

SVERIGES GEOLOGISKA UNDERSÖKNING

GEOLOGISKA KARTBLAD | SKALA 1: 50 000

Serie Ae · Nr 1

HANS MÖLLER och GÖRAN STÅLHÖS

BESKRIVNING

TILL GEOLOGISKA KARTBLADET

STOCKHOLM NO

DESCRIPTION OF THE GEOLOGICAL MAP STOCKHOLM NO



STOCKHOLM 1964

SVERIGES GEOLOGISKA UNDERSÖKNING

GEOLOGISKA KARTBLAD I SKALAN 1:50 000

Serie Ae nr 1

HANS MÖLLER och GÖRAN STÅLHÖS

**BESKRIVNING
TILL GEOLOGISKA KARTBLADET
STOCKHOLM NO**

Description of the Geological Map Stockholm NO



STOCKHOLM 1964

STOCKHOLM 1964

Stockholm 1964. Kungl. Boktryckeriet P. A. Norstedt & Söner

Förord

Med geologiska kartbladet Stockholm NO börjar SGU en ny serie av kombinerade berg- och jordartskartor i skalan 1 : 50 000, serie Ae. De äldre kartbladen av denna typ, SGU:s serie Aa, har grundats på konceptblad av den gamla topografiska kartan, »generalstabskartan». Serie Aa kommer att avslutas med de ännu ej utgivna bladen nr 201 och nr 202, Levene respektive Falkenberg. Som underlag för bladen i serie Ae används den nya topografiska kartan. Detta medför att sammanställning, renritning och reproduktion kan rationaliseras och förenklas. Bl. a. får kartornas habitationsunderlag (bebyggelse, vägar etc.) genom tillmötesgående från rikets allmänna kartverk disponeras i färdiga plastoriginal för direkt offsettryck. I samband med denna omläggning har också kartornas innehåll undergått smärre förändringar. Sålunda har en förenklad bergartsindelning använts för huvudkartan, medan den tidigare använda, detaljrikare indelningen reserverats för berggrundskartan i skala 1 : 100 000. Jordartsbeteckningarna har också i viss utsträckning ändrats. En nyhet är att vägledande uppgifter om djup till fast botten inom större lerområden införts på kartan. Fasta fornlämningar återges på huvudkartan med enhetsbeteckning direkt efter den topografiska kartan. En förteckning över dessa fornlämningar har lämnats av riksantikvarieämbetet och återfinns i slutet av beskrivningen.

Geologiska kartbladet Stockholm NO upptogs till försökskartering år 1956 under ledning av G. Lundqvist. Den allmänna rekognosceringen påbörjades år 1957. Kartbladsarbetet leddes detta år av G. Lundqvist och P. H. Lundegårdh för att efterföljande år överlätas på H. Möller och G. Stålhös. Rekognosceringen avslutades år 1959, och en omfattande revision av extrageologernas arbete företogs åren 1958—1961. Reproduktionen av kartbladet har i vissa avseenden haft försökskaraktär och har därför blivit mera tidsödande än normalt.

Beskrivningen till kartbladet är, särskilt beträffande berggrunden, mera omfattande än vad som nu planeras för kommande kartblad i serie Ae. Dessa avses icke skola åtföljas av separat berggrundskarta och beskrivningen kommer då endast i korthet att behandla huvudbergarterna, som redovisas på det kombinerade kartbladet. I stället planeras särskilda berggrundskartor omfattande fyra kombinerade blad skola utges i skala 1 : 100 000, åtföljda av en fullständigare beskrivning. Vad som här berörts är endast en del av det fortgående arbetet med syfte att anpassa de geologiska kartorna efter konsumenternas krav.

Reproduktionsritningarna för kartorna och textfigurerna har utförts av Birgit Lindeberg.

Stockholm i december 1963.

K. A. Lindbergson

INNEHÅLL

	sida
Förord	3
Inledning av H. MÖLLER and G. STÅLHÖS	7
Berggrunden av G. STÅLHÖS	9
Allmän översikt	9
Vulkanitgnejsjer (= leptit-hälleflintserien)	12
Sedimentgnejsjer (= Grythytte—Larsbo—Mälarserien)	19
Skiffer — granatådergnejsjer	20
Subgråvackegnejsjer	25
Skarnförande kvartsiter	28
Gråvackegnejsjer	28
Basiska inlagringar i sedimentgnejsjerna	30
Djupbergarter	32
Äldre djupgrönstenar	32
Urgraniter (gnejsgraniter)	36
Yngre djup- och gångbergarter	52
Yngre djup- och gånggrönstenar	52
Yngre graniter, apliter och pegmatiter	55
Diabas	60
Tektonik, sprickor och förkastningslinjer	62
Kalkspat — blyglansgångar	67
Bergarter av ekonomisk betydelse	68
Summary: Description of the bed-rock	68
Tabeller	72
Kvartära bildningar av H. MÖLLER	80
Allmän översikt	80
Räfflor	81
Morän	88
Utbredning, mäktighet och ytförmer	88
Grundmassans sammansättning	89
Moränens ytskikt	90
Moränens blockhalt	91
Ändmoräner	92
Speciella moränundersökningar	93
Isälvsavlagringar	98
Bergartsmaterialiet i moränen och isälvsavlagringarna	105
Landisens recession	110
Glacial lera	110
Postglaciala minerogena sediment	113
Svallsediment	113
Havs- och sjöleror	115
Svåmsediment	117
Torvavlagringar	117
Landhöjningen	122
Summary: Description of the Quaternary deposits	127
Sammanställningar och tabeller	130
Uppgifter om djup till fast botten	130
Beskrivningar av räffellokalor	130
Stenräkningar	138
Kornstorleksanalyser	140
Fasta fornlämningar	144

Inledning

Av

H. MÖLLER OCH G. STÅLHÖS

Underlaget till geologiska kartbladet Stockholm NO utgörs av den år 1959 reviderade upplagan av bladet 10 I Stockholm NO i den nya topografiska kartan över Sverige.

Den geologiska huvudkartan i skala 1 : 50 000 visar främst markbeskaffenheten i ytan enligt följande allmänna regler. Där berget går i dagen visar kartan bergartstypen. Jordtäckta områden redovisas med det närmast under markytan (vid 2 à 3 dm djup) liggande jordlagret. För isälvsavlagringarna gäller dock särskilda regler, som omtalas i beskrivningen. Kartskalan och syftet med kartan gör det nödvändigt med en viss generalisering, såväl i utskiljandet av olika geologiska företeelser som i konturläggningen, det senare särskilt inom terrängsavsnitt med starkt växlande markbeskaffenhet. I områden där den ursprungliga markbeskaffenheten är dold eller förändrad genom bebyggelse etc. har den geologiska kartbilden rekonstruerats, bl. a. med hjälp av nedan nämnda äldre geologiska kartblad.

Huvudkartan kompletteras med en heltäckande berggrundskarta i skala 1 : 100 000 (Pl. 1), på vilken berggrunden är mera ingående uppdelad. De olika bergartsledens utbredning inom jordtäckt terräng har interpolerats med ledning av de i dagytan gjorda hällobservationer. På berggrundskartan, vilken trycktes separat tidigare, har sedimentgnejserna orange färg. På huvudkartan har de däremot erhållit grå färg.

Kartbladet är utarbetat efter fullständig nyrekognoscering av hela området, varvid dock berörda delar av nedan nämnda kartor varit till ledning och hjälp.

Västra och mellersta delarna av kartbladsområdet faller helt inom de äldre kartbladen Stockholm (J. O. Fries, A. H. Wahlqvist och A. E. Törnebohm: SGU, Aa 6, 1863) och Rydboholm (E. Erdmann: SGU, Aa 44, 1871) medan nordöstra- och sydöstra delarna innefattas i de likaledes gamla kartbladen Vaxholm (E. Svedmark: SGU, Aa 88, 1883) och Gustafsberg (A. G. Nathorst: SGU, Aa 73, 1881). Över ett större område vid Gustavsberg föreligger också en karta i större skala (1 : 10 000) utarbetad av J. Jönsson (SGU, Bb 6, 1890). Förutom dessa äldre kartor finns följande två specialkartor, vilka båda är i skala 1 : 50 000 och täcker bl. a. större delen av det aktuella kartbladsområdet: Kvartergeologisk karta över Stockholmstrakten (G. De Geer: SGU, Ba 12, 1932) och Berggrundskarta över Stockholmstrakten (N. Sundius: SGU, Ba 13, 1948). Det senare arbetet har i hög grad underlättat utarbetandet av den nya berggrundskartan.

Som komplement till lokalangivelser i texten har i viss utsträckning även ekonomiskt kartblad angivits med respektive siffra och bokstav inom parentes enligt den bladindelning, som återfinns i huvudkartans yttre ram.

Berggrunden

Av

G. STÅLHÖS

Allmän översikt

Berggrunden inom kartbladet Stockholm NO utgör rester av en för länge sedan ner-
vittrad och avplanad, gammal bergskedja, kallad Svekofenniderna, som torde ha
bildats någon gång mellan 2000 och 1750 miljoner år tillbaka i tiden enligt under
senare år utförda radioaktiva åldersbestämningar (A. A. Polkanov och E. K. Ger-
ling i Ryssland, F. E. Wickman och A. Parwel samt E. Welin i Sverige).

Bergskedjans spår kan följas i väst-östlig riktning från Värmland i väster till
södra Finland i öster, ett förhållande som återspeglas av namnet Svekofenniderna.
Nyare undersökningar visar, att det område, som ovan angivits för den forna bergs-
kedjans utbredning, torde vara alltför snävt tilltaget. I själva verket måste sannol-
ikt även inbegripas stora delar av mellersta Norrland och Finland, vilket också
de nämnda radioaktiva dateringarna ger belägg för.

Kartbladets bergarter består till övervägande del av olika slags gnejser och gra-
niter. De förstnämnda är anmärkningsvärt rikligt genomdrade av slir- eller gång-
formigt uppträdande, grovkristallina kvartsfältspatansamlingar, så kallade pegma-
titer. Därför förekommer mindre mängder av mörka bergarter med växlande
ursprung, vanligen benämnda grönstenar. Dessa påträffas dels såsom större massiv
eller bandartade inlagringar i den övriga berggrunden, dels i form av gångar, som
utfyller sprickor i denna.

En stor del av kartbladets gnejser utgör kraftigt omvandlade vittringssediment
(brandgula i Pl. 1). Förmodligen avsattes dessa i de vidsträckta hav, som uppkom
genom sänkningar av delar av jordskorpan i början av den svekofenniska bergs-
kedjeveckningen. I nära anslutning till de sedimentavgivande landområdena bil-
dades grävackor, dvs. snabbt hopsvämmade och måttligt vittrade sediment. Längre
ut i haven eller eljest där lugnare avsättningsförhållanden rådde, skedde en
uppdelning inom sedimentmassorna. Denna resulterade i en växellagring mellan fin-
kornigare, lerrika och något grövre, moiga skikt. Sedimenten ifråga tillhör den inom
Bergslagen och Mälarskapsen utskilda »Grythytt—Larsbo—Mälarserien». De
av sediment utfyllda insänkingsområdena sammanfattas enligt Magnusson (SGU,
Ba 16, s. 16 ff.) till det s. k. Mälarsynklinoriet. Detta omges av ett stort hästsko-
format höjningsområde, vilket av samme författare benämnts Svealandsantiklino-
riet.

Samtidigt med sedimentens avsättning förekom flerstädes vulkanisk aktivitet av
växlande styrka. Den växellagring mellan sediment och vulkaniter, som härigenom
uppstod, har först med säkerhet kunnat påvisas i samband med de fortgående fält-
arbetena på de angränsande kartbladen Stockholm SV och SO. Här finner man
nämligen många entydiga lokaler där vittringssediment växellagrar med såväl sura

som intermediära och basiska vulkanitgnejsjer. Förmodligen har dessa från början mestadels utgjorts av vulkanisk aska (tuff). Den senare har vid skilda tillfällen spritts ut över och avlagrats i haven, där den blandats med vittringssediment. De rena askbergarterna kallas tuffer, de som blandats med vittringssediment tuffiter. En del lavar¹ har sannolikt också ingått i vulkanitgnejserna. Dessa torde framförallt vara att finna bland de basiska leden. Enligt tidigare undersökningar inom Bergslagsområdet skall de äldsta ytbergarterna huvudsakligen vara bildade i vulkanisk miljö (den malm- och kalkstensförande leptit-hälleflintserien; se Sundius, Magnusson m. fl.). Inom kartbladet Stockholm NO skulle däremot av den tektoniska positionen att döma vulkanitgnejserna (= leptitgnejserna i Pl. 1) i nordost snarast överlagras² sedimentgnejserna såvida lagererien här icke är inverterad (omvänd).

Genom en fortskridande sammanpressning och nedveckning av de på havsbotten hopade ytbergarterna kom dessa efterhand att utsättas för en temperaturstegring och ett ökat tryck (den tidigsvävefenniska veckningsfasen). Härvid omdanades ytbergarterna i växlande utsträckning till gnejsjer av olika slag genom tillväxt av de enskilda mineralcornen eller genom mineralnybildning i samband med en mer eller mindre fullständig omkristallisation. Samtidigt trängde magmor av varierande sammansättning in, huvudsakligen parallellt med lagerställningen i de ursprungliga ytbergarterna.

De mera basiska av dessa magmor antas härröra från det basiska silikatskiktet i jordskorpan botten (simazonen), vilket i samband med veckningen pressades uppåt. Genom den tilltagande plasticiteten inom bergskedjezonen under veckningen blev det allt svårare för dessa magmor att nå jordytan och där bilda vulkaniska utbrottsprodukter. I stället stannade de bildligt talat på halva vägen och bredde ut sig i sidled parallellt med skikten i ytbergarterna. Härvid uppstod djupgrönstenar³ (huvuddelen av de med grön färg betecknade fälten i Pl. 1), vilka uppträder som linsformade massiv av växlande storlek företrädesvis inom vulkanitgnejserna i nordöst.

De övriga, kvantitativt helt dominerande magmorna, med en till surhetsgraden

¹ På jordytan utgjutna och stelnade silikatsmältor (magmor). Den snabba avkylningen och kristallisationen inom dessa smältor ger upphov till den för lavabergarter karakteristiska, finkorniga strukturen.

² Delvis grundad på den äldre mer eller mindre axiomatiska uppfattningen, att leptit-hälleflintseriens vulkaniter huvudsakligen var äldre än Grythyttelarsbo—Mälarseriens sediment har förf. tidigare haft en annan åsikt (G. Stålhös; SGU, C 587, 1962, s. 9 ff., s. 21—24, s. 105—106 m. fl.). Denna förutsatte i korthet, att vulkanitgnejserna i kartans nordöstra del vore det äldsta ytbergartsledet inom kartområdet. De skulle som följd härav utgöra en antiklinal, vilken måste antas vara överstjälp mot väster med hänsyn till veckaxlarnas östliga stupning inom området. Denna uppfattning har måst överges av flera skäl. Bl. a. har de fortsatta karteringarna entydigt visat, att en växelagring verkligen förekommer mellan sedimentgnejserna och vulkanitgnejserna, ett förhållande som också framgått genom undersökningar utförda av Th. Lundqvist inom Ljusteröområdet (SGU, C 585).

³ Karakteristiskt för magmabergarter, stelnade på större djup inom jordskorpan, är en medelkornig struktur till skillnad från de finkorniga, på jordytan stelnade lavabergarterna. Orsaken härtill är en långsammare avkylning och kristallisation inom smältorna på djupet, vilket befrämjat tillväxten hos de enskilda mineralcornen. Kornstorleken hos finkorniga bergarter är < 1 mm; i medelkorniga mellan 1 och 5 och i grovkorniga > 5 mm.

(betingad av olika halt av kiselsyra) starkt växlande sammansättning, gav vid stelningen upphov till områdets äldsta graniter, urgraniterna, vilka har en vidsträckt utbredning. Huvuddelen av urgraniterna har förskiffrats och föreligger som gnejsgraniter (brunt i Pl. 1). Urgraniterna bildades ju under pågående bergskedjeveckning då ett kraftigt riktat tryck var rådande inom berggrunden. Det är svårt att i varje enskilt fall avgöra om en viss gnejsgranitliknande bergart bildats på ovanstående sätt eller alternativt uppkommit genom omkristallisation på platsen (*in situ*) ur ytbergarterna. Ett visst substansutbyte måste i sistnämnda fall förutsättas ha ägt rum mellan ytbergarterna och deras omedelbara omgivning. Gnejsgranitliknande bergarter uppkomna genom *in situ*-granitisering brukar benämnas granitgnejsjer.

Efter djupgrönstens- och gnejsgranitbildningen förefaller en lugnare fas i bergskedjeveckningen att ha inträtt. Under denna period ägde intrusioner av basiska magmor rum. I ett tidigare stadium bildades en andra generation av djupgrönstenar (jfr Sundbymassivet, s. 52). Senare skedde en lokal sprickbildning inom berggrunden med åtföljande intrusion av basiska gångar (jfr amfibolitgångarna i Pl. 1 och s. 52). Måhända att nämnda sprickbildning ägt rum endast inom resistent partier av berggrunden, utbildade under veckningen. Varaktigheten och karaktären av denna s. k. intraorogena period är ännu icke till fullo klarlagd (jfr förf. 1963, s. 105—106).

Efter gångintrusionerna följer åter en kraftig temperaturstegring i och en fortsatt sammanpressning och nedveckning av de tidigare mer eller mindre förgnejsade ytbergarterna inom Mälarsynklinoriet. Temperaturstegringen i förening med en hög halt av flyktiga beståndsdelar, främst vatten, inom sedimentbergarterna försakade dels en livlig materialomsättning inom dessa, dels ett omfattande substansutbyte med den omgivande berggrunden (den sensvekofenniska regionalomvandlingen). I första hand torde vid denna tidpunkt kisel och alkali ha anrikats inom sedimentbergarterna, vilka samtidigt avgivit vatten, aluminium, järn och magnesium. Dessa ämnesomflyttningar, kombinerade med uppsmältningar inom de djupast nedveckade partierna av berggrunden, resulterade i uppkomsten av yngre graniter och pegmatiter (röd färg i Pl. 1). Något högre upp ägde samtidigt en kraftig omkristallisation och förgrovning rum inom ytbergarterna, varunder det lättlörliga kvartsfältspatmaterialet i viss mån separerades från de mörkare mineralbeståndsdelarna. Kvartsen och fältspaten samlades till små pegmatitiska ådror utmed gnejsernas skiffrighetsplan, vilka blev starkt vindlande till följd av den pågående veckningen. De mest utpräglade av de sålunda bildade ådergnejserna torde i stor utsträckning härröra från de kvantitativt dominerande skiffergnejserna, vilka bildats ur lerrika sediment (jfr s. 20).

Yngre graniter kunde uppstå inte bara på djupet, som ovan skildrats, utan även i ytligare delar av jordskorpan. Detta skedde genom omvandling på platsen (granitisering *in situ*) företrädesvis av sådana ytbergarter (t. ex. gråvackegnejsjer), vilka från början haft en med graniter nära besläktad kemisk sammansättning och där endast ett begränsat substansutbyte varit erforderligt.

När det under veckningen förhärskande sidotrycket slutligen upphörde, trängde de på djupet bildade graniterna och pegmatiterna upp via spricksystem, som utbildats i den mera ytliga tidigt hårdnade bergartsmassan. De yngre graniterna är praktiskt taget massformiga och fria från påverkan av sådana tryckföreteelser, t. ex.

förskiffring, som utmärker urgraniterna. Så småningom avtog de nedåtriktade krafterna, genom vilka delar av jordskorpan sänkts och de i haven lagrade ytbergarterna förts ner till stora djup. Följden blev, att de i förhållande till sin omgivning relativt lättare ytbergarterna efterhand höjdes upp på nytt till ett stligt jämnviktsläge. Detta skede betecknar den svekofenniska bergskedjans egentliga födelse.

När de omvandlingsprocesser upphörde, som stod i samband med den svekofenniska veckningen, avslutades det viktigaste stadiet i kartbladsområdets berggrundsutveckling. De olika bergarter, som bildats, hade då redan i huvudsak antagit sitt nuvarande utseende. Den ständigt fortgående vittringen och denudationen av jordytan har emellertid gjort, att vi för närvarande rör oss på en nivå i jordskorpan, som vid den svekofenniska tidens slut låg mycket djupt. Redan vid den kambriska tidens början, för c:a 600 miljoner år sedan, hade vittring och materialtransport arbetat fram den landyta, som vi ännu i våra dagar kan se avspeglad i Stockholms-traktens bergskränen och som kallas det subkambriska peneplanet¹. Avlagringar, som bildats härefter, har i den mån sådana existerat, också i huvudsak eroderats bort under den fortsatta utvecklingen (jfr kambriska sandstensgångarna s. 66).

Det relativa lugn, som följde efter den svekofenniska veckningens slut, har i huvudsak bestått ända fram till våra dagar inom det begränsade område, som kartbladet utgör. Vertikala, ytliga, blockrörelser skedde dock tid efter annan utmed sprickplan inom den fasta jordskorpan. Ett belägg för detta utgör bl. a. den i yngre urbergstid avsatta Mälarsandstenen, vilken anstår inom det angränsande kartbladet Stockholm NV. Denna sandsten har blivit nedsänkt längs sprickor i jordskorpan både under och efter sin avsättning och därigenom skyddats mot de nedbrytande krafterna. Under det yngre skedet av urbergets bildningstid trängde basiska smältor fram längs öppnade sprickor i berggrunden och bildade de gångar av diabas, vilka finns rikligt i området. (Se Pl. 1.) Även de senare rörelser av förkastningskaraktär, som inträffat, låter sig svårigen inordnas i ett bestämt tidsschema. Bland annat har de omtalade diabasgångarna lokalt sönderslitits genom sådana. Rörelserna i berggrunden (se förkastningszoner i Pl. 1) skapade lösa krossprodukter (B i Pl. 1) av olika slag. Motsvarande hårda krossbergarter bildade genom hoppläkning av krossmaterialet kallas breccior (större eller mindre kantiga bitar av ursprungsbergarten sammankittade av kvarts, kalkspat eller finkornigt krossmaterial) och myloniter (till pulver nedmalda och därefter på nytt hårdnade bergarter).

Vulkanitgnejser

(Leptit-hälleflintserien)

Leptit-hälleflintserien har sin största utbredning i den mellansvenska Bergslagsregionen och omfattar förutom tuffer, tuffiter och lavar även underordnat sediment sådana som kalkstenar och järnmalmer. Hälleflinta är sedan gammalt en sammantfattande benämning på en för ögat tät, flintlik bergart, vilken ej sällan uppvisar väl bevarade primära strukturer, såsom porfyrströkorn, ask- och flytstrukturer eller skiktning. Genom höjd temperatur, ofta i förening med riktat tryck inom berggrunden, har emellertid en tillväxt ägt rum av de i hälleflintorna ingående mineralkornen, varvid dessa efter hand givit upphov till finkorniga s. k. leptiter, vilkas korn-
¹ En genom vittring och erosion bildad, lågt liggande, relativt avplanad landyta.

storlek enligt definitionen ej får överskrida 0.5 mm. Inom Bergslagen dominerar dylika leptitbergarter starkt över hälleflintorna.

Inom kartbladet har omkristallisationsprocessen i betydande utsträckning gått ännu ett steg längre, dvs. leptitbergarterna har här i sin tur ytterligare förgrovats samt förskiffrats och övergått till s. k. leptitgnejser (kornstorlek > 0.5 mm). I detta omvandlingsstadium har alla ursprungliga finstrukturer hos bergarterna helt plånats ut.

Som grövsta led i denna serie av bergarter med successivt tilltagande kornstorlek har emellanåt bildats s. k. granitgnejser (se s. 18).

Varken hälleflintor, kalkstenar eller järnmalmer har påträffats inom kartbladsområdet. Där finnas endast leptiter och leptitgnejser. Som framgår av bergrunds-kartan, bildar leptitiska bergarter ett större sammanhängande område från trakten av Täljö (9 h) i norr till Säbyvik (8 h) i söder. Härutöver finns mindre partier i form av skivor och brottstycken inom gnejsgraniterna på öarna söder om Trälhavet samt på fastlandet norr därom. Tillsammans ger dessa spridda förekomster av leptitbergarter en bild av utbredningen och förloppet hos ett tidigare sammanhängande stråk, vilket i samband med urgraniternas och grönstenarnas inträngande partiellt blivit sönderslitet och assimilerat eller bitvis genom omkristallisation förlorat sin ursprungliga prägel. Leptiterna inom kartbladet, som tidigare icke varit kända, bildar en ny länk i och en västlig utvidgning av ett redan tidigare omnämnt S-formigt stråk (E. Svedmark: Kartbladet Vaxholm. SGU, Aa 88, 1883) bestående av eurit¹ eller hälleflintgnejs², vilket norrifrån kan följas över öarna N om Svartlöga, Ö. Lagnö, Ljusterö samt vidare över Örsö—Gällnö och Kanholmsfjärden med anslutning till Runmarö-Utöområdet leptiter i söder. I sin västra del löper det från nordost kommande leptitstråket in över kartbladsområdet, gör en kraftig omböjning vid Täljövikens spets och fortsätter mot söder och OSO över öarna söder om Trälhavet mot norra delarna av Värmdölandet, där det åter lämnar kartbladsområdet och förlöper vidare mot Vindö ut till Kanholmsfjärden. I sistnämnda områden har flera förekomster av smärre, leptitiska partier kunnat konstateras vid studier av stufsamlingar från berörda kartblad i SGU:s museum. Utöver nu nämnda förekomster av leptitiska bergarter inom kartbladet Stockholm NO uppträder också sådana i mindre partier på spridda ställen, t. ex. i de yngre graniterna kring Ullnasjön.

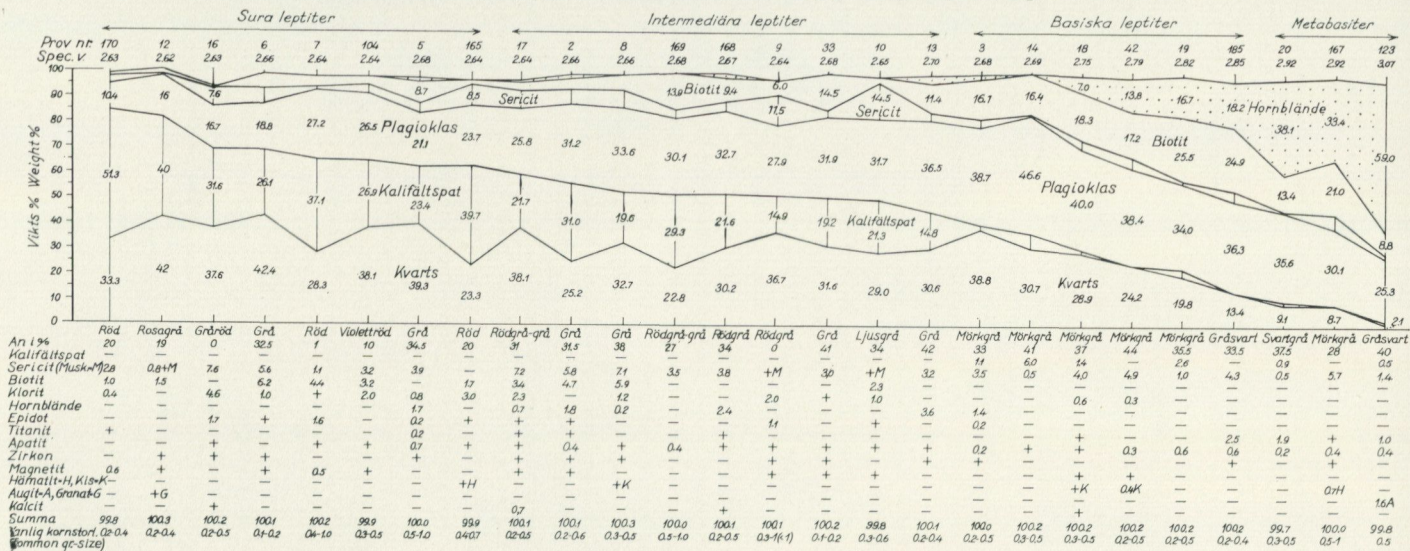
Leptitbergarterna inom bladområdet omfattar både sura, intermediära och basiska led. Genetiskt samhöriga med dem är finkorniga, amfibolitiska grönstenar eller s. k. metabasiter, vilka här givits en särställning, ehuru praktiska skäl talar för att också de bör hänföras till leptitfamiljen (jfr P. Geijer: Geol. Fören. Förhandl., 66, 1944, s. 736). Den fullständigt kontinuerliga övergången i mineralogiskt avseende, allt ifrån surare till mera basiska led i ovannämnda bergarter, framgår av diagram 1. Gränsdragningen mellan de olika leden har skett efter följande principer. Till de sura leptiterna räknas bergarter med hög kvartshalt, i vilka kalifältspat dominerar över plagioklas¹ (natron-kalkfältspat). Mörka järn-magnesiumrika mineral, såsom

¹ I äldre litteratur används motsvarigheter (synonymer) till leptit.

² Plagioklas är en serie fältspater, som utgör blandningar i olika proportioner mellan ren albit, $\text{NaAlSi}_3\text{O}_8$, och ren anortit, $\text{CaAl}_2\text{Si}_2\text{O}_8$. Blandningar med 0—10 % anortit betecknas som albit, 10—30 % anortit som oligoklas, 30—50 % anortit som andesin, 50—70 % anortit som labrador, 70—90 % anortit som bytownit och 90—100 % som anortit. Sura bergarter brukar karakteriseras av Na-rik plagioklas, medan Ca-halten ökar, ju mer basisk bergarten är.

DIAGRAM I. MINERALFÖRDELNINGEN I LEPTIT-HÄLLEFLINTSERIENS BERGARTER, KARTBLADET STOCKHOLM NO

Mineral composition of rocks from the leptite-hälleflint series of the geological map-sheet Stockholm NE



170. 1.5 km SO om Härsbackens pegmatitbrott (9 j), Österåkers k:n.
12. 300 m O om Ubby gård, 1.7 km ONO om Ö. Ryds k:a.
16. 650 m NV om Svinninge gård (9 h), Täljöviken, Österåkers k:n.
6. C:a 2.5 km NO om Ö. Ryds k:a, utmed kraftledning.
7. 450 m NV om Täljö hpl., Österåkers k:n.
104. Friluftsbad, 750 m S om Österskärs stn, Österåkers k:n.
5. Rydbo saltsjöbad (8 h), Ö. Ryds s:n.
165. 500 m V om Hägerneholm, SV om Ullnasjön (9 g), Täby k:n.
17. Södra stranden av Svavelsön, c:a 3 km SO om Ö. Ryds k:a.
2. 500 m NV om Prästtorpet, c:a 2 km O om Ö. Ryds k:a.
8. 750 m NV om Svinningstorpet, SV om Täljöviken (8 i), Österåkers k:n.
169. Bullerholmen, sydöstra delen, SV om Resarö (8 i), Ö. Ryds s:n.
168. Bullerholmen, sydöstra delen, SV om Resarö, Ö. Ryds s:n.
9. Svavelsön, nordöstra delen, c:a 3 km OSO om Ö. Ryds k:a.
33. 300 m SO om Täljö hpl., Österåkers k:n.
10. 250 m V om Täljövikens spets, Österåkers k:n.
13. Svinninge, SV om Täljöviken, Österåkers k:n.
3. 250 m N om Rydbo saltsjöbad, Ö. Ryds s:n.
14. Norr om Prästtorpet, c:a 2 km O om Ö. Ryds k:a.
18. C:a 750 m O om Täljö hpl., Österåkers k:n.
42. Visinge, 2.5 km S om Täby k:a. Brottstycke i yngre granit.
19. C:a 2.5 km NO om Ö. Ryds k:a, utmed kraftledning.
185. 400 m NV om Svinninge, SV om Täljöviken, Österåkers k:n.
20. Rydbo saltsjöbad, östra udden, Ö. Ryds s:n.
167. Moholmen, norra stranden, N om Resarö, Österåkers k:n.
123. C:a 2 km NO om Ö. Ryds k:a.

biotit och hornblände, förekommer mycket underordnat. Färgen hos bergarten är mestadels röd och betingad av den höga halten av lätt hämatitimpregnerad kalifältpat. Plagioklasen är vanligen albit eller oligoklas (se diagram 1).

Den intermediära leptiten kännetecknas också av en hög kvartshalt samt av ungefär lika halter av plagioklas och kalifältpat. Plagioklasen överväger dock genomgående, särskilt i riktning mot mera basiska led (åt höger i diagrammet). Kalkhalten i nämnda mineral har ökat något, jämfört med de sura leptiterna, och motsvarar vanligen en andesin. Likaså har efter hand skett en successiv ökning av biotit och hornblände. Grå färgtoner dominerar i bergarten, men rödgrå typer förekommer även. Såsom basiska leptiter betecknas helt eller nästan helt kalifältpatfria bergarter. Färgen hos dessa plagioklasdominanta leptiter är genomgående mörkgrå till följd av höga halter av biotit och hornblände. Kvarts är icke så rikligt representerad som i de sura leptiterna, men kalkhalten i plagioklasen är oförändrad eller har möjligen ökat något i riktning mot en basisk andesin.

Gränsen mellan basiska leptiter och metabasiter är godtyckligt vald. Den bestämmes i huvudsak av att de mörka mineralen alltmer börjar dominera bergartens totalsammansättning, varvid framför allt hornblände ökar kraftigt på biotitens bekostnad. Samtidigt minskar kvartsinnehållet. Färgen blir mörkgrå till gråsvart.

I kemiskt avseende motsvarar de olika leptiterna och metabasiterna närmast en serie av vulkaniter, där de sura, intermediära och basiska leden respektive kan jämföras med rhyolitiska, dacitiska och andesitiska utbrottsprodukter.

Huvuddelen av de i diagram 1 representerade bergarterna är så finkorniga, att beteckningen leptit kan användas i överensstämmelse med den givna definitionen. Större delen av bergarterna inom leptitområdet torde dock med avseende på korn-

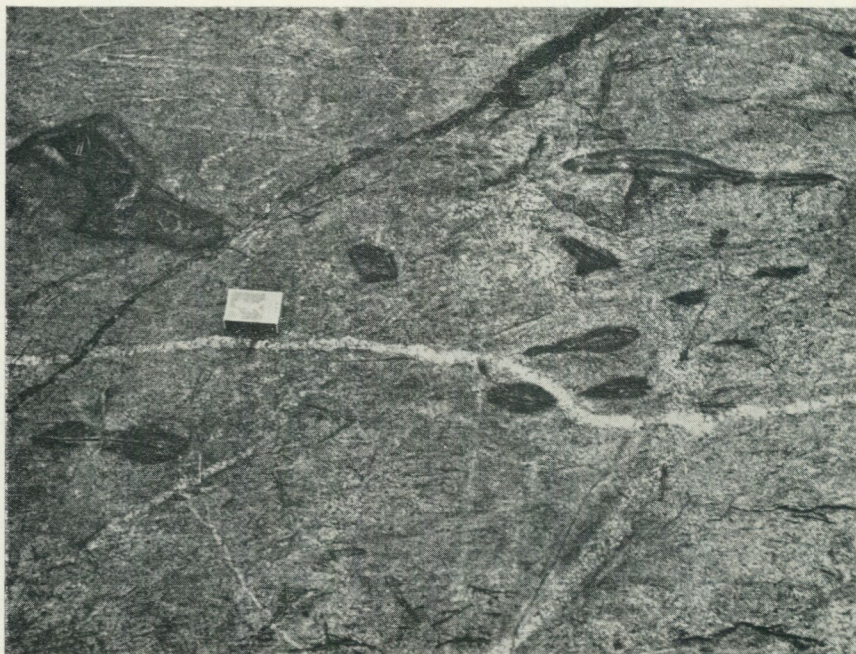


Fig. 1. Rester av en söndersliten skarnhorisont i en grå, intermediär leptitgnejs. Täljö, 3,5 km NO om Ö. Ryds k:a.

Remnants of a broken skarn layer in a gray, intermediate leptite-gneiss.

storleken närmast böra betecknas som leptitgnejsjer. De ej alltför kraftigt omvandlade leptitbergarterna och metabasiterna är till det yttre jämn- och finkorniga samt massformiga, med en granoblastisk (sockerkornig), något skiffrig omkristallisationsstruktur. Den senare framträder särskilt tydligt i vittringsytan hos de mera basiska leptitvarieteterna i form av små, parallellställda biotitflagor och hornbländestänglar. De förskiffrade och omkristalliserade metabasiterna, där hornbländet svarar för huvuddelen av stängligheten, brukar vanligen benämnas amfiboliter (jfr s. 35). Typiska exempel på sådana bergarter kan bl. a. studeras utmed Vaxholmsvägen på norra Bogesundslandet, sydväst om Säbyvik.

Grå, intermediära bergarter överväger inom leptitområdets centrala delar (se Pl. 1), medan ett betydande inslag av kalidominanta leptiter förekommer åt öster på Resarö och i området norr om Trälhavet. Åt väster ökar inslaget av basiska leptiter och metabasiter (alt. grönstenar). En tilltagande tendens till växellagring mellan led av olika surhetsgrad kan förmärkas i sistnämnda område. Detta kan särskilt väl studeras i trakten av Upp-Eke gård, c:a 1,5 km ONO om Ö. Ryds k:a.

Natronrika leptiter såsom de i Bergslagens leptitserie har ej påträffats inom kartbladet, men återfinns i leptitstråkets fortsättning såväl åt norr i Ljusterötrakten som åt öster och sydost på Runmarö.



Fig. 2. Grå, intermediär leptitgnejs, breccierad av en gråröd, halvsur gnejsgranit. Täljö, 3.5 km NO om Ö. Ryds k:a.

Gray, intermediate leptite-gneiss brecciated by grayish red, semi-acid gneiss-granite.

Endast i undantagsfall har strukturer, som möjligen kan vara primära, påträffats inom leptiterna, såsom i området norr om Gårdslöten (9 j), där strökorn av kvarts uppträder i en finkornig, röd leptitvarietet.

De finkornigaste och bäst bevarade leptiterna finns i området sydost och söder om Täljö stn (prov 6 och 33) med kornstorlek mellan 0.1 och 0.2 mm. Inom Täljö villaområde noterades vidare i ett fall små, rundade skarnbollar i leptiten (fig. 1), vilka sannolikt bildats genom sönderslitning av ett tidigare sammanhängande skarnlager.

Vid samma lokal är leptiten mycket vackert breccierad av en gråröd, intermediär till halvslalisk, smått ögonförande gnejsgranit (fig. 2). Liknande gnejsgraniter uppträder f. ö. överallt inom leptiterna, som breccierande intrusioner eller konforma lager (Pl. 1, bruna streck på gul botten).

I den skarpa veckomböjning, som leptitstråket gör i sydväst-delen av Säbyvik, kan man tydligt se, hur veckaxlarna och en med dem parallell käppstruktur och mineralstänglighet¹ inom metabasitlagren torde vara bildande vid en och samma

¹ Hornblände är särskilt ägnat att ge upphov till mineralstänglighet i bergarter. Detta mineral bildar vanligen långtprismatiska kristaller, vilka vid omkristallisation inordnar sig vinkelrätt mot den förhärskande tryckriktningen.



Fig. 3. Växellagring mellan mörkgrå, basisk och grå, intermediär leptitgnejs. Den mörka, något styvare gnejsen har brutits sönder och intruderats av den mera plastiskt reagerande, ljusa gnejsen. C:a 500 m O om Härsbackens fältspatgruva, Österåkers k:n (9 j).

Interbedded layers of basic and intermediate leptite-gneiss. Owing to a different grade of competence the latter has flowed plastically into the former.

deformationsfas (syngenetiskt). Där metabasit och surare leptit växellagrar, har också flerstådes iakttagits, hur de sprödare (mera kompetenta) metabasitbäddarna samtidigt slitits isär, varvid de angränsande, gentemot deformationen mer plastiskt reagerande leptiterna trängt in i och utfyllt de uppkomna mellanrummen (fig. 3).

De tre leden i den tidigare nämnda, av kornförgrovnig kännetecknade omkristallisationsserien från hälleflinta över leptit—leptitgnejs till granitgnejs skall nedan i korthet belysas med hjälp av mikroskoperingsdata. Processen innebär i huvudsak följande. Kvartsen samlar sig till större enhetliga fält eller långsträckta spolar i de fall, där ett riktat tektoniskt tryck varit för handen. De enskilda plagioklaskrystallerna samkristalliserar eller tillväxer individuellt, ej sällan påtagligt, som i prov 168 och 169, där en flerdubbling av ytan hos det ursprungliga individet kan noteras. Kalifältspaten samlar sig efter hand till band eller större korn under förträngning av plagioklaserna. Dessa kemiska jämviktsreaktioner i gränserna mellan kalifältspat och plagioklas ger sig ofta till känna i rikligt uppträdande sammanväxningsstrukturer mellan de båda mineralen (myrmekitbildning¹). De som slutprodukt av förgrovningsprocessen bildade granitgnejserna går i mineralogiskt, kemiskt och

¹ En karakteristisk detaljstruktur, vilken består av små, inom plagioklaskrystallerna regelbundet utsöndrade, fingerliknande kvartsfält.

strukturellt hänseende till sist ej att skilja från ordinära gnejsgraniter, bildade genom förskiffring av ursprungliga graniter (urgraniter). Det omtalade händelseförloppet benämnes granitisering *in situ* (granitbildning på platsen). *In situ*-granitisering sker lättast i bergarter, vilka från början har en med graniter nära besläktad sammansättning. Detta är i hög grad fallet med de inom leptit-hälleflintserien förekommande vulkaniterna av olika surhetsgrad, vilka vid omvandling givit upphov till granitiska bergarter av motsvarande surhetsgrad (jfr även diagrammen 1 och 4).

Det med gnejsgranitfärg (brunt) betecknade området c:a 2 km öster om Ö. Ryds k:a utgörs till betydande del av granitiserade, grå, intermediära leptiter. Detaljförloppet vid *in situ*-granitisering av leptiter kan bäst studeras på den mot norr utstickande udden 1.8 km rakt söder om Ö. Ryds k:a. Granitisering av röd leptit till sur granitgnejs kan förmodas ha ägt rum omedelbart invid Lerviks brygga (9 j) norr om Trälhavet samt dessutom bl. a. vid Österskärs friluftsbad (9 i; prov 104).

Till sist skall i korthet några ytterligare mineralogiska data för leptitbergarterna tillfogas. Kalifältspaten i de sura och intermediära leptiterna är mestadels icke pertitisk eller en svagt fintrådigt pertitisk mikroklin, vilken särskilt i grövre leptitgnejsvarieteter innehåller pertitliknande rester av ofullständigt förträngd plagioklas. I de mera basiska bergartsleden förekommer kalifältspaten som små, mellan övriga mineral infogade fält av pertitfri mikroklin. Ibland bildar mineralet också antipertit i plagioklasen. Biotiten visar följande typer av pleokroism: gröngul—svartbrun, ljusgul—mörkbrun och brungul—mörkt rödbrun. Hornbländet är av järnrik typ med kraftig pleokroism i gulgrönt—mörkgrönt. Sekundära omvandlingar såsom kloritisering av biotiten och sericitisering av plagioklasfältspaten synes vara betydligt vanligare i de sura och intermediära leptiterna än i de basiska typerna. Som sena sprickfyllnader i de förra påträffas emellanåt epidot och kalkspat. Granat finns i undantagsfall inom leptiterna, såsom i ett fall söder om korsningen mellan järnväg och landsväg norr om Täljövikens spets, där rikligt med cm-stora individ observerats.

I metabasiten prov 123 förekommer augitisk diopsid både som självständigt uppträdande, parallellt med skiffrigheten utdragna individ och som skarpt avgränsade korn inneslutna i hornbländefälten. Mineralet i fråga utgör med all säkerhet inte någon kvarvarande rest från en tidigare pyroxenförande gabbrogrönsten (se s. 32) utan är ett i samband med omkristallisationen nybildat mineral.

Sedimentgnejsjer

(Grythytte-Larsbo-Mälarserien)

Sedimentgnejserna inom kartbladsområdet (brandgult i Pl. 1) består i sitt nuvarande högomvandlade skick av ett flertal olika gnejstyper. Dessa kan med växlande grad av sannolikhet antagas ha bildats ur sediment av olika beskaffenhet, i vilka också basiska vulkaniter har ingått i underordnad mängd. Sedimentserien skulle väsentligen ha bestått av skifferar¹, gråvackor² och subgråvackor³ med ett mycket underordnat inslag av kvartsrika märglar.

¹ Finkorniga kvarts-fältspatförande sediment (eng. = shales), där c:a 1/3 utgöres av lersubstans (jfr P. D. Krynine: The megascopic study and field classification of sedimentary rocks. — Journ. Geol., 56, 1948, s. 154).

² Något grövre, snabbt hopsvämmande och föga vittrade sediment, i föreliggande fall väsentligen uppbyggda av fältspat och kvarts med ett underordnat inslag av lermaterial.

³ Med avseende på den kemiska sammansättningen i huvudsak svarande mot kvartsrika gråvackor.



Fig. 4. Typisk, småveckad granatådergnejs. Eknäs (5 h), Värmdö.
Typical small-scale folding in veined garnet gneiss (meta-argillite).

SKIFFER — GRANATÅDERGNEJSER

Gnejser av skifferursprung har den avgjort största utbredningen inom Södermanlands sedimentgnejsjer. De utgörs i sin nuvarande kraftigt omvandlade form av granatådergnejsjer. Hur dessa uppkommit, har skisserats redan i inledningskapitlet. I Stockholmstrakten förhärskar granatådergnejsjer söderut, inom kartbladen Stockholm SV och SO, samt inom södra och östra delarna av det nu aktuella kartbladet. I riktning mot norra Djurgården samt vidare åt nordväst och norr in på NV-bladet avtar granatådergnejserna successivt och ersätts av gråvackegnejser, vilka tilltar och når sin största omfattning i områdena Bro k:a—Stäket—Solna samt Danderyd—Ö. Ryd. I själva verket ligger kartbladet Stockholm NO inom en mycket komplicerad övergångszon mellan en lerbetonad sedimentation (skifferar) i bladets södra och östra delar och en mera gråvackebetonad sedimentation åt norr och nordväst.

Granatådergnejsen har i stort en mycket enhetlig prägel, och man kan inom dess centralområde följa den över stora arealer utan att några märkbara förändringar kan iakttagas. I stoff däremot är bergarten mycket oenhetlig med gråvita, grovkorniga, pegmatiska, vindlande ådror eller körtlar av övervägande kalifältspat och kvarts i en mörkt gråviolett, medelkornig, parallellförskiffrad, biotit- och plagioklasrik mellanmassa (fig. 4). Den sistnämnda innehåller växlande mängder av mörkröd almandinggranat (järnmagnesiumaluminiumsilikat), ofta i korn från ett par mm upp till en cm stora, samt i mindre omfattning små knippen av färglösa till svagt bruna, sidenglänsande sillimanitnålar (aluminiumsilikat). Förekomsten av karaktärsm mineralet cordierit (magnesiumaluminiumsilikat; granatgnejserna har

TABELL 1. SEMIKVANTITATIV MINERALFÖRDELNING I SKIFFERGNEJSER —
GRANATÅDERGNEJSER

Table 2. Semi-quantitative mineral distribution in meta-argillites — veined garnet gneisses

Lokal <i>Locality</i>	Mineralfördelning <i>Mineral distribution</i>	Bergart <i>Type of rock</i>
Västra Bogesunds- landet, SV om Frösвик.	Muskovit > biotit > kvarts > mikro- klin \approx oligoklas \approx klorit > grafit- magnetkis-sillimanit-cordierit-granat	Mörkgrå—grå skif- fergnejser, medel — finkorniga <i>Dark gray—gray meta- argillites, medium to fine grained</i>
Näsby Park (8 f).	Muskovit-sericit > biotit > kvarts > oli- goklas > klorit > grafit-sillimanit- apatit	D:o <i>Do.</i>
Myrsjön (6 i), Värmdö.	Muskovit-sericit » kvarts \approx oligoklas \approx biotit > andalusit-sillimanit-klorit- grafit-magnetkis-zirkon	D:o <i>Do.</i>
Lugnet, Gustavs- berg 91	Mikroklinpertit > biotit > oligoklas \approx kvarts > sericit-pyrit-magnetkis-grafit- granat-zirkon	D:o <i>Do.</i>
Tjällmora, 3.5 km SV Ingarö k:a.	Kvarts > mikroklinpertit > biotit > oligoklas > sillimanit-muskovit-sericit- klorit-granat-apatit-zirkon	D:o <i>Do.</i>
Eknäs (5 h), Värmdö. 90.	Mikroklinpertit ¹ > kvarts > biotit-klorit \approx oligoklas > pyrit-grafit-granat	Medel — grovkor- niga granatåder- gnejser <i>Medium to coarse- grained, veined garnet gneisses</i>
Mörtnäs (6 j), Farstalandet. 89.	Biotit > mikroklinpertit > kvarts > oligoklas > granat-klorit-sericit-silli- manit-grafit	D:o <i>Do.</i>
Kvarnsjön (5 j), Farstalandet. 88.	Mikroklinpertit ¹ > kvarts \approx biotit \approx oligoklas > muskovit-sericit > granat- sillimanit-cordierit-andalusit	D:o <i>Do.</i>
Skärsättra (6 h), Lidingö.	Mikroklinpertit > kvarts > oligoklas > muskovit-sericit \approx biotit-klorit > grafit-zirkon	D:o <i>Do.</i>
Sarvträsk (6 i), Värmdö.	Biotit > oligoklas \approx kvarts > mikroklin > sericit-muskovit > granat-andalusit- grafit-klorit-cordierit-zirkon	D:o <i>Do.</i>

¹ Slipsnittet har i de två ovannämnda fallen bevisligen råkat läggas huvudsakligen inom gnejsens ljusa, mikroklinrika fältpatådror, varför biotitskikten blivit underrepresenterade. De spektrografiska analysproven (se tabell 5) antyder i stället följande mineralfördelning: kvarts > biotit > mikroklinpertit \approx oligoklas \approx muskovit-sericit.

understundom benämns cordieritgnejs) är mycket varierande¹. I fält iakttar man mineralet särskilt lätt inom de pegmatitiska partierna i gnejsen, där det bildar små, grågröna individ, vanligen från 1—5 mm i diameter. Vidare uppträder ofta i mindre kvantiteter svavel- och magnetkis som insprängda korn, ej sällan tillsammans med grafit. Detta senare mineral förekommer vanligen i så små mängder, att det först kan urskiljas under mikroskop. Mera undantagsvis iakttages molybden-glans. En rostbrun vittringsyta är typisk för bergarten och har uppkommit genom oxidation av de i gnejsen ingående kismineralen. Särskilt kraftig har rostvittringen varit, där grafit finns närvarande. Genom en djupgående lokal vittring av zoner rikare på glimmer, grafit och kis blir berget emellanåt löst och får samtidigt en gulaktig färgton. Den huvudsakliga mineralsammansättningen hos skiffergnejserna framgår av tab. 1.

De mörkgrå, vanligen glimmerdominerade skiffergnejserna överst i tabellen representerar de bäst bevarade leden, medan i de grova granatådergnejserna en mera framträdande omvandling (fältspatisering) ägt rum.

Gemensam för de tio mikroskoperade skiffergnejserna i tab. 1 är dominansen av kali över natron. Kali ingår i mikroklinen och glimrarna, medan natron huvudsakligen är knutet till oligoklasen. Den ständiga närvaron av biotit och/eller cordierit i betydande kvantiteter jämte granat (almandin) svarar för de ofta höga halterna av järn och magnesium. Vidare är den totala glimmerhalten hög, vilket avspeglar den höga halt av vatten, som åtföljer lerrika sediment. De ofta förekommande aluminiumrika mineralen almandin, cordierit, sillimanit och andalusit (aluminiumsilikat) är ett uttryck för det aluminiumöverskott, som är karaktäristiskt för ursprungliga vittringssediment. Kalkhalten är låg och väsentligen knuten till anortitmolekylen i oligoklasen.

Ett medeltal av inalles tretton kemiska analyser av granatådergnejs från Stockholmsområdet (se tab. 3 i G. Stålhös: SGU, C 587, 1962, s. 40) jämföres i tabell 2 med medeltalet av tvenne, föga omvandlade, grå lerskiffer från Grythyttfältet i Bergslagen. De sistnämnda är sannolikt likåldriga med granatgnejserna och torde i huvudsak motsvara den ursprungliga sammansättningen hos dessa (se a. a., 1962, s. 39 ff.). Jämförelsen visar, dels att granatgnejsen väsentligen har en sammansättning motsvarande en lerskiffer och dels att omvandlingen från lerskiffer till granatgnejs i stort inneburit ett tillskott av Si och Ca och en borttransport av H₂O, Al och Mg. Av tabell 2 framgår vidare, att det atomära förhållandet $K > Mg > Na > Ca$, som är karaktäristiskt för lerskiffer², också gäller för granatgnejserna. Vidare kan man förmoda, att en avsevärd anrikning av kalium skett lokalt inom granatgnejserna, vilket analyserna 88—91 i tabell 5 tyder på. Dessa innehåller nämligen samtliga kalihalter, som betydligt överskrider medelhalten för de lågomvandlade lerskifferna (jfr tab. 2). Denna extrema kalianrikning kan dels ha skett primärt i

¹ Inom kartbladsområdet uppgår halten av cordierit till några få vol.-% i de hittills undersökta skiffergnejserna (jfr tab. 1). Inom kartbladen Stockholm NV, SV och SO innehåller däremot många av de mikroskoperade skiffergnejserna mellan 10 och 20 vol.-% av mineralet.

² De i havsvattnet förekommande positiva metalljonerna adsorberas och/eller absorberas i växlande utsträckning av de suspenderade, finfördelade lerpartiklarna. Särskilt lätt absorberas kalium och magnesium. Höga halter av dessa element är därför utmärkande för lersediment.

TABELL 2. JÄMFÖRELSE MELLAN DEN KEMISKA MEDELSAMMANSÄTTNINGEN AV 13 GRANATÅDERGNEJSER FRÅN SÖDERMANLAND OCH MOTSVARANDE FÖR 2 LERSKIFFRAR FRÅN GRYTHYTTEFÄLTET I BERGSLAGEN

Comparison between the chemical mean composition of 13 veined garnet gneisses from Södermanland with that of 2 analyses of argillites from the Grythyttan area, Bergslagen

Medelvärde (mean value)		SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃ + FeO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	H ₂ O	Atomprop. Atomic prop.
Omvandling Transformation ↑	Granatådergnejsjer <i>Veined garnet gneisses</i>	63.84	0.59	17.27	7.33	2.52	0.81	1.36	4.49	1.55	K > Mg > Na > > Ca
	Lerskiffrar <i>Argillites</i>	57.35	0.67	21.24	7.35	2.69	0.26	1.32	4.45	4.38	K > Mg > Na > > Ca
	Diff.:	+ 6.49	- 0.08	- 3.97	- 0.02	- 0.17	+ 0.55	+ 0.04	+ 0.04	- 2.83	

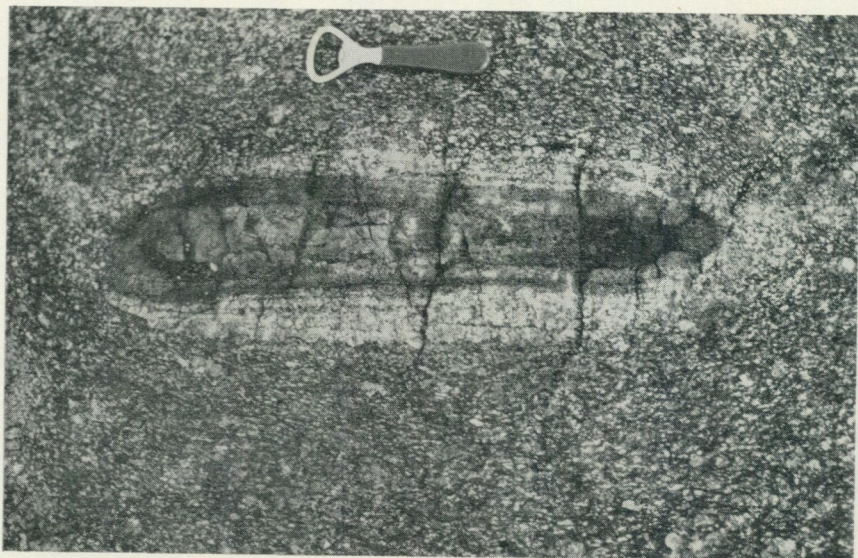


Fig. 5. Brottstycke av ljus, skarnförande kvartsit inneslutet i ögonförande, granitiserad och mobiliserad skiffergnejs. Kärrtorp (5 g), Stockholm. — Foto P. H. Lundegårdh.
Fragment of light meta-arenite in porphyritic granite, the latter interpreted as granitized and mobilized meta-argillite.

de okonsoliderade sedimenten, dels vara ett resultat av interna omflyttningar av kalium under regionalomvandlingen. Om hänsyn toges till såväl analysmedelvärdena för skiffer- och granatgnejserna i tabell 2 som de enskilda analysvärdena för nr 88—91 i tabell 5, synes omvandlingen från lerskiffer till granatgnejs ha krävt blott en mycket ringa natriumtillförsel.

