400 m N om Kolmetorp (9b), 64965/14556.
3. 73:65. Rödgrå kvartsmonzonit. — 1.5 km N om Lickasjöns N-spets (9e), 64999/14743.
4. 73:61. Gråröd granit. — 400 m N om Bäckalund (9b—9c), 64984/14601.

och ansluter nära till de störningszoner som löper i ungefär samma riktning. Sannolikt är dessa brottlinjer tidigt anlagda och har i vissa fall utgjort intrusionszoner för graniterna (jfr Gorbatschev 1971, 1975 och 1976). En sådan smal zon med Smålandsgranit förekommer inom kartområdet från sjön St. Vänstern (9c) i öster till trakten av Nykyrka (9a—9b) i väster. Den grovporfyriska Smålandsgraniten är inom detta stråk markant gnejsig vilket bl.a. yttrar sig i en parallellställning av strökornen (jfr fig. 16). Intressant att notera är att plagioklasmantlingen i de gnejsiga graniterna delvis suddats ut och är mycket mindre påtaglig än i de massformiga graniterna.

Mineralogiska och kemiska analyser av några grovporfyriska Smålandsgraniter presenteras i tabellerna 14 och 15. Beträffande förstnämnda analyser skall påpekas att de två första utgör grova uppskattningar, medan de två sista är medelvärden från fem olika slipprov.

Mineralinnehållet domineras av kvarts och fältspat, varav kvartsen ut-

TABELL 15. Kemiska analyser av grovporfyriska postorogena graniter (vikt-%)
Chemical analyses of coarsely porphyritic postorogenic granites (weight %)

Nr	1	2	3	4	5
SiO_2	60.1	62.6	66.0	71.9	70.4
TiO_2	1.1	0.83	0.86	0.46	0.53
Al_2O_3	17.7	16.1	15.5	14.0	14.3
Fe_2O_3	3.1	1.6	1.7	0.8	0.8
FeO	4.9	4.1	3.3	1.8	2.5
MnO	0.13	0.12	0.08	0.05	0.06
CaO	3.5	3.0	2.6	1.6	1.5
MgO	1.5	1.0	1.3	0.60	0.53
Na_2O	3.9	3.5	3.0	2.7	2.9
K_2O	2.9	4.1	4.4	5.3	5.3
$H_2O > 105°$ C	1.1	1.2	0.9	0.9	0.5
$H_2O < 105°$ C	0.2	0.3	0.2	0.3	0.2
P_2O_5	0.22	0.24	0.25	0.09	0.09
CO_2	0.06	0.13	0.12	0.09	0.06
F	0.06	0.13	0.17	0.08	0.10
S	0.05	0.04	0.03	0.02	0.02
BaO	0.08	0.18	0.13	0.12	0.08
Summa	100.60	99.2	100.50	100.8	99.87

1. 73:64. Mörkt rödgrå monzodiorit. — 800 m NO om Lidbacken (9e), 64978/14748.
2. 71:17. Rödgrå monzodiorit. — 600 m VNV om Botorp (9b), 64993/14566.
3. 72:52. Rödgrå kvartsmonzonit. — 900 m Ö om Övergården (9b), 64988/14595.
4. 71:16. Gråröd kvartsmonzonit. — 400 m N om Kolmetorp (9b), 64965/14556.
5. 73:61. Gråröd granit. — 400 m N om Bäckalund (9b—9c), 64984/14601.

gör omkring 20 % och fältspaterna omkring 70 %. De sistnämndas proportioner varierar kraftigt med de högsta plagioklashalterna i prov med låga kvartshalter. Plagioklasen har vanligen anortithalter omkring 20—40% och utgörs av oligoklas—andesin. Zonering förekommer, men är på det hela taget ej särskilt vanlig. Kalifältspaten är i huvudsak koncentrerad till ögonen och utgörs vanligen av pertitisk mikroklin, ej sällan med vacker tvillingbildning. Färgen på mikroklinögonen varierar ofta markant inom olika områden från relativt ljust gråröd till mörkt köttröda nyanser. De mörka ögonen är vanligast i de mest basiska bergartstyperna.

Av glimmermineralen dominerar biotit, som ofta är omvandlad till klorit. Amfibol och epidot är vanligt förekommande, det sistnämnda mineralet i regel som omvandlingsprodukt efter plagioklas. Av övriga mineral kan nämnas apatit, titanit, phrenit och oxider.

De grovporfyriska graniternas jämförelsevis låga kvartshalter motsvarar de ofta låga SiO_2-värdena i de kemiska analyserna. Man kan också notera

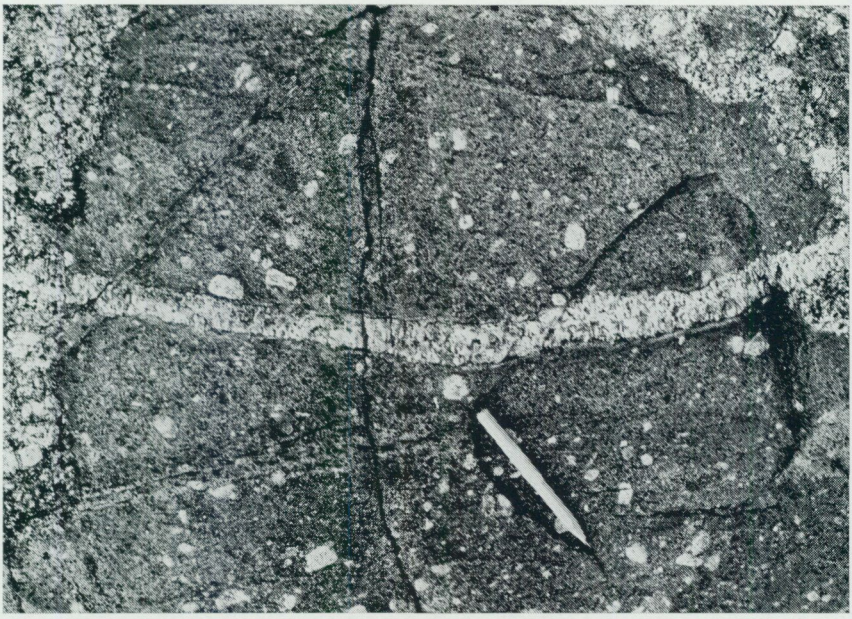


Fig. 17. Grovporfyrisk Smålandsgranit med metabasitbrottstycke som visar nybildning av fältspatögon. Ung granitgång sätter igenom både granit och brottstycke. 1.5 km NO om Stengölen (9e).

Coarsely porphyritic Småland granite with xenolith of metabasite showing porphyroblasts of feldspar.

att halten av K_2O vanligen är större än av Na_2O. Vid klassificering av graniterna finner man en variation från monzodiorit till gränsen mellan granodiorit och granit. Flertalet grovporfyriska Smålandsgraniter inom området torde kunna föras till monzonit- eller granodioritgrupperna, medan monzodioriterna och de egentliga graniterna är mera sällsynta.

Några skarpa kontakter mellan olika typer av grovporfyrisk granit förekommer inte, utan sammansättningsvariationerna sker gradvis. Detta gäller för övrigt de färgförändringar som kan observeras och som delvis är beroende av sammansättningen. Färgändringen är ibland tektoniskt betingad, och graniterna är oftast rödfärgade i anslutning till tektoniska zoner.

De grovporfyriska graniterna innehåller flerstädes rikligt med finkornig granit samt grov pegmatit. Uppträdandet är oftast gångformigt med väl avgränsade kontakter mot de porfyriska graniterna. Särskilt pegmatiterna uppträder emellertid ej sällan i diffusa små massiv där kontakterna är mer eller mindre gradvisa. Särskilt vanliga tycks pegmatiterna vara längs de större tektoniska zonerna i området. Ett bra exempel på sådan pegmatitrik

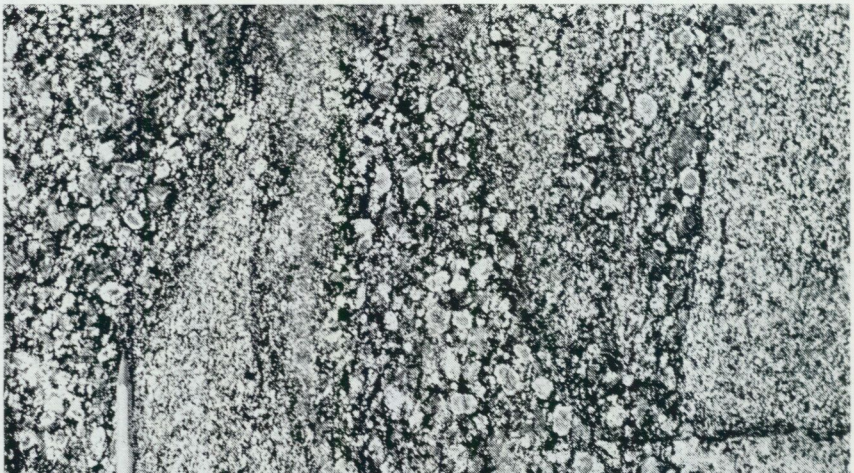


Fig. 18. Grovporfyrisk Smålandsgranit som sätter igenom gnejsgranit. 1.5 km NO om Stengölen (9e).

Coarsely porphyritic Småland granite penetrating gneissic granite.

berggrund är området omkring Skrukarp (8c—9c). Smålandsgraniterna är överhuvud taget relativt inhomogena inom dylika pegmatitgenomdränkta områden.

Inom de grovporfyriska graniterna uppträder inte bara pegmatit och finkornig granit, utan här och var förekommer även fragment och brottstycken av äldre bergarter. Vanligast bland dessa är olika slag av metabasiter, men även surare gnejser och gnejsgraniter är företrädda bland fragmenten. Frekvensen av de senare skiftar, liksom utseendet hos kontakterna mot omgivande granit. Brottstyckena är ofta skarpt avgränsade. Framför allt syns detta gälla metabasitresterna. Graniternas inverkan på dessa fragment kan dock ofta spåras i form av exempelvis ögonbildning (fig. 17). Särskilt de surare gnejs- och gnejsgranitresterna är dock ofta mer eller mindre absorberade av det yngre granitmaterialet och kvarstår då endast som diffusa rester eller sliror i hybridgranit.

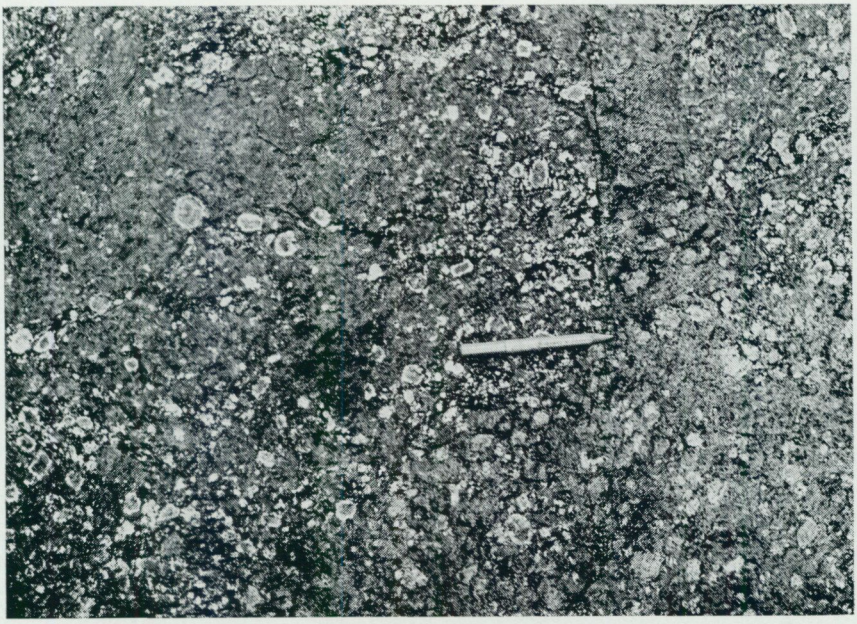


Fig. 19. Hybridgranit i kontaktzonen mellan grovporfyrisk Smålandsgranit och gnejsgranit. 1.5 km NO om Stengölen (9e).

Hybrid granite in the contact zone between Småland granite and gneissic granite.

Särskilt komplicerade blandgraniter uppträder i vissa fall i gränsområdena mellan gnejsgranit och porfyrisk Smålandsgranit, exempelvis nordost om Lickasjön (9e) och väster om Kristberg (8c). Gränsen är således ofta inte alls så skarp som kartbilden anger, utan utgörs av en mer eller mindre bred zon där den ena eller andra av granittyperna dominerar (fig. 18). Den kan också utgöras av hybridgraniter (fig. 19). Kännetecknande för en del av gränsområdena mellan gnejsgranit och porfyrisk granit är också den relativa ansamlingen av framför allt metabasitrester.

Postorogena graniter i söder

De postorogena graniterna inom Västerlösaområdet domineras nästan helt av röd, medelkornig Växjögranit av relativt enhetlig sammansättning. Grå Växjögranit och granitporfyr har observerats, medan grovporfyrisk granit av ovan beskriven typ helt tycks saknas. Den röda Växjögraniten är, som namnet anger, mestadels en klart röd till gråröd granit som i kornstorlek växlar från medel—till grovt medelkornig. Den är vanligen mycket jämn-

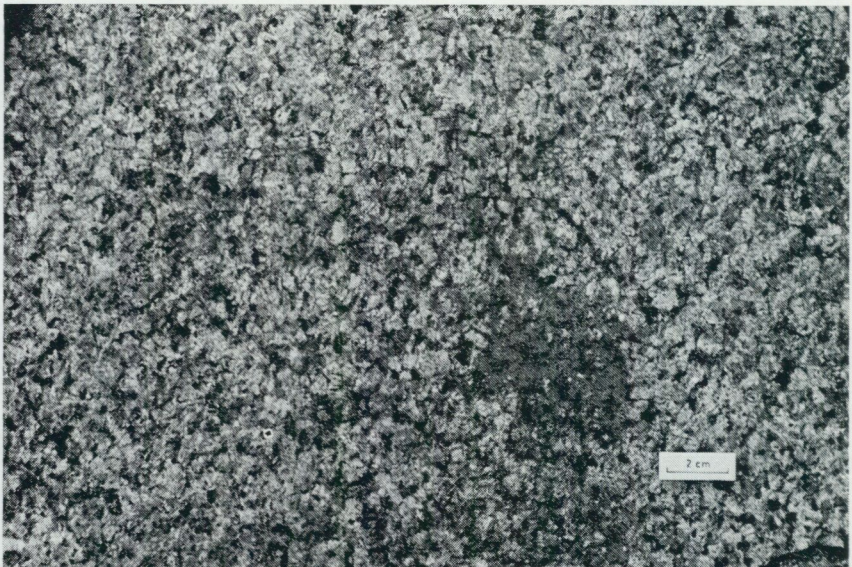


Fig. 20. Homogen, grovt medelkornig, röd Växjögranit. 300 m OSO om Rom (5e).
Homogeneous, coarsely medium-grained, red Växjö granite.

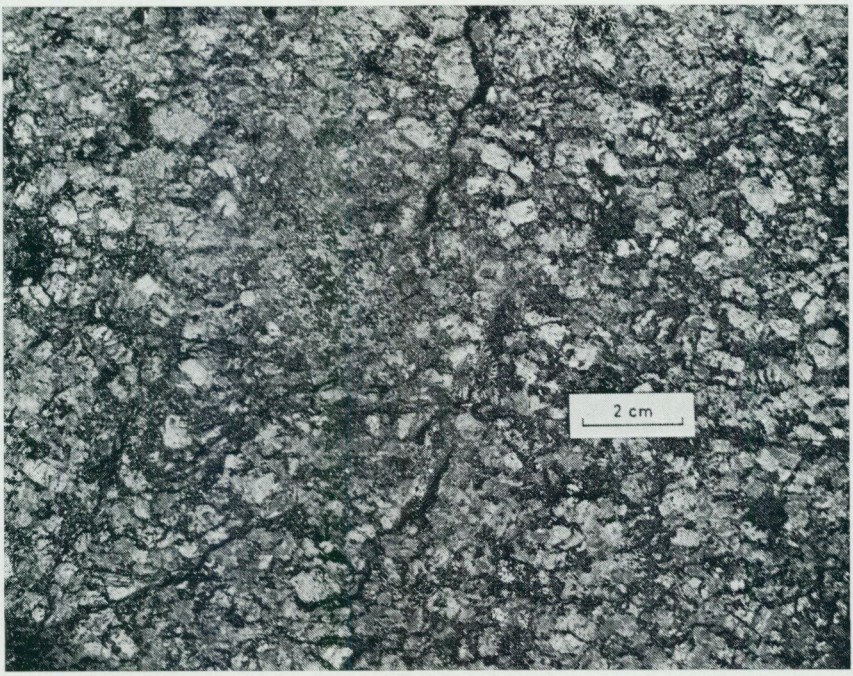


Fig. 21. Röd Växjögranit med parallellorienterade, glest fördelade kalifältspatögon. 100 m SO om Lövsberg (5e).

Red Växjö granite with parallel-oriented potash feldspar megacrysts.

kornig samt massformig till sin utbildning (fig. 20). Här och var förekommer dock mera ojämnkorniga former och ibland uppträder ojämnt fördelade små strökorn av kalifältspat (fig. 21). Dylika, måttligt ögonförande graniter uppträder bl.a. vid kartkanten öster om Fagersberg (5e). Här och var är även en svag gnejsighet med riktning i öst—väst utbildad i Växjögraniten. Denna gnejsighet är ofta svår att upptäcka i de jämnkorniga graniterna, men syns lättare i de svagt porfyriska varieteterna vars kalifältspatögon är parallellorienterade (jfr fig. 21).

Förutom röd Växjögranit har på några enstaka ställen observerats grå Växjögranit med likartad, jämnt medel—till grovkornig utbildning. Bl.a. finns en liten blottning ca 500 m söder om Hölja (5e) där de båda granittyperna står i kontakt med varandra. Tyvärr kan man inte vid denna lokal av de fältmässiga relationerna avgöra vilken av graniterna som är äldst.

TABELL 16. Mineralfördelningen i postorogena graniter från Västerlösaområdet (vol.-%)

Modal composition of postorogenic granites from the Västerlösa area (vol. %)

Nr	1	2*	3*	4*	5	6*
Kvarts	18	22	39	46	40	43
Plagioklas (inkl. sericit)	25	26	26	26	21	22
Kalifältspat (delv. pertit)	47	45	31	25	31	30
Muskovit		+	1			+
Biotit	7	3	1	+	5	3
Klorit		1	2	1	+	
Epidot	+	1		1	+	1
Amfibol	2					+
Prehnit		+				
Apatit	+	+	+	+	+	+
Zirkon	+	+	+	+	+	+
Titanit			+	+		
Kalcit					+	
Opakmineral	1	2	1	+	1	1
An-halt	20—25	15	8—10	10		10—19

* = kemisk analys finns
\+ = halter < 0.5 %

1. 74:111. Grå, medelkornig Växjögranit. — 500 m S om Hölja (5e), 64763/14727.
2. 71:12. Röd, medelkornig Växjögranit. — 200 m SV om Norrland (5e), 64761/14733.
3. 71:10. Röd, medelkornig Växjögranit. — Mellan-Spärringe (5e), 64761/14706.
4. 74:110. Röd, medelkornig Växjögranit. — 100 m SO om Lövsberg (5e), 64750/14734.
5. 74:112. Rödgrå, granitporfyr. — 750 m OSO om Dömestad (5e), 64768/14713.
6. 72:35. Rödgrå, granitporfyr. — 750 m OSO om Dömestad (5e), 64768/14714.

