SVERIGES GEOLOGISKA UNDERSÖKNING

SER. Aa Kartblad i skalan 1:50 000 med beskrivningar. N:o 187

BESKRIVNING

TILL

KARTBLADET VÅRVIK

AV

WALTER LARSSON OCH RAGNAR SANDEGREN

MED EN TAVLA

Pris 10 kronor
(med karta)

STOCKHOLM 1956
KUNGL. BOKTRYCKERIET. P. A. NORSTEDT & SÖNER
561346

SVERIGES GEOLOGISKA UNDERSÖKNINGS SENAST UTKOMNA PUBLIKATIONER ÄRO:

Ser. Aa. Geologiska kartblad i skalan 1 : 50 000 med beskrivningar.

Priset för karta i ser. Aa med beskrivning är 10:— kr, för karta enbart 8:— kr.
(Price: map sheet + descriptive text Sw. kr. 10:—, map sheet Sw. kr. 8:—)

N:o 187 *Vårvik* av W. Larsson och R. Sandegren. 1956
» 188 *Avesta* av G. Lundqvist och S. Hjelmqvist. 1946
» 189 *Falun* av O. Kulling och S. Hjelmqvist. 1948
» 190 *Söderfors* av R. Sandegren och B. Asklund. 1948
» 191 *Untra* av R. Sandegren och P. H. Lundegårdh. 1949
» 192 *Onsala* av R. Sandegren och P. H. Lundegårdh. 1952
» 193 *Gränna* av P. Geijer, B. Collini, H. Munthe och R. Sandegren. 1951
» 194 *Säter* av S. Hjelmqvist och G. Lundqvist. 1953
» 195 *Särö* av P. H. Lundegårdh och R. Sandegren. 1953
» 196 *Västerås* av P. H. Lundegårdh och G. Lundqvist. 1954
» 197 *Laholm* av W. Larsson och C. Caldenius. T. v. utan beskrivning
» 198 *Halmstad* av W. Larsson och C. Caldenius. » » »
» 199 *Uppsala* av P. H. Lundegårdh och G. Lundqvist. With English summaries. 1956

Ser. Ad. Agrogeologiska kartblad i skalan 1 : 20 000 med beskrivningar.

Priset för karta i ser. Ad med beskrivning är 8:— kr, för karta enbart 6:— kr.
(Price: map sheet + descriptive text Sw. kr. 8:—, map sheet Sw. kr. 6:—)

N:o 1 *Hardeberga* av G. Ekström. 1947, karta med beskrivning
» 2 *Lund* » » 1953, » » »
» 3 *Revinge* » » » t. v. utan beskrivning
» 4 *Löberöd* » » » t. v. » »
» 5 *Örtofta* » » » t. v. » »
» 6 *Kävlinge* » » 1955, t. v. » »
» 7 *Teckomatorp* » » 1955, t. v. » »
» 8 *Trollenäs* » » 1955, t. v. » »
» 9 *Bosjökloster* » » 1956, t. v. » »

Årsbok 48 (1954)

N:o 536 Gavelin, S., A telluride assemblage in the Rudtjebäcken pyrite ore, Vesterbotten, N. Sweden. 1954. 1,00
» 537 Jerlov, N., och Kullenberg, B., Undersökning rörande spridning och avsättning av i vattnet suspenderat slam vid utstjälpning av mudder i Byfjorden våren 1953. English summary. 1954 2,00
» 538 Tullström, H., Hydrogeologiska förhållanden inom Slite köping på Gotland. English summary. 1956 1,50
» 539 Järnefors, B., Skredet vid Intagan år 1648. In print . . . . . .
» 540 Byström, A. M., Mineralogy of the Ordovician bentonite beds at Kinnekulle, Sweden. 1956 4,50

Årsbok 49 (1955)

N:o 541 Pilava-Podgurski, N., Nya geologiska undersökningar vid Utö järnmalmsfält. English abstract. 1956 3,00
» 542 Hjelmqvist, S., On the occurrence of ignimbrite in the Pre-Cambrian 1956 1,00
» 543 Kautsky, G., Ein Beitrag zur Stratigraphie und dem Bau des Skelleftefeldes, Archaikum, Nordschweden. In print . . . . . .
» 544 Lundegårdh, P. H., Petrology of the Uppsala region, Eastern Sweden. In print . . . . . .
» 545 Båth, M., An earthquake catalogue for Fennoscandia for the years 1891—1950. 1956 3,00

Årsbok 50 (1956)

N:o 546 Åhman, E., De glasiga diabasgångarna i Djupviks kalkbrott, Björkvik s:n, Södermanland. — English abstract. In print. . . . . .
N:o 547 Lundblad, B , On the statigraphical value of the megaspores of Lycostrobus scottii. — In print . . . . . .

Forts. å omslagets 4:de sida

SVERIGES GEOLOGISKA UNDERSÖKNING

SER. **Aa** Kartblad i skalan 1 : 50 000 med beskrivningar. N:o **187**

BESKRIVNING

TILL

KARTBLADET VÅRVIK

AV

WALTER LARSSON OCH RAGNAR SANDEGREN

MED EN TAVLA

STOCKHOLM 1956
KUNGL. BOKTRYCKERIET. P. A. NORSTEDT & SÖNER
561346

Tillhörande geologiska kartblad samt berggrundskarta (Tavla 1) är för publicering godkända av Rikets allmänna kartverk den 4 december 1956.

INNEHÅLL

Sid.

Inledning av RAGNAR SANDEGREN. Kartbladets omfattning. Topografiska förhållanden. Sjöar och vattendrag. Vegetation. Bebyggelse och näringar. Kommunikationer. Huvuddragen av områdets geologiska utveckling 5

Berggrunden av WALTER LARSSON 10

St. Le-Marstrand-serien 12

Grå ådergnejs 13

Rödgrå ådergnejs 15

Amfibolitisk ådergnejs 15

Ultrabasiska bergarter, täljsten 16

Pegmatitgångar 21

St. Le-Marstrand-seriens tektonik 22

Åmålsformationen 23

Fältspatkvartsit 24

Piemontitkvartsit 25

Vulkaniter 27

Sura vulkaniter 27

Kataklastiskt skiffriga sura vulkaniter 28

Gnejsigt skiffriga sura vulkaniter 30

Hornbländeporfyroblastisk leptit 31

Intermediära vulkaniter 32

Basiska vulkaniter 33

Lokal granitbildning in situ ur sura vulkaniter 34

Pegmatitgångar 36

Sammansatta pegmatit-granitgångar 36

Åmåls-Kroppefjällsgranitserien 37

Diorit 38

Kataklastiskt skiffrig diorit 39

Gnejsigt skiffrig diorit 40

Slirgnejsig diorit 40

Åmålsgranit 40

Kataklastiskt skiffrig Åmålsgranit 42

Gnejsigt skiffrig Åmålsgranit 43

Slirgnejsig Åmålsgranit 44

Intermediär granit 45

Kataklastiskt skiffrig intermediär granit 47

Gnejsigt skiffrig intermediär granit 48

Slirgnejsig intermediär granit 50

Kroppefjällsgranit 51

Kataklastiskt skiffrig Kroppefjällsgranit 54

Gnejsigt skiffrig Kroppefjällsgranit 56

Slirgnejsig Kroppefjällsgranit 57

Grönstensgångar 59

Dalformationen 62

Arkos 63

Konglomerat 66

Kvartsitsandsten 71

Sid.

Kloritsten ... 76
Leukodiabas ... 78
Malmrik salisk slira ... 79
Gartjärnsbreccian ... 81
Sprickfyllnader av klorit ... 84
Lerskiffer ... 86
Kalkig breccia ... 88
Kvartsit ... 91
Lianeskiffer ... 92
Dalformationens tektonik ... 94
Edslanområdet ... 100
Östra Silen-stråket ... 103
V. Solsjö-området ... 105
Stråket Svärdlången—Västra Silen ... 106
Lelångenstråket ... 109
Gångar yngre än Dalformationen ... 110
Äldre pegmatitserien ... 110
Pegmatit ... 110
Fältspatförande kvartsgångar ... 112
Kvartsgångar och kvartsbreccior ... 112
Bohusgranitpegmatit och Bohusgranitaplit ... 114
Diabasgångar ... 117
Kaolinvittring ... 120
Bergarter och mineralförekomster av praktiskt geologiskt intresse ... 122
Stenbrott ... 123
Täljsten ... 123
Kvartsitsandsten ... 123
Gruvförsök och skärpningar ... 123
Kopparkis och nickelförande magnetkis ... 123
Magnetkis ... 124
Kopparglans ... 124
Blyglans ... 124
Svavelkis ... 125
Järnmalm ... 125

Jordlagren (Kvartära bildningar) av RAGNAR SANDEGREN ... 128
Glaciala bildningar ... 128
Räfflorna och inlandsisens avsmältning ... 129
Moränbildningar ... 132
Isälvsavlagringar ... 135
Nivåförändringarna ... 138
Senglaciala marina bildningar ... 140
Postglaciala bildningar ... 146
Landskulptur och markvittring ... 146
Torvmarker ... 147
Svämbildningar ... 159
Järnockra och sjömalm ... 160
Klimatets och vegetationens utveckling ... 160
Jordarternas praktiska användning ... 164

Källor ... 165

Fornlämningar ... 166

Inledning

Av Ragnar Sandegren

Kartbladets omfattning. Det geologiska kartbladet Vårvik i skalan 1 : 50 000 (661 km²), motsvarande nordvästra fjärdedelen av topografiska bladet Åmål i skalan 1 : 100 000, faller dels inom Älvsborgs, dels inom Värmlands län.

Till bladområdet höra följande socknar och sockendelar:

inom Älvsborgs län:

av Tössbo härad: nordvästra delen av Edsleskogs socken;

av Vedbo härad: hela Vårviks, östra delen av Torrskogs samt norra delarna av Laxarby och Ärtemarks socknar;

inom Värmlands län:

av Gillbergs härad: västra delen av Svanskogs och sydvästligaste delen av Långseruds socken;

av Nordmarks härad: södra delen av Silleruds och sydligaste delen av Blomskogs socken.

Topografiska förhållanden. Den trakt bladet Vårvik omfattar tillhör ett av södra Sveriges starkast kuperade områden. Det är ett genom förkastningar och sprickdalar sönderbrutet land, där vidsträckta bergsplatåer skiljas från varandra av brant nedskurna, djupa och smala dalgångar, i stor utsträckning intagna av sjöar. Höjdskillnaden mellan bergsplatåernas krön och dalarnas sjöytor uppgår ofta till 100, i några fall till 150 meter. Landskapet utmärkes därför av en kärv och storvulen naturskönhet.

De högsta områdena ligga inom kartbladets östra del (se höjdkartan, Fig. 36). Dess högsta punkt, NO om Björndalen i Edsleskogs socken, når 298 m ö. h. Därnäst komma Sulekullen i Laxarby, 284 m, Nicktjärnsberget i Svanskog, 277 m och Gölekullen i Edsleskog 274.5 m. Inom bladets mellersta del nå Egesknatten vid gränsen mellan Vårviks och Ärtemarks socknar 261.5 m och Delekullen vid gränsen mellan Vårviks och Laxarby socknar 255 m. Inom bladets västra del nå de högsta punkterna något mer än 200 m ö. h. Bladets lägsta nivå, 91.4 m ö. h. bildas av Svan-sjöarnas yta i Svanskogs socken.

De tektoniska förhållanden, som betinga berggrundens ytformer och förklara dessas uppkomst, komma i det följande att behandlas i samband med berggrundsbeskrivningen.

Sjöar och vattendrag. Området är rikt på sjöar. De största äro Ö. Silen, V. Silen och Lelången. Ö. Silen (102.5 m ö. h.) avbördar genom en kort å vid Krokfors i Vårviks socken sitt vatten till V. Silen (96.7 m). Från V.

Silen avrinner vattnet dels vid Skifors S ut till Svärdlången (94 m), dels vid Gustavsfors till Lelången (93.7 m). Såväl Lelången som Svärdlången avrinna S ut till den på bladet Baldersnäs belägna Laxsjön och därifrån till Vänern.

Till Ö. Silen föres vattnet från ett stort antal sjöar, av vilka de största äro Limmen (119.2 m) i Laxarby, Lystjärn (115.6 m) i Silleruds och Vassjön (108.1 m) i Silleruds och Vårviks socknar. V. Silens viktigaste tillflöde kommer som nämnt från Ö. Silens vattenområde, men dessutom märkes en å, som kommer från den vid norra bladgränsen belägna Bodasjön (115 m) och mynnar i den rikt förgrenade Byfjorden i Vårviks socken. Till Lelången avrinna Olerudssjön (104.9 m) i Blomskogs socken samt alla inom bladets sydvästra del belägna sjöar. Bland dessa märkas Sillsjön (134.4 m) och Flatetjärn (106.9 m), från vilka bäckar flyta direkt till Lelången, samt Ögnesjön (143.2 m) och Askesjön (137.0 m), från vilka vattnet genom en å, som genomflyter Megesjön (125.3 m) och Håltjärn (108.6 m), föres till den vid södra bladgränsen belägna Fillingen och därifrån genom den på bladet Baldersnäs liggande Ärtingen till Lelången.

Från de inom bladets östra del liggande sjöarna Ämneskogssjön (136.2 m), Väster Svan och Mellan Svan (91.4 m) föres vattnet till den på bladet Säffle belägna Harefjorden och därifrån till Vänern. Vattnet från Fursjön (143.7 m), Dalsjön (129.3 m) och Ömmeln (123.1 m) avrinner öster ut till ett par på bladet Säffle belägna sjöar för att slutligen genom Åmålsån nå Vänern vid Åmål. Vattnet från Edslan (129 m) avrinner söder ut, passerar genom flera å bladet Baldersnäs belägna sjöar till Ånimmen och från denna sjö till Vänern.

I samband med områdets starkt brutna topografi står förhållandet, att härvarande sjöar ofta nå betydande djup, vilket framgår av utförda lodningar. Sådana föreligga från områdets flesta större sjöar utom från V. Silen och större delen av Ö. Silen. A. Sandell har publicerat detaljerade djupkartor över Edslan, Limmen, Svärdlången och Ö. Silens sydligaste del.[1]

Områdets största uppmätta sjödjup, 47 m, ligger i Lelången, Ö om Torrskogs kyrka. I sjöns södra del finnes ett djup på 45.5 m Ö om Herrenäs och ett på 38 m SO om Storön. I sjöns norra del finnes ett djup på 39 m mellan Ekenäs och Gummenäsön.

Ö. Silens södra vik når SO om Gällsnäs ett djup av 41.5 m. Svärdlångens största djup, 36 m, ligger i sjöns norra del mellan Bastnäs och Ödegården.

Edslan har V om Tollersbyn ett djup av 30 m, men S härom finnes inom bladet Baldersnäs ett djup på 35 m. Ömmelns största djup, 24.5 m, ligger S om Storön. De största djupen i Ämneskogssjön, Ö om Kyrkudden, i Väster Svan, SO om Skeppenäs, och i Dalsjön, N om Dalen, uppgå till 18 m. Limmens största djup, 14.7 m, ligger N om Ögård och Mellan Svans, 12 m, OSO om Noresund.

Vid sjöstränderna ser man ej sällan, huru stora block av sjöisen skjutits

[1] Arne Sandell: Tektonik och morfologi inom Dalformationen med omgivande urbergsterräng. Lund 1941.

samman till s. k. strandbarrikader. Som exempel må nämnas en av A. Hj. Olsson 1918 gjord iakttagelse vid Edslans strand N om Backögården. Här hade block av t. o. m. 1.5 m:s genomskärning skjutits ända till 4 à 5 m in åt land, vilket framgick av de spår de isskjutna stenarna efterlämnat.

Vegetation. Området är mycket skogrikt. Skogen består mestadels av blandskog av tall, gran och björk. Å många av de större höjderna, där kartan markerar kalt berg, växer gles och marig tallskog, som finner rotfäste i sprickor och sådana skrevor, där jordart av så obetydlig utsträckning förefinnes, att den ej kunnat utmärkas å kartan. Utmed sjöstränder, åar och bäckar uppträder flerstädes al. I en del dalgångar med bättre jordmån träffas smärre bestånd av ädla lövträd. Så växa t. ex. ek och hassel på udden Ö om skolhuset vid Kråkviken i Vårviks socken. De områden, där berggrunden utgöres av lerskiffrar tillhörande Dalformationen, visa över huvud taget en mera yppig vegetation, än man eljest träffar i dessa trakter. En i denna landsända rätt sällsynt art, dvärgbjörken *(Betula nana)*, har iakttagits på en flackmosse vid Långmyren i Ärtemarks socken.

Bebyggelse och näringar. Bebyggelsen inom bladet Vårvik är huvudsakligen knuten till tvenne helt olika, men av de geologiska förhållandena betingade naturtyper. Bygd har sålunda brutits i dalgångarna och de större sjöarnas omgivningar, där sand- och leravlagringar och i viss mån torvmarker erbjuda för odling lämpade jordarter. Å andra sidan finnas stora byar uppe på krönet av sådana höjder, som ligga ovanför den gräns, till vilken havet nådde vid istidens slut. Här utgöres den odlade marken av finjordsrik pinnmo, som är ett förträffligt underlag för åkerbruk. Den höga belägenheten medför också den fördelen, att åkerjorden är lätt att dränera och mindre utsatt för nattfrost, än vad fallet är nere i dalarna. Som exempel på sådan bebyggelse må nämnas Bergane i Edsleskog, Kallhem och Lund i Laxarby, Gällsbyn i Ärtemark, Flolanda och Gullbrandsbyn i Torrskog, V. och N. Kärr i Vårvik, Leverheden och L. Mosstakan i Svanskog, Hult och Hultstorp i Sillerud.

Inom de områden, som i avseende på höjdläge ligga mellan nyssnämnda höjdplatåer och dalbottnarna och som ofta bilda branta sluttningar, är marken i regel stenig och oländig samt bevuxen med skog. Skogsbruket har i dessa trakter större ekonomisk betydelse än jordbruket.

Områdets enda industrisamhälle är Gustavsfors, där mineralullfabrik och mekanisk verkstad finnas. Elektriska kraftstationer finnas vid Krokfors i Vårviks, SSV om Ögården i Blomskogs, SSO om Ödebyn i Svanskogs och vid Håltjärn i Ärtemarks socken.

Kommunikationer. Inom bladets västra del går järnvägslinjen Mellerud—Arvika med stationer vid Svärdlång, Kråkviken, Gustavsfors och Rösstegen, inom dess östra del linjen Åmål—Årjäng med stationer vid Ömmeln, Källtegen, Värml. Ödebyn, Kyrkudden och Humletorp. På sträckan Svanskog—

Årjäng har emellertid trafiken numera lagts ned. Sjöarna Lelången, V. Silen och Ö. Silen stå genom Dalslands kanal i förbindelse med Vänern. Slussar finnas vid Gustavsfors och Krokfors.

Huvuddragen av områdets geologiska utveckling

Om man bortser från ett system av möjligen postarkeiska diabasgångar, som uppträda i trakten SV om Lelången, tillhör områdets berggrund helt och hållet urberget, som i sig innesluter de äldsta på vår jord uppträdande geologiska formationerna. Bladet Vårviks urberg uppvisar ett osedvanligt stort antal bergarter av olika strukturtyp och ålder. Bland dessa dominera graniter och ur dem framgångna gnejsiga bergarter. Tre skilda serier eller formationer av suprakrustala bergarter ha kunnat urskiljas. Dessa ha en gång på ett eller annat sätt bildats på jordytan, men ha sedan genom bergskedjeveckning utsatts för tryck, förskjutningar och partiell uppsmältning, som medfört en betydande omvandling. Därjämte ha de delvis påverkats av från djupet uppträngande smälta massor av granit och genomsättas ofta av pegmatit.

Den äldsta suprakrustalformationen, som blivit starkt omvandlad till gnejser med karaktär av ådergnejs, förekommer inom området SV om Lelången.

Den närmast yngre, Åmålsformationen, uppträder huvudsakligen inom kartbladets östra och södra delar. Den sammansättes av vulkaniska bergarter, porfyrer och grönstenar, samt sediment, delvis i förskiffrat eller förgnejsat skick. I samband med Åmålsformationens veckning och nedsänkning i jordskorpans djupare delar uppkommo stora mängder granitiska bergarter, bl. a. Åmåls- och Kroppefjällsgranit, vilka bilda huvudmassan av bladets berggrund, ehuru till stor del i förskiffrad eller gnejsig utbildning.

Dalformationen, den yngsta suprakrustalformationen inom bladet, avsattes på ett underlag, i vilket såväl Åmålsformationens sediment och vulkaniter som Åmåls- och Kroppefjällsgraniterna ingå. En omfattande erosionsperiod måste därför ha föregått Dalformationens avlagring. Denna inleddes med bildning av ett konglomerat, som ofta genom sin grovlek anger en stark relief hos den dåvarande landytan. Stundom övergår konglomeratet nedåt i en föga omlagrad vittringsprodukt av underlagrande bergart, en arkos. Ovanpå konglomeratet följa sandiga och sedan leriga sediment, angivande avsättning i ett sjunkande, av vatten täckt område, en s. k. geosynklinal. Medan denna sänkning pågick, inträffade vulkaniska utbrott, varvid lavor utströmmade. Efter lerskifferns avlagring började formationens hopveckning. Därunder avsattes kvartsrika och sedan gråvackeartade sediment, Lianeskiffer, som utgör Dalformationens yngsta led.

Dalformationens veckning innebar först en sammanveckning av lagren, vilken kulminerade i överskjutningar, varvid en intensiv mylonitisering av bergarterna skedde längs förskjutningsplan, som i stort stryka vinkelrätt mot det från öster och väster verkande trycket. Senare inträdde blockrörelser

efter branta, diagonalställda ytor, av vilka de, som stryka i NV—SO, äro mest framträdande inom bladet Vårvik.

Även stora partier av Dalformationens underlag påverkades av bergskedjeveckningen, och under denna framträngde heta magmatiska lösningar, som gåvo upphov till de gångar av pegmatit, som genomsätta berggrunden. För övrigt har man kunnat påvisa, att pegmatitgångar av flera vitt skilda åldrar uppträda inom bladet. Yngst bland dessa äro sådana, som härröra från den utanför bladområdet anstående Bohusgraniten. Dessa gångar genomskära skarpt även Dalformationens kvartsitsandsten, varigenom Bohusgraniten, vars ålder förut ej var säkert fastställd, visats vara yngre än Dalformationen. Ännu yngre äro slutligen de ovannämnda inom bladets sydvästra del uppträdande diabasgångarna, vilka synas helt opåverkade av tektoniska rörelser.

Från den ofantliga tidrymd, som förflutit efter dessa diabasgångars bildning och fram till istiden, finnas inga vare sig eruptiva eller sedimentära bergarter kända inom bladet Vårvik. Området torde sannolikt ha utgjort land, och dess yta var utsatt för erosion, varvid de djupa dalarna utskulpterades längs berggrundens svaghetszoner. En kraftig kemisk förvittring av bergarterna ägde också rum, varom en liten förekomst av starkt kaolinvittrad breccia i Kroppefjällsgranit på näset mellan Lelången och Svärdlången ger en antydan.

Den relief, som uppstod enbart genom den prekvartära landskulpturen, torde emellertid icke på långt när ha varit så skarp som den nuvarande. För denna ha vi att tacka landisens eroderande verksamhet under istiden, vilken inföll under kvartärperiodens förra del. Då inträdde nämligen en allmän klimatförsämring, vilken hade till följd, att bl. a. största delen av norra Europa täcktes av väldiga massor av inlandsis Den nordeuropeiska nedisningen började med all sannolikhet inom den skandinaviska halvöns högsta delar, varifrån ismassorna småningom utbredde sig allt längre åt olika håll. Under nedisningens maximum rörde sig isen i stort sett från det nedisade områdets centrum, där den anhopats till betydande mäktighet, och ut emot periferien, där mildare luftstreck tvang den att smälta.

De lösa jordlager, som i viss mån täcka den fasta berggrunden, ha bildats under kvartärtiden. De bestå dels av krossat bergartsmaterial, som inlandsisen vid sitt bortsmältande kvarlämnat, dels av sådana sediment, som avsatts i hav och sjöar, efter det att isen lämnat området, dels slutligen av bildningar uppkomna på land. Dessa lösa jordlager bära, såsom vi i det följande skola se, vittne om traktens växlingsrika och intressanta utvecklingshistoria under kvartärtiden ända fram till våra dagar.

Efter denna allmänna överblick kunna vi övergå till en närmare beskrivning av inom bladet förekommande berg- och jordarter samt till en mera detaljerad framställning av traktens geologi.

Berggrunden

Av Walter Larsson

Kartbladet Vårvik omfattar en del av västra Sverige, vars berggrund uppbygges av ett stort antal bergarter av olika ålder, uppkomstsätt och strukturell utbildning. Med viss reservation för de yngsta diabasgångarna, vilkas ålder ej kan anses slutgiltigt fastställd, ha alla bergarter inom bladområdet bildats före den kambriska tiden, d. v. s. de äro prekambriska. Huvudmassan av dem är att hänföra till de yngre delarna av det egentliga urberget.

Bergarterna inom bladområdet kunna med hänsyn till sitt uppkomstsätt indelas i suprakrustalbergarter, som en gång bildats vid jordytan, och djupbergarter, vilka uppkommit på större eller mindre djup i jordskorpan genom kristallisation ur bergartssmältor av olika slag. Därtill komma som en tredje huvudgrupp gångbergarterna, vilka utfylla sprickor i tidigare bildade bergarter. Det finns gångar av olika ålder och sammansättning inom bladområdet. De utgöra emellertid procentuellt en relativt ringa del av berggrunden i sin helhet.

Suprakrustalbergarterna inom kartområdet kunna uppdelas på tre åldersskilda serier eller formationer, nämligen 1) en äldsta serie gnejser, för vilka här införes beteckningen St. Le—Marstrand-serien, 2) den yngre Åmålsformationen och 3) Dalformationen, som är den yngsta bergartsserien inom detta område. I alla tre serierna ingå bergarter av såväl rent sedimentärt som vulkaniskt ursprung. Mot slutet av varje series avlagringstid förbyttes de förut relativt lugna förhållandena i en period, då kraftiga tangentiella spänningar i jordskorpan utlöstes i sammanskjutningar och förskjutningar inom densamma. Härvid blevo de ursprungligen mer eller mindre horisontellt avlagrade suprakrustalbergarterna uppresta och veckade, i vissa fall förflyttade efter brottytor med olika lägen i förhållande till de sammanskjutande krafterna. Genom dessa veckningar och andra tektoniska processer fördes delar av de suprakrustala formationerna ned till större eller mindre djup i jordskorpan, varvid de utsattes för inverkan av ökad temperatur. Genom den kombinerade verkan av ökad temperatur och riktat tryck undergingo bergarterna vissa förändringar med hänsyn till struktur och även sammansättning. I det senare fallet har man att räkna med omflyttningar av material inom bergartskomplexen eller en dispers tillförsel från djupare delar av jordskorpan. Graden av omvandling eller metamorfos växlar inom olika delar av samma suprakrustalformation. I stort sett är dock metamorfosgraden störst

i den äldsta bergartsserien och minst i den yngsta sedimentformationen, Dalformationen.

Under eller i nära tidsanslutning till de nämnda veckningsperioderna uppträngde från djupare nivåer bergartssmältor, magmor, vilka antingen bröto igenom ända till den dåvarande jordytan och gåvo upphov till den vulkaniska andelen av suprakrustalbergartsserierna eller kristalliserade i större eller mindre kroppar på högre eller lägre nivå i jordskorpan som djupbergarter, intrusiv. Mängden och den inbördes proportionen mellan de vulkaniska och de intrusiva bergarterna i den nuvarande berggrundsytan ävensom den kemiska variationsbredden växla starkt inom de tre bergartsserierna.

Inom St. Le—Marstrand-serien äro yteruptiven av såväl basisk som mera sur sammansättning. De med denna serie förbundna djupbergarterna äro av ultrabasisk eller basisk typ, men utgöra relativt små förekomster. Gnejsgranitiska bergarter jämförbara med dem, som i andra delar av dess utbredningsområde ingå i denna gnejsserie, ha icke påträffats på kartbladet Vårvik.

Åmålsformationens vulkaniter, som utgöra en väsentlig del av formationens lagerföljd, växla även från basiska till sura typer, av vilka de senare synas överväga. De i samband med formationens veckning uppkomna djupbergarterna, Åmåls—Kroppefjällsgraniterna, äro den inom kartbladet dominerande bergartsgruppen med typer växlande från dioriter över basiska och intermediära till sura och extremt saliska, d. v. s. på mörka mineral fattiga graniter.

I Dalformationens suprakrustalbergartsserie ingå endast basiska effusiv av den speciella typ, som kallas spilit. Den gamla beteckningen kloritsten, som i själva verket för detta område är föga adekvat, antyder emellertid, att bergarten i samband med Dalformationens veckning undergått en mer eller mindre genomgripande omvandling. Frånsett en mindre förekomst av en intressant intrusivbergart, den s. k. Gartjärnsbreccian, som av petrografiska och andra skäl anses stå i visst genetiskt samband med den spilitiska kloritstenen, äro samtliga djupbergarter inom bladområdet äldre än Dalformationen. Ej långt norr om kartbladets västra del börjar emellertid ett komplex av större och mindre intrusioner av den granit, som kallats Blomskogsgranit men som petrografiskt och till sitt geologiska uppträdande är identisk med Bohusgraniten i norra Bohuslän. Denna värmländska förekomst av Bohusgranit omgives av en bred zon med rikliga gångar av aplit och pegmatit av en typ, som även uppträder som gångar i Bohusgraniten själv och uppenbarligen står i nära genetiskt förhållande till granitmassiven i fråga. Denna aureol av aplit- och pegmatitgångar inkommer i nordvästra hörnet av kartbladet Vårvik och överskär det nordligaste stråket av Dalformationen härstädes. Förhållandet mellan dessa gångar och Dalformationens sediment visar, att Bohusgraniten är yngre än denna formation och att granitens intrusion skett vid en tidpunkt, då dess hopveckning i huvudsak var avslutad. Bohusgraniten kan därför betecknas som sentektonisk i förhållande till den sista huvuddeformationsfasen inom det västsvenska urberget. Denna har parallelliserats med bergskedjeveckningen i östligaste delen av Fennoskandia, i stråket från trak-

ten öster om Ladoga genom Karelen till norra svenska Lappland, vilken på senare tid benämnts den Karelska orogenesen. På grund av viss oklarhet beträffande de karelska sedimentformationernas avgränsning och den karelska orogenesens omfattning i tid och rum har för den yngsta tektoniska cykeln i västra Sverige här använts den neutrala beteckningen den Dalslandiska orogenesen.

Den detaljerade tektoniska analysen av kartbladets berggrund har givit till resultat, att den dalslandiska orogenesen ej blott deformerat Dalformationens bergarter utan även på ett genomgripande sätt satt sin prägel på och omformat äldre strukturer även i Dalformationens underlag inom en bred, central, mot norr i bredd tilltagande zon från Lelången i väster till stråket Edslan—Svansjöarna i öster. Inom detta av dalslandisk deformation präglade område märkes en tydlig zonering i nord—sydlig riktning med hänsyn till metamorfosens art. Denna zonering är ett resultat av från söder mot norr stigande tryck och temperatur eller annorlunda uttryckt, den nuvarande berggrundsytan motsvarar ett mot norr allt djupare snitt under jordytan vid tiden för den dalslandiska orogenesen.

Utanför de ovan angivna gränserna för den centrala, övervägande dalslandiskt deformerade zonen har berggrunden erhållit sin strukturella utbildning i huvudsak redan före Dalformationens avlagring. Sålunda äro de tektoniska förhållandena i området öster om zonen i fråga, d. v. s. i bladets sydöstra del, norr och söder om sjön Ömmeln, väsentligen ett resultat av den närmast tidigare veckningsfasen inom kartbladsområdet, varvid Åmålsformationen veckades och Åmåls—Kroppefjällsgraniterna intruderades och delvis deformerades. Denna veckningsfas, som lämpligen kan kallas Åmålsfasen, har givetvis även gjort sig gällande inom den senare dalslandiskt deformerade zonen, men också väster om denna, väster om Lelången, där förskiffringen av graniterna av allt att döma skett redan under Åmålsfasen, även om rörelser efter vissa begränsade zoner sannolikt förekommit även under den dalslandiska orogenesen. Den äldsta veckningsfasen inom kartområdet finns givetvis dokumenterad endast inom St. Le—Marstrand-gnejsserien i bladets sydvästra del. Man har emellertid, åtminstone i de periferiska delarna av detta gnejsområde, att räkna med viss omformning av de äldre veckstrukturerna under den yngre Åmålsfasen.

St. Le—Marstrand-serien

Utbredningen av dessa gnejser är inom bladet Vårvik inskränkt till delar av området väster om sjön Lelången. Här förekomma de dels i ett större sammanhängande område, som från trakten sydost om Askesjöns östra spets vidgar sig åt väster mot kartgränsen, dels som trenne mindre partier helt omslutna av yngre graniter. Det sydligaste och största av dessa sträcker sig från mellersta delen av Megesjön cirka 2.5 km åt söder till västra sidan av Håltjärn. Ett andra, något mindre område övertvärar norra delen av Sill-

sjön och kan följas något över en km åt OSO. Den tredje och minsta av dessa isolerade gnejsförekomster är blottad i en enstaka häll strax öster om gårdarna i Stategen, ej långt från stranden av Lelången.

Grå ådergnejs

Den helt dominerande bergarten i denna gnejsserie är en grå åder- eller slirgnejs. Denna i stort enformiga, men i detalj växlande bergart består av en allt efter glimmerhalten mer eller mindre mörkt grå, vanligen påfallande småkornig massa med tydlig gnejsig skiffrighet. Parallellt med skiffrighetsplanen förefinnas ljusare grå ådror eller sliror (Fig. 1), som bestå väsentligen av kvarts och fältspat. Dessa ådror växla i frekvens, bredd och utsträckning utmed skiffrigheten. Kornstorleken, som alltid är större än huvudbergartens, ökar med ådrornas bredd och blir då allt mera pegmatitisk. Om bergarten, som ofta är fallet, blivit plastiskt veckad, följa ådrorna harmoniskt denna veckstruktur.

En mikroskopisk undersökning av slipprov av dessa bergarter visar, att huvudbergarten mellan ådrorna som viktigaste mineral innehåller kvarts, fältspat och glimmer, dock vanligen i andra proportioner än i graniter eller i eruptivbergarter över huvud taget. Kvartshalten är sålunda ofta hög, många gånger över 50 volyms-%. Stor är även halten av glimmer, som ofta betydligt överstiger fältspathalten, så att glimmerskifferartade gnejstyper uppstå. Av glimmermineralen överväger den ljusa kaliglimmern, muskoviten, i regel över den mörka järnmagnesiaglimmern, biotiten. Denna senare framträder emellertid vanligen tydligare för blotta ögat dels genom sin mörka färg, dels därigenom, att den bättre än muskoviten inordnats i den allmänna parallellstrukturen. Kalifältspat saknas praktiskt taget helt, och fältspaten är en kalknatronfältspat, en plagioklas av oligoklasens sammansättning.

Dessa petrografiska drag tala för att en stor del av denna gnejs är av sedimentärt ursprung och att den uppkommit genom metamorfos av med sandstensmaterial inblandade lersediment eller leriga sandstenar. Med denna genetiska tolkning är fullt förenlig förekomsten i gnejsen av stråk med impregnationer av svavel- och magnetkis. Sådana stråk, som i bergytan lätt iakttagas genom gnejsens benägenhet att vittra och rostfärgas, förekomma exempelvis vid stranden av Askesjön cirka 1.5 km VNV om Hökhult, ytterst på udden sydost om Bollnäs och 250 m väster om Vårdalstjärn.

De ljusa ådrorna i ådergnejsen innehålla samma mineral som bergarten mellan ådrorna, dock med stor övervikt för kvarts och fältspat, vilken senare är en plagioklas av ungefär samma sammansättning som i bergartens huvudmassa. Detta talar för att ådrorna ej uppkommit genom injektion av material utifrån utan genom segregation av det relativt lättlösligare materialet i suprakrustalbergarten själv under medverkan av viss mängd lösningsmedel, förhöjd temperatur och små differentialrörelser efter skikt- eller skiffrighetsplan under bergartsseriens veckning. Ådergnejsen är därför att beteckna som en venit. För denna tolkning talar vidare den omständigheten, att ådrorna

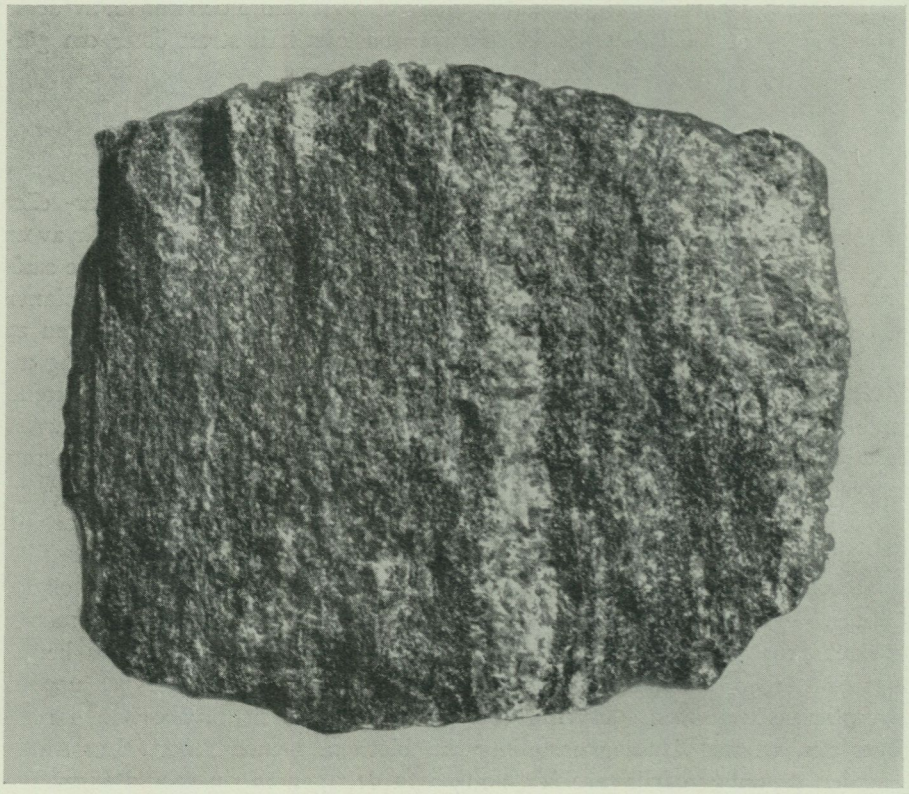


Fig. 1. Grå ådergnejs från St. Le-Marstrand-serien. Nära skärpningen 750 m VSV om Vårdalstjärn, Torrskogs socken. Cirka $^4/_5$ av nat. storl.[1]

ofta omges av zoner med upp till någon cm :s bredd av mörkare färg än gnejsen i sin helhet (Fig. 2). Dessa mörkare band utmed ådrorna synas markera de zoner, från vilka ådrornas kvarts-fältspatmaterial väsentligen tagits och där alltså en relativ anrikning av mörka mineral, främst biotit, ägt rum.

Även om större delen av den grå ådergnejsen torde vara av rent sedimentärt ursprung, ingå dock otvivelaktigt även vulkaniska bergarter i densamma, ehuru de vanligen på grund av den höga metamorfosgraden äro svåra att identifiera. Inom det isolerade ådergnejsområdet mellan Megesjön och Håltjärn är metamorfosgraden lokalt lägre och ådrorna då glesa och tunna. Bergarten visar här delvis en tämligen väl bevarad porfyrstruktur. I den brunaktigt grå, finkorniga grundmassan ligga små ljusare, pärlemorglänsande strökorn av fältspat, dels kalifältspat, en delvis pertitisk mikroklin med ojämn tvillingstruktur, dels plagioklas av andesinsammansättning. Strökornen äro kantgranulerade och ofta uppdelade i ett antal brottstycken, som något förskjutits i förhållande till varandra, men kemiskt äro de föga omvandlade. Kvartsströkorn äro icke bevarade. En del linsformigt utdragna grupper av

[1] Då ej annat angives, äro fotografierna tagna av förf.

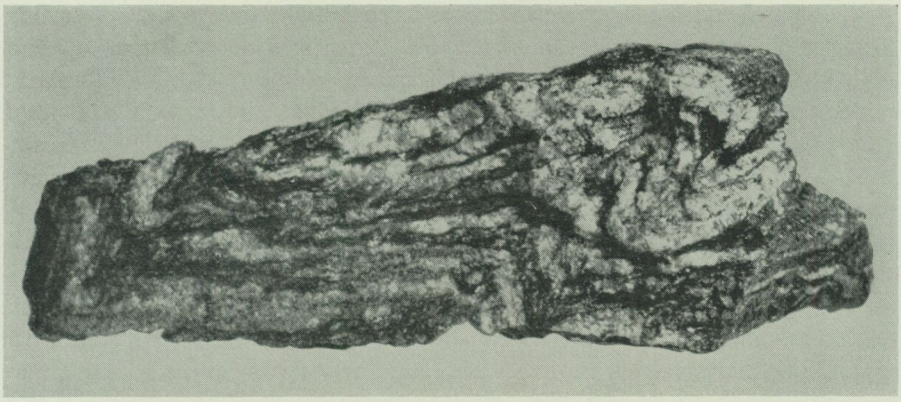


Fig. 2. Veckad grå ådergnejs från St. Le-Marstrand-serien. Mons station, Töftedals socken (bl. Strömstad). Ungefär halv nat. storl.

kvartskorn kunna vara antingen utpressade strökorn eller sekundära kvartsutskiljningar. Däremot förekommer apatit delvis i strökornsartade kristaller, vilka dock knappast kunna iakttagas med blotta ögat.

Rödgrå ådergnejs

Ådergnejser av rödgrå färg, betingad av större halt av kalifältspat, ha en mycket obetydlig utbredning inom kartområdets äldsta gnejsserie. På berggrundskartan ha sådana gnejser med särskild beteckning utskilts dels som ett lager från Svarttjärn åt sydväst, söder och sydost över Askesjöns östligaste vik, dels som ett mindre parti i nordöstra delen av ådergnejsområdet öster om Sillsjön. Förutom genom den väsentliga halten av kalifältspat skiljer sig den rödgrå ådergnejsen från den grå därigenom, att mängden glimmer starkt avtagit. Kvartshalten synes vara den för en relativt sur eruptivbergart normala. Även i ådrorna är en rödlätt kalifältspat det dominerande fältspatmineralet i överensstämmelse med uppfattningen om ådrornas nära genetiska samhörighet med närmast omgivande bergart. Ett vulkaniskt ursprung synes väl förenligt med bergartens petrografiska beskaffenhet, ehuru inga relikta strukturdrag direkt bekräfta denna tolkning.

Amfibolitisk ådergnejs

En ej obetydlig utbredning i St. Le—Marstrand-serien ha amfibolitiska ådergnejser. De uppträda som till synes konforma inlagringar i den grå ådergnejsen. De kännetecknas genom sin mörka färg, mindre utpräglade skiffrighet och relativt obetydliga åderbildning. Bergarterna äro starkt omvandlade, och hornblände är det karakteriserande mineralet. Den övervägande delen av dessa amfibolitiska ådergnejser torde ha framgått ur basiska vulkaniter. I vissa fall är att räkna med möjligheten, att en dioritisk djupbergart ursprungligen förelegat.

Av dioritisk typ är bergarten sålunda i den breda massivartade grönstensförekomsten norr om Askesjöns östra del. I den smått medelkorniga, något grönaktigt mörkgrå bergarten spelar fältspaten, en plagioklas av andesinens kemiska sammansättning, en väsentlig roll. Då vidare kvarts och biotit ingå i mängder motsvarande cirka 15 resp. 10 volyms-%, medan hornbländet alltjämt överväger bland de mörka mineralen, kan bergarten med fog betecknas som en svagt ådergnejsig kvartsdiorit.

I de egentliga amfibolitiska ådergnejserna, som äro svartgröna, småmedelkorniga bergarter, har mängden plagioklas i jämförelse med de dioritiska typerna avtagit, så att den utgör högst 1/4—1/3 av bergartens volym. Samtidigt ha kvartsen och den mörka glimmern praktiskt taget försvunnit och hornbländet undergått en motsvarande ökning. Detta hornblände, som är av den för metamorfa basiska bergarter vanliga mörkgröna typen, torde i stor utsträckning vara en omvandlingsprodukt av en primär pyroxen, varom någon gång iakttagna relikter vittna. Ibland äro hornbländekristallerna stängligt utbildade efter en viss kristallografisk riktning, huvudaxeln eller c-axeln. Ofta ligga dessa hornbländekristaller icke regellöst i bergarten utan mer eller mindre enhetligt orienterade med c-axlarna i en viss riktning. Denna lineärstruktur har tillkommit i samband med gnejsformationens veckning och metamorfos. Inmätning i naturen av lineärstrukturens strykning (riktningen av dess projektion i horisontalplanet) och stupning (lutningsvinkeln från horisontalplanet i strykningsriktningen) möjliggör vissa slutsatser om de vid tiden för veckningen och omkristallisationen rådande tryckriktningarna.

Förutom de vanliga ådrorna av kvarts och plagioklas, konforma med bergartens skiffrighet, finner man ibland, särskilt i de lineärstruerade amfiboliterna, mer eller mindre linsformiga saliska körtlar av storleksordningen 10 × 3 cm, vilka äro orienterade ungefär vinkelrätt mot lineärstrukturen. Dessa saliska linser äro ofta zonarbyggda på så sätt, att de centrala delarna bestå av kvarts jämte enstaka gråvita plagioklas- och grönsvarta hornbländekristaller. I de yttre delarna av linserna dominerar fältspaten, och i den något diffusa gränszonen mot amfiboliten ha bildats självständiga kristaller av en i slipprov nästan färglös monoklin pyroxen, som emellertid senare delvis omvandlats till en ofta strålig amfibol av svagare grön färg än amfibolitens normala hornblände. Dessa saliska linser äro tydligen att betrakta som utfyllnad av tensionssprickor, uppkomna under veckningen. Vid denna sker en tänjning i veckaxelns riktning. Den härigenom framkallade dragspänningen har i de mera rigida, basiska komponenterna av gnejsserien delvis utlösts genom bildning av sprickor vinkelräta mot veckaxeln, medan i den omgivande sedimentgnejsen utjämningen av tryckskillnader skett genom plastiska differentialrörelser.

Ultrabasiska bergarter, täljsten

Ett intressant inslag i St. Le—Marstrand-serien utgöra de ultrabasiska bergarterna. De äro högst sannolikt intrusiva i suprakrustalserien och ha efter intrusionen, som skedde strax före eller i början av veckningen, delvis sekun-

därt starkt förändrats. Det är små linsformiga bergartskroppar, som ligga i stort sett konformt med gnejsstrukturen. På kartan ha dessa ultrabasiska bergarter givits samma färgbeteckning som den amfibolitiska ådergnejsen, i de fall kartskalan medgivit detta. Läget av dessa förekomster jämte några av de mindre markeras genom tecken för stenbrott eller skärpning, då de i några fall brutits som täljsten, i andra fall en viss halt av nickelhaltig magnetkis och något kopparkis lockat till brytningsförsök på dessa malmmineral.

Med hänsyn till den ursprungliga sammansättningen synas dessa ultrabasiska bergarter ha varierat från melanokrata, d. v. s. på mörka mineral rika gabbror till pyroxeniter och peridotiter, alltså bergarter med pyroxen resp. olivin som helt dominerande mineral, ehuru senare starkt omvandlade. Av den förstnämnda typen är bergarten i förekomsten cirka 500 m VSV om Kuvetjärn, d. v. s. vid ådergnejsområdets sydöstra gräns mot den yngre Åmålsgraniten. Det är en medelgrov, grågrön, massformig gabbrobergart med endast cirka 14 volyms-% plagioklas, som emellertid är så starkt omvandlad till en finkornig massa av sericit, klorit och epidot, att dess ursprungliga sammansättning ej kan säkert bestämmas genom optiska metoder. Den torde dock ha varit ganska kalkrik. En annan klar plagioklas av nästan albitens sammansättning uppträder tillsammans med något mikroklin och torde ha tillkommit sekundärt i samband med ådergnejsbildningen eller genom påverkan från den närliggande graniten. Detsamma gäller sannolikt även kvartsen, som ingår i bergarten med några få volyms-%. Hornbländet, det dominerande mineralet, har delvis aktinolitisk sammansättning och karaktär av uralit, d. v. s. det har bildats till en del genom omvandling av en förut existerande pyroxen. Detta ger sig bl. a. tillkänna genom en vanligen tydligt blekare grön färg i de centrala delarna av de något stråligt byggda hornbländeaggregaten. I ej obetydliga mängder uppträda vidare klorit och muskovit, båda sekundära. Förutom malmmineral förekomma slutligen även titanit, epidot och apatit i ringa kvantiteter.

En representant för de ursprungligen sannolikt pyroxenitiska typerna av ultrabasiska bergarter föreligger vid den lilla skärpningen 1 km väster om mellersta delen av N. Abborrtjärn. Det är en mörkt grågrön, medelgrov och massformig, sekundärt hornbländitisk bergart helt utan fältspat och praktiskt taget även fri från kvarts. Hornbländet, som utgör mer än 85 volyms-% av bergarten, är i slipprov svagt färgat, i vissa partier nästan färglöst, och kan betecknas som en tämligen järnfattig aktinolit. Biotiten, som ses först i mikroskopet tydligt som små rödaktigt bruna fjäll, är endast delvis omvandlad till klorit. Titanit, apatit och zirkon äro accessoriska mineral, som framträda endast i slipprov, medan malmmineralet, en nickelhaltig magnetkis, bildar en ojämn impregnation, ibland med mer än cm-stora oregelbundna klumpar.

I tydlig motsats till denna hornbländitiska typ står den mest utpräglade täljstenen inom kartområdet, som brutits i ett litet stenbrott på östra sidan av Askesjöns smalaste del, 0.5 km OSO om Sundets gårdar. I denna rent grå, småkorniga och homogena, för känseln talkiga och mjuka bergart saknas hornblände och glimmer, givetvis även kvarts och fältspat, fullständigt. Talk,

serpentin och klorit äro i nämnd ordning huvudmineral. De två förstnämnda, som tillsammans utgöra cirka 2/3 av bergartens massa, torde väsentligen ha framgått ur olivin, även om inga rester därav eller bevarade pseudomorfosstrukturer direkt visa detta. En del av kloriten har däremot tydlig karaktär av omvandlingsprodukt av biotit. Förutom sparsamma magnetkiskorn finns fläckvis ganska rikligt med karbonat. Detta för många täljstenar karakteriserande mineral visar ofta en tydlig tendens till romboedriska kristallformer.

Mellan de två senast beskrivna ultrabasiska bergarterna, den hårda, sega hornbländiten å ena sidan och den mjuka, lättbearbetade täljstenen å den andra, finnas flera övergångstyper, som från praktisk synpunkt kunna betecknas som orena täljstenar eller täljstenar av sämre kvalitet. De kunna antingen utgöra delar av renare täljstenskroppar eller bilda självständiga linser i ådergnejsen. De ha vanligen icke lämpat sig för täljstensbrytning, men i vissa fall ha små gruvförsök eller skärpningar företagits, då de ofta innehålla en viss halt av nickelförande magnetkis jämte något kopparkis.

Dessa bergarter ha ett ganska växlande utseende, vilket motsvaras av betydande variationer i arten av och de inbördes proportionerna mellan de viktigaste ingående mineralen. Dessa äro hornblände, biotit, klorit, talk och serpentin. I vissa fall kunna konturerna av tidigare existerande kristaller av olivin och även rombisk pyroxen tydligt skönjas under mikroskopet, fastän de helt överförts till andra mineral, vanligen talk med eller utan serpentin. Hornbländet är antingen en i slipprov praktiskt taget färglös tremolit eller en svagt färgad aktinolit. I ett fall konstaterades hornbländet vara en magnesiarik cummingtonit. Mängden biotit såväl som dess färg och graden av dess omvandling till klorit växla från fall till fall. Vanlig i dessa ultrabasiska bergarter är en påfallande svagt färgad varietet med pleokroism i gulvitt och brungult. Den är tydligen järnfattig och magnesiarik. Detsamma gäller sannolikt även den i slipprov vanligen fullständigt färglösa klorit, som uppkommit sekundärt genom glimmerns partiella omvandling. Malmkorn finnas i alla de undersökta proven, men i växlande halter. Övriga rent accessoriska mineral: plagioklas, karbonat, titanit, apatit, zirkon och spinell ha iakttagits i ett eller annat, men ej i alla de undersökta slipproven.

Omvandlingen av de ultrabasiska intrusivkropparna till täljstenar eller täljstensartade bergarter skedde tydligen i samband med att de omgivande suprakrustalbergarterna överfördes till ådergnejser. Till följd av den därvid rådande ökade temperaturen och de samtidiga veckningsrörelserna skapades möjligheter för ett substansutbyte mellan de kemiskt så starkt kontrasterande bergarterna. Att döma av förhållandena vid den tidigare omtalade särskilt rena täljstenslinsen OSO om Sundet har dock denna ömsesidiga kemiska påverkan inträngt till ett jämförelsevis ringa djup under den ultrabasiska bergartens kontaktyta mot ådergnejsen. De härvid ur täljstenen bildade mindre basiska bergartstyperna ha varit alltför hårda för att kunna användas vid täljstensbrytningen och ha därför kvarlämnats utmed brottets randpartier, där de lätt kunna studeras. Fig. 3 visar kontaktzonen mellan täljsten och ådergnejs vid det tidigare nämnda stenbrottet.

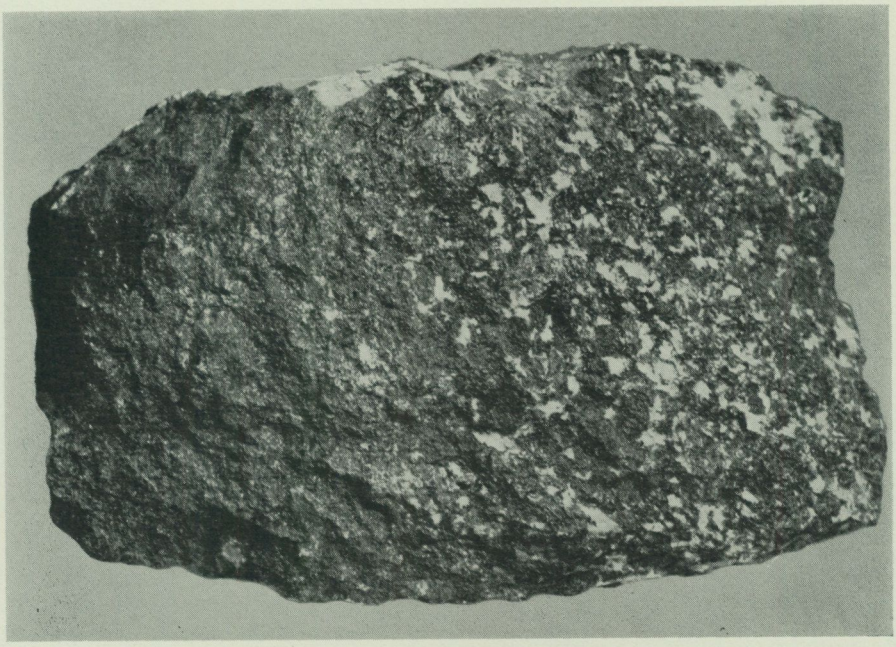


Fig. 3. Kontaktzon mellan grå ådergnejs (t. h.) och täljsten (t. v.). Stenbrott vid Askesjön, 550 m OSO om Sundet, Ärtemarks socken. Ungefär halv nat. storl.

Ett första stadium av täljstenens marginala omvandling är utbildningen av en småkornig, ljusgrön, amfibolitisk bergart, som dock alltjämt innehåller cirka 15 % talk, men i vilken en ljusgrön, i slipprov praktiskt taget färglös tremolitisk amfibol dominerar. En relativt svagt färgad biotit, delvis kloritomvandlad, ingår i bandvis något växlande mängd. Närmare kontakten försvinna såväl talk som amfibol, och en mörkare grön, av glimmer svartfläckig klorit-biotitbergart utvecklar sig. Här intar kloriten med något över 75 volyms-% samma dominerande ställning som amfibolen i den föregående bergarten. Biotithalten har ökat till det dubbla (17.5 %). Samtidigt har tillkommit 5.5 % kvarts, som icke ger sig tillkänna vid okulär besiktning, men mikroskopiskt visar sig företrädesvis knuten till biotitanhopningarna. Inom en mera periferiskt belägen zon av en eller annan dm:s bredd börjar kvartsen framträda för blotta ögat som små, glesa, diffusa, ljusa fläckar, vilka utåt hastigt tilltaga i storlek och frekvens, så att en karakteristiskt grön-vitspräcklig bergartszon uppkommer. Kvartshalten stiger här till över 40 volyms-%, medan endast spår av fältspat, en albitisk plagioklas, tillkommit. De mörka huvudmineralen, biotit och klorit, ha i motsvarande grad minskat i mängd, kloriten proportionsvis mera (till 46 %) än biotiten (till 12 %). Båda dessa bergartszoner äro i stort sett massformiga utan tydlig parallellstruktur. I den yttersta zonen har det saliska materialet ytterligare ökat och som följd av en begynnande förskiffring mer eller mindre utpräglat antagit formen av ett parallellt med täljstenskroppens begränsning tillplattat nätverk av ådror.

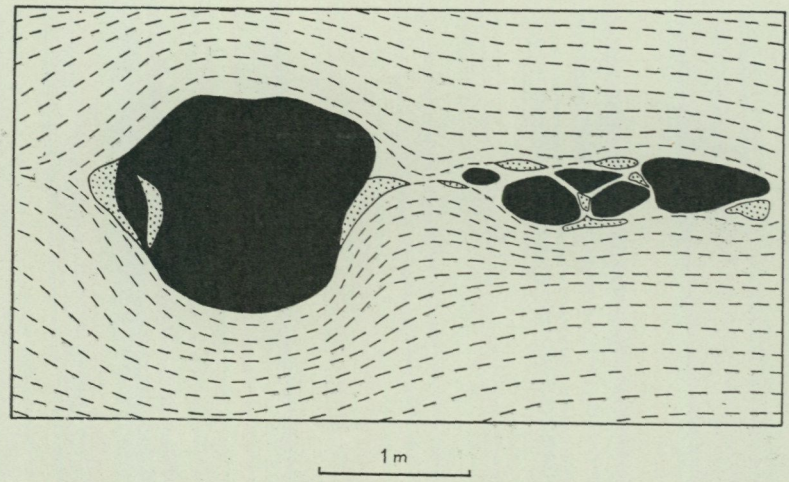


Fig. 4. Täljstenskropp (svart), som sönderbrutits under veckningen av den grå ådergnejsen (streckad). Kvartssegregationer prickade. Häll 800 m väster om N. Abborrtjärn, Ärtemarks socken. W. Larsson del. $^{10}/_{9}$ 1945.

Trots att det saliska materialet nu utgör över 80 volyms-% av bergarten, har kvartsens andel avtagit med cirka 10 % och albiten stigit till nära 50 %. Man finner även spår av mikroklin. De mörka mineralen, som tillsammans utgöra knappt 20 % av bergarten, äro desamma som i den närmast innanför liggande zonen, nämligen klorit och biotit. Deras inbördes proportioner ha dock ytterligare förskjutits till förmån för biotiten, så att den här utgör ungefär hälften av klorithalten. I de typiska grå ådergnejserna av suprakrustalt ursprung, som ofta ha en halt av mörka mineral av samma storleksordning, synes biotiten genomgående starkt överväga över kloriten. Även om den marginala bergarten alltså särskilt med hänsyn till den femiska andelen tydligt visar sin genetiska samhörighet med den ultrabasiska intrusionskroppen, har den dock tagit ett stort steg i utvecklingen mot ett kemiskt och strukturellt införlivande med ådergnejsen.

Såsom framgår av det föregående, ha de ultrabasiska bergarterna visserligen undergått en genomgripande mineralogisk omvandling, som ofta resulterat i utbildning av mer eller mindre rena täljstenar. Vid veckningen av gnejsformationen förhöllo sig dessa ultrabasiska kroppar i mekaniskt hänseende i stort sett som motståndskraftiga självständiga enheter, som i huvudsak trots den mineralogiska omvandlingen bibehöllo sin ursprungliga massformiga struktur. Blott i gränszonen mot omgivande gnejs kom en mera utpräglad förskiffring till utveckling i samband med invandringen av saliskt material från omgivningen. Smärre och tunnare täljstenskroppar liggande i den sura suprakrustalgnejsen kunde emellertid brytas sönder till följd av differentialrörelser efter strukturplanen i den mera plastiskt reagerande gnejsen. Ett sådant fall illustreras av teckningen Fig. 4 från en häll 800 m väster om N. Abborrtjärn. Den tidigare säkerligen enhetliga linsen av ultrabasisk bergart har uppdelats i ett antal större och mindre brottstycken. Av dessas

anordning framgår, att breccieringen åstadkommits genom en tänjning i strykningsriktningen, varvid sprickbildning kunde uppstå i den ultrabasiska bergarten. De uppkomna brottstyckena fördes mer eller mindre isär, och den omslutande sura halvplastiska gnejsen strävade efter att utfylla mellanrummen mellan brottstyckena. Härvid blevo dessa något avrundade, och gnejsens strukturer kommo att mjukt anpassa sig efter konturerna av de större brottstyckena eller grupperna av smärre dylika. Vissa delar av utrymmet mellan brottstyckena, särskilt vid de större i tänjningsriktningen liggande ändpartier, kunde emellertid icke helt utfyllas genom plastisk inströmning av gnejsmaterial. I dessa lokala tryckminima samlades och avsattes huvudsakligen kvarts, som får anses utgöra segregationer från den närmast omgivande kiselsyrerika suprakrustalgnejsen.

Pegmatitgångar

Förutom de i många fall pegmatitartat utbildade saliska ådrorna i ådergnejsen, vilka gå konformt med och ytterligare framhäva gnejsens parallellstruktur, förekomma inom gnejsområdet även verkliga pegmatitgångar, som med skarpa kontakter genomsätta berggrundens strukturer. Gångarnas mäktighet växlar vanligen mellan någon decimeter och en eller annan meter. De ha därför icke givits någon särskild beteckning på kartorna. Man kan dock säga, att deras utbredning i stort sett sammanfaller med beteckningen för ådergnejs. Sin största frekvens nå de emellertid inom två områden, nämligen dels inom den utlöpare av ådergnejs, som från Askesjöns östra ände skjuter ut åt sydost in i härvarande granitområde, dels i trakten kring sydvästra hälften av samma sjö.

Pegmatiten i dessa gångar är en grov, grå-vit bergart, som väsentligen består av kvarts och fältspat. Kvartsen, som är ganska intimt blandad med fältspaten, ibland i skriftgranitartad sammanväxning, företer i några gångar en svagt rödaktig, i andra en delvis tydligt blåaktigt grå färgton, liknande den som kvartsen i ådergnejsens sura ådror ofta uppvisar. I många gångar synes en vit plagioklas av albit- eller oligoklassammansättning vara den enda fältspaten. I andra fall tillkommer i underordnad mängd en något blåaktigt mörkgrå mikroklin. Brunsvarta, ett par cm stora kristaller av biotit finnas ibland, vanligen då inskränkta till smala zoner efter kontakterna. I ringa mängd och i så små kristaller, att de först i mikroskopet tydligt framträda, ha vidare följande mineral iakttagits i dessa pegmatiter: muskovit, kalcit, klorit, epidot, magnetit, titanit och apatit.

Beträffande dessa pegmatitgångars åldersställning är att anföra, att de visserligen genomsätta St. Le—Marstrand-gnejsseriens samtliga övriga bergartsled, alltså även de ultrabasiska bergarterna och ådergnejsens saliska ådror, men att de ej synas förekomma inom de angränsande yngre granitområdena hörande till Åmåls—Kroppefjällsgranitserien. Då de vidare äro utpräglade plagioklaspegmatiter eller i varje fall plagioklasrika pegmatiter och även i andra avseenden visa anknytningspunkter till den dominerande grå ådergnej-

sen och speciellt dess sura ådror, är det naturligt att sätta dessa pegmatiter i nära genetiskt samband med ådergnejsbildningen. Materialet till pegmatiterna anses alltså väsentligen ha samma ursprung som gnejsens ådror, men har så att säga frigjorts från sin närmaste bildningsmiljö och förflyttats uppåt samt fixerats i form av pegmatitgångar. Denna fixering skedde tydligen vid en tidpunkt, då ådergnejsbildningen redan kulminerat och temperaturen vid en nivå motsvarande den nuvarande berggrundsytan fallit så mycket, att i den förut plastiska gnejsen genomgående sprickor kunde bildas, i vilka de från djupare och varmare delar av gnejsformationen uppstigande pegmatitiska lösningarna kunde komma till avsättning.