I vissa zoner synes dock en mera påtaglig granitisering inom skiffergnejserna ha ägt rum, vilken i första hand inneburit ett tillskott av kiselsyra och natron och en motsvarande borttransport av aluminium, järn och magnesium. Tre analyser av sådana granitiserade skiffergnejsjer från Kärrtorp (5 g) återges i tab. 5. Här har mindre partier av skiffergnejserna omvandlats till massformiga, ögonförande bergarter med granitisk prägel, vilka emellanåt t. o. m. varit så plastiska, att de brecierat den omgivande berggrunden (fig. 5), något som också påvisats i Enskedetrakten (se Pl. I, röda punkter på brandgult). I de flesta varieteterna utgöres ögonen av plagioklas (såsom ovan), men ibland tillkommer också kalifältspatögon. Det förhållandet, att även gnejsgranitbrottstycken påträffas inom de nu skildrade bergarterna, visar, att de sistnämnda blivit plastiska först i sensvekofennisk tid och sålunda till åldern kan jämföras med de yngre graniterna. Alla övergångar finns mellan granatådergnejserna och de kraftigt fältspatiserade, ögonförande typerna, varför avgränsningen dessa led sinsemellan blir tämligen godtycklig. En mera utförlig beskrivning av de fältspatiserade skiffergnejserna ges i SGU, C 587, 1962, s. 103—105.



Fig. 6. Växellagring mellan ljus, skarnförande kvartsit och mörk subgråvackegnejs (plagioklaskvartsit) i »Årstaformationen». Björkhagens stn (5 g), Stockholm.

Interbedded layers of light and dark meta-arenite in the "Årsta formation".

SUBGRÅVACKEGNEJSER

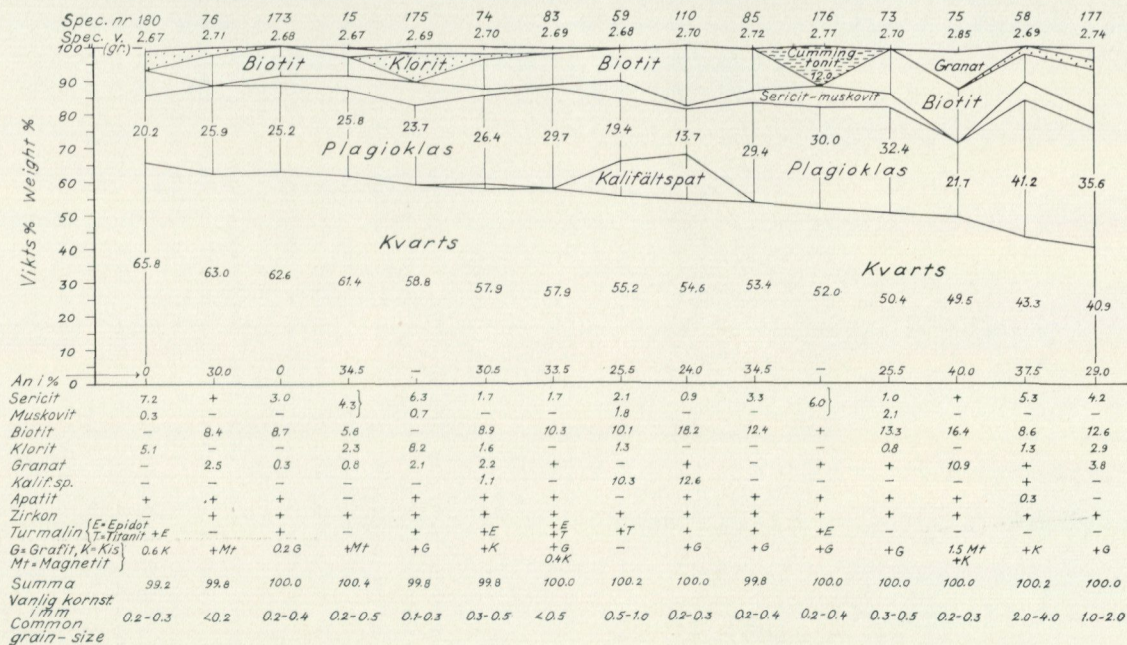
Subgråvackegnejserna uppträder dels som dm- till halvmeterbredda bankar, mer eller mindre regelbundet inlagrade i skiffergnejserna och dels i växlande kvantiteter tillsammans med gråvackegnejserna i norr (se Pl. 1, svarta streck på brandgul boten). Mäktigast är subgråvackegnejserna inom Årsta—Johanneshovsområdet (c:a 50—100 m), där de växellagrar med ljusa, skarnförande kvartsiter (se nästa kap.) och finkorniga grönstenar, de senare sannolikt av ytbergartsursprung. Nämnade led tillsammans har tidigare benämnts »Årstaformationen» (se fig. 6 och a. a., s. 55 ff.). De i äldre arbeten ofta omnämnda, skiv- eller bankformade inneslutningarna av finkorniga, »leptitiska» bergarter i Stockholmsområdets sedimentgnejs ser synes praktiskt taget uteslutande bestå av sönderslitna och boudinerade partier av bergartsled liknande dem, vilka ingår i nämnda formation.

Variationerna i mineralogisk sammansättning och kornstorlek hos subgråvackegnejserna framgår av diagram 2. Exempen är hämtade dels ur sammanhängande bankar eller ur större partier, vilka övervägande uppbygges av ifrågavarande bergart (Årstaområdet), dels ur lager och/eller skivformade brottstycken inom gråvacke- och skiffergnejserna.

Bergarten är mycket jämn- och finkornig med mörk, gråblå färg och kvartsitisk prägel, vilken sistnämnda bl. a. framgår av de mussliga brottytor, som uppstår vid slag, samt en fettartad glans, betingad av det rikliga kvartsinnhållet. Färgen blir

DIAGRAM 2. VARIATIONEN I MINERALSAMMANSÄTTNINGEN HOS MÖRKA, SUBGRÅVACKEGNEJSER INOM STOCKHOLMSOMRÅDET

Variation of the mineralogical composition of dark, meta-arenitic subgraywackes from the Stockholm area



180. Gråbrun, finkornig, 3 km VSV om Ingarö k:a.
Grayish brown, fine-grained.
76. Gråblå, finkornig, 500 m S om Johanneshovs isstadion, Stockholm.
Grayish blue, fine-grained.
173. Grå, finkornig, Tistelholmen, Stora Värtan, Ö. Ryds s:n.
Gray, fine-grained.
15. Gråblå, finkornig, Hällsund, 2 km SV om Ö. Ryds k:a.
Grayish blue, fine-grained.
175. Grå, finkornig, udden 1 km SSO om Ö. Ryds k:a.
Gray, fine-grained.
74. Gråblå, finkornig, Slakthuset, Enskede, Stockholm.
Grayish blue, fine-grained.
83. Gråblå, finkornig, skola 1 km OSO om Skurusundsbron, Björknäs (6 h), Värmdö.
Grayish blue, fine-grained.
59. Mörkgrå, medel—finkornig, Norrtäljevägen vid Lahäll (8 f), Täby k:n.
Dark gray, medium—fine-grained.
110. Mörkgrå, finkornig, udden SV om Forsvik, 2.5 km SV om Ingarö k:a.
Dark gray, fine-grained.
85. Grå, finkornig, sundet mellan Dammsjön och Lundsjön, SV om Neglinge (5 i), Saltsjöbaden.
Gray, fine-grained.
176. Grå, finkornig, Norra Idskär, S om Tynningö, Vaxholm.
Gray, fine-grained.
73. Gråblå, finkornig, Neglinge, Saltsjöbaden.
Grayish blue, fine-grained.
75. Gråblå, finkornig, Hellasgården, Nacka.
Grayish blue, fine-grained.
58. Grå, medelkornig, 1 km N om Danderyds k:a.
Gray, medium-grained.
177. Gråblå, medelkornig, Södra Idskär, S om Tynningö, Vaxholm.
Grayish blue, medium-grained.

ibland något gråare men bibehåller vanligen en svag ton i blått. Kornstorleken ligger mestadels inom intervallet 0.2—0.4 mm, och strukturen är granoblastisk (sockerkornig). Icke omkristalliserade mineral Korn synes finnas bevarade blott av de accessoriska mineralen turmalin, titanit och zirkon, där en vacker rundning möjligen antyder de ursprungliga mineral Kornens konturer.

Det sparsamma inslaget av kalifältspat bör särskilt observeras i diagram 2. Detta innebär en dominans av natrium över kalium i bergarten. Samma förhållande framkommer ur de kemiska analyserna i tabell 5, s. 75 och tabell 6. Typisk för bergarten är en hög halt av SiO_2 samt relativt höga Na_2O - och CaO -värden jämfört med K_2O . Den inbördes fördelningen mellan de olika elementen (atom-%) är vanligen $\text{Na} > \text{Ca} > \text{Mg} > \text{K}$ och står sålunda i skarp kontrast till förhållandena i skiffergnejserna (se s. 22). Det har kunnat visas (a. a., s. 63 ff.), att ovanstående uppdelning av sedimenten med utgångspunkt från deras kemiska sammansättning också kan ske i de lågomvandlade och till åldern sannolikt relativt jämförbara sedimenten på östra Utö, där växellagring förekommer mellan subgrävackor och skifferar. Detta tyder på att den kraftiga sensvekofenniska regionalomvandlingen långtifrån helt förmått utplåna de ursprungliga karaktärsdragen hos sedimenten inom kartbladsområdet. Särskilt väl verkar de kvartsrika subgrävackorna och de i följande kapitel beskrivna, kvartsrika bergarterna av ursprungligen märgelsammansättning ha motstått omvandlingarna.

Ljusa bergarter, som ursprungligen synes ha utgjort kvartsrika märglar, påträffas företrädesvis i sedimentgnejserna inom Nackaveckbågen och i mindre utsträckning på södra Bogesundslandet (7 h). Vidare finner man dem som sporadiska inlagringar i skiffergnejserna i söder utanför bladområdet («Kv» på brandgul botten i Pl. 1). De bildar skivformade bankar eller brottstycken, vilka i tjocklek växlar från några upp till ett tiotal cm.

I sin nuvarande omvandlade form är bergarten närmast en skarnförande kvartsit, som huvudsakligen uppbygges av kvarts och kalkförande skarnmineral (diagram 3). Allt efter proportionerna mellan de ingående mineralen växlar färgen från ljusgrå till grå, gröngrå och rosagrå. Struktur och kornstorlek är desamma som i de mörka subgråvackegnejserna. Liksom i dessa är eventuellt ursprungliga kornformer företräda hos småmineralen, främst titanit och zirkon. Diagram 3 visar, att epidotklorozoisit dominerar bland de kalkrika mineralen, följda av bytownit (Ca-rik plagioklas), grossular (Ca-Al-granat) och diopsid (Ca-rik pyroxen) i nämnd ordning.

Den kemiska sammansättningen hos bergarten framgår av tabell 5 (generalprov). En jämförelse med generalprovet för subgråvackegnejserna (tabell 5, kolumn 1 och 2) visar, att halterna av Si, Al och H₂O är ungefär lika i båda fallen. Däremot förekommer Na och K i nämnd ordning rikligare i subgråvackegnejserna, medan Ca kraftigt dominerar i den ljusa, skarnförande kvartsiten.

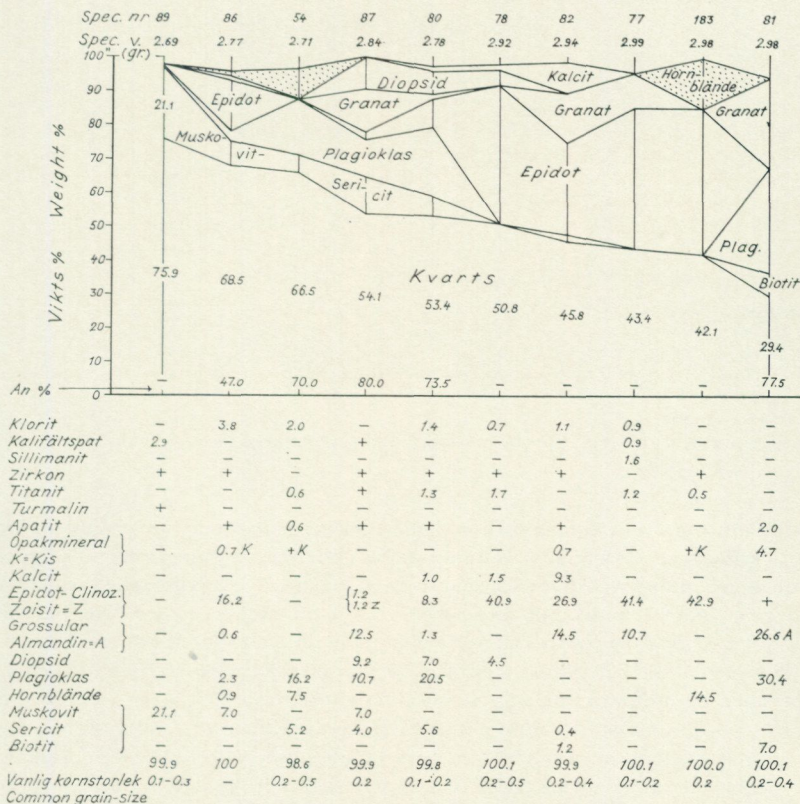
GRÅVACKEGNEJSER

Gnejs, som ursprungligen sannolikt haft gråvackesammansättning (svarta prickar på brandgul botten), dominerar i kartans norra och västra delar samt i ett mindre stråk söder om Nackaveckbågen i riktning mot Saltsjöbaden. Det är mycket svårt att bedöma hur stor del av nämnda gnejs som är av den tidigare omtalade kvartsrikare typen (subgråvackegnejs) och hur stor del som motsvarar nedan omtalade gråvackegnejs. Båda gnejs typerna har nämligen ett likartat utseende och visar successiva övergångar sinsemellan. Såsom ett typexempel på bättre bevarade gråvackegnejs (huvudsakligen företrädda inom kartbladet Stockholm NV) kan de två första planimetriska analyserna i tab. 3 anföras (vol.-%). Gnejsen är mestadels en grå till mörkgrå, finkornig (< 0.5 mm), tydligt bandad och måttligt glimmerförande kvarts-fältspatbergart (fig. 7), vanligen med en varierande, ofta svag, övervikt av natrium över kalium (båda uttryckta i atomprocent). Av naturliga skäl finns inget principiellt hinder för att kalium¹ vid skilda tillfällen dominerar över natrium inom gråvackegnejserna med hänsyn till definitionen på de senare (se fotnot s. 19 och analysen från Lidingö i tab. 3 med en hög kalifältspathalt och en kornstorlek \approx 1 mm). Bergarter av sistnämnda slag står till sin sammansättning mycket nära de yngre graniterna. Den kemiska sammansättningen av sådana gråvackegnejs framgår av analyserna 1 e—6 e i tabell 5. Det är sannolikt, att ett visst

¹ Förhållandet Na/K bestäms av flera faktorer såsom kvoten Na/K hos den ursprungliga bergarten, som givit upphov till gråvackesedimentet, den olika graden av beständighet gentemot vittring hos kali- resp. natronfältspat samt av eventuellt sekundärt tillfört Na och K i olika proportioner.

DIAGRAM 3. VARIATIONEN I MINERALSÄMMANSÄTTNINGEN HOS STOCKHÖLMS-
OMRÅDETS LJUSA SKARNFÖRÄNDE KVARTSITER

Variation of the mineralogical composition in light meta-arenites from the Stockholm area



89. Gråvit, finkornig, undervattensgrund utanför Nationalmuseum, Stockholm.
Grayish white, fine-grained.
86. Grå, d:o, 350 m VSV om V-ändan av sjön Trekanten, Gröndal, Stockholm.
Gray, do.
54. Grå, d:o, 1.5 km V om Knävikens, södra Bogesundslandet.
Gray, do.
87. Gröngrå, d:o, 300 m OSO om Johanneshovs isstadion, Stockholm.
Greenish gray, do.
80. Gröngrå, d:o, 250 m S om Årsta centrum, Stockholm.
Greenish gray, do.
78. Grå, d:o, 250 m ONO om Johanneshovs isstadion.
Gray, do.
82. Rosa grå, d:o, 250 m S om Årsta centrum.
Pinkish gray, do.
77. Gråvit, d:o, stranden 500 m O om Saltsjö-Duvnäs hpl. (5 h), Nacka.
Grayish white, do.

TABELL 3. MINERALSAMMANSÄTTNINGEN AV GRÅVACKEGNEJSER FRÅN STOCKHOLMSOMRÅDET (VOL-%)

Mineral composition of graywacke-gneisses in the Stockholm area (vol-% by vol.)

	Kvarts	Plagio- klas ¹	Kalifält- spat	Biotit	Klorit	Musko- vit
Backebo, V om Bro k:a, Stock- holm NV	36.5	34.5	16.5	7.5	5.0	—
Tibble, Stockholms Näs, Stock- holm NV	42.0	25.5	18.5	1.5	12.0	0.5
Bosön, 750 m O om idrottspl., Lidingö	32.5	28.5	25.5	13.0	0.5	—

Accessoriskt tillkommer något zirkon, apatit och turmalin.

¹ Inklusive sericit.

183. Gröngrå, d:o, 600 m VSV om Johanneshovs isstadion. (Brottstycke i basisk gnejs-granit.)

Greenish gray, do.

81. Rosa grå, d:o, 1 km SO om spårväghallarna, Johanneshov, Stockholm.

Pinkish gray, do.

kalitillskott utifrån i förening med en koncentration i växlande omfattning av inom gråvackegnejserna tillgängligt kalium, skapat goda förutsättningar för uppkomsten av de yngre graniterna. Gråvackegnejserna är nämligen överallt rikligt associerade med grå, yngre graniter och pegmatiter och sammanfaller utbredningsmässigt i stort sett med dessa (se västra och norra delarna av Pl. 1). Inom de grå gnejsmassorna förekommer också betydande mängder av glimmerrikare skiffergnejs-horisonter. I likhet med de ordinära gråvackegnejserna är dock dessa i sin helhet betydligt fatigare på eller saknar de aluminiumrika mineral (sillimanit, andalusit, cordierit och granat), vilka utmärker skiffergnejserna längre mot söder. De yngre graniterna och pegmatiterna visar mestadels skarpt överskärande kontakter mot gnejserna, men även successiva övergångar till dessa finns, t. ex. i en vägsärning c:a 1 km S om Roslags-Näsby stn (8f) vid motorvägen till Norrtälje, där en grå gnejs med parallellställda glimmermineral uppåt övergår i en grå granit. På liknande sätt finns också övergångar från graniterna och gnejserna till pegmatitgraniter — pegmatitgnejs och, slutligen, mera enhetliga, ofta stora pegmatitmassiv.

BASISKA INLAGRINGAR I SEDIMENTGNEJSERNA

Basiska bergarter av sannolikt vulkaniskt ursprung finner man ej sällan som små, på kartorna ej utskiljbara inlagringar av växlande tjocklek i sedimentgnejserna inte minst inom subgråvacke- och gråvackeleden, t. ex. på Bogesundslandet (överbetäckning av gröna streck i Pl. 1). De mest omfattande förekomsterna ligger i trakten av Årsta och Johanneshov. Grönstenarnas struktur här är mestadels finkornig, granoblastisk (sockerkornig). En viss kristallisationsskiffrighet med nålformigt utdragna



Fig. 7. Grå, finkornig gnejs, sannolikt av gråvackeursprung. En något växlande biotithalt ger upphov till ljusare och mörkare skikt. C:a 0.5 km öster om Stockholms-Näs k:a, kartbladet Stockholm NV.

Gray, fine-grained gneiss considered as a metagraywacke. Light and dark layers only depend on different contents of biotite.

hornbländekristaller ger ofta bergarten en amfibolitisk prägel (se härom s. 35). Den mineralogiska sammansättningen är approximativt följande: plagioklas \cong hornblände $>$ biotit $>$ kvarts. Plagioklasen är mycket kalkrik (70—80 % An) och hornbländet ofta av en cummingtonitisk typ (färglöst, delvis Mg-rikt hornblände). Hornbländet ersättes emellanåt av hypersten (Mg—Fe-pyroxen). Härtill kommer en betydande halt av rödbrun biotit och kvarts. Accessoriskt uppträder rikligt med malmkorn och apatit. Sericit och klorit i nämnd ordning utgör sekundära omvandlingsmineral. Den kemiska sammansättningen av en grönsten från Johanneshov framgår av tabell 5. Bergarten är rik på Al och Ca, medan halterna av alkali och Si är förhållandevis låga. I de fall, där färglöst, cummingtonitiskt hornblände eller hypersten ersätter vanligt, grönt hornblände, måste den övervägande delen av Al och Ca vara bunden inom plagioklasen, vilket förklarar dess så ofta höga anortit-

innehåll. Nämnade kemiska data i förening med spårelementanalysen nr 11130, tabell 7, ger f. ö. inga säkra antydningar om grönstensens ursprung. Det lagerformade uppträdandet av bergarten i förening med dess finkornighet tyder mest på en ursprunglig ytgrönsten. En skrovlig vittringsyta hos vissa av grönstenarna kring Johanneshov, som ger dessa ett skenbart slaggartat utseende, är helt sekundär och bildad av upp till cm-stora hornbländeporfyroblaster, vilka framstår i relief mot och innesluter stora partier av den omgivande bergartsmassan. En del djupgrönstenar torde också finnas i nämnda område. På detta tyder uppträdandet av tidiga differentiat ur grönstenssmältor, s. k. skillerstenar (se s. 33). Vidare har ett par fall noterats där medelkorniga grönstenar genomsätter finkorniga sannolika ytgrönstenar. Den magma, som i veckningens tidiga skede bildade ytgrönstenar, torde i ett senare skede av veckningen ha intruderat och kristalliserat på större djup. En mera påtaglig ytbergartskaraktär har en plagioklasporfyrit, som i ett fall påträffats som ett lager i sedimentgnejsen vid Kostervägen i Baggeby på Lidingö. Bergarten utgöres av en finkornig amfibolit med rikligt inströdda, rektangulära plagioklasströkorn.

De tunna grönstenshorisonterna f. ö. inom sedimentgnejserna är dels likartade med dem, vilka ovan beskrivits från Johanneshovstrakten dels sådana där det färglösa, cummingtonitiska hornbländet helt ersätts med vanligt grönt hornblände. I de senare brukar den kalkrika plagioklasen (se ovan) vara utbytt mot en mera ordinär sådan ($An \simeq 50\%$). Grönstenslager bestående av ungefär lika delar kvarts, plagioklas och biotit är också vanliga. Hornblände saknas mestadels i dessa led och plagioklasens sammansättning varierar mellan andesin och bytownit.

Djupbergarter

ÄLDRE DJUPGRÖNSTENAR

Som tidigare framhållits (s. 10), bildades sannolikt de äldre djupgrönstenarna ur basiska silikat-smältor från den fasta jordskorpan underlag (siman), vilket till följd av den begynnande svekofenniska veckningen pressades uppåt. Den på stort djup försiggående, långsamma stelningen av nämnda smältor åstadkom den för djupbergarter karakteristiska medelkornigheten (se fotnot s. 10). Samtidigt uppdelades smältornas innehåll vid kristallisationen ibland på så sätt, att de tidigast kristalliserande mineralen¹: olivin, pyroxen och kalkrik plagioklas¹ åtskildes. Genom sin höga specifika vikt i förhållande till den omgivande smältan rörde sig kristallerna av olivin och pyroxen i riktning nedåt, medan det motsatta blev fallet för den relativt lättare kalkrika plagioklasen. På så sätt koncentrerades de enskilda mineralen inom smältan i vissa extrema fall till monomineraliska bergarter² som olivinstenar, pyroxeniter och anortositer (uppbyggda av kalkrik plagioklas). I föreliggande fall har varken anortositer eller olivinstenar iakttagits, men däremot pyroxeniter. Den

¹ Mineralen med den högsta smältpunkten utkristalliserar först vid avsvälning. De tidigast utskilda, mörka silikatmineralen (olivin, pyroxen) utmärkes av en hög magnesiumhalt och låg järnhalt. I senare kristalliserade oliviner och pyroxener ökar järn successivt i förhållande till magnesium.

Den kalciumrika plagioklasen har den högsta smältpunkten av fältspaterna. Senare kristalliserad plagioklas blir alltmera kalciumfattig och i motsvarande grad rik på natrium.

² Bergarter, vilka huvudsakligen uppbygges av ett enda mineral.

återstående och dominerande delen av smältan stelnade till gabbro och diorit. I samband med omvandlingsprocesser under närvaro av vatten övergår ofta pyroxen-mineral till hornbländen. Detta har i karteringsområdet främst varit fallet inom de äldre djupgrönstenarna. På grund härav har de pyroxenitiska bergarterna nästan genomgående övergått till s. k. hornbländiter. Endast små rester av pyroxen återfinnes emellanåt i hornbländekristallerna.

Hornbländiterna är svarta eller rostbruna, vanligen grovkorniga, massformiga bergarter, som i mindre partier och klumpar (från dm-storlek till tiotals m) påträffas i form av skarpt avgränsade inneslutningar i gabbrogrönstenarna. Ljusreflexerna i de enhetligt orienterade kristallytorna hos de enskilda hornbländeindividen (ofta 1—3 cm stora) ger upphov till en skillrande glans hos bergarten (gäller även för pyroxenen i pyroxeniterna), som därför brukar benämnas skillersten. Skillerstenar har iakttagits vid ett stort antal lokaler inom kartbladet (Sk i Pl. 1). Den sannolikt största förekomsten ligger mitt i gabbromassivet söder om Täljö (9 h). Särskilt lätta att återfinna är skillerstenarna på sydligaste Lidingö, på udden sydost om Bogesunds slott (7 i) och på nordligaste udden 2.5 km sydväst om Ö. Ryds k:a.

Mellan 85 och 95 vol.-% av de med mikroskop undersökta skillerstenarna består av hornblände. Detta mineral är här i de flesta fall av ordinär typ med pleokroism i blekgröna färger. Rikligt med små malmkorn förekommer inom hornbländet, inte minst som små stavar utmed spaltytorna i kristallerna. Övriga mineral är med avtagande frekvens bytownit (= kalkrik plagioklas), biotit och pyroxen. Som små-mineral uppträder oxidisk malm, kis, titanit och apatit. De större hornbländekristallerna innesluter eller omges av småkorniga partier med samma slags hornblände jämte plagioklas och pyroxen (augit). Endast i ett fall har pyroxen noterats i större kvantiteter (c:a 10 vol.-%), nämligen inom skillerstenarna i grönstensmassivet 250 m söder om Gustavsbergs idrottsplats (5 j). Hornbländet är här tydligt sekundärt efter pyroxen, men visar en tämligen ovanlig pleokroism varierande från svagt gulbrunt till gulbrunt. Ett annat färglöst, magnesiumrikt hornblände, antofyllit, förekommer till c:a 30 vol.-% inom skillerstenen i massivet söder om Täljö. I tabell 7, nr 11132, återfinnes en spårelementanalys utförd på en skillersten från Årsta centrum. Det är framför allt en hög kromhalt, kännetecknande för tidiga magmadifferentiat, som i detta fall skiljer bergarten från de ordinära gabbrogrönstenarna (jfr analys 11131 i samma tabell).

Då plagioklasen ökar i mängd på bekostnad av hornbländet, sker successivt en övergång från skillerstenar till gabbror. De sistnämnda är vanligen medelkorniga, mörkgrå eller svarta bergarter med massformig struktur och uppbygges normalt av följande komponenter med i stort sett avtagande frekvens: plagioklas, pyroxen — hornblände och biotit. Härtill kommer oxidmalm, apatit, titanit, svavelkis och flera andra småmineral. Genom kraftig omvandling har i de äldre djupgrönstenarna den för gabbror karakteristiska pyroxenen inom kartbladsområdet med få undantag ersatts av ett hornblände, som vanligen är pleokroitiskt i blekgröna nyanser. I de sålunda uppkomna hornbländegabbroarna är plagioklasen, en labrador, mestadels sericitomvandlad och biotiten delvis kloritiserad. Förstnämnda mineral bildar stora, tavelformade individ, kring vilka de övriga mineralen grupperar sig. Emellanåt har plagioklasen färgats röd genom att dess omvandlingsprodukter infiltrerats av järnhydrationer. Bergarten blir härvid röd- och svartspräcklig till utseendet. Detta är bl. a.

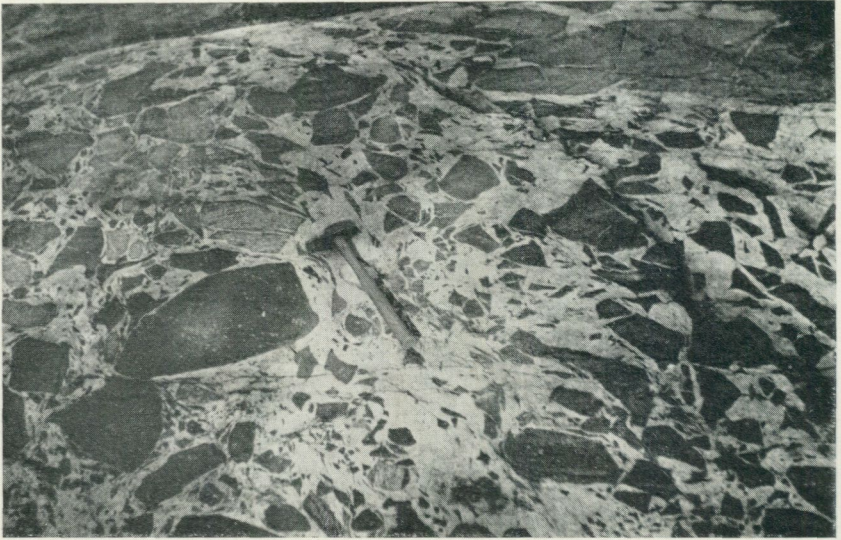


Fig. 8. Röd, sur gnejsgranit, som breccierar gabbro och hornbländit (ljusare respektive mörkare brottstycken). Oranjeholmens norra del, S om Lerviks fältspatgruva (8 j), Österåkers k:n.

Gabbro (light inclusions) and hornblendite (dark inclusions) brecciated by red, acid gneiss-granite.

fallet inom vissa delar av massivet söder om Åkersberga och inom Valsjömassivet (9 ij) OSO därom. I det sistnämnda förekommer lokalt gabbror i ordets egentliga bemärkelse, där pyroxen (augit) dominerar över hornblände. Augiten bildar ibland zonarbyggda, välutbildade kristaller och är sannolikt det först bildade mineralet. Omvandlingen i bergarten är för övrigt minst lika framträdande som i nyss beskrivna hornbländegabbror. Detta antydes också av en långt gången avkalkning inom plagioklasen, vars anortitinnhåll är förvånansvärt lågt (andesin med c:a 30—40 % av anortitmolekylen). Valsjömassivets gabbro hör till de äldre djupgrönstenarna. Detta framgår av att de till urgraniterna hörande kvartssyeniterna (Åkersbergasyeniten) breccierar gabbbron på flera ställen, bl. a. på udden 1.5 km OSO om Margretelunds slott, sydost om Åkersberga (jfr N. Sundius: SGU, Ba 13, 1948, s. 33 ff.).

Lokaler, där gnejsgraniter breccierar djupgrönstenarna, är ej ovanliga. Särskilt kan man se surare gnejsgraniter eller mobilisat ur dessa, som tydligt genomsätter gabbror och dioritbergarter. Exempel på detta finns inom de av sura gnejsgraniter omgivna grönstenarna på Resarö eller på Oranjeholmen (fig. 8), sydväst om St. Älgö (8 j). En bandartad uppdelning av gabbron i ljusa, plagioklasrika skikt och mörka hornbländeskikt (banddifferentiation) förekommer i nordvästra delen av gabbromassivet i Täljö. Skarpt avgränsade skillerstensbrottstycken har iakttagits inom de bandade partierna, vilket antyder, att banddifferentiationen betecknar

ett förhållandevis sent skede i den basiska smältans differentiation. Vid en närliggande lokal förefaller den inträngande smältan att ha blivit snabbt avkyld invid gränsen mot omgivande leptit. En finkornig, massformig gabbro uppträder nämligen här, vars kalkrika plagioklas (bytownit) antyder en tidig stelning. Huvuddelen av djupgrönstenarna inom kartbladet torde utgöras av hornbländegabbror, men dioriter ingår också i betydande mängd, särskilt i de mindre massiven.

Genom en minskning av plagioklasens kalkhalt (från labrador till andesin) övergår gabbbron successivt till diorit. Dioriten är vanligen medelkornig och något ljusare till färgen än gabbbron, beroende på ett ökat inslag av ljusare mineralbeståndsdelar, företrädesvis plagioklas. Kvarts tillkommer i små kvantiteter, och biotithalten ökar på hornbländets bekostnad. Detta mineral är ofta av en järnrik typ med pleokroism i kraftigt gröna färger. Hornbländet i dioriterna torde i stor utsträckning vara en primär mineralkomponent och inte nödvändigtvis sekundär efter pyroxen, som faller är i gabbroerna. Kontrasten mellan den ljusa fältspaten och de mörka mineralen ger bergarten ett svart-vitspräckligt utseende. Den för skillerstenarna och gabbroerna karakteristiska massformiga strukturen är mindre framträdande inom dioriterna. Ju närmare man kommer surare bergartsled, desto mer har motståndskraften minskat gentemot det riktade tryck, som uppkommit under veckningen. Dioriterna övergår ofta utan gräns i de till urgraniterna anslutna kvartsdioriterna. Ett exempel härpå utgör det stora grönstensmassivet sydost om Ingarö k:a. Detta består i sin norra del, inom ett litet område kring Brunn (1—1.5 km SO om kyrkan), av hornbländegabbro. Denna övergår ganska snart i diorit, som i sin tur knappast går att avgränsa från den omgivande kvartsdioritiska gnejsgraniten. Massivets gränser har av detta skäl blivit något godtyckliga. Övervägande dioritisk karaktär har också de långsträckta och delvis uppspjälkade grönstensstråken norr om Ingarö k:a och nordost till öster om Gustavsberg. Dessa dioriter bör närmast betecknas som glimmerdioriter. Ett prov från Betsede, öster om Gustavsberg, visar sammansättningen plagioklas > biotit > granat och kvarts. Sekundäromvandlingen är ytterst kraftig och har nästan helt överfört plagioklasen till gryniga aggregat av sericit-muskovit, medan biotiten mestadels är kloritomvandlad. Granat, som ibland finns i glimmerdioriterna, bildar lokalt cm-stora, oregelbundna individ, som inneslutar rikligt med kvarts.

I berget öster om Bosöns idrottsplats (7 gh) på Lidingö förekommer en extremt grovkornig diorit, lokalt bestående av upp till sju cm långa, divergentstråligt anordnade hornbländekrystaller inbäddade i en ljus plagioklas.

Den ursprungliga strukturen hos djupgrönstenarna har emellanåt utplånats genom en kraftig förskifring och en efterföljande, fullständig omkristallisation. De resulterande bergarterna kallas amfiboliter. Dessa består väsentligen av hornblände och plagioklas (sammansättning från labrador till oligoklas) i växlande proportioner med ett underordnat inslag av biotit och kvarts. Amfiboliterna är vanligen mörkgrå till svarta, finkorniga, skiffriga bergarter, som ofta är lätt igenkännbara genom sina parallellställda, nålformigt utbildade hornbländekrystaller. Särskilt inom de mindre djupgrönstensmassiven förekommer amfibolitiska bergarter, liksom också i randzonerna till de större massiven, där förskifringen gjort sig mest märkbar. Mer eller mindre utpräglad, amfibolitisk struktur har även huvuddelen av de tidigare beskrivna vulkanogena metabasiterna, som ingår i leptit-hällefint- och sedi-

mentserierna. Det är ofta omöjligt att avgöra, om en amfibolit från början har bildats ur en djup- eller ytgrönsten. Amfiboliter, bildade genom förskiffning av djupgrönstenar, kan nämligen bli snarlika sådana, som uppstått genom kornstillväxt och omkristallisation av tidigare finkorniga ytgrönstenar. Granat påträffas ej sällan i amfiboliterna, vilka då benämnes granatamfiboliter. Mineralet uppträder dels som små, jämnt fördelade korn av mm-storlek, dels mera lokalt som en till flera cm stora, relativt tätt liggande individ. Det har sedermera visat sig vid den mikroskopiska granskningen, att en stor del av de i fält som granatamfiboliter uppfattade grönstenarna utgör biotitrika grönstenar utan hornblände, jämförbara med de ovannämnda granatförande glimmerdioriterna från Gustavsbergsområdet. Särskilt gäller detta de mörka, mycket granatrika lagren (vanligen från 1 till 5 dm breda), vilka uppträder inom sedimentgnejserna. Härav framgår, att det utan mikroskopering ofta är svårt att avgöra, om hornblände ingår i en grönsten eller inte.

Den beskrivning av djupgrönstenarna, som ovan givits, är på intet sätt uttömmande. Variationerna inom dessa med avseende på mineralogisk sammansättning, kornstorlek, struktur och grad av omvandling är alltför stora för att i korta ordlag kunna återges. Förutom de på kartan markerade grönstensförekomsterna finns ett otal mindre i form av tunna, ofta i samband med veckningen sönderslitna linsar, lager eller bankar, vilka ej kunnat medtagas i kartbilden. Då frekvensen av dylika grönstenspartier (såväl yt- som djupgrönstenar) är stor inom berggrunden, har detta betecknats med gröna streck (se teckenförklaring till Pl. 1).

URGRANITER (GNEJSGRANITER)

Urgranitområdet i Uppland, som ingår i Svealandsantiklinoriet, består i sina centrala delar helt av massformiga bergarter. Ju mer vi norrifrån närmar oss Mälarensynklinoriet och Stockholmstrakten med dess i sensvekofennisk tid kraftigt regionalomvandlade berggrund, desto mer försvinner den nämnda massformigheten inom urgraniterna. I stället har dessa genom en stark förskiffning och omkristallisation vanligen antagit en gnejsgranitisk prägel.

Som redan nämdes i inledningen, bildades de till gnejsgraniter omvandlade urgraniterna i samband med den tidigsvekofenniska veckningen och som en följd av denna. En del gnejsgraniter antogs härstamma från magmor (urgranitmagmor), som trängt upp från djupet under veckningen. Andra åter torde ha uppstått genom omvandling på platsen (*in situ*) av tidigare ytbergarter, vilka i samband med upphettning drabbats av ämnesomflyttningar och en samtidigt därmed försiggående omkristallisation. Då man ännu ej från fall till fall med säkerhet kan avgöra, om en bergart med gnejsgranitiskt utseende har sitt ursprung från en magma (granit) eller har bildats genom omvandling av olika ytbergarter (granitgnejs), får tills vidare den bruna färgbeteckningen i Pl. 1 gälla för såväl gnejsgraniter som granitgnejsar.

Gnejsgraniterna omfattar såväl sura och intermediära som basiska led. Under rekognosceringsarbetet har sex olika varieteter i möjligaste mån urskilts, nämligen (se Pl. 1):

1	Gnejsgranit, basisk (kvartsdiorit)
2	» grå, plagioklasdominant (granodiorit)
3	» ögonförande
4	» småporfyrisk, halvsur, gråröd—röd
5	» sur, röd
6	» kvartssyenitisk

Mellan angränsande led i denna bergartsserie förekommer vanligen successiva övergångar, varför gränsdragningen dem emellan ofta blir ganska godtycklig. Gnejsgraniter, vilka beträffande surhetsgraden starkt kontrasterar mot varandra, visar däremot inbördes ofta skarpa gränser, varvid de sura varieteterna generellt sett kristalliserat senare än och därför breccierar de mera basiska leden. Endast kvartssyeniten¹ utgör här ett undantag. Denna urgranitvarietet är dock tämligen ovanlig och behandlas först i slutet av kapitlet.

Diagram 4 med kompletterande tabell åskådliggör den mineralogiska fördelningen inom urgraniterna (gnejsgraniterna).

De arealmässigt dominerande, grå plagioklasgnejsgraniterna har sina viktigaste utbredningsområden öster och sydväst om Ullnasjön (9 g), på Bogesundslandet samt i flera öst-västliga stråk genom Södermalm mot Värmdö och från Årstaområdet mot Ingarö. Bergartens färg varierar från ljusare till mörkare grå, och grytet är medelkornigt till fint medelkornigt (fig. 21, s. 56). Bergarten är mestadels basisk med ett rikligt innehåll av mörka mineral och en kraftig dominans av plagioklas (andesin) över kalifältspat (nr 30, 48 och 106). Mera fältspatintermediära former av plagioklasgnejsgraniten förekommer också, ehuru föga representerade i föreliggande diagram. Kalifältspaten inom dessa når upp till något total vikts-% (nr 26 och 65). Utöver fältspaterna ingår följande mineral med avtagande frekvens: kvarts 20—30 %, biotit (pleokroism: ljusgul till rödbrun eller brunsvart) ständigt närvarande samt slutligen hornblände (pleokroism: ljusgrönt till grönt eller mörkgrönt) i mindre kvantiteter. Som omvandlingsmineral inom plagioklasen förekommer sericit och epidot — klinozoisit, medan biotiten i växlande utsträckning övergått i klorit. Småmineralen utgöres av titanit, apatit, zirkon, epidot (allanit) och oxidmalm. Plagioklasen bildar oregelbundet begränsade, måttligt sericitomvandlade tavlor på 3—5 mm, vilka ibland är svagt zonarbyggda med en kalkrikare central del och en kalkfattigare randzon. Parallellanordnade biotiter, hornbländen och emellanåt spolformade kvartsfält följer i bergarten såväl planskiffrighet som stänglighet, vilka strukturer kan tillskrivas det i samband med veckningen förhärskande, riktade trycket inom berggrunden. Typisk för den ofta starkt skiffriga, men likväl homogena, grå gnejsgraniten är en glest uppträdande, med skiffrigheten konform bandning, bestående av ljusgrå, tunna pegmatitränder från ett par mm upp till några cm breda. Dessa ränder utgöres av plagioklas och kvarts, medan de inom själva gnejsgraniten förekommande, mörka mineralbeståndsdelarna saknas. Inom vissa, kraftigt omvandlade plagioklasgnejsgraniter förekommer jämsides med en fullständigt kloritiserad biotit en riklig järnhydroxidimpregnation i plagioklasernas sericitiska omvandlingsprodukter. Bergarten får i detta fall en gråröd till röd färg och kan lätt förväxlas med surare, kalirika gnejsgraniter. Sådana varieteter uppträder bl. a. inom ett mindre område kring St. Stava (9 h) och vidare mot sydost, c:a

¹ Syenit = granitliknande, kvartsfattig eller kvartsfri bergart.

28. 1.2 km NO om Upp-Eke, c:a 2 km ONO om Ö. Ryds k:a.
 62. Blekingegatan på Södermalm, Stockholm.
 50. Marielund, i järnvägsskärning, c:a 2.5 km SSO om Täby kyrka.
 1. 250 m SO om Åttarö (9 j), Österåkers k:n.
 64. Järslaområdet, Nacka.
 25. 400 m NO om Prästtorpet, c:a 2.5 km O om Ö. Ryds k:a.
 11. 250 m SSV om Härbacken (9 j), Österåkers k:n.
 102. Vid pkt 47.6, c:a 1 km SV om Ingarö k:a.
 107. Gottsunda (9 h), c:a 2 km V om Åkersberga, Österåkers k:n.
 26. O om Träskmossen (9 h), c:a 2 km V om Svinninge, Täljöviken, Österåkers k:n.
 49. 750 m NO om Marielund vid kraftledningskrök (lokalt block), c:a 2.5 km SSO om Täby k:a.
 124. C:a 2 km NO om Ö. Ryds k:a.
 162. Vid serpentinvägslina 500 m SV om Kungshamn (6 h), N Skurusundet, Nacka.
 24. C:a 1 km V om Alsro (9 h) invid Täljövikens norra del, Österåkers k:n.
 105. 400 m S om sydspetsen av Glasbrukssjön (6 h), Björknäs, Boo k:n.
 26. C:a 500 m NV om Gransjö gård (9 j), 2,5 km O om Härbacken
 65. Landsvägsviadukten vid Sickla (5 g), Nacka.
 61. 500 m O om Roslags-Näsby stn i vägsärning (8 f), Täby k:n.
 29. 600 m NNO om färjläget till Resarö, Österåkers k:n.
 161. 400 m SV om Skanstullbron, Årsta, Stockholm.
 27. 350 m S om Bodaträsk, VNV om Resarö, Österåkers k:n.
 30. 550 m N om Upp-Eke, c:a 2 km ONO om Ö. Ryds k:a.
 106. Gottsunda, c:a 2 km V om Åkersberga, Österåkers k:n.
 48. Triangelpunkt V om Löttinge (9 f), V om Ullnasjön, Täby k:n.
 94. 500 m NV om Lundsjöns nordspets, c:a 2.5 km V om Saltsjöbadens stn.
 63. 750 m NNV om Enskede idrottsplats, Stockholm.
 31. 400 m SSV om Hägernäs hpl (9 g), Täby k:n.
 32. C:a 1 km V om Brännkyrka k:a, Stockholm.

2 km nordväst om Åkersberga. Samtliga gnejsgraniter, i synnerhet de grå eller porfyriska typerna, innehåller lokalt skivor och lager av metabasitiska grönstenar, vilka utgör mer eller mindre bevarade partier av äldre ytbergarter. Särskilt vanliga är sådana i områden, där gnejsgraniterna delvis kan förmodas vara bildade *in situ* ur ytbergarter, såsom inom leptit-hälleflintseriens vulkaniter i trakten söder och öster om Ö. Ryds k:a. Ett mera plastiskt uppträdande visar de grå gnejsgraniterna på västra Bogesundslandet, där tydligt avgränsade och från sitt omedelbara sammanhang lösgjorda grönstensbrottstycken noteras. På en udde invid Röskär i samma område förekommer ett mycket entydigt fall, där gnejsgraniter innesluter brottstycken av sedimentgnejs (fig. 9). Den med grå gnejsgranit betecknade bergarten i området från Gröndal (5 f) i väster till Björknäs (5 h) på Värmdö i öster har ett mycket växlande utseende och är rikligt infiltrerad av pegmatitiska, kaliumrika lösningar. Bergarten har härvid antagit ett rödflammigt utseende och petrografiskt blivit närmast en ådergnejs, vilken dock till sitt ursprung skiljer sig från den ur sediment bildade ådergnejsen. Den rödflammiga gnejsen kan bäst studeras i vägsärningar kring Glasbrukssjön (6 h) på Värmdö och i trakten av Kungshamn (6 h) vid Skurusundet m. fl. lokaler. Pegmatitådrorna intar här en mycket växlande volym från en bråkdelen av hela bergartsmassan till flera tiotals volymprocent. Prov nr 162 och 105 i diagram 4 visar den mineralogiska sammansättningen av dessa bergarter. Särskilt i området mellan Henriksdal och Vikdalen (5 g), fortfarande inom det med gnejsgranit betecknade stråket (Pl. 1) blir bergarterna mycket svåra att karaktärisera, Bergryggarna här uppbygges till stor del av röda och grå gnejs-

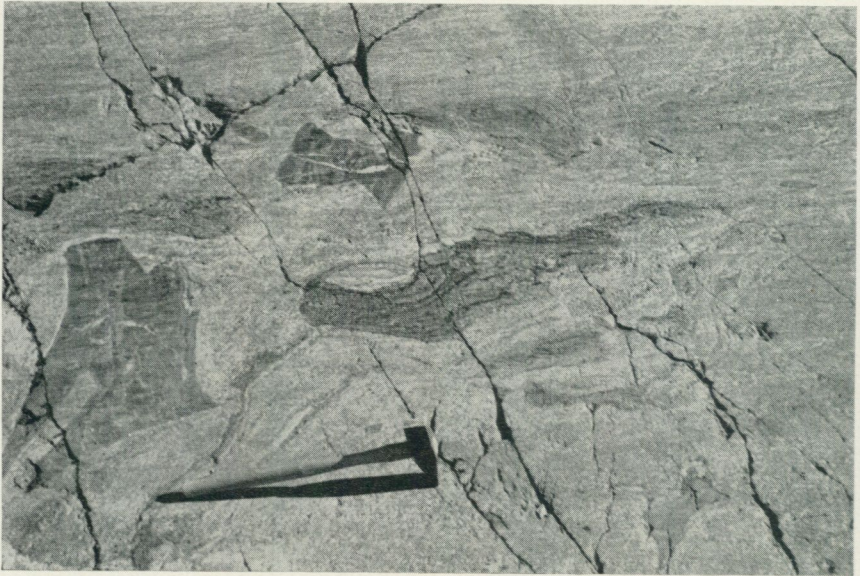


Fig. 9. Brottstycken av sedimentgnejs (granatgnejs, subgråvackegnejs och metabasit) i grå plagioklasgnejsgranit. Udden V om Röskär, 4 km SSV om Ö. Ryds k:a.
Meta-argillitic, meta-arenitic, and meta-basitic inclusions in gray granodiorite.

granitliknande¹ bergarter och amfibolit i oregelbunden växelagring. De är i sin tur genomvävda och m. l. m. assimilerade av stora massiv med röd pegmatit och pegmatitgranit. Pegmatitmaterialet i samtliga nu beskrivna områden är äldre än Stockholmsgraniterna och genomslås gångformigt av dessa vid t. ex. Danvikstull (5 g).

Den grå gnejsgraniten övergår utan skarp gräns i en mörkare grå eller understundom svart-vitspräcklig kvartsdiorit (fig. 10) genom att halten av mörka mineral, särskilt hornblände, tilltar, medan samtidigt kvartshalten sjunker och plagioklasen övergår till en basisk andesin (se diagram 4). I strukturellt hänseende är dessa kvartsdioriter inom vissa områden bättre bevarade än plagioklasgnejsgraniterna genom sin större temperatur- och tryckbeständighet, varför relativt massformiga led ibland kan påträffas. I motsats till de grå gnejsgraniterna, där både planskiffrihet och stänglighet samtidigt är väl utvecklade, synes stängligheten överväga i de hornbländerikare kvartsdioriterna.

Kvartsdioriterna finns huvudsakligen på norra Lidingö, söder om Ingarö k:a, nordväst om Ulriksdal (7 f) och nordväst om Saltsjöbaden. Till sammansättningen närmar sig kvartsdioriten emellanåt dioritiska bergarter (se s. 35), såsom i prov 31

¹ Senare undersökningar inom detta område tyder på att berggrunden här i allt väsentligt torde utgöras av en kraftigt granitiserad ytbergartsavdelning närmast av metavulkanitkaraktär. Någon ändring av beteckningarna för detta område inom kartan Pl. 1 har tyvärr ej kunnat göras av trycktekniska skäl.

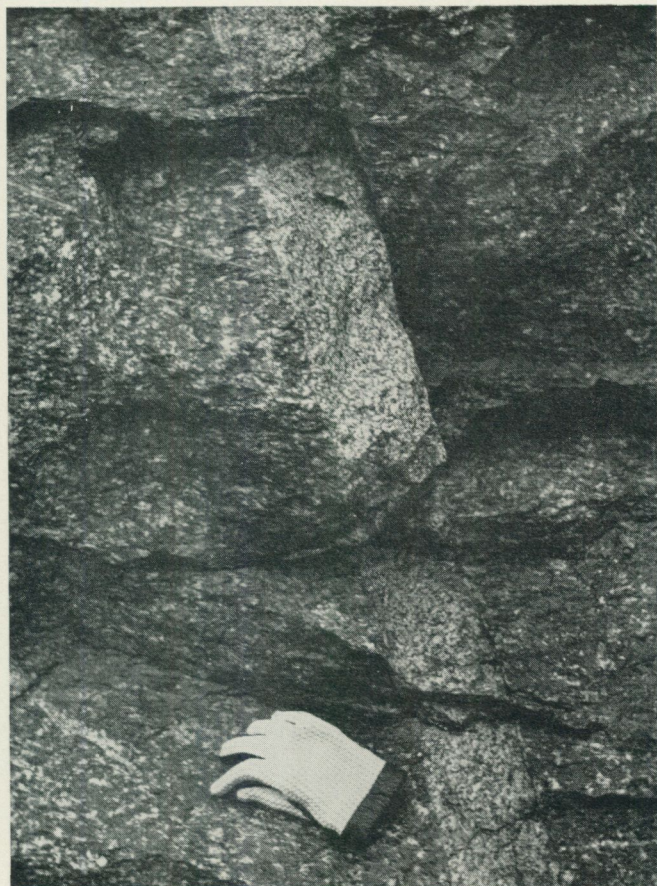


Fig. 10. Gång av småporfyrisk, rödgrå, yngre granit, som genomsätter en kvartsdiorit. Motorvägen mitt för Hägernäs hpl., Täby k:n (8 g).

Dike of porphyritic, reddish gray, young granite cutting a tonalite.

och 63, där kalkhalten i plagioklasen är förhållandevis hög. Sistnämnda mineral bildar upp till cm-stora, divergentstråligt anordnade, kort rektangulära, tydligt zonarbyggda tavlor, mellan vilka väl samlade aggregat av de mörkare mineralbeståndsdelarna är infogade. Småkorniga (< 1 mm), mörkgrå kvartsdioriter med divergentstråligt anordnade plagioklastavlor exemplifieras av prov 32 och 63. Dessa är hämtade från smala grönstensstråk inom Nackaveckbågens sedimentgnejser i trakten av Brännkyrka (5f) och Enskede. Den finkorniga utbildningen torde bero på att dessa bergarter sannolikt intruderat i ett något ytligare snitt av jordskorpan än de motsvarande grövre, massivbildande kvartsdioriterna. Jämte vanligt, grönt hornblände och inneslutet i detta förekommer ibland ett färglöst, fibröst järn-magnesiumhornblände (cummingtonit) inom de grå gnejsgraniterna och kvartsdioriterna (prov 106 och 63).

De intermediära, porfyriska gnejsgraniterna med tillhörande underavdelning av småporfyriska, halvskaliska gnejsgraniter upptar betydande arealer av kartbladet företrädesvis nordost om en linje utmed Tynningös (7 j) södra strand, över centrala Bogesundlandet och vidare norrut mot Täljöområdet. Mindre förekomster kan också noteras i Årsta—Björkhagentrakten (5 fg) och på Ingarö.