Analyser av några Växjögraniter presenteras i tabellerna 16 och 17. Härav framgår att den röda granittypen till sin kemiska sammansättning är mycket lika i olika bergartsprover. Kiselsyrahalten är jämförelsevis hög. Ett annat utmärkande drag är de höga K_2O-värdena jämfört med Na_2O. Mineralogiskt domineras den röda Växjögraniten av kvarts och fältspat i något olika proportioner. Av fältspatmineralen är pertitisk mikroklin oftast i klar övervikt över plagioklas. Plagioklasen, som ofta är kraftigt sericitiserad, har vanligen låga anortithalter. Övriga mineral uppvisar alltid låga halter, om man undantar biotit, som ibland kan uppgå till ca 5 vol. %. Den grå Växjögraniten har förhållandevis låg kvartshalt, men ändå hög halt av mikroklin jämfört med plagioklas. Biotithalten är högre än i de röda graniterna, och dessutom förekommer ett par procent amfibol.

TABELL 17. Kemiska analyser av postorogena graniter (vikt-%) från Västerlösaområdet

Chemical analyses of postorogenic granites from the Västerlösa area (weight %)

Nr	1	2	3	4
SiO_2	72.7	72.4	74.3	73.8
TiO_2	0.27	0.35	0.31	0.22
Al_2O_3	13.7	13.6	12.4	12.8
Fe_2O_3	0.6	0.8	0.3	0.4
FeO	1.6	1.2	1.2	1.2
MnO	0.05	0.03	0.03	0.04
CaO	1.0	0.9	0.8	1.3
MgO	0.24	0.31	0.42	0.42
Na_2O	3.5	2.4	3.1	3.3
K_2O	5.3	6.3	5.6	5.2
$H_2O > 105°$ C	0.6	0.4	0.6	0.3
$H_2O < 105°$ C	0.1	0.2	0.2	0.2
P_2O_5	0.04	0.03	0.02	0.05
CO_2	0.26	0.12	0.06	0.08
F	0.10	0.01	0.01	0.05
S	< 0.02	< 0.02	< 0.02	< 0.02
BaO	0.08	0.18	0.08	0.07
Summa	100.14	99.23	99.43	99.43

1. 71 :12. Röd, medelkornig Växjögranit. — 200 m SV om Norrland (5e), 64761/14733.
2. 71 :10. Röd, medelkornig Växjögranit. — Mellan-Spärringe (5e), 64761/14706.
3. 74 :110. Röd, medelkornig Växjögranit. — 100 m SO om Lövsberg (5e), 64750/14734.
4. 72 :35. Rödgrå granitporfyr. — 750 m OSO om Dömestad (5e), 64768/14714.

Inom ett relativt begränsat område öster om Dömestad (5e) uppträder en homogen, granitporfyrisk bergart med strökorn av fältspat och kvarts i en finkornig grundmassa. Bergarten är rödgrå till färgen och skiljer sig markant från den röda, betydligt grövre Växjögraniten. Kontakten mellan de båda bergarterna har observerats på några ställlen och är alltid skarp. Tyvärr har det inte gått att avgöra det inbördes åldersförhållandet, beroende på att blottningsgraden är för låg.

Strökornen i granitporfyren domineras av kalifältspat i form av pertitisk mikroklin, ofta med vacker tvillingbildning. Storleken på kornen ligger oftast omkring 1 cm och ytterst sällan däröver. Frekvensen varierar, men vanligen är strökornen relativt glest fördelade med minst centimeterstora mellanrum. I enstaka fall uppträder plagioklas som strökorn, medan kvarts är betydligt vanligare. Jämfört med fältspaten är kvartsströkornen betydligt mindre och överstiger sällan en halv centimeter i storlek. Som framgår

av analyserna i tabellerna 16 och 17 utgör kvarts och fältspat omkring 95 % av mineralinnehållet. Av fältspaterna dominerar kalifältspat vilket motsvaras av de jämförelsevis höga K_2O-värdena i de kemiska analyserna. Av övriga mineral i granitporfyren dominerar biotit, medan exempelvis epidot, apatit, titanit och oxider uppträder i mycket små mängder.

Den röda Växjögranitens relationer till djupgrönstenen i Västerlösaområdet (jfr s. 35) har redan berörts, men det bör påpekas att Växjögraniten på åtskilliga ställen innehåller mycket grönstensmaterial. Graniten ter sig i sådana fall tämligen inhomogen och saknar oftast den typiskt rödaktiga färgen. Sådana hybridgraniter har undvikits vid provtagningen. Jämfört med tidigare omtalade grovporfyriska graniter norr om slätten innehåller Växjögraniten mycket lite pegmatit och finkornig granit. Dylika bergarter har således endast markerats i mindre mängd på kartan.

TABELL 18. Mineralfördelningen i några finkorniga graniter (vol.-%)
Modal composition of some fine-grained granites (vol. %)

Nr	1	2*	3*	4	5	6*	7*
Kvarts	29	28	31	33	31	35	36
Plagioklas (inkl. sericit)	28	32	26	25	29	19	24
Kalifältspat (delv. pertit)	28	33	32	32	36	32	36
Muskovit	4	5	6	3	1	2	2
Biotit		5	2	1		9	2
Klorit	7	1	+	+	1	+	+
Epidot	2	1	2	3	2	2	+
Apatit	+	1	+	+	+	+	+
Zirkon	+		+	+	+		
Titanit		+		+			
Kalcit	+	1					
Opakmineral	1	3	+	2	+	1	+
An-halt		19			20		≈ 15

* = kemisk analys finns
\+ = halter < 0.5 %

1. 71:20. Röd, finkornig granit. — 600 m V om Gäddgölen (8e), 64941/14708.
2. 72:56. Gråröd, finkornig granit. — 200 m NV om Anderstorp (9c—9d), 64393/14652.
3. 72:38. Grå, finkornig granit. — 800 m Ö om Bäcketorp (9d), 64972/14688.
4. 73:76. Rödgrå, finkornig granit. — 50 m SV om Bogölen (9e), 64972/14728.
5. 73:62. Rödgrå, finkornig granit. — Västergården (9c—9d), 64957/14649.
6. 72:43. Rödgrå, mycket finkornig granit. — 300 m VNV om Gäddgölen (8e), 65942/14712.
7. 72:39. Grå, fint medelkornig granit. — 350 m N om Olivehult (9d), 64390/14684.

Övriga, mestadels finkorniga graniter

Till denna bergartsgrupp räknas dels finkorniga graniter som har en klar anknytning till de postorogena Smålandsgraniterna, dels en del granitbergarter vars åldersställning är oklar. Dessa bergarter upptar oftast mycket begränsade delar av berggrunden och uppträder mestadels som gångar eller mycket små massiv. I enstaka fall förekommer dock något större arealer med finkornig granit. Inom kartområdet är det framför allt inom ett område kring sjön Stråken (9d) som ett större sammanhängande massiv med finkornig granit uppträder.

Graniten inom nyssnämnda område skiftar i färg från gråröd i de norra delarna till mera grå i söder, t.ex. öster om Bäcketorp. Den smala granitremsan slutar för övrigt längst i söder med en gråröd pegmatitbildning. Trots de yttre olikheterna är graniten tämligen homogen till sin sammansättning, vilket framgår av analyserna i tabellerna 18 och 19 (Nr 72:38

TABELL 19. Kemiska analyser av mestadels finkorniga graniter (vikt-%)
Chemical analyses of mostly fine-grained granites (weight-%)

Nr	1	2	3	4
SiO_2	71.7	74.1	71.0	75.3
TiO_2	0.37	0.16	0.47	0.12
Al_2O_3	14.9	13.8	13.5	12.9
Fe_2O_3	1.3	0.4	0.8	0.3
FeO	1.1	0.9	1.9	0.8
MnO	0.04	0.04	0.04	0.02
CaO	1.2	1.2	1.5	0.7
MgO	0.60	0.40	0.77	0.22
Na_2O	3.1	3.0	2.4	2.8
K_2O	5.1	4.7	5.2	5.2
$H_2O > 105°$ C	0.8	0.8	0.8	0.5
$H_2O < 105°$ C	0.2	0.3	0.4	0.2
P_2O_5	0.12	0.06	0.12	0.03
CO_2	0.19	0.07	0.15	0.09
F	0.06	0.05	0.04	0.02
S	0.02	0.03	< 0.02	< 0.02
BaO	0.08	0.04	0.15	0.03
Summa	100.88	100.1	99.2	99.2

1. 72:56. Gråröd, finkornig granit. — 200 m NV om Anderstorp (9c—9d), 64393/14652.
2. 72:38. Grå, finkornig granit. — 800 m Ö om Bäcketorp (9d), 64972/14688.
3. 72:43. Rödgrå, mycket finkornig granit. — 300 m VNV om Gäddgölen (8e), 64942/14712.
4. 72:39. Grå, fint medelkornig granit. — 350 m N om Olivehult (9d), 64390/14684.

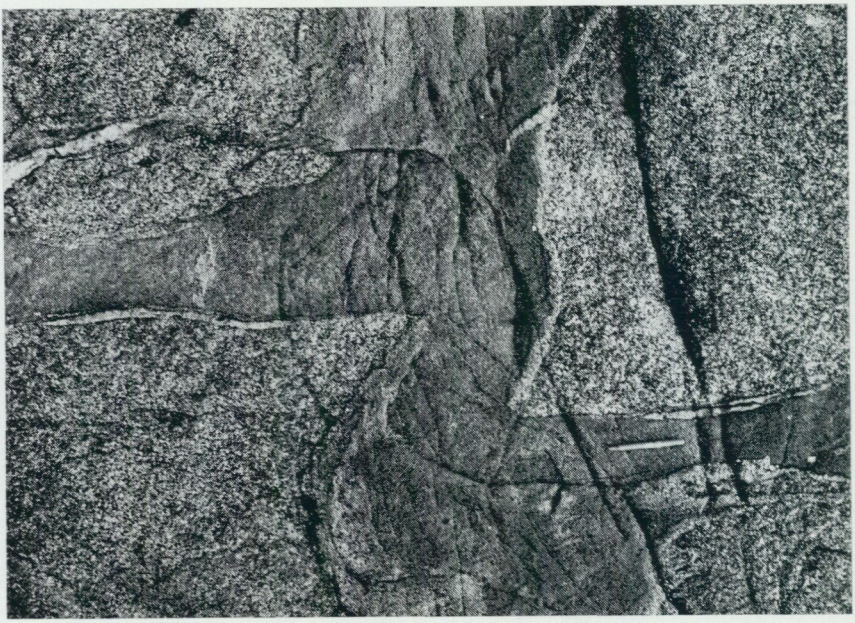


Fig. 22. Två generationer aplitgranit som intruderar gnejsgranit. Den yngre generationen (under pennan), som är konform med gnejsgranitens skiffrighet, följer den äldre gångens utsträckning ett kort stycke. 1.5 km NO Stengölen (9e).

Two generations of aplite granite penetrating gneissic granite.

och 72:56). Kvarts och fältspat dominerar. Bland de senare är kalifältspat i övervikt över plagioklas. Av övriga mineral kan nämnas biotit, muskovit och epidot.

Det bör i sammanhanget även påpekas att den finkorniga graniten är svagt skiffrig i ungefär öst—väst vilket skulle kunna tyda på en serorogen ålder. Gnejsigheten är dock bara av ringa bevisvärde, eftersom även smala granitgångar i Smålandsgranit ej sällan är svagt förskiffrade.

I likhet med ovan beskrivna granit är alla analyserade finkorniga graniter kiselsyrarika samt kalidominanta. K_2O dominerar således över Na_2O, vilket återspeglas av att kalifältspat oftast förekommer i större mängd än plagioklas. Vid karteringen i fält har åtminstone ett par generationer av finkornig granit observerats (fig. 22). På bilden ses två generationer av aplitgranit vilka i stort sett korsar varandra under nästan rät vinkel. Den yngsta generationen (längs pennan) följer ett kort stycke den äldsta,

något diffusa gången, men viker sedan av igen efter gnejsgranitens skiffrighet.

Diabas

Kartområdet är som helhet mycket fattigt på diabasgångar. Norr om slätten har således endast en blottning bestående av några smala diabasgångar



Fig. 23. En av kartområdets få, observerade diabasgångar. Notera den regelbundna förklyftningen. 200 m NNO om Svarthäll (8d).
Dolerite dike with regular jointing.

TABELL 20. Kemisk analys av diabas (vikt-%)
Chemical analysis of dolerite (weight %)

Prov nr 73:87			
SiO_2	49.1	$H_2O > 105°$ C	3.0
TiO_2	3.5	$H_2O < 105°$ C	0.6
Al_2O_3	16.6	P_2O_5	0.5
Fe_2O_3	2.8	CO_2	1.46
FeO	7.4	F	0.08
MnO	0.25	S	0.10
CaO	5.3	BaO	0.06
MgO	4.1	Summa	100.35
Na_2O	3.0		
K_2O	2.5		

73:87. Gråsvart, finkornig diabas. — 200 m NO om Svarthäll (8d), 64933/14676.

iakttagits (fig. 23). Inom områdets sydöstra del (5d—5e) förekommer något mera diabas, oftast i form av smala gångar som uppträder tillsammans i svärmar. Flertalet gångar är högst någon meter breda. Endast undantagsvis uppträder gångar med större bredd. Samtliga gångar eller gångsvärmar har dock noterats på kartan i form av överbeteckning. På tektoniska kartan har likaså lagts ut en del gångar vilka indikerats av den flygmagnetiska kartans anomalibild. Flertalet av dessa gångar uppträder inom områden med paleozoisk berggrund, varför man kanske kunde misstänka att gångarna utgjorde den yngsta komponenten i berggrunden. Sannolikt är de dock äldre än kambrosilurberggrunden och tillhör dennas underlag. De är dock av allt att döma så pass magnetiska att de ändå framträder tydligt på magnetkartan.

De flygmagnetiskt indikerade gångarna har samma riktningar i NNV till NNO som de i fält observerade diabaserna. Dessa riktningar ansluter för övrigt till en del av de framträdande sprickzoner som observerats inom kartområdet och dess omgivningar (jfr Gorbatschev 1976). De blottade diabaserna är mörkt gråsvarta till färgen samt mestadels mycket finkorniga till täta. Endast i undantagsfall är kornigheten så grov att den ofitiska texturen kan urskiljas med blotta ögat. Typiskt för en del av diabasgångarna är den mycket regelbundna förklyftningen, vilket framgår av fig. 23.

Vid mikroskopisk undersökning av ett prov från den avbildade diabasen framträder den ofitiska texturen mycket tydligt trots att flera av huvudmineralen är kraftigt omvandlade. Plagioklasen är delvis helt sericitom-

vandlad, och ibland uppträder även sekundär kalcit. De mörka mineralen är kraftigt kloritomvandlade men har sannolikt till största delen utgjorts av pyroxen. Opakmineral är mycket vanliga, och särskilt framträdande är ansamlingar av oxidmineral med skelettartad utbildning. Dessa sekundära oxidmineral har sannolikt bildats på bekostnad av exempelvis pyroxen. Den kemiska sammansättningen av ovan beskrivna diabas finns återgiven i tabell 20.

Metamorfos

Den metamorfa utbildning, som kan utläsas i kartområdets bergarter syns i första hand vara knuten till de postorogena Smålandsgraniterna. Några direkt påvisbara spår av den regionalmetamorfa omvandling, som är knuten till framför allt den serorogena fasen i den svekokarelska bergskedjeveckningen har inte kunnat noteras. Migmatitomvandling uppträder inom området mycket lokalt och alltid i nära anslutning till Smålandsgranit. Exempel på sådana migmatitomvandlade bergarter finns inom sedimentgnejsområdet nordväst om Lickasjön (9e) samt i det lilla gnejsgranitmassivet omkring Torvsjön (9c). Några typiska metamorfa mineral i form av exempelvis andalusit, cordierit eller sillimanit har ej noterats och omvandlingarna förefaller överhuvud taget vara av lågmetamorf natur.

Smålandsgraniternas inverkan på den äldre berggrunden är ofta klart metasomatisk, vilket innebär omvandling genom tillförsel av material. De ämnen som i första hand tillförts är alkalier, vilket återspeglas i den nybildning av fältspatögon som bl.a. förekommer i de tidigare beskrivna, regenererade gnejsgraniter i den västra delen av urberget norr om östgötaslätten. En svagare s.k. retrograd metamorfos har även ägt rum inom de postorogena graniterna vid deras avkylning. Denna metamorfos, som är allmänt förekommande, har bl.a. inneburit omvandling av plagioklas och mörka mineral till sericit, klorit och epidot.

Stenbrott

Jämfört med många andra områden i det svenska urberget har de kristallina bergarterna inom kartområdet nästan helt förblivit orörda av stenbrottsverksamhet. Detta beror sannolikt på flera faktorer. Malmer, liksom exempelvis större brytvärda förekomster av industrimineral saknas, och tillgången på grus och sand för vägbeläggningar och dylikt har varit tillräck-



Fig. 24. Stenbrott för makadamtillverkning i kraftigt uppkrossad gnejsgranit, strax norr om den stora förkastning som skiljer kambrosilur från urberg. 500 m OSO om Kolmetorp (9b).

Quarry in strongly tectonized gneissic granite.

lig. Mycket små stenbrott i exempelvis granit finns här och var, men de förefaller närmast vara av husbehovskaraktär. Endast ett större stenbrott har upptagits på senare år strax öster om Kolmetorp (9b) i vilket brytning av granit för krossning till makadam bedrivits. Den brutna bergarten är en gråröd, regenererad gnejsgranit, vilken är mycket starkt uppkrossad och sprickig som framgår av fig. 24. Uppkrossningen av graniten har ägt rum vid den förkastning som ledde till kambro—silurbäckenets insjunkning. Stenbrottet ligger inte heller mer än några hundra meter från denna stora brottzon.

Tektonik

På den tektoniska kartan är berggrunden uppdelad i två enheter, av vilka den paleozoiska delen skiljs från urberget genom en grå rasterton. Inom urbergsområdena redovisas med svart markering alla i fält gjorda strukturobservationer i form av skiffrighet, veckaxlar m.m. Med svart överbeteck-

ning redovisas också diabaser samt borrningar. De flygmagnetiskt indikerade diabaserna har dock skiljts från de i fält blottade genom violett färgbeteckning. Beträffande borrningarna har dessa endast lagts ut inom det södra, mycket dåligt blottade urbergsområdet.

Med röd färgbeteckning redovisas alla sprickzoner inom kartområdet. Undantag utgör dock urbergets små lokala sprickor. Zonernas läge och karaktär grundar sig i första hand på flygbildstolkning, men denna har kompletterats med fältobservationer. Det sistnämnda gäller särskilt de zoner eller linjer vilka markerats som starkt krossad berggrund. Även de företeelser som markerats som breccia eller mylonit grundar sig på fältobservationer. Dessutom har en del flygmagnetiskt tolkade sprickzoner lagts in på kartan. Särskilt gäller detta inom en del jordtäckta områden, där sprickzonerna inte kan följas vare sig i fält eller på flygbilderna. Det bör också påpekas att sprickfrekvensen på kartan måste sättas i relation till hur pass hög blottningsgraden är. Områden med låg sprickfrekvens på kartan innebär ofta bara att berggrunden är jordtäckt, inte att sprickor eller förkastningar saknas. I många fall måste man tvärtom räkna med att de djupaste jordlagren samlats just i svaga urbergsområden med hög sprickfrekvens. Kartans sprickbild av urberget får därför inte betraktas som fullständig. Alla större arbeten i urberget i form av bergrumsanläggningar o.dyl. måste därför föregås av bl.a. geofysiska undersökningar.

De strukturer som kan iakttas inom kartområdets urberg är i huvudsak av två slag. Dels förekommer strukturer som påpräglats urberget i samband med den svekokarelska bergskedjeveckningen och dels finns sent bildade strukturer bl.a. i anslutning till områdets brottzoner. De förra är av regional karaktär och har utbildats under tryck i samband med de veckningar och intrusioner som förekom under och sannolikt även strax efter orogenesen. De senare, som är lokalt begränsade, utgör läkta kross- eller rörelsezoner och är yngre än de förstnämnda.