St. Le—Marstrand-seriens tektonik

En sammanställning av gjorda observationer över plan- och lineärstrukturernas strykning och stupning jämte en konstruktion av veckaxlarna inom St. Le—Marstrand-gnejsseriens område visar, att denna serie på bladet Vårvik blivit sammanveckad efter axlar, som stupa flackt—medelbrant (4°—42°; medelvärde cirka 20°) åt i stort sett en västlig riktning, men med variationer mellan VNV och VSV. Dessa veckaxlar, med vilka de visserligen ganska få observationerna över lineärstrukturer till riktning och stupningsvinkel överensstämma, utvisa, att den veckande kraften här i huvudsak verkat i meridianens riktning. Inom det stora sammanhängande gnejsområdet från Askesjöns östra ände fram till västra kartgränsen, där den äldsta veckningstektoniken kan väntas mindre störd av senare geologiska processer än i de smärre, östligare, helt av graniter omslutna gnejsförekomsterna, finner man, att bortsett från resultatet av lokala veckningar av mindre storleksordning, gnejsens planstrukturer i norra delen i stort sett stryka i VNV—NV med stupning åt SSV—SV, i södra delen däremot övervägande ha VSV-lig till SV-lig strykning och NNV-lig till NV-lig stupning. Stupningsvinklarna äro medelbranta eller tämligen branta, mera sällan utpräglat flacka. Dessa förhållanden synas böra tydas så, att området i stort sett bildar en synklinal, vars axel har ost—västlig riktning och stupar mot väster.

Med denna uppfattning om tektoniken böra de yngre delarna av gnejsseriens lagerföljd befinna sig i de centrala partierna av gnejsområdet, medan kontakten mot de omgivande graniterna bör gå i de stratigrafiskt lägre delarna av densamma. Detta senare gäller dock endast i stort, eftersom graniten är intrusiv i gnejsen och kontakten därför ej kan väntas följa någon bestämd stratigrafisk nivå, vilket också delvis tydligt framgår av berggrundskartan. Beträffande de stratigrafiska förhållandena må anföras följande. Den rödgrå ådergnejsen synes intaga en relativt låg nivå i lagerföljden. I den grå ådergnejsen är det i övrigt amfiboliterna, som bryta bergartsseriens enformighet i stort. De synas vara inlagrade på olika nivåer. Den största och mest sammanhängande amfibolitförekomsten, i trakten av Ängebo, intar av allt att döma en relativt hög position i den del av gnejsseriens lagerföljd, som är representerad inom kartbladet. De ultrabasiska intrusionerna synas däremot vara knutna till de lägre delarna av samma lagerföljd.

Åmålsformationen

Av de tre suprakrustalbergartsserierna inom bladet Vårvik har Åmålsformationen den största utbredningen, från sjön Lelången i väster till östra kartgränsen. Den är emellertid av de något yngre Åmåls—Kroppefjällsgraniterna uppdelad i ett stort antal från varandra skilda, större och mindre delområden. De två största befinna sig vid östra kartgränsen mellan trakten söder om Ömmelns östra del och näset mellan sjöarna M. Svan och Väster Svan resp. i kartbladets södra mellersta del från kartkanten öster om Mögsjön till trakten närmast väster om Östra Silens sydligaste vik. Andra större förekomster av Åmålsformationens bergarter finnas söder om Bärsjön, sydväst om Limmen, öster om Dalsjön och nordost om Ämneskogssjön.

Åldersförhållandet mellan St. Le—Marstrand-serien och Åmålsformationen framgår icke direkt av fältiakttagelserna, då de inom kartområdet icke komma i kontakt med varandra. Sjön Lelången utgör gräns mellan de två bergartsseriernas utbredningsområden. Skillnaden i metamorfosgrad är här påfallande mellan den äldre seriens ådergnejser väster om Lelången och de väl bevarade Åmålvulkaniterna öster därom. I själva verket påträffas de bäst bibehållna vulkaniska strukturerna inom kartans Åmålsformation just i de små, av granit omslutna partierna på näset mellan Lelången och Svärdlången, d. v. s. i den del av Åmålsformationens utbredningsområde, som ligger närmast den äldre, som ådergnejs föreliggande bergartsserien.

Beträffande graden av den metamorfos, som Åmålsformationen undergått, kan sägas, att den i stort sett ökar från söder mot norr. I södra delen av området har den strukturella omformningen väsentligen bestått i en kataklastisk förskiffring av växlande intensitet, som i vissa stråk övergår till rent mylonitisk deformation. Denna metamorfos har försiggått på relativt ringa djup i jordskorpan och vid jämförelsevis låg temperatur. I en nordligare zon inom kartbladet, som motsvarar en djupare nivå under den dåtida jordytan med högre temperatur och större belastningstryck, ha de deformerande rörelserna fördelats mera jämnt i berggrunden, och samtidigt med nedkrossningen av mineralkornen har skett en uppbyggnad av nya mineralkorn, som till form och orientering anpassat sig till de rådande tryckförhållandena. Den härigenom bildade gnejsbergarten är vanligen grövre än den suprakrustalbergart, ur vilken den uppkommit, ehuru alltjämt som gnejs betraktad relativt småkornig.

Ej blott Åmålsformationens suprakrustalbergarter utan även de i densamma under formationens veckning rikligt intruderade graniterna ha samtidigt med de förra undergått en motsvarande metamorfos. Utom zonerna karakteriserade av kataklastisk förskiffring resp. homogengnejsig utbildning tillkommer i nordvästligaste delen av kartbladet, väster om Västra Silen, en begynnande ådergnejsbildning i de granitiska gnejserna. Denna får större regional betydelse först längre åt norr utanför kartområdet. Eftersom St. Le—Marstrand-seriens ådergnejs sydväst om Lelången förekommer som skarpt

avgränsade brottstycken i samma Åmålsgranit, som något tiotal km nordligare själv erhållit ådergnejsig utbildning, måste tydligen ådergnejsbildning ha inträtt vid två skilda tidpunkter, nämligen dels före och dels efter Åmåls—Kroppefjällsgraniternas inträngande. Detta förhållande utgör även ett starkt stöd för uppfattningen om ådergnejsen väster om Lelången såsom en äldre, från Åmålsformationen skild suprakrustalserie.

Fältspatkvartsit

I Åmålsformationen inom bladet Vårviks område ingå bergarter av både sedimentärt och vulkaniskt ursprung. De förra utgöras nästan uteslutande av fältspatförande kvartsiter. Dessas förekomst är inskränkt till ett stråk i östligaste delen av bladet mellan sjöarna Ömmeln och M. Svan. Detta stråk är en västlig utlöpare av ett större område av fältspatkvartsit inom västra delen av det angränsande bladet Säffle.

I stort sett äro hithörande bergarter av rödgrå färg samt små- eller finkorniga med ett närmast aplitliknande utseende i friska brottytor. På den naturliga, svagt vittrade hällytan framträder emellertid tydligt den i jämförelse med en aplit högre kvartshalten. Ofta är även den klastiska, av rundade korn uppbyggda strukturen bevarad. Särskilt är detta fallet, då det ursprungliga sandiga sedimentet innehållit enstaka kvartskorn av grusstorlek. Konglomeratiska lager ha icke iakttagits i Åmålsformationen inom kartområdet. Skiktning är i fältspatkvartsiten i allmänhet föga tydlig. Den ger sig tillkänna genom en växling i den allmänna kornstorleken eller i uppträdandet av enstaka mörkare strimmor (Fig. 5). I vissa fall följa dessa på mörka mineralkorn anrikade skikt tätt på varandra, varigenom en mycket utpräglad sedimentstruktur uppkommer. I sådana väl skiktade partier av fältspatkvartsiten har diskordantskiktning iakttagits.

Mikroskopisk bestämning visar, att kvartshalten i fältspatkvartsiten håller sig mellan 40 och 60 vikts-%. Det är som synes alltså fråga om synnerligen orena kvartsiter. Av fältspaterna, som tillsammans ingå med 30—45 % i bergarten, överväger än plagioklasen, än mikroklinen, än äro de företrädda i ungefär lika mängd. Den mikroskopiska strukturen av bergarten, särskilt fältspaternas utbildning och kontaktförhållanden, talar avgjort för att åtminstone en stor del av kalifältspaten bildats först efter sedimentets avsättning genom substanstillförsel utifrån, främst av kalium. Samtidigt har en del av plagioklasen upplösts och särskilt dess natrium bortförts. Kalkhalten i denna plagioklas ingår nu sannolikt huvudsakligen i epidot, som delvis bildar en reaktionsrand mellan malmkorn och fältspat. Nybildad synes även en i relativt ringa mängd förekommande muskovit vara. Däremot torde malm och apatit, liksom den nu helt i klorit omvandlade biotiten alla vara att betrakta som primära sedimentkomponenter. Det är denna klorit, som jämte underordnade malmkorn ger de mörkare skikten deras färg.

Även om fältspatkvartsiten undergått en fältspatisering, har dock det ursprungliga sedimentet sannolikt innehållit en så hög fältspathalt, att det med

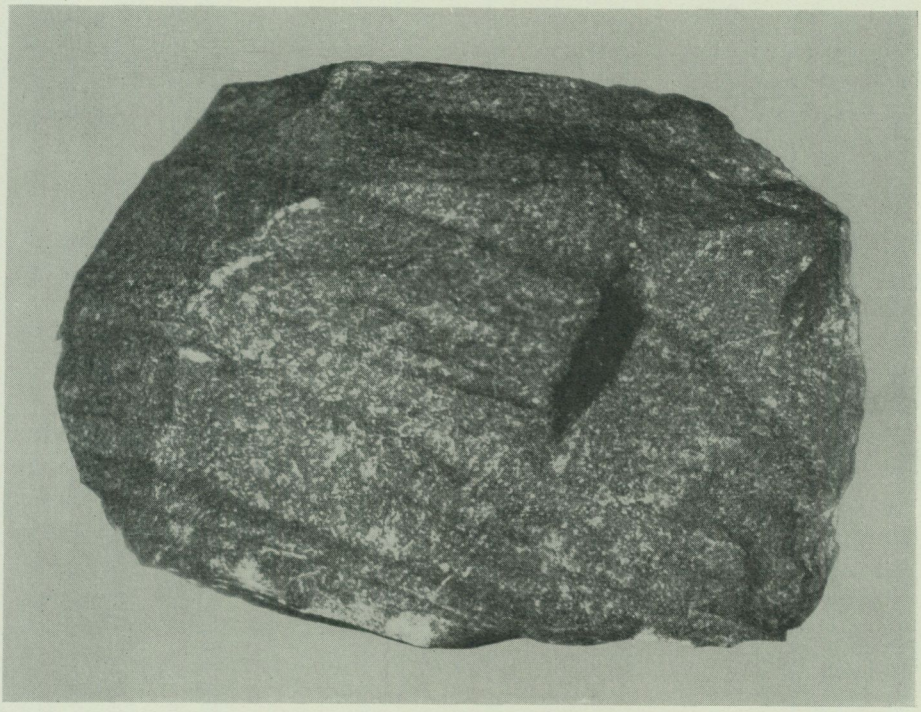


Fig. 5. Skiktad fältspatkvartsit från Åmålsformationen. 400 m NNO om Sjörud, Svanskogs socken. Cirka $^{9}/_{10}$ av nat. storl. Foto C. Larsson.

viss rätt kan betecknas som arkosartat. Fältspaten i denna arkossandsten har tydligen övervägande varit plagioklas. Det kan i detta sammanhang erinras om att den äldre St. Le—Marstrand-serien, som ju kan förmodas ha levererat material till sedimentet, inom bladet Vårvik som dominerande komponent innehåller grå plagioklasrika ådergnejser. Ursprunget till den i fältspatkvartsiten sekundärt införda kalifältspaten ligger det nära till hands att söka i lösningar, som utgått från de surare kalirikare leden av Åmåls-Kroppefjällsgraniterna.

Piemontitkvartsit

I detta sammanhang bör i korthet en bergart behandlas, som visserligen har en mycket begränsad känd utbredning men erbjuder stort intresse från olika synpunkter. Det är en manganrik kvartsitisk bergart, som efter det mest karakteristiska mineralet lämpligen kan betecknas som piemontitkvartsit. Bergarten är icke påträffad i fast klyft utan endast i form av en samling större och mindre block i den till större delen moräntäckta västra sluttningen av bergshöjden närmast OSO om byn Källtegen, just vid östra kartkanten. Blockens beskaffenhet och förekomstsätt tyda emellertid på att de äro lokala,

att bergarten alltså anstår i den närmaste omgivningen, ehuru ej blottad. Sannolikt utgör den en föga mäktig inlagring i den som leptit utbildade vulkaniten härstädes eller tillhör möjligen fältspatkvartsitens basala del.

Piemontitkvartsiten igenkännes lätt på piemontitens eller manganepidotens karakteristiska violettröda färg, som ger denna bergart en tydligt annan färgton än de vanliga röda bergarter, som ha mikroklinen att tacka för sin röda färg. Piemontiten är icke jämnt fördelad utan växlar skiktvis, så att en vackert bandad bergart uppkommit. Bandens bredd varierar från någon cm till inemot en dm. I huvudsak kunna tre typer av band urskiljas, karakteriserade främst av olika halt av piemontit. I de klarröda banden utgör detta mineral cirka 40 vikts-%, och särskilt de större kristallerna uppvisa i mikroskopet en mycket påfallande pleokroism i gult, skärt och klarrött. I band av brunaktigt rödgrå färg är piemontithalten alltjämt så hög som 28—30 %. Att döma av den svagare pleokroismen (i citrongult, rödbrunaktigt gult och tämligen svagt vinrött) är mineralets manganhalt dock lägre än i de starkt röda banden. Den tredje typen av band ger ett för blotta ögat nästan rent grått intryck. Piemontit ingår emellertid även här, men blott med 4—5 %. Manganhalten i mineralet synes åter vara högre, ty pleokroismen är mycket stark i intensivt citrongult, rosa och intensivt körsbärsrött. Kvartshalten är i de grå och rödgrå banden ungefär lika, mellan 40 och 45 %, i de klarröda banden 10—15 % högre. Fältspaten, uteslutande mikroklin, är rikligast i de grå banden, cirka 45 %, har i de rödgrå banden avtagit till cirka 20 % och finns i de klarröda banden endast i några få % eller saknas där helt. I de senare kan jämte piemontit en ej obetydlig halt av sannolikt även manganförande granat uppträda, vilket är anmärkningsvärt med hänsyn till att granat i övrigt inom kartbladet Vårvik är ett påfallande sällsynt mineral. Av mineral, som ingå i piemontitkvartsiten i mängder av högst några få %, må slutligen nämnas pyroxen, amfibol, glimmer, malm, titanit, apatit, zirkon och kalcit.

Med hänsyn till bergartens karaktär av skiktat sediment med skiktvis växlande piemontithalt synes det vara sannolikt, att manganhalten är primär, syngenetisk med sedimentationen, och ej sekundärt tillförd under metamorfosen, som skapat den nuvarande mineralsammansättningen. Som orsak till denna mangankoncentration kan tänkas en lokal selektiv utfällning av mangan ur normala, från kemiskt vittrande berggrund härstammande manganförande lösningar eller också sen- eller postvulkaniska processer. För detta senare alternativ talar det av allt att döma intima fältgeologiska sambandet med bergarter av vulkaniskt ursprung.

Någon liknande bergart rik på manganepidot har tidigare ej varit känd från Åmålsformationen. Från Västnorge ha ett par block av till synes samma bergartstyp nyligen omnämnts i litteraturen.[1] För åtminstone det ena av dessa har Telemarksformationen framkastats som sannolik moderklyft, vilket är av intresse, då med namnet Telemarksformationen av allt att döma sammanfattats minst två prekambriska formationer, av vilka en torde vara att parallellisera med Åmålsformationen. Det kan här vidare erinras om förekomsten

[1] A. Kvale: Norsk Geol. Tidsskr., 30, 1952, sid. 212—213.

av manganandalusit i Västanåfältets glimmerkvartsit[1] och om mangankoncentrationerna i Ultevisområdet,[2] här delvis piemontit. I båda fallen förekomma manganmineralen i bergartsserier, som med hänsyn till sin åldersställning synas vara jämförbara med Åmålsformationen.

Vulkaniter

Vulkaniska bergarter dominera inom den del av Åmålsformationen, som faller inom bladet Vårvik. Såsom framgår av kartan, ha stora områden av dessa vulkaniter blivit förskiffrade eller övergått till gnejsiga bergarter. Även i de delar, där bergarterna på kartan ej givits någon särskild strukturell beteckning, ha dessa dock ofta undergått påtagliga förändringar till följd av temperaturhöjning i samband med graniternas inträngande. Det kan därför mången gång vara svårt att bedöma, huruvida en hithörande bergart utgör en lava eller är av pyroklastiskt ursprung, d. v. s. består av material, som utkastats från vulkaner under explosiva utbrott och sedimenterat, eventuellt i blandning med normala sediment. Sådana grova agglomeratstrukturer, som förekomma i vissa delar av det åt öster angränsande bladet Säffle, ha icke iakttagits på bladet Vårvik, och man får det intrycket, att lavorna här dominera och av dessa särskilt de sura typerna.

Sura vulkaniter. Bäst bevarade äro de sura vulkaniterna i trakten mellan Svärdlången och Lelången, där de förekomma som ett stort antal större och mindre inneslutningar i Kroppefjällsgranit. Det är övervägande porfyrer med strökorn av både kvarts och fältspat. Bergartens utseende växlar alltefter strökornens mängd och grundmassans kornstorlek. De minst förändrade porfyrerna ha en tät, hälleflintartad grundmassa, som i friskt brott ger ett ganska mörkt intryck med violettgrå, brunvioletta eller gulaktigt mörkgrå färgnyanser. Vid ökad termisk påverkan tilltar grundmassans kornstorlek genom omkristallisation. Härvid utjämnas mer eller mindre skillnaden mellan strökorn och grundmassa. Samtidigt antar grundmassan en ljusare rödgrå eller röd färg, och bergarten får karaktär av leptit. Även de i friskt brott mörkare porfyrerna med tät grundmassa äro på vittrad yta tämligen ljust rödgrå, varför den mörkare färgen huvudsakligen synes vara en följd av den ringa kornstorleken och ej bero på någon väsentlig skillnad i kemisk sammansättning gentemot de något grövre porfyrerna.

I de minst omvandlade porfyrerna äro de mörkgrå, cirka 1 mm stora kvartsströkornen idiomorfa och såväl mekaniskt som termiskt föga påverkade. Det senare gäller även de rödgrå, upp till 5 mm stora fältspatströkornen, som bestå av en ibland enkelt tvillingbildad, starkt pertitisk kalifältspat. Fältspatströkornen äro ofta samlade till grupper av några få individ, vilket får anses vara en följd av strömningar i magman före det slutliga stelnandet. Någon gång ser man strökorn, som brutits sönder i ett mindre antal stycken, vilka

[1] H. Bäckström: Sver. Geol. Unders., Ser. C, N:o 168, 1897.
[2] O. H. Ödman: » » » , » », » 487, 1947.

förflyttats något från varandra. Även detta måste här skyllas på differentialrörelser i den stelnande lavan med i slutstadiet starkt ökad viskositet.

I grundmassan, som väsentligen består av kvarts och fältspat, ha undantagsvis iakttagits rester av primära kristallisationsstrukturer i form av bårder kring fältspatströkorn och bestående av mikrografiska sammanväxningar av kvarts och fältspat med en så obetydlig kornstorlek som 0.007 mm. Huvuddelen av grundmassan har emellertid omkristalliserat till dubbla denna kornstorlek och till en kornmosaik med enkla kornkonturer. Förutom huvudmineralen ses i grundmassan små oktaedriska magnetitkristaller, i ringa mängd fjäll av sericit och fläckar av kalcit samt ett och annat fjäll av klorit och biotit.

I området norr och söder om Ömmeln äro de sura vulkaniterna tektoniskt alltjämt så föga påverkade, att de i stort sett äro fullt massformiga. Däremot har en mycket påtaglig förgrovning av porfyrernas grundmassa här inträtt, så att bergarterna kunna betecknas som svagt porfyriska leptiter. Även skiktade leptiter, tolkade som asktuffer, förekomma underordnat inom området, nämligen i vissa järnvägsskärningar på östra stranden av Ömmeln och på udden sydost om Brändön.

Kvartsströkornen i dessa porfyriska leptiter äro upp till 3 mm stora och vanligen av tydligt blåaktigt grå färg. De visa visserligen mikroskopiskt en mycket starkt undulös utsläckning, men ha endast undantagsvis brustit sönder i ett mindre antal brottstycken och bevara alltjämt en tendens till egen kristallutbildning. Fältspatströkornen äro här oftast av två slag, nämligen plagioklas och kalifältspat. De förra äro gröngrå och något större än kvartsströkornen samt så starkt omvandlade till saussurit och sericit, att en optisk bestämning av sammansättningen ej är möjlig. De svagt rödgrå, kvantitativt underordnade strökornen av kalifältspat äro däremot påfallande friska med endast enstaka sericitfjäll men ibland delvis förträngda av kalcit.

I grundmassan, vars kornstorlek är av storleksordningen 0.12—0.14 mm, kan proportionen mellan den sericitiserade plagioklasen och den klara mikroklinen växla. Ju mera utpräglat röd bergarten är, desto större är mikroklinens övervikt i grundmassan. Förutom de dominerande mineralen kvarts och fältspat ingå även smärre mängder av en grön biotit, delvis kloritomvandlad, titanit, malmkorn, i kanten överförda i leukoxen, samt små kristaller av apatit jämte något klinozoisit, epidot och kalcit.

Kataklastiskt skiffriga sura vulkaniter. I södra mellersta delen av kartbladet, från väster om Svärdlången till öster om Edslan, ha Åmålsformationens vulkaniter liksom övriga bergarter blivit mer eller mindre starkt mekaniskt påverkade under Dalformationens orogenes, den dalslandiska veckningsfasen. I detta område har omformningen skett relativt ytligt och vid tämligen låg temperatur, varför den mekaniska nedbrytningen av bergartens mineral har dominerat. Effekten härav är därför i stort sett dels en allmän minskning av kornstorleken, dels utbildning av en planskiffrighet eller stänglighet, ofta båda dessa strukturer i kombination. Som

allmän regel gäller, att de på mörka mineral fattiga, röda vulkaniterna av ryolitisk sammansättning vid förskiffring antaga en ljusare rödgrå färg, medan de primärt mera rent grå, dacitiska och andesitiska typerna under samma förhållanden ge ett mörkare grått intryck, särskilt på de av tunna glimmer- och kloritbeläggningar karakteriserade skiffrighetsplanen. Över huvud taget ha de kataklastiskt skiffriga bergarterna en ojämn och liksom beslöjad kornstruktur, en följd av den övervägande destruktiva karaktären av den omformning de undergått.

Av strökornen har vid begynnande förskiffring kvartsen först påverkats. Redan på ett tidigt stadium av bergartens deformation övergår den ojämna, undulösa utsläckningen i en verklig mekanisk uppdelning av kvartskristallen i ett antal brottstycken med sinsemellan mer eller mindre avvikande optisk orientering. Med tilltagande förskiffring går granuleringen vidare, och de bildade aggregaten av kvartskorn utpressas till allt tunnare linser i skiffrighetsplanet. Smärre kvartsströkorn kunna på detta sätt uppdelas i rader av från varandra helt skilda korn, som för blotta ögat knappast längre kunna urskiljas från bergarten i övrigt. I mikroskopet kan emellertid deras ursprung från deformerade strökorn ofta fastställas även på ett ganska avancerat stadium av mylonitisering.

Fältspatströkornen ha erbjudit större motstånd mot deformationen än kvartsströkornen. Särskilt gäller detta plagioklasen. På det stadium, då kvartsströkornen redan utpressats till linsformiga kornaggregat, bibehålla strökornen av kalifältspat i huvudsak alltjämt sin form, även om de genomsättas av enstaka krosszoner eller blivit något granulerade i kanterna och i ändarna, där en viss tendens till utspetsning av fältspatkornmosaiken i skiffrighetsriktningen ibland kan iakttagas. På plagioklasströkornen ses vid motsvarande tektonisk påverkan böjda eller någon gång knäckta tvillinglameller, men ingen granulering. Vid mera intensiv förskiffring bli mikroklinströkornen helt krossade och under sericitbildning starkt utdragna i rörelseplanen. I detta fall ha även plagioklasströkornen vanligen givit efter för påfrestningen och brustit i ett antal brottstycken av olika storlek, vilka glidit isär i skiffrighetsplanet. Då den inbördes förskjutningen mellan dessa strökornsfragment varit obetydlig, utfyllas mellanrummen ofta av kalcit. Vid större förflyttning bli de något avrundade brottstyckena på ett plastiskt sätt liksom omflutna av den deformerade grundmassan. Plagioklasen är en albit eller oligoklasalbit.

Ej sällan uppträda i dessa vulkaniter även magnetit och apatit i strökornsartade kristaller. Dessa mikroströkorn, som vanligen ses tydligt först i mikroskopet, äro företrädesvis bundna till de mera intermediära typerna. Magnetiten har ofta delvis omvandlats till aggregat av starkt färgade epidotkorn, ibland även till leukoxen. Vid förskiffringen har även magnetiten granulerats och fragmenten mer eller mindre skilts åt i skiffrighetsplanet. Magnetitens reaktion med omgivande grundmassa under bildning av epidot och leukoxen har delvis fortgått under förskiffringen. De starkast deformerade magnetitströkornen, som äro streckartat utpressade, övergå ofta i ändarna

i en så småningom i strykningsriktningen förtonande svans av små epidot- eller leukoxenkorn, vilka synas böra tolkas som helt omvandlade magnetitfragment. De små strökornen av apatit ha vid bergartens deformation antingen antagit linsform eller sönderslitits i ett mindre antal brottstycken, vilka glidit isär i skiffrighetsplanet.

Grundmassan består till övervägande del av kvarts och fältspat, mest kalifältspat. Dessutom äro sericit, biotit, klorit och epidot karakteristiska komponenter. Med tilltagande förskiffring bli särskilt de bladiga mineralen strikt inordnade i parallellstrukturen, och även kornen av fältspat och kvarts visa en tydlig förlängning i samma riktning. Epidotkornen ligga gärna i stråk parallellt med skiffrigheten, vilka stråk liksom glimmermineralen mjukt bukta sig fram mellan de mer eller mindre deformerade strökornen. I de starkare förskiffrade typerna av mera intermediär sammansättning visar grundmassan en tendens att uppdelas i kvarts-fältspatrika band, som omväxla med tunnare stråk anrikade på ett eller flera av mineralen biotit, klorit och sericit. Utmed dessa glimmerrika skiffrighetsplan klyver sig bergarten lätt i tunna plattor med grå, genom de parallella klorit- och sericitfjällen glänsande, något korrugerade ytor, medan på brott tvärs över skiffrigheten de rödgrå, leptitiska, otydligt porfyriska kvarts-fältspatbanden framträda. Dessa kraftigare tektoniserade vulkaniter påträffas främst i grannskapet av överskjutningslinjerna. I dessas omedelbara närhet intensifieras krossningen till utvecklingen av för blotta ögat täta, ofta fint bandade myloniter.

Gnejsigt skiffriga sura vulkaniter. Som tidigare nämnts, har i en nordligare zon inom kartbladet metamorfosen under den dalslandiska veckningsfasen till följd av ett djupare läge under den dåtida jordytan bestått i en samtidig nedbrytning av tidigare mineralkorn och uppbyggnad av nya, d. v. s. en omkristallisation under riktat tryck. Härigenom ha ur de sura vulkaniterna framgått leptitgnejser eller finkorniga, mer eller mindre saliska gnejser. Gentemot den ursprungliga vulkaniten har en avgjord förgrovning inträtt och även vid extremt saliska typer en tydlig parallellstruktur utvecklats. Från de kataklastiskt skiffriga vulkaniterna skilja sig suprakrustalgnejserna genom sitt mera skarpkristallina gry och sin i allmänhet något grövre kornstruktur. Några strökorn kunna knappast längre urskiljas med blotta ögat. Under mikroskopet finner man emellertid ibland linsformade anhopningar av enbart kvarts- resp. enbart mikroklinkorn, som med skäl kunna tolkas som omkristalliserade strökorn av kvarts resp. kalifältspat, i synnerhet som dessutom kornstorleken i dessa monomineraliska linser är tydligt större än i bergarten i övrigt. Denna består av en i stort sett jämn blandning av kvarts, mikroklin och plagioklas jämte små mängder biotit, klorit, muskovit och magnetit samt som en sällsynthet små isotropa granatkristaller. De mörka mineralen äro väl inordnade i den allmänna parallellstrukturen och bidraga därigenom väsentligt till det gnejsartade intrycket av bergarten.

Hornbländeporfyroblastisk leptit. Inom ett par sinsemellan parallella stråk öster om Ämneskogssjön i kartbladets nordöstra hörn har i den här gnejsigt skiffriga berggrunden skett en bildning av hornbländeporfyroblaster, som ge bergarterna ett karakteristiskt utseende. I norra delen av det västra stråket ha porfyroblasterna utvecklats i en röd, finkornig suprakrustalgnejs. Liksom i en kärvskiffer äro hornbländekristallerna företrädesvis koncentrerade till vissa skiffrighetsytor i den i övrigt utpräglat saliska, leptitliknande bergarten. Hornbländet bildar i skiffrighetsplanet starkt tillplattade svarta stänglar, som äro utdragna gruppvis i ungefär samma riktning eller bilda aggregat med solfjäderformig anordning (Fig. 6). Efter dessa av hornblände rikligare besatta plan klyver sig bergarten med särskild lätthet. På brottytor vinkelräta mot bästa klyvbarheten komma dessa hornbländeporfyroblaster till synes som i vissa plan liggande, parallella rader av svarta streck (Fig. 7). Dessutom finnas enstaka hornbländekristaller, som genomväxa bergarten och dess skiffrighetsplan mer eller mindre snett, vilket allt visar, att detta hornblände bildats på ett relativt sent stadium av bergartens metamorfos.

Liknande kärvskifferartade bergarter med sent utvecklat hornblände ha i västra Sverige omnämnts från kartbladet Säffle[1] och från Göteborgstrakten.[2] Särskilt med vissa typer från det i öster angränsande bladet Säffle äro likheterna med den här ovan beskrivna bergarten stora. Sålunda består Vårviksbergartens huvudmassa väsentligen av kvarts och en albitrik plagioklas, medan mikroklinhalten trots den delvis utpräglat röda färgen endast uppgår till någon %. Glimmermineral saknas helt, likaså epidot, och klorit förekommer endast i ringa mängd som sekundär omvandlingsprodukt ur hornblände. I motsvarande bergarter från Säfflebladet ingå emellertid epidot och klorit i ej obetydlig mängd i den svagt rödlätta mellanmassan mellan hornbländestänglarna.

Vissa mikroskopiska iakttagelser tyda på att biotit tidigare funnits i bergarten men att den vid slutfasen av metamorfosen helt förbrukats vid bildningen av hornbländeporfyroblasterna, som kunna ha erhållit sin halt av magnesium och järn huvudsakligen från denna biotit, medan kalk fanns tillgänglig i plagioklasen. Det synes därför sannolikt, att denna hornbländebildning här väsentligen inneburit endast en omflyttning av material inom den redan primärt utpräglat natronbetonade vulkaniska suprakrustalbergarten. För antagande av någon större substanstillförsel utifrån synas inga tvingande skäl föreligga.

Av betydelse för bedömningen av hornbländeporfyroblastbildningens förhållande till det geologiska utvecklingsförloppet är den omständigheten, att den i de ovannämnda två stråken skett ej endast i suprakrustalgnejserna utan även i granitiska gnejser, som uppstått ur graniter hörande till Åmåls—Kroppefjällsgranitserien. De slanka hornbländeprismorna äro här vanligen

[1] N. H. Magnusson: Sver. Geol. Unders., Ser. C, N:o 360, 1929, sid. 13.
[2] H. E. Johansson: » » » , Ser. Aa, N:o 173, 1931, sid. 28.
P. H. Lundegårdh: » » » , Ser. C, N:o 531, 1953, sid. 22.



Fig. 6. Kärvskifferliknande hornbländeporfyroblastisk vulkanit från Åmålsformationen, skiffrighetsyta. 200 m nordost om Nybyggerud, Långseruds socken. Cirka $^2/_3$ av nat. storl.

ej så tydligt koncentrerade till vissa plan utan genomväxa bergarten mera regellöst, vilket tydligen sammanhänger med att planskiffrigheten är betydligt mindre utpräglad i dessa gnejsiga graniter. Även i suprakrustalgnejserna äro ibland hornbländestänglarna mera jämnt fördelade och föga regelbundet orienterade. Likheten med kärvskiffrar blir då mindre påfallande, men bergarten har ändå ett mycket karakteristiskt utseende.

Intermediära vulkaniter. Intermediära vulkaniter, på kartan betecknade som porfyriter, ha i jämförelse med de surare suprakrustalbergarterna en relativt obetydlig utbredning i Åmålsformationen inom kartområdet. Endast tre förekomster äro av sådan storlek, att de kunnat anges på berggrundskartan. Två av dessa ligga i samma stråk i kartbladets mellersta del, nämligen vid vägen på västra sidan av dalen mellan sjöarna Västra Silen och Svärdlången vid Skifors samt ytterst på udden på den sistnämnda sjöns östra sida, cirka 750 m SSO om Svärdlångs station. Båda förekomsterna ligga i en zon, där bergarterna blivit starkt förskiffrade som en följd av grannskapet till den överskjutningslinje, vilken framgår utmed den markerade dalsänka, som intages av de två nämnda sjöarna. Den tredje förekomsten av intermediära vulkaniter utgör en inlagring i surare suprakrustalbergarter strax norr om Björkhedens by vid kartkanten söder om Ömmelns östra del, d. v. s. inom ett område, där metamorfosen huvudsakligen varit termisk.

De intermediära vulkaniterna äro tämligen mörkgrå, fin-småkorniga bergarter med endast föga framträdande plagioklasströkorn. Strökorn av kvarts och kalifältspat ha icke iakttagits. I de förskiffrade porfyriterna vid de västra



Fig. 7. Kärvskifferliknande hornbländeporfyroblastisk vulkanit från Åmålsformationen, vinkelrätt mot skiffrighetsplanet. 200 m nordost om Nybyggerud, Långseruds socken. Nära nat. storl.

förekomsterna äro plagioklasströkornen starkt utpressade och epidotomvandlade att döma av deras ofta gröngulgrå färg. I bergarten söder om Ömmeln ha strökornen omkristalliserat till aggregat av plagioklaskorn med något magnetit, vilka bilda mer eller mindre diffust begränsade, ljusgrå, vanligen cirka 5 mm stora fläckar med något ojämn fördelning. Grundmassan är helt omkristalliserad och innehåller plagioklas, hornblände, biotit och magnetit som viktigaste mineral. Kornstorleken är ungefär hälften så stor som i de ljusa fläckarna. I ringa mängd förekomma även titanit och apatit i de intermediära vulkaniternas grundmassa.

Basiska vulkaniter. Basiska vulkaniter av en ursprunglig sammansättning närmast motsvarande basalter ha en jämförelsevis ringa utbredning inom detta kartblads Åmålsformation. Detta gäller såväl smärre meterbreda inlagringar i surare vulkaniter som förekomster av sådan storlek, att de särskilt kunnat utmärkas i kartans skala. Av dessa senare, på kartorna betecknade som effusiv grönsten, äro tre belägna i suprakrustalbergartsområdet vid Ömmelns östra del, två strax öster om Dalsjöns östra ände. Dessa sistnämnda befinna sig i ett område med gnejsigt skiffrig utbildning, medan de tre östliga förekomsterna mer eller mindre påverkats av samma processer, som där kommit de surare vulkaniterna att övergå till granitartade bergarter.

De två förekomsterna öster om Dalsjön bestå av en småkornig, mörk amfibolit eller hornbländerik glimmergnejs utan bevarade primära strukturer. De

effusiva grönstenarna nära östra kartkanten äro mer eller mindre mörkt grågröna, småkorniga, amfibolitiska bergarter, som delvis innehållit strökorn av plagioklas. Dessa äro dock till stor del överförda till ljust gulgröna kornaggregat av epidot. Detta mineral bildar även i övrigt en impregnation av bergarten och samlar sig ibland till tämligen rena körtlar. Dessutom äro hornblände, biotit och klorit huvudkomponenter, magnetit och apatit accessoriska mineral.

Lokal granitbildning in situ ur sura vulkaniter

Den uppvärmning av berggrunden, som inom bladområdet med i stort sett från väster mot öster tilltagande grad föranlett en omkristallisation och förgrovning av Åmålsformationens suprakrustalbergarter, synes ha kulminerat i trakten mellan Ömmeln och östra kartkanten. Här ha under partiell omsmältning ur sura vulkaniter framgått granitiska bergarter i stort sett utan större substansförflyttningar, alltså väsentligen in situ.

Processens förlopp kan i viss mån följas genom studium av de graduella förändringarna i bergarterna i radiell riktning från de periferiska till de centrala delarna av det »granitiserade» området. I en yttersta zon, som representeras t.ex. av hällarna öster om järnvägstunnelns södra mynning i östra delen av Bollsbyn, finner man ett av de första stadierna i processen fixerat. I en småkornig, rödgrå leptit, i vilken mikroskopiskt delvis omkristalliserade kvartsströkorn kunna iakttagas, uppträda dels ett nätverk av mer eller mindre oskarpt avgränsade, ljusare, rödgrå, saliska ådror, dels i bergarten mellan dessa ådror en spräcklighet, betingad av små saliska fläckar av samma utseende som ådrorna, ehuru med mindre kornstorlek. Dessa ljusa fläckar övergå vid kontakten med de saliska ådrorna diffust och graduellt i dessa. Mikroskopisk undersökning bekräftar samhörigheten petrografiskt mellan den suprakrustala bergarten och dess saliska fläckar och ådror, samtidigt som karakteristiska kvantitativa olikheter komma till synes. Sålunda äro ådrorna frånsett den mera saliska sammansättningen utmärkta av en förskjutning i mineralproportionerna mot högre kvarts- och mikroklinhalt men lägre plagioklashalt. Vidare är mängden klorit och muskovit större i ådrorna än i bergarten i övrigt, där biotit starkt överväger över de två nämnda mineralen.

Alla anförda fakta synas vara i överensstämmelse med den tolkningen, att de ljusa fläckarna utgöra det första tecknet på en begynnande smältning i bergarten. Deras sammansättning motsvarar också nära kvarts-fältspateutektikum, d. v. s. de mineralproportioner, som representera en vid lägsta temperatur kristalliserande resp. smältande blandning. Att smältprocessen underlättats genom närvaro av smältpunktsnedsättande ämnen, främst vatten, antydes av den ökade roll, som de vattenhaltiga mineralen muskovit och klorit spela i de saliska segregationerna. Dessa slöto sig samman till det nätverk av mer eller mindre diffusa saliska ådror, som karakterisera bergarten och ge den en breccieartad struktur. Till lokaliseringen och utbildningen av dessa ådror bidrogo sannolikt små rörelser i den allt mindre rigida bergarten, vilka

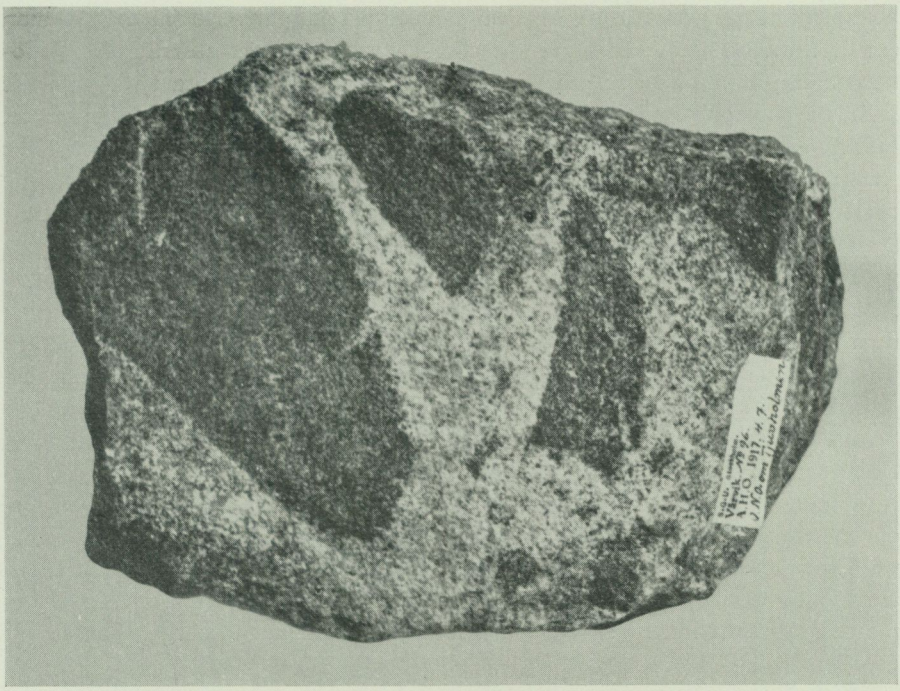


Fig. 8. Basisk vulkanit (amfibolit) breccierad av granitisk bergart, bildad genom uppsmältning av sur vulkanit. Från Åmålsformationen öster om Ömmeln, 700 m ONO om Tjuvholmen, Svanskogs socken. Cirka $^3/_4$ av nat. storl.

dock tydligen voro av ringa omfattning, eftersom ådrorna icke uppvisa någon gynnad orientering. Bergarten med sin diffusa brecciestruktur kan sålunda med fog betecknas som en uppsmältningsbreccia.

I riktning mot de centrala delarna av granitbildningsområdet tilltar graden av uppsmältning allt mera. Ådrorna bli bredare på bekostnad av breccians »brottstycken», samtidigt som dessas avgränsning blir mera diffus. Detta beror främst på att genom den fortsatta uppsmältningen ådrornas sammansättning alltmera närmar sig den ursprungliga suprakrustalbergartens och att därför skillnaden i bl. a. halt av mörka mineral mellan »brottstycken» och ådror blir mindre. Så småningom minskar sammanhållningen i »brottstyckenas» inre till den grad, att de lätt även vid små differentialrörelser flyta ut till slirartade partier i den omgivande smältan. På detta stadium är skillnaden i struktur och kornstorlek mellan dessa slirartade leptitrester och den granitiska omsmältningsprodukten ej stor. Det är väsentligen den högre halten av biotit i leptitresterna, som kommer dessa att alltjämt tydligt framträda, medan i den granitiska andelen även i detta fall muskovit något överväger över biotit.

I innersta delen av uppsmältningsområdet, belägen i hällarna strax söder om Ömmelns station, har utjämningen mellan leptitrester och palingen smälta drivits ännu ett steg längre. På ganska stora ytor finner man här en nästan

homogen, rödgrå, smått medelkornig, granitisk bergart. Lokalt finner man emellertid även här diffusa fläckar eller sliror med något större halt av biotit och något mindre kornstorlek, vilka av allt att döma böra tydas som de sista, i upplösning stadda resterna av den ursprungliga suprakrustalbergarten.

Intressant är att studera, hur de basiska inlagringarna i den övervägande sura vulkanitserien förhålla sig i olika zoner av uppsmältningsområdet. I de perifera delarna av detta inskränker sig inverkan på de amfibolitiska bankarna till en sparsam penetration av mer eller mindre oregelbundna ådror och gångar av kvarts-fältspatmaterial, som delvis får en ganska grov, pegmatitartad utbildning. En verklig brecciering av de amfibolitiska inlagringarna genom den nybildade granitiska smältan finner man först i den zon, där leptitbrottstyckena börja övergå i slirartade rester. Breccieringen är dock begränsad till amfibolitlagrens randpartier eller utspetsande ändar. Breccians brottstycken äro vanligen skarpt avgränsade från den granitiska bergarten (Fig. 8), men lokalt har en dispergering av basiskt material från amfiboliten i graniten börjat göra sig gällande, varvid gränserna bli mindre skarpa. Inom den centrala delen av området, där rester av den sura vulkaniten endast fläckvis kunna skönjas i den palingena granitiska bergarten, kunna enstaka tunna amfibolitinlagringar i den ursprungliga suprakrustalbergartsserien ses under plastisk deformation förtona och upplösas i den palingena bergartsmassan.

Pegmatitgångar

I trakten öster och nordost om sjön Ömmeln förekomma ej sällan skarpt överskärande gångar av pegmatit. Dessa gångar äro föga mäktiga, några dm till någon m, och bestå övervägande av röd kalifältspat och grå-blågrå kvarts, medan plagioklas och muskovit äro underordnade. De äro alltså av en annan typ än de äldre pegmatitgångar, som uppträda inom ådergnejsområdet i västra delen av kartbladet. Gångarna vid Ömmeln äro strängt lokaliserade till granitbildningsområdet härstädes och dess närmaste omgivning. Detta gör ett genetiskt samband sannolikt.

Sammansatta pegmatit-granitgångar

Av intresse i detta sammanhang är förekomsten inom samma område av sammansatta gångar, som utmed kontakterna bestå av pegmatit, i de mellersta delarna av granit. Två sådana gångar ha påträffats, den ena på udden SSV om Ömmelns station, den andra på udden öster om Tjuvholmen. Den förra är 4 dm, den senare cirka 1 m bred. Den centrala graniten utgör i båda fallen något mer än hälften av gångens hela massa. Den marginala pegmatiten är av samma röda, kalirika typ som i de enkla pegmatitgångarna i denna trakt. Gånggraniten är i den förstnämnda gången en finkornig, röd, aplitartad typ med sparsam muskovit som enda glimmermineral. Graniten i den senare gången är rödgrå och småkornig samt fullt homogen och massformig. Till sin petrografiska sammansättning och i viss mån även sitt utseende visar denna

granit stor likhet med de genom omsmältning av sura vulkaniter bildade palingena granitiska bergarterna.

De båda sammansatta gångarna uppträda i de centrala delarna av uppsmältningsområdet. Den ena genomskär en granitisk bergart med endast otydliga spår av ej upplösta suprakrustalbergartsrester, medan den andra genomsätter en större amfibolitisk inlagring i Åmålsserien. Åtminstone i det förra fallet måste uppkomsten av sprickgången i fråga förläggas till en tidpunkt under områdets avsvalnande, då konsolideringen även inom dess centrala del fortskridit så långt, att i en nivå motsvarande den nuvarande jordytan bildning av sprickor kunde inträda. På något djupare nivåer befann sig då berggrunden fortfarande i delvis smält tillstånd och kunde avge material, som utfyllde de högre upp bildade sprickorna. Ett studium av kontaktförhållandena mellan de två komponenterna i de sammansatta gångarna, pegmatiten resp. graniten, visar, att de icke uppkommit genom differentiation i gångsprickan ur en ursprungligen homogen smälta. Tvärtom måste man räkna med tvenne på varandra följande injektioner av material med olika beskaffenhet. Vid uppkomsten av sprickan lättades plötsligt trycket på den djupare liggande smältan. Härvid frigjordes en lättrörlig, på flyktiga beståndsdelar anrikad fraktion, som snabbt steg uppåt och i de svalare delarna började kristallisera på gångväggarna som den marginala pegmatiten. Därefter avlöstes denna av den normala, mera trögflytande, granitiska smältan, som utfyllde resten av sprickan och stelnade som den centrala gånggraniten.

Den ovan beskrivna lokala uppsmältningen och granitbildningen öster om Ömmeln är att betrakta som en intensifiering av den metamorfos, som inom södra hälften av kartbladet med från väster mot öster ökande styrka övergått Åmålsformationens suprakrustalbergarter och som är äldre än i varje fall de surare leden av Åmåls—Kroppefjällsgranitserien. Vissa förhållanden tala för att granitbildningen in situ vid Ömmeln kulminerat vid en tidpunkt, som omedelbart föregått uppträngandet av de basiska leden av den nämnda djupbergartsserien.

Åmåls—Kroppefjällsgranitserien

Såsom synes av kartan äro bergarter av Åmåls—Kroppefjällsgranitserien dominerande inom detta kartblad. Både i stort och i detalj genomsätta och sönderstycka dessa djupbergarter såväl St. Le—Marstrand-seriens ådergnejser som Åmålsformationens suprakrustalbergarter. Samtliga djupbergarter i fråga ingå som bollar eller vittrat material i Dalformationens bottenkonglomerat eller arkoser och voro alltså framprepparerade i den berggrundsyta, på vilken Dalformationens sediment och vulkaniter avlagrades. Åmåls—Kroppefjällsgranitseriens bergarter inträngde i samband med den veckning, som skedde efter Åmålsformationens bildning men före början av Dalformationens sedimentation. Redan vid denna veckning blevo graniterna delvis deformerade, särskilt i västra delen av kartbladet, där den genom denna veckning

skapade tektoniken i huvudsak synes vara bevarad i granitområdet väster om Lelången. Deformationen är här av kataklastisk natur. Öster om en linje från trakten öster om Edslan genom västra delen av Ömmeln mot M. Svan äro bergarterna, såväl graniterna som suprakrustalbergarterna, föga eller ej alls förskiffrade. I det mellanliggande området, d. v. s. från den nämnda linjen i öster fram till Lelången i väster, har, som förut omtalats, den yngsta, dalslandiska orogenesen omformat den äldre berggrunden efter en ny, enhetlig plan. Samma zonering från söder mot norr med hänsyn till den strukturella omformningen, nämligen i kataklastiskt skiffriga, gnejsigt skiffriga och slirgnejsigt utbildade bergarter, gäller inom detta område för såväl graniter som suprakrustalbergarter.

Inom den djupbergartsserie, som här betecknats som Åmåls—Kroppefjällsgranitserien, ha på kartan utskilts fem olika bergartstyper, nämligen diorit, Åmålsgranit, intermediär granit, jämnkornig resp. ögonförande, och Kroppefjällsgranit. Denna indelning, som företagits på rent petrografiska grunder, har visat sig samtidigt vara en uppdelning på åldersskilda led med diorit som äldsta och Kroppefjällsgranit som yngsta bergart i serien, dock med den inskränkningen, att mellan de två typerna av intermediär granit ingen tydlig åldersföljd kunnat iakttagas. Den nämnda ordningsföljden i bergarternas uppträngande innebär en konsekvent petrografisk utveckling. Från det äldsta till det yngsta ledet i serien kan man sålunda i stort sett konstatera en avtagande andel mörka mineral och en minskande anortithalt i plagioklasen, samtidigt som fältspatproportionen allt mer förskjutes till förmån för kalifältspaten, samt en ökande halt av kvarts i bergarten.

Diorit

Dioriten bildar ett ganska stort antal relativt små massiv, utspridda över stora delar av kartbladet. Särskilt rikliga äro dessa i ett stråk från Dalsjön åt SSV genom Limmen till trakten väster om Edslan samt i västra delen av kartbladet, dels väster om Västra Silen, dels vid mellersta delen av Lelången och väster därom. Även söder om Ömmeln finnas flera små dioritmassiv. Dioritens åldersställning belyses av följande observationer. I massivet mellan Håboda och Knutserud, väster om Ögnesjön, gränsar diorit mot St. Le—Marstrand-seriens grå ådergnejs utan att vara påverkad av ådergnejsbildningen. Strax söder om Ömmelns östra del genomsättes den i Åmålsformationen inlagrade effusiva grönstenen nordost om gården Sväljen av dioritgångar, som sannolikt utgå från det lilla dioritmassivet vid nämnda gård. Tjuvholmen i Ömmeln består av en diorit, som ej visar någon påverkan från den palingena granitbildning, vars centrum ligger endast cirka 700 m nordost därom. Dessa iakttagelser visa, att dioriten är yngre än både St. Le—Marstrand-gnejsserien och Åmålsformationens suprakrustalbergarter och att den sannolikt intruderat först sedan den lokala granitbildningen öster om Ömmeln kulminerat. Å andra sidan ha gångar av Åmålsgranit, intermediär granit och Kroppefjällsgranit vid olika lokaler noterats genomsätta dioritmassiven, lik-

som även inneslutningar av diorit i samtliga dessa granittyper ej äro ovanliga. Vid tre ställen, nämligen 500 m väster om Fursjöns norra del (Edsleskogs socken), i Gölekullen och i berget 800 m nordost om Kittelsbo, väster om Edslan, äro dioritinneslutningarna så stora och rikliga, att de schematiskt kunnat anges på kartan. I de två första fallen är en intermediär granit, vid den sistnämnda lokalen Kroppefjällsgranit den breccierande bergarten.

Dioriter med den primära strukturen bevarad och utan mera framträdande förskiffring finner man i första hand utanför det under den dalslandiska orogenesen deformerade området, d. v. s. främst i sydöstra delen av kartbladet och till en del även väster om Lelången. Emedan den basiska bergarten mindre lätt förskiffras än graniterna, kan man i vissa fall finna helt eller delvis massformig diorit i en i övrigt förskiffrad miljö, trots att dioriten är äldre än närmaste omgivning. Så är förhållandet exempelvis med massivet vid L. Butjärn mellan Gustavsfors och Vårviks kyrka och med Sulekullen nordväst om Edslan.

De massformiga dioriterna äro småkorniga — medelgrova, grönaktigt svartgrå eller mörkgrå bergarter. De något grövre typerna visa gärna en spräcklighet i grönaktigt svart och gråvitt, betingad av de dominerande mineralen hornblände och plagioklas, av vilka den senare något överväger. Plagioklasens sammansättning växlar mellan en sur och en basisk andesin. Kvarts antingen helt saknas eller uppträder med högst några få volyms-%. Dessa dioriter innehålla ingen kalifältspat. Något biotit finns i de flesta diorittyper, och dess mängd synes öka med kvartshalten. Endast i undantagsfall ha rester av pyroxen iakttagits i de inre delarna av större hornbländekristaller. I underordnade mängder förekomma klorit och epidot, vilka huvudsakligen synas vara bildade sekundärt genom omvandling av biotit resp. plagioklas och malm. Tillfälligtvis eller i små kvantiteter förefinnas vidare malm, titanit, apatit, zirkon och ortit, den senare i centrum av mera självständigt uppträdande epidotkristaller. Zirkon är endast funnen i de kvartsförande, biotitrikare dioriterna, och apatiten är rikligare i dessa typer.

Kataklastiskt skiffrig diorit. Kataklastiskt förskiffrad diorit finns särskilt väster om Lelången och nordväst om Edslan. Förskiffringen börjar gärna i massivens kanter eller har drabbat vissa relativt smala stråk, som genomsätta även massivens inre delar. Vid kraftigare förskiffring kan dioriten få ett grönskifferartat utseende, men bergartens rätta natur kan vanligen lätt påvisas genom bättre bevarade partier i eller omedelbart på sidan om de starkt deformerade stråken.

Mikroskopiskt kommer den mekaniska påverkan först till synes i kvartsen och plagioklasen. Kvartsen, som kan utgöra något över 10 volyms-%, blir granulerad och starkt undulöst utsläckande samt utpressas snart till tunna stråk. Plagioklasen grumlas av omvandlingsprodukter och genomsättes av krosszoner. Bergartens halt av klorit ökar vanligen något på bekostnad av biotiten. Av de accessoriska mineralen har det tydligen titanförande malmmineralet i de förskiffrade zonerna delvis omvandlats till titanitkorn, medan

apatitkristallerna under samma omständigheter blivit mer eller mindre deformerade eller krossade och korroderade. Något kalcit uppträder ibland som sent bildat mineral utfyllande små sprickor i rörelsezonerna.

Gnejsigt skiffrig diorit. De gnejsigt skiffriga dioriterna, som ha utseende av dioritiska gnejser, äro mer eller mindre mörkt gröngrå bergarter av växlande grovlek med parallellstruktur och skarpkristalliniskt gry. Genom minskning av plagioklashalten visar sig en tendens mot amfibolitiska typer. I förekomsterna närmast norr och söder om östra delen av sjön Limmen är hornbländet utvecklat som stängliga kristalloblaster med en längd av upp till 2 cm vid en bredd av 3—4 mm. En karakteristisk finstänglig utbildning har hornbländet i grönstenen i övre delen av Halneknattens västsluttning, d. v. s. i nära anslutning till det västra stråket av sen hornbländeporfyroblastbildning, som tidigare (sid. 31) omnämnts.

Mikroskopiskt visar sig mineralsammansättningen av dessa förgnejsade dioriter nära överensstämma med de tektoniskt opåverkade dioriterna, även i stort sett vad beträffar de inbördes proportionerna mellan de olika mineralen. Däremot är strukturen en annan, beroende på den omkristallisation under riktat tryck, som bergarten undergått. Härigenom har åstadkommits en mer eller mindre utpräglad plan eller lineär parallellstruktur. Bäst inordnad i planstrukturen är biotiten, medan hornbländet och i viss mån även plagioklasen ofta ha en större tendens till lineär anordning. Beträffande hornbländet är det de prismatiskt utbildade kristallernas axlar, i fallet plagioklas de omkristalliserade och spolformigt utdragna kornaggregaten, som tendera att inordnas i en viss riktning. I de centrala delarna av dessa fältspatlinser äro ofta större korn av den primära plagioklasen bevarade. I den ovannämnda bergarten med finstängligt hornblände i Halneknatten är omkristallisationen så fullständig, att inga relikta strukturdrag synas kvarstå.

Slirgnejsig diorit. Diorit i slirgnejsig utbildning har, liksom slirgnejsigt omformade bergarter av Åmåls—Kroppefjällsgranitserien över huvud taget, en mycket inskränkt utbredning inom kartbladet Vårvik. Det är endast den lilla dioritförekomsten väster om Pålerud samt sydöstra delen av dioritstråket från N. Kärr till trakten väster om Vammerviken, båda belägna i nordvästra delen av kartbladet, väster om Västra Silen, som uppvisa denna höga grad av metamorfos. De vita slirorna eller ådrorna gå parallellt med skiffrighetsplanen och bestå väsentligen av kvarts och plagioklas. De uppträda tämligen glest och äro av jämförelsevis ringa bredd, vilket beror dels på bergartens relativt basiska sammansättning, dels på att minimibetingelserna för slirgnejsbildning av allt att döma blott föga överskridits.

Åmålsgranit

Det efter dioriten närmast följande ledet i djupbergartsserien är Åmålsgraniten, som har ganska stor utbredning i olika delar av kartområdet. De

största sammanhängande arealerna finnas i västra delen av detta, väster om Lelången samt på näset mellan denna sjö och Västra Silen. Åmålsgraniten visar i princip samma relationer till de äldre suprakrustalserierna som dioriten. Sålunda kunna skarpt avgränsade brottstycken av St. Le—Marstrandseriens ådergnejs i Åmålsgraniten iakttagas t. ex. på stranden av Askesjön öster om Bollnäs. I enstaka fall ha även gångar av Åmålsgranit setts genomsätta ådergnejsen. Kontrasten i struktur mellan den inhomogena ådergnejsen och den homogena, vanligen deformerade, men ej ådrade graniten är påfallande utmed hela den långa gränsen mellan de två bergarterna sydväst om Lelången. Även till Åmålsformationen förhåller sig Åmålsgraniten som en yngre intrusiv bergart. Att den även är yngre än dioriten, visas av ett flertal observationer över inneslutningar av diorit i Åmålsgranit och några fall av gångar av Åmålsgranit genomsättande diorit. Å andra sidan genomsättes Åmålsgraniten ofta av gångar av intermediär granit och Kroppefjällsgranit samt förekommer som inneslutningar i de sistnämnda graniterna. Åmålsgranitens ställning i intrusionsföljden är alltså otvetydigt fixerad.

Fullt massformig och primärstruerad Åmålsgranit har en relativt obetydlig utbredning på detta kartblad. Det är blott söder om Ömmeln samt strax väster om Edslan och i ett par områden söder om Askesjön man finner denna ej förskiffrade Åmålsgranit. Denna är en medelgrov, jämnkornig, rent grå eller på sin höjd svagt rödaktigt grå bergart (Fig. 9). I det senare fallet är den i viss mån ett mellanled i utvecklingen mot den intermediära graniten. I jämförelse med dioriten har de mörka mineralens mängd märkbart avtagit. Dominerande bland dessa är biotiten, medan hornbländet, det för dioriten karakteristiska mineralet, antingen helt saknas eller utgör högst några få % av bergarten. Epidot förekommer i alla närmare undersökta Åmålsgraniter, medan muskovit och klorit, den senare omvandlingsprodukt av biotit, uppträda endast i vissa fall och då alltid i betydligt mindre mängd än biotiten. Av de ljusa mineralen dominerar den vanligen svagt grönaktigt grå plagioklasen, vars sammansättning i medeltal håller sig vid eller något under 30 % An, vilket i jämförelse med dioriterna innebär en minskning med cirka 10 % An. Samtidigt har plagioklasens volymetriska andel i bergarten stigit något och är i genomsnitt omkring 52 volyms-%. Kalifältspaten, som i dioriterna helt saknas, ingår i Åmålsgraniten vanligen i små mängder, 4—5 volyms-%. I några fall ses ingen mikroklin, medan halten därav undantagsvis kan stiga till 15 %. Kvartshalten uppgår i allmänhet till cirka 20 volyms-%. Åmålsgraniten är alltså en relativt kvartsfattig granit. Beträffande de ljusa mineralens utbildning gäller i allmänhet, att både kvarts och mikroklin uppträda som en avgjutande utfyllnad mellan övriga mineral, antydande sen kristallisation, medan plagioklasen har en tendens att utveckla idiomorfa kristallformer mot dessa. De vanligaste accessoriska mineralen äro titanit och apatit. Den senare förekommer som mikroskopiska kristaller inneslutna i alla övriga mineral, medan titaniten bildar även för blotta ögat synliga individ av rödbrun färg, som synas ha utkristalliserat i huvudsak efter plagioklasen men före mikroklin och kvarts. I ännu mera underordnad mängd och ej i alla undersökta

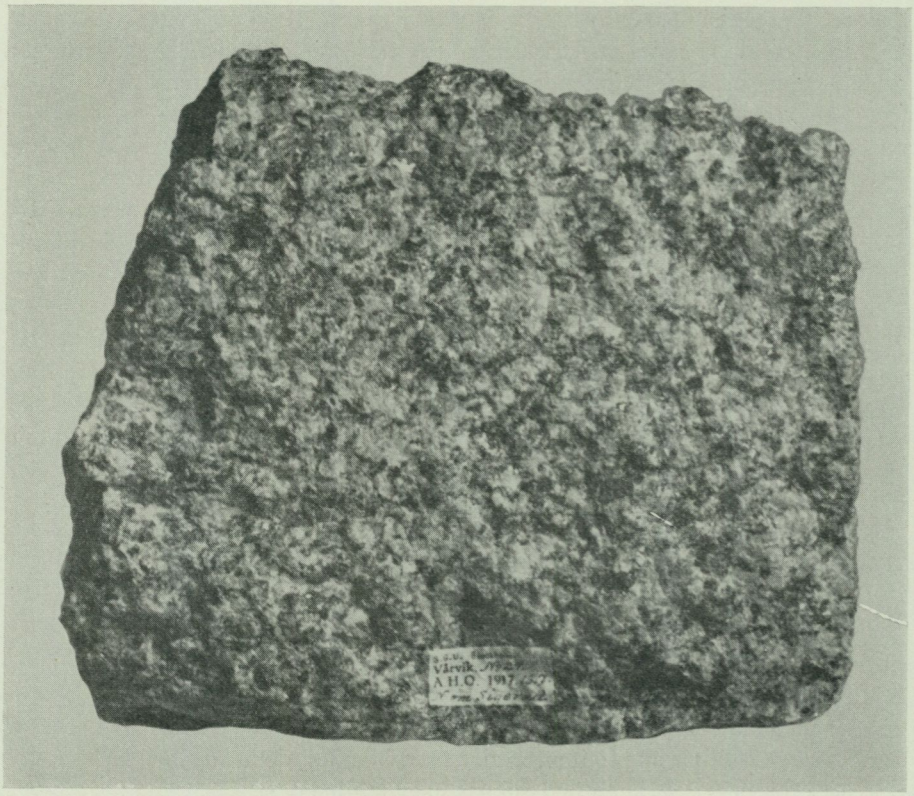


Fig. 9. Åmålsgranit. 350 m norr om Sigerud, Edsleskogs socken. Cirka $^{7}/_{10}$ av nat. storl.

prov förekomma följande mineral: magnetit, svavelkis, ortit, zirkon och flussspat.

Kataklastiskt skiffrig Åmålsgranit. Åmålsgranit, som utsatts för en mer eller mindre kraftig mekanisk deformation, har ganska stor utbredning i södra och sydvästra delen av kartbladet, särskilt mellan Edslan och Svärdlången samt sydväst om Lelången. I stort sett finner man den starkaste deformationen inom det förstnämnda området, centralzonen för den dalslandiska veckningen. Men även här växlar deformationens intensitet från graniter med endast svagt utbildad parallellstruktur och väl bibehållet granitiskt utseende till finkorniga granitmyloniter med intensivt utpressade mineralkorn. I det senare fallet är det ibland svårt att skilja den mylonitiserade graniten från en deformerad porfyr av motsvarande kemisk sammansättning. I de mera måttligt deformerade typerna är ofta en lineärstruktur väl utvecklad, varvid kontrasten mellan brottytor vinkelrätt mot denna med ofta nästan massformigt granitiskt utseende och ytor parallellt med strukturen med mineralen starkt förlängda i samma riktning är mycket utpräglad.