Bergarterna är fältspatintermediära (kalifältspat \simeq plagioklas), ofta med någon övervikt för plagioklasen (sur andesin). Diagram 4 ger den mineralogiska sammansättningen av de båda bergartsavdelningarna. Kvarthalten varierar mellan 20 och 40 %. Biotit är ständigt närvarande med pleokroism i ljusgula till svartbruna nyanser och visar en måttlig kloritomvandling. I flertalet fall uppträder hornblände med kraftig pleokroism i gulgröna till mörkgröna färger. Plagioklasen är måttligt sericitomvandlad och bildar i de bättre bevarade bergarterna tavelformade individ upp till 5 mm stora. En riklig antipertitbildning kan ofta konstateras inom plagioklasen, kännetecknad av små, utskilda, rektangulära fält av kalifältspat. Småminerale, särskilt apatit och titanit, är något mera sparsamt företrädda än i de grå gnejsgraniterna. Större delen av kalifältspaten samlar sig till porfyriska ögon, mestadels 1—3 cm stora i de grövre typerna, medan omgivande grundmassa är medel- och finkornig. Dessa ögon är vanligen fintrådigt pertitiska med inneslutna partier och slyngor av plagioklas, vilket mineral successivt har förträngts. De aktuella gnejsgraniterna är mestadels kraftigt förskiffrade. Både kvarts och fältspat har mycket allmänt blivit granulerade och omkristalliserade till finkorniga aggregat anordnade i avlånga, parallella fält. De mörka mineralbeståndsdelarna, företrädesvis biotit, är också parallellanordnade och omsluter konformt de ovala kalifältspatögonen. Medan färgen hos de småporfyriska gnejsgraniterna genomgående är röd, växlar den hos de grovporfyriska gnejsgraniterna mellan grårosa och rosagrå toner. Ibland är grundmassan grå och ögonen rosa, i andra fall är både grundmassa och ögon grå. Den förra varieteten benämnes sedan gammalt Vaxholmsgranit, och denna dominerar starkt över den senare, som kallats Arnögranit. Numera finns ingen anledning att tala om två porfyriska gnejsgranittyper, skilda åt till mineralogisk sammansättning eller till ursprung. Gränserna varieteterna emellan är därtill alltför flytande och de lokala växlingarna alltför snabba. Den nära släktskapen till de grå gnejsgraniterna framgår upphörligen i fält, där övergångar mellan gnejsgraniter och ögongnejsgraniter via sporadiskt ögonförande gnejsgraniter flerstädes påträffas. I huvudsak har endast någorlunda rikligt och regelbundet ögonförande gnejsgraniter erhållit porfyritbeteckning inom kartbladsområdet. Områden, där endast sporadiska ögon förekommer inom gnejsgraniterna, är bl. a. trakten öster om Ö. Ryds k:a och vissa delar av gnejsgranitområdet väster om Rönningesjön (9 g). Ögonbildningen torde ha skett både i ett tidigare och i ett senare skede av den svekofenniska orogenesisen (se P. H. Lundegårdh: Berggrunden i Beskrivning till kartbladet Västerås. SGU, Aa 196, 1954, s. 21). De äldsta ögonen, bildade i samband med den tidigorogena veckningen, har genomgående blivit mer eller mindre deformationerade. De uppträder vanligen som tillplattade, ellipsformade individ, vilka i extrema fall blivit utvalsade till långa, smala band. Ögon av detta slag dominerar nästan helt och kan studeras flerstädes inom Vaxholmsområdet. Ögon, som i huvudsak bevarats opåverkade av deformation, är mindre vanliga och måste ha bildats i ett senare stadium av eller efter veckningen. Dessa ögon uppträder på ett mer

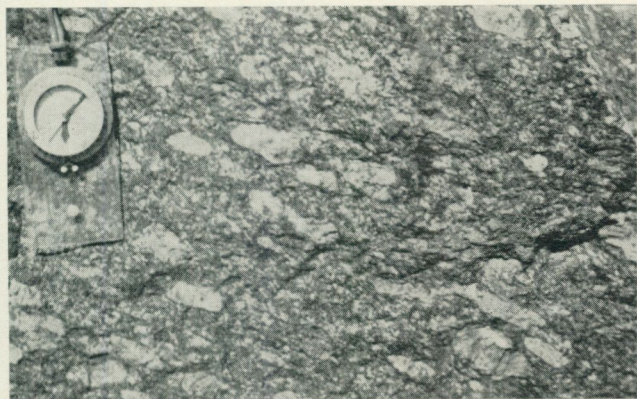


Fig. 11. Senorogena, odeformerade kalifältspatögon i en grå gnejsgranit. Lundagatan, O om Högalids k:a, Södermalm, Stockholm.

Late-orogenic, undeformed potash-feldspar-porphyroblasts in a gray granodiorite.

eller mindre överskärande sätt gentemot äldre strukturer i bergarten. De visar också en väl utvecklad kristallform och förekommer ofta som avlånga rektanglar, vilka sammansättes av tvenne, enligt Karlsbadlagen tvillingbildade individ. Vackra exempel härpå finns bl. a. strax söder om Högalidskyrkan på Södermalm, Stockholm i ett å kartan (Pl. 1) markerat stråk av porfyrisk gnejsgranit (fig. 11).

De tidigast bildade kalifältspatögonen antages ha utkristalliserat från de lågtempererade, kaliumrika, sura restlösningarna, vilka bildades i slutstadiet av de granitiska smältornas stelning. I samband härmed får man förutsätta ett livligt materialutbyte mellan dessa restlösningar och den stelnde smältan, varvid tidigare utkristalliserade mineral successivt förträngts och assimilerats för att bereda plats för de växande kalifältspatögonen. Den yngre generationen av ögon antages vara likåldrig med den sensvekofenniska ådergnejsbildningen och de yngre graniternas uppkomst. En betydande kaliumtillförsel ägde sannolikt rum inom berggrunden vid denna tidpunkt och torde ha förorsakat såväl nybildning av vissa porfyrganitögon som också påbyggnad och omvandling av tidigare utskilda sådana.

De båda intermediära, porfyrisk och småporfyrisk gnejsgraniterna har ett intrusivt uppträdande i förhållande till den äldre berggrunden. Detta gäller framför allt den småporfyrisk varieteten, vilken i sitt huvudutbredningsområde i Täljö (9 h) bildar eruptivbreccior med bitar av grå leptitgnejs och grönstenar (jfr s. 17 och fig. 2). Vid Bergviksfjärden i kartans sydöstra del genomsätter den småporfyrisk gnejsgraniten ofta den här förhärskande, grå gnejsgraniten i form av gångar och mindre massiv. Skivor och brottstycken av såväl grå som röda leptitgnejs finns också rikligt i båda typerna av porfyrisk gnejsgranit, både norr och söder om Trälhavet i nordöstra delen av kartan (fig. 12). Genom granitisering *in situ* (se s. 18) av grå, intermediära leptitgnejs har en del intermediära granitgnejs uppkommit, både porfyrisk och jämnkorniga. Dessa har till utseendet efter hand blivit identiska med de genom förskifring av urgraniter bildade gnejsgraniterna. En porfyrisk granitgnejs kan studeras i sydvästra delen av Säbyvik på norra Bogesundslandet (jfr även fig. 13) och på samma sätt en jämnkornig, grå granitgnejs i ett nord-sydligt stråk c:a 2 km öster om Ö. Ryds k:a (se s. 19).



Fig. 12. Brottstycke av grå leptit i röd, halvsalisk, sporadiskt ögonförande gnejsgranit. Enstaka, små, sekundära ögon av kalifältspat kan ses i brottstycket. Vid stranden 1.5 km SSO om Härsbackens fältspatgruva, Österåkers k:n (9 j).

Inclusion of gray leptite in a semi-acid, somewhat porphyritic, red gneiss-granite.

Granat påträffas sporadiskt i de hittills omtalade gnejsgraniterna i form av små, rundade, mörkröda korn, vanligen med diametrar på mellan 1 och 5 mm. Större kvantiteter av mineralet förekommer huvudsakligen inom de smalare stråk av gnejsgranit, som är inlagrade i sedimentgnejserna. Ett sådant särskilt granatrikt stråk av grå gnejsgranit kan på Värmdö följas från Skurusundsbron över Boo k:a till Insjön (6 i) för att sedan böja av mot VNV. Flera möjligheter för uppkomsten av dessa granatrika gnejsgranitstråk kan tänkas. Bland annat kan vid gnejsgraniternas intrusion en assimilation ha skett av de relativt aluminiumrikare sedimenten, eller också har i samband med den sensvekofenniska åderförgnejsningen en del aluminium från sedimenten vandrat in i gnejsgraniterna. Granat har härvid i stor utsträckning kommit att ersätta det eljest för gnejsgraniterna typiska hornbländet, vilket mineral lätt sönderfaller vid aluminiumöverskott i bergarten. Den möjligheten finns också, att de granatrika gnejsgranitstråken kan ha bildats *in situ* ur sedimenten själva, ett alternativ, som torde vara väl värt att beakta. Inom kartbladet Stockholm SV t. ex., övergår granatrika sedimentgnejsjer inom vissa stråk bevisligen i bergarter med gnejsgranitliknande prägel. I de porfyriska gnejsgraniterna uppträder granat i betydande mängder, dels i Årstaområdet och dels lokalt inom de småporfyriska varieteterna i Täljöområdet.

De sura gnejsgraniterna har endast ett större utbredningsområde, nämligen i kartans nordöstra del kring Skånsta-Ättarö och Härsbacken (9 ij). De bildar vidare



Fig. 13. Ögonförande granitgnejs (bildens högra del), sannolikt bildad genom *in situ* granitisering av leptitgnejs med basiska lager. Ett något senare stadium i granitiseringen kan ses i bildens centrala delar, där de äldre strukturdragen nästan helt suddats ut i samband med en homogenisering av bergartsmaterialet (märk det partiellt upplösta basiska lagret nedanför bildens centrum). C:a 500 m N om Bodaträsk, 2 km OSO om Ö. Ryds k:a.

Porphyritic granite-gneiss (the right hand part of the picture) probably formed by in situ-granitization of an earlier leptite-gneiss with basic layers. A somewhat later stage of granitization is seen in the centre of the picture where old structures are almost obliterated and the rock made more homogeneous (observe the ghost-like basic layer below the centre of the picture).

mindre partier i Margretelund—Österskärsområdet (9 i), på Resarö, Mjölkö (9 j) m. fl. öar samt i ett smalt stråk vid Källtorpssjön (5 g) i Nacka. Utöver dessa, på kartan utskiljbara förekomster uppträder sura gnejsgraniter av växlande beskaffenhet som mindre lager och gångar i den övriga berggrunden (se s. 47). Normaltypen är en blekt röd, medelkornig, emellanåt sporadiskt ögonförande bergart, som huvudsakligen består av lika delar kvarts och kalifältspat (30 till 40 vikts-%) jämte plagioklas (c:a 10 till 20 %; se diagram 4). Anortithalten i denna motsvarar en oligoklas. I ett fall (prov 50) har ren albit noterats, vilket sannolikt beror på en avkalkning av plagioklasen, som omvandlats under avskiljande av en kalkrik epidot. De mörka mineralen domineras av biotit. Följande småmineral uppträder sparsamt: hornblände, epidot, titanit, apatit, zirkon och oxidmalm. På grund av det ringa inslaget av mörka mineral är förskiffringen i de sura gnejsgraniterna mindre iögonfallande i fält än hos övriga gnejsgraniter. Så mycket bättre framgår emellertid deformationsstrukturen i dessa bergarter i de fall, då kvartsen har kristalliserat om till långsträckta, parallellställda spolar, så som vid Västerholmens badplats i



Fig. 14. Brottstycke av sur gnejsgranit inneslutet i kvartssyenit (Åkersbergasyenit). Skånsta, 2 km NO om Åkersberga, Österåkers k:n (9 i).
Inclusion of acid gneiss-granite in the quartz syenite of Åkersberga.

Margretelund (9 i). Övergångarna till de intermediära gnejsgraniterna i kartans nordöstra del är successiva, varför gränsdragningen här blir något subjektiv. Gränserna mot kvartssyeniten i Åkersbergaområdet är däremot vanligen mera tydliga, varvid den sistnämnda är yngst och innesluter partier av den sura gnejsgraniten (fig. 14). Successiva övergångar från kvartssyenit till sur gnejsgranit förekommer emellertid också. De sura gnejsgraniterna och kalileptiterna torde på något sätt ha haft ett gemensamt ursprung. Antingen härstammar de båda leden ur en och samma modernmagma eller också är gnejsgraniterna m. l. m. framskridna omvandlingsprodukter ur kalileptiterna. Dessa båda möjligheter antyder dels de olika bergartsledens i stort sett sammanfallande utbredningsområden och dels en jämförelse beträffande den mineralogiska sammansättningen av de sura varieteterna av respektive leptitgnejsjer och gnejsgraniter i diagram 1 och 4. Ytterligare stöd härför ger den kemiska sammansättningen av ett generalprov av tio sura gnejsgraniter från kartområdets nordöstra del (se tab. 6, 1 c—10 c och fig. 26). Denna medelanalys visar nämligen en för kalileptiter typisk sammansättning (se även SGU, C 587, 1962, tab. 1, s. 15). En mindre del av de sura gnejsgraniterna torde vara bildade genom granitisering *in situ*, t. ex. invid Lerviks brygga (9 j), där en markerad lagerstruktur i gnejsgraniten (granitignejsen) synes vara nedärvd från den tidigare ytbergarten. Detta till trots synes huvuddelen av de sura gnejsgraniterna haft ett magmatiskt¹ ursprung, vilket antydes av deras massformiga uppträdande, t. ex. på

¹Frågan om magman skall uppfattas som primär eller sekundär får lämnas öppen.

centrala Resarö och i det angränsande, sura gnejsgranitområdet rakt norr om Lervik. Ytterligare bekräftelse på bergartens breccierande karaktär erhålles på Oranjenholmen, söder om Lervik, där man kan se den sura gnejsgraniten skarpt avgränsad mot och inneslutande brottstycken av en röd, halvsalisk, ögonförande gnejsgranit (jfr även breccian i fig. 8).

I det följande skall några exempel ges på tidigare nämnda, sura gnejsgraniter, vilka endast har ett mycket lokalt uppträdande.

I det stora, av plagioklasgnejsgraniter och kvartsdioriter uppbyggda stråket från Nacka i väster till Ingarö i öster förekommer rikligt med vindlande, skarpt avgränsade, dm-breda gångar av en sur, rödgrå—vitgrå gnejsgranit. Den tidigorogena åldern av dessa gångar framgår däremot, att de i sin tur genomslås av de intraorogent intruderade grönstängarna i området (se s. 52). Detta förhållande kan bäst studeras ett par hundra m norr om Nackasändarens radio- och TV-master i Hästhagen (5 h). Den mineralogiska fördelningen inom två sura gnejsgranitgångar framgår av analyserna nedan (vikts %):

	Prov 163 Nackasändaren, Hästhagen	Prov 166 Udden SO om Fors- vik (5 j), Ingarö
Kvarts	43.8	41.7
Plagioklas	43.9 (29.5 % An)	44.3 (9.5 % An)
Mikroklin	5.8	4.5
Biotit	5.1	—
Klorit	—	9.5
Muskovit	1.4	—
Zirkon	+	+
Oxidmalm	+	+
	100.0	100.0

Prov 163 har en jämn- och finkornig (< 0.5 mm), xenomorf struktur med enstaka, 3—4 mm stora, tavelformade plagioklaskristaller. Förutom de sistnämnda, vilka möjligen är primära strökorn, uppträder enstaka, cm-stora, senare bildade kalifältspatögon. Prov 166 åter bildar en konform gång i sedimentgnejsen nära invid gränsen mot en kvartsdiorit och avviker härigenom i uppträdandet något från övriga omtalade, sura gnejsgranitgångar. Strukturellt skiljer sig bergarten från den föregående endast genom frånvaron av större plagioklas- och kalifältspatindivid. Ytterligare ett par fall, där aplitiska gångar av sannolik gnejsgranitålder har noterats, skall här nämnas, dels från gnejsgranitområdet NO om Björkhagens stn (5 g), dels i ett smalare stråk av kvartsdiorit i Kärrtorp. Ingen antydning till strökorn förekommer i någondera bergarten. Den första är mycket finkornig (< 0.5 mm) med en tydlig parallelstruktur, markerad av en sparsamt företrädd biotit. Plagioklasen dominerar starkt över en pertitisk mikroklin. Kvartsen förekommer i utdragna, granulerade fält i ungefär samma mängd som fältspaten. I den andra, något grövre bergarten (kornstorlek < 1 mm) dominerar mikroklinpertit mycket kraftigt över plagioklas. Parallellstrukturen är framträdande och markeras av långsträckt, omkristalliserade kvartsfält. Spridda granater från en halv till en cm i diameter har också noterats. Samtliga nämnda gångar är rika på kvarts jämte plagioklas och kalifältspat i olika proportioner och kan möjligen uppfattas som sura differentiat från den kristalliserande kvartsdioriten, vilka torde ha trängt upp längs de vid stelningen bildade kontraktionssprickorna inom den sistnämnda och kristalliserat tämligen snabbt. Den finkorniga strukturen i bergarterna tyder härpå. Den möjligheten finns också, att gångarna i fråga härrör från sura smältprodukter, bildade ur de omgivande gnejserna i kontaktzonen mellan dessa och kvartsdioritmalten.

En med gnejsgraniterna besläktad, men till sitt ursprung något problematisk bergart är den kvartssyenitiska gnejsgraniten i kartbladsområdets nordöstra del. Bergarten upptar en areal av sammanlagt c:a 25 km² och sträcker sig norrut, utanför

TABELL 4. MINERALSAMMANSÄTTNINGEN AV KVARTSSYENITISKA GNEJSGRANITER FRÅN ÅKERSBERGAOMRÅDET (VIKTS-%)

The mineralogical composition of quartz-syenitic gneiss-granites from the Åkersberga area (% by weight)

Prov	Kvarts	Kalifältspat	Plagioklas	Sericit	Biotit	Hornblände	Klorit	Oxidmalm + ngt kis	Apatit	Epidot	Kalcit	Zirkon	Titanit	Summa	An %	Spec. vikt, beräknad Spec. gravity calculated
1	16.4	26.9	27.4	5.2	4.6	17.8	0.8	0.2	0.4	0.2	—	+	+	99.9	24	2.67
2	16.8	24.6	30.8	6.9	6.2	+	13.4	1.0	0.4	—	+	+	+	100.1	8	2.68
3	8.6	15.4	43.7	5.2	9.2	12.8	—	4.6	0.5	—	—	+	—	100.0	24	2.85
4	24.8	32.3	20.1	3.1	2.2	16.7	—	0.5	—	—	+	—	—	99.7	20	2.73

1. Röd, porfyrisk, 300 m NV om Säby gård (9 h), NV om Åkersberga.

Red, porphyritic.

2. D:o , 200 m N om Tunagårdens hpl. (9 i), Österskär.

Do.

3. D:o , vägsäl vid Valsjöns sydända, 3.5 km SO om Åkersberga stn.

Do.

4. D:o , 350 m SO om Österskärs stn.

*Do.*¹ Inkl. 1.2 % färgl. hornblände och 0.6 % hypersten.*Including 1.2 % colourless hornblende and 0.6 % hypersthene.*



Fig. 15. Amfibolitgång av intraorogen ålder genomsättande den porfyriska Åkersberga-kvartssyeniten och en lob av gabbrogrönsten tillhörande Valsjömassivet. Udden V om Stensnäs, c:a 2.5 km SO om Åkersberga (9 i).

Amphibolitic dike of intra-orogenic age cutting a porphyritic quartz syenite (Åkersberga syenite) and a dark gabbroic lobe from the Valsjö massif.

kartområdet, mot Österåkers k:a. Den är porfyrisk och för genomgående röda, 2 till 4 cm stora mikroklinögon, inbäddade i en rikligt uppträdande, svart mellanmassa av huvudsakligen hornblände och biotit. Kvartssyeniten skiljer sig från de sura gnejsgraniterna väsentligen genom en låg kvartshalt (5—25 vikts-%), och en hög halt av mörka mineral, företrädesvis hornblände (13—18 %). Därjämte tillkommer rikligt med oxidmalm och apatit. Tabell 4 ger den mineralogiska sammansättningen i fyra olika prov av kvartssyeniten.

Kalifältspat och plagioklas uppträder i ungefär lika kvantiteter. Plagioklasen bildar dels upp till 5 mm stora, delvis zonarbyggda tavlor, dels små individ i den övriga grundmassan tillsammans med kalifältspat, hornblände, kvarts och biotit. Anortithalten varierar från 7 till 24 % och liknar den i de sura gnejsgraniterna. Sericitiseringen av plagioklasen är betydande, särskilt i prov 109, där dessutom de mörka mineralen blivit kraftigt kloritomvandlade. De antingen rundade eller rektangulära mikroklinögonen i bergarten är både fintrådigt pertitiska och grovt fläckpertitiska. De torde vara sent kristalliserade. På detta tyder de i ögonen inneslutna, småkorniga grundmasspartier samt dessutom helt eller delvis assimilerade plagioklasindivid. Liksom inom de porfyriskas gnejsgraniterna (s. 42) har vidare en betydande anti-perititbildning inom plagioklaserna iakttagits. Hornbländet visar stark pleokroism i gröngult till mättat grönt eller blågrönt och är av järnrik typ (jfr P. Geijer: Geol.



Fig. 16. Porfyrisk kvartssyenit (Åkersbergasyenit) breccierande Valsjömassivets gabbro. Udden V om Stensnäs, c:a 2.5 km SO om Åkersberga (9 i).
Porphyritic quartz syenite brecciating the gabbro of the Valsjö massif.

Fören. Förhandl., 35, 1913, s. 147). Biotiten är pleokroitisk i gulbruna till svartbruna nyanser. I ett fall har små mängder av hypersten noterats och i ett annat fall färglöst cummingtonitiskt hornblände. Enligt Sundius (SGU, Ba 13, 1948, s. 40) förekommer också augit. Bergarten ansluter sig med avseende på skiffrighet och stänglighet helt till omgivande gnejsgraniter och har följaktligen deformerats samtidigt med dessa. Den är trots detta klart yngre än de sura gnejsgraniterna, vilka uppträder som större inneslutna partier eller mindre, tydligt avgränsade brottstycken i kvartssyeniten (fig. 14). Den sistnämnda utsänder också diffusa, men dock tydliga apofyser (= gångådror) in i den omgivande berggrunden. Leptitbrottstycken av växlande storlek påträffas också mycket ofta. I Åkersberga centrum (9 i) kan t. ex. iakttagas en c:a meterbred och tio meter lång skiva av leptitgnejs omgiven av en tämligen massformig kvartssyenit. På en udde c:a 1.5 km SSO om Valsjön (9 i) genomsättes kvartssyeniten av de s. k. intraorogena amfibolitgångarna (s. 52) och visar sig därigenom vara av tidigorogen ålder (fig. 15).

Den kemiska sammansättningen av kvartssyeniterna framgår dels av sju spektroskopiskt analyserade prov (tab. 5, 1 d—7 d), dels av en kemisk generalanalys av dessa prov plus ytterligare tre, tillsammans tio stycken (tab. 6, 1 d—10 d och fig. 26). De sju analyserna är mycket likartade och antyder, att en långt gången homogenisering ägt rum inom kvartssyeniternas massa. En jämförelse mellan de kemiskt analyserade generalproven av respektive kvartssyeniterna och de sura gnejsgrani-



Fig. 17. Grönstensbrottstycke från Valsjömassivet med sekundära kalifältspatögon. Brottstycket är inneslutet i porfyrisk kvartssyenit (Åkersbergasyenit). Udden V om Stensnäs, c:a 2.5 km SO om Åkersberga (9 i).

Gabbroic greenstone from the Valsjö massif with porphyroblasts of K-feldspar included in porphyritic quartz syenite (Åkersberga syenite).

terna kan i detta sammanhang vara av intresse (tab. 6). Härav framgår, att kvartssyeniterna teoretiskt skulle ha kunnat bildas ur de sura gnejsgraniterna genom en borttransport av kvarts och ett motsvarande tillskott av följande komponenter med avtagande kvantitet: järn, aluminium, kalcium, magnesium, titan och fosfor. Genom ett rimligt kemiskt utbyte mellan å ena sidan en sur gnejsgranitmassa och å andra sidan en grönsten skulle sannolikt ett dylikt substansutbyte kunna ske, om för övrigt gynnsamma betingelser föreligger. Samtliga de omtalade komponenterna förekommer ju i stora mängder inom grönstenarna, och även en låg kvartshalt är typisk för dessa bergarter. Det till kvartssyeniten gränsande, uppsplittrade gabbromassivet kring Valsjön, kan i detta fall ha lämnat det erforderliga materialtillskottet. Massivet i fråga hör till de äldre djupgrönstenarna (se s. 34) och breccieras tydligt av syeniten (fig. 16). Fram mot gränserna till kvartssyeniten kan man ofta se bildning av mikroklinögon i grönstenen, vilket visar, att ett visst substansutbyte ägt rum mellan nämnda bergarter. Om ovanstående tankegång är rimlig, skulle kvartssyeniten närmast vara att betrakta som en hybridbergart (blandbergart) mellan sur gnejsgranit och grönsten, där dock den erforderliga mängden grönsten varit ganska liten. Man måste förmoda, att hybridiseringen ägt rum på ett avsevärt djup inom jordskorpan, där bergartsmassan varit tillräckligt rörlig för att möjliggöra en så långt gående materialhomogenisering, som kvartssyeniternas sam-

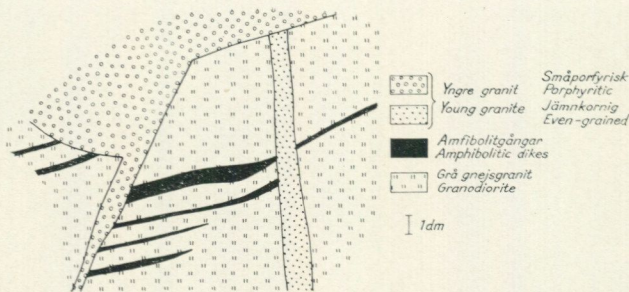


Fig. 18. Intraorogena amfibolitgångar, som diskordant genomsätter grå gnejsgranit och i sin tur övertväras av yngre graniter. 500 m NO om Viggbyholms stn (8 g), Täby k:n. *Amphibolitic dikes of intra-orogenic age cutting a gray granodiorite. The dikes have later been cut by two generations of late-orogenic granites.*

mansättning antyder. De nämnda mikroklinögonen inom grönstenarna torde däremot ha bildats i ett betydligt ytligare snitt av jordskorpan, vilket framgår av de fall, då grönstensbrottstycken med dylika ögon (fig. 17) återfinnes inneslutna i en homogen och intrusivt uppträdande kvartssyenit.

Yngre djup- och gångbergarter

YNGRE DJUP- OCH GÅNGGRÖNSTENAR

Djupgrönstenar, yngre än och genomsättande gnejsgraniterna (jfr inledningen s. 11), är kända endast från Bogesundslandet i det så kallade Sundbymassivet, vars bergarter hör till Roslagens ultrabasiska gabbrosvit (P. H. Lundegårdh: SGU, C 484, 1947, s. 24). Dessutom uppträder rikligt med amfibolit- och porfyrångar (se Pl. 1). Dessa är yngre än den ultrabasiska gabbbron, som de också slår igenom, och bör jämföras med de av N. H. Magnusson (SGU, C 431, 1940) som »intraorogena» betecknade grönstengångarna inom Herrängsfältet i norra Uppland. Av Pl. 1 framgår, att gångarna inom kartbladsområdet mestadels är knutna till gnejsgraniterna inom områdena i nordost och söder (Täljö- respektive Nackaområdena. Förklaringen till detta kan möjligen vara, att en tidigare konsolidering av någon anledning skett här inom berggrunden under veckningen än i den angränsande omgivningen. Bättre förutsättningar har på så sätt skapats för sprickbildning och åtföljande gångintrusioner i de aktuella områdena. I de fall, då grönstensskivorna är parallella med lagringen eller förskiffringen i omgivande berggrund, är det svårt att avgöra, om de verkligen till sitt ursprung är samhöriga med gångformationen eller möjligen utgör äldre basiska lager.

Sundbymassivet uppbygges av en gråsvart, medelkornig delvis noritisk gabbro, vilken till följd av sekundär amfibolitisering lokalt skiftar svagt i grönt. Mineralbeståndet i den föga omvandlade bergarten är följande: Plagioklas > klinopyroxen > ortopyroxen > hornblände. Hårtill kommer något oxidmalm och kis. Plagioklasen är kalkrik (bytownit med 75—83 % An; jfr P. H. Lundegårdh: SGU, C 484, s. 33). Plagioklasen och pyroxenerna synes vara ungefär samtidigt utkristalliserade. Hornbländet bildar smala omvandlingszoner kring pyroxenerna. Omedel-

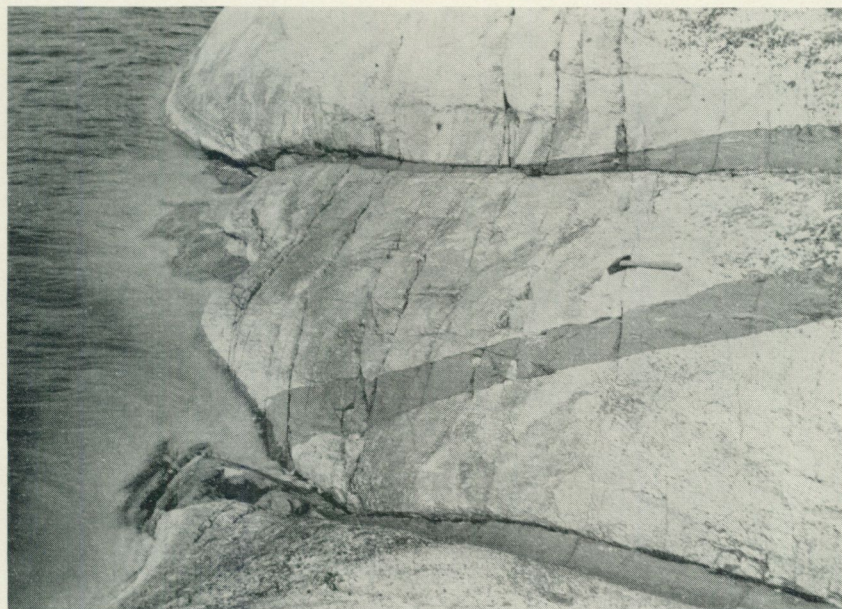


Fig. 19. Amphibolitgångar av intraorogen ålder, vilka genomsätter sur gnejsgranit. Betsö (9 j), Österåkers k:n.

Amphibolitic dikes of intra-orogenic age cutting an acid gneiss-granite.

bart framför Sundby gård (8 h) finns ett c:a 30×50 m stort parti av en ljus, anortositisk gabbro med små, avgränsade, grönsvarta hornbländeansamlingar (se ang. monomineraliska bergarter, s. 32). Bergarten består av divergentstråligt anordnade plagioklastavlor, som utgör c:a $3/4$ av mineralmassan. Återstoden består väsentligen av hornblände, som innesluter enstaka pyroxenrester, något klorit, epidot och calcit. Plagioklasen är en bytownit med åtminstone 75 % An. En viss slirighet förekommer ibland i bergarten med omväxlande ljusare band av plagioklas och mörkare band, dominerade av hornblände. Mindre partier av skillersten har iakttagits på enstaka ställen i massivets västra delar.

Mer än 50 % av de omtalade »intraorogena» amphibolitgångarna är under 3 dm breda och blott c:a 10 % över 1.5 m. Gångarna har alla strykningsriktningar, men deras orientering faller dock oftast inom sektorn från öst-väst till ONO. Ett annat system grupperar sig kring $N 60^\circ V$. Gångarnas vinkeldiskordans mot de äldre strukturerna inom berggrunden är i allmänhet ganska liten, men dock fullt tydlig. Mångfaldiga exempel på gångar, som skarpt övertvårar äldre strukturer, har noterats (fig. 18). Öarna inom kartbladets nordöstra del är idealiska för studier av amphibolitgångar. Ett stort antal sådana genomsätter här både halvskaliska, ögonförande och skaliska, jämnkorniga, röda gnejsgraniter jämte äldre grönstenar (fig. 19). Amphibolitgångarnas minimiålder framgår av de många lokaler, där de genom-sattes av grova, röda, sensvekefenniska pegmatiter, t. ex. på Oranjeholmen, söder



Fig. 20. Intraorogen amfibolitgång, som genomsätter röd, sur gnejsgranit. Den tektoniskt något sprödare gången har blivit avsliten och intruderad av den mera plastiskt reagerande, sura gnejsgraniten. Betsö, Österåkers k:n.

Amphibolitic dike of intra-orogenic age cutting an acid gneiss-granite. Owing to a different grade of competence of the dike and the surrounding rock the latter has intruded the dike by means of plastic flow.

om Lervik (jfr även fig. 18). En amfibolitgång har t. o. m. i mellersta delen en med kanterna parallell spricka, i vilken pegmatit trängt in. Gångarna är ofta avbrutna och förkastade i sidled någon eller några meter. Ibland återfinnes krossat berg i rörelsezonerna, i andra fall åter har yngre pegmatit injekterats parallellt med dessa. Ibland, som på Betsö (9 j), har gångarna styckats upp i mindre partier och blivit helt inneslutna i röda, saliska och/eller halvsaliska gnejsgraniter. På grund av gnejsgraniternas lägre kompetens (hållfasthet), jämfört med amfiboliten, har de förra vid deformationen kommit att uppträda plastiskt mot amfibolitgången och

breccierat denna (se fig. 20). På Oranjeholmens västra strand (8 j) påträffas en 2 m bred gång, vars utseende och mineralogiska sammansättning skiljer sig från de övriga gångarna. Den har en c:a 5 cm bred, finkornig avkylningskontakt mot sidosberget och blir mot centrum alltmer grovkristallin. Gångbergarten är en medeltill grovkornig hornbländit, bestående av hornblände (88 vol.-%) i 2 till 3 mm stora, mosaikartat sammanvuxna tavor, i vilka oxidmalm (7 %), biotit (4.5 %) och apatit (0.5 %) påträffas. Oxidmalmen utfyller mestadels spaltytorna i hornbländet. En spårelementanalys av bergarten återfinnes i tabell 7, nr 11133. Denna visar mycket högre halter av krom och nickel än i de ordinära amfibolitgångarna (tab. 7, nr 11129), medan frekvensen av de övriga elementen är likartad inom de båda gångtyperna. Härav kan man förmoda, att hornbländiten utgör en tidig kristallisationsprodukt av den basaltiska magma, som gav upphov till övriga amfibolitgångar¹. De sistnämnda kan exemplifieras av ett prov från en c:a 5 m bred gång omedelbart norr om radio- och TV-masterna i Nacka. Bergarten är gråsvart, finkornig (0.1—0.2 mm) och svagt kristallisationsskiffrig. Den består till omkring 2/3 delar av hornblände med pleokroismen: svagt gulgrön — gulgrön — blågrön. Återstoden utgöres huvudsakligen av plagioklas (andesin med c:a 40 % An), finfördelade små kvartskorn, oxidmalm och apatit. I ett annat fall på västra Betsön i kartans nordöstra del är amfiboliten kraftigt sekundäromvandlad med plagioklasen helt fylld av sericit. Vidare tillkommer här rödbrun biotit, som i stor utsträckning är kloritomvandlad och för rikligt små titanitkristaller.

Gångar av porfyrit (plagioklasporfyrit) har endast anträffats på Bogesundslandet (se Pl. 1). Ett prov på dessa, taget c:a 500 m nordväst om Broknäs (7 j), visar följande sammansättning: plagioklas (andesin) \simeq hornblände (blekt gulgrön — brungrön — blågrön) $>$ klorit (pennin) \simeq biotit (rödbrun) jämte kvarts, apatit och oxidmalm i små mängder. Plagioklasen förekommer dels som rektangulära, glest strödda individ, vanligen 2 till 5 mm stora (porfyrströkorn), dels i den finkorniga (0.1—0.2 mm) och föga skiffriga grundmassan tillsammans med de övriga mineralen. Strökornen är kraftigt sericitomvandlade och anfrätta i kanterna. För blotta ögat är bergarten gråsvart med strökornen väl avgränsade som vita eller genom omvandlingen något grönaktiga individ. Porfyrströkornen visar, att en begynnande kristallisation av plagioklas ägt rum på större djup inom den basaltiska smältan. Denna har sedan snabbt förts upp till högre nivåer inom jordskorpan, varvid den resterande smältan hastigt avkylts och stelnat till en finkornig grundmassa (se fotnot s. 10). I likhet med amfibolitgångarna genomsättes porfyriterna av sensvekofennisk, grov pegmatit. Såväl amfibolit- som porfyritgångarna representerar sannolikt äldre diabasgångar av olika typ (se s. 61), i vilka den ursprungliga stelningsstrukturen blivit mer eller mindre utsuddad genom omkristallisation. (Märk dock de bibehållna, primära plagioklasströkornen i porfyriterna.)

YNGRE GRANITER, APLITER OCH PEGMATITER

Redan i inledningen lämnades en kortfattad redogörelse för de sensvekofenniska graniternas och pegmatiternas bildningssätt (se s. 11). Icke minst sedimenten av

¹ Krom och nickel brukar anrikas i de tidigaste, från basaltiska smältor utskilda bergarterna.

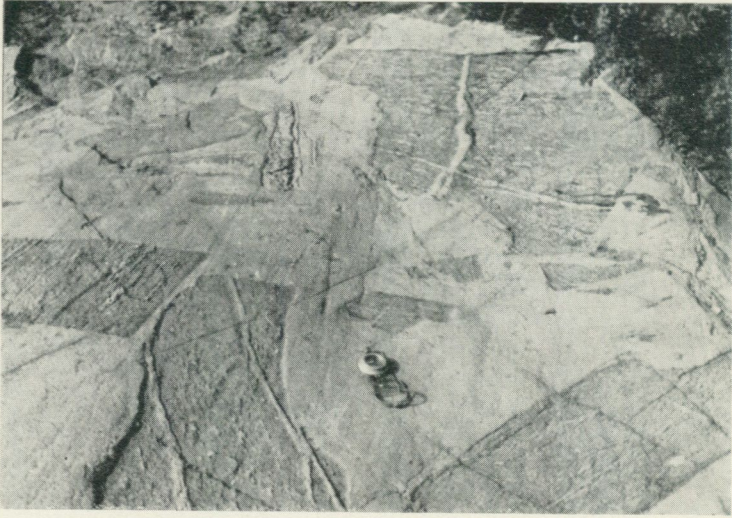


Fig. 21. Grå gnejsgranit, breccierad av grå, yngre granit.
Gray granodiorite, brecciated by fine-grained, young granite.

gråvacketyper torde genom en successiv granitisering, vilken i huvudsak inneburit en tillförsel av kalium och en borttransport av aluminium, magnesium och järn, efter hand ha givit upphov till bergarter med en sammansättning, motsvarande de yngre graniternas. De kemiska relationerna mellan gråvackegnejserna och graniterna framgår bäst vid en jämförelse mellan analyserna 1 e—6 e i tabell 5 och generalanalys 1 F—12 F i tabell 6. Granitbildningen har sannolikt skett såväl genom omvandling på platsen, *in situ*, som genom uppmältning inom sedimenten. Sistnämnda alternativ har antagligen haft den största betydelsen. Med hjälp av strukturen kan man i grova drag skilja mellan två huvudtyper av granit i Stockholms-trakten. Den ena är en medel- till finkornig, jämnkornig typ, den egentliga Stockholmsgraniten. Färgen är övervägande grå, men röda varieteter förekommer också. Den andra är en medelkornig till småporfyrisk granit, där kalifaltspaten bildar rektangulära ögon, vanligen en halv till en cm stora. Färgen är mestadels gråröd, men undantagsvis förekommer också grå varieteter. De båda graniternas utbredning framgår av de röda fälten på kartan Pl. 1. En överbeteckning av svarta ringar avgränsar schematiskt den grövre, röda graniten från den grå. Fördelningen mellan de båda bergarterna visar, att den grå graniten bildar mindre, med ådergnejserna nära förknippade, långsträckta linser, medan den grövre graniten förekommer som mera självständigt uppträdande massiv. Några bestämda åldersrelationer mellan de båda graniterna kan f. ö. inte anges. Båda är vanligen tydligt intrusiva i den äldre berggrunden och breccierar eller genomsätter denna i form av gångar (jfr fig. 21 och 10). Den mycket likartade kemiska sammansättningen av de båda graniterna framgår av en jämförelse mellan de båda generalproven 1 F—12 F

respektive 1 a—11 a i tabell 6. De små variationerna inom analyserna 1 a—11 a i tabell 5 åskådliggör vidare den mycket höga grad av homogenitet, som mestadels råder bland de yngre graniterna, ett förhållande, som också avspeglas i deras mineralogiska sammansättning. Denna utgöres av kvarts och kalifältspat (finträdig mikroklinperit) i ungefär lika mängder, vardera i något större kvantitet än plagioklasen. Den sistnämnda är en oligoklas, vilken nästan genomgående är fylld med sericitisk substans. Härtill kommer ett tiotal vol.-% biotit (ljusgul — rödbrun), vilken ibland, särskilt i de småporfyriska graniterna, delvis är kloritiserad. Accessoriskt förekommer oxidmalm, epidot, ortit (allanit), titanit, apatit, zirkon och kismineral. Hornblände har noterats i enstaka fall i den grövre graniten. Sålunda innehåller en kalifältspatrik, kvartssyenitisk varietet, vilken påträffats i ett mindre parti i berget norr om vägslutet vid Vikdalen (5 g), Nacka, 11 vikts-% av mineralet. Mera detaljerade uppgifter beträffande de olika yngre granitvarieteternas mineralogiska sammansättning kan erhållas ur G. Stålhös: SGU, C 587, 1962.

Vid de granitiska smältornas stelning utskildes vanligen först de ovan beskrivna, normalgranitiska typerna. Senare kristalliserade kvarts- och alkalirikare, ljusa aplitiska graniter med ett ofta gångformigt uppträdande. Av sent datum är också pegmatiterna bildade ur de sura, på kvarts, alkalier och lättflyktiga beståndsdelar rika restlösningarna. Den stora rörligheten hos de i restlösningarna ingående komponenterna gynnade i förening med en långsam kristallisation av de enskilda mineralen uppkomsten av de stora mineralindivider, som ingår i pegmatiterna och kännetecknar dessa. Ehuru apliter och pegmatiter i allmänhet är yngre än graniterna, förekommer ej sällan fall, där det motsatta gäller. Lokalt har kunnat påvisas inte mindre än fyra olika generationer av granit och pegmatit. Analyserna 1 b—3 b i tabell 5 visar den kemiska sammansättningen av tre röda, finkorniga graniter med en lätt aplitgranitisk anstrykning. Kännetecknande för dessa är en relativt hög halt av alkali och kvarts samt ett lågt kalkinnehåll. Graniten förekommer som små partier, breccierande den småporfyriska graniten i norr, och utgör sannolikt ett surt differentiat ur den senares modersmälta.

Den grå Stockholmsgraniten erhåller ofta en rödaktig färgton närmast sprick- och krosszoner. Bredden på dessa partier växlar oftast från någon upp till ett tiotal m. Den färgbetingande faktorn är ett finfördelat järnoxidpigment inom plagioklasens omvandlingsprodukter.

De yngre graniterna är mestadels massformiga. Om parallellstruktur finns, kan denna i allmänhet föras tillbaka på någon av följande orsaker:

1. Graniten är bildad vid en tidpunkt, då det inom veckzonen förhärskande trycket i större eller mindre omfattning fortfarande existerade.
2. Flytföreteelser i granitsmältan vid gränsen mot omgivande berggrund. Dessa är särskilt märkbara i smala gångar, där en viss parallellanordning kan noteras hos glimmermineralen (fluidalstruktur).
3. En ofullständig assimilation av inneslutna brottstycken med parallellstruktur, eller en *in situ*-granitisering av äldre, parallellstruerade bergarter.
4. Deformation av graniterna efter deras bildning.

Man kan ofta inte avgöra, till vilken av nämnda fyra grupper en viss, parallellstruerad, yngre granit skall räknas. Svåra att hålla isär är framför allt alternativen 1 och 3. Alternativ 1 torde vara tillämpligt för den lokalt uppträdande, tydliga

parallellstrukturen inom de småporfyriska graniterna i norr, såsom i ett mindre, under arbete varande stenbrott i Ensta och i ett äldre brott c:a 2 km öster om Täby k:a. Tillämpningen av alternativ 3 är emellertid inte utesluten i detta fall, när parallellstrukturen eventuellt också kan vara nedärvd från en tidigare existerande bergart. Alternativ 2 ovan kan exemplifieras från ett otal lokaler, medan *in situ*-granitisering enligt alternativ 3 bäst åskådliggöres inom gråvackegnejserna i kartans norra delar. Det är i sistnämnda fall vanligen omöjligt att avgöra, var gränsen skall dragas för vad som rimligen bör betecknas som gnejs eller granit. Exempel på alternativ 4 finner man i en lång rad av yngre granitmassiv, belägna inom vissa förskiffringszoner, t. ex. den utmed kustpartiet Kolström—Lännerstasunden—Årstaviken i kartans södra del (svarta streck på röd botten)¹. En kraftig stänglighet förekommer ibland inom dessa graniter, t. ex. invid Nacka kommunalhus. Stänglarna består i detta fall av granulerad kvarts. På andra ställen åter är skiffrigheten mera framträdande, t. ex. nordväst om sjön Trekanten i Gröndal (5f). Vidare kan noteras en kraftig omvandling i dessa bergarter med sericitisering av plagioklasen, kloritisering av biotiten och epidotnybildning. Eventuellt kan bildningen av mineralet skapolit höra samman med denna sena deformation. Den kemiska sammansättningen av den förskiffrade graniten framgår av ett generalprov från Nacka (analys x, tabell 5). Den stängliga graniten är, i jämförelse med de oförskiffrade, grå graniterna I F—12 F i tabell 6, något Si-fattigare, men i motsvarande grad rikare på Fe, Al, Ca och Mg i nämnd ordning. Antingen har förskiffringen medfört ovannämnda substansutbyte, vilket torde vara mest sannolikt, eller också utgör graniten en ovanligt basisk varietet av Stockholmsgraniten, något som understrykes av ett sporadiskt uppträdande av hornblände².

Små granatkristaller påträffas ej sällan i den grå graniten eller i med denna associerade apliter och pegmatiter. Detta är av intresse och visar, att vi jämsides med den helt dominerande granatbildningen under själva veckningen även haft en sådan av senare datum.

Förekomsten av s. k. klot- och fläckgraniter inom de grå Stockholmsgraniterna utgör två företeelser av särskilt vetenskapligt intresse. Dessa bildningar har tidigare utförligt beskrivits³ och kommer ej att närmare behandlas här. Klotgraniten utgöres av runda eller äggformade, skalformigt zonerade bildningar av upp till dm-storlek, som finns samlade i vissa stråk i en för övrigt ordinär, grå granit. Bergarten har enligt tillgängliga uppgifter påträffats blott vid en husgrundsprängning i Vasastaden. Fläckgraniter däremot har iakttagits på ett 20-tal ställen inom Stockholmsområdet. Härtill kommer ytterligare fem nedan uppräknade, nyupptäckta lokaler inom kartbladet Stockholm NO: 1. Stenbrottet på Långholmen (5f), Södermalm; 2. Vattentornet i Ektorp (5h), väster om Skurusundsbron, Nacka; 3. Berget söder

¹ Jfr P. J. Holmquist: Stockholmstraktens berggrundsteknik. Geol. Fören. Förhandl., 43, 1921, samt B. Loberg: Petrofabrics of some varieties of Stockholm granite and associated wallrocks. Stockholm Contributions in Geol., III: 5, 1959.

² Beträffande kemisk analys av hornbländet jfr P. Geijer: Geol. Fören. Förhandl., 35, 1913, s. 147.

³ Beträffande klotgraniter jfr W. C. Brøgger-H. Bäckström: Geol. Fören. Förhandl., 9, 1887 och N. Sundius: SGU, Ba 13, 1948. Beträffande fläckgraniter jfr P. Geijer: Bull. Geol. Inst. Uppsala, 8, 1908 och Geol. Fören. Förhandl., 35, 1913; E. Fromm: Ibid., 65, 1943; N. Sundius: SGU, Ba 13, 1948.

om Nyckelvikens sydspets (5 h), Nacka; 4. Vattentornet i Lill-Jansskogen (6 f), Djurgården; 5. Berget ovanför brogrenen i Torsvik (6 g), Lidingö.

Fläckarna är ljusa, vanligen en till tre cm stora och rundade eller ellipsoidiskt utdragna. I de på mörka mineral fattiga fläckarna finns i många fall en mörk centralzon bestående av antingen biotit eller titanit. Av de uppräknade fläckgraniterna är det endast den från Lidingö, som har fläckar med en central, mörk kärna. Denna utgöres av biotit.

De vad bildningssättet beträffar tidigare beskrivna pegmatiterna (se s. 57) förekommer i växlande omfattning inom hela kartbladsområdet i form av massiv eller gångar, som genomsätter den övriga berggrunden. Inslaget av väl avgränsade, självständigt uppträdande pegmatiter är betydligt större inom gråvackegnejserna i norr (överbeteckning med röda streck innefattar i dessa områden även ett mycket kraftigt inslag av yngre granit) än inom skiffergnejserna i söder. De senare är mera intimt genomvävda av det pegmatitiska materialet (jfr Pl. 1: röda ådror). Några speciellt pegmatitrika zoner har dock utskilt inom skiffergnejserna, t. ex. i området kring Gustavsberg och i Enskede. Ett större, enhetligt pegmatitmassiv har vidare noterats i området söder om Källtorpssjön (se Pl. 1). En likaledes pegmatitrik zon går fram inom gnejsgraniterna från Årstaviken åt öster mot Nacka och Skuru (se s. 39). Inom gnejsgranitområdet i nordost förekommer ett stort antal väl avgränsade pegmatiter i form av mindre massiv eller breda gångar, i vilka flera fältspatbrott har upptagits under åren (se Pl. 1; svarta trianglar). Karakteristiskt är, att de flesta av dessa pegmatiter är belägna i eller invid grönstensmassiv. De senare har tydligen varit mer eller mindre svärgeomträngliga för de pegmatitiska lösningarna, vilka bromsats upp på sin vandring och koncentrerats utmed massivens gränser. Pegmatit är för övrigt regionalt sett mindre framträdande inom gnejsgraniterna i nordost än i sedimentgnejserna. Ett undantag utgör området sydost om Ö. Ryds k:a, som är rikligt pegmatitförande och där även flera större massiv finns. Beträffande gnejsgranitmassiven i nordväst bör framhållas, att överbeteckningarna i Pl. 1 för dessa väsentligen avser ett rikligt inslag av breccierande, yngre, småporfyriska graniter. Detta hindrar emellertid inte, att man inom området utmed motorvägen mellan Hägernäs och Ullnasjön också kan studera ett flertal stora lager och gångar av pegmatit.

Pegmatiterna inom bladområdet har en mineralsammansättning, som nära ansluter sig till de yngre graniternas. Variationerna mellan de ingående huvudmineralen kalifältspat, plagioklas och kvarts är emellertid betydligt större inom pegmatiterna än i graniterna. Biotit förekommer nästan alltid, men i mindre kvantiteter än i motsvarande graniter. I enstaka fall ersättes biotiten av muskovit. I de grå pegmatiterna, vilka är särskilt vanliga i sedimentgnejsområdena, är kalifältspaten grå och ofta något rikligare företrädd än plagioklasen. I de röda pegmatiterna dominerar däremot kalifältspaten kraftigt över plagioklasen. En zonerings med en fältspatrik, marginal och en kvartsrik, central zon förekommer ofta i de röda pegmatiterna, men är mindre framträdande inom de grå (jfr O. Brotzens allmänna beskrivning av Stockholmsområdets pegmatiter i Geol. Fören. Förhandl., 81, 1959, s. 10—20). Det är inte minst denna, genom zonerings uppkomna separation mellan kvarts och fältspat, som skapat de gynnsamma betingelserna för den livliga kvarts- och fältspatbrytningen inom de röda pegmatiterna i nordost. De viktigaste förekom-

terna är i tur och ordning Härsbacken (9 j), Ytterby (8 i) och Isättra (9 j). Ytterby har enligt N. Sundius (SGU, Ba 13, 1948) sannolikt varit den tidigast brutna fältspatförekomsten i landet. Denna pegmatitförekomst har blivit internationellt berömd genom sin rikedom på mineral, innehållande sällsynta jordarter, av vilka en stor del för första gången upptäckts här. En ingående beskrivning av kartbladsområdets viktigare pegmatiter, deras mineralogi (med ett flertal kemiska mineralanalyser), historik och brytningsförhållanden lämnas av Sundius i a. a., s. 68—90. Vidare referenser till den rikhaltiga litteraturen över Stockholmstraktens pegmatiter kan erhållas i ovan nämnda arbeten av N. Sundius och O. Brotzen. Enligt den senare är förekomsten av småmineral för övrigt tämligen sparsam inom det centrala Stockholmsområdets pegmatiter, en iakttagelse som också bekräftats vid kartbladsarbetet. Särskilt vanliga är enligt Brotzen mineralen allanit (ortit), granat och zirkon¹. Bland sulfiderna märks särskilt svavelkis, magnetkis och molybdenglans¹. Mineral sådana som grafit, sillimanit, cordierit och hornblände anses av Brotzen ha uppkommit genom påverkan från omgivande sedimentgnejser respektive grönstenar. Nedan ges några exempel på olika mineral påträffade under kartbladskarteringen. 700 m sydväst om Roslags-Näsby stn: molybdenglans och hexagonala prismor av gulgrön beryll i grå pegmatit. 100 m väster om Ensta hpl (8 f): gulgrön beryll som ovan. Gribbylund (9 f): små korn av violett flusspat i röd pegmatit. Bosöns sydöstra strand, Lidingö: extremt granatrik pegmatit med 5—8 cm stora individ, samlade i aggregat. Nordsidan av berget nordost om Långängens friluftsgård c:a 2 km OSO om Lidingö k:a: från 2 till 5 cm stora magnetitklumpar i en liten, röd pegmatitkörtel i en kvartsdiorit.

Hornblände har iakttagits i röda pegmatiter på följande ställen: invid bilfabriken i Augustendal (5 g), Nacka på Bullerholmen, sydväst om Resarö, i Åkersberga samt invid Lerviks brygga, norr om Trälhavet. Allanit förekommer särskilt rikligt vid Danvikstull (5 g). Bredare gångar, enbart bestående av kvarts eller fältspat, är ganska ovanliga. En c:a 0.5 m bred sprickfyllnad av kvarts har noterats från området norr om Väster-Skäggaviken på Värmdö, öster om Skarpö. En meterbred gång av röd fältspat har vidare iakttagits invid Lerviks fältspatgruva.

DIABAS

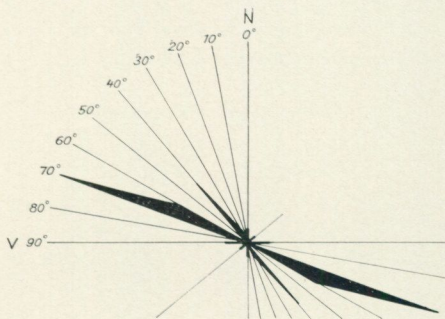
Diabaserna utgör de yngsta magmabergarterna inom kartbladsområdet och har en kemisk sammansättning, som i huvudsak motsvarar de tidigare beskrivna grönstenarnas. Diabaserna uppträder uteslutande i form av gångar, som utfyller sprickor i berggrunden. Deras intrusion har sannolikt ägt rum vid olika tidpunkter i yngre urbergstid.

Diabasgångarna uppträder enstaka, parvis eller i svärmar (de sistnämnda dock mindre vanliga inom bladområdet). Av 35 olika gångar är c:a 50 % smalare än 0.5 m, 25 % ligger mellan 1 och 2 m. Återstoden har bredder över 2 m. Bredast är den västligaste gången i Vikdalen, Nacka (5—6 m) och den långa diabasen norr om Björknäs på Värmdö med upp till 8 m (se Pl. 1). Gångarnas utsträckning överensstämmer ganska väl med de allmänt förekommande sprickriktningarna i Stock-

¹ Beträffande lokaler för dessa mineral, se gamla bladet »Stockholm», SGU, Aa 6, 1863, s. 31.

Fig. 22. Sammanställning av diabasgångarnas strykningsriktningar inom kartbladet Stockholm NO.

The orientation of the diabase dikes of the map-sheet Stockholm NE.



holmsområdet. Detta framgår ej klart inom den begränsade yta, som bladområdet utgör, men belyses väl av den sammanställning, Sundius gjort i SGU, Ba 13, 1948, fig. 2. De förhärskande strykningsriktningarna av de 35 iakttagna diabaserna inom bladområdet (se fig. 22) är VNV-liga och NV-liga. En större diabasgång kan utmed sin strykningsriktning förgrena sig i flera mindre, parallella gångar, vilka i sin tur åter kan sammansluta sig. Små förgreningar i olika riktningar ut åt sidorna från gångarna är också vanliga (apofyser). Apofyserna smalnar mestadels snabbt och kilar ut efter några få meter. Man kan ibland i ett system av parallella sprickor se, hur somliga sprickor är fyllda med diabas, andra tomma. Detta tyder på att diabaserna trängt upp i redan färdigbildade sprickor och ej själva åstadkommit sprickigheten. Gångarna har ofta förkastats en eller annan meter i sidled.