De regionala strukturerna domineras av planstrukturer i form av skiffrighet. I den äldsta ytberggrunden finner vi att de ursprungliga lagren veckats samman mycket kraftigt (isoklinalt) och att den utbildade axelplansskiffrigheten sammanfaller med lagringen. Denna skiffrighet är brantstående och riktningen varierar obetydligt omkring öst—väst. Lokala avvikelser förekommer t.ex. i södra delen av ytbergartsstråket sydost om sjön Stråken, vilket där delvis är ihopklämt så att nordvästliga till nordostliga strukturer bildats. Här och var förekommer även en småveckning av den brantställda skiffrigheten (= lagringen) efter brantstående axlar. Denna

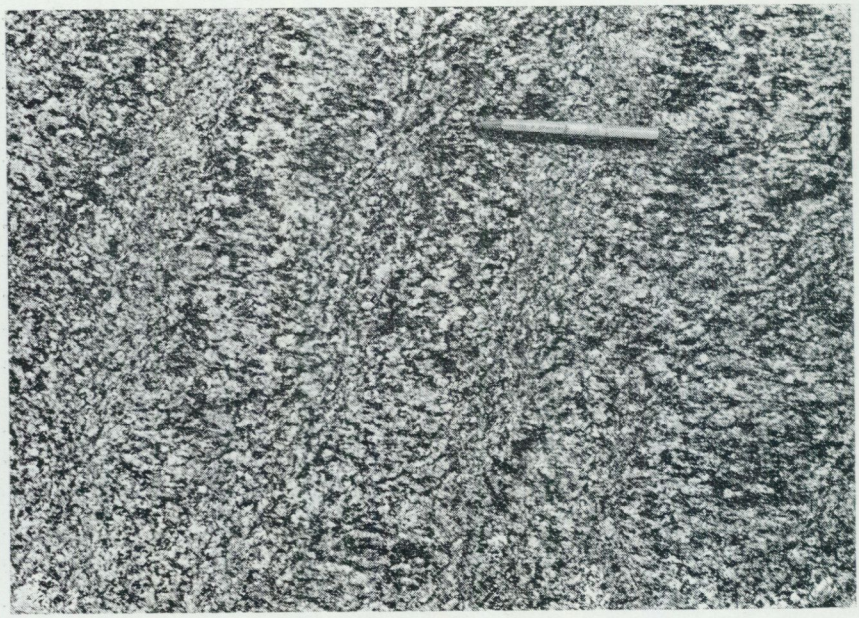


Fig. 25. Smala, rekristalliserade krosszoner i gnejsgranit, vilka korsar gnejsgranitens skiffrighet. 1.5 km NO om Stengölen (9e).
Thin, recrystallized schistosity zones in gneissic granite.

deformation är utbildad i en senare fas än den tidigare nämnda som veckats efter flacka axlar. Exempel på brantstående veckstrukturer förekommer bl.a. i de basiska vulkaniterna 450 m öster om Litskvarn (9c—9d) samt 500 m SSV om Berget (5d).

De planskiffriga strukturerna i de synorogena graniterna utgörs av en gnejsighet vars riktning varierar obetydligt omkring öst—väst till VNV. Som tidigare omtalats är skiffrigheten mestadels måttligt till svagt utbildad och i vissa fall har gnejsgraniterna blivit omkristalliserade, varvid de riktade strukturerna delvis utplånats. De basiska eruptiven i den synorogena sviten har motstått tryckpåverkan betydligt bättre än de surare gnejsgraniterna och är endast obetydligt påverkade. Där skiffrighet eller gnejsighet kan spåras är den ofta lokaliserad till massivens randzoner.

Den regionala gnejsigheten i ytbergarter och gnejsgraniter har sannolikt utbildats i sina huvuddrag före det postorogena utvecklingsskedet. Om den är syn- eller serorogent bildad är däremot svårare att avgöra. Frånvaron av regional migmatitomvandling, liksom större serorogena granitmassiv ta-



Fig. 26. Smal, kataklastisk skiffrighetszon i grovporfyrisk Smålandsgranit. Opåverkad granit till vänster om pennan samt vid höger bildkant. 1.5 km NO om Stengölen (9e).

Thin, cataclastic schistosity zone in coarsely porphyritic Småland granite.

lar emellertid för att vi befinner oss i bergskedjans ytterområden och att den serorogena effekten på den äldre berggrunden varit relativt underordnad.

Som tidigare framgått förekommer även i de yngsta, postorogena graniterna områden med mer eller mindre välutbildad gnejsighet. Den har emellertid inte samma regionala karaktär som den tidigare nämnda, utan är knuten till vissa zoner eller bälten. Gnejsigheten är oftast mycket svag, t.ex. i Västerlösaområdet (5d—5e), och endast inom granitstråket från sjön St. Vänstern (9c) och västerut är planstrukturerna mera påtagliga. Deformationen har sannolikt ägt rum i samband med eller nära efter intrusionsfasen längs brottlinjer omkring öst—väst till VNV. Det bör påpekas att även en del av de finkorniga aplitgraniter som intruderar de grovporfyriska Smålandsgraniterna är svagt förskiffrade, vilket skulle kunna tyda på en sen deformation. Från Linköpingsområdet vet vi emellertid (Gorbatschev 1975, 1976) att de grovporfyriska graniterna är de äldsta i den postoroge-

na granitsviten, varför nämnda skiffrighet ej behöver vara nämnvärt yngre än den som finns utbildad i de grova graniterna.

Ovannämnda brottzoner, efter vilka en del postorogena graniter intruderat, har sannolikt varit aktiva under en mycket lång tid. Längs dessa zoner har även en del av de unga förkastningarna utlösts som givit upphov till de lokala förskiffrings- eller krosszoner som kan spåras i kartområdets urberg. Förutom de uthålliga öst—västliga brottlinjerna förekommer även kraftig förskiffring och mylonitisering längs nordvästliga och nordöstliga linjer. Deformationen är klart yngre än den regionala gnejsigheten i urberget och skär ofta rakt över denna (fig. 25 och 26). Förskiffringszonerna är ofta smala, men längs den förkastningszon som skiljer paleozoikum från urberg, är deformationen flerstädes mycket intensiv. Breccior och myloniter är ej ovanliga och sprickfrekvensen är lokalt mycket hög. De flesta sprickssystemen är branta och löper i ungefär öst—väst, men även flackare sprickssystem finns utbildade (jfr fig. 24) längs denna förkastning, där det södra blocket sjunkit i förhållande till det norra.

I fält kan de unga brottzonerna ofta lätt spåras genom de markanta dalgångar de givit upphov till. Berggrunden är nämligen ofta kraftigt försvagad längs dessa zoner och vittrar lättare än omgivande opåverkade berggrund. Ur bergmekanisk synpunkt utgör dessa unga krosszoner de svagaste delarna i områdets urberg och bör helst undvikas vid eventuell anläggning av exempelvis bergrum.

Den paleozoiska berggrunden

Av

Åke Bruun och Bertil Dahlman

Tidigare undersökningar

I SGU:s äldre serie av kombinerade jord- och bergartskartor i skala 1:50 000 täcker de fyra kartbladen Vreta kloster Aa 83 (Linnarsson och Tullberg 1882), Motala Aa 102 (Jönsson 1887), Vadstena Aa 130 (Blomberg 1905) och Mjölby Aa 150 (Magnusson, Munthe och Rosén 1922) tillsammans det nya kartbladet Linköping NV. I tillhörande beskrivningar finns för första gången en sammanfattande utvärdering av olika paleozoiska bergarters förekomst inom respektive område.

Den första berggrundsgeologiska kartan som visar den sedimentära berggrundens utbredning i Östergötland sammanställdes av S. Rosén och finns publicerad, förutom i beskrivningen till kartbladet Mjölby, även av Westergård (1922). Sedermera utarbetades under ledning av A.H. Westergård geologiska kartor av J. Eklund och P. Thorslund. Resultaten av dessa arbeten finns publicerade av Westergård (1940, 1944).

Den kambrosiluriska stratigrafin har ingående beskrivits av ett flertal geologer. I olika uppsatser har Holm (1885), Wiman (1903) och Rosén (1916) diskuterat eventuell förekomst av obolussandsten och andra bergartstyper motsvarande ordoviciums bottenlager. Westergård har i en rad arbeten, förutom de tidigare nämnda, behandlat framförallt den kambriska och äldsta underordoviciska lagerföljden (Westergård 1909, 1928, 1930, 1946, 1947). Under andra världskriget intensifierades undersökningarna av svenska oljeskiffrar och de biostratigrafiska och litologiska bearbetningarna av borrkärnorna kompletterades med kemiska analyser. Sålunda redovisas i beskrivningarna till bl.a. borrkärnorna Tornby (Westergård 1940) och Ekön (Westergård 1944) de ingående halterna av svavel, olja, aska samt skifferns värmevärde. I Ekön undersöktes även vanadinhalten.

De äldsta underordoviciska kalkstenslagren i kalkstensbrottet strax söder om Västanå (8d) har ingående studerats av Tjernvik (1956) och den mellan- och överordoviciska lagerföljden är i borrkärnorna Smedsby Gård (8a) och Ekön systematiskt bearbetade av Jaanusson (1962, 1963). I en uppsats av Neuman (1969) finns även ett kort avsnitt om överordoviciska *Dalmanitina*-lager från Borenshult i Östergötland. I bergartsmaterial från samma lokal har även förekomst av bryozoer undersökts (Brood 1978).

De lager av siluriska skiffrar och slamstenar som finns tillgängliga i några berggrundsblottningar vid Vätterns strand, strax väster om Motala, är undersökta av Linnarsson och i en uppsats från 1881 har han redovisat en stratigrafisk indelning i graptolitzoner. Slutligen skall också nämnas de av Thorslund (1951, 1962) sammanfattande redogörelserna för tektoniska förhållanden och för de olika paleozoiska bergarternas utbredning i Östergötland.

Kartläggningen av den paleozoiska berggrunden

Utgångspunkt för karteringen av den paleozoiska berggrunden åren 1973—75 under ledning av B. Dahlman har varit de i föregående avsnitt angivna publikationerna. Kambrosilurområdet inom kartbladet kännetecknas av få

naturliga berggrundsblottningar som kan utnyttjas för direkta observationer. Därför är man i praktiken helt hänvisad till de temporära skärningar som har uppkommit i samband med stenbrytning. Av dessa var det numera nedlagda Tornby kalkstensbrott (6c) fortfarande under karteringsarbetet tillgängligt för observationer av underordovicisk kalksten. I ett annat kalkstensbrott strax söder om Västanå (8d) har under flera perioder fram t.o.m. 1954 brutits både underordovicisk kalksten och alunskiffer. Stenbrottet är numera till stor del vattenfyllt, vilket betydligt försvårar åtkomligheten av berggrundsskärningarna (se fig. 34). SGU utförde 1972 en kärnborrning på stenbrottets botten genom en del av kalkstenslagren, alunskiffern och underliggande kambriska bergarter ned till urberget. I närheten av kalkstensbrottet — det exakta läget är ej känt — borrades 1946 kärnborrningen Borensberg IV från markytan genom lager av underordovicisk kalksten ned till ett djup motsvarande den översta delen av den underordoviciska alunskiffern. Borrkärnan är preliminärt undersökt och redovisas nedan i avsnittet "Underordovicium".

Förutom de två ovan nämnda större kalkstensbrotten har det under gångna tider funnits ett stort antal små stenbrott där framförallt lokalbefolkningen har utnyttjat kalksten och alunskiffer. Av de som fortfarande delvis är tillgängliga för observationer kan nämnas kalkstensbrottet mellan Kungs Norrby och Brunneby (8e) och Kalkberget (8c) intill Borens norra strand. Vid den sistnämnda lokalen har lager av den underordoviciska alunskiffern och närmast överliggande kalkstenslager brutits och fortfarande finns delar av stenbrottet tillgängligt för studier. Omedelbart sydväst om Boberg (6d) intill vägen mot Vallerstad har Linnarsson i sin dagbok Paleontologiska resor i Östergötland del II (1877) beskrivit en förekomst av dictyonemaskiffer. Berggrundsblottningen ligger i en numera igenvuxen grop, men skiffern kan observeras i vissa partier av branten. Under lågvattenperioder kan alunskiffern även iakttas utmed Göta kanals och Motala ströms stränder mellan Norrbysjön och Boren.

Siluriska lager finns, enligt vad hittills är känt, enbart i de nordvästra delarna av kartbladet. Blottningarna är få och endast i strandbrinken vid Klubbudden (8a) och den strax söder därom belägna Råssnäsudden har dessa lager observerats. Vid Råssnäsudden kan man iaktta mörka siluriska skiffrar underlagrade av *Dalmanitina*-lager? (jfr s. 95) samt bergarter stratigrafiskt tillhörande Övre Jonstorpformationen. Hela sedimentpacken stupar 10—20° mot norr och NNO. Siluriska lager kunde dessutom under en kort tid studeras i ett byggnadsschakt strax norr om Gustavsvik (8a). La-

gerpacken var här ca 5 m mäktig och stupade ca 20° mot NNV. För en mera detaljerad redogörelse av de olika bergartsleden hänvisas till de stratigrafiska avsnitten av berggrundsbeskrivningen.

På grund av den låga blottningsgraden måste berggrundsdata erhållna genom direkta observationer kompletteras med ytterligare information, för att få en säkrare bild av de olika bergarternas utbredning. Till ovärdelig hjälp är då tillgång till detaljerade borrprotokoll upprättade i samband med brunnsborrningar. En första systematisk inventering av borruppgifter påbörjades av P. Thorslund under utarbetandet av den geologiska kartan från 1944. Sedermera har ett omfattande observationsmaterial från brunnsborrningar insamlats under karteringsarbetet samtidigt som kontinuerlig kontakt har hållits med olika brunnsborrningsfirmor. Inom vissa områden där geologin ändå är ofullständigt känd har markgeofysiska undersökningar och i viss utsträckning kärnborrningar utförts i SGU:s regi. På plansch 1 finns bl.a. redovisat de kärnborrningar som hittills har genomförts inom kambrosilurområdet i Östergötland och som exempel på markgeofysiska undersökningar kan nämnas de geoelektriska mätningarna i trakten kring Klockrike (7e). Där kunde man, genom att registrera olika bergarters elektriska ledningsförmåga (resistivitet), följa den fortsatta utsträckningen av den nordväst—sydostliga förkastningslinje, som är markerad på intilliggande kartblad Linköping NO. Av resultatet framgår en tidigare ej observerad avlänkning av förkastningen mot sydväst och söder såsom det är redovisat på den geologiska kartan. Inom samma område omedelbart söder om förkastningen kunde man under karteringen även spåra en förut okänd geologisk struktur. Vid granskning av brunnsprotokoll framkom att den mot norr svagt stupande urbergsytan avbryts av en väl avgränsad domformad upphöjning. Strukturens form, som sannolikt är tektoniskt betingad, har fastställts med hjälp av brunnsuppgifter samt kärnborrningen Karstorp (6e) och ytterligare tre, belägna på det intilliggande kartbladet. I beskrivningen till detta kartblad (Gorbatschev, Fromm och Kjellström 1976) är strukturens form närmare belyst med bl.a. en uppritad geologisk profil genom området.

Slutligen återstår att nämna något om undersökningarna av Granbystrukturen (5a) — en geologisk bildning som fått sitt namn efter Granbyområdet beläget omedelbart sydost om Vadstena. Då strukturen till största delen återfinns på det intilliggande kartbladet Hjo NO redovisas den geologiska bilden här mycket kortfattat. Vad man kan se av strukturen på detta kartblad är den östliga begränsningen av en oval ringstruktur upp-

byggd av kristallina bergarter av prekambrisk ålder (se plansch 1), vilka omsluter en ca 360 m djup urbergsdepression. Det nedsänkta partiet är vad vi hittills vet, i sin helhet utfylld av sedimentära ordoviciska bergarter. Tillkomsten av en dylik struktur är ännu inte entydigt klargjord, men resultaten av gjorda undersökningar visar att dess form har stora likheter med ett flertal andra strukturer, som av många forskare anses vara ett resultat av meteoritnedslag, ett s.k. astroblem.

Resultaten av den geologiska karteringen har av B. Dahlman bearbetats och sammanställts dels på en berggrundskarta där den horisontella utbredningen av olika sedimentära bergarter redovisas, dels på en tektonisk karta där förkastningslinjer och nivåkurvor visar urbergsytans topografi. Nivåkurvornas siffror anger läget i meter över havet och är så orienterade att deras överkant är riktade mot den stigande urbergsytan. På båda kartorna finns markeringar för brunnsborrningar och kärnborrningar och på den tektoniska kartan är de kompletterade med urbergsläget angivet i meter över havet. Det bör i detta sammanhang även påpekas, att endast ett fåtal brunnsborrningar når ned till urbergsytan, men genom identifiering av olika bergartsgränser högre upp i lagerserien har man kunnat beräkna urbergsytans sannolika läge. Med kännedom om urbergsläget, marknivån och jordtäckets mäktighet kan man beräkna sedimentbergarternas ungefärliga mäktighet i olika områden. Uppgifter om marknivån kan hämtas direkt från den tektoniska eller topografiska kartan och variationerna i jordtäckets mäktighet finns sammanställd på fig. 19 i beskrivningen till jordartskartan Linköping NV (Johansson 1976).

Förutom förekomst av olika större sammanhängande bergartsformationer och gränserna mellan dessa, kan även det förhållandevis tunna mellanordoviciska bentonitlagrets utgående direkt utläsas på berggrundskartan, vilket sammanfaller mellan å ena sidan bergartsbeteckningen för kalksten, skiffer och slamsten och å andra sidan bergartsbeteckningen för kalksten. Bentonitlagret har sannolikt i flera fall utgjort glidunderlaget för de isskjutna skollor som har konstaterats i området (se även Johansson 1976). Inledningsvis i detta avsnitt påpekades att de paleozoiska bergarterna i det närmaste helt saknar naturliga blottningar. Detta har inneburit att bergartsgränser och förkastningslinjer endast schematiskt har kunnat åskådliggöras på berggrundskartan respektive den tektoniska kartan.

Stratigrafi

Kambrium

Följande sammanställning över den kambriska lagerföljdens utbildning i Östergötland grundar sig på förutom tidigare publicerade arbeten av framför allt A. H. Westergård och S. Rosén även på biostratigrafiska arbeten utförda vid SGU av Å. Bruun och A. Reintamm-Laantee. Den litologiska

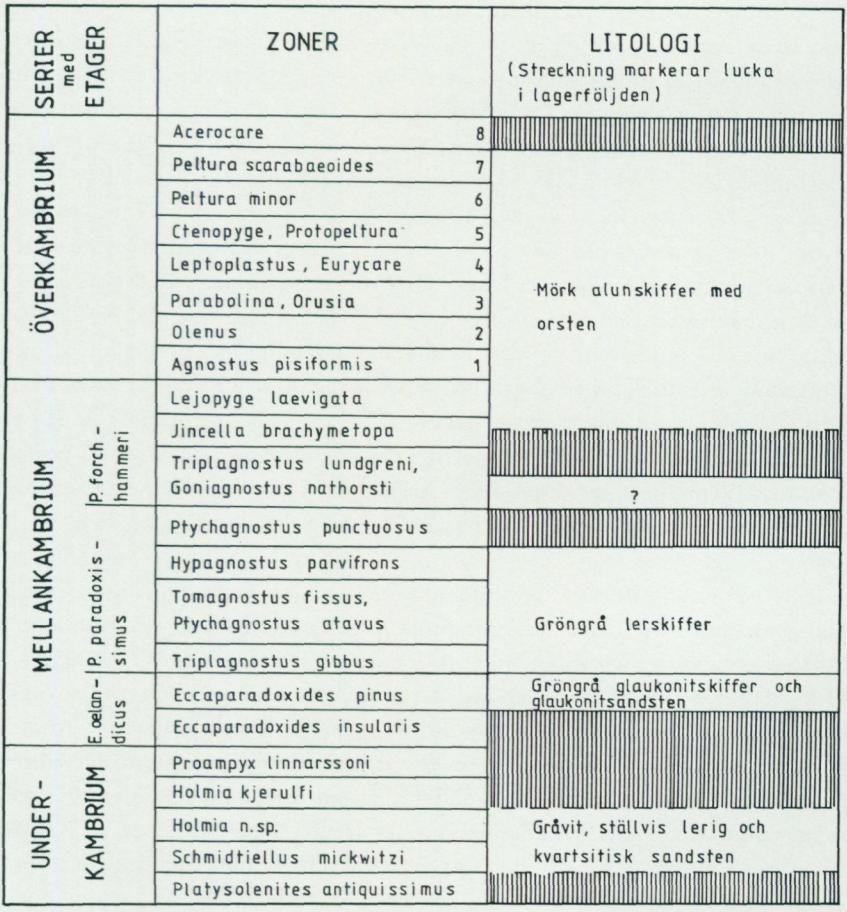


Fig. 27. Stratigrafisk översiktstabell. De reviderade mellan- och överkambriska fossilnamnen enl. Martinsson (1974). Den underkambriska zonindelningen enl. J. Bergström, SGU (muntlig uppgift).