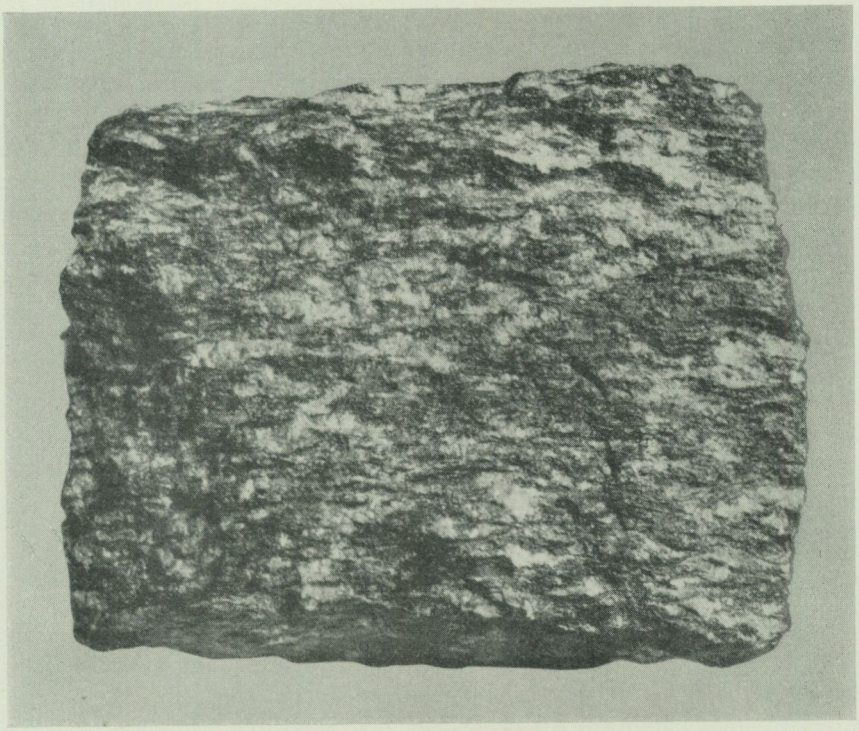


Fig. 10. Gnejsigt skiffrig Åmålsgranit. 750 m sydost om Stigen, Laxarby socken. Cirka $^3/_4$ av nat. storl.

De kataklastiskt förskiffrade Åmålsgraniterna ge i allmänhet ett mera mörkgrått intryck än den massformiga graniten, dels till följd av den genom mineralens krossning minskade kornstorleken, dels genom bergartens benägenhet att klyvas efter de av parallellorienterad mörk glimmer särskilt rikligt besatta skiffrighetsplanen. Ibland får bergarten en svagt rödaktig färg till följd av den då något större halten av kalifältspat. Vanligare är däremot en gröngrå färgton, som beror på ett ökat innehåll av epidot. Denna uppträder dels som en omvandlingsprodukt av den deformerade plagioklasen, dels som mera självständiga och då starkare färgade korn. Biotitens omvandling till klorit har skett i oväntat ringa omfattning och är särskilt lokaliserad till de intensivaste rörelseplanen. I dessa äro även sericit och klinozoisit vanliga, vilka mineral kunna tydas som bildade genom fältspatens utpressning och omvandling. Till de tidigare nämnda accessoriska mineralen kommer i dessa förskiffrade Åmålsgraniter i några fall kalcit.

Gnejsigt skiffrig Åmålsgranit. I de mellersta och norra delarna av kartbladet uppträder Åmålsgraniten övervägande i den metamorfa utbildning, som här betecknats som gnejsigt skiffrig (Fig. 10). Det största området av

denna bergartstyp förekommer på näset mellan Lelången och Västra Silen från trakten av Känsbyn och St. Butjärn till nordvästra karthörnet, och detta påfallande enhetliga massiv har en stor utbredning även utanför kartbladet åt norr och nordväst.

De gnejsiga Åmålsgraniterna visa en viss variation med hänsyn till halten av mörka mineral och även i fältspatproportionerna. Sålunda innehålla exempelvis hithörande bergarter i trakten av sjön Limmen delvis över 20 volyms-% biotit, och fältspaten är något rödfärgad, ehuru mikroklinhalten är endast 4—8 volyms-%. I det stora massivet i kartbladets nordvästra del är bergarten fattigare på biotit och rent grå, trots att mikroklinen utgör cirka 15 volyms-%. Kvartshalten är i de olika typerna ungefär densamma, 20 volyms-% eller något däröver. I den gnejsiga Åmålsgraniten från trakten av Gustavsfors finnes här och var den regelbundna mikroskopiska sammanväxning mellan kvarts och plagioklas, som fått namnet myrmekit. Det bör påpekas, att biotiten ej eller blott till mycket liten del omvandlats till klorit. Beträffande småmineralen gäller i stort sett detsamma, som anförts vid de ej förgnejsade Åmålsgraniterna.

Slirgnejsig Åmålsgranit. Inom den gnejsiga Åmålsgraniten ha metamorfosbetingelserna endast lokalt varit tillräckliga för utbildning av saliska sliror eller ådror. Sådana förekomma blott inom tre smärre områden i kartområdets nordvästra del, nämligen vid och söder om Sundsbyn, NNO om Broåsen samt sydväst om Vammerviken, det senare i omedelbar anslutning till härvarande förekomst av slirgnejsig diorit. Dessutom beröres det nordvästra hörnet av kartan av ett fjärde område, som till sin större del faller utanför densamma.

Slirorna äro liksom bergarten, i vilken de förekomma, grå, men ljusare än denna till följd av den mindre halten av mörka mineral. De äro än relativt kort linsformade, än mera utdragna till långa bandartade stråk, men ligga tämligen glest. Bredden är vanligen någon eller några cm. Kornstorleken i slirorna är tydligt större än i omgivande bergart, men övergången graduell, även beträffande halten av mörka mineral. Den mineralogiska sammansättningen av sliror och huvudbergart är i kvalitativt hänseende väsentligen densamma, ehuru proportionerna delvis ändrats. Sålunda har kvartshalten stigit till något över 30 volyms-% i slirorna, ett värde, som motsvarar det i sura, kalirika graniter vanliga. Slirfältspaten är dock liksom i huvudbergarten alldeles övervägande plagioklas, något albitrikare än i denna. När huvudbergarten innehåller hornblände, äro även slirorna hornbländeförande. Ibland förekommer en viss anrikning av epidot i slirorna, särskilt i deras centrala delar. Allt detta står i överensstämmelse med den uppfattningen, att slirorna uppkommit genom utlösning eller utsmältning av material ur bergarten själv och att därvid mineralisatorer, främst vatten, varit verksamma. Bergarten är med andra ord en ådergnejs av venittyp.

Intermediär granit

Den intermediära granit, som ingår i Åmåls—Kroppefjällsgranitserien, intar den största arealen av seriens bergarter. Särskilt i östra hälften av kartbladet utgör den ett dominerande inslag i kartbilden. Med särskild beteckning har en porfyrisk eller ögonförande typ utskilts från den jämnkorniga graniten. Då ingen tydlig åldersföljd mellan de två typerna påvisats, ehuru kemiskt den ögonförande typen utgör ett mera avancerat led i granitseriens utveckling, behandlas de här under en gemensam rubrik. De ha också på kartan erhållit samma grundfärg. Den intermediära graniten i sin helhet kan däremot på grund av ett stort antal observationer med hänsyn till sin plats i intrusionsföljden otvetydigt inpassas mellan Åmålsgraniten och Kroppefjällsgraniten. Den intermediära graniten innehåller nämligen brottstycken av Åmålsgranit ävensom av diorit och Åmålsformationens suprakrustalbergarter, men förekommer själv som inneslutningar i Kroppefjällsgranit. Vidare ha gångar av intermediär granit iakttagits i både diorit och Åmålsgranit men aldrig i Kroppefjällsgranit.

Den primärstruerade intermediära graniten, sådan den förekommer i ett brett stråk från kartans sydöstra hörn åt norr över Ömmeln mot Hugnerud samt i smärre områden i de södra och sydvästra delarna av kartbladet, är en vanligen medelgrov, ofta grönaktigt rödgrå, massformig eller svagt fluidalstruerad granit (Fig. 11). Den är intermediär i första hand med hänsyn till förhållandet mellan fältspaterna. I jämförelse med Åmålsgraniten har nämligen halten mikroklin stigit från 4—5 % till i genomsnitt 14—15 %. Samtidigt har plagioklasens andel minskat med cirka 5 %, från 52 till 47 %. Dess anortithalt har avtagit endast några få % och är i medeltal 27 % An. Kvartshalten har ökat från 20 till 25—26 volyms-%. Dessa siffror gälla de jämnkorniga intermediära graniterna. Den ögonförande granittypen skiljer sig från dessa främst genom den större halten kalifältspat, i genomsnitt 28 % mikroklin gentemot 35 % plagioklas, medan kvartshalt och plagioklasens anortithalt endast undergått smärre förändringar i riktning mot en mera salisk sammansättning.

Vid mikroskopisk undersökning finner man, att plagioklasen kristalliserat före kalifältspaten och kvartsen, vilket är särskilt påfallande i den jämnkorniga graniten, där de två senare mineralen utan egna kristallformer utfylla mellanrummen mellan de övriga komponenterna i bergarten. Men även i den porfyriska graniten, där de stora röda mikroklinpertitkristallerna ha ett mera självständigt uppträdande, har kalifältspaten kristalliserat i huvudsak först efter plagioklasen och ungefär samtidigt med kvartsen. I samband med mikroklinens kristallisation ha plagioklaskristallerna till en del upplösts, resorberats. Plagioklasen är mer eller mindre omvandlad till mycket finfjälliga mineralaggregat, som ge den i stuff en gröngrå färg, medan mikroklinen är frisk men impregnerad av ett mycket finkornigt rödbrunt pigment, som förklarar dess ofta starkt röda färg. Till det färgstarka intryck, som vissa av

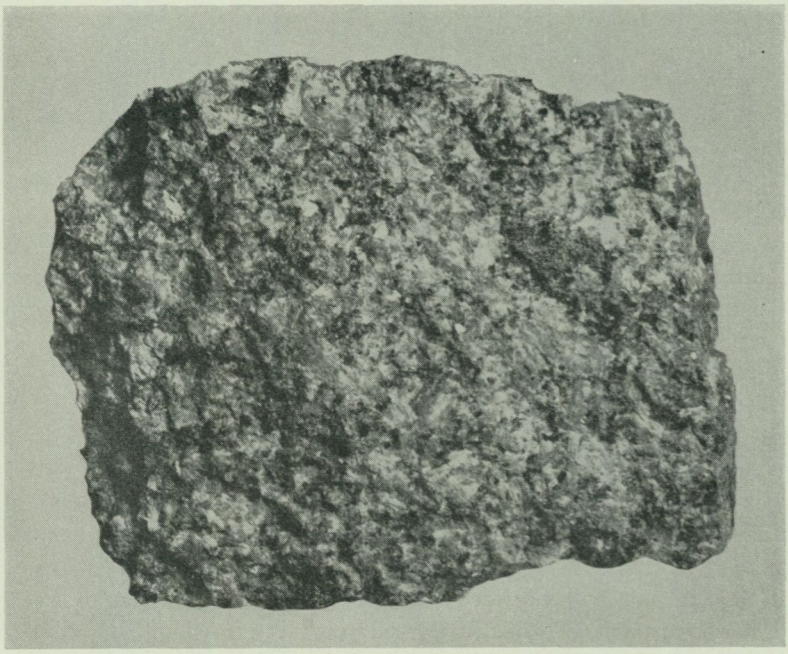


Fig. 11. Något porfyrisk, intermediär granit. Mindre förekomst i Kroppefjällsgranit 150 m SSO om Föskerud, Edsleskogs socken. Cirka $^3/_4$ av nat. storl.

dessa intermediära graniter ge, bidraga dessutom i någon mån den svarta biotiten och den ofta något blåaktigt grå kvartsen.

Dominerande bland de mörka silikatmineralen i de intermediära graniterna är biotiten. Den utgör i genomsnitt 10 volyms-% av bergarten, i de ögonstruerade typerna något mindre. Omvandling till klorit har ofta helt uteblivit eller skett till blott en ringa del. Förekomst av självständig epidot är i de primärstruerade intermediära graniterna sparsam, och hornblände ses endast sporadiskt samt i små kvantiteter. Av övriga i små mängder uppträdande mineral (malm, titanit, apatit, turmalin, ortit, kalcit, zirkon, muskovit) är titaniten mest anmärkningsvärd. Den är särskilt riklig, över 2 volyms-%, i de intermediära graniterna i trakten söder om sjön Ömmeln. Den kan iakttagas även med blotta ögat, då den förekommer som delvis mer än mm-stora, bruna kristaller. Även om titanitens stora kristallisationsförmåga tar sig uttryck i en viss tendens till utbildning av kristallytor, så är den dock i stort sett ett vinkelutfyllande, sent kristalliserat mineral, ibland med inneslutningar av sådana mineral som malm, apatit och plagioklas.

I detta sammanhang må nämnas en lokal utbildningsform av den intermediära graniten. Det är en monzonitisk bergart från södra stranden av Berganesjön, som på grund av sin ringa utbredning på kartan ej utskilts från huvudbergarten. Som så ofta är fallet i granitområdet söder om Ömmeln, visar kalifältspaten en tendens till porfyrisk utbildning. De rundade, cm-stora,

röda mikroklinkristallerna ligga i en mörkare eller ljusare grågrön massa, som väsentligen består av plagioklas, vilken i växlande grad omvandlats till sericit och epidot. Den mest påfallande skillnaden gentemot den normala intermediära graniten är den nästan fullständiga frånvaron av kvarts. Den uppgår till endast 0.2 volyms-%. Klorit ingår å andra sidan i något större mängd än som vanligen är fallet i den intermediära graniten, och denna klorit kan endast till en del tillskrivas en direkt omvandling av biotiten. Bergarten visar en viss likhet med de som helsinkiter betecknade, av mikroklin, albit, epidot och klorit väsentligen bestående bergarterna. Epidoten är dock i det här aktuella fallet ej primär utan åtminstone till stor del en omvandlingsprodukt av en plagioklas, som delvis även är bibehållen och vars sammansättning bestämts till andesin med 32.5 % An. Bergarten bör därför betecknas som en monzonit, som undergått en omvandling i viss mån i helsinkitisk riktning.

Kataklastiskt skiffrig intermediär granit. Kataklastiskt skiffrig intermediär granit förekommer inom tre huvudområden: 1) i anslutning till rörelsezonen genom Ömmelns västra vik åt nordost mot M. Svan, 2) i området mellan Edslan och Svärdlången, särskilt dess västra del, samt 3) i trakten väster om Lelången. I samtliga dessa områden uppträda såväl jämnkorniga som ögonstruerade typer. Graden av planparallell eller lineär förskiffring växlar starkt från föga deformerade graniter till kraftigt mylonitiserade typer. I stort sett äro dessa bergarter blekare rödgrå än de motsvarande ej förskiffrade intermediära graniterna, vilket får tillskrivas en partiell granulering av kalifältspaten. I övrigt har den övervägande destruktiva metamorfosen även i detta fall förorsakat en mer eller mindre diffus och oren, liksom beslöjad kornstruktur. Det är främst plagioklasens omvandling till sericit, klinozoisit och epidot samt en partiell kloritbildning ur biotit jämte dessa minerals mer eller mindre utpräglade inordnande i skiffrigheten, som utmärka dessa bergarters struktur.

Av intresse är att studera, hur den porfyriska intermediära graniten förhåller sig vid den kataklastiska metamorfosen. De röda, vanligen som enkla tvillingkristaller utbildade porfyriska mikroklinpertiterna motstå längre än de flesta övriga mineral i bergarten den tektoniska påverkan. Denna ger sig först tillkänna som en granulering utmed kristallernas kanter, och den bildade krossprodukten blandas ofta med något sericit och kalcit från närliggande deformerade och omvandlade plagioklaser. Härigenom blir kalifältspatkristallernas avgränsning mindre skarp än tidigare. Samtidigt genomsättes kristallen i sin helhet allt mera av sprickor och krosszoner, och fältspatfragmenten förskjutas eller vridas mer eller mindre i förhållande till varandra, så att även den enkla tvillingstrukturen suddas ut. Med tilltagande deformation antaga de granulerade mikroklinkristallerna formen av i skiffrighetsplanet liggande linser, ofta utdragna i lineärstrukturens riktning. Av en porfyrgranit har sålunda utvecklat sig en ögongnejs. Även på ett ganska avancerat stadium av mylonitbildning kunna dessa fältspatögon ofta alltjämt påvisas som starkt utpressade, tunna skivor i rörelseplanen.

Gnejsigt skiffrig intermediär granit. Den största delen av de intermediära graniterna inom bladet Vårvik föreligger för närvarande i gnejsigt skiffrig utbildning. Inom den dryga tredjedel av kartbladet, som faller norr, nordost och öster om en ungefärlig linje från M. Svan över Limmen, sydligaste delen av Östra Silen, Bärsjön, Hökenäs och Kasviken till Vassjön, utgör denna bergart den övervägande komponenten i berggrunden. Utanför detta område må särskilt nämnas nordvästra delen av näset mellan Västra Silen och Lelången, där ett antal smärre områden av samma bergart uppträda, de flesta i den här rådande gnejsigt skiffriga Åmålsgraniten. Ögonstruerade gnejsigt skiffriga intermediära graniter förekomma särskilt i nordöstra delen av kartbladet. Det största området av denna bergartstyp sträcker sig från Väster Svan över de norra sluttningarna av Gatefjäll åt norr och lämnar kartbladet vid dess norra kant med en cirka 5 km bred front. Ett av andra bergarter delvis avbrutet stråk kan följas från sjön Limmens västra del åt norr över trakten av Fursjön och Näset ut på den stora ön i nordöstra delen av Östra Silen. Andra smärre förekomster av denna ögonstruerade bergart finnas sydost om Dalsjön, norr om Bärsjön, öster om Lystjärn på Egenäshalvön och på Hästön samt söder om Känsbyn. I de fall, då olika delar av samma stråk eller område av intermediär granit ha kataklastiskt resp. gnejsigt skiffrig utbildning, är gränsen dem emellan graduell, såvida den icke sammanfaller med en förkastning eller liknande brottlinje, då den kan vara abrupt. Detta är sålunda fallet väster om Bärsjön.

De gnejsigt skiffriga intermediära graniterna kännetecknas gentemot de kataklastiskt skiffriga typerna av vanligen klarare rödgrå färgtoner och ett mera skarpkristalliniskt gry. De ha karaktären av småkorniga—medelgrova gnejsgraniter med en ofta mycket utpräglad parallellstruktur (Fig. 12). Denna betingas främst av de mörka mineralens, d. v. s. i första hand biotitens anordning. Biotitfjällen äro ej endast parallellställda utan även företrädesvis ansamlade i sinsemellan subparallella tätt liggande plan. De mellan dessa liggande partierna, som utgöra huvuddelen av bergarten, bestå övervägande av kvarts och fältspat, vilka antingen uppträda i skilda kornansamlingar eller blandade med varandra. Särskilt kvartsen är ofta utpressad till tunna lager. Emedan deformationen försiggått under samtidig omkristallisation (parakristallin deformation), ha de olika mineralkornen vanligen erhållit former, vilkas avgränsning icke motsvarar naturliga kristallytor. Detta gäller såväl huvudkomponenterna som många av de accessoriska mineralen. Det kan därför på grundval av gränsförhållandena mellan de olika mineralkornen knappast anges någon tydlig ordningsföljd för mineralens slutliga utbildning i dessa förgnejsade graniter. Ett undantag härifrån utgör det hornblände, som förekommer sparsamt i hithörande bergarter i trakten av Nybyggerud, öster om Ämneskogssjön, i nära anslutning till de stråk med hornbländeporfyroblaster, som tidigare beskrivits. Även i den gnejsiga graniten har detta hornblände karaktären av porfyroblaster, ehuru den i stuff icke är så iögonenfallande som i de i övrigt finkorniga, saliska suprakrustalgnejserna. Hornbländekristallerna, som ligga väl inordnade i de övervägande av biotit belagda

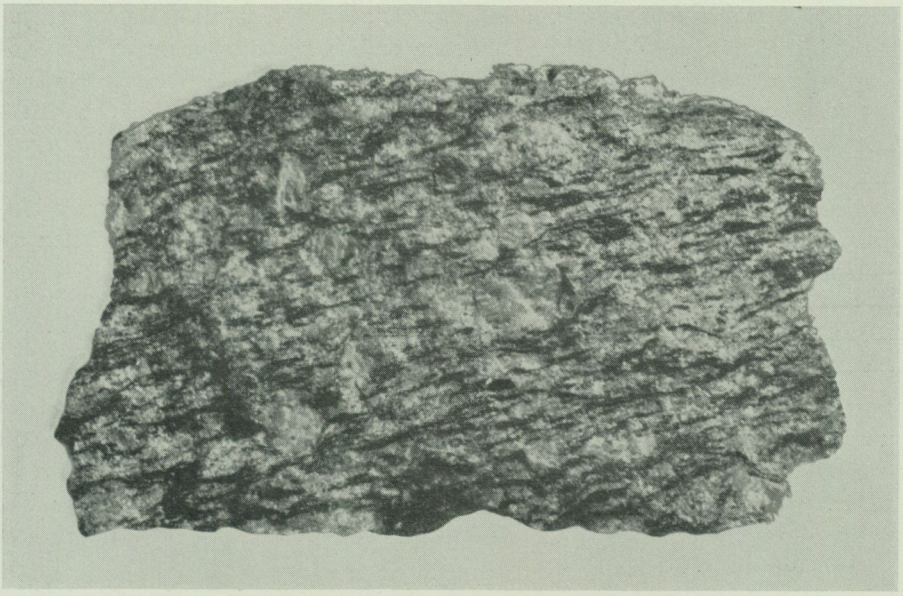


Fig. 12. Ögonstruerad, gnejsigt skiffrig, intermediär granit från Åmåls-Kroppefjällsgranitserien. 1300 m NNO om Humletorps station, Långseruds socken. Cirka $^2/_3$ av nat. storl.

skiffrighetsytorna och innehålla rikliga inneslutningar av bergartens övriga mineral, ha tydligen även i detta fall bildats på ett sent stadium av metamorfosen. Därvid har biotiten i den närmaste omgivningen av hornbländekristallerna omvandlats till klorit.

De mer eller mindre starkt röda kalifältspatögonen i de ögonstruerade gnejsiga intermediära graniterna äro av något växlande storlek. Inom det stora enhetliga området mellan Väster Svan och norra kartgränsen äro 3 × 1.5 cm de vanliga maximala dimensionerna för de här tämligen blekt röda fältspatögonen. Dessa äro mer eller mindre regelbundet linsformade med linsplanet sammanfallande med den allmänna skiffrigheten. Bergarten mellan ögonen visar stor likhet med den jämnkorniga förgnejsade intermediära graniten, d. v. s. den är en till helhetsintrycket rödgrå, medelgrov blandning av främst kvarts, plagioklas, mikroklin och biotit med en utpräglad parallellstruktur. I de fall, då en lineärstruktur uppträder, äro fältspatögonen mer eller mindre starkt förlängda i dennas riktning.

Fältspatögonen torde sällan bestå av ett enda enhetligt mikroklinpertitindivid. Antalet delindivid, som uppbygga ett fältspatöga, är dock ofta så ringa och deras orientering i förhållande till bergartens parallellstruktur sådan, att man måste antaga en sen förgrovning genom omkristallisation av en tidigare mera finkornig fältspatkornmosaik, som under ett föregående stadium av metamorfosen framgått ur granitens porfyriska fältspater genom granulering. Ibland finner man i de centrala delarna av ett fältspatöga bevarade relikta partier av den förmodade ursprungliga porfyriska fältspaten, vanligen

en enkel Karlsbadtvilling, ofta i form av ett antal rester, som något förskjutits i förhållande till varandra. Den sena omkristallisationen av fältspatögonen, som alltså i viss mån tenderar till ett återställande av deras ursprungliga karaktär av enhetliga kristaller, har skett under någon tillförsel av kalifältspatmaterial från omgivande bergart, varför ögonen ofta äro ej obetydligt större än porfyrgranitens fältspater. Att denna materialtransport och omkristallisation befordrats genom närvaro av vatten, antydes därav, att biotiten undergått en partiell kloritomvandling nästan uteslutande i närheten av fältspatögonen.

Slirgnejsig intermediär granit. Intermediär, jämnkornig granit ombildad till slirgnejs har inom kartbladets område en tämligen begränsad utbredning. Den förekommer nämligen endast i ett åt sydost avsmalnande stråk från norra kartkanten, cirka 1 km väster om Gårdsnäs, strax väster om Västra Silen, mot Vammerviken och har sin fortsättning på Storön och Björnö samt några smärre holmar i samma sjö. Den slirgnejsiga graniten bildar här undre delen av ett från VSV mot ONO över Dalformationen uppskjutet berggrundsblock.

De rödgrå saliska slirorna växla från korta, tunt linsformade, ofta diffusa kvarts-fältspatsegregationer till några cm breda, vanligen ganska skarpt avgränsade, jämntjocka och uthålliga ådror, alla mestadels strikt parallella med bergartens allmänna förskiffring (Fig. 13). Kornstorleken är även på begynnelsestadiet av slirbildningen större än i bergartens huvudmassa och ökar i stort sett med slirornas bredd. Även huvudbergartens kornstorlek ökar ofta något i närheten av de breda slirorna. Särskilt i de fall, då bergartens biotithalt är jämförelsevis framträdande, finner man ofta på båda sidor om de större slirorna en smal zon rikare på biotit än bergarten i övrigt och därför mörkare till färgen samt med tämligen skarp gräns mot sliran men mera graduell övergång i motsatt riktning mot den normala bergarten. Man får därför det intrycket, att de saliska slirornas material i huvudsak härleder sig från deras närmaste omgivning och att som en följd av segregationsprocessen en relativ anrikning av de femiska mineralen, främst biotiten, här skett.

Den mikroskopiska undersökningen av bergart och sliror bekräftar uppfattningen om det nära genetiska sambandet dem emellan. Bortsett från den saliska karaktären av slirorna, vilket innebär, att dessa äro väsentligt fattigare på mörka, femiska mineral än bergarten i sin helhet, så är proportionen mellan huvudmineralen, kvarts, mikroklin och plagioklas, i stort sett densamma i sliror (35.5 : 20.0 : 44.5) och i mellanliggande bergart (33.8 : 13.5 : 52.7), dock med en karakteristisk förskjutning till förmån för kvarts och kalifältspat i slirorna. Vidare är plagioklasen i dessa några % fattigare på anortitkomponenten än i bergarten i övrigt. Av intresse är även, att klorit endast förekommer i och i närmaste grannskap av slirorna. Detta antyder, att slirbildningen åtföljts av och i viss mån även befordrats av lokala anrikningar av flyktiga, smältpunktsnedsättande beståndsdelar.

Ögonförande intermediär granitisk gnejs i fullt typisk slirgnejsutbildning

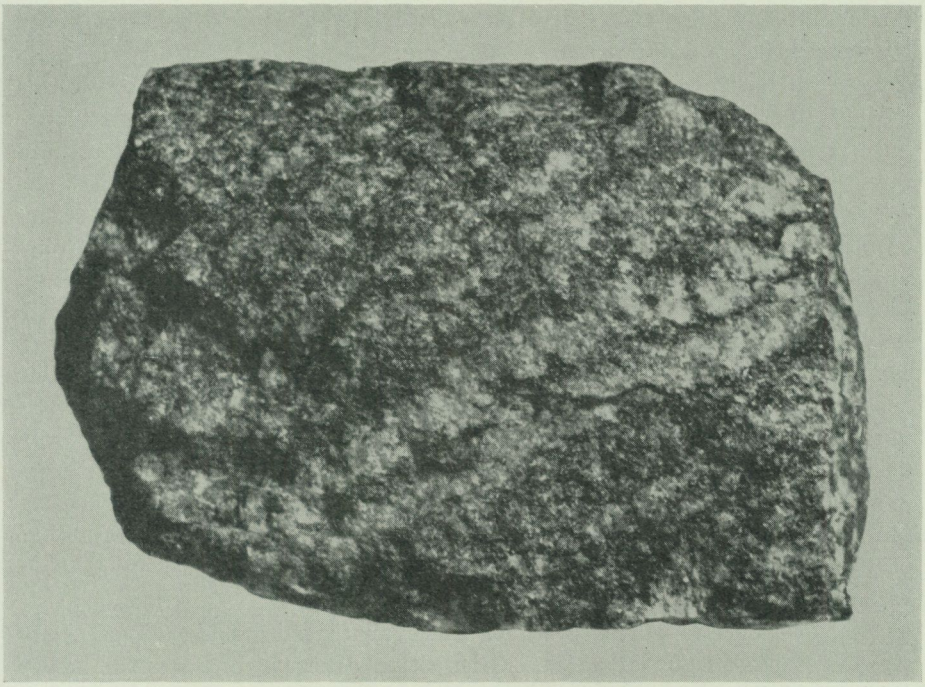


Fig. 13. Slirgnejsig intermediär granit från Åmåls-Kroppefjällsgranitserien. 800 m sydost om Lysed, Silbodals socken (bl. Arvika). Nat storl.

förekommer icke inom kartbladet Vårvik. Vissa ansatser därtill ses dock här och var i norra delen av det stora området av gnejsigt skiffrig ögongranit i bladets nordöstra del. Men först norr om kartgränsen kommer denna ögonförande slirgnejs till full utveckling. Man kan i detta fall konstatera, att slirbildningen företrädesvis utgått från fältspatögonen.

Kroppefjällsgranit

Som Kroppefjällsgranit i inskränkt bemärkelse ha på kartan betecknats de på mörka mineral fattiga och på kalifältspat rika leden i granitserien, som fördenskull utmärkas av sin vanligen mer eller mindre röda färg. Det största området av denna granit sträcker sig med SSO—NNV-lig huvudriktning genom hela kartbladet från näset mellan Svärdlången och Lelången åt norr på ömse sidor om Västra Silen till norra kartkanten, här med tyngdpunkten förlagd till östra sidan av denna sjö. Detta massiv beröres mer eller mindre av samtliga de zoner, som utskilts med hänsyn till den strukturella utbildningen. Närmast i storlek efter detta massiv kommer det område av Kroppefjällsgranit, som utbreder sig öster och norr om Edslan från kartgränsen i söder mot västra delen av Ömmeln i norr. Mellan dessa massiv, d. v. s. i de centrala delarna av kartbladet, finnas ett ganska stort antal större och mindre områ-

den av Kroppefjällsgranit. I de östligaste och västligaste delarna däremot äro förekomsterna av denna bergart få och små.

I de fall, där kontaktförhållandena mellan Kroppefjällsgraniten och övriga led i intrusivserien ge besked om åldersrelationerna, är den förra alltid den yngre. Sålunda ha brottstycken av samtliga äldre led i serien (diorit, Åmålsgranit, jämnkornig och ögonförande intermediär granit) iakttagits inneslutna i Kroppefjällsgranit och gångar av den senare setts genomsätta alla de nämnda tidigare konsoliderade bergarterna i serien. Störst är antalet observationer över åldersförhållandet mellan Kroppefjällsgraniten och den intermediära graniten, vilken senare ju är den mest utbredda bergarten inom kartområdet. Att Kroppefjällsgraniten är yngre än såväl St. Le—Marstrand-gnejsserien som Åmålsformationen, behöver icke särskilt betonas. Särskilt näset mellan Lelången och Svärdlången är, som kartan visar, rikt på större och mindre inneslutna partier av Åmålsformationens vulkaniter. I vissa fall, då den vulkaniska bergarten förgrovats genom omkristallisation och den kemiska sammansättningen närmar sig granitens, kan det vara svårt att i detalj följa gränsen mellan de två bergarterna, särskilt då graniten är av en småkornig typ och en mer eller mindre stark förskiffring tillkommer. Vanligen är dock kontakten lätt att exakt fastställa.

Mestadels är Kroppefjällsgraniten skarpt avgränsad mot de tidigare leden i granitserien. Ett undantag utgör den östra gränsen för massivet mellan Edslan och Ömmeln, vilken gräns mot intermediär granit är av graduell natur. Övergången från intermediär granit till Kroppefjällsgranit, som exempelvis väl kan studeras i vägskärningarna söder om Berganesjön, sker emellertid inom en jämförelsevis smal zon genom en kontinuerlig ökning av kalifältspat och i någon mån kvarts samt en motsvarande minskning av plagioklas och mörka mineral, främst biotit. Granitens kornstorlek och struktur äro ungefär desamma i och på ömse sidor om övergångszonen.

På kartan har Kroppefjällsgraniten erhållit en enhetlig bottenfärg, och de olika strukturella utbildningsformerna ha givits motsvarande beteckningar. Det förefinnes emellertid även en ej obetydlig variation i kemiskt-petrografiskt hänseende inom den bergartsgrupp, som sålunda gemensamt betecknats som Kroppefjällsgranit. En uppdelning på två huvudtyper synes naturlig, nämligen i halvsaliska och saliska Kroppefjällsgraniter. Gränsen dem emellan har satts vid en så låg halt av mörka mineral, att dessa vid ett makroskopiskt betraktande praktiskt taget ej längre bidraga till bergartens allmänna utseende och särskilt det färgintryck, den ger. Denna gräns har visat sig ligga ungefär vid 3 volyms-%, medan den övre gränsen för bergarter, som i fält eller i stuff hänförts till den halvsaliska gruppen, genom volymetrisk analys bestämts till cirka 9 %. Som medelvärde av ett tiotal bestämningar inom vardera bergartsgruppen erhålles för den halvsaliska graniten 5.4 volyms-% mörka mineral, för den saliska endast 1.7 %. För de tre huvudmineralen erhöllos de medelvärden, som framgå av följande tabell, där även motsvarande data för de äldre leden i Åmåls-Kroppefjällsgranitserien äro införda:

Huvudmineral i medeltal i volyms-%	Kvarts	Mikroklin	Plagioklas	Mörka mineral	% An i plagioklas
Salisk Kroppefjällsgranit	32,7	43,5	20,6	1,7	13
Halvsalisk »	29,4	32,5	31,7	5,4	23
Intermediär granit, ögonförande	25,3	28,3	35,1	10,3	27
» » , jämnkornig	23,1	13,8	48,2	14,4	28,5
Åmålsgranit	20,6	4,5	52,8	20,8	28
Diorit	4,3	—	47,4	47,1	37

Av tabellen synes, att parallellt med minskningen av de mörka mineralen från den halvsaliska till den saliska Kroppefjällsgraniten går ett avtagande av plagioklasens såväl mängd som anortithalt ävensom en ökning av halterna av kvarts och framförallt mikroklin. I alla dessa hänseenden är den saliska Kroppefjällsgraniten det extrema slutledet i en konsekvent utvecklingsserie. De finkorniga röda aplitgångar, som på några ställen setts genomsätta graniterna, kunna i viss mån uppfattas som en speciell utbildningsform av den saliska Kroppefjällsgraniten.

Kroppefjällsgranit, som ej eller blott föga blivit förskiffrad, förekommer huvudsakligen inom trenne områden, nämligen i östra delen av området mellan Edslan och Ömmeln, väster om den förstnämnda sjön samt i södra delen av det stora granitområdet i kartbladets västra hälft. Graniten i massivet öster om Edslan är övervägande av den halvsaliska typen i tämligen grov utbildning, så att de olika huvudmineralen (röd mikroklin, gröngrå plagioklas och blågrå kvarts jämte mörka mineral) tydligt urskiljas. Mikroklinen blir genom sin kvantitativa övervikt bestämmande för bergartens totala färgverkan. En viss tendens till porfyrgranitisk struktur genom en del något större mikroklinkristaller kan ofta iakttagas liksom i den öster därom förekommande intermediära graniten. Lokalt, särskilt i södra delen av samma granitområde, t. ex. öster om Råberg, finnes salisk Kroppefjällsgranit. Denna har samma tämligen grova utbildning som den förhärskande halvsaliska graniten, men är ljusare och mera enhetligt röd främst tack vare den mindre halten av plagioklas och mörka mineral. Någon porfyrgranitisk utvecklingstendens framträder här knappast.

Kroppefjällsgraniten i trakten mellan Edslan och Råtjärnarna är av den halvsaliska typen. Den är medelgrov eller småkornig och särskilt i det senare fallet utpräglat röd. För granitmassivet mellan Lelången och Svärdlången—Västra Silen gäller i stort sett, att salisk granit dominerar från södra kartgränsen åt norr till trakten av Kråkviken, medan norr därom den halvsaliska börjar överväga. Inom detta massiv är den halvsaliska graniten vanligen mera utpräglat röd än den saliska. Denna senare är oftast småkornig med relativt blek, ibland något brunaktigt röd färg. Lokalt kan den vara nästan rent grå, såsom i trakten av Rolfsbyn. Även i dessa gråa partier, som diffust övergå i omgivande röda granit, dominerar mikroklinen starkt över plagioklasen.

För huvudmineralen i den halvsaliska Kroppefjällsgraniten finner man vid mikroskopisk undersökning i stort sett kristallisationsföljden: plagioklas→

mikroklin→kvarts, i det att plagioklasen visar tendens till utbildning av idiomorfa former mot mikroklinpertiten och båda fältspaterna mot den vinkelutfyllande kvartsen. Liksom i övriga bergarter av denna granitserie är plagioklasen mer eller mindre omvandlad, mikroklinen däremot frisk. De porfyrartade mikroklinkristallerna äro ofta enkla Karlsbadtvillingar. De mörka huvudmineralen äro klorit och epidot, av vilka den förra framgått ur biotit, som delvis återstår som oomvandlade rester. De viktigaste accessoriska mineralen äro titanit, malm och apatit. I graniterna väster om Edslan finnas dessutom något muskovit och i några fall ortit samt som stor sällsynthet mikroskopiskt små kristaller av granat.

Den saliska graniten öster om Edslan visar även mikroskopiskt stora likheter med den halvsaliska graniten i samma område. Dock äro gränsförhållandena mellan kvarts och mikroklin sådana, att de synas antyda, att dessa mineral till stor del utkristalliserat samtidigt. Utmärkande för de saliska Kroppefjällsgraniterna på näset mellan Svärdlången och Lelången är bl. a., att kvartsen och kalifältspaten till en del förekomma i den regelbundna, intima sammanväxning, som kallas mikrografisk eller mikropegmatitisk. Denna mikropegmatit kan uppgå till cirka 1/4 av bergartens massa. Huvuddelen av såväl fältspat som kvarts förekommer därför även i dessa bergarter som enhetliga kristaller. Plagioklasen, som är anortitfattig, albitisk och till sin mängd starkt underordnad kalifältspaten, har här uppenbarligen kristalliserat i huvudsak efter den självständiga mikroklinpertiten, men före mikropegmatiten, som här synes böra tydas som en samtidig kristallisation av kvarts och kalifältspat. Av de i dessa extremt saliska bergarter mycket underordnade mörka mineralen är malmen ofta rikligare än biotiten. Tillsammans utgöra de mindre än 2 volyms-% av bergarten. I ännu mindre mängder förekomma i en eller annan av hithörande graniter zirkon, muskovit och epidot. I ett par fall ha iakttagits enstaka, tydligen sent kristalliserade korn av violett flusspat.

Kataklastiskt skiffrig Kroppefjällsgranit. Den största sammanhängande utbredningen av kataklastiskt skiffrig Kroppefjällsgranit föreligger i västra delen av granitområdet mellan Edslan och Ömmeln samt på båda sidor om södra delen av Västra Silen. Från detta senare område sträcka sig förskiffrade stråk åt söder genom granit-porfyrområdet på näset mellan Svärdlången och Lelången. Tre sådana stråk kunna urskiljas, ett utmed Svärdlångens västra sida, ett annat, som delvis berör Lelångens östra strand, och ett tredje genom mellersta delen av näset, topografiskt markerat genom det dalstråk, i vilket Dammtjärn, Vägtjärn, Lysetjärn och Kotjärn ligga. Av dessa skiffrighetszoner är den östligaste kraftigast utbildad. Bortsett från dessa sistnämnda förskiffrade stråk, vilka i huvudsak uppträda i salisk Kroppefjällsgranit, bestå de nämnda större granitområdena ävensom de smärre, ofta starkt förskiffrade granitstråken i trakten mellan Svärdlången och Edslan övervägande av den halvsaliska Kroppefjällsgraniten.

Den kataklastiska förskiffringen av denna medför redan på ett tidigt stadium en allmän grumling av mineralen och en suddig kornstruktur, vilket har

till följd, att bergartens röda totalfärg vanligen bleknar något. De mörka mineralen, som i den halvsaliska graniten gärna uppträda i form av små, men jämnt fördelade grupper av ett flertal kristallindivid, bli med tilltagande deformation allt mera inordnade i sinsemellan parallella plan, och kristallgrupperna utdragas till mörka strimmor i dessa plan. Till parallellstrukturen bidrager åtminstone i de grövre typerna även kvartsen, i mindre grad fältspaterna. De i den tektoniskt föga påverkade graniten ofta blågrå kvartsindividen bli under förskiffringen krossade och utdragna till gråvita, sockerkorniga, tunna linser eller skivor. De grövre halvsaliska graniterna med relativt stora mikroklinkristaller få genom förskiffringen, särskilt då halten av mörka mineral är någorlunda stor, en struktur, som påminner om de intermediära, förskiffrade ögongraniternas. Sådana ögongnejsartade strukturer uppvisar den halvsaliska Kroppefjällsgraniten bl. a. flerstädes i stråket från trakten öster om Skifors åt norr över Krokfors och Rolfsbyn. De ögonliknande mikroklinaggregaten äro ofta lineärt något förlängda i enhetlig riktning, varigenom en viss stänglighet uppkommer.

Mikroskopisk undersökning bekräftar, att i den halvsaliska Kroppefjällsgraniten kvartsen och glimmern lättast omformas under inverkan av de deformerande krafterna, varvid det sistnämnda mineralet i större eller mindre grad överföres till klorit. Men ej heller fältspaterna ha förblivit oberörda vid bergartens deformation, ej ens i de första stadierna därav. Som vanligt gör mikroklinen större motstånd vid denna omformning av bergarten, så att vid en ganska kraftig förskiffring, då plagioklasen utpressats under intensiv sericitbildning, ha mikroklinkristallerna reagerat genom böjning och sönderbrytning eller genomsättas de i olika riktningar av krosszoner, efter vilka större eller mindre förskjutningar inträtt. I samband med förskiffringen har ofta något kalcit inkommit eller bildats i bergarten. Prehnit har iakttagits som linsformiga inlagringar utmed genomgångsplanen i biotit. Några av de i små mängder förekommande mineralen, särskilt titanit och apatit, ha vid kraftigare förskiffring ofta sönderbrutits och brottstyckena mer eller mindre glidit isär utmed rörelseplanen.

I de kataklastiskt deformerade saliska Kroppefjällsgraniterna är parallellstrukturen till följd av den obetydliga halten av mörka mineral väsentligt mindre påfallande än i de halvsaliska graniterna vid motsvarande grad av tektonisk påverkan. I de något grövre saliska typerna bidraga de gråvita, granulerade och i någorlunda enhetlig riktning utdragna kvartsstråken mest till utvecklandet av en viss, ehuru svag förskiffring. Minst tydligt utbildad är denna i de småkorniga och mest utpräglat saliska typerna, där dock den för alla kataklastiskt deformerade bergarter karakteristiska beslöjade kornstrukturen omedelbart visar, att bergarten utsatts för tektonisk påverkan.

Vid mikroskopisk undersökning visar sig kataklasen markerad även i de fall, där en tydlig parallellstruktur knappast kan iakttagas med blotta ögat. Deformationen tar då gärna formen av rörelser utmed mer eller mindre tätt liggande, ofta starkt buktande och rikligt anastomoserande ytor med en viss enhetlig orientering i stort. Dessa ytor ha vanligen en tunn beläggning av

tämligen grov sericit. Mellan dessa rörelseytor är bergarten relativt föga påverkad. Till och med mikropegmatit kan vara bibehållen, ehuru ej med så regelbunden struktur som i de tektoniskt praktiskt taget opåverkade saliska Kroppefjällsgraniterna. Om biotit över huvud taget förekommer i bergarten, ingår denna med förkärlek i glidplanen, men har ofta praktiskt taget fullständigt omvandlats i klorit. Ibland förekommer muskovit tillsammans med denna klorit. Enstaka större muskovitkristaller kunna även ses mellan rörelseytorna och utan enhetlig orientering i förhållande till dessa. Accessoriska mineral, av vilka de flesta väsentligt understiga 1 volyms-%, äro malm, epidot, ortit och zirkon samt i ett fall några små, sällsynta kristaller av granat.

Gnejsigt skiffrig Kroppefjällsgranit. Gnejsigt skiffrig utbildning ha de förekomster av Kroppefjällsgranit, som finnas inom ett brett område, som från en linje Kittelsbo—Väster Svan sträcker sig åt nordväst mot norra delen av Vårviks socken. De små arealerna i bladets nordöstra hörn höra även hit. Inom större delen av detta stora område synes den halvsaliska granittypen överväga med undantag för trakten väster om Östra Silens södra del, från Alsbyn—Bärsjön i söder till udden väster om Trollön i norr, där den saliska bergartstypen är vanligast.

Hithörande bergarter ha karaktären av mer eller mindre starkt röda gnejsgraniter med skarpkristalliniskt gry. Kornstorleken växlar, men i allmänhet äro de halvsaliska bergarterna medelgrova, de saliska mera småkorniga. Tämligen grova saliska typer förekomma dock även, ehuru underordnat. I den halvsaliska gnejsiga graniten är parallellstrukturen ganska väl utvecklad. Ofta äro grupperna av glimmerfjäll samtidigt tillplattade i skiffrighetsplanen och förlängda i en enhetlig riktning i dessa, varigenom bergarten blir både planskiffrig och stänglig. I de förgnejsade saliska Kroppefjällsgraniterna är parallellstrukturen betydligt mindre framträdande, men de få ansamlingarna av mörka mineral äro vanligen även här tämligen enhetligt orienterade. Med den låga halten av mörka mineral i dessa bergarter sammanhänger delvis det förhållandet, att lineärstrukturer här oftast äro bättre utbildade än planskiffrighet. I de fall, då ljus glimmer förekommer något rikligare, ha de små muskovitfjällen gärna en liknande anordning i skiffrighetsplanen som biotitfjällen i de halvsaliska typerna. De i skiffrighetsytorna liggande, enhetligt ljusreflekterande och därför glänsande, ljusa glimmerfjällen ge, då man betraktar dessa ytor, efter vilka bergarten med förkärlek klyver sig, lätt ett intryck av att bergarten är rikare på muskovit än vad som verkligen är fallet. Sålunda mättes i en sådan till synes muskovitrik salisk bergart en glimmerhalt av blott cirka 6 volyms-%.

Även om under förgnejsningen en betydande omkristallisation av bergartens mineral skett, så finnas dock vanligen spår av den ursprungliga granitens struktur mer eller mindre bevarade. Dock ha sådana detaljer som mikropegmatitiska sammanväxningar av kvarts och kalifältspat tydligen helt förstörts. Ibland finner man å andra sidan vid kontakten mellan plagioklas- och mikroklinkristaller en fin sammanväxning mellan plagioklas och kvarts av

den typ, som kallas myrmekit. För både den halvsaliska och den saliska förgnejsade Kroppefjällsgraniten gäller, att plagioklasen endast i ringa grad och något ojämnt innehåller omvandlingsprodukter, främst sericit, och att mikroklinen är mycket glest pertitisk, ofta praktiskt taget homogen. Biotit och muskovit förekomma ofta i samma skiffrighetsplan och äro då vanligen parallellorienterade, många gånger även parallellsammanväxta med varandra. Biotiten har ibland så när som på obetydliga rester omvandlats till klorit, ofta under utskiljande av titanoxid som sagenitnålar eller titanitkorn. I den halvsaliska bergartstypen ha som småmineral iakttagits epidot, ortit, malm, titanit, apatit, kalcit och granat, samtliga i mikroskopiska korn och i mängder understigande 1 volyms-% med undantag för titaniten, som emellertid till stor del utgör en omvandlingsprodukt (leukoxen) av titanhaltiga malmmineral, som delvis alltjämt kvarstå som oregelbundna rester. I de saliska typerna är denna leukoxenartade titanit mycket underordnad, och malmmineralet är tydligen magnetit. Dessutom tillkommer någon gång svavelkis i små kubiska kristaller. Övriga accessoriska mineral, som observerats i dessa saliska bergarter, äro epidot, apatit, zirkon och granat. Den senare förekommer i rundade kristaller, som emellertid äro så få och små, att mineralet vid okulär besiktning av bergarten alls ej uppmärksammas.

Slirgnejsig Kroppefjällsgranit. Kroppefjällsgranit med begynnande bildning av saliska sliror har en förhållandevis ringa utbredning inom kartområdet. Det är endast i norra delen av det stora stråket av Kroppefjällsgranit, som sådan slirbildning börjat uppträda, närmare bestämt väster om Västra Silen, norr och NNV om Vammerviken, i det tektoniska hängandet av Dalformationen och i omedelbar anslutning till slirgnejsig intermediär granit. Den Kroppefjällsgranit, i vilken slirbildningen skett, hör till den halvsaliska typen.

I typisk utbildning karakteriseras såväl den gnejsiga huvudbergarten som de konformt med skiffrigheten inpassade slirorna av ungefär samma ganska utpräglat röda färg (Fig. 14). Slirorna äro emellertid påfallande mera saliska än huvudbergarten även i de fall, då dennas halt av mörka mineral utgör blott cirka 4—5 volyms-%. Vidare utmärkas slirorna av större kornstorlek än den bergart, i vilken de uppträda. I de halvsaliska bergartstyper, som innehålla enstaka större mikroklinkristaller, tar slirbildningen, liksom i de typiska intermediära ögonstruerade granitgnejserna, företrädesvis sin början i anslutning till dessa större mikrokliner, och slirorna få här först en ganska utpräglad linsform. Liksom vid slirbildningen i de intermediära och mera basiska leden i granitserien finner man även i de halvsaliska bergarterna ofta en tydligt större frekvens av mörka mineral omedelbart intill de saliska slirorna, vilket talar för att dessa även här uppkommit på motsvarande sätt, nämligen väsentligen genom en segregation ur närmast omgivande bergartsmassa.

Även den mineralogiska sammansättningen av slirorna sedd i samband med bergartens petrografiska beskaffenhet stöder den ovan uttalade åsikten om

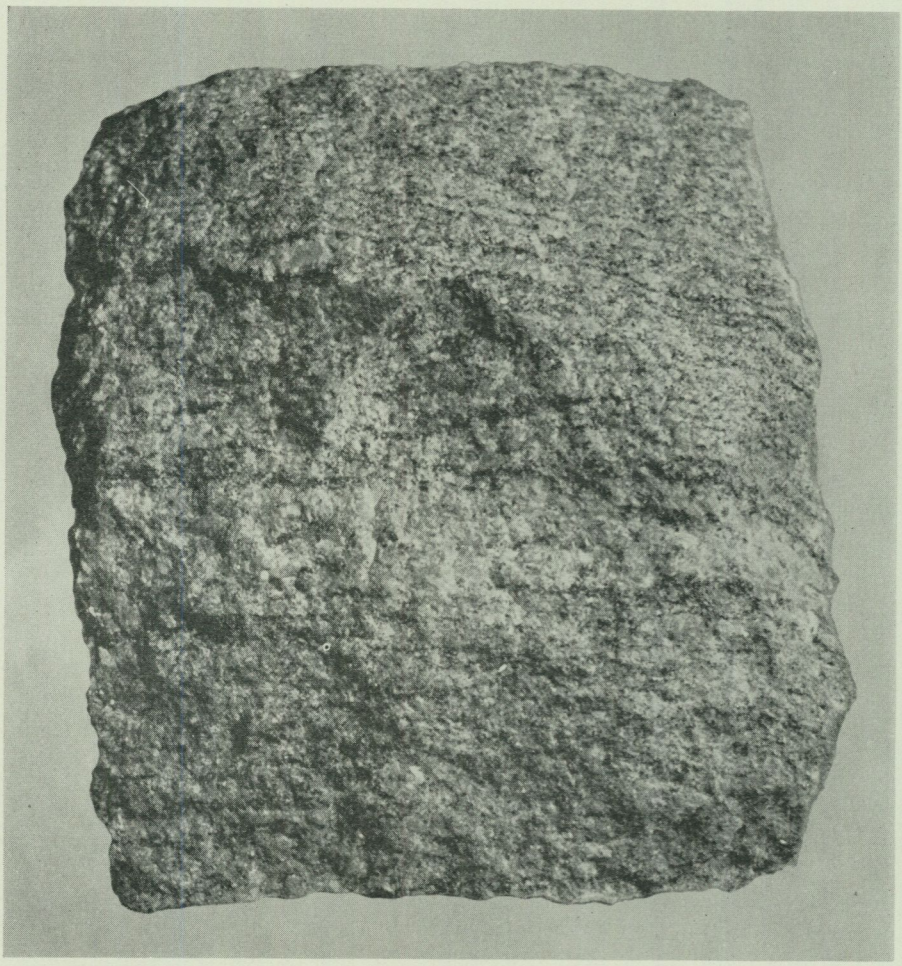


Fig. 14. Slirgnejsig halvsalisk Kroppefjällsgranit. 500 m öster om Vageln, Silbodals socken (bl. Arvika). Cirka $^{7}/_{10}$ av nat. storl.

deras uppkomst. Kvartshalten tenderar visserligen mot ett värde, 30 % eller något därunder, som är tämligen oberoende av variationerna i huvudbergartens kvartshalt. Förhållandet mellan fältspaterna i slirorna visar däremot ett tydligt samband med motsvarande proportioner i huvudbergarten, dock med den till synes genomgående regeln, att i slirorna en kvantitativ förskjutning till förmån för kalifältspaten inträtt.

Som tidigare omnämnts, ha de nu beskrivna olika bergarterna av Åmåls—Kroppefjällsgraniternas grupp uppträngt i högre delar av den dåvarande jordskorpan i nära samband med en veckning av Åmålsformationen. Härvid erhöllo dessa graniter inom stora delar av kartområdet under och efter deras stelnande mer eller mindre utpräglade sekundära deformationsstrukturer. I

vissa områden, såsom exempelvis söder om Ömmeln, har den primära granitstrukturen väsentligen förblivit bevarad ända till våra dagar. En tektonisk analys av kartområdets strukturer har visat, att inom den centrala och större delen av detta den genom Åmålsveckningen skapade tektoniken på ett genomgripande sätt omformats i överensstämmelse med kraftspelet under den tredje och sista större veckningsperioden i berggrunden härstädes, den dalslandiska. De i det föregående beskrivna olika strukturella utbildningsformerna av suprakrustalbergarter och graniter inom de centrala delarna av kartbladet ha alltså väsentligen påpräglats dem under denna sista veckning. Gränserna för denna genomgripande dalslandiska omformning av tidigare strukturer gå i väster ungefär utmed Lelången, i öster utmed Dalformationens östra begränsning genom västra delen av Ömmeln mot M. Svan. Även utanför dessa gränser finnas enstaka kraftigare deformationszoner, som synas böra tillskrivas den yngre, dalslandiska orogenesen, men i huvudsak kan tektoniken härstädes hänföras till Åmålsformationens veckning. Denna veckning, som i väster i någon mån kan ha modifierat resultaten av den äldsta veckningsfasen inom kartområdet, karakteriseras av en relativt stor spridning i orienteringen av lineärstrukturer samt iakttagna och konstruerade veckaxlar. Som genomsnittsstrykning för dessa strukturelement kan anges ONO—VSV. Stupningarna, som äro flacka till medelbranta, äro i trakten väster om Lelången riktade åt väster, i det östra området åt öster. I motsats härtill visa lineärstrukturer och veckaxlar inom det stora, under den yngsta, dalslandiska veckningen deformerade området en betydligt större enhetlighet. Axlarnas strykning varierar här i södra delen föga kring nord—syd-riktningen, men divergera i norra delen åt NNO resp. NNV. Axialstupningarna äro i stort sett betydligt flackare än den närmast äldre veckningens.

Grönstensgångar

Yngre än även det yngsta ledet i Åmåls—Kroppefjällsgranitserien är ett system av basiska gångar, som är koncentrerat till området mellan Svärdlången—Västra Silen och Lelången från södra kartgränsen mot norr till en ungefärlig linje Vårviks kyrka—Kessvikön. I fortsättningen av detta stråk finnas endast ett par gångar vid nordöstra stranden av Lelången, nämligen 2 km väster om Gustavsfors station och 1 km SSV om torpet Sandbäcken. Utanför det nämnda huvudstråket ha ävenledes endast två gångar iakttagits, närmare bestämt omedelbart väster om Korstjärn resp. 1 km SSV om Raskerud, båda lokalerna belägna i östra delen av Vårviks socken.

Av de sammanlagt cirka 80 grönstensgångarna genomsätta det övervägande flertalet Kroppefjällsgranit, såväl den halvsaliska som den saliska typen. Några av dessa genomskära delvis även till Åmålsformationen hörande vulkaniter. De fyra ovannämnda mera perifert belägna gångarna ha samtliga Åmålsgranit som sidobergart. Gångarnas fördelning är även inom huvudstråket något ojämn. I vissa fall ligga de så tätt, att på kartan en schemati-

sering måst vidtagas. Sålunda ha exempelvis efter sydöstra stranden av udden VSV om Kråkvikens station på en sträcka av cirka 400 m 14 gångar iakttagits. För näset mellan Svärdlången och Lelången kan man spåra en tydlig tendens hos gångarna att företrädesvis uppträda i eller i närheten av de tre förskiffringszoner, som här genomsätta graniten. Med få undantag sammanfalla gångarnas strykning och stupning i stort sett med den omgivande bergartens skiffrighet, och förskiffringen har i större eller mindre grad även drabbat gångarna. Dessa ha sålunda en övervägande NNV-lig strykning, som mot norr blir mera rent nordvästlig, och stupningen är i genomsnitt medelbrant åt VSV resp. sydväst.

Grönstensgångarnas bredd växlar från någon decimeter till cirka 25 meter. En av de bredaste gångarna finns på udden i Västra Silen strax VNV om Lofterud, en annan av ungefär samma bredd, 25 m, ej långt väster om norra delen av Stortjärn. Mäktigheten av de 14 grönstensgångarna utmed stranden VSV om Kråkvikens station växlar mellan 2 dm och 7 m.

Grönstenen i dessa gångar är att beteckna som en metabasit, vilket innebär, att den basiska, basaltiska eller diabasartade gångbergartens ursprungliga stelningsstruktur och mineralogiska sammansättning mer eller mindre förändrats, delvis i samband med förskiffringen. En på grund av avkylningsförhållandena ursprunglig skillnad i kornstorlek mellan smalare och bredare gångar samt mellan dessas randpartier och centrala delar kvarstår ofta alltjämt trots metamorfosen, såvida icke förskiffringen varit alltför intensiv. Gångbergartens färg växlar mellan grågrönt och grönsvart, varvid den ljusare färgen huvudsakligen synes vara inskränkt till en del av de finkornigare gångarna av mindre mäktighet. I de bredare gångarnas medelgrova mellersta partier äro ofta tätt liggande, några mm stora hornbländekristaller framträdande genom sin mörkare färg och glänsande spaltytor gentemot den även i övrigt mörka bergarten. Någon gång ha smärre strökornsliknande kristaller av plagioklas iakttagits i tydligt deformerade gångar. Då dessa kristaller visa en mindre grad av deformation än bergarten i övrigt eller äro helt opåverkade därav, måste de ha bildats sekundärt på ett sent stadium av förskiffringen. De äro alltså porfyroblaster, vilket i viss mån även gäller om de nämnda större hornbländekristallerna.

Ingen av dessa grönstensgångar torde vara helt oberörd av förskiffring. Minst påverkade äro i stort sett de gångar, som förekomma i anslutning till det mellersta skiffrighetsstråket, dels emedan deformationen här över huvud taget är mindre, dels emedan i detta stråk de bredaste gångarna finnas. Dessa och även många av de tunnare gångarna äro tydligt förskiffrade i en zon närmast kontakterna, men i övrigt svagt påverkade. I de östra resp. västra skiffrighetsstråken kunna gångar av upp till 5 meters bredd vara alltigenom starkt förskiffrade, och smärre gångar äro ej sällan intensivt skölartat utpressade. Sådana tektoniskt starkt deformerade gångar kunna särskilt studeras nära Lelången i trakten av torpet Ekorrbäcken samt utmed landsvägen norr om Svärdlångs station mot Kråkviken (Fig. 15). Det alldeles övervägande flertalet gångar förekomma inom ett område, där deformationen

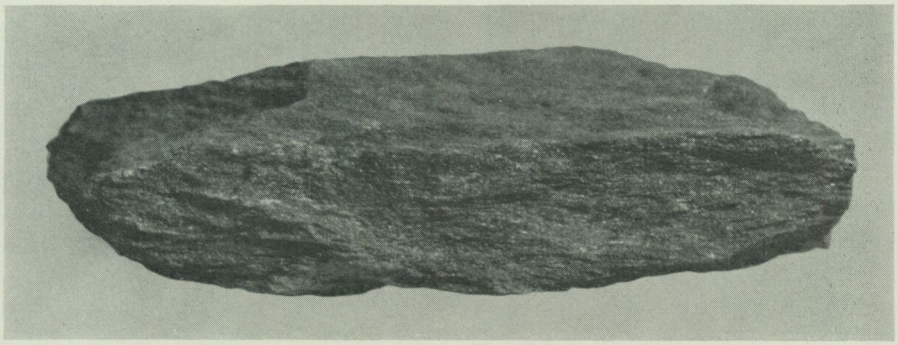


Fig. 15. Grönsten ur förskiffrad gång. Strax väster om landsvägen 300 m NNV om torpet Stormyren, Ärtemarks socken. Cirka $^{9}/_{10}$ av nat. storl.

har kataklastiskt skiffrig karaktär. Endast tre av dem uppträda inom den zon, där bergarterna föreligga i gnejsigt skiffrig utbildning. Arten av gångarnas metamorfos överensstämmer med den omgivande granitiska berggrundens.

I de bredare gångarnas föga deformerade centrala partier kan man mikroskopiskt alltjämt spåra bergartens ursprungliga diabasstruktur. Konturerna av de primärt utkristalliserade plagioklaslisterna kunna ehuru något diffust urskiljas, trots att de enhetliga plagioklaskristallerna omvandlats till ett finkornigt aggregat av fältspat, klinozoisit och epidot, ibland även med små fjäll av biotit. Diabasens pyroxen har fullständigt överförts till grönt hornblände, som delvis har en omisskännlig uralitisk karaktär. Hornbländet har tydligen ofta växt ut över gränserna för den tidigare pyroxenen på bekostnad av plagioklas och malm. Dessa marginala delar av hornbländekristallerna äro vanligen starkare färgade än de centrala partierna. Utom de glimmerfjäll, som bildats vid plagioklasens omvandling, finns även biotit, som i huvudsak torde vara primär. Detsamma gäller de accessoriska mineralen, apatit och malm. Den senare är dels oxidisk, dels sulfidisk, av vilka kismineralet är underordnat.

De ljusare grågröna, finkorniga gångarna av ringa mäktighet visa en ganska diffus mikrostruktur. De rikligaste mineralen äro en relativt svagt färgad epidot och biotit, som är mer eller mindre omvandlad i klorit, samt grågrönt hornblände i jämförelsevis underordnad mängd. Alla dessa mineral och särskilt epidoten förekomma i mycket små korn. Dessutom finns kvarts i mycket ringa mängd ävensom sparsamma oomvandlade malmkorn samt mera jämnt fördelade små leukoxenkorngyttringar, vilka antyda den tidigare förekomsten av ett titanhaltigt malmmineral. Spår av primära magmatiska kristallisationsstrukturer synas icke vara bevarade, och bergarten kan lämpligen betecknas som en delvis kloritiserad biotit-epidotamfibolit.

Dessa grönstensgångars exakta geologiska åldersställning är något oklar. Å ena sidan ha de uppträngt på sprickor, som bildats först sedan Åmåls—Kroppefjällsgranitseriens samtliga bergarter konsoliderats och avsvalnat. Å

andra sidan ha de visserligen icke iakttagits i kontakt med Dalformationens bergarter, men ha otvivelaktigt mer eller mindre kraftigt deformerats under den dalslandiska veckningsfasen. Åldersfrågan kan därför formuleras så, att de antingen markera avslutningen av den närmast föregående geologiska utvecklingen, Åmålsorogenesen, eller ha uppkommit först i ett tidigt skede av nästa inom kartbladet representerade, tektoniskt aktiva period, den dalslandiska. I det senare fallet vore det naturligt att parallellisera grönstensgångarna med Dalformationens effusiva grönsten, den spilitiska s. k. kloritstenen, och att uppfatta gångarna som de kanaler, genom vilka spilitmagman befordrats till jordytan. På grund av den ofta kraftiga metamorfosen av grönstensgångarna, liksom även till stor del av kloritstenen, har det icke varit möjligt att erhålla avgörande petrografiska bevis för eller mot en sådan parallellisering. Kemiska analyser kunde eventuellt ge upplysningar i denna fråga. Från allmänt geologisk och tektonisk synpunkt kunna argument anföras för både predalslandisk och tidig dalslandisk ålder på grönstensgångarna. Denna åldersfråga bör därför tills vidare lämnas öppen.

Dalformationen

Den yngsta prekvartära suprakrustalformationen inom kartbladet Vårvik är Dalformationen. I jämförelse med det närmast söder härom angränsande bladet Baldersnäs har denna formation på nu ifrågavarande blad en betydligt mindre utbredning, vilket huvudsakligen beror på att den nuvarande jordytan utgör ett från söder mot norr småningom allt djupare snitt i den bergveckningszon av dalslandisk ålder, som genomdrager kartbladets centrala del och i vilken Dalformationen ingår som en integrerande del. Att denna kunnat bevaras i spridda förekomster till och med så långt åt norr som vid norra kartkanten, är en direkt följd av de tektoniska förlopp med veckningar, överskjutningar och förkastningsrörelser, som kännetecknа denna bergskedjeveckning. Det är sålunda huvudsakligen i synklinaler, utmed överskjutningslinjer och till följd av nedsänkning genom förkastning, som Dalformationens bergarter undgått att bli fullständigt borteroderade. Det är ju naturligt, att under sådana förhållanden de basala lagren av formationen överväga inom kartbladet. Dock finnas inom ett område i dess södra del även de stratigrafiskt övre delarna av lagerföljden representerade.