Diabasen är en tät till finkornig bergart, som i friskt brott är gråsvart till svart, men på vittringsytan svagt rostfärgad. Karakteristiskt är, att bergarten vid bearbetning sönderfaller i stycken med jämna, mussliga brottytor. Pelarformad förklyftning vinkelrätt mot gångarnas längsriktning är också en relativt vanlig företeelse, som särskilt vackert illustreras av gången vid kartgränsen nordost om Åkersberga. Denna förklyftning har uppstått genom att bergarten krympt under avsvälningen. Diabaserna är föga omvandlade och har till skillnad från amfibolitgångarna (s. 55) den primära stelningsstrukturen kvar. Denna utmärkes av att plagioklasen bildar långsträckta, listformade, regellöst anordnade individ, som bildar ett s. k. ofitiskt mönster. Trots finkornigheten i bergarten kan man vanligen redan med blotta ögat urskilja de små plagioklaslisterna. Nedan återges data ur Sundius beskrivning (a. a., s. 63) av diabasernas mineralogiska sammansättning. Plagioklasen är en labrador (An52—An60) med en surare ytterzon av oligoklas. Infogade mellan plagioklaslisterna förekommer monoklin pyroxen, som i växlande grad är hornbländeomvandlad, jämte små mängder av kvarts, alkalifältspat, karbonat, biotit och klorit. Härtill kommer malmkorn och apatit. Denna beskrivning motsvarar väl en av förf. mikroskoperad, något grövre diabas (plagioklaslisterna mellan 1 och 1.5 mm långa) från mittpartiet i den tidigare nämnda, breda gången i Vikdalen. Här iaktogs dock inte biotit, karbonat och apatit. I den marginala delen av samma gång når plagioklaslisterna i medeltal en längd av 0.2—0.4 mm, med enstaka individ upp mot 1 mm. Den monoklina pyroxenen har i den marginala delen helt överförts till hornblände. Genom den snabba avkylningen invid kontakten mot sidoberget har diabasen ofta

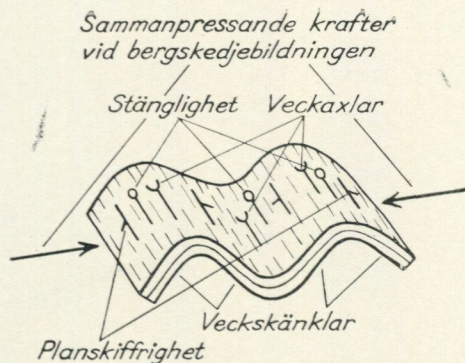


Fig. 23.

blivit ytterst finkornig, på gränsen till glasig, inom en några cm bred randzon. Enstaka porfyrströkorn av ljus fältspat eller något mörkt mineral (ortopyroxen, som vanligtvis omvandlats till talk-serpentinartade pseudomorfoser) kan emellanåt urskiljas i den finkorniga diabasmassan utan att bergarten för den skull behöver benämnas porfyr. Verkliga diabasporfyriter, motsvarande plagioklasporfyriterna bland amfibolitgångarna, saknas inom bladområdet, men är rikligt företrädda längre västerut i Södermanland (jfr P. H. Lundegårdh: Berggrunden i Beskrivning till kartbladet Eskilstuna. SGU, Aa 200, 1959, s. 42 f. och R. Gorbatshev: Dolerites of the Eskilstuna region. SGU, C 580, 1961).

Tektonik, sprickor och förkastningslinjer

Under den svekofenniska veckningen gav riktade tryck upphov till tvenne olika huvudstrukturelement inom kartbladsområdets berggrund, nämligen dels planskiffrighet, dels lineärskiffrighet (stänglighet). Den inbördes relationen mellan dessa strukturelement och två andra: veckaxlar och veckskänklar klagöres av fig. 23. Man kan schematiskt tänka sig, att stängligheten uppkommit genom en sträckning inom den plastiskt reagerande bergartsmassan till följd av att denna vikit ut i sidled i en riktning vinkelrätt mot tryckkrafterna. En omställning i detalj har härvid ägt rum av mineralen i bergartsmassan. Dessa har under den efterföljande omkristallisationen antagit långsträckt former. Planskiffrigheten inom de lagrade bergarterna kan antingen vara parallell med den ursprungliga lagerställningen, som fig. 23 visar, eller också skära snett över den. Det sistnämnda är ofta fallet i de tektoniskt föga motståndskraftiga, lerrika skiffersedimenten, i vilka den ursprungliga lagringen lätt har kunnat utplånas av snett mot denna anbringade tryckkrafter. I de tektoniskt styvare, kvarts-fältspatrikare gråvackesedimenten och vulkaniterna däremot sammanfaller skiffrighet och lagring i mycket stor utsträckning. Vid den kraftiga sammanpressningen inom veckningszonen blir emellanåt veckens skänklar (fig. 23) inbördes parallella (s. k. isoklinalveckning), varvid en mer eller mindre vertikal planskiffrighet uppkommer. En sådan är särskilt vanlig inom kartans södra del, i Nackaveckbågen. Detta visar sammanställningen över planskiffrigheterna inom kartbladsområdet i fig. 24. Flackare skiffrigheter påträffas framför allt i de nordligare gnejsgranitom-

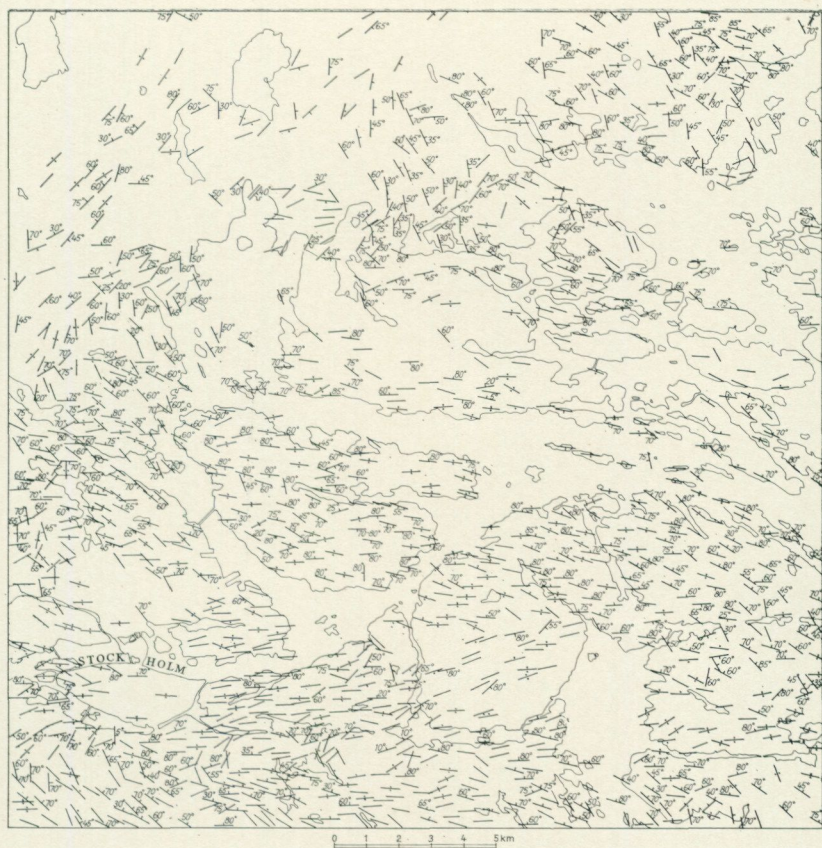


Fig. 24. Skiffrihetsobservationer inom kartbladet Stockholm NO. Teckenförklaring, se kartan Pl. 1.

Schistosity in the Stockholm region. For explanation of symbols, see the map-sheet Pl. 1.

För spridning godkänd i rikets allmänna kartverk den 5 november 1963.

rådena. De veckbågar, som de olika bergartstyperna beskriver inom det nuvarande ytsnittet genom berggrunden och vilka även återspeglas genom växlingarna i berggrundens planskiffrihet (se Pl. 1), förutsätter, att områdets veckaxlar lutar (stupar) åt ena eller andra hållet från sina ursprungliga horisontallägen. En sammanställning av veckaxlar och stängligheter inom kartbladsområdet visar också (se fig. 25), att nästan samtliga av dessa strukturer visar en stupning, som avviker från horisontalplanet. Det är emellertid anmärkningsvärt, att stupningarna så gott som genomgående är östliga (märk dock enstaka horisontella eller västligt stupande veckaxlar och/eller stängligheter, bl. a. på Lidingö), ett förhållande, som man hittills inte kunnat ge en tydlig förklaring till. Man måste under alla omständigheter antaga,

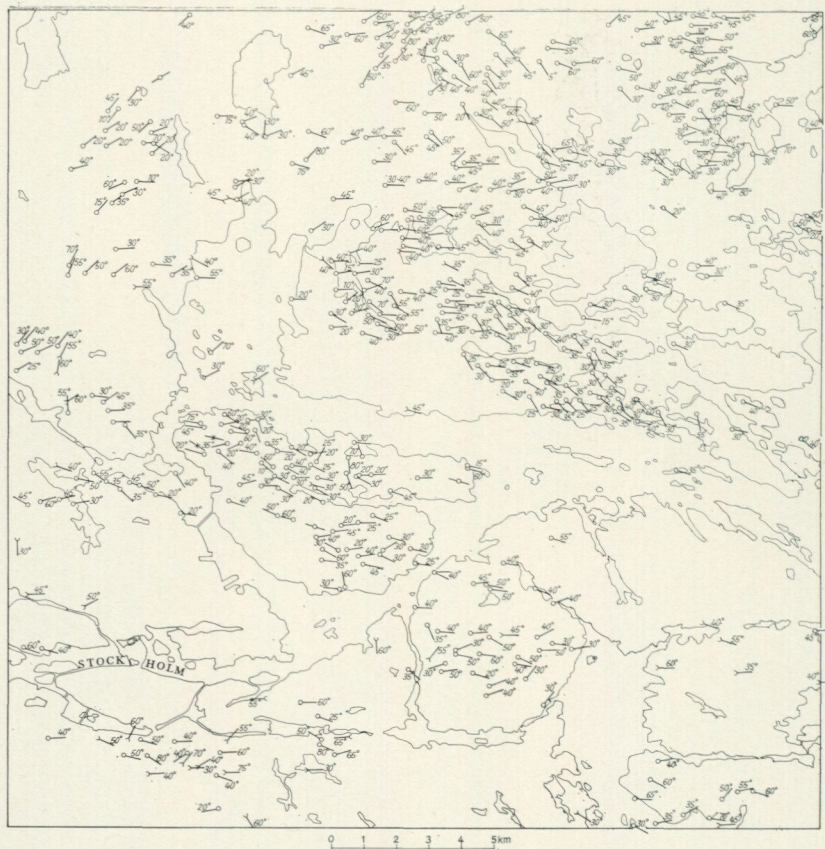


Fig. 25. Stänglighets- och veckaxelobservationer inom kartbladet Stockholm NO. Teckenförklaring, se kartan Pl. 1.

Lineation and foldaxes in the Stockholm region. For explanation of symbols, see the map-sheet Pl. 1.
För spridning godkänd i rikets allmänna kartverk den 5 november 1963.

att förutom den ungefärligt nord-sydliga sammanpressning inom bergskedjezonen, som belagts genom de öst-västliga strykningarna av områdets veckaxlar, skiffriheter och stängligheter, också krafter riktade från öster mot väster varit verksamma. Detta har tidigare påpekats av Sundius (SGU, Ba 13, 1948, s. 44). De östliga stupningarna av områdets veckaxlar och stängligheter torde möjligen bero på att de västligt riktade krafterna åstadkommit en tvärveckning med åtföljande isoklinala överstjälpningar i samma riktning. Trots en tidigare behandling av hithörande problem (Stålhös: SGU, C 587, s. 29—32) har icke någon förklaring hittills kunnat vinnas, varken beträffande ursprunget till de från öster kommande tryckkrafterna eller hur det tektoniska samspelet mellan de nord-sydliga och öst-västliga krafterna

i princip utformat de olika strukturelementen inom området. En statistisk behandling av strukturelementen från bladområdet (a. a., s. 29—32) antyder, att såväl veckaxlar och stängligheter som skiffriheter kan ha uppkommit samtidigt vid två skilda tillfällen under två från varandra avgränsade deformationsperioder¹. De tvänne huvudtryckriktningarna inom kartbladsområdet har enligt den statistiska sammanställningen varit dels en rakt nord-sydlig, dels en approximativt NNO—SSV-lig. Den inbördes åldersrelationen mellan dessa riktningar är osäker.

Efter den egentliga svekofenniska veckningens slut och de yngre graniternas och pegmatiternas bildning vidtog en relativt lugn period i den tektoniska utvecklingen inom området. Denna lugna period har i huvudsak bestått ända fram till våra dagar.

Som en sista manifestation av de krafter, vilka försvagades redan vid slutet av bergskedjebildningen, kan man möjligen betrakta det nord-sydligt verkande tryck, som lokalt förskiffrat de yngre graniterna (se s. 57).

Som redan berörts i inledningen, torde i senare tid begränsade blockrörelser emellanåt ha skett längs vertikala sprickplan genom den fasta jordskorpan. De mest framträdande dalstråken och sänkorna på den topografiska kartan, till vilka bl. a. de flesta av områdets system av fjärdar och sjöar är knutna, ligger vanligen i och parallellt med äldre vecknings- och/eller spricklinjestråk. Sannolikt har erosionen haft lättare att arbeta just inom de partier, där de nuvarande sänkorna går fram, antingen till följd av bergartens sammansättning och struktur (mjuk och lättvittrad t. ex.) eller på grund av en riklig förekomst av sprickor och krossat berg på dessa ställen, varigenom berggrundens motståndskraft i hög grad nedsatts. Ett tydligt exempel på hur yngre sprick- och/eller förkastningslinjer löper parallellt med äldre strukturdrag i berggrunden är den öst-västliga förkastningszonen utmed Nacka-veckbågens norra skänkel. I andra fall åter övertväras sprickdalar helt de äldre riktningarna, vilket bäst illustreras av Skurusundets nord-syddal väster om Björknäs på Värmdö. Sundius (SGU, Ba 13) har ingående behandlat Stockholmsområdets sprick- och förkastningsplan samt deras inbördes åldersrelationer. Delvis stöder han sig på ett flertal äldre undersökningar² både från Stockholmsområdet och från övriga Mellansverige (jfr litteraturförteckningen i a. a.). Vid en sammanställning av sprick- och förkastningslinjerna i Stockholmsområdet, grundad på generalstabskartan, finner Sundius (a. a., fig. 2 och s. 18), att dessa huvudsakligen fördelar sig på tre olika system, nämligen ett med strykningar mellan NV—SO och VNV—OSO, ett NO—SV-ligt system och ytterligare ett med öst-västliga strykningar. Det nord-västliga spricksystemet, som anses vara äldst, är rikligast företrätt. Till detta ansluter sig huvuddelen av diabasgångarna inom kartbladsområdet (se Pl. 1 och fig. 22). Senare utbildades enligt Sundius det nordost-sydvästliga spricksystemet med sina diabasgångar (ej företrädna inom kartbladet Stockholm NO). Av samma ålder kan möjligen de öst-västliga sprickorna vara. Längs dessa antages Mälarsandstenen, vilken bl. a. förekommer inom kartbladet Stockholm NV, ha blivit nedförkastad

¹ Detta resultat får emellertid tagas med mycket stora reservationer. Liknande undersökningar i sydvästra Finland (N. Edelman: The Gullkrona region, SW Finland. — Bull. Comm. Géol. Finl., Nr 187, 1960, s. 59—63) tyder nämligen på att man vid en statistisk behandling av veckxlarna (liksom också stängligheterna) inom ett migmatit-område kan erhålla ganska vilseledande resultat.

² Ett grundläggande arbete inom detta forskningsfält är B. Asklund: Bruchspalten-bildningen im südöstlichen Östergötland. Geol. Fören. Förhandl., 45, 1923.

och på så sätt skyddad mot den efterföljande erosionen. Då upprepade rörelser har ägt rum längs många av de nu nämnda sprickplanen och då dessutom en del av de för sprickorna använda ålderskriterierna inte förefaller vara allmänt tillämpliga (t. ex. den olika beskaffenheten av de i sprickorna uppträdande diabaserna), torde än så länge ytterst få säkra bevis finnas för de olika spricksystemens åldersrelationer. Detta antyder nya och ingående undersökningar av Eskilstunaområdet diabas och deras relationer till olika spricksystem (jfr R. Gorbatshev: SGU, C 580, 1961, s. 32—36). Förekomsten av sprickor, fyllda med kambrisk sandsten, i Stockholms skärgård (ej inom kartbladet) och i västra Södermanland samt de vidsträckta kambro-siluravlagringarna i Närke tyder på att stora delar av Mellansverige varit sänkta under havets yta vid tiden för dessa bergarters bildning. När havet åter drog sig tillbaka, eroderades efter hand de pålagrade sedimenten bort, så när som på obetydliga rester av lagerföljdens understa delar (den kambriska sandstenen), som skyddats i djupa sprickor i berggrunden. Likaså bevarades kambro-silursedimenten i sådana områden (t. ex. Närke), där de genom kraftiga, vertikala förkastningar blivit mindre utsatta för erosionens verkningar. Dessa förkastningar har kaledonisk¹ ålder och kan följas åt öster. De synes i huvudsak ansluta sig till förkastningszonerna inom Stockholmsområdet (se Pl. 1), vilka härigenom erhåller en sannolik datering (jfr Sten De Geer: Karta öfver Mellersta Sveriges landformer. SGU, Ba 7, 1910). Utmed dessa förkastningsplan kan vanligtvis en mer eller mindre betydande, vertikal rörelsekomponent påvisas, vilken väsentligen inneburit en snedställning av olika berggrundsblock i förhållande till varandra. Så till exempel reser sig Söder Mälarstrands förkastningsbrant markant över området norr därom, liksom trakten söder om Årstaförkastningen i sin tur påtagligt höjer sig över Hammarbyhamnen och södra Södermalm.

De mest framträdande och uthålliga breccie- och krosszonerna inom berggrunden åtföljer förkastningslinjerna, där rörelserna varit störst, medan krosszoner saknas eller är av mindre omfattning utmed de sprickplan, där inga eller högst obetydliga förskjutningar ägt rum. En bland de bredaste krosszonerna inom kartbladet går fram längs den nordliga grenen av Årstaförkastningen i Gröndal, i sänkan väster om sjön Trekanten. Denna sänka är c:a 50 m bred och fylld av vertikalskivigt, krossat berg rikligt inlagrat med kloritiskölar och lerskikt. I höjderna N och S om nämnda sänka anstår lokalt krossbergarter av såväl mylonit- som breccietyp (se inledn. s. 12). Dessa krossbergarter representerar de gentemot vittringen mest resistenta delarna inom krosszonen. Utmed Söder Mälarstrandsförkastningen, i sundet mellan Gröndal och St. Essingen, har i samband med borrningar, utförda av Stockholms stads hamnförvaltning, iakttagits breda krosszoner, rikligt impregnerade med grafit. I fortsättningen av samma förkastningszon österut kan man vid lastkajen nordväst om Augustendals bilfabrik i Nacka se en c:a 0.5 m bred, distinkt, nästen vertikal kloritisköl. Parallellt med denna finns en lika bred breccia, bestående av kantiga brottstycken av yngre granit sammankittade av kvarts. De nämnda, olikartat uppbyggda krosszonerna utgör exempel på hur komplext byggda de stora förkastningszonerna synes vara, och ger belägg för att rörelserna i dessa säkerligen skett längs flera, sinsemellan parallella glidplan. En tydligt bandad, mörkgrå ultramylonit,

¹ Det tidsskede från urbergets yngsta epok till början av devonisk tid, då huvuddelen av den skandinaviska fjällkedjan bildades.

bildad genom fullständig krossning och utvalsning av grå gnejs, kan nämnas från en lokal i Hästhagen söder om Järlasjön (5 g) utmed Årstaförkastningen. Glidplanet stupar i detta fall c:a 45° mot norr. Inom samma förkastning, c:a 500 m väster om Skanstullsbron, Hammarbyleden (5 f), visar den täta krossbergarten en annan utbildningsform under mikroskop, nämligen en pseudoporfyrisk struktur med större, spridda fältspatker i en finkornig, ej parallellstruerad grundmassa. En välutvecklad breccia kan exemplifieras från en lokal utmed ena sidan av en liten nordostligt orienterad dalsänka omedelbart väster om Härbackens pegmatitbrott. Breccian består av kantiga, röda bitar av leptitgnejs, sammanbakade av antingen kvarts eller av en mörkröd, tät krossmassa. I en nordvästlig, likaledes kvartsläkt brecciezon nordväst om Forsvik på Ingarö åter kan man ibland se små, runda drusrum, i vilkas periferi välutvecklade kvartskristaller sitter. I centrum är drusrummen fyllda med intensivt röd kalifältpat. De omtalade krosszonerna, av vilka de större angivits i Pl. 1, utgör endast några axplock bland det otal, som finns inom bladområdet. Huvuddelen av dem kan förmodas vara dolda under jordlagren i sänkorna. Grundläggningsarbeten och tunneldrivningar i samband med den intensiva byggnadsverksamheten inom Stockholmsområdet har avslöjat, att sprickor och krosszoner inom berggrunden snarare är regel än undantag. Huvuddelen av dessa svaghetszoner är dock tämligen små (cm—dm-breda) och föga uthålliga i strykningsriktningen. De är fyllda med omväxlande lösa bergartsbitar, lera och klorit. Bredare krosszoner på en till flera meter är ibland tecken på att mindre blockförskjutningar ägt rum i berget. För grundläggningsarbeten särskilt besvärande och svåra att förutse är de i berget tämligen ytligt belägna, horisontella mo- och sandfyllda slag, som ibland påträffas och i vilka under vissa betingelser sättningar lätt kan ske vid belastning (jfr Carl-Olof Morfeldt: Byggmästaren, nr 4, 1957). Ibland har man också påträffat stora bergskollar, vilka av inlandsisen skjutits fram över tidigare avsatt morän (Morfeldt: Byggmästaren, nr 12, 1959).

KALKSPAT — BLYGLANSGÅNGAR

Smala gångar eller sprickfyllnader av kalkspat och blyglans har under årens lopp påträffats i ett femtontal fall i Stockholmsområdet. Åtta ligger inom kartbladet Stockholm NO. En ingående sammanfattning av dessa iakttagelser har gjorts av Sundius (SGU, Ba 13, 1948, s. 92 ff.), varför här endast några av hans data skall återges i korthet. Gångarna är vanligtvis 1—4 cm eller i enstaka fall upp till 10 cm breda. Förutom huvudmineralen kalkspat och blyglans förekommer ganska ofta svavelkis och mera sällan ett ljust, järnfattigt zinkblände. I några fall har flusspatförande kalkspatsprickfyllnader rapporterats, dock ej i kombination med blyglans. Enligt sammanställningen av Sundius synes kalkspaten vanligen intaga största volymen av gångarna. Dessa kan emellertid i vissa partier nästan helt utfyllas av blyglans. Smala randzoner av kalkspat omger i dessa fall blyglansen. Vid karteringarna inom bladområdet har endast ett sannolikt exempel på hithörande sprickfyllnader av kalkspat påträffats, nämligen en c:a 2 cm bred gång i en vertikal, mindre forskiffringszon vid badplatsen i norra delen av Säterfjärden, sydost om Åkersberga. Kalkspat-blyglansgångarnas ålder är ej känd. Enligt en iakttagelse av

J. Eklund har kalkspatsprickor setts övertvära en diabasgång, varigenom åtminstone en sannolik maximiålder för sprickgångarna kan erhållas.

Bergarter av ekonomisk betydelse

En avsevärd brytning av den grå, massiva och jämnkorniga Stockholmsgraniten har sedan gammalt ägt rum. Detta visar förekomsten av en mängd stenbrott inom kartbladsområdet (se Pl. 1). De största av dessa är belägna i Solnatrakten. Enligt Sundius (SGU, Ba 13, s. 59—60) lär produktionen huvudsakligen ha tillgodosett lokala behov, vilket bl. a. framgår av den mångfaldiga användning, som graniten fått i samband med byggnadsverksamheten i Stockholm. Den stenindustriella aktiviteten torde i stort sett ha upphört under 1940-talet. Sundius förmodar, att detta berott på de mindre väl utvecklade klovriktningarna i graniten och frånvaron av någorlunda horisontella sprickor, s. k. bottenslag, i den. Dessutom förekommer en viss småsprickighet, som är svår att se i fast klyft men som framträder tydligt på polerade ytor. Mängden av oanvändbart material (skrot) blev härigenom alltför stor. För närvarande pågår endast brytning av den småporfyriska, rödlätta, yngre graniten i ett mindre brott i Ensta, 1,2 km NNO om Roslags-Näsby hållplats.

Jämte granitbrytningen har utvinnandet av kvarts och fältspat inom de tidigare omtalade pegmatiterna (se s. 59) i kartbladets nordöstra del spelat en avsevärd ekonomisk roll. Sundius (a. a., s. 68 ff.) ger en uttömmande skildring av dessa pegmatiter, vilka tagna tillsammans enligt honom skall ha utgjort vårt lands mest produktiva kvarts- och fältspatdistrikt. Den sista verksamheten upphörde dock där omkring år 1945. Med avseende på sammanlagd fältspatbrytning torde dock fram till i dag såväl Kolsva i Västmanland som Lugnet på Ornö ha överträffat nämnda distrikt. Enligt Sundius har den totala produktionen inom kartbladsområdet från 1865 till 1945 varit c:a 220 000 ton fältspat och 290 000 ton kvarts. I dessa siffror ingår dock icke uttagen från pegmatitbrottet på Skarpö och en del mindre skärpningar på andra håll. Av nämnda kvantitet har c:a hälften av fältspaten, omkring 100 000 ton, och huvuddelen av kvartsen, c:a 215 000 ton, erhållits från Härbacken, medan Ytterby givit omkring 50 000 ton fältspat och 45 000 ton kvarts. Det tredje brottet i ordningen är Isättra (Idsättra), beläget c:a 700 m norr om Härbacken, med en totalproduktion av c:a 40 000 ton fältspat och 25 000 ton kvarts. Huvuddelen av områdets produktion skall ha gått på export.

Några brytvärda malmer har hittills icke påträffats inom kartbladet. Svaga magnetiska drag förekommer flerstädes inom kartbladets sydöstra hörn, från Forsviksklipporna mot nordväst till Ingarös sydvästra strand, där de kan följas omkring 500 m. Bergarten är här en kraftigt rostvittrad, grafit-, magnetkis- och svavelkisförande sedimentgnejs.

Summary: Description of the bed-rock

The Archean bedrock of the geological map-sheet Stockholm NO forms part of the roots of the old Svecofennian mountain range stretching east-west in Central Sweden and Southern Finland. The distribution of the various rocks is shown in the map Plate 1.

Two principal supracrustal divisions are met with in the area, one of which (yellow in Pl. 1) is thought to be a high-metamorphic equivalent to the well-known, iron-bearing leptite-hällflint series of Central Sweden (Bergslagen). In the type area this series seems to be the oldest one mainly composed of different volcanics associated with chemical sediments (limestones and banded iron ores). Locally, clastic sediments also seem to occur here. The other supracrustal series (orange in Pl. 1), the so-called Mälaren series, is mostly composed of metasediments of clastic origin deposited during the early period of the Svecofennian orogenesis. At the same time a moderate volcanism, of basic composition, can be traced within the map area. New investigations in the Stockholm area to the south of the present map-sheet, definitely points out that metavolcanics, not only basic but also intermediate and acid in composition, are interbedded with the metasediments in many places. Thus the two series should approximately be of the same age here.

During the primorogenic Svecofennian folding more than 2000 million years ago magmas of different composition were introduced into the lower parts of the range giving rise to gabbros, diorites, tonalites, granodiorites, and granites. Several of these rocks are now recrystallized and strongly schistose, especially the three last mentioned, which were transformed into so-called gneiss-granites of different acidity (brown in Pl. 1). The gabbros and diorites, however, are usually somewhat better preserved though they show strong schistosity and recrystallization in many places (green in Pl. 1). A varying degree of recrystallization simultaneously took place in the supracrustal rocks turning the volcanics of the leptite-hällflint series into leptites and leptite-gneisses and the different sediments of the Mälaren series into biotite-bearing quartzo-feldspathic gneisses (meta-graywackes) and biotite-rich garnetiferous gneisses, the last-mentioned frequently containing cordierite, sillimanite, and andalusite (meta-argillites).

It is difficult to know to what extent the above-mentioned synorogenic rocks of infracrustal appearance are to be looked upon as real crystallization products of magmas (primary and/or secondary) or if they are of metasomatic origin. Especially the gneiss-granites in the north brecciating the supracrustals here seem to have been fairly mobile whereas parts of those gneiss-granites conformably interbedded with the metasediments in the south might be the products of granitization.

Successively increasing temperature in the sediments rich in volatiles was the pre-requisite condition for the Late-Svecofennian regional metamorphism, which affected large parts of the Archean of Central and North Sweden about 1750 million years ago. A regional migmatitization took place in the Lake Mälaren basin (including the map area) resulting in veined gneisses of different kinds and young granites accompanied by pegmatites. A tangential pressure has, no doubt, been acting at this time, indicated by the fact that the migmatitization front and tectonization seem to accompany each other. When the tectonic pressure was just declining, the granites and pegmatites mentioned were emplaced. The earlier granites are slightly pressed but most are without deformation of any kind. During the late-orogenic phase even granitization took place in the surrounding supracrustals. In most cases, however, it is impossible to know what is prim-orogenic and what is late-orogenic metamorphism. Though mostly of palingenic origin parts of the young

¹ SGU = Geological Survey of Sweden.

granites seem to be the products of granitization. In areas to the north, dominated by graywacke-gneisses, this granitization seems to imply a moderate addition of potassium.

Between the prim- and late-orogenic phases of the Svecofennian orogeny basic magmas were intruded. In the earlier stage of this intrusion a second generation of infracrustal greenstones was formed (cf. the ultrabasic gabbro of Sundby [Pl. 1] and P. H. Lundegårdh: SGU, ser. C, n:o 484, 1947). Later on superficial joints and fissures were opened and filled up by the same magma. The resulting basic dikes, now transformed into fine-grained amphibolitic rocks, also cut the last-mentioned infracrustal greenstones (Fig. 15).

The structures of the rocks of the Stockholm region were chiefly formed during the Svecofennian orogenesis. The S-planes of the map area (Fig. 24) are mostly orientated east-west, indicating a north-south compression of the area. Lineations and fold axes (Fig. 25) consistently show a moderately steep (ca 45°) plunge to the east, which seems to be the result of forces acting from east to west. A statistical study of lineations, fold axes, and S-planes, respectively, on the map-sheet indicates two distinct phases of deformation both of which have almost the same directions represented in each of the diagrams (cf. Stålhös: SGU, ser. C, n:o 587, 1962, figs. 7 a, b, c). If any significance can be attached to these facts¹ it means, that fold axes, lineations, and S-planes were formed syngenetically in each of the phases.

A short description of the different rocks in the map area will now be given.

The metavolcanics in the northeast are now mostly fine-grained gneisses (leptite-gneisses) but real leptites also occur (grain size < 0.5 mm). Granitization phenomena, resulting in granite-gneisses, are fairly common in this area. The leptite-gneisses are mostly gray-coloured rocks of intermediate composition (see diagram 1). Red, moderately potassium-dominant rock types as well as basic leptites and greenstones of metadacitic-andesitic composition also occur. The big greenstone bodies in the same area are mostly hornblende-gabbroic and medium-grained. They are considered to be infracrustal. Of course some of them also could be strongly recrystallized basic volcanics. In any event the leptite series of the map-sheet shows a very strong resemblance to certain parts of the leptite series in Bergslagen proper.

In the central part of the Mälaren basin in the Stockholm area rocks of argillitic composition predominate, but to the north a more sandy graywacke facies appears. Further more, light and dark layers of meta-arenitic rocks are intercalated in subordinate quantities in the above-mentioned sediments. Basic supracrustals are found now and then in the metasediments, usually as thin beds but also as thick bodies, as in the Årsta area. They are now mostly fine-grained greenstones of variable composition, which for instance in the last-named place very often contain cummingtonite and an orthite-rich plagioclase.

The mineralogical and chemical composition of the veined garnet gneisses (Fig. 4) are visualized from Tab. 5. The mean value of 13 chemical analyses of garnet gneisses from the Södermanland County compared with that of two low-metamorphic argillites from the Grythyttan area in Bergslagen is further to be seen in Tab. 2. The two mean values show a striking resemblance which confirms the presumed

¹ Cf. N. Edelman: The Gullkrona region, SW Finland. — Bull. Comm. Géol. Finl., n:o 187, 1960, pp. 59—63.

argillitic character of the veined garnet gneisses. The cation proportions $K > Mg > Na > Ca$ (Tab. 2) denote secondary enrichment of K and Mg during deposition of the argillitic sediments.

The metasomatic exchange involved, when passing from argillite to veined garnet gneiss according to Tab. 2, mainly is an addition of SiO_2 and CaO as well as a corresponding loss of H_2O , Al_2O_3 , and MgO. Locally a considerable enrichment of potassium has taken place. This is particularly well shown by the K-rich analyses 88—91 in Tab. 5. A constantly low content of Na_2O in the argillites as well as in the garnet gneisses in the present case (cf. Stålhös, op. cit., Tab. 3) indicates an insignificant Na-metasomatism, during the metamorphism. Locally, however, strong granitization (alkali metasomatism) is met with in the meta-argillites turning them into coarse-grained, porphyritic rocks with granitic appearance. These rocks are sometimes fairly homogeneous and then usually show a plastic intrusive behaviour compared with the more competent quartzitic layers in the para-gneiss and lenses of the early orogenic gneiss-granite (Fig. 5). The chemical composition of the rocks is seen in Tab. 5 (1 z—3 z).

The mineralogical composition of gneisses with supposed graywacke origin is seen in Tab. 3. They are gray, fine-grained (< 0.5 mm), and distinctly bedded (Fig. 7). Especially in the more well-preserved, fine-grained types as well as in the quartz-rich varieties (cf. the dark meta-arenites below) a slight dominance of Na above K is often met with. However in several cases $K > Na$ is noted (Tab. 3, spec. from Lidingö). This is quite natural and might depend on the original composition of the mother-rock, which gave rise to the sediment. A slight metasomatic gain of potassium also seems to have taken place in many of these K-dominated graywacke-gneisses (cf. analyses 1 e—6 e, Tab. 5). The ultimate result of this metasomatism seems to be the Stockholm granite proper (cf. analyses of young granites in Tables 5 and 6).

The dark meta-arenitic gneisses (subgraywacke-gneisses), already mentioned, are grayish-blue, fine-grained rocks with a smooth quartzitic appearance and an even-grained, granoblastic texture. The mineralogical and chemical composition is shown in diagram 2 and Tables 5 and 6, respectively. The rock is a quartz-rich, biotite-bearing plagioclase gneiss, in which potassium feldspar is almost absent. As in most gneisses of graywacke type in the map area, garnet occurs only in small quantities. The most representative cation proportions in the dark meta-arenite seems to be $Na > Ca > Mg > K$.

The mineralogical and chemical composition of the light meta-arenites is shown in diagram 3 and Tables 5 and 6, respectively. Originally they may have been quartz-rich, marly sediments, now transformed into fine- and even-grained, granoblastic quartzites, rich in Ca-bearing minerals, such as clinozoisite, labradorite, grossularite, diopside, and calcite (Fig. 6).

The mineralogical composition in various rocks from the gneiss-granite series is shown graphically in diagram 4. Except for the porphyritic, intermediate gneiss-granites, most of these rocks are medium-grained. The chemical composition of red, acid gneiss-granites is further seen in Tab. 6 (general sample 1 a—10 a).

A more problematic type of gneiss-granite, the so-called Åkersberga quartz syenite, has not been recorded in the above-mentioned diagram 4. The mineralogical

TABELL 5. SPEKTROGRAFISKA ANALYSER AV BERGARTER FRÅN KARTBLADET STOCKHOLM NO

Spectrographical analyses of rocks from the geological map-sheet Stockholm NE

Analyserna är utförda vid SGU:s geokem, lab. under ledning av fil. lic. K. Fredriksson, 1960

Beståndsdelar <i>Components Analys</i>	Kvartssyenit (<i>Quartz syenite</i>)							Grå gnejs (<i>Gray gneiss</i>)					
	1 d	2 d	3 d	4 d	5 d	6 d	7 d	1 e	2 e	3 e	4 e	5 e	6 e
SiO ₂	65.8	61.0	65.8	65.8	65.8	65.2	65.1	69.0	71.5	71.8	71.8	68.2	71.2
TiO ₂	0.6	0.7	0.8	0.6	0.4	0.5	0.4	0.7	0.3	0.3	0.6	0.8	0.6
Al ₂ O ₃	12.4	14.8	13.8	13.2	13.9	13.9	14.5	14.6	15.2	14.8	15.6	15.4	15.2
Fe ₂ O ₃ + FeO . .	8.0	9.9	8.5	8.4	6.1	8.3	7.6	4.8	2.4	2.9	3.2	5.5	3.6
MgO	0.9	1.3	2.3	0.8	0.8	0.8	0.8	1.1	0.5	0.8	0.8	1.6	0.7
CaO	2.5	3.9	1.3	3.3	2.2	3.2	1.3	1.6	1.0	1.2	1.8	2.0	1.4
Na ₂ O	3.1	3.3	3.3	3.2	3.3	3.1	3.2	2.3	2.3	2.9	2.4	2.9	2.8
K ₂ O	4.6	4.1	4.1	4.6	5.2	4.9	5.2	4.3	4.5	4.5	4.9	4.2	4.5
H ₂ O ¹	0.3	0.2	2.0	0.1	0.6	0.3	1.2	0.8	0.5	1.0	0.4	1.0	—
Σ	98.2	99.2	101.9	100.0	98.3	100.2	99.3	99.2	98.2	100.2	101.5	101.6	100.0

1 d. Gräröd, porf. kvartssyenit, väggkärn. 350 m SO om Österskärs stn (9 i).

Grayish red, porph. quartz syenite.

2 d. D:o Valsjöns sydspets, vid stora landsvägen (9 i).

3 d. Röd, porf. kvartssyenit, 200 m N om Tunagårdens hpl. Österskär (9 i).

Red, porph. quartz syenite.

4 d. Gräröd, porf. kvartssyenit, S om Ekbacken, 1.5 km NV om Åkersberga stn (9 i).

Grayish red, porph. quartz syenite.

5 d. D:o 750 m NV om Åkersberga stn (9 i).

6 d. D:o SV om Österskärs stn (9 i).

7 d. D:o 250 m VNV om Åkersberga stn (9 i).

1 e. Grå gnejs (*gray gneiss*), Lahäll (8 f), Täby k:n.

2 e. » » » »

3 e. » » Bergshamra (7 f), Stockholm.

4 e. » » Neglinge (5 i), Saltsjöbaden.

5 e. » » » »

6 e. » » Björkhagen (5 g), Stockholm.

TABELL 5 (forts.)

Beståndsdelar <i>Components</i>	Medelkornig—småporf., yngre granit (<i>medium-grained—porphyritic, young granite</i>)										
	1 a	2 a	3 a	4 a	5 a	6 a	7 a	8 a	9 a	10 a	11 a
SiO ₂	73.2	72.4	72.1	72.1	71.3	71.3	72.4	72.4	72.0	74.0	74.0
TiO ₂	0.2	0.2	0.3	0.3	0.3	0.2	0.4	0.3	0.2	0.1	0.2
Al ₂ O ₃	14.4	13.8	14.4	13.9	14.6	15.2	14.6	14.1	15.0	14.0	14.5
Fe ₂ O ₃ + FeO	3.2	3.2	3.4	3.1	3.3	3.2	3.6	3.5	3.3	2.3	2.9
MgO	0.8	0.4	0.6	0.6	0.6	0.7	0.6	0.6	0.6	0.3	0.2
CaO	1.0	1.3	1.3	1.3	1.5	1.6	2.2	1.5	1.1	1.0	1.1
Na ₂ O	2.9	2.9	2.3	2.3	2.4	2.3	2.4	2.4	2.4	2.8	2.9
K ₂ O	4.9	4.6	4.9	4.8	5.2	4.8	4.6	5.2	5.2	4.8	4.6
H ₂ O ¹	0.9	0.2	0.6	0.6	0.4	0.7	0.7	0.7	0.8	0.4	0.5
Σ	101.5	99.0	99.9	99.0	99.6	100.0	101.5	100.7	100.6	99.7	100.9

1 a. Röd, medelk.—småporf. (*red, medium-grained—porphyritic*), Edsberg, Sollentuna (kartbl. Sthlm NV).

2 a. Gråröd, medelk.—småporf. (*grayish red, medium-grained—porph.*), sydspetsen av Rösjön, Sollentuna (Sthlm NV).

3 a. » » » » » » Norskogen (8 f), Näsby Park, Täby k:n.

4 a. Gråröd—röd, medelk.—småporf. (*grayish red—red, medium-grained—porph.*), SV om Viggbyholms stn (8 g), Täby k:n.

5 a. Rödgrå, medelk.—småporf. (*reddish gray, medium-grained—porph.*), Hägernäs (8 g), Täby k:n.

6 a. Gråröd, medelk.—småporf. (*grayish red, medium-grained—porph.*), Hägernäs hpl. (8 g), Täby k:n.

7 a. » » » » » » c:a 1 km S om Ullna (9 g), Ö. Ryds s:n.

8 a. » » » » » » c:a 0.5 km S om Ullna, Ö. Ryds s:n.

9 a. » » » » » » c:a 0.5 km N om Ullna, Ö. Ryds s:n.

10 a. » » » » » » O om Ullna sjön (9 g), Ö. Ryds s:n.

11 a. » » » » » » NO om Ullna sjön, Ö. Ryds s:n.

¹ Se fotnot s. 73.

TABELL 5 (forts.)

Beståndsdelar <i>Components</i>	Subgråvackegnejs <i>Dark meta-arenite</i>		Skarnförande kvartsit <i>Light meta-arenite</i>			Grönsten <i>Greenstone</i>
	11939 ¹	11933 ¹	12092 ¹	11941 ¹	11932 ¹	12093 ¹
SiO ₂	70	85	59	75	81	43.4
TiO ₂	0.45	0.27	0.32	0.23	0.28	1.14
Al ₂ O ₃	14.5	8.3	13.7	7.4	8.4	21.5
Fe ₂ O ₃	0.1	0.23	2.0	1.8	0.9	2.2
FeO	4.36	1.30	1.44	1.1	0.96	11.25
MnO	< 0.1	< 0.1	0.36	0.19	< 0.1	0.16
MgO	2.0	0.48	1.0	0.58	0.7	6.45
CaO	4.1	2.1	20.3	10.6	6.6	9.4
Na ₂ O	2.46	2.1	0.12	0.1	0.4	0.6
K ₂ O	1.76	0.73	0.2	0.1	0.65	0.7
CO ₂	—	—	2.46	1.39	0.12	—
H ₂ O	0.31	0.1	0.24	0.11	0.28	0.5
Σ	100.0	100.5	101.1	98.6	100.3	99.5

¹ Analyserna är från Johanneshov, Stockholm och hämtade ur S. Gavelin: Geol. Förén. Förhandl., 82, 1960, s. 247 och 251. Fe₂O₃ och CO₂ är bestämda enligt vanliga kemiska analysmetoder.

and chemical composition of this rock is seen in Tables 4 and 6, respectively. The rock is red, porphyritic and the youngest member of the gneiss-granites (cf. Fig. 14). It is believed to have been formed at a deep level of the earth's crust by hybridization of acid gneiss-granites and associated greenstones (cf. Pl. 1).

There are two principal types of young granites in the area with almost the same chemical and mineralogical composition (cf. Tables 5 and 6). Both are potassium-rich biotite granites. One of them is a gray, even-grained, medium- to fine-grained rock (the Stockholm granite proper) and the other in the great massif to the north is a grayish-red, porphyritic rock with medium-grained matrix. Abundant pegmatites are associated with both granites. One pegmatite at Ytterby on Resarö is well-known for its content of minerals which contain an abundance of rare earths. At least four generations of granites and pegmatites have been noted in the area. The brecciating behaviour of the granites is further shown in Figs. 21 and 10.

Finally, a gray, schistose Stockholm granite, especially quoted in Pl. 1, should be mentioned. This granite occurs only in areas characterized by strong post-orogenic movements. The chemical composition of this rock is seen in Tab. 5.

Younger than the Svecofennian rocks in the area are the diabase dikes and the faults marked with dotted lines and B-signs (breccias) in Pl. 1. Movements along fault planes have taken place at several occasions in the area, not least in connection with the Caledonian orogeny in northwestern Sweden.

TABELL 6. KEMISKA ANALYSER AV BERGARTER FRÅN KARTBLADET STOCKHOLM NO

Chemical analyses of rocks from the geological map-sheet Stockholm NE

Analyserna i kolumnerna 1—6 är utförda av A. Aaremäe 1960

Beståndsdelar <i>Components</i>	Subgrå- vackegnejs General- prov <i>Dark meta- arenite General sample</i>	Skarn- förande kvartsit General- prov <i>Light meta- arenite General sample</i>	Grå yngre granit, jämn- kornig General- prov <i>Gray, young granite, even- grained General sample</i>	Gråröd, yngre granit, småpor- fyrisk General- prov <i>Grayish red, young granite, porphyritic General sample</i>	Kvarts- syenit General- prov <i>Quartz syenite General sample</i>	Röd, sur gnejs- granit General- prov <i>Red, acid gneiss- granite General sample</i>	Yngre granit Ensta, Täby k:n <i>Young granite</i>	Yngre granit Svalnäs, Djurs- holm <i>Young granite</i>	Yngre granit Vasa- staden, Stock- holm <i>Young granite</i>	Yngre granit Park- vägens stn, Djurs- holm <i>Young granite</i>	Äldre analyser (<i>old analyses</i>)			
											Analys nr	1 g—7 g ¹	1 h—4 h ¹	1 F—12 F ¹
SiO ₂	73.43	74.34	70.61	71.92	63.83	75.76	71.25	73.92	72.24	73.82				
TiO ₂	0.55	0.35	0.41	0.29	0.81	0.12	—	0.16	0.23	0.17				
Al ₂ O ₃	11.85	11.86	14.16	13.97	14.55	12.96	16.09	12.78	13.52	13.27				
Fe ₂ O ₃	0.68	0.97	0.61	0.53	2.08	0.83	0.32	0.86	1.40	1.92				
FeO	4.35	2.12	2.77	2.31	5.68	0.89	1.56	1.54	1.04	0.73				
MnO	0.06	0.14	0.04	0.03	0.12	0.03	0.18	0.11	0.17	0.02				
MgO	1.95	0.94	0.68	0.48	1.06	0.25	0.28	0.45	0.49	0.17				
CaO	2.36	6.48	1.54	1.48	2.42	0.99	0.66	1.05	1.28	0.23				

BaO	0.05	< 0.01	0.03	0.03	0.08	0.01	—	—	0.09	0.13
Na ₂ O	1.71	0.34	2.52	2.62	3.20	2.72	0.81	2.27	1.81	2.76
K ₂ O	1.64	0.94	5.42	5.21	4.77	4.89	7.96	6.39	6.40	5.65
P ₂ O ₅	0.09	0.11	0.07	0.06	0.18	0.03	—	0.08	0.15	0.02
CO ₂	—	0.32	—	—	—	—	—	—	—	—
H ₂ O	1.09	1.09	1.12	0.97	1.06	0.49	—	0.75	0.81	0.83
H ₂ O < 110°	0.09	0.09	0.08	0.08	0.08	0.08	—	—	—	0.20
S	0.06	0.03	0.05	< 0.01	0.07	< 0.01	—	—	—	0.00
F	0.02	0.09	0.12	0.14	0.09	0.08	—	—	—	—
Summa Sum	99.98	100.21	100.23	100.12	100.08	100.12	—	—	—	—
— O för (for)										
F & S	— 0.03	— 0.05	— 0.08	— 0.06	— 0.07	— 0.04	—	—	—	—
Totalsumma Total	99.95	100.16	100.15	100.06	100.01	100.08	99.11	100.36	99.63	99.92

¹ Lokalernas lägen se fig. 26. (Analys 1 a och 2 a respektive från Edsberg och sydspetsen av Rösjön inom Sollentuna köping, kartbl. Stockholm NV saknas i fig. 26).

As for localities see Fig. 26.

² Hämtade från W. Larsson 1932 (Bull. Geol. Inst. Upsala, 24, s. 55—58).

³ Från N. Sundius 1948 (SGU, Ba 13, s. 53).



Fig. 26. Lokaler på kartbladet Stockholm NO, från vilka material har hämtats till de spektrofografiska och kemiska analyserna. (Se tabellerna nedan.)

Sketch-map showing the situation of localities from which material has been taken for the spectrographical and chemical analyses listed in the following tables 5, 6 and 7.

För spridning godkänd i rikets allmänna kartverk den 5 november 1963.

TABELL 7. SPÅRELEMENTANALYSER AV BERGARTER

Analyses of minor elements in rocks of the map-sheet Stockholm NE

Analyserna är utförda på SGU:s geokem. lab. under ledning av fil. lic. K. Fredriksson. 1960

Analys nr	Cr ¹	NiO	Co ₂ O ₃	CuO	V ₂ O ₅	Ba	TiO ₂ ²	Pb ¹	MnO ₂
11129	10	30	85	30	640	530	7 100	—	1 700
11130	10—100	32	90	40	750	560	1 950	10	2 050
11131	10	30	95	45	500	520	4 750	—	2 050
11132	100—1 000	30	105	75	1 000	—	5 250	—	2 350
11133	100—1 000	180	120	90	820	510	8 500	10	1 550
11157	10—100	30	70	20	140	620	2 300	10	485

semikvantitativa *semi-quantitative*

Analys nr och beteckning ³ (and designation ³)	Cr	Ni	Co	Cu	V	—	Ti	Pb	Mn
11121 2 e	10	10	—	100	100	—	100—1 000	10	100
11125 6 e	10	10	—	100	100	—	100—1 000	10	100
11127 2 b	10	10	—	10	100	—	100—1 000	10	100
11134 X	10	10	—	10	100	—	100—1 000	10	1 000—10 000
11135 1 z	100	10	—	10	100	—	100—1 000	10	100
11141 3 d	10	10	—	10	100	—	1 000—10 000	10	100
11144 6 d	10	10	—	10	100	—	1 000—10 000	10	100
11145 7 d	10	10	—	10	100	—	1 000—10 000	10	100
11152 4 g	10—100	10	—	10	100	—	1 000—10 000	10	100
11162 3 c	10	10	—	10	100	—	100—1 000	10	100
11167 8 c	10	10	—	10	100	—	100—1 000	10	100
11169 9 c	10	10	—	10	100	—	100—1 000	10	100
11176 7 F	10	10	—	10	100	—	100—1 000	10	100
11192 11 a	10	10	—	10	100	—	100	10	100

11129 Finkornig amfibolit från tre olika intraorogena gångar invid Nacka radio- och TV-master (5 h).

Fine-grained amphibolite from three different intra-orogenic dikes at Nacka city.

11130 Finkornig grönsten från tre olika lokaler i Johanneshov—Hammarbyhöjden (5 g).

Fine-grained greenstone from three different localities in Johanneshov, Stockholm.

11131 Amphibolitisk gabbro från Täljö villaområde (9 h), Österåkers k:n.

Amphibolitic gabbro from Täljö village.

11132 Skillersten från Årsta centrum (5 f), Stockholm.

Hornblende from Årsta, Stockholm.

11133 Intraorogen gång med hornbländitisk sammansättning, Oranjesholmen (8 j).

Intra-orogenic dike of hornblende composition.

11157 Skarnförande kvartsit. Beträffande lokaler se fig. 26, 1 h—4 h.

Light meta-arenite. As for localities see Fig. 26, 1 h—4 h.

¹ Semikvantitativa bestämningar (*semi-quantitative analyses*).

² Medelvärde av två bestämningar (*mean value of two different analyses*).

³ De beteckningarna motsvarande bergartstyperna och deras lokalisering framgår av tabell 5 och 6 samt fig. 26.

The same designation as above are used in table 5 and 6 and Fig. 26 from which the different rock types and their position, respectively, are to be seen.

Kvartära bildningar

AV

HANS MÖLLER

Allmän översikt

Bergarterna, som uppbygger den i det föregående beskrivna berggrunden, bildades för mer än 500 miljoner år sedan. Jordlagren, som nu delvis täcker berggrunden, är däremot geologiskt sett mycket unga bildningar. De har bildats i slutet av den yngsta perioden i jordens historia, kvartärperioden. Denna relativt kortvariga period inleddes för c:a 1 miljon år sedan och karakteriseras av en serie istider (glacialtider) med mellanliggande varmare tider (interglacialtider). Under istiderna utbredde sig mäktiga landisar över vårt land. De inom kartområdet kända jordlagren har bildats under den sista istiden och den därpå följande postglaciala tiden. En kortfattad och delvis schematisk framställning av händelseförloppet lämnas nedan.¹

När den sista landisen överskred kartområdet omgestaltades detta i många avseenden. Den sakta framglidande landisen tog upp och medförde såväl äldre jordlager som material som bröts loss från berggrunden. Rester av äldre jordlager kan möjligen ha blivit bevarade i skyddade lägen, t. ex. längst ned i djupa dalgångar, vars riktning avviker från landisens rörelseriktningar. Det av landisen bearbetade och transporterade materialet avlgrades så småningom som en osorterad jordart — *morän* — bestående av varierande mängder av block, sten, grus, sand och mo samt i viss mån även finkornigare material. De delar av moräntäcket, som nu finns kvar, vilar direkt på berggrunden. Landisens av moränmaterial bemängda bottenzon slipade och repade berghällarna, särskilt på deras mot isrörelseriktningen vettande sidor — stötsidorna. Dessa kan vara vackert avrundade och slipade medan läsidorna är kantiga och skrovliga som på typiska s. k. rundhällar. Slipningen och reporna — *räfflorna* — visar oss i vilka riktningar isen rört sig över området. När isen för c:a 10 000 år sedan drog sig tillbaka mot norr över Stockholmstrakten intogs områdena utanför den i stort sett i V—O utsträckta isfronten av ett ishav, vars yta beräknas ha legat c:a 150 m högre än nuvarande havsytta. Hela kartområdet låg alltså under vatten när landisen drog sig tillbaka. Utmed den tillbakavikande isfronten bildades under relativa stillestånd ställvis små moränryggar — *ändmoräner*.

Under isavsmältningen samlades en stor del av smältvattnet till stora isälvar, som rann fram i tunnlar i isens undre del. Strömstyrkorna i isälvarna var i varje fall tidsvis mycket höga. Moränmaterial, som kom i isälvarnas väg, sorterades och transporterades av dessa. Vid isälvarnas mynning i isfronten avtog transportförmågan snabbt och det grovkorniga materialet — *isälvsgrus* med rundade block och stenar samt *isälvs sand* — avlgrades snabbt och bildade stora högar eller åskullar. Eftersom isälvmynningen försköts med den tillbakavikande isfronten, kom dessa

¹ För närmare kännedom om de kvartära bildningarna hänvisas till »Sveriges geologi» av Magnusson—Lundqvist—Regnéll (4:e uppl. Stockholm 1963).

kullar att bilda mer eller mindre sammanhängande åsar — *rullstensåsar*. De centrala delarna av de större rullstensåsarna i denna trakt vilar i regel på berg. Övriga delar av isälvavlagringarna vilar på morän eller berg. Det finkornigaste materialet från isälvarna transporterades ut i havet för att där efter hand sedimentera och bilda *glacial lera*, framför allt inom sänkorna. Denna lera visar en regelbunden skiktning, som betingas av de i stort sett till årstiderna bundna vaxlingarna i smältvattenflödet. De under ett år avsatta skikten bilda tillsammans ett varv (årsvarv) och leran benämnes också varvig lera. Den glaciala leran har i regel avsatts på morän. Utmed isälvstråken och i deras närhet kan den också ha avsatts på isälvsmaterial. Undantagsvis vilar den glaciala leran direkt på berg.

Sedan landisen dragit sig tillbaka mot norr kom tidigare vattentäckta områden att så småningom höjas upp över havsytan. Efter hand som landhöjningen fortgick kom tidigare avsatta jordlager att passera strandzonen och utsättas för bränningarnas påverkan med en mer eller mindre genomgripande omlagring som följd. I utsatta lägen blev jordlagren helt bortspolade av bränningarna. Block och stenar, som frisköljts ur morän genom bränningarnas verkan, kan ibland även ha blivit avrundade och anhopade till ytliga lager i den aktuella strandzonen, s. k. *klapper*. De grovkorniga fraktionerna av det utsvallande materialet avlagrades vid och närmast utanför stränderna som *svallgrus*, *svallsand* och *grovmo*, i princip med avtagande kornstorlek utåt från stranden. Det finkornigaste materialet fördes längre ut på djupt vatten och sedimenterade så småningom inom sänkorna tillsammans med material, som frigjorts från den glaciala leran. Därvid bildades *postglacial lera*.