Stratigraphy and lithology.

bearbetningen samt den biostratigrafiska och litostratigrafiska korrelationen är gjord av B. Dahlman och har sammanställts i nedan presenterade borrkärnprofiler.

Underkambrium

Underlaget till den sedimentära berggrunden i Östergötland utgörs av urberg, som inom smärre områden är vittrat till flera meters djup. In över denna yta utbredde sig havet under äldre kambrisk tid, det vill säga för ca 570 miljoner år sedan. Därmed inleddes en omfattande sedimentationsprocess inom regionen och de äldsta bevarade bildningarna från denna tid består av omarbetade vittringsprodukter från urberget. Direkt över dessa bildningar avsattes sedermera kvartsrik sand, som så småningom litifierades och nu representerar den underkambriska sandstenen. Några naturliga blottningar för direkta observationer av sandstenen finns numera ej tillgängliga. Däremot har sandsten tidigare brutits i liten skala intill Motala ström strax nordväst om Näs (8e). Vidare frilades vid byggandet av kraftverksanläggningen Vågforsen i Svartån (5d) strax sydost om Brobygård en ca 9 m mäktig sandstensprofil, som ingående har studerats av S. Rosén. Resultaten finns publicerade i beskrivningen till geologiska kartbladet Mjölby där såväl en litologisk-petrografisk genomgång som en analys av den kemiska sammansättningen är presenterad (Magnusson, Munthe och Rosén 1922). En liknande kemisk och petrografisk analys har utförts på en underkambrisk kvartsitisk sandsten från Mjölorpesjön belägen på den intilliggande berggrundskartan Linköping NO (Gorbatschev, Fromm och Kjellström 1976).

En komplett profil över sandstenens vertikala omfattning visas i fig. 29, där även den litologiska variationen är schematiskt illustrerad. Den totala mäktigheten varierar mellan ca 22 m i Tornbykärnan och ca 25 m i Bårstad II-kärnan. De understa skikten består nästan genomgående av ett tunt konglomeratartat lager, som enligt beskrivningen till Tornbykärnan (Westergård 1940) övergår i en ca 3.5 m gråvit medelkornig sandsten. De undre lagren kan vara mycket löst konsoliderade men uppåt i lagerserien är sandstenen hårdare. Den förhållandevis rena basala kvartssandstenen övergår därefter i lager med betydligt högre lerhalt, ställvis mellanlagrad av tunna lerstensskikt. Mäktigheten av denna enhet uppgår till ca 14—15 m. Den primära lagringen kan inom vissa horisonter vara tydligt störd av grävande organismers aktivitet, s.k. bioturbation. Dylika sedimentstrukturer benämns även "kråksten". Andra tecken på grävande organismers aktivitet är de

TECKENFÖRKLARING TILL BORRKÄRNPROFILER I FIG. 29-31

Kursiverade siffror intill borrstaplarna anger nivå i m ö.h.
Figures in italics next to the core sections denote height in metres a.s.l.

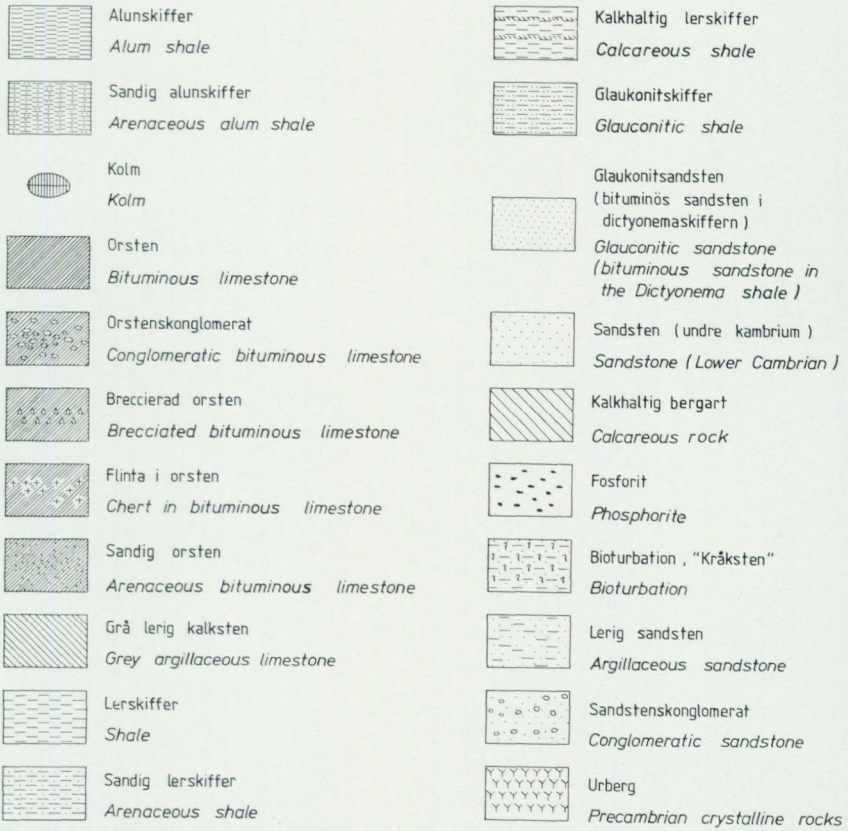
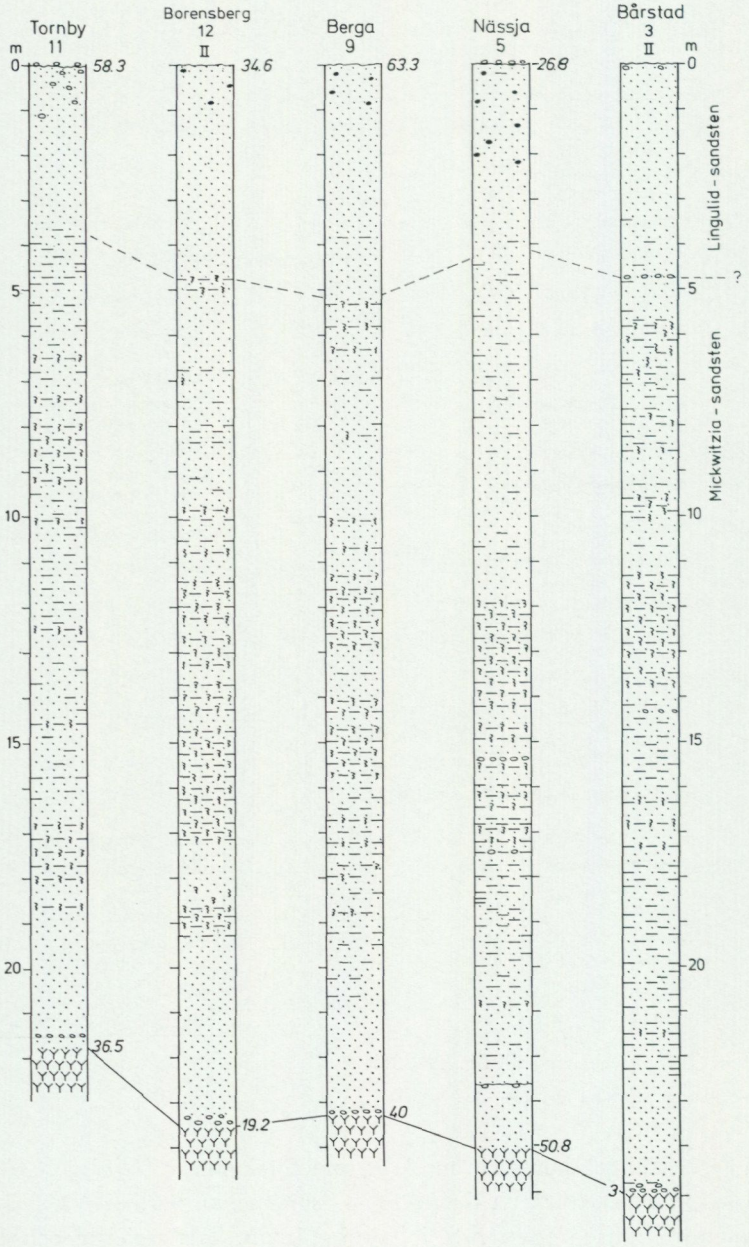


Fig. 28. Teckenförklaring till fig. 29—31.
Legend for Figs. 29—31.

olika typer av igenslammade maskrör som förekommer; *Diplocraterion* — ett U-format maskrör och *Scolithus* — sinsemellan vertikala rör, är två varianter som har registrerats i Tornbykärnan. Torksprickor och böljeslagsmärken är sedimenstrukturer som också är vanliga i dessa avlagringar


Tornby
11
Borensberg
12
II
Berga
9
Nässja
5
Bårstad
3
II
m
0
5
10
15
20
58.3
34.6
63.3
26.8
36.5
19.2
40
50.8
3
Lingulid - sandsten
?
Mickwitzia - sandsten

och tyder på att vattendjupet varit ringa samt att havsbotten under vissa perioder varit torrlagd. När havet så småningom temporärt drog sig tillbaka bildades sannolikt det konglomerat med bollar av brungrå fosforitsandsten som nu utgör gränsen mot de överliggande mellankambriska bergarterna.

Sandstenslagren kan generellt sägas vara fossilfattiga och några egentliga fossil har inte påträffats med undantag av ett fragment som enligt Westergård (1940) möjligen kan vara ett vittrat skal av brachiopoden *Mickwitzia*. De få fynden av fossil kan också delvis bero på att lagren varit dåligt blottade för direkta undersökningar samt, att tidigare befintliga kalkskal blivit upplösta. Den underkambriska sandstenen i Västergötland och Närke är litostratigrafiskt indelade i *Mickwitzia*- och lingulidsandsten, men bergarterna i dessa två avdelningar är tämligen likartade. I fig. 29 har en provisorisk gräns markerats mellan lingulidsandstenen och den underliggande *Mickwitzia*-sandstenen.

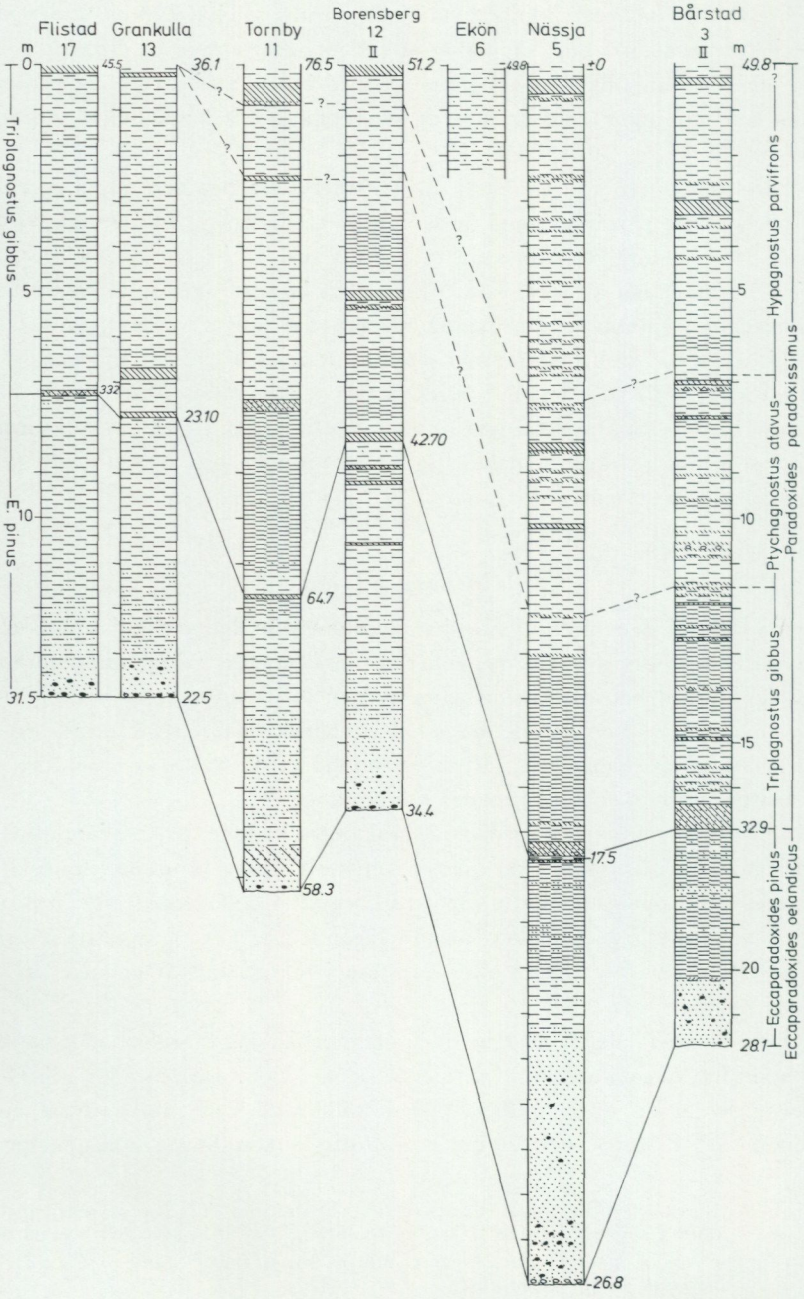
Mellankambrium

I motsats till den underkambriska sandstenen är den mellankambriska lagerserien betydligt fossilrikare, vilket åtminstone tyder på gynnsammare förhållanden vad beträffar bevaringen av den fossila faunan. Biostratigrafiskt kan man därmed dela in denna enhet i zoner och subzoner baserade på olika trilobitarter. Den stratigrafiska korrelationen mellan olika områden underlättas härmed och blir i många fall exaktare.

Litologiskt kännetecknas den mellankambriska lagerserien i huvudsak av gröngrå lerskiffer samt i de övre lagren av en föga bituminös alunskiffer. Lerskiffern saknar emellertid i många horisonter benägenhet att skiffra upp sig längs parallella ytor som är utmärkande för t.ex. den överkambriska alunskiffern, varför lersten eller slamsten i många fall är en mer adekvat benämnning.

Den understa delen av den mellankambriska lagerföljden, motsvarande zonen med *Eccaparadoxides insularis*, saknas inom kartområdet. De äldsta bevarade lagren av *oelandicus*-etagen tillhör därmed den närmast yngre zonen med *E. pinus* och utgörs av fosforitglaukonithaltig sandsten succes-

Fig. 29. Borrkärnprofiler genom underkambrisk sandsten. Tornby är sammanställd efter Westergård (1940). Teckenförklaring i fig. 28. Lägesangivelse på pl. 1. *Cored sections in the Lower Cambrian sandstone. Legend in Fig. 28. For borehole localities see Pl. 1.*


Flistad 17
Grankulla 13
Tornby 11
Borensberg 12 II
Ekön 6
Nässja 5
Bårstad 3 II
m
0
5
10
15
20
45.5
36.1
76.5
51.2
49.8
±0
33.2
23.10
42.70
64.7
31.5
22.5
34.4
58.3
17.5
26.8
32.9
28.1
E. pinus
Triplagnostus gibbus
Hypagnostus parvifrons
Ptychagnostus atavus
Paradoxides paradoxissimus
Triplagnostus gibbus
Eccaparadoxides pinus
Eccaparadoxides oelandicus

sivt övergående i mörkgrön glaukonitdominerande lerig sandsten och lerskiffer, som i väster är överlagrad av en delvis sandig och delvis glaukonitimpregnerad alunskiffer. I fig. 30 åskådliggörs hur dessa lager kan variera i mäktighet och utseende inom olika delar av kambrosilurområdet. Mellankambriums mellersta enhet, etagen med *Paradoxides paradoxissimus*, är indelad i de tre zonerna med *Triplagnostus gibbus, Ptychagnostus atavus* och *Hypagnostus parvifrons*. Mäktigheten varierar mellan ca 7 m i östra och ca 17 m i västra delen av Östergötlands kambrosilurområde. I östra delen saknas sannolikt lager tillhörande de två yngsta zonerna. Lerskiffern är ställvis mellanlagrad av tunna grå orena kalkstensskikt och lager av mörk alunskiffer, som i vissa områden avslutade *oelandicus*-etagen, inleder i samma område även *paradoxissimus*-etagen. Mellankambriums yngsta del utgörs genomgående av föga bituminösa alunskiffrar och sparsamt förekommande orstenslinser (se fig. 31). Biostratigrafiskt tillhör de etagen med *Paradoxides forchhammeri*. De understa delarna av denna etage är här ibland utbildad som en svagt fosforitimpregnerad kalksandsten som eventuellt tillhör zonen med *Jincella brachymetopa*, och därmed motsvarar det i t.ex. Västergötland förekommande exporrectakonglomeratet. Några egentliga fossilfynd har emellertid hittills inte gjorts, men något högre upp i lagerserien i Tornbykärnan (Westergård 1940) har man funnit skalrester av bl.a. *Billingsella exporrecta*. I huvudsak utgörs dock *forchhammeri*-etagen av lager tillhörande zonen med *Lejopyge laevigata*. Etagens äldsta zon (zonen med *Goniagnostus nathorsti*) har tidigare ej påvisats i Östergötland. I samband med den biostratigrafiska bearbetningen vid SGU av borrkärnan Bårstad I har emellertid i skiffern på nivå 40.52 m observerats en något deformerad trilobit identifierad som *G. nathorsti*, varför lager tillhörande denna zon kan finnas representerad inom vissa delar av Östergötlands kambrosilurområde.

Den sammanlagda mäktigheten av de mellankambriska lagren varierar i Östergötland mellan ca 19 m och ca 32 m varvid den högre mäktighetsangivelsen anger förhållandet inom den västra delen av kambrosilurområdet, där lagerserien är mer komplett.

Fig. 30. Borrkärnprofiler genom lagerföljd biostratigrafiskt representerande mellankambriums två äldsta etager. Grankulla, Tornby och Ekön är sammanställda efter Westergård (1940, 1944). Teckenförklaring i fig. 28. Lägesangivelse på pl. 1.

Cored sections in rocks representing the two lowermost stages of the Middle Cambrian sequence. Legend in Fig. 28. For borehole localities see Pl. 1.