Innan en något mera ingående redogörelse ges för den dalslandiska tektoniken inom kartbladet, följer först en tabellarisk översikt över lagerföljden och en kort beskrivning av de bergarter, som ingå i de olika stratigrafiska enheterna.

På grund av de tektoniska störningar, som drabbat Dalformationen, är ingenstädes inom kartbladet en fullständig profil genom densamma direkt iakttagbar utan avbrott vid samma lokal. Den nedan återgivna tabellen över lagerföljden är därför en normalprofil, sammanställd av observationer från skilda lokaler, och de anförda mäktighetssiffrorna kunna i realiteten uppfat-

tas som i det närmaste likvärdiga med de maximala. De vid olika lokaler mätbara mäktigheterna växla nämligen åtskilligt, särskilt för vissa led, dels till följd av lokala, primära olikheter i sedimentationsförhållandena, dels på grund av sekundära tektoniska förändringar.

Dalformationens lagerföljd på bladet Vårvik

Lianeskiffer	500 m
Kvartsit	300 »
Lerskiffer	250 »
Kloritsten	50 »
Lerskiffer	25 »
Kloritsten	150 »
Kvartsitsandsten	10 »
Kloritsten	2 »
Kvartsitsandsten	300 »
Konglomerat	50 »
Arkos	3 »
	1 640 m

Arkos

Under den tid, som förflöt mellan Åmålsformationens veckning med Åmåls—Kroppefjällsgranitseriens intrusion och början av Dalformationens sedimentation, utsattes berggrunden för en så betydande vittring och erosion, att de nämnda granitbergarterna, som ursprungligen stelnat på ett visst djup i jordskorpan, i stor utsträckning kommo att blottläggas i bergytan. En antydan om förhållandena vid den jordyta, på vilken Dalformationen avlagrades, ge de förekomster av arkos, som iakttagits på några ställen omedelbart under de basala tydliga sedimenten. Denna arkos utgör en till bergart hårdnad, i huvudsak på sin nuvarande plats, utan större materialtransporter bildad vittringsprodukt av den bergart, vanligen en granit, som gått i dagen i den dåtida bergytan.

Då vittringen övervägande varit mekanisk och endast i ringa grad kemisk, skiljer sig arkosen ofta ej mycket från underliggande ovittrade granit, särskilt om båda bergarterna senare blivit mer eller mindre förskiffrade. I jämförelse med sin ursprungsbergart har arkosen vanligen en mera oren och diffus samt något ojämn struktur. Kornstorleken har i samband med vittringen märkbart avtagit. Skiktning saknas i vanliga fall. En viss karbonathalt förekommer ofta i arkosen. Detta karbonat har sannolikt tillkommit i samband med diagenesen av den ursprungliga vittringsprodukten och utfyller i första hand en stor del av dennas porvolym. I den nuvarande bergytan löses karbonatet lätt ut, varigenom en karakteristisk smågropig hällyta uppkommer. Detta i samband med det stratigrafiska läget omedelbart under Dal-

formationens sediment är ofta ett gott kriterium för att en arkos verkligen föreligger. Denna karbonathalt och bergartens struktur i övrigt ha varit bidragande orsaker till att vid tektoniska rörelser arkosen vanligen blivit betydligt kraftigare förskiffrad än den underliggande ovittrade bergarten. Inom zonen för kataklastisk förskiffring genomsättes därför arkosen ofta av tätt liggande, med sericit och något klorit belagda glidytor.

I de fall, då förskiffringen är obetydlig, kan man konstatera, att denna in situ bildade arkos som väntat visar en diffus och graduell övergång nedåt mot sitt av vittring opåverkade underlag. I motsatt riktning, alltså uppåt mot de ovanliggande sedimenten, äro förhållandena växlande. Sedimentet, antingen konglomerat eller kvartsitsandsten, kan överlagra arkosen med en skarp gränsyta. I andra fall förefinnes en övergångszon, i det att först enstaka konglomeratbollar resp. tunna skikt av kvartsitsandsten uppträda i arkosen, vilka uppåt öka i frekvens, tills ett typiskt konglomerat resp. en enhetlig kvartsitsandsten utan arkosinlagringar föreligger. Den övre del av arkosen, som börjar innehålla konglomeratbollar eller enstaka kvartsitsandstensskikt, måste antagas ha blivit transporterad och deponerad på längre eller kortare avstånd från ursprungsorten.

Även högre upp i de basala sedimenten påträffas ibland skarpt avgränsade arkosinlagringar av kemiskt praktiskt taget ovittrat granitmaterial. Dessa arkosskikt, vilkas mäktighet kan variera mellan några cm och någon meter, sticka ofta av på ett markerat sätt från omgivande sediment, från konglomeratet genom frånvaron av bollar, från kvartsitsandstenen genom sin ofta starkt röda färg och grövre, om Kroppefjällsgraniten påminnande struktur. Som granitgångar ha de också i vissa fall misstolkats, dock veterligen icke på bladet Vårvik. En närmare undersökning avslöjar emellertid lätt deras verkliga natur.

De flesta förekomsterna av arkos på bladet Vårvik finnas utmed östra gränsen för det stråk av Dalformationen, som omedelbart öster om Svärdlången sträcker sig från södra kartkanten till stranden 1 400 m norr om Solsjöbodane. Enstaka arkospartier ha även iakttagits längre åt öster, nämligen på östra stranden av det smala sundet i södra delen av Östra Silen samt utmed konglomeratzonen öster om Edslan. Särskilt intressant är det arkoslager, som förefinnes i den basala delen av kvartsitsandstenen på Egenäshalvön i norra delen av Östra Silen. Det har kunnat följas från en punkt norr om Lystjärn och öster om Önnebyn cirka 1.5 km åt norr till en punkt rakt öster om södra spetsen av Långtjärn. Mäktigheten växlar mellan ett par meter och högst 10 m. I södra delen synes arkoslagret vara dubblerat, sannolikt genom veckning. I mellersta delen underlagras arkosen av en 2—3 m mäktig, kalkig kvartsitsandsten, medan den i såväl norra som södra delen synes vila direkt på underlaget. Denna arkos är alltså icke av den in situ bildade typen, utan materialet måste ha transporterats dit från annat håll. Bergarten skiljer sig också i sitt allmänna utseende påfallande från underlaget. Vidare står den enhetliga beskaffenheten av arkoslagret i tydlig motsats till bergartsväxlingen i underlaget.

Ifrågavarande arkos har ett ganska ovanligt utseende. Den påminner vid flyktigt betraktande om ett monomikt konglomerat (Fig. 16). I en rödgrå, småkornig, salisk massa med gnejsliknande struktur ligga nämligen rundade bildningar av tämligen mörkt olivbrunaktigt grå färg med till synes något finare kornighet och mera kompakt struktur än mellanmassan. »Bollarna», som vittra fram halvklotformigt i hällytorna, äro oftast 2—3 cm stora, men såväl större som mindre äro vanliga. Ibland äro de perfekt rundade, men vanligen mer eller mindre utdragna i enhetlig riktning, varigenom en viss, delvis stänglig skiffrighet uppkommer (Fig. 17). Att denna skiffrighet i huvudsak går parallellt med en primär, ehuru mestadels svagt utbildad skiktning, ser man i övre delen av lagret, där tunna arkosskikt utan »bollar» uppträda.

Mikroskopisk undersökning ger det oväntade resultatet, att de mörka, rundade bildningarna ej äro konglomeratbollar eller primära bergartsfragment utan granatporfyroblaster. Strukturen kan därför betecknas som pseudokonglomeratisk. Granaten innehåller så rikliga inneslutningar av samma mineral som i mellanmassan mellan porfyroblasterna, främst kvarts och mikroklin med tydlig övervikt för den senare, att inneslutningarna vanligen kvantitativt överväga över granaten. Detta mineral har i mikroskopet en närmast grågul färg med svagt grönbrun anstrykning, och den makroskopiska färgen, som är mindre vanlig för granat, påverkas tydligen starkt av de rikliga inneslutningarna. Dessa ha en påfallande rundad form, och man får det intrycket, att granatsubstansen i huvudsak utfyller porrummen i det luckra sedimentet, vars kvarts- och fältspatkorn bevarats i det närmaste intakta. I grundmassan mellan granatporfyroblasterna har däremot under metamorfosen en omkristallisation och förgrovning inträtt, så att här en gnejsig struktur uppkommit.

Ytterligare ett par mineral i denna bergart äro av speciellt intresse, nämligen zirkon och sillimanit. Båda förekomma såväl i mellanmassan mellan granatporfyroblasterna som inneslutna i dessa. Zirkonen är betydligt rikligare i denna bergart än i någon av de undersökta granitbergarterna från kartbladet, och detta förhållande kan anses som ett mineralogiskt bevis för att arkosen i detta fall undergått en omlagring under anrikning av detta tunga mineral. Sillimaniten är visserligen ingen huvudkomponent, men antyder en viss anrikning av lerjord i sedimentet, särskilt som även granaten säkerligen är rik på Al_2O_3. Av färgen att döma innehåller nämligen granaten sannolikt en betydande halt av grossularkomponenten, $Ca_3Al_2(SiO_4)_3$. Kalkhalten torde primärt ha ingått i arkosen i form av karbonat, som helt förbrukats vid granatbildningen. De kvartsitsandstenssediment, som överlagra, delvis även underlagra arkosen, äro rika på karbonat, och på ett ställe, där lagrets övre kontakt var blottad, kom omedelbart över detta ett cirka 2 dm mäktigt, jämförelsevis rent karbonatskikt. Den granatrika bergarten befinner sig alltså i en kalkrik miljö.

Denna till Dalformationen otvivelaktigt hörande sedimentära bergart är av intresse ej blott ur rent petrografisk synpunkt, utan även därigenom, att den med sin höga metamorfosgrad, som särskilt framhäves genom mineralen silli-

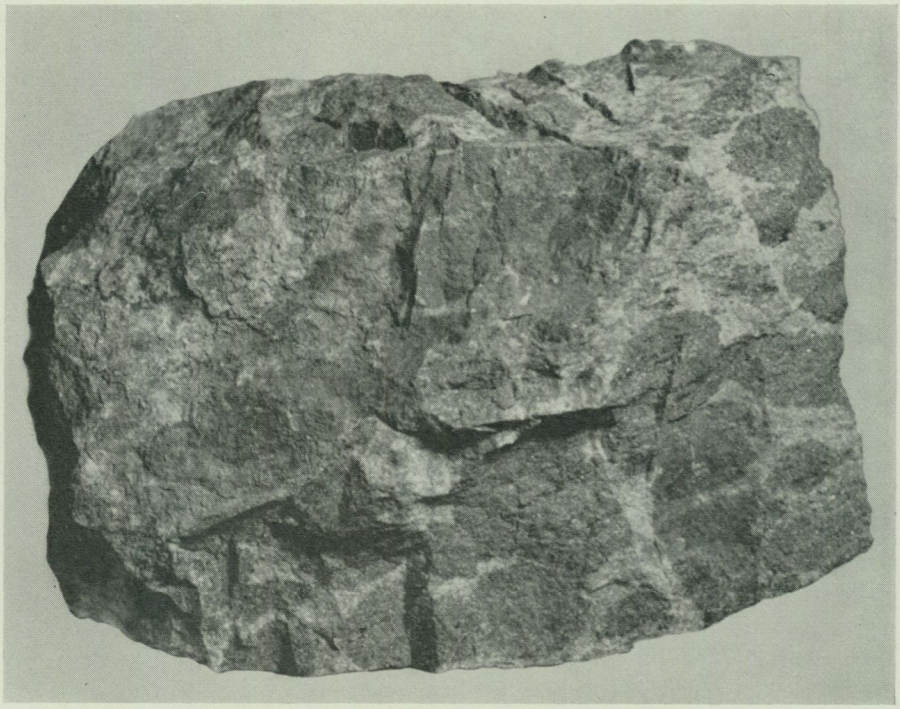


Fig. 16. Arkos med rundade granatporfyroblaster, Dalformationen. 800 m öster om Önnebyn, Silleruds socken. Cirka $^2/_3$ av nat. storl.

manit och granat, på ett påfallande sätt visar, att den allmänna stegring av metamorfosgraden från söder mot norr, som i det föregående beskrivits för Dalformationens underlag, även gäller för Dalformationen, varför denna metamorfa zonering, i varje fall till sin slutliga utformning, måste hänföras till den dalslandiska orogenesen.

Konglomerat

Dalformationens bottenkonglomerat har ingalunda överallt kommit till utbildning, såsom redan framgått av det föregående, och inom de områden, där det förekommer, är mäktigheten växlande. Konglomeratet är polymikt, d. v. s. de ingående, mer eller mindre rundade bergartsfragmenten, bollarna, äro av olika slag. Dominerande äro Åmåls—Kroppefjällsseriens graniter, mera underordnade Åmålsformationens vulkaniter och sediment. Även om konglomeratet i stort sett är polymikt, överväger ofta en bolltyp tydligt över de övriga, nämligen bollar av den bergart, som dominerar i underlaget i konglomeratets närmaste omgivning.

Sålunda har det konglomerat, som överlagrar Kroppefjällsgraniten öster om Edslan, utpräglat violettröd färg, då såväl mellanmassa som bollar över-

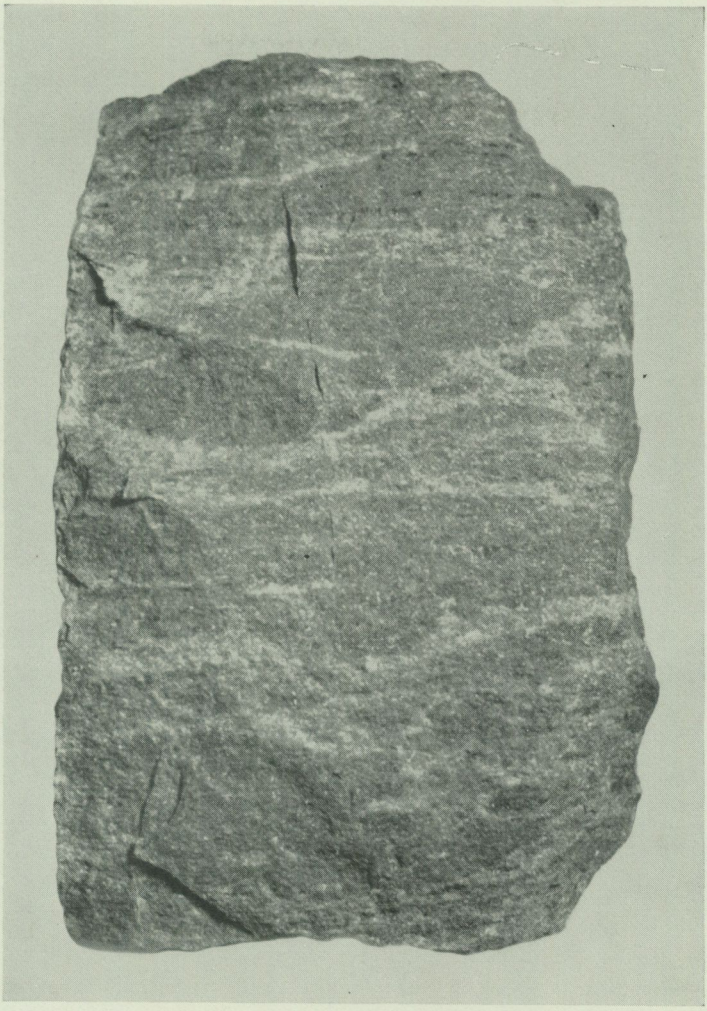


Fig. 17. Arkos med stängligt utdragna, granatrika partier, Dalformationen. 500 m öster om södra spetsen av Långtjärn, Silleruds socken. Cirka $^3/_4$ av nat. storl.

vägande bestå av Kroppefjällsgranitmaterial, medan porfyr- och grönstensartade bollar äro underordnade. Inom det stora konglomeratområdet på öarna i samt norr och söder om V. Solsjön består konglomeratets mellanmassa av ett något rödaktigt grått, närmast intermediärt, arkosartat vittringsgrus, och bland bollarna dominera Åmålsgranit och intermediär granit, medan de röda bollarna av Kroppefjällsgranit vanligen förekomma endast sporadiskt. Lokalt, särskilt i norra delen av området, ökar dock frekvensen av röda granitbollar. Underlagets beskaffenhet i trakten av V. Solsjön, nämligen dominerande intermediär granit och Åmålsgranit samt smärre förekomster av Kroppefjällsgranit först på något avstånd från den nuvarande erosionsgränsen för kon-

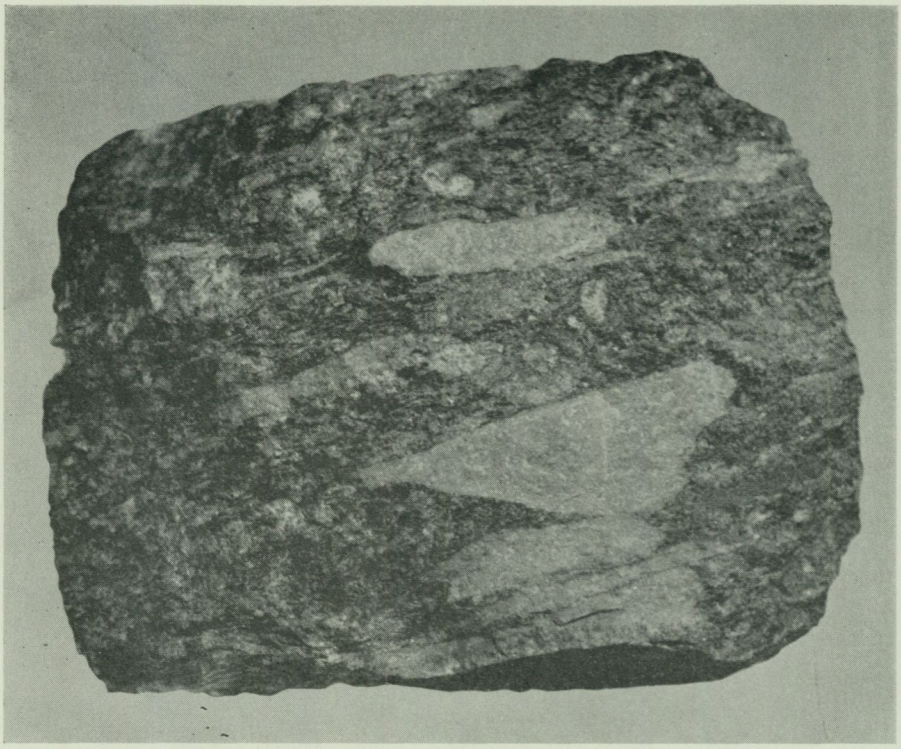


Fig. 18. Dalformationens bottenkonglomerat, svagt förskiffrat, med bl. a. bollar av ljus kvartsit. Vägskärning 400 m sydväst om Braxentjärn, Vårviks socken. Cirka $^3/_5$ av nat. storl.

glomeratet, återspeglas sålunda väl i dess sammansättning. I sedimentstråket utmed Svärdlången, där konglomeratet delvis vilar direkt på Kroppefjällsgranit, dominerar denna vanligen åter i såväl bollar som mellanmassa. Konglomeratresten utmed vägen sydväst om Braxentjärn i Vårviks socken ligger på gränsen mellan en intermediär ögongranit med diorit och Åmålsgranit, medan strax öster därom det stora Kroppefjällsgranitmassivet vidtager. Inflytandet av underlaget på konglomeratets sammansättning gör sig i detta fall mest gällande beträffande mellanmassan, som här ofta starkt dominerar över bollarna. I stort sett kan man säga, att i sydvästra delen av området mellanmassan i huvudsak är en ögongranitarkos, i vilken de frivittrade röda mikroklinkristallerna eller fragment därav särskilt falla i ögonen. I nordöstra delen är konglomeratets grundmassa däremot en grå Åmålsgranitarkos. I båda fallen ingå mer eller mindre rikligt gulgröna, epidotrika fragment i detta arkosgrus. Dessa härstamma tydligen från de epidotrika partier, som äro vanliga i underlagets basiska och intermediära graniter härstädes. Bland bollarna dominerar en grå eller svagt rödgrå, kvartsitisk bergart (Fig. 18). Vidare märkas bollar av ett mörkt, finkornigt sediment, av grön epidotfels, av finkorniga Åmålsgranittyper och av typisk Kroppefjällsgranit.

Konglomeratens grovlek och i första hand bollarnas storlek variera ofta inom ganska vida gränser, även vid samma lokal och i samma lager. Konglomeratbollar av anmärkningsvärd storlek ha iakttagits dels i trakten av V. Solsjön, dels i området sydväst om Braxentjärn. Sålunda finnas på den största holmen i V. Solsjön bollar av Åmålsgranit med en diameter av mer än 2 m. I vägskärningarna sydväst om Braxentjärn bli Kroppefjällsgranitbollarna i några fall flera meter långa, och de äro delvis tätt genomdragna av kvartsgångar, som icke gå utanför bollarna. Dessa stora granitbollar kunna vid flyktigt betraktande felaktigt tolkas som gångar. Verkliga granitgångar yngre än konglomeratet ha emellertid här icke kunnat fastställas. Däremot finnas även kvartsgångar, som genomsätta konglomeratet i sin helhet, och dessa äro ibland fältspatförande.

Helt odeformerade konglomerat torde knappast förekomma inom bladet Vårvik. Den parallellstruktur, som vanligen kan iakttagas i konglomeratet, är oftare ett resultat av förskiffring än av primär lagring. Förskiffringen drabbar först konglomeratets mellanmassa, men snart även de lättare deformerbara bollarna, vilka bli mer eller mindre linsartat utdragna i en riktning, som sammanfaller med stängligheten såväl i de överliggande sedimenten som i det kristallina underlaget. Bollar av hårdare och mera sprött material, såsom kvartsit samt sura porfyrer och graniter, bjuda större motstånd mot deformationen. Sålunda sticka de glest liggande Kroppefjällsgranitbollarna inom konglomeratområdet vid V. Solsjön av mot den grå eller svagt rödgrå omgivningen ej endast genom sin klart röda färg utan även genom den jämförelsevis väl bibehållna rundningen, medan de mindre motståndskraftiga bollarna av intermediär granit och Åmålsgranit i omedelbar närhet kunna vara starkt utpressade (Fig. 19). Inom zonen med kataklastisk förskiffring ha ofta ytor med särskilt intensiva rörelser utbildats efter de röda granitbollarnas kontakter mot konglomeratet i övrigt, och då genom selektiv vittring dessa bollar vanligen stå fram i relief över bergytan, kunna de lätt slås ut ur sitt förband med den övriga bergarten. Där Kroppefjällsgranit bildar huvudmassan av bollarna och deformationen varit tillräckligt kraftig, såsom flerstädes utmed Svärdlången, kunna även de sura granitbollarna bli starkt utpressade. I vissa fall reagera de hårdare bollarna under bergartens deformation genom sprickbildning. Sålunda kunna de tidigare nämnda, till de större bollarna av Kroppefjällsgranit bundna kvartsgångarna i konglomeratet sydväst om Braxentjärn möjligen tolkas som dylika tensionssprickor, varvid kvartsmaterialet i huvudsak bör härstamma från respektive granitboll själv, medan för de yngre, konglomeratet i sin helhet genomsättande kvartsgångarna längre materialtransporter kunna förutsättas. I samma område ses även av övervägande epidot utfyllda tvärsprickor, som genomsätta större kvartsitbollar men även gå ut i omgivande mellanmassa. Då denna här ofta är rik på epidot, ligger det närmast till hands att tänka sig endast en kortare förflyttning av sprickfyllnadsmaterialet.

Även i konglomeratet är den metamorfa zoneringen från norr till söder tydligt markerad. De flesta konglomeratförekomsterna ligga inom zonen för

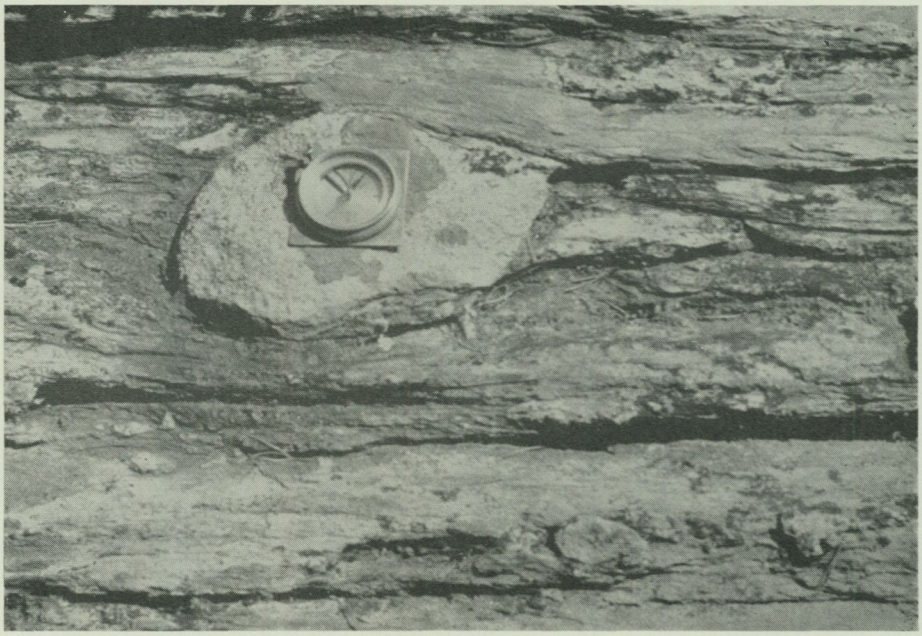


Fig. 19. Dalformationens bottenkonglomerat, starkt förskiffrat, med enstaka väl bibehållna bollar av röd Kroppefjällsgranit. Östra delen av holmen närmast söder om den största ön i V. Solsjön, Laxarby socken. Cirka $^1/_4$ av nat. storl. Foto P. H. Lundegårdh $^{16}/_7$ 1950.

kataklastisk förskiffring och visa särskilt beträffande mellanmassans och de mjukare bollarnas deformation drag, som starkt påminna om de intermediära och mera basiska graniternas under motsvarande stadium av tektonisering, d. v. s. de äro krossförskiffrade och genomsättas ofta tätt av sericit- och kloritbelagda glidytor. Konglomeraten inom den gnejsigt skiffriga zonen, nämligen på nordöstra delen av Fagerön och i viss mån även i området sydväst om Braxentjärn, vilket ligger nära gränsen mot denna zon, karakteriseras av samma skarpkristalliniska gnejsighet i mellanmassan, som kännetecknar underlagets gnejsiga graniter, medan särskilt de större och hårdare bollarna ofta föga påverkats av förgnejsningen. Bollarna äro väl sammansvetsade med mellanmassan, men trots detta och trots den högre metamorfosen är konglomeratstrukturen ofta mera påfallande här än i de sydligare, kataklastiskt förskiffrade stråken.

Detta Dalformationens basala konglomerat är att uppfatta som ett transgressionskonglomerat och markerar havets inträngande i det i sänkning stadda område, inom vilket Dalformationens bergarter avlagrades. Denna depression eller geosynklinal hade sannolikt en utsträckning i ungefär nord—sydlig riktning. Att döma av den delvis påfallande grovleken av konglomeratblocken förefunnos ej obetydliga nivåskillnader i den landyta, över vilken transgressionen skedde. Med ökande vattendjup och tilltagande avstånd från depressionens stränder avlöstes konglomeratbildningen genom avsättningen av

den serie av övervägande sandiga sediment, som nu föreligger som den s. k. kvartsitsandstenen. Till följd av reliefförhållandena med öar och grund, som så småningom försvunno under havsytan, förefunnos möjligheter till uppkomsten av lokal växellagring mellan grövre och finare sediment vid övergången mellan de två sedimentationstyperna. Sådan växellagring mellan konglomerat och kvartsitsandsten har iakttagits flerstädes vid V. Solsjön, såväl på holmarna i sjön som på stränderna norr och söder om densamma, även norr om Kuvetjärn. Endast den största av dessa kvartsitsandstensinlagringar, som finns på norra delen av den långa udde, som från söder går ut i V. Solsjön, och fortsätter på den västligaste av de fyra, numera genom smala näs förbundna holmarna närmast norr härom, har en sådan bredd, att den kunnat schematiskt antydas på huvudkartan. Utmed Svärdlången kunna i viss mån urskiljas en undre, östligare zon av konglomerat och arkos med underordnade kvartsitsandstensinlagringar samt en övre, västligare kvartsitsandsten med enstaka lager av arkos eller konglomerat. Endast ett sådant lager är av sådan storlek, att det kunnat anges på kartan, nämligen utmed stranden nordost om Svärdlångs station. Den konglomeratiska arkosen är dock ej heller här enhetlig utan växellagrar med skikt av kvartsitsandsten.

Kvartsitsandsten

Kvartsitsandstenen, som har den största utbredningen av Dalformationens sediment på bladet Vårvik, är en små-finkornig, vanligen svagt rödaktigt eller violettrödaktigt grå och ofta föga tydligt skiktad bergart. Den rödgrå färgtonen beror på den mestadels betydande fältspathalten, som ej sällan är större än kvartshalten. Av fältspaterna överväger mikroklin starkt över plagioklas, vilken senare tydligen i stor utsträckning fallit offer för vittring före sedimentets transport och avlagring. Den ofta förekommande mer eller mindre violetta färgtonen på kvartsitsandstenen synes sammanhänga med en växlande halt av små malmkorn.

Ett tydligt samband mellan kvartsitsandstenens beskaffenhet och det kristallina underlagets sammansättning finner man på ett mera påfallande sätt endast i området vid Edslan. Kvartsitsandstenen har här, åtminstone i de basala lagren, till stor del en utpräglat röd färg med någon brunviolett anstrykning. Kvartsitsandstenen utgör här, liksom konglomeratet i samma trakt, väsentligen en nedbrytningsprodukt av Kroppefjällsgranit och innehåller en betydande halt av dennas starkt röda mikroklin. Delvis är kvartsitsandstenen här avsatt direkt på Kroppefjällsgraniten, och i det höga berget norr om Lomudden har iakttagits en 3 cm bred sprickfyllnad av finkornig, röd kvartsitsandsten i graniten.

I stort sett är kvartsitsandstenens skiktning ej särskilt utpräglad, men blir lokalt mycket framträdande. Skiktningen beror på att vid olika tider sedimentmaterial av växlande beskaffenhet kommit till avsättning, och skiktstrukturen kommer därför att te sig ganska olika alltefter lagrens tjocklek och naturen av de petrografiska olikheterna mellan lagren. Sålunda kan skiktningen

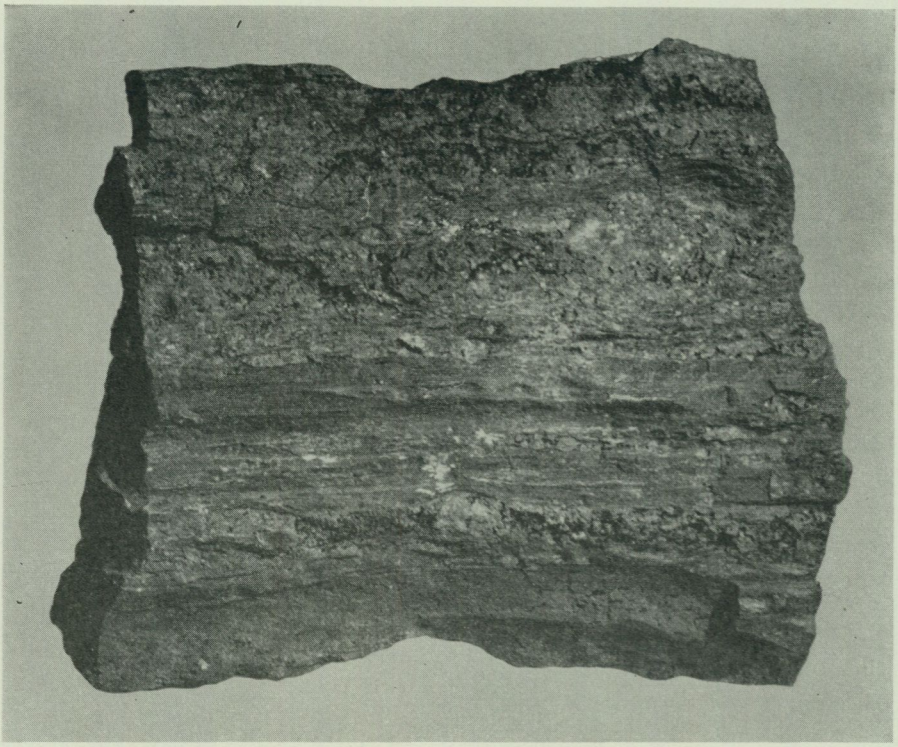


Fig. 20. Växellagring mellan kvartsitsandsten och konglomeratisk arkos från Dalformationens kvartsitsandstenslager. 550 m ONO om Svärdlångs station, Laxarby socken. Cirka $^3/_5$ av nat. storl.

i vissa fall främst bero på växlande kornstorlek. Härvid äro ofta de grövre skikten fattigare på kvarts, mera arkosartade eller rent av konglomeratiska. Skiktning av denna typ är, som redan nämnts, utmärkande för vissa delar av området vid Svärdlången (Fig. 20). Ett annat slag av skiktning föranledes av att vissa lager äro anrikade på tunga mineral, främst malmkorn, och därför mörkare. Sådana mörkare skikt kunna uppträda enstaka eller tämligen glest och med ganska oregelbundna intervall. Ibland är denna växling mellan mörkare och ljusare skikt mycket tät och regelbunden. Sådan vackert skiktad kvartsitsandsten har iakttagits exempelvis söder om Bogenäs vid Östra Silen (Fig. 21) och öster om södra delen av Ödegårdstjärn. Det mest finskiktade sedimentet av denna typ inom bladet Vårvik har noterats NNV om Udden i det smala stråk av Dalformation, som från västra delen av Edslan stryker mot norr. De omväxlande violettgråröda och svartgrå skikten ha här delvis mäktigheter av blott en eller annan tiondels millimeter. I stort sett äro de mörkare skikten tunnare än de ljusa. Då vidare de förra äro tydligt mera finkorniga, påminner denna skiktning starkt om glacial varvighet.

En annan typ av skiktning uppkommer genom kvartsitsandstenens växlande halt av karbonat. Ett vackert exempel härpå finner man på västligaste

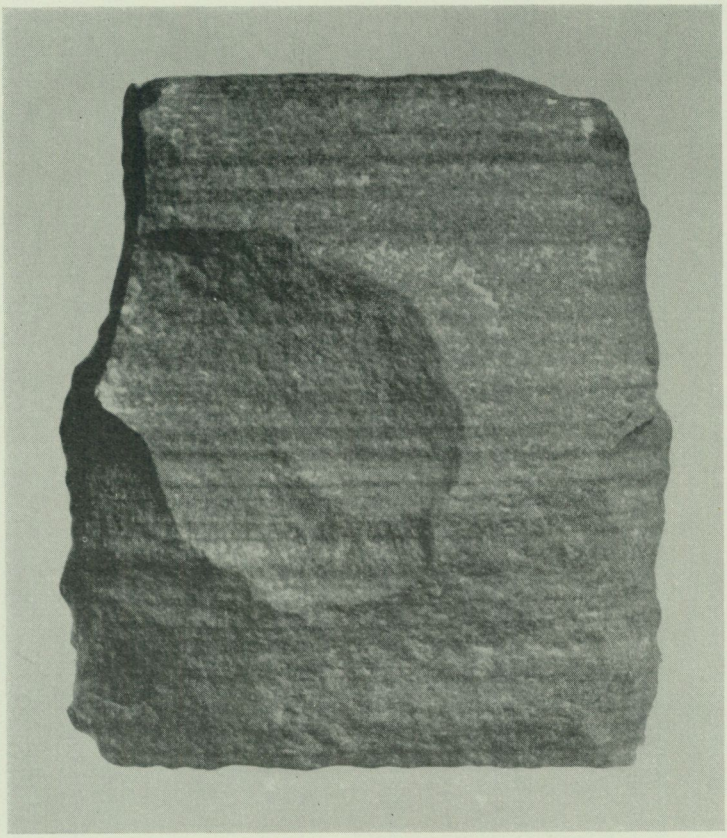


Fig. 21. Kvartsitsandsten med utpräglad skiktning, Dalformationen. Lokalt block vid vägen 600 m SSO om Bogenäs, Laxarby socken. Cirka $^4/_5$ av nat. storl.

delen av den udde, som från söder skjuter ut i sydligaste delen av Östra Silen, öster om Höglund. Den övervägande bergarten är här en svagt rödaktigt, tämligen mörkt grå, finkornig kvartsitsandsten. Den har på friska brottytor ett fettglänsande, kvartsitiskt utseende och visar sig mikroskopiskt vara ett för kvartsitsandstensavdelningen ovanligt rent kvartssediment med låg fältspathalt och ännu lägre karbonathalt. I denna kvartsitiska bergart finnas en eller annan dm breda inlagringar av en grövre och ljusare rödgrå bergart, som innehåller en väsentlig halt av karbonat och även betydligt mera fältspat än kvartsiten. Bergartsseriens skiktning i stort blir här särskilt framträdande genom kontrasten mellan de kalkrika lagrens genom karbonatets utlösning gropiga, porösa vittringsskorpa och den genom glacial erosion blankslipade kvartsitytan. Dessa kalkrika lager höra stratigrafiskt till den övre delen av kvartsitsandstenen. De karbonatrika bergarter, som tidigare omnämnts i samband med beskrivningen av den granatrika arkosen på Egenäshalvön, befinna sig däremot i seriens basala del. I själva verket är en väx-

lande karbonathalt karakteristisk för stora delar av kvartsitsandstensserien, och knappast någon bergart inom densamma torde vara helt karbonatfri.

Tidigare ha omnämnts grova, arkosartade eller till och med konglomeratiska inlagringar i kvartsitsandstenen. Men även motsatsen, nämligen särskilt finkorniga lager, förekomma. Dessa ha karaktären av ljusare eller mörkare grå sandstensskiffrar eller nästan lerskiffrar, ibland tydligt kalkiga. Sådana bergarter ha iakttagits lokalt i Svärdlångenstråket, söder om östra Silen och i Edslanområdet. De synas vara företrädesvis bundna till kvartsitsandstenens basala delar. Omedelbart öster om Hakerudstjärn har en sådan skifferartad bergart en mäktighet av cirka 5 m, varvid talrika underordnade sandstensinlagringar äro medräknade. Öster om Svärdlången äro dessa skifferlager delvis nära associerade med arkosinlagringar. Man kan tänka sig, att dessa basala finkorniga sediment avsatts i lokala, temporärt mer eller mindre avstängda, lugna laguner, vilka under den fortsatta transgressionen småningom inunderades av havet, varigenom sedimentationen av den normala kvartsitsandstenen började överväga.

Att avlagringen av kvartsitsandstenen skett i jämförelsevis grunt vatten antydes genom förekomsten av diskordantskiktning och böljslagsmärken. Diskordantskiktning eller deltaskiktning har inom bladet Vårvik visserligen iakttagits vid endast två lokaler, nämligen i nordligaste delen av sedimentområdet öster om Svärdlången och öster om Ödegårdstjärn i synklinalen söder om Östra Silen. Denna typ av skiktning uppkommer i en miljö, som karakteriseras av strömningar i vattnet, vilka undergå ändringar i hastighet och riktning, så att tidigare avsatta skikt kunna eroderas och täckas av yngre lager med annan lutning än de förra. En sådan sedimentationsmiljö antydes åtminstone för den förstnämnda lokalen vidare genom de ofta upprepade växlingarna i kornstorlek inom kvartsitsandstensserien i Svärdlångenområdet.

Böljslagsmärken på skiktytor i kvartsitsandsten ha noterats dels från samma lokal som diskordantskiktning öster om Ödegårdstjärn, dels NNO om Björndalen i Edslanområdet. Vid den förstnämnda platsen är våglängden av dessa »ripples», d. v. s. avståndet mellan två på varandra följande ryggar resp. sänkor, i genomsnitt 13 mm och amplituden, d. v. s. den maximala nivåskillnaden mellan ryggar och sänkor, endast 2—3 mm (Fig. 22). På grund av denna strukturs förhållande till skiktningen och med hänsyn till bergartens petrografiska beskaffenhet kan det anses som otvivelaktigt, att det verkligen är fråga om fossila böljslagsmärken och icke en genom veckning framkallad korrugering.

Kvartsitiska sediment äro föga ägnade att registrera olika grader av metamorfos. Kvartsrika sandstenar överföras visserligen mycket lätt genom omkristallisation till kompakta kvartsiter, men dessa bjuda därefter stort motstånd mot tektoniska och metamorfa förändringar. Det är sålunda mycket påfallande, hur föga kvartsitsandstenen mestadels påverkats inom zonen med kataklastisk förskiffring även i de fall, då under- och överliggande bergarter blivit kraftigt förskiffrade och omvandlade. Även inom den gnejsigt skiffriga zonen äro kvartsitsandstenarna i stort sett utbildade på samma sätt som

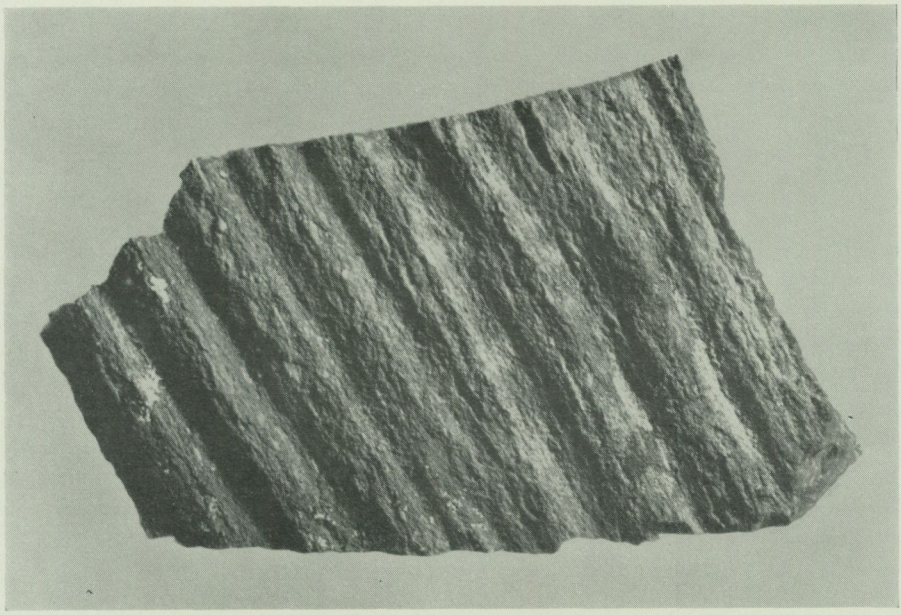


Fig. 22. Kvartsitsandsten med böljslagsmärken, Dalformationen. 250 m öster om södra spetsen av Ödegårdstjärn, Laxarby socken. Cirka $^4/_5$ av nat. storl.

sydligare. En skiktvis växlande halt av muskovit i kvartsiten inom området mellan Pålerud och norra kartkanten kan uppfattas som ett resultat av den högre metamorfosen härstädes. Denna muskovithalt förefinnes även inom den del av kvartsitområdet, som på berggrundskartan fått beteckning för slirgnejsig utbildning, och blir i kontaktzonen mot det från väster överskjutna underlaget mera påfallande. Slirbildningen är i kvartsiten av lätt insedda skäl i viss mån rudimentär, men fullt tydlig. Kalifältspat synes i slirorna liksom i sedimentet vara det dominerande fältspatmineralet. Karbonatrika partier inom kvartsitsandstensserien reagera under motsvarande metamorfa förhållanden väsentligen genom en betydande förgrovning av strukturen. Sålunda har det tidigare omnämnda kalkstenslagret omedelbart över den granatrika arkosen norr om Lystjärn inom den gnejsigt skiffriga zonen närmast karaktären av en gråvit, medelgrov marmor, i vilken ses enstaka tunna skikt av finkornig, blågrå eller violettgrå kvartsitsandsten, vilka till följd av plastiska rörelser i karbonatmassan delvis brutits sönder eller småveckats.

Övergången från kvartsitsandstenen till den överlagrande lerskiffern innebär sannolikt, att sänkningen av synklinalen och utbredningen av densamma i sidled vid denna tidpunkt gått så långt, att endast de finkornigaste fraktionerna nådde fram från de avlägsna fastlandsområdena till de centrala delarna av sänkningsområdet för att där sedimenteras. Vid denna tid visa sig de första tecknen på genomgripande deformationer av Dalformationens underlag. Genom sänkningen och sedimentbelastningen utsattes synklinalens un-

derlag för betydande tensionsspänningar, som slutligen utlöstes genom bildning av djupgående sprickor i detta. Genom dessa sprickor, som möjligen äro identiska med de tidigare beskrivna grönstensgångarna, uppträngde basisk magma. Denna föreligger nu som den bergart, som sedan gammalt betecknats som kloritsten.

Kloritsten

Inom bladet Vårvik ha tre olika lager av kloritsten med säkerhet kunnat konstateras. Fullständigast äro de representerade i den synklinal av Dalformationens bergarter, som sträcker sig från södra delen av Östra Silen till södra kartgränsen. Det understa, endast ett par meter mäktiga lagret är skilt från det mellersta genom ett cirka 10 m brett kvartsitsandstensskikt, medan de två övre kloritstenarna mellanlagras av högst 25 m lerskiffer. Endast det övre, cirka 50 m mäktiga kloritstenslagret har delvis kunnat särskiljas från det mellersta största lagret på kartan, däremot ej det undre. Den mellersta, cirka 150 m tjocka kloritstenen ligger sålunda just i gränsen mellan kvartsitsandstenen och lerskiffern. Vissa observationer tyda på att detta mäktiga lager icke är enhetligt utan kan vara uppbyggt av ett antal på varandra tätt följande lager.

Att kloritstenen är en magmatisk bergart, närmare bestämt till övervägande del en spilitisk lavabergart, framgår av ett närmare studium av bättre bevarade delar av densamma. Att det är fråga om en effusiv bergart, som framträngt till den dåvarande jordytan, framgår dels av dess strikt konforma inlagring i sedimentserien, dels även av vissa för lavor utmärkande drag, såsom slagg- och mandelstensstrukturer, vilka dock inom bladet Vårvik endast sällan äro bevarade. I nära anslutning till kloritstenslagren ha i några fall iakttagits täta, gröngrå bergarter med mer eller mindre diffusa skikt av normalt sedimentmaterial. Dessa bergarter ha tolkats som tuffiter och visa, att vulkanismen till en del varit explosiv. De pyroklastiska produkterna äro dock mycket underordnade. Den sedimentmiljö, i vilken kloritstenen befinner sig, tyder på att utströmningen av lavan skedde subakvatiskt, sannolikt submarint.

Spiliter med relativt väl bevarade primärstrukturer förekomma endast sparsamt inom kartområdet. De ha iakttagits dels i trakten mellan Blacktjärn och Butjärn, söder om Östra Silen, dels i stråket mellan Björndalen och södra kartgränsen, öster om Edslan. Det är medelgrova till småkorniga bergarter, ibland med en slirartad växling i kornstorlek, men vanligen fullt massformiga. Mestadels är fältspaten listformad, så att en diabasartad struktur uppkommer. Färgen är grå, ofta betydligt ljusare än en normal diabas av motsvarande kornstorlek. Ej sällan har bergarten en mycket svag rödviolettaktig färgton. Särskilt de ljusaste varieteterna utmärkas av jämnt fördelade, vanligen några mm stora fläckar av gulgrön epidot, som vackert kontrastera mot den ljusgrå, diabasstruerade, fullständigt massformiga bergarten.

Den listformade plagioklasen är påfallande frisk, ehuru något pigmenterad och endast undantagsvis grumlad av finkorniga omvandlingsprodukter. Ibland

kan en viss mekanisk deformation konstateras genom att listerna blivit böjda, mera sällan sönderbrutna. Tvillingbildningen är ofta ganska komplicerad. Optiskt kan plagioklasen bestämmas som albit. Sex bestämningar på tre bergarter från olika lokaler gåvo samstämmiga resultat med en variation endast mellan 4 och 8 % anortit.

Det andra huvudmineralet är hornblände. Detta uppträder till stor del på samma sätt som pyroxenen i ofitiska diabaser, d. v. s. hornbländet bildar relativt stora individ, som emellertid äro starkt perforerade och uppflikade av helt eller delvis inneslutna albitlister. Dessa ha delvis blivit resorberade i kanterna vid hornbländets kristallisation. Dess pleokroism är måttligt stark i gulgrå, gulgröna och blågröna färger. I en smal yttersta zon är färgen ofta kraftigare. Inga rester av pyroxen ha iakttagits, och hornbländet synes till stor del ha utkristalliserat som sådant ur magman.

Ett otvivelaktigt primärt mineral är även epidoten. Den har nämligen icke karaktären av omvandlingsprodukt ur plagioklas, utan uppträder som relativt stora individ, antingen med tendens till egen kristallform eller oftare som sent kristalliserad vinkelutfyllnad mellan albitlisterna. I det senare fallet är grovkristallin kalcit ofta nära förbunden med epidoten. Denna är kraftigt pleokroitisk i färglöst eller gulgrått och citrongult. Detta talar för en relativt järnrik sammansättning, vilket även bekräftas av övriga optiska egenskaper. Tillsammans med epidot och kalcit finnes ibland något klorit, pleokroitisk i gult och klargrönt. I några av dessa väl bibehållna spiliter förekommer något biotit som små eller medelstora fjäll vanligen nära knutna till epidoten, mera sällan till hornbländet. Biotiten är pleokroitisk i gråguła och olivbrungröna färger. Omvandling i klorit är mestadels mycket obetydlig. Över huvud taget är klorithalten i dessa primärstruerade spiliter låg, vanligen mindre än 1 %, varför beteckningen kloritsten i detta fall är tämligen oegentlig.

Av övriga mineral, malm, titanit och apatit, är det förstnämnda rikligast. Ilmenit med ofta stav- eller skivformig utbildning, ibland med oregelbundet förgrenade eller flikiga former, är vanligast, men magnetit som små oktaedrar eller grupper av sådana kan även förekomma. Ilmeniten är delvis omvandlad till leukoxen, men även självständigt uppträdande titanit ses ehuru sparsamt. Åtminstone delvis synes malmen i spiliterna ha kristalliserat jämförelsevis sent. Detta framhäves även därav, att den finkristallina, väsentligen av alkalifältspat bestående, interstitiella, sist stelnade utfyllnad, som förekommer i några spiliter, är påfallande rik på små malmkorn. Denna sista kristallisationsrest är särskilt riklig i de ljusa spiliterna.

Då spiliterna utsättas för tektonisk deformation, vilket varit fallet med huvudmassan av dem inom bladet Vårvik, förstöras snabbt de primära magmatiska kristallisationsstrukturerna. Inom den av kataklastisk förskiffring karakteriserade zonen utvecklas de till små- eller finkorniga, ljusare eller mörkare, grönskifferartade bergarter. Det är tydligen sådana, ofta kraftigt förskiffrade typer, för vilka ordet kloritsten ursprungligen präglades. Klorit är också på detta metamorfosstadium en karakteristisk komponent, även om hornblände ofta alltjämt dominerar. I vissa ljusare typer är dock detta helt

ersatt av klorit och epidot, varvid det senare mineralet framträder även för blotta ögat som gulgröna fläckar eller strimmor. Plagioklasen, alltjämt albitisk, och malmen ha avtagit i mängd till förmån för de färgade silikatmineralen. Å andra sidan har något kvarts ofta tillkommit dels genom mineralreaktionerna, dels även sannolikt genom tillförsel från omgivande kvartsrika bergarter.

Inom den gnejsigt skiffriga zonen, vilken för kloritstenens del är liktydig med stråket genom Östra Silen från trakten sydost om Alsbyn till Lystjärn, äro primära magmatiska strukturer i denna över huvud taget ej bevarade på grund av den starkare metamorfosen. De spilitiska lavorna ha här överförts till skarpkristalliniska, mörkt grågröna-svartgröna amfiboliter med mer eller mindre utpräglad plan eller lineär parallellstruktur. I jämförelse med de kataklastiskt förskiffrade spiliterna har i amfiboliterna hornbländets dominans över såväl övriga mörka mineral som över plagioklasen ytterligare ökat. Delvis är hornbländet utbildat som 1/2—1 cm stora porfyroblastartade kristaller med kraftig pleokroism i gröngult, gräsgrönt och blågrönt. Kloriten har försvunnit. I stället har i vissa fall biotit, pleokroitisk i gult och mörkbrunt, åter bildats. Malmhalten har tydligt avtagit i samband med de mörka silikatmineralens ökade frekvens. Likaså har mängden epidot starkt minskat. Detta sammanhänger sannolikt med det förhållandet, att albiten vid sin omkristallisation från den ursprungliga listformen till mera ekvidimensionella korn anpassat sig till den nya miljön även kemiskt genom att upptaga kalk. Enligt optisk bestämning är nämligen plagioklasen i dessa amfiboliter ej längre albit utan en basisk oligoklas. Det ligger närmast till hands att antaga, att detta kalktillskott till fältspaten tagits från epidoten, vars järnhalt samtidigt överförts till de femiska silikatmineralen. Under återgången från temperatur- och tryckförhållandena vid metamorfosens maximum inträdde en fläckvis växlande sericitbildning i plagioklasen. Liksom i de kataklastiskt skiffriga kloritstenarna ingår även i dessa amfiboliter något fri kvarts.

Innan vi lämna kloritstenen och övergå till de återstående leden i Dalformationens sedimentserie, må några bergarter behandlas, som visserligen ha en delvis mycket begränsad utbredning, men äro av stort teoretiskt intresse, då de synas utgöra från normaltypen mer eller mindre starkt avvikande differentiat ur spilitmagman.

Leukodiabas. Minst avvikande från den normala spiliten är en gångbergart, som påträffats NNV om Butjärn i stråket söder om Östra Silen. Gången, som är cirka 1/2 m bred och något diffust avgränsad mot sidostenen, sätter upp genom en väl bevarad, diabasstruerad kloritsten, hörande till det övre kloritstenslagret. Gångbergarten är småkornig och av en ljus, något rödaktigt gröngrå färg samt har en diabasartad struktur. Det kan därför vara motiverat att för den använda beteckningen leukodiabas.

Mikroskopiskt är likheten och därmed den genetiska samhörigheten med kloritstenen påfallande. Bland likheterna må nämnas den albitiska listformade plagioklasen, ibland med mycket komplicerade tvillingbildningar, förekoms-

ten av epidot och kalcit av primär karaktär samt malm av två slag, dels magnetit med tendens till oktaedrisk begränsning av kornen, dels ilmenit i långa lister, som emellertid till stor del omvandlats till leukoxen. Biotit och klorit saknas helt. Hornbländet, som delvis har samma ofitiska utbildning i förhållande till plagioklaslisterna som i den normala spiliten, har starkt avtagit i mängd. Epidoten förekommer däremot rikligare, likaså malmmineralen. Bergartens rödaktiga färgton beror på en pigmentering av albitlisterna och särskilt av den finkorniga interstitiella fältspaten. Denna, som är associerad med små korn av epidot och kalcit, utgör över 10 volyms-% av bergarten, medan den listformade albiten uppgår till cirka 36 volyms-%. Då bergarten enligt kemisk analys innehåller 5.39 % Na_2O, men blott 0.39 % K_2O, måste detta innebära, att även den interstitiella fältspaten övervägande består av albitkomponenten.

Det leukokrata, ljusa intrycket av denna gångbergart beror främst på den i jämförelse med normala spiliter minskade halten av mörka silikatmineral. Den ökade mängden epidot bidrager på grund av dess relativt ljusa färg snarare till bergartens leukokrata karaktär. Emedan epidoten i detta fall i viss mån kan sägas representera huvuddelen av den kalkhalt, som i icke-spilitiska, basiska lavabergarter ingår som anortit i plagioklasen, kan epidoten (liksom kalciten) i spiliterna med visst fog även betraktas som ett till stor del saliskt mineral. Sedd ur denna synpunkt kan gångbergarten i fråga anses som uppkommen genom en magmatisk process, som inneburit ett steg i mera salisk riktning, samtidigt som en relativ anrikning av malmmineralen inträtt. Kemiskt betyder denna differentiation främst en ökning av Na_2O och $FeO + Fe_2O_3$ samt en minskning av K_2O och MgO, medan halten av SiO_2 endast obetydligt ökat.

Malmrik salisk slira. En i stort sett liknande, men i viss mån längre gången differentiation utvisas av en salisk slira, som påträffades i väl bevarad kloritsten öster om Blacktjärn, cirka 2 km norr om lokalen med den nyss beskrivna gångbergarten. Riktningen av den 2—3 dm breda sliran överensstämmer med den allmänna strykningen i området, och gränserna mot kloritstenen äro diffusa. Sliran är zonarbyggd, i det att den centrala delen av densamma på ett ganska markerat sätt skiljer sig från de marginala delarna. Gränserna mellan zonerna äro dock av graduell natur.

De marginala delarna, som tillsammans utgöra cirka två tredjedelar av slirans bredd, bestå av en grönfläckig, rödgrå, medelgrov bergart med mineralsammansättningen plagioklas, hornblände, biotit, titanit, malm, apatit, kalcit och epidot. Däremot saknas såväl kalifältspat som kvarts trots det ganska granitliknande utseendet. Den rödaktiga färgen beror på att den listformade fältspaten är pigmenterad, men i övrigt är denna frisk och av albitisk sammansättning med i genomsnitt cirka 6 % An. De för spiliten karakteristiska komplicerade tvillingbildningarna förekomma även här. Sålunda kunde i ett i detalj undersökt fall förekomsten av ej mindre än sex olika tvillinglagar fastställas i samma komplexa albitkristall. Albiten uppgår till 68 volyms-%

av bergarten, vilket betyder en ej obetydlig ökning i jämförelse med den normala spiliten. Biotit, hornblände och malm (inklusive leukoxenartad titanit) äro företrädda med vardera cirka 8—9 volyms-%. Alla tre mineralen ha åtminstone delvis ett uppträdande, som talar för relativt sen kristallisation. Kalciten är tämligen riklig, 5—6 volyms-%, och förefaller vara ett primärt, ehuru sent kristalliserat bergartsmineral. Den sparsamma apatiten är ej idiomorf. Anmärkningsvärda äro den mycket obetydliga mängden epidot och den fullständiga frånvaron av klorit.

Det centrala partiet av den ifrågavarande slirbildningen utmärkes av sin grövre struktur och en fläckvis växlande men påfallande hög halt av grov magnetit. Vidare genomsättes denna del av sliran av ett par parallellt med slirans längsriktning gående, 1/2—2 cm breda ådror, som praktiskt taget uteslutande synas bestå av amfibol och magnetit i grovkornig utbildning. Ett prov av den centrala bergarten, vilket ungefär torde motsvara dess genomsnittssammansättning, visade sig bestå av 80 volyms-% rödaktigt färgad albit, 10 % magnetit, 3.5 % apatit, 2.5 % titanit och 2 % hornblände. Övriga mineral, nämligen biotit, klorit, epidot och kalcit, utgöra sammanlagt mindre än 1 volyms-%. Kvarts och kalifältspat saknas även här fullständigt, och den extremt natronbetonade bergarten kan betecknas som en magnetit- och apatitrik albitbergart.

Albitkristallerna äro vanligen ej längre listformade utan mera isometriskt utbildade. En komplicerad tvilling innehöll enligt optisk bestämning endast 4.5 % An. Det tämligen svagt färgade hornbländet bildar enstaka långt prismatiska kristaller. De flesta av de övriga mineralen, nämligen magnetiten, apatiten, titaniten (delvis), kalciten och kloriten, ha ej egen kristallform utan äro vinkelutfyllande i förhållande till de dominerande albitkristallerna. Särskilt påfallande är detta för apatit och magnetit. Magnetiten har dock kristalliserat något senare än apatiten, emedan den innehåller inneslutna kristaller av ej blott albit utan även apatit, biotit och hornblände. Å andra sidan synes kalciten åtminstone delvis ha kristalliserat efter magnetiten. Kristallisationsföljden är alltså i denna bergart i stort sett följande: albit (äldst) → hornblände → biotit → (klorit) → (epidot) → apatit → magnetit → titanit → kalcit (yngst).

Man finner alltså, att i denna bergart, som själv är ett relativt saliskt differentiat ur spilitmagman, uppträtt en sista stelningsrest av utpräglat femisk sammansättning, särskilt anrikad på järn och i viss mån även kalcium. Det är sannolikt, att denna utveckling befordrats av rikedom på volatilier, främst vatten och kolsyra. Dessas närvaro under kristallisationen visas bl. a. av den grovkorniga utbildningen av slirans centrala delar. Den påfallande ojämna fördelningen av de femiska mineralen härstädes kan tolkas som en följd av en genom volatilierna betingad relativt stor rörlighet av den sist kristalliserande delen av bergarten. I överensstämmelse härmed kunna de grovkristallina magnetit-hornbländeådrorna i slirans centrala del otvunget uppfattas som segregationer av den femiska kristallisationsresten i sprickor, som bildats på ett sent stadium av bergartens kristallisation. Denna slirbildning visar alltså

en tendens hos de spilitiska differentiaten till en uppdelning på en salisk, tidigare konsoliderad och en femisk, mera lättrörlig och senare kristalliserad fraktion.

Gartjärnsbreccian. I detta sammanhang må omtalas en bergart, den s. k. Gartjärnsbreccian, som visserligen anstår tämligen långt från närmaste förekomst av Dalformationens sediment, men av allt att döma är ett differentiat av den spilitiska kloritstensmagman. Såsom framgår av kartorna, bildar bergarten i fråga ett rundat område med cirka 400 m:s diameter på Gatefjäll i trakten av sjöarna Gartjärn och Stortjärn i västra delen av Svanskogs socken. På kartorna, som ritades och trycktes, innan bergartens verkliga natur klarlagts genom mikroskopiska undersökningar och kemisk analys, har den erhållit samma röda bottenfärg som Kroppefjällsgraniten. Den för Dalformationens bergarter gemensamma ljusgröna grundfärgen hade emellertid varit en mera lämplig beteckning.

Gartjärnsbreccian (Fig. 23) utgöres av en rödgrå, tämligen finkornig, salisk bergart, som genomsättes av ett nätverk av relativt grov klorit, så att en i viss mån agglomeratliknande struktur uppkommer. De mörkgröna kloritrika ådrorna eller snarare segregationerna äro vanligen mycket oregelbundna till såväl bredd som riktning. I nordvästra delen av området överväger dock lokalt en VNV-lig riktning med rikliga anastomoserande ådror, varför kloriten här bildar ett i nämnda riktning utdraget ådernät. Gränserna mellan de kloritrika ådrorna och de saliska partierna äro oftast synnerligen buktande och delvis diffusa. Inom de senare finnas enstaka smärre kloritfläckar, och i riktning mot de stora grova kloritådrorna ökar den saliska bergartens kornstorlek. Detta talar för ett nära genetiskt samband mellan de saliska och femiska delarna av bergarten, vilket bekräftas genom ett närmare mikroskopiskt studium av densamma.

De kvantitativt övervägande saliska partierna av bergarten bestå ofta till över 90 % av en albitisk fältspat, som innehåller högst 10 % anortit. Kvarts och kalifältspat saknas fullständigt. Den röda färgen beror på pigmentering av albitkristallerna, som dessutom innehålla ett och annat sericitfjäll. Albiten är utbildad som hypidiomorfa, i olika riktningar tämligen likstora, alltså ej listformade kristaller. I de flesta fall, då dessa gränsa mot de femiska mineralen, främst klorit, visar albiten en tydlig tendens till utbildning av egna kristallytor. Här är albiten nästan fri från pigmentering, vilket dessutom mer eller mindre gäller randpartierna av albitkristallerna även i övrigt.