Under landhöjningens gång uppkom grunda vikar och insjöar. I flera av dessa har lerslam med inslag av finfördelat organiskt material (gyttja) sedimenterat under lugna förhållanden varvid *gyttjeleran* bildats. Med ett efter hand ökat inslag av gyttja avsattes lergyttja och slutligen ren *gyttja*. I många fall har uppgrundningen fortsatt och igenväxning skett varvid *kärr* och *mossar* uppkommit. Till de yngsta jordlagren hör också de inom kartområdet helt obetydliga svämsedimenten, vilka bildats vid översvämningar utmed nutida eller för relativt kort tid sedan existerande vattendrag.

De inom kartområdet förekommande jordlagren kan uppdelas på flera sätt. I kartans teckenförklaring finns två huvudgrupper: glaciala och postglaciala bildningar. Till de förra räknas här de jordlager, som avsatts direkt av landisen eller dess smältvatten eller som direkt härstammar från detta. Alla övriga jordlager räknas som postglaciala.

Räfflor

Fig. 27 a visar ett representativt urval av de inom kartområdet förekommande räfflorna, vilka återspeglar landisens rörelseriktningar. Inom områden där fig. 27 a visar tätt liggande räffelokaler har ett första urval av representativa lokaler gjorts redan under arbetet i fält. För sammanställningen på fig. 27 a har ytterligare en gallring bland räffelokalerna fått göras i vissa områden. Detsamma gäller för huvudkartan. I några områden ligger räffelokalerna relativt glest, trots att hällfrekvensen är hög. Detta beror huvudsakligen på att bergartstyperna i dessa områden är mindre lämpade för att räfflor skall utbildas eller bevaras. Det må dock anmärkas, att en i någon mån bidragande orsak till att räffleobservationerna ligger glest

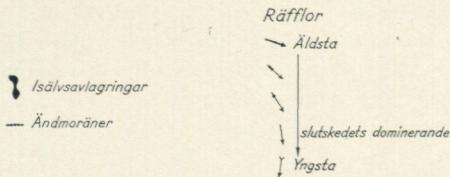


Fig. 27 a. Räfflor, ändmoräner och isälvsvavlingar på kartbladet Stockholm NO. Räffloras åldersgruppering omtalas närmare i texten. Beteckningen för slutskedets dominerande räfflor (enkel pil) innefattar även en del ej åldersgrupperade räfflor. Numrerade lokaler är beskrivna på sid. 130—136.

Glacial striae, end moraines (annual or interannual) and glacialfluvial deposits on the map-sheet Stockholm NE. The striae are grouped, according to age, from the oldest (coarse arrows) to the youngest (arrows with a curve). Plain arrows = dominant youngest striae. Numbered localities are described on pp. 130—136.

För spridning godkänd i rikets allmänna kartverk den 5 november 1963.

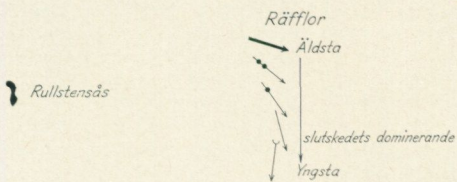
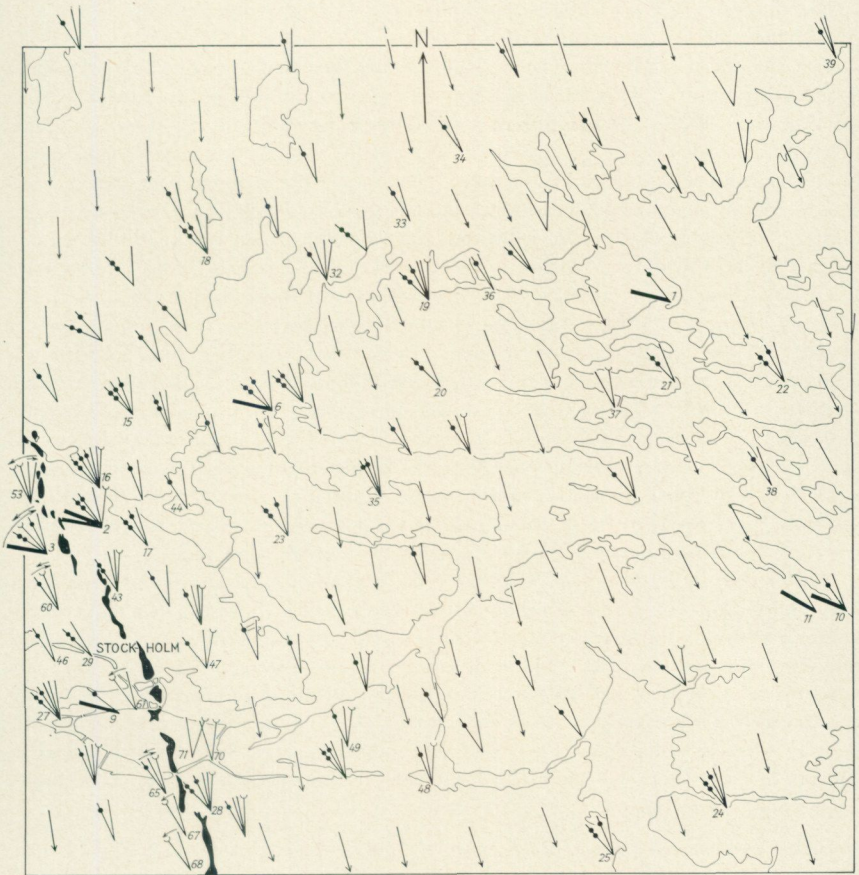


Fig. 27 b. Översiktssbild av isrörelserna inom kartområdet. Räffellokaler i urval direkt från fig. 27 a.

Synoptical figure of the ice movements in the map area. Localities of striae selected from fig. 27 a.
 För spridning godkänd i rikets allmänna kartverk den 5 november 1963.

i vissa skogsbevuxna områden är, att hällytorna där i stor utsträckning är dolda av markvegetation och tunna jordlager.

Två eller flera räffelsystem¹ med olika riktning förekommer på en mängd lokaler inom kartområdet. Åldersförhållandet mellan olika räffelsystem framgår ej av huvudkartan. På fig. 27 har däremot en åldersgruppering införts, trots att åldersförhållandet icke kunnat klarläggas på alla lokaler. Strängt taget är en åldersuppdelning giltig endast för en lokal i taget. Men om räfflor med ungefär samma riktning förekommer i varandra motsvarande lägen på flera lokaler inom ett begränsat område, så kan man våga dra slutsatsen, att räfflorna ifråga bildats under ett och samma skede. Denna princip har i viss utsträckning tillämpats på fig. 27. Sålunda har t. ex. i vissa av de fall då endast två räffelsystem förekommer, dessa med ledning av riktning och läge inplacerats i det femgruppssystem, som vuxit fram vid studiet av alla lokalerna sammantagna. Detta förfaringssätt rubbar naturligtvis ej det faktiska åldersförhållandet på varje enskild lokal och den kritiske läsaren kan, om han så önskar, nöja sig med att utläsa detta. Med undantag för en del väster om och i närheten av rullstensåsen i sydvästra delen av kartområdet belägna lokaler (se sid. 135) har samtliga lokaler, på vilka åldersförhållandet kunnat avgöras, visat den från östra Svealand kända högevrivningen, dvs. åldersföljden mellan räfflorna löper medsols. På de förra lokalerna har högevrivningen mot slutet efterträts av en vänstervridning, vilken på fig. 27 markerats med pilar.

Räfflor från ungefär VNV (N 80°—60° V) har inom kartområdet påträffats endast på ett fåtal lokaler. I samtliga fall är dessa räfflor de äldsta och ligger i för yngre isrörelser utpräglade lägen. Dessa räfflor får av flera skäl antagas vara bildade i stort sett samtidigt. De torde utgöra spåren efter en tidig, mot OSO riktad isrörelse. Motsvarande räfflor har också påträffats på några lokaler inom det angränsande geologiska kartbladet Stockholm NV. Eftersom en av dessa är särskilt lämplig som exkursionslokal (lätt tillgänglig och instruktiv) och dessutom belägen endast c:a 1 km V om det här behandlade kartbladets västra gräns lämnas en lokalbeskrivning redan här:

Strandhäll vid Råstasjöns (Solna) södra strand, c:a 150 m O om sjöns sydvästra hörn. På östra delen av rundhällens läsida finns en något ojämn yta, som stupar c:a 20° mot SSV och har grova räfflor i N 70° V korsade av yngre, finare räfflor i N 40° V. Något högre upp på läsidan återfinns de finare räfflorna i N 40° V på en mot SV stupande yta, som genom en skarp fasettkant är avgränsad från rundhällens mot N vända stötsida. Stötsidan är vackert slipad och har talrika räfflor i N 10°—5° V samt enstaka något äldre räfflor och parabelriss², som visar en isrörelse från N 15° V. Dessutom finns enstaka, troligen något yngre räfflor i N—S och N 5° O. Lokalen visar framför allt, att räfflorna i N 70° V är äldst och att de överskärande räfflorna från NV i sin tur är äldre än de mera nordliga räfflorna på stötsidan.

Räfflor eller spår av räfflor, som mer eller mindre säkert härrör från en gammal mot OSO riktad isrörelse, har inom kartområdet påträffats på 14 lokaler. Tvek-

¹ Räfflor uppträder sällan i enstaka exemplar utan i större eller mindre grupper av inbördes parallella räfflor = räffelsystem. Varje pil på kartorna markerar en sådan grupp av räfflor. Pilspetsen ligger vid lokalen. Med räffelsystem kan man också avse alla i stort sett samtidigt tillkomna räfflor med viss riktning.

² Parabelriss är tunna bågformade sprickor, som står nästan vertikalt i hällen. De är konvexa i riktning mot isrörelsen och kan genom att de går ned ett stycke i hällen bevaras längre än de på ytan anlagda räfflorna.

samma fall har ej medtagits på huvudkartan och har på fig. 27 markerats med frågetecken. För lokalbeskrivningar hänvisas till särskild sammanställning på sid. 130, lokalerna 1—14.

Den av räfflor registrerade näst äldsta isrörelsen var riktad mot SO. Någon egentlig kontinuerlig övergång mellan denna och den äldre mot OSO riktade isrörelsen har ej kunnat påvisas. Nordvästliga räfflor i utpräglade lägen i förhållande till de yngre isrörelserna förekommer, förutom på en del av lokalerna 1—14, på en mängd andra lokaler, av vilka endast ett urval upptages i beskrivningen (nr 15—31, sid. 132). Typiskt för dessa räfflor är att de i regel förekommer på mot SV stupande fasetter, till skillnad mot såväl yngre som äldre räfflor (jfr fig. 28). De senare har, som framgår av beskrivningarna av lokalerna 1—14 i ett flertal fall påträffats på mot SSV stupande ytor (jfr fig. 29).

De yngre isrörelserna, som efterträtt isrörelsen från NV, har av allt att döma kontinuerligt vridit mot höger, så att de efter hand närmat sig N—S (jfr beskrivningen av lokal 15, sid. 132). Deras högervridning finns förutom på flera av lokalerna 1—31 registrerad på ett stort antal lokaler, på vilka spåren efter de äldre rörelserna saknas. Ett urval av dessa lokaler utgör nr 32—50, sid. 133.

Som framgår av fig. 27 har slutskedets (= avsmältningsskedet) dominerande räfflor olika riktning inom olika delar av området. Inom västra delen av området var isrörelsen under slutskedet i stort sett riktad mot S, dock med en mot O och S tilltagande dragning mot SSO. Inom östra delen av området var isrörelsen däremot i stort sett riktad mot SSO. Förklaringen härtill torde vara, att isrörelserna påverkats av de stora dragen i underlagets ytformer. I öster var isrörelsen sålunda avlänkad ut mot Östersjöbäckenet. Den i väster registrerade vridningen till rörelse från N har tydligen icke ägt rum utmed kusten i öster, utan isrörelsen har där under slutskedet haft samma riktning som under ett något tidigare skede.

Den nämnda högervridningen har, med undantag för de rent lokala förhållandena närmast O om rullstensåsen (se nedan), tydligen ej gått nämnvärt längre än till högst N—S. Yngre räfflor från nordostkvadranten har påträffats endast på ett fåtal spridda lokaler, främst inom kartområdets nordöstra del. Möjligen har man här spåren efter en nordlig—nordnordostlig kortvarig, yngsta isrörelse, som kan ha berört kusten N om Stockholm. Troligast är dock, att dessa räfflor endast registrerar lokala vridningar, som ägt rum strax innan isen drog sig tillbaka från lokalerna. Så får i varje fall motsvarande räfflor tolkas inom övriga delen av kartområdet. Av de få lokaler med dylika räfflor, som ej kan ställas i samband med lokala vridningar in mot rullstensåsen, är endast en upptagen i beskrivningen (nr 51, sid. 134).

Utmed rullstensåsen i sydvästra delen av kartområdet (Stockholmsåsen) finns flera lokaler, som visar att rörelserna i isen närmast intill åsen avlänkats in mot denna under slutskedet. V om åsen har avlänkning lett till, att den allmänna högervridningen efterträts av en vänstervridning. O om åsen visar sig avlänkning såsom en fortsatt högervridning förbi den under slutskedet dominerande riktningen. Avlänkningarna in mot åsen har kunnat spåras endast inom ett c:a 2 km brett bälte på vardera sidan om denna. Utmed andra åsavsnitt i Mälarenregionen har man konstaterat, att avlänkning in mot åsarna varit störst på deras östra sidor. Inom det här aktuella området synes avlänkningarna emellertid ha varit i stort sett lika



Fig. 28. Västra delen av en liten rundhäll vid Ösbysjöns södra strand (Djursholm), lokal nr 15 i beskrivningen på sid. 132. Åldersföljd: N 40° V → N 30° V → N 20° V → N 15° V → N—S. De sistnämnda räfflorna återfinns på den mot N vända stötsidan. *The west part of a little roche moutonnée with striae on the S shore of the lake Ösbysjön (Djursholm), locality 15 (p. 132). The age relation: N 40° W → N 30° W → N 20° W → N 15° W → N—S. The latter system occurs on the N-facing stoss-side.*

stora på båda sidor om åsen. I varje fall är det vanskligt att här dra några slutsatser om förhållandet mellan avlänkningarnas storlek på västra, respektive östra sidan. Lokalerna 3 och 30 samt 52—69 (sid. 135) utgör ett urval av de V om åsen belägna, vilka visat avlänkningsräfflor in mot denna. O om åsen torde de yngsta räfflorna på t. ex. lokalerna 2, 16, 28, 31, 43 och 47 samt 70—72 ha bildats vid avlänkningsrörelser in mot åsen under slutskedet.

Räfflor och slipningsfenomen är ovanligt talrika inom kartområdet, men en utförligare behandling av dessa företeelser och vissa därmed sammanhängande frågor ligger ej inom ramen för en kartbladsbeskrivning. Isens slipförmåga skall dock i korthet beröras innan de av räfflorna registrerade isrörelserna över området sammanfattas. Flertalet rundhällar har erhållit sin nuvarande form under avsmältningsskedet, dvs. deras längdutsträckning sammanfaller med de dominerande räfflorna från detta skede. Man påträffar dock en del rundhällar, som är utsträckta i en gentemot de dominerande räfflorna avvikande och äldre isrörelseriktning. Av allt att döma har de under de äldre isrörelserna utbildade hälltyformerna i hög grad omformats under de yngre isrörelserna, dvs. nedslipningen har varit av ej ringa mått.

Även vertikalt stående och till och med icke obetydligt överhängande hälltytor har kunnat slipas och räfflas av isen. Överhängande, isslipade hälltytor finns t. ex. vid vägen 250 m SV om Haga slottsbyggnad (6 f) omedelbart S om källan samt vid vägen 350 m V om Glasbrukssjöns centrum (6 h).

En annan typ av räfflor, som ej kan användas för att fastställa isens huvudrörelseriktningar, är de krökta räfflorna. Sådana torde ha inristats av plastisk is, i vilken

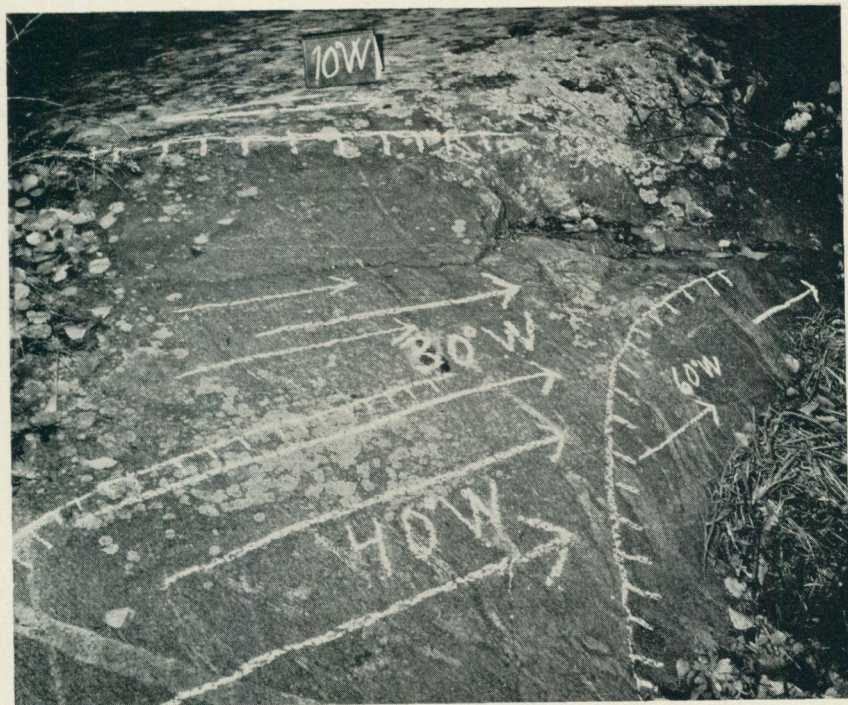


Fig. 29. Västra sidan av en liten rundhäll vid Brunnsvikens strand 300 m VNV om Freskati hpl, lokal nr 2 i beskrivningen på sid. 130. Åldersföljd: N 60° V → N 40° V → N 30° V → N 10° V. De sistnämnda räfflorna återfinns uppe på rundhällens mot N vända stötsida, av vilken här endast en liten del är synlig.

The west side of a little roche moutonnée with striae on the shore of the lake Brunnsviken, 300 m WNW of Freskati hpl (station), locality 2 (p. 130). The age relation: N 60° W → N 40° W → N 30° W → N 10° W. The latter system occurs on the N-facing stoss-side, of which only a small part is visible here.

rörelserna påverkats av underlagets småformer. Ett vackert exempel på krökta räfflor finns på en liten kupolformad häll vid Lerviks brygga, 750 m V om L. Älgö, Trälhavet (9 j), där räfflorna kröker runt kupolens östra sida.

De stora dragen i den bild, som räfflorna ger av isrörelserna inom kartområdet, kan sammanfattas sålunda (jfr fig. 27 b): Den äldsta isrörelsen var riktad mot OSO och den får antagas tillhöra ett av de äldsta skedena av den sista nedisningen¹. Från samma skede torde den undre moränen vid Ullna härröra (se sid. 94). Senare, troligen under nedisningens huvudskede, har landisen rört sig i sydostlig riktning

¹ Räfflor, som visar en äldsta isrörelse från VNV, är också kända från två lokaler vid Uppsala samt från enstaka lokaler i Gävleborgs län (se t. ex. G. Lundqvist: SGU, Ba 18, Stockholm 1961). Även i södra Finland finns gamla västnordvästliga räfflor, som antagits tillhöra sista nedisningens inledningsskede (K. Virkkala: Bull. de la Comm. géol. de Finlande, 188, Helsingfors 1960).

över kartområdet. Under avsmältningsskedet har isrörelserna över området varit riktade mot SSO för att så småningom inom den västra delen kontinuerligt vrida mot S, medan den mot SSO riktade rörelsen blivit bestående inom den östra delen av området. I slutskedet har rörelserna i isen påverkats av de stora dragen i underlagets ytformer och dessutom har närmast isranden rörelserna utmed Stockholmsåsens isälvsstråk avlänkats in mot detta.

Morän

UTBREDNING, MÄKTIGHET OCH YTFORMER

Moränen har en anmärkningsvärt ringa utbredning inom kartområdet, även om man medräknar de av yngre jordlager täckta delarna. Bristen på morän är särskilt påfallande inom den till Södertörnsplatån hörande södra delen av området (S om Stockholm—Lilla Värtan—Höggarnsfjärden—Torsbyfjärd). Eftersom moränförekomsterna i stort sett är betydligt tunnare inom Södertörn än inom området N därom, så är skillnaden mellan moränmängden per ytenhet inom respektive områden större än vad som framgår av kartan. Denna skillnad måste vara av främst primär natur, dvs. isen måste ha avsatt betydligt mindre morän per ytenhet inom det förra området än inom det senare. På stora delar av de nu kala hållmassiven inom Södertörnsområdet torde morän av nämnvärd mäktighet överhuvudtaget icke ha avsatts, i varje fall icke en morän av den för Stockholmstrakten normala typen. Nedsvallning av moränmaterial kan här icke ha förekommit i sådan omfattning att moränbristen därigenom skulle kunna förklaras. Såväl ytformer som brist på residualblock från morän uppe på massiven motsäger en sådan tolkning.

Där moränen framträder i ytan inom kartområdet är det mestadels som uppåt uttunnande täcken på berghöjdernas slutningar. Inom områdets nordvästra del går dock en relativt stor del av den i sänkorna mellan hållarna avsatta moränen i dagen. Här finns också tämligen stora områden, inom vilka den kuperade berggrundsytan är nästan helt täckt av morän. Där moränen går i dagen är dess mäktighet vanligen ringa, sällan mer än någon meter, ofta endast 0.5—1 m. Undantagsvis kan moränen inom begränsade avsnitt av stora slutningar vara 5—6 m mäktig. Mäktigheter av denna storleksordning kan också förekomma inom de nämnda större moränområdena i nordväst. Mäktigheten inom de centrala delarna av berggrundytans större dalstråk är föga känd. En del borningar och på seismiska jorddjupsbestämningar grundade linjeprofiler inom områdets östra delar visar dock, att mäktigheten i sådana lägen kan uppgå till omkring 10 m. Under de centrala delarna av Stockholmsåsen saknas morän i det närmaste helt, även där åsen går fram i berggrundsytans dalstråk (jfr fig. 37).

Kartområdets morän saknar i stort sett egna ytformer, dvs. moränytorna åter speglar den underliggande berggrundsytans form. Det viktigaste undantaget från denna regel är de på sid. 92 behandlade ändmoränerna. I viss mån utgör även s. k. läsidesmoräner ett undantag. Utpräglade läsidesmoräner har formen av mer eller mindre långsträckt ryggar, vilka kan sägas utgå i isrörelseriktningen från hållarnas läsidor. Ryggarnas höjd och bredd avtar i isrörelseriktningen och de innehåller åtminstone i den närmast hällen liggande delen en kärna av berg. Läsidemoräner av denna utpräglade typ påträffas främst inom kartområdets nordvästra

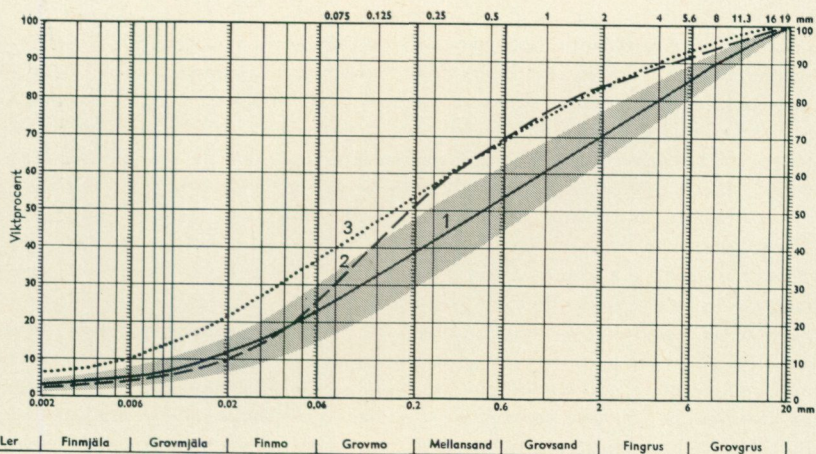


Fig. 30. Kornstorleksdiagram visande medelkurvor för grundmassans sammansättning dels i den inom området förhärskande huvudtypen av sandig-moig morän (1), dels i de två viktigaste varianterna av denna. Kurva 2 = den vanligast förekommande varianten — sandig-moig morän med grovmofraktionerna dominerande. Kurva 3 = en mera sporadiskt uppträdande variant — sandig-moig morän med något högre halt av mjåla och ler än huvudtypen. Huvudtypens kurvor faller inom det skuggade fältet.

Cumulative average curves showing the composition of the most important till types of the area, all classified as sandy till with coarse silt. 1 = dominant type. 2 = the most common variant of this till. 3 = a more rare variant of this till.

del och är i stort sett utsträckta i de sista huvudisrörelseriktningarna. Tydliga läsidesmoräner finns t. ex. på fälten V om Ellagårdsområdet i Täby. 900 m N om vägskalet 1 km V om RoslagsNäsby stn ligger en praktfull läsidesmorän utsträckt i N 10° V—N 10° O. Den utgår i N från en c:a 4 m hög och 10—15 m bred rundhäll. Hällen är i längdriktningen synlig på en c:a 30 m lång sträcka, därefter vidtar moränryggen och sträcker sig med avtagande höjd och bredd minst 125 m mot S. Ryggformen fortsätter ytterligare ett 80-tal meter mot S, men då detta avsnitt är täckt av lera har ryggens natur här ej fastställts med säkerhet.

GRUNDMASSANS SAMMANSÄTTNING

De fraktioner i en morän, vilka är mindre än 20 mm i diameter (dvs. grus, sand, mo, mjåla och ler), utgör moränens grundmassa, i vilken grövre material (block och sten) ligger inbäddat. Moränen inom kartområdet utgöres nästan uteslutande av den inom Sveriges urbergsområden dominerande sandig-moiga typen, dvs. dess grundmassa domineras av sand- och mofraktionerna. Det förekommer dels en förhärskande huvudtyp av sandig-moig morän, dels inslag av huvudtypen närliggande varianter, vilka emellertid icke kan utskiljas på kartan. Grundmassans sammansättning i ett antal för kartområdet representativa moränprover återges i tabellen på sid. 140. Proverna 1—10 representerar huvudtypen. Denna utmärkes av en rela-

tivt jämn fördelning mellan de dominerande sand- och mofraktionerna. Ett utmärkande drag är dessutom att grovmon dominerar över finmon. Proverna 11—15 representerar den vanligast förekommande varianten av huvudtypen: en sandigmoig morän med grovmofraktionerna dominerande. Proverna 16—19 representerar en mera sporadiskt uppträdande variant, som har en något högre halt av mjåla och ler än huvudtypen. Analyserna av de nämnda proverna har sammanfattats i fig. 30. Diagrammet visar dels medelkurvor för huvudtypens och de två varianternas kornstorleksfördelning, dels det fält inom vilket kurvorna för huvudtypen faller. Moräntyper, som till sammansättningen märkbart avviker från de nu nämnda, uppträder endast lokalt inne i den normala moränen. Prov 20 (lerig moig morän) och prov 21 (grusig-sandig morän) i tabellen på sid. 140 representerar ytterligheterna bland dessa lokalt uppträdande inslag med avvikande sammansättning. Morän, som innehåller rikligt med linser av sorterat material (grus, sand och mo) och som har en något lägre halt av finmaterial (finmo — ler) än huvudtypen, uppträder i viss grad lagbundet inom kartområdet. Sådan morän förekommer nämligen mycket ofta på hållarnas och berghöjdernas läsidor. Avlagringstypen har närmare behandlats i en separat uppsats och där förslagsvis benämnts lälinsmorän (H. Möller: Geol. Fören. Förhandl., 82, Stockholm 1960, s. 169 ff.). Sedan nämnda uppsats skrevs har ytterligare ett flertal lokaler med lälinsmorän påträffats inom Stockholmsområdet. Här må också nämnas, att grovkorniga, relativt sorterade moräntyper kan förekomma i ändmoränvallarnas inre delar.

MORÄNENS YTSKIKT

Moränens ytskikt har sekundärt förändrats först genom svallningen i bränningszonen, senare även genom markvittring och tjälning. Genom svallningen har finmaterial bortförts, lagringen har uppluckrats och små ojämnheter i ytan har utjämnats. Markvittringen kan bl. a. ha lett till att finmaterialhalten ökat, så att skillnaden i sammansättning mellan ett svallat ytskikt och underliggande morän ej alltid är så markerad. Tjälningen har främst bidragit till uppluckringen. Gränsen mellan det förändrade gulaktiga ytskiktet och den underliggande gråaktiga moränen är i regel skarp och ligger normalt 2—3 dm under ytan, undantagsvis något djupare (fig. 31).

Inom kartområdet har svallningen varit så allmän, att man på kartan ej kan utskilja osvallade moränytor. Där svallningen varit intensiv har en verklig omlagring skett och svallsediment har avsatts. Större ytor med utpräglade svallsediment (svallgrus, svallsand och utsvallad grovmo) har utskiljts på kartan (se även sid. 114), men otaliga småfläckar med dylika, mer eller mindre utpräglade sediment, förekommer inom moränytorerna och kan ej utskiljas på en karta av denna typ.

Fig. 32 visar kornstorleksfördelningskurvor för sex för kartområdet representativa prover av starkt svallade ytskikt samt två typexempel på svallade ytskikt, vars sammansättning endast genom en lägre halt av ler och mjåla skiljer sig från den osvallade sandig-moiga moränen (proverna 22—29 i tabellen på sid. 140). Den sistnämnda typen av svallat ytskikt är den vanligaste. Givetvis förekommer alla övergångsformer mellan de nämnda typerna, liksom mellan starkt svallade ytskikt och rent svallgrus. Inom lägre liggande delar av de på kartan markerade morän-

Fig. 31. Moränskärning
900 m SSV om Fågelöudde,
Lidingö. Det luckra av
svallning, markvittring och
tjälning förändrade ytskiktet
är skarpt avgränsat mot den
primära, hårt packade
moränen.

*Till section 900 m SSW of
Fågelöudde, Lidingö. The loose
surface layer of the till (dark in
picture) is due to wave-washing,
decomposition and frost in the
ground. Note sharp contact with
underlying primary, compact,
basal till.*



ytorna kan tunna, mer eller mindre lerhaltiga lager ingå i ytskiktet, vilket också ställvis kan vara täckt av tunna lerbager.

MORÄNENS BLOCKHALT

Kartan visar moränens blockhalt i ytan. Indelningen i de fyra grupperna blockfattig, normalblockig, blockrik och storblockig är ej fullt logisk men praktisk. Beteckningen »blockrik» innebär att frekvensen av medelstora block är så hög, att det är svårt att gå på ytan, »blockfattig» innebär att endast ett fåtal block förekommer och »normalblockig» blir då det givna mellantinget. Storblockig kallas en yta med hög halt av block, som är större än 1 m^3 .

Normalblockig morän dominerar nästan helt inom kartområdet. Av trycktekniska skäl har symboler för normalblockig yta ej alltid kunnat utsättas på de minsta ytorna. Blockrik och storblockig morän förekommer endast inom enstaka mycket små ytor. Enär fördelningen av dessa kan vara av intresse i speciella sammanhang har de dock markerats på kartan, de storblockiga på så sätt att varje enskilt liggande tecken för storblockig morän representerar en sådan yta. Av samma skäl har fritt liggande stora block (flyttblock) markerats på kartan med särskilt tecken (regelbunden femhörning).

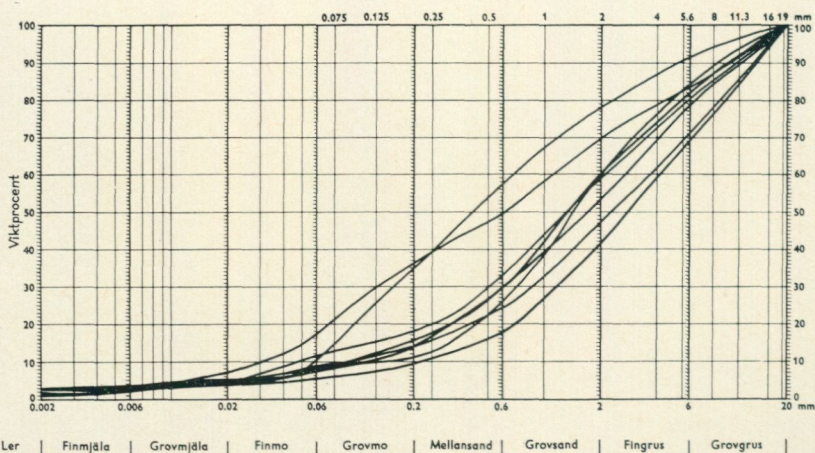


Fig. 32. Kornstorleksdiagram visande grundmassans sammansättning i sex för kartområdet representativa prover av starkt svallat ytskikt av morän samt två typexempel på av svallning svagare påverkade ytskikt av morän (de övre kurvorna).

Six cumulative curves showing strong wave-washing of the surface till layers and two showing only weak wave-washing (the upper curves).

Blockfrekvensen inne i moränen är i regel tämligen låg, vanligen ej större än på en normalblockig yta. Detta förhållande gäller även om ytan är blockrik eller storblockig. Morän med en på djupet gående hög halt av block och sten kan dock uppträda lokalt och då företrädesvis i för de yngre isrörelserna utpräglade lälägen, t. ex. på sydsidan av större höjder.

ÄNDMORÄNER

Ändmoränerna inom kartområdet är av den s. k. årsmoräntypen, vilken främst blivit känd genom G. De Geers arbeten (se t. ex. SGU, Ba 12, Stockholm 1932). Ändmoränerna kan i korthet beskrivas som moränvallar, uppbyggda direkt på det allmänna moräntäcket eller berg och vanligen utsträckta vinkelrätt mot sista isrörelseriktningen. Flertalet ändmoräner inom kartområdet är i huvudsak raka, men bågformade, slingrande eller vinklade vallar förekommer här och var. Vallarnas storlek är varierande; höjd 1—6 m, basbredd 10—40 m, längd 25—100 m, undantagsvis upp till 400 m. En stor del av ändmoränerna är mer eller mindre täckta av lerlager och därför endast delvis synliga (fig. 33). Ändmoränerna har ofta betydligt högre halt av ytliga block än omgivande moränlytor. Exempel på ändmoräner med blockrik yta förekommer främst i området mellan Norrängen och Kåktorps, 2,5 km V om Östra Ryds k:a. Ändmoränernas yttre delar utgöres i regel av den i trakten normala moräntypen. De inre delarna utgöres däremot ej sällan av grovkorniga, relativt sorterade moräntyper, i vilka finkorniga fraktioner saknas och delvis även av sorterade jordarter, främst sand och grovmo.

Som framgår av kartan och fig. 27 a förekommer ändmoräner främst i kartområdets



Fig. 33. Liten bågformad ändmorän 300 m VNV om Skogberga, Täby. Ändmoränens basala del är dold av lerlager.

A small curved end moraine (De Geer moraine) 300 m WNW of Skogberga, Täby. The basal part of the moraine is covered by clay deposits.

nordvästra del och är där i stort sett utsträckta i V—O. I området NNV om Täljövik och Tunafjärden i kartområdets nordöstra del ligger ändmoränerna däremot utsträckta i ungefär VSV—ONO. Fig. 27 a visar också, att ändmoränerna i stort sett ligger vinkelrätt mot slutskedets räfflor inom respektive områden. Eftersom ändmoränerna byggts upp vid den tillbakavikande isfronten och parallellt med denna, är de två nämnda områdena tydliga exempel på att isfronten legat vinkelrätt mot rörelseriktningen i närmast bakomvarande ismassor, allt under förutsättning att man ser till de stora dragen.

Ändmoränerna har ingående undersökts i samband med karteringen och vissa viktigare resultat av dessa undersökningar har publicerats i en separat uppsats (H. Möller: Geol. Fören. Förhandl., 84, Stockholm 1962, s. 134 ff.). Bland annat har G. De Geers uppfattning, enligt vilken det förekommer dels annuella, dels interannuella ändmoräner, ytterligare bestyrkts. En praktfull exkursionslokal med de två typerna av ändmoräner finns utmed Ullnasjöns östra strand. Det är nordligaste delen av den långa ändmoränserien, som sträcker sig från Hägernäsvik upp till Ullnasjön. En detaljerad karta över denna serie finns publicerad i ovannämnda uppsats. I denna finns också en karta, som visar att samtliga ändmoräner i kartområdets norra del ligger lägre än 40 m ö. h. Orsakerna härtill och ändmoränernas bildningsbetingelser har diskuterats i uppsatsen.

Det må till sist nämnas, att på äldre kartor, som visar ändmoräner i Stockholms stad och dess närmaste omgivning har i ej ringa utsträckning givits beteckningen ändmorän även för företeelser, som i varje fall ej är ändmoräner enligt numera vedertagna begrepp.

SPECIELLA MORÄNUNDERSÖKNINGAR

Nedan behandlas två lokala undersökningar, vilka lämnar bidrag till traktens kvartärgeologiska utforskning.

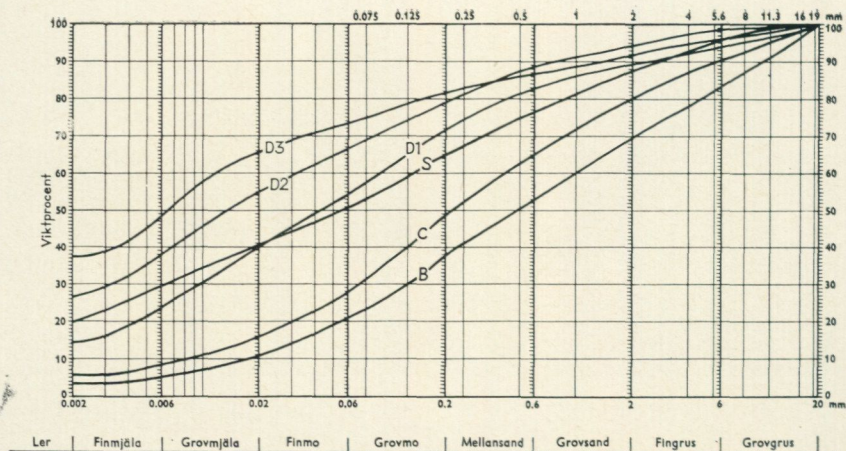


Fig. 34. Kornstorleksdiagram visande grundmassans sammansättning dels i den övre sandig-moiga moränen (B och C), dels i olika delar av den undre, oenhetligt uppbyggda moränleran i den i texten behandlade moränskärningen vid Ullna (D 1—D 3). Kurva S hänför sig till en vid Sundbyberg påträffad undre morän av motsvarande typ.

Cumulative curves showing the composition of different parts of a heterogeneous boulder clay (D 1—D 3) which has been met with below the normal till (B and C) in a section at Ullna N of Stockholm. Curve S shows a similar boulder clay (remnants of an earlier bed) below the normal till in a section at Sundbyberg W of Stockholm.

I. Moränskärning 500 m OSO om Ullna gård, S om Ullnasjön (grundgrävning för stenkrossverk något tiotal meter NO om en nu förstörd ändmorän 200 m NO om Ullna kvarn, jfr karta i Geol. Fören. Förhandl., 84, s. 136). Lagerföljden i ett avsnitt av skärningen var följande:

- A. 0—0.3 m Svallad morän.
- B. 0.3—0.8 m Sandig-moig morän med normal block- och stenhalt och mycket tydlig presstruktur. Grundmassans sammansättning visas av kurva B i fig. 34.
- C. 0.8—2.8 m Sandig-moig morän med normal block- och stenhalt. Presstruktur saknas helt och packningsgraden är lägre än i lager B. Grundmassans sammansättning visas av kurva C i fig. 34.
- D. 2.8—3.8 m + Ofullständigt utbildad lerig-mjälåg morän—moränlera med låg block- och stenhalt. Variationerna i grundmassans sammansättning (se nedan) visas av kurvorna D 1—D 3 i fig. 34.

Övre delen av profilen kan representera ett i moränen allmänt gällande förhållande: presstruktur förekommer endast i övre delen av en moränlagerföljd, i regel till högst 1 m djup i den av svallning orörda delen. Orsaken till detta förhållande är okänd. Olika slag av presstruktur förekommer i morän (G. Lundqvist: SGU, C 433, Stockholm 1940). I Stockholmstrakten är s. k. brecciestruktur eller övergångsformer mellan denna och skivformig struktur vanligast, men även utpräglad skiffriga strukturer förekommer. I den här aktuella skärningen var presstrukturen närmast skivformig och skarpt avgränsad nedåt (fig. 35).



Fig. 35. Detalj från övre delen av moränskärningen vid Ullna. Den sandig-moiga moränen visar tydlig presstruktur ned till 0.8 m u. y. (vid kompassen), därunder saknas presstruktur helt.

Detail from the upper part of a till section at Ullna. The fissile structure in the basal till occurs in general only in the upper part, in this case down to 0.8 m below the surface (compass level).

Gränsen mellan den undre moränen (D) och ovanliggande morän var något oskarp. Den undre moränen, som enligt uppgift funnits som ett upp till minst 1.5 m mäktigt lager i botten på det 10×10 m stora schaktet, var åtkomlig i två mot varandra vinkelräta avsnitt, vardera 3 m långa och med största mäktighet c:a 1 m. Lagret var extremt hårt packat och det hade också visat sig nästan omöjligt att driva ned schaktet med vanliga metoder. Grundmassan i huvuddelen av denna undre morän har den av kurva D 1 i fig. 34 visade sammansättningen. Utgångsmaterialet till den undre moränen har delvis utgjorts av skiktad lera. Av isen ofullständigt bearbetade rester av sådant material förekommer inne i moränen. Dessa rester består av en med grövre material något uppblandad grafitgrå lera med ett svagt stick i grönt och med tunna mer eller mindre deformerade gråvita mjälaskikt. Det största av dessa restpartier var c:a 0.5 m långt och c:a 0.2 m mäktigt och låg under ett block i övre delen av lagret. Kurva D 3 i fig. 34 visar kornerleksfördelningen i detta restparti. Restpartierna hör intimt ihop med lagrets övriga delar. Övergången till mera bearbetade och med grövre material uppblendade delar sker

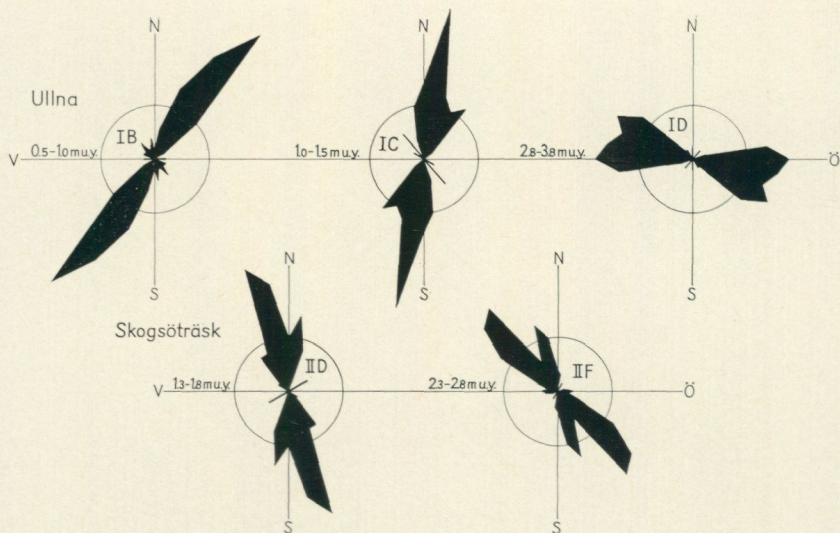


Fig. 36. Rosdiagram visande de långsträckta stenarnas orientering på olika nivåer i de i texten närmare behandlade moränskärningarna vid Ullna (I) och Skogsöträsk (II). (B, C, D etc. är olika i texten nämnda lager.)

Rose-diagrams showing the orientation of long-axes of till stones at different depths in two till section (Ullna and Skogsöträsk).

successivt. Kurva D 2 i fig. 34 visar kornstorleksfördelningen i ett övergångsparti. Kalkhalten i det nämnda restpartiet är 4—5 % CaCO_3 , medan kalkhalten i den omgivande undre moränen är betydligt lägre (0.3—1 %). Den övre moränen är här liksom inom kartområdet i övrigt praktiskt taget kalkfri.

Tvådimensionella stenorienteringsanalyser, som visar de långsträckta stenarnas orientering i horisontalplanet, har utförts på tre nivåer i skärningen. Varje analys omfattar 50 stycken 2—10 cm långa stenar. Resultatet framgår av rosdiagrammen I B, I C och I D i fig. 36.

Två stenräkningar (nr 1—2 i tabellen på sid. 138) ger en uppfattning om bergarts materialet dels i den undre moränen (D), dels i moränen ovanför denna (C). Materialets fördelning på olika storleksklasser i de båda räkningarna ger också ett uttryck för bristen på större sten i den undre moränen. I denna erhöles 52 % i klassen 2—6 cm och 48 % i klassen 6—15 cm. I den övre moränen (1—2 m u. y.) var fördelningen 84 % i klassen 6—15 cm och 16 % i klassen 15—20 cm. Av de räknade stenarna i den undre moränen utgöres mer än en fjärdedel av hälleflinta och leptit (27 %). Detta material måste vara långtransporterat och kan härröra från Sala- eller Uppsalatrakten. De finkorniga, amfibolitiska grönstenarna i denna morän är sannolikt också i stor utsträckning långtransporterade, troligast från leptitformationen i Bergslagen. Det övriga materialet är ungefär vad man kan vänta sig med hänsyn till berggrunden i icke alltför avlägsna trakter, som isen måste ha

gått över. Materialet i den övre moränen, 1—2 m u. y., är till skillnad mot den undre moränens material starkt lokalbetonat med 72 % yngre granit. Av de för Stockholmstrakten främmande leptiterna och hälleflintorna finns här endast 6 % mot 27 % i den undre moränen.

Den undre moränen (D) i den ovan beskrivna skärningen måste med hänsyn till läge, kornstorleksfördelning, stenorientering, bergartsmaterial och de äldsta räfflorna i Stockholmstrakten (se sid. 84) tolkas såsom avsatt under en isrörelse från VNV, vilken torde ha inträffat under ett tidigt skede av den sista nedisningen. Förekomsten av hälleflinta och leptit i den övre moränen (6 %) synes huvudsakligen ha tagits upp från äldre morän under de yngre isrörelserna.

Det må här tilläggas, att enligt uppgift skall en mycket hårt packad och starkt lerhaltig morän ha påträffats i botten av ett schakt vid Erik Dahlbergs väg i Södertälje. En liknande morän har också påträffats av geologen Jan De Geer vid Trädgårdsgatan i Sundbyberg. Denna morän, vars sammansättning framgår av kurva S i fig. 34, var mycket hårt packad och låg i ett för nordliga isrörelser utpräglat lågläge som ett upp till 0.7 m mäktigt lager direkt på bergytan. Moränen fyllde ut ojämnheter i denna samt var överlagrad av den yngre, i trakten normala sandig-moiga moränen. Kalkhalten i den undre moränen är låg, liksom i den likartade undre moränen vid Ullna. En analys av den förra visade 0.8 % CaCO_3 .

Resultatet av stenorienteringsanalysen i det övre av presstruktur präglade moränlagret (B) i skärningen vid Ullna kan förklaras på olika sätt. Troligast är, att detta lager avsatts under en i isrörelsen lokal avlänkning, som inträffat under nedisningens slutstadium och betingats av den i N—S utsträckta dalgången V om lokalen.

II. *Moränskärning O om landsvägen 150 m SO om vägskalet V om Skogsöträsk, N om Saltsjöbaden.* Skärningen ligger i västligaste delen av SSV-sluttningen av en i VNV—OSO utsträckt, relativt stor berghöjd. I en snittvägg utsträckt i N 20° O uppmättes följande profil:

- A. 0—0.7 m Svallgrus.
- B. 0.7—1.0 m Glacial lera.
- C. 1.0—1.3 m Svallgrus—svallad morän.
- D. 1.3—1.9 m Morän, sandig-moig. Övre delen (4 dm) är mycket hårt packad, överst med presstruktur. Nedre delen (2 dm) är något lösare och har en något lägre halt av fraktionerna mo—ler. Hela lagret stupar c:a 20° mot S.
- E. 1.9—2.2 m Stenig grusig sand (34 % grus, 55 % sand). Lagret stupar c:a 20° mot S och kunde följas 10 m i snittväggen.
- F. 2.2—2.8 m Morän, sandig—moig, med något högre halt av fraktionerna mjåla—ler än moränen i lager 4. Lagret stupar som ovanliggande lager och kunde följas 8 m i snittväggen.
- G. 2.8—3.1 m Stenig grusig sand. Lagret stupar c:a 10° mot S och kunde följas 3 m i snittväggen.

I en snittvägg utsträckt i NV—SO, c:a 15 m SO om ovanstående, låg direkt på berget ett 5 cm mäktigt grovmolager, som uppåt övergick i ett 0.5 m mäktigt lager av mellansandig grovsand (17 % mellansand, 77 % grovsand) med ostörd skiktning. Detta lager överlagrades av 2.7 m mera komplicerat uppbyggda moränlager.

Stenorienteringsanalyser av samma typ som i skärningen vid Ullna (se ovan) men med 100 stenar i varje analys utfördes i lager D och lager F i ovanstående profil.

Resultaten framgår av rosdigrammen II D och II F i fig. 36. Två stenräkningar (nr 3—4 i tabellen på sid. 138) ger en uppfattning om bergartsmaterialet i de två nämnda lagren.

Med utgångspunkt från stenorienteringsanalyserna (II D och II F i fig. 36) måste man antaga, att det undre lagret (F) avsatts under en äldre isrörelse från NV, vilken bör vara densamma som den av äldre räfflor i samma riktning registrerade isrörelsen. Det övre lagret (D) har tydligen avsatts under den yngre isrörelsen från N 20°—10° V, som återspeglas av de i trakten dominerande räfflorna (jfr fig. 27 och sid. 85). Stenräkningarnas vittnesbörd om bergartsmaterialet i de två lagren stöder snarare än motsäger denna tolkning. Det finns en svag tendens till större procent av mera långtransporterat material i det undre lagret. Förutsättningarna för inslag av sedimentgnejs vid lokalen är ungefär lika stora vid båda de nämnda isrörelserna eller något större under den yngre. (Jfr berggrundskartan, Pl. 1). Förutsättningarna för inslag av yngre granit är mycket större vid den äldre isrörelsen. Av de yngre graniterna i det undre lagret (28 %) var 1/3 medelkorniga—småporfyriska och härstammar tydligen från det område med dylika graniter, som inkommer i kartområdets nordvästra del. En del av de som sur gnejsgranit bedömda stenarna kan eventuellt ha felbedömts och utgöras av dylik yngre granit. Den relativt stora mängden leptitgnejs (6 %) i det övre lagret torde komma från Täljöområdets leptitgnejser.

De båda ovan behandlade moränskärningarna vid Ullna och Skogsöträsk kan ge underlag till vittgående diskussioner i frågor rörande inlandsisens moräntransport och moränavsättning, men de må här främst stå som exempel på moränskärningar, som kan ge viktiga upplysningar i sådana frågor.

Isälvsavlagringar

Bland isälvsavlagringarna märks främst de genom G. De Geers undersökningar klassiska delarna av Stockholmsåsen, vilka bildar ett stråk över kartområdets sydvästra del. Mindre isälvsavlagringar förekommer O om Ingarö k:a samt O och S om Ullnasjön.

I isälvsstråkens närmaste omgivningar underlagras den glaciala leran i allmänhet av sand- och molager, som har avsatts av de från isälvsmyningarna utgående smältvattenströmmarna och kan sägas bilda en övergång mellan de egentliga isälvsavlagringarna och den glaciala leran (jfr sid. 111).

Under landhöjningen har de ytliga delarna av isälvsavlagringarna omlagrats. Det omlagrade materialet ligger nu dels som grus- och sandtäcken ovanpå de kvarvarande delarna av de ursprungliga avlagringarna, dels som sand- och grovmolager utanför dessa. På grund av den utflackning som sålunda skett, kan det ofta vara svårt att fastställa de ursprungliga avlagringarnas gränser. I princip läggs dessa där avlagringarna morfologiskt framträder genom terrängbrott, vilket dock inte överallt är fallet. En isälvsavlagring markeras således på kartan, oavsett om de övre delarna, såsom i regel är fallet, utgöres av svallgrus och svallsand. Man bör här uppmärksamma det ur flera praktiska synpunkter viktiga förhållandet, att lerlager, som täcks av från högre nivå nedsvallat isälvsmaterial (grus och sand), kan förekomma även inom ytor, som på kartan räknats till isälvsavlagringarna, t. ex.

i rullstensåsarnas sluttningar (jfr fig. 38). Exempel på lagerföljder av denna typ ges på sid. 104—105.

En rullstensås av Stockholmsåsens typ har komplicerad byggnad, såväl till det yttre som till det inre. Utåt märks främst uppdelningen i skilda avsnitt, vilken delvis åtföljs av förskjutningar i sidled, s. k. kastningar. Mellan avsnitt på större avstånd från varandra saknas grovt isälvsmaterial helt, medan varandra närliggande delar är mer eller mindre förbundna med isälvssand, som tillsammans med molager också kan breda ut sig åt sidorna. Sådana lager, som primärt avsatts av de från isälvsmyningarna utgående strömmarna, förekommer flerstädes utefter åsen. De framträder emellertid ej i kartbilden, enär de övre delarna är omlagrade och tillsammans med från åsen utsvallat material ingår i de omgivande svallsedimenten. De egentliga åsavsnitten uppbyggs främst av sten-, grus- och sandlager med mycket växlande sammansättning. I det inre av de skenbart enhetliga åsavsnitten kan man urskilja mindre enheter, s. k. åscentra eller åskärnor. Dessa uppbyggs i ej ringa utsträckning av lager med hög halt av rundade block och stenar. I centrala delar kan sådant material helt dominera (jfr fig. 39).

Nedan lämnas en orienterande beskrivning av de inom kartområdet liggande avsnitten av Stockholmsåsen, varvid också ett urval av mera speciella uppgifter medtagits. Vissa teoretiska frågor med praktisk anknytning rörande de stora växlingarna i åsens byggnad har behandlats i en separat uppsats (H. Möller: Geol. Fören. Förhandl., 84, Stockholm 1962, s. 119 ff.).

En S om kartområdet liggande gren av Stockholmsåsen inkommer på detta med några mot N allt mindre ryggar, av vilka den nordligaste, som nu är till större delen bortschaktad, nått fram till Källtorpsjöns sydspets (5 h). Mellan denna rygg och den närmast S härom markerade finns på landsvägens östra sida en liten höjdsträckning med lera och grovmo i ytan. Här torde dock isälvsmaterial finnas på större djup. Till den nämnda grenen av Stockholmsåsen får man också räkna de två små isälvsavlagringar, som avsatts invid bergbranter vid Källtorpsjöns strand och vid Dammtorpsjöns nordspets. Den senare avlagringen är till stor del bortschaktad. Mellan denna gren av Stockholmsåsen och den som sträcker sig genom Stockholm ligger en anmärkningsvärd kastning på c:a 5 km. Den sistnämnda grenen påbörjas c:a 1 km S om kartområdet och inkommer på detta vid Skogskyrkogården i Enskede. Efter att ha passerat Stockholm med ett flertal avbrott och mindre kastningar når denna gren Ulriksdal och avslutas där något utanför kartområdet med en ny stor kastning mot V.