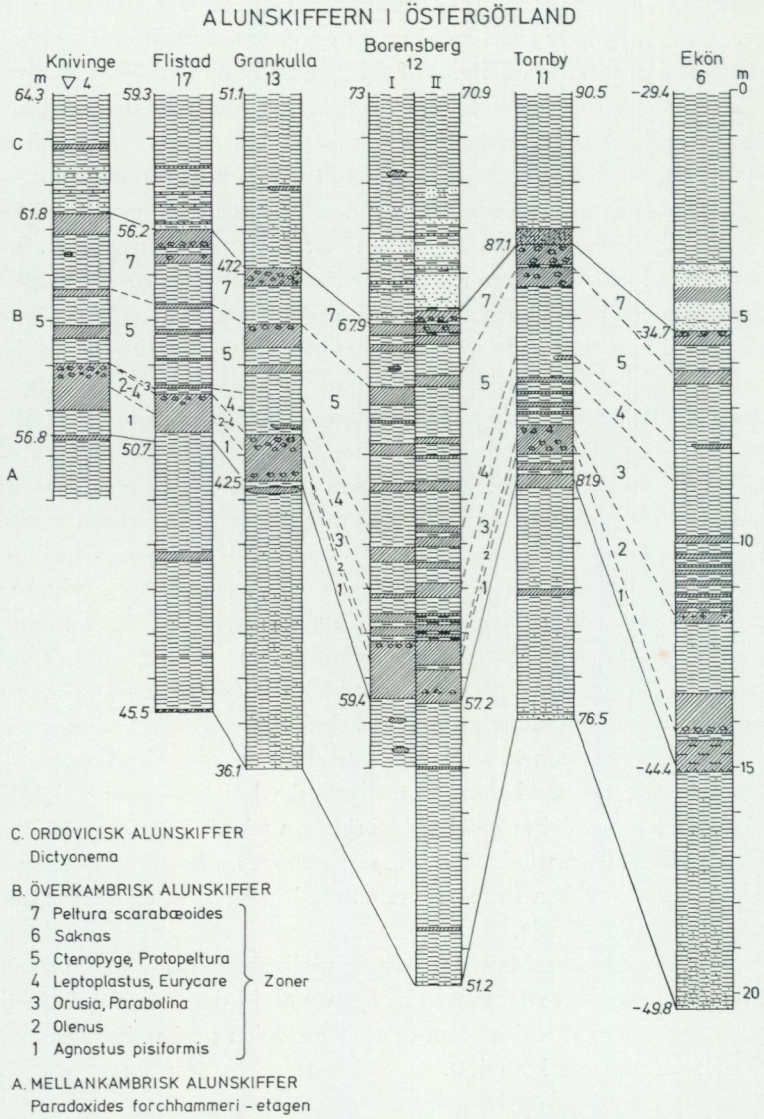
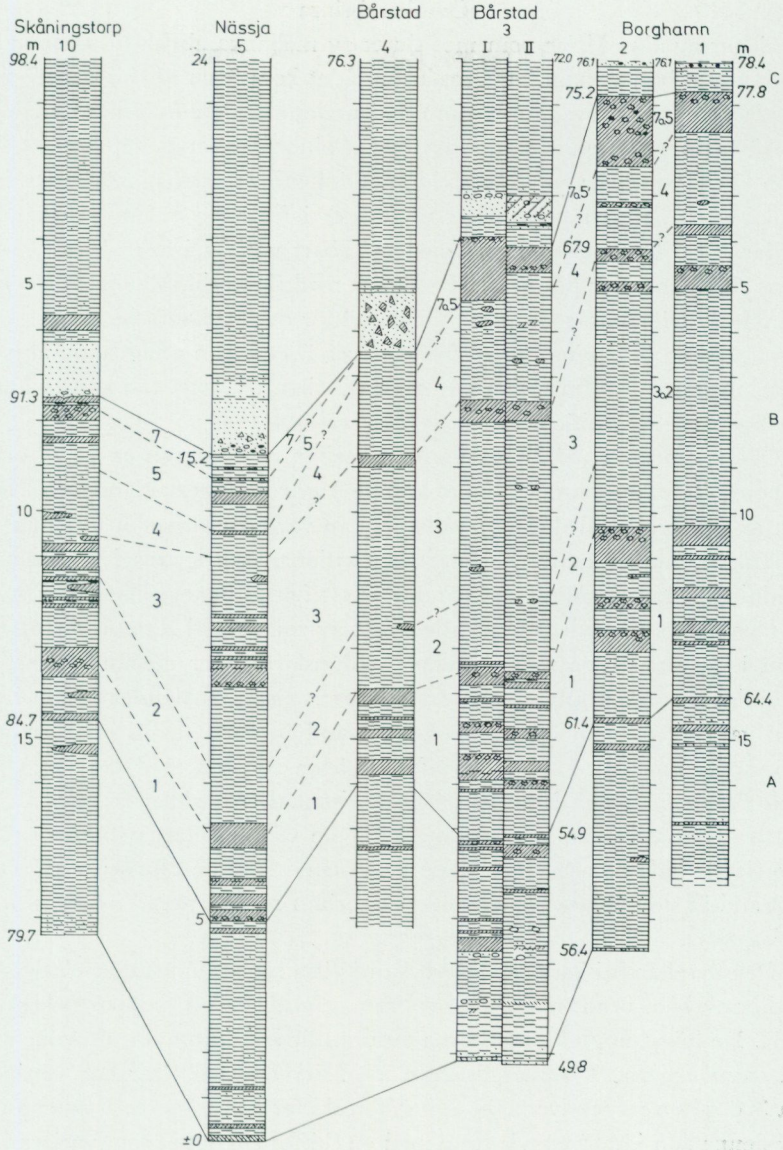


Fig. 31. Borrkärnprofiler samt profil från skifferbrottet vid Knivinge genom kambrisk och ordovicisk alunskiffer. Knivinge, Grankulla, Skåningstorp, Tornby, Ekön och Borghamn 2 är sammanställda efter Westergård (1940, 1944). Teckenförklaring i fig. 28. Lägesangivelse på pl. 1.

Cored sections and section from the old quarry at Knivinge in Cambrian and Ordovician alum shale. Legend in Fig. 28. For borehole localities see Pl. 1.


Skåningstorp
m 10
98.4
5
91.3
10
84.7
15
79.7
Nässja
5
24
15.2
5
±0
Bårstad
4
76.3
7.5
Bårstad
3
I II
72.0
Borghamn
2 1
m
78.4
77.8
76.1
75.2
7.5
6.79
5
3.2
64.4
61.4
54.9
56.4
49.8
C
B
A

Överkambrium

De lager av alunskiffer, som mot slutet av mellankambrisk tid genomgående började bildas inom kambrosilurområdet kom även att bli den dominerande bergarten i överkambrium och i underordoviciums äldsta del.

Alunskiffern är en nästan svart, starkt bituminös lerskiffer, lätt att skiva upp längs parallella ytor. Ställvis finns inlagringar av en mörk bituminös kalksten, s.k. orsten, som oftast uppträder i form av isolerade linser eller bollar. Dess förekomst kan därmed märkbart variera i lateral led. I orstenens skiktade delar påträffas ofta rikligt med skalfossil. Vanligast förekommande är trilobiter, som ligger till grund för de överkambriska lagrens biostratigrafiska indelning. Fossil förekommer även i den omgivande alunskiffern, men är där ofta sämre bevarade och kan i många fall vara svåra att med säkerhet identifiera.

Överkambriums mäktighet varierar mellan ca 5 m och ca 14 m och är genomsnittligt tunnare än motsvarande lager i Västergötland och Närke. En av orsakerna till detta förhållande kan vara att havsytan märkbart har fluktuerat i detta område. Dessa fluktuationer kan spåras i konglomeratbildningar, som är kännetecknande för ett flertal orstensskikt (jfr fig. 31).

Överkambrium inleds biostratigrafiskt av zonen med *Agnostus pisiformis*, som i vissa områden representeras av alunskifferlager medan samma nivå i andra områden utgörs av orstenslager. Detta orstenslager kan i flera fall vara drygt 1 m mäktigt och är ibland benämnt stora orstensbanken. Förutom zonen med *A. pisiformis* kan även zonerna med *Olenus, Orusia* och *Parabolina* ingå i denna orstenshorisont. Detta gäller framförallt i de östra delarna av kambrosilurområdet. I de västra delarna däremot, är de tre sistnämnda zonerna utbildade som orstensförande alunskiffer. I Östergötland är den yngsta zonen i överkambrium representerad av *Peltura scarabaeoides*.

Den överkambriska alunskiffern kan i vissa nivåer innehålla relativt höga halter av bl.a. uran, molybden, volfram, nickel, kobolt, koppar och skifferolja. De högst uppmätta halterna av uran är koncentrerade till zonen med *P. scarabaeoides*. I Västergötlands och Närkes alunskiffrar har värden på ca 300 g/ton respektive 200—250 g/ton skiffer konstaterats. I Östergötland är denna zon jämförelsevis tunn med en skiffermäktighet som varierar mellan 0.0—1.1 m. Den uppmätta uranhalten är ca 200 g/ton skiffer. I övriga zoner med kambrisk alunskiffer är uranhalten lägre. Mängden skifferolja varierar mellan 3.2—5.4 % och vanadinhalter över 0.06 % har inte påträffats.

Ordovicium

Underordovicium

Alunskiffer, som till stor del dominerar förekomsten av överkambriska bergarter inleder även den äldsta underordoviciska lagerserien i Östergötland. Tidpunkten för övergången från kambrium till ordovicium brukar anges till ca 510 miljoner år före nutid. Den underordoviciska alunskiffern, ofta kallad dictyonemaskiffer efter den ställvis rika förekomsten av olika arter tillhörande graptolitsläktet *Dictyonema,* utgörs i de undre delarna av en moig sandig, delvis bituminös skiffer eller en moig kalkhaltig sandsten,

Serie med etager		Trilobit - och graptolit - zoner	Litologi (streckning markerar lucka i lagerföljden)	Mäktighet i m
UNDERORDOVICIUM (OELANDIAN)	Kunda	Megistaspis gigas	Rödbrun småknölig resp. massiv kalksten. Grå knölig resp. massiv glaukonitförande kalksten	17,05 - 17,25
		Megistaspis obtusicauda		
		Asaphus "raniceps"		
		Asaphus expansus		
	Lanna - Volhov	Megistaspis (M.) limbata	Grå och rödlätt, tjockbankad kalksten	9,55 - 10,25
		Megistaspis (M.) simon		
		Megistaspis (M.) lata		
	Latorp Hunneberg Billingen	Megistaspis (V.) estonica	Ljus, gröngrå kalksten mellanlagrad av lerskifer. De basala lagren glaukonitförande.	2,55 - 4,12
		Megalaspides (M.) dalecarlicus		
		Övergångslager Megistaspis (V.) aff. estonica		
		Megistaspis (V.) planilimbata		
		Megistaspis (E.) armata		
	Tremadoc	Ceratopyge		
		Dictyonema	Svart, mörkbrun skiffer	0,9 - 8,8

Fig. 32. Stratigrafisk översiktstabell. Lanna-Volhov- och Latorpetagens zonindelning enl. Tjernvik och Johansson (1980).

Stratigraphy and lithology.

som inom begränsade områden kan överstiga en mäktighet av ca 2 m. Enligt Wiman (1903) och Rosén (1916) kan denna sandsten stratigrafiskt motsvara den i flera andra kambrosiluromården utbildade obolussandstenen eller oboluskonglomeratet, vilka där ingår i ordoviciums bottenlager.

Dictyonemaskiffern representeras i Östergötland i huvudsak av zonen med *Dictyonema flabelliforme flabelliforme,* men även zonen med *Clonograptus tenellus* har enligt Westergård (1940) observerats vid Storberg (identisk med den tidigare nämnda lokalen Kalkberget), medan zonen med *Dictyonema flabelliforme norvegica* sannolikt saknas. Den sammanlagda mäktigheten av dicytonemaskiffern varierar mellan ca 0.9 m och ca 8.8 m och liksom den överkambriska skiffern har den sin största mäktighet i väster.

I dictyonemaskiffern, som ej är representerad i Närkes och i vissa områden av Västergötlands kambrosilurområde, ingår även uran men koncentrationen är i genomsnitt något lägre (ca 125 g/ton skiffer) jämfört med den underliggande överkambriska alunskiffern. Oljehalten varierar mellan ca 3.2—4.6 % och vanadinhalten uppgår till ca 0.2 %.

I flera andra områden med kambrosiluriska bergarter är dictyonemaskiffern direkt överlagrad av ceratopygeskiffer eller ceratopygekalksten. I Östergötland däremot, har dessa eller motsvarande lager hittills inte kunnat påvisas. Dictyonemaskiffern är här i stället direkt överlagrad av bergarter stratigrafiskt tillhörande Latorpetagen. Denna etage är uppdelad i två subetager, nämligen Billingen och Hunneberg. Tjernvik (1956) har i en berggrundsskärning i Borensbergs kalkstensbrott undersökt en 3.3 m mäktig lagerpacke, som stratigrafiskt tillhör dessa två subetager. Den äldsta delen består här av tunna lager glaukonitsand och glaukonithaltig kalksten. Biostratigrafiskt tillhör denna enhet zonen med *Megistaspis armata* och mäktigheten uppgår till ca 0.35 m. På detta följer ca 0.5 m gröngrå eller brunaktig kalksten som är glaukonitrik i den undre delen och biostra-

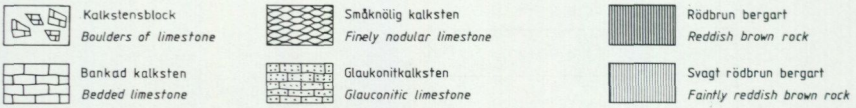
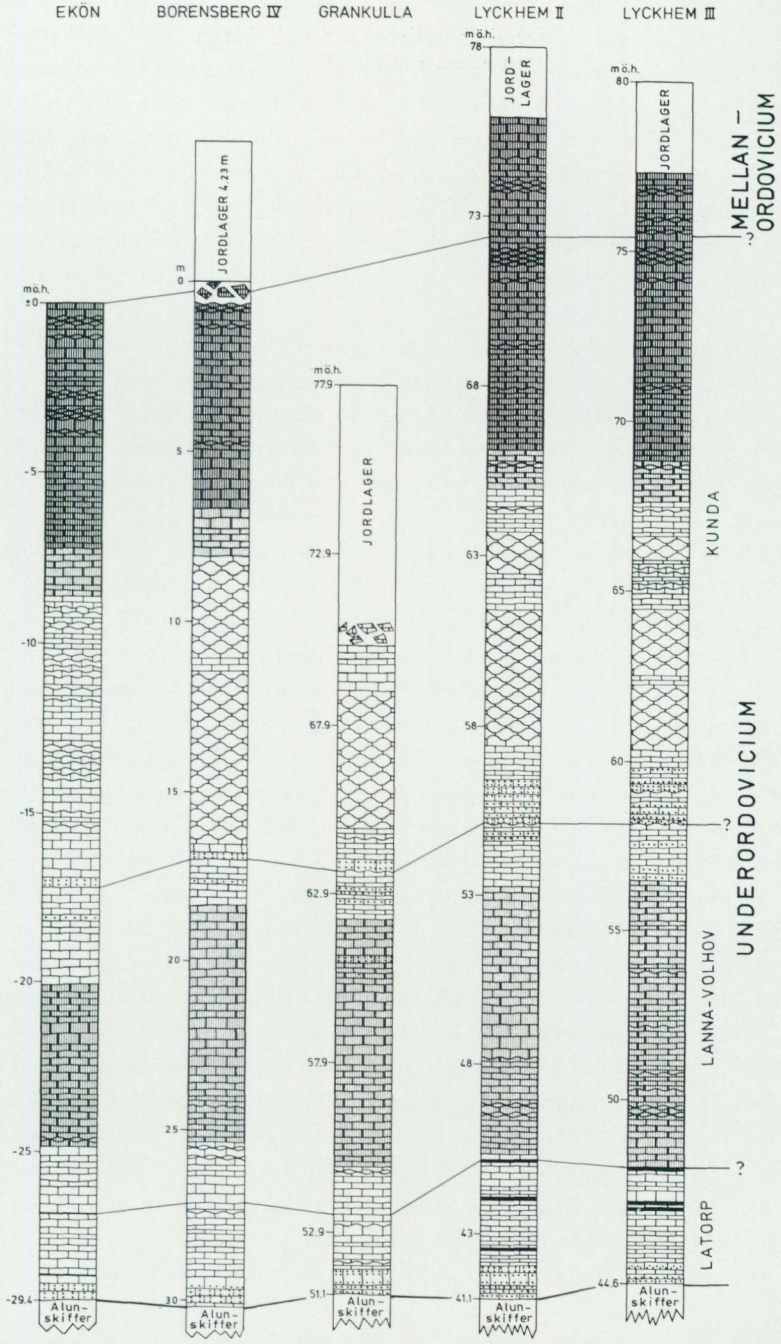


Fig. 33. Teckenförklaring till borrkärnprofiler (se motstående sida) genom i huvudsak underordoviciska kalkstenslager. Lägesangivelse på pl. 1.

Legend for the cored sections (see the opposite page) in beds of limestone (mainly Lower Ordovician). For borehole localities see Pl. 1.


EKÖN
BORENSBERG IV
GRANKULLA
LYCKHEM II
LYCKHEM III
m ö.h.
JORDLAGER 4,23 m
JORDLAGER
JORD-LAGER
Alun-skiffer
MELLAN-ORDOVICIUM
UNDERORDOVICIUM
KUNDA
LANNA-VOLHOV
LATORP
?
±0
-5
-10
-15
-20
-25
-29.4
0
5
10
15
20
25
30
77.9
72.9
67.9
62.9
57.9
52.9
51.1
78
73
68
63
58
53
48
43
41.1
80
75
70
65
60
55
50
44.6

tigrafiskt ingår i zonen med *Megistaspis planilimbata*. Närmast yngre enhet (zonen med *Megalaspides dalecarlicus*) är vid denna lokal representerad av 0.7 m grå kalksten mellanlagrad, framförallt i de undre lagren, av gröngrå lerskiffer. Profilen avslutas uppåt av två enheter: en undre ca 1.6 m mäktig grå kalksten med tunna lerskifferinlagringar och märglig kalksten tillhörande zonen med *Megistaspis estonica* och en övre ca 0.15 m svagt röd kalksten med två fynd av *Megistaspis aff. limbata*. Den sistnämnda enheten ingår i den överliggande Lanna-Volhovetagen. Latorpetagen motsvarar den del av lagerföljden, som i äldre stratigrafisk terminologi kallas planilimbatakalksten.

Förutom ett ytterligare fåtal berggrundsblottningar av de underordovicisk a lagren (se s. 70) är vår kunskap om närmast yngre bergarter till stor del baserad på kärnborrningar. I fig. 33 visas en preliminär indelning i etager grundat på en litologisk kartering av fem borrkärnor. Någon systematisk biostratigrafisk undersökning är ännu ej utförd, varför en exakt indelning i trilobitzoner enligt fig. 32 för närvarande ej går att genomföra. Från öster mot väster består borrkärnorna av Lyckhem II och III borrade 1977 av Sellbergs AB i Linköping intill det nedlagda kalkstensbrottet Petersberg beläget på det intilliggande kartbladet Linköping NO (7g), Grankulla borrad 1943 väster om Flistad, Borensberg IV borrad 1946 i närheten av det nedlagda kalkstensbrottet (8d) samt Motala Ekön (8f) borrad 1946 (se plansch 1).

Den stratigrafiska etagegränsen Latorp/Lanna-Volhov har litologiskt bestämts till överytan av det yngsta lätt identifierbara slamstenslagret som genomgående är 5—10 cm mäktigt. Latorp kommer därmed att variera i mäktighet mellan 2.55 m (Motala Ekön) och 4.12 m (Lyckhem II) samt utgöra en litologisk enhet karakteriserad av grå till gröngrå kalksten, glaukonitrik i de basala lagren (delvis glaukonitsand) och mellanlagrad av 5—10 cm tjocka ofta kalkrika slamstenslager. Halten av pyrit kan inom begränsade avsnitt vara hög. Lyckhem II och III som är borrade inom samma område, avviker något i mäktighet från varandra genom att de basala lagren av glaukonithaltig kalksten är 0.60 m tjockare i Lyckhem II. I Borensberg IV stupar lagren genomgående 30° vilket medför en skenbart ökad lagermäktighet. Djupet i borrhålet från berggrundsytan ned till den litologiska gränsen kalksten/alunskiffer är uppmätt till 34.87 m. Efter reducering för lagerstupningen motsvarar detta djup 30.20 m av horisontellt liggande lager såsom det är redovisat i fig. 33.