Av de mörka mineralen har biotiten delvis kristalliserat samtidigt med albiten. Den utgör dock högst 2 % av bergarten, är svagt grönbrunt färgad och har delvis sekundärt omvandlats till klorit. Parallellt sammanväxt med denna sekundära klorit ses ibland någon enstaka liten kristall av muskovit. Huvudmassan av kloriten är dock icke sekundär efter biotit utan primärt magmatiskt utkristalliserad, men på ett sent stadium av bergartens stelning. Detta gäller såväl enstaka kloritkristaller eller smärre grupper av sådana som de större slir- eller åderartade kloritsegregationerna. Denna sent kristalliserade

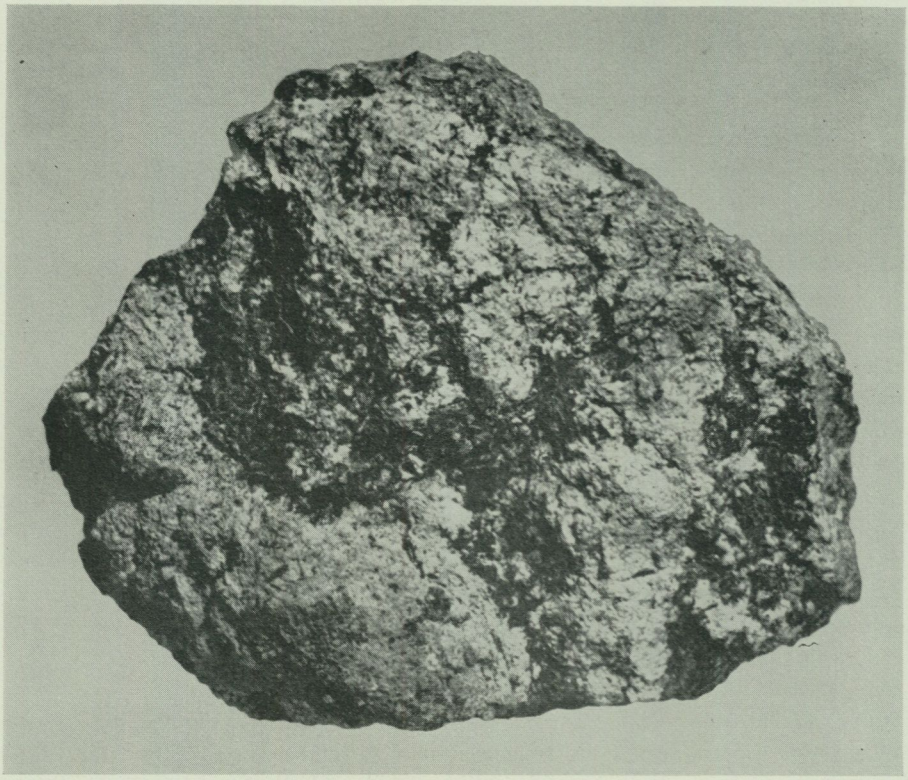


Fig. 23. Gartjärnsbreccian. Strax NNO om Gartjärn, Svanskogs socken. Cirka $^{7}/_{10}$ av nat. storl.

primära klorit uppträder dels i grovbladig utbildning, dels som aggregat av små, likstora fjäll, ibland i radialstrålig anordning. De två klorittyperna kunna förekomma nära associerade. Någon tydlig åldersskillnad dem emellan kan icke fastställas. De grova kloritbladen i de större kloritsegregationerna äro ofta mer eller mindre starkt böjda eller deformerade, och tydligen ha spänningar i bergarten företrädesvis utlösts genom rörelser i dessa lätt deformerbara kloritanhopningar, medan albiten i de närliggande saliska delarna av bergarten förblivit praktiskt taget intakt. I vissa fall ha ur lämpligt orienterade kloritsliror utvecklats veritabla glidytor, vanligen med buktande förlopp.

Ett liknande uppträdande som kloriten, nämligen i förhållande till albiten avgjutande individ utan egen kristallform, visa såväl malm och apatit som epidot och titanit. Endast apatiten förekommer dessutom underordnat som små enstaka idiomorfa kristaller inneslutna i albiten. Av de fyra nämnda, sent kristalliserade mineralen äro vanligen malmen, sannolikt titanomagnetit, och apatiten de rikligast företrädda, men utgöra sammanlagt endast några få procent. De uppträda i de saliska delarna av bergarten antingen vart för sig eller flera tillsammans som vinkelutfyllnad, men ingå även i de grova kloritsegre-

gationerna och äro då likaledes grövre utbildade. Särskilt påfallande äro här de ovanligt stora apatitindividen utan egen kristallform.

Av denna beskrivning framgår, att trots mindre väsentliga skiljaktigheter likheterna mellan Gartjärnsbreccian och den tidigare behandlade saliska sliran i kloritsten, särskilt dess centrala del, äro så stora, att ett gemensamt ursprung synes ofrånkomligt. Båda måste tydligen uppfattas som differentiat ur den spilitiska magman. Olikheterna, t. ex. hornblände som övervägande femiskt silikatmineral i sliran gentemot klorit i Gartjärnsbergarten, kunna till stor del förklaras genom olika uppkomstmiljö. Den saliska sliran har uppenbarligen bildats först på det effusiva stadiet i en stelnande lavabädd, och differentiationen har därför skett relativt hastigt under lågt belastningstryck och med stora möjligheter för de flyktiga beståndsdelarna i magman att bortföras under kristallisationen. Den väsentligt större bergartsmassa, som Gartjärnsbreccian utgör, är en intrusion utan synligt samband med normala basiska spiliter i det nuvarande marksnittet. Man får tänka sig, att den relativt saliska magma, som genom sin kristallisation gav upphov till Gartjärnsbergarten, uppkommit genom en differentiationsprocess på större djup i en relativt omfångsrik, spilitisk magmamassa. Differentiationen har sannolikt bestått i en partiell separation genom vandring av de lättare saliska komponenterna inklusive volatilier uppåt och av de tyngre femiska komponenterna nedåt. Härigenom utbildades i övre delen av magmamassan en relativt salisk fraktion, som i jämförelse med den redan i sin helhet tämligen volatilierika spilitmagman var ytterligare anrikad på flyktiga beståndsdelar och därför föga viskos. Tack vare detta kunde den under gynnsamma betingelser i samband med den dalslandiska veckningen lätt uppträngа i den överliggande berggrunden och där kristallisera.

Kristallisationen av den utpräglat natronbetonade bergarten (8.68 % Na_2O gentemot endast 0.44 % K_2O vid en SiO_2-halt av 59.41 %) visar en påfallande analogi med förhållandena i den nämnda saliska sliran, i det att huvudmassan av den albitiska fältspaten (mellan 80 och 85 volyms-% av bergarten) utkristalliserade på ett tidigt stadium, medan den sist kristalliserande magmaresten blev starkt anrikad på femiska komponenter och volatilier. En stor del av denna rörliga basiska fraktion samlade sig till ett mer eller mindre diffust nätverk i bergarten och kristalliserade under närmast pneumatolytiskt-hydrotermala förhållanden till ett delvis ganska grovkornigt mineralaggregat med klorit som dominerande mineral. Till utbildningen av dessa kloritrika segregationer bidrog åtminstone delvis en tendens till bildning av sprickor, mot vilka den basiska magmaresten samlade sig. I det fall, då dessa basiska ådror ha en enhetlig riktning, sammanfaller denna med den diagonala riktning, utmed vilken relativt sena blockrörelser skett under Dalformationens hopveckning. Detta talar för att bergartens intrusion och kristallisation skett först på ett sent stadium av denna veckning, vilket förklarar, varför den primära stelningsstrukturen så väl kunnat bevaras, medan i omgivningen en gnejsigt skiffrig struktur påtryckts bergarterna under veckningens tidigare stadier. Härav följer vidare, att intrusionen av Gartjärnsbergarten skett vid

en ej obetydligt senare tidpunkt än uppträngandet av de effusiva kloritstenarna och under andra spänningsförhållanden i jordskorpan.

Av det föregående framgår, att Gartjärnsbreccians struktur är ett resultat av en senmagmatisk segregation av den sist kristalliserande basiska, volatilierika andelen av en magma av en mindre vanlig sammansättning. Liksom i den saliska sliran i den effusiva kloritstenen finner man alltså även i Gartjärnsbergarten en tydlig tendens till en uppdelning under kristallisationen i två kontrasterande fraktioner, nämligen en tidigare konsoliderad, utpräglat salisk, albitisk del och en först senare stelnad, extremt basisk fraktion. I Gartjärnsintrusionen förekomma dessa två fraktioner alltjämt intimt associerade med varandra. Den tack vare sin volatilierikedom lättrörliga basiska fraktionen kan emellertid frigöra sig från sitt direkta sammanhang med den saliska motpolen och få ett mera självständigt uppträdande. På detta sätt synas de sprickfyllnader av klorit med ofta karakteristiskt uppträdande böra förklaras, vilka förekomma här och var inom den dalslandiska veckningszonen.

Sprickfyllnader av klorit. Dessa sprickfyllnader ha en största bredd, som växlar från en del av en millimeter till ett par centimeter. Någon gång, såsom exempelvis på udden 200 m nordväst om punkt 171 vid östra stranden av V. Solsjön, förekommer kloriten delvis som oregelbundna breccierande ådror. Det vanliga uppträdandet är emellertid som utfyllnad av korta, raka, enkla sprickor, vilka övertvära skiffrigheten och lineärstrukturen (Fig. 24) och ha karaktär av tensionssprickor med linsformat tvärsnitt. Ett flertal sådana sprickor med enhetlig orientering träffas vanligen vid samma lokal. Ej sällan ha de den regelbundna anordning, som betecknas som Fiederspalten. Härvid ligga sprickorna med enhetlig orientering uppradade på ungefär lika avstånd från varandra i en zon, vars riktning med de enskilda sprickornas strykning bildar en vinkel, som växlar mellan 15 och 41° vid olika lokaler med cirka 30° som medelvärde. Dessa Fiederspalten kunna uppfattas som tensionssprickor bildade genom skjuvning, och den relativa rörelsetendensen kan avläsas ur sprickornas läge i förhållande till skjuvzonen. I vissa fall ha de nu kloritfyllda sprickorna i en sådan zon blivit enhetligt flexurböjda. Därvid kan konstateras, att denna plastiska deformation åstadkoms genom krafter med samma riktning som de, vilka föranledde sprickornas uppkomst.

Kloriten i dessa sprickfyllnader är mörkt grågrön till svartgrön och kontrasterar därför vanligen skarpt mot den av sprickorna genomsatta bergarten. Bortsett från inneslutna brottstycken av denna eller dess mineral består sprickfyllnaden oftast praktiskt taget uteslutande av finkornig klorit med pleokroism i gråvitt och svagt blågrönt. De enskilda kloritfjällen äro av storleksordningen 0.05—0.1 mm. Beträffande kornstorlek, struktur och optiska egenskaper överensstämmer denna kloritmassa nära med de sent kristalliserade, finkorniga kloritpartierna i Gartjärnsbreccian. Någon motsvarighet till dennas grovbladiga klorit finns icke i sprickfyllnaderna, vilket tydligen är en följd av andra kristallisationsbetingelser. Den finkorniga strukturen i det senare fallet beror sannolikt dels på hastigare kristallisation genom snabbare

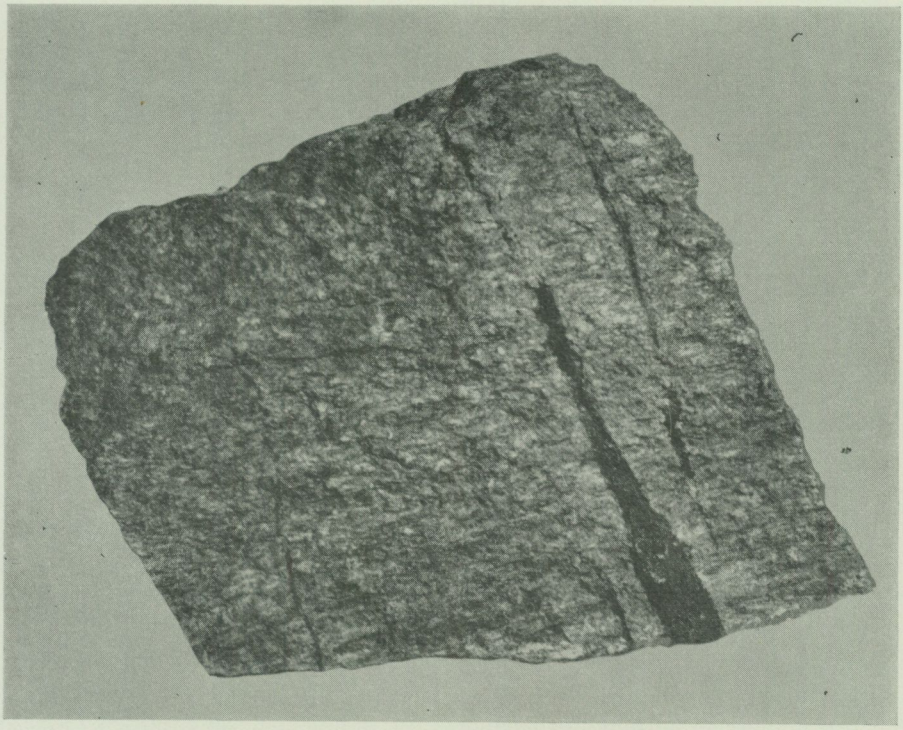


Fig. 24. Sprickfyllnader av klorit i förgnejsad Åmålsgranit. Sydvästra stranden av Trollön i Östra Silen, Silleruds socken. Cirka $^{7}/_{10}$ av nat. storl.

avkylning, dels på att genom sprickbildningen en plötslig avgasning av den volatilierika restlösningen skedde till följd av tryckminskningen. De i kloritmassan inneslutna fragmenten av det äldre sidoberget ha i vissa fall fått sina fältspater starkt sericitomvandlade genom inverkan från den hydrotermala lösningen. Någon gång förekommer kalcit och ibland kvarts i de övervägande av klorit bestående sprickfyllnaderna. Det förstnämnda mineralet är helt förenligt med ett ursprung från spilitmagman. Kvarts har däremot icke iakttagits i något av de otvivelaktiga spilitdifferentiaten. Man får därför räkna med att den basiska restlösningen i vissa fall upptagit kiselsyra från kvartsrikt sidoberg och åter utfällt densamma som kvarts vid kristallisationen i sprickorna.

Dessa kloritfyllda sprickor uppträda i olika bergarter. De flesta genomsätta Åmåls—Kroppefjällsseriens graniter. Tidigare hade de icke iakttagits i Dalformationen, vilket anförts som stöd för vissa åsikter angående de tektoniska förhållandena i sydligare delar av Dalsland.[1] På bladet Vårvik ha de emellertid befunnits genomsätta även bergarter hörande till Dalformationen, nämligen dess bottenkonglomerat och kloritsten. De flesta av dessa observa-

[1] Jfr. A. J. A. van Overeem: A section through the Dalformation, Leiden 1948, sid. 21.

tioner äro gjorda inom konglomeratområdet i trakten av V. Solsjön. Uppkomsten av dessa sprickor och deras mineralutfyllnad måste därför hänföras till den yngsta orogenesen inom området, den dalslandiska. Emedan kloritutfyllnaden i de flesta fall är fullständigt odeformerad måste dessa bildningar ha uppkommit på ett sent stadium av denna orogenes. Sprickorna i fråga äro delvis yngre, delvis äldre än kvartsgångar, d. v. s. de höra i stort sett till samma bildningstid som dessa. Med hänsyn till kloritgångarnas allmänna uppträdande låta de sig otvunget inpassas i den tektoniska deformationsplan, som karakteriserar den avslutande blockrörelsefasen av orogenesen. Vi komma alltså fram till en åldersställning, som i huvudsak sammanfaller med eller är blott obetydligt yngre än Gartjärnsbreccians, vilket ger ytterligare stöd åt det förmodade genetiska sambandet dem emellan och med den spilitiska vulkanismen.

Lerskiffer

Såsom tidigare omtalats, övergick ungefär vid tiden för de spilitiska lavornas uppträngande sedimentationen från psammitisk till pelitisk, så att de två undre kloritstensbäddarna mellanlagras av kvartsitsandsten, de två övre av lerskiffer, som därpå över det översta kloritstenslagret bildar en cirka 250 m mäktig lagerföljd. Denna minskning i sedimentens kornstorlek torde bero på att synklinalens bredd och sannolikt även djup ökade med längre transportväg och lugnare avsättningsförhållanden för sedimenten som följd.

Övergången från kvartsitsandstenen till lerskiffern är icke skarp. Det förekommer en växellagring mellan de två bergarterna. Sandstensskikten äro vanligen en eller annan millimeter till någon centimeter mäktiga med ofta ännu tunnare mellanlagrade skifferskikt. Ibland kunna sandstensbankar på ett par meters tjocklek uppträda i de basala delarna av skifferlagret. Sandstensskikten äro till färgen grå eller svagt rödaktiga, skifferskikten mörkare grå, fyllitiska. Skiktplanen, efter vilka ofta vid veckningen små glidningar inträtt, äro vanligen glänsande till följd av beläggning med små sericitfjäll. Skifferskikten visa dessutom mycket ofta en småveckning och skrynkling (Fig. 25) efter axlar, som sammanfalla med den lugnare veckning, som de ej så lättveckade kvartsitsandstensskikten samtidigt undergått.

De kvartsitsandstensartade skikten gå delvis ganska långt upp i skifferlagret, men bli samtidigt tunnare och glesare. Här inkomma i stället enstaka karbonatskikt, vilka i stort sett öka i frekvens uppåt, så att den övre delen av skifferlagret inom bladet Vårvik kan betecknas som kalklerskiffer eller snarare kalkfyllit. Sin största utbredning har denna bergart vid sjön Edslan, såväl på nordöstra stranden, vid och norr om byn Strand, som söder om sjön, på nordöstra delen av halvön vid Kenäs. I typisk utbildning består denna kalkfyllit av alternerande skikt av karbonat resp. fyllit. Oftast äro karbonatskikten högst ett fåtal millimeter mäktiga, men lokalt förekomma decimeterbreda, mer eller mindre rena kalkstensskikt, ibland av svagt rödaktig färg såsom på stranden nordost om Kenäs (Fig. 26). Kalkfylliten är föga mot-

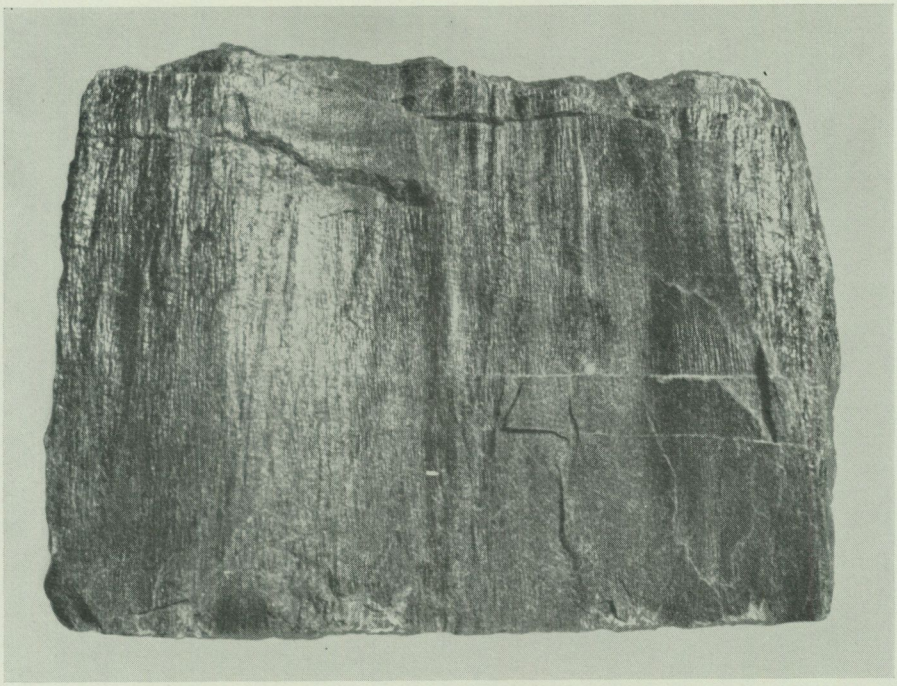


Fig. 25. Grå, svagt småveckad, fyllitisk lerskiffer från mellersta delen av skifferlagret, Dalformationen. Strax söder om Butjärn, Laxarby socken. Cirka $^{9}/_{10}$ av nat. storl.

ståndskraftig mot såväl mekanisk som kemisk vittring. De områden, som intagas av denna bergart, äro därför gärna relativt låga och starkt jordtäckta med endast små blottningar. Dessa utmärkas dessutom av en i detalj mycket ojämn yta, i det att de mera resistenta fyllitskikten stå fram i relief över de lättvittrade karbonatlagren. Då kalkfyllitområdenas lokalmorän och vittringsjordar sålunda böra vara rika på för växterna lättillgänglig kalk, är det fullt naturligt, att de utmärkas av en särskilt art- och individrik ört- och buskvegetation. Av samma anledning lämpa sig dessa områden ofta väl för uppodling.

Kalkfylliten är en tektoniskt lätt deformerbar bergart. Den har därför ofta blivit starkt småveckad, samtidigt som över- och underliggande, mera rigida bergarter lagts i lugnare veck med betydligt större amplitud. Småveckningen av kalkfylliten har ofta formen av Z-veckning med tämligen plana veckskänklar och tvära omböjningar (Fig. 27). Vid denna enkla sammanveckning förblir sammanhållningen inom skikten i stort sett god. Mycket ofta uppträda emellertid differentialrörelser i bergarten under deformationen. I extrem grad är detta fallet, då kalkfylliten utnyttjas som rörelsehorisont vid överskjutningar och liknande tektoniska massförflyttningar. Detta har skett i mycket stor utsträckning, vilket ännu tydligare framgår av förhållandena inom sydligare delar av veckningszonen, där man har ett mindre djupt snitt genom

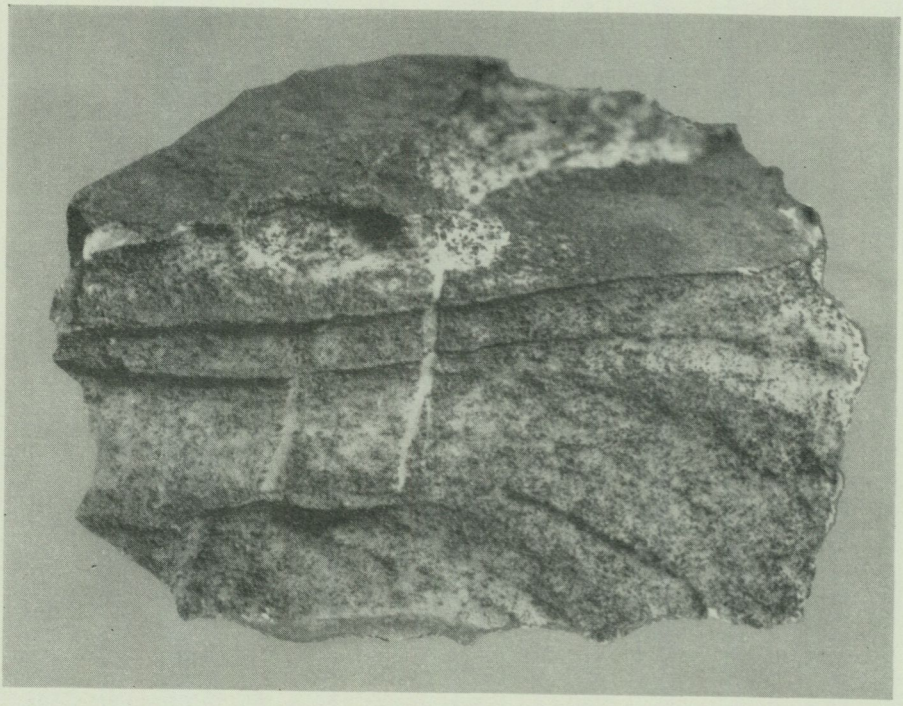


Fig. 26. Oren, finkornig kalksten med tunna skifferränder och övertvärande sprickor, fyllda av grövre, rödlätt kalkspat. Övre delen av skifferlagret, Dalformationen. 700 m ONO om Kenäs, Edsleskogs socken. Cirka $^{9}/_{10}$ av nat. storl.

densamma än på kartbladet Vårvik. Det är ju också naturligt, att rörelser av detta slag med förkärlek skola lokaliseras till denna den lättast deformerbara bergarten i lagerföljden.

Kalkig breccia. Den karbonatskiktade fylliten är i själva verket i mekaniskt hänseende en föga stabil bergart. Redan vid en obetydlig differentiell rörelse inom bergarten göra sig olikheterna i mekaniska egenskaper mellan fyllit- och karbonatskikten gällande på så sätt, att de förra sönderbrytas, samtidigt som de senare deformeras plastiskt och genom omkristallisation. Eftersom den ensidigt riktade rörelsen vid exempelvis en överskjutning normalt är förbunden med en tänjning vinkelrätt mot transportriktningen, sker sönderstyckningen av de rigida fyllitskikten ofta genom två ganska regelbundna sprickssystem, det ena vinkelrätt mot, det andra parallellt med överskjutningsriktningen. Sprickorna, som ofta följa på varandra med mellanrum av 1—2 cm i det förstnämnda systemet, vanligen glesare i det däremot vinkelräta systemet, utfyllas av karbonat, som antingen inpressas mekaniskt från karbonatskikten eller föres dit i lösning för att avsättas som en i jämförelse med de grå karbonatskikten betydligt grövre, vit eller rödlätt kalkspat. Vid fortsatt deformation glida fyllitbitarna allt mera isär, samtidigt som deras till en

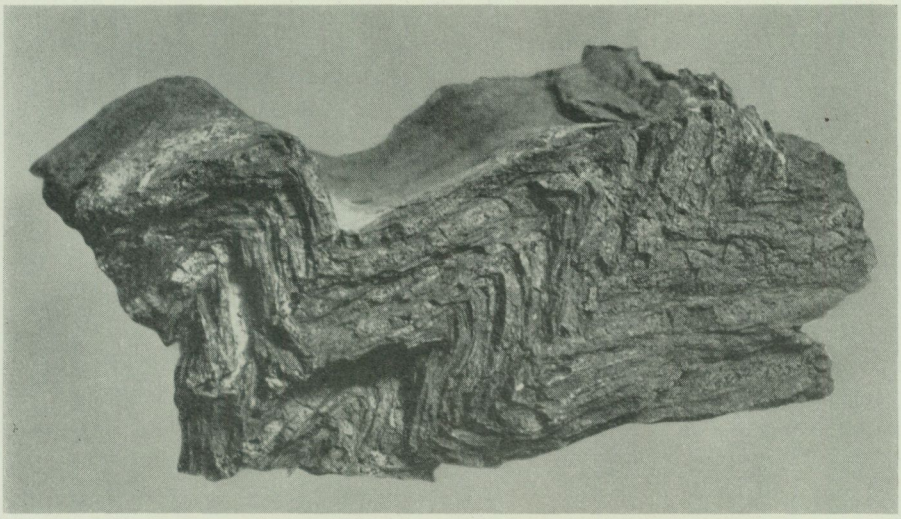


Fig. 27. Starkt småveckad, kalkskiktad fyllit från övre delen av skifferlagret, Dalformationen. 700 m nordost om Kenäs, Edsleskogs socken. $^3/_4$ av nat. storl.

början ganska regelbundna orientering och form mer eller mindre går förlorad. Den i början distinkta skillnaden mellan de ursprungliga karbonatskikten och de fyllitskikten genomsättande kalcitfyllda sprickorna blir härvid alltmera utsuddad och skiktstrukturen allt otydligare. Resultatet är en breccie-bergart, bestående av vanligen cm-stora eller mindre bitar av fyllit, som ligga mer eller mindre tätt i en karbonatmatrix. I hällytorna har denna bergart ett mycket karakteristiskt skrovligt eller knottrigt utseende till följd av den selektiva vittringen av den kalkiga mellanmassan mellan fyllitfragmenten.

Av detta utseende och uppkomstsätt är i varje fall större delen av den bergartsgrupp, som på de äldre Dalslandskartbladen (Baldersnäs och Upperud) sammanfördes under namnet breccia och gavs en särskild, gul färgbeteckning. Denna breccia uppfattades då som bottenbildningar till en formation yngre än Dalformationen. Det får emellertid nu anses uppenbart, att denna skifferbreccia är en tektoniseringsprodukt av Dalformationens kalkfyllit och att det ibland skenbart diskordanta uppträdandet är en följd av samma tektoniska rörelser, som åstadkommo bergartens breccistruktur.

Typiska sådana kalkfyllitbreccior förekomma endast sparsamt på bladet Vårvik. Tendenser till utbildning av sådana ses sålunda här och var i skifferstråket, som från östra delen av V. Solsjön stryker åt norr mot västra delen av Bärsjön. Bäst utbildad är emellertid en sådan ur kalkfyllit uppkommen breccie-bergart, som anstår på några öar i Västra Silen, sydost om Vammerviken. Denna bergart, som på såväl huvudkartan som berggrundskartan erhållit en särskild beteckning (starkt kalkig breccia), bildar de nordöstligaste delarna av Storön och Björnön, varjämte det lilla skäret strax NNO om den sistnämnda ön helt består av breccia. Man kan både på Storön och Björnön

tydligt se, hur breccian stupar relativt flackt under den något slirgnejsigt utbildade, intermediära granit, som anstår omedelbart sydväst om breccian. På sydöstra sidan av Björnön finnas sydväst om huvudbreccian ett par smala, åt sydväst stupande brecciestråk inklämda imbrikationsartat i graniten. På norra delen av samma ö finner man omedelbart utanför strandlinjen i det grunda vattnet ett mindre granitområde, som med en fältstupning av endast cirka 10° åt SSO dyker ner under ett täcke av breccia. Uppenbarligen är detta icke en primär sedimentationskontakt, utan graniten har som en kil snett nedifrån pressats in i sedimentserien. Över huvud taget äro alla brecciebergartens tillgängliga kontakter sekundära, en följd av att Dalformationens kristallina underlag, delvis uppdelat i kilformade block, här från sydväst skjutits in i samt förts upp på och fram över sedimenten.

Trots dessa betydande tektoniska störningar äro, åtminstone i huvudstråket på något avstånd från de tektoniska kontakterna, lagringen inom den ursprungliga kalkfyllitserien i viss mån bevarad, nämligen genom en bankartad växling mellan orena kalkstenslager och mellanliggande partier mer eller mindre späckade med större och mindre brottstycken av en gång sammanhängande fyllitskikt. I breccian ingår tektoniskt inpressat material från den gnejsiga graniten endast sporadiskt och då blott i närheten av kontakterna mot denna. Myloniter ha icke utbildats utmed dessa tektoniska kontakter, vilket sammanhänger dels med kalkfyllitens rikedom på karbonat och därmed följande mekaniska egenskaper, dels på lokalens läge inom en zon med så hög regional temperatur i berggrunden under orogenesen, att rörelserna i dylika tektoniska zoner fördelats mera homogent över en större mäktighet och vidare skett under samtidig omkristallisation av bergarterna.

Den relativt höga metamorfosgraden, motsvarande övergången från gnejsigt skiffrig till begynnande slirgnejsig utbildning av det granitiska underlaget, framträder på ett påfallande sätt, då man jämför denna kalkiga breccia med de sydligare belägna förekomsterna av breccierad kalkfyllit. Sålunda ha de finkorniga, orena karbonatskikten genom metamorfosen överförts till en medelgrov marmorartad bergart med en viss halt av silikatmineral, övervägande biotit. Även fyllitbrottstyckena ha omkristalliserat och förgrovats, särskilt de smärre och de yttre delarna av de större, vilka bestå nästan uteslutande av kvarts och biotit och därför lämpligen kunna betecknas som glimmerskiffer. Under omkristallisationen har en viss dispergering av brottstyckenas mineral i den omslutande karbonatmassan inträtt, varför kontrasten mellan brottstycken och mellanmassa särskilt i de karbonatrikare partierna något utjämnats. Den allmänna yttre likheten mellan denna kalkiga breccia och dess mera sydligt belägna motsvarigheter, präglade av en lägre metamorfosgrad, är dock omisskännlig.

Avslutningen av de spilitiska eruptionerna i lerskifferserіens undre del markerar sannolikt övergången från tensionsfasen till kompressionsfasen i geosynklinalens tektoniska utveckling. Därmed kan även den dalslandiska orogenesen anses taga sin början. Dess första skede utmärkes av en veckning av synklinalens sediment och underlag. Härvid utbildas i geosynklinalens bot-

ten en serie av i nord—sydlig riktning strykande uppvälvningar, antiklinaler, och nedbuktningar, synklinaler. När antiklinalerna vid veckningen småningom höjas till och över vattenytan i geosynklinalen, ändras sedimentationsförhållandena i denna åter radikalt. Antiklinalryggarnas sedimenttäcke bortföres snabbt, och vittring och erosion gripa in i det kristallina underlaget. Klimatet var vid denna tid gynnsamt för den typ av kemisk vittring, som ur granitiska bergarter ger en residualprodukt, som väsentligen består av kvarts. Emedan vidare genom veckningen och i samband därmed uppgrundningen av geosynklinalen avstånden mellan sedimentets ursprungsort och depositionsområde starkt avtogo, skedde ett omslag från den tidigare pelitiska och kalkiga sedimentationen till en avsättning av ett psammitiskt kvartssediment, vilket nu föreligger som kvartsit.

Kvartsit

Kvartsiten och sedimenten yngre än denna ha inom bladet Vårvik en mycket begränsad utbredning. De äro nämligen inskränkta till ett område vid södra kartkanten, mellan denna och Edslan. Detta område utgör nordligaste delen av det största sammanhängande sedimentområdet av Dalformationen, vilket sannolikt anger läget av den djupaste och längst existerande delen av den tidigare geosynklinalen.

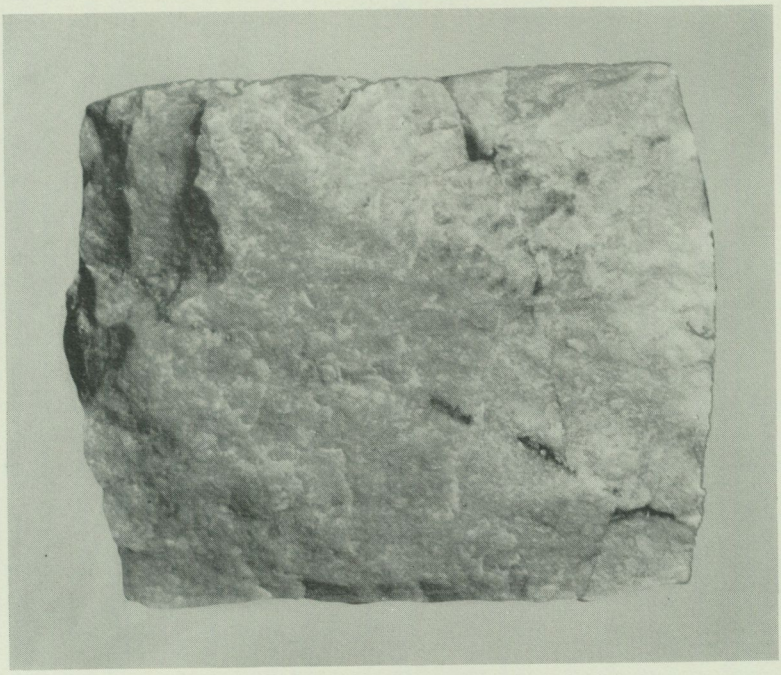


Fig. 28. Kvartsit från övre delen av det övre kvartsitlagret, Dalformationen. 700 m SSV om Backögården, Laxarby socken. Cirka $^3/_4$ av nat. storl.

Till skillnad från den basala kvartsitsandstenen är den övre kvartsiten ett mycket rent kvartssediment, som utmärkes av en ljusgrå, nästan vit färg och en genom omkristallisation föga framträdande klastisk kornstruktur (Fig. 28). Även skiktningen är mindre tydlig än i Dalformationens övriga sedimentbergarter. Kontakten mot de underliggande skiffrarna är icke blottad inom bladet Vårvik. I sydligare områden har man funnit konform pålagring, ibland växellagring mellan skiffer och kvartsit inom en föga mäktig övergångszon. Över dessa bottenlager visar kvartsiten i hela sin mäktighet en påfallande enhetlighet.

Kvartsiten har i jämförelse med den underlagrande fylliten i många hänseenden motsatta egenskaper. Den är mycket motståndskraftig mot vittring och mot erosion av olika slag, även glacial erosion, varför den gärna bildar markerade höjder med ringa jordtäcke och gles, artfattig vegetation. Kvartsiten är nämligen ytterst fattig på växtnäringsämnen. Vid veckningen har det mäktiga kvartsitlagret förhållit sig som en rigid, endast med svårighet deformerbar massa, som ofta reagerat mot det orogena trycket genom sprickbildning och större och mindre blockrörelser utöver en svag veckning i stort. I samband med dessa blockförskjutningar har den kvartsiten underlagrande lerskiffern i vissa fall blivit på ett komplicerat sätt småveckad efter axlar, som till sin riktning delvis starkt avvika från den regionalt dominerande axialriktningen.

Lianeskiffer

Kvartsiten överlagras av Lianeskiffern, som är det yngsta ledet i Dalformationens sedimentserie. På bladet Vårvik är denna bergart blottad endast söder om Edslan, nämligen i västra delen av den bergshöjd, på vilken Backögården är belägen, samt i västra sluttningen av berget SSV om det föregående vid kartgränsen. Sannolikt består den av morän och kärr helt täckta berggrunden väster därom fram till trakten av landsvägen söderut från Röviken även av Lianeskiffer, som blivit nedsänkt och kommit att gränsa direkt mot det kristallina underlaget genom en betydande förkastning, som går från Edslans sydvästra vik åt sydväst mot norra delen av Laxsjön på bladet Baldersnäs.

Något basalt konglomeratlager i Lianeskifferserien, som uppges från vissa sydligare belägna lokaler, har icke iakttagits vid dess kontakt mot den underliggande kvartsiten på bladet Vårvik, ej heller något annat, som kunde tydas som en diskordans mellan de två bergarterna. I den mån den är blottad inom kartbladet, är Lianeskiffern här en ganska enhetlig, grå, finkornig-medelgrov, skiffrig bergart (Fig. 29), som starkt påminner om vissa typer av fjällrandens sparagmiter. Den klastiska kornstrukturen är mestadels väl synlig trots förskiffringen. Skiffrighetsytorna äro ofta mer eller mindre glänsande till följd av en beläggning med parallellt liggande och i enhetlig riktning utdragna ljusa glimmerfjäll.

Förutom kvarts och sericit ingår en ej oväsentlig halt av fältspat i Lianeskiffern. De största kornen i sedimentet bestå dock vanligen av kvarts, medan

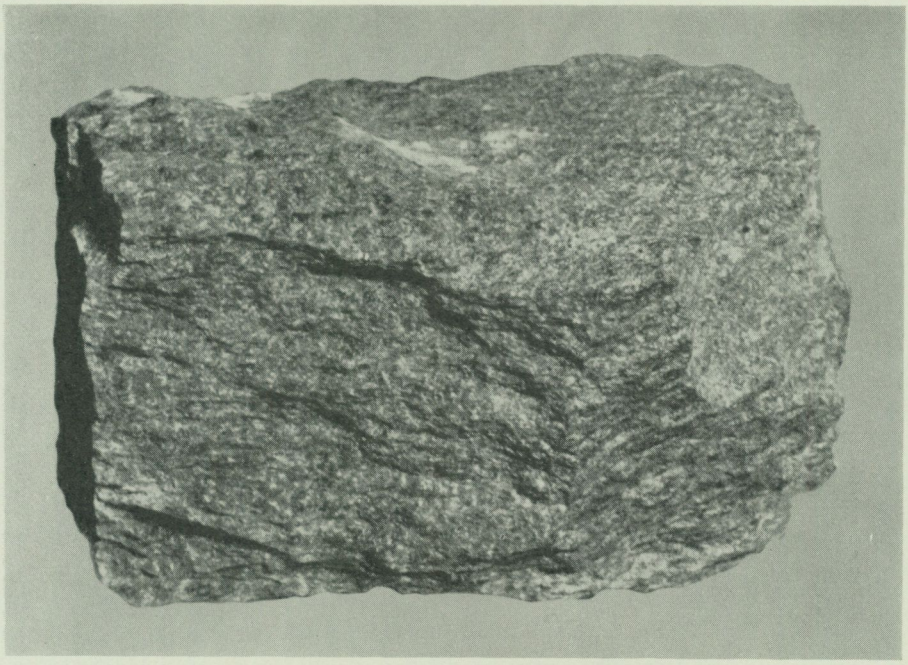


Fig. 29. Lianeskiffer från undre delen av Lianeskifferlagret, Dalformationen. Strax nordväst om Backögården, Laxarby socken. Cirka $^{9}/_{10}$ av nat. storl.

fältspat, kvarts och sericit jämte en del malmkorn bilda en mera finkornig matrix. Sericiten torde till stor del vara ett sekundärt mineral, bildat väsentligen på bekostnad av fältspat och lersubstans vid bergartens förskiffring. Utom de dominerande monomineraliska kornen ingå även en del fragment av finkorniga, saliska bergarter, vilka deformerats tillsammans med sedimentet i övrigt. Dessa fragment härstamma sannolikt från Åmålsformationens vulkaniter, vilka jämte graniter blottats i antiklinal- och randområden under veckningen.

I något mera centrala delar av Dalformationens utbredningsområde förekomma lokalt i Lianeskifferserien inlagringar av dels en bituminös lerskiffer, dels en tämligen grov sandsten, dels slutligen ett konglomerat med övervägande kvartsitbollar. Alla dessa avvikande bergarter synas vara inskränkta till de undre delarna av Lianeserien. De vittna om oroliga sedimentationsförhållanden, men då de icke förekomma på bladet Vårviks område, behandlas de ej vidare här.

Den markerade förändring av sedimenttyp, som föreligger vid övergången från den mycket rena kvartsiten till den fältspatrika orena Lianeskiffern, synes främst vara att förklara genom en klimatförändring, som gynnat den mekaniska vittringen på bekostnad av den kemiska. Sedimentationsmiljön talar för att det i första hand varit en minskad temperatur och en snabbare erosion, som betingat förändringen. Båda dessa faktorer kunna otvunget sät-

tas i samband med de allt intensivare orogena rörelserna, varigenom först de antiklinala områdena och senare hela veckzonen undergingo en höjning och därmed sedimentationen inom området avslutades.

Dalformationens tektonik

Den nuvarande utbredningen av Dalformationens bergarter på kartbladet Vårvik är, liksom även framträdande drag i områdets morfologi, i högsta grad beroende av den orogenes eller bergskedjeveckning, som satte in redan innan den geosynklinala delen av utvecklingen var avslutad. Denna orogenes kan uppdelas i tre huvudfaser: 1) veckningsfasen, 2) överskjutningsfasen och 3) blockrörelsefasen. Denna indelning innebär icke, att dessa tre olika slag av tektonisk deformation uppträda under skarpt från varandra skilda tidsskeden med uteslutande av varandra, utan vill blott ange, vilket deformationssätt som dominerar under de på varandra följande perioderna i den orogena utvecklingen.

Orogenesen inleddes alltså genom veckning, som omfattade ej endast sedimenten utan även deras underlag. Det tryck, som strävade att hoppressa geosynklinalen, var i stort sett riktat i ost—västplanet. Veckaxlar och lineärstrukturer i såväl sedimenten som det kristallina underlaget stryka, bortsett från lokala avvikelser och senare modifikationer, i stort sett i nord—sydlig riktning med en tydlig tendens till solfjäderformig divergens mot norra delen av kartbladet. Axlarnas stupning är vanligen obetydlig, 10° eller mindre, endast lokalt större. Sydliga axialstupningar överväga i stort sett. Endast en mera utpräglad och genomgående veckaxelkulmination förefinnes inom kartområdet. Den går från M. Svan i en svag båge över södra delarna av Gatefjäll mot Östra Silen norr om Skogen. Söder om denna linje stupa axlarna åt SSV, norr därom åt NNO. Detta tektoniska drag har haft en viss betydelse i olika avseenden. Bland annat utgör detta kulminationsområde en gräns för utbredningen av Dalformationens sediment åt detta håll. Förekomsten av den tidigare beskrivna, med spiliterna genetiskt samhöriga, intrusiva Gartjärnsbreccian just i detta område är säkerligen ej heller en tillfällighet.

Vad särskilt beträffar Dalformationens veckningstektonik, så kan man i denna iakttaga veckning av helt olika storleksordning, från en obetydlig skrynkling till veck med en bredd, som kan mätas i kilometer. Småveckningen är att uppfatta som detaljer i det större vecksystemet, och dessa detaljer sammanhänga delvis med de olika stratigrafiska ledens mycket olika egenskaper i mekaniskt hänseende. Genom veckningen i stort lades geosynklinalens sedimenttäcke jämte dess underlag i en serie alternerande, i norr—söder strykande antiklinaler och synklinaler. Eftersom den nuvarande berggrundsytan utgör ett ganska djupt snitt genom orogenen, ha sedimenten mestadels helt bortförts från antiklinalerna och erosionen där gripit mer eller mindre långt ned i det kristallina underlaget. Det är därför väsentligen endast i synklinaler, som Dalformationens sediment äro bevarade på bladet Vårvik. 8—9 sådana synklinaler kunna urskiljas, och bäst äro de av naturliga skäl represen-

terade i områdets södra del. Även här ha de dock ofta starkt modifierats under de senare faserna av orogenesen.

Det finns förhållanden, som tala för att veckningen och den samtidigt därmed försiggående höjningen av sedimenten tagit sin början i västra delen av synklinalen och först så småningom gripit allt längre åt öster. Även den följande fasen i utvecklingen, karakteriserad av överskjutningar, synes ha inletts i väster, medan alltjämt endast veckningar pågingo i öster. Dessa första överskjutningar voro riktade från väster mot öster, d. v. s. från geosynklinalens västra randområden mot dess mitt. Här synes emellertid så småningom ha utbildats ett relativt resistent område, sträckande sig från trakten av Solsjöarna mot norr och i stort sett motsvarande höjdområdet mellan Svärdlången—Västra Silen i väster och Östra Silen i öster. De upp- och överskjutningar, som utvecklades öster om detta centrala parti av veckzonen, visa stupning åt öster med rörelserna riktade åt väster.

Överskjutningarnas nära samband med veckningstektoniken framgår av Fig. 30 och 31. De utvecklas vanligen genom bristningar i de liggande skänklarna av antiklinaler i överstjälpta veck och den kraft, som driver upp antiklinalpartierna över synklinalerna utmed överskjutningsplanen, är likriktad med och tydligen identisk med den, som åstadkom vecken och överstjälpningen av dessa. På grund av det djupa snittet genom orogenen på bladet Vårvik är det svårt att här få en uppfattning om överskjutningsbeloppen, då ev. tidigare existerande, mer eller mindre långt framskjutna, flacka skollor ha helt bortförts av erosionen och endast de något brantare stupande rotpartierna av överskjutningsplanen kunnat iakttagas. Längre åt söder i mellersta Dalsland, där skolltektoniken är bättre bevarad, har man i trakten av och norr om Bäckedalen ansett bevis föreligga för överskjutningsrörelser från väster av 12 km :s längd. Vid de flesta upp- och överskjutningarna på bladet Vårvik, särskilt de i östra delen förekommande, åt väster riktade, torde det röra sig om betydligt blygsammare förskjutningsbelopp.

Med hänsyn till själva rörelseytans eller rörelsezonens utbildning vid dessa överskjutningar växla förhållandena allt efter den bergart, i vilken rörelsen väsentligen utlöses, och de rådande allmänna tryck- och temperaturförhållandena i berggrunden. Kalklerskifferns sätt att reagera mot differentialrörelser av detta slag och de därigenom bildade brecciorna ha beskrivits på sid. 87 o. f. När överskjutningarna genomsätta granitiska bergarter eller kvartsrika sediment, ha, inom området för kataklastisk förskiffring, de intensivaste rörelserna varit koncentrerade till relativt smala zoner under finkrossning av bergarten till mylonit. Mylonitiseringen avtar uppåt vinkelrätt mot överskjutningsplanet hastigt och övergår i den för denna metamorfa zon normala kataklastiska förskiffringen. I vissa fall har i dessa rörelsezoner en riklig tillförsel av kvarts skett genom lösningar, som mer eller mindre förkislat de krossade bergarterna, vilka vid fortsatta rörelser åter sönderbrutits och ånyo hopläkts av kvarts. En sådan kvartsbreccia finnes i stråket mellan Ömmelns västra vik och M. Svan över Hugnerudsknatten. På grund av kvartsens dominans i denna breccia och detta minerals resistens mot erosio-



Fig. 30. De viktigaste tektoniska linjerna på kartbladet Vårvik, uppkomna under överskjutnings- och blockrörelsefaserna vid den dalslandiska orogenesen. Siffrorna I—VI ange läget av profilerna i Fig. 31.

nen framträder här utgåendet av rörelsezonen som en höjdrygg över den närmaste omgivningen. Mylonitzoner utan någon större infiltration av kvarts äro å andra sidan oftast mindre motståndskraftiga mot erosionen än över- och underliggande bergarter, varför de normalt gå i dagen i de nedre delarna av sluttningar eller bergbranter, ej sällan med mera resistenta bergarter skjutande fram som ett tak över den mera lätteroderade överskjutningszonen och ev. underlagrande sediment.

Ett gemensamt drag för de överskjutningar, som skett inom zonerna med gnejsigt skiffriga resp. slirgnejsiga bergarter i den orogena zonens norra del under tiden för utbildningen av dessa strukturer, är, att myloniter saknas. Överskjutningsrörelserna ha här fördelats över en större mäktighet, vilket möjliggjorts genom berggrundens större plasticitet. Denna betingades av främst högre temperatur än i den kataklastiskt skiffriga zonen, varigenom deformation och omkristallisation i samverkan gåvo bergarterna sin prägel. Längst uppe i nordvästra delen av kartbladet, inom den slirgnejsiga zonen väster om Gårdsnäs, stupar Dalformationens kvartsitsandsten 20—30° åt väster under den slirgnejsiga graniten. I kontakten finns en slirgnejsartad

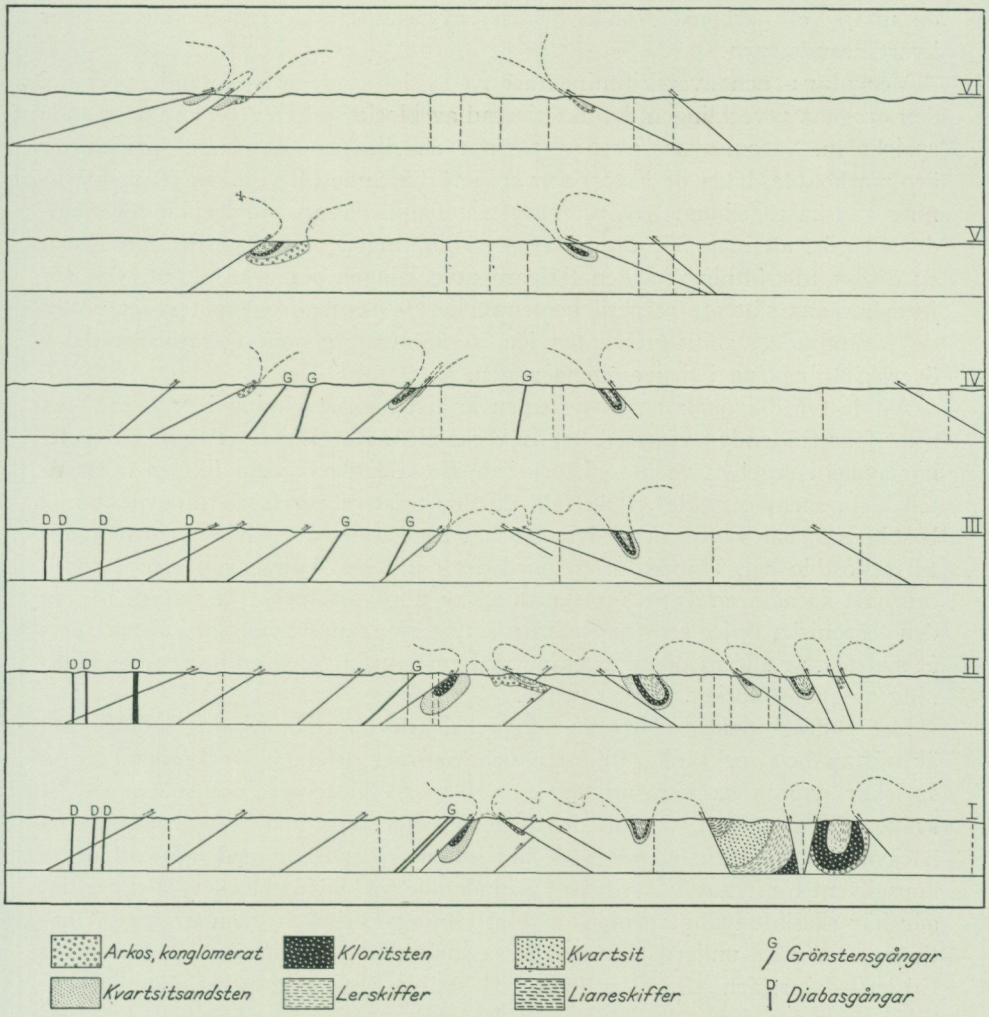


Fig. 31. En serie ost—västliga profiler genom kartbladet Vårvik, belysande Dalformationens tektonik. Sedimentens kristallina underlag utan beteckning. Profilernas lägen äro angivna i Fig. 30 genom motsvarande nummer.

bergart av omisskännligt suprakrustalt ursprung, i det att vissa parter äro rika på grov muskovit, andra på epidot och även tydligt kvartsitiska skikt av Dalformationens typ ingå i bergarten. Denna är delvis starkt småveckad och innehåller körtlar och sliror av kvarts och pegmatit av samma typ som dem, vilka förekomma i den slirgnejsiga graniten väster därom i ett nära km-brett stråk ävensom öster därom i Dalformationens kvartsitsandsten, ehuru slirorna och körtlarna där äro mindre och glesare till följd av bergartens mekaniska och kemiska egenskaper, som föga lämpa sig för slirbildning. Sannolikt ha i detta fall överskjutningsrörelserna väsentligen skett i

de undre, ej karbonatförande delarna av lerskifferlagret omedelbart över kvartsitsandstenen.

Vecknings- och överskjutningsfaserna avlöstes av en avslutande period i den orogena utvecklingen, karakteriserad av blockrörelser efter brant stående sprickplan. Såsom synes av Fig. 30, där de viktigaste av dessa spricklinjer äro markerade, bilda de i stort sett ett i förhållande till veckzonens utsträckning ganska regelbundet mönster av två diagonala system. Denna regelbundenhet gör, att man bör uppfatta sprickbildningen och blockrörelserna som en direkt fortsättning på den tidigare utvecklingen och som ett uttryck för jordskorpans sätt att reagera gentemot det fortsatta orogena trycket under de förändrade stabilitetsförhållanden, som inträtt genom veckningarna och överskjutningarna i den orogena zonen.

Av de två diagonala spricksystemen är det med strykning i NO—SV det mest framträdande i västra delen av veckzonen. Rörelserna efter dessa sprickor synas i regel ha varit små, och i de flesta fall har sannolikt en horisontell komponent övervägt. I de fall, då den relativa rörelseriktningen kunnat bestämmas, har vanligen nordvästblocket förskjutits åt sydväst i förhållande till sydostblocket. Utmed linjen nordväst om Kessvikön har däremot rörelsen haft karaktären av en uppskjutning av nordvästblocket åt sydost, medan den tektoniska linje, som måste förutsättas gå från Edslans sydvästra spets åt sydväst, av allt att döma är en normal förkastning med en betydande sänkning av sydostblocket.

Det andra huvudsystemet av diagonalsprickor med strykning i NV—SO är nästan helt inskränkt till östra och centrala delen av veckzonen. Dessa sprickor synas vara mera uthålliga än NO—SV-systemets, och mot nordväst svänga flera av dem, särskilt de nordligare, om mot norr. Förskjutningarna ha även här haft en övervägande horisontell komposant med nordostblocket konsekvent förflyttat åt nordväst i förhållande till sydvästblocket. Detta framgår här särskilt tydligt genom de förflyttningar, som stråken av Dalformationens sediment undergått utmed dessa sprickplan. Sålunda har t. ex. i linjen Edslan—Bjurtjärn—Bärsjön det nord—sydliga sedimentstråket genom Östra Silen norr om denna linje förskjutits cirka 1 000 m åt nordväst. Att synklinalens bredd, mätt i rörelseplanets strykning, samtidigt minskat från 1 000 m söder om linjen till 700 m omedelbart norr om densamma, tyder på att nordostblocket samtidigt höjts, d. v. s. att rörelsen av detta varit riktad snett uppåt mot nordväst, ehuru med relativt liten vinkel från horisontalplanet.

Att blockrörelserna efter de brant stående diagonalplanen i vissa fall kunnat vara kombinerade med flacka överskjutningar, visa förhållandena söder om den nyss nämnda förskjutningslinjen. Det block, som åt nordost avgränsas genom denna linje, åt sydväst genom den därmed parallella linjen från L. Råtjärn mot Enkasen, har till synes skjutits snett uppåt åt nordväst som en liggande kil med den undre kilytan fungerande som ett överskjutningsplan. Detta går i dagen som en i N—S strykande mylonitzon, vilken bäst kan studeras i västra kanten av hällen nordväst om Enkasen. Myloniten bildar här gränsen mellan Åmålsgranit och underliggande porfyr.

Denna överskjutning, lokalt begränsad till avståndet mellan två branta, nordvästliga brottlinjer, bör enligt den anförda tolkningen vara yngre än flertalet överskjutningar inom området. I varje fall ha, även om den anlagts tidigare, rörelser ånyo skett utmed densamma eller fortsatt under blockrörelsefasen. Relativt sen är även överskjutningen, som med NNO—SSV-lig riktning kan följas tvärs över näset öster om Galtviken, d. v. s. i östra delen av Egenäshalvön i kartbladets norra, centrala del. Till skillnad från övriga överskjutningar inom nordligaste delen av kartbladet är denna överskjutning markerad av en typisk mylonit, varför rörelsen här måste antagas ha skett på ett så sent stadium, att berggrunden genom fortskridande temperaturfall börjat reagera gentemot denna lokala sena deformation av överskjutningstyp på samma sätt som i den sydligare zonen med kataklastiskt förskiffrade bergarter, nämligen med intensiv krossning efter själva överskjutningsplanet.

Det nära sambandet mellan olika deformationstyper belyses även därav, att i vissa fall blockförskjutningarna föregåtts av flexurbildning i stort i den redan veckade berggrunden. En sådan flexurbildning är antydd utmed linjen Edslan—Bärsjön, men är tydligare i stråket från Dalsjön åt nordväst mot Östra Silen. Såväl planstrukturer som lineärstrukturer från den egentliga veckningsfasen ha i flexurzonen omställts plastiskt på ett sätt, som svarar mot en relativ nordvästförskjutning av berggrundspartiet nordost om den NV—SO-liga deformationszonen, d. v. s. samma relativa rörelse som utmed den brottlinje, som senare utvecklat sig ur flexuren.

Förutom dessa större tektoniska drag ha i områdena mellan dem gjorts ett flertal observationer över tektoniska detaljer, som belysa spänningsförhållanden och rörelsetendenser väsentligen under blockrörelsefasen av orogenesen. Det är t. ex. fråga om förskjutningar efter enstaka sprickor eller serier av parallella sådana, om flexurer, enstaka eller i serier, ibland utvecklade till brott med små förskjutningar efter dessa eller om zoner av Fiederspalten. Sprickorna i dessa kunna antingen vara utan mineralfyllnad eller utläkta med klorit, epidot eller kvarts. I vissa fall ha sprickorna i en Fiederspaltenzon jämte bergartens strukturplan blivit enhetligt flexurböjda och utfyllda av epidot med likformiga förtjockningar av de S-formiga mineralfyllnaderna i mellersta delen, där tensionen varit störst. I detta fall har den tektoniska påverkan sannolikt satt in relativt plötsligt och föranlett sprickbildning, medan vid fortsatt inverkan en plastisk deformation inträtt. I en annan sådan zon av flexurböjda, epidotfyllda Fiederspalten fanns dessutom ett system av regelbundna sprickor med motsatt riktning i förhållande till zonens längdutsträckning. Sprickorna i detta andra system voro odeformerade och utan mineralfyllnad. Här föreligger uppenbarligen resultatet av två till tiden skilda tektoniska förlopp med motsatt rörelsetendens.

En sammanställning av dessa detaljtektoniska iakttagelser och ett försök att se dem i ett större tektoniskt sammanhang antyda möjligheten av att urskilja en något äldre fas av blockrörelser än den, som utformat de nu mest framträdande tektoniska linjerna, såsom de nyss beskrivits. Under denna

första fas bildades sprickor eller skjuvzoner vanligen med riktningar mellan O—V och NO—SV, och rörelsetendensen var en relativ förskjutning av nord- och nordvästblocken åt öster och nordost. De kloritfyllda sprickor, som tidigare (sid. 84) omtalats och vilkas mineralfyllnad sannolikt kan sättas i genetiskt samband med den spilitiska magman, synas praktiskt taget helt ha uppkommit senast under denna äldsta blockrörelsefas. Delvis torde de ha bildats som rena tensionssprickor redan på ett ännu tidigare stadium av orogenesen.

Den spricktektoniska bilden inom detta kartblads område låter sig alltså enklast förklaras genom en inledande, mera underordnad fas karakteriserad av en från väster mot öster riktad sammanskjutande kraft. Denna avlöstes av den dominerande huvudfasen, då trycket synes ha verkat i motsatt riktning, från öster mot väster. Över huvud taget kan man konstatera för hela det orogena förloppet, att det åt öster riktade bergskedjetrycket, som särskilt präglat förhållandena i västra delen av orogenen, med tiden allt mera avtagit i styrka, i samma mån som den åt väster riktade sammanskjutande kraften, som övervägande omformat den orogena zonens östra del, tvärtom ökat i betydelse mot de senare faserna av denna bergskedjebildning.

Efter denna skildring av huvuddragen i den dalslandiska orogenens utveckling i denna dess norra del må de stratigrafiska och tektoniska förhållandena i de olika områdena av Dalformationen på bladet Vårvik i största korthet karakteriseras.

Edslanområdet. Inom detta område är den fullständigaste lagerföljden representerad, nämligen från basalkonglomeratet till och med åtminstone de undre delarna av Lianeskifferlagret. Med hänsyn till de olika lagrens faciella utbildning har redan påpekats den starkt lokala karaktären av det material, som dominerar i konglomeratet och kvartsitsandstenen inom detta område. Det härstammar nämligen till övervägande del från den Kroppefjällsgranit, som bildar ett större massiv norr och öster om Edslan och direkt underlagrar större delen av Dalformationen härstädes. Basalkonglomeratet synes vara utbildat endast i östra delen av Edslanområdet. Mäktigheten av kvartsitsandstenen är också ganska växlande, även om man bortser från de fall, då den reducerats eller helt eliminerats genom tektoniska rörelser. Sålunda synes ingen kvartsitsandsten ha kommit till avsättning i den längst åt sydost liggande delen av området, där spiliten vilar direkt på konglomeratet. Spiliten å andra sidan har sin kraftigaste utbildning i östra delen, här delvis med väl bevarade primärstrukturer, medan i västra delen mäktigheten är väsentligt mindre och bergarten i sin helhet starkare påverkad av den tektoniska metamorfosen. Först med början av lerskifferlagrets avsättning synas för hela området mera enhetliga sedimentationsbetingelser ha inträtt.

Dalformationen bildar inom Edslanområdet tre synklinaler, två större och en mindre, vilka trots att de, åtminstone de två större, i södra delen äro djupt

nedveckade, dock relativt hastigt spetsa ut åt norr. Detta beror kanske främst på axialkulminationen mellan Svansjöarna och Östra Silen. Den östligaste synklinalen, som går från södra kartgränsen öster om Edslan till en punkt ungefär 1 km söder om Högsbyn, är mest regelbundet byggd och minst deformerad av de tre. Synklinalens östra skänkel är närmast kontakten överstjälpt åt väster, och delvis har en åt väster riktad, obetydlig överskjutning här skett, så att sedimenten i trakten av Björndalen med en vinkel mellan 10 och 30° stupa under Kroppefjällsgraniten öster därom. Synklinalens västra gräns synes närmast ha karaktären av en förkastning med höjning av västsidan och sänkning av sedimenten och spiliterna öster därom. Rörelsen i vertikal led har emellertid ej varit större, än att rester av bottenkonglomeratet alltjämt finnas kvar uppe på ytan av det höjda granitblocket norr om Klöverud.

Detta höjda antiklinalblock utgör samtidigt östgränsen för den andra större sedimentsynklinalen, i vilken västra delen av sjön Edslan är utskulpterad. Denna synklinal visar en något mera komplicerad tektonik än den östligare. Utmed östra gränsen har en överstjälpning mot väster skett med en i söder brant, mot norr allt flackare upp- och överskjutning av den förut nämnda antiklinalryggen mot väster. Rörelserna skedde företrädesvis i lerskifferlagret, men även i de uppressade kristallina bergarterna, särskilt i södra delen mellan Lomudden och byn Strand samt på östligaste delen av Kenäsudden, är krossningen och förskiffringen delvis så intensiv, att det kan vara svårt att bestämma bergartens ursprungliga natur. Vanligen ha de basala sedimenten inklusive spiliten skurits bort och graniten gränsar direkt till skiffern. Lokalt ha, såsom öster om Skackerud, rester av kvartsitsandsten blivit bevarade under graniten eller, såsom öster om Strand, inpressats i den starkt tektoniserade graniten. Skiffern har i närheten av denna gräns blivit starkt småveckad, ofta på ett ganska oregelbundet sätt, vilket särskilt kan studeras utmed nordöstra stranden av Kenäset. Här ha inmätts veckaxlar med så växlande stupning och strykning som 60° åt S 60° V, 26° åt S 40° V, 48° åt S 23° V och 30° åt S 47° O, varvid veckningen efter den sistnämnda axelriktningen synes vara något yngre. Det är för övrigt ganska naturligt, att sådana oregelbundenheter i veckningen här skola uppträda i den lättrörliga, kalkskiktade lerskiffern, då den pressats ihop mellan den överliggande, mäktiga, rigida kvartsiten och den snett nedifrån genombrytande granitkilen. Denna kilar ut ej långt söder om kartgränsen därigenom, att den söderut allt brantare tektoniska linjen, som begränsar granitkilen åt väster, förenar sig med förskjutningslinjen genom Edslans östligaste del från Klöverud och uppenbarligen fortsätter vidare åt söder genom Edslans sydligaste vik som en förkastning med sänkt östblock, eftersom Lianeskiffer anstår på den östra och kalklerskiffer på den västra sidan av denna vik.