På sträckan mellan Enskede och Ulriksdal är rullstensåsens olika avsnitt i stor utsträckning förstörda genom diverse ingrepp. Det från S räknat första stora ingreppet ligger vid Sandsborg, c:a 700 m ONO om Enskede k:a. Här är ett c:a 200 m långt parti av åsen i det närmaste helt bortschaktat. Det i norr kvarstående tvärsnittet är ett vackert exempel på hur det ursprungliga åskränet genom abrasionen planats ut. Detta tvärsnitt har ingående undersökts och beskrivits av L. von Post (Svensk Geogr. Årsb. 1942, Lund). Från Sandsborg och söderut har åsen blivit kraftigt nedbruten av bränningarna och är ganska jämnt välvd. Vid Uppståndelsekapellet, omedelbart N om södra kartbladsgränsen, har man delvis omgestaltat landskapet. S om den här belägna höga kullen har åsen blivit helt utplanad genom

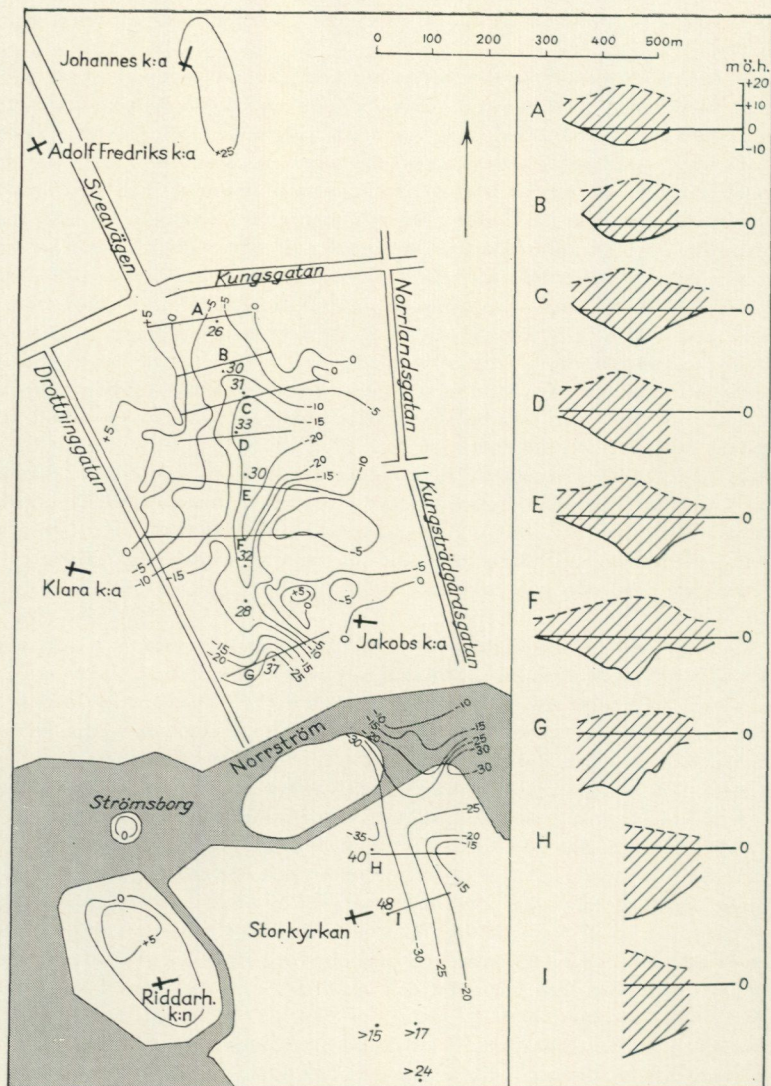


Fig. 37. Nivåkarta över berggrundsytan under Brunkebergsåsen samt tvärprofiler genom denna. Åsens centrala delar har avsatts i djupa sänkor eller dalstråk. Måktigheten i meter har utsatts vid några valda punkter utefter krönljnen. Isälvmaterialet vilar nästan genomgående direkt på berg. Morän av ringa måktighet förekommer fläckvis närmast berget men har ej medtagits i profilerna. Profilerna A—E hänför sig till förhållandena före de senaste stora ingreppen i detta område.

Karta och profiler har sammanställts efter uppgifter från Stockholms Stads Gatukontor, omfattande för området N om Norrström flera hundra borrhningar genom åsen ned

abrasionen. Från Sandsborg och norrut kvarstår åsen ganska vackert utbildad på en sträcka av c:a 300 m. Krönet har utplanats av bränningarna och den västra slutningen är betydligt brantare än den östra. N om Sofielundsvägen är detta åsavsnitt bortschaktat ned till de basala delarna.

Sydligaste delen av nästa åsavsnitt, vilket når upp till Skanstull vid Hammarbyleden, är i huvudsak bortschaktad. N härom vidtar ett något så när orört parti på vilket Johanneshovs isstadion ligger. Längre mot N på Nynäsvägens östra sida är åsen också tämligen bevarad, även om vissa ingrepp gjorts. Detta avsnitt har ursprungligen stått i direkt förbindelse med det avsnitt, som sträckt sig upp på Södermalm. Vid grundläggningsarbeten för Skanstullsbron har man gått ned i grovt isälvsmaterial till 11 m under havsytan. Av åsavsnittet N om Skanstull, vilket varit relativt obetydligt, ser man numera praktiskt taget ingenting och sträckningen är väsentligen inlagd efter äldre kartor.

Inledningen till nästa åsavsnitt, vilket också är avsevärt förändrat, har avlagrats i en bergsvacka från Maria k:a mot Slussen. Under Slussområdet norra del (Karl Johans borg) ligger de kvarvarande delarna av den ursprungliga åsen som 5—10 m mäktiga gruslager, vilka täcks av sand, lera, gyttja, grusutfyllningar m. m. av tillsammans upp till 15 m mäktighet. Stadsholmens centrala del är ett tämligen väl bevarat åsparti, som ursprungligen med största sannolikhet hängt ihop med åspartiet N om Norrström och senare avskurits av föregångare till denna. Bl. a. Stadsholmens form tyder direkt på, att man här har ett från åspartiet mellan Norrström och Johannes k:a—Brunkebergsåsen — sekundärt avskuret sydparti. Enligt en anteckning av G. De Geer har minst 3 m mäktigt, grovt isälvsmaterial påvisats 11—14 m under markytan vid Riksdagshusets sydvästra hörn. Även i Slussområdet torde åsmaterial, ehuru i mindre omfattning, ha eroderats bort, här av föregångarna till Söderström. Man kan således vänta sig, att finna material från åsen under Saltsjön O om Stadsholmen. Stadsholmen bör alltså geologiskt sett rätteligen inräknas i begreppet Brunkebergsåsen. Detta namn användes ibland för Stockholmsåsens hela sträckning genom staden, vilket dock synes vara olämpligt. Som framgår av fig. 37 har åsens centrala delar, åtminstone från Storkyrkan och norrut upp mot Kungsgatan, avlagrats i djupa sänkor eller dalstråk i berggrundsytan. Betecknande är, att åsen här nästan genomgående vilar direkt på berget. Eventuella moränlager har i huvudsak eroderats bort av isälven. Den i detta åsavsnitt, sådant det numera ter sig, största kända mäktigheten ligger vid

till berg samt för Stadsholmen och Norrström 12 borningar till berg respektive seismiska undersökningar.

Nivåkurvor med 5 m ekvidistans. Referensnivå = havsytan. Större siffror vid punktmarkering = åsens mäktighet i m.

För profilerna gäller: Heldragen linje = berggrundsytan; Streckad yta = isälvsmaterial, delvis omlagrat, inkl. ytliga ler- och utfyllningslager; Streckad linje = åsens genom nedbrytning och diverse ingrepp omgestaltade ytkontur.

Contour-map of the surface of the bedrock below the esker in the center of Stockholm (the Brunkeberg Esker) and profiles across the esker as it appeared before recent building operations. The central parts of the esker are here deposited in deep depressions of the bedrock and intervening till is almost everywhere absent. Numbers at dots = the thickness of the esker in metres.

För spridning godkänd i rikets allmänna kartverk den 5 november 1963.

Storkyrkan och uppgår till 48 m (jfr fig. 37). Det kan nämnas, att det gamla slot-
tets kärntorn låg drygt 6 m över den nuvarande inre borggården (Martin Olsson:
Stockholms slotts historia, I, 1940, s. 12). Åsen torde ursprungligen ha varit minst
lika mäktig och troligen ännu något mäktigare längre mot norr. NV om Gustav
Adolfs torg, t. ex., uppgår den nuvarande mäktigheten till 37 m. Vid Brunkebergs-
torg är mäktigheten 32 m, men åsen har här före exploateringen varit upp till 20 m
högre än nu. I området närmast N om Brunkebergstorg (Hamngatan) återstår nu,
efter de senaste stora ingreppen, inte mycket av åsen. N härom fortsätter Brunke-
bergsåsen under avtagande mäktighet upp mot Johannes k:a för att där tona ut.
Närmast S om kyrkan uppgår isälvsmateriallets mäktighet endast till någon meter.
Berggrundsytan, som börjar höja sig redan S om Kungsgatan, når vid Johannes k:a
upp till c:a 25 m ö. h. (jfr fig. 37). Åsen har åtminstone närmast S om kyrkan tyd-
ligen avsatts utmed en mot V stupande bergyta. Detta är ett principiellt viktigt
förhållande. Samma förhållande har redan omnämnts från nordligaste delen av
den åsgren, som avslutas i trakten av Källtorpsjön (se sid. 99). Förhållandet åter-
kommer även i nästa åsavsnitt, vilket inleds vid Observatoriekullen, samt också i
de mindre stråken av isälvsavlagringar inom kartområdet (se sid. 103—105). I västra
delen av Observatoriekullen ligger berget nära under ytan och åskullen har tyd-
ligen avsatts i anslutning till en mot O stupande bergbrant. Den egentliga åskullen
är därför ingalunda så stor som den ter sig från O. N om Odengatan har åsen av-
lagrats utmed en mot O stupande bergyta och framträder morfologiskt endast längs
Hagagatans västside. Längre mot N framträder detta åsavsnitt först med det vackra
åsparti, som går ut i form av en udde i Brunnsviken V om Albano. S härom låg den
numera utplånade Tullkullen (Generalsbacken) som en i N—S utsträckt, c:a
36 m hög och 300 m lång åskulle, vilken i N nästan nådde fram till Brunnsvikens
sydligaste flik. Till samma åsavsnitt får man också räkna de små åskullarna utmed
Brunnsvikens strand SSO om Haga.

De mellan Haga och Ulriksdal liggande och mera framträdande delarna av
Stockholmsåsen har ingående beskrivits av G. De Geer (K. Sv. Vet. Akad. Handl.
Tredje ser., Bd 18, Nr 6, Stockholm 1940) och här må endast några kortfattade kom-
mentarer lämnas. Stora grusuttag har mer eller mindre raserat åsen på flera ställen.
Ett grustag i sydligaste delen av det långsträckt åspartiet SV om Haga har nu
utfyllts med sprängsten m. m. I det genom G. De Geers arbeten klassiska grustaget
i södra delen av den stora åskullen vid Haga har uttagen helt nyligen återupptagits.
Det uttagna materialet ersätts efter hand med fyllningsmassor. Vid en punkt nära
åsens centrumlinje har man nått berget på c:a 35 m djup under det av svallning
utplanade krönet. Fig. 38 visar mäktiga svallgruslager i åskullens sydvästslutning.
Nordligaste delen av denna åskulle har tidigare tagits bort liksom större delen av
det närmast N härom liggande åspartiet. Berget under åsen har blottlagts dels inom
ett litet avsnitt i nordöstra delen av Hagakullen, dels i centrala delen av åspartiet
N härom. Större delen av åspartiet S om vägkorset vid Järva har också schaktats
bort. Ett stort grustag i sydvästra delen av det stora åspartiet N härom har delvis
fyllts med sprängsten m. m. Även på Kaninholmen har grusuttag gjorts. I norra
delen av åspartiet NV om Ulriksdals slott finns ett mindre men djupt grustag, vil-
ket av skärningen att döma ligger mellan två åscentra.

På kartan har anhopningar av moränblock på Hagakullens östside markerats.



Fig. 38. Skärning i N—S i västslutningen av den stora åskullen vid Haga (N är åt höger på bilden). Upp till 8 m mäktiga svallgruslager har avsatts diskordant på glaciala lerskikt, som ingår i övre delen av det mörkfärgade horisontella lagret nedtill på bilden. Två generationer svallgrus kan urskiljas: en äldre i vilken skiktningen i detta snitt stupar c:a 30° mot S (lagerstupning mot SV) och en yngre med i det närmaste horisontell skiktning samt skiktvis grövre material (till vänster på bilden).

Section in the west slope of the big ose hill at Haga (N of Stockholm) showing a sharply marked discordance between the redeposited gravel and primarily deposited fine-grained material with strata of varved clay (dark, flat-lying in picture). Two generations of redeposited gravel can be distinguished.

Orsaken till dessa blockanhopningar är ej klarlagd. G. De Geer ansåg, att blocken transporterats med isberg. De kan emellertid också tänkas ha fallit ned på åsen från isälvsmyningens valv. Ovedersägliga s. k. moränflottar, som härrör från isberg, har dock påvisats av G. De Geer i Stockholmstrakten, bl. a. vid Frösundavik N om Haga (jfr även fig. 41).

Stockholmsåsen har i flera avseenden varit av stor betydelse för stadsbildningen. Brunkebergsåsen har visserligen varit till nackdel för stadsplaneringen på Norrmalm, dock ej i så hög grad som den kuperade berggrundsterrängen varit det inom andra stadsdelar. I gengäld har isälvs materialet utgjort ett lättarbetat underlag för den äldre bebyggelsen och lämnat väldiga kvantiteter grus och sand för utfyllningar och sentida byggnadsverksamhet. Åsen och de från denna härrörande sand- och grovmolagren i omgivningen har för den äldre stadsbebyggelsen varit ett betydelsefullt grundvattenmagasin och har slutligen erbjudit lämplig mark för den nutida stadens två stora begravningsplatser.

I kartområdets sydöstra hörn inkommer från Ingarölandet i SO ett mindre och mera uppdelat stråk av isälvsavlagringar, vilket också har en fortsättning i NNO, c:a 1 km O om kartgränsen vid vägen från Gustavsberg till Stavnäs. Inom kartområdet är det endast NV om Brunn, 1.5 km SO om Ingarö k:a, som avlagringarna i detta stråk utbildats i egentlig åsform. Fig. 39 visar ett snitt i den basala delen. Detta åsparti, varav södra delen nu är i huvudsak förbrukad, ansluter i N till den där belägna moränomgivna berghöjden, varpå följer en mindre framträdande isälvsavlagring utmed höjdens östslutning. NV härom, mellan 0.5 och 1 km ONO



Fig. 39. Grovt isälvsmaterial i den basala delen av åspartiet 1.5 km SO om Ingarö k:a.
Coarse-grained glacial material in the basal part of the esker 1.5 km SE of Ingarö church.

om Ingarö k:a, har isälvsaterialet avsatts i anslutning till två skilda berghöjder. I södra och norra delen av den östra höjden, som är utsträckt i NV—SO, ligger grovt isälvsmaterial (grus och rullsten) i ytan, medan de ytliga lagren i övrigt utgöres av sand. Relativt stora mängder grus och sand har tagits ut i nordvästra delen av denna höjd och nordöstra delen av den öster därom belägna. De övre lagren utgöres till stor del av omlagrat material, vilket är mäktigast på sluttningarna. Ett c:a 10 m långt snitt i N—S, ungefär mitt i nordvästra delen av den östra höjden, visade överst ett svallsandlager (1 m mäktigt i N, 3 m mäktigt i S) och under detta en 3—4 m mäktig bank av stenigt isälvsgrus med decimetermäktiga stenigare skikt. Såväl banken som skikten i denna stupar c:a 30° mot S. I sluttningen V härom uppmättes nedanstående lagerföljd:

- 0—2 m Svallsand, delvis något lerig.
- 2—2.7 m Postglacial lera, i övre och undre delen uppspaltad av ett flertal tunna svallsandskikt, i mitten ett 2—3 cm mäktigt svallsandskikt.
- 2.7—4.7 m Sand, sannolikt svallsand, med spridda brottstycken av glacial lera, det största c:a 2 dm stort.

Utmed södra stranden av Storholmen N om nämnda lokal finns upp till 3 m mäktiga sandlager, som möjligen till en del utgöres av isälvsmaterial. På kartan har dock endast svallsand markerats.

Bland isälvsavlagringarna märks slutligen de relativt små sand- och grusavlagringarna i dalgången från Hägernäsвик upp till Ullnasjön. Av dessa avlagringar återstår nu i stort sett bara mindre partier av de tre längst i söder belägna. Detta stråk utmärkes av att materialet avsatts utmed dalslutningarna (jfr sid. 102), vilket tydligen beror på att smältvattnet inne i isen på de skilda ställena sökt sig väg mellan slutningen och den ismassa, som utfyllde dalen. Den smältvattenström, som gått fram här, var relativt liten och detta torde vara i varje fall en del av förklaringen till att vattnet ej sökt sig ned till dalens botten, där ismassan bör ha legat an med större tryck mot underlaget. I östligaste delen av den på kartan markerade isälvsavlagringen 750 m NO om Deglinge gård uppmättes nedanstående lagerföljd, vilken ned till 6 m u. y. utgöres av omlagrat material:

- 0—0.8 m Sand.
- 0.8—1.0 m Grusig sand.
- 1.0—1.1 m Stenigt grus.
- 1.1—2.6 m Grovmo.
- 2.6—6.0 m Mellansand, överst med några skikt av postglacial lera, underst med ett 1 dm mäktigt skikt av glacial lera.
- 6.0—7.0 m + Mellansand, säkerligen isälvsmaterial.

Längre mot N har den nämnda smältvattenströmmen troligen följt den vid Sågtorpet mot NO avvikande dalgången, åtminstone en kortare sträcka. Sandförekomsterna utmed dalgångens slutningar NO om Sågtorpet utgöres i ytan av svallsand, men på västra sidan kan isälvsmaterial eventuellt förekomma djupare ned. En mindre smältvattenström synes även ha gått fram utmed nordostsidan av den vid Sågtorpet från NV inkommande bidalen. Under c:a 1 m svallsand och grovmo i dennas nordostsluttning 75 m V om Sågtorpet fanns på en sträcka av 15 m ett minst 1.3 m mäktigt lager av en jordart, som närmast kan karakteriseras som en av strömmande vatten något bearbetad morän (ofullständigt sorterad, blockig grusig sandig stenjord med tämligen dåligt rundade stenar). I skärningens östra del övergick detta lager i ett gruslager, vilket var blottat på en c:a 10 m lång sträcka. Fördelningen av olika bergarter i det grövre lagret (stenräkning 11 i tabellen på sid. 138) visar inte mycket mer än att materialets transportriktning knappast kan ha varit östligare än N—S (jfr berggrundskartan, Pl. 1).

Förutom genom avlagringar har smältvattnet från isen satt spår i terrängen i form av erosionsföreteelser. Bland dessa märks bl. a. jättegrytor. Av de på kartan utmärkta är flertalet nu förstörda. Den S om Haga markerade jättegrytan har bevarats inne i källaren till Haga tingshus och kan där beses efter hänvändelse till tingshusvaktmästaren.

Bergartsmaterial i moränen och isälvsavlagringarna

Bergartsmaterial, som av landisen tas upp från olika bergartsområden, transporteras bort i isrörelseriktningen med en efter hand avtagande mängd och tilltagande spridning. Det material, som tas upp av isälvarna, transporteras i isälvsriktningen. Mo-

ränens och isälvsavlagringarnas bergartsmaterial återspeglar i stort sett berggrunden, i det område, varöver isen närmast passerat. Genom att det slutgiltigt avlagrade materialet transporterats i mer än en riktning kan förhållandena ibland vara komplicerade. Känner man berggrunden och isrörelseriktningarna inom ett större område och även har en uppfattning om de normala relationerna mellan transportsträckor och mängden material, kan man emellertid sluta sig till de stora dragen i moränens och isälvsavlagringarnas mineralogiska sammansättning. Men för att få en närmare kännedom härom måste man göra direkta undersökningar. Därvid är det vanligen tillräckligt att granska stenmaterialets fördelning på olika bergarter, men man måste då också ta hänsyn till att olika bergarter nedkrossas olika snabbt. Erfarenheten lär, att man vid dylika stenräkningar kan nöja sig med ett 100-tal stenar. Undersökningar av detta slag kan naturligtvis också vara till hjälp om man känner berggrunden och vill utröna transportriktningen eller omvänt. Exempel på det förstnämnda har behandlats i ett föregående kapitel (sid. 94—98).

Huvuddelen av det i moränen ingående block- och stenmaterialet har transporterats högst någon mil. Ofta rör det sig endast om några kilometer. För isälvsavlagringarna och bland dem speciellt de stora rullstensåsarna gäller något längre transportsträckor. Men verkligt långtransporterat material, dvs. sådant som transporterats 5—10 mil eller mera, utgör i regel endast någon eller några procent i såväl isälvsavlagringarna som moränen. I moränen kan block- och stenmaterialet lokalt härstamma nästan helt från den närmast liggande berggrunden. Särskilt gäller detta i för isrörelserna utpräglade lälägen.

Nedan kommenterade stenräkningar är, liksom de förut behandlade, redovisade i tabellen på sid. 138. De olika bergarternas utbredning inom kartområdet framgår av berggrundskartan (Pl. 1). För att belysa växlingarna i bergarts materialets fördelning inom de övre delarna av moräntäcket har ett antal stenräkningar från kartområdets norra del sammanställts i fig. 40. Stenmaterialet i de aktuella lagren synes ha transporterats och avsatts huvudsakligen under slutskedet i områdets nedisning eller med andra ord då isen rörde sig så som de enkla pilarna på fig. 27 anger. En jämförelse mellan de båda kartbilderna bestyrker också detta antagande. Fig. 40 belyser också vad som ovan sagts angående relationerna mellan transportsträckor och mängden material för respektive bergarter. Kartbilden kommenteras nedan:

Leptitgnejs förekommer, bortsett från 1 % vid lokal 5, vid lokalerna 6—10. Inslaget vid lokal 10 i NO torde härröra från trakterna N om kartområdet, medan åtminstone huvuddelen av inslaget vid lokalerna 6—9 torde komma från leptitgnejsområdet V och NV om Trälhavet. Som framgår av kartbilden minskar inslaget av leptitgnejs såväl i isrörelseriktningen som i från denna divergerade riktningar.

Sedimentgnejs förekommer vid lokalerna 2 och 5 i NV samt 6 och 8 på Bogesundslandet. Det ringa inslaget vid lokalerna 2 och 5 (5 respektive 1 %) härstammar tydligen från trakten N om kartområdet. Vid lokal 6 har sedimentgnejsområdet mellan denna och lokal 2 gjort sig gällande, så att halten vid lokal 6, i stället för att ha gått ned, också uppgår till 5 %. Vid lokal 8 har halten stigit till 11 %, vilket tydligen beror på att isen strax N om denna lokal gått in över ett nytt stråk av sedimentgnejs. Bristen på sedimentgnejs vid lokal 7 på Bogesundslandet visar, att transporten från sedimentgnejsområdet NO om Stora Värtan ej skett mot östligare riktningar än SSO.

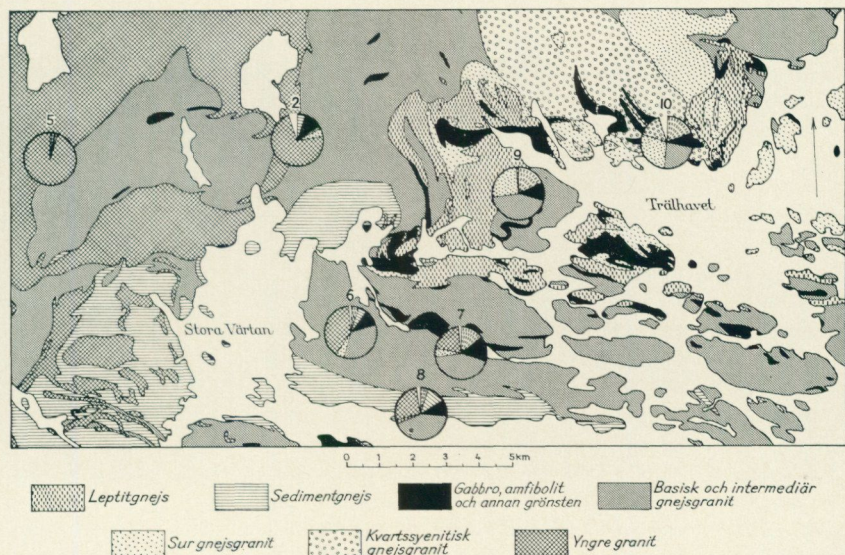


Fig. 40. Stenräkningar i morän inom norra delen av kartområdet. Stenräkningarna kommenteras i texten. Jämför även tabellen på sid. 138.

Stone counts in till within the northern part of the map-sheet area. *Leptitgnejs* = *Leptite gneiss*. *Sedimentgnejs* = *Sedimentary gneiss*. *Gabbro, amfibolit och annan grönsten* = *Gabbro, amfibolite and other greenstones*. *Basisk och intermediär gnejsgranit* = *Basic and intermediate gneissgranite*. *Sur gnejsgranit* = *Acid gneissgranite*. *Kvartssyenitisk gnejsgranit* = *Quartzsyenitic gneissgranite*. *Yngre granit* = *Young granite*.

För spridning godkänd i rikets allmänna kartverk den 5 november 1963.

Grönsten av olika slag förekommer vid alla lokalerna. Den relativt höga halten vid lokal 7 på Bogesundslandet (16 % gabbro) återspeglar tydligen gabbromassiven NNV om denna lokal, men redan vid lokal 8 har halten av all slags grönsten sjunkit till 10 %. Att grönstensinslaget vid lokalerna 9 och 10 i NO huvudsakligen härrör från de N—NV om respektive lokaler belägna grönstensmassiven torde vara givet.

Basisk och intermediär gnejsgranit dominerar vid lokalerna 6—10 i full överensstämmelse med berggrundens sammansättning i omvända isrörelseriktningen. Den ringa halten av sådan gnejsgranit vid lokal 2 i NV (1 %) visar, att den vid transporttillfället aktuella isrörelseriktningen ej kan ha varit mer än högst någon grad ostligare än N—S (jfr resultatet av stenorienteringsanalys i detta lager, rosdiagram I C, fig. 36).

Sur gnejsgranit förekommer främst vid lokalerna 9 och 10 i NO. Det relativt stora inslaget vid dessa lokaler (26 respektive 32 %) betingas tydligen av att denna bergart intar relativt stora områden i den i omvända isrörelseriktningen närbelägna berggrunden. Det betydligt mindre inslaget vid lokalerna 6—8 på Bogesundslandet (5 %, 5 % respektive 2 %) torde främst härröra från vid karteringen icke utskilda, små och fläckvis uppträdande förekomster av sur gnejsgranit inom de stora områ-

dena med intermediär gnejsgranit. Möjligt är också att en del av de som sur gnejsgranit bedömda stenarna i själva verket borde ha räknats som yngre granit. Det är nämligen ibland svårt att med säkerhet skilja mellan dessa bergarter i stenmaterialet. Sådan felbedömning får i första hand antagas ha skett vid lokal 2 i NV där sur gnejsgranit enligt räkningen skulle uppgå till 5 %. Frånsett nämnda förhållanden torde dock nedgången i halten av sur gnejsgranit från 5 % vid lokalerna 6 och 7 till 2 % vid lokal 8 återspegla de allmänna lagarna om avtagande mängd i isrörelseriktningen.

Kvartssyenitisk gnejsgranit (Åkersbergasyenit) förekommer endast vid lokal 10 i NO och givet är, att det här till 14 % uppgående inslaget härrör från området med denna bergart NV om lokalen. Huvuddelen av inslaget får antagas emanera från nämnda områdes östra del. Särskilt upplysande är, att denna bergart saknas i stenmaterialet vid lokal 9. Detta visar, att transporten från det aktuella berggrundsområdets västligaste del ej gått i riktningar sydligare än SSO, vilket väl överensstämmer med räfflornas vittnesbörd om isrörelserna (jfr fig. 27).

Yngre granit av medelkornig, porfyrisk typ dominerar vid lokalerna 2 och 5 i NV, vid den senare nästan totalt, helt i överensstämmelse med isrörelserna och lokalernas läge i förhållande till det stora område med sådan yngre granit, som inkommer i kartområdets nordvästra del. Vid lokal 6 på Bogesundslandet är inslaget av yngre granit från detta område fortfarande betydande (40 %). Vid de närbelägna lokalerna 7 och 8, vilka ligger dels på större avstånd från det stora granitområdet, dels mera vid sidan om den centrala transportriktningen från detta, har inslaget gått ned till 21 respektive 27 %. Att inslaget av denna granit dock är så pass högt vid lokalerna 6—8 tyder dels på att en del av materialet först transporterats i en mera sydostlig riktning, dels på att bergarten ifråga ej nedkrossas så snabbt.

I Stockholmsåsen har stenräkningar utförts vid Järva (nr 13), Enskede (nr 14) och Källtorpsjön (nr 15). N om Järva har den stora isälven i stort sett gått fram i eller utmed den stora sprickdal, som mellan Ulriksdal och Rotebro, c:a 11 km mot NV, markeras av Edsviken och Norrviken. Mellan Järva och Kaninholmen i Edsvikens sydöstra del utgöres berggrunden av sedimentgnejs. Närmast NV härom gick isälven över ett c:a 2 km brett bälte av gnejsgranit, vars östra del intar området N om Kaninholmen. Sedimentgnejs och gnejsgranit förekommer endast i ringa mängd i åsens stenmaterial vid Järva. Redan detta visar, att huvuddelen av åsmaterialet måste härröra från längre bort belägna områden. Omkring 3/4 av materialet utgöres av yngre granit, 66 % porfyrisk och 10 % jämnkornig granit. Huvuddelen av materialet härstammar tydligen från det stora granitområde, som inkommer i kartområdets nordvästra del. Isälven har gått fram i detta granitområdes västra randzon, men en stor del av granitmaterialet har säkerligen kommit i isälvens väg först sedan det av isen transporterats fram från N till isälvsstråket.

Vid Enskede, c:a 1 mil SSO om Järva, utgör inslaget av yngre granit i åsens stenmaterial totalt 69 %, men fördelningen mellan granittyperna är en helt annan än vid Järva, 36 % porfyrisk och 33 % jämnkornig granit. Vid Enskede finns alltså betydligt mindre material från det i N belägna området med porfyrisk granit. Större delen av de jämnkorniga graniterna vid Enskede har tydligen tillförts isälven från de talrika förekomster av denna granittyp, som uppträder tillsammans med gnejsgranit och främst sedimentgnejs utefter och N om isälvsstråkets sträckning genom

Stockholm. Denna berggrund återspeglas också i inslaget av sedimentgnejs, vilket vid Enskede uppgår till 10 % mot endast 3 % vid Järva.

Isälvmaterialet vid Källtorpssjön, c:a 5 km O om Enskede, har avsatts av en äldre och östligare belägen isälvsgrän, som strax därefter av någon anledning tydligen upphörde helt och ersattes av grenen genom Stockholm. Bergartsfördelningen i stenmaterialet vid Källtorpssjön kan tyvärr ej ge några närmare upplysningar om den östliga isälvsgränens utsträckning N härom. Att inslaget av basisk och intermediär gnejsgranit, vilket tydligen kommer från de närmast N om lokalen belägna områdena, uppgår till 22 % är dock ett tecken på att transportförmågan i denna isälvsgrän var starkt nedsatt vid det aktuella tillfället.

I den relativt lilla isälvsavlagringen vid Sandviken (lokal 12) i sydligaste delen av dalgången mellan Hägernäsvik och Ullnasjön dominerar yngre granit liksom vid den c:a 1.5 km NNO härom belägna moränlokalen (nr 2). Vid den senare saknas emellertid basisk och intermediär gnejsgranit praktiskt taget helt, medan inslaget av denna bergart uppgår till 21 % vid Sandviken. Det är ovisst om huvuddelen av detta material tillförts isälven från det närmast N om lokalen inkommande gnejsgranitområdet eller om det medförts från dalgången O om Ullnasjön. En stenräkning i förmodat isälvsmaterial från en lokal vid Sägtorpet (lokal 11), O om Ullnasjön, har tidigare kommenterats (sid. 105). Slutligen föreligger en stenräkning från isälvsavlagringen SO om Ingarö k:a (lokal 16). Detta åsparti ingår i ett stråk av isälvsavlagringar, som fortsätter mot N—NNO utanför kartområdet. Förekomsten av 14 % sedimentgnejs vid denna lokal måste härröra från områden belägna högst 1 mil längre norrut, medan gnejsgraniten, vars halt totalt uppgår till 67 %, måste komma från längre mot N belägna områden.

Bland de helt små mängder verkligt långtransporterat material, som förekommer inom kartområdet och för vilket ursprungsområdet med säkerhet kan anges, märks främst följande lätt igenkännliga bergarter: jotnisk standsten, kambrisk sandsten och röd ortocerkalksten. Dessa bergarter härrör med säkerhet från Gävletrakten och Bottenhavets botten utanför norra Upplandskusten. Bortsett från sådant material, som uppenbarligen transporterats av drivande isberg (jfr sid. 113), har stenar av de nämnda bergarterna påträffats i de små isälvsavlagringarna i dalgången mellan Hägernäsvik och Ullnasjön. Här hittades också några stenar av porfyr, som torde tillhöra de s. k. Östersjöporfyreerna. Stenar av de ovan nämnda bergarterna kan möjligen också påträffas i isälvsavlagringarna i kartområdets sydöstra del, även om så ej skett vid den i samband med karteringen gjorda granskningen. I Stockholmsåsen förekommer däremot dylikt material i ytterst ringa mängd, bland tiotusentals granskade stenar i grustagen närmast N och S om staden har intet sådant påträffats. Däremot påträffades några få stenar av porfyr, som kan härstamma från Dalarna eller Gävleområdet.

I moränen saknas verkligt långtransporterat material praktiskt taget helt (jfr dock den på sid. 94—97 beskrivna skärningen). I moränskärningarna har endast en enda sten av de ovan nämnda bergarterna påträffats. Ett ytligt liggande block av Gävlesandsten är känt från Stocksund. En iakttagelse, som kan vara av betydelse, är att man bland de ytliga, medelstora moränblocken ej sällan påträffar sådana av fullt entydig massformig, basisk urgranit (Uppsalagranit). Denna bergart förekommer ej inom kartområdets berggrund utan först någon mil längre norrut.

Landisens recession

Med den av G. De Geer utarbetade geokronologiska varvmättningsmetoden, som grundar sig på mäktighetsvariationer hos den glaciala lerans varv (årsvarven), är det möjligt, att inom områden, som vid tiden för landisens avsmältning låg under vatten, tämligen noggrant bestämma den hastighet, med vilken isfronten drog sig tillbaka. Stockholmstrakten blev genom G. De Geers arbeten det klassiska området för undersökningar av detta slag.

Genom varvmätningar lyckades G. De Geer upprätta en tidskala för landisens recession genom landet. Denna tidskala har också blivit ansluten till nutiden och därigenom vet man, att landisen drog sig tillbaka från Stockholmstrakten för ganska exakt 10 000 år sedan. Felgränsen för denna tidsbestämning uppgår till högst något hundratal år. Isfrontens tillbakavikande över kartområdet skedde med en hastighet av i medeltal c:a 200 m/år (G. De Geer: SGU, Ba 12, Stockholm 1932). I områden, där talrika och säkra varvmätningar kan erhållas, kan också isfrontens utsträckning bestämmas mycket noggrant. Sådana undersökningar har utförts av G. De Geer i kartområdets sydvästra del. För bestämning av isfrontens utsträckning i andra områden är även ändmoränerna och de yngre, dominerande räfflorna av stort värde. I stort sett ligger de förra parallellt med isfronten, de senare vinkelrätt mot denna. Med hjälp av de på fig. 27 a sammanställda observationerna kan man alltså få en ganska klar bild av isfrontens utsträckning inom kartområdet. Både räfflor och ändmoräner i områdets norra del visar, att isfronten där i väster var utsträckt nära nog rakt i V—O, medan den i öster böjt av mot ONO. Denna frontlinjens svängning mot ONO existerade tydligen hela den tid, under vilken fronten drog sig tillbaka över kartområdet. Ser man till detaljerna i såväl recessionshastighet som frontlinjens form, blir bilden mera komplicerad. Recessionen torde nämligen, åtminstone i vissa områden, ha försiggått rytmiskt. Därtill kommer, att medelhastigheten var något olika i olika områden. De stora dragen i frontlinjens form står bl. a. i ett visst förhållande till de stora dragen i vattendjupets och ismäktighetens växlingar. Men även mera lokala växlingar i vattendjup och ismäktighet inverkar på isfrontens form. I vissa områden torde lösbrytning av isberg från fronten, s. k. kalvning, ha varit av väsentlig betydelse för recessionen och medfört att isfronten fått en i detalj högst oregelbunden form.

Glacial lera

Den glaciala leran inom kartområdet går sällan i dagen över större sammanhängande ytor, men med få undantag ligger den nära ytan inom lerområdena. De täckande yngre lerornas mäktighet uppgår inom de dominerande hållrika områdena sällan till mer än 1 m och på större öppna fält i regel till högst 3 à 4 m (jfr sid. 115). Den glaciala lerans överyta höjer sig i riktning mot högre liggande områden. Närmast invid uppstickande berg och morän går den ofta i dagen inom smala, på kartan ej utskiljbara zoner. I de högre liggande terrängavsnittens smala dalstråk och små sänkor påträffas den glaciala leran också ofta i ytan eller mycket nära under denna. De glaciala lerlagrens mäktighet är i princip störst närmast isälvsstråken och avtar utåt från dessa. Förhållandet är emellertid mindre lagbundet i det kuperade kartbladsområdet. Den starkt brutna berggrundsytan har här gynnat uppkomsten av

omfattande skred, vid vilka mäktiga lerpackar glidit ut över tidigare avsatt lera på lägre nivå. Sådana skred har varit vanliga såväl under som efter den glaciala lerans bildningstid. Som exempel kan nämnas, att t. o. m. väl bevarade, men helt upp och nedvända metermäktiga partier av varvig lera förekommer inskjutna i primära lagerföljder i dalgången vid Ullna samt vid Valla gärde i den stora dalgången vid Enskede. I den centrala delen av dalgången vid Ullna är den glaciala leran totalt 5—7 m mäktig. Vid Valla gärde ligger huvuddelen av den upp till 20 m mäktiga glaciala leran i sekundärt läge.

Den glaciala leran inom kartområdet är, med undantag för genom glidningar och skred rubbade avsnitt, vanligen tydligt varvig (se sid. 81). Varvens mäktighet avtar, om än ej helt kontinuerligt, såväl uppåt i lagerföljden som utåt från isälvsstråken, kraftigare ju mer riktningen avviker från dessa. Närmast isälvsstråken kan de understa egentliga varvens tjocklek uppgå till flera decimeter. I de mellersta delarna av lagerföljden är varvens tjocklek vanligen av storleksordningen 0.5—3 cm medan de översta varven i regel är millimetertunna (mikrovarv). Inom varje varv kan man urskilja olika skikt, som mer eller mindre successivt övergår i varandra. För ögat framstår denna skiktning främst genom färgväxlingar. Skiktuppdeleningen inom varven är mest differentierad i lagerföljdens undre del. I den övre delen kan man normalt urskilja ett undre, mäktigare skikt med rödaktigt brungrå eller gråbrun färg (s. k. sommarskikt) och ett övre, tunnare, mörkgrått till gråsvart skikt (s. k. vinterskikt). Färgväxlingarna inom varven i den glaciala leran i området mellan Stockholm och Uppsala synes främst bero på växlingar i den relativa mängden av mörk, organisk substans, som sedimenterat tillsammans med det minerogena materialet (G. Arrhenius: SGU, C 486, Stockholm 1947). Orsaken kan dock också vara växlingar i de minerogena partiklarnas storlek: färgen blir ljusare när partikelstorleken ökar. Detta förhållande, som i andra delar av mellersta Sverige kan sätta spår i hela lagerföljden, märks inom kartområdet främst i de undre delarna. I särskilt hög grad gäller detta i isälvsstråkens närmaste omgivning, där sommarskikten kan utgöras av grå lera, eventuellt uppåt övergående i svagt rödbrun lera. Även den omvända ordningsföljden förekommer. Varven inleds ofta av ett tunt gråvitt skikt av huvudsakligen mjåla. I bottenvarven förekommer ett nedåt tilltagande inslag av mo- och sandskikt och som redan nämnts (sid. 98) övergår den egentliga leran i sådana områden i allmänhet mot botten i sand- och molager (jfr fig. 41).

I Stockholmstrakten finner man vanligen ej några långa ostörda varvserier. Antalet varv i ostörda serier uppgår normalt till högst 60 à 70, vanligen dock ej mer än till 20 à 30. Undantagsvis har man påträffat serier med upp till 100 varv (E. H. De Geer).

I postglaciala lerlager finns ofta av järnsulfid (FeS) svartfärgade, oregelbundet uppträdande strimmor. Denna företeelse är mycket ovanlig i varvig glacial lera. Det må därför nämnas, att sådana svarta strimmor påträffats i den varviga leran på några ställen i dalgången vid Ullna samt vid Valla gärde i dalgången vid Enskede. Vid Ullna förekommer strimmorna även i lerans nedre del, dock icke i den understa metern. Vid båda lokalerna visar strimmorna en tydlig tendens till att ligga koncentrerade i de enskilda varvens övre delar.

Som av ovanstående torde framgå, är den glaciala leran icke alltigenom enhetligt

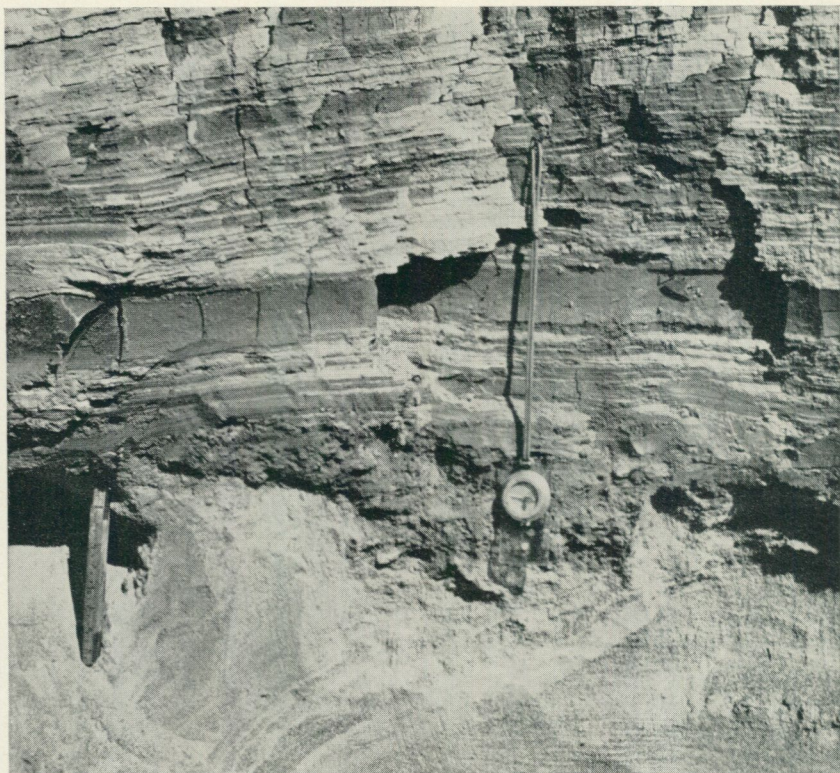


Fig. 41. Detalj från en skärning 250 m NNO om Engelska kyrkan, Norra Djurgården. Den varviga lerans basala del är här uppspaltad av tunna sandskikt (ljusa på bilden) och underlaget utgöres av strömskiktad mellansand. Mellan denna och leran ligger ett c:a 2 m långt moränparti — moränflotte transporterad av isberg — av vilket endast en del är synligt på bilden (vid kompassen).

The basal part of the varved clay in a section 250 m NNE of the English church, Stockholm. The clay rests upon glacialfluvial sand. Between this and the clay there is a small till-raft (at the compass).

sammansatt. De i bottenvarven tydligt märkbara växlingarna i kornstorleksfördelningen avtar emellertid snabbt uppåt i lagerföljden för att efter hand praktiskt taget tona ut. Större delen av en lagerföljd utgöres vanligen av styv lera, dvs. lerhalten är 40—60 %. Lerhalten, som endast undantagsvis är mindre än 40 %, närmar sig i de övre delarna mestadels 60 % och kan ofta också överstiga detta värde, varvid beteckningen mycket styv lera användes. Förutom ler ingår huvudsakligen mjåla och finmo. Kornstorleksanalyser av för kartområdet representativa prover av glacial lera redovisas i tabellen på sid. 142 (proverna 30—45). Där den glaciala leran går i dagen, har ytlagret vanligen blivit mer eller mindre uppblandat med grövre material, som under landhöjningen svallats ut från närbelägna högre liggande områden.

Nere i de rena lerlagren förekommer ganska allmänt enstaka mindre stenar och gruskorn. Dyligt material, bland vilket man främst lägger märke till röd ortocer-kalksten från Gävleområdet, saknas i de yngre lerorna och har säkerligen transporterats med drivande isberg. Även enstaka större stenar och block kan påträffas i den glaciala leran. Bland det för Stockholmstrakten främmande materialet kan också nämnas porfyryr, jotnisk och kambrisk sandsten samt Östersjökalksten.

Större delen av den glaciala leran är kalkhaltig och är alltså egentligen en lermargel. Kalkhalten i denna är i norra delen av kartområdet av storleksordningen 10—15 viktprocent CaCO_3 , i södra delen genomsnittligen 2—3 % lägre. I mäktiga bottenvarv med inslag av mo och sand är kalkhalten lägre och dess variationer inom varven kan vara avsevärda. Mikrovarven i lerans översta del är praktiskt taget kalkfria. Där leran går i dagen, är kalken utlakad till omkring 0.5 m under ytan. Detta gäller även om mikrovarven eroderats bort och lermargeln blottlagts.

I Stockholmstraktens glaciala lera har man gjort ett flertal fynd av skal av den lilla ishavsmusslan *Portlandia (Yoldia) arctica*. Fynden har gjorts inom en ungefär i V—O utsträckt zon med sydgränsen genom centrala Stockholm och nordgränsen c:a 2 mil mot N. Uppträdandet av denna högarktiska mussla i Stockholmsområdet var enligt G. De Geer helt kortvarigt (c:a 100 år) och inträffade i början av det stadium i Östersjöns utveckling, som efter ifrågavarande mussla kallas Yoldiahavet¹. Fossil är eljest mycket sällsynta i den glaciala leran. År 1959 gjordes emellertid ett ur faunahistorisk synpunkt intressant fynd. Vid schaktningsarbeten i dalgången S om Norskogen (8 f) i Täby påträffades ett nästan fullständigt fiskeklett inbäddat i den glaciala leran. Fyndet gjordes av herr Gunnar Gustavsson, Dalhyddan, Åkersberga. Skelettdelarna låg väl samlade vid en punkt c:a 3 upp i den vid fyndstället nära 5 m mäktiga glaciala leran. Ett 20-tal olika skelettdelar blev tillvaratagna och enligt artbestämning, utförd av intendent J. Lepiksaar vid Naturhistoriska Muséet i Göteborg, torde samtliga dessa ha tillhört en röding, *Salmo alpinus L.*, av c:a 70 cm totalängd.

Postglaciala minerogena sediment

De genom omlagring av äldre jordlager bildade postglaciala minerogena sedimenten kan uppdelas i tre huvudgrupper: 1. Svallsediment (grövre, strandnära bildningar). 2. Havs- och sjöleror. 3. Svämsediment.

SVALLSEDIMENT

Svallsedimenten, vilka bildats genom bränningarnas bearbetning av morän och isålsavlagringar, indelas på kartan i klapper, svallgrus, svallsand och grovmo.

Fullständigt utbildad klapper, dvs. verkliga lager av frisköjlja, avrundade block och stenar, förekommer praktiskt taget icke inom kartområdet. Några helt små förekomster av tämligen dåligt utbildad klapper från morän har dock markerats på kartan.

Svallgrus är den gemensamma beteckningen för de till sammansättningen mycket varierande, mer eller mindre grusiga svallsedimenten. I dessa sediment ingår,

¹ Yoldiahavet följdes av Ancylossjön, Litorina- och Limnaehavet, vilka på motsvarande sätt uppkallats efter snäckorna: *Ancylus fluviatilis*, *Litorina litorea* och *Limnaea ovata*.

förutom grus, främst varierande mängder av sand och sten, ibland även grovmo och mindre block. De finkorniga svallsedimenten har också en varierande sammansättning, men kornstorleksfördelningen ligger här inom betydligt snävare gränser. Uppdelningen i sand och grovmo sker allteftersom sand- eller grovmofraktionerna dominerar. De genom omlagring av isälvsavlagringarnas övre delar bildade svallsedimenten har normalt högre sorteringsgrad än svallsediment härrörande från morän.

Som tidigare nämnts (sid. 98) täcks isälvsavlagringarna i regel av svallgrus och svallsand, som emellertid i sådana fall icke markeras på kartan. Isälvsavlagringarna omges av svallsediment i form av sand och grovmo, som kan växellagra med lerskikt och även vara helt täckta av lera. Kornstorleken avtar i princip med ökat avstånd från de primära avlagringarna. Detsamma gäller egentligen också mäktigheten, men denna kan vara mycket växlande om underlaget är kuperat. Därtill kommer att de ytliga svallsedimenten utmed Stockholmsåsen ställvis underlagras av primärt avsatta sand- och molager (jfr sid. 99). Generellt gällande riktvärden för mäktighetsvariationerna hos de sand- och molager, som omger isälvsavlagringarna kan därför knappast anges. I de egentliga åsavsnittens omedelbara närhet kan mäktigheten uppgå till något tiotal meter. Så är fallet t. ex. i ett stråk utmed Sveavägen i Stockholm. Från Konserthuset och norrut till Odengatan växlar de aktuella lagrens mäktighet mellan c:a 10 och 20 m. Som ytterligare ett exempel kan nämnas, att i det lilla åsavbrottet vid infartsvägen till Haga ligger upp till 20 à 25 m mäktiga sandlager. Längre ut åt sidorna är sand- och molagrens mäktighet betydligt mindre. Sand- och molager, som ligger på något hundratal meters avstånd från de på kartan markerade isälvsavlagringarna, är högst någon meter mäktiga.

Inom moränområdena är mer eller mindre utpräglade svallsediment en allmän förekomst. Kartläggningen av dessa är av flera skäl särskilt svår att genomföra. På kartan har endast större ytor med utpräglade svallsediment i görligaste mån markerats. Hur kornstorleksfördelningen i sådana svallsediment ter sig, framgår av analyserna av proverna 46—54 (sid. 142). De inom moränområdena förekommande svallsedimentens mäktighet torde icke någonstades uppgå till mer än högst någon meter. I det stora flertalet fall är mäktigheten högst omkring en halv meter och ytorna dessutom alltför små för att markeras på kartan. Mellan de genom verklig omlagring bildade grusiga svallsedimenten och moränens svallade ytskikt förekommer alla övergångsformer. Svallgrus förekommer främst i sluttningar. Ytlaget kan där ofta innehålla block och marken ser då ut som en svallad moränyta. Även större svallgrusförekomster av detta slag kan ha olivit förbisedda vid karteringen.

Svallsedimenten inom kartområdet är av ringa värde för grus- och sandtäkt. Nämnvärda kvantiteter har ej heller tagits ut på mer än ett fåtal ställen.

I svallsedimenten förekommer ställvis fossila snäck- och musselskal. Då sådana uppträder anhopade i skikt eller lager används beteckningen skalgrus. Skalgrusförekomster inom kartområdet är ganska få och obetydliga. Skalen härrör från saltvattenmollusker från de yngre stadierna i Östersjöns utveckling, *Litorina*- och *Limnaea*-havet (not sid. 113). Bland arterna dominerar blåmusslan, *Mytilus edulis*, närmast hjärtmusslan, *Cardium edule*. Bland de övriga, mindre vanliga arterna märks främst den lilla östersjömusslan, *Macoma baltica*. Vid flertalet av de på kartan markerade skalförekomsterna ser man numera ingenting av skalen.

Av de vid karteringen påträffade lokalerna märks främst ett litet sandtag vid vägkröken 600 m O om Margretelunds herrgård, c:a 3 km SO om Åkersberga stn. Svallsedimenten har där, såsom ofta är fallet, avlagrats i ett pass mellan två små höjder. Vid lokalen uppmättes följande profil:

0—1.5 m	Svallsand.
1.5—1.8 m	Skalgrus av <i>Cardium</i> med inslag av <i>Mytilus</i> .
1.8—2.3 m	Skalgrus, <i>Mytilus</i> nästan helt dominerande.
2.3—2.9 m	Svallsand—mo, nederst med 2—3 cm mäktiga skikt av postglacial lera samt tunna fingrusskikt.
2.9—3.0 m	Postglacial lera.
3.0—3.07 m	Svallsand, grovsand.
3.07—3.10 m	Glacial lera, varvig.
3.10—3.15 m	Grovmo, nederst två tunna skikt av glacial lera.
3.15—6.0 m +	Sand och något stenig, grusig sand. Ätminstone nedre delen av detta lager torde vara en primär glacial avlagring.

HAVS- OCH SJÖLEROR

De postglaciala havs- och sjölerorna indelas på kartan i postglacial lera och gytjtjeler. Skillnaden mellan huvudtypernas sammansättning är inte så stor, men ett relativt litet inslag av gytjesubstans är tillräckligt för att en lera skall ändra karaktär. Uppdelningen i två typer motiveras också av att gytjtjeleran är yngre och bildad i en annan miljö än den vanliga postglaciala leran.

Den postglaciala leran har till skillnad mot den glaciala grå färg i olika nyanser. Inom lågt liggande områden kan leran under den ytliga torrskorpan ibland vara blåsvartflammig eller svartstrimmig av järnsulfid (FeS). Den postglaciala leran är vidare icke varvig och praktiskt taget kalkfri. Postglacial lera i vidsträckt bemärkelse började bildas som en övergångsform till den egentliga postglaciala leran, så snart isfronten dragit sig tillbaka norrut så långt, att endast det allra finaste slammet från isälvarna nådde fram till de aktuella områdena. Denna lera, vilken brukar benämnas undre grålera eller *Ancyluslera* (not sid. 113), skiljer sig i viss mån från den egentliga postglaciala leran. Det är emellertid endast sällan som man i skärningar inom kartområdet kan skilja ut *Ancyluslera* av nämnd typ från den yngre postglaciala leran. Den torde i huvudsak ha bildats under Litorinatiden genom omlagring av *Ancyluslera* och glacial lera.

Postglacial lera dominerar vanligen i ytan inom lerområdena. Mäktigheten är vanligen ringa, mestadels högst 0.5—1 m. Det torde endast vara i de centrala delarna av större och lågt liggande sedimentationsbäcken, som mäktigheten kan nämnvärt överstiga 3 m. In mot högre liggande områden avtar mäktigheten, samtidigt med att den glaciala lerans överyta höjer sig (jfr sid. 110). På låg nivå och i skyddade lägen, såsom under nuvarande sund och sjöar, kan de postglaciala lerlagren lokalt vara mycket mäktiga (G. De Geer: SGU, Ba 12, Stockholm 1932, s. 42). De Geer uppger mäktigheter på omkring 18 m och 12 m vid Frihamnen respektive Lidingöbron.

I ren form är den postglaciala leran en styv till mycket styv lera. Lerhalten ligger vanligen omkring 60 %. Kornstorleksanalyser av för kartområdet representativa prover redovisas på sid. 142 (nr 56—66). I närheten av uppstickande berg, morän och isälvsavlagringar är de ytliga delarna av den postglaciala leran oftast



Fig. 42. Vertikalt snitt genom det uttorkade ytlagret av typisk gyttjlera (grynlера) 200 m O om Ö. Ryds k:a.

A vertical section through the parched surface layer of typical mud-clay 200 m E of Östra Ryd church. This clay cracks into small grains when it dries out.

mer eller mindre uppblandade med grövre, utsvallat material och utgörs av sandiga eller moiga lättleror, vilka kan sammanfattas under benämningen landhöjnings-sediment. Dessa ytliga lager, som i regel ej intar några större ytor, har en mycket varierande sammansättning. I tabellen på sid. 140 ff. har endast ett prov medtagits som exempel på sådan lera (nr 67).