Överliggande lagerserie, stratigrafiskt tillhörande Lanna-Volhovetagen



Fig. 34. Lager av underordovicisk kalksten i det numera vattenfyllda kalkstensbrottet vid Borensberg (Västanå, 8d). Foto Å. Bruun 1979.
Beds of Lower Ordovician limestone in the Borensberg quarry.

är utbildad som en massiv tjockbankad kalksten. Banktjockleken är vanligen 10—20 cm men betydligt mäktigare upp till 40 cm förekommer. I enhetens undre och mellersta delar är färgen svagt rödbrun med inslag av gråa partier. De övre ca 1.5—2.0 m (något mer i borrkärnan Motala Ekön) är genomgående grå med ett fåtal svagt glaukonitförande horisonter. Gränsen mot Kunda har preliminärt bestämts till en lätt identifierbar diskontinuitetsyta dvs. en tydligt eroderad yta med gropar, som i det här fallet dessutom är rik på glaukonit. Den totala mäktigheten av Lanna-Volhov kommer därmed i de olika borrkärnorna att variera mellan 9.55—10.25 m.

Kunda, som representerar underordoviciums yngsta etage, inleds med en grå tjockbankad ca 2 m mäktig kalksten med glaukonitrika horisonter, vilken övergår i en grå knölig kalksten med rikt inslag av tunna, oregelbundna lager av slamsten. Härefter följer en bankad kalksten ca 2.0—2.5 m mäktig, till färgen grå i de undre delarna men successivt övergående i ca 1.0—1.5 m svagt rödbruna lager. Enheten avslutas med en intensivt rödbrun relativt tjockbankad kalksten med distinkta upp till halvmetertjocka lager med småknölig kalksten. Gränsen mot mellanordovicium kan emel-

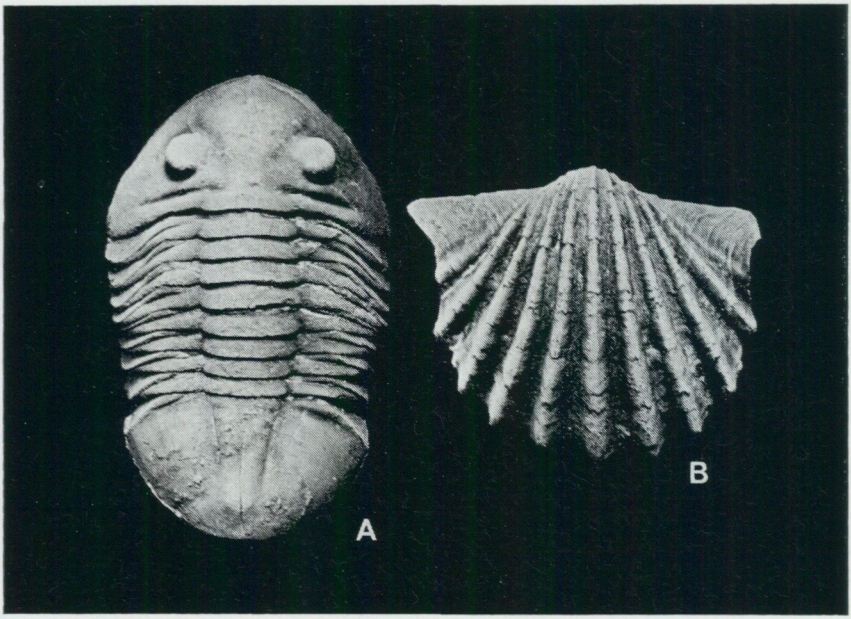


Fig. 35. Fossil från ordovicisk kalksten i Östergötland. A, trilobit (ca x1.5) : *Asaphus (Asaphus) cf. raniceps* (sensu Angelin 1854); B. brachiopod (ca x3) : *Nicolella cf. actoniae* (J. de C. Sowerby). Foto U. Samuelson.

Fossils from the Ordovician of Östergötland.

lertid ej med säkerhet fastställas litologiskt. Jaanusson (1962) har däremot faunistiskt kunnat definiera en gräns i borrkärnan Motala Ekön och med utgångspunkt från denna nivå har försök gjorts att litologiskt korrelera borrkärnorna. Mäktigheten av den mörkt rödbruna kalkstenen kommer då att variera mellan ca 6 och 7 m och den totala mäktigheten av Kunda blir 17.05—17.25 m.

Mellanordovicium

Den mellanordoviciska lagerserien i borrkärnorna Motala Ekön och Smedsby Gård (8a) har i detalj undersökts såväl stratigrafiskt, litologiskt som paleontologiskt av Jaanusson (1962, 1965). Lagren är stratigrafiskt indelade i topostratigrafiska enheter, en uppdelning där de olika avdelningarna är definierade antingen litologiskt och/eller faunistiskt. I fig. 37 visas en förenklad sammanställning av den mellanordoviciska lagerserien. Gränsen mot underordovicium går, vilket tidigare omnämnts, ej att exakt litologiskt defi-

Serie	Topostratigrafiska enheter	Äldre stratigrafisk klassificering	Mäktighet i m
MELLANORDOVICIUM (VIRUAN)	Moldå	Macrourus - kalksten	14.35
	Skagen	Ludibundus - kalksten	
	Dalby		20.75
	Furudal	Crassicauda - kalksten	ca 16
	Folkeslunda	Chiron - kalksten	2,76
	Seby		1,18
	Skärlöv		6,29
	Segerstad	Platyurus - kalksten	6,22

Fig. 36. Stratigrafisk översiktstabell. Den topostratigrafiska indelningen enl. Jaanusson (1973). Mäktighetsangivelserna gäller för borrkärnorna Smedsby Gård och Ekön.

Stratigraphy.

niera. Den mörkt rödbruna kalkstenen som utgör de yngsta lagren i Kunda förekommer således även i mellanordoviciums äldsta lager med 12.51 m rödbrun kalksten, dock med den skillnaden att Segerstadkalkstenen och Skärlövformationen till övervägande del är småknölig. Härefter följer ca 1.18 m

till färgen fläckig rödbrun och grå Sebykalksten, vilken övergår i grå till gröngrå, 2.26 m mäktig, delvis knölig kalksten mellanlagrad av slamsten med inneslutningar av oregelbundna kalklager. Stratigrafiskt tillhör enheten Folkeslundaformationen.

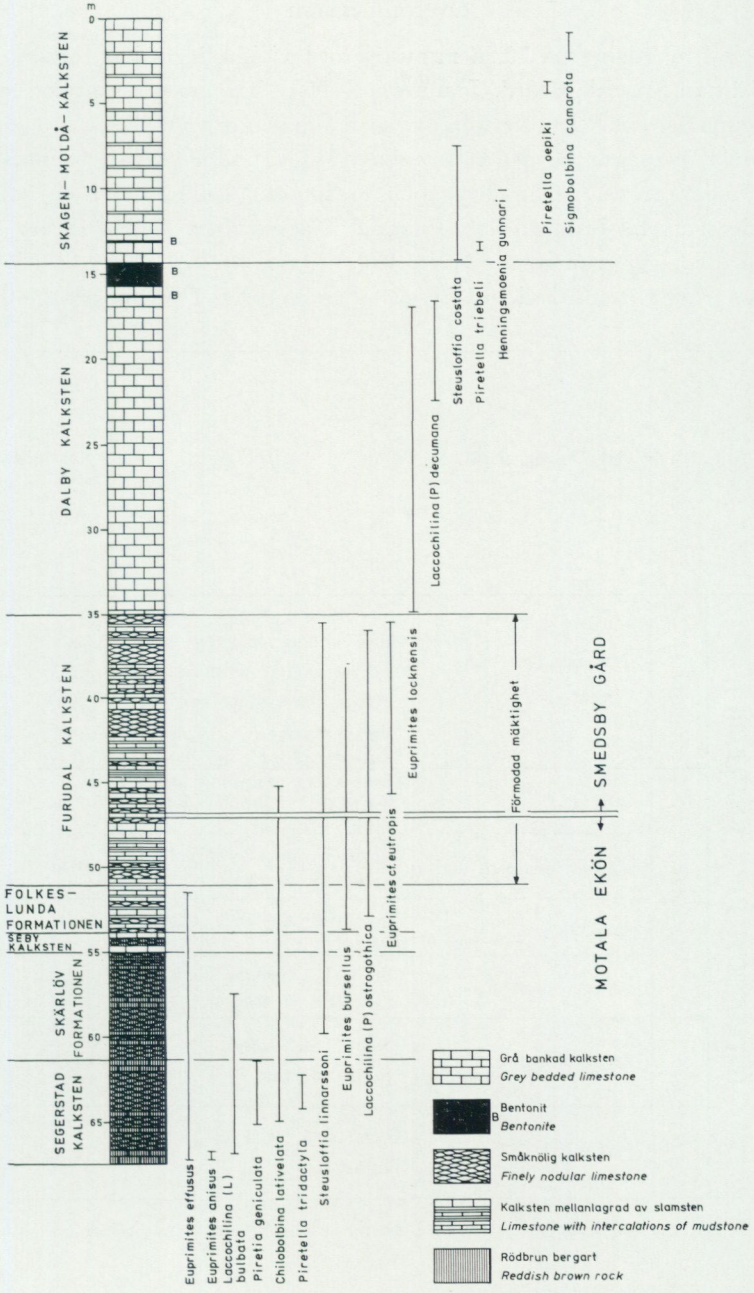
Överliggande lager av Furudalkalksten utgörs enligt Jaanusson (1962) av 60 % mer eller mindre bankad finkornig kalkslam-kalksten, 28 % slamsten och 12 % knölig kalksten. Mäktigheten har i fig. 37 angivits till ca 16 m, en beräknad lagermäktighet, som är mycket osäker då en kontinuerlig profil omfattande de totala Furudallagren för närvarande saknas.

Närmast yngre enheter av kalkstenar, topostratigrafiskt tillhörigt Dalbykalkstenen, är väldefinierade såväl litologiskt som biostratigrafiskt. Lagren består av grå regelbundet bankad, grovkornig skalsand-kalksten, som delvis kan vara något knölig. Dess totala mäktighet är 20.75 m. Sekvensen avslutas i de övre delarna av två bentonitlager, dvs. ursprungligen vulkaniska askor omvandlade till vissa typer av lermineral som under inverkan av vatten är starkt svällande. Överytan av det mäktigaste bentonitlagret (ca 1.40 m) utgör gräns mot den överliggande Skagenkalkstenen vilken tillsammans med Dalbykalkstenen motsvarar vad man tidigare kallade ludibunduskalksten. I lagren närmast under bentonitskikten kan cystoidéer ("kristalläpplen") i många fall uppträda i stort antal.

Skagen- och Moldåkalksten, mellanordoviciums två yngsta enheter, utgör tillsammans i borrkärnan Smedsby Gård ca 14.35 m. Någon exakt definierad litologisk gräns mellan dessa båda toppformationer har ännu ej kunnat påvisas i Östergötland. Enligt Jaanusson (1965) visar emellertid den biostratigrafiska undersökningen, trots att fynden av igenkännbara fossil är få, att åtminstone halva mäktigheten utgörs av Skagenkalksten. Litologiskt kan de båda topoformationerna bilda en gemensam enhet representerande ljusgrå kalkslamkalksten med tunna spridda, oregelbundna slamstensskikt, som i ett fåtal horisonter kan vara flera centimeter mäktiga. I äldre geologisk litteratur motsvarar Moldå den enhet av kalkstenar som kallas macrouruskalksten och som i Smedsby Gård avslutas med 1 dm mäktigt konglomerat bestående av ljusa kalkstensbollar i en mörkare grå lerig matrix. Pyrit och fosforit förekommer dessutom i matrix.

Fig. 37. Borrkärnprofiler genom mellanordoviciska kalkstenslager samt utbredning av olika ostracodarter. Förenklad sammanställning efter Jaanusson (1962) samt opublicerade data (Jaanusson). Lägesanvisning på pl. 1.

Cored sections in beds of Middle Ordovician limestone and distribution of ostracoda. For borehole localities see Pl. 1.


m
0
5
10
15
20
25
30
35
40
45
50
55
60
65
SKAGEN–MOLDÅ–KALKSTEN
DALBY KALKSTEN
FURUDAL KALKSTEN
FOLKES-LUNDA FORMATIONEN
SEBY KALKSTEN
SKÄRLÖV FORMATIONEN
SEGERSTAD KALKSTEN
B
B
B
Euprimites efrusus
Euprimites anisus
Laccochilina (L) bulbata
Piretia geniculata
Chilobolbina lativelata
Piretella tridactyla
Steusloffia linnarssoni
Euprimites bursellus
Laccochilina (P) ostrogothica
Euprimites cf. eutropis
Euprimites lockneńsis
Laccochilina (P) decumana
Steusloffia costata
Piretella triebeli
Henningsmoenia gunnari
Piretella aepiki
Sigmobolbina camarata
Förmodad mäktighet
MOTALA EKÖN
SMEDSBY GÅRD
Grå bankad kalksten
Grey bedded limestone
Bentonit
Bentonite
Småknölig kalksten
Finely nodular limestone
Kalksten mellanlagrad av slamsten
Limestone with intercalations of mudstone
Rödbrun bergart
Reddish brown rock

Överordovicium

En toltal mäktighet på 23.28 m av överordoviciska lager har registrerats i borrkärnan Smedsby Gård. Jaanusson (1963) har litostratigrafiskt beskrivit denna del som i det efterföljande skall återges kortfattat.

Direkt överlagrande det kalkstenskonglomerat som tidigare nämnts och som bildar gräns mellan över- och mellanordovicium, följer en 3.33 m mäktig svart till brun skiffer, benämnd Fjäckaskiffer. Denna skiffer motsvarar de lager som ibland även kallas "svart tretaspisskiffer". I andra områden med överordoviciska bergarter, exempelvis Dalarna och Gotland,

Serie med etager		Litostratigrafisk indelning	Litologi	Mäktighet i m
ÖVERORDOVICIUM (HARJUAN)	Hirnant	*Dalmanitina* – lager	Grå knölig kalksten med oregelbundna ställvis tjocka mellanlagringar av kalkig slamsten o märgel	5.65
			Kalkstenskonglomerat	0.09
	Jerrestad	Nittsjö	Grå kalkig slamsten med lager av småknölig kalksten o märgel	2.34
		Övre Jonstorp	Rödbrun lerig småknölig kalksten o märgel	7.45
		Öglunda	Grå finknölig och bankad kalksten	0.58
		Undre Jonstorp	Gröngrå finknölig kalksten o märgel	3.84
	Vasagaard	Fjäcka	Svart till mörkt brun skiffer	3.33
		Slandrom	Ljus grå finknölig kalksten	0-ca 4

Fig. 38. Stratigrafisk översiktstabell. Den litostratigrafiska indelningen enl. Jaanusson (1963).

Stratigraphy and lithology.

inleds emellertid lagerserien med Slandromkalksten, en typ av kalkstenar som även finns rapporterade från en numera ej tillgänglig blottning (skolla?) vid södra stranden av Motalaviken. Kalkstenen, här benämnd masurkalksten, även kallad knyckelkalksten i Östergötland, finns vid denna lokal enligt Jönsson (1887, s. 20) och Wiman (1908, s. 125) i regelbunden lagerföljd med den underliggande macrouruskalkstenen och den överliggande svarta och röda tretaspisskiffern. Dessutom i två kärnborrningar utförda 1975 av SGU i samband med undersökningen av Granbystrukturen (se s. 71), finns en kalkstensenhet utbildad (ca 4 m mäktig) direkt överlagrad av Fjäckaskiffer. Makroskopiskt är dessa lager mycket lika Slandromkalkstenen. Huruvida enheterna är identiska måste dock slutgiltigt avgöras genom en detaljerad biostratigrafisk undersökning. Man kan emellertid konstatera, att åtminstone inom ett område, sannolikt flera, finns denna typ av kalksten bevarad i ursprungligt läge medan denna nivå inom andra områden representeras av en konglomerathorisont. Närmast yngre lager utgörs av Jonstorpformationen och kan i bl.a. Östergötland indelas i tre litologiska underavdelningar. De äldsta lagren, Undre Jonstorp, är en 3.84 m mäktig grå till grön lerig kalksten, överlagrad av gröngrå Öglundakalksten. De undre 0.20 m av Öglundakalkstenens totalt 0.58 m, som består av småknölig lerig kalksten, har liksom den tidigare omnämnda Slandromkalkstenen, i äldre geologisk litteratur kallats för masurkalksten. De övre 0.38 m är däremot en förhållandevis tjockbankad kalksten. Övre Jonstorp, 7.45 m mäktig, är en intensivt rödbrun, småknölig kalksten och märgel. Partier med svagt bruna till gråa inlagringar kan förekomma. Denna enhet motsvarar den äldre termen "röd tretaspisskiffer".

De röda Jonstorplagren överlagras av 2.34 m mörkgrå kalkhaltig slamsten mellanlagrad av småknölig lerig kalksten och märgel. I Östergötland är dessa lager ännu ej biostratigrafiskt undersökta, men troligt är att de motsvarar Nittsjöformationen i Dalarna.

I Smedsby Gårdkärnan pålagras de förmodade Nittsjöekvivalenterna av en bergartsmässigt väldefinierad enhet, 5.65 m mäktig, bestående av en grå övervägande knölig kalksten med oregelbundna och ställvis tjocka mellanlagringar av kalkhaltig slamsten och märgel. Formationen inleds med ett 0.1 m mäktigt konglomerat med väl avrundade kalkstensfragment i mörkgrå lerig matrix. I enhetens övre 0.5 m samt i ett 0.3 m mäktigt lager direkt över kalkstenskonglomeratet förekommer dessutom tjockbankad kalksten. Den stratigrafiska tillhörigheten är ännu inte helt klargjord, men det troliga är att lagren tillhör Hirnantetagen (även benämnt Tommarp- och



Fig. 39. Strandkärning i rödbrun, småknölig Övre Jonstorpkalksten vid Råssnäsudden (8a). Foto Å. Bruun 1979.

See cliff in reddish-brown, finely nodular limestone of the Upper Jonstorp Member (Upper Ordovician) at Råssnäsudden.

Dalmanitinaledet), vilket bildar den översta etagen i ordovicium. I Borenshult, ca 5 km OSO om Smedsby Gårdborrningen, påträffades lager med samma litologiska utbildning i samband med utbyggandet av Göta kanal i början på 1800-talet. Där insamlades under första hälften av 1800-talet (blottningen har senare ej varit tillgänglig) ett omfångsrikt och unikt fossilmaterial, den s.k. Borenshultfaunan, vilken otvetydigt visar att lagren stratigrafiskt tillhör Hirnantetagen. Den sannolika motsvarigheten till dessa lager i Smedsby Gårdkärnan och i strandblottningen vid Råssnäsudden är dock fossilfattiga. Preliminära undersökningar av mikrofossilinnehållet har emellertid lämnat motstridiga uppgifter angående den relativa åldern. I motsats till Borenshultfaunan kan man inte helt utesluta att dessa lager stratigrafiskt utgör understa delen av silur (se vidare s. 95). Gränsen mot de överliggande siluriska skiffrarna är mycket skarp. Tidpunkten för övergången från ordovicium till silur brukar enligt radiometrisk dateringsmetodik anges till ca 435 miljoner år före nutid, vilket innebär att ordovicium motsvarar en tidsrymd på ca 65 miljoner år.