Det av kvartsit och Lianeskiffer uppbyggda området sydväst om Edslan har i nordvästra delen, som förut redan påpekats, blivit nedsänkt genom en förkastning, som går från Röviken åt sydväst. Härigenom har Lianeskiffern bragts i en delvis lägre topografisk nivå än graniterna väster om förkast-

ningen. Den vik, som Edslan utsänder åt SSV strax öster om Backögården, markerar sannolikt även en förkastning, i detta fall med sänkning av nordvästra sidan, men med betydligt mindre belopp än vid den nordvästra förkastningen, eftersom kvartsit anstår på båda sidor om viken. Det mellan dessa förkastningar nedsänkta området avgränsas säkerligen även åt nordost genom en i nordväst—sydost strykande förkastning strax utanför strandlinjen mot Edslan. Denna förkastning kan anses ingå i den tektoniska linjen från Edslans sydvästra vik genom Östra Silens sydligaste del mot Bärsjön, ehuru förskjuten något åt nordost. Denna förkastningstektonik är utmärkande även för kvartsit-Lianeskifferområdets fortsättning åt söder på bladet Baldersnäs, där förloppet av gränserna mellan de två bergarterna förutom av en svag veckning ofta betingas av liknande större eller mindre förkastningar.

Den nordostliga förkastningen genom Röviken har sin fortsättning i en tektoniserad zon även nordost om det nämnda nordvästbrottet. Denna zon av förskiffring, brecciering och krossning har varit bestämmande för sedimentområdets avgränsning åt väster och för strandkonturens form och läge i stort. Två huvudzoner kunna urskiljas, av vilka den östra till stor del är dold under Edslans vattenyta. De två krosszonerna konvergera såväl åt söder, mot den sydost om Kittelsbo i sjön utskjutande udden, som åt norr, mot sjöns norra ände, och innesluta ett linsformat berggrundsparti, i vilket öster om Sundginge Dalformationens kvartsitsandsten i till synes primärt läge på granitunderlag ingår med något spilit och skiffer närmast stranden. Båda krosszonerna stupa åt öster, i södra delen tämligen brant, i norra delen flackare, och rörelserna synas i båda fallen ha inneburit en höjning av västsidan.

Det överskjutna blocket närmast öster om Edslans norra del avgränsas cirka 1 500 m söder om sjöns norra spets av en genom breccior markerad, sannolikt brant stående brottlinje med SV—NO-lig riktning, som kan antagas framgå i den delvis av kärr intagna dalen med höjdsiffran 198 m mot viken i Ömmeln 500 m öster om Föskerud och vidare åt nordost. Norr om denna brottlinje vid Edslans östra strand ligger kvartsitsandsten i flackt primärt läge på ett underlag av Kroppefjällsgranit och överlagras åt söder närmast brottlinjen av kloritsten. Sedimenten upphöra ungefär vid sjöns smalaste parti, och det block, på vars sydvästligaste del de äro bevarade, avgränsas åt nordväst av den zon med delvis intensiv förskiffring, krossning och brecciering, som kan följas över näset mellan Edslan och Ömmeln, utmed den senares nordvästra strand och vidare åt nordost över Hugnerudsknatten mot M. Svan. Utmed denna linje, som mellan Ömmeln och M. Svan markeras genom den tidigare omnämnda stora kvartsbreccian, vilken stupar relativt flackt åt sydost, har sannolikt en upp- eller överskjutning mot nordväst ägt rum. Blocket i fråga har alltså en i viss mån analog position som det sydligare antiklinalblocket mellan de två östra huvudsynklinalerna i Edslanområdet.

Även berggrundsblocket väster om Edslan avgränsas åt väster av en över-

skjutning, vars utgående kan följas från stranden sydväst om Udden åt NNO till trakten mellan Kittelstjärn och Sannerud. Överskjutningen har varit riktad åt väster, och i omedelbar anslutning till densamma äro Dalformationens bergarter bevarade, nämligen dels i ett smalt stråk från Edslans strand till en punkt cirka 1 700 m NNO därom, dels i dalen närmast väster om berget med höjdsiffran 243 m, öster om Kittelstjärn. I det södra stråket ingår från väster mot öster en liten lagerföljd av 2 m kvartsitsandsten, 2 m lerskiffer och cirka 10 m spilit, omvandlad till en kloritskifferartad bergart. Denna torde motsvara den övre spilitbädden i områden med mera fullständigt utbildad lagerföljd. Lagren befinna sig i autoktont läge och stupa tämligen flackt åt öster under överskjutningsplanet. För den 20—30 m breda förekomsten av röd, skiktad kvartsitsandsten med överlagrande kloritsten öster om Kittelstjärn är den tektoniska positionen helt analog.

Östra Silen-stråket. Inom detta stråk, som med avbrott för sjöytor kan följas från södra kartkanten mellan L. Råtjärn och Hakerudstjärn åt norr ända till en punkt strax väster om byn Hjällen, norr om Lystjärn på Egenäshalvön, finnes en lagerföljd, som når upp till och med en stor del av lerskifferlagret.

Beträffande de olika stratigrafiska leden må anföras, att typiskt konglomerat knappast påträffats inom detta stråk. På östra stranden av det smala sundet i södra delen av Östra Silen finns dock i dess norra del en bottenbildning av konglomeratartad arkos. Det intressanta arkoslagret norr om Lystjärn, som genom bildning av stora granatporfyroblaster erhållit en pseudokonglomeratisk struktur, har redan på sid. 64 o. f. behandlats. Kvartsitsandstenens mäktighet synes variera både i nord—sydlig och ost—västlig riktning. Ett maximum synes ligga i trakten öster om Enkasen—Solvik, varifrån mäktigheten avtager åt såväl söder som norr för att längst i norr vid Lystjärn åter öka. I söder är mäktigheten vanligen större i synklinalens västra än i dess östra skänkel, i norr snarare tvärtom. Spiliten har med hänsyn till antalet urskiljbara lavabäddar sin mest fullständiga representation inom södra delen av denna synklinal. Här synes även för spiliten gälla, att mäktigheten vanligen är mindre i den östra skänkeln av synklinalen. I det nordligt belägna Lystjärnsområdet är den som en grov amfibolit utbildade spiliten det högsta bevarade stratigrafiska ledet. Den nordligaste observationspunkten för lerskifferlagret ligger nämligen i detta stråk så långt åt söder som rakt väster om Gårdsjö.

Bortsett från de primära mäktighetsvariationerna och de sena blockförskjutningarna visar detta stråk i sin södra del den mest regelbundna synklinala byggnaden av de områden med Dalformationens bergarter, som förefinnas inom kartbladet. Samtidigt framträder sambandet mellan de olika faserna i det orogena händelseförloppet här kanske klarare än inom andra delar av kartområdet. Sålunda är synklinalen inom dess sydligaste del, sydost om Hakerudstjärn, bilateralsymmetriskt byggd med skikten stupande från ömse sidor mot ett centralt vertikalt axialplan, vars riktning sammanfaller med den praktiskt

taget horisontella eller flackt åt SSV stupande veckaxeln. Kvartsitsandstenens gränser mot den kristallina omgivningen motsvara både i öster och väster den ursprungliga pålagringsytan. Redan ett par km nordligare, mellan de två sydligaste nordvästförkastningarna, börja skiktstupningarna även i den östra hälften av synklinalen att bli östliga, ehuru branta. Axialplanet får ävenledes östlig stupning, men alltjämt med mycket flack veckaxel. Synklinalen har m. a. o. här undergått en begynnande överstjälpning mot väster genom ett övervägande veckningstryck från öster. Ännu mera deciderat är detta fallet i den del av synklinalen, som befinner sig på båda sidor om Östra Silens södra del mellan Alsbyn och Gårdsjö. Här äro sedimentens kontakter med underlaget alltjämt primära, ehuru i östra skänkeln i inverterat läge.

Mellan Bogenäs, där endast kloritstenen i synklinalens västra skänkel är blottad med cirka 60° :s stupning åt öster, och Egenäs är fortsättningen av sedimentstråket helt och hållet dold av Östra Silen. Rikedomen på block av Dalformationens kvartsitsandsten utmed stränderna av Trollön och holmarna söder därom, sedd i samband med isrörelseriktningarna, vilka här konvergerat inom en sektor från NO över O till SSO, talar för att ett sedimentstråk anstår på sjöns botten mellan Trollön och fastlandet öster därom. Om detta sedimentområdes utsträckning i nord—sydlig riktning och om dess tektonik låta sig visserligen av naturliga skäl inga säkra uttalanden göras. Det är dock sannolikt, att överveckningen mot väster här redan utvecklats till en uppskjutning eller överskjutning åt samma håll av det inverterade underlaget över sedimenten. Så är i varje fall förhållandet inom Lystjärnområdet, där sedimenten ha sitt primära underlag bevarat åt väster, men åt öster delvis med en så låg vinkel som 20° stupa under från öster överskjuten gnejsig granit. Sedimentområdets utspetsande åt norr och söder torde i första hand bero på att överskjutningen här skär snett genom lagerföljden.

Inom sedimentstråket söder om och genom Östra Silen framträder betydelsen av de sena blockrörelserna efter branta NV—SO-liga brottlinjer mycket vackert i kartbilden genom de förskjutningar i sidled, som bergartsgränserna undergå utmed desamma. Klarast äro förhållandena vid de tre sydligaste brottlinjerna: L. Råtjärn—Enkasen, Edslan—Bärsjön och Limmen—Hökenäs. Vid dessa tre linjer har horisontalkomposanten av rörelsen, mätt i NV—SO-lig riktning, varit resp. 300, 1 000 och 250 m, genomgående med relativ förskjutning åt nordväst av nordostblocket. Vid den mellersta av de nämnda tre brottlinjerna har förskjutningen varit så stor, att sedimentsynklinalens ostgräns nordost om den tektoniska linjen förflyttats åt nordväst t. o. m. ett hundratal meter förbi dess västgräns i det sydvästra berggrundsblocket.

För norra delen av Östra Silen-stråket är tolkningen av spricktektoniken delvis försvårad därigenom, att så stora ytor äro täckta av vatten. I vilken utsträckning Lystjärnsområdets läge NNV om det förmodade sedimentstråket öster om Trollön är att tillskriva den tidigare omtalade flexurbildningen eller rörelser utmed ur densamma utvecklade brottlinjer, är sålunda svårt att med säkerhet avgöra. Även andra tektoniska moment kunna ha bidragit därtill. I varje fall spela, såsom framgår av Fig. 30, även mer eller mindre nord—

sydliga brottlinjer en betydande roll i trakten kring norra delen av Östra Silen, och även nordostliga krosszoner göra sig gällande.

V. Solsjö-området. Norr och söder om V. Solsjön ävensom på ett antal smärre öar i densamma bilda Dalformationens bergarter ett visserligen starkt uppflikat men sammanhängande område, endast avbrutet av sjöns vatten. Liksom i Östra Silen-synklinalen når lagerföljden här upp i lerskifferlagret. Olikheterna mellan de två ganska närbelägna områdena äro dock ej obetydliga. Sålunda spelar i de basala lagren i Solsjöområdet konglomerat en mera framträdande roll än kvartsitsandsten, särskilt med hänsyn till den blottade arealen. Bortsett från lokala inlagringar i det delvis påfallande grova konglomeratet är den mera sammanhängande kvartsitsandstenen inskränkt till områdets östra del. Det är sannolikt, att detta konglomerat ekvivalerar och utgör en proximal facies av undre delen av kvartsitsandstenslagret i södra delen av Östra Silen-stråket, där ju som nämnt mäktigheten är större i synklinalens västra än i dess östra skänkel. Inga spiliter ha iakttagits inom V. Solsjöområdet, och skifferlagret är inskränkt till dess östligaste del.

V. Solsjö-området består av två huvudsynklinaler, en grundare och bredare västlig samt en djupare och smalare ostlig, och mellan dem en antiklinal, alla med nord—sydlig strykning. Den centrala delen av sjöbäckenet anger tydligen läget av en lokal depression av de flacka veckaxlarna. I den västra synklinalen, som helt består av konglomerat med underordnade sandstensinlagringar och i vilken sjöns västra delbäcken utpreparerats, nå sedimenten från en punkt halvvägs mellan Kuvetjärn och byn Björnliden till cirka 1 km söder om sjöns södra strand. Södra delen av denna synklinal är i sin tur uppdelad i två delsynklinaler genom en uppveckad antiklinal rygg av det kristallina underlaget. Norra spetsen av denna rygg befinner sig på södra stranden av den största holmen i sjön, och även västra hälften av holmen närmast söder därom hör till denna antiklinalrygg. Den östra huvudsynklinalen, som går från södra kartkanten genom centrala delen av V. Solsjön och västra delen av St. Tjärn mot västra delen av Bärsjön, avgränsas åt öster av en mot väster riktad överskjutning. Det flackt åt öster stupande överskjutningsplanet skär delvis snett genom lagerföljden, men går mestadels i lerskifferlagret. Inom norra delen av sedimentstråket, från utspetsandet söder om Bärsjön till ungefär 500 m sydväst om St. Tjärn, ävensom nära södra kartkanten gränsar den delvis kalkiga lerskiffern åt väster mot granit. Det är icke alldeles klart, huruvida detta beror på att konglomeratet och kvartsitsandstenen här ej kommit till avsättning eller om dessa blivit tektoniskt avskurna genom att graniten i dessa delar av antiklinalen mellan synklinalerna utöver veckningen skjutits upp genom sedimenten. Det senare synes vara det mest sannolika. I varje fall har denna antiklinal, som från såväl norr som söder dyker ned under konglomerattäcket i axialdepressionen vid V. Solsjön, i sin norra del, från mynningen av bäcken från St. Tjärn åt norr förbi Kuvetjärn, skjutits upp åt väster över konglomeratet.

Dessa två överskjutningar inom V. Solsjöområdet äro de västligast be-

lägna av dem, utmed vilka rörelsen varit riktad åt väster. Men redan öster om dessa finnes en liknande tektonisk linje med motsatt rörelseriktning. Den följer västra stranden av Ö. Solsjön och fortsätter från sjöns nordvästra spets vidare åt norr. Den markeras genom en åt väster cirka 40° stupande mylonitzon, och rörelsen har tydligen varit mot öster. Däremot har en liknande mylonitzon utmed sjöns östra strand den för östra delen av orogenen normala östliga stupningen. Det är sannolikt, att överskjutningen mot öster efter linjen utmed sjöns västsida skett något tidigare än de motsatt riktade rörelserna efter de andra tektoniska linjerna i Solsjöområdet, såsom det angivits i profilerna på Fig. 31.

Stråket Svärdlången—Västra Silen. Detta sedimentstråk är till stora delar dolt i de nämnda två sjöarna. Det går dock i dagen på så många ställen på ena eller andra stranden, att man kan räkna med ett praktiskt taget sammanhängande stråk av Dalformationens bergarter utmed denna sjösänka från södra kartkanten till den norra. I trakten av näset mellan de två sjöarna vid Skifors torde emellertid ett tektoniskt betingat avbrott föreligga. I varje fall måste sedimentstråkets bredd här vara mycket obetydlig.

Lagerföljden inom detta stråk, i den mån detta är tillgängligt för undersökning, når upp i lerskifferlagret. Bottenkonglomerat i primärt läge på det granitiska underlaget är känt från såväl södra som norra delen av området. I södra delen är det bäst utvecklat i östra strandkanten av Svärdlången, cirka 1.5 km SSV om Solsjöbodane, men mäktigheten är relativt ringa och bergarten delvis arkosartad. Ett 3—4 meter brett lager av kvartsitsandsten uppträder mitt inne i konglomeratet. Även basalkonglomeratet sydväst om Sulemon är arkosartat och av ringa mäktighet samt kilar ut åt söder efter cirka 1 km. De basala lagren strax norr om södra kartgränsen kunna närmast betecknas som kvartsitsandsten med underordnade konglomerat- och arkoslager. I norra delen av sedimentstråket är bottenkonglomeratet blottat dels utmed en cirka 500 m lång sträcka på östra stranden av Västra Silen, sydväst om Skarverud, dels på nordöstra hälften av Fagerön. Mäktigheten synes här vara betydligt större än inom det sydligare området vid Svärdlången.

Såsom tidigare anförts, karakteriseras hela kvartsitsandstenslagret inom södra delen av Svärdlångenområdet av förekomsten på olika nivåer av delvis konglomeratartade, grova arkosinlagringar. Denna sedimenttyp kan sägas utgöra en övergång mellan V. Solsjöområdets mera proximala och Östra Silensynklinalens mera distala faciesutbildning. Även på västra sidan av Svärdlången, sydost om Bastnäs, förekommer samma sedimenttyp. Den lilla hällen på sydvästrundningen av halvön i sjöns norra del med sin relativt grova kvartsitsandsten, underlagrad av röd, konglomeratisk arkos, infogar sig i samma bergartsassociation, likaså kvartsitsandstenen på halvön vid Kenäs och i de små sedimentresterna vid stranden väster och sydväst om Myren, där röda arkoslager även utgöra ett karakteristiskt inslag. Däremot är kvartsitsandstenen vid Vårviks kyrka och i det stora området mellan Pålerud och norra kartgränsen vid Rönningen av den mera enhetliga typen utan eller med mycket underordnade grövre inlagringar.

Spiliten har i detta stråk en jämförelsevis begränsad utbredning. Den förekommer dels inom västligaste delen av området med Dalformationens bergarter väster om Solsjöbodane, inklusive på de tre små holmarna i sjön öster om Svärdlångs station, dels i västra delen av udden vid Kenäs. I båda fallen ha de primära strukturerna gått förlorade, och bergartens nuvarande beskaffenhet motsvarar bättre beteckningen epidotamfibolit än det gamla namnet kloritsten. De lokaler, där lerskifferlagret går i dagen, äro ganska få. Den undre kalkfattiga skiffern finns i obetydlig mängd på västsidan av udden vid Kenäs samt lokalt vid västra gränsen för sedimentområdet väster om Gårdsnäs. Den övre, kalkrika lerskiffern förekommer endast på Storön och Björnön samt den lilla holmen nordost om den senare, där den alltigenom är utbildad som en tektonisk breccia. Denna har beskrivits redan i den allmänna översikten av Dalformationens stratigrafi.

Sedimentstråket genom Svärdlången—Västra Silen är att uppfatta som en mot öster resp. nordost överstjälpt synklinal, vars övre skänkel avskurits genom en åt samma håll riktad överskjutning. I alla de fall, då den östra kontakten för sedimenten är blottad, utgöres den av konglomerat, arkos eller kvartsitsandsten i primärt läge på det kristallina underlaget, medan vid den västra gränsen sedimenten stupa under överskjutna kristallina bergarter. I södra delen är överskjutningen åtföljd av en zon med kataklastiskt starkt förskiffrad berggrund, och själva överskjutningsplanet markeras genom typiska myloniter. Dessa kunna bäst studeras sydost om Bastnäs. Vid inträdet i de högre metamorfa zonerna mot norr försvinner myloniten, och den kataklastiska förskiffringen ersättes av en gnejsig skiffrighet resp. längst i norr av en slirgnejsig utbildning, som ofta intensifieras i kontaktzonen mellan de överskjutna kristallina bergarterna och de underliggande metamorfoserade sedimenten, såsom tidigare beskrivits.

Överskjutningens diskordant genomskärande karaktär framgår bl. a. av det förhållandet, att de överskjutna bergarterna vila på olika stratigrafiska led inom olika delar av sedimentzonen. Sålunda komma från söder räknat inom de områden, där förhållandet kan fastställas, följande bergarter närmast under överskjutningsplanet: spilit (SSO om Svärdlångs station), kvartsitsandsten (sydost om Bastnäs och vid Vårviks kyrka), kalklerskiffer (Björnö—Storön) och kvartsitsandsten, lokalt lerskiffer (Pålerud—Rönningen). I trakten av Kenäs, där huvudöverskjutningsplanet visserligen icke är blottat, torde emellertid rörelsen ha skett i lerskifferlagret, och detsamma har sannolikt även varit fallet för stora delar av de sträckor, där överskjutningsplanets utgående är dolt i sjöarna.

Komplikationer i form av imbrikationsartat inpressade partier av kalklerskiffer utmed smärre förskjutningsplan parallella med huvudplanet ha omnämnts vid beskrivningen av Björnö—Storö-breccian. En liknande parallellförskjutning till den stora överskjutningen förklarar förhållandena sydost om Kenäs, där en smal rygg av granit skiljer en strimma av kvartsitsandsten från det bredare sedimentområdet väster därom. Den östra kvartsitsandstensresten stupar åt väster under graniten, som tydligen skjutits upp något åt öster

över denna. Förhållandena vid Pålerud i norra delen av sedimentstråket ha i Fig. 30 tolkats så, att överskjutningslinjen från Storön spetsar ut strax nordväst om Pålerud och ersättes av den västligare linjen, som utgör sydvästgränsen för sedimentområdet ända till norra kartgränsen. Ett annat alternativ, som från vissa synpunkter kan anses vara minst lika sannolikt är, att huvudöverskjutningen från Storön fortsätter obrutet i den nämnda sydvästra överskjutningslinjen och nordost om Vammerviken har samma förlopp som gränsen mellan intermediär granit och Kroppefjällsgranit på berggrundskartan. Här kan mycket väl ett sedimentstråk förefinnas utmed överskjutningslinjen, ehuru det ej är blottat. I detta fall vore granitområdet på udden vid Pålerud och strax nordväst om gården att uppfatta som en underordnad antiklinal, som skjutits upp något åt nordost i fullständig analogi med den nyss nämnda granitryggen vid Kenäs.

Svärdlången—Västra Silen-synklinalen har även påverkats av blockrörelser. Båda de diagonala systemen av rörelseplan och även nord—sydliga brottlinjer äro representerade. De ställen, där dessa brottlinjer kunna väntas skära igenom sedimenten, äro emellertid samtliga dolda i sjöarna, varför säkra uppgifter om storleken av förskjutningen utmed brottlinjerna äro svåra att få. Utmed de nordost—sydvästliga linjerna har den horisontella förflyttningen sannolikt varit så liten, att den knappast framträder som en förskjutning av de geologiska gränserna i kartornas skala. Däremot ha rörelserna efter nordväst—sydostlinjerna resulterat i mera påtagliga förskjutningar. Sålunda är det sannolikt, att avgränsningen åt sydväst av det bredare sedimentområdet på Svärdlångens östra sida väster om Solsjöbodane utgör en fortsättning av den genom breccior markerade tektoniska linjen från trakten sydost om Egesknatten genom Kvarntjärn och dalen sydost därom. Öster om Lund svänger linjen om i mera SSO-lig riktning och följer här tydligen Svärdlången för att ungefär vid södra kartgränsen lämna sjön och återta ett sydostligt förlopp. I fortsättningen passerar den utmed sydväststranden av Ö. Solsjön och går cirka 1 km norr om Laxarby kyrka samt genom sjöarna Krontjärn, Flatsjön, Tanesjön, Ärrsjön, Ånimmen och Furusjön på kartbladen Baldersnäs och Åmål. Utmed denna brottlinje, en av de mest framträdande i Dalsland, har horisontalkomposanten av rörelserna genomgående varit en förflyttning av nordostblocket åt nordväst. Detsamma gäller även för dess passage genom sedimentzonen vid Svärdlången. Åt nordväst synes denna linje icke nå fram till Lelången utan övergå i den nordsydliga brottlinje, som går fram öster om Egesknatten och markeras genom det dalstråk, i vilket Kotjärn, Lysetjärn och Vägtjärn ligga.

En fullständigt analog förskjutning synes ha skett utefter fortsättningen åt nordväst av den tidigare behandlade brottlinjen Edslan—Bärsjön. Från Bärsjöns västra ände går denna linje åt VNV och nordväst genom dalen väster om Byggerud och når Västra Silen cirka 800 m norr om bron vid Skifors. Den passerar i fortsättningen åt NNV tydligen genom sundet mellan Kråkenäs och Kenäs och ger en förklaring till varför sedimenten på Kenäshalvön ej ha någon fortsättning i strykningsriktningen söder om sundet. Linjens vidare förlopp är dolt under Västra Silen.

Av de brottlinjer, som beröra ifrågavarande område, må slutligen även nämnas den av breccieförekomster markerade, nord—sydliga linjen från viken väster om Bastnäs förbi Stormyren och Svärdlångs station. Åt söder slutar den sannolikt vid nordvästbrottet genom Kvarntjärn. Åt norr går den tydligen strax utanför Svärdlångens västra strand och passerar näset mot Västra Silen, men böjer därefter något åt NNO och sneddar över näset förbi Myren mot Eviken i Östra Silen. Det är sannolikt, att det förmodade avbrottet i sedimentstråket i trakten av Skifors sammanhänger med rörelser efter denna tektoniska linje.

Lelångenstråket. Inom Lelångens sänka finnas Dalformationens sediment veterligen bevarade endast på nordöstra stranden innanför Kessviken vid landsvägen halvvägs mellan Kråkviken och Gustavsfors. Endast bottenkonglomeratet återstår. Dess beskaffenhet har behandlats redan i den allmänna stratigrafiska översikten.

Anledningen till att en sedimentrest blivit bevarad just på detta ställe, synes vara, att utmed en nordost—sydvästlig linje, markerad genom viken nordväst om Kessvikön, en viss uppskjutning av nordvästblocket åt sydost skett, vilket antydes av skiffrighetsstrukturerna i berggrunden därstädes. Utmed den överskjutning, som på strukturella grunder antages följa Lelången i hela dess längd inom kartbladet, ha inga sediment hörande till Dalformationen iakttagits fast anstående. Om sådana finnas, böra de i första hand väntas ligga dolda på sjöns botten. Även för de tre västligaste överskjutningarna gäller, att inga Dalsediment ha påträffats i anslutning till desamma. Dessa överskjutningslinjer utgöras av flackt åt väster stupande zoner av intensiv kataklastisk förskiffring och mylonitisering. Deras uppkomst hänföres till den dalslandiska orogenesen trots frånvaron av daterande sediment och trots att de genomsätta en berggrund, vars veckstrukturer av allt att döma utbildats under en tidigare tektonisk cykel. Fastän de alltså förekomma något utanför den under den inledande veckningsfasen aktiva deformationszonen, låta sig dessa åt öster resp. nordost riktade överskjutningar dock på ett naturligt sätt inpassas i bilden av det yngre, dalslandiska händelseförloppet.

Blockrörelserna ha inom denna västliga del av kartbladet övervägande skett efter nordost—sydvästliga sprickplan. Endast en brottlinje av någon betydenhet tillhörande det andra diagonala systemet berör sydligaste delen av den sträcka av Lelången, som faller inom kartbladet Vårvik. Den inkommer vid södra kartgränsen 1 500 m VSV om triangelpunkten Bergdalsberg med NNV-lig riktning och går ut i Lelången i viken 1 600 m rakt väster om samma triangelpunkt. I motsatt riktning utgör den på bladet Baldersnäs en både geologiskt och morfologiskt framträdande brottlinje, som stryker åt SSO genom Käretjärn mot sedimentområdet vid Klofstjärn.

Gångar yngre än Dalformationen

I samband med Dalformationens effusiva grönstenar beskrevos dels den intrusiva breccieartade bergarten vid Gartjärn, dels de karakteristiska sprickfyllnaderna av klorit, och ett genetiskt samband dem emellan visades vara sannolikt. Förutom dessa finnas emellertid även andra gångformigt uppträdande bergarter inom kartbladsområdet, vilka äro bevisligen yngre än Dalformationens sediment. Dessa gångbergarter kunna hänföras till tre grupper, nämligen en äldre och en yngre serie av pegmatit m. m. samt ett antal diabasgångar.

Äldre pegmatitserien

Pegmatit. De pegmatitkroppar, som kunna hänföras till denna grupp, äro särskilt koncentrerade till ett brett område, som sträcker sig från trakten mellan Dalsjön och Väster Svan i sydost till kartkanten mellan Lögesjön och Bodasjön i nordväst. Den sydvästra gränsen för detta område gör en utbuktning åt söder inom antiklinalområdet väster om synklinalen genom Östra Silens södra del söder om Trollön. Den största frekvensen av gångar finner man i stort sett i de centrala delarna av detta område i en zon från Krakstad över Rök—Skogen och Galtviken—Egenäs mot trakten av Harnäs. De största individuella pegmatitkropparna förekomma särskilt anhopade i Gatefjäll i sydöstra delen av den nämnda zonen.

Ifrågavarande pegmatitgångar genomsätta bergarter av olika ålder från Åmålsformationens vulkaniter till Dalformationens kvartsitsandsten. Det senare är fallet i sedimentområdet norr om Lystjärn på Egenäshalvön, och förekomsterna härstädes äro av stor betydelse för bedömningen av denna pegmatits ålder.

Dessa äldre dalslandiska pegmatiter ha i många, kanske i övervägande antalet fall ett överskärande, gångartat uppträdande. Ej sällan äro emellertid pegmatitkropparna lins- eller skivformigt inlagrade i stort sett konformt med den omgivande gnejsens strukturer. Detta gäller bl. a. många av de stora pegmatiterna på Gatefjäll. De delvis mycket flacka strukturerna härstädes medföra, att kartbilden ger ett något överdrivet intryck av pegmatiternas massa. Mäktigheten av de flackt liggande kropparna kan dock säkert uppgå till 20—30 meter. Pegmatiten erbjuder större motstånd mot främst den glaciala erosionen än omgivande bergarter, varför dessa flacka pegmatitlinser ofta bilda de högsta bergryggarna i trakten.

Om man närmare studerar dessa i stort sett konforma pegmatitkroppars kontakter, finner man flerstädes bevis för att pegmatiten i detaljerna är överskärande, men även att en plastisk anpassning av strukturen i gnejsen till konformitet med kontakten mot pegmatiten skett. Ibland ha såväl gnejs som pegmatit blivit enhetligt veckade. Men även de mera tydligt övertvärande gångformiga pegmatiterna ha påverkats av samma deformation, vilket tar sig det uttrycket, att de ursprungligen sannolikt plana kontaktytorna blivit mer

eller mindre starkt buktande och gångmäktigheten därför ofta oregelbundet växlande.

Dessa pegmatiter äro tämligen måttligt grova bergarter. Huvudmineral äro rödlätt eller röd kalifältspat, gulgrå plagioklas och blågrå eller gråvit kvarts. Kalifältspaten dominerar vanligen över plagioklasen, och proportionen fältspat : kvarts synes ligga vid ungefär förhållandet 3 : 1. Av övriga mineral är en ljus, silverglänsande muskovit vanligast. Den bildar ibland kristaller av 5 cm:s storlek, men är mestadels betydligt mera finkornig och då ofta anordnad i sinsemellan mer eller mindre parallella slirartade stråk, vilket även kan gälla kvartsen. Dessa strukturer vittna om rörelser och deformationer i bergarten under kristallisationen. Endast undantagsvis, såsom på södra delen av Näset och på sydligaste delen av Öna i Östra Silen, förekommer biotit i stället för muskovit i pegmatiten. Ett ganska vanligt men ändock ej särskilt påfallande mineral är granat, som bildar små, rödbruna, skarpt idiomorfa kristaller, vilka lokalt förekomma i stort antal men oftast äro på sin höjd endast 1—2 mm i diameter.

Emedan dessa pegmatiter äro jämförelsevis föga grovkristalliniska med hastiga växlingar i kornstorlek och då kvarts, fältspat och även muskovit äro ganska intimt blandade med varandra, är det knappast möjligt att skilja kvartsen och fältspaten i ren form från varandra genom skrädning. Några försök att utvinna dessa mineral ha veterligen ej heller företagits inom kartområdet.

Förekomsten av pegmatiter genomsättande Dalformationens sediment inom området vid Lystjärn och dessa pegmatiters överensstämmelse beträffande sammansättning, struktur och arten av veckningsdeformation med hela gruppen av nu behandlade pegmatiter synes berättiga till att uppfatta dessa i sin helhet såsom bildade under den dalslandiska orogenesen, närmare bestämt väsentligen under veckningsfasen och möjligen även under första delen av överskjutningsfasen. Vid tiden för den sena överskjutningen öster om Galtviken voro emellertid pegmatiterna därstädes konsoliderade, emedan utmed överskjutningsplanet även pegmatiter blivit mylonitiserade. Likaså ha sådana zoner av Fiederspalten ävensom brecciestråk, vilkas uppkomst är att hänföra till det avslutande skedet med blockrörelser, setts genomsätta pegmatiter av här ifrågavarande typ.

Det finns ingen granit eller annan liknande moderbergart blottad inom kartområdet, med vilken dessa äldre pegmatiter direkt skulle kunna förbindas genetiskt som differentiat. Deras regionala utbredning och åldersställning i den orogena utvecklingen äro väl förenliga med den uppfattningen, att materialet i dessa pegmatiter hade sitt ursprung direkt från en djupare liggande palingen uppsmältningszon eller en i denna bildad granitisk magma. Att centrallinjen för dessa pegmatiters utbredningsområde delvis sammanfaller med den tidigare nämnda axialkulminationen, är säkerligen ingen tillfällighet. Dels representerar detta område ett djupare snitt genom berggrunden än trakterna närmast nordost och sydväst därom, dels torde axialförhållandena härstädes ha gynnat pegmatitmaterialets uppstigande och ansamling till större kroppar.

Fältspatförande kvartsgångar. Inom de perifera delarna av dessa pegmatitgångars utbredningsområde och inom en zon utanför detta förekomma fältspatförande kvartsgångar. Från pegmatiterna skilja sig dessa gångar genom en betydligt lägre halt av fältspat, mestadels en röd kalifältspat, vanligen uppgående till högst något tiotal procent, medan kvarts är det dominerande mineralet. Ibland ingå vissa mera ovanliga malmmineral, t. ex. kopparglans, i dessa gångar.

Fältspatförande kvartsgångar ha på flera ställen setts genomsätta Dalformationen, t. ex. öster om Solvik, sydost om Alsbyn, på udden vid Kenäs i Vårviks socken och i konglomeratområdet innanför Kessvikön. Dessa gångars uppträdande och deformation äro mycket lika de nyss beskrivna pegmatiternas. Dimensionerna äro dock i stort sett mindre. Några iakttagelser över åldersförhållandet mellan de två gångtyperna ha icke gjorts. Deras zonara förekomst i yttre delen av och närmast utanför pegmatitområdet och deras principiellt lika tektoniska uppträdande i förhållande till de orogena faserna som pegmatiterna leda till den uppfattningen, att de fältspatförande kvartsgångarna ha samma ursprung som pegmatiterna, nämligen en palingen zon på större djup i veckningsområdet. I förhållande till denna utgöra de en mera distal produkt än de egentliga pegmatiterna och karakteriseras av en lägre bildningstemperatur än dessa. Med detta betraktelsesätt böra de flesta fältspatförande kvartsgångarna utanför pegmatitområdet vara av i stort sett samma ålder som pegmatitgångarna inom detta, medan de fältspatförande kvartsgångarna i de yttre delarna av pegmatitområdet kunna väntas vara något yngre än där förekommande pegmatitgångar, eftersom de förras uppträdande därstädes bör hänföras till ett skede, då intensiteten av de palingena processerna redan börjat avtaga.

Kvartsgångar och kvartsbreccior. Fältspatfria kvartsgångar förekomma inom vitt skilda delar av kartbladet Vårvik. De äro dock särskilt vanliga inom de stråk, där de tektoniska rörelserna under den dalslandiska orogenesen varit mera intensiva, och få då ofta karaktär av kvartsbreccior. Sin största frekvens ha de i den sydliga zon inom kartbladet, vars bergarter kännetecknas av kataklastisk förskiffring, men de äro även vanliga i de nordligare zonerna med högre metamorfos.

I dessa kvartsgångar och kvartsbreccior förekomma ibland förutom den dominerande kvartsen även andra mineral. Vanligast torde en del malmmineral vara, särskilt hämatit, magnetit och svavelkis, medan blyglans och kopparkis äro sällsyntheter. Flusspat har iakttagits i kvartsådror, som genomsätta Dalformationens bottenkonglomerat nordväst om Råberg, öster om Edslan. Vid stranden av Östra Silen mellan Gyltenäs och Torsnäs i Sillerud socken finns en i N 48° O strykande, delvis 1/2 m bred brecciegång, vars yttre delar bestå av vit, drusig kvarts med rikliga brottstycken av den omgivande intermediära, gnejsiga graniten, medan centrala delen av gången, delvis till en bredd av ett par dm, är fylld av rödlätt kalkspat jämte ett mörkt, stråligt mineral, som vittrar fram i relief över kalkspaten. På några ställen ha i

kvartsgångar och framförallt i breccior iakttagits drusrum med väl utbildade kvartskristaller. Sålunda genomsättes kvartsitsandstenen ONO om Kråkenäs i Vårviks socken av kvartsfyllda drusiga sprickor med rikliga, 1—2 mm breda och upp till 8 mm långa kvartskristaller, som äro mer eller mindre rödbrunt färgade genom ett tunt överdrag av järnoxid. Liknande rödfärgade kvartskristaller finnas i de centrala delarna av kvartsgångar strax väster om södra delen av Mölntjärn samt i kvartsbreccior väster om Eviken i Vårviks socken och ONO om Sjörud i Svanskogs socken. På stranden söder om Varpet, nordost om Kråkvikens station, ligga ett flertal, tydligen lokala block av breccierad Kroppefjällsgranit, hopläkt med kvarts och randig kalcedon samt med drusrum beklädda av tätt gyttrade, cm-breda, delvis vackert blåvioletta ametistkristaller. Denna breccia anstår sannolikt omedelbart utanför stranden och markerar den NO—SV-liga brottlinje, som topografiskt antydes av den sänka, i vilken vikarna väster om Kråkenäs och sydväst om Kråkviken äro belägna och som delvis utfyllts av glacifluviala avlagringar.

Det övervägande flertalet av kvartsgångarna och kvartsbrecciorna inom kartbladet Vårvik torde ha tillkommit under den dalslandiska orogenesen, särskilt under dess senare del, nämligen överskjutnings- och blockrörelsefaserna. Förekomsten av kvartsgångar, som blivit intensivt pressade och sträckta i samband med rörelser av överskjutningskaraktär, och av kvartsbreccior, som genom förnyade blockrörelser i sin tur krossats och hopläkts av en ny generation kvarts, belyser den uppfattningen, att bildningen av dessa sprickfyllnader av kvarts fördelar sig på en tämligen lång tidrymd under senare delen av den tektoniska utvecklingen.

Över åldersförhållandet mellan dessa rena kvartsavsättningar och de relativt fåtaliga fältspatförande kvartsgångarna, som förut omtalats, föreligga inga iakttagelser. Då inom nordöstra delen av kartbladet kvarts- och pegmatitgångar komma i kontakt med varandra, äro kvartsgångarna alltid de yngre. Detta åldersförhållande har bl. a. kunnat fastställas sydost om Krokane i Vårviks socken, OSO om Mossen, nordost om Grälsbyn, OSO om Älgåna och öster om Galtviken i Silleruds socken samt nordväst om Lerhålan och norr om Krubbenäs i Svanskogs socken.

Det ligger nära till hands att antaga ett gemensamt ursprung för materialet i såväl pegmatitgångar och fältspatförande kvartsgångar som i de fältspatfria kvartsgångarna och kvartsbrecciorna. Dessa senare kvartsavsättningar ha bildats ur lösningar på större avstånd från den palingena härden än pegmatiter och fältspatförande kvartsgångar och i en svalare berggrund än dessa. Det centrala pegmatitförande området och den därutanför följande zonen med fältspatförande kvartsgångar omgivas sålunda av en yttre zon, där endast kvartsgångar och kvartsbreccior förekomma. Uppträdandet av dessa senare även i de inre zonerna kan förklaras på samma sätt som förekomsten av fältspatförande kvartsgångar inom utbredningsområdet för pegmatiterna, nämligen som en följd av en regional reträtt av de nämnda zongränserna beroende på sänkningen av isotermerna inom orogenen under de senare stadierna av dess utveckling. Att kvartsgångarna inom pegmatitområdet äro yngre än

pegmatitgångarna, står i bästa överensstämmelse med den framlagda uppfattningen om det genetiska sambandet mellan de olika gångtyperna, likaså det förhållandet, att den största samlade kvartsavsättningen inom kartbladsområdet, nämligen brecciestråket genom Hugnerudsknatten, befinner sig i nära grannskap till de största pegmatitkropparna, ehuru sannolikt något yngre än dessa.

Bohusgranitpegmatit och Bohusgranitaplit

Den yngre gångsviten, bestående av pegmatit och aplit, förekommer inom kartbladet Vårvik endast inom ett mindre område i dess nordvästra del, väster om Västra Silen. Den södra gränsen för detta område går från västra kartgränsen nordväst om Olerud i en mot söder konvex båge norr om Broåsen och söder om Kasen samt strax söder om kvartsitsandstensberget med höjdpunkt 185 och lämnar kartbladet vid norra gränsen ute i Västra Silen öster om Gårdsnäs.

Dessa yngsta pegmatit- och aplitgångar, av vilka de förra dominera, skilja sig i sitt uppträdande på ett markerat sätt från de äldre pegmatitgångarna. De ha aldrig blivit deformerade genom veckning, utan gångarna äro raka och jämnbreda samt skära knivskarpt genom sidostenens skiffrighets- och skiktstrukturer. Dessa gångar förekomma ej blott i de förgnejsade granitiska bergarterna i Dalformationens underlag utan genomsätta även dennas sediment. Sålunda ha ett flertal sådana pegmatit- och aplitgångar av större och mindre storlek setts genomskära kvartsitsandstenen i hällarna väster om Gårdsnäs, från kartkanten vid Rönningen åt SSO till länsgränsen. Även inom kvartsitsandstensstråkets fortsättning åt norr på angränsande kartblad finnas gångarna. Här blir också den muskovitrika, pegmatitsliriga, delvis kalkiga övergångszon, i vilken underlaget från väster skjutits över sedimenten, skarpt genomsatt av fullständigt odeformerade yngre pegmatitgångar. Inom bladet Vårvik förekomma de äldre och de yngre pegmatiterna inom skilda områden. Ej långt norr om kartgränsen träffas emellertid även fortsättningen åt nordväst av stråket med äldre pegmatiter på västra sidan av Västra Silen, d. v. s. områdena för de två pegmatittyperna täcka varandra här delvis. Ingen tvekan kan här råda om det berättigade i uppdelningen av pegmatiterna härstädes på två åldersgrupper. Detta framhäves ytterligare därigenom, att vid ett flertal ställen yngre pegmatitgångar klart överskära kvartsgångar av den typ, som då de uppträda tillsammans med de äldre pegmatiterna, visa sig vara yngre än dessa. Inom bladet Vårvik ha yngre pegmatitgångar setts genomsätta kvartsgångar bl. a. nordväst om Kasen och vid järnvägen 1.5 km norr om Broåsen.

Bergarten i de yngre pegmatitgångarna är grå eller rödgrå — svagt röd och måttligt grov, särskilt i smalare gångar. Karakteristisk är den mörkgrå, ibland nästan svarta färgen hos kvartsen. Mer eller mindre rödlätt mikroklinpertit överväger vanligen över gulaktigt grå plagioklas. I de mera rent grå gångarna har mikroklinen en färg, som liknar plagioklasens. Åtminstone i

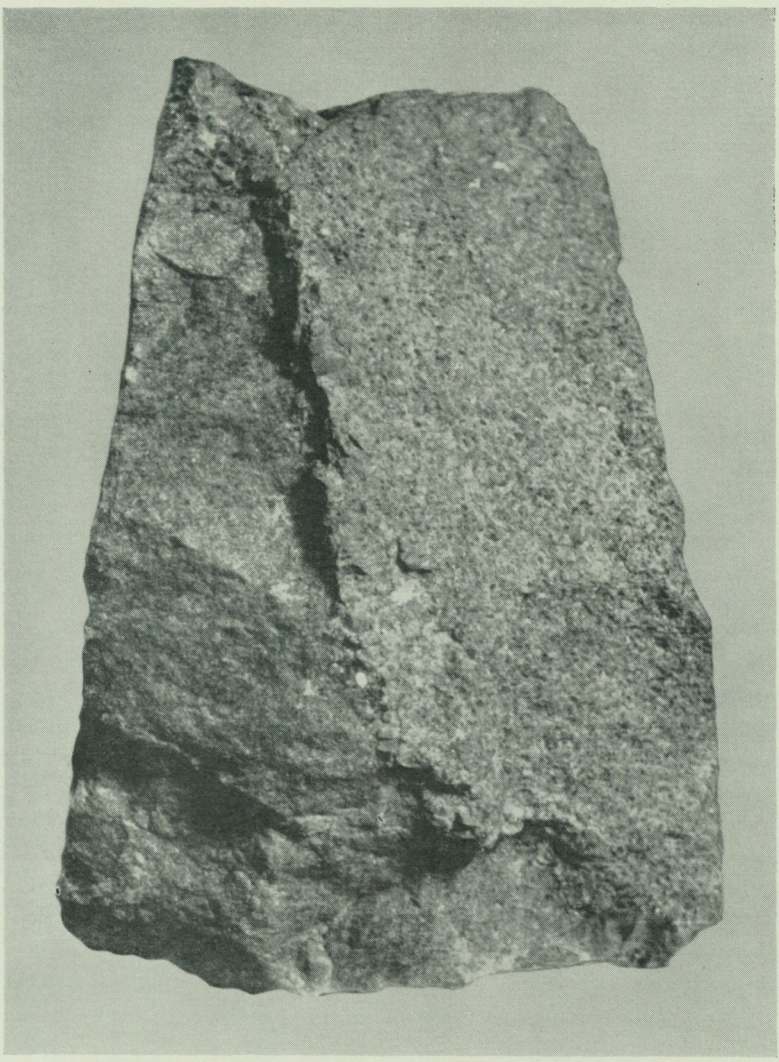


Fig. 32. Kontakt mellan gång av Bohusgranitaplit (t. h.) och Dalformationens kvartsitsandsten (t. v.). 300 m VNV om Rönningen, Blomskogs socken. Ungefär nat. storl.

de yttre delarna av de större mikroklinkristallerna finner man dock vanligen även i dessa gångar en svagt rödaktig färgskiftning. Ljus kaliglimmer, muskovit, förekommer i dessa pegmatitgångar, men vanligen i små kristaller och i underordnad mängd. Mera sporadiskt uppträda vidare magnetit och små, rödbruna, idiomorfa kristaller av granat. Molybdenglans har icke iakttagits inom bladet Vårvik, men däremot i liknande gångar norr och väster därom.

Apliten är en små- eller finkornig, grå — svagt rödlätt, massformig bergart (Fig. 32). Aplitgångarna äro i stort sett av mindre dimensioner än pegmatitgångarna, men ha exakt samma uppträdande. Samma mineral som i peg-

matiten uppträda även i apliterna. Dock äro muskovit och magnetit mycket underordnade, medan granat är vanlig som mikroskopiskt små, idiomorfa kristaller.

Någon konsekvent åldersskillnad mellan de till denna yngsta serie hörande pegmatiterna och apliterna synes icke föreligga. Visserligen finner man ibland, att pegmatitgångarna innehålla en central aplitzon och att aplitgångarna äga tunna marginala pegmatitsalband. Men även i aplitgångarnas inre delar kunna slirartade partier med pegmatitisk struktur förekomma. Det är därför tydligt, att de två bergarterna äro i stort sett likåldriga. Någon större skillnad i kemisk sammansättning synes ej heller föreligga. De påfallande olikheterna i kornstorlek mellan de båda bergarterna äro sannolikt i första hand ett resultat av växlande halt av volatilier under kristallisationen.

Genom berggrundskartering inom de åt norr och nordväst angränsande topografiska kartbladen Arvika och Töcksmark har det fastställts, att den yngsta serien av aplit- och pegmatitgångar inom nordvästligaste delen av kartbladet Vårvik ingår i och utgör den sydligaste delen av den aureol av pegmatit-, aplit- och, mera centralt, även granitgångar, vilken med en bredd av cirka 4 km omger den grupp av större och mindre massiv av ung, genombrytande granit, som äro belägna inom området mellan norra delen av Västra Silen och Lelången—Foxen i Blomskogs, Silbodals och Holmedals m. fl. socknar. Den närmaste blottningen av denna granit ligger sydväst om Källtegen i Blomskogs socken, 2 km norr om den norra gränsen för kartbladet Vårvik. Graniten i fråga, som ibland kallats Blomskogsgranit, har så stora likheter beträffande utseende, petrografisk sammansättning och geologiskt uppträdande med den unga graniten i det stora massivet i norra Bohuslän, att ingen tvekan kan råda om att dessa graniter äro likåldriga. Det är därför berättigat att utsträcka namnet Bohusgranit även till den värmländska Blomskogsgraniten och att beteckna den yngsta serien av pegmatit- och aplitgångar på bladet Vårvik som Bohusgranitpegmatit resp. Bohusgranitaplit. Observationerna över dessa gångars förhållande till Dalformationen och dess veckning ha fördenskull ej blott lokalt intresse, då härigenom för första gången avgörande argument erhållits beträffande frågan om Bohusgranitens ställning gentemot den dalslandiska orogenesen.

De två gångserierna, båda yngre än Dalformationen, ha alltså visats vara klart åldersskilda. Den äldre serien av gångar (pegmatit, fältspatförande kvartsgångar och kvartsgångar) kunna betecknas som syntektoniska och uppfattas som direkta manifestationer i det nuvarande berggrundssnittet av palingena processer, som utspelats i den orogena zonens djupare delar. De yngre gångarna (pegmatit och aplit) äro väsentligen posttektoniska eller i varje fall sentektoniska och uppenbarligen differentiat ev. destillat, som utgått från den intrusiva Bohusgranitmagman före och under dess kristallisation. Trots den tydliga åldersskillnaden torde dock ett visst samband föreligga mellan de två gångserierna. Bohusgranitens magma kan nämligen ha uppkommit genom samma palingena processer, som förmodas ha givit upphov till den äldre gångserien. Först sedan orogenesen kulminerat och genom regional

sänkning av isotermerna rigiditeten i jordskorpan åter ökat, kunde den magma, som bildats på djupet, intrudera på ett genombrytande sätt upp i högre delar av jordskorpan och där utsända den yngre gångsviten. Med detta betraktelsesätt knytes Bohusgraniten nära till den dalslandiska bergskedjeveckningen, ehuru dess intrusion skett först, då de tektoniska rörelserna i huvudsak voro avslutade. Läget av de värmländska Bohusgranitmassiven i en zon, som utgör en NNV-lig fortsättning av det långa Dalformationsstråket genom Svärdlången och Västra Silen talar för ett tektoniskt samband. Beträffande det stora bohuslänska granitmassivet kan erinras om att detta genomsättes av en zon av förskiffring och mylonitisering, den s. k. Svinesund—Kosterfjordöverskjutningen. Denna deformationszon låter sig med hänsyn till strykning, förskjutningsriktning och karaktär i övrigt väl inpassas i den tektoniska bild, som ovan givits av den dalslandiska orogenesen, ehuru överskjutningsrörelserna utmed denna zon uppenbarligen fortsatt senare än utmed många av de tektonska linjerna i de centrala delarna av orogenen. I varje fall är förekomsten av denna deformationszon ett ytterligare argument för uppfattningen av Bohusgraniten som en sentektonisk granit i den dalslandiska orogena cykeln.

Diabasgångar

I sydvästra delen av kartbladet Vårvik, sydväst om Lelången, förekommer med tyngdpunkt i trakten av Askesjön en svärm diabasgångar, sammanlagt nära ett trettiotal. De flesta gångarna ha NV—SO-lig riktning med dragning mot VNV—OSO, men även NNV-liga, O—V-liga, ONO-liga och NO-liga riktningar finnas underordnat representerade. Stupningen är vertikal eller mycket brant, mera sällan medelbrant. Den maximala bredden av de olika gångarna växlar från 2 m och därunder till 60—70 m. Den senare mäktigheten har gången, som stryker genom byn Hökhult mot Askesjön. I genomsnitt torde gångarnas bredd ligga mellan 10 och 15 m.

Diabasgångarna genomsätta St. Le—Marstrand-seriens ådergnejs med dess amfibolitinlagringar samt kataklastiskt förskiffrad Åmålsgranit och intermediär granit. De skära fullständigt diskordant genom dessa bergarters skiffrighetsstrukturer och ha själva icke undergått någon mekanisk deformation. Utmed kontakterna och i mindre apofyser är diabasen finkornigare än i gångarna i övrigt till följd av hastigare avkylning. Likaså ha de bredare gångarna en något grövre struktur än gångar av mindre bredd.

Denna diabas har en ljusare eller mörkare grågrön, ibland nästan svartgrön färg. På vittrad yta blir den betydligt ljusare, därigenom att de listformade plagioklaskristallerna då antaga en ljusgrå-vit färg. Ibland är plagioklasen även i friskt brott ljusare än bergarten i övrigt (Fig. 33). i andra fall däremot framträder den ej tydligt på grund av mörk pigmentering.

Den för dessa diabasgångar gemensamma, mer eller mindre utpräglade grönaktiga färgtonen beror på att hornblände är det dominerande mörka mi-

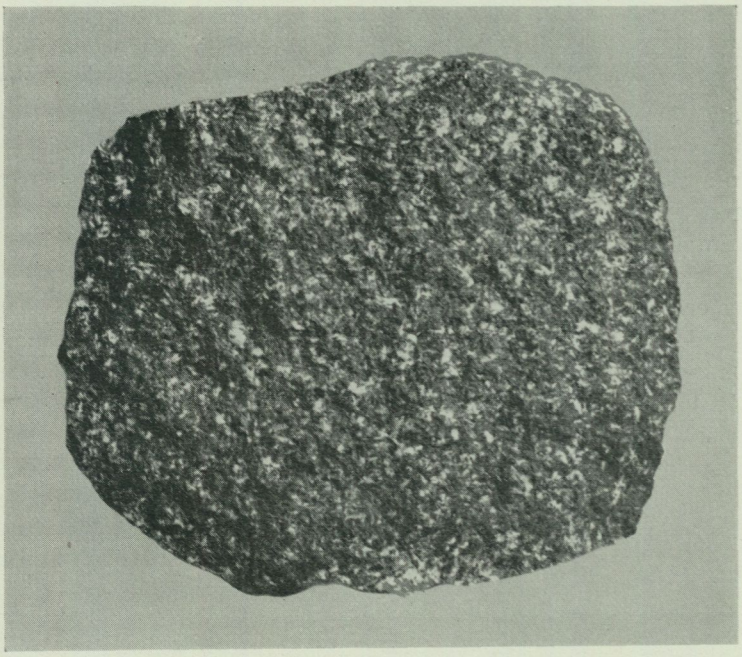


Fig. 33. Diabas från Hökhultsgången, strax söder om S. Abborrtjärn, Ärtemarks socken. Cirka $^3/_4$ av nat. storl.

neralet. Detta hornblände uppträder väsentligen på två sätt, dels som uralitpseudomorfoser efter pyroxen, dels som reaktionsprodukt ur plagioklas. Uraliten är antingen kompakt med enhetlig utsläckning eller fibrös och divergentstrålig, av vilka den förra överväger. Med hänsyn till pleokroismen finnas två huvudtyper, en med smutsbruna och en med blåaktigt gröna färger. Båda dessa typer uppträda såväl i kompakt form som med fibrös utbildning, ehuru i de kompakta partierna det gröna, i de fibrösa det brunaktiga hornbländet är det relativt dominerande. De olika typerna kunna för övrigt förekomma i samma pseudomorfos. Det i plagioklasen bildade hornbländet består av finkorniga aggregat med tämligen svag, något blåaktigt grön färg. Det starkast färgade, blågröna hornbländet finns som en smal reaktionsrand mellan uraliten och plagioklasen. Denna beskrivning gäller närmast den östra av de två gångar, som från sydligaste delen av Askesjön gå åt sydost. Rester av bevarad pyroxen ha iakttagits endast i mellersta delen av den stora gången genom Hökhult. Denna pyroxen har haft samma avgjutande, subofitiska utbildning i förhållande till plagioklasen, som det uralitiska hornbländet till stor del alltjämt har. En del hornbländeaggregat med svagt färgat hornblände i mitten, omgivet av kraftigt färgat hornblände mot plagioklasen omkring, kanske kunna härledas ur en tidigare existerande olivin.

Den som smalare eller bredare lister utbildade plagioklasen är delvis starkt genomådrad av och fläckvis diffust omvandlad till ett eller flera av minera-

len sericit, hornblände, biotit, klinozoisit och epidot samt något klorit. Bäst bevarad är den i de kristaller, som skjuta in i pyroxenpseudomorfoserna. Bestämningar på sådana kristaller ge en anortithalt mellan 40 och 50 %. Särskilt starkt omvandlad till sericit, klorit eller epidot är plagioklasen i den tämligen ljust grågröna diabasgång, som genomsätter amfibolitisk ådergnejs på västra sidan av Askesjön cirka 1 km söder om Sundet.

Biotit saknas i några gångar helt, men är i andra ganska riklig som större eller mindre fjäll med pleokroism i rent bruna färger. I huvudsak torde den vara sekundärt bildad vid pyroxenens och plagioklasens omvandling. Klorit med pleokroism i färglöst eller gulaktigt och ljusgrönt samt med smutsigt olivbrungröna, brunvioletta eller brunsvarta interferensfärger är vanligen helt underordnad. I den nyss nämnda gången väster om Askesjön med starkare omvandlad fältspat är kloriten rikligare, nära 15 volyms-% av bergarten. Den synes icke vara en omvandlingsprodukt av biotit utan i varje fall till övervägande del bildad direkt vid plagioklasens partiella omvandling. Klinozoisit-epidot och sericit äro uteslutande omvandlingsprodukter av plagioklas. De förekomma vanligen ej likformigt blandade utan någorlunda skilda åt i olika delar av plagioklaskristallerna, möjligen med en tendens för sericit att företrädesvis inta de centrala delarna, medan klinozoisit-epidot, dels i finkorniga, aggregatpolariserande massor, dels i större, klarare korn eller kristaller, i slip praktiskt taget färglösa, mest uppträder i de yttre partierna. Ibland ses även kalcit i små korn tillsammans med de övriga omvandlingsmineralen i plagioklasen.

Accessoriska mineral i dessa diabaser äro malm, apatit och kvarts. Malmen, tydligen övervägande titanomagnetit, förekommer i för diabaser normal mängd som tämligen stora kristaller gärna med skelettartad utbildning. Den är tydligen relativt sent kristalliserad, men har i samband med övriga sena mineralogiska omvandlingar delvis överförts till leukoxen. I de mest omvandlade gångarna ses endast diffusa rester av det friska malmmineralet i leukoxenen. Apatiten finns tämligen sparsamt i bredare eller smalare prismatiska kristaller ibland i fläckvis växlande mängd. Kvarts slutligen förekommer endast i några av gångarna och då i ringa mängd som ett vinkelutfyllande mineral. Den visar inga tecken på mekanisk deformation.

Denna svärm av diabasgångar i sydvästra delen av bladet Vårvik har sin fortsättning åt nordväst på det angränsande bladet Strömstad (Sver. Geol. Unders., Ser. Ac, N:o 1). Gångarna finnas alltjämt vid norska gränsen väster om St. Le i norra delen av Nössemarks socken. I motsatt riktning fortsätter gångstråket åt OSO genom den nordvästra och mellersta delen av kartbladet Baldersnäs. Hit hör bl. a. den stora gången norr om Billingsfors. Dennas sydöstra del liksom även några andra gångar med samma riktning och liknande utbildning genomskära Dalformationens sediment och äro opåverkade av dess veckning.

I tidigare sammanställningar och diskussioner av de basiska gångbergarterna i västra Sverige ha nu ifrågavarande gångar tillskrivits så olika ålder som algonkisk och underpermisk. För underpermisk ålder har egentligen

blott kunnat anföras överensstämmelsen i stort beträffande riktningen med de postsiluriska diabasgångarna i Skåne. Nu har emellertid NV—SO-riktningen, såsom framgått av det föregående, varit en framträdande tektonisk riktning redan under den senare delen av den dalslandiska orogenesen. Visserligen ha inga rörelser skett utmed gångsprickorna efter diabasens kristallisation. Gångdiabasen visar emellertid stor likhet med en diabas, som uppträder som en hopkittande matrix i vissa av Dalformationens tektoniska breccior söder om kartbladet Vårvik. Denna brecciediabas har delvis blivit utsatt för en tektonisk deformation. Dessa förhållanden tala för att diabasgångarna äro nära knutna till Dalformationens orogenes.

Diabasens petrografiska beskaffenhet kan även anföras som argument i åldersfrågan. Den för hela gångsvärmen karakteristiska mer eller mindre starka uralitiseringen och omvandlingen av plagioklasen synas vara främmande för både de postsiluriska och de yngre prekambriska diabaserna. Eftersom bergarten i de dalsländska gångarna är fullständigt massformig och oförskiffrad och inga yngre graniter eller andra magmabergarter finnas inom gångstråket, synes man vara berättigad att uppfatta de mineralogiska förändringarna i bergarten såsom resultat av deuteriska reaktioner i slutstadiet av diabasmagmans kristallisation. Förutsättning för dessa reaktioner synes ha varit en halt av volatilier, främst vatten, som varit större än i en normal diabasmagma, men icke tillräckligt stor för att ge en spilitisk utveckling. I varje fall visar bergarten petrografiska drag, som antyda en viss affinitet till den tidigare spilitiska magmatiska verksamheten och därför utgöra ett ytterligare stöd för uppfattningen, att dessa diabasgångar äro nära knutna till den dalslandiska orogenesen.

Av intresse är då frågan om åldersförhållandet mellan diabasgångarna och Bohusgraniten. Gångstråket och granitområdet med dess aureol av pegmatit- och aplitgångar komma icke i kontakt med varandra, i varje fall icke inom bladet Vårvik, varför frågan ej kunnat avgöras genom direkta observationer. Med hänsyn till vad som ovan anförts beträffande dessa bergarters anknytning till det orogena förloppet, synes den mest logiska slutsatsen vara den, att diabasgångarna äro yngre än Bohusgraniten och att de utgöra en avslutande simatisk magmamanifestation inom den dalslandiska cykeln.

Kaolinvittring

Vid den punkt, där gångstigen från Lund till Egesknatten, nordväst om Svärdlångs station, korsar bäcken från Kotjärn mot Kvarntjärn, d. v. s. ungefär på den plats, där Ärrsjö—Tanesjöbrottets fortsättning åt nordväst på bladet Vårvik löper samman med den nord—sydliga brecciezonen Kotjärn—Lystjärn—Vägtjärn, är den breccierade Kroppefjällsgraniten delvis starkt kaolinvittrad. Den normalt medelgrova röda graniten har omvandlats till en vit massa, som endast fläckvis företer en svagt rödaktig färgskiftning och i vilken granitens kvartskorn ligga alltjämt intakta. Att den i och för sig sprö-



Fig. 34. Kaoliniserad Kroppefjällsgranitbreccia. Kvartsådrorna synas grå mot den vita kaolinen. 650 m sydost om triangelpunkten Egesknatten, Ärtemarks socken. $^4/_5$ av nat. storl.

da och lätt sönderfallande kaolin-kvartsmassan i detta fall har en ej obetydlig sammanhållning, beror på att de kvartsådror, vilka som ett tätt nätverk genomsatt och hopläkt granitbreccian, ävenledes alltjämt persistera oförändrade (Fig. 34).

Redan det förhållandet, att en sådan kaolinisering påträffats vid endast en lokal inom en av kartbladets många krosszoner, antyder, att vittringen icke har endogena orsaker eller något direkt samband med de tektoniska rörelserna. Ett närmare studium av bergarten i fråga visar, att kvartsläkningen av granitbreccian skett före kaoliniseringen och att inga tektoniska rörelser inträffat efter densamma. Detta leder till den slutsatsen, att kaolinbildningen är ett exogent vittringsfenomen, som utgått från en högre än nu liggande jordyta vid en tid med annat klimat än det nuvarande. Nedträngandet av denna vittring bör ha underlättats i krosszoner genom den mekaniska uppluckringen av berggrunden härstädes, vilken icke helt kunde motvägas genom utfyllnad av de större öppna sprickorna med kvarts. Vid den aktuella lokalen,

där två krosszoner mötas, böra särskilt gynnsamma betingelser ha förelegat för ett större djupgående av vittringen. Av vikt är också, att denna lokal befinner sig på en topografiskt hög nivå, vilket kan förmodas innebära, att den ligger närmare den jordyta, från vilken vittringen utgått, än de flesta övriga krosszoner inom området. En annan bidragande orsak till att kaolinen bevarats här, är tydligen rikedomen på de från den ursprungliga granitbreccian nedärvda kvartsådrorna, som väsentligt öka den vittrade bergartens motståndskraft mot främst den glaciala erosionen.

Det synes icke finnas någon anledning att för denna kaolinvittring antaga någon annan ålder än för andra svenska förekomster med liknande uppkomstsätt. Den skånska kaolinen har uppkommit före den yngre krittransgressionen, sannolikt huvudsakligen under mesozoisk tid, och den dalsländska förekomsten kan därför tillskrivas samma ålder i stort, utan att denna närmare kan preciseras. I varje fall bidrager denna kaolinförekomst till att i någon liten mån överbrygga den stora tidrymd, som ligger mellan den dalslandiska cykelns avslutning och kvartärtiden.