Genom tilltagande inslag av gyttesubstans övergår den postglaciala leran utan markerad gräns i gyttjlera. Sådan lera bildas på grunt vatten i vikar och isolerade bäcken med lugna sedimentationsförhållanden och riklig vegetation. Där uppgrundningen fortsätter med ökad tillförsel av gyttesubstans övergår gyttjeleran i lergyttja och slutligen ren gyttja (se sid. 120). En gyttjlera bör enligt definitionen ha en halt av 3—6 viktprocent brännbar gyttesubstans. De för gyttjeleran typiska egenskaperna framkommer emellertid redan vid något lägre halt av gyttesubstans. På kartan har beteckningen gyttjlera därför använts även för leror med ned till c:a 2 % gyttesubstans. Denna typ av gyttjlera är särskilt vanlig inom de större ytor, där bildningsmiljön varit forna vikar. Där gyttjeleran är täckt av tunna torv-lager, såsom ofta är fallet i mindre bäcken, är gyttejinslaget i regel större. Till kartans gyttjlera räknas också lergyttjor (6—30 % gyttesubstans). Sådana går emellertid endast undantagsvis i dagen.

Typisk gyttjeler utmärkes av att den vid torkning spricker sönder i små korn och den kallas därför också grynler (fig. 42). Färgen är grå, vanligen i en svagt grönaktig nyans. Sprickytorna i torrskorpan kan delvis vara brunfärgade av utfälld limonit. Gyttjelerorna inom kartområdet utgöres i regel av styv lera med en något lägre lerhalt än den normala postglaciala leran. Kornstorleksanalyser av några prover på gyttjeler redovisas på sid. 142 f. (nr 68—71). De gyttjehaltiga lerorna skiljer sig från vanlig lera bl. a. genom högre vattenbindande förmåga, vilket medför en kraftigare uppsprickning vid torrläggning. Detta har stor betydelse för jordens självränning. Gyttjehaltiga leror har också lägre volymvikt och styvleksgrad än icke gyttjehaltiga leror med samma lerhalt. De är därför mera lättbrukade. Där gyttjeler förekommer inom odlad mark, har området tidigare oftast intagits av en riklig gräs- eller kärrvegetation och matjordslagret har därigenom fått en hög mullhalt.

Gyttjelerans mäktighet är vanligen ringa. Den uppgår endast undantagsvis till mer än 0.5—1 m. Med undantag för mindre, isolerade bäcken förekommer gyttjeler endast inom lågt liggande områden, som i sen tid intagits av vikar. I detta läge finner man ofta, att konturerna för gyttjelerans utbredning inåt land skär snett över nivåkurvorna, vilket ger ett uttryck för att gyttjeleran endast avsatts på grunt vatten. Gyttjeleran bildar i regel också jämna, i det närmaste horisontella ytor. Dessa har i den småkuperade Stockholmstrakten ofta utnyttjats för idrottsplatser och liknande anläggningar. En bidragande orsak härtill är, att områden med gyttjeler vanligen är mindre lämpliga för tyngre bebyggelse.

SVÄMSSEDIMENT

Svämsedimenten indelas sedan gammalt i en grovkornigare och en finkornigare grupp: svämsand och svämmlera. Till den senare räknas svämsediment, som domineras av finmo och finare fraktioner. Svämsedimenten, som bildas vid översvämnningar, har en mycket varierande sammansättning. De är tämligen sorterade och innehåller ofta rikligt med organiskt material i form av makroskopiska växtrester, gyttja, dy etc. Inom kartområdet förekommer svämsediment i mycket liten omfattning. De uppträder endast i smala stråk utmed forna och nutida vattendrag. På kartan har endast några få, helt små förekomster av svämmlera kunnat utmärkas. Analysen av prov 72 i tabellen på sid. 144 ger ett exempel på hur en svämmlera kan vara sammansatt.

Torvavlagringar

Torvavlagringarna, som i denna trakt intar en relativt obetydlig areal, indelas på kartan i kärr och mossar. Här och var förekommer också tunnare torvlager i ytan. Beteckningen tunt torvlager används när mäktigheten i genomsnitt är mindre än 3 dm. Sådana lager kan ofta härstamma från kärr, som torrlagts och odlats, varvid torvlagret efter hand sjunkit ihop. I många fall, där mäktigheten ursprungligen varit ringa, har torvlagret blivit helt bortodlat.

I avseende på uppkomstsättet kan man skilja mellan torvmarker som bildats genom igenväxning av öppet vatten och sådana som bildats genom försumpning av förut torr mark. Praktiskt taget alla torvmarker inom kartområdet har bildats ge-

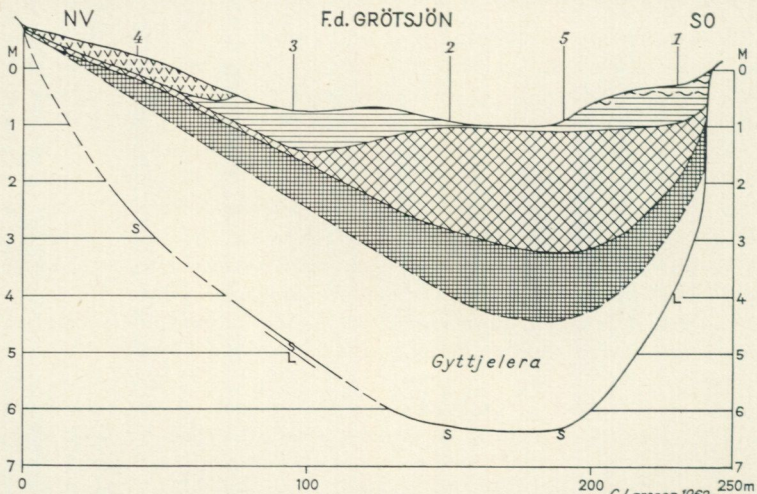


Fig. 43. Profil genom västra delen av kärret f. d. Grötsjön, NV om Ullnasjön. De centrala delarna utgöres av vasskär, som omges av lövkär. Randpartierna är delvis odlade.
 Section through a fen, the former Grötsjön, NW of the lake Ullnasjön, Österåker.

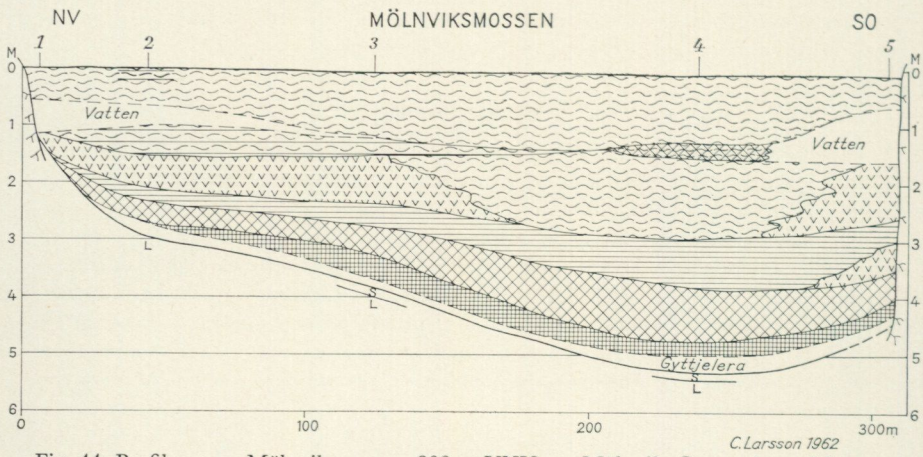


Fig. 44. Profil genom Mölnviksmossen, 800 m VNV om Mölnvik, Gustavsberg. Mossen, som ligger i ett bergbäcken, är närmast av starrmossetyp, kal och till större delen gungflyrtad samt praktiskt taget helt plan.

Section through the Mölnvik peat bog, 800 m WNW of Mölnvik, Gustavsberg.

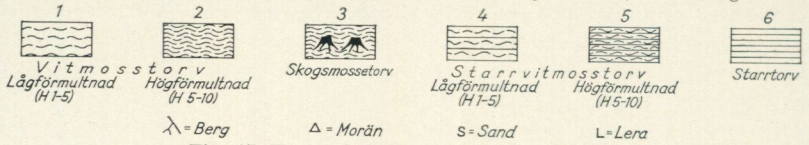


Fig. 47. Teckenförklaring till torvprofilerna.

Explanation to the peat sections.

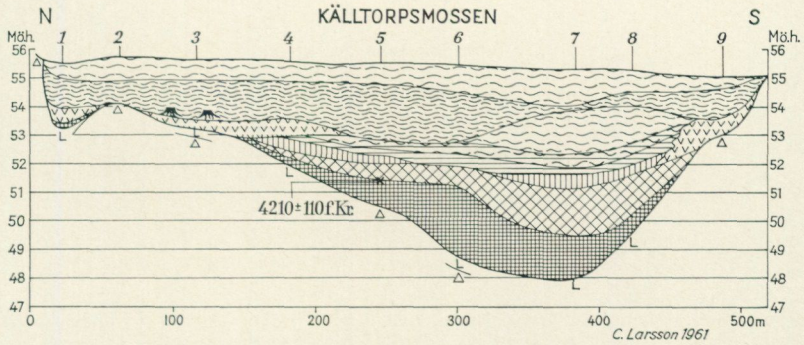


Fig. 45. Profil genom Källtorpsmossen, 1 km O om Källtorpsjöns norra strand, Nacka. Mossen, som ligger i ett bergbäckens, är delvis bevuxen med martall. Vegetationen i övrigt domineras inom stora delar av tuvdun. Avvägd från en fixpunkt 57.09 m ö. h. 1 km N om Källtorpsjöns sydspets.

Section through the Källtorp peat bog, 1 km E of the N shore of the lake Källtorpsjön, Nacka.

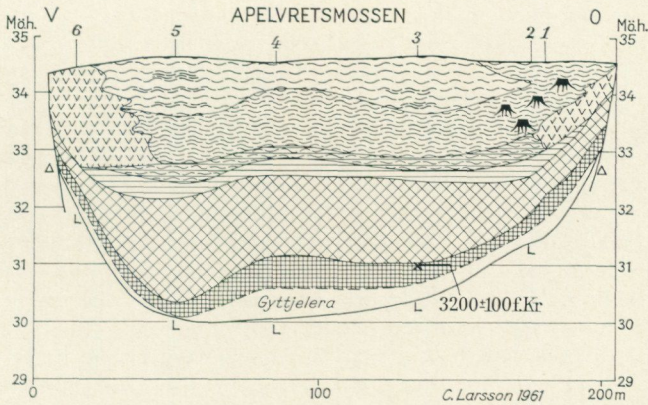


Fig. 46. Profil genom Apelvretsmossen, 1 700 m V om Ingarö k:a. Centrala delen är en tallmosse med växtlig tall och riklig risvegetation. Avvägd från fixpunkten 3.57 m ö. h. 50 m N om bron över Kolström.

Section through the Apelvreten peat bog, 1 700 m W of Ingarö church, Gustavsberg.



1—2 = *Sphagnum* peat (*H* = degree of decomposition); 3 = *Sphagnum* forest peat; 4—5 = *Carex-Sphagnum* peat; 6 = *Carex* peat; 7 = Birch and alder fen peat; 8 = *Phragmites* peat; 9 = Detritus mud; 10 = Pool mud; 11 = Algal mud; 12 = Clay-mud.

Berg = bedrock; *morän* = till; *sand* = sand; *lera* = clay.

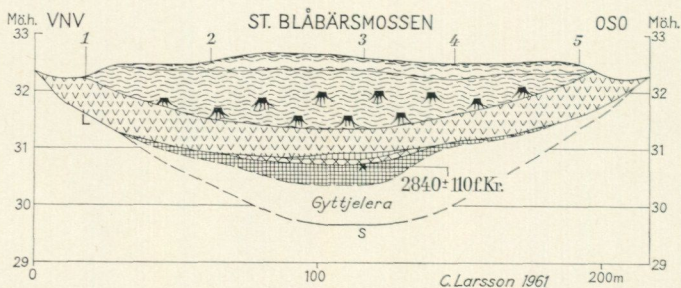


Fig. 48. Profil genom St. Blåbärsmossen, 750 m NNO om Ådalen, 6 km SSO om Östra Ryds k:a. Vegetationen på denna svagt välvda mosse (tall med inslag av gran) är påverkad av utdikning. Avvägd från fixpunkten 6.32 m ö. h. 600 m OSO om Bogesund. Section through the peat bog St. Blåbärsmossen, 750 m NNE of Ådalen, 6 km SSE of Östra Ryd church, Österåker.

nom igenväxning. I en del fall kan denna ha börjat omedelbart efter det att platsen isolerats från havet. I regel har emellertid respektive bäcken först uppgrundats genom avsättning av lergyttja och gyttja, som nu bildar torvens underlag. Genom sjösänkningar kan gyttja ha kommit i dagen innan några nämnvärda torvlager hunnit bildas. Så är fallet S om Brännkyrka k:a (f. d. Brännkyrka sjö) samt vid Hammarby sjö i kartområdets sydvästra del. Gyttjelagren i dessa områden kan ställvis vara flera meter mäktiga.

Indelningen i kärr och mossar sker efter vegetationens karaktär. I icke uppodlade kärr växer olika slag av gräs och halvgräs (starr), vass, fräken, fuktighetsälskande örter etc. Kärren kan i vissa fall ha slutet bottenstikt av brunmossar och vissa vitmossarter. Så är t. ex. fallet i de s. k. starmossarna, som enligt nämnda indelningsgrund räknas till kärren. Denna typ av kärr är dock sällsynt inom kartområdet. Såväl kärr som mossar kan vara kala, men är ofta bevuxna av buskar och träd. I kärren märks främst björk, al och gran, medan mossarna kan vara mer eller mindre tallbevuxna. Kärren är i ett flertal fall odlade.

Mossarna karakteriseras framför allt av sammanhängande täcke av vitmossor. Bland risen märks ljung, skvattram, odon, blåbär etc. Andra karakteristiska växter är t. ex. tuvdun och hjortron. Mossarnas yta kan till skillnad mot kärrens vara svagt välvd. Inom kartområdet finns endast ett fåtal välvda mossar. Där välvning förekommer är den mindre än vad som är normalt i nederbördsrikare trakter. Mossarna omges ofta av en smal bård med kärrkaraktär, den s. k. laggen.

Torvmarkerna uppbyggs av olika torvslag, vilka uppkommit av den vegetation, som tidigare vuxit på platsen. De inom kartområdet vanligast förekommande torvslagen är lövkärrtorv, starrtorv och vitmosstorv (Sphagnumtorv). Bland övriga torvslag märks främst vasstorv, starrvitmosstorv och skogsmossetorv. Den sistnämnda, som är en variant av vitmosstorv, är i denna trakt mestadels utbildad som tallmossetorv. Igenväxningstorvmarkerna underlagras av gyttjor av olika slag. Lagringen följer ett visst mönster. Växlingarna i uppbyggnaden belyses bäst med profiler. Figurerna 43—49 visar sådana från några av de större torvmarkerna.

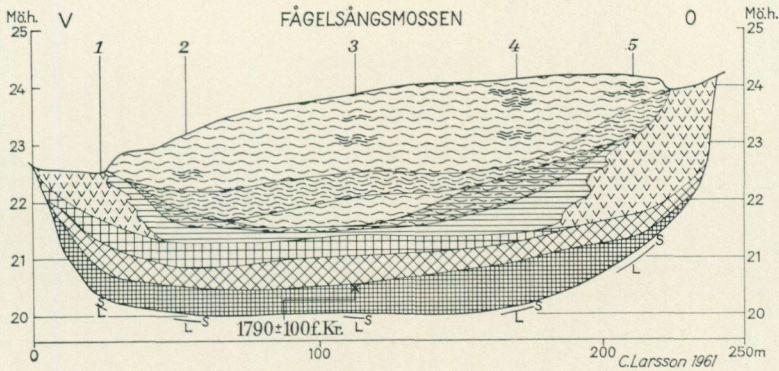


Fig. 49. Profil genom Fågelsångsmossen, 3 km ONO om Täby k:a. Detta torde vara kartområdets mest välvda mosse. Vegetationen utgöres främst av tall och diverse ris, av vilka särskilt kan framhållas dvärgbjörk, som eljest är sällsynt i denna trakt. Avvägd från en fixpunkt 26.27 m ö. h. vid vägen c:a 1.5 km OSO om Täby k:a (beteckning Stockholm IX: 48).

Section through the Fågelsången peat bog, 3 km ENE of Täby church, Täby.

Mosstorvens olika grad av humifiering (förmultning) är av såväl praktiskt som vetenskapligt intresse. Förmultningsgraden anges enligt en 10-gradig skala, H 1—H 10, i vilken H 1 är den lägsta graden. Växlingen mellan hög- och lågförmultnad mosstorv är sedan gammalt av särskilt intresse för forskningen. Det är bl. a. fastslaget, att nederbördsökningar medför en hastigare tillväxt av vitmossorna och därmed bildning av mera lågförmultnad torv. En uthållig gränssyta mellan hög- och lågförmultnad mosstorv benämnes rekurrensyta (RY). Flera regionalt uppträdande rekurrensytor har påvisats. Förhållandena är emellertid ej alltid så enkla. En av de för rekurrensytornas utforskning klassiska mossarna är Snöromsmossen, vilken är belägen inom kartområdet, 1 km O om Källtorpssjöns södra spets, Nacka. Fig. 50 a visar en profil genom denna mosse. Erik Granlund urskilde här 5 olika rekurrensytor (Granlund: SGU, C 373, Stockholm 1932, s. 81—83). Den av Granlund publicerade lagerföljden är hämtad från ett litet centralt parti, som ligger omkring borrhål 7 i profilen fig. 50 a. Fig. 50 b ger en mera detaljerad bild av växlingarna i vitmossstorvens humifieringsgrad inom detta parti. Som framgår av figuren, är det till stor del fråga om oregelbundet uppträdande lokala växlingar. Det fordras vidlyftiga undersökningar för att med säkerhet fastställa vilka gränser, som här representerar verkliga rekurrensytor. Inom detta begränsade parti av mossen kan man dock med ganska stor säkerhet urskilja 2 å 3 rekurrensytor, men knappast flera. Två av dessa är mera framträdande och har markerats på figuren. Dessutom torde en övre rekurrensyta finnas c:a 2—3 dm under ytan. Övriga skarpa humifieringsgränser i detta avsnitt torde helt enkelt representera s. k. regenerationskomplex eller med andra ord vara ett uttryck för torvens olika tillväxthastighet i tuvor och höljor.

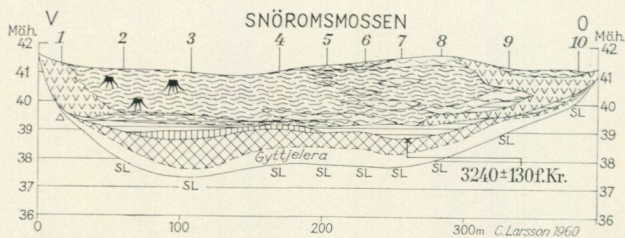


Fig. 50 a. Profil genom Snörömsmossen, 1 km O om Källtorpssjöns sydspets, Nacka. I östra delen är denna delvis utdikade mosse svagt välvd och här förekommer också ett litet, relativt öppet, centralt parti med martallar. Detaljprofil genom vitmosstorven i detta parti, vilket ligger omkring borrpunkt 7, redovisas i fig. 50 b. Den övriga, större delen av mossen utgöres av tallmosse och skogsmosse. Avvägd från fixpunkten 31,06 m ö. h. vid torpet Snöröm.

Section through the Snöröm peat bog, 1 km E of the S shore of the lake Källtorpssjön, Nacka. Cf. Fig. 50 b. Explanation on p. 118—119.

De två i fig. 50 b med RY markerade omslagen måste vara identiska med dem, som Granlund här betecknade med RY IV respektive RY II. Enligt Granlunds åldersbestämningar, vilka grundar sig på arkeologiska data (Montelius' kronologi), skulle RY IV ha bildats c:a 1200 f. Kr. och RY II c:a 400 e. Kr. Genom C^{14} -metoden (radioaktivt kol) kan man nu erhålla säkrare åldersbestämningar. Prover, som tagits ungefär i gränsskiktet i de två aktuella rekurrensytorna, har med denna metod daterats till 680 ± 100 f. Kr. (St-967) respektive 730 ± 90 e. Kr. (St-966). C^{14} -metoden har alltså i båda fallen givit lägre ålder, vilket stämmer överens med att Montelius' kronologi enligt nutida uppfattning ger en något för hög ålder. Detta kan kanske vara tillfyllest för att förklara skillnaden mellan dateringarna av den övre av de två aktuella rekurrensytorna (RY II). Skillnaden mellan dateringarna av den undre av dessa ytor är emellertid allt för stor (c:a 500 år) för att nämnda förklaring skall vara tillräcklig. Den genom C^{14} -datering erhållna åldern (680 ± 100 f. Kr.) talar närmast för att man här har den klassiska gränshorizonten, alltså RY III, i stället för RY IV. Det finns också andra skäl, som tyder på att så är fallet. Så visar t. ex. redan den av Granlund publicerade lagerföljden, att den där som RY III betecknade gränsen måste vara ganska diffus. Vid de nya borrhningar, som ligger till grund för fig. 50 b, kunde någon klar gräns ej heller återfinnas inom det hög-humifierade lagret på denna nivå. Även den sena tidpunkten för Snörömsbäckens isolering torde ha en viss betydelse i detta sammanhang. Den skedde enligt Granlund c:a 4000 f. Kr., men enligt C^{14} -dateringen var det ännu senare, c:a 3200 f. Kr.

Landhöjningen

Landhöjningen eller rättare uttryckt strandlinjens förskjutning nedåt kan sägas vara det påtagliga resultatet av ett komplicerat och till sitt förlopp ännu ej entydigt utrett växelspel mellan jordskorpan och havsytans rörelser. Landhöjningsproblemen är i sin helhet alltför speciella för att närmare behandlas i denna beskrivning.

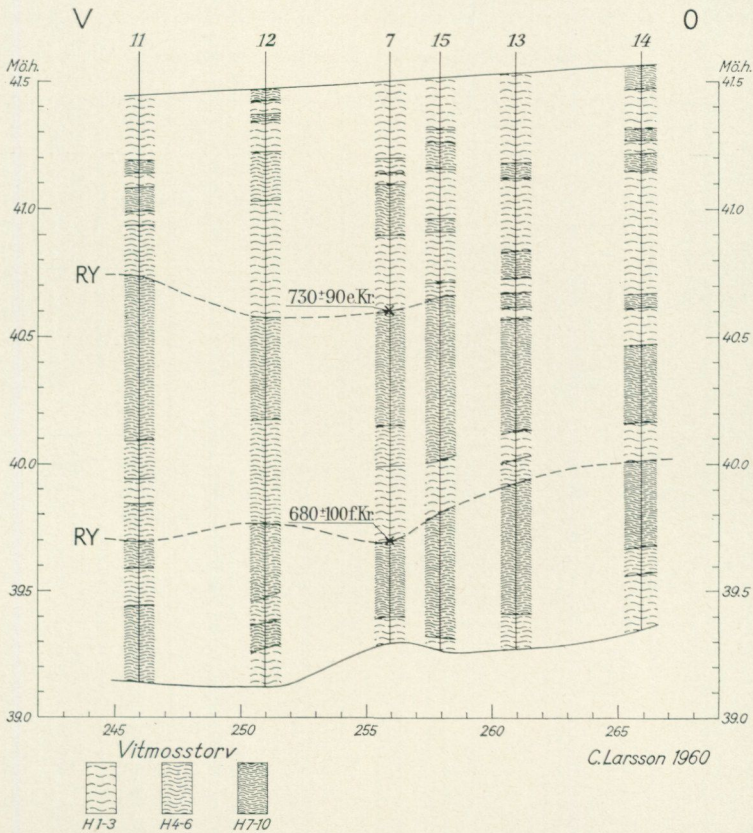


Fig. 50 b. Detaljprofil genom vitmosstorven i Snöromsmossens centrala parti, omkring borrhpunkt 7, jfr fig. 50 a. I detta avsnitt av mossen urskilde E. Granlund (1932) 5 olika rekurrensytor. Profilen visar, att det här till stor del är fråga om oregelbundet uppträdande, lokala växlingar. De två på figuren med RY betecknade gränserna måste vara identiska med dem, som Granlund betecknade med RY IV respektive RY II. Enligt C^{14} -dateringarna (St-966, St-967) skulle den undre av dessa gränser i stället närmast motsvara den klassiska gränshorisonten RY III.

Detailed section through the Sphagnum peat in a central part of the Snörom peat bog (cf. Fig. 50 a). In this part of the bog E. Granlund (1932) distinguished 5 different recurrence surfaces (RY I—RY V). The section shows that it is here largely a question of irregular variations in the degree of decomposition (H = huminosity). The two surfaces marked RY on the figure must be identical with those which Granlund here distinguished as RY IV resp. RY II. According to the C^{14} -datings (St-966, St-967) the former should correspond most closely to the classic recurrence surface, RY III.

Framställningen måste här begränsas till att omfatta de stora dragen i landhöjningens förlopp.

Landhöjningen i Stockholmstrakten har främst studerats av Erik Granlund (Geol. Fören. Förhandl., 50, Stockholm 1928, s. 193 ff. samt Ymer, 50, Stockholm 1930,

TABELL 8. DIATOMEANALYSERADE OCH C¹⁴-DATERADE ISOLERINGSNIVÅER*Diatom-analysed and C¹⁴-dated isolation contacts*

Diatoméanalyserna är utförda av fil. lic. Ernest Magnusson. C¹⁴-dateringarna är utförda vid laboratoriet för radioaktiv datering i Stockholm.

Lokal	Diatoméanalyserande nivåer, cm u. y. <i>Diatom-analysed levels, cm below surface</i>			C ¹⁴ -datering <i>C¹⁴-dating</i>		Isoleringsnivå m ö. h. <i>Isolation level, ht above sea-level</i>
	Sötvatten flora <i>Fresh-water flora</i>	Lagun flora <i>Lagoon flora</i>	Brackvatten flora <i>Brackish-water flora</i>	Prov <i>Sample</i>	Ålder <i>Age</i>	
Källtorpsmossen, bh 5	425, 435, 445, 465, 480			420—425 cm u. y. (St-788)	6170 ± 110 = 4210 ± 110 f. Kr.	c:a 52 högst 55
Snörömsmossen, bh 15	310, 320, 335	345, 360		335—340 cm u. y. (St-789)	5200 ± 130 = 3240 ± 130 f. Kr.	c:a 41
Apelvretsmossen, bh 3	290, 315, 340, 350	360	370, 390, 410	360—370 cm u. y. (St-970)	5160 ± 100 = 3200 ± 100 f. Kr.	c:a 34.5
Sandasjömmossen ¹	280, 300, 310	320	330	325—330 cm u. y. (St-809)	5020 ± 80 = 3060 ± 80 f. Kr.	c:a 36
St. Blåbärs-mossen, bh 3				185—200 cm u. y. (St-968)	4800 ± 110 = 2840 ± 110 f. Kr.	c:a 32
Brännkyrka ²	12.5	15, 20, 22.5	27.5, 32.5, 37.5	15—20 cm u. y. (St-807)	4235 ± 110 = 2275 ± 110 f. Kr.	c:a 22
Fågelsångsmossen, bh 3	295, 305	315, 325, 335	345, 370	305—320 cm u. y. (St-969)	3750 ± 100 = 1790 ± 100 f. Kr.	c:a 22.5
Danderyd ³		27.5, 32.5, 35	42.5	33—37 cm u. y. (St-808)	1940 ± 100 = 20 ± 100 e. Kr.	c:a 5

¹ Sandasjömmossen är belägen 500 m V om Sandasjön, Nacka. Profilen är tagen i mossens centrum. Avvägd från fixpunkten 31.06 m ö. h. vid torpet Snöröm.

² Brännkyrkalokalen är belägen 1 850 m V om Brännkyrka k:a. Lagerföljd: kärrtorv 12 cm, pappersgyttja 8 cm, lergyttja—gyttjeler 20 cm +. Avvägd från en fixpunkt 27.60 m ö. h. NO om Älvsjö stn (beteckning: Stockholm XIX: 88).

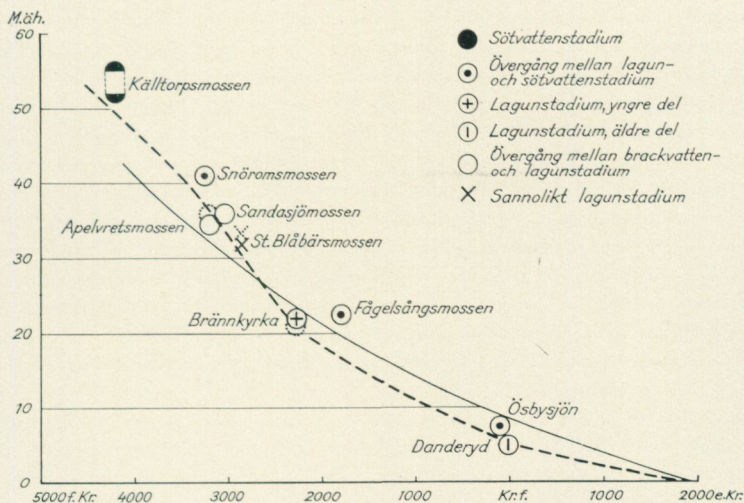


Fig. 51. Sammanställning av E. Granlunds landhöjningskurva för Stockholmstrakten (heldragen linje) och C^{14} -daterade isoleringsnivåer (jfr tabell 8). Markeringarnas storlek motsvarar C^{14} -dateringarnas felgränser. Punktkonturer anger förskjutningar enligt det av Granlund använda isobassystemet. Den streckade kurvan är draget med utgångspunkt från antagandet att passpunktens höjning över medelvattenytan motsvaras av omslag från brackvatten- till lagunstudium.

Diagram showing the curve of land uplift constructed by E. Granlund (1928) for the vicinity of Stockholm (unbroken line) and C^{14} -dated isolation levels controlled with the diatom flora. Dotted markings show displacements according to the isobase system used by Granlund. The construction of the broken curve is based on the assumption that the uplift of the threshold above the mean water level corresponds to the change from brackish water to lagoon. Black circle = fresh water; circle with dot = lagoon—fresh water; circle with vertical stroke = lagoon, younger stage; circle with vertical stroke = lagoon, older stage; circle = brackish water—lagoon; cross = probable lagoon.

s. 278 ff.). Den av Granlund upprättade landhöjningskurvan för Stockholmstrakten återges med heldragen linje i fig. 51. Även om denna kurva enligt vår nuvarande uppfattning synes visa de stora dragen i landhöjningens förlopp, är den i flera avseenden osäker och vissa fel kan också direkt påvisas. Primärmaterialet till kurvan utgöres av till åldern mer eller mindre säkert bestämda fornlämningar och gamla ekar från olika nivåer. Flertalet av de säkra bestämningarna ger egentligen endast maximivärden för strandens läge vid respektive tidpunkter. Enligt Hans Hanssons (Stockholms stadsmurar, Stockholm 1956) undersökningar av rester av gamla bryggor, som framgrävts på Stadsholmen, synes Granlunds kurva bl. a. ge ett minst 80 cm för högt värde för Mälarens strandnivå vid år 1300 e. Kr. Nyligen utförda C^{14} -dateringar av något äldre strandnivåer pekar i samma riktning.

³ Danderydslokalen är belägen 350 m OSO om Danderyds k:a. Lagerföljd: kärrtorv 25 cm, gyttja 8 cm, pappersgyttja 4 cm, lergyttja 8 cm +. Avvägd från fixpunkten 11.12 m ö. h. vid Danderyds k:a.

Läge och lagerföljd för övriga lokaler framgår av figurerna 45, 50 a, 46, 48 och 49.

Innan de i samband med kartbladsarbetet utförda undersökningarna kommenteras, må några av de viktigaste, olösta frågorna nämnas. Landhöjningen kan ha förlöpt kontinuerligt med avtagande hastighet såsom Granlunds kurva visar, men enligt senare forskningar synes förloppet ha varit något mindre regelbundet. En fråga av avgörande betydelse är om jordskorpan höjt sig som en enhet (likformig höjning) eller om vi måste räkna med att höjningsbeloppet språngvis ändras mellan olika delar av jordskorpan (blockrörelser med olikformig höjning). När Granlund sammanställde de över ett större område spridda observationerna använde han sig av de av G. De Geer tidigare uppdragna landhöjningsisobaserna (= linjer, som sammanbinder punkter med lika stor landhöjning). Alla höjdvärden omräknades till Stockholms isobas. De Geers isobassystem för Stockholmstrakten baserar sig på undersökningar av s. k. stormstrandlinjer. De Geers metod att till tiden jämställa på olika platser utbildade strandlinjer saknar emellertid fast förankring i form av verkliga tidsbestämningar.

Chanserna för att man så småningom skall kunna lösa landhöjningsproblemen har under senare år ökat genom möjligheten att med C^{14} -dateringar få säkrare åldersbestämningar av äldre strandnivåer. De i tabell 8 och på fig. 51 redovisade undersökningarna av ett antal isoleringskontakter inom kartområdet får ses som ett litet led i detta arbete. Som framgår av tabellen hänför sig inte alla dateringarna exakt till isoleringskontakterna. Detta beror närmast på praktiska svårigheter att få isoleringskontakten säkert bestämd innan prov för C^{14} -datering togs. De för isoleringskontakternas bestämning tidsodande diatoméanalyserna har utförts av fil. lic. Ernest Magnusson. Det exakta läget för de olika lokalernas passpunkter har inte fastställts. Felgränserna för de efter tubavvägning beräknade isoleringsnivåerna är emellertid utan direkt betydelse i detta sammanhang. En större felgräns föreligger endast vid en av lokalerna, Källtorpsmossen. Här måste emellertid kompletterande undersökningar göras för att lokalen skall bli av värde i detta sammanhang. Det nu daterade provet har tagits för högt upp i lagerföljden. Förutom de i tabell 8 upptagna dateringarna har en av Magnus Fries publicerad datering av Ösbysjöns (Djursholm) isolering införts på fig. 51. Ösbysjöns passpunkt (isoleringsnivå) ligger 7.5—8 m ö. h. och den slutliga isoleringen inträffade enligt C^{14} -dateringen (St-624) 100 ± 80 f. Kr. (Magnus Fries: *Oikos*, 13: I, Köpenhamn 1962, s. 76 ff.). De olika lokalernas inplacering i diagrammet har skett efter de verkliga höjdvärdena. Om dessa omräknas efter det isobassystem, som ligger till grund för Granlunds kurva, kommer några av punkterna att förskjutas i diagrammet. I de fall (Brännkyrka, St. Blåbärs mossen och Apelvretsmossen) då de omräknade värdena avviker mer än 0.5 m från de verkliga, har förskjutningen markerats med punkt-kontur i diagrammet.

Såvitt man nu kan se började de högst belägna partierna inom kartområdet, vilka nu ligger omkring 60 m ö. h., komma upp i strandzonen under Litorinatidens början eller omkring år 5000 f. Kr. Hela området hade då varit täckt av vatten under de ca 3000 år som förflutit, sedan landisen dragit sig tillbaka. Under det äldsta skärgårdslandskapets tid gick landarealens tillväxt relativt snabbt. Den nuvarande bilden av fördelningen mellan land och vatten inom området började framträda under första årtusendet efter Kr. f. Mälaren och Östersjön stod då ännu i förbindelse med varandra genom flera sund. Under den fortgående landhöjningen avsnördes

dessa förbindelser och till sist torde endast passen vid Norrström och Söderström ha kvarstått. Här utgjordes underlaget av sand- och gruslager och efter hand som höjningen fortgick eroderades passen därför ned av det från Mälaren utgående vatt- net. Mälarens egentliga isolering påbörjades först när erosionen ej längre kunde hålla jämna steg med landhöjningen, vilket resulterade i att strömmarna uppkom. Som Hans Hansson framhållit, är det med de av Granlund använda metoderna för närvarande icke möjligt att fastställa denna viktiga tidpunkt närmare än på ett halvt årtusende när räknat från c:a 800 e. Kr. (Stockholms stadsmurar, Stockholm 1956, s. 22). Enligt Granlund skulle Stockholms ström ha börjat bildas under 1100- talet. Vid 1200-talets början skulle den in på 1900-talet rådande nivåskillnaden mellan Mälaren och Östersjön, c:a 35 cm, ha uppnåtts. (Under senare tid har Mälaren reglerats.) Nils G. Hörner har tidigare visat, att ett av Granlunds vikti- gaste bevis för denna datering är ohållbart (Uppl. Fornm. fören.:s tidskr., 46, Upp- sala 1945, s. 245). Efter värdering av vissa uppgifter i historiska källor anser Hans- son i nämnda arbete, att strömbildningen vid Stadsholmen troligen började någon gång under tiden mellan 1219 och 1286. Hansson tillägger: »Förmodligen är det ingen tillfällighet, att Stockholms grundläggning infaller under denna tid, även om de avgörande skälen för stadens uppkomst faller inom andra områden än de naturgeografiska.»

Summary: Description of the Quaternary deposits

Glacial striae. Glacial striae occur in extraordinary abundance in the map area and at a lot of localities, two or more systems of striae, representing different directions of ice movements, are preserved. Fig. 27 shows a representative selection of the striae. The division of the striae into five age groups is based on the study of all localities together. The oldest ice movement, recorded by the striae, was directed towards the ESE. This movement probably took place during one of the oldest stages of the Würm glaciation. Later on, probably during the Würm maximum, the ice movement was directed towards the SE. During the retreat of the ice the movement at first was directed towards the SSE. While this movement went on in the eastern part of the area, it gradually turned towards the south in the area's western part. During the final stage the ice movements were influenced by the topography. In the very last stage the movements in the ice close to the Stockholm Esker were deflected towards it, evidently depending on the development of estuaries in the ice front at the mouth of the subglacial discharge river.

Till. Most of the till, exposed in the map area, mantles the slopes of the numerous small knobs of bedrock and decreases in thickness upwards. The thickness is very slight in general, often only 0.5—1 m, and seldom more than 5 m. The morphology principally reflects the topography of the bedrock. The most important exceptions are the small end moraines, described by G. De Geer (e. g. SGU, Ba 12, Stockholm 1932). Such moraines, De Geer moraines, occur especially in the northwestern part of the area. At some places here, we also find the type of drumlin-like forms, which have been called crag and tail, i. e. tails of till on the lee sides of the knobs of bedrock. The De Geer moraines have been investigated during the mapping and a

preliminary report of the results has been published (H. Möller: Geol. Fören. Förhandl., Stockholm 1962, pp. 134 ff.).

Regarding the composition of the fine material practically all till within this area can be classified as sandy till with coarse silt, i. e. the same type which dominates over almost all places where archean bedrock occurs in Sweden. Fig. 30 shows the composition of the main type and two of the most important variants within the map area (cf. also the analyses of the samples 1—19, p. 140). Below the surface layer a compact basal till usually exists which often also shows a fissile structure down to a depth of about 1 m (cf. Fig. 35). Till with lenses of sorted material (fine sand, sand and gravel) occurs mostly on the lee sides of knobs of bedrock, in relation to the last ice movements (cf. H. Möller: Geol. Fören. Förhandl., 82, Stockholm 1960, pp. 170 ff.).

The surface layer of the till has been influenced by wave-washing etc. down to, in general, a depth of 0.2—0.3 m below the surface. Fig. 32 shows the composition of such layers. The classification of the superficial boulder content of the till (cf. the legend of the map) is the same as used by G. Lundqvist (described in e. g. SGU, Ba 17, Stockholm 1959, p. 10). Most of the till in the map area has medium boulder frequency. The frequency of boulders below the surface is normally low.

The connection between the lithological composition of the till and the bedrock in the opposite direction of the ice movement is illustrated by stone counts (cf. Fig. 39). The stone material of the till is dominated by local material, transported less than 10 km in the direction of the last ice movements.

In a till section at Ullna, north of Stockholm, a heterogeneously composed till with high content of clay (boulder clay) occurred below the usual till type of the area. This boulder clay is most likely a relic of a moraine cover, deposited during the old ice movement from the WNW (cf. Figs 34 and 36). Moraine remnants of about the same type have also been found at some other places near Stockholm.

Glacifluvial deposits. The most important glacifluvial deposit in the map area is the large esker that runs through Stockholm. This subaquatic esker is well known, even classic due to the investigations of G. De Geer (e. g. Geochronologia Suecia Principes, K. Sv. Vet. Akad. Handl., Tredje ser., Bd 18, Nr 6, Stockholm 1940). The material of the esker varies from coarse-grained gravel with well-rounded cobbles and pebbles, as in the cores of the esker (ose centres), to fine sand. The surface layers of the esker have, to a great extent, been redeposited by wave-washing (cf. Fig. 38). The esker is characterized by its subdivision into different ose hills. A large part of the esker is now destroyed due to commercial exploitation.

Besides the Stockholm Esker there are some smaller glacifluvial deposits of about the same type. The main part of the glacifluvial deposits lies in depressions of the bedrock (cf. Fig. 37). At some places, however, the glacifluvial material has been deposited on slopes along the depressions.

According to stone counts, the main part of the glacifluvial material has been transported a somewhat greater distance than the till deposits.

Glacial clay. The glacial clay in the map area is usually a distinctly varved clay, well known from the works of G. De Geer (SGU, Ba 12, Stockholm 1932 and Geochronologia Suecia Principes, Stockholm 1940). This clay is seldom exposed at the surface. Except for the basal parts (the bottom varves), in which strata of sand

and fine sand occur, the clay is usually heavy (cf. samples 30—45, p. 142). The different strata of the varves, have different colours. The general impression of the colour in the upper parts is reddish, brown or greybrown. The clay has a lime content of about 10 %. The micro-varves at the top, however, are practically free of lime. Where the clay is exposed, the lime is soaked to a depth of about 0.5 m. Separate small stones and gravel-grains occur in the clay. This material which includes Ordovician and Jotnian material from the Gävle Bay north of Uppland, has obviously been transported by icebergs in the Glacial Ice Sea. Slides were evidently very common in the glacial clay both during and after its deposition. Shells of *Portlandia (Yoldia) arctica* have long been known from certain varves of the glacial clay at Stockholm. Other fossils are rare in this clay. During the mapping the fossil *Salmo alpinus L.* was found in varved clay near Näsbypark, N of Stockholm.

Postglacial sediments. These sediments are formed by redeposition of material from till, glaci-fluvial deposits and glacial clay. Three main groups can be distinguished: 1. Beach deposits including cobbles, gravel, sand and fine sand. 2. Post-glacial, normal clay and mud-clay. 3. Alluvial sediments.

No real cobble-fields occur in the area. Shore-gravel, sand and fine sand mostly occur along the glaci-fluvial deposits, but even on slopes in the moraine areas. These sediments, especially the shore-gravel, show great variations in grade. Beyond the limits of the glaci-fluvial deposits the thickness of beach sediments in most cases is very slight. In some places the sediments contain shells of salt-water mollusca such as *Mytilus edulis*, *Cardium edule* and *Macoma baltica*.

The postglacial clays are not varved and contain no lime. The colours are different shades of grey. The thickness of these clays is usually slight. In the small-patterned terrain, the thickness is mostly less than 1 m. In the central parts of the larger basins these clays can be about 3 m in thickness. By intermixing with microscopic, organic remnants the normal postglacial clay gradually changes into mud-clay. This clay is characterized among other things, by its habit of breaking up into small grains when on drying (cf. Fig. 42). The postglacial clays in the main are heavy clays. The grain-size composition of representative samples is shown in the table on p. 142 (the samples 56—71).

Alluvial sediments have an insignificant distribution in the map area.

Peat deposits. The division into fens and bogs, used on the map, is based mainly on the vegetation. The fens are characterized by sedges of different species, reed, moisture-seeking herbs etc. Often trees and shrubs occur in the fens, mainly birch and alder. The bogs are characterized by coherent cover of *Sphagnum*-species. Often the bogs are more or less overgrown by pine. In this area there are only a few bogs which show a raised central part and when such a raise occurs, it is very slight. Generally the bogs include a narrow zone of fen — the lagg. Practically all the fens and bogs in the area are formed by filling up of older lakes (or small basins) by mud and invasion by vegetation. The stratigraphy varies from one locality to another. Representative examples are given in the Figures 43—50 a.

Recurrence surfaces, i. e. borders between highly and lowly humified *Sphagnum*-peat, occur in many of the bogs. The Snörom peat bog in the south part of the area is a classic one for research on this phenomenon (E. Granlund: SGU, C 373, Stockholm 1932, p. 83). Granlund distinguished five recurrence surfaces in a central

part of this bog. A reinvestigation, carried out during the mapping, shows, however, that the stratigraphy of the *Sphagnum*-peat here is rather complicated (cf. Fig. 50 b).

The land uplift. The land uplift in the map area was studied especially by Erik Granlund about 30 years ago. Our present opinion is that Granlund's curve for the land uplift in this area (cf. Fig. 51) seems to show the general outlines of the development, but many details remain unsolved. As a contribution to the research into land uplift problems some samples of organic mud, taken at or near the isolation contacts of different localities, have been C^{14} -dated. Unfortunately the samples for practical reasons had to be taken before the exact positions of the isolation contacts could be determined by diatom analyses. The results of these investigations are shown in Fig. 51.

Sammanställningar och tabeller

UPPGIFTER OM DJUP TILL FAST BOTTEN

För att i någon mån belysa främst lerlagrens varierande mäktighet och ge en uppfattning om djupet till fast botten inom större lerområden har en del uppgifter här om införts på kartan. Med fast botten avses här morän eller berg. De lösa jordlagren inom de aktuella områdena anges som torv (T), lera (L) samt sand och grovmo (S). Gruslager av nämnvärd mäktighet förekommer icke i dessa områden. Vid de två punkterna S om Brännkyrka k:a ingår även gytta av någon meters mäktighet i de som lera angivna lagren.

Uppgifterna härrör huvudsakligen från sondborringar och har till stor del erhållits från myndigheter och ingenjörsfirmor. De vid respektive punkter angivna värdena är i viss mån representativa för den närmast liggande omgivningen. Strängt taget gäller uppgifterna dock endast för respektive punkter och får i princip icke betraktas som annat än vägledande. Växlingarna i djup kan vara avsevärda även inom ett begränsat område.

BESKRIVNING AV RÄFFELLOKALER

Nedanstående urval av räffellokaler återfinns med resp. nummer på fig. 27 a, såvitt ej annat anmärkes i beskrivningen. Siffra och bokstav inom parentes vid lokalangivelse anger ekonomiskt kartblad enligt den bladindelning, som återfinns i huvudkartans yttre ram.

Lokaler med räfflor eller spår av räfflor från VNV

1. På sydsidan av bergmassivet S om Ytterbystrand på Resarö (8 i), omedelbart N om landsvägen vid infartsvägen till Husholmen, finns vid det nedlagda pegmatitbrottet några små hälltytor, vilka tydligen varit moräntäckta tidigare. Här förekommer fina men tydliga räfflor i N 70° V, dels på en yta som stupar 30° mot S, dels på i det närmaste horisontella ytor i närheten. På de senare korsas räfflorna i N 70° V av yngre räfflor i N 30° V.

2. Vid Brunnsvikens strand 300 m VNV om Freskati hpl (7 f) finns en liten rundhäll (liten udde) med stötsidan mot N. På läsidan i S finns en fasett, som stupar 30° mot SV och visar svaga spår av räfflor i N 70° V. Här finns också yngre svaga räfflor i N 40° V och N 30° V. I sydvästra delen av hällen gränsar den egentliga stötsidan mot en yta, som stupar c:a 25° mot SV. På denna yta finns räfflor i N 30° V. Nedåt gränsar den nämnda ytan med en svagt avrundad gränsszon till en yta, som stupar c:a 40° mot SV

och som är räfflad i N 40° V. De båda nu nämnda ytorna på västsidan gränsar mot S med en skarp bågformad fasettlinje mot en fasett, som stupar c:a 45° mot SSV. Denna yta har svaga räfflor i N 60° V (fig. 29). Uppe på rundhällens stötsida dominerar räfflor i N 10° V, men i en liten svacka har även äldre räfflor i N 30° V bevarats. Dessutom förekommer enstaka yngre, svaga räfflor i N 10° O, dock ej i själva svackan. Åldersföljd: N 70°—60° V äldst, därefter N 40° V → N 30° V → N 10° V → N—S → N 10° O. N 10° V är den dominerande riktningen.

3. På hällen N om Råsundavägen 500 m V om stora vägkorset V om Haga (6 f) finns på en mot SSV stupande fasett svaga räfflor i N 75° V korsade av yngre räfflor i N 50° V. Räfflor i N 50°—45° V förekommer även på fasetter, som stupar mot SV. På en mot VSV stupande fasett finns räfflor i N 20° V. På stötsidan går räfflorna i N 10° V, men på den nordöstra sidan av rundhällen finns också yngre räfflor i N 35° V. Dessa skär över de dominerande räfflorna i N 10° V. Åldersföljd: N 75° V → N 50°—45° V → N 20° V → N 10° V → N 35° V.

4. Mitt på östra stranden av holmen L. Skraggen i Stora Värtan finns räfflor i N 50° V, N 20° V, N 10° V och N—S. De förstnämnda torde vara inristade av plastisk is, se sid. 00. Något S härom finns räfflor i N 80° V på en för de yngre isrörelserna i lä liggande yta. Dessa räfflor torde knappast kunna vara inristade av plastisk is. De har dock ej medtagits på huvudkartan.

5. På nordvästra stranden av Blomskär i Stora Värtan finns räfflor i N 60° V. Dessa är möjligen inristade av plastisk is, (se sid. 86) och har ej medtagits på huvudkartan.

6. På den lilla udden 100 m V om Storholmens (Stora Värtan) nordöstligaste hörn dominerar räfflor i N—S. I läläge för de yngre isrörelserna finns svaga spår av räfflor i N 70° V och N 50° V. På en läfasett finns räfflor i N 30° V. Åldersföljd N 70° V → N 50° V → N 30° V → N—S.

7. Under viadukten (vägjärnväg) c:a 400 m N om Lidingöbronns fäste på Lidingö finns en liten håll blottad. På en mot SV stupande yta finns räfflor N 55° V, vilka ej medtagits på huvudkartan. Denna yta gränsar med en fasettkant mot en mot V svagt stupande yta, som är räfflad i N 40° V. Dessa räfflor korsas av några enstaka yngre, svaga räfflor i N—S. Åldersföljd N 55° V → N 40° V → N—S. Förklaringen till att de sistnämnda räfflorna är så svaga torde vara att lokalen ligger i lä för nordliga isrörelser.

8. Vid gångvägen upp till S:t Eriksparken (Stockholm), SO om korsningen S:t Eriksgatan/N. Stationsgatan finns räfflor i N 75° V på en meterhöj c:a 60' mot SSV stupande hällyta. Räfflorna här kan möjligen ha inristats av plastisk is (se sid. 86) och har ej medtagits på huvudkartan. Uppe på hällen finns räfflor i N 40° V (i sydvästläge) korsade av yngre räfflor i N 15° V.

9. På sydvästslutningen av högsta delen av Skinnarviksbergen (1 200 m V om Slussen) finns ett flertal islipade hälltytor med räffelsystem i N 60° V och N 45° V. Dessa ytor ligger i lä för nordliga isrörelser. På bergets nordsluttning finns räfflor i N 10° V och N—S. Åldersföljd på sydvästslutningen: N 60° V → N 45° V.

10. På sydvästra sidan av en strandhäll på udden 700 m O om Aspviksträskets norra strand (NO om Gustavsberg) finns ett vackert räffelsystem i N 35° V, som skär över ett äldre räffelsystem i N 60° V. Uppe på hällen finns räfflor i N 30° V och N 20° V. Åldersföljd: N 60° V → N 35° V → N 20° V. Lokalen ej medtagen på huvudkartan.

11. På en liten strandhäll mitt på Aspviksträskets västra strand (6 j) finns svaga räfflor i N 55° V korsade av yngre räfflor i N 30° V.

12. 50 m SO om Skevik (6 j) finns på hällens sydvästra sida räfflor i N 40° V och N 30° V. Här synes även förekomma svaga spår av äldre räfflor i N 70° V.

13. På rundhällen vid stranden 300 m O om Boö k:a (6 i) finns räfflor i N 35° V och N 25° V. De senare är yngst. På hällens västra del tycks det finnas spår av äldre räfflor i N 65° V på en mot SSV stupande yta. Spåren är emellertid svaga och då riktningen sammanfaller med bergartens strykningsriktning är det svårt att avgöra, om här verkligen funnits äkta räfflor i N 65° V.

14. På udden 300 m SO om Boö gamla kyrka (5 i) finns räfflor i N 35° V korsade av yngre räfflor i N 20° V. De senare dominerar på de vackert slipade rundhällarna. Ytterst på udden finns en fasett, vilken stupar 50° mot SSV och visar svaga spår av äldre räfflor i N 65° V.

15. I västligaste delen av strandhällen vid badplatsen på Ösbysjöns södra strand (Djursholm) finns en rundhäll utbildad (fig. 28). Den mot N vända stötsidan gränsar i söder med en skarp kant mot en fasett, vilken stupar 35° mot SV. På denna yta finns talrika, mycket fina, svaga men ändå fullt tydliga räfflor i N 40° V. På en smal zon närmast N om den skarpa kanten finns räfflor i N 25° V. Dessa ligger i svagt läge för nordliga isrörelser. I hällens västligaste del finns räfflor i N 30° V på en fasett, som stupar 20° mot V. Denna yta gränsar med en svagt böjd kantzonen till en yta, som stupar 10° mot NV och har räfflor i N—S. Något högre upp mot rundhällens centrala del övergår den sistnämnda ytan i en annan, vilken stupar c:a 20° mot V och har räfflor i N 20° V. Ytterligare något högre upp finns på en mera horisontellt liggande yta räfflor i N 15° V i svagt läge för nordliga isrörelser. På den egentliga stötsidan dominerar räfflor i N—S nästan fullständigt. Här finns även spår av lokalens närmast äldre räfflor. Lokalen visar en jämn övergång mellan de olika räffelsystemen från N 30° V till N—S med ett flertal mellanliggande riktningar, av vilka här endast huvudriktningarna noteras. Högeravridningen har tydligen skett kontinuerligt från N 30° V till N—S. Däremot synes övergången från N 40° V till N 30° V ha skett utan mellanstadier. Detsamma gäller på alla övriga lokaler där de nordvästliga räfflorna påträffas tillsammans med de yngre mera nordnordvästliga.

Omedelbart O om den ovan beskrivna hällen finns en liten kupolformad häll, på vilken endast räffelsystemet i N—S finns representerat. Här kan man se hur räfflor på kupolens sidor går i svag båge utåt, medan räfflor över den centrala delen går rakt. Förhållandet kan schematiskt uttryckas så, att sidoräfflorna divergerar på kupolens norra sida och konvergerar på södra sidan. Räfflor har alltså i viss grad följt hällens form, vilket måste bero på att isen varit plastisk (krökta räfflor, se sid. 86).

16. På strandhällen vid södra sidan av Stocksundet 250 m V om Stocksunds stn går de dominerande och väl bevarade räfflor i N 10° V, N 5° V och N—S. I läge för nordliga isrörelser, nedanför en tydligt markerad fasettlinje, finns rikligt med sämre bevarade räfflor i N 40° V. I en svag svacka, vilken skjuts från en i N 10° V räfflad yta med en svagt böjd, bred fasettkantzonen (utan räfflor), finns ett flertal mycket svaga räfflor i N 30° V och N 20° V. Något högre upp på en mera horisontell yta korsar yngre räfflor i N 5° V äldre i N 30° V (breda men nedslipade). I hällens östligaste del finns på en lågt liggande yta rikligt med tämligen svaga räfflor i N 5° O och N 10° O. Åldersföljd: N 40° V → N 30°—20° V → N 10° V → N—S → N 5°—10° O.

17. På vägens östra sida 850 m S om Sjöstugan vid Ekhagen (7 f) finns en häll med en för kartområdet typiskt utformat isslipad västsida med räfflor i N 40° V. Uppe på hällen finns räfflor i N 25° V korsade av yngre räfflor i N 15° V. Åldersföljd: N 40° V → N 25° V → N 15° V. Samtliga räfflor på denna häll är svaga, nästan bortvittrade.

18. På västra sidan av hällen 600 m SSO om Viggbyholms stn (8 g) är ett stort hak utformat i hällen. Här finns i sydvästra delen en yta, vilken stupar 50° mot SV och visar tämligen väl bevarade räfflor i N 40° V. På hällens västra sida finns räfflor i N 25° V och N 20° V i läge för nordliga isrörelser. På mot N exponerade ytor finns räfflor i N 15° V, vilka överskäres av de dominerande räfflor i N 5° V och N—S. Åldersföljd: N 40° V → N 25°—20° V → N 15° V → N—S.