Silur

Den sedimentära lagerföljden i Östergötland avslutas med lager av siluriska skiffrar. Vid Klubbudden (8a) omedelbart väster om Motala undersökte Linnarsson (1881) en svart och en grå graptolitförande skiffer, som han gemensamt kallade Klubbuddenskiffer. Den grå skiffern påträffades i samband med en grävning och utgjorde enligt uppgift det fasta underlaget på platsen. Den mörka skiffern däremot kunde endast studeras i stora block. Stratigrafiskt omfattas de två skiffrarna tillsammans av den näst yngsta etagen av Llandovery och ingår i subzonen med *Monograptus turriculatus*. Linnarsson lär även ha observerat block av retiolitesskiffer, vilket antyder att lager närmast yngre Klubbuddenskiffern kan finnas fast anstående i den närmaste omgivningen. Block av Klubbuddenskiffer har dessutom observerats av Törnquist (1875) i schaktmassorna efter kanalgrävningen mellan Motala och Borenshult (8b).

I strandbrinken vid Råssnäsudden (8a), strax söder om Klubbudden finns en ännu ej i detalj undersökt lagerpacke av mörka siluriska skiffrar, som direkt överlagrar lager av gröngrå märglig kalksten mellanlagrad av ljusa kalkhaltiga slamstensskikt. De preliminära resultaten av undersökningar som utförts, visar att de understa lagren av de mörka siluriska skiffrarna ingår i zonerna med *Petalograptus folium* och *Cephalograptus cometa* samt att ävenledes delar av de underliggande ljusa kalkhaltiga lagren enligt mikrofossildatering tillhör undre silur (muntlig information från J. Bergström, SGU). Ytligt sett förefaller de kalkhaltiga lagren dessutom överensstämma med den s.k. Leonaspisskiffern i Västergötland, stratigrafiskt tillhörande zonen med *Glyptograptus persculptus* samt delar av den överliggande zonen med *Akidograptus acuminatus* (se Bergström 1968, s. 2). Detta skulle innebära att en stor del av de kalkhaltiga lager som överlagrar *Dalmanitina*-konglomeratet och tidigare har betraktats som *Dalmanitina*-lager, istället bör inordnas i den undre siluriska lagerserien.

Siluriska skiffrar observerades även i en tillfällig berggrundsskärning i samband med grundläggning av en restaurangbyggnad strax norr om Gustavsvik (8a). Den sammanlagda mäktigheten uppmättes till nära 5.0 m och inleddes underifrån räknat av ett ca 0.5 m mäktigt kalkstenslager i direkt kontakt med en underliggande grå plastisk lera. Den fasta berggrunden under leran kunde inte observeras. Närmast yngre lager utgjordes av en ca 2.5 m svart graptolitförande skiffer överlagrad av ljusare grå skiffer med tre tunna men tydliga bentonitskikt. Hela lagerpacken stupade ca 20° mot NNV.

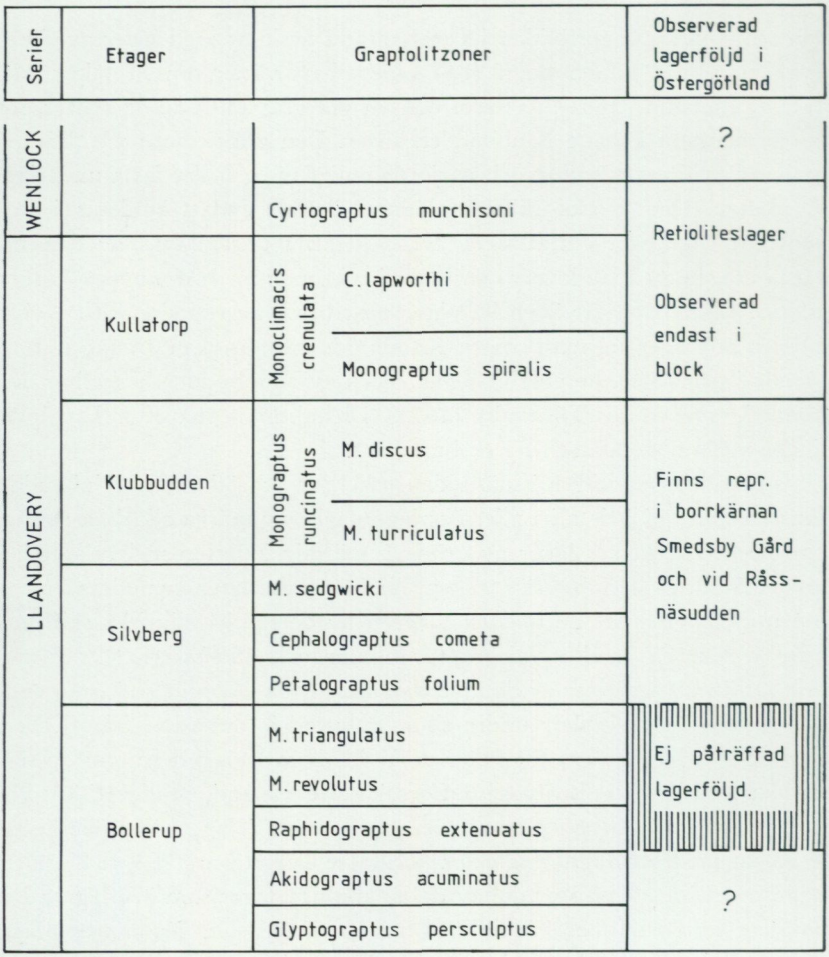


Fig. 40. Stratigrafisk översiktstabell.
Stratigraphy.

I borrkärnan Smedsby Gård utgörs den översta delen (10.40 m) av siluriska lager. Dessa har preliminärt undersökts av B. Waern och på basis av hans dagboksanteckningar från 1945 har följande sammanställning gjorts: Direkt ovanpå lager av gråblå märglig kalksten vilken eventuellt avslutar den överordoviciska lagerserien, inleds de siluriska bergarterna med mörkt gråa nästan svarta slamstenar, ca 2.20 m mäktiga. Närmast yngre lager be-

står av en ljusare grå slamsten ställvis mellanlagrad, framförallt i de övre lagren, av betydligt mörkare skikt. Tre tunna bentonitskikt, vardera på ca 2.0 cm, uppträder i den basala delen av den ljusgråa slamstenen (se fig. 41) och ytterligare ett, ca 8 cm mäktigt, är utbildat direkt under kalkstenslagret drygt 3.0 m under silurlagrens överyta.

Stratigrafiskt tillhör lagerserien Llandovery och ingår huvudsakligen i subzonen med *Monograptus turriculatus* (Klubbuddenetagen) och den närmast äldre zonen med *M. sedwicki* (Silvbergetagen). De direkt underliggande kalkhaltiga lagrens stratigrafiska tillhörighet är ännu osäker. Hittills har de dock, som tidigare nämnts, preliminärt räknats in i de överordoviciska *Dalmanitina*-lagren.

Den stratigrafiska korrelationen mellan Smedsby Gårdkärnan och de två ovan nämnda silurblottningarna visar en entydig litologisk överensstämmelse. Den mörka, nästan svarta skiffern i de blottade lagren motsvaras av de undre svarta skikten i Smedsby Gård och läget av de tre bentonitskikten vid Gustavsvik återfinns även på samma stratigrafiska nivå i borrkärnan.

Siluriska lager har dessutom påträffats i samband med en brunnsborrning strax väster om Smedsby Gård. Enligt uppgift av B. Dahlman lär en mäktighet på ca 65 m ha uppmätts, vilket skulle kunna innebära att betydligt yngre lager än de ovan nämnda kan finnas representerat i Östergötland.

Tektonik

Genom nedsänkning av sedimentbergarterna i den motståndskraftigare prekambriska berggrunden, har dessa förhållandevis lätteroderade bergarter skyddats mot olika erosionsprocesser. Mot norr avgränsas sänkan av en markant förkastningslinje, som stryker VNV—OSO. Den maximala språnghöjden är ca 280 m. Som en följd av asymmetrin i sänkan (se plansch 2) kommer hela lagerpacken successivt att tunna ut i riktning mot söder och den södra begränsningen av kambrosilurområdet kommer därmed att utgöras av en erosionsgräns. En dylik erosionsgräns är sannolikt mer flikig än vad som har markerats på berggrundskartan. Isolerade erosionsrester kan mycket väl förekomma i sprickor och i skyddade sänkor inom urbergsområdet, likväl som urbergs"fönster" kan förekomma inom områden där ytberggrunden huvudsakligen utgörs av sandstenslager. Exempel på andra sannolika erosionsrester är de väl avrundade moränkullarna vid Brobygård

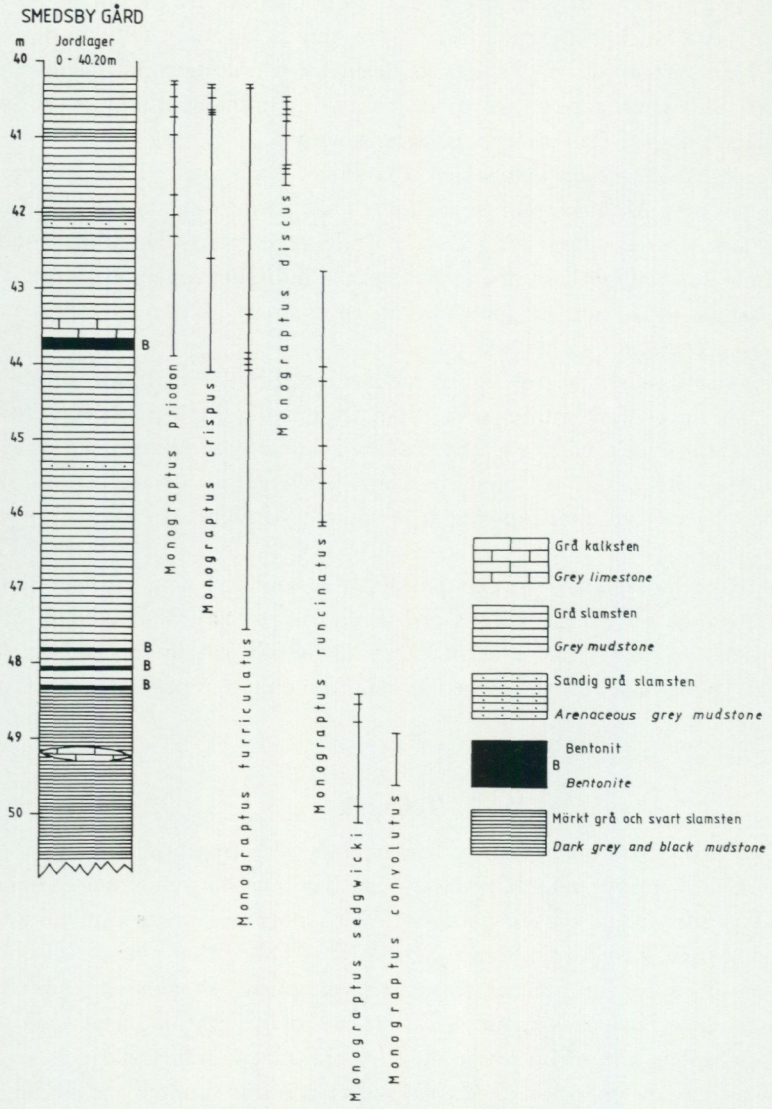


Fig. 41. Borrkärnprofil genom siluriska slamstenslager och utbredning av graptoliter. Sammanställd efter B. Waerns dagboksanteckningar. Lägesangivelse på pl. 1.

Cored section in Silurian mudstones. For borehole locality see Pl. 1.

(5d), Skeppsås (6) och Borringe (6d), vars inre ytlager utgörs av yngre bergarter än vad som förekommer i den närmsta omgivningen. Vad gäller de mjukt avrundade och drumlinformade kullarna vid Höjen (5d) ca 1.5 km NNV om Skonberga är deras inre uppbyggnad mer svårtolkad. På berggrundskartan har de markerats som ett isolerat sandstensområde, men de geofysiska undersökningar som har utförts utesluter inte att även yngre lager kan förekomma. Sedimentära bergarter i fast anstående har inte observerats men talrika block av bergarter tillhörande den understa lagerserien av underordovicium finns representerade i den närmsta omgivningen. Under karteringsarbetet påträffades dessutom i moränen vid en schaktning i Skonberga talrika block av mellankambrisk alunskiffer, stratigrafiskt tillhörande zonen med *Lejopyge laevigata* och i flera närliggande brunnar lär enligt ortsbefolkningen alunskiffer ha iakttagits i samband med grävningarna. Att kullarnas inre kärnor till stor del är uppbyggda av sedimentära bergarter verkar därför sannolikt. Däremot kan man för närvarande inte avgöra om det är fast anstående berg eller isskjutna s.k. skollor.

Vid Vistena (5c) strax öster om Skänninge nära gränsen mellan den underkambriska sandstenen och urberggrunden ligger Vistenabacke, en topografiskt framträdande höjd. S. Rosén har i beskrivningen till geologiska kartbladet Mjölby framfört åsikten, att dess kärna till stor del utgörs av mellan- och överkambrisk skiffer direkt överlagrande den underkambriska sandstenen. Senare undersökningar och enligt uppgift (Johansson 1976) består kullen emellertid till största delen av en mäktig morän. Att moränen däremot i stor utsträckning innehåller alunskiffer tyder den skifferbrand, som under 1800-talet tilldrog sig allmän uppmärksamhet och var känd under namnet "Vistena brinnande backe". Branden hade uppstått genom en antändning av alunskiffern någon gång under mitten av 1700-talet och så sent som 1879 uppmättes en temperatur av 70°C 1 m under markytan.

Flera mer eller mindre topografiskt framträdande kullar förekommer även inom andra områden av kartbladet och de flesta av dem har varit föremål för undersökningar i samband med jordartskarteringen (Johansson 1976). Härigenom har framkommit, att de inte utgörs av fast anstående berggrundspartier utan är i flertalet fall moränkullar uppbyggda kring en kärna av istransporterade sedimentära berggrundsstycken. Särskilt intressant är Högrabacken (6a) belägen intill vägen mellan Hagebyhöga och V. Stenby. Där förekommer nämligen i relativt stora blottningar bl.a. lager av den överordoviciska Fjäckaskiffern och kände man inte till att berg-

grunden i den närmaste omgivningen utgörs av äldre ordovicisk kalksten, skulle det sannolikt ha tolkats som fast anstående berggrund.

Inledningsvis påpekades i detta avsnitt att kambrosilurområdets norra avgränsning är förkastningsbetingad. Förkastningslinjen stryker huvudsakligen VNV—OSO och kan i det närmaste betraktas som en zon bestående av mer eller mindre parallella sprickplan, utefter vilka differentierade rörelser har ägt rum. Därigenom har en trappstegsformad förkastning uppkommit, varvid nedsänkningen av urbergsytan och de ovanliggande sedimentbergarterna varit djupast något söder om nordgränsen. Att så är fallet, visar den skärning genom underordovicisk alunskiffer och kalksten vid Kalkberget (8c) och som mot söder gränsar till betydligt yngre bergarter. Samma förhållanden återspeglas i ett område mellan Borensberg (8d) och Kungs Norrby (8e) där berggrundsytan inom en begränsad zon i en profil från norr mot söder utgörs av språngvis inkommande yngre bergarter. Moränen i dessa områden och över huvudtaget längs huvudförkastningen, innehåller dessutom i flera fall block av kambriska bergarter. Tektoniken är

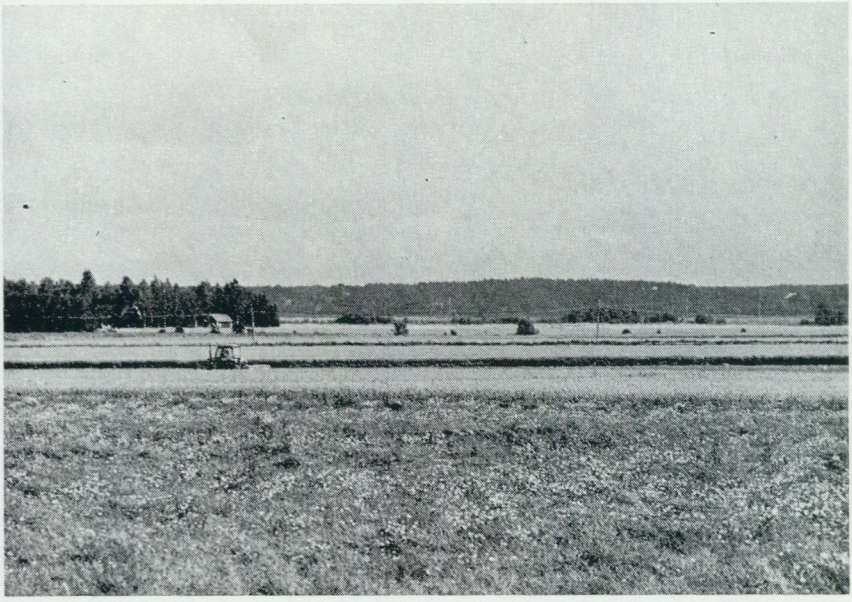


Fig. 42. Vy över östgötaslätten mot förkastningsbranten norr om Boren (9c). Foto Å. Bruun 1979.

View from south over the Palaeozoic plain towards the major fault north of lake Boren.

schematiskt åskådliggjord i en geologisk profil genom östgötaslätten från Skänninge över trakten kring Motala fram till kambrosilurområdets nordgräns (plansch 2).

Strukturgeologiskt kan hela sänkan delas in i ett nordligt och ett sydligt område, skilda åt av ett antal sinsemellan närliggande brottlinjer, som inom en zon från trakten av Klockrike (7e) stryker öst—väst med en tydlig avlänkning åt sydväst på den västra delen av kartbladet ned mot Granbystrukturen (5a). Brottlinjerna är troligtvis förkastningar med liten språnghöjd inom en flexurzon i urberget, men kan inte entydigt lokaliseras uppe i markytan. Den sedimentära berggrundens lagerföljd inom zonen har emellertid i samband med brunnsborrningar konstaterats vara märkbart störd.

Den mest påfallande skillnaden mellan det norra och södra området är förkastningslinjernas olika huvudriktningar. Den tektoniska kartan visar att strukturgeologin inom det södra området huvudsakligen präglas av ett stort antal förkastningar, vilka stryker NNO—SSV. De vertikala rörelserna utefter dessa linjer har i många fall varit små och överlag tycks språnghöjderna successivt avtaga i sydlig riktning. Detta visas av att man med svårighet kan följa flertalet av de markerade förkastningarna mot söder in i urbergsområdet. Huruvida samma förkastningslinjer mot norr korsar den tidigare nämnda öst—västliga brottlinjezonen och fortsätter in i det norra området, kan för närvarande ej fastställas på grund av alltför få antal observationspunkter. Om man tänker sig urbergsytan inom detta område befriad från ovanliggande sedimentära bergarter och jordlager, skulle dess topografi utgöras av en åt nordväst svagt stupande markyta, där vissa stråk med mer markerade nivådifferenser skulle visa en utpräglad blocktektonik.

Norr om den ovan nämnda brottlinjezonen är kännedomen om den exakta strukturgeologin mer diffus, men huvudriktningen av de sprickor och förkastningslinjer som kan förekomma överensstämmer troligtvis med den norra huvudförkastningens riktning. Att däremot berggrunden i samband med nedsänkningen har rubbats från sitt ursprungliga horisontella läge är observerat i samtliga inom området tillgängliga berggrundsblottningar. Området väster om Motala visar hur komplicerad och svårtolkad tektoniken kan vara; utmed stranden vid Råssnäsudden syns delar av överordoviciska och siluriska lager som stupar ca 20° mot NNO. Huruvida dessa lager ingår i en större istransporterad skolla eller om de i det närmaste utgör fast anstående berggrund, kan för närvarande inte definitivt avgöras. Enligt beräkningar av urbergsytans sannolika läge på denna lokal och kännedom om de olika bergartsformationernas mäktigheter, kommer den lagerpacke

som kan tänkas representera detta område att bli för tunn för att de siluriska och ävenledes de yngsta överordoviciska lagren skall kunna ingå. Sannolikt torde det därför vara en skolla, men att transportsträckan i så fall måste har varit mycket kort.