Bergarter och mineralförekomster av praktiskt geologiskt intresse

Trots att ett stort antal bergarter av olika slag förekomma inom kartbladet Vårvik, ha de i mycket ringa utsträckning kommit till praktisk användning. Sålunda har någon brytning av byggnadssten utöver det rent lokala behovet av material till husgrunder och dylikt ej förekommit. På grund av den kataklastiska deformation, som präglar stora delar av berggrunden, är denna också i stort sett mindre lämpad för stenindustriell användning. Områdets läge är dessutom föga gynnsamt för detta ändamål. Berggrunden härstädes är fattig på kalksten. De inlagringar, som förekomma i Dalformationens sediment, äro alltför obetydliga för att ha någon praktisk betydelse. I pegmatiterna, även de större, äro kvartsen och fältspaten så intimt sammanväxta eller blandade med glimmermineral, att de hittills icke lockat till någon brytning. Kvartsen i kvartsgångar och kvartsbreccior bildar antingen för små samlade massor eller är för oren för att i någon större utsträckning komma i fråga för ändamål, där hög renhet erfordras. För mindre krävande användningsområden borde möjligen delar av kvartsbreccian genom Hugnerudsknatten och Dalformationens övre kvartsit söder om Edslan kunna utnyttjas.

Smärre koncentrationer av olika malmmineral förekomma här och var inom kartbladet Vårvik. På några av dessa ha skärpningar eller små gruvförsök gjorts, men samtliga dessa ha övergivits på grund av alltför låga halter eller för små malmkvantiteter. För fullständighetens skull ges i det följande en kort redogörelse för inom kartområdet belägna stenbrott och skärpningar. I anslutning därtill omnämnas även några andra under karteringen iakttagna förekomster av malmmineral, som åtminstone kunna ha ett visst mineralogiskt intresse.

Stenbrott

Täljsten. Täljsten har brutits på några ställen inom bladet Vårvik, alla belägna i trakten av Askesjön i Ärtemarks socken. I samband med revisionen av berggrundskartan undersöktes dels den rad av numera starkt överväxta brott, som ligga utmed gångstigen strax norr om tjärnen 1.5 km VSV om Näsbo, dels ett enstaka något större brott vid östra stranden av Askesjön, OSO om Sundet. Vid den förstnämnda lokalen, kallad Gällsbyns eller Näsbo täljstensbrott, är den täljstensartade bergarten ganska grov och av ljusare eller mörkare gröngrå färg. Den innehåller en hel del hornblände, delvis även glimmer och kiskorn, och torde ha varit ganska svårbearbetad. Brotten finnas på en cirka 150 m lång sträcka omedelbart sydost om gångstigen. Täljstensbrottet vid Askesjöns strand är 3—4 m brett och 10—15 m långt med längsriktningen i N 80° O, vilket motsvarar bergartens strykning. I den centrala delen av brottet var den brutna bergarten en tämligen ljust grå och relativt finkornig samt i jämförelse med den förstnämnda förekomsten betydligt renare talkbergart och därför åtskilligt lättare att bearbeta. Mot den omgivande ådergnejsen uppträda inåt ljusgröna, utåt mörkgröna, amfibol- och biotitrika reaktionszoner. Delvis är begränsningen mot ådergnejsen skölartad.

Även öster om Askesjöns södra ände har täljsten brutits. I dessa Hökhults täljstensbrott har bergarten varit växlande till struktur och sammansättning, ibland rik på glimmer och kis. Enligt uppgift skall täljsten även ha brutits i obetydliga förekomster väster om Askesjön, bl. a. i trakten av Ängebo. Av täljstenen framställdes grytor, spishällar, ugnsbottnar o. d., även gravstenar, men brytningen har för länge sedan upphört.

Kvartsitsandsten. Dalformationens kvartsitsandsten har nyligen brutits i ett stenbrott omedelbart väster om landsvägen 800 m SSV om Gårdsnäs i Blomskogs socken. Bergarten krossades till makadam och användes som väggrus i trakten. Till följd av den höga metamorfosen är bergarten här starkt kvartsitisk och ger vid krossning ett mycket skarpsplittrigt material, som ej är så lämpligt som ytlig vägbeläggning.

Gruvförsök och skärpningar

Kopparkis och nickelförande magnetkis. De ultrabasiska bergarter, som förekomma i St. Le—Marstrand-seriens gnejskomplex väster om Lelången, föra ofta en viss halt av kismineral, däribland nickelförande magnetkis och kopparkis. På några ställen har denna impregnation varit så stor, att den lockat till försök att utnyttja densamma.

300 m söder om Megesjöns södra spets, vid det numera nedrivna torpet Brådalen, i Ärtemarks socken finns ett vattenfyllt gruvhål med dimensionerna 3 × 10 m och med längsriktningen i N 25° O. I den ganska stora varphögen träffas sparsamma impregnationer av svavelkis, kopparkis och mag-

netkis i en medelgrov, grågrön, hornbländitisk grönsten, som visar en tydlig affinitet till de täljstensartade ultrabasiska bergarterna.

500 m VSV om Kuvetjärn i Ärtemarks socken har en större skärpning gjorts i en grågrön, finkornig-medelgrov, fältspatfattig gabbrogrönsten, som har en fläckvis växlande, men delvis rik impregnation av svavel- och magnetkis samt något kopparkis.

Gruvförsöket 3/4 km VSV om Vårdalstjärn, strax öster om det numera övergivna torpet Styggemyren, i Torrskogs socken består av en vattenfylld dagöppning av dimensionerna 5 × 23 m med den längre sidan i riktningen N 50° O. Samma kismineral uppträda även här som en ojämn impregnation i en delvis rikligt glimmerförande, täljstensartad bergart, enligt vad man kan se i tillgängliga partier utmed dagöppningens kanter och i den ganska stora, men starkt överväxta varphögen.

Något över 1 km rakt väster om N. Abborrtjärn, mellan de nu rivna torpen Ö. och V. Liden, i Ärtemarks socken har gjorts en liten skärpning på en tämligen mörkt grågrön, något täljstensartad ultrabasisk bergart med impregnation av svavel- och magnetkis jämte spår av kopparkis. Denna skärpning ligger tydligen nära sydvästra spetsen av samma bergartsstråk, på vilket Näsbo täljstensbrott voro anlagda.

Magnetkis. Skärpningen 200 m VNV om västra spetsen av Vårdalstjärn i Torrskogs socken är icke gjord på en ultrabasisk bergart utan har föranletts av en svag impregnation av magnetkis i den vanliga grå ådergnejsen. En liknande kisimpregnation förekommer i gnejsen på udden i Askesjön 700 m sydost om Bollnäs. I båda dessa fall torde magnetkisen vara praktiskt taget nickelfri.

Kopparglans. Strax norr om byn Strand, öster om Edslan i Edsleskogs socken finns en blott 1.5 m djup skärpning på kopparglans. Detta mineral befinner sig tillsammans med sekundärt bildad, starkt grön malakit övervägande i de centrala delarna av en högst 2 dm bred fältspatförande kvartsgång av den typ, som uppträder i anslutning till den äldre serien av dalslandisk pegmatit. Fältspaten är i denna gång företrädesvis samlad utmed kontakterna mot sidostenen, en sandstensskiktad lerskiffer hörande till undre delen av Dalformationens lerskifferlager.

Blyglans. Strax sydväst om Silvgruvans gård, belägen vid stranden av Östra Silen cirka 1.5 km ONO om Grälsbyn i Silleruds socken, har en kvartsgång brutits, så att en 25 m lång, 4 m djup och 2 m bred klyfta med ost—västlig riktning uppkommit i bergkanten. I den västra tvärväggen i skärpningen ses en linsformad, starkt gul- och rödrostande kvartskropp med en största bredd av cirka 1 m och utkilande såväl uppåt som nedåt. I varpen utanför skärpningen finner man i kvartsen insprängda korn av sannolikt silverhaltig blyglans jämte kopparkis och svavelkis.

Blyglans och kopparkis ha iakttagits i smala kvartsgångar även utmed stranden norr om Silvgruvans gård. Den silvermalm, som enligt And. Lignell (Beskrifning öfver grefskapet Dal. Stockholm 1851, sid. 30) inmutades år 1848 vid Mossviken i Vårviks socken, torde avse liknande blyglansförande kvartsgångar.

Svavelkis. Strax öster om norra delen av den lilla tjärnen mellan Torebytjärn och Holmtjärn, norr om Ö. Solsjön i Laxarby socken har en skärpning gjorts på en kvartsgång, som genomsätter mylonitisk porfyr. Inga andra malmmineral än något svavelkis ha iakttagits här.

Liknande svavelkisförande kvartsgångar ha iakttagits på norra delen av den från nordväst utskjutande udden i Vassjön, på stranden ONO om Gyltenäs och på udden 500 m SSV om gården Öna, allt i Silleruds socken. Även 800 m ONO om Kråkvikens station i Vårviks socken finnas kvartsgångar med svavelkis och dessutom något magnetit. Det var sannolikt dessa gångar, som föranledde den malmletning, som utfördes här år 1898 enligt en på bergväggen uppsatt minnestavla av gjutjärn. På udden 800 m sydost om Höglund i Laxarby socken ligga på stranden flera block av en med kvarts starkt breccierad och genomdränkt skiffer med tämligen rik impregnation av svavelkis, delvis som ådror. Denna kisrika breccia torde anstå utmed den NV—SO-liga brottlinjen strax nordost därom.

Järnmalm. Mellan St. och L. Grästjärn i Laxarby socken finns i den sydligaste hällen av gnejsigt skiffrig diorit en 3 m djup, 10 m lång och 1.5 m bred skärpning, som enligt uppgift skall ha gjorts på järnmalm. Varken i den anstående bergarten eller i varpen ses någon koncentration av malmmineral. Det är därför möjligt, att denna skärpning endast föranletts av bergartens mörka färg och större tyngd än berggrunden i övrigt. Liknande sprängningar i basiska bergarter ha noterats norr om Skifors i Vårviks socken (grönstensgång) och på udden 600 m SSO om Bogenäs (Dalformationens kloritsten).

Smärre koncentrationer av järnmalmsmineral, mestadels hämatit, finnas på flera ställen inom bladet Vårvik, ehuru alltför små för att vara brytvärda. Redan i samband med beskrivningen av Dalformationens spiliter (sid. 79) behandlades den magnetitanrikning, delvis i form av ådror, som lokalt förefinnes öster om Blacktjärn i Laxarby socken. Något sydligare, öster om punkt 203 mellan Ödegårdstjärn och L. Rån, innehåller skiffern lokalt körtlar och ådror med kalkspat och hämatit. 400 m NNV om Stigen, i den norra fortsättningen av samma sedimentsynklinal, har det föga mäktiga bottenkonglomeratet en grundmassa, som delvis är rik på hämatit.

I ett stråk från mossen öster om Kittelsbo i Laxarby socken mot SSV till stranden av Edslan förekomma i Dalformationens liggande ett flertal högst 1 dm breda körtlar och sprickfyllnader, som uteslutande bestå av hämatit. Enstaka liknande hämatitådror, delvis konforma med sidostenens struktur, ha iakttagits strax nordväst om Berganesjön och omedelbart väster om norra

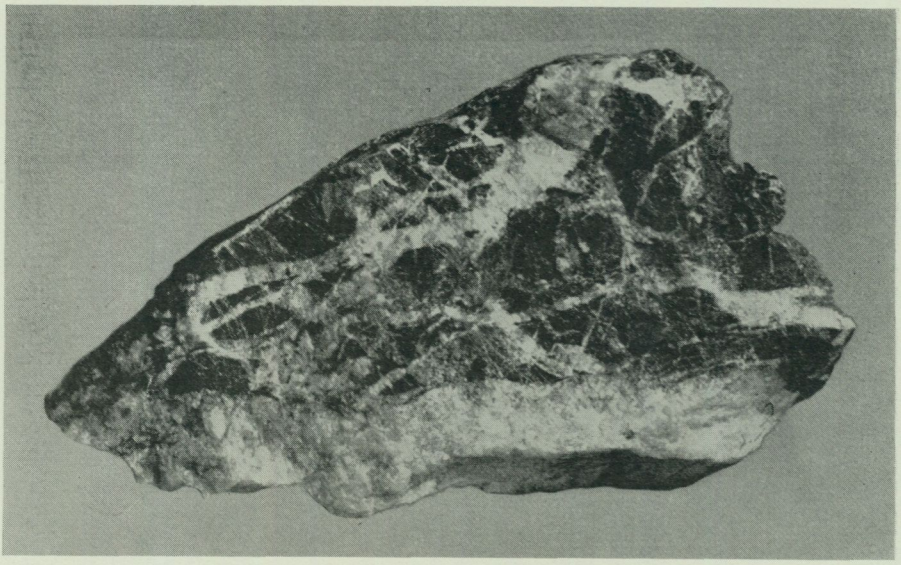


Fig. 35. Hämatit-kvartsbreccia från brecciezonen mellan Ömmelns nordvästra vik och M. Svan, 100 m öster om triangelpunkten Hugnerudsknatten, Svanskogs socken. $^{7}/_{10}$ av nat. storl.

delen av Sågtjärn i Edsleskogs socken, norr om Bollsbyn i Svanskogs socken samt på södra sidan av den yttersta udden väster om Båtstadviken i Silleruds socken.

Kvartsgångar med större eller mindre partier av hämatit ha noterats vid följande platser: strax söder om östra delen av Kroktjärn i Edsleskogs socken, 800 m öster om Rönningen i Svanskogs socken, 600 m öster om Kittelsbo och 800 m sydväst om Stigen i Laxarby socken samt 350 m sydväst om Skarverud i Vårviks socken och 500 m öster om södra spetsen av Långtjärn i Silleruds socken. Vid de tre sistnämnda lokalerna genomsätta de malmmineralförande kvartsgångarna sediment hörande till Dalformationen, nämligen kvartsitsandsten, konglomerat och arkos.

I den stora kvartsbrecciezonen från Ömmelns nordvästra vik mot M. Svan finns cirka 100 m öster om triangelpunkten på Hugnerudsknatten ett område med mycket finkornig hämatit av mörkt rödviolett färg. I yttre delarna av området, som har en diameter av omkring 25 m, förekommer blodstenen som sprickfyllnader i brecciekvartsen, men är själv i alla riktningar genomsatt och breccierad av ett otal yngre, vita eller svagt rödlätta kvartsådror (Fig. 35). Liknande hämatit-kvartsbreccia sågs även längre åt nordost. Breccior med endast hämatit som sammankittande mineral ha påträffats 500 m nordväst om Råberg i Edsleskogs socken och strax sydost om triangelpunkten Gravtjärnshögen i Vårviks socken. Denna sistnämnda breccia står tydligen i samband med den brottlinje, utmed vilken dalen Gällsnäs—Hökenäs blivit nederoderad.

Lignell (anf. arb., sid. 31—32) omnämner dessutom förekomst av järnmalm från följande platser inom kartbladet Vårvik: Krakstad i Svanskogs socken; Säviken, Gårdsjö, Klingerud (numera nedlagt torp 1 km nordväst om Röviken) och Gällsnäs i Laxarby socken; Hökenäs och Kråkviken i Vårviks socken. Ingen av dessa förekomster synes emellertid vara så stor, att brytning ansetts motiverad.

Jordlagren (Kvartära bildningar)

Av Ragnar Sandegren

De inom bladområdet förekommande lösa jordlagren tillhöra det yngsta geologiska systemet, kvartärsystemet, och ha bildats dels under istiden, dels under den därpå följande postglacialtiden, vilken sträcker sig ända fram till vår tid (se tabellen sid. 161). I enlighet härmed kunna jordlagren indelas på följande sätt:

Glaciala bildningar

Moränbildningar, som bestå av osorterade blandningar av sten, grus, sand, mo och ler, direkt avlastade av inlandsisen.

Isälvsavlagringar, som bestå av rullsten, grus och sand, avlagrade av isälvarna vid inlandsisens avsmältning.

Senglaciala marina avlagringar, bestående av grus, sand, lera och skalgrus, som avlagrats i havet utanför isranden.

Postglaciala bildningar

Alldenstund havet icke under någon del av postglacialtiden nådde in över bladet Vårvik, saknas här postglaciala marina avlagringar. De postglaciala bildningarna äro därför samtliga supramarina och utgöras av:

Mekaniska sediment (svämbildningar): sand och lera, som avlagrats vid stränderna av sjöar och vattendrag.

Kemiska sediment: järnockra och sjömalm, som utfällts ur järnhaltigt vatten.

Biogena bildningar: torv och gyttja, som bildats genom anhopning av döda växt- och djurlämningar.

Glaciala bildningar

Som redan i inledningen nämnts, ha många detaljer i bladområdets topografi utformats under istiden, i det att de framskridande ismassorna utgrävde dalar längs berggrundens svaghetszoner, avrundade och slipade berghällarna

och i viss mån utfyllde sänkor i berggrunden med moränmaterial. Smältvattnet från inlandsisen avlagrade isälvsgrus och de sand- och lersediment, som utbreda sig i dalbottnarna. Innan vi övergå till beskrivningen av de till de glaciala bildningarna hörande jordlagren, torde det vara lämpligt att lämna en redogörelse för de av inlandsisen i berghällarna inristade räfflorna och deras vittnesbörd om förhållandena vid isens avsmältning.

Räfflorna och inlandsisens avsmältning

Räfflorna angiva den riktning, i vilken landisen rört sig fram över observationspunkten, strax innan isnötningen där upphörde. Stundom kunna emellertid räfflor med olika riktning uppträda på samma häll, s. k. korsande räfflor. Denna företeelse orsakas av att isen ändrat rörelseriktning och att nötningen efter rörelseändringen varit så obetydlig, att de äldre räfflorna ej hunnit helt utplånas. De äldre räfflorna kunna bäst iakttagas å sådana delar av hällarna, som utgjorde stötsida vid den äldre rörelseriktningen, men vid den yngre rörelseriktningen kommo att tillhöra läsidan. Det kan stundom vara svårt att avgöra de olika räffelsystemens inbördes ålder, men i sådana fall, då isen vid sin nya rörelseriktning slipat in en ny facett i den gamla rundhällen, framstår åldersförhållandet fullt klart.

Från bladet Vårvik föreligger ett ovanligt stort material av räffelobservationer (från sammanlagt 237 lokaler) tack vare att W. Larsson i samband med berggrundsrevisionen ägnat räfflorna ett ingående studium.[1] Fig. 36 visar en sammanställning av räffelobservationerna inom bladet Vårvik. Fördelningen är rätt ojämn. Detta beror dels på bergarternas olika motståndskraft mot förvittring, dels på höjdförhållandena, i det att områdets högre delar under längre tid varit utsatta för förvittring än de lägre. De tydligaste och bäst bevarade räfflorna finner man därför invid sjöstränderna på låga hällar, som äro synliga endast vid lågvatten eller som först i sen tid blottats genom sjösänkning.

Fig. 37 åskådliggör frekvensen av olika räffelriktningar, varvid räfflorna indelats i tvenne grupper, äldre (181 observationer) och yngre (65 observationer). De äldre räfflorna uppträda, såsom Fig. 36 visar, inom hela bladet med föga varierande riktningar. 89 % av dem falla mellan N 17.5° O och N 37.5° O med två maxima, vid N 20° O och N 30° O. Den senare riktningen, som är nästan enarådande inom de högländare trakterna, torde ange den allmänna rörelseriktningen inom istäckets högre delar vid slutet av det skede, då hela bladområdet ännu var täckt av is. Isen rörde sig alltså då i stort från N 30° O. Inom de djupa dalgångarna, som i allmänhet ha en orientering i N—S, tvingades isens djupare lager att i någon mån avvika mot S och rörde sig där från ungefär N 20° O.

Av isens äldre rörelseriktning framgår, att istäckets yta haft en allmän lutning från NO mot SV, och områdets befriande från is torde i stort sett

[1] Sver. Geol. Unders., Ser. C., N:o 466, 1945.

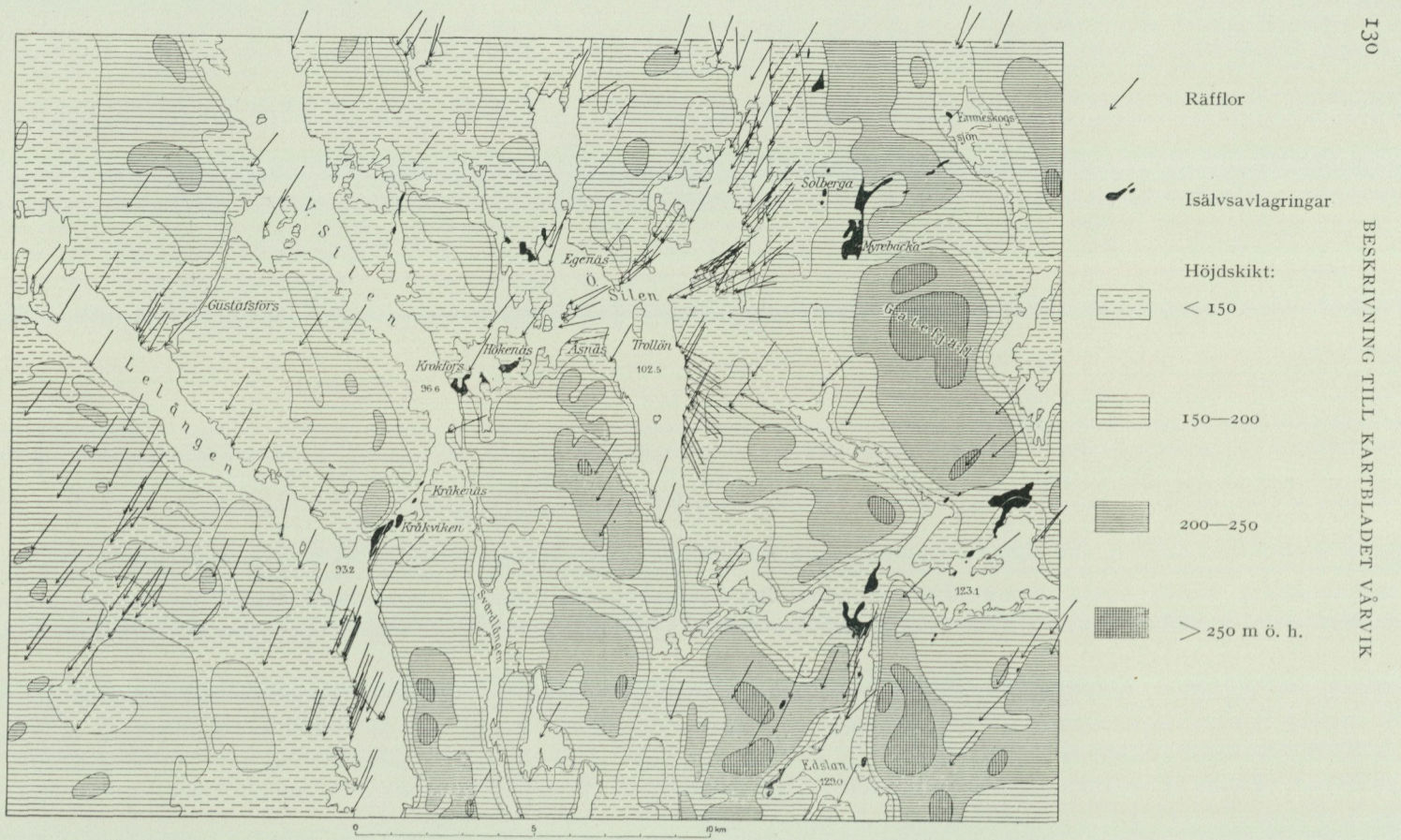


Fig. 36. Räfflor, höjdförhållanden och viktigare isälvsavlagringar å bladet Vårvik, sammanställda av W. Larsson 1945.



Fig. 37. Diagram över de äldre (vitt) och de yngre (svart) räfflornas riktningar inom bladet Vårvik. Den streckade linjen anger de äldre räfflornas genomsnittsriktning. W. Larsson 1945.

ha försiggått från SV mot NO. När istäcket genom ytavsmältning blivit tunnare, framsmälte sannolikt de högsta topparna och stucko som nunatakker upp ur isen. Inom bladets sydvästra del synes isen i Lelångens dal då nödgats att vid sin rörelse följa dalens huvudriktning. Härom vittna de från NV och NNV riktade räfflorna på Storön och på udden Ö om S. Kvarnviken i Ärtemarks socken. Måhända bildade isen senare en i Lelångendalen utskjutande tunga, som småningom smälte undan mot norr.

De ansenliga isälvsavlagringarna vid Kråkviken, SO om Krokfors och vid Hökenäs i Vårviks socken vittna om att smältvattnet från bladets nordöstra del sökte sig fram under isen mot SV inom det låglänta område, som från Ö. Silens mellersta del sträcker sig förbi V. Silens södra del till Lelångendalen. När vid isens fortsatta avsmältning höjdområdena V om södra delen av Ö. Silen och på Egenäshalvön blivit isfria eller då isen där åtminstone i hög grad uttunnats, tvangs den att från trakterna Ö om Ö. Silen röra sig ned mot Ö. Silens djupa sänka. De yngre räfflorna visa, att isen inom sjöns nordöstra del följt dalgången, i det att den längst i norr rört sig från N eller NNV, men sedan längs Egenäshalvöns östra sida svängt om,

så att den rört sig från ONO mot VSV. De yngre räfflorna på östra stranden av Ö. Silens södra del visa, att isen där rört sig från SO mot NV. Den sista, inom Ö. Silens dal kvarliggande isen torde därför ha bildat en från sjöns mellersta del mot V utskjutande tunga, som småningom smälte undan mot öster.

När isen slutligen smält bort även från trakterna kring Ö. Silen och Ömmeln, voro säkerligen även de högsta områdena kring Gatefjäll och N därom upp till norra bladgränsen fria från is. De väldiga anhopningar av isälvsavlagringar, som uppträda vid Bollsbyn och Myrebacka i Svanskog samt Ö om Solberga i Sillerud och som delvis byggts upp ända till den åtida havsytans nivå, visa emellertid, att ansenliga mängder is lågo kvar i Svan-sjöarnas och Ämneskogssjöns dal vid det skede, då dessa grusmassor avlagrades.

Moränbildningar

M o r ä n g r u s utgöres av sådant material, som landisen under sin framåtskridande rörelse brutit loss från sitt fasta underlag och släpat med sig. Största delen av detta material torde ha framtransporterats under själva ismassan eller i dennas understa delar. Denna s. k. bottenmorän (pinnmo) består i sin typiska utbildning av en hårt packad, regellös blandning av mer eller mindre nötta och repade, ojämna och kantiga stenar och block, inbäddade i en grusig, sandig eller moartad grundmassa. Den är vanligen oskiktad och företer då ingen sortering efter olika kornstorlek. Inom bladet Vårvik är moränen i allmänhet av en grusig eller sandig, oftast blockrik typ.[1]

De i moränen ingående blocken och stenarna förskriva sig till alldeles övervägande del från områdets egen berggrund. Några för trakten främmande bergarter, vilka transporterats från långt avlägsna klyftorter, förekomma dock. Så ha t. ex. block av hyperit från Värmland anträffats vid Dalen i Laxarby och vid Gölen i Edsleskogs socken. Block av den i Västerdalarne anstående röda sandstenen med böljslagsmärken ha anträffats V om Leverheden i Svanskogs och vid Bergane i Edsleskogs socken.

Såsom av kartan framgår, intager inom bladet Vårvik morän den största arealen av samtliga jordarter. Även inom de delar av området, där ytlagren utgöras av yngre bildningar, såsom sand, lera eller torv, underlagras dessa av morän. Moräntäcket når sällan någon större mäktighet. Detta framgår bl. a. därav, att berggrunden i så stor utsträckning träder i dagen. Områdets allra högsta toppar utgöras oftast av kalt berg, enär isen där huvudsakligen verkat eroderande, ej avlagrande.

Alldenstund stora delar av bladområdet vid tiden för landisens bortsmältande lågo under havsytan, har moränen inom dessa delar (se Fig. 40) under den fortskridande landhöjningen successivt varit utsatt för den bearbetning av vågor och bränningar, som äger rum inom strandzonen. Härvid har fin-

[1] Beträffande de olika moräntyper, som kunna urskiljas, hänvisas till den utförliga redogörelse, som G. Lundqvist lämnat i »Bergslagens minerogena jordarter», Sver. Geol. Unders., Ser. C, N:o 433, 1940.

jorden spolats bort ur ytlagret, så att detta mångenstädes utgöres av enbart större stenar och block. Detta är först och främst fallet på fritt liggande sluttningar närmast nedanför högsta marina gränsen (MG) och på krönen av höjder, som ej nått upp ovanför denna. På ställen, som varit särskilt starkt utsatta för bränningarna, har berget blivit helt kalspolat, på andra ställen består markytan enbart av rundade klapperstenar, som bilda fält eller vallar, s. k. stengärden.

Inom de områden, som ligga ovanför högsta marina gränsen, finnes finjorden kvar jämväl i moränens ytlager. Moränen bildar där ofta flackt välvda kalotter, som nästan helt dölja berggrunden uppe på höjdernas krön, där endast en och annan liten häll sticker fram. Stora block äro sällsynta i ytan. På grund av blockfattigdomen och jordartens finsandiga eller moartade karaktär ha dessa moränområden i stor utsträckning blivit uppodlade. Så är t. ex. fallet kring Flolanda och Gullbrandsbyn i Torrskogs socken. Vägskärningar och grustag, som 1936 iakttogos strax Ö om Gullbrandsbyn, visade en hårt packad, finsandig massa, i vilken blott enstaka stenar och block voro inbäddade.

Å kartan har med särskild beteckning utmärkts dels utpräglat finjordsrik morän, dels påfallande storblockig morän. Vidare ha även renspolade stengärden markerats, t. ex. Ö och SO om Leverheden i Svanskog.

Ändmoräner. På några ställen inom bladet Vårvik uppträder morängrus i form av smärre ryggar eller vallar. Alldenstund dessa gå vinkelrätt mot räfflorna, äro de sannolikt ändmoräner. De ha bildats genom ansamling och hopskjutning av moränmaterial omedelbart invid en avsmältande isrand, då denna vid något tillfälle varit stationär eller gjort en mindre framryckning över förut från is befriat område. De ha iakttagits endast inom nedanför högsta marina gränsen belägna områden, t. ex. V om Byn och vid Myrås i Svanskogs socken.

Morän på skiktade avlagringar. Moränen vilar i allmänhet direkt på berggrunden. På några ställen har emellertid morän iakttagits vilande på skiktade avlagringar. Sådana lagerföljder torde ha uppkommit genom att istungor, som under avsmältningens slutskede intogo dalgångarna, oscillerat, varvid de för en kortare tid kunnat rycka fram över förut avsatta smältvattenssediment. Dessa blevo då mer eller mindre avhyvlade och hopknådade. När istungan sedan smälte bort, kvarlämnade den sitt medförda moränmaterial ovanpå de skiktade avlagringarna.

I ett grustag invid den vid vägskälet V om Hulta i Torrskogs socken belägna hällkistan iakttogs den lagerföljd, som framgår av Fig. 38. Vid P på skissen uppmättes följande lager:

A. 136 cm morän, gulvittrad med enbart kantiga stenar.
B. 50 cm varvig lera, styv, varvigheten sönderbokad och förstörd.
C. 100 cm sand, fin, skiktad.
D. 150 cm + grovt grus med avrundade stenar, skiktvis växellagrande med sand.

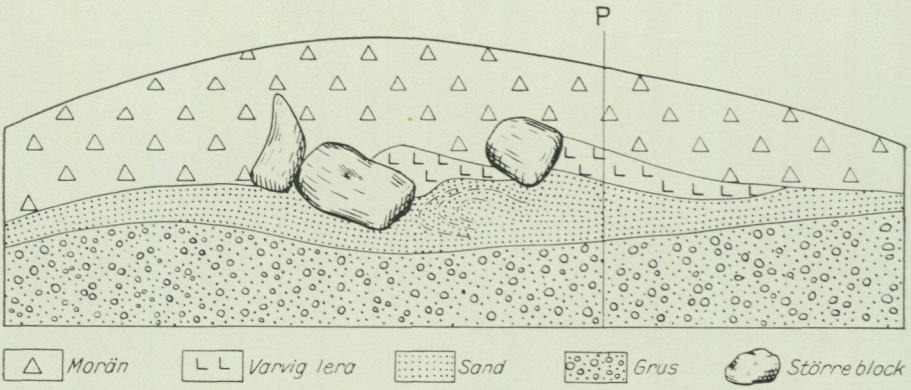


Fig. 38. Profil i grustag vid vägskäl V om Hulta i Torrskogs socken.
R. Sandegren 1936.

Såväl på markytan som i undre delen av lager A (se Fig. 38) uppträda stora block, som pressats mot varandra och stukat ihop leran, lager B. Skiktställningen i sanden, lager C, visar, att denna bildar ett hopböjt veck.

NO om Ämneskog i Långseruds socken iakttogs den lagerföljd, som framgår av Fig. 39.

A. 1.7 m morängrus, rostgult, sandigt och stoftigt med sparsamma kantiga stenar.

B. 0.3 m grus, ej rundat, men fritt från finjord.

C. 1 m + sand, fin, skiktad.

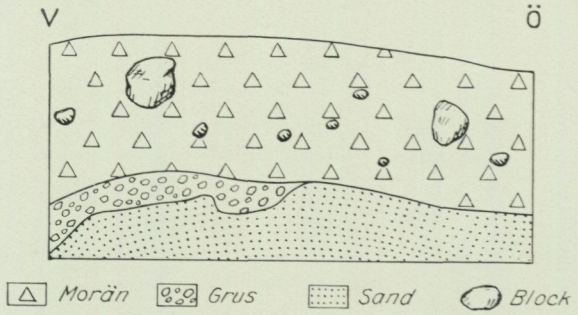


Fig. 39. Skärning NO om Ämneskog i Långseruds socken.
A. Hj. Olsson 1918.

En liknande lagerföljd har iakttagits av T. Krokström i ett litet grustag strax S om gården 600 m V om Sandtegen i Silleruds socken.

A. Cirka 1 m morän, hårt packad, med intill huvudstora, kantiga block.

B. Sand, tydligt skiktad, delvis i korsande lagring, nedåt övergående i grus.

Isälvsavlagringar

Isälvsavlagringarna utgöras av sådant material, som smältvattnet vid inlandsisens avsmältning förde med sig och avlagrade. Genom nötningen under transporten i det strömmande vattnet blevo alla stenar avrundade, och genom växlingar i vattnets strömriktning och hastighet blev det avlagrade materialet skiktat och sorterat efter olika kornstorlek. Härigenom skiljer sig isälvsgruset från det av oskiktat material med kantiga stenar bestående moränggruset. Smältvattnet rann i första hand som bäckar på isytan, men då isen skred fram över ett ojämnt underlag, uppstodo ofta rämnor, genom vilka bäckarna störtade ned, varefter vattnet samlades i tunnlar under isen. På grund av förbindelsen med det i alla sprickor stående vattnet, kom vattnet i tunnlarna att frampressas under starkt hydrostatiskt tryck och kunde därför jämte grus och slam medföra stenar av t.o. m. 1/2 meters genomskärning. Isälvsavlagringarna uppbyggas sålunda av växlande lager av rullsten, grus och sand, där skikt av olika kornstorlek ofta diskordant avskära varandra, korsande lagring. På grund av olikartade förhållanden vid avlagringen uppträda isälvsavlagringarna i många olika former: raka eller slingrande åsar, brant uppstigande skilda kullar, vitt utbredda, böljande eller plana fält.

En väsentlig skillnad råder mellan sådana isälvsavlagringar, som bildats vid smältandet av en på land liggande ismassa, och sådana, som bildats, när den avsmältande isens rand nådde ut i hav eller sjö.

I en is, som smälter av på land, övergå tunnlarna snart i långa, öppna klyftor med sidor av is. I likhet med vanliga älvar fingo dessa isälvar ett slingrande lopp, varför det i dem avlagrade gruset nu framträder som slingrande åsar med mycket skarp rygg, vars form uppstod genom skred, då isväggarna smält bort. Utanför isranden avlagrades grus och sand i stora, oregelbundet böljande fält, vilka intaga dalgångarnas botten. Grusytans ojämnheter betingas av att smältvattensströmmarna ständigt flyttades och än avlagrade, än åter bortskuro redan avlagrat material. Finare slam kom icke till avsättning, förr än smältvattensälvarna nådde sjö eller hav.

I de trakter, där den avsmältande isens rand nådde ut i havet, kom iskanten att bilda en hög, lodrät bräcka, emedan stora isstycken brötos loss, då isen nått så djupt vatten, att den började flyta. De lösbrutna styckena blevo isberg, som drevo omkring, tills de smälte. Vid isbräckan mynnade smältvattenstunnlarna djupt under vattenytan, varför det utströmmande vattnets fart bromsades upp. Det mesta materialet avlagrades då i form av en hög kulle omedelbart utanför tunnelmynningen. Vid iskantens årliga tillbakaryckande flyttades tunnelmynningarna tillbaka, och isälvsavlagringarna bilda därför långa rader av än skilda, än nära sammanhängande kullar, anordnade i stråk i isrörelsens riktning, d. v. s. parallellt med räfflorna och vinkelrätt mot isranden, rullstensåsar.

När isranden tillfälligtvis upphörde att smälta undan eller ryckte fram en smula, tvang det utanför tunnelmynningen hopade gruset den sedimentförande strömmen att vika av åt sidorna, längs med isranden. Det avlagrade

materialet kom där att bilda kortare tväråsar, vilka till skillnad från de vanliga åsarna ligga parallellt med isranden liksom ändmoränerna. Vid längre stillestånds perioder i isavsmältningen tvingades vattnet att strömma upp över tväråsarna, varvid isälvsgruset hopades till bredare massor, randfält. Har ett randfälts påbyggande, innan isranden åter började vika undan, fortgått därhän, att dess krön närmade sig den dåtida havsytan, erhöll avlagringen en nästan plan yta och kallas randplatå. Ändmoräner, randfält och randplatåer bilda tillsammans israndsbildningar, som markera stillestånds skeden i israndens tillbakaryckande.

De rullstensåsar, som avlagrades i havet och sedan till följd av den efter istiden inträdande landhöjningen bragtes på det torra, ha i hög grad förändrats genom bearbetning av vågor och bränningar under det skede, då deras krön närmade sig havsytan och långsamt lyftes upp ovanför denna. Gruset omlagrades då, i det att åsarnas högsta krön brötos ned. På krönet kvarblevo i många fall blott de grövsta blocken, medan smärre stenar, grus och sand spolades ned och avlagrades på sluttningarna. Dessa åsar visa därför en inre kärna, det ursprungliga isälvsgruset, och ett yttre skal eller svallgruskappa, som stundom kan nå en tjocklek av flera meter. Gruset i svallgruskappan visar en skiktning, som går någorlunda parallellt med åssidans lutning. Ned emot åsens fot blir gruset allt finkornigare och övergår slutligen i sand, som mångenstädes i en bred bård omger åsen på båda sidor. Ofta träffas i åssluttningens lägre del, mellan skalet och kärnan, lera, som avlagrats i havet, innan landhöjningen fortskridit så långt, att åsens krön börjat bearbetas av bränningarna. I denna lera kan man stundom finna skal av musslor och snäckor, som levat i havet.

I isälvsavlagringarna träffas ofta djupa, än runda, än långsträckta sänkor, åsgropar eller åsgravar, vilkas botten i många fall intages av mossar eller små sjöar. De ha uppkommit genom att större, från iskanten lösbrutna stycken inbäddats i gruset och ej hunnit smälta, förr än långt efter det att avlagringen av material på platsen upphört. När isstycket sedan småningom smält, ha de över detsamma liggande massorna sjunkit ihop, varvid gropen eller graven uppstått.

Under isälvsavlagringarna visar bergytan, som man kan se i bottnen av grustag, mjukt jämnsvarvade former, som åstadkommits genom nötning av det material, isälven medfört. De ursvarvade, djupa grytor eller nischer, jättegrytor, som träffas här och där i bergen, särskilt vid branta avsatser, ha bildats genom att smältvattensbäckar, som störtat ned genom rämnor i istäcket, satt rundade stenar, löpare, i rotation.

Isälvsavlagringarna inom bladet Vårvik uppträda huvudsakligen inom tvenne större stråk, det ena från Lelången vid Kråkviken över Hökenäs i Vårvik och Myrebacka i Svanskog fram till Ämneskogssjön, det andra inom Edslans och Ömmelns dalsystem. Smärre åssträckningar finnas dessutom vid Solvik i Laxarby, vid Roviken i Vårvik och vid Torgelsbyn i Sillerud.

Kråkviken—Myrebackaåsen

Invid Lelångens östra strand, S om Kråkvikens station, börjar en rullstensås, som av mellanliggande sänkor är uppdelad i tre höga kullar, en SV om Gamritjärn, en NO om denna och en N om skolhuset. I alla kullarna finnas stora grustag. Gruset är grovt och stenarna väl rundade. Materialet utgöres till alldeles övervägande del av granitiska bergarter, dock har ett block av en till Dalformationen hörande kalkig kvartsitsandsten, som uppträder inom Ö. Silens bäcken, anträffats här, vilket anger transport från NO. Åsens fortsättning i denna riktning framgår av den kulle av isälvsgrus, som bildar en ö i V. Silen NO om Kråkviken, och av en förekomst på sjöns västra strand V om Kråkenäs. På näset mellan V. och Ö. Silen, SO om Krokfors, uppträder åter isälvsgrus med stor mäktighet, vilket framgår av ett ansenligt grustag vid landsvägen och i sluttningen mot V. Silen. Gruset är grovt, men ej så väl rundat som vid Kråkviken. Norra delen av den mot N utskjutande udden Ö om Krokfors består av en av tvenne kullar sammansatt ås. Vid Hökenäs fortsätter åsen, hög och väl markerad, i VSV—ONO-lig riktning. Gårdarna ligga på själva åskrönet, och på båda sidor om detta utbreder sig sand. Ett stort grustag vid åsens västra ände visar material av samma beskaffenhet som SO om Krokfors. Inom Ö. Silens dal träder åsen i dagen endast som en liten holme strax NO om Hökenäs, men vid Myrebacka och Solberga uppträder åter isälvsgrus. Här finnes det emellertid i ansenliga massor, som vid Myrebacka bilda en svagt böljande, men i stort påfallande jämn platå. Denna är tydligen en randplatå, ty dess yta ligger ungefär 170 m ö. h., vilket innebär, att den i det allra närmaste byggts upp till högsta marina gränsens nivå. Från randplatån sträcker sig isälvsgruset mot NO i en smal, mellan bergshöjder nedskuren dal. Ö härom, uppe på höjdplatån, ovanför högsta marina gränsen, finnes vid östra stranden av tjärnen med höjdsiffran 181 en liten, av grovt material uppbyggd rullstensås och NO om denna, vid Hedane, ett par i NO utsträckta förekomster av isälvsgrus med mera oregelbunden ryggtopografi. Slutligen uppträder tydligt skiktat isälvsgrus vid Ämneskog. Detta ligger åter nedanför MG och övergår i sluttningen mot SV i sand.

Edslan—Ömmelnåsen

Inom Edslans och Ömmelns dalsystem uppträder isälvsgrus på flera ställen, oftast som höga kullar eller små åsryggar. Vid Edslans västligaste ände har gruset mest karaktär av dalfyllnad, medan det vid Strand i Edsleskog bildar en tydlig ås. N om Sannerud i Laxarby utbreder sig isälvsgrus kring höjdsiffran 145.33 i form av en stor platå med avlastningsbrant i S vid landsvägen. Gruset vid Hollsten höjer sig längst i S plötsligt cirka 25 m över moränmarken. Ett stort grustag finnes där. Mot N sänker sig avlagringens yta småningom ned till Ömmelns nivå, 123.1 m ö. h. Spridda smärre åskullar finnas vid Hugnerud och kring Sandviken, V om Storön i Svanskog. N härom följa flera åskullar, vilka bilda ett mera sammanhängande stråk i NNO-

lig riktning. Detta ansluter sig till ett stort randfält, som utbreder sig N om Bollsbyn. Randfältet i fråga är rätt starkt kuperat och uppvisar oregelbundna ryggar och kullar samt vackra åsgropar. Det är ej uppbyggt ända till MG och har därför ej karaktär av platå, men den stora anhopningen av material anger, att det bildats vid ett i viss mån stationärt israndsläge. Detta är möjligen samtidigt med randplatån vid Myrebacka, och båda bildningarna skulle då kunna tänkas orsakade av att is med stor mäktighet legat kvar i Svansjöarnas och Ämneskogssjöns dal, sedan höjdområdet kring Gatefjäll och N ut blivit isfritt. Smältvattnet från denna is måste då söka sig ut dels genom dalen från Mellan Svans sydände, dels genom de trånga dalpassen i höjdområdet Ö om Myrebacka och Solberga. Härpå tyder den kanjonartade utbildningen av sprickdalen mellan St. Mosstakan och Myrebacka.

Inom de ovanför MG belägna områdena på ömse sidor om Edslan uppträder isälvsgrus på enstaka ställen i form av obetydliga åsar eller kullar, t. ex. N om Kittelsbo i Laxarby och vid Strandhulta i Edsleskog.

Solviksåsen

I Laxarby socken, SO om Solvik, vid Solvik och i dalen N om denna gård, uppträder isälvsgrus i flera väl markerade kullar omgivna av sand. Även Ö om Kallhem finnes grus, som torde tillhöra detta stråk. Å Fig. 36 saknas samtliga till Solviksåsen hörande förekomster av isälvsgrus.

Åsar i Silleruds socken

I Silleruds socken uppträder isälvsgrus endast i spridda förekomster. Sådana finnas kring Torgelsbyn, vid Sandnäs och vid Kröserud, den sistnämnda med ett djupt grustag. En liten kulle, som funnits vid Melbyn N om Harnäs, är helt bortgrävd, så att den bildar en grop. Samma är förhållandet med en liten kulle SV om Galtviken. Ett par förekomster av något större utsträckning finnas Ö om Lögesjön. Möjligen ha de avlagrats vid samma israndsläge som de ovan omtalade randbildningarna vid Bollsbyn och Myrebacka.

Nivåförändringarna

Till följd av det betydande tryck, som den mäktiga inlandsisen utövade på jordskorpan, hade denna pressats ned, så att stora delar av vårt land kommit att ligga under havsytans nivå. När isen började smälta bort och sålunda trycket på jordskorpan minskades, begynte landet åter höja sig. Alldenstund nedpressningen var störst inom Skandinaviens centrala delar, där istäcket var mäktigast, har även landhöjningen efter istiden nått större belopp där än inom det nedisade områdets perifera delar. Den högsta marina gränsen (MG) visar därför inom bladet Vårvik mot norr allt högre värden, vilka ådagalägga landhöjningens olikformighet.



Fig. 40. Högsta marina gränsen och marina skalgrusförekomster inom bladet Vårvik. R. Sandegren 1942.

Sedan inlandsisen smält bort från mellersta Sveriges lågland, där de stora sjöarna Vänern, Vättern, Hjälmaren och Mälaren nu utbreda sig, utgjorde detta område ett brett sund, som förenade dåtidens baltiska ishav (Yoldiahavet) med Västerhavet. Genom landhöjningen avstängdes emellertid snart det baltiska området, då lägsta pasströskeln vid Degerfors i Närke lyftes till havsytan. Härigenom uppstod Ö om tröskeln Ancylussjön, vilken till en början hade avlopp genom Svea älv vid Degerfors till dåvarande Vänerfjärden. Vid den fortsatta landhöjningen, som var starkare i norr än i söder, stjälptes emellertid Ancylussjön över mot söder och erhöll ett nytt avlopp genom Stora Bält, varvid Svea älv upphörde att existera. Ungefär samtidigt härmed avstängdes Vänerfjärden från havet genom att dess lägsta pasströskel vid Vänersborg lyftes till havsytan, varvid en väldig sötvattenssjö (Storvänern) uppkom. Denna hade en mycket större utbredning än den nuvarande Vänern och täckte stora delar av södra Värmlands lågland. På grund av den fortsatta landhöjningen stjälptes även Storvänern småningen ut mot söder, så att Vänern efter hand erhöll sin nuvarande utbredning.

Inom bladet Vårvik finna vi betydande områden, som ligga ovanför högsta marina gränsen och som därför utgjort land, allt sedan den tid de befriades från inlandsisen. Dessa högre områden bildade till en början en skärgård bestående av talrika större och mindre öar i det senglaciala havet (Fig. 40). På grund av den i senglacial tid snabbt fortgående landhöjningen kom emellertid denna i stort sett höglänta trakt att tidigt ryckas undan havets välde. Fjordar och sund krympte raskt samman, och redan före tiden för Storvänerns uppkomst hade i stort sett den nuvarande fördelningen av sjöar och land framträtt.

Senglaciala marina bildningar

Högsta marina gränsen

Inom bladet Vårvik kan marina gränsen (MG), d. v. s. den högsta nivå, till vilken havet nått efter inlandsisens bortsmältande, tydligt iakttagas på många ställen och har blivit avvägd på 11 olika lokaler, se nedanstående tabell. Gränsen i fråga fastställes i fält genom att på lämpliga ställen uppsöka den nivå, nedanför vilken markytan företer tydliga spår av bearbetning genom vågor och bränningar, men ovanför vilken sådan åverkan icke förefinnes. I gynnsamma fall framträder gränsen som en strandlinje, markerande själva den forntida strand, vid vilken havet en gång stod. Strandlinjerna kunna vara utbildade på flera olika sätt. Marina gränsens säkraste och tydligaste utbildningsform är erosionshak i morän. Vid och närmast nedanför detta är moränens finmaterial bortspolat, så att endast större block kvarligga och stundom bilda markerade horisontella blockstråk. I många fall kan man se, huru blocken hopskjutits genom ispressning vid den forna stranden. Ofta är fasta berget i stor utsträckning kalspolat. I sluttningen nedanför haket träffas ackumulationsterrasser av klapper, grus och sand. Ovanför haket har morä-

nen allt sitt finkorniga och stoftiga material i behåll, varför ovanför MG belägna moränområden på många ställen kunnat med fördel uppodlas. På sådana ställen, som vid tiden för strandlinjens bildning intogo för bränningar skyddade lägen, t. ex. trånga vikar eller smala sund, framträda strandfenomenen svagare eller bli alldeles omärkliga, varför en strandlinje sällan kan följas någon längre sträcka. I en hel del fall markeras strandlinjen av en av klapper eller grovt grus uppbyggd strandvall. Nedanför denna finner man ofta flera lägre vallar eller ackumulationsterrasser av grus och sand. De inom bladet Vårvik avvägda MG-lokalerna äro följande:

Socken	Plats	Höjd över havet i meter	Utbildningstyp	Använt instrument
Edsleskog	Ö om Tollersbyn	162	Frispolad blockzon	Barometer
»	Klöverud	162	Strandvall	»
»	SO om Föskerud	162,7	Erosionshak o. ackumulationsterrass	Tub
Laxarby	S om Sundginge	162	Strandvall	Spegel
Svanskog	Ö om L. Mosstakan	164,4	Erosionshak	»
»	V om Hugnerud	164,8	Strandvall	»
»	Källtegen	165,6	»	Tub
»	N om Skålerud	170,7	Erosionshak	Spegel
Torrskog	Stommen	167	Erosionshak o. renspolat berg	»
Vårvik	N. Kärr	172,7	Erosionshak	»
Sillerud	S om Hult	181	»	»

MG:s nivå stiger alltså från kartbladets södra kant till dess norra från 162 till 181 m ö. h., d. v. s. 19 m, vilket ger en genomsnittlig lutning av 8.5 m per mil. MG:s lutning ger emellertid icke det verkliga måttet på landhöjningens olikformighet. Detta beror på att MG icke representerar havsytans läge vid e t t bestämt tidsskede. Alldenstund områdets södra del blev isfri tidigare än dess norra, tillhör nämligen MG mot N allt senare skeden av den period, under vilken isavsmältningen pågick.

En närmare beskrivning av MG-lokalerna å bladet Vårvik följer nu.

Invid södra bladgränsen 1.6 km Ö om Tollersbyn i Edsleskogs socken uppträder strandgrus, som S ut på bladet Baldersnäs övergår i sand. I sluttningen ovanför strandgruset framträder en zon av frispolade block 162 m ö. h. På grund av det skyddade läget i den trånga dalen är gränsen emellertid relativt svagt utbildad.

Vid Klöverud i Edsleskogs socken finnes N om den sydvästra gården ett område med blockrikt morängrus, i vilket en liten dal mellan en liten häll och stigen sträcker sig mot N. Denna dal är i S uppdämd av en liten strandvall, som ligger i nivå med ett av strandgrus uppbyggt plan N om hällen och ett annat sådant N om den nordöstra gården. Nivån är 162 m ö. h.

SO om Föskerud i Edsleskogs socken finnes ett erosionshak i morän 162.7 m ö. h. Nedanför erosionshaket uppträder på flera ställen strandgrus, vilket, t. ex. vid bron över bäcken 400 m SO om gården, i terrasser sänker sig mot NO. Materialet är sorterat på så sätt, att ungefär lika stora stenar ligga i

samma plan och att materialet är finkornigare i de lägre terrasserna än i de högre.

S om Sundginge i Laxarby socken ligger en svagt markerad strandvall 162 m ö. h. På ett par ställen finnas strandgrus och sand i sluttningen nedanför vallen.

Ö om L. Mosstakan i Svanskogs socken finnes ett svagt utbildat erosionshak i morän 164.4 m ö. h. Nedanför haket uppträda tydliga vallar av väl rundat grus på följande nivåer: 161.9, 159.9, 158.4, 156.5 och 154.5 m ö. h. Dessa representera successiva skeden i strandens förskjutning nedåt under landhöjningen, men äro alla äldre än den strandlinje, som L. von Post kallat VFGI. Nämnda strandlinje, som enligt beskrivningen till kartbladet Säffle (Sver. Geol. Unders., Ser. Aa, N:o 167, 1929) tillhör ett skede, när isranden under sin allmänna tillbakaryckning mot N och NO nått trakten Nyed—Filipstad, ligger nämligen vid Skarbolstjärn—Djured å bl. Säffle, cirka 3 km OSO om Mosstakan, 132 m ö. h. Den högsta strandlinjen kan med ett par avbrott följas mot N och NV fram till ett berg V om Norane, nedanför vilket vallar och terrasser av strandgrus utbreda sig.

SV om Hugnerud i Svanskogs socken finnes en tydlig strandvall 164.8 m ö. h. Nedanför vallen uppträder strandgrus utan vallform.

Ö om Källtegen i Svanskogs socken ligger en låg strandvall 165.6 m ö. h. NV härom, i sluttningen ned emot skolhuset, utbreder sig strandgrus i form av terrasser och vallar. Den lägsta vallen (vid skolhuset) ligger 137.2 och den högsta terrassen, invid berget S därom, 149 m ö. h.

Vid Bockstad, N om Skålerud i Svanskogs socken finnes ett erosionshak i morän 170.7 m ö. h. Gården ligger på ett litet av strandgrus uppbyggt terrassplan, som direkt ansluter sig till erosionshaket.

Vid Stommen i Torrskogs socken finnes ett tydligt erosionshak i morän 167 m ö. h. Detta kan följas en sträcka av åtminstone 800 m. Ett flertal renspolade berghällar framträda i och omedelbart nedanför haket. Ovanför detta utbreder sig kring Gullbrandsbyn och Flolanda ett större område med finjordsrik morän, som till stor del är odlad och tydligen aldrig varit utsatt för marin bearbetning. Moränen nedanför haket är däremot påfallande blockrik i ytan till följd av kraftig urspolning och har därför ej blivit odlad. Längre ned i sluttningen mot Lelången uppträda ett par större områden med strandgrus och sand.

Vid N. Kärr i Vårviks socken är MG utbildad på samma sätt som vid Stommen. Själva haket, som ligger 172.7 m ö. h., är närmast NO om gårdarna delvis förstört genom att massor av sten, som röjts bort från åkrarna uppe på höjden, vräkts ned utför sluttningen. Men skillnaden mellan den urspolade, blockrika och skogbevuxna moränmarken nedanför den gamla stranden och den finjordsrika, till stor del odlade moränen ovanför densamma framträder mycket vackert. Denna finjordsrika morän uppträder här inom ett stort område, som mot V sträcker sig in i Blomskogs socken och erbjuder god odlingsmark åt flera byar (se kartan). I sänkor och lägre sluttningar nedanför MG träffas sand flerstädes, t. ex. kring bäcken N om N. Kärr och Ö om Hult.

S om Hult i Silleruds socken finnes ett erosionshak i morän, som i den branta sluttningen mot Ö tydligt framträder som gräns mellan den urspolade blockrika och den av marin bearbetning opåverkade moränen. Strandlinjen, som ligger 181 m ö. h., kan från sluttningen NO om Hultstorp följas mot N, tills den N om en stuga böjer av åt V mot den lilla tjärnen med höjdsiffran 178. Här bildade tydligen den forna stranden en liten vik, ty N härom träffas finjordsrik, odlad morän på höjden kring Hult-gårdarna. Samma är förhållandet S ut vid Hultstorp. Nedanför den storblockiga moränsluttningen uppträder strandgrus kring vägen, som mot NO leder till Älgåna.

Svallgrus, strandgrus och sand

Inom de delar av området, som en gång legat under havsytan, ha morän och isälvsgrus, såsom ovan nämnts, under havsstrandens fortgående förskjutning nedåt successivt blivit mer eller mindre bearbetade av bränningarna. Dessa bildningars ytlager har därför i stor utsträckning omvandlats till svallgrus och strandgrus.

Svallgruset är fritt från det för obearbetad morän karakteristiska finmaterialet, vilket blivit bortspolat, under det att blocken anrikats i ytan. Längst gången blir denna urspolningsföreteelse på platser, som genom sitt läge varit särskilt utsatta för bränningarnas åverkan. Moränen har där förvandlats till kullerstensmarker, som äro befriade från allt finare material och som knappast lämna fotfäste åt någon högre vegetation. Så är t. ex. förhållandet på ett par ställen vid marina gränsen SO om Leverheden och S om Svensheden i Svanskogs socken.

Strandgruset är en omlagringsprodukt av morän eller isälvsgrus. Materialet har sålunda löseroderats från sin ursprungliga plats och ånyo avlagrats längre ned. Till sin beskaffenhet liknar det i viss mån isälvsgruset, men visar ej diskordant lagerställning, utan skikten stupa mer eller mindre konformt med lutningen hos den terräng, där det förekommer. Man finner därför strandgruset som en tjockare eller tunnare kappa på morän eller isälvsgrus i nedanför MG belägna sluttningar eller ock anhopat i form av ackumulationsterrasser vid foten av höjder, som varit starkt utsatta för bränningars åverkan. Strandgrusets mäktighet växlar i allmänhet mellan några decimeter och en eller annan meter, men kan stundom uppgå till flera meter.

Längst ned mot dalbottnarna övergår strandgruset i sand, som där ofta vilar på tidigare avsatt ishavslera. Kartan visar utbredningen av strandgrus och sand inom bladet Vårvik, men någon bestämd gräns mellan de båda jordarterna har i allmänhet ej kunnat uppdragas dels på grund av att övergången från grovt strandgrus till fin sand sker så småningom, dels på grund av förekomsternas obetydliga areal.

Marint skalgrus

På fyra ställen inom bladet Vårvik ha tunna lager av kalkskal av marina organismer (balanider, musslor och snäckor) anträffats inlagrade i strand-

grus eller sand (Fig. 40). Dessa lager ha bildats på samma sätt som de skalgrusbankar, vilka äro mycket vanliga i Bohuslän och där ofta nå betydande mäktighet (se t. ex. Beskrivning till kartbladet Göteborg, Sver. Geol. Unders., Ser. Aa, N:o 173, 1931). Skalen ha tillhört djur, som levde i havet, när detta ännu nådde in över bladet Vårvik. Samtliga här funna arter ha nordlig utbredning och uppträdde under det skede, som följde närmast efter landisens bortsmältande från trakten. Sedan djuren dött, inbäddades deras skal i de sediment, som avlagrades på havsbottnen. Allt efter som landet höjde sig, spolade bränningarna bort allt finare sediment, som klädde höjderna. Skalen anrikades och sorterades då efter kornstorlek och inbäddades skiktvis i de nedanför sluttningarna avlagrade anhopningarna av strandgrus och sand. I följande tabell ges en översikt över skalgrusförekomsterna inom bladet Vårvik och över de där anträffade arterna. Därefter lämnas en kort beskrivning av lagringsförhållandena på de olika lokalerna.

Skalgrusförekomster inom bladet Vårvik

Arter	Bäckatjärn Torrskog 153 m ö. h.	Kockerud Vårvik 150 m ö. h.	Solvik Laxarby 135 m ö. h.	Hollsten Laxarby 125 m ö. h.
Balanus crenatus (Brug)	+	+	+	+
Balanus porcatus (Da Costa)	+			
Macoma baltica (L.)	+	+	+	
» *calcaria* (Chemn.)	+	+		
Mya truncata (L.)	+	+		
Mytilus edulis (L.)	+	+		+
Natica clausa (Brod.)		+		
Portlandia arctica (Gray)		+		
Saxicava arctica (L.)	+	+		+

I det vid Sver. Geol. Unders.:s rekognoscering insamlade materialet saknas *Balanus porcatus* från Bäckatjärn samt *Natica clausa* och *Portlandia arctica* från Kockerud, men dessa arter ingå enligt av Fil. Dr R. Hägg lämnat meddelande i material, som tillhör Naturhistoriska Riksmuseet. Riksmuseets material från Kockerud är insamlat av Hägg 1905.

NO om Bäckatjärn i Torrskogs socken uppträder skalgruset i en ficka i sluttningen ned emot tjärnen. Förekomsten har utnyttjats till hönsfoder, och endast obetydliga rester av densamma återstå. Markytan ser ut som vanlig moränmark, där blocken sticka upp överallt. På ett ställe visade en år 1936 utförd grävning följande lager:

A. 20 cm skalfritt, sandigt strandgrus.

B. 10—20 cm skalgrus.

C. Morän.

Vid ett numera försvunnet torp, Kockerud i Vårviks socken cirka 2 km N om Gustavsfors, uppträder skalgruset i en typisk ackumulationsterrass belägen nedanför en bergssluttning. År 1937 uppmättes följande lager:

A. 30 cm vittrad, skalfri sand.

B. 5 cm skalgrus.

C. 25 cm fin sand.
D. 8—10 cm skalgrus.
E. 7 cm mycket fin sand.
F. 3—5 cm skalgrus.
G. Fin sand.

Vid Solvik i Laxarby socken uppträdde skalgruset i en år 1936 utförd grävning i sluttningen av en isälvsgruskulle i ett några cm tjockt, lerigt lager mellan isälvsgruset och den från kullens krön nedspolade svallgruskappan. Enligt uppgift ha tidigare på flera ställen inom härvarande grustag stora mängder skalgrus påträffats och använts till hönsfoder.

Vid Hollsten i Laxarby socken uppträdde skalgruset i en 1917 utförd grävning som en linsformig, 10 cm tjock och 25 cm lång körtel i sand på västra sluttningen av en kulle av isälvsgrus. Skalgruset täcktes av ett 80 cm tjockt lager av fin sand och underlagrades av grövre sand, som i grustaget var blottad till 1 m:s mäktighet. Enligt uppgift hade här 6 à 7 år tidigare vid grustäkt skalgrus blottats, varav stora partier använts till hönsfoder.

Senglacial lera

Den senglaciala leran har relativt obetydlig utbredning å bladet Vårvik och uppträder naturligtvis endast inom områden, som ligga nedanför högsta marina gränsen. Större leromräden träffas t. ex. i Ärtemarks socken på västra sidan av Lelången, kring Kråkenäs och Näs i Vårviks socken, kring Harnäs, Melbyn och Älgåna i Silleruds socken samt kring Svan-sjöarna i Svanskogs socken. Leran når sällan mäktigheter överstigande en eller annan meter, vilket framgår av på flera ställen utförda borrningar. Så når den t. ex. vid Lerhålan och inom lerområdena SO om St. Mosstakan i Svanskogs socken ingenstädes större mäktighet än 1.3 m. Under torvmarker, belägna inom sänkornas djupare delar, blir mäktigheten större. Så visade t. ex. en av A. Hj. Olsson utförd borrning i odlad torvmark invid Malåtjärn i Svanskogs socken följande lager:

A. 2.4 m kärrtorv.
B. 2.7 m senglacial lera, grå, styv.
C. Morän.

Lerans relativt obetydliga mäktighet framgår även av lerområdenas yttopografi. Leran bildar sällan plana slätter utan företer oftast en starkt böljande yta, i det att den följer underlagets former och löper högt upp mot de små hällarna och på de omgivande höjdernas moränsluttningar. Ett vackert exempel härpå erbjuder t. ex. trakten kring Flatan i Ärtemarks socken. Vidare finner man, att flera sjöar, kring vilka ingen lera går i dagen, hysa lera på sin botten. Så är förhållandet t. ex. med Fursjön i Edsleskogs och Askesjön på gränsen mellan Torrskogs och Ärtemarks socknar.

På högre nivåer är leran alltid mjäla-artad eller finsandig, medan styv lera träffas endast på de allra lägsta nivåerna. Detta kan iakttagas t. ex. kring Bäcken i Svanskogs och kring Herrenäs i Ärtemarks socken.