19. På strandhällen 400 m V om Ladvik (8 h) på Bogesundslandet finns räfflor i N 40° V på en c:a 40° mot SV stupande fasett. På stötsidorna dominerar räfflor i N 25°—15° V. Dessa korsas av yngre räfflor i N 10° V och enstaka i N—S.

20. På hällen 250 m SV om Söderby gård (7 h) på Bogesundslandet finns dåligt bevarade räfflor i N 40° V på en mot SV stupande yta. På stötsidan finns yngre räfflor i N 20° V.

21. Vid vägkröken 350 m ONO om Vaxholm k:a finns räfflor i N 45° V på en mot SV stupande fasett. På hällen i övrigt finns yngre räfflor i N 20° V.

22. Vid vägen 200 m SV om Lillholmen (7 j) N om Rindö finns räfflor i N 40° V på en mot SV stupande fasett. På hällen i övrigt finns yngre räfflor i N 25° V och N 15° V.

23. I nordöstra vinkeln av vägkorset 600 m V om Lidingö k:a (Kyrkviken) finns på hällens sydvästra del en stor slipad yta, som stupar 30°—40° mot SV. På denna yta

finns räffelsystem i N 40° V och N 35° V. Högre upp på hällen finns räfflor i N 20° V och N 15° V. Dessa korsas av yngre räfflor i N 5° V och N—S. Åldersföljd: N 40°—35° V → N 20°—15° V → N—S. S om lilla vägskälet 150 m V om föregående lokal finns mot SV stupande fasetter med räfflor i N 45° V korsade av yngre räfflor i N 30°—25° V samt även av ännu yngre räfflor i N—S.

24. På strandhällen I 900 m V om bron över Kolström (Ingarö) finns svaga räfflor i N 40° V på en fasett, vilken stupar 20° mot SV (på hällens västsida). På denna häll finns också räfflor i N 25° V, N 15° V och N 10° V. De sistnämnda dominerar och är tydligast. Åldersföljd: N 40° V → N 25°—15° V → N 10° V.

25. I norra delen av strandhällen O om vägen 400 m SV om Saltjöbadens stn finns räfflor i N 20° V samt en isslipad yta, vilken stupar 20° mot SV och som tydliggen slipats från N 40° V. På toppen av rundhällen finns enstaka räfflor i N 20° V. Dessa korsas av yngre och dominerande räfflor i N 10° V. I nordvästligaste delen av rundhällen finns en fasett, vilken stupar 20° mot SV och är räfflad i N 40° V och N 35° V. O om fasettlinjen, som begränsar denna yta, finns räfflor i N 25° V och N 20° V på en mot O svagt stupande yta. Åldersföljd: N 40° V → N 25°—20° V → N 10° V.

26. Vid stranden 50 m V om skärningspunkten mellan Västerbron och Långholmens norra strand (Stockholm) finns räfflor i N 40° V på en mot SV stupande fasett. På hällens övriga del finns räfflor i N 25° V och N 10° V.

27. Vid stranden 500 m V om Reimersholmes nordöstra hörn (Stockholm) finns räfflor i N 40° V på fasetter i läge för nordligare i isrörelser. På hällens övriga del finns räfflor i N 30° V, N 20° V, N 15° V och N 5° V. Räfflorna i N 15°—5° V dominerar och är tydligast.

28. På sydvästra sidan av en liten häll S om viadukten (tunnelbana) I 400 m SO om Skanstullsbron (vid Hammarbyleden, Stockholm) finns räfflor i N 40° V. På hällens västra sida finns räfflor i N 20° V och på stötsidan mot N räfflor i N 10° V och N—S. De sistnämnda korsas av yngre räfflor i N 5° O.

29. På Kungsholmens norra strand (Stockholm), 1 000 m OSO om Karlberg, finns räfflor i N 40° V på en mot SV stupande fasett. På stötsidan finns yngre räfflor i N 20° V.

30. Omedelbart N om Råsundavägen 150 m V om stora vägkorset V om Haga (6 f) finns räfflor i N 40° V på en mot SV stupande fasett. På stötsidan finns yngre räfflor i N 10° V, vilka på en yta mot NO korsas av ännu yngre räfflor i N 25° V. Åldersföljd: N 40° V → N 10° V → N 25° V.

31. På hällen invid åskullens östra sida 800 m NV om huvudbyggnaden på Haga (6 f) finns räfflor i N 20° V och N 10° V. Dessa korsas av yngre grova räfflor i N—S. På en fasett, som stupar 25° mot SV, finns svaga spår av räfflor i N 50° V. På en lika utbildad fasett 20 m NV om den förra hällens svaga spår av räfflor i N 40° V. På hällens topp finns räfflor i N 10° O. Åldersföljd: N 50°—40° V → N 20°—10° V → N—S → N 10° O.

Ett urval av lokaler på vilka de yngre isrörelsernas högeravböjning registrerats

32. På strandhällen mot Fågelnäsviken på norra sidan av Hällsund (8 g) finns en liten rundhäll med stötsidan mot N. O om rundhällen finns en bred ränna med svaga, tämligen dåligt bevarade räfflor i N 30° V och N 15° V. Dessa korsas av yngre kraftigare räfflor i N—S och N 10° O. Mot O gränsar rännan med en fasettlinje (riktning N 20° V) mot en mera horisontellt hällyta, vilken liksom rundhällen har räfflor i N 5° O och N 10° O. De senare dominerar och är tydligast.

33. N om landsvägen 150 m O om vägskälet c:a 1 km ONO om Östra Ryds k:a finns räfflor i N 15° V samt i lä om en fasettlinje äldre räfflor i N 25° V.

34. På vägens västra sida 700 m SO om Täljö hpl (9 h) finns räfflor i N 35° V korsade av yngre räfflor i N 20° V.

35. På strandhällen 350 m O om Södergarnsvikens sydvästra hörn (norra delen av Lidingö) finns räfflor i N 30° V och N 20° V på läfasetter. På hällens övriga del finns räfflor i N 10° V och N—S.

36. Vid stranden mot Skåvsjöholmssundet 400 m N om Nibble (8 h) på Bogesundslandet finns räfflor i N 30° V korsade av yngre räfflor i N 20° V.

37. Vid stranden 100 m VSV om Påsundsbrons södra landfäste (Vaxholm) finns räfflor i N 25° V och N 20° V (dominerande) korsade av yngre räfflor i N 10° V.

38. På hällen c:a 150 m NNO om skärningspunkten mellan landsväg och bäck 2 200 m NV om Tynningös sydöstra spets (7 j) finns räfflor i N 30° V korsade av yngre räfflor i N 20° V.

39. Vid stranden 450 m SSO om Knaborg (9 j) i kartområdets nordöstra hörn finns räfflor i N 30° V på en läsida. På stötsidan finns räfflor i N 20° V och N 15° V. De sistnämnda dominerar.

40. Mellan vägen och järnvägen på dennas östra sida 250 m SSV om Mörby hpl (7 f) finns på läsidan av en fasettlinje fina nästan bortslipade räfflor i N 20° V. På norra sidan av fasettlinjen finns talrika räfflor i N—S (hällens norra och invid järnvägsspåret belägna del). Högre upp på hällen finns räfflor i N 10° V korsade av yngre räfflor i N—S. Åldersföljd: N 20° V → N 10° V → N—S.

41. På vägens södra sida 400 m VNV om stora vägskälet 300 m S om Djursholms Ekeby hpl (8 f) finns räfflor i N 30° V och N 20° V korsade av yngre räfflor i N 5° O.

42. Mellan Roslagsvägen och järnvägen SV om vägskälet, där vägarna från Laduviken och Uggleviken mynnar på den förra (6 f), finns på en fasett mot V räfflor i N 25° V och N 20° V korsade av yngre räfflor i N 10° V. På östra sidan av en annan fasettlinje finns räfflor i N—S. På en mot O stupande yta finns räfflor i N 10° V korsade av yngre räfflor i N—S. Åldersföljd: N 25°—20° V → N 10° V → N—S.

På västra sidan av strandhällen 450 m V om nämnda vägskäl finns räfflor i N 30° V och N 25° V. Uppe på hällen finns räfflor i N 10° V samt på dess östra sida räfflor i N—S. I samma hållparti finns invid strandvägen en mot SV c:a 50° stupande yta med räfflor i N 30° V korsade av yngre räfflor i N—S.

150 m SO om föregående håll finns en liten strandhäll med räfflor i N 30° V på västra sidan, vilken av en fasettlinje skiljs från en nästan horisontell yta med räfflor i N—S.

43. S om vägen utmed södra stranden av Brunnsvikens sydöstra flik (6 f) finns räfflor i N 30° V på läfasetter. Räfflor i N 10° V, vilka dominerar på stötsidan, korsas av enstaka yngre räfflor i N—S och N 10° O.

44. Vid vägkorset 400 m VNV om Tranholmens sydöstra hörn (Lilla Värtan) finns räfflor i N 30° V korsade av yngre räfflor i N—S.

45. 550 m om NNO om Karlberg (100 m O om Statens Järnvägars byggnad vid Tomtebodavägen i Solna) finns räfflor i N 30° V och N 20° V i läläge (fasetter). På stötsidan finns räfflor i N 10° V korsade av yngre räfflor i N—S. I Karlbergsparken NV om huvudbyggnaden finns räfflor i N 20° V korsade av yngre räfflor i N 15° V.

46. I västligaste delen av Stadshagen på Kungsholmen (Stockholm), 500 m SV om Karlberg, finns räfflor i N 15° V korsade av yngre räfflor i N 5° V.

47. 300 m V om Engelska kyrkan (Norra Djurgården, Stockholm) finns på hällens nordvästra del räfflor i N 35° V på en mot SV stupande läfasett. Här förekommer även räfflor i N—S, vilka korsas av yngre räfflor i N 15° O. På en liten håll vid stranden 300 m VSV om Engelska kyrkan finns ett vackert räffelsystem i N 35° V korsat av ett yngre system i N 10° O.

48. Vid stranden 1 000 m OSO om Saltsjö-Duvnäs hpl (5 h) finns räfflor i N 20° V och N 10° V. De senare dominerar helt och är korsade av enstaka yngre räfflor i N 5° O.

49. På nordspetsen av hällen S om Värmdövägen 600 m V om vägskälet NV om Långsjön (5 h) i Nacka finns räfflor i N 20° V korsade av yngre räfflor i N—S och N 10° O.

50. 800 m SSV om Enskede k:a (eller 350 m SSO om Enskede idrottsplats) finns räfflor i N 20° V bevarade i en svacka på stötsidan. De korsas av yngre och dominerande räfflor i N 10° V.

Lokal med yngsta räfflor från NO. Exempel på lokala vridningar i slutskedet

51. På en strandhäll på udden vid Vallentunasjöns södra strand 600 m V om Höstsol (9 f) finns flera olika räffelsystem. Äldst är räfflor i N 30° V på en läfasett. På stötsidan finns djupa och grova räfflor i N 15° V. Dessa är äldre än de dominerande räfflorna vilka ligger mellan N—S och N 10° O. I mot N och NNO exponerat läge finns ett fåtal tydliga yngre räfflor i N 20° O och N 40° O. På en stötsida mot N—NO finns också yngre

räfflor i N 30° O och N 40° O. Inom ett avsnitt där grunda, breda sliprännor i N 5° O förekommer på hällytan, är de dominerande räfflorna i N 5° O bevarade endast i rännorna, medan de svagare räfflorna från N 40° O endast inristats på valkarna mellan rännorna. På planare ytor finns även exempel på hur de yngsta räfflorna från N 40° O skär över de äldre räfflorna. Räfflorna i N 40° O förekommer ej på sådana ytor, som ligger i obetydligt läge för denna isrörelse. På ett ställe är räfflorna i N 40° O avbrutna av ett litet hak i hällen eller med andra ord: räfflorna hoppar över den relativt obetydliga fördjupningen. Detta tyder på att räfflorna inristats, av en tunn stel is och under en kortvarig rörelse.

Ett urval av lokaler på vilka avlänkingsrörelser in mot Stockholmsåsen registrerats

I. Lokaler väster om åsen

Lokalerna nr 3 och 30, se ovan.

52. 850 m SSO om vägkorset Uppsalavägen/Enköpingsvägen vid Ulriksdal (7 f) finns väster om den lilla vägen på Uppsalavägens västra sida räfflor i N—S på en fasett mot V. På stötsidan finns yngre räfflor i N 10° O samt på dennas mest exponerade del enstaka, ännu yngre räfflor i N 10° V, vilka skär över de förra. Åldersföljd: N—S → N 10° O → N 10° V.

53. På hällen V om kröken på infartsvägen till f. d. kapplöpningsbanan 350 m V om vägkorset Uppsalavägen/Enköpingsvägen vid Ulriksdal (7 f) finns räfflor i N—S och N 10° O (yngre) samt på en mot NO sluttande yta räfflor i N 10° V och N 20° V. De båda sistnämnda systemen måste vara yngre än de förstnämnda, vilka här är nästan bortslipade.

54. V om vägen 350 m NV om Hagalunds stn (6 f) finns räfflor i N 10° V. På rundhällens sidoyta mot NNO finns räfflor i N 25° V. Dessa är tydligen yngst.

55. 50 m O om Hagalunds kapell (6 f) finns följande räffelsystem: N—S, N 10° O, N 10° V och N 20° V. De båda sistnämnda ligger på en mot N och NNO exponerad stötsida och måste vara yngre än de förstnämnda systemen, vilka här är till stor del bortslipade. Lokalen har ej medtagits på fig. 27.

56. SV om vattentornet S om vägen 450 m SO om Hagalunds kapell (6 f) finns räfflor i N 5° V. På stötsidan finns mot NO exponerade räfflor i N 20° V, vilka måste vara yngre än de förra. Lokalen har ej medtagits på fig. 27.

57. Upp på hällen SO om gatukorset 500 m S om Hagalunds kapell (6 f) finns på en mot ONO svagt lutande yta räfflor i N 5° V korsade av yngre räfflor i N 20° V. På fasetter mot SV finns räfflor i N 30° V, som är äldre än de förstnämnda.

58. O om vägen inne på Norra begravningsplatsen (Solna), 175 m SV om krematoriet (800 m SO om Hagalunds kapell), finns på en mot V stupande yta räfflor i N 10° V (främst på nedre delen) samt räfflor i N 25° V (främst på övre delen). Räfflorna korsar varandra och de senare tycks vara yngst.

59. 125 m SV om vägkorset 450 m VNV om Brunnsvikens SV-hörn (6 f) finns (N om Radiumhemmet) på en stötsida mot N räfflor i N 10° V och N 35° V. De senare är yngst och skär över de förra.

60. I en svacka på en häll NO om huvudbyggnaden vid Tomtebodas blindinstitut (6 f) finns räfflor i N 30° V i läge för nordligare rörelser. På stötsidan finns räfflor i N 5° V. Dessa korsas av fåtaliga yngre räfflor i N 15° V.

61. Vid Bastugatan 32 i Stockholm (700 m väster om Slussen) finns inne på en gårdsplan räfflor i N 10° V korsade av yngre räfflor i N 30° V.

62. På nordslutningen av berget SSO om korsningen Folkungagatan/Timmermansgatan i Stockholm (1 200 m SSV om Slussen) finns på stötsidan mot N räfflor i N—S. Dessa korsas av yngre räfflor i N 20° V.

63. I nordöstra vinkeln mellan Skånegatan och Siaregatan i Stockholm (c:a 1 km S om Slussen) finns räfflor i N 40° V på en läfasett mot SV samt i små svackor på stötsidan. På denna finns räfflor i N 20° V korsade av yngre räfflor i N 10° V. På en mot NNO stupande yta finns enstaka räfflor i N 30° V (därav en lång och grov), vilka skär över räfflor i N 10° V. Här finns även icke nedslipade parabelriss, vilka tyder på en svag is-

rörelse från N 60° V. Parabelriss, som visar en isrörelse från N 10° V, är däremot tydligt nedslipade. Åldersföljden torde vara följande: N 40° V → N 20° V → N 10° V → N 30° V → (N 60° V).

64. Vid nordvästra hörnet av Riddarholmen (Stockholm), vid foten av tornbyggnaden, finns räfflor i N 10° V på hällens västsida. På stötsidan finns räfflor i N 10° O och N—S. Åldersföljden torde vara följande: N 10° V — N 10° O — N—S.

65. I mitten av det lilla parkområdet 750 m SSV om Skanstullsbron (vid Hammarbyleden, Stockholm) finns räfflor i N 30° V på en läfasett mot VSV. Uppe på hällens horisontella yta finns räfflor i N 20° V och N 10° V. De sistnämnda är yngst. På hällens östra sida förekommer enbart räfflor i N 20° V. Enstaka räfflor med denna riktning förekommer även på flera mot N exponerade ytor i närheten och de tycks där skära över de dominerande räfflorna i N 10° V. Åldersföljd: N 30° V → N 20° V → N 10° V → N 20° V.

66. V om Enskede läroverk, 300 m SSV om Skanstullsbron (vid Hammarbyleden, Stockholm), finns på mot N exponerade stötsidor räfflor i N 10° V korsade av enstaka yngre räfflor i N 20° V.

67. O om vägen 200 m NO om Enskede k:a finns på en stötsida mot N räfflor i N 10° V korsade av enstaka yngre räfflor i N 20° V.

68. 800 m SSO om Enskede k:a finns på en stötsida dominerande räfflor i N 10° V, vilka korsas av enstaka yngre räfflor i N 30° V.

69. 1 000 m SSO om Enskede k:a finns på en stötsida dominerande räfflor i N 10° V, vilka korsas av enstaka yngre räfflor i N 30° V.

II. Lokaler öster om åsen

Lokalerna nr 2, 16, 28, 31, 43 och 47, se ovan.

70. På strandhällen på udden 150 m OSO om strandvinkeln S om Hammarbyledens mynning i Hammarby sjö (Stockholm) finns räfflor i N 15° V på en läyta mot V. På stötsidan mot N finns rikligt med tydliga räfflor i N 10° O. Dessa skär över de äldre räfflorna i N 15° V.

71. På hällen i Blecktorntornsparkens södra del, 600 m ONO om Skanstullsbron (vid Hammarbyleden, Stockholm), finns på flera högre liggande stötsidor räfflor i N 10° V. Dessa korsas av yngre räfflor i N 25° O.

72. 200 m OSO om Sofia k:a i Stockholm finns räfflor i N 15° V samt yngre räfflor i N 15° O.

Bergartsbestämningarna är gjorda av G. Stålhös.
 Varje räkning omfattar 100—150 stenar.
 Tabellen anger procenttal för de olika bergarterna.

Nummer	Lokal Siffra och bokstav inom parentes anger ekonomiskt kartblad enligt indelning i huvudkartans yttre ram	Jordart	Djup under ytan i m	Stenstorlek i cm
1	500 m OSO Ullna gård (9 g), Täby: lager D, se sid. 94	M	2.8—3.8	2— 6,52 % 6—15,48 %
2	Dito: lager C, se sid. 94	M	1.0—2.0	6—15,84 % 15—20,16 %
3	150 m SO vägskalet V Skogsöträsk (5 i): lager D, se sid. 97	M	1.3—1.6	4—10
4	Dito: lager F, se sid. 97	M	2.2—2.5	4—10
5	Vid vägen 1 500 m SSO Hagby gård (9 f), Täby	M	0—0.5	10—20
6	1 000 m S Skogstavikens SV-hörn (8 h), Bogesundslandet	M	0—0.5	10—20
7	1 000 m OSO Söderby gård (7 h), Bogesundslandet	M	0.5—1.5	10—20
8	500 m Ö Ådalen gård (7 h), Bogesundslandet	M	0.3—0.6	10—20
9	350 m N Karsvretaträsk (8 i), Österåker	M	0.4—1.0	6—20
10	1 400 m O Margretelunds gård (9 i), Österåker	M	0—0.5	6—15
11	1 900 NNO Ullna gård (9 g), 200 m VNN Sågtorpet, Österåker	I		6—15
12	1 500 m SSV Ullna gård (9 g), 200 m SV Sandviken, Österåker	I		6—15
13	400 m SSO vägkorset vid Järva (7 f), Solna	I		10—20
14	750 m ONO Enskede k:a (5 f)	I		6—20
15	500 m SO Källtorpssjöns S-spets (5 h), Nacka	I		6—20
16	1 400 m SO Ingarö k:a (5 j)	I		6—20

¹ Av obekant ålder.

² Därav 3 % massformig urgranit.

³ Därav 1 % massformig urgranit.

RÄKNINGAR

Tabellens jordartsbeteckningar:

M = Morän eller svallgrus från morän

I = Isälvsavlagring

Hällflinta	Leptit	Leptitgnejs	Sedimentgnejs	Gabbro	Amfibolit	Grönsten i allmänhet	Gnejsgranit (förskiffrad urgranit)				Yngre granit		Pegnatit	Granitmylonit	Porfyr	Sandsten	Syenit ¹
							basisk	intermediär	sur	kvartsyenitisk	porfyrisk	jämnkornig					
14	13	—	6	8	9	—	10	—	10	—	29	—	1	—	—	—	—
1	5	—	5	6	5	—	1	—	5	—	72	—	—	—	—	—	—
—	—	6	27	—	—	4	19	11	8	—	4	15	5	1	—	—	—
1	—	3	11	1	7	4	² 13	³ 9	15	—	9	18	2	2	1	—	4
—	—	1	1	—	—	1	1	—	—	—	96	—	—	—	—	—	—
1	—	5	5	5	5	—	19	15	5	—	40	—	—	—	—	—	—
1	—	14	—	16	—	—	22	21	5	—	21	—	—	—	—	—	—
—	—	5	11	—	—	10	29	14	2	—	27	—	1	—	—	1	—
—	—	18	—	—	—	11	17	27	26	—	—	1	—	—	—	—	—
—	—	19	—	8	1	—	7	16	32	14	—	—	2	—	1	—	—
—	—	4	—	3	2	—	12	15	4	—	55	3	2	—	—	—	—
—	—	1	1	2	1	—	15	6	3	—	64	5	2	—	—	—	—
—	—	4	3	—	—	1	4	5	4	—	66	10	3	—	—	—	—
—	—	2	10	4	—	—	9	4	2	—	36	33	—	—	—	—	—
—	—	4	20	—	—	2	10	12	1	—	24	24	3	—	—	—	—
—	—	8	14	—	—	3	18	25	24	—	3	5	—	—	—	—	—

Analyserna är utförda vid Sveriges geologiska undersöknings jordartslaboratorium enligt följande metod: Siktning genom kvadratiska maskor med fri kvadratisk maskvidd lika med angivna fraktionsgränser (fraktionerna grovgrus—grovmå) samt slammning enligt hydrometermetoden (fraktionerna finmo—ler). Analysnummer refererar till laboratoriets kortregister. Tabellens horisontella linjer åtskiljer olika, i texten omtalade typer av morän.

Prov-nummer	Ana-lysn-nummer	Lokal Siffra och bokstav inom parentes anger ekonomiskt kartblad enligt indelning i huvudkartans yttre ram	Jordart	Djup under markytan i m
1	2971	900 m O Täby stn (9 f)	Sandig-moig morän	0.2—0.3
2	3324	900 m N Roslags-Näsby stn (8 f)	— » —	1
3	2979	1 700 m SV Viggbyholms stn (8 g)	— » —	1.7
4	3525	700 m NV Danderyds k:a (7 f)	— » —	0.5
5	3707	1 300 m O Margretelunds gård (9 i) c:a 3 km SO Åkersberga stn	— » —	0.2—0.3
6	3532	1 200 m OSO Årstavikens O-spets (5 f)	— » —	0.5
7	3531	400 m V Saltsjö-Duvnäs hpl (5 h)	— » —	0.5
8	3718	600 m SSV Boo g:la k:a (5 i)	— » —	0.4
9	4545	500 m OSO Igelboda hpl (5 i)	— » —	1
10	4547	400 m NO Neglinge hpl (5 i)	— » —	0.5
11	2963	1 300 m NNV Täby k:a (9 f)	— » —	0.5
12	2989	1 700 m SV Åkers-Runö stn (9 h)	— » —	0.3—0.4
13	2990	1 300 m SSO Svinninge gård (9 i)	— » —	2
14	2975	250 m S Enebybergs hpl (8 f)	— » —	0.7
15	3683	900 m SSV Fågelöudde (7 h)	— » —	0.7
16	3331	900 N Roslags-Näsby stn (8 f)	— » —	0.5
17	2976	250 m S Enebybergs hpl (8 f)	— » —	1.1
18	3529	250 m SO Ladvik (8 h)	— » —	0.4
19	3698	900 m OSO Marsvikens SO-spets, Tynningö (7 j)	— » —	0.5
20	3533	900 m SV Skånsta gård (9 j)	Lerig moig morän	0.5
21	2966	3 600 m NNV Danderyds k:a (7 f)	Grusig—sandig morän	0.5
22	2964	1 500 m SSO Hagby gård (9 f)	Svallad morän	0.2—0.3
23	3699	650 m OSO Söderby gård (7 h)	— » —	0.2
24	3682	900 m SSV Fågelöudde (7 h)	— » —	0.3—0.4
25	3705	400 m V Saltsjö-Duvnäs hpl (5 h)	— » —	0.3

ANALYSER

Fraktionsindelning:

Grovgrus = 20—6 mm
 Fingrus = 6—2 mm
 Grovsand = 2—0.6 mm
 Mellansand = 0.6—0.2 mm
 Grovmo = 0.2—0.06 mm

Finmo = 0.06—0.02 mm
 Grovmjåla = 0.02—0.006 mm
 Finmjåla = 0.006—0.002 mm
 Ler = < 0.002 mm

Viktprocent									Anmärkningar
Grovgrus	Fingrus	Grovsand	Mellansand	Grovmo	Finmo	Grovmjåla	Finmjåla	Ler	
15.0	11.3	17.0	15.5	19.3	12.9	6.0	1.0	2.0	Prov direkt under 2 dm svallgrus
15.5	16.0	17.4	14.9	16.9	9.3	6.0	2.0	2.0	
17.1	16.1	20.1	15.9	14.4	8.4	5.0	1.0	2.0	Jfr prov nr 16
13.7	12.6	13.9	11.2	19.1	16.5	9.0	2.0	2.0	Mycket hårt packad Mycket hårt packad, direkt under svallat ytskikt
18.1	17.0	14.4	14.8	19.5	7.2	4.0	1.0	4.0	
11.0	18.4	14.7	12.6	18.5	10.8	8.0	3.0	3.0	Hårt packad, med press- struktur
10.2	16.2	17.3	13.8	16.4	13.1	7.0	2.0	4.0	
12.4	16.3	16.1	16.5	19.8	10.9	5.0	1.0	2.0	Med presstruktur
12.0	11.5	14.0	13.0	18.5	14.5	9.5	4.0	3.0	Täckt av lerlager
11.5	17.5	19.0	14.0	14.0	10.5	6.0	3.5	4.0	Med presstruktur
6.9	8.4	15.7	19.2	25.2	16.6	5.0	1.5	1.5	Prov direkt under svallat ytskikt
8.9	9.8	13.6	15.8	20.7	14.2	10.0	3.0	4.0	
7.5	7.1	11.8	18.0	29.0	17.6	6.0	1.0	2.0	Jfr nr 17
10.9	7.8	13.6	16.1	25.2	15.4	6.0	3.0	2.0	
7.7	9.1	13.9	18.1	28.5	13.7	5.0	0.5	2.5	
10.2	10.7	14.4	13.9	15.1	11.7	10.0	6.0	8.0	Mycket hårt packad, med presstruktur
5.9	7.0	11.6	16.9	17.3	16.3	15.0	4.0	6.0	
5.0	8.3	15.3	14.2	23.0	15.2	9.0	3.0	7.0	
2.7	9.3	14.3	14.0	25.5	14.2	10.0	3.0	7.0	
4.5	5.9	8.4	11.8	23.0	16.4	12.0	5.0	13.0	Hårt packad, med press- struktur
24.6	21.4	23.4	13.3	8.3	4.0	2.0	1.0	2.0	
28.6	24.6	23.4	8.8	6.1	3.5	2.0	1.0	2.0	Underlagrad av sandig— moig morån
17.5	22.7	29.8	13.6	7.7	3.7	2.0	0.5	2.5	
16.1	24.8	33.0	14.6	2.2	3.3	2.0	1.0	3.0	
30.7	28.2	22.9	8.1	4.4	1.7	0.5	0.5	3.0	

Prov-nummer	Ana-lysn-nummer	Lokal Siffra och bokstav inom parentes anger ekonomiskt kartblad enligt indelning i huvudkartans yttre ram	Jordart	Djup under mark- ytan i m
26	4546	400 m NO Neglinge hpl (5 i)	Svallad morän	0.3—0.4
27	4539	500 m SV om Lämshaga gård (5 j) . .	— » —	0.4
28	2973	750 m NNV Hägerneholm (9 g) . . .	— » —	0.2
29	4536	2 000 m VSV Östra Ryds k:a (8 h) . .	— » —	0.2
30	4542	1 500 m OSO Ingarö k:a (5 j)	Isälvsgrus	
31	2983	1 700 m NV Rydbo stn (9 g)	Isälvs sand	
32	3709	900 m SV Skånsta gård (9 i)	Glacial lera	0.5
33	4524	400 m ONO Ullna gård (9 g)	— » —	7.5
34	2967	1 600 m VSV Ensta hpl (8 f)	— » —	0.5
35	3684	950 m SSV Ensta hpl (8 f)	— » —	1.0
36	3700	Vid Näsbyrads N hpl (8 f)	— » —	1.0
37	3681	550 m V Danderyds k:a (7 f)	— » —	1.0
38	3679	400 m VNV Mörby hpl (7 f)	— » —	1.0
39	3702	1 500 m VNV Djurgårdsbrunn (6 g) . .	— » —	2.0
40	3690	1 700 m NV Brännkyrka k:a (5 f) . . .	— » —	0.7
41	3703	1 800 m NO Brännkyrka k:a (5 f) . . .	— » —	1.0
42	3714	500 m OSO Svindersvikens V-spets (5 g)	— » —	1.0
43	3712	400 m SO Skurusundsbron (5 h) . . .	— » —	1.0
44	4544	500 m OSO Igelboda hpl (5 i)	— » —	0.7
45	3687	1 800 m SV Ingarö k:a (5 j)	— » —	1.0
46	2970	900 m O Täby stn (9 f)	Svallgrus	0.2
47	2985	2 200 m V Ö. Ryds k:a (8 h)	— » —	0.4
48	3695	1 000 m VSV Ladvik (8 h)	— » —	0.5
49	2986	2 400 m VNV Ö. Ryds k:a (8 h) . . .	Svallsand	0.3
50	2984	1 100 m NV Ö. Ryds k:a (8 h)	— » —	0.5
51	3693	1 250 m VSV Söderby gård (7 h) . . .	— » —	1.0
52	3694	600 m OSO Röske gård (8 g)	— » —	1.0
53	4535	850 m VNV Velamsund gård (6 i) . . .	— » —	2.5
54	2969	950 m NNO Skogberga gård (9 f) . . .	Grovmo	0.3
55	3704	1 500 m OSO Enskede k:a (5 f)	— » —	0.3
56	2972	250 m O Vågsjö gård (9 g)	Postglacial lera	0.3
57	2977	1 600 m NO Roslags Näsby stn (8 f) . .	— » —	0.4
58	3708	1 200 m SV Skånsta gård (9 j)	— » —	1.2
59	3692	400 m NNV Söderby gård (7 h)	— » —	0.3
60	3688	750 m V Oskar-Fredriksborg (7 j) . . .	— » —	1.0
61	3710	1 000 m NO Östra stn (6 f)	— » —	0.5
62	3685	1 700 m SSV Lidingö k:a (7 g)	— » —	0.9
63	3691	1 750 m NNV Brännkyrka k:a (5 f) . . .	— » —	0.5
64	4534	200 m N Karbosjöns N-spets (6 i) . . .	— » —	0.3
65	4543	500 m OSO Igelboda hpl (5 i)	— » —	0.3
66	4540	600 m SO Ingarö k:a (5 j)	— » —	0.6
67	4530	600 m NNV Danderyds k:a (7 f)	— » —	0.3
68	2980	1 200 m SV Roslags Näsby stn (8 f) . .	Gyttjelera	0.3

Prov-nummer	Ana-lysn-nummer	Lokal Siffr och bokstav inom parentes anger ekonomiskt kartblad enligt indelning i huvudkartans yttre ram	Jordart	Djup under mark- ytan i m
69	2988	200 m O Ö. Ryds k:a (8 h)	— » —	0.4
70	3697	2 100 m ONO Bogesund (7 i)	— » —	0.4
71	3715	900 m S Boo k:a (6 i)	— » —	0.3
72	2968	100 m N Rönningesjöns N-spets (9 g) .	Svämlera	0.3

FASTA FORNLÄMNINGAR

På det geologiska kartbladet är, liksom på motsvarande topografiska kartblad, ett urval av märkligare fasta fornlämningar markerade med enhetsbeteckning. Uppgifter om de olika fornlämningarnas art återfinns i nedanstående av riksantikvarieämbetet sammanställda förteckning, i vilken områdesindelning och numrering ansluter till riksantikvarieämbetets fornlämningsregister.

Riksantikvarieämbetet utför en forminnesinventering sedan år 1938, varvid synliga fasta fornlämningar redovisas på Ekonomisk karta över Sverige i skala 1 : 10 000. Denna inventering sker i samarbete med rikets allmänna kartverk. Hos riksantikvarieämbetet redovisas detta arbete i ett fornlämningsregister, som dock icke finns i tryck.

Forminnesinventeringen av det område, som kartbladet Stockholm NO omfattar, utfördes under åren 1949—1959 av antikvarierna B. Einerstam, G. Ekelund, F. Hallberg, H. Thålin, C. Varenius och G. Winberg. Inom detta område redovisar ekonomiska kartan och fornlämningsregistret 459 platser med tillsammans 6 315 fornlämningar. Av det förtecknade beståndet har på geologiska och topografiska kartorna medtagits 109 lokaler med tillsammans 3 071 fornlämningar. Urvalet omfattar huvudsakligen de märkligare fornlämningarna, som är väl synliga i terrängen.

Täby köping

- Nr 4. Runstenar och resta stenar. (Jarlabankes bro) 1 000 m NNO om Täby kyrka och på ömse sidor om landsvägen.
- Nr 5. Gravfält i två grupper med tillsammans 40 fornlämningar. 450 m VNV om Nygård.
- Nr 22. Gravfält, 60 fornlämningar. 800 m V om Täby kyrka.
- Nr 26. Gravfält i två grupper med tillsammans 100 fornlämningar. Skogberga.
- Nr 28. Gravfält, 25 fornlämningar. 150 m NNV om Fällbro.
- Nr 30. Röse. 300 m VNV om Löttinge.
- Nr 31. Gravfält, 30 fornlämningar. 300 m ONO om Löttinge.
- Nr 33. Runsten. 500 m NO om Broby och SO om landsvägen.
- Nr 36. Gravfält, 30 fornlämningar. 350 m NO om Broby och på ömse sidor om landsvägen.
- Nr 37. Gravfält, 60 fornlämningar. 100 m SV om Fällbro och V om landsväg.
- Nr 42. Runstenar. 200 m NO om Broby och på ömse sidor om landsvägen.
- Nr 44. Runsten. 300 m S om Fällbro och O om landsvägen.
- Nr 48. Gravfält, 30 fornlämningar. Karby.
- Nr 50. Gravfält, 20 fornlämningar. 350 m S om Löttinge och O om landsvägen.
- Nr 52. Gravfält, 6 fornlämningar. 300 m ONO om Litsby.

Viktprocent									Anmärkningar
Grov-grus	Fin-grus	Grov-sand	Mel-lan sand	Grov-mo	Fin-mo	Grov-mjåla	Fin-mjåla	Ler	
—	—	—	—	2.0	11.0	13.0	17.0	57.0	2.32 % organiskt kol, < 0.1 % CaCO ₃
—	—	—	1.0	11.6	21.4	13.0	10.0	43.0	1.93 % organiskt kol, < 0.1 % CaCO ₃
—	—	—	—	3.2	24.8	22.0	14.0	36.0	7.67 % organiskt kol, < 0.1 % CaCO ₃
—	—	—	1.6	5.2	41.2	39.0	2.0	11.0	c:a 20 % organiskt material

- Nr 54. Runristning i fast håll. 500 m O—ONO om Litsby och NV om landsväg.
 Nr 55. Gravfält, 20 fornlämningar. 500 m S—SSO om Löttinge.
 Nr 65. Gravfält, 30 fornlämningar. 300 m OSO om Västra Arninge och NO om landsväg.
 Nr 68. Gravfält, 30 fornlämningar. Hägerneholm.
 Nr 71. Gravfält, 10 fornlämningar. 150 m N om Hagby och N om landsväg.
 Nr 74. Runstenar. Hagby.
 Nr 79. Gravfält, 40 fornlämningar. 300 m SV om Hägerneholm.
 Nr 82. Gravfält, 10 fornlämningar. 200 m SV om Hagby.
 Nr 85. Gravfält, 70 fornlämningar. 1 100 m OSO om Hagby.
 Nr 88. Gravfält, 15 fornlämningar. 550 m SO om Hagby.
 Nr 93. Runristningar i fast håll. 600 m SSV om Hagby.
 Nr 94. Gravfält, 25 fornlämningar. 1 100 m SO om Hägerneholm.
 Nr 100. Fornborg. På södra delen av Skansenberget. Rönninge.
 Nr 104. Gravfält, i två grupper med tillsammans 20 fornlämningar. 150 m NV om Rönninge.
 Nr 105. Gravfält, 20 fornlämningar. 150 m NO om Rönninge.
 Nr 115. Gravfält, 10 fornlämningar. 750 m VNV om Viggbyholms jvstn och SV om landsväg.
 Nr 118. Gravfält, 30 fornlämningar. 700 m NNO om Tibble.
 Nr 120. Gravfält, 25 fornlämningar. 600 m VNV om Viggbyholms jvstn och SV om landsväg.
 Nr 123. Gravfält, 15 fornlämningar. 750 m V om Viggbyholms jvstn.
 Nr 124. Gravfält, 120 fornlämningar. 550 m NO om Tibble.
 Nr 129. Gravfält, 35 fornlämningar. 600 m ONO om Tibble och S om Åkerby hpl.
 Nr 131. Gravfält, 40 fornlämningar. 620 m N om Viggbyholms gård. Undersökt och borttaget.
 Nr 132. Gravfält, 6 fornlämningar. 500 m N om Viggbyholms gård och 60 m O om landsväg.
 Nr 135. Gravfält, 80 fornlämningar. 200 m SO om Tibble och SO om järnvägen. På ömse sidor om väg.
 Nr 136. Gravfält, 15 fornlämningar. 300 m S om Tibble och SO om järnvägen.
 Nr 142. Runristning i fast håll. 550 m SO om Roslags-Näsby jvstn och SV om väg.
 Nr 144. Gravfält, 55 fornlämningar. 400 m N om Näsby-allé hpl. Roslags-Näsby.
 Nr 147. Röse. 700 m VSV om Täby kyrka.
 Nr 178. Gravfält, 15 fornlämningar. Prästgården. S om landsvägen.
 Nr 179. Gravfält, 15 fornlämningar. Prästgården. N om landsvägen.
 Nr 180. Gravfält, 40 fornlämningar. Prästgården. N om landsvägen.
 Nr 209. Gravfält, 10 fornlämningar. 450 m NV om Hästäng.

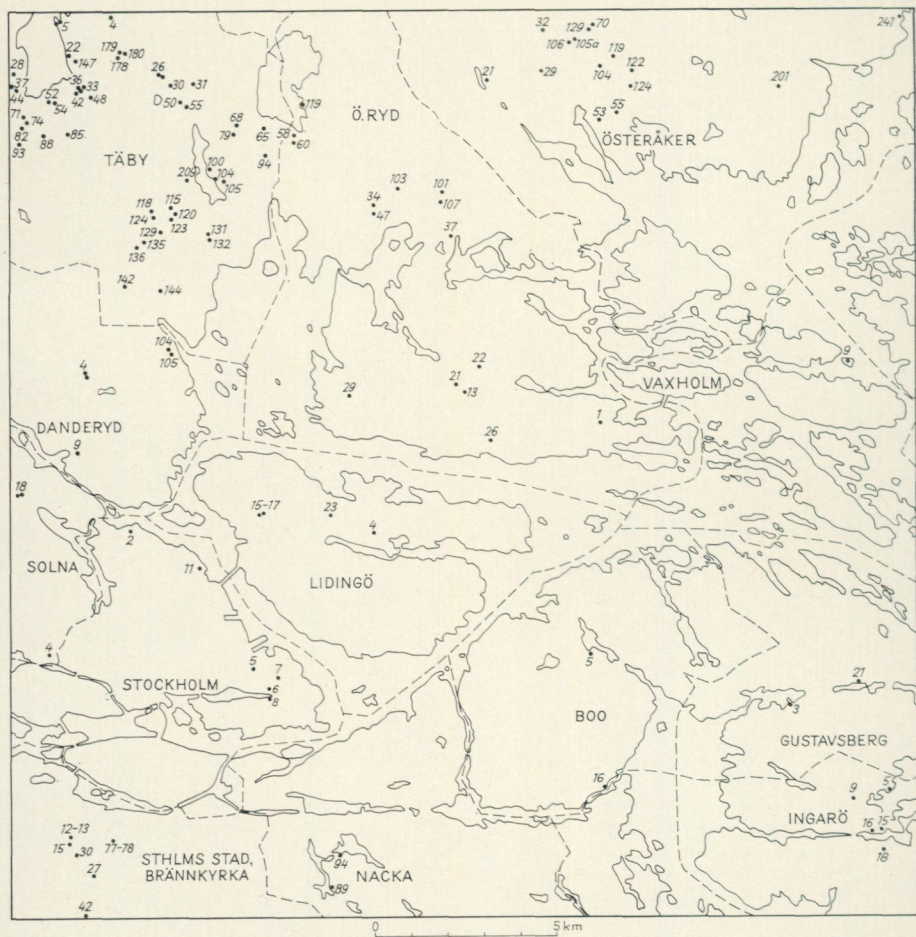


Fig. 52. Karta över de på huvudkartan med enhetsbeteckning markerade fasta fornlämningarna. Uppgifter om de olika fornlämningarnas art återfinns i förteckningen på sid. 144—148.

Map of ancient monuments marked on the geological map and listed on pp. 144—148.

För spridning godkänd i rikets allmänna kartverk den 19 december 1963.

Östra Ryd socken

- Nr 1. Gravfält, 30 fornlämningar. 400 m ONO om Bogesunds slott.
- Nr 13. Runsten. 500 m SSV om Söderby.
- Nr 21. Gravfält, 60 fornlämningar. 400 m SV om Söderby.
- Nr 22. Gravfält, 60 fornlämningar. 400 m ONO om Söderby och V om landsväg.
- Nr 26. Gravfält, 60 fornlämningar. 1 350 m ONO om Ådalen.
- Nr 29. Gravfält, 25 fornlämningar. 350 m NO om Frösvik.

- Nr 34. Gravfält, 15 fornlämningar. 550 m VNV om Östra Ryds kyrka och V om väg.
 Nr 37. Gravfält, 50 fornlämningar. 400 m SSO om Säby och O om landsväg.
 Nr 47. Gravfält i två grupper med tillsammans 60 fornlämningar. 600 m V om Östra Ryds kyrka.
 Nr 58. Gravfält, 20 fornlämningar. 200 m NV om Ullna.
 Nr 60. Gravfält, 30 fornlämningar. 160 m V om Ullna. Södra delen av gravfältet undersökt och borttagen.
 Nr 101. Gravfält, 40 fornlämningar. 550 m V om Ubby.
 Nr 103. Runsten, 600 m NNO om Östra Ryds kyrka.
 Nr 107. Gravfält, 40 fornlämningar. 550 m N om Säby och S om landsväg.
 Nr 119. Gravfält, 80 fornlämningar. 200 m NV om Deglinge.

Österåker socken

- Nr 21. Fornborg. På bergshöjd O om Storträsket.
 Nr 29. Gravfält, 70 fornlämningar. 200 m SO om Husby och N om järnvägen.
 Nr 32. Gravfält, 80 fornlämningar. 200 m SO om Stora Säby och N om landsvägen.
 Nr 53. Ruinkulle. Tuna.
 Nr 55. Gravfält, 15 fornlämningar. 500 m ONO om Tuna.
 Nr 70. Gravfält, med tillsammans 110 fornlämningar. 700 m NV om Hacksta.
 Nr 129.
 Nr 104. Gravfält, 10 fornlämningar. 450 m VNV om Berga.
 Nr 105 a. Gravfält, 30 fornlämningar. Ekbacken. Mellan vägen och Åkers kanal.
 Nr 106. Gravfält, 60 fornlämningar. 150 m NO om Runö.
 Nr 119. Gravfält, 10 fornlämningar. 450 m N om Berga.
 Nr 122. Gravfält, 20 fornlämningar. 400 O om Berga och SO om landsväg.
 Nr 124. Gravfält, 35 fornlämningar. 300 m V om Söra.
 Nr 201. Gravfält, 17 fornlämningar. 650 m SO om Ättarö.
 Nr 241. Fornborg. Knaborg.

Vaxholm stad

- Nr 9. Röse. Pukholmen.

Boo socken

- Nr 5. Gravfält, 8 fornlämningar. 400 m NV om Boo kyrka.
 Nr 16. Gravfält, 25 fornlämningar. 500 m S om Boo gamla kyrka.

Gustavberg socken

- Nr 3. Gravfält, 45 fornlämningar. 600 m SV om Gustavsbergs kyrka.
 Nr 21. Gravfält, 25 fornlämningar. 100 m SO om Ösby.

Ingarö socken

- Nr 5. Fornborg. 1 100 m O om Lämshaga.
 Nr 9. Gravfält, 7 fornlämningar. Lämshaga.
 Nr 15. Gravfält, 10 fornlämningar. 550 m ONO om Ingarö kyrka.
 Nr 16. Gravfält, 6 fornlämningar. 300 m NO om Ingarö kyrka.
 Nr 18. Gravfält, 35 fornlämningar. 650 m OSO om Ingarö kyrka.

Nacka stad

- Nr 89. Gravfält, 10 fornlämningar. O om och invid Söderby-sjön. Nacka friluftsområde.
 Nr 94. Röse. 100 m SV om Hellasgården. Nacka friluftsområde.

Solna stad

- Nr 4. Runsten, Karlbergsparken.
Nr 18. Gravfält, 165 fornlämningar. Järva.

Danderyd socken med Djursholm stad och Stocksund köping

- Nr 4. Gravfält, 55 fornlämningar. 300 m SO om Ekeby.
Nr 9. Gravfält, 17 fornlämningar. Mörby lasarett. Undersökt och borttaget.
Nr 104. Gravfält, 40 fornlämningar. Svalnäs.
Nr 105. Gravfält, 28 fornlämningar. Svalnäs.

Lidingö stad

- Nr 4. Stensättning. 700 m V om V. Ytringe.
Nr 15—17. Gravfält i tre grupper med tillsammans 55 fornlämningar. Sticklinge gård.
Nr 23. Gravfält, 51 fornlämningar. 300 m O om Bo gård.

Stockholm stad

- Nr 2. Röse. 600 m NO om Naturhistoriska Riksmuseet.
Nr 5. Gravfält, 17 fornlämningar. Norra Djurgården. 700 m NO om Källhagen.
Nr 6. Gravfält, 17 fornlämningar. Norra Djurgården. 260 m NV om Djurgårdsbrunn och S om väg.
Nr 7. Gravfält, 27 fornlämningar. Norra Djurgården. 400 m N om Djurgårdsbrunn.
Nr 8. Gravfält, 5 fornlämningar. Södra Djurgården. 600 m ONO om Rosendal och S om väg.
Nr 11. Röse. 800 m ONO om Fiskartorpet. 650 m SO om Lilla Skuggan.

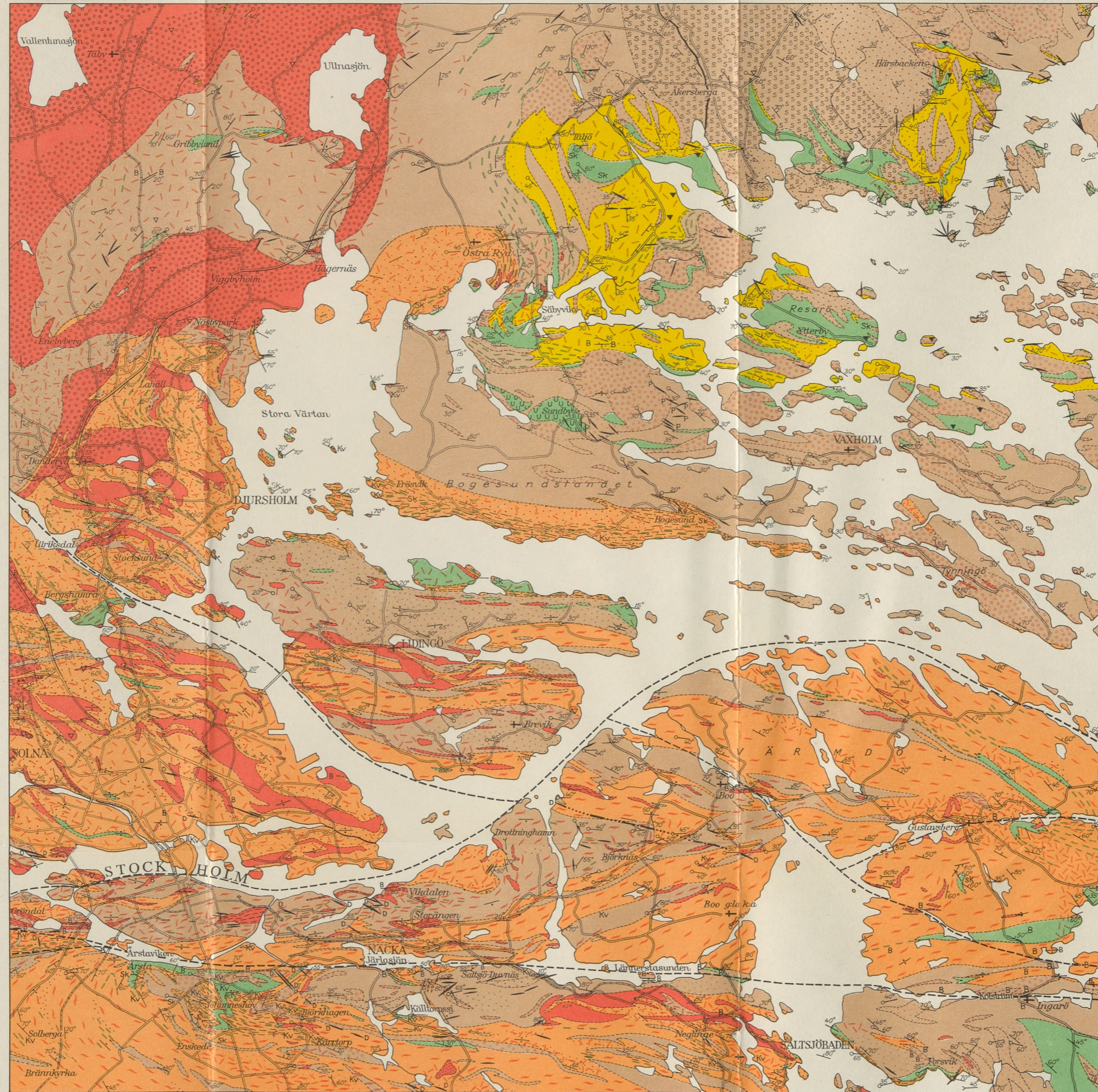
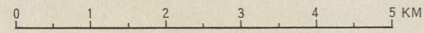
Stockholm stad, Brännkyrka församling

- Nr 12—13. Gravfält. Undersökta och borttagna.
Nr 15. Gravfält. Undersökt och borttaget.
Nr 30. Gravfält. Undersökt och borttaget.
Nr 27. Gravfält, 25 fornlämningar. 1 100 m NO om Brännkyrka kyrka. Östberga.
Nr 42. Gravfält, 16 fornlämningar. 850 m SO om Brännkyrka kyrka. Örby.
Nr 77—78. Gravfält, i två grupper med tillsammans 35 fornlämningar. N om järnvägen 1 200 m O om Bergholm, Årsta.

BERGGRUNDEN INOM KARTBLADET STOCKHOLM NO

PETROLOGICAL MAP OF THE AREA STOCKHOLM NE
G. STÅLHÖS 1961

SKALA 1:100 000



Planstruktur (skiktning, skiffrighet) *Stratification, schistosity*

- Stupning med känt gradtal
Dip with known degree
- Stupning 80—90° av i punkten angiven riktning
Steep dip
- Lodrät stupning
Vertical dip
- Obekant eller starkt växlande stupning
Dip, unknown or variable

Lineärstruktur (stänglighet) *Lineation*

- Strecket anger stänglighetens riktning, gradtalet dess stupning
Dip with known degree
- Horisontell stänglighet
Horizontal lineation

Veckaxlar *Foldaxes*

- Strecket anger veckaxelns riktning, gradtalet dess stupning
Dip with known degree
- Horisontell veckaxel
Horizontal foldaxes
- Stenbrott
Quarry
- Fältspatbrott
Quarry for feldspar

- Förkastningszon. Breccia och mylonit
Fault zone. Breccia and mylonite
- Diabas
Dolerite
- Inneslutna brottstycken av äldre bergarter
Inclusions and fragments of older rocks
- Granit, aplit och pegmatit, gångsvärmar och små massiv
Granite, aplite and pegmatite, swarms of dikes and small masses
- Pegmatit
Pegmatite
- Yngre granit, jämnkornig och förskiffrad
Young granite, even-grained and schistose
- Yngre granit, jämnkornig
Young granite, even-grained
- Yngre granit, porfyrisk
Young, porphyritic granite
- Ädror och sliror av fältspat och kvarts
Veins and schlieren of feldspar and quartz
- Gångar av amfibolit och porfyrit (p)
Dikes of amphibolite and porphyritic amphibolite (p)
- Ultrabasisk gabbro
Ultrabasic gabbro
- Gnejsgranit (sur och intermediär) som små massiv
Gneissgranite (acid-intermediate), small masses
- Gnejsgranit, kvartssyenitisk
Gneissgranite, quartz-syenitic
- Gnejsgranit, röd, sur
Gneissgranite, red, acid
- Gnejsgranit, småporfyrisk, halvur, grå-röd — röd
Gneissgranite, semiacid, somewhat porphyritic, grayish-red — red
- Gnejsgranit, ögonförande
Porphyritic gneissgranite
- Gnejsgranit, grå, plagioklasdominant
Granodiorite
- Gnejsgranit, basisk (kvartsdiorit)
Tonalite
- Metabasit, större brottstycken och skivor
Large inclusions of metabasite
- Gabbro, diorit, amfibolit och annan metabasit (skillersten = sk)
Gabbro, diorite, amphibolite and other sorts of metabasite (pyroxenite = sk)
- Skiffergnejs, ögonförande, granitisk
Porphyritic granitic metaargillite
- Sedimentgnejs, ouppdelad eller väsentligen av skifferursprung
Sedimentary gneiss, undivided or mostly of metaargillitic origin
- Sedimentgnejs, delvis ursprungligen gråvackebetonad
Sedimentary gneiss, partly metagraywacke
- Sedimentgnejs med inslag av metaarenitiska led och kvartsit (kv)
Sedimentary gneiss including metaarenitic and quartzitic (kv) layers
- Leptitgnejs, gnejs av leptitursprung, röd, sur
Leptite gneiss, gneiss of leptitic origin, red, acid
- Leptitgnejs, gnejs av leptitursprung, grå, intermediär
Leptite gneiss, gneiss of leptitic origin, gray, intermediate
- Leptitgnejs, gnejs av leptitursprung, mörkgrå, basisk
Leptite gneiss, gneiss of leptitic origin, dark gray, basic

KARTANS OMFATTNING = TOPOGR. KARTAN 10 I NO

PRIS 5 KRONOR

Distribueras genom

GENERALSTABENS LITOGRAFISKA ANSTALT
STOCKHOLM 16

Kungl. Boktryckeriet P. A. Norstedt & Söner

Stockholm 1964