Liknande geologiska förhållanden observerades i en intilliggande tillfällig berggrundsblottning (se s. 95), där störda siluriska skiffrar överlagrade en grå plastisk moränlera och där denna lera troligtvis utgjort glidunderlaget för ett istransporterat berggrundsstycke.

Bergarternas praktiska användning

För närvarande förekommer inget industriellt utnyttjande av de kambrosiluriska bergarterna inom kartbladet. Tornby kalkstensbrott var det sista av de större brotten där drift pågick, men på grund av dålig lönsamhet upphörde verksamheten för något år sedan. Den kalksten man bearbetade utgjordes av svagt rödbrun och grå Lanna-Volhovkalksten och de direkt överliggande äldsta delarna av grå Kundakalksten. Denna sekvens kalkstenar är förhållandevis tjockbankade med låg halt av lera, vilket gör dem väl lämpade för olika byggnadsändamål. Stenbrottet är numera helt vattenfyllt. I det något större kalkstensbrottet strax söder om Borensberg (Västanå) tillverkades under lång tid skifferkalkmjöl och bränd kalk för olika ändamål och resterna av de två fältugnar som var i bruk kan fortfarande beskådas. Parallellt med kalkbränningen bedrevs i viss utsträckning även stenhuggeri för tillverkning av bl.a. golvsten. År 1934 då driften på AB Borensbergs kalkindustri var inriktad på licenstillverkning av lufthärdad gasbetong köptes anläggningen av Yxhultbolaget i Närke och bolaget Ånghärdad Gasbetong AB nybildades. Driften övergick nu till framställning av Ytong med en produktion år 1950 på nästan 30 000 m^3. År 1953 ändrades firmanamnet till Borensbergs Ytong AB och den gruvdrift av alunskiffer som hade bedrivits under en tid upphörde vid årsskiftet 1954/55 då det visade sig ekonomiskt fördelaktigare att med lastbil transportera skifferkalkmjöl från Närke. Kalkstensbrytningen upphörde också vid denna tidpunkt och hela tillverkningen av Ytong lades ned under första halvåret av 1968. Produktionen var då uppe i drygt 40 000 m^3.

Att ur alunskiffer utvinna bl.a. uran och olja, har under senaste decennierna varit föremål för flera utredningar, men vad beträffar Östergötland har någon brytning ännu ej varit aktuell på grund av de relativt låga halter skiffern innehåller jämfört med exempelvis motsvarande lager i Närke och Västergötland.

Förekomst av naturgas i Östergötland

Naturgas kan inom vissa områden av kartbladet förekomma i de kambrosiluriska avlagringarna och består huvudsakligen av metan och varierande mängd kvävgas (Westergård 1940). Naturgasen finns sannolikt lagrad i de porösare delarna av den underkambriska sandstenen och kan tränga upp i sprickor i berggrunden. I samband med brunnsborrningar, framförallt i de som penetrerar delar av sandstenen, har gas i ett flertal fall observerats som bubblor i grundvattnet. Någon större mängd för t.ex. kommersiellt utnyttjande har aldrig påträffats, men i enstaka fall har gasmängden varit tillräcklig för att uppvärma mindre byggnader. Så var fallet vid Tornby stenindustri där gas i tre närbelägna borrhål räckte till uppvärmning av arbetslokalerna. I ytterligare tre fall är det känt att gasen har kunnat användas för husuppvärmning.

Det bör dock påpekas att gas inte förekommer i alla djupborrade brunnar och att gasströmmen där den har observerats även många gånger snabbt har upphört. Vidare är det känt att förekomst i ett borrhål inte är någon garanti för att gas skall uppträda ens i den närmaste omgivningen. En av orsakerna till detta kan vara det hinder som den i ett tidigare avsnitt nämnda blocktektoniken utgör för att gasen skall kunna spridas åt sidorna, men även en oenhetlig porositet i sandstenen kan effektivt förhindra en migration av gasen.

För närvarande (1979) pågår en utredning om naturgas i Östergötland i syfte att bl.a. i detalj kartlägga gasförande områden samt undersöka möjligheten att mer rationellt ta tillvara den gas som förekommer i brunnar för exempelvis uppvärmning av mindre hus.

LITTERATUR

BGIU = Bulletin of the Geological Institution of the University of Uppsala
GFF = Geologiska Föreningens i Stockholm Förhandlingar
SGU = Sveriges geologiska undersökning

Bergström, J., 1968: Upper Ordovician Brachiopods from Västergötland. — Geologica et Palaeontologica 2, s. 1—35. Marburg.

Blomberg, A., 1905: Beskrivning till kartbladet Vadstena. — SGU Aa 130.

Brood, K., 1978: Upper Ordovician bryozoa from *Dalmanitina* beds of Borenshult, Östergötland, Sweden. — Geologica et Palaeontologica 12, s. 53—73. Marburg.

Gorbatschev, R., 1971: Age relations and rocks of the Svecofennian-Gothian boundary, Linköping, south central Sweden. — SGU C 644.

— 1975: Beskrivning till berggrundskartan Linköping SO. — SGU Af 113.

Gorbatschev, R., Fromm, E., och Kjellström, G., 1976: Beskrivning till berggrundskartan Linköping NO. — SGU Af 107.

Holm, G., 1885: Om Vettern och Visingsöformationen. — Bihang till Kgl. Vetenskapsakademins Handlingar, Bd 11, s. 7.

IUGS Subcommission on the Systematics of Igneous Rocks, 1973: Classification and Nomenclature of Plutonic Rocks. Recommendations. — N. Jb. Miner. Mh. 1973: 4, s. 149—164.

Jaanusson, V., 1962: The Lower and Middle Viruan Sequence in two borings in Östergötland, Central Sweden. — BGIU 39, s. 1—30.

— 1963: Classification of the Harjuan (Upper Ordovician) rocks of the mainland of Sweden. — GFF 85, s. 110—144.

— 1965: The Viruan (Middle Ordovician) of Kinnekulle and Northern Billingen, Västergötland. — BGIU 43, s. 1—73.

— 1973: Aspects of carbonate sedimentation in the Ordovician of Baltoscandia. — Lethaia 6, s. 11—34.

Johansson, H. G., Karis, L., och Kjellström, G., 1972: Notes on a new locality at Ljungsbro in the Lower Ordovician of Östergötland, southern Sweden. — GFF 94, s. 578—580.

Johansson, H. G., 1976: Beskrivning till jordartskartan Linköping NV. — SGU Ae 24.

Jönsson, J., 1887: Beskrifning till kartbladet Motala. — SGU Aa 102.

Linnarsson, G., 1877: Paleontologiska resor i Östergötland del II. — Dagbok SGU:s arkiv.

— 1881: Graptolitskiffrar med *Monograptus turriculatus* vid Klubbudden nära Motala. — SGU C 46.

Linnarsson, G., och Tullberg, S. A., 1882: Beskrifning till kartbladet Vreta kloster. — SGU Aa 83.

Loberg, B., 1973: Geologiska material och Sveriges berggrund. — P. A. Norstedt & Söners förlag.

Lundegårdh, P. H., 1974: Berg och jord i Sverige (inledning och urberg). Fjärde upplagan. Stockholm. — Almqvist & Wiksell.

— 1977: Stenar i färg. Sjätte upplagan, 2:a tryckn. — Almqvist & Wiksell.

Magnusson, N. H., Munthe, H., och Rosén, S., 1922: Beskrivning till kartbladet Mjölby. — SGU Aa 150.

Martinsson, A., 1974: The Cambrian of Norden. *I* Holland, C. H.: Cambrian of the British Isles, Norden, and Spitsbergen. Lower Palaeozoic rocks. Vol. II. — John Wiley & Sons.

MEHNERT, K. R., 1971: Migmatites and the origin of granitic rocks. — Elsevier Publishing Company, Amsterdam.

NEUMAN, B., 1969: Upper Ordovician Streptelasmatid corals from Scandinavia. — BGIU N. S. 1, 1, s. 1—73.

PETTIJOHN, F. J., 1975: Sedimentary Rocks. — Harper & Row.

RITTMANN, A., 1952: Nomenclature of Volcanic Rocks. — Bull. Volc. 12, s. 75—102.

ROSÉN, S., 1916: Zur Frage des Vorhandenseins von dem Oboluskonglomerat entsprechenden Bildungen in Östergötland. — BGIU 15, s. 213—218.

ROSÉN, S., m.fl., 1923: Motala Ström från Vättern till Boren. Ett minnesalbum: — Utgivet av Motala Museiförening.

STRECKEISEN, A. L., 1967: Classification and nomenclature of igneous rocks. — N. Jb. Miner. Abh. 107, s .144—240.

THORSLUND, P., 1951: Grundvattnet på Östgötaslätten. — Grundförbättring, årg. 4, nr. 3.

— 1962: Kambro-siluravlagringar utanför fjällkedjan. *I* MAGNUSSON, N. H., ASKLUND, B., och KULLING, O.: Beskrivning till karta över Sveriges berggrund. — SGU Ba 16, s. 127—130.

TJERNVIK, T. E., 1956: On the Early Ordovician of Sweden. Stratigraphy and Fauna. — BGIU 36, s. 109—284.

TJERNVIK, T. E., och JOHANSSON, J., 1980: Description of the upper portion of the drill-core from Finngrundet in the south Bothnian Bay. — BGIU (under tryckning).

TÖRNQUIST, S. L., 1875: Berättelse om en geologisk resa genom Skåne och Östergötlands paleozoiska trakter sommaren 1875, etc. — Kgl. Svenska Vetenskapsakademins Förhandlingar.

WELIN, E., BLOMQVIST, G., och PARWEL, A., 1966: Rb/Sr whole rock age data on some Swedish Precambrian rocks. — GFF 88, s. 19—28.

WESTERGÅRD, A. H., 1909: Studier öfver Dictyograptusskiffer och dess gränslager. — Lunds Universitets Årsskrift 3.

— 1922: Sveriges Olenidskiffer: I. Utbredning och lagerföljd, II. Fauna: 1. Trilobita. — SGU Ca 18.

— 1928: Om Östergötlands kambrium. — GFF 50, s. 193—206.

— 1930: Om lagerserien i de nyfunna områdena med kambro-ordovicisk berggrund i Slätbaken i Östergötland och Erken i Uppland (referat av föredrag). — GFF 52, s. 147—153.

— 1940: Nya djupborrningar genom äldsta ordovicium och kambrium i Östergötland och Närke. — SGU C 437.

— 1944: Borrningar genom alunskifferlagret på Öland och i Östergötland 1943. — SGU C 463.

— 1946: Agnostidea of the Middle Cambrian of Sweden. — SGU C 477.

— 1947: Supplementary notes on the Upper Cambrian trilobites of Sweden. — SGU C 489.

WIMAN, C., 1903: Ett nytt fynd av Obolussandsten i Östergötland. — GFF 25, s. 335—338.

— 1908: Studien über das nordbaltische Silurgebiet II. — BGIU 8, s. 73—168.

ÅBERG, G., 1972: An Rb/Sr age of Småland porphyries. — GFF 94, s. 311—320.

ÖSTERGÖTLANDS KAMBRO-SILUR

B. Dahlman 1975

VÄTTERN

BOREN

ROXEN

TÅKERN

MOTALA

VADSTENA

Granby

SKÄNNINGE

MJÖLBY

BOXHOLM

LINKÖPING

Flistad

ÖNBERG

0 5 10 km

Silur *Silurian*

Ordovicium *Ordovician*

Kambrium *Cambrian*

Prekambrium *Precambrian*

- Skiffrar med inslag av kalksten — *Shale with intercalations of limestone*
- Kalksten, skiffer och slamsten — *Limestone, shale and mudstone*
- Ortocerkalk — *Orthoceras limestone*
- Alunskiffer — *Alum shale*
- Lerskiffer — *Shale*
- Sandsten — *Sandstone*
- Visingsögruppen — *Visingsö group*
- Urberg eller gräns mot urberg — *Crystalline rocks*
- Yngre förkastning — *Younger fault*
- Äldre förkastning — *Older fault*
- A A' Profil — *Profile*
- XA Förekomst av alunskiffer — *Small areas with alum shale*
- Stenbrott — *Quarry*
- 1 Storberg
- 2 Norrby
- 3 Ljung
- 4 Knivinge
- Kärnborrning — *Core drilling*
- 1 Borghamn 1972
- 2 Borghamn
- 3 Bårstad I och II
- 4 Bårstad 1972
- 5 Nässja
- 6 Ekön
- 7 Smedsby Gård
- 8 Solhaga I och II
- 9 Berga
- 10 Skåningstorp
- 11 Tornby
- 12 Borensberg
- 13 Grankulla
- 14 Håckla
- 15 Karstorp
- 16 Lerbäck
- 17 Flistad
- 18 Lyckhem

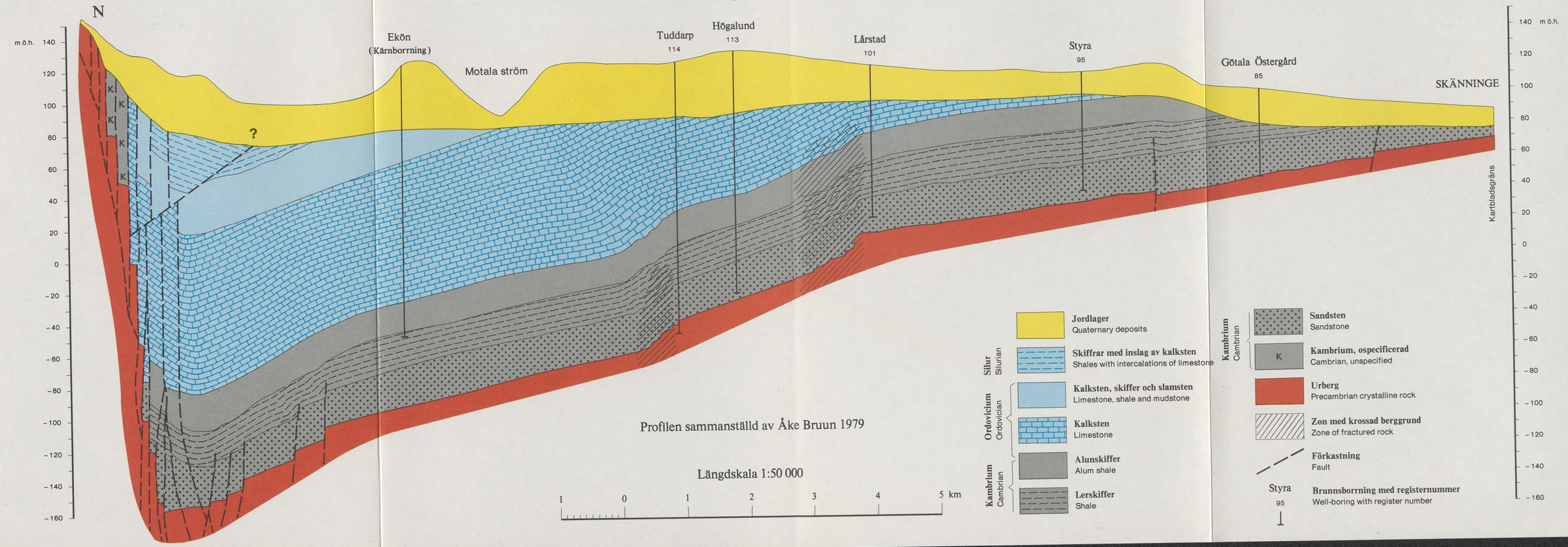
Hjo NO	Link. NV
Hjo SO	Link. SV

Link. NO

SGU Ser. Af nr 119 Plansch 2

SCHEMATISK PROFIL A-A′ KARTBLADET LINKÖPING NV

Profilens läge framgår av plansch 1



Profilen sammanställd av Åke Bruun 1979

Längdskala 1:50 000

1 0 1 2 3 4 5 km

Jordlager
Quaternary deposits

Silur Silurian
Skiffrar med inslag av kalksten
Shales with intercalations of limestone

Ordovicium Ordovician
Kalksten, skiffer och slamsten
Limestone, shale and mudstone

Kalksten
Limestone

Kambrium Cambrian
Alunskiffer
Alum shale

Lerskiffer
Shale

Kambrium Cambrian
Sandsten
Sandstone

K
Kambrium, ospecificerad
Cambrian, unspecified

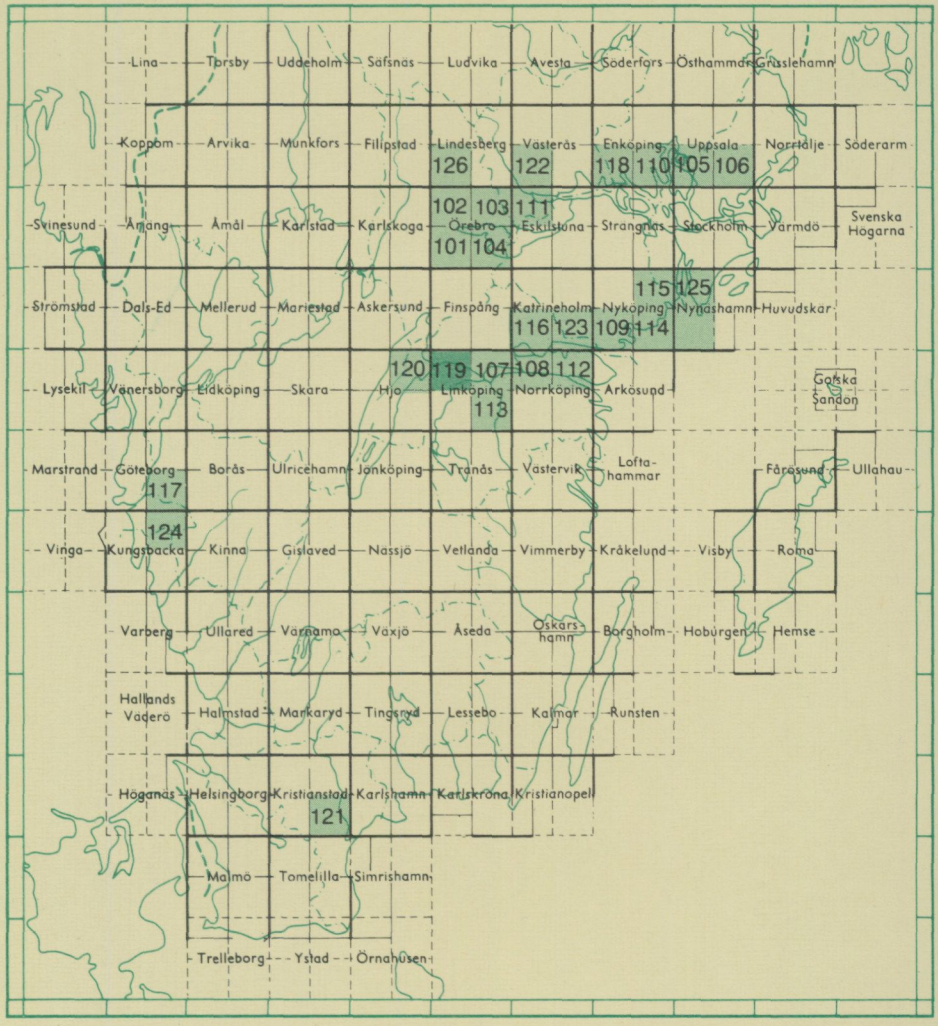
Urberg
Precambrian crystalline rock

Zon med krossad berggrund
Zone of fractured rock

Förkastning
Fault

Styra
95
Brunnsborrning med registernummer
Well-boring with register number

Utgivna kartblad i serie Af, södra och mellersta Sverige



PRISKLASS B

Distribution
LiberKartor
162 89 VÄLLINGBY

Schmidts Boktryckeri AB, Helsingborg

ISBN 91-7158-200-2