Den senglaciala mjälan och leran visa, där de ej äro alltför blöta eller omvandlats genom förvittring, tydlig varvighet, varför de även benämnas »varvig lera». Varvigheten har sin grund i en upprepning av likformigt byggda lager. Varje sådant lager består av en undre, ljusare och relativt tjockare, mjälig eller moig zon, som uppåt övergår i en tunnare och mörkare zon av fet lera, vilken upptill visar skarp gräns mot ovanliggande lager. Dessa båda zoner bilda tillsammans ett årsvarv, avsatt under ett år, varvid den ljusa zonen bildats under våren och sommaren, då issmältningen pågick och isälvarna flödade rikligt, den mörka åter under vintern, då slamtillförseln avstannade och endast det finaste slammet, som dittills hållit sig svävande, bottenfälldes.

I sådana trakter, där det vatten, i vilket den senglaciala leran avsattes, ägde hög salthalt, framträder ingen tydlig varvighet. Å svenska västkusten är därför endast den allra understa, närmast isranden avsatta, delen av den senglaciala leran varvig, medan dess övre delar äro homogena, d. v. s. sakna skiktning eller varvighet. Att den senglaciala leran inom bladet Vårvik i stor utsträckning är varvig, torde därför ange, att vattnet i härvarande fjordar vid tiden för isens avsmältning var sött eller blott ägde en ytterst ringa salthalt, åtminstone inom fjordarnas djupare vattenskikt. Senare inträdde en kort period, när ytvattnet var salt, vilket framgår av de marina skalbärande djurarternas uppträdande. Dessa förhållanden belysas ytterligare å sid. 155—158 vid redogörelsen för de under Flatemossen liggande sedimenten.

Postglaciala bildningar

Landskulptur och markvittring

Allteftersom landet höjde sig ur havet och sjöarna successivt isolerats från detta, vilket som ovan, sid. 140, nämnts redan inträffade vid postglacialtidens början, blevo såväl berg- som jordarter utsatta för den atmosfäriska förvittringens inflytande. På grund av att de i bergarterna ingående mineralen äga olika grad av löslighet vid kemisk påverkan, vittra de lättlösligare mineralkornen bort, medan de mera motståndskraftiga stå kvar, varigenom berghällarnas av isen en gång slätslipade ytor bliva skrovliga. Härvid försvinna räfflorna från lättvittrade bergarter och även från sådana partier av de mera hårdvittrade, som länge varit utsatta för direkt inverkan av luft och frost. Kvar står då endast rundhällsformen som vittne om isens inverkan. Man kan ofta se, huru tunna flagor avlossats från hällarnas yta genom frostsprängning, och från branta bergsidor kunna större och mindre block lösbrytas, vilka störta ned och hopas till talusbildningar vid bergsfoten. För den omlagring, jordarterna genom vågors och bränningars verksamhet undergått vid landhöjningen, har i det föregående redogjorts. När området successivt blev land, togo emellertid andra omdanande krafter vid, och den forna havsbottnen utsattes för den skulpterande verksamhet, som givit den nuvarande markytan dess terrängformer.

Dalar och raviner

De rinnande vattendragen skära sig ned genom de lösa jordlagren och kunna, särskilt inom ler- och sandmarker, erodera ut djupa dalar och raviner. Så har t. ex. den bäck, som genomflyter sandområdet S om Bollsbyn i Svanskogs socken, eroderat ut en 4—5 m djup dal. V om St. Mosstakan i samma socken äro flera terrassplan utbildade i den sand, som intager den djupa sprickdalens botten, och i dessa har härvarande lilla bäck skurit sig ned 3 à 4 m. Samma är förhållandet NO om Stommen i Torrskogs och NO om Hult i Vårviks socken.

Markvittring

När lersedimenten höjas ovan vattenytan, bildas genom ytskiktens uttorkning en fast torrskorpa ovanpå de djupare, alltjämt vattenmättade lagren. Genom luftens inträngande i de ovan grundvattensytan liggande lagren oxideras där förefintliga järnföreningar, varigenom jordarten erhåller en rostgul eller gulgrå färgskiftning.

Från markytan utgå de nedåt fortskridande förvittringsprocesser, som leda till utbildning av för olika klimatområden karakteristiska jordmåner. Den å bladet Vårvik, liksom inom större delen av vårt land normala, i morän-, isälvsgrus- och sandmarker tydligt iakttagbara s. k. podsoleringen består i en genom nedsipprande vatten åstadkommen urlakning av ytskikten samt avsättning av de upplösta ämnena i ett under urlakningsskiktet vidtagande anrikningslager. Härigenom uppstår en markprofil, som närmast under det av vegetationen och dess avfallsprodukter bestående råhumuslagret visar ett blekjordslager och därunder ett rostjordslager, vilket nedåt omärkligt övergår i den oförvittrade jordarten. Stundom kan anrikningen av järn i rostjordslagret bli så stor, att detta hopsintras till klumpar eller kakor av en hård, roströd eller brun, om en lös sandsten erinnrande jordart, s. k. ortsten. I skalgruslagrens övre delar sker en upplösning av kalkskalen, varefter den upplösta kalken åter utfälles och hopkittar det ursprungliga skalgruslagrets undre delar. Helt tunna skalgruslager torde i många fall ha blivit fullständigt upplösta genom denna urlakningsprocess.

Torvmarker

Å bladet Vårvik intaga torvmarker en ganska betydande areal och äro i stort sett tämligen jämnt fördelade över bladområdet. På grund av den starkt brutna topografien saknas praktiskt taget stora, sammanhängande torvytor, utan de enskilda torvmarkerna utfylla endast smärre sänkor i terrängen. Ofta ligga de i helt smala skrevor mellan bergshöjderna. I gengäld härtill nå torvmarksjordarterna stundom rätt stor mäktighet, se Fig. 41. I många fall har torv av mer än 5 m:s tjocklek konstaterats. Så visade t. ex. en av A. Hj. Olsson i den stora mossen N om Sannerud i Laxarby socken utförd borrning 6.3 m oförmultnad vitmosstorv, vilande på isälvsgrus.

Torv bildas genom anhopning av döda växtrester på ställen, där markfuktigheten är så stor, att växtresterna genom vattnet i större eller mindre mån skyddas från luftens fria tillträde och därav följande sönderdelningsprocesser. Allt efter lufttillgången och den hastighet, med vilken nytt växtavfall tillföres torvmarkens yta, erhåller torven en högre eller lägre grad av förmultning. Då torven är en produkt av det på platsen levande växtsamhället och detta i sin tur växlar allt efter näringstillgång, fuktighetshalt, temperatur och andra klimatiska förhållanden, kommer en torvmark att uppbyggas av flera olika torvslag, bildade av olika växtsamhällen, vilka under torvens tillväxt avlöst varandra på platsen och sålunda vittna om den utveckling, torvmarken genomgått. Fynd av arter, som nu leva endast i nordligare trakter, berätta om ett forntida kallare, sådana som nu leva endast i sydligare trakter, om ett forntida mildare klimat. Finner man ett torvlager, som bildats i en blöt mosse, ovanpå ett lager, vars grova trädstubbar ange, att mossen tidigare varit skogbevuxen, visar detta, att klimatet ändrats från torrt till nederbördsrikt.

Pollenanalysen

En viktig roll spelar den av L. von Post utarbetade pollenanalysmetoden. Denna grundar sig på med mikroskopets hjälp utförda studier av skogsträdens och andra växters pollen (frömjölskorn), vilka underbart väl bevaras i torvmarksjordarter och leror. Den fossila pollenfloran visar, att skogarna inom stora områden undergått likartade förändringar, och man kan därför på skilda platser igenkänna lager, som bildats samtidigt. Genom fynd av arkeologiskt daterbara fornsaker i jordlager vinnes kännedom om lagrens ålder, och härigenom kunna de förändringar, som lagerföljderna vittna om, dateras. Omvänt kunna fynd av obekant ålder dateras genom pollenanalys, då man känner gången av pollenflorans utveckling i trakten. Denna åskådliggöres med pollendiagram (Fig. 42—46), där den procentuella frekvensen av de olika pollenslagen redovisas lager för lager. Pollenanalysmetoden har blivit det bästa och säkraste medlet för parallellisering och åldersbestämning av postglaciala lagerföljder, samtidigt som den ger upplysning om växtvärldens invandring och förändringar samt om de klimatförhållanden, som betingat utvecklingen. Å de här publicerade pollendiagrammen ha ungefärliga årtal för daterbara nivåer införts i högra kanten.

Torvmarkstyper

Å kartan ha torvmarkerna enligt ytlagrens och vegetationens nuvarande beskaffenhet uppdelats i högmossar, flackmossar och kärr.

H ö g m o s s a r n a kännetecknas av sin kupolformigt välvda yta. Själva mosskupolen omgives vanligen av ett smalt bälte, laggen, vilken intages av kärrartad vegetation, bevattnad av från fastmarken tillrinnande näringsrikt vatten. Från laggen höjer sig högmossens rand, ofta bevuxen med en rand-

skog av tall eller björk med undervegetation av ris och buskar. Innanför randskogen utbreder sig det svagt välvda mossplanet, karakteriserat av sina svällande vitmossmattor, växlande med riskládda tuvor och grunda vattenfyllda sänkor, höljor.

Flackmossarna kännetecknas av sin flata eller mot centrum sig sänkande yta, vilken omärkligt utan lagg övergår i den mot mossen sluttande fastmarken. Karaktärsväxter äro liksom å högmossarna vitmossor och ris, men i de blötare typerna uppträda även kärrväxter, varigenom dessa s. k. starrmossar bilda övergångsformer till kärren. I de torrare typerna, s. k. skogsmossar, bli träd, buskar och ris rikligare företrädda.

Kärrens yta är liksom flackmossarnas flat eller konkav. Två olika typer av kärr kunna urskiljas, nämligen starrkärr och lövkärr. Starrkärrens vegetation domineras av olika starrarter. Lövkärren utgöras av sumpiga snårskogar, huvudsakligen bestående av lövträd och buskar. En stor del av områdets kärrmarker äro numera utdikade och odlade, varvid kulturen undanträngt den naturliga vegetationen och torvens ytlager omvandlats till mylla.

Med hänsyn till bildningsbetingelser och utvecklingshistoria indelas torvmarkerna i topogena, ombrogena och soligena.[1]

Topogena torvmarker ha bildats ur vattensamlingar, som betingas av terrängförhållandena. Hit höra sådana, som uppstått genom igenväxning av forna sjöar eller längs stränderna av rinnande vattendrag, samt källtorvmarker, vilka uppstått kring källor eller på mark, som bevattnas av dessas avloppsrännilar.

Ombrogena torvmarker äro sådana, vilkas torvbildning helt underhålles av den på deras yta fallande nederbörden. Hit höra högmossarna, vilkas geologi utförligt behandlats av Granlund.[2]

Soligena torvmarker äro sådana, vilka hållas fuktiga av det från omgivningarna på markytan eller i markens ytskikt tillrinnande nederbördsvattnet.

I många fall ha torvmarker med topogent eller soligent upphov under sin utveckling helt eller delvis övergått till ombrogena högmossar.

Torvmarksjordarter

Torvmarksjordarterna kunna med hänsyn till sin bildningsmiljö indelas i fyra huvudgrupper: limniska, vilka avsatts under ständig vattenbetäckning; telmatiska, vilkas avlagringsplatser endast under en del av vegetationsperioden stått under vatten; terrestriska, vid vilkas bildning den behövliga markfuktigheten åstadkommits enbart genom högt grundvattenläge, men vilkas avlagringsplatser endast undantagsvis stått under vatten; ombrogena, vilka bil-

[1] L. von Post och E. Granlund: Södra Sveriges torvtillgångar. — Sver. Geol. Unders., Ser. C, N:o 335, 1926.
L. von Post: Beskrivning till översiktskarta över Södra Sveriges myrmarker. — Sver. Geol. Unders., Ser. Ba, N:o 11, 1927.

[2] E. Granlund: De svenska högmossarnas geologi. — Sver. Geol. Unders., Ser. C, N:o 373, 1932.

das genom att den på markytan fallande nederbörden uppsamlas och kvarhålles.

Limniska jordarter:

Lergyttja är en tät, gulgrå eller blågrå, stundom grönaktig jordart, som ljusnar vid torkning. Huvudmassan utgöres av ler med obetydlig inblandning av finfördelat organiskt material; avsättes i djupt och lugnt vatten på sjöarnas botten.

Detritusgyttja är en tät, kornig, något elastisk, gulgrön till brungrön jordart bestående av finfördelade djur- och växtrester, bl. a. diatomacéer och andra alger. I de finkornigare typerna (findetritusgyttja), som avsättas på relativt djupare vatten, träffas sällan för blotta ögat urskiljbara fossil, men i de grövre typerna (grovdetritusgyttja), som avsättas på grundare vatten och bilda första ledet i sjöarnas igenväxning, finner man ofta frukter och frön av vattenväxter. Detritusgyttjorna svartna hastigt i luften, men ljusna åter något efter torkning.

Fräkentorv består av de svarta rötterna och stamdelarna av sjöfräken *(Equisetum limosum)* jämte dysubstans; bildas i det fräkenbälte, som omger stränderna av igenväxande sjöar.

Telmatiska torvslag:

Högstarrtorv bildas i olika typer av starrkärr. I sin typiska, föga förmultnade form består den av sammanfiltade gula till gulbruna rotstockar och smårötter av starrgräs *(Carex)* samt ofta brunmossor *(Amblystegium)* med ingen eller obetydlig mellanmassa av brun dy. Vid högre förmultningsgrad blir dysubstansen alltmera dominerande och färgen därför mörkare.

Kärrdy bildas i dykärr, d. v. s. starrkärr utan bottenskikt av brunmossor, där växtavfallet under inverkan av syrerikt vatten sönderdelas till amorf dy. Jordarten utgöres därför av en gråbrun till svart, grötig massa, i vilken starrötter uppträda som en mycket underordnad beståndsdel.

Gungflytorv består huvudsakligen av arter tillhörande *Sphagnum cuspidatum*-gruppen samt rotstockar av kallgräs *(Scheuchzeria palustris)*; bildas i gungflyn, som spännas ut över igenväxande vattenytor i sjöar eller i högmossarnas gölar och höljor. Färgen är gul-gulbrun och förmultningsgraden låg.

Starrmosstorv består av en mer eller mindre tät rotfilt av starrarter i en grundmassa av vitmossrester; bildas i flackmossar och i högmossarnas laggar. Färgen är gulbrun, förmultningsgraden mycket växlande.

Terrestriska torvslag:

Lövkärrtorv, som bildas i lövkärren, består av olika rester av lövträd och buskar, såsom stubbar, stammar, grenar, kvistar, blad, näver, inbäddade i en grundmassa av dy och mullämnen. Vedresterna äro ofta så »möra», att de kunna skäras med spade eller sönderkramas i handen. Färgen är mörkbrun med rödaktig anstrykning, om alrester dominera (alkärrtorv), gråaktig med vita näverflisor, om björkrester dominera (björkkärrtorv). Förmultningsgraden är alltid hög.

Skogsmosstorv består av vitmossa jämte rikliga rester av skogs-

vegetation. Allt efter dennas sammansättning skiljer man mellan björkmosstorv, som huvudsakligen innehåller björkrester, och tallmosstorv, som är rik på stubbar av tall; bildas i flackmossar och i högmossarnas randskogar. Färgen är mörkbrun och förmultningsgraden hög.

Ombrogena torvslag:

Vitmosstorv bildas i högmossar och flackmossar av *Sphagnum fuscum* och närstående arter jämte tuvdun *(Eriophorum vaginatum)*, ljung och andra ris. Såväl förmultningsgrad som färg äro högst varierande. De minst förmultnade typerna ha gul till gulbrun färg. Med stigande förmultningsgrad blir färgen mörkare och övergår i de starkast förmultnade typerna till mörkbrun. Högmossarnas tillväxt är, som ovan antytts, helt betingad av nederbörden. Vid riklig nederbörd är tillväxten snabb, varför torven blir föga förmultnad och ljus; vid ringa nederbörd sker tillväxten långsamt, varför torven hinner undergå en mera fullständig förmultning och erhåller en mörkare färg. Vid utpräglat nederbördsfattiga klimatskeden kan tillväxten helt avstanna, varvid mossytan klädes av ljunghed. Högmossarna registrera sålunda i sina lagerföljder klimatets växlingar mellan nederbördsrika och nederbördsfattiga perioder. Dessa växlingar framträda i lagerföljden genom lager av olika förmultningsgrad och färg. Gränsen mellan ett högförmultnat och ett på detta vilande oförmultnat lager har Granlund i ovan anförda arbete kallat rekurrensyta (förkortat RY). Namnet avser det återfall till ett blötare stadium i mossens utveckling, gränsen i fråga betecknar. En torvmarks normala utveckling går ju från allt blötare till allt torrare stadier på grund av ytans allmänna höjning genom tillväxten. I vårt land ha sju olika rekurrensytor påvisats i mossarna, representerande lika många omslag från en relativt nederbördsfattig till en nederbördsrikare period. Ytterst sällan finnas emellertid alla rekurrensytorna utbildade i en och samma lagerföljd. Vilken eller vilka rekurrensytor, som uppträda i en viss lagerföljd, framgår emellertid av dess plats inom de olika tidsperioder, i vilka de postglaciala avlagringarna med hjälp av pollendiagrammen kunna indelas (jfr ovan sid. 148 och tabellen sid. 161). Högmosskupolernas välvning står, såsom Granlund visat, i direkt beroende av nederbördsmängden på så sätt, att ju större nederbörden är, dess högre kan kupolen genom sin tillväxt förmå att höja sig över omgivningen. Högmossarna kunna därför erhålla en mycket högre välvning i nederbördsrika än i nederbördsfattiga trakter. Jämsides med sin tillväxt i höjd breder mossen ut sig åt sidorna, »transgredierar», över lagg och omgivande fastmark, en företeelse, som emellertid huvudsakligen synes vara bunden till nederbördsrika klimatperioder.

Sedan vi nu lärt känna bladområdets torvmarkstyper och de viktigaste där förekommande torvmarksjordarterna, skall en kort beskrivning lämnas av några närmare undersökta torvmarker. Dessa ha ordnats efter höjden över havet, d. v. s. i stort sett efter ålder.

L. MOSSTAKANMOSSEN ligger V om L. Mosstakan i Svanskogs socken och 211 m ö. h. Den har en areal av 10 har och utgöres av en

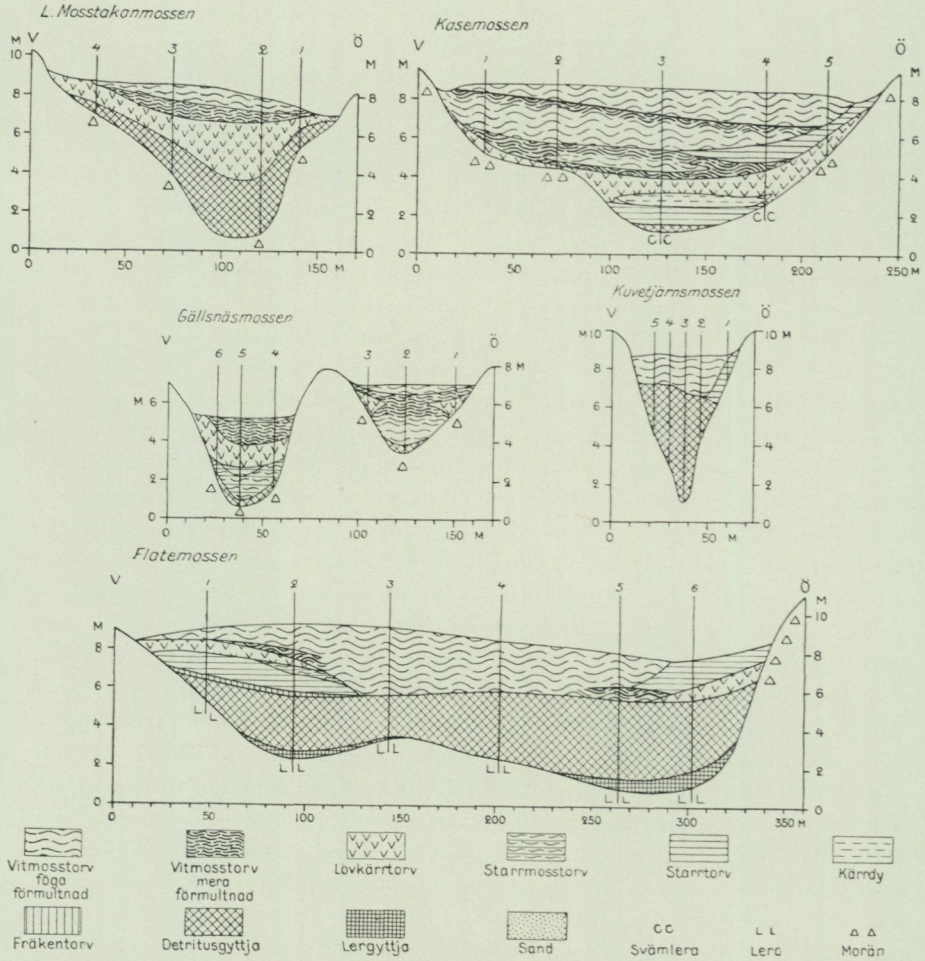


Fig. 41. Profiler genom Kasemossen i Blomskogs och Flatemossen i Ärtemarks socken uppmätta av R. Sandegren 1938 och 1939 samt L. Mosstakanmossen i Svanskogs, Gällsnäsmossen i Laxarby och Kuvetjärnsmossen i Torrskogs socken uppmätta av E. Stoltz 1920.

skogbevuxen flackmosse. En centralt genom mossen från Ö till V gående profil återgives å Fig. 41. Då mossens bäcken ligger ovanför högsta marina gränsen, uppstod efter isens bortsmältande en liten sjö, i vilken sötvattensgyttja avsattes. Gyttjan innehåller en sparsam diatomacéflora, huvudsakligen bestående av arter tillhörande släktet *Pinnularia,* fruktstenar av *Potamogeton* sp. och hasselnötskal. Enligt ett här ej reproducerat pollendiagram från profilpunkt 3 växte sjön i subboreal tid igen till ett lövkärr. Vid klimatomslaget omkring 600 f. Kr. övergick lövkärret till mosse. Gränsen mellan den högförmultnade och den föga förmultnade vitmosstorven är RY II, cirka 300 e. Kr.

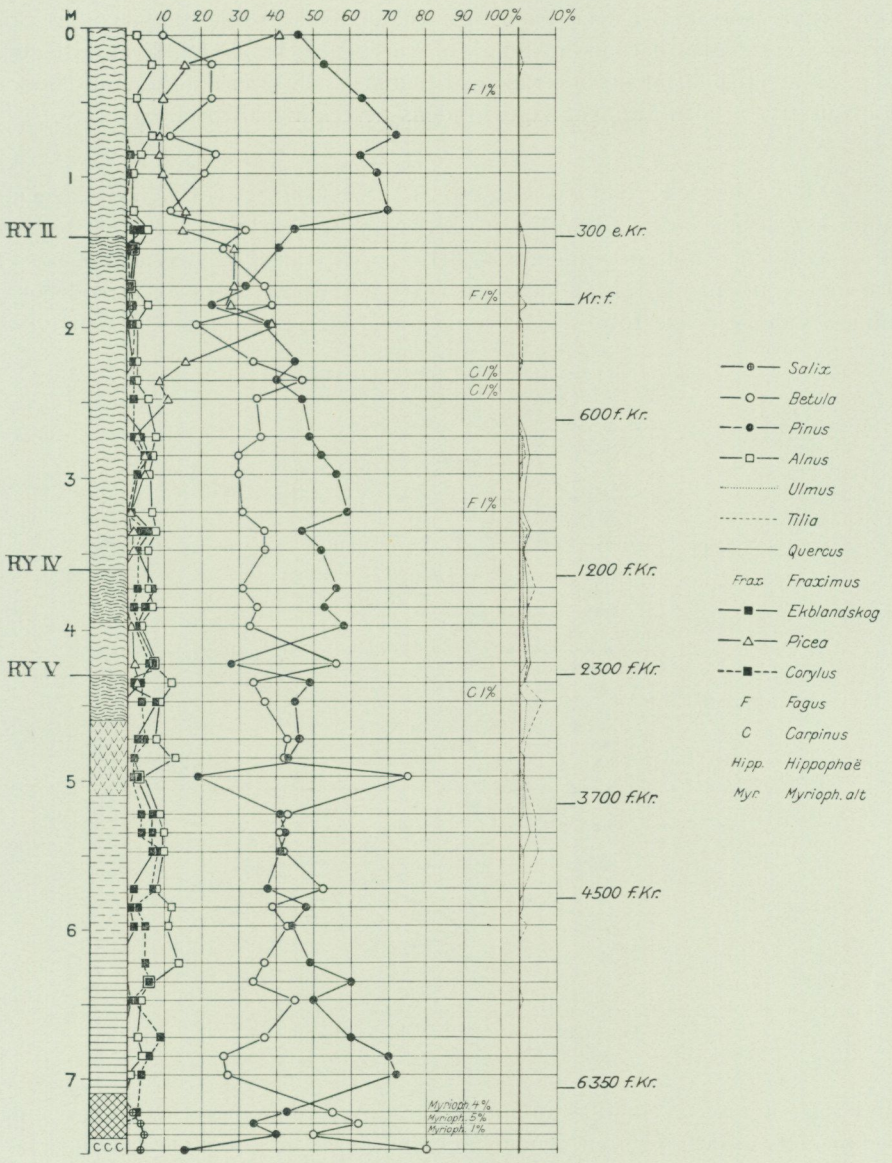


Fig. 42. Pollendiagram från Kasemossen. Jordartsbeteckningar som å fig. 41. Pollenanalysen utförd av R. Sandegren och C. Larsson.

KASEMOSSEN ligger Ö om Kasen i Blomskogs socken och 182 m ö. h. Den har en areal av 18 har och utgöres av en högmosse med gles randskog av martallar. En centralt genom mossen från V till Ö gående profil återges å Fig. 41. Då mossens bäcken ligger ovanför högsta marina gränsen, uppstod efter isens bortsmältande en sjö. I denna avsattes först svämlera

och senare sötvattensgyttja, båda med rik diatomacéflora. I gyttjan utgöra diatomacéskalen jordartens huvudmassa, varför den har karaktär av kiselgur. Fig. 42 är ett pollendiagram från profilpunkt 3. Av de i diagrammets högra kant utsatta årtalen framgår lagerföljdens utvecklingshistoria.

TORVMARK N OM GUSTAVSFORS. Torvmarken ligger i Vårviks socken, cirka 2 km N om Gustavsfors och 158 m ö.h. Den har en areal av 8 har och utgöres till största delen av en martallsbevuxen flackmosse. En mot V utlöpande flik är kärr. En år 1938 centralt i mossen utförd borrning visade den lagerföljd, som framgår av Fig. 43. Torvmarksjordarternas

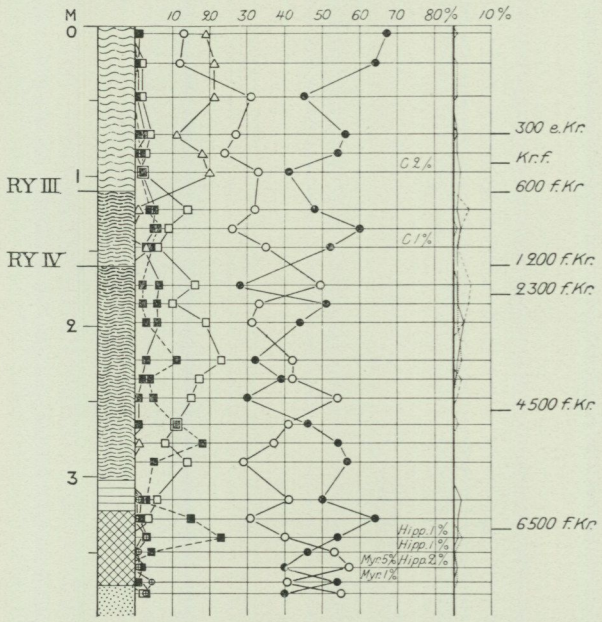


Fig. 43. Pollendiagram från torvmark N om Gustavsfors. Beteckningar som å fig. 41 och 42. Pollenanalysen utförd av R. Sandegren.

underlag utgöres av sand, som innehåller en rik diatomacéflora, angivande sedimentets avsättning i en grund havsvik (*Amphora commutata, Anomoeoneis sculpta, Diploneis interrupta, Mastogloia Braunii, Navicula peregrina* jämte vanliga sötvattensarter). På sanden följer sötvattensgyttja, som avlagrades i den lilla sjö, som uppstod, då torvmarkens bäcken genom landhöjningen avstängts från havet. I gyttjan har pollen av *Hippophaë* anträffats. Sjön växte småningom igen till ett starrkärr. Vid denna tid växte Gotlandsagen (*Cladium*) här, ty frukter av denna växt ha träffats i gyttjans översta och i starrtorvens understa del. Starrkärret övergick senare till mosse. Av de i diagrammets högra kant utsatta årtalen framgår lagerföljdens utvecklingshistoria.

GÄLLSNÄSMOSSEN ligger NV om Gällsnäs i Laxarby socken och cirka 150 m ö. h. Den har en areal av 2 har och utgöres av en delvis skogbevuxen flackmosse. En från Ö till V gående profil genom mossen återgives å Fig. 41. Profilen skär över en från N i mossen utskjutande moränudde. I profilsnittet ligga såväl mossytan som det på moränbottnen vilande gyttjelagret avsevärt högre på moränuddens östra än på dess västra sida, varför mossen torde ha uppkommit ur två olika bäcken. Vid sin höjdtillväxt har torven transgredierat över en lägre del av den skiljande moränbarriären, S om profilsnittet, varigenom de ursprungliga två små mossarna förenats till en. Av ett här ej reproducerat pollendiagram från profilpunkt 5 framgår, att gyttjan, som innehåller en rik flora av vanliga sötvattensdiatomacéer, tillhör samma tid som övre delen av starrtorven i Kasemossen. I gyttjan och i starrtorven ha frön av *Menyanthes trifoliata* anträffats, i starrmosstorven frukter av *Carex filiformis*. Nivån 2300 f. Kr. återfinnes 220 cm och nivån 600 f. Kr. endast 40 cm under ytan. Torvens höjdtillväxt har sålunda alltsedan järnåldern varit mycket obetydlig.

KUVETJÄRNSMOSSEN ligger i Torrskogs socken vid norra änden av Kuvetjärn och cirka 150 m ö. h. Den har en areal av 2 har och utgöres av delvis kärrartad flackmosse, genomfluten av Kuvetjärns avloppsbäck. En från Ö till V gående profil genom mossen återgives å Fig. 41. Torvmarksjordarternas underlag utgöres av berg. Under det skede, som faller mellan isens avsmältning och Kuvetjärns avstängning från havet, har intet sediment avlagrats, möjligen beroende på strömningsrörelser i vattnet i det smala sund, platsen då utgjorde. Efter Kuvetjärns isolering har mer än 5.5 m sötvattensgyttja avsatts. På mellan 2.5 och 3 m:s djup under ytan ha fruktstenar av *Potamogeton* sp. anträffats. Slutligen växte sjöns nordligaste vik igen. Fig. 44 är ett pollendiagram från profilpunkt 3, som visar utvecklingens gång. Det översta lagret består av material, som lagts på den naturliga markytan vid upprensning av avloppsbäcken.

FLATEMOSSEN ligger Ö om Flatetjärn i Ärtemarks socken och 108.5 m ö. h. Den har en areal av 30 har och utgöres av en högmosse, i N och S omgiven av odlade kärrmarker. En centralt genom mossen från V till Ö gående profil återgives å Fig. 41. Torvmarksjordarternas underlag utgöres av varvig lera, som uppåt övergår i lergyttja. På denna följer mäktig sötvattensgyttja. Slutligen har sjön växt igen och mossen uppkommit. Fig. 45 är ett pollendiagram, från profilpunkt 2, som visar utvecklingens gång. Märkligt är, att varken den varviga leran eller lergyttjan innehålla saltvattensdiatomacéer. I båda har pollen av *Hippophaë* anträffats, och av pollendiagrammet framgår för övrigt, att dessa lager avlagrats under samma skede som den saltvattensdiatomacéförande sanden under mossen N om Gustavsfors. Från samma skede förskriva sig även de sid. 143—145 beskrivna marina skalgrusbankarna, men i sedimenten under Flatemossen ha endast sötvattens-

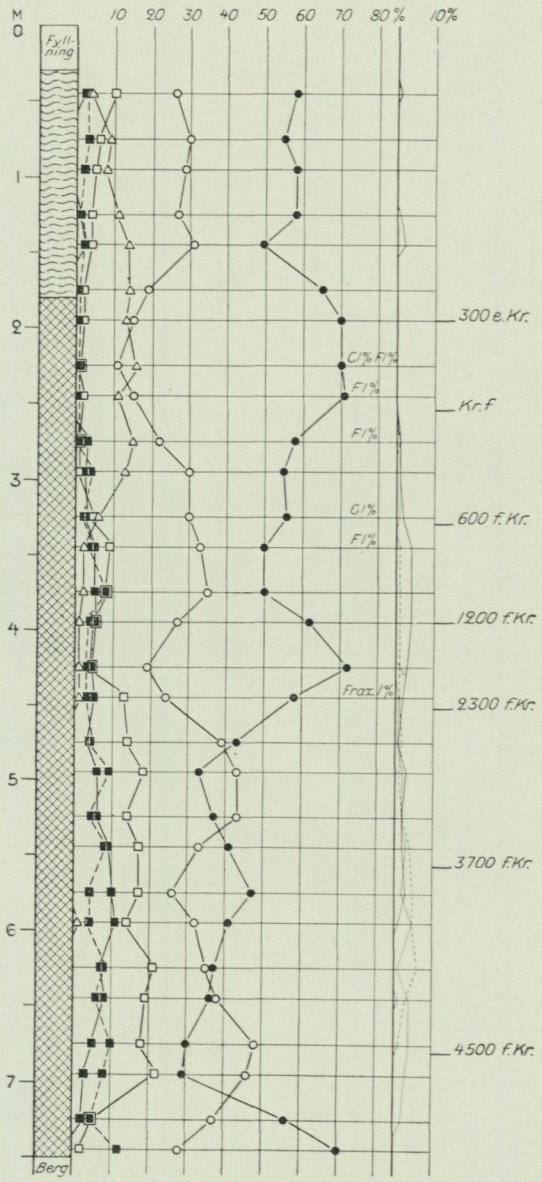


Fig. 44. Pollendiagram från Kuvetjärnsmossen. Beteckningar som å fig. 41 och 42. Pollenanalysen utförd av Rangela Sandegren.

diatomacéer anträffats. Förklaringen torde vara följande:[1] Vid isens avsmältning följde det från iskanten utströmmande, slammättade och därför tyngre smältvattnet havsbottnen, medan det från havet som reaktionsström in

[1] R. Sandegren: Svenska nivåförändringsproblem. — Medd. fr. Dansk Geol. Foren., Bd 11, H. 1, 1946, sid. 127—128. København 1947.

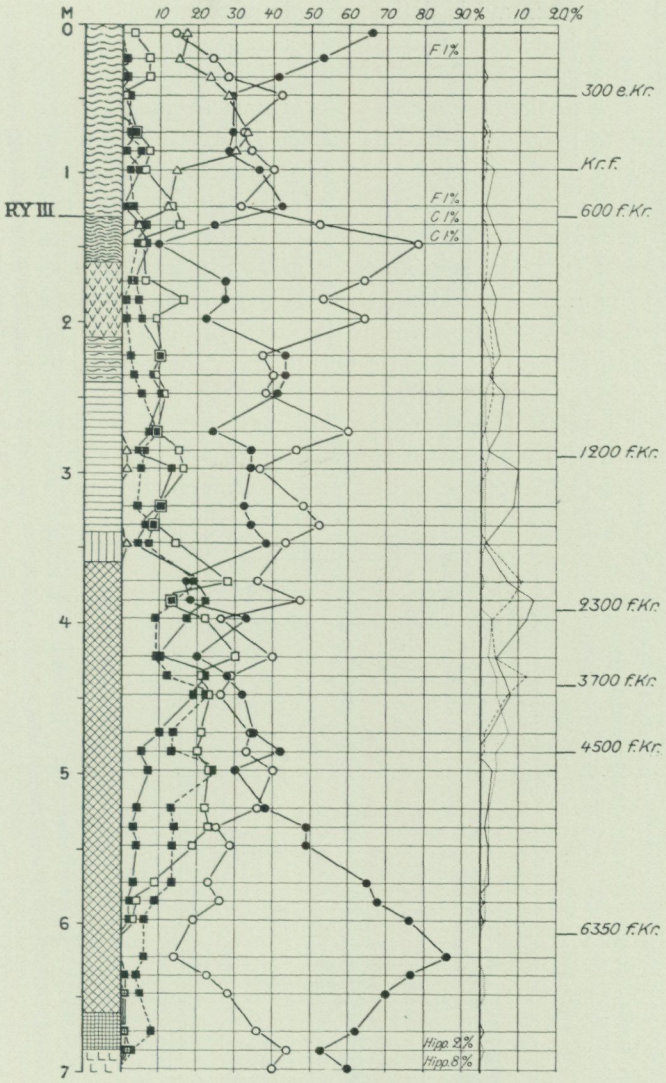


Fig. 45. Pollendiagram från Flatemossen. Beteckningar som å fig. 41 och 42. Pollenanalysen utförd av R. Sandegren och C. Larsson.

emot iskanten och land inströmmande salta och lättare havsvattnet inträngde i fjordarna som ett mer eller mindre mäktigt ytskikt. Med detta följde saltvattensdiatomacéer och de marina molluskernas yngel. I Lelångens djupa dal hade det undre sötvattenslagret stor mäktighet och torde ha strömmat mot söder med så stor hastighet, att mikroorganismer, som förefunnos i det övre saltvattenslagret, icke kunde sedimenteras där, utan endast inom sådana områden, där vattnet var så grunt, att saltvattenslagret nådde ända ned till bott-

nen, d. v. s. i närheten av de dåtida stränderna. Ett annat förhållande av intresse må här omnämnas. I understa delen av den på Flatemossens lergyttja vilande sötvattensgyttjan ingår i diatomacéfloran ett tydligt inslag av arenariaformer *(Cymatopleura elliptica, Epithemia turgida, Gyrosigma attenuatum)*, medan sådana icke anträffats varken i sötvattensgyttjorna i ovan MG belägna bäcken (L. Mosstakanmossen, Kasemossen) eller i torvmarkens N om Gustavsfors, Gällsnäsmossens eller Kuvetjärnsmossens sötvattensgyttjor. Arenariafloran tillhörde fjordarnas djupvatten och är i sötvattensgyttjan under Flatemossen att betrakta som relikt från fjordtiden. Jämför diatomacélistorna i beskrivningarna till kartbladen Värmlandsnäs och Väse, Sver. Geol. Unders., Ser. Aa, N:o 143 och 151, där arenariaformerna dominera såväl i sedimenten från fjordtiden som i de egentliga Vänersedimenten.

GAMRITJÄRNSMOSSEN ligger Ö om Kråkvikens station i Vårviks socken, vid nordöstra sidan av Gamritjärn, 96 m ö. h. Den har en areal av 4.5 har och utgöres av högmosse. En år 1938 centralt i mossen ut-

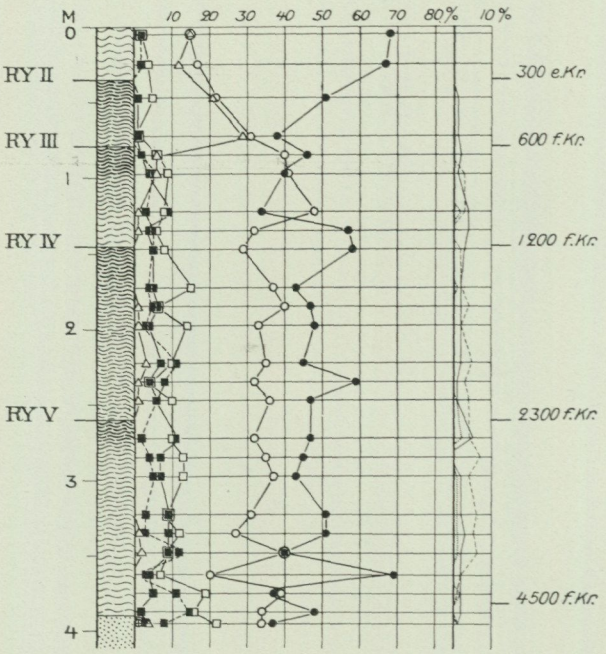


Fig. 46. Pollendiagram från Gamritjärnsmossen. Beteckningar som å fig. 41 och 42. Pollenanalysen utförd av R. Sandegren och C. Larsson.

förd borrning visade den lagerföljd, som framgår av Fig. 46. Lagerföljden består alltigenom av vitmosstorv, vilande på sand. Mossen har bildats genom försumpning, orsakad av de rika källsprång, som komma från härvarande isälvsavlagringar. Gamritjärn är en genom torvens höjdtillväxt uppdämd göl, som framgått ur mossens sydvästra laggområde. I lagerföljden äro RY V—RY II vackert utbildade, se Fig. 46.

Svämbildningar

Med svämbildningar förstås sådana ler- och sandavlagringar, vilka till stor del såsom omlagringsprodukter av äldre sediment avsatts dels i lokala, ovan havsytan belägna sjöar, dels inom de rinnande vattendragens översvämningsområden eller vid deras mynning i sjö eller hav. Svämbildningarna äro i allmänhet rika på organiskt material, främst olika avfallsprodukter från den högre vegetationen samt diatomacéer och andra mikroorganismer, som bruka ingå i gyttjorna.

Svämlera är en i fuktigt tillstånd vanligen mörkgrå, på finfördelade växtfragment rik jordart. Vid ökad halt av gyttjematerial resp. lämningar av högre växter uppkomma övergångsformer till gyttja och torv. Svämleran är till sin konsistens lättare och luckrare än övriga leror. Efter torkning erhåller den en ljusare, stundom rent grå färg.

Inom bladet Vårvik uppträder svämlera endast i helt obetydlig utsträckning och, såsom av bildningssättet framgår, företrädesvis inom låglänta och sanka marker. Större områden med svämlera finnas vid Öv. Fillingen i Ärtemarks socken kring en här framflytande bäck samt V om Sundsbyn i Blomskogs socken kring den å, som rinner från Olerudsjön till Lelången.

I Svanskogs socken har A. Hj. Olsson genom borrning uppmätt tvenne profiler genom svämbildningar. Den ena, belägen vid Mellan Svans södra ände, visade följande lager:

A. 0.6 m svämlera, brungrå. Ett prov taget 0.3 m under ytan innehöll ymnigt med ormbunkssporer samt följande pollenflora: *Pinus* 27 %, *Betula* 44 %, *Alnus* 21 %, *Quercus* 2 %, *Tilia* 6 % (*Corylus* 4 %), som otvivelaktigt hänför provets ålder till ett skede av värmetiden före granens invandring.
B. 0.1 m sand, fin.
C. 0.7 m + senglacial lera.

Den andra, belägen NNO om Skeppenäs vid mynningen av en från NV kommande bäck i Väster Svan, visade följande lager:

A. 1.6 m svämlera. Den översta, metermäktiga delen är mycket rik på organiskt material, gyttjeartad. Ett 0.5 m under ytan taget prov innehåller sötvattensdiatomacéer tillhörande släktena *Caloneis, Cymbella, Eunotia, Melosira, Navicula, Pinnularia* och *Tabellaria* samt följande pollenflora: *Pinus* 29 %, *Picea* 11 %, *Betula* 41 %, *Alnus* 16 %, *Tilia* 3 % (*Corylus* 2 %). Provets ålder nära RY III, cirka 600 f. Kr.
B. 0.1 m svämsand.
C. 0.2 m svämlera.
D. 1.8 m gyttja, brungrå. Ett 2.5 m under ytan taget prov innehåller sötvattensdiatomacéer av släktena *Cymbella, Diploneis, Epithemia, Eunotia, Gomphonema, Melosira, Navicula, Pinnularia, Stauroneis* och *Surirella* samt följande pollenflora: *Pinus* 67 %, *Betula* 22 %, *Alnus* 8 %, *Tilia*

2 %, *Salix* 1 % (*Corylus* 2 %). Provets ålder värmetid efter 4500 f. Kr.

E. 0.6 m senglacial lera, blå, styv.

F. Morän.

Järnockra och sjömalm

Genom inverkan av humussyrerikt vatten urlakas järnet ur de i grusavlagringar ingående järnhaltiga mineralkornen. Grundvattnet kommer då att innehålla järn i löst form, som följer med grundvattenströmmen. Där järnhaltigt grundvatten framträder i källor, i sanka sluttningar eller på bottnen av sjöar, utfälles järnet under medverkan av växtligheten såsom en finkornig, lös massa, järnockra. Denna hårdnar småningom och bildar kakor, klumpar eller kulor, som kallas myrmalm eller sjömalm alltefter den miljö, där den bildats. Hithörande bildningar ha stor utbredning i vårt land, men äro huvudsakligen knutna till höglänta trakter, belägna ovanför eller i närheten av marina gränsen och där jordarten utgöres av morän eller grus- och sandavlagringar. Inom lågt liggande trakter med övervägande leriga jordarter äro sjö- och myrmalmer sällsynta. Sjö- och myrmalmer äro mestadels mycket unga bildningar. Åtskilligt talar för att den kalla och nederbördsrika klimatperiod, som vid järnålderns början efterträdde den föregående värmetiden, medfört en kraftig stegring av sjö- och myrmalmsbildningen.[1]

Inom bladet Vårvik har stark inblandning av järnockra iakttagits i små sänkor i moränmarken S om Backögården i Laxarby socken. Sjömalm finnes bl. a. i Svanskogs socken vid stranden av Ömmeln, Ö om Sandviken. Den bildar där mörkbruna, oregelbundet rundade klumpar med 1—6 cm:s genomskärning.

Klimatets och vegetationens utveckling

Med stöd av de i de senkvartära lagerföljderna inbäddade fossila djur- och växtlämningarna och av lagerföljdernas vittnesbörd om de förhållanden, under vilka de kommit till, skall här lämnas en kort redogörelse för klimatets och vegetationens utveckling under senkvartär tid inom den trakt, bladet Vårvik omfattar (jfr nedanstående tabell, som därjämte ger en översikt av ur olika synpunkter gjorda indelningar av den senkvartära tiden samt av de olika avdelningarnas relation till varandra, till de arkeologiska perioderna och till den historiska tideräkningen).

När isen under Yoldiatid smälte bort från trakten, nådde havet upp till högsta marina gränsen. Området utgjorde då en i talrika större och mindre öar uppdelad skärgård, där smala sund och breda fjordar skilde de olika landområdena åt, Fig. 40. Klimatet var icke direkt arktiskt, ty isens snabba bortsmältande under denna tid måste ha betingats av en relativt hög lufttempera-

[1] Einar Naumann: Södra och mellersta Sveriges sjö- och myrmalmer. — Sver. Geol. Unders., Ser. C, N:o 297, 1922.

Översikt av den senkvartära tidens indelning

Geokronologiska skeden (enl. De Geer)	Vänerområdets utveckling (enl. von Post)	Baltiska havets utveckling (enl. Munthe)	Klimatskeden (enl. Sernander)	Rekurrensytor (enl. Granlund o. Lundqvist)	Arkeologiska perioder (enl. Montelius)	År före och efter Kr. f.
					Historisk tid	—
			Subatlantisk tid	I		1 000
	VG 5	Limnæahavet		II	Järnåldern	Kr. f.
			Gränshorisonten	III		
	VG 4		Subboreal tid	IV	Bronsåldern	1 000
		Litorinahavet		V	Hällkisttid / Gånggriftstid (Stenåldern)	2 000
			Atlantisk tid	VI	Döstid / Trindyxtid (Stenåldern)	3 000
				VII	Kjökkenmöddingtid (Stenåldern)	4 000
Postglacialtid	VG 3 — Storvänerns tid	LG			Benåldern	5 000
	VG 2		Boreal tid			6 000
	VG 1	AG				
	VFG 5	Ancylussjön				7 000
	VFG 4 — Havsfjärdstadiet					
	VFG 3					
Finiglacial tid	VFG 2		Subarktisk tid			8 000
	VFG 1	Yoldiahavet				9 000
Gotiglacial tid	Vänern fylld av is	Baltiska issjön	Arktisk tid			10 000
						11 000

tur. Härom vittnar även den äldsta vegetation, som tog de isfria öarna i besittning och av vilken fossila lämningar träffas i bottnen av ovanför marina gränsen belägna torvmarksbäcken och i fjordsedimenten från denna tid. Inga lämningar av arktisk flora ha nämligen träffats här, utan skogar av björk, tall och *Salix*-arter torde rätt snabbt ha koloniserat den nyvunna marken. Som skogarnas förelöpare uppträdde havtornet *(Hippophaë rhamnoides)*.[1] Denna buske, som i nutiden har stor utbredning vid Bottniska vikens stränder, koloniserar där ny mark, som torrlägges genom landhöjningen, men då den ej tål beskuggning, undantränges den successivt av andra buskar och träd och uppträder därför endast omedelbart invid stranden. Inom bladet Vårvik har fossilt pollen av *Hippophaë* iakttagits i de äldsta sedimenten under Flatemossen i Ärtemarks och under torvmarken N om Gustavsfors i Vårviks socken. När skogen hunnit tätna och ingen ny mark blottades genom landhöjning, dog *Hippophaë* ut i dessa trakter.

Under havsfjärdstadiet uppträdde marina, skalbärande djur (balanider, musslor och snäckor) utmed stränderna, och deras skal hopades under landhöjningen till skalgrusbankar. Fjordarna krympte emellertid snabbt samman, och redan på tidiga landhöjningsstadier isolerades sjöarna från Vänerfjärden (Ömmeln när havsstranden nått 123.1, Ö. Silen 102.5, V. Silen 96.7 och Lelången 93.7 metersnivån), men redan ännu tidigare, senast när havsstranden stod omkring 125 m ovan nuvarande havsyta, torde även ytvattnet inom Vårviksbladets fjordar praktiskt taget ha varit sött. Bottenvattnet var, som ovan sid. 156—158 nämnts, sött även under fjordtiden. Redan omkring VFG4:s tid synes sålunda trakten i stora drag ha erhållit den ännu rådande fördelningen av land och vatten.

Under senare delen av havsfjärdstadiet, som sammanföll med förra delen av boreal tid, förbättrades klimatet snabbt, i det att såsom av pollendiagrammen framgår, alm, hassel och ek började uppträda. Vid det skede, som tillhör VG 1 och Ancylussjöns transgressionsmaximum, cirka 6350 f. Kr., invandrade alen till trakten, och då uppträdde den numera härifrån helt försvunna Gotlandsagen, *Cladium mariscus*, vid torvmarken N om Gustavsfors. Under senare delen av boreal och förra delen av atlantisk tid visa pollendiagrammen stigande frekvenser av al, alm, ek och hassel, och vid tiden för VG 3 och Litorinahavets maximitransgression, cirka 4500 f. Kr., invandrade även linden.

Den atlantiska tiden samt begynnelseskedet av subboreal tid fram till gånggriftstid erbjödo det gynnsammaste och varmaste klimat, som rått under postglacialtiden. Lövskogar torde då ha beklätt en stor del av områdets mark, särskilt i dalgångarna och kring sjöarna, och i dessa lövskogar spelade de ädla lövträden, såsom pollendiagrammen visa, en betydande roll. Vidare uppträdde då i dessa trakter den från Norden numera helt försvunna sjönöten, *Trapa natans*. Inom bladet Vårvik ha dess fossila frukter visserligen icke anträffats, men i Svanskogs socken, strax utanför östra bladgränsen, inne på

[1] R. Sandegren: *Hippophaë rhamnoides* L. i Sverige under senkvartär tid. — Sv. Botan. Tidskr. Bd 37, 1943.

bladet Säffle, föreligga sådana fynd från tvenne platser, nämligen en mosse S om Hallanda och en mosse SO om Gränsjön. På båda ställena har sjönöten träffats i lager, som tillhöra stenålderns senare del eller möjligen äldsta bronsåldern. Människan hade sannolikt redan under ett tidigt skede av stenåldern invandrat till trakten, ehuru de äldsta, här bevarade fasta fornlämningarna utgöras av hällkistor.

Under subboreal tid visa ekblandskogens, hasselns och alens kurvor i pollendiagrammen en småningom skeende nedgång. Detta förhållande anger otvivelaktigt en pågående försämring av klimatet, d. v. s. en sänkning av medeltemperaturen. Granen började uppträda i trakten, till en början visserligen endast i helt låg frekvens, men nådde vid periodens slut plötsligt en mycket stark ökning. Sporadiska förekomster av pollen av bok och avenbok under senare delen av subboreal och förra delen av subatlantisk tid angiva, att dessa träd, ehuru som ett sparsamt inslag, givit en gästroll i dessa trakter under nämnda skede.

Upprepade växlingar mellan torrare och fuktigare klimatperioder ha ägt rum under postglacialtiden. Den första av dem, som iakttagits inom bladet Vårvik, inträffade under gånggriftstid och representeras i mossarna av RY V (cirka 2300 f. Kr.). Nästa klimatomslag av denna karaktär inträffade vid mitten av bronsåldern (RY IV, cirka 1200 f. Kr.). Vissa förhållanden tyda på att klimatet, som under stenåldern var atlantiskt, d. v. s. i stort sett varmt och fuktigt, under bronsålderns senare del var kontinentalt, med torra, varma somrar, men rätt kalla vintrar. Under detta skede var vattenståndet i sjöar och älvar lägre än nu. Detta framgår bl. a. av en av A. Hj. Olsson 1918 undersökt mosse vid Edslans strand, SSO om Sannerud i Laxarby socken. Mossens numera skogbevuxna yta ligger 1 m över Edslan. En borrning visade följande lager:

A. 4.2 m vitmosstorv.
B. 0.2 m gyttja, mörkt grågrön.
C. Morän.

Vitmosstorvens övre del användes till torvströ, men i torvgravarnas botten, nära 1 m under Edslans nuvarande vattenyta, träffas ett lager av på rot stående stubbar, lämningar av en bronsåldersskog. När denna växte här, måste vattenståndet i Edslan ha varit minst 1 m lägre än nu.

Vid övergången mellan brons- och järnåldern inträffade det omslag från torrt till fuktigt klimat, som i högmossarna representeras av RY III, den sedan länge från nordtyska och svenska högmossar bekanta »gränshorisonten». Gränshorisonten är den i södra Sverige oftast uppträdande och skarpast markerade av rekurrensytorna och var länge den enda av dessa, som uppmärksammats i vårt land. I det Sernanderska klimatväxlingsschemat representerar den »den postglaciala klimatomstörtningen», omslaget från den subboreala periodens varma och torra till den subatlantiska tidens kalla och fuktiga klimat. Numera vet man, såsom i det föregående omtalats, dels att flera sådana omslag från torrt till fuktigt klimat ägt rum under postglacialtiden, dels att

temperaturen, som nådde sitt postglaciala maximum under atlantisk tid, redan under subboreal tid började falla. Det står emellertid fortfarande fast, att klimatomslaget vid övergången mellan brons- och järnåldern innebar såväl en sänkning av temperaturen som en ökning av nederbörden, vilken medförde höjning av vattenståndet i sjöar och älvar. Medeltemperaturen var sålunda under förra delen av subatlantisk tid lägre än nu. Det är denna under subboreal och förra delen av subatlantisk tid fortgående temperatursänkning, som åstadkom de regionförskjutningar i vegetationen, varom fossilfynd av köldömma växter norr om deras nuvarande utbredningsgränser och av trädstubbar i torvlager ovanför den nuvarande trädgränsen i fjälltrakterna bära vittne. Sernander har framkastat den tanken, att sagans fimbulvinter, »då kornet ej mognade», är ett av traditionen bevarat minne av denna klimatkatastrof. Pollendiagrammen från bladet Vårvik visa tydligt, huru ekblandskog, al och hassel under subatlantisk tid trängts undan av gran och tall, vilka jämte björk under hela perioden, liksom i nutiden, helt dominera i skogsbestånden. Att växlingar mellan torrare och fuktigare klimatperioder ägt rum även längre fram i subatlantisk tid, framgår av förekomsten av RY II och RY I.

Det under förra delen av subatlantisk tid utpräglat ogynnsamma klimatet synes fram emot vår tid alltmera ha mildrats. Vidare ge torvmarkernas nutida vegetation vid handen, att vi befinna oss i en relativt torr klimatperiod.

Jordarternas praktiska användning

Moränen har endast inom de ovanför högsta marina gränsen belägna områdena, där den är rik på finjord, i större utsträckning funnit användning som åkermark. Nedanför denna gräns har den på grund av sin storblockiga och svårbrutna beskaffenhet blott i ytterst ringa grad blivit uppodlad och då endast i anslutning till närliggande ler- eller sandmarker. Moränen är alltid en förträfflig skogsmark för såväl barrträd som lövträd, varför den mesta moränen i dessa trakter är skogbevuxen. Den olikhet i moränens sammansättning, som betingas av berggrundens beskaffenhet, har ett tydligt inflytande på skogsväxten. Sålunda ge kalkstenar, lerskiffrar och grönstensbergarter upphov till bördiga jordmåner, medan kvartsiter och kvartsitsandstenar, som äro mest motståndskraftiga mot förvittring, bilda ytterligt karga sådana. Gnejs- och granitbergarterna intaga i jordmånsavseende en mellanställning.

Isälvsgruset lämpar sig på grund av sin storstenighet ej till åkerjord, och den lätthet, varmed det genomsläpper nederbörden, gör, att marken lätt torkar ut. Däremot är det en utmärkt skogsmark, särskilt för tallskog. Isälvsgruset finner vidare på grund av sin renhet från fint bergartsmjöl och sin sortering efter olika kornstorlek, liksom i viss mån även svallgrus och strandgrus, användning för en mängd olika ändamål, såsom järnvägs- och väggrus, inom byggnadsindustrien o. s. v. Grustag finnas t. ex. i åsarna vid Kråkviken, Krokfors och Hökenäs i Vårviks och S om Hollsten i Laxarby socken.

Den senglaciala leran och i anslutning till denna uppträdande sand erbjuda bladområdets viktigaste åkerjord.

De små förekomsterna av marint skalgrus ha lokalt utnyttjats till »hönsfoder».

Av torvslagen lämpar sig kärrtorven väl till odling och har i rätt stor utsträckning tagits i bruk för detta ändamål. En del torvmarker kunna med fördel dräneras för skogsväxt. Bränntorvtillverkning förekommer icke inom bladområdet, ehuru den högförmultnade vitmosstorven och även lövkärrtorven erbjuda ett gott material härtill. De högförmultnade kärrtorvslagen kunna användas till jordförbättringsmedel på ler- och sandjord. Den lågförmultnade vitmosstorven utnyttjas flerstädes vid torvströtillverkning för det lokala behovet. Så har skett t. ex. vid Bergane, Björkheden och Mosstakan i Edsleskogs, vid Sannerud i Laxarby, vid Flatan och Hökhult i Ärtemarks, vid Håboda i Torrskogs och N om Ämneskog i Långseruds socken.

Källor

Vid den geologiska undersökningen av området ha följande källor blivit antecknade.

Edsleskogs socken:

SO om Hollsten	+ 5,5° C	(lufttemp. + 20,5° C)	11/7 1945
Klöverud	+ 10° C		3/8 1917

Laxarby socken:

NV om Stigen	+ 6° C		25/6 1941
S om Ödegårdstjärn	+ 8° C		24/7 1936
Dälpan	+ 9° C		31/7 1936
NV om Dälpan	+ 9° C		31/7 1936
Svarttjärn	+ 10° C		17/7 1937

Ärtemarks socken:

NO om Vårdalstjärn	+ 7° C		kl. 15, 16/6 1939
Ö om Lund	+ 11° C		10/9 1937
Ö om Rolfsbyn			

Vårviks socken:

V om Gravtjärnshögen	+ 6° C		9/8 1937
Kråkviken	+ 7° C	(lufttemp. + 20° C)	kl. 11, 7/6 1939
V om Tarsnäs	+ 8° C		kl. 15, 25/6 1938
SO om Hjortnäs	+ 10° C		24/8 1937
Ö om Stortjärn	+ 10° C		5/7 1939
Vattenbäcken	+ 10° C		10/7 1939
Skifors	+ 10° C	(lufttemp. + 19° C)	kl. 11,40, 22/8 1939
Gunnesbyn			

Svanskogs socken:

Myrebacka	+ 6° C	(lufttemp. + 14,5° C)	kl. 14, 16/7 1942
Hugnerud	+ 10° C		6/7 1917
Kyrkudden	+ 12° C		2/7 1918

Silleruds socken:

Lövåsen	+ 6° C	(lufttemp. + 15° C)	kl. 8.30,	11/9 1940
S om Långfors	+ 6° C			7/7 1941
S om Bjurdalen	+ 8° C	(lufttemp. + 22° C)	kl. 16,	7/9 1942
Hjällen	+ 10° C			11/9 1941
S om Rök	+ 10° C	(lufttemp. + 25° C)	kl. 10,	13/7 1942
Sätra	+ 11° C	(lufttemp. + 21° C)	kl. 14,	25/8 1941

Fornlämningar

De under den geologiska rekognosceringen gjorda fornminnesuppteckningarna ha granskats och kompletterats av Riksantikvarieämbetets fornminnesavdelning, som överlämnat nedanstående fornminnesförteckning.

Laxarby socken:

Två gravhögar SO om Solvik på den s. k. Strömbergskullen, den ena 6, den andra 8—10 m i diameter.

Ett röse S om Sundginge på liten udde vid stranden av Edslan.

Ett röse på åsen strax SV om Hollsten. Röset mäter 6 m i diameter och består av huvudstora kullerstenar.

Ärtemarks socken:

Ett röse vid Gottarsbyn.

Ett röse V om Gottarsbyn.

Ett gravfält med 4 runda rösen, varav ett osäkert, på udden NO om Herrenäs. Diameter 7—14 m.

Ett röse på södra kanten av Egesknattens topplatå, 6.5 × 7.5 m i diameter.

Torrskogs socken:

En hällkista vid vägskälet V om Hulta.

Vårviks socken:

En hällkista Ö om Hjortnäs.

Ett röse på toppen av Egesknatten, 11.5 × 16 m i diameter.

Silleruds socken:

Tre rösen på udde vid stranden av Östra Silen NV om Egenäs och S om Sandnäs.

Svanskogs socken:

Grundmurar av Hedane gamla kapell på Kyrkudden vid västra stranden av Ämneskogssjön, nu knappast synliga.

BERGGRUNDSKARTA TILL BLADET VÅRVIK

AV
WALTER LARSSON

SKALA 1:100 000

0 1000 2000 3000 m

Diabasgångar

Kvarts, delvis breccia

Pegmatit

Dalformationen
- Breccia, starkt kalkig
- Lianeskiffer
- Kvartsit
- Lerskiffer
- Kloritsten
- Kvartsitsandsten
- Konglomerat och arkos

Grönstensgångar

Breccia (Gartjärn)

Kroppefjällsgranit

Intermediär granit

—»— —»—, ögonförande

Åmålsgranit

Diorit

Åmålsformationen
- Effusiv grönsten
- Porfyrit
- Granitisk leptit
- Porfyr, delvis leptitisk
- Fältspatkvartsit

Amfibolitisk ådergnejs och täljsten

Grå ådergnejs } av övervägande supra-

Rödgrå —»— } krustalt ursprung

Strukturell utbildning:

Hornbländeporfyroblastiska bergarter

Kataklastiskt skiffriga bergarter

Gnejsigt skiffriga bergarter

Slirgnejsiga bergarter (yngre förgnejsningsfas)

Ådergnejsiga bergarter (äldre förgnejsningsfas)

Förkastning

40° Parallellstruktur, strykning och stupning

Vertikal parallellstruktur

10° Lineärstruktur, strykning och stupning

Horisontell lineärstruktur

Täljstensbrott

Kismalmsskärpning

AB KARTOGRAFISKA INSTITUTET
ESSELTE AB. STOCKHOLM 1949

Ser. Ba.

N:o 14 Jordartskarta över södra och mellersta Sverige. Efter de geologiska kartbladen sammandragen vid S. G. U. av K. E. Sahlström. Skala 1:400 000.
Mellersta bladet, tryckt 1947 15,00
Södra bladet, tryckt 1948 15,00
Norra bladet, tryckt 1949 15,00

Ser. Ca.

N:o 21 LUNDQVIST, G., Beskrivning till jordartskarta över Kopparbergs län. Skala 1:250 000. 1951 20,00

» 27 CALDENIUS, C., and LUNDSTRÖM, R., The landslide at Surte on the river Göta älv.—Special chapters by B. FELLENIUS and E. MOHRÉN. With 5 plates. 1956. 16,00

» 31 BORELL, R., och OFFERBERG, J., Geokronologiska undersökningar inom Indalsälvens dalgång mellan Bergeforsen och Ragunda.—Med 6 planscher. With English summary. 1955 3,50

» 37 GAVELIN, S., och KULLING, O., Beskrivning till berggrundskarta över Västerbottens län. Karta i skala 1:400 000. With English summaries. 1955 45,00

Rapporter och meddelanden i stencil

1. Utredning rörande det svenska jordbrukets kalkförsörjning 1—2. 1931 (Kartorna utgångna) 15,00
2. Sveriges lodade sjöar. Sammanställning av K. E. Sahlström 1945 . . 3,00
3. Rapport över manganmalmsletningen i Jokkmokks socken 1940—48 av O. H. ÖDMAN. Med 4 kartor 4,00

PRINTED IN SWEDEN

Distribueras genom

Generalstabens Litografiska Anstalts Förlag, Drottninggatan 20. Stockholm 